GÜFBED/GUSTIJ (2015) 5 (1): 1-23
Research/Araştırma

Depremselliğin Fraktal Boyutu ve Beklenen Güçlü Depremlerin Orta Vadede Bölgesel Olarak Tahmini Üzerine Bir Modelleme: Doğu Anadolu Bölgesi, Türkiye

Serkan ÖZTÜRK*
Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, TR-29100, Bağlarbaşı, Gümüşhane.

Geliş tarihi/*Received* 08.09.2014
Düzeltilerek geliş tarihi/*Received in revised form* 18.12.2014
Kabul tarihi/*Accepted* 25.12.2014

Özet

Bu çalışma kapsamında, Doğu Anadolu bölgesi (Türkiye) için depremlerin oluş sürecindeki düzensizliklerinin bir ölçüsü olan fraktal boyut ile beklenen depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmini üzerine bir modelleme yapılmıştır. Bu amaçla, öncelikle Doğu Anadolu bölgesi depremleri için sismotektonik b-değeri ile fraktal boyut Dc-değeri arasında en uygun ve en güvenilir istatistiksel ilişki belirlenmeye çalışılmıştır. Bu uygulama için; (1) En Küçük Kareler Yöntemi (L_2 Norm), (2) En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma (L_1 Norm), (3) Ortogonal Regresyon (Toplam En Küçük Kareler) ve (4) Robust Regresyon olmak üzere dört farklı regresyon yöntemi uygulanmıştır. Ayrıca, göreceli yoğunluk ve oluşum bilgisi haritalarının birleştirilmesi ile Doğu Anadolu bölgesinde beklenen güçlü depremlerin bölgesel olarak tahmini için birleşik tahmin haritası oluşturulmuştur. Analizler için kullanılan deprem kataloğu, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden derlenmiştir. Katalog, süre magnitüdü M_D için homojendir ve 1 Ocak 1970 ile 1 Ocak 2014 yılları arasında magnitüdü 1.0-6.6 arasında değişen 30462 depremi içermektedir.

Birincil amaç olarak, Doğu Anadolu bölgesi için fraktal boyut Dc-değeri ve sismotektonik parametre b-değeri ile tanımlanan uzay, zaman ve magnitüd dağılımlarındaki fraktal bir yapıya sahip olan depremselliğin ortaya konması hedeflenmiştir. Bölgesel ölçekte detaylı bir değerlendirme yapabilmek için, Doğu Anadolu bölgesi 19 farklı sismotektonik alt bölgeye ayrılmıştır. İki sismotektonik parametre arasında daha güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki hesaplayabilmek için, dört farklı regresyon kullanılmıştır. Her bir regresyon için, ilişki katsayıları ile birlikte aşağıdaki doğrusal ilişkiler elde edilmiştir:

$Dc = 2.50 - 0.34 * b$, *En Küçük Kareler (L_2 Norm) için (r = -0.85)*
$Dc = 2.52 - 0.36 * b$, *En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma (L_1 Norm) için (r = -0.91)*
$Dc = 2.49 - 0.34 * b$, *Robust Regresyon için (r = -0.85)*
$Dc = 2.51 - 0.35 * b$, *Ortogonal Regresyon için (r = -0.89)*

Sonuçlar birbirine çok yakın olmakla birlikte, En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma yöntemi kullanılarak, Doğu Anadolu Bölgesi için Dc-değeri ile b-değeri arasında, güçlü bir negatif ilişkiye (r=-0.91) sahip $Dc = 2.52 - 0.36 * b$ ilişkisi elde edilmiştir. Bu negatif ilişki sismotektonik açıdan önemlidir ve Doğu Anadolu bölgesi için orta vadede bir deprem riskinden bahsedilebilir. Ayrıca bu istatistiksel ilişki literatürde mevcut olan diğer bölgesel ilişkilerle uyumludur ve daha güncel ve güvenilir olarak önerilebilir.

* Serkan ÖZTÜRK, serkanozturk@gumushane.edu.tr, Tel: (456) 233 74 25

İkincil amaç olarak, Doğu Anadolu bölgesi için depremlerin yoğunluğuna ve oluşum bilgilerine dayalı bir birleşik deprem tahmin haritası oluşturulması hedeflenmiştir. Analiz için, 1970-2014 yılları arasında 40 km'den daha sığ ve kesme magnitüdü Mc≥3.4 olan depremler kullanılmıştır. Tahmin haritasının bölgesel görünümü için, 0.075°x 0.075°'lik bir bölgesel grid aralığı kullanılmış ve olası M_D≥5.0 olan depremler için bölgesel olarak bir tahmin yapılmaya çalışılmıştır. 1 Ocak 1970 ile 1 Ocak 2024 yılları arasında Doğu Anadolu bölgesinde beklenen güçlü depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmin edilebilmesi için birleşik tahmin haritası hazırlanmıştır. Analiz sonucunda, Doğu Anadolu bölgesinde bazı bölgeler gelecekteki deprem potansiyeli açısından tehlikeli bölgeler olarak belirlenmiştir. Bu bölgeler; Aşkale fayı ve civarı, Van Gölü'nün batısı (Süphan fayı ile Erciş fayı arası), Yüksekova-Şemdinli fay zonu civarı, Ovacık fayı civarında ve kuzey kesimleri, Doğu Anadolu fay zonu üzeri ve güney batı ucu, Kuzey Anadolu fay zonunun Muş Bindirme zonu ile Pülümür fayı arasında kalan kısmı. Sonuç olarak, anomalilerin gözlendiği bu bölgelere dikkat edilmesi ve deprem aktivitesinin takip edilerek diğer jeofizik yöntemlerle birlikte değerlendirilmesi önerilir.

Anahtar Kelimeler: *Doğu Anadolu bölgesi, Deprem tahmini, b-değeri, Fraktal boyut, Regresyon, Göreceli yoğunlaşma, Oluşum bilgisi*

Fractal Dimension of Seismicity and a Modeling on the Intermediate-Term Forecasting for the Locations of Expected Strong Earthquakes: Eastern Anatolian Region, Turkey

Abstract

In the scope of this study, a modeling on the fractal dimension which is a measure of the complexity in the occurrence process of earthquakes and intermediate-term forecasting for the location of expected earthquakes for the Eastern Anatolian region (Turkey) were accomplished. For this purpose, the most suitable and reliable statistical relation was firstly tried to be determined between the seismotectonic b-value and fractal dimension Dc-value for the earthquakes in Eastern Anatolian region. Four different methods were applied for this application as; (1) Least Squares Regression (L_2 norm), (2) Least Sum of Absolute Deviations Regression (L_1 norm), (3) Orthogonal Regression (Total Least Squares) and, (4) Robust Regression. Also, a composite forecast map by combining the maps of relative intensity and pattern informatics is generated for the forecasting the locations of expected strong earthquakes in the Eastern Anatolian region. Earthquake catalogue used for the analyses was compiled from the Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute. Catalogue is homogeneous for duration magnitude, M_D and consists of 30462 earthquakes with magnitudes between 1.0 and 6.6 in the period between January 1, 1970 and January 1, 2014.
As the primary goal, it is intended to put forward the nature of seismicity which has a fractal structure in space, time and magnitude distributions, as quantified by the fractal dimension Dc-value and seismotectonic parameter b-value for the Eastern Anatolian region. The Eastern Anatolian region was divided into 19 different seismotectonic sub-regions in order to make a detailed assessment on a regional scale. In order to calculate more up-to-date and reliable statistical relation between two seismotectonic parameters, four different regressions were used. Thus, the relationship of $Dc = 3.07 - 0.53 * b$ *is computed with a strong negative correlation (r = -0.95) between b-value and Dc-value for the Western Anatolia earthquake distributions. For each regression, following linear relations with their correlation coefficients were estimated:*

$Dc = 2.50 - 0.34 * b$, *for Least Squares Regression, L_2 Norm, (r = -0.85)*

$Dc = 2.52 - 0.36 * b$, *for Least Sum of Absolute Deviations Regression, L_1 Norm, (r = -0.91)*

$Dc = 2.49 - 0.34 * b$, *for Robust Regression (r = -0.85)*

$Dc = 2.51 - 0.35 * b$, *for Orthogonal Regression (r = - 0.89)*

Although the results are very close to each other, using the Least Sum of Absolute Deviations Regression method, the relationship of $Dc = 2.52 - 0.36 * b$ *with a strong negative correlation (r=-0.91) is obtained between Dc-value and b-value for the Eastern Anatolian region. This negative relationship is important with respect to seismotectonic and an earthquake risk can be mentioned for the Eastern Anatolian region in intermediate-term. Also, this statistical relation is in accordance with the other regional relationships existing in literature and it can be suggested as more up-to-date and reliable.*

As the secondary purpose, it is intended to generate a composite forecast map based on the earthquake intensities and pattern informatics for the Eastern Anatolian region. For the analyses, the earthquakes with the cut-off magnitude Mc≥3.4 and with depths shallower than 40 km in time interval between 1990 and 2014 were used. For the regional imaging of the forecasting map, a regional grid of points with a grid of 0.075° by 0.075° was used and it is tried to forecast the locations of earthquakes with $M_D \geq 5.0$. *In the forecasting time interval between January 1, 1970 and January 1, 2024, the composite forecast map was prepared in order to detect the location of expected strong earthquakes in intermediate-term in the Eastern Anatolian region. In the result of analysis, some areas in the Eastern Anatolian region were detected as hazardous regions in terms of earthquake potential in the next. These regions are in and around Aşkale fault, the west of Van Lake (between Süphan fault and Erciş fault), around Yüksekova-Şemdinli fault zone, around and the north part of Ovacık fault, on and southwest end of the Eastern Anatolian fault and, a part of North Anatolian fault zone between Muş Thrust zone and Pülümür fault. Consequently, it is suggested that a special caution should be given to the anomalies in these regions and it must be evaluated with the other geophysical methods together by monitoring the earthquake activity.*

Keywords: *Eastern Anatolian region, Earthquake forecasting, b-value, Fractal dimension, Regression, Relative intensity, Pattern informatics*

1. Giriş

Bir sistemin veya bir sürecin fraktal özelliğe sahip olması o sistemin veya sürecin ölçekten bağımsız oluşu veya kendine benzer oluşuyla tanımlanır. Bu özelliğe sahip olan jeofizik sistemler veya süreçler, fraktal boyut kavramı kullanılarak bir güç yasası ile temsil edilebilirler. Depremselliğin fraktal boyutu ise deprem oluş sürecindeki düzensizliğin ve depremlerin yığılma özelliklerinin bir ölçüsüdür. Mandelbort (1982), depremler başta olmak üzere, birçok doğal olayın geometrilerinin fraktal tanımlarını yapmış ve bundan sonra çok sayıda karmaşık uzay-zaman dağılımlarının güç yasası ilişkileri ile fraktal dağılımları açısından tanımlanabileceği ve yorumlanabileceği birçok araştırmacı tarafından açıklanmıştır (Hirata, 1989; Öncel vd., 1995; Öncel ve Wilson, 2007; Roy vd., 2011; Öztürk, 2011; 2012). Bu çalışmalar, deprem oluşumunun uzay ve zaman dağılımlarının fraktal olduğunu göstermektedir. Sismotektonik değişkenler arasında fraktal ilişkilerin deprem tehlikesi çalışmaları üzerindeki potansiyel uygulamaları, temelde veri setlerinin fraktal nitelikleri arasındaki normal ve aykırı ilişkilere karşılık gelen tartışmalara dayanır. Sonuçta, farklı veri setleri arasındaki fraktal ilişkilerin analizi ve haritalanması deprem riski ve mekanizmaları için farklı bir bakış açısı ortaya koyabilir (Öncel ve Wilson, 2002).

Fraktal özellik, fraktal boyut (*Dc*) ile temsil edilir. Fraktal boyut, bir veri grubu veya sistemdeki karmaşıklığın bir ölçüsü olup anlamı kullanılan veriye ve uygulanan yönteme göre değişir. Fraktal kavramı son yıllarda laboratuvarlarda ve arazide, kırık sistemlerinin karmaşık yapısını açıklamakta

kullanılmaktadır. Özellikle dağlar, nehirler, deniz girintisi, faylar gibi yapıların ve depremler gibi doğal olayların incelenmesinde, fraktal geometri kavramı geniş bir uygulama alanı bulmuştur. Kayaçlarda kırık sistemlerinin gelişmesi ve depremlerin oluşumu, fraktal olayların tipik örneklerini oluştururlar. Bununla birlikte, sismik aktivite gösteren fay bölgeleri ölçek değişmez özelliği olan karmaşık sistemlerdir. Dolayısıyla, depremlerin uzay ve zaman dağılımlarını temsil eden fraktal boyut ile fay uzunluğu ve kaynak boyutunu temsil eden *b*-değeri arasında bir ilişkiden söz edilebilir ve sonuçta fraktal boyutun zaman ve uzaydaki değişimleri güçlü depremlerin ön belirtisi olarak değerlendirilebilir.

Depremler uzay ve zamanda rastgele oluşmazlar. Yer kabuğunun oldukça karmaşık ve depremlerin genellikle kaotik bir oluşum olduğu kabul edilirse, deprem tahminleri istatistiksel bir temele dayandırılabilir ve sismisite oluşumlarının bu istatistiksel özellikleri olası depremleri tahmin etmek için kullanılabilir (Rundle vd., 2003). Deprem tahmini için uygulanan çok farklı yaklaşımlar vardır. Bu yaklaşımlar genel olarak iki gruba ayrılabilir: birincisi öncü değişimlerin deneysel gözlemlerine dayalı iken, ikinci yaklaşım ise depremselliğin istatistiksel oluşumuna dayalıdır. Fakat bu yaklaşımların hiçbiri, belirgin bir temele dayalı olarak kısa vadeli (gün-ay) güvenilir tahminler ortaya koyamaz. Depremlerin önceden tahmini (forecast) veya kestirimi (prediction) çalışmalarında temel problem, deprem oluşumlarının sistematik veya rastgele davranışlarının gelecek depremleri tahmin etmede kullanılıp kullanılamayacağının net olarak ortaya konulamamasıdır. Dolayısıyla, dünyanın farklı bölgeleri için birçok araştırmacı tarafından farklı yöntemler kullanılarak deprem tahminleri yapılmıştır. Bu tahminler için, uyarıcı sismisite oluşumları, öncü şok, sismik durgunluk, deprem yoğunluğu, sismik hareketlilik gibi istatistiksel depremsellik öncüleri dikkate alınarak yapılan deprem tahmini çalışmaları dünyanın birçok farklı bölgesi için uygulanmıştır.

Yukarıda da ifade edildiği gibi, deprem tahmini veya kestirimi çalışmalarında farklı birçok istatistiksel yöntem kullanılmasına rağmen, depremlerin kısa vadede ve güvenilir tahmini için henüz kanıtlanmış bir yöntem mevcut değildir. Deprem tahmini için alternatif yaklaşımlar olarak, Göreceli Yoğunlaşma (Relative Intensity, *RI*) ve Oluşum Bilgisi (Pattern Informatics, *PI*) modelleri 2000-2009 yılları arasındaki büyük depremlerin tahmini için, Kaliforniya, Japonya ve dünyanın farklı bölgelerinde farklı araştırmacılar tarafından uygulanmıştır (Rundle vd., 2002, 2003; Tiampo vd., 2002; Chen vd., 2005; Holliday vd., 2005, 2006, 2007; Nanjo vd., 2006a,b). Bu tahmin yöntemleri güçlü şekilde depremlerin uzay-zaman ilişkilerine bağlıdır. Bu yöntemler, en küçük olayların sismik aktivitelerindeki büyük ve sistematik dalgalanmalara sahip coğrafik alanları ve zamana bağlı değişimlerini tanımlar. *PI* yönteminde son yıllardaki gelişmeler, özellikle *RI* analizlerinden elde edilen verilerle birleştirildiğinde bir hayli ilerleme göstermiştir. *RI* haritaları, en küçük magnitüdlü depremlerin en yüksek sismik aktiviteli bölgelerini tanımlayan deprem tahmini için alternatif bir yaklaşımdır. Bu yaklaşımlar, gelecekteki büyük depremlerin, yakın geçmişte daha küçük depremlerin oluştuğu bölgelerde meydana gelebileceği hipotezine dayanır. Oluşum bilgisi ve göreceli yoğunlaşma teknikleri öncü sismik durgunluk ve hareketliliği belirlemek ve deprem tahmini yapmak için kullanılabilir. Sonuç olarak, bu yöntem yakın gelecekte (genellikle 5-10 yıl) beklenebilecek depremlerin yerlerini tahmin edebilen bir yöntemdir.

Doğu Anadolu bölgesi, son yıllarda deprem aktivitesinin oldukça yoğun olduğu ve orta ölçekte birçok depremin meydana geldiği bir bölgedir ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ) ve Bitlis Bindirme Zonu (BBZ) gibi önemli tektonik yapılar sebebiyle tarih boyunca çok sayıda güçlü ve yıkıcı depremlere maruz kalmıştır. Bu nedenle başta Bingöl, Erzurum, Erzincan, Elazığ, Malatya, Van gibi geçmiş yıllarda yıkıcı depremlere maruz kalmış

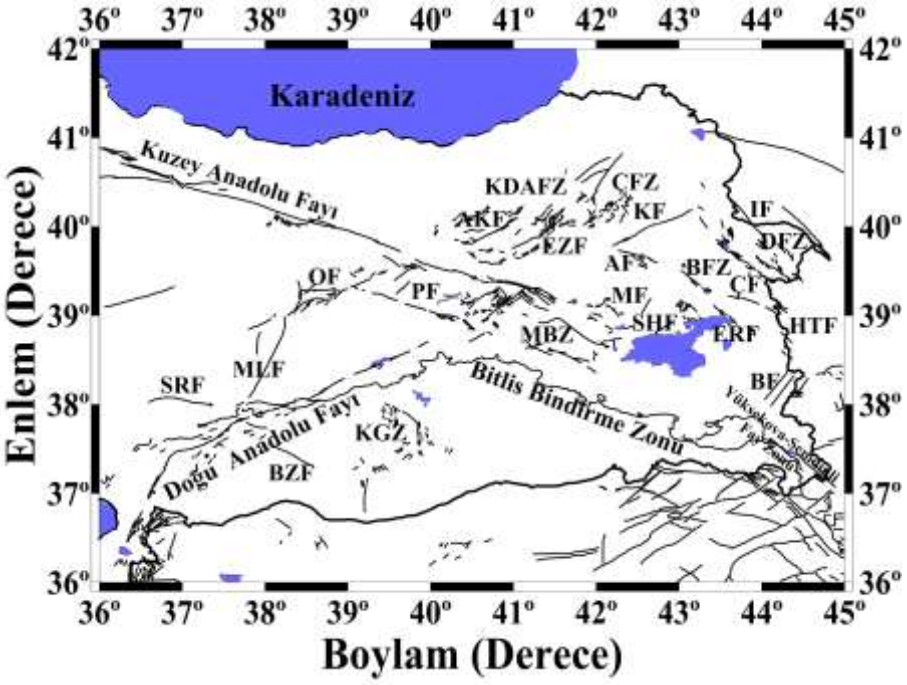
birçok ilimizi içine alan Doğu Anadolu bölgesinde depremlerin önceden tahmin edilebilmesine yönelik çalışmalar oldukça önemli hale gelmiştir. Depremselliğin istatistiksel ölçek ilişkilerinin büyük depremlerin kısa vadede belirlenmesine hassas olmasından dolayı, bu çalışmada birincil hedef olarak, Doğu Anadolu bölgesinde meydana gelen depremler için fraktal boyut *Dc*-değeri ile depremlerin magnitüd-sayı dağılımlarını ortaya koyan *b*-değeri arasında uygun ve güvenilir bir deneysel ilişki ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu iki sismotektonik parametre arasındaki en uygun ilişkiyi belirleyebilmek için farklı regresyon teknikleri kullanılmıştır. İkincil hedef ise, göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgisi modelleri kullanılarak son yıllarda deprem aktivitesinin oldukça yoğun olduğu Doğu Anadolu bölgesi için bir deprem tahmin modeli oluşturmaktır. Bu amaçla, *RI* ve *PI* haritaları birleştirilerek Doğu Anadolu bölgesinde 2014-2024 yılları arasında gelecek 10 yıllık dönemde beklenebilecek güçlü depremler bölgesel olarak tahmin edilmeye çalışılmıştır.

2. Doğu Anadolu Bölgesinin Tektonik Yapısı

Doğu Anadolu Fay Zonu, 550 km uzunlukta olup yaklaşık olarak kuzeydoğu yönünde eğimli, paralel olarak dizilmiş, eğik fay serilerinden oluşan sol yönlü doğrultu atımlı bir fay zonudur (Bozkurt, 2001). Bu fay zonu, Anadolu ve Avrasya plakaları arasındaki ve Arap ile Afrika plakaları arasındaki sınırların bölgelerini şekillendiren bir dönüşüm fayıdır (Westaway 1994). Karlıova üçlü kesişme bölgesinin doğusuna doğru, kuzey-güney tektonik sıkışma zonu ile tanımlanır. Fay zonunun yapısı birçok itme-çekme havzaları, çekme çatlakları, kıvrımlanma ve önemli bindirme bileşenlerine sahiptir. Doğrultu atımlı fay sistemi Doğu Anadolu aktif tektoniğini kontrol altında tutmasına rağmen doğu-batı yönlü meydana gelen sıkışma en dikkat çekici olaydır. GPS ölçümlerine göre DAFZ boyunca 9±2 mm/yıllık sol yönlü bir hareket söz konusudur (McClusky vd., 2000). KAFZ ve DAFZ'ye paralel gelişen doğrultu atımlı faylar bu bölgenin karakteristik yapısını oluşturur. Bu faylar ve çalışma alanındaki önemli tektonik yapılar Şekil 1'de gösterilmiştir. Çalışma alanındaki ana tektonik yapılarla ilişkili detaylar, Şaroğlu vd., (1992) ve Bozkurt (2001) gibi farklı çalışmalarda bulunabilir.

DAFZ, KAFZ'ye birleşik bir yapı olarak düşünülür. DAFZ, kuzey doğuda Karlıova'dan güney batıda Kahramanmaraş'a kadar uzanır ve sırasıyla Ölüdeniz Fay Zonu (ÖDFZ) ve KAFZ ile karşılaşarak üçlü birleşim noktası oluşturur (Bozkurt, 2001). ÖDFZ yaklaşık 100 km uzunlukta olup, yaklaşık olarak K-G doğrultuda yayılan sol yönlü plaka içi doğrultu atımlı fay zonudur. Plaka tektoniği açısından, ÖDFZ'nin Afrika plakasından batıya ve Arap plakasından doğuya doğru yayılan plaka sınırı olduğu kabul edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Arap plakası kuzeye doğru Afrika plakasından daha hızlı hareket eder. Plakalar arasındaki bu hareket ÖDFZ tarafından kesilir. Tektonik açıdan ÖDFZ, Türkiye'nin güneyinde Alp-Himalaya kuşağı boyunca plaka Kızıldeniz boyunca plaka yakınsama zonu olan Kızıldeniz içerisinde uzaklaşan plaka sınırına eklenir (Hempton, 1987). DAFZ ve ÖDFZ, Kahramanmaraş civarında Arap, Afrika ve Anadolu plakaları arasında bir üçlü kesişim noktası ile karşılanır. Arap ve Avrasya plakaları, BBZ boyunca çarpışır ve sütur zonu boyunca dağların üzerine kadar uzanır. BBZ karmaşık bir kıta-kıta ve kıta-okyanus çarpışma sınırıdır ve Afrika kuşağının katlanma-bindirme yönünde kuzeye doğru uzanır. Orta Anadolu sıkışma bölgesinin en güneyinde kalan bölgeyi BBZ oluşturur. Bu zon Türkiye'nin güney doğusundan İran'da Zagros dağlarına kadar uzanır (Şengör ve Yılmaz, 1981).BBZ, Kahramanmaraş ile Yüksekova arasında, güneye yönelmiş ters faylardan meydana gelir ve bu zon yaklaşık 1500 km uzunluğunda olup 60 km genişlikte bir bölgeyi oluşturur (Gülkan vd., 1993). BBZ'nin Arap plakasının kuzey ucundaki GPS hızları, kuzeybatı yönündeki hareketin 18±2 mm/yıl olduğunu ortaya koymaktadır (McClusky vd., 2000). Doğu Anadolu

fayının Karlıova ile Ermenistan arasında kalan bölümü KDAFZ olarak bilinir. KDAFZ, Doğu Anadolu bölgesinin en önemli yapılarından biridir. 350 km uzunluğunda olan bu zon Erzurum'dan Kafkas dağlarına kadar uzanır. Bu fay zonu sol yönlü hareket sergiler. GPS ölçümlerine göre bu zon boyunca yılda 8±5 mm kayma gözlenir. Geniş bir kesme zonu olan Kuzeydoğu Anadolu fayı birbirine paralel olarak gelişmiş KD-GB doğrultulu, sol yönlü ve ters bileşenli birçok kısa fay parçalarından oluşur. Karlıova üçlü ekleminin doğusu K-G yönlü sıkışma tektonik rejimiyle karakterize edilir. Bölgede, Kuzey ve Doğu Anadolu fay zonlarına paralel sağ ve sol yönlü birleşik doğrultu atımlı faylar egemendir (Bozkurt, 2001). Doğu Anadolu'nun tektonik aktivitesini birleşik doğrultu-atımlı fay sistemleri oluştursa da, D-B yönlü sıkışma havzaları bölgenin en önemli yapılarını oluşturur ve K-G yönlü bir yakınsama ile Arap platosunda bir kısalmaya işaret eder (Wong vd., 1978).



Şekil 1. Doğu Anadolu bölgesindeki önemli tektonik yapılar. Aktif faylar Şaroğlu vd., (1992) ve Bozkurt (2001)'den derlenmiştir. Fayların adları: KDAFZ – Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, ÇFZ – Çobandede Fay Zonu, AKF – Aşkale Fayı, EZF – Erzurum Fayı, KF – Kağızman Fayı, IF – Iğdır Fayı, AF– Ağrı Fayı, DFZ – Doğubeyazıt Fay Zonu, BFZ – Balıklıgölü Fay Zonu, ÇF – Çaldıran Fayı, ERF – Erciş Fayı, HTF – Hasan-Timur Fayı, BF – Başkale Fayı, SHF – Süphan Fayı, MF – Malazgirt Fayı, MBZ – Muş Bindirme Zonu, KGZ – Karacadağ Genişleme Zonu, BZF – Bozova Fayı, SRF – Sürgü Fayı, MLF – Malatya Fayı, OF – Ovacık Fayı, PF – Pülümür Fayı

3. Deprem Kataloğu ve Sismotektonik Bölgelerin Oluşturulması

Analizlerde kullanılan deprem kataloğunun 1970-2006 yılları arasındaki bölümü Öztürk'ten (2009) alınmıştır. Öztürk (2009), 1970-1973 yılları arasındaki deprem verisini *International Seismological Centre* (ISC) kataloğundan, 1974-2006 yılları arasındaki depremleri ise *Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü*'nden (KRDAE) derlemiştir. Bununla birlikte Öztürk (2009), bazı bilinmeyen depremler için *National*

Telemetric Earthquake Observatory Network (TURKNET), *Incorporated Research Institutions for Seismology* (IRIS) ve *TÜBİTAK* tarafından kullanıcıların hizmetine sunulmuş katalogları kullanmıştır. 1970-2006 yılları arasında Türkiye ve civarında meydana gelmiş olan 73530 depremi içeren bu aletsel deprem kataloğu süre magnitüdüne (M_D) göre homojendir. Bu kataloğa ek olarak, yine KRDAE kataloğu kullanılılarak 2006-2014 yılları arasındaki deprem verisi hazırlanmıştır. Öztürk (2009), 1970-2006 yılları arasında homojen ve tam bir deprem kataloğu hazırlayabilmek için bazı istatistiksel ilişkiler kullanmıştır. KRDAE, yerel depremler için süre magnitüdünün hesaplanamadığı durumlarda genellikle yerel magnitüdü (M_L) hesaplar. 2006-2014 yılları arasında KRDAE kataloğunda M_D'nin bilinmediği durumlarda, Öztürk (2009) tarafından verilen ilişkiler kullanılarak M_D hesaplanmış ve bu zaman periyodu için Türkiye ve civarında 76735 deprem elde edilmiştir. Sonuç olarak, 1970-2014 yılları arasında Türkiye için M_D'ye göre homojen olan ve 150265 depremi içeren bir katalog hazırlanmıştır. Bir sismotektonik bölge, sismik olarak homojen bir alanı tanımlar. İdeal bir sismotektonik bölgelendirme, paleosismoloji, jeoloji, tektonik, tarihsel ve aletsel depremselliğin ve düşünülen bölgenin diğer neotektonik özelliklerinin tam olarak anlaşılmasını gerektirir. Sismotektonik bölgeler, sıkça iki temel özellik kullanılarak belirlenebilir: (*i*) bölgenin sismik profili ve (*ii*) tektonik yapısı (Erdik vd., 1999). Deprem tehlikesi çalışmaları için sismotektonik bölgelendirmenin oldukça yaygın bir yöntem olduğu birçok araştırmacı tarafından ifade edilmiş ve Türkiye'yi içeren çok sayıda sismotektonik bölgelendirme çalışması farklı araştırmacılar tarafından yapılmıştır (örneğin; Erdik vd., 1999; Bayrak vd., 2009; Öztürk, 2012; Öztürk, 2014).

Bu çalışma kapsamındaki sismotektonik analiz bölgeleri, temel olarak Öztürk (2012) tarafından yapılan ve tüm Türkiye'yi kapsayan sismotektonik bölgelendirme çalışmasına dayalı olarak belirlenmiştir. Öztürk (2012), farklı tektonik yapıları daha detaylı analiz edebilmek için Türkiye'yi 55 sismik kaynak bölgeye ayırmıştır. Bu çalışma içerisinde Doğu Anadolu bölgesi için yapılan sismik kaynak bölgelendirmeleri dikkate alınarak, Doğu Anadolu bölgesi için yeni bir sismotektonik bölgelendirme yapılmıştır. Şekil 2'de görüldüğü gibi çalışma alanı 19 farklı sismotektonik bölgeye ayrılmıştır. Şekil 2'de ayrıca, çalışma alanı içerisindeki depremlerin episantr dağılımları da gösterilmiştir. Bu çalışma kapsamında, Doğu Anadolu bölgesi için 1970-2014 yılları arasında derinliği 70 km'den sığ ve $M_D \geq 1.0$ olan 30462 depremi içeren bir katalog hazırlanmıştır. Bu katalog, süre magnitüdü M_D için homojendir. Analizler için, çalışma alanı olarak 36°K-42°K enlemleri ile 36°D-45°D boylamları arasında kalan bölge düşünülmüştür (Şekil 2).

4. Sismotektonik *b*-değeri ve Fraktal Boyut *Dc*-değerinin Tanımlanması

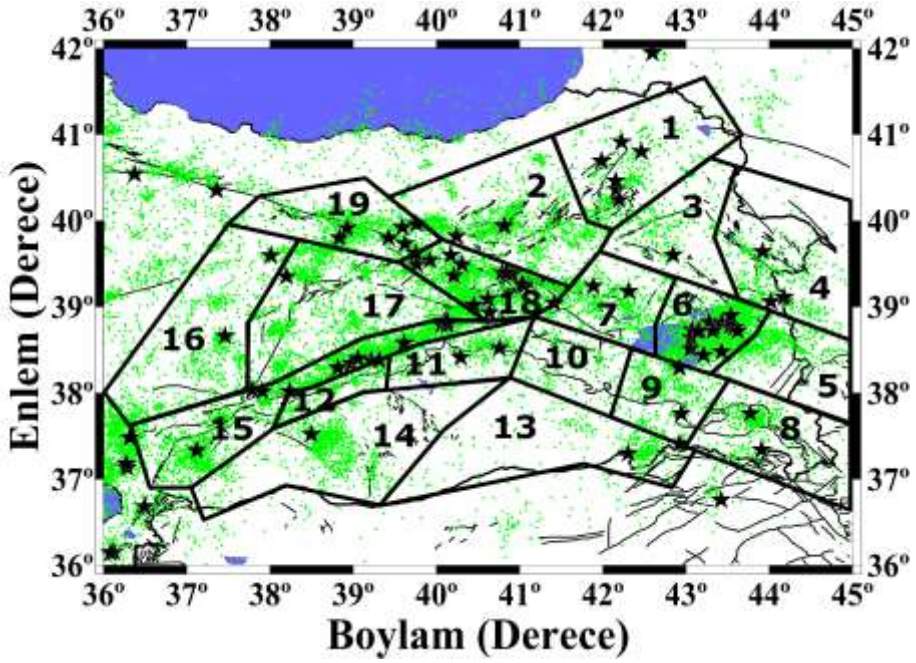
Jeolojik olaylar genellikle fraktal özellik gösterir. Depremlerin zaman ve uzayda enerjilerine göre düzensiz olarak dağılım göstermeleri, doğal olayların geometrilerinin fraktal kavramı ile tanımlanabileceğini göstermiştir (Mandelbrot, 1982). Bununla birlikte, Öncel vd., (1995) depremsellik gibi çoğu karmaşık uzay-zaman oluşumlarının tanımlanabileceğini ve güç yasası ölçekleriyle birlikte fraktal parametreler açısından yorumlanabileceğini ifade etmiştir. Bu bölümde, deprem oluşumları için sismotektonik *b*-değeri ve fraktal boyut *Dc*-değerinin hesaplanması ile ilgili yöntemlerden kısaca bahsedilecektir.

4.1. Magnitüd-Deprem Sayısı İlişkisi (b-değeri) ve Tamamlılık Magnitüdü (Mc-değeri)

Depremlerin magnitüd-deprem sayısı dağılımlarının modellenmesi Gutenberg-Richter ilişkisi (G-R) ile yapılır (Gutenberg ve Richter, 1944). Depremlerin magnitüd-deprem sayısı ilişkisi,

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

eşitliği ile verilir.



Şekil 2. Doğu Anadolu bölgesinde 1970-2014 yılları arasında 70 km'den sığ, $M_D \geq 1.0$ ve $M_D \geq 5.0$ (***** sembolü**)** olan depremlerin episantr dağılımları ile 19 farklı sismik kaynak bölgesi.

Burada $N(M)$, magnitüdü M'den büyük ve eşit olan depremlerin kümülatif sayısıdır. b parametresi magnitüd-deprem sayısı dağılımının eğimini tanımlarken, a parametresi ise depremsellik veya deprem sayısı ile ilişkili olarak ifade edilir.

b-değeri, depremselliğin boyut-ölçek özelliklerinin tanımlanmasındaki en önemli istatistiksel parametrelerden biridir ve bölgeden bölgeye kabaca 0.3 ile 2.0 arasında değişir. Bununla birlikte, b-değerinin bölgesel ölçek değerinin yaklaşık olarak 1'e eşit olduğu ifade edilmiştir (Frohlich ve Davis, 1993). b-değerinin normalden farklılık göstermesine neden olabilecek birçok faktör mevcuttur. Düşük b-değerine sahip bölgeler, ana şoktan sonra muhtemelen yüksek uygulamalı kayma gerilmesiyle ilişkili iken, yüksek b-değeri ise kayma meydana gelen alanlarla ilişkilidir. Çünkü bir bölge için b-değeri yalnızca o bölgedeki büyük ve küçük olayların göreceli oranlarını yansıtmaz aynı zamanda bölge civarındaki gerilme koşullarıyla da ilgilidir (Scholz, 1968). Yüksek b-değerlerinin gözlenmesi genel olarak bölgede büyük olaylara nazaran küçük olayların sayısında bir artış olduğunu, buna karşın düşük b-değerleri ise büyük olayların sayısında bir artma olduğunu gösterir. Buda, düşük b-değerinin yüksek gerilme artışı ile ilişki iken yüksek b-değerinin gerilmenin azaldığı veya boşaldığı bölgelerle ilişkili olduğu anlamına gelir. Ayrıca, yüksek b-değerleri, çoklu kırık alanlarının önemine işaret eden artan jeolojik karmaşıklığa sahip bölgelerle ilişkilidir. Sonuçta düşük b-değerleri, kırıklı ortamlardaki düşük heterojenite, büyük gerilme ve yamulma, büyük deformasyon hızı ve büyük faylarla ilişkilidir. 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.

b-değerini hesaplamak için birçok farklı yöntem mevcuttur. Fakat b-değerlerinin tahmini için en güçlü ve yaygın olarak kullanılan yöntem maksimum olasılık yöntemi (Aki, 1965) olup,

$$b = 2.303/(\overline{M} - M_{\min} + 0.05) \qquad (2)$$

olarak verilmiştir. Burada $\overline{M}$, ortalama magnitüd değeri ve $M_{\min}$ ise en küçük

magnitüd değeridir. %95 güven aralığı içerisinde *b*-değerinin standart sapması, Aki (1965) tarafından önerilen $\pm 1.96b/\sqrt{n}$ denklemi kullanılarak hesaplanabilir. Bu ifadede *n*-değeri, tahmin yapmada kullanılan olayların sayısıdır. Bu değer, *n*=100 depremi içeren bir veri grubu için *b*-değeri üzerinde ± 0.1–0.2 civarında bir güven limiti ortaya koyar.

Tamamlılık magnitüdü *Mc* (kesme magnitüdü, süreklilik magnitüdü), verinin %90-95'inin bir güç yasası ile modellenebildiği magnitüd değeri olarak tanımlanır ve depremsellikle ilişkili birçok çalışma için önemli bir parametredir. Magnitüd tamamlılığı, bölge ve zamanın bir fonksiyonu olarak değişimler gösterir ve özellikle zamana bağlı değişimler *b*-değeri tahminlerinde farklılıklara neden olur. Çünkü deprem kayıt ağı ana şoktan sonra kurulamayabilir ve en yüksek aktivite süresince küçük olaylar, büyük olayların kodaları içerisine düşmesinden dolayı kayıt edilemeyebilir. Sonuçta, deprem kataloğunun ilk dönemlerinde *Mc* yüksek olur. Bu nedenle zamanın bir fonksiyonu olarak *Mc* analizleri, sonuçların doğruluğunu tehlikeye sokmaksızın, sonradan oluşturulacak haritalama için mevcut verinin maksimum sayısını kullanmak amacıyla yapılır. Çünkü depremsellik çalışmalarında daha kaliteli sonuçlar için, verinin maksimum sayısının kullanılması oldukça önemlidir. *Mc* tahmini, Gutenberg-Richter ilişkisine ve *Mc*'nin yaklaşık ilk dizisi olarak magnitüd-deprem sayısı eğrilerinin ilk türevinin maksimum değer hesabına dayanır (Wiemer ve Wyss, 2000). Magnitüd-deprem sayısı ilişkisini hesaplamak ve deprem tahmin analizlerini yapabilmek için, üst üste binen hareketli pencere tekniği kullanılarak maksimum olasılık yöntemiyle zamanın fonksiyonu olarak *Mc*-değeri hesaplanabilir. Bu çalışmada, *b*-değerinin hesaplanacak ve deprem tahmin analizlerinin yapılabilmesi için tamamlılık değerinin kullanılacak olmasından dolayı *Mc* analizi yapılmıştır.

4.2. Deprem Dağılımlarının Fraktal Boyutu (İlişki Boyutu, Dc-değeri)

Sismotektonik değişkenlerin kümelenmesinde ve boyut ölçek niteliklerinin tanımlanmasında fraktal analiz sıkça kullanılır. Fraktal boyut *Dc*, henüz kırılmamış olan bölgeleri belirlemek için hesaplanır ve bu kırılmayan bölgeler gelecekte kırılabilecek potansiyel sismik boşluklar olarak ifade edilir. Deprem oluşumlarının zamansal modelleri ve dağılımlarının uzaysal modelleri, iki-noktalı ilişki boyutu *Dc* kullanılarak fraktal olarak tanımlanır. Fraktal boyut analizi, geometrik nesnelerin kendine-benzerliğinin tanımlanması için güçlü bir araçtır. İlişki boyutu *Dc* ve ilişki toplamı *C*(*r*) aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır (Grassberger ve Procaccia, 1983):

$$Dc = \lim_{r \to 0} \left[\log C(r) / \log r \right] \tag{3}$$

$$C(r) = 2N_{R<r} / N(N-1) \tag{4}$$

Burada *C*(*r*), ilişki fonksiyonu, *r*, iki episantr veya hiposantr arasındaki uzaklık ve *N*, birbirinden *R*<*r* uzaklıkla ayrılan olay çiftlerinin sayısıdır. Eğer deprem dağılımları fraktal bir yapıya sahipse, aşağıdaki eşitlik elde edilir:

$$C(r) \sim r^{Dc} \tag{5}$$

Burada *Dc*, fraktal boyutu ifade eder veya daha kesin bir ifadeyle ilişki boyutudur. İki deprem arasındaki *r* uzaklığı (derece olarak) aşağıdaki şekilde hesaplanır:

$$r = \cos^{-1}\left(\cos\theta_i \cos\theta_j + \sin\theta_i \sin\theta_j \cos\left(\phi_i - \phi_j\right)\right) \tag{6}$$

Burada (θ_i, ϕ_i) ve (θ_j, ϕ_j), sırasıyla *i*. ve *j*. olayların enlem ve boylamlarıdır (Hirata, 1989). *r* uzaklığına (1°≅111 km alarak) karşı *C*(*r*) değerleri çift logaritmik ölçekte çizilirse fraktal boyut *Dc*, pratik olarak grafiğin eğiminden hesaplanabilir.

Fraktal analiz sıkça sismotektonik değişkenlerin kümelenmesinde ve boyut ölçek niteliklerinin tanımlanmasında kullanılır. Fraktal boyut *Dc*, olası kırılmayan bölgeleri ortaya koymak için hesaplanır ve bu kırılmayan bölgeler gelecekte kırılabilecek potansiyel sismik boşluklar olarak ifade edilir. Dolayısıyla, *Dc*-değeri, episantr veya hiposantr uzaklıklarıyla ve belirgin depremler arasındaki elastik etkileşimin dalgalanmalarına dayalı fiziksel modellerle ilişkilidir. Başka bir deyişle, fraktal ilişki boyutundaki değişimler esas itibariyle, fay sistemlerindeki deprem aktivitesinin heterojenite derecesinin sayısal ölçümü veya karmaşıklığına bağlıdır. Daha düşük *b*-değeri ile ilişkili fay sistemlerindeki (daha yüksek *Dc*) yüksek karmaşıklığa sahip alanlarda gerilme dağılımı daha küçük yüzey alanlarının fay düzlemleri üzerinde olur (Öncel ve Wilson, 2002). Yüksek fraktal boyut, magnitüd dağılımındaki heterojeniteye hassastır. Depremlerin tekdüze dağılımları, olayların kümelenmelerindeki bir artış ile azalır. Dolayısıyla, daha yüksek *Dc* ve daha düşük *b*-değerleri, çalışma alanındaki baskın yapısal özellikledir ve artan kümelenmelerden kaynaklanabilir. Çünkü depremselliğin fraktal boyutu, depremlerin oluş süreçlerindeki düzensizliklerin ve depremlerin yoğunlaşma (kümelenme) özelliklerinin bir ölçüsüdür. Sonuçta bu, gerilmedeki değişimlerin bir belirtisidir (Polat vd., 2008).

5. Göreceli Yoğunlaşma ve Oluşum Bilgisi Yöntemlerinin Tanımlanması

Sismik aktivitedeki değişimlerle güçlü şekilde ilişkili bölgeleri belirlemek amacıyla son yıllarda, göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgisi modelleri farklı araştırmacılar tarafından farklı bölgelere uygulanmıştır. Depremsellikle ilişkili bu bölgeler, beklenebilecek büyük depremlerin gözlendiği dolayısıyla, ana şoktan önceki yüksek gerilmeyle ilişki bölgeler olarak düşünülebilir. Oluşum bilgisi haritasında açıklanan depremsellik oranındaki değişimler büyük depremlerin hazırlık süreci ile ilişkilidir. Oluşum bilgisi haritasındaki sismik durgunluk ve sismik hareketlilik, bu tür hazırlık sürçleridir ve bu yöntem yakın gelecekte (tipik olarak 5-10 yıl) olması muhtemel depremlerin yerlerini tahmin edebilmeye olanak sağlar. Dolayısıyla, gelecekte belirgin bir dönem içerisinde olası depremlerin sismojenik bir zonu tahmin edilebilir. Sonuçların doğruluğunun kanıtlanabilmesi için, bu modelin diğer tahmin modellerinden daha iyi sonuçlar vermesi gerekir. Bu amaçla iki tür yaklaşım yapılır. Birincisi, geçmişte olmuş küçük depremlerin oluşum oranlarını kullanarak deprem tahmini yapan göreceli yoğunlaşma modelidir ve tahmininin fiziksel açıklaması olarak, büyük depremlerin yüksek sismik aktiviteye sahip alanlarda olma olasılığı kabul edilir (Holliday vd., 2007). Bu tahmin modeli için matematiksel algoritma birçok araştırmacı tarafından verilmiştir (Nanjo vd., 2006a,b; Holliday vd., 2005, 2006, 2007) ve hesaplama adımları aşağıdaki şekilde detaylandırılmıştır (Nanjo vd., 2006a):

1. Çalışma alanı gridlere bölünür. Her bir grid doğrusal bir Δx boyutuna sahiptir.
2. Her *i* gridi içerisindeki düşük bir tamamlılık magnitüdü *Mc*'ye eşit veya ondan büyük *M* magnitüdlü depremlerin sayısı t_S'den t_E'ye olan zaman süresince hesaplanır. Bu sayı, $n_i(t_S,t_E)$ olarak ifade edilen ve gün başına depremlerin sayısını belirlemek için hesaplanan ortalamadır.
3. Bu sayıların göreceli değeri *RI* sayısı olarak adlandırılır. Bu sayı $n_i(t_S,t_E)/n_{mak}$ olarak verilir. Burada n_{mak}; $n_i(t_S,t_E)$'nin en büyük değeridir. *RI* sayısı 0-1 arasında değişir.
4. Eğer 0'dan 1'e kadar bir aralıkta ($0 \leq w \leq 1$) başlangıç bir *w* değeri kabul edilirse, gelecek büyük depremlerin yalnızca bu *w* değerinden daha büyük *RI* sayısına sahip bölge içerisinde olması beklenir. Başlangıç *w* değerinden daha küçük *RI* sayısına sahip gridler, gelecek büyük depremlerin meydana gelmeyeceği bölgelerdir.
5. *RI* tahmin penceresi içerisinde, daha büyük depremlerin daha yüksek sismik aktiviteye sahip bölgelerde olacağı tahmin edilir.

PI yöntemi için hesaplama aşamaları aşağıda açıklanmıştır (Nanjo vd., 2006a):

1. *RI* modelinde olduğu gibi, çalışma bölgesi doğrusal bir Δx boyutuna sahip gridlere bölünür.
2. t_0 ile ifade edilen zamandan itibaren $M \geq Mc$ olan bölgelerdeki tüm depremler analize dahil edilir. Artçı şoklar katalogdan çıkarılmaz. Bu yöntem, depremlerin kooperatif davranışlarından sorumlu olan güçlü uzay-zaman ilişkilerine dayanır ve artçı şoklar, ilişkilerin önemli bir bileşenini oluşturmak için de dikkate alınır.
3. Üç zaman aralığı dikkate alınır:
   i) t_b'den t_1'e kadar olan referans zaman aralığı
   ii) t_b'den t_2'ye kadar olan ($t_2 > t_1$) ikinci zaman aralığı. Sismik aktivite değişimlerinin hesaplandığı değişim aralığı t_1'den t_2'ye kadar olan zaman aralığıdır. t_b zamanı t_0 ile t_1 arasında olacak şekilde seçilir. Hedef, t_b'den t_1'e kadar olan referans zaman aralığına kıyasla t_1'den t_2'ye kadar olan değişim aralığındaki sismik aktivite anomalilerini ölçmektir.
   iii) t_2'den t_3'e kadar olan tahmin zaman aralığı, tahmin için geçerli olan aralıktır. Değişim ve tahmin aralıkları aynı uzunlukta olacak şekilde alınır.
4. Zaman aralığı için bir grid bölgesindeki sismik yoğunluk, zaman aralığı süresince oluşan $M \geq Mc$ olan depremlerin ortalama sayısıdır. Referans aralığı t_b-t_1, $n_i(t_b,t_1)$, aralığı üzerindeki *i.* gridin sismik yoğunluğu t_b'den t_1'e kadar olan depremlerin ortalama sayısıdır. t_b-t_2, $n_i(t_b,t_2)$, aralığı üzerindeki *i.* gridin sismik yoğunluğu t_b'den t_2'ye kadar olan depremlerin ortalama sayısıdır.
5. İki farklı zaman aralığından elde edilen yoğunlukları karşılaştırmak için aynı istatistiksel özelliklere sahip olmaları gerekir. Dolayısıyla, sismik yoğunluklar, tüm grid bölgelerinin ortalama sismik aktivitesinden çıkarılarak ve tüm grid bölgelerindeki sismik aktivitenin standart sapmasına bölünerek normalize (standart hale getirmek) edilir. Normalize edilmiş bu yoğunluklar $n_i^*(t_b,t_1)$ ve $n_i^*(t_b,t_2)$ olarak ifade edilir.
6. *i* gridi içerisindeki anomali sismisitesinin ölçümü, normalize edilmiş iki sismik yoğunluk arasındaki farktır ve $\Delta n_i^*(t_b,t_1,t_2) = n_i^*(t_b,t_2) - n_i^*(t_b,t_1)$ olarak verilir.
7. Sismik aktivitedeki rastgele dalgalanmaların (gürültü) göreceli önemini azaltmak için t_0'dan t_1'e kadar tüm muhtemel başlangıç zamanları t_b üzerindeki ortalama değişim $\Delta n_i^*(t_b,t_1,t_2)$hesaplanır. Sonuç, $\Delta \underline{n}_i^*(t_0,t_1,t_2)$ olarak ifade edilir.
8. *i* gridi içerisindeki gelecek depremin olasılığı $P_i(t_0,t_1, t_2)$, ortalama yoğunluk değişiminin karesi alınarak hesaplanır. Buda, $P_i(t_0,t_1,t_2) = \{\Delta \underline{n}_i^*(t_0,t_1,t_2)\}^2$ şeklinde verilir.
9. Anomali bölgelerini tanımlamak için, geçmişe (backgrounda) kıyasla $P_i(t_0,t_1,t_2)$ olasılığındaki değişim hesaplanır. Bunun için, tüm grid bölgelerinde ortalama olasılık $\langle P_i(t_0,t_1,t_2)\rangle$ çıkarılır. Olasılıktaki bu değişim, $P_i'(t_0,t_1,t_2) = P_i(t_0,t_1,t_2) - \langle P_i(t_0,t_1,t_2)\rangle$ ile verilir.
10. Olasılıktaki değişimin göreceli değeri *PI* sayısı olarak tanımlanır. Bu sayı, $P_i'(t_0,t_1,t_2)/P_{mak}$ olarak verilir. Burada P_{mak}; $P_i'(t_0,t_1,t_2)$'nin en büyük değeridir. Geçmiş deprem aktivitesine kıyasla sismik hareketlilik ve sismik durgunlukla ilgilenildiği için, eğer grid bölgeleri sıfırdan küçük *PI* sayısına sahipse, bu sayılar sıfır olarak kaydedilir. *PI* değeri 0-1 arasında değişir.
11. Eğer 0-1aralığında başlangıç bir *w* değeri kabul edilirse, gelecek büyük depremlerin bu *w* değerinden daha büyük *PI* sayısına sahip bölge içerisinde olması beklenir. Başlangıç *w* değerinden daha küçük *PI* sayısına sahip gridler, gelecek büyük depremlerin meydana gelmeyeceği bölgelerdir.
12. *PI* tahmin penceresi içerisinde, daha büyük depremlerin yüksek sismik hareketlilik veya durgunluğa sahip bölgelerde olacağı tahmin edilir.

PI yöntemi, yakın bir gelecekte depremlerin büyük olasılıkla meydana gelebileceği bölgeleri ortaya koyar. Bir tahmin haritası oluşturabilmek için, *PI* haritası ile *RI* haritası birleştirilir. Sonra, olasılığı bütünleştirmek için bu harita normalize edilir ve gelecek 5-10 yılın (Holliday vd., 2007) üzerinde beklenen

$M \geq 5$ olan depremlerin sayısı ile ölçeklendirilir. Bu işlemlerin detayları aşağıdaki verilir (Holliday vd., 2007):

i. İlk adımda, çalışılan tüm bölge için göreceli bir sismik yoğunluk haritası oluşturulur. Deprem verisi çalışılması düşünülen zaman aralığı için kullanıma uygun hale getirilir. Daha sonra, 10^{-1}'den büyük göreceli değerler 10^{-1}'e, 10^{-4}'ten daha küçük sıfır olmayan değerler 10^{-4}'e atanır. Geçmişte sıfır sismisiteye sahip her grid bölgesine 10^{-5} değeri verilir.
ii. Çalışılan bölgede çoğu aktivite bölgesinin %10'u üzerinde oluşum bilgisi hesapları yapılır. Hesaplamalar için, t_0, t_1 ve t_2 zamanları belirlenir. Sıcak noktalar, gelecek deprem oluşumunun beklendiği bölgeler olduğu için bütün bir olasılık değeri verilir.
iii. *RI* haritası üzerinde, *PI* haritası ile onun *Moore civarı* (piksel + sekiz komşu bölge) üst üste getirilerek birleşik bir olasılık haritası oluşturulur. Tüm sıcak noktalar (olası deprem bölgeleri) 1 olasılığına sahiptir ve diğer tüm pikseller 10^{-5} ile10^{-1} arasındaki olasılıklarda değişir.

6. Bulgular ve Tartışma

Önceki bölümlerde de ifade edildiği gibi bu çalışmadaki birincil amaç, Doğu Anadolu bölgesi için depremsellik parametresi *b*-değeri ile fraktal boyut *Dc*-değeri arasında güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki belirlemektir. Bu amaçla, iki sismotektonik parametre arasındaki en uygun ilişkiyi belirleyebilmek amacıyla, L_2 *Norm* veya *En Küçük Kareler Yöntemi* (Cadzow, 2002), L_1 *Norm* veya *En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma* (Giloni ve Padberg, 2002), *Toplam En Küçük Kareler* veya *Ortogonal Regresyon* (Carrol ve Ruppert, 1996) ve *Robust Regresyon* (Huber, 1964) olmak üzere dört farklı yöntem test edilmiştir. Bununla birlikte, bir veri grubu için parametre tahmin yöntemlerinin veya uygun dağılımın seçimi için belirgin bir kural yoktur ve farklı dağılımlar uygulanarak en iyi modeller seçilebilir. Birçok olayda uygun dağılımın seçimi, uyum kalitesinin değerlendirilmesine dayalı olarak yapılır. Mühendislik çalışmalarında kullanılan birkaç uyum kalitesi tekniği geliştirilmiştir. Bu yöntemler arasında seçim kriteri olarak, *ilişki katsayısı* (R^2 veya bazen *r* kullanılır) güçlü ve kabul edilebilir bir yöntem olarak bilinmektedir (Greene, 1997). *r* yalnızca öz ilişki (kovaryans) hatasına bağlı olmasına rağmen model uyum değerlendirmesinde önemli bir rol oynar. İlişki katsayısı, konum ve ölçekle değişmez ve istatistiksel olarak standart sapma ve ortalamasından bağımsızdır. Netice olarak, *r* olasılık çiziminin doğrusallığını ölçer ve uyumun nitel bir değerlendirmesine olanak sağlar. *r*, 1'e ne kadar yakın ise gözlemlerin o kadar uyumlu dağılım gösterdiği kabul edilir (Heo vd., 2008).

En Küçük Kareler Regresyonu (L_2 *Norm*), en iyi bilinen en eski ve en çok kullanılan faydalı bir eğri uydurma tekniğidir. L_2 *Norm*, en küçük kareler optimizasyonunun en temel şeklidir ve L_2 *Norm*unun temel doğrusal-cebirsel problemleri için örnekleme algoritmaları, en temel regresyon problemlerinden bir tanesidir. Dolayısıyla, birçok farklı bilimsel alan yanında matematik ve istatistiksel veri analizinde çok sayıda uygulamaları mevcuttur. Bu istatistiksel doğrusal regresyon modeli yaklaşık 200 yılı aşkın bir süredir yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Hata terimi ε'nin normal (Gauss veya üstel) dağılım gösterdiği varsayımı altında etkili bir istatistiksel yaklaşımdır. Doğrusal regresyon modelinin istatistiksel özellikleri yanında, verinin uyumu, regresyon katsayılarının alt setinin ve/veya özgün bir kalitenin değerlendirilmesi için oluşturulur. Sonuç olarak bu yaklaşım, sabit sayıdaki dış değerlere sahip büyük örnekleri içeren çok büyük veri setlerinin çalışılmasını içeren durumlarda kısmen faydalı bir değerlendirme yöntemi olarak kullanılabilir (Cadzow, 2002; Durio ve Isaia, 2003).

En küçük kareler doğrusal eğri uydurma tahminlerinin verideki anormal gözlemlere karşı oldukça hassas olduğu bilinir ve bunun bir sonucu olarak ta çok daha güçlü tahminler alternatif modeller olarak üretilmiştir. İlk üretilen yöntemlerden bir tanesi de *En Küçük*

Toplamlı Mutlak Sapma (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 regresyonu, en küçük karelere daha güçlü bir alternatif olarak büyük oranda kullanılmaz. Çünkü tek bir gözlemden bile güçlü bir şekilde etkilenir. L_1 regresyonu için asimptotik teori L_2 regresyonu kadar iyi gelişmemiştir. Bu bir dereceye kadar doğru olmakla birlikte yüksek analizli regresyon tahminleri içinde doğrudur. Ayrıca, L_1 regresyon tahmini, anormal tahminli gözlemler için her zaman güçlü bir analiz yöntemi değildir. Yani, düşük bir analiz noktasına sahiptir (Cadzow, 2002; Giloni ve Padberg, 2002).

Basit doğrusal regresyon modellerinde değişken tahminlerindeki hatalar için en yaygın olarak bilinen tekniklerden bir tanesi de *Ortogonal Regresyon* (*Toplam En Küçük Kareler*) yöntemidir. Bazen bilinen hata değişim oranının sınırlı olması durumunda *fonksiyonel maksimum olasılık tahmini* olarak ta isimlendirilir. Olağan doğrusal regresyon analizlerinde amaç, uyumlu eğri üzerindeki ilişkili *y* değerleri ile *y* veri değerleri arasındaki düşey uzunlukların karelerinin toplamını minimum yapmaktır. Ortogonal regresyon analizinde ise amaç, veri noktalarından uyumlu eğriye olan dik uzaklıkları minimum yapmaktır. Dolayısıyla, varsayım geçerli ise, ortogonal regresyon mükemmel olarak kabul edilebilecek bir tahmin değerlendirme yöntemidir. Bununla birlikte bu yöntem hesaplamalardaki denklem hatalarını dikkate almaz. Bu iyi bilenen ortogonal regresyon tahmini eski bir yöntemdir ve birçok çalışmada kullanılmıştır (Carrol ve Ruppert, 1996; Leng vd., 2007). Ortogonal regresyon, sadece ölçüm hata değişim oranının olağan tahmini değildir ve bu kullanımı dikkatli bir denklem hata değerlendirmesini içermelidir.

En küçük kareler regresyonundaki en ciddi problem dış değerlerin çok güçlü olmamasından kaynaklanır. Eğer, kötü veri noktası sadece bir değer bile olsa bu değer çözüm üzerinde güçlü bir etkiye sebep olacaktır çünkü dış değerler regresyon parametreleri üzerinde güçlü bir etkiye sahiptir. Basit bir çözüm, kötü uyumlu veri noktasını tekrarlı olarak hesap dışı bırakmak ve kalan veriyi kullanarak en küçük kareler uyumunu yeniden hesaplamaktır. Diğer bir yaklaşım ise *Robust Regresyon* olarak isimlendirilen ve anormal veri için en küçük kareler kadar kullanışlı olmayan bir uyum kriterini kullanmaktır. Robust regresyon için en yaygın genel yöntem Huber (1964) tarafından tanımlanan *M*-tahminidir. Doğrusal olmayan regresyon modelleri birçok alanda önemli bir rol oynar. 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. Regresyon modellerinin tahmininde çoğu güçlü gelişmeler, maksimum olasılık yöntemleri veya en küçük karelerin genelleştirilmesine dayalıdır (Gloni vd., 2006). Robust regresyon yöntemi bu uç değerlerden çok az etkilenir. Bununla birlikte, Robust regresyon tahminlerinin davranış değerlendirmesinde küçük örnekli asimptot teknikleri çok faydalıdır. Robust regresyon tahmininin kullanımı Huber (1964)'ten başlar.

Tektonik yapıları ile birlikte 1-19 arasındaki sayılarla numaralandırılmış olan sismotektonik bölgeler Tablo 1'de verilmiştir. Tablo 1'de, her bir bölge için sismotektonik parametrelerin hesaplanmasında kullanılan deprem sayıları ile birlikte, tamamlılık magnitüdü *Mc*, depremsellik parametresi *b*-değeri ve fraktal boyut *Dc*-değerleri de verilmiştir. Dört farklı analiz yöntemi için dört farklı istatistik ilişki elde edilmiştir. Tüm regresyonlar için doğrusal ilişkiler kullanılmış ve aşağıdaki eşitlikler elde edilmiştir:

$Dc = 2.52 - 0.36 * b$, L_1 Norm regresyon için (7)

$Dc = 2.50 - 0.34 * b$, L_2 Norm regresyon için (8)

$Dc = 2.49 - 0.34 * b$, Robust regresyon için (9)

$Dc = 2.51 - 0.35 * b$, Ortogonal regresyon için (10)

Doğu Anadolu bölgesi depremleri için *b*-değeri ile *Dc*-değeri arasında farklı yöntemler kullanılarak elde edilen ilişkiler Şekil 3a'da verilmiştir. Şekil 3a'da görüldüğü gibi farklı regresyonlar için ilişki katsayıları, L_1 (*r*=-0.91) Norm, L_2 (*r*=-0.85) Norm, Robust regresyon (*r*=-0.85) ve Ortogonal regresyon (*r*=-0.89) için birbirine oldukça yakındır. Bununla birlikte, En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma *r*=-0.91 ilişki katsayısıyla diğer regresyonlardan daha iyidir. Ayrıca, En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma için *Dc*-*b* ilişkisi ile birlikte % 95 güven aralığı Şekil 3b'de verilmiştir. Güven sınırları içerisine düşen depremlerin sayısı Robust ve L_2 Norm regresyonlar için 11, Ortogonal ve L_1 Norm regresyonlar için 12 olarak hesaplanmıştır.

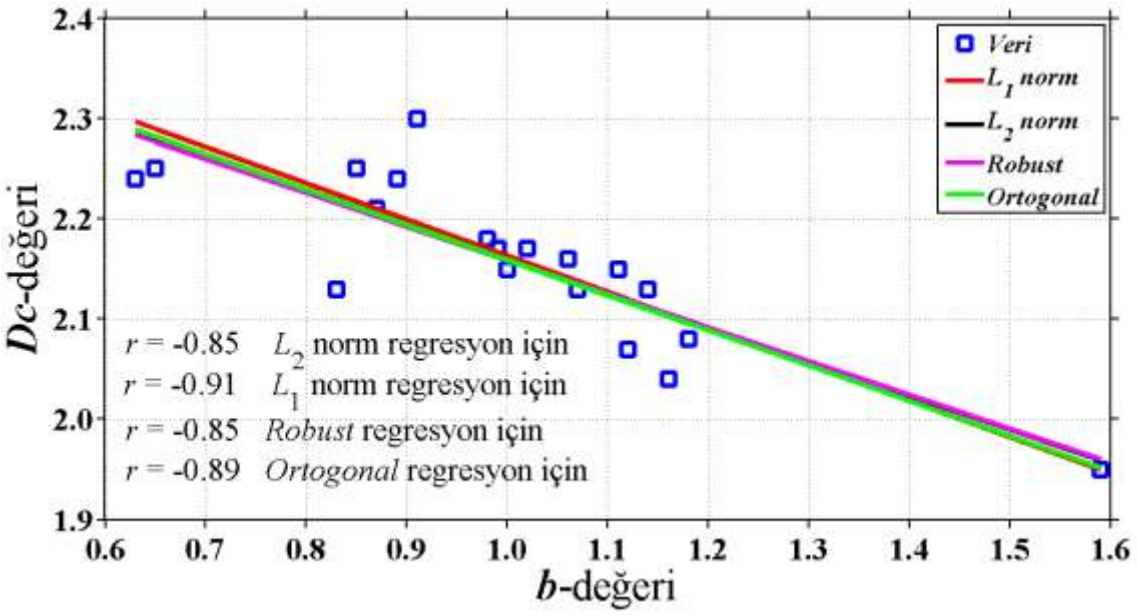
Bu negatif ilişkiler, Doğu Anadolu bölgesindeki gerilme değişimlerinin bir belirtisi olarak yorumlanabilir ve deprem kümelenmelerinden kaynaklanabilir. *b*-değeri ile *Dc*-değeri arasındaki istatistiksel ilişki üzerine Türkiye (Öncel vd., 1995; Öncel ve Wilson, 2007; Öztürk, 2012; Öztürk, 2014) ve dünyada (Hirata, 1989; Roy vd., 2011) yapılmış farklı çalışmalar mevcuttur. Aki (1981) tarafından *b*-değeri ile *Dc*-değeri arasında *D*=2*b* olarak pozitif bir ilişkinin önerilmesinden sonra literatürde son yıllarda hem pozitif hem de negatif ilişkiler ortaya konulmuştur. Bazı durumlarda ise, *b*-değeri ile *Dc*-değeri arasındaki ilişki, pozitif bir ilişkiden negatif bir ilişkiye bile değişebilmektedir (Öncel ve Wilson, 2002; Öncel ve Wilson, 2007). Hirata (1989), Japonya'da Tohoku bölgesinde bu iki parametre arasında *Dc*=2.3-0.73**b* olarak negatif bir ilişki (*r*=-0.77) ifade etmiştir. Henderson vd., (1992), güney Kaliforniya için Riverside kataloğunu kullanarak 1.3'ten büyük yerel depremler için 1970-1990 yılları arasında yakın sonuçlar elde etmişlerdir.

Benzer şekilde, Öncel vd., (1995) tarafından Türkiye'de Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda yapılan bir depremsellik çalışması, *b*-değeri ile *Dc*-değeri arasında negatif bir ilişki ortaya koymuştur. *b*-değeri ile *Dc*-değeri arasında oldukça düşük bir negatif ilişki katsayısına (*r*=-0.56) sahip olarak kuzey Ege denizini içine alan bölge için $Dc = 2.74 - 1.52 * b$ ilişkisini önermişlerdir. Ayrıca, Öncel vd., (1996), Kuzey Anadolu Fay Zonu için güçlü bir negatif ilişkiye (*r*=-0.85) sahip $Dc = 2.32 - 1.09 * b$ ilişkisini ortaya koymuşlardır. Bununla birlikte Öncel ve Wilson (2007), güney batı Türkiye için, 1992-1994 yılları arasında *b*-değeri ile *Dc*-değeri için güçlü bir pozitif ilişki (*r*=0.84) ve yine 1996-1998 arasında güçlü bir pozitif ilişki (*r*=0.94) hesaplarken, 1994-1996 yılları arasında ise negatif bir ilişki (*r*=-0.71) önermişlerdir. Öztürk (2012), Türkiye depremleri için ortogonal regresyon uyumunu kullanarak güçlü bir negatif ilişki katsayısı (*r*=-0.82) ile $Dc = 2.44 - 0.30 * b$ ilişkisini önermiştir. Ayrıca Öztürk (2014), Batı Anadolu bölgesi için fraktal boyut *Dc*-değeri ve sismotektonik parametre *b*-değeri arasında $Dc = 3.07 - 0.53 * b$ (*r*=-0.95) ilişkisini ortaya koymuştur. Sonuç olarak, bu çalışmada elde edilen ilişki literatürde verilen sonuçlarla da uyumludur.

Göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgilerine dayalı olarak, gelecekte beklenen güçlü depremleri bölgesel olarak tahmin edebilmek için geçmiş depremlerin uzay-zaman oluşumlarının analizine ihtiyaç vardır. Bu analizler için, KRDAE'den temin edilen katalog kullanılmıştır. Deprem tahmin modellerini uygulayabilmek için, kayan pencere tekniği ile pencere başına 15 olay kullanılarak $M_D \geq 1.0$ olan 30462 deprem için *Mc*-değerinin zamanla değişimi analiz edilmiştir (Şekil 4).

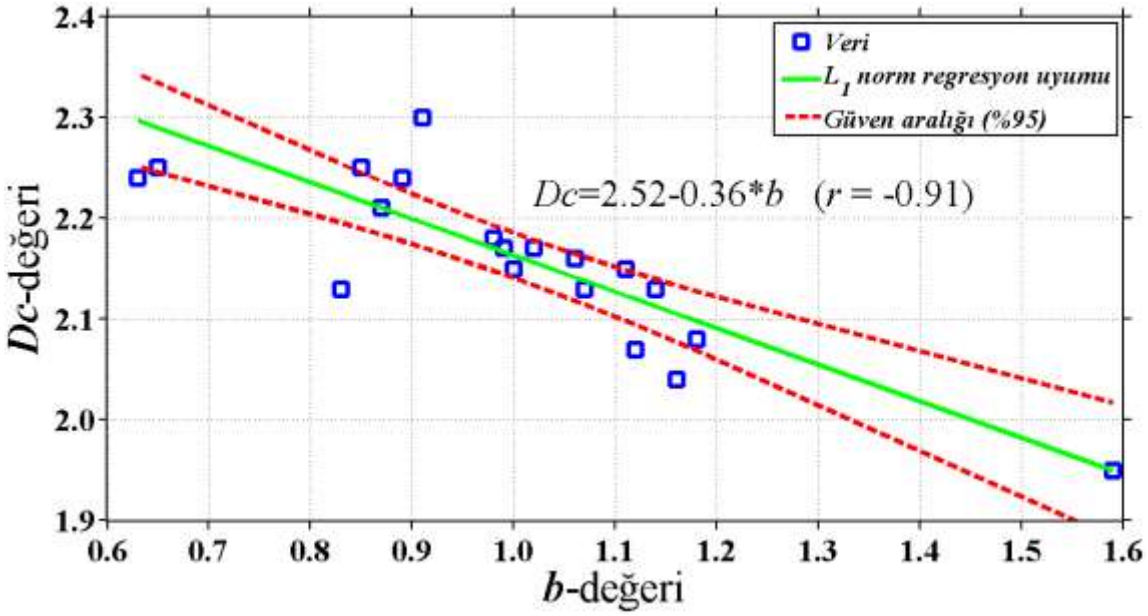
Tablo 1. Doğu Anadolu bölgesi için 19 farklı sismotektonik bölge, deprem sayıları ve *Mc*-değerleriyle birlikte sismotektonik parametreler *b* ve *Dc*-değerleri.

Bölge	***Aktif Tektonik Yapı***	***Deprem Sayısı***	***Mc-değeri***	***b-değeri***	***Dc-değeri***
1	Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ)	536	2.7	0.63±0.03	2.24±0.05
2	Horosan Fayı, Dumlu ve Çobandede Fay Zonları	1665	2.9	1.07±0.03	2.13±0.06
3	Ağrı, Tutak, Balıklıgöl ve Kağızman Fayları (ATBKF)	323	2.8	0.87±0.05	2.21±0.03
4	Iğdır, Doğubeyazıt ve Çaldıran Fayaları (IDÇF)	532	2.8	0.83±0.05	2.13±0.04
5	Başkale, Erciş, Muradiye ve Süphan Fayları (BEMSRF)	581	2.8	0.98±0.05	2.18±0.02
6	Hasan Timur Fay Zonu (HTFZ)	8174	2.6	1.02±0.05	2.17±0.03
7	Malazgirt ve Bulanık Fayları (MBF)	716	3.0	1.16±0.07	2.04±0.02
8		549	3.0	1.18±0.09	2.08±0.04
9	Bitlis-Zagros Bindirme Zonu (BZBZ)	553	2.9	0.89±0.04	2.24±0.05
10	(Kavakbaşı Fayı, Muş Bindirme Zonu	236	2.9	1.12±0.08	2.07±0.02
11	Yüksekova-Şemdinli Fay Zonu)	415	2.9	0.65±0.04	2.25±0.03
12		330	2.7	0.85±0.06	2.25±0.05
13	Karacadağ Genişleme Bölgesi	417	2.8	1.06±0.07	2.16±0.04
14	(KGB)	968	2.9	1.59±0.08	1.95±0.04
15	Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ)	4486	2.9	1.00±0.02	2.15±0.06
16	Sürgü Fayı (SRF)	1013	2.9	1.11±0.05	2.15±0.04
17	Malatya ve Ovacık Fay Zonu (MOFZ)	1982	2.7	1.14±0.03	2.13±0.04
18	Bingöl-Karakoçan, Sancak-Uzunpınar Fay Zonları	2977	2.8	0.91±0.02	2.30±0.05
19	Kuzey Anadolu Fay Zonunun Doğu Kısmı (DKAFZ)	1084	2.8	0.99±0.03	2.17±0.03

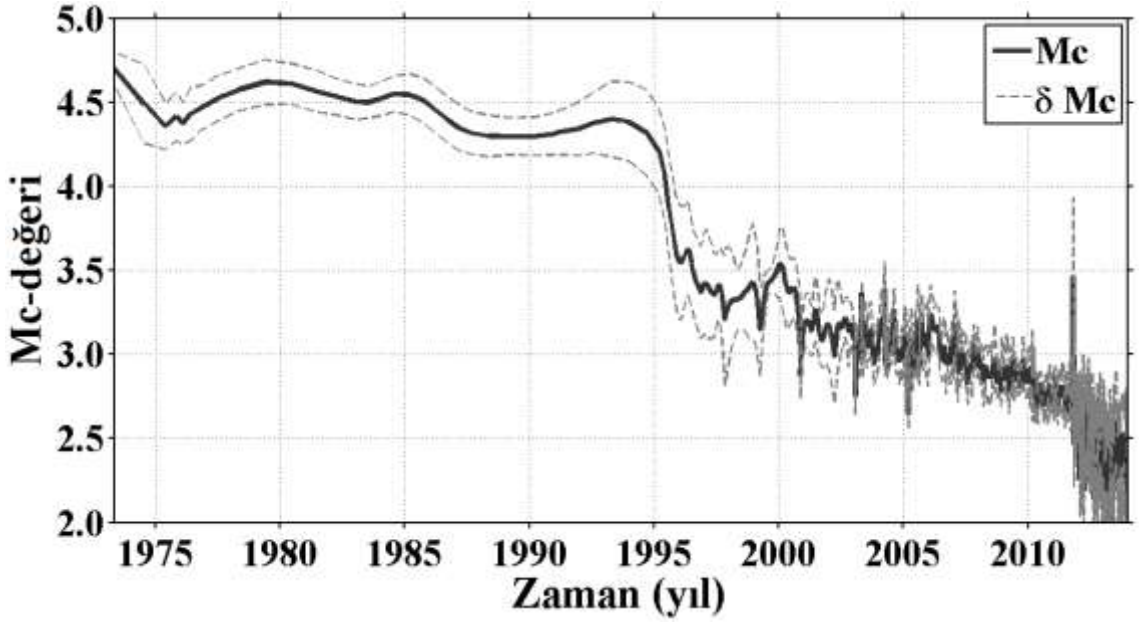


Şekil 3a. 1970-2014 yılları arasında Doğu Anadolu bölgesi depremleri için *b*-değeri ile *Dc*-değeri arasındaki farklı regresyon uyumları. Her bir regresyon uyumu için ilişki katsayıları şekil üzerinde verilmiştir.

Şekil 4'te görüldüğü gibi, *Mc*-değeri 1970-1995 yılları arasında 3.5-4.7 değişim gösterirken, 1995-2000 yılları arasında ortalama olarak 3.5 civarında değişim gösterirken, 2000-2010 yılları arasında bu değer ortalama 3.0 civarında bir dağılım göstermektedir. 2010 yılından sonra ise 3.0'dan küçük olan ve 2.5'in de altına düşen değerler gözlenmektedir. Sonuçta, deprem kataloğunun tamamlılığını sağlamak için, 1 Ocak 1970-1 Ocak 2014 yılları arasında derinliği 40 km'den daha sığ olan kabuksal olaylar kullanılarak $Mc \geq 3.4$ olan depremler seçilmiştir.



Şekil 3b. Doğu Anadolu bölgesi için *b*-değeri ile *Dc*-değeri arasındaki L_1 norm regresyon uyumu, güven aralığı ve doğrusal ilişki. Ayrıca, ilişki katsayısı şekil üzerinde verilmiştir.

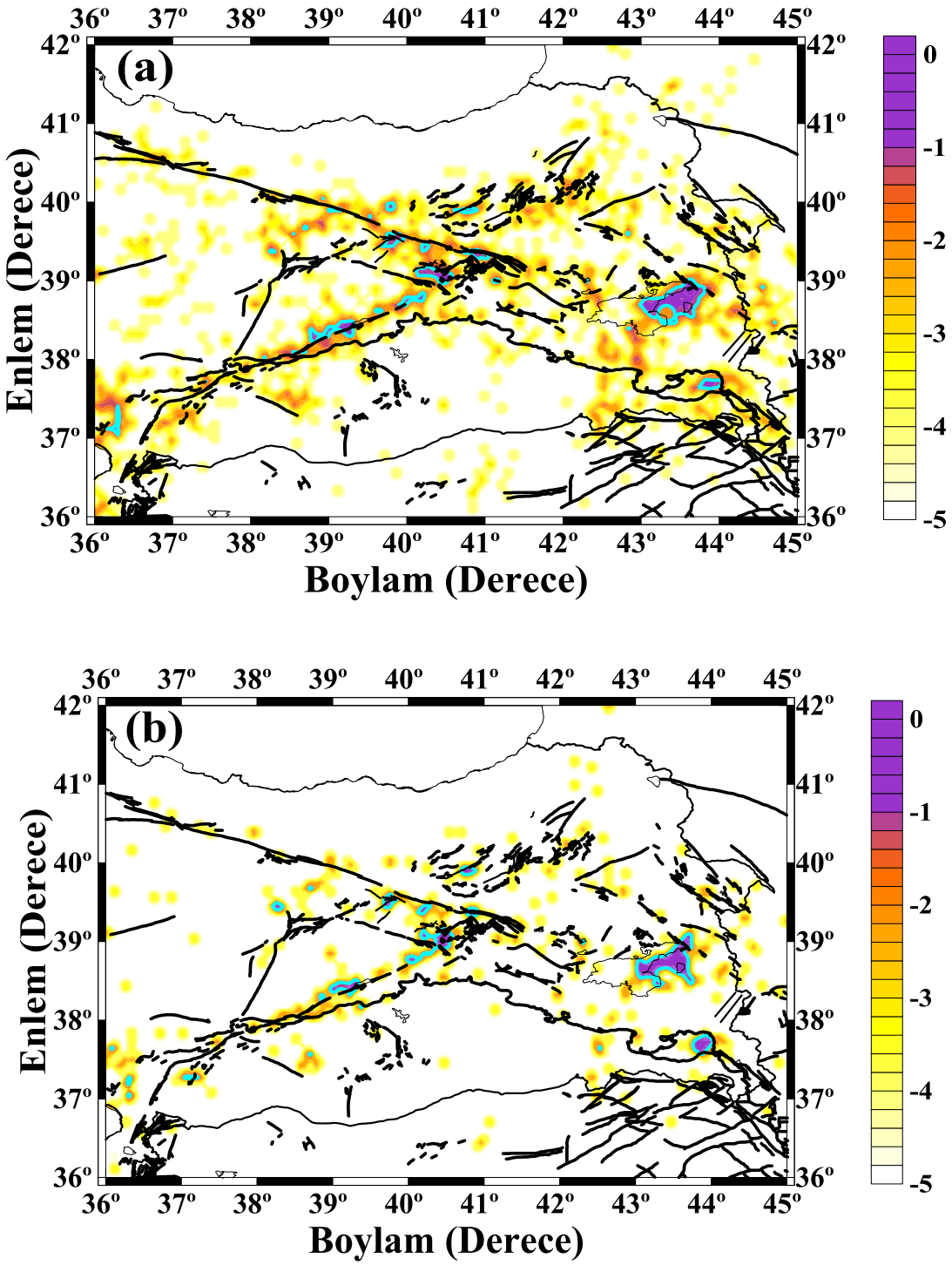


Şekil 4. Doğu Anadolu bölgesi için zamanın bir fonksiyonu olarak *Mc* analizi. *Mc*-değeri, pencere başına 50 olay kullanılarak hesaplanmış ve standart sapma (δMc) aralığı kesikli çizgi ile gösterilmiştir.

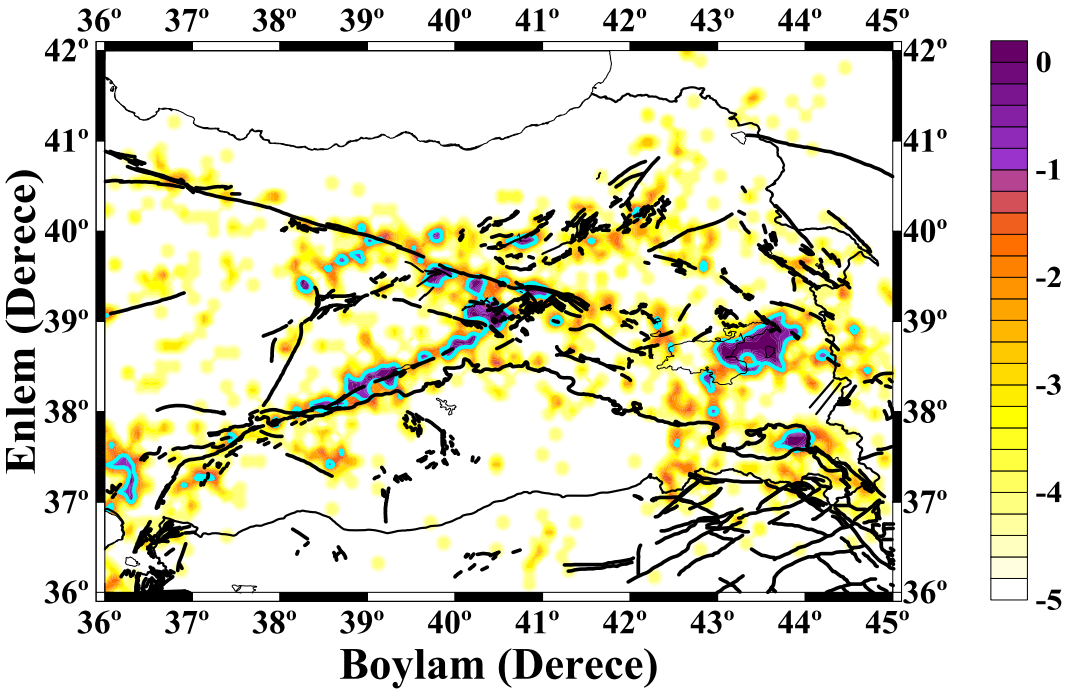
Bu çalışmada, göreceli yoğunluk (Şekil 5a) ve oluşum bilgisi modelleri (Şekil 5b) ile oluşturulan tahmin haritalarının birleştirilmesi ile Doğu Anadolu bölgesi için birleştirilmiş bir tahmin haritası oluşturulmuştur. Deprem tahmin yöntemlerini Doğu Anadolu bölgesine uygulamak için, 0.075° x 0.075°'lik bir bölgesel grid aralığı kullanılmış ve orta vadede (ay-10 yıl) beklenebilecek $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin muhtemel bölgeleri tahmin edilmeye çalışılmıştır. Doğu Anadolu bölgesinde beklenebilecek güçlü depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmini, 1 Ocak 2014-1 Ocak 2024 (t_3-t_2=10 yıl) zaman aralığı için yapılmıştır. Yani zaman aralıkları, t_1=1 Ocak 2004 ve t_2=1 Ocak 2014 olarak alınmıştır. *PI* ve *RI* haritalarının kombinasyonu ile oluşturulan birleştirilmiş tahmin haritası Şekil 6'da verilmiştir. Oluşturulan deprem tahmin haritaları, 2014-2024 yılları arasında $M_D \geq 5.0$ depremler için riskli olabilecek bölgeleri (mor renkler) göstermektedir.

Şekil 6'da görüldüğü gibi, göreceli yoğunluk ve oluşum bilgisi haritalarının birleştirilmesi ile oluşturulan tahmin haritası üzerinde deprem tahmin bölgeleri daha açık olarak belirlenmiştir. Birleştirilmiş deprem tahmin haritası üzerinde turkuaz sınırlar içerisinde mor renkli bölgeler, 2014-2024 yılları arasında $M_D \geq 5.0$ olan beklenebilecek güçlü depremlerin meydana gelebileceği olası bölgeleri işaret etmektedir. Daha önceki bölümlerde de ifade edildiği gibi, *PI* ve *RI* yöntemlerinin temelinde daha yüksek sismik aktiviteye sahip bölgeler ile sismik hareketlilik veya sismik durgunluğun gözlendiği bölgeler gelecekte olası deprem bölgeleri olarak tahmin edilir. Şekil 2'den görüldüğü gibi, daha yoğun deprem aktivitesinin olduğu bölgeler ile magnitüdü 5.0'ten büyük depremlerin yoğun olduğu bölgeler *PI, RI* ve birleştirilmiş tahmin haritası üzerinde gelecekte olması beklenen deprem bölgeleri üzerinde gözlenmiştir. Sonuçta bu durum, yöntemin istatistiksel olarak beklenen bir sonucudur. Bu bölgeler, Şekil 1 üzerindeki tektonik yapılar ile ilişkilendirildiğinde, Aşkale fayı ve civarı, Van Gölü'nün batısı (Süphan fayı ile Erciş fayı arası), Yüksekova-Şemdinli fay zonu civarı, Ovacık fayı civarında ve kuzey kesimleri, Doğu Anadolu fay zonu üzeri ve güney batı ucu, Kuzey Anadolu fay zonunun Muş Bindirme zonu ile Pülümür fayı arasında kalan kısmı olarak tanımlanabilir ve bu bölgelerde gelecek on yıl içerisinde olası güçlü depremler beklenebilir.

Depremlerin gelecekte olma zamanı ve muhtemel yerlerinin doğru olarak tahmin edilip edilemeyeceği en temel problemdir ve deprem istatistiği çalışmalarının birincil önem taşıyan kısmıdır. Deprem oluşumlarının beklenen oranı için uzun vadeli (10-30 yıl) tehlike haritalarının oldukça doğru olduğu kabul edilir. Fakat daha iyisi mümkün müdür veya depremlerin tahmin edilmesine olanak sağlayan öncü oluşumlar var mıdır? Aslında, orta vadede yerel öncü oluşumların gözlenmemesi oldukça ilginçtir. Örneğin, bir volkanik patlama öncesinde genellikle bölgesel depremsellikte bir artış ve yüzey hareketleri gözlenir. Bir fay sistemi için gerilme, fayın sürtünme kuvvetini aşıncaya kadar giderek artar ve kırılma başlar. Gerilmenin temel (background) sismisitesinde ve sismik olmayan harekette artışa neden olacağı kabul edilir bir hipotezdir. Yerel öncü sinyallerin varlığında bir sonraki soru, belirgin anomalilerin gelişip gelişmeyeceği ve özellikle sismik aktivitede anomalilerin gözlenip gözlenmediğidir. Sonuçta, birleştirilmiş deprem tahmin modeli, sismik aktivitedeki anomali bölgelerini tanımlamak için geliştirilmiş alternatif bir deprem tahmin yöntemidir. Bu yöntemin uygulamaları Kaliforniya ve Japonya gibi dünyanın farklı birçok bölgesinde gelecekte beklenebilecek muhtemel depremlerin yerlerini tahmin etmek için başarılı bir şekilde uygulanmıştır. Daha öncede ifade edildiği gibi bu yöntemler, 5-10 yıl gibi bir zaman penceresinde olması beklenen depremlerin bölgesel olarak tahmin edilebilmesini sağlayan bir yöntemdir (Holliday vd., 2007). Amaç, uzun vadede deprem tehlikesi değerlendirme haritalarına kıyasla depremlerin gelecekte olması muhtemel bölgelerini ve zamanlarını daraltmaktır.



Şekil 5. Doğu Anadolu Bölgesi için (a) göreceli yoğunlaşma (*RI*) haritası, (b) oluşum bilgisi (*PI*) haritası. t_0=1 Ocak 1990, t_1=1 Ocak 2004, ve t_2=1 Ocak 2014 olarak alınmıştır.



Şekil 6. Doğu Anadolu bölgesi için, 2014-2024 yılları arasında beklenebilecek muhtemel deprem bölgelerini gösteren birleştirilmiş tahmin haritası. Birleştirilmiş tahmin haritası için *RI* ve *PI* haritaları birleştirilmiş ve deprem beklenebilecek olası bölgeler harita üzerinde gösterilmiştir.

5. Sonuçlar

Depremler ve faylanmalar gibi çok sayıdaki karmaşık doğal oluşumlar fraktal geometriye bağlı olarak tanımlanabilir ve yorumlanabilir. Farklı sismik oluşumlar, ölçekten bağımsız olarak uzay-zaman dağılımları sergilerler ve sonuçta fay, deprem ve deprem oluşumlarının zamana bağlı modellerini içerirler. Bu gözlemler, birçok doğal fay sistemlerinin ve deprem oluşumlarının fraktal boyut ile ifade edilebileceğini ortaya koymuştur. Sismik aktivitedeki ölçek ilişkileri büyük depremlerin kısa vadede tahmin edilmesinde duyarlıdır. Dolayısıyla, bu çalışmada birincil amaç olarak Doğu Anadolu bölgesinde (Türkiye) meydana gelen depremler için iki sismotektonik parametre olan fraktal boyut *Dc*-değeri ile depremlerin magnitüd-sayı dağılımlarını belirleyen *b*-değeri arasında güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki elde edilmiştir. Bu amaçla, 1970-2014 yılları arasında 30462 depremi içeren veri için istatistiksel bir analiz yapılmıştır. Bu iki sismotektonik parametre arasındaki en uygun ilişkiyi belirleyebilmek için, dört farklı regresyon arasında detaylı bir karşılaştırma yapılmıştır. Tahmin yöntemleri olarak (1) L_2 *Norm* veya *En Küçük Kareler Yöntemi,* (2) L_1 *Norm* veya *En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma,* (3) *Toplam En Küçük Kareler* veya *Ortogonal Regresyon* ve (4) *Robust Regresyon* olmak üzere dört farklı yöntem kullanılmıştır. Doğrusal ilişkilerin uyum kalitesini belirlemek ve veri grubu için en iyi istatistiksel ilişkiyi belirleyebilmek için basit ancak çok kullanışlı bir araç olarak ilişki katsayısı dikkate alınmıştır. Doğu Anadolu bölgesi için M_D'ye göre homojen olan deprem kataloğu kullanılmış ve detaylı analizler için çalışma alanı 19 farklı sismik kaynak bölgeye ayrılmıştır. *b*-değerinin hesabı için maksimum olasılık yöntemi, *Dc*-değerinin hesabı için ise %95 güven sınırları içerisinde doğrusal regresyon kullanılmıştır. Sonuç olarak, Doğu Anadolu bölgesi depremleri için *b*-değeri ile *Dc*-değeri arasında güçlü bir negatif ilişki vardır ve En küçük toplamlı mutlak sapma ile $Dc = 2.52 - 0.36 * b$ olarak verilen bu ilişki (r = -0.91) oldukça güncel ve güvenilir olarak ifade edilebilir. İki parametre arasındaki ilişki katsayısının negatif olması sismotektonik açıdan önemlidir. Düşük *b*-değerlerinin yüksek gerilme alanlarıyla ilişkisi göz önüne

alındığında, *Dc* ile *b*-değeri arasında negatif bir ilişkinin gözlendiği Doğu Anadolu bölgesinde orta vadede deprem riskinden bahsedilebilir. Ayrıca, bu sonuçlar dünyanın ve Türkiye'nin farklı bölgeleri için hesaplanan değerlerle uyumludur.

Çalışmada kullanılan göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgisi yöntemlerinin, deprem aktivitesindeki değişimlerle ilişkili bölgeleri ortaya koyması ve bu bölgelerinde daha sonraki dönemlerde olması muhtemel büyük depremlerin beklendiği bölgeler olması nedeniyle, orta vadede deprem tahmininde faydalı yöntemler olduğu açıktır. Bu yöntemler orta vadede (tipik olarak 5-10 yıl) olması muhtemel depremlerin yerlerini tahmin edebilir. Sonuçlar, gelecekte belirgin bir süreç boyunca depremlerin olabileceği sismojenik bir zonu haritalar. Dolayısıyla, bu çalışmada, Doğu Anadolu bölgesinde beklenebilecek güçlü depremlerin bölgesel olarak tahmini için göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgisi haritalarının kombinasyonu ile yakın gelecek için deprem tahmini olarak 2014-2024 yılları arasında birleştirilmiş tahmin haritası oluşturulmuştur. Modelleme sonucunda Doğu Anadolu bölgesinde belirlenen bazı tahmin bölgeleri şunlardır: Aşkale fayı ve civarı, Van Gölü'nün batısı (Süphan fayı ile Erciş fayı arası), Yüksekova-Şemdinli fay zonu civarı, Ovacık fayı civarında ve kuzey kesimleri, Doğu Anadolu fay zonu üzeri ve güney batı ucu, Kuzey Anadolu fay zonunun Muş Bindirme zonu ile Pülümür fayı arasında kalan kısmı.

Sonuç olarak, Doğu Anadolu bölgesi için depremselliğin fraktal boyutu ve olası güçlü depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmini için alternatif bir modeller ortaya konulmuştur. Dolayısıyla, yakın gelecekte güçlü bir deprem öncesinde orta vadeli anomalileri belirleyebilmek için bu bölgelerdeki kabuksal deformasyon hareketleri daha dikkatlice izlenmelidir. Son depremler 8 Mart 2010 Elazığ ve 23 Ekim 2011 Van depremleri düşünüldüğünde, anomalilerin gözlendiği bölgelere dikkat edilmesi ve mikro sismik aktivitenin izlenerek farklı jeofiziksel yöntemlerle incelenmesi önerilir.

Teşekkür

Deprem tahmin yöntemlerinin algoritmalarının modellenmesinde yardımlarını esirgemeyen Dr. Kazuyoshi Nanjo (Tokyo Üniversitesi)'ya, yapıcı tavsiyelerde bulunan hakem kuruluna ve editöre teşekkür ederim. Bu çalışmada kullanılan istatistiksel programlar, Gümüşhane Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi (GÜBAP) tarafından desteklenen 13.F5117.02.1 nolu proje kapsamındadır.

Kaynaklar

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.

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.

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.

Chen, C.-C., Rundle, J.B., Holliday, J.R., Nanjo, K.Z,. Turcotte, D.L,. Li, S.-C. ve Tiampo, K.F., 2005. The 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake as a typical example of seismic activation and quiescence. Geophysical Research Letters, 32, L22315, doi:10.1029/2005GL023991.

Demirtaş, R. ve Yılmaz, R., 1996. Türkiye'nin sismotektonigi; Sismisitedeki uzun süreli değişim ve güncel sismisiteyi esas alarak deprem tahminine bir yaklaşım. T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Yayını, 91 s., Ankara.

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.

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.

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.

Gutenberg, R. ve Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California, Bulletin. Seismological Society of America, 34: 185-188.

Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yücemen, M.S., Doyuran, V. ve Başöz, N., 1993. Earthquake zoning map of Turkey based on the most recent data (En son verilere göre hazırlanan Türkiye deprem bölgeleri haritası): METU Earthquake Engineering Research Center, Report No. 93-01, 156.

Hempton, M.R., 1987. Constraints on Arabian Plate motion and extensional history of the Red Sea, Tectonics, 6(6), 687-705.

Henderson, J., Main, I.G., Meredith, P.G. ve Sammonds, P.R., 1992. The evolution of seismicity-observation, experiment and a fracturemechanical interpretation. J. Struct. Geol., 14, 905-913.

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.

Holliday, J.R., Rundle, J.B.,, Tiampo, K.F., Klein, W. ve Donnellan, A., 2005. Modification of the pattern informatics method for forecasting large earthquake events using complex eigenvectors, Tectonophysics, 413, 87- 91.

Holliday, J.R., Rundle, J.B., Tiampo, K.F. ve Turcotte, D.L., 2006. Using earthquake intensities to forecast earthquake occurrence times, Nonelinear Processes in Geophysics, 13, 585-593.

Holliday, J.R., Chen, C.-C., Tiampo, K.F., Rundle, J.B.,, Turcotte, D.L. ve Donnellan, A., 2007. A RELM earthquake forecast based on Pattern Infformatics, Seismological Research. Letters, 78(1), 87-93.

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.

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.

Mckenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 55, 217-254.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Gergiev, I., Hamburger, M., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidse, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadaria, M., Ouzounus, A., Paradisissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanlı, I., Seeger, H., Teableb, A., Toksöz, N. ve Veis, G., 2000. GPS constrains on crustal movements and deformations for plate dynamics, Journal of Geophysica Research, 105, 5695-5720.

Nanjo, K.Z., Holliday, J.R., Chen, C.-C., Rundle, J.B. ve Turcotte, D.L., 2006a. Application of a modified pattern informatics method to forecasting the locations of future large earthquakes in the central Japan, Tectonophysics, 424, 351-366.

Nanjo, K.Z., Rundle, J.B., Holliday, J.R. ve Turcotte, D.L., 2006b. Pattern informatics and its application for optimal forecasting of large earthquakes in Japan, Pure and Applied Geophysics, 163, 2417-2432.

Oral, M.,B., Reilinger, R.,E., Toksöz, M.,N., Kong, R.,W., Barka, A.,A., Kınık, I. ve Lenk, O., 1995, Global positioning system offersevidence of plate motions in eastern Mediterranean, EOS, Transactions American Geophysical Union , 76, 9.

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 and 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. Seismological Society of America, 92(1), 339-349.

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.

Öztürk, S., 2009. Deprem Tehlikesi ve Artçışok Olasılığı Değerlendirme Yöntemlerinin Türkiye'deki Depremlere Bir Uygulaması, Doktora Tezi, KTÜ, 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., 2012. Statistical correlation between *b*-value and fractal dimension regarding Turkish epicentre distribution. Earth Sci. Res. J., 16 (2), 103-108.

Öztürk, S., 2014. Türkiye'nin Batı Anadolu bölgesi için deprem istatistiği ve olası güçlü depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmini üzerine bir çalışma, Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 4(1), 75-93.

Polat, O., Gok, E. ve Yılmaz, D., 2008. Earthquake hazard of the Aegean extension region (West Turkey). Turkish J. of Earth Sci., 17, 593-614.

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.

Rundle, J.B., Tiampo, K.F., Klein, W. ve Martins, J.S.S., 2002. Self-organization in leaky threshold systems: The influence of near-mean field dynamics and its implications for earthquakes, neurobiology and forecasting, Proceedings of the National Academy of Sciences of USA, 99, 2514-2521, Supplement 1.

Rundle, J.B., Turcotte, D.L., Scherbakov R., Klein, W. ve Sammis, C., 2003. Statistical physics approach to understanding the multiscale dynamics of earthquake fault systems, Review of Geophysics, 41(4), 1019.

Scholz, C.H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, Bull. Seismological Soc. of Amer., 58, 399-415.

Sykes, L.R. ve Jaumè, S.C., 1990. Seismic activity on neighboring faults as a long-term precursors to large earthquakes in the San Francisco area, Nature, 348, 595-599.

Şaroğlu, F., Emre, O. ve Kuşcu, I., 1992. Active fault map of Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181–241.

Tiampo, K.F., Rundle, J.B., McGinnis, S. ve Klein, W., 2002. Pattern dynamics and forecast methods in seismically active regions, Pure and Applied Geophysics, 159, 2429-2467.

Westaway, R., 1994. Present-day kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean, Journal of Geophysical Research, 99, B6, 12071-12090.

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.

Wong, H.K., Degens, E.T. ve Finckh, P., 1978. Structures in modern Lake Van sediments as revealed by 3.5 KHz high resolution profiling. In: E.T. Degens and F. Kurtman (eds.), Geology of Lake Van, Publ. Inst. Miner. Res. Explor. 169, 11-19.