



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**MARMARA DEPREMLERİNİN KAOTİK ÖZELLİKLERİ
VE FRAKTAL ANALİZİ**

Savaş CEYLAN
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman
Yard. Doç. Dr. Naşide ÖZER

Haziran, 2008

İSTANBUL



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**MARMARA DEPREMLERİNİN KAOTİK ÖZELLİKLERİ
VE FRAKTAL ANALİZİ**

Savaş CEYLAN
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman
Yard. Doç. Dr. Naşide ÖZER

Haziran, 2008

İSTANBUL

Bu alışma 23/06/2008 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeofizik Mühendisliği programında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

Yard. Doç. Dr. Naşide ÖZER
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Demir KOLÇAK
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Yıldız ALTINOK
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Bedri ALPAR
İstanbul Üniversitesi
Deniz Bilimleri ve İşl. Enst.

Prof. Dr. Niyazi BAYDEMİR
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Bu çalışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin T-1489/13082007 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Lisans ve Yüksek Lisans öğrenimim sırasında ve tez çalışmalarım boyunca ihtiyaç duyduğum her anda bilgi ve birikimleri ile her zaman yanımda olan, değerli hocalarım Yard. Doç. Dr. Naşide Özer'e, Prof. Dr. Yıldız Altınok'a ve Prof. Dr. Demir Kolçak'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Çalışma boyunca yardımlarını esirgemeyen çalışma arkadaşım Araş. Gör. Hande Aykurt'a, çalışmamı malzeme alımı ile destekleyen İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi'ne ve tüm yüksek lisans öğrenimim boyunca beni maddi olarak destekleyen AB 6. Çerçeve Programı TRANSFER (Tsunami Risk AND Strategies For the European Region) projesine teşekkürü borç bilirim.

Haziran, 2008

Savaş CEYLAN

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	I
İÇİNDEKİLER	II
ŞEKİL LİSTESİ.....	IV
TABLO LİSTESİ	VII
SEMBOL LİSTESİ	VIII
ÖZET.....	IX
SUMMARY	X
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR	4
2.1. FRAKTAL BOYUTU VE B-DEĞERİ	6
2.2. FRAKTAL MODELLER	10
3. MALZEME VE YÖNTEM	12
3.1. FRAKTAL KÜMENİN TANIMI VE FRAKTAL BOYUTU	12
3.2. KUTU SAYMA YÖNTEMİ	16
3.3. ÇOKLU FRAKTAL YAPILAR.....	18
3.3.1. Kapasite Boyutu (D_0)	19
3.3.2. Bilgi Boyutu (D_1)	20
3.3.3. Korelasyon Boyutu (D_2).....	22
3.3.4. Boyutlar arasındaki ilişki	23
3.4. B-DEĞERİ.....	24
3.5. P-DEĞERİ	28
3.6. NORMALİZASYON YÖNTEMİ	29
3.7. DEPREM VERİSİ VE ANALİZİ.....	30
3.7.1. Analiz parametrelerinin belirlenmesi	33
3.7.2. Gerilme aktarımı modeli ve başlangıç koşulları.....	35

4. BULGULAR	39
4.1. ZAMAN PENCERESİ	41
4.2. OLAY SAYISI PENCERESİ	46
4.3. KAFZ KESİTİ	48
4.4. KONUMSAL ANALİZ	50
4.5. BİRİKİMLİ HESAP YÖNTEMİ	55
4.6. GERİLME AKTARIMI MODELİ	57
5. TARTIŞMA VE SONUÇ	59
5.1. ZAMAN ORTAMINDA ANALİZ	59
5.2. KONUMSAL ANALİZ	64
5.3. GERİLME AKTARIMI	65
KAYNAKLAR	67
EKLER	72
EK-A. WEIBULL DAĞILIMININ TÜRETİLMESİ	72
EK-B. LOJİSTİK DENKLEMİ	74
ÖZGEÇMİŞ	75

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 2.1	: Sumatra depremleri kullanılarak hesaplanmış fraktal boyutunun zamana (yıl) göre değişimi (Sukmono ve diğ., 1997).....	7
Şekil 2.2	: Zamana göre fraktal boyutundaki değişim. Yatay eksen ay olarak zamanı, düşey eksen fraktal boyutundaki değişimi göstermektedir (Lu ve diğ., 2005).....	7
Şekil 2.3	: Wang (1999) tarafından, deprem oluşumunu modellemek için kullanılan bir boyutlu model.	8
Şekil 2.4	: Smalley ve diğ. (1987) tarafından kullanılan modelin şematik gösterimi.....	10
Şekil 2.5	: Fraktal gerilme aktarımı modeli (Turcotte (1997)'den değiştirilerek alınmıştır).	11
Şekil 3.1	: Bir boyutlu fraktal yapının oluşturulması: a) Birim uzunluğa sahip bir çizgi eşit iki parçaya ayrılmış ve parçalardan biri alınmıştır. İkinci adımda seçilen parçaya aynı işlem uygulanmıştır; b) her defasında çizginin 1/3'ü kadarlık kısmı alınmıştır; c) çizgi yarıya bölünmüş ve tüm parçaları seçilmiştir. Daha sonraki adımlarda alınan her parça da yarıya bölünerek devam edilmiştir; d) c'deki işlemin aynısı uygulanmıştır; ancak çizgi her parçanın 1/3'ü kadar ayrılmıştır; e) Önce çizgi üç eşit parçaya ayrılmış ve ortadaki parça hariç diğerleri alınmıştır. Aynı işlem seçilmiş her parça için tekrar edilmiştir. Şekil, Turcotte (1997)'den yararlanılarak oluşturulmuştur.	13
Şekil 3.2	: İki boyutlu fraktal örneği (Sierpinski deseni): a) Kenarları birim uzunlukta bir kare çizilmiştir, b) Bu kare 9 eşit parçaya ayrılmış ve ortadaki parça hariç diğerleri alınmıştır, c) Alınan her parça için aynı işlem ikinci derecede de tekrarlanmıştır. Turcotte (1997)'den değiştirilerek alınmıştır.	16
Şekil 3.3	: Kutu sayma yönteminin şematik gösterimi.	17
Şekil 3.4	: Kutu sayma yöntemi ile fraktal boyutunun bulunması.	17
Şekil 3.5	: Heaviside fonksiyonu (Mathworld internet sayfasından alınmıştır).	22
Şekil 3.6	: Artçı depremlerin zamanla azalımının şematik gösterimi.	28
Şekil 3.7	: Gerilme aktarımı için normalizasyon yönteminin uygulandığı. Turcotte (1997)'den değiştirilerek alınmıştır.	29
Şekil 3.8	: Analizde kullanılan deprem verisinin başlangıç zamanının belirlenmesi. Grafiklerde yatay eksen zaman (gün), sol düşey eksen deprem büyüklüğü ve sağ düşey eksen birikimli oluş sayısını göstermektedir. (a) Tüm verinin zaman-büyüklik dağılımı, (b) kesme zamanının belirlendiği bölümün büyütülmüş görüntüsü.	31
Şekil 3.9	: Kesme büyüklüğü değerinin ($M_c=2.3$) belirlenmesi. Noktalı sürekli çizgi birikimli oluş sayısının logaritmasını (sağ düşey eksen), düşey çizgiler ise her büyüklükteki deprem adedini göstermektedir (sol düşey eksen).	32

- Şekil 3.10** : 01.01.1975-Mart 2007 arasında oluşmuş ve $M \geq M_c = 2.3$ olan depremlerin dışmerkez dağılımları. Büyük daireler tarihleri ile beraber $M > 5.5$ depremleri göstermektedir. Renk tonları derinliğe göre değişir (beyaz: sıg deprem). Tektonik birimler Barka (1992) ve Şaroğlu ve diğ. (1987)'den alınmıştır. (Siyah oklar levha hareketlerinin yönünü gösterir. NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu). Wessel and Smith (1998) tarafından geliştirilmiş olan GMT yazılımı kullanılarak hazırlanmıştır. 32
- Şekil 3.11** : Değişik zaman penceresi boyları ile hesaplanmış b-değeri grafikleri (Özer ve diğ., 2007). W pencere boyunu göstermektedir. Yatay eksen gün cinsinden zamanı ifade eder. 33
- Şekil 3.12** : b-değeri kontur haritalarının karşılaştırması (Özer ve diğ., 2007). a) 0.3 derece kenar uzunluğunda bir pencere tüm alan üzerinde 0.1 derece aralıklarla gezdirilmiştir. (b) 0.3 derece genişliğindeki pencere sadece enlem doğrultusundaki birbirleri ile çakışmayan dilimler üzerinde, 0.1 derece aralıklar ile gezdirilmiştir. 34
- Şekil 3.13** : Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde alınan kesit. 35
- Şekil 3.14** : KAFZ kesitinde oluşmuş depremlerin uzaklık farkı histogramı. 36
- Şekil 3.15** : Modelde kullanılan koşullu olasılık değerlerinin birbirleri ile olan ilişkisi. 37
- Şekil 3.16** : Çalışmada uygulanan gerilme aktarımı modelinin şematik gösterimi. 38
- Şekil 4.1** : İnceleme bölgesinde oluşmuş depremlerin derinlik-oluşum sayısı grafiği. 39
- Şekil 4.2** : 150 gün uzunluğunda zaman penceresi kullanılarak hesaplanan; a) b-değeri, b) fraktal boyutları, c) p-değeri. N, her aralıktaki deprem sayısıdır (sağ düşey eksen). Yatay eksen gün cinsinden zamanı gösterir.. 42
- Şekil 4.3** : 150 gün zaman penceresi ve 0.5 gün kaydırma miktarı ile $M \geq 2.3$ depremler kullanılarak hesaplanmış; I) 0-4000, II) 4000-8000, III) 8000-12000 gün arası, a) b-değeri, b) fraktal boyutları, ve c) p-değeri. Odak mekanizması çözümleri, büyük depremlerin oluştuğu ve deprem etkinliğinin yoğunlaştığı bölgenin genel karakterini gösterir. 43
- Şekil 4.4** : 150 günlük zaman penceresi ve 0.5 gün kaydırma miktarı ile $3.0 \geq M \geq 2.3$ depremler kullanılarak hesaplanmış olan; I) 0-4000, II) 4000-8000, III) 8000-12000 gün arası, a) b-değeri, b) fraktal boyutları, c) p-değeri. Noktalar büyüklüklerine göre (düşey sağ eksen) depremleri göstermektedir. 45
- Şekil 4.5** : Fraktal boyutunun zaman içerisindeki değişimi ve yöntemlerin karşılaştırılması; a) Pencere boyu 150 gün, kaydırma miktarı 0.5 gün, $M \geq 2.3$; b) Pencere boyu 150 gün, kaydırma miktarı 0.5 gün, $3.0 \geq M \geq 2.3$; c) Pencere boyu 450 deprem, kaydırma miktarı 50 deprem, $3.0 \geq M \geq 2.3$ 47
- Şekil 4.6** : KAFZ kesiti ve tüm alan için fraktal boyutları. a) $M \geq 2.3$ olan depremler ile tüm alan, b) $M \geq 2.3$ depremler ile KAFZ kesiti, c) KAFZ verisinde $M \geq 5.0$ depremlerin konumsal dağılımları, büyüklükleri ve oluş yılları. Yıldızlar KAFZ kesiti üzerinde oluşmuş $M \geq 5.0$ olan depremleri ve düşey kesikli çizgi ilk fazın bitimini göstermektedir. 48
- Şekil 4.7** : a) $M \geq 2.3$ ve b) $3.0 \geq M \geq 2.3$ olan depremler kullanılarak hesaplanan fraktal boyutlarının zaman ortamında izlediği düzen. Siyah noktalar $M \geq 5.0$ ve gri noktalar $4.0 \geq M \geq 4.9$ olan depremleri göstermektedir.

	(a)'da büyük depremler üzerindeki yatay çizgiler, depremlerin içerisinde bulunduğu 150 günlük zaman penceresinin bittiği zamanı belirtir.	49
Şekil 4.8	: Kapasite boyutunun konumsal değişimi. Fay verisi Şaroğlu ve diğ. (1987), Barka (1992) ve Le Pichon ve diğ. (2001)'den alınmıştır.	50
Şekil 4.9	: Deprem adedi ve fraktal boyutu arasındaki ilişki.	51
Şekil 4.10	: Moment derecesi (q) ile oran katsayısı (α) arasındaki ilişki.	51
Şekil 4.11	: 28 Ocak 1994 ($M=5.2$) depremi için b-değeri kontur haritaları (Özer ve diğ., 2007'den değiştirilerek alınmıştır). a) 1975 yılından itibaren homojen noktanın olduğu ilk 6343 günlük deprem etkinliği, b) 6343-6639 gün arası (fraktal boyutlarında anomali), c) 6343-6968 gün arası (deprem etkinliği hesaplara dahil edilmemiştir), d) 6343-6968 gün arası (depremler hesaplara dahil edilmiştir), e) süreç içinde fraktal boyut değişimi.	53
Şekil 4.12	: 17 Ağustos 1999 ($M=7.4$) depremi için b-değeri kontur haritası (Özer ve diğ., 2007'den değiştirilerek alınmıştır); a) 1975 yılından itibaren 8848. güne kadar olan deprem etkinliği ve b-değeri haritası, b) 8848-8994 arası etkinlik ve b-değeri (depremler hesaplamalara katılmamıştır), c) 8994-9217 arası deprem etkinliği ve b-değeri (1999 depremleri hesaplamalara katılarak), d) fraktal boyutu değişimi.	54
Şekil 4.13	: Birikimli hesap yöntemi ile hesaplanmış deprensellik parametreleri (Özer ve diğ., 2007'den değiştirilerek alınmıştır). Siyah noktalar $M \geq 5.0$ depremleri gösterir.	55
Şekil 4.14	: 1900-Haziran 2006 arasında Marmara Denizi ve civarında oluşmuş, $M \geq 2.0$ olan depremler kullanılarak, birikimli hesap yöntemi ile bulunmuş b-değeri. Siyah noktalar $M \geq 6.0$ olan depremleri göstermektedir. Özer ve Ceylan (2006)'dan değiştirilerek alınmıştır. Yatay eksen gün olarak zamanı, Düşey eksen b-değerini gösterir.	56
Şekil 4.15	: Gözlemsel ve model tarafından üretilen deprem sayıları arasındaki ilişki.....	58
Şekil 4.16	: Gözlemsel veri ile ölçeklenmiş model verisinin karşılaştırılması.....	58
Şekil 5.1	: İnceleme bölgesi için önerilen sismik davranış evreleri (kırmızı çizgi) ile birlikte b-değeri (sol düşey eksen) ve her hesap döneminde kullanılan deprem adedi (sağ düşey eksen.	60
Şekil 5.2	: a) 1975-1988 (0-5120 gün), b) 1989-1994 (5120-7200 gün), ve c) 1995-2003 (7200-10300 gün) yılları arasında oluşmuş depremlerin konumsal dağılımları.	61
Şekil 5.3	: Fraktal boyutlarının zaman içerisindeki değişimlerinin şematik gösterimi.....	62
Şekil 5.4	: Büyük depremlerin gözlemlendiği zaman aralıklarında, depremlerden önce ve sonra fraktal boyutu ve b-değeri değişimi.	64
Şekil 5.5	: KAFZ üzerinde model tarafından üretilmiş deprem sayıları ile gözlemsel verinin karşılaştırılması. Düşey kesikli çizgiler asperite bulunması olası bölgeyi gösterir.	66
Şekil B.1	: Lojistik denklemi için dallanma grafiği (bifurcation diagram). Wikipedia internet sayfasından alınmıştır.....	74

TABLO LİSTESİ

Tablo 2.1 : Küçük, orta büyüklükte ve büyük depremler için yüzey dalgası büyüklüğü (M_s), fay boyu (L), sismik moment (M_0), fraktal boyutu (D) ve b -değeri arasındaki ilişki. Legrand (2002)'den değiştirilerek alınmıştır.	9
Tablo 4.1 : Tüm sistem için hesaplanan ölçek parametreleri.	40
Tablo 4.2 : Zaman ve olay sayısı pencereleri ile hesaplanan parametrelerin değişim aralıkları. (M: Deprem büyüklüğü, N: Toplam deprem sayısı, W: Pencere uzunluğu, dW : penceresi kaydırma miktarı).	46

SEMBOL LİSTESİ

A	: Alan
a	: Birim zamanda oluşan deprem adedi (a-değeri)
b	: Deprem büyüklüğü-oluşum sayısı grafiği eğimi (b-değeri)
C	: Oran sabiti
C(r)	: Korelasyon integrali
D	: Genel fraktal boyutu
D₀	: Kapasite boyutu
D₁	: Bilgi boyutu
D₂	: Korelasyon boyutu
D_{uniform}	: Fraktal boyutunun üst limiti
dx	: Fay parçasının uzunluğu (derece)
E	: Enerji, Young modulu
f	: Kırıklılık oranı
F	: Gerilme kuvveti
F_{ref}	: Referans gerilme kuvveti
H(x)	: Heaviside fonksiyonu
L	: Uzunluk
M, m	: Deprem büyüklüğü
M_s	: Yüzey dalgası büyüklüğü
M	: Moment
N	: Deprem veya kutu sayısı
P	: Olasılık
p	: Deprem azalım oranı (p-değeri)
q	: İstatistiksel moment derecesi
r	: Kutu kenar uzunluğu
s	: Mukavemet katsayısı
t, T	: Zaman
dT	: Zaman aralığı
W	: Analiz penceresi uzunluğu
dW	: Kaydırma miktarı
α	: Oran katsayısı
β, τ	: Weibull dağılımı parametreleri
Δx	: Uzaklık farkı
φ	: Enlem (derece)
θ	: Boylam (derece)
δ	: Yerdeğiştirme
μ	: Kesme modülü
σ	: Gerilme
v	: Sismik tehlike oranı

ÖZET

MARMARA DEPREMLERİNİN KAOTİK ÖZELLİKLERİ VE FRAKTAL ANALİZİ

Kendine benzer özellikler gösteren ve ölçekten bağımsız sistemler fraktallar olarak adlandırılır. Eğer bir sistemi tanımlayan karakteristik bir büyüklük veya ölçek yoksa, fraktal analiz ile sistemin davranışını anlamaya çalışmak iyi bir yaklaşımdır. Jeofizikte depremlerin zamansal ve konumsal dağılımları gibi birçok olgu, kaotik davranış gösterir ve fraktal analiz yardımı ile incelenebilir. Fraktal analiz, karakteristik bir büyüklükten daha büyük nesnelere ile sözü edilen büyüklük arasında üstel ilişki olmasını gerektirir. Üstel ilişkinin kuvvet değeri fraktal boyutu olarak isimlendirilir ve fraktal yapıyı tanımlar.

Depremselliğin istatistiksel olarak incelenmesinde üstel ilişkilerin kullanımı jeofizikte yeni bir konu değildir. Buna çok iyi bir örnek olan Gutenberg ve Richter'in b-değeri, belirli bir büyüklükten daha büyük depremlerin birikimli oluşum sayısı ile deprem büyüklüğü arasında üstel bir ilişki tanımlar ve depremsellik araştırmalarında yoğun bir şekilde kullanılır. Omori'nin p-değeri de üstel bir ilişkidir ve depremlerin zaman içerisindeki sönüm oranını tanımlar.

Bu çalışmada, depremlerin oluşumunu daha iyi anlayabilmek amacıyla ile, 38.4°-41.6°K enlemleri ve 25.2°-32.1°D boylamları arasındaki alanda oluşmuş depremler kullanılarak fraktal analiz uygulanmıştır. Zamansal ve konumsal analizler sonucunda, bölgesel depremselliğin belirli bir fraktal düzen izlediği ve üç değişik davranış evresinden geçtiği önerilmektedir. Ayrıca, sistemin sürekli şekilde kritik gerilme seviyesinde bulunduğu ve bölgesel depremsellik özelliklerinin genel olarak olağan deprem etkinliği tarafından belirlendiği ispatlanmaya çalışılmıştır. Son olarak, olasılık hesaplanmasına dayanan fraktal bir model kullanılarak, olağan deprem etkinliği, gerilme aktarımı ve fraktal boyutu arasındaki ilişki gösterilmiştir.

SUMMARY

CHAOTIC PROPERTIES AND FRACTAL ANALYSIS OF THE MARMARA EARTHQUAKES

The objects, which are self-similar and scale invariant are called as fractals. If a system does not have a characteristic length or scale, it is a good approximation to try to understand its behaviour using fractal analysis. Many phenomena in geophysics such as the spatial and temporal distribution of earthquakes show chaotic behaviour and can be analysed using fractal statistics. Fractal analysis requires that, the number of objects larger than a specified size, has a power-law dependence on the size. The power of the mentioned relation is called as fractal dimension, and is used to define the system.

Using power-law relations in the statistical seismicity studies is not a new subject in geophysics. The b-value of Gutenberg and Richter, which is a good example, defines a power-law relation between the cumulative number of earthquakes larger than a specified magnitude and the earthquake magnitude, and has been widely used in the seismicity studies. The p-value of Omori is also a power-law relation and defines the decay rate of earthquakes by the time.

In the present study, the fractal analysis is performed using the earthquakes in the area between 38.4°-41.6°N latitudes and 25.2°-32.1°E longitudes, in order to contribute to better understanding of occurrence systems of earthquakes. As the result of temporal and spatial analysis, it is proposed that the regional seismicity follows a fractal pattern and has experienced three behavioural phases. Moreover, the study intends to prove that the system is constantly on the critical stress level and background seismicity defines the general properties of regional seismicity. Finally, the relation between stress transfer, fractal dimension and background seismicity is shown, implementing a probabilistic fractal model approach.

1. GİRİŞ

Sismik tehlike çalışmaları, Türkiye gibi ekonomik ve sosyal yaşantısının önemli bir kısmı her an için deprem riski ile karşı karşıya olan ülkeler için büyük önem taşımaktadır. Özellikle Marmara Bölgesi'nde oluşacak yıkıcı bir depremin tüm Türkiye'ye etkisi olacaktır. Bilimsel anlamda depremlerin önceden belirlenmesi henüz mümkün gözükmesine de, bölgesel depremselliğin özelliklerinin iyi bilinmesi ve anlaşılması, sismik tehlikenin belirlenmesi açısından oldukça faydalıdır. Diğer yandan bu tip çalışmalar, erken uyarı ve depremleri önceden belirleme araştırmalarını da destekler niteliktedir. Depremlerden kaynaklanan kayıpların çok büyük olması, bu tip çalışmaları başlı başına bir amaç konumuna taşımıştır.

Depremlerin oluşumu, uzaysal ve zamansal dağılımları gibi deterministik anlamda çözüm bekleyen problemlere en iyi yaklaşım istatistiksel yöntemler ile bu olguları incelemektir. Kesin olarak bildiğimiz bilimsel bir gerçek bulunmaktadır: depremler büyük çoğunlukla faylar üzerinde olur. Bu nedenle deprem parametreleri, üzerinde oluştukları fayların fiziksel özellikleri tarafından belirlenir ve sınırlanır. İstatistiksel parametreler yardımı ile gözlemsel deprem verileri arasında kurulacak herhangi bir ilişki, fizik yasaları ile açıklanamayan birçok olgu için genelleme yapılmasını sağlar.

İstatistiksel sismoloji araştırmalarında, son yıllarda üzerinde önemle durulan bir konu da fraktal analiz yardımı ile depremselliğin araştırılmasıdır. Eğer bir sistemde, karakteristik bir ölçek veya büyüklük yoksa, fraktal analiz yardımı ile çözüme gitmek iyi bir yaklaşımdır. Fraktal yapılar, belirli bir büyüklüğe veya ölçeğe bağlı olmadan her parçasında aynı veya benzer özellikleri taşıyan sistemlerdir. Fraktal analiz, temelde üstel bir ilişkiye dayanır ve her fraktal yapı bir fraktal boyutu ile ifade edilir. Belirli bir büyüklükten daha büyük nesnelere ile sözü edilen büyüklük arasında üstel bir ilişki olmasını gerektirir. Üstel ilişkinin kuvvet değeri fraktal boyutu olarak adlandırılır.

Fraktal kavramı ilk olarak 1967 yılında Mandelbrot tarafından ortaya atılmıştır (Mandelbrot, 1967). Ancak doğal olguların incelenmesinde fraktal yapıların ve üstel ilişkilerin kullanılması bundan daha öncesine dayanır. Gutenberg ve Richter (1954)'ün b-değeri buna iyi bir örnektir. Gutenberg ve Richter (1954), bir M büyüklüğünden daha büyük depremlerin oluşum sayıları $N(m>M)$ ile deprem büyüklüğü M arasında üstel bir ilişki bulmuşlardır. “b-değeri” adı verilen bu parametre, depremsellik araştırmalarında oldukça yoğun bir şekilde kullanılmaktadır. Aki (1981), b-değerinin ölçekten bağımsız olduğunu ve fraktal boyutu ile b-değeri arasında yaklaşık olarak $D=2b$ ilişkisinin bulunduğunu göstermiştir (Turcotte, 1997).

Yapılan araştırmalar ile sadece büyüklük-oluşum sayısı arasındaki ilişkinin değil, depremlerin zamansal ve konumsal dağılımı, fayların büyüklükleri ve dağılımı gibi sismolojinin ilgi alanına giren birçok olgunun karmaşık (kaotik) olduğu ve fraktal özellik gösterdiği ortaya konmuştur. Bu tip olgular ölçekten bağımsızdır ve bu nedenle fraktal analiz ile incelenebilirler (Smalley ve diğ., 1987; Turcotte, 1997; Nanjo ve diğ., 1998; Nanjo ve Nagahama, 2004; Mittag, 2003).

Bu tez çalışmasının başlıca iki amacı vardır: İlki, bölgesel deprem verilerini kullanarak, deprem etkinliğinde gözlenen olası bir düzeni belirlemektir. Depremlerin dağılımının kaotik özellik gösterdiği bilinen bir gerçektir; ancak bir sistem ne kadar kaotik olursa olsun, bu durum değişik ölçeklerdeki parçalarında belirli özellikleri tekrarlamadığı anlamına gelmez. Özellikle konu aktif tektonik yapıya sahip bir bölge ve depremsellik ise, belirli özelliklerin dinamik davranışın evrimi sırasında tekrarlanmasını beklemek yanlış bir yargı olmaz. Çalışmanın ikinci amacı ise, bu tez kapsamında irdelenen daha önce yapılmış araştırmalar ile fiziksel ortam arasında kurulan ilişkilere dayanarak elde edilen sonuçları, bölgesel depremsellik için sınamaktır. Böylece, bölgenin sismik davranışının daha iyi anlaşılması konusunda katkıda bulunulması hedeflenmiştir.

İnceleme bölgesi olarak 38.4°-41.6°K enlemleri ve 25.2°-32.1°D boylamları arasında kalan tüm Kuzeybatı Türkiye seçilmiştir. İstatistiksel olarak homojen deprem verisi elde etmek amacı ile büyüklükleri $M_c=2.3$ 'ten daha büyük ve 01.01.1975 ile Mart 2007 tarihleri arasında oluşmuş depremler zamansal ve uzaysal olarak incelenmiştir. Deprem verisi Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü

(KRDAE) internet sayfasından yararlanılarak düzenlenmiştir. Verinin konumsal olarak ayrılması ve tüm analizler için, Özer ve Ceylan (2006) ve Özer ve diğ. (2007) tarafından Java ve C dillerinde geliştirilmiş olan bilgisayar programları kullanılmıştır.

Bölüm 2’de, depremlerin fraktal analizine yönelik daha önceki çalışmalardan örnekler verilmiş ve araştırmacıların bulguları özetlenerek aktarılmıştır.

Bölüm 3’te, fraktal bir kümenin tanımı ve fraktal analizin esaslarına yer verilmiştir. Fraktal boyutunun nasıl değerlendirilmesi gerektiği, boyut değerinin hesaplanma yöntemi ve bir fraktal sistemi nasıl ifade ettiği anlatılmıştır. Çalışma kapsamında kullanılan istatistiksel modeller ve algoritmalar hakkında bilgi verilmiştir. Ayrıca, analiz sırasında kullanılan parametrelerin nasıl belirlendiği ve kullanılan verinin niteliği sunulmuştur.

Bölüm 4’te, zamansal ve uzaysal deprem dağılımının fraktal analizinden elde edilen bulgular ortaya konulmuştur. Zamansal analiz için değişik boylarda zaman pencereleri kullanılmıştır. Aynı hesaplamalar, olay sayısından bağımsız olmak amacı ile, olay sayısı penceresi kullanılarak tekrar edilmiştir. Bölgedeki deprem dağılımının fraktal özellik gösterdiğini ispat etmek için değişik ölçeklerde alt bölgeler seçilerek ve deprem büyüklüğü üst sınırı değiştirilerek elde edilen bulgular sınanmıştır. Smalley ve diğ. (1987) ve Turcotte (1997) tarafından önerilen model esas alınarak, olasılık ve gerilme aktarımına dayanan, bir bölgede oluşabilecek deprem adedini tahmin etmeye yönelik basit bir model önerilmiş ve elde edilen sonuçlar gözlemsel deprem verileri karşılaştırılmıştır.

2. GENEL KISIMLAR

Depremler doğada rastgele oluşan olaylar grubunda yer alır. İstatistiksel analiz yöntemleri ile, depremlerin oluşum düzenleri ve gelecekteki durumları ile ilgili bilgi edinilebilir.

Depremlerin ölçeklenmesi problemi açısından en iyi araştırılmış parametrelerden birisi Gutenberg-Richter (1954)'in birikimli oluş sayısı (N) ile deprem büyüklüğü (m) arasındaki ilişkiyi tanımlayan b-değeridir (2.1).

$$\log(N) = a - bm \quad (2.1)$$

(2.1) bağıntısı gerek bölgesel gerekse dünya çapındaki depremsellik için geçerlidir. Eğim değeri olan b katsayısı bölgeden bölgeye değişik değerler alabilir ve tanım aralığı ile ilgili çeşitli görüşler bulunmaktadır (Mogi, 1962; Wyss, 1973; Scholz, 1968; Aki, 1981; Frohlich ve Davis, 1993; Turcotte, 1997; Singh ve diğ., 2008). (2.1)'de kullanılan deprem büyüklüğünün, cisim dalgası, yüzey dalgası, moment büyüklüğü gibi birden fazla ölçüsü vardır. Küçük depremler için ($M < 5.5$) bu değişik büyüklük ölçütleri ile yapılan hesaplarda b-değeri yaklaşık olarak aynı sonucu verir. "a" sabiti ise bölgesel depremselliğin ölçüsü olarak kabul edilir (Rundle ve diğ., 2003).

Gutenberg-Richter bağıntısı ampirik olarak geliştirilmiş olsa da, günümüzde depremselliğin değişik ölçeklerde fraktal davranışlarının araştırılmasında kullanılan bir parametre olarak kabul görmektedir (Turcotte, 1989, 1997; Rundle ve diğ., 2003). Depremlerin fraktal dağılım göstermesi, (2.2) ile tanımlanan üstel ilişkinin sağlanması anlamına gelir. Bu bağıntı, fraktal bir kümenin genel tanımıdır.

$$N = Cr^{-D} \quad (2.2)$$

N , r uzunluğuna sahip nesnelerin birikimli adedidir ve C oran sabitidir. D ise fraktal boyutu olarak adlandırılır ve incelenen sistemin geometrik olarak ne kadar parçalı olduğunu ifade eder.

Levha tektoniği kuramına göre, kabuktaki deformasyon levha sınırlarında oluşur. Levhaların birbirleri ile göreceli hareketleri sonucu, sürtünme kuvveti nedeni ile levha sınırlarında enerji birikir. Bu enerjinin bir anda açığa çıkması ile kabuk kırılır ve depremler meydana gelir. Gerek depremlerin ve fayların dağılımı, gerekse kabukta oluşan deformasyon ölçekten bağımsızdır ve fraktal özellik gösterir (Turcotte, 1997).

Depremlerin içerisinde olduğu ortam 3 boyutludur. $D=3$ değeri, depremlerin kabuk içerisinde bir hacim içerisinde oluştuğunun göstergesidir. $D=2$ değeri, deprem etkinliğinin, 3-boyutlu ortamda bulunan 2 boyutlu düzlem üzerinde oluştuklarını ifade eder. $D=1$ değeri ise, tektonik ortamda çizgisel kaynakların daha baskın olduğunu belirtir (Aki, 1981). Benzer şekilde Tosi (1998)'e göre de, iki boyutlu bir sistemde depremlerin fraktal boyutu, 0 ve 2 arasında değişir. Fraktal boyutunun sıfıra yaklaşması durumunda depremler kümelenme eğilimindedir ve boyut değeri kümelenmenin derecesini verir. Fraktal boyutunun 2'ye yaklaşması ise olayların bir düzlem üzerinde rastgele ve heterojen bir biçimde dağılması anlamına gelir (Singh ve diğ., 2008).

Aki (1981), (2.1) ve (2.2) denklemlerinin arasında $D=2b$ ilişkisinin bulunduğunu ve her iki değişkenin de benzer olduğunu göstermiştir. Bu nedenle, Gutenberg-Richter bağıntısının evrensel uygulanabilir bir ilişki olması, deprem dağılımının da evrensel olarak fraktal olduğunu gösterir (Rundle ve diğ., 2003).

Diğer taraftan, Speidel ve Mattson (1993)'e göre, gözlemlenen deprem etkinliği için oluş sayısı ilişkisinin Gutenberg-Richter dağılımı ile ifade edilmesi tam olarak doğru bir yaklaşım değildir. Araştırmacılar, homojen bir katalog kullanarak derin depremler ile yaptıkları çalışmada, depremselliğin üstel ilişki gösterme zorunluluğu olmadığını öne sürmektedir. Çalışmanın sonuçlarına göre, kullanılan veri normal dağılım gösterir. Bu nedenle, a ve b değerlerinin uygulanabilirliği kısıtlıdır ve gerçekte verinin dağılımını ifade etmez.

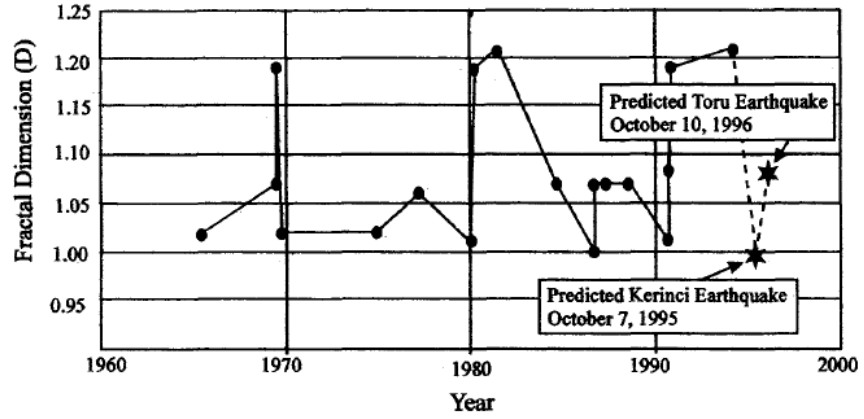
2.1. FRAKTAL BOYUTU VE B-DEĞERİ

Dünya çapında b-değerinin normal değerinin 1.0 olduğu kabul edilmektedir. Fakat sismik etkinliğin olduğu bölgenin tektonik özelliklerine göre değeri 0.5-1.5 aralığında değişebilir (Singh ve diğ., 2008). Turcotte (1997)'a göre tüm dünya için b-değeri 0.9 ve fraktal boyutu yaklaşık olarak 1.8'dir. Frohlich ve Davis (1993)'e göre ise b-değeri bölgeden bölgeye değişir ve 0.8 ile 1.2 arasında olabilir.

Scholz (1991) ve Rundle ve diğ. (2003)'ne göre, San Andreas deprem verisi kullanılarak yıllık bazda yapılan b-değeri hesabı genelde Gutenberg-Richter bağıntısını sağlamaktadır. İstisna olan durumların sebebi olarak artçı deprem etkinliği gösterilebilir. Artçı depremlerin veriden çıkarılması ile tekrarlanan hesaplamalarda birbiri ile örtüşen değerler elde edilmiştir. Bu bulgulara göre olağan deprem etkinliği (background seismicity) zamana bağlı değildir. Bu özellikleri nedeni ile küçük depremler, bir sinyaldeki sürekli gürültüye benzerler. Gözlemlere göre, yerkürenin kabuk katmanı sürekli olarak kırılmanın eşiğinde denge konumundadır. Bölge tektonik olarak etkin olsun veya olmasın, kabuktaki gerilme arttığında depremler oluşur.

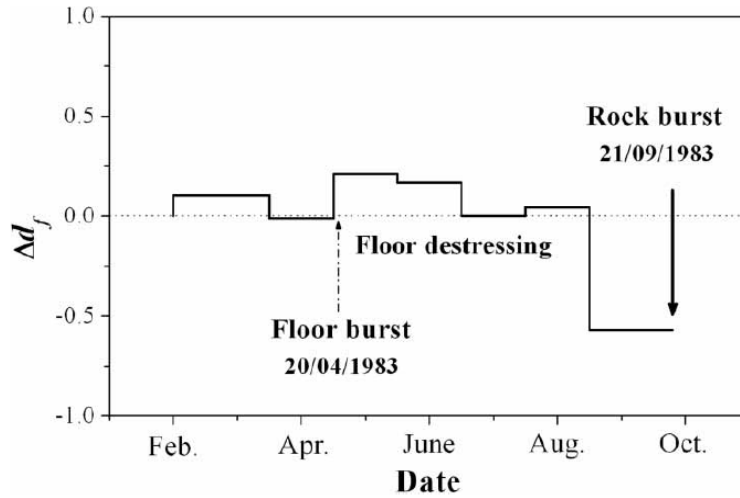
Kabuktaki heterojenitenin artışı veya kırıkların kabuk içerisindeki yoğunluğu b-değerinde artışa neden olur (Mogi, 1962). Wyss (1973) ve Scholz (1968)'a göre bölgesel gerilme arttığında b-değeri düşer. Düşük b-değeri bölgede gerilme kuvvetinin biriktiğini, yüksek b-değeri ise bölgenin yakın zamanda tektonik olarak etkin bir dönemden geçtiğini gösterir (Singh ve diğ., 2008).

Sukmono ve diğ. (1997) Sumatra depremleri ile yaptıkları incelemede, aktif bir fay üzerinde oluşan depremlerin karakteristik özelliklerinin, fayın geometrisi ve yapısal düzensizliği ile ilişkili olduğundan bahsederler. Araştırmacılar, fraktal boyutunun zaman ortamında değişimini incelemişler ve büyük depremlerden önce fraktal boyutunda düşme olduğunu gözlemlemişlerdir (Şekil 2.1). Sumatra bölgesindeki depremlerin zamansal ve konumsal dağılımı, fayların fraktal dağılımı ile ilişkilidir. Ayrıca, fraktal boyutundaki değişimler tekrarlı bir düzen izler. Fraktal boyutundaki değişimler, fay yüzeyleri arasındaki sürtünme kuvveti ile ilişkilidir.



Şekil 2.1: Sumatra depremleri kullanılarak hesaplanmış fraktal boyutunun zamana (yıl) göre değişimi (Sukmono ve diğ., 1997).

Küçük (micro) çatlaklar üzerinde kırılma ve deformasyonun oluşma sürecini fraktal analiz yardımı ile inceleyen Lu ve diğ. (2005), deformasyon ilerledikçe fraktal boyutu değerlerinin kademeli olarak düştüğünü öne sürmektedir. Fraktal boyutundaki ani düşüşler, deformasyonun bir yerde yoğunlaştığına işaret eder (Şekil 2.2). Fraktal boyutu ile b-değeri arasında doğrusal ilişki olduğundan, fraktal boyutu düştükçe b-değeri de azalır. Fraktal sistemlerin ölçekten bağımsızlık özelliğinden dolayı, küçük kırıklarla yapılan bu araştırmanın sonuçları faylar için de genellenebilir ve sözü edilen değişimler öncü deprem belirtisi olarak kullanılabilir. Araştırmanın sonuçları fraktal boyutunun davranışı bakımından Sukmono ve diğ. (1997)'nin bulguları ile uyumludur.

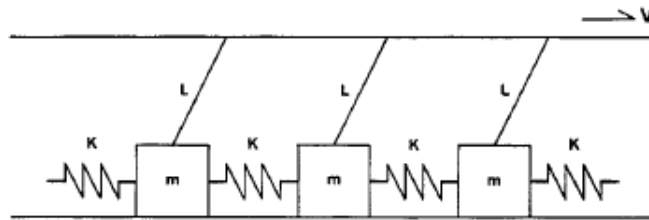


Şekil 2.2: Zamana göre fraktal boyutundaki değişim. Yatay eksen ay olarak zamanı, dikey eksen fraktal boyutundaki değişimi göstermektedir (Lu ve diğ., 2005).

Benzer olarak, Japonya'daki deprem verilerini fraktal analiz ile inceleyen Nakaya (2005) ise, büyük depremlerden önce fraktal boyutlarının zamana bağlı değişiminde anomalilerin oluştuğunu belirtir. Sığ ve büyük depremlerden önce fraktal boyutlarında düşüş, b-değerinde ise artış görülür. Fayların fraktal boyutundaki değişimler, biriken enerjinin ve aktif olan fay parçalarının sayısının arttığı anlamına gelebilir. Büyük depremlerden önceki kümelenmeler fraktal boyutlarındaki düşüş şeklinde kendini gösterir ve fay boyunca bulunan asperite yüzeylerinde kritik enerji seviyesine ulaşıldığını belirtir.

Bazı araştırmacılar, fayların ölçekten bağımsız davranışlarının alt ve üst sınırlarının, tabaka kalınlığı ile sınırlandırıldığını öne sürmektedir. Artan tabaka kalınlıkları ile fayların boyu kısalmır ve fayların uzunluğu ile yer değiştirme arasındaki ilişki, üstel ilişkiden çok, doğrusal ilişkiye daha yakın hale gelir (Ackermann ve diğ., 2001; Scholz ve diğ., 1993).

Wang (1999), Şekil 2.3'te gösterilen bir boyutlu model ile deprem oluşumunu modellemeye çalışmıştır. Kullanılan modelde sürtünme kuvveti, levha hızı ve mukavemet parametrelerini kullanmıştır. Elde ettiği sonuçlara göre, b-değerindeki değişimler, dinamik sürtünme kuvvetinin azalması, levhaların hareket hızı ve sürtünme kuvvetinin sönüm oranı ile ilişkilidir. Bu bakımdan Wang (1999)'ın bulguları, Sukmono ve diğ. (1997) ile uyumludur. Ancak, b-değerinin değişimi ile fraktal dağılımdaki değişimlerin ilişkisi çok zayıftır.



Şekil 2.3: Wang (1999) tarafından, deprem oluşumunu modellemek için kullanılan bir boyutlu model.

Caneva ve Smirnov (2004), 1993-1999 yılları arasında Kolombiya'da oluşmuş depremleri derinliklerine göre incelemiştir. Sığ ve derin depremler için sırası ile $b=0.56$, $D=1.53$ ve $b=0.57$, $D=1.61$ değerlerini bulmuşlardır. Fraktal boyutundaki düşüşü depremlerin belirli bir konuma toplanması olarak yorumlamışlardır. Fraktal boyutu ve b-değeri arasındaki fark ne kadar küçük ise bölge sismik açıdan o kadar durağandır.

Legrand (2002) ise, boyut değerinin deprem büyüklüğüne göre değiştiğini öne sürer. Küçük, orta büyüklükte ve büyük olarak sınıflandırdığı depremler için (Tablo 2.1) fraktal boyutu ve b-değeri arasındaki ilişki sırası ile $D=3b$, $D=2b$ ve $D=b$ şeklindedir. Küçük depremler genellikle küçük faylarda oluşur ve tüm hacim içinde dağılım gösterir. Büyük depremler daha çok fraktal çizgisellik gösterir. Orta büyüklükteki depremler ise yüzeysel dağılım gösterirler.

Tablo 2.1: Küçük, orta büyüklükte ve büyük depremler için yüzey dalgası büyüklüğü (M_s), fay boyu (L), sismik moment (M_0), fraktal boyutu (D) ve b-değeri arasındaki ilişki. Legrand (2002)'den değiştirilerek alınmıştır.

	Küçük depremler	Orta büyüklükte depremler	Büyük depremler
M_s ve L ilişkisi	$M_s \propto \log_{10} L^3$ *	$M_s \propto \log_{10} L^2$ *	$M_s \propto \log_{10} L$ *
M_0 ve M_s ilişkisinin bulunması	$\log M_0 \propto M_s$ $M_0 \propto L^3$ kabulü ile *, §	$\log M_0 \propto \frac{3}{2} M_s$ $M_0 \propto L^3$ kabulü ile *, §	$\log M \propto 2M_s$ $M_0 \propto L^2$ kabulü ile §
$\log M_0 \propto cM_s + d$ ilişkisinden c-değeri	1	1.5	2
D fraktal boyutu	$D = \frac{3b}{c} = 3b$	$D = \frac{3b}{c} = 2b$	$D = \frac{2b}{c} = b$

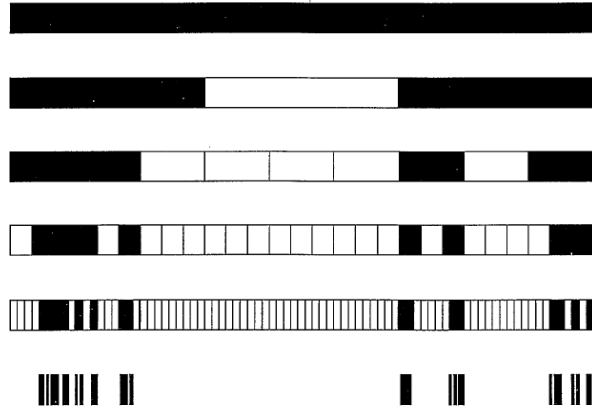
* Kanamori ve Anderson (1975)

§ Scholz (1982).

Bhattacharya ve diğ. (2002), kuzeydoğu Hindistan için b-değeri ve fraktal boyutu kontur haritalarını hazırlamışlardır. Araştırmacıların değerlendirmelerine göre, heterojen kabuk yapısına sahip veya gerilme birikiminin nispeten fazla olduğu bölgelerde fraktal boyutu değerleri yüksektir. Çalışmada, Hindistan için ortalama b-değeri 1.0 olarak bulunmuştur ve fraktal boyutu ile doğru orantılıdır.

2.2. FRAKTAL MODELLER

Smalley ve diğ. (1987) Cantor kümesini (Cantor, 1884; Şekil 3.1.e) kullanarak depremlerin zaman ortamında kümelenmelerini incelemiştir. Kullanılan fraktal modelin şematik gösterimi Şekil 2.4'te verilmiştir. Araştırmacılar, gerçekte deterministik bir fraktal olan Cantor kümesi örneğini değiştirmişler ve seçilecek olan çizgi parçalarına rastgele karar vermişlerdir. Fraktal boyutunu değiştirerek yaptıkları hesaplamalar üzerine boyut değerinin, kümelenmenin ne kadar fazla olduğunun derecesi olduğu sonucuna varmışlardır. Deprem kümelenmesi, devam eden deprem etkinliğinden, konumsal olarak ne kadar ayrı (izole) ise, fraktal boyutu değeri de o kadar düşüktür. Ancak oluşan depremlerin adedi ile fraktal boyutu arasında bir korelasyon yoktur. Büyük deprem oluşmamış, fakat kümelenmenin fazla olduğu alanlardaki depremler için daha belirgin bir fraktal dağılım gözlemlenmiştir.

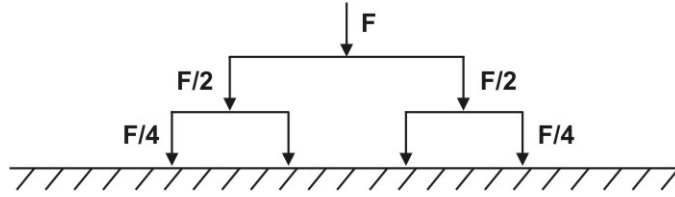


Şekil 2.4: Smalley ve diğ. (1987) tarafından kullanılan modelin şematik gösterimi.

Turcotte (1989, 1997), b -değerinin fraktal özelliğini kullanarak bir sismik tehlike modeli oluşturmuştur. Levha hızını ve bir fay yüzeyinde etkileşim içinde olan yüzey alanını dikkate alarak oluşturulan bu modelde, b -değeri bölgesel deformasyon ile ilişkilendirilmiştir. Gerek depremlerin dağılımı, gerekse kabukta oluşan deformasyon fraktal özellik gösterir. Buna göre, bölgesel gerilme değerinin yüksek bir değer alması, bölgesel deprem etkinliğinde bir artışa veya büyük bir depreme işaret eder. Eğer büyük bir deprem olmuşsa, açığa çıkan enerji nedeni ile küçük depremlerin sayısında bir artış olması beklenir. Diğer taraftan, tektonik olarak aktif bir bölge sürekli kritik enerji seviyesindedir ve b -değeri bu tip bir etkinliği belirlemek için kullanılabilir. Bu

varsayımların kabul edilmesi durumunda, küçük depremlerin olduğu bölgesel deprem etkinliği kullanılarak sismik tehlike belirlenebilir.

Smalley ve diğ. (1985) ve Turcotte (1997), bir fay üzerinde gerilme aktarımını fraktal analiz yardımı ile olasılığa dayalı olarak modellemeye çalışmışlardır (Şekil 2.5). Kullanılan modelde, Weibull dağılımı (Ek-A) ile hesaplanan koşullu olasılık değerlerine göre, fay üzerindeki gerilme kuvveti artışı ve deprem oluşumu incelenmiştir. Kırılma olasılığını aşamayan her bir eleman üzerinde birikmiş olan gerilme kuvveti diğer parçalara dağıtılmıştır. İterasyon basamakları her ölçekte aynıdır; başka bir ifade ile model, ölçekten bağımsızdır ve fraktal özellik gösterir. Elde edilen sonuçlara göre, fay üzerindeki gerilme aktarımının deprem oluşumu üzerindeki etkisi önemlidir. Diğer taraftan, kullanılan olasılık modelleri, fay davranışının ideal şartlar altında modellenmesine yöneliktir. Çalışmaya göre; gerçek faylar, büyük bir kırılma öncesinde artan bir deprem etkinliği (enhanced seismicity) göstermezler.



Şekil 2.5: Fraktal gerilme aktarımı modeli (Turcotte (1997)'den değiştirilerek alınmıştır).

Depremselliğin ve fayların üstel ilişkiler kullanılarak incelenmesi konusunda farklı bir yaklaşım da Keilis-Borok ve Soloviev (2003) tarafından öne sürülmüştür. Keilis-Borok önderliğindeki Rus matematikçi ve yerbilimciler, tamamen istatistiksel yaklaşımlarla büyük depremlerin önceden belirlenmesine yönelik bir dizi algoritma (M8, CN, MSc gibi) geliştirmişlerdir. Fayların kabuk içerisindeki dağılımlarının sınıflandırılmasından yola çıkarlar. Sözü edilen algoritmaların ortak ve en temel noktası, levha sınırlarındaki deprem etkinliğinin fraktal boyutu da dahil olmak üzere bazı istatistiksel parametreler yardımı ile izlenmesi ve olasılıkların hesaplanmasıdır. Üretilen algoritmalar ile California ve Nevada'da büyük depremlerden önce istatistiksel parametrelerde değişimler olduğu belirlenmiştir.

3. MALZEME VE YÖNTEM

Fraktal kelimesi, herhangi bir ölçekte kendisine benzeyen (self-similar) ya da belirli özellikleri değişik ölçeklerdeki parçalarında taşıyan (self-affine) sistemlere (nesnelere veya sayısal büyüklüklere) verilen ortak bir isimdir. Kelime anlamı olarak parçalı, kırıklı anlamına gelir. Bir sistemin fraktal olabilmesi için gereklilik koşulu, doğrusal olmaması (nonlinear) ve tüm ölçeklerde aynı *tıp* özellikleri taşımasıdır (scale invariance). Bu nedenle, eğer incelenen sistemde, sistemin özelliklerini belirleyen karakteristik bir ölçek veya büyüklük yoksa, fraktal analiz ile sistemin istatistiksel olarak incelenmesi iyi bir yaklaşımdır. Jeofiziğin ilgi alanına giren fayların sıklık-uzunluk dağılımı (frequency-size distribution), depremler, sediman birikimleri gibi birçok olgu ölçekten bağımsızdır.

Fraktal dağılım gereği, belirli bir değerden daha büyük nesnelere ile sözü edilen değer arasında üstel ilişki bulunması zorunludur. Üstel ilişkideki kuvvet değeri, fraktal boyutu olarak adlandırılır. Her fraktal yapının kendisine has bir fraktal boyutu vardır. Boyut değeri, incelenen sistemin geometrisi ve ne kadar parçalı olduğu hakkında bilgi verir (Nanjo ve diğ., 1998; Nanjo ve Nagahama, 2004; Mittag, 2003; Turcotte, 2004).

3.1. FRAKTAL KÜMENİN TANIMI VE FRAKTAL BOYUTU

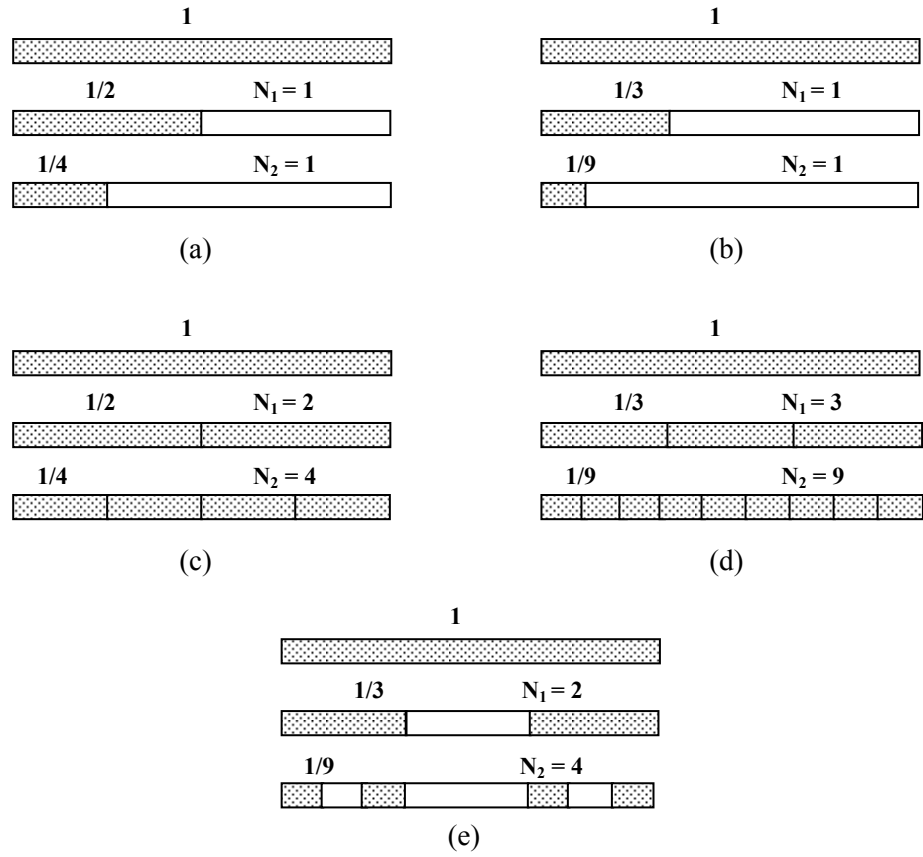
Fraktal kavramı ilk olarak 1967'de Polonya asıllı matematikçi Beneoit B. Mandelbrot tarafından ortaya atılmış (Mandelbrot, 1967) ve fraktal bir kümenin tanımı aşağıdaki şekilde yapılmıştır (Turcotte, 1997):

$$N_i = \frac{C}{r_i^D} \quad (3.1)$$

(3.1) bağıntısında N_i , doğrusal r_i uzunluğuna sahip nesnelere (parçaların, kırıkların) adedini ifade eder. C, oran sabiti ve D ise fraktal boyutudur.

Fraktal boyutu genellikle reel değerler alır. Tamsayı değerler aldığıında incelenen sistemin Öklid boyutuna eşit olur. Bir noktanın Öklid boyutu 0, çizginin 1, alanın 2 ve hacmin ise 3'tür. Fraktal boyutu, alt limiti 0 ve üst limiti incelenen sistemin Öklit boyutu olmak üzere herhangi bir değer olabilir.

Şekil 3.1 ve Şekil 3.2'de, Turcotte (1997)'den değiştirilerek alınan iki örnek ile, bir boyutlu ve iki boyutlu sistemlerde fraktal boyutu hesabının nasıl yapıldığı ve D değişkeninin parçalı bir yapıyı nasıl ifade ettiği gösterilmiştir.



Şekil 3.1: Bir boyutlu fraktal yapının oluşturulması: a) Birim uzunluğa sahip bir çizgi eşit iki parçaya ayrılmış ve parçalardan biri alınmıştır. İkinci adımda seçilen parçaya aynı işlem uygulanmıştır; b) her defasında çizginin $1/3$ 'ü kadarlık kısmı alınmıştır; c) çizgi yarıya bölünmüş ve tüm parçaları seçilmiştir. Daha sonraki adımlarda alınan her parça da yarıya bölünerek devam edilmiştir; d) c'deki işlemin aynısı uygulanmıştır; ancak çizgi her parçanın $1/3$ 'ü kadar ayrılmıştır; e) Önce çizgi üç eşit parçaya ayrılmış ve ortadaki parça hariç diğerleri alınmıştır. Aynı işlem seçilmiş her parça için tekrar edilmiştir. Şekil, Turcotte (1997)'den yararlanılarak oluşturulmuştur.

Fraktal boyutunu hesaplamak için (3.1) bağıntısı aşağıdaki şekilde yazılabilir. Boyut hesabında oran kullanıldığı için doğal tabanlı veya 10 tabanına göre logaritma alınması arasında bir fark yoktur. Her iki durumda da aynı sonuç elde edilir.

$$D = \frac{\ln(N_{i+1}/N_i)}{\ln(r_i/r_{i+1})} = \frac{\log(N_{i+1}/N_i)}{\log(r_i/r_{i+1})} \quad (3.2)$$

Şekil 3.1.a'da, birim uzunluktaki bir çizgi ilk adımda (iterasyon) ikiye bölünüp, bir parçası alınmıştır ($r_1 = 1/2$, $N_1 = 1$). İkinci iterasyonda, seçilen parça yeniden ikiye bölünüp tekrar bir parçası alınmıştır ($r_2 = 1/4$, $N_2 = 1$). Şekil 3.1.b'deki fraktal da aynı adımlar uygulanarak elde edilmiş; ancak parçalama işlemi her iterasyon için parçanın uzunluğunun $1/3$ 'ü kullanılmıştır. (3.2) bağıntısına göre Şekil 3.1.a'da gösterilen fraktal yapının fraktal boyutu $D=0$ olarak bulunur. Bu değer aynı zamanda bir noktanın Öklid boyutudur. Farklı şekilde türetilmesine rağmen, Şekil 3.1.b'deki fraktalın boyutu da $D=0$ 'dır. Her iki yapı için, iterasyon derecesi ne kadar yükseltirse yükseltisin boyut değeri değişmez.

$$D = \frac{\ln(N_2/N_1)}{\ln(r_1/r_2)} = \frac{\ln(1)}{\ln(2)} = 0$$

Bu iki örnekte iterasyonun derecesi sonsuza giderken ($i \rightarrow \infty$), r uzaklığı sıfıra yaklaşır ($r_i \rightarrow 0$). Başka bir ifade ile, her iki durumda da fraktal yapılar giderek nokta haline gelirler. Bu sebeple; fraktal boyutunun bir noktanın Öklid boyutuna eşit bulunması beklenen bir sonuçtur.

Şekil 3.1.c ve 3.1.d'de ise yukarıda anlatılan iki örneğe benzer şekilde aynı uzunluklar kullanılarak iterasyon yapılmıştır. Ancak bu kez, ayrılan parçaların tümü seçilmiştir. Her iki durum için de fraktal boyutu (3.2) bağıntısı kullanılarak $D=1$ olarak elde edilir. Bu değer aynı zamanda bir çizginin Öklid boyutudur. İncelenen sistemler 1 boyutlu olduklarından fraktal boyutunun üst limit değeri 1'dir. Bir boyutlu tüm sistemlerde boyut değerleri $[0-1]$ aralığında değişebilir.

Son olarak, Şekil 3.1.e'de birim uzunluktaki çizgi üç eşit parçaya bölünmüş ve bu parçalardan ortadaki hariç diğer ikisi alınmıştır. Seçilen her parça için aynı işlem uygulandığında $i=1$ iken $r_1 = 1/3$, $N_1 = 2$ ve $i=2$ iken $r_2 = 1/9$, $N_2 = 4$ olur. Fraktal boyutu

$D = \ln(2)/\ln(3) = 0.6309$ olarak bulunur. Bu fraktal, Cantor kümesi (Cantor, 1884) olarak adlandırılır. Cantor kümesi en çok bilinen fraktallar arasında yer alır. Verilen diğer örneklerin aksine fraktal boyutu reel bir değer alır ve geometrik olarak nokta ile çizgi arasında bir boyutlu bir yapıyı ifade eder. Jeofizikte depremlerin zamansal ve uzaysal dağılımının modellenmesi gibi araştırmalarda kullanılmaktadır (Smalley ve diğ., 1987; Turcotte, 1997).

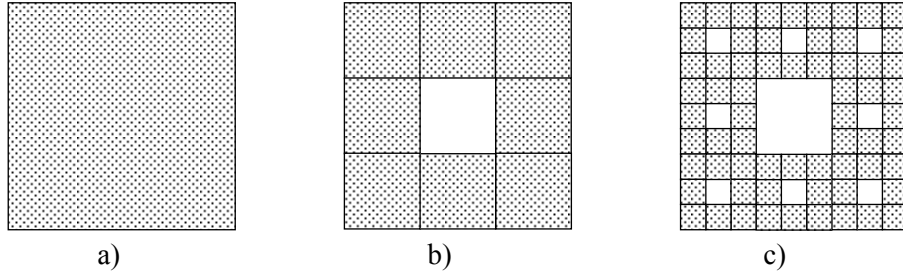
Şekil 3.1’de anlatılan tüm örnekler için, iterasyon işlemi istenildiği kadar ilerletilebilir ve örneklerde birim uzunlukta kabul edilen çizgilerin boyları daha değişik seçilebilir. İterasyon işleminin herhangi bir derecesinde, başka bir ifade ile herhangi bir ölçekte oluşan yapı, başlangıçta kullanılan yapının aynısıdır. Dolayısı ile şimdiye kadar anlatılan fraktal örneklerinin tümü ölçekten bağımsızdır (scale-invariant), ve herhangi bir ölçekteki parçası sistemin kendisine benzer (self-similar). İterasyon, n . dereceye kadar tekrarlanacak olursa, r_n uzunluğu ilk alınan r_0 uzunluğu ile, (3.3)’te gösterildiği gibi üstel olarak orantılı olur (Turcotte, 1997).

$$\frac{r_n}{r_0} = \left(\frac{r_1}{r_0} \right)^n \quad (3.3)$$

Daha yüksek boyutlu sistemler için de yukarıda bahsedilen özelliklerin tümü geçerlidir. Şekil 3.2’deki örnekte, bir kenarı birim uzunlukta olan kare 9 eşit parçaya bölünüp ortadaki parça hariç diğer 8 parçası alınmıştır. Daha sonra alınan her parça tekrar 9 eşit parçaya bölünmüş ve ortadaki parça hariç tüm parçalar seçilmiştir. İlk iterasyonda $N_1=8$, $r_1=1/3$ iken, ikinci iterasyonda $N_2=64$, $r_2=1/9$ olur. (3.2) bağıntısında bu değerler yerine konulduğunda sonuç

$$D = \frac{\ln(64/8)}{\ln(1/3 : 1/9)} = \frac{\ln 8}{\ln 3} = 1.8928 \text{ şeklinde bulunur.}$$

Her ne kadar fraktal analiz istatistiksel bir yöntem olsa da, yukarıda sözü edilen tüm fraktallar, deterministik bir kuralın ardışık olarak tekrar edilmesi sonucu elde edilir. Başlangıç koşulları sabit kalmak üzere, gelecekteki şekilleri tahmin edilebilir. Bu nedenle “deterministik fraktallar” olarak adlandırılır.



Şekil 3.2: İki boyutlu fraktal örneği (Sierpinski deseni): a) Kenarları birim uzunlukta bir kare çizilmiştir, b) Bu kare 9 eşit parçaya ayrılmış ve ortadaki parça hariç diğerleri alınmıştır, c) Alınan her parça için aynı işlem ikinci derecede de tekrarlanmıştır. Turcotte (1997)'den değiştirilerek alınmıştır.

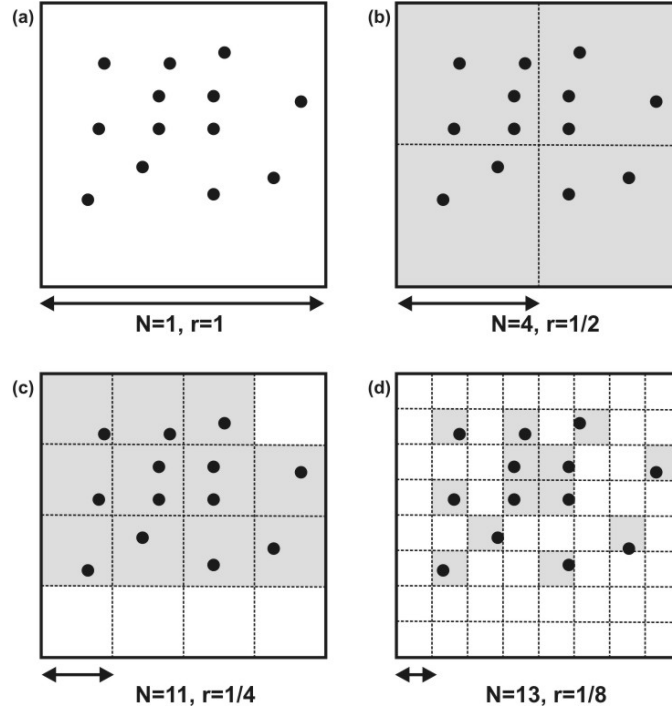
Herhangi bir kümeyi oluşturan nesnelerin istatistiksel olarak adet-büyüklik dağılımları da fraktal olabilir. Depremlerin büyüklükleri ve birikimli oluş sayıları arasındaki ilişki buna güzel bir örnektir. İstatistiksel fraktal yapılar da (3.1)'de verilen fraktal kümenin tanımına uyarlar; ancak fraktal boyutunun hesabı için bir sonraki bölümde değinilecek olan “*Kutu Sayma Yöntemi (Box Counting Method)*” gibi algoritmalar kullanılır. Gerek deterministik gerekse istatistiksel fraktal yapılarda fraktal boyutu, sistemdeki dağılımın ne kadar parçalı olduğunun ifadesidir. İstatistiksel fraktallarda da genel kural değişmez ve fraktal boyutu 0 ile incelenen sistemin Öklid boyutu arasında bir değer alabilir. Örneğin enlem ve boylam olmak üzere 2 boyutta incelenen bölgesel depremsellik, tamamen bir bölgeye kümelenme ($D \approx 0$) ve tüm alan içine saçılma ($D \approx 2$) arasında bir davranış gösterir.

3.2. KUTU SAYMA YÖNTEMİ

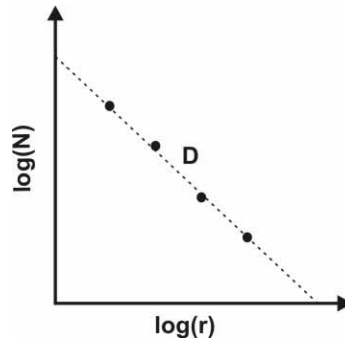
Depremlerin konumsal dağılımları gibi deterministik fraktallar ile modellenemeyen konularda en çok tercih edilen yöntemlerden birisi kutu sayma yöntemidir. Bunun en büyük nedeni, yöntemin uygulanmasının kolay olmasıdır. Yöntemin temeli, kutu sayısının bütün sistemi kaplayacak şekilde belirlenmesine dayanır. Kısaca uygulanışı şu şekildedir:

İncelenecek olan alan, r kenar uzunluğuna sahip kareler (kutular) ile kaplanır. İçerisine veri (bu çalışma için deprem) düşen kutular sayılır. İterasyonun ikinci adımında, alanı kaplayan karelerin kenar uzunluğu $r/2$ olacak şekilde küçültülür ve kutu sayma işlemi tekrarlanır (Şekil 3.3). Belirli bir limite kadar işlem tekrarlanır, i iterasyon derecesi

olmak üzere her r_i uzunluğuna karşılık, içerisinde veri bulunan kutu adedi logaritmik olarak grafiklenir. Herhangi bir regresyon yöntemi ile sözü edilen grafik üzerinde belirlenecek olan doğrunun eğimi fraktal boyutunu verir (Şekil 3.4). Bu çalışmada, fraktal boyutlarının belirlenmesi için kutu sayma yöntemi uygulanmıştır.



Şekil 3.3: Kutu sayma yönteminin şematik gösterimi.



Şekil 3.4: Kutu sayma yöntemi ile fraktal boyutunun bulunması.

Kutu sayma yöntemi, nesnelerin koordinatlarından faydalanır ve bu nedenle koordinatların çözünürlüğü çok önemlidir. Ayrıca başlangıçta seçilen kutunun kenar boyu ve konumu bulunan sonucu etkiler (Morency ve Chapleau, 2003).

Bu nedenle, çalışma kapsamında incelenen alanın koordinatları ne olursa olsun, tüm boyut hesapları için, kullanılan deprem verisindeki en büyük ve en küçük deprem koordinatlarına göre ölçeklenerek belirlenen uzunlukta kutular kullanılmıştır. Bu şekilde, başlangıçta kullanılan kutunun, incelenen veriyi tamamen kapsamı sağlanmıştır. Regresyon yöntemi olarak ise “En Küçük Kareler Yöntemi” kullanılmıştır. Ayrıca uygulamadaki kolaylığı nedeni ile, kutu boyunu küçültmek yerine, iterasyon işlemine en küçük kutudan başlanmış ve kutu sayma yöntemi tersten uygulanmıştır.

Hesaplamalar için geliştirilen bilgisayar programında, Sarraille ve Difalco (1992) tarafından yazılan fraktal analiz programından kısmen yararlanılmıştır. Her ne kadar kullanılan algoritma hesaplanan boyut değerlerini etkilese de, önemli olan karşılaştırma yapılırken aynı sistematik ile elde edilen sonuçların kullanılmasıdır. İlerleyen kısımlarda kullanılacak olan tüm adet gösteren semboller (örn. $N(r)$, N), bu yöntemde sözü edilen kutu sayısını ifade etmektedir.

3.3. ÇOKLU FRAKTAL YAPILAR

Aynı fraktal boyutuna sahip sistemler, birbirinden tamamen farklı görünüşe veya özelliklere sahip olabilirler. Örneğin, Şekil 3.1.a ve 3.1.b’de verilen fraktallar aynı boyut değerine sahip olmalarına karşın ($D=0$) farklı şekillerde oluşturulmaktadır. Bu durumda, tek bir fraktal boyutu hesabı ile tüm kümenin tanımlanması yeterli olmaz ve (3.1) bağıntısının daha yüksek dereceden istatistiksel momentleri kullanılır. Bu çalışmada, ikinci dereceye kadar olan momentler kullanılacaktır.

Yüksek dereceden momentler ile hesaplanan fraktal boyutlarının birbirine eşit veya çok yakın çıkması durumunda sistem “*monofraktal*” olarak adlandırılır. Monofraktal yapılarda tek boyut değeri bütün sistemi ifade etmek için yeterlidir ve bu tip yapılar homojendir. Boyut değerlerinin birbirinden farklı olması durumunda ise, incelenen sistemlere “*çoklu fraktallar* (multifractals)” ismi verilir. Bölgesel veya dünya çapında deprem etkinliği çoklu fraktal özellik gösterir.

3.3.1. Kapasite Boyutu (D_0)

(3.1) bağıntısı ile verilen fraktal kümenin genel tanımı $N(r) = C/r^{D_0} = C.r^{-D_0}$ şeklinde yazılıp, $r \rightarrow 0$ için limiti alınır (3.5) elde edilir.

$$\log(N(r)) = \log(C.r^{-D_0}) = \log(C) + D_0.\log(r^{-1}) \quad (3.4)$$

$$D_0 = \frac{\log N(r)}{\log(1/r)} + \frac{\log C}{\log(r)} \quad (3.5)$$

$r \rightarrow 0$ limitinde, r giderek küçülürken $N(r)$ kutu sayısı artar; fakat r değişkenine bağlı olmayan C katsayısı sabit kalır ve limit içerisinde ihmal edilebilir. D_0 değeri, “*kutu (box)*” veya “*kapasite (capacity)*” boyutu olarak adlandırılır ve şu ana kadar (3.1) ile tanımlanan genel fraktal boyutu ile tamamen aynıdır (Baker ve Gollub, 1990; Jackson, 1991; Infeld ve Rowlands, 1992).

$$D = D_0 = \lim_{r \rightarrow 0} \left(\frac{\log N(r)}{\log(1/r)} \right) \quad (3.6)$$

Kapasite boyutu, kutu sayma yönteminde bahsedildiği şekilde, $\log(N)$ değerlerine karşılık $\log(1/r)$ veya $\log(r)$ grafiğinin çizilmesi ve herhangi bir regresyon yöntemi ile belirlenecek doğrunun eğiminin hesaplanması ile bulunabilir. Doğrunun eğim değeri fraktal kümenin kapasite boyutunu verir. N , tüm veri kümesini kaplamak için r kenar uzunluğuna sahip kutuların sayısıdır.

Kapasite boyutu frekans bilgisi içermez. Bunun nedeni, kutuların sayılma işlemi sırasında kutu içerisinde bulunan veri adedinin dikkate alınmamasıdır. Herhangi bir N_i kutusunun dolu olması durumunda, kutu içerisinde veri bulunma olasılığı $p_i=1$, aksi durumda $p_i=0$ olur. Daha açık bir ifade ile, D_0 boyutu hesaplanırken alanı kaplayan kutulardan her biri ya dolu ya da boş olabilir. Bu boyut ölçüsüne kapasite boyutu ismi verilmesinin nedeni de doğrudan kutuların veri içerip içermemesine göre tanımlanmış olmasıdır. Jeofizikte, deprem üretme kapasitesine sahip yapısal birim fay olduğu için genellikle faylar ile ilişkilendirilir.

3.3.2. Bilgi Boyutu (D_1)

Bilgi boyutu, kapasite boyutunun olasılıklar da dikkate alınarak yeniden tanımlanması ile elde edilen boyut değeridir. Başka bir ifade ile, depremlerin kutular arasında hangi olasılıklar ile dağıldığının ölçüsüdür (Jackson, 1991).

Bir boyutlu herhangi bir sistem (örneğin Cantor kümesi) n adet eşit parçaya ayrılmış olsun. Bu durumda her bir parçanın uzunluğu $r = n^{-1}$ olur ve (3.7)'de tanımlanan f_i terimi, herhangi bir parçanın uzunluğunun (L_i) toplam çizgi uzunluğuna (L) oranını ifade eder. Bu nedenle aynı zamanda çizginin ne kadar parçalı olduğunun da bir ölçüsüdür ve kırıklılık oranı şeklinde tanımlanabilir (Turcotte, 1997).

$$f_i = \frac{L_i}{L} \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n) \quad (3.7)$$

Diğer taraftan tüm parçaların uzunluklarının toplamı çizginin uzunluğuna eşit olur (3.8). Bu ifade kırıklılık oranı kullanılarak yeniden yazılırsa (3.9) elde edilir. Fraktal yapılar için kullanılan kırıklılık oranı istatistiksel anlamı ile düşünüldüğünde, aynı zamanda herhangi bir çizgi parçasının i kutusunda bulunma olasılığını gösterir.

$$\sum_{i=1}^n L_i = L \quad (3.8)$$

$$\sum_{i=1}^n f_i = 1 \quad (3.9)$$

Sonlu veriden oluşan iki boyutlu bir sistem için de aynı yaklaşım geçerlidir. İki boyutlu sistemler için kırıklılık oranı, A_i kutu alanı olmak üzere $f_i = A_i/A$ şeklinde tanımlanabilir. Bir boyutlu sisteme benzer şekilde tüm kutuların alanlarının toplamı sistemin alanına eşit olur. Aynı zamanda sistemin kırıklılık oranı (ya da olasılık) toplamı 1'dir (3.10).

$$\sum_{i=1}^N A_i = A \quad \text{ve} \quad \sum_{i=1}^N f_i = 1 \quad (3.10)$$

Toplam N adet noktadan oluşan iki boyutlu bir S kümesi, r büyüklüğünde en az $N(r)$ adet kutu ile kaplanmış olsun. Herhangi bir "i" kutusundaki veri adedi için yazılacak olan $N(r,i)/N$ oranı, S kümesinin herhangi bir elemanının i numaralı kutuda bulunma

olasılığını gösterir. $P(r,i)$ sözü edilen olasılık değeri olmak üzere (3.11)'deki olasılık ifadesi yazılabilir (Turcotte, 1997). $P(r, i)$ olasılığına sahip bir E olayının, herhangi bir kutuda bulunma olasılığının bilgisi ise (3.12)'de gösterildiği şekilde olur (Baker ve Gollub, 1990; Jackson, 1991)

$$P(r,i) = \frac{N(r,i)}{N} \quad (3.11)$$

$$I(E) = -\log(P(E)) = \log\left(\frac{1}{P(E)}\right) \quad (3.12)$$

$I(E)$ terimi, beklentinin ölçüdür. Eğer bir E olayı $P(E)=1$ olasılığına sahipse kesinlikle olması beklenir. Bu durumda $I(E)=0$ olur. Bu değer olasılık değerinin şaşırtıcı olmadığı anlamına gelir. Bu nedenle $I(E)$ terimi aynı zamanda olasılık bilgisinin ölçüsü olarak kabul edilir (Sarraille ve Difalco, 1992). Tüm sistemin r kenar uzunluğundaki kutular ile kaplanmış olması durumunda toplam olasılık bilgisi (3.13)'teki gösterildiği gibi olur.

$$I(r) = \sum_{i=1}^N -P_i \cdot \log(P(r,i)) \quad (3.13)$$

(3.5) ile verilen kapasite boyutu bağıntısında (3.13) ifadesi yerine konulduğunda, bir fraktal kümenin **bilgi boyutu**'nun tanımı elde edilir (3.14). $I(r)$ terimi en büyük değerini tüm olasılıkların eşit olduğu durumda alır. Olasılıkların eşit olması tüm noktaların fraktal üzerinde homojen olarak dağıldıkları anlamına gelir. Bu değerden daha düşük değerler fraktalın düzensizlik derecesini gösterir. Bu durumda belirsizlik fazladır ve olasılıklara dayanarak üretilecek yeni bir noktanın herhangi bir kutu içerisinde bulunabileceğini belirtir (Baker ve Gollub, 1990; Jackson, 1991).

$$D_1 = \lim_{r \rightarrow 0} \left(\frac{I(r)}{\log(1/r)} \right) \quad (3.14)$$

Bilgi boyutu kapasite boyutunun özel bir halidir. Kapasite boyutu hesaplanırken limit alma işlemi sırasında kaybolan bilginin kendisidir. Bilgi boyutunun çıkış noktası sistemin düzensizliğidir. (3.12) ile verilen olasılık ifadesi aynı zamanda incelenen sistemdeki entropiyi verir. Bu nedenle bilgi boyutuna entropi boyutu ismi de verilir. Entropi boyutu, sistemin ne kadar tahmin edilebilir olduğunun bilgisidir.

3.3.3. Korelasyon Boyutu (D_2)

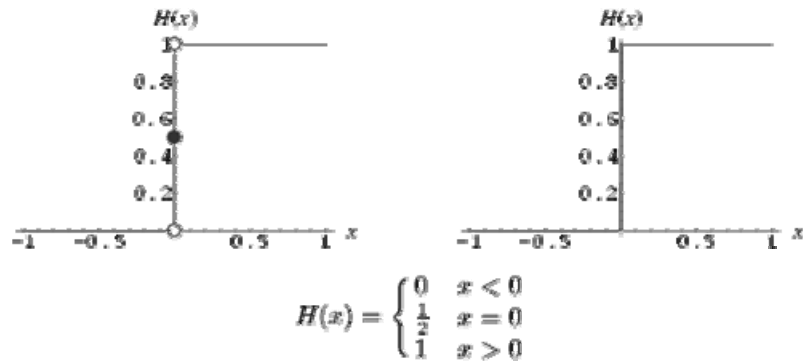
Çok boyutlu dinamik sistemleri tanımlamak için daha çok bu boyut değeri kullanılır. Grassberger ve Proccacia (1983)'ün önerdiği yöntemle korelasyon boyutu (3.15)'te gösterildiği şekilde hesaplanabilir. Bağlıdaki $C(r)$ terimi “korelasyon integrali” olarak adlandırılır ve (3.16)'da gösterildiği gibi tanımlanır (Baker ve Gollub, 1990; Infeld ve Rowlands, 1992; Mittag, 2003):

$$D_2 = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log(C(r))}{\log(r)} \quad (3.15)$$

$$C(r) = \lim_{N \rightarrow \infty} \left[\frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N H(r - |x_i - x_j|) \right] \quad (3.16)$$

(3.16)'daki korelasyon integrali bağıntısında $(x_i - x_j)$ iki deprem arasındaki uzaklık, ve $H(x)$ genelleştirilmiş Heaviside fonksiyonu, diğer adı ile birim basamak fonksiyonudur (Şekil 3.5). Heaviside fonksiyonu, birbirlerine r uzaklığından daha yakın depremleri saymak amacı ile kullanılmaktadır. Depremler arasındaki uzaklık farkı (Δx), φ ve θ sırası ile derece cinsinden kuzey enlemi ve doğu boylamı olmak üzere, küresel koordinat sisteminde, derece cinsinden (3.17) bağıntısı kullanılarak hesaplanabilir (Nanjo ve diğ., 1998, Nanjo ve Nagahama, 2004).

$$\Delta x = \cos^{-1}(\cos \varphi_1 \cdot \cos \varphi_2 + \sin \varphi_1 \cdot \sin \varphi_2 \cdot \cos(\theta_1 - \theta_2)) \quad (3.17)$$



Şekil 3.5: Heaviside fonksiyonu (Mathworld internet sayfasından alınmıştır).

Kutu boyu (r), tüm depremleri kapsayacak kadar büyük seçilirse $C(r)$ terimi 1.0 değerini alır. Bu değer aynı zamanda korelasyon integralinin üst limitidir. Kutu boyu, her bir kutu içerisine sadece 1 deprem düşecek şekilde küçültülürse, korelasyon integrali alt limit değeri olan $1/N^2$ değerine ulaşır (Baker ve Gollub, 1990).

Korelasyon integralinin hesaplanması sırasında veri noktaları sayılmaktadır. Yani sadece kutu içerisine deprem düşüp düşmemesi değil, frekans da ölçülmektedir. Bu nedenle kapasite boyutundan (D_0) farklı olarak frekans bilgisi içerir. Bu özelliğinden dolayı “*frekans boyutu*” olarak da anılır (Baker ve Gollub, 1990; Sarraille ve Difalco, 1992).

3.3.4. Boyutlar arasındaki ilişki

Fraktal boyutları arasında henüz kesin matematiksel bir ilişki ortaya konulamamıştır; ancak genel olarak $D_2 \leq D_1 \leq D_0$ ilişkisi geçerlidir (Baker ve Gollub, 1990; Sarraille ve Difalco, 1992).

Moon (1987), Grassberger ve Procaccia (1983)’ün önerdiği yönteme dayanarak her üç boyut değerinin aslında tek bir bağıntıdan türetilebileceğini ve sonuçlarının arasındaki farkın ihmal edilebilecek kadar küçük olduğunu ortaya koymuştur (Sarraille ve Difalco, 1992; Mittag, 2003). Liebovitch ve Toth (1989) ise Moon (1987)’nin önerdiği yönteme göre bir algoritma geliştirmiştir.

Liebovitch ve Toth (1989) ve Moon (1987)’ye göre, tüm fraktal boyutları (3.18) ve (3.19)’da gösterilen bağıntılar kullanılarak bulunabilir. Hesaplamalarda büyük kolaylıklar sağlayan bu ve benzeri sayısal yöntemlerin sonuçlarının tam olarak doğruluğu henüz test edilememiştir. Bunun yanında bu çalışmada uygulanan Liebovitch ve Toth (1989) algoritması, Sarraille ve Difalco (1992) ve Mittag (2003) tarafından bilinen genel fraktal verileri ile test edilmiş ve sonuçların çok yakın olduğu görülmüştür.

$$D_q = \frac{\log C_q(r)}{\log(r)} \quad (3.18)$$

$$C_q(r) = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N H(r - |x_i - x_j|) \right]^{q-1} \right\}^{1/(q-1)} \quad (3.19)$$

veya

$$C(q, r) = \frac{1}{q-1} \log \left(\sum_{i=1}^{N(r)} P(i, r)^q \right) \quad (3.20)$$

Momentin derecesi olan q , $[-\infty, +\infty]$ aralığında değerler alabilir ve bulunacak katsayının derecesini belirtir. $q=0$ için kapasite, $q = 1$ için bilgi ve $q = 2$ için korelasyon boyutları bulunur. Korelasyon integrali ifadelerinin her ikisi de $q=1$ değeri için tanımsız olacağından $r \rightarrow 1$ giderken limitlerinin kullanılması gereklidir. N toplam veri sayısı, $N(r)$ veri noktaları arasındaki mesafenin r uzaklığından daha küçük olduğu toplam veri sayısıdır. $P(i, r)$ ise r kenar uzunluğuna sahip $N(i)$ kutusundaki noktaların bulunma olasılığı ya da en basit şekli ile toplam veri sayısına orandır.

3.4. B-DEĞERİ

Gutenberg ve Richter (1954) bağıntısı, deprem oluş sayısı ve büyüklük arasındaki ilişkiyi veren ve birçok araştırmada kullanılarak kabul görmüş ampirik bir bağıntıdır.

$$\log \dot{N} = -bm + \log a \quad (3.21)$$

Bu bağıntıda \dot{N} birim zamanda oluşan ve büyüklüğü m değerine eşit veya daha büyük olan depremlerin sayısıdır. a ve b ise sabit değerlerdir. Bu bağıntı birim zaman için düzenlenmiş bu şekliinden çok N cinsinden belirlenen bir zaman aralığı için (örneğin 100 yıl) kullanılır. Seçilen zaman aralığına göre de a sabiti değişir (Turcotte, 1997).

(3.21) bağıntısı bölgesel veya dünya çapında depremlerde uygulanabilir. “b değeri” olarak adlandırılan b katsayısı bölgeden bölgeye değişir; fakat aldığı değerlerin Frohlich

ve Davis (1993) tarafından $0.8 < b < 1.2$ aralığında olduğu belirtilmektedir (Turcotte, 1997). “a” sabiti ise bölgesel depremselliğin bir ölçüsüdür.

Deprem büyüklüğü ölçeği, başlangıçta depremden belirli bir uzaklıkta oluşan zemin hareketinin genliği ile tanımlanmıştır. Yüzey dalgası büyüklüğü Love ve Rayleigh dalgalarına dayanılarak ve cisim dalgası büyüklüğü P ve S dalgalarından yola çıkılarak belirlenir. Büyüklük ölçeği logaritmik tabanda depremleri 0 ile 10 arasında derecelendirmeye yaradığından oldukça fazla kabul görmüştür. Deprem büyüklüğü, deprem sırasında ortaya çıkan sismik dalgaların enerjisi (E_s) ile aşağıdaki şekilde ilişkilidir (Turcotte, 1997):

$$\log E_s = 1.44m + 5.24 \quad (3.22)$$

E_s joule cinsinden deprem sırasında açığa çıkan enerjiyi ifade eder. Oluşan yerdeğiştirme ise doğrudan depremin momenti M ile ilişkilidir:

$$M = \mu.A.\delta_e \quad (3.23)$$

(3.23)’te M depremin momentini, μ fayın gömülü olduğu ortamın kesme modülünü, A kırık yüzeyinin alanını ve δ_e deprem esnasında fay üzerinde oluşan ortalama yerdeğiştirmeyi ifade eder.

Kanamori ve Anderson (1975)’e göre, Joule cinsinden depremin oluşturduğu moment (M) ile depremin büyüklüğü (m) arasında logaritmik bir ilişki vardır. c ve d sabitler değerler olmak üzere (3.24)’teki gibi bir bağıntı yazılabilir (Turcotte, 1997):

$$\log M = cm + d \quad (3.24)$$

Kanamori ve Anderson (1975), gözleme dayanan hesaplamalarında $c=1.5$ değerini bulmuşlardır. Kanamori (1978) ve Hanks ve Kanamori (1979)’a göre de $c=1.5$ ve $d=9.1$ alınarak deprem büyüklüğü ve moment arasında en iyi uyum elde edilmiştir. Bu tanım lokal büyüklük ve yüzey dalgası büyüklüğü için tutarlı sonuçlar vermiştir; fakat cisim dalgası büyüklüğü için aynı tutarlılığı göstermemiştir. Günümüzde bu sorun uzun periyodlu yüzey ve cisim dalgaları (50 – 200 sn) kullanılarak M momenti hesaplanması

ile aşılmıştır (Turcotte, 1997). Ayrıca Kanamori ve Anderson (1975)'e göre moment ve kırık yüzey alanı arasında α sabit olmak üzere kurulacak

$$M = \alpha A^{3/2} \quad (3.25)$$

bağıntısı da doğru bir yaklaşımdır (Turcotte, 1997).

Fraktal boyutu ile b-değeri arasındaki ilişkiyi göstermek için (3.23) bağıntısından büyüklük değeri aşağıdaki şekilde olur:

$$\log M = cm + d \quad \Rightarrow \quad m = \frac{\log M - d}{c} \quad (3.26)$$

Bu değer b-değeri bağıntısında (3.21) yerine konulursa aşağıdaki bağıntı elde edilmiş olur.

$$\log \dot{N} = -bm + \log \dot{a} = -b \left[\frac{\log M - d}{c} \right] + \log \dot{a} \quad (3.27)$$

(3.25) bağıntısı, en son elde edilen (3.27) bağıntısında yerine koyulursa oluşum sayısı – büyüklük ilişkisi şu duruma gelir:

$$\log \dot{N} = -b \left[\frac{\log(\alpha A^{3/2}) - d}{c} \right] + \log \dot{a} \quad (3.28)$$

Parantez içerisindeki logaritmik ifade, logaritmik kurallar kullanılarak ayrıldığında;

$$\log \dot{N} = -b \left[\frac{\log \alpha + \log A^{3/2} - d}{c} \right] + \log \dot{a} \quad (3.29)$$

$$\log \dot{N} = -\frac{b}{c} \log \alpha - \frac{b}{c} \log A^{3/2} + \frac{b.d}{c} + \log \dot{a} \quad (3.30)$$

$$\log \dot{N} = -\frac{b}{c} \log \alpha - \frac{3b}{2c} \log A + \frac{b.d}{c} + \log \dot{a} \quad (3.31)$$

(3.31) bağıntısı düzenlenir ve ilk terimden sonrası logaritmadan kurtulabilmek için $\log \dot{\beta}$ terimine eşitlenirse aşağıdaki şekle dönüştürülmüş olur:

$$\log \dot{N} = -\frac{3b}{2c} \log A + \underbrace{\frac{b.d}{c} + \log a - \frac{b}{c} \log \alpha}_{\log \dot{\beta}} \quad (3.32)$$

$$\log \dot{N} = -\frac{3b}{2c} \log A + \log \dot{\beta} \quad (3.33)$$

Elde edilen ifade logaritmadan kurtarıldığında ise aşağıdaki şekle dönüşür:

$$10^{\log \dot{N}} = 10^{\left(-\frac{3b}{2c} \log A\right)} \cdot 10^{\log \dot{\beta}} \quad (3.34)$$

$10^{-\frac{3b}{2c} \log A} = 10^{\log A^{-3b/2c}}$ olduğundan sonuç olarak şu bağıntı elde edilir:

$$\dot{N} = \dot{\beta} A^{-3b/2c} \quad (3.35)$$

Belirli bir bölgede, birim zamanda, A değerinden büyük kırık alanına sahip \dot{N} deprem adedine ilişkin bu bağıntı üstel ilişki gösterir. (3.1) bağıntısı ile verilen genel fraktal tanımı göz önüne alınır ve $A \approx r^2$ kabulü yapılırsa, deprensellik dağılımının fraktal boyutu yazılabilir (Turcotte, 1997):

$$N = \frac{C}{r^D} \Rightarrow N = C.r^{-D} \quad (3.36)$$

(3.2) ve (3.35) bağıntıları karşılaştırıldığında

$$C = \dot{\beta}, N = \dot{N} \text{ ve } D = \frac{3b}{c} \quad (3.37)$$

olduğu görülür. c = 1.5 alınırsa, **D = 2b** olarak bulunur (3.38)

Aki (1981), (3.21) bağıntısı ile verilen büyüklük-oluş sayısı ampirik ilişkisinin fraktal dağılıma eşit olduğunu belirtmektedir. Bölgesel veya tüm dünya için sismik etkinliğe ait fraktal boyutu yaklaşık b değerinin 2 katıdır.

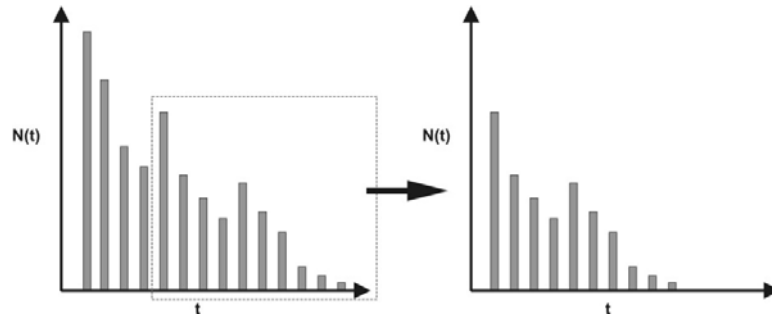
3.5. P-DEĞERİ

Artçı depremlerin zaman içerisinde azalım ilişkisini veren evrensel nitelikte ölçek niteliği taşıyan bir parametredir. Değiştirilmiş Omori yasası (Utsu, 1957) olarak da bilinir ve en genel tanımı ile $n(t)$, t zaman aralığında oluşan birikimli deprem adedi ve p sönüm oranı olmak üzere (3.39) bağıntıda gösterildiği şekilde kullanılabilir.

$$n(t) \propto t^{-p} \quad (3.39)$$

Mogi (1967)'ye göre ana şoktan sonra gerilme oranı ile hızla azalır ve sabit bir değere yaklaşır. p -değeri, depremlerin olduğu bölgedeki gerilme durumunu ortaya çıkarmak için kullanılabilir. Aynı zamanda yüksek p -değerine sahip veya artçı depremlerin hızla azaldığı bölgelerde yüksek ısı akısı bulunması olasıdır.

Omori yasasına alternatif bir yaklaşım olarak, Ogata (1988) tarafından geliştirilmiş ETAS modeli bulunmaktadır. Bu modele göre her bir deprem bir ana şok olarak kabul edilebilir ve her deprem kendisinden sonra bir artçı deprem yaratma kapasitesine sahiptir. Bu tez çalışmasında amaç artçı deprem etkinliğini araştırmak değildir. Bununla birlikte, Ogata'nın yaklaşımı aynı zamanda fraktal bir kümenin ifadesidir (Şekil 3.6). Bu bakış açısından hareket ederek, zaman içerisinde p -değerindeki değişimler ile fraktal boyutları arasındaki olası ilişkilerin belirlenmesi amacı ile kullanılmıştır.



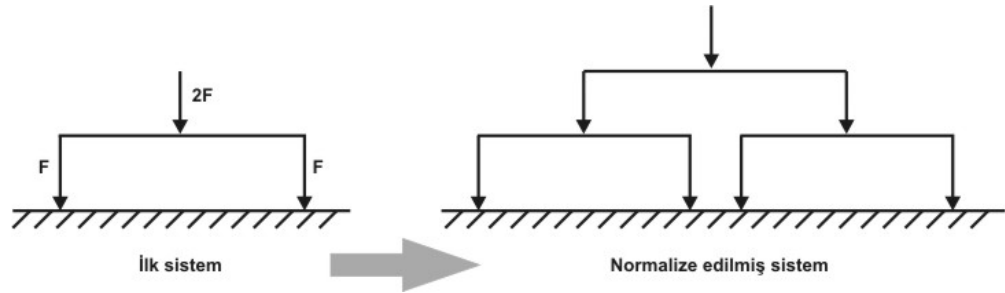
Şekil 3.6: Artçı depremlerin zamanla azalımının şematik gösterimi

3.6. NORMALİZASYON YÖNTEMİ

Normalizasyon yöntemi (renormalization group method), birçok araştırmada kritik noktada bulunan sistemlerin incelenmesinde başarılı bir şekilde kullanılmıştır. Yöntemin uygulanışında göreceli olarak küçük bir sistem ele alınır ve basit şekilde incelenen problem bu sistem üzerinde çözülür. Ardından, sözü edilen sistem daha geniş başka bir sistem için normalize edilir yani ölçeklenir. Bu işlem ardışık olarak daha büyük ölçekler için tekrarlanır. Smalley ve diğ. (1985), bu yöntemi bir fayın kırılma sürecini modellemek amacı ile uygulamıştır (Şekil 3.7). Modelde, her kırılma olayının ardından, fay parçasının taşıdığı F kuvveti doğrusal olarak bölünerek birinci iterasyon derecesindeki elemanların arasında paylaştırılır. Olasılık hesapları ile fay parçalarının kırılıp kırılmadığına karar verildikten sonra kırılan her parça için bu işlem tekrarlanır. Olasılık hesaplamalarında (3.40) bağıntısında gösterilen Weibull dağılımı (Ek-A) kullanılmıştır.

$$p_0(F) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{F}{F_0}\right)^2\right] \quad (3.40)$$

Bağıntıda F , her parça üzerindeki kuvvet ve F_0 referans olarak kabul edilen kuvvet değeridir (Turcotte, 1997).



Şekil 3.7: Gerilme aktarımı için normalizasyon yönteminin uygulanışı. Turcotte (1997)'den değiştirilerek alınmıştır.

İki elemanı bulunan bir fay parçasının kırılması veya kırılmaması durumunda dört olasılık mümkündür. [1] kırılma ve [0] kırılmama olasılığını temsil etmek üzere, bu olasılıklar aşağıda verilmiştir. [0 1] ve [1 0] olasılıkları eşit oldukları için (3.42) ile verilen olasılık bağıntısının 2 katı kullanılmıştır.

$$[1 \ 1] \ p_0^2 \quad (3.41)$$

$$[0 \ 1] \ 2p_0(1-p_0) \quad (3.42)$$

$$[0 \ 0] \ (1-p_0)^2 \quad (3.43)$$

Bir parça kırıldığında diğer parçanın kırılıp kırılmayacağı durumu ise (3.44) ve (3.45)'te gösterildiği gibi koşullu olasılık (p_{21}) değerleri ile ifade edilebilir.

$$[0 \ 1] \rightarrow [1 \ 1] \ 2p_0p_{21}(1-p_0) \quad (3.44)$$

$$[0 \ 1] \rightarrow [0 \ 1] \ 2p_0(1-p_0)(1-p_{21}) \quad (3.45)$$

Koşullu olasılık (p_{21}), modelde uygulanan fraktal yapı gereği (3.46)'da gösterildiği şekilde tanımlanabilir.

$$p_{21} = \frac{p_0(2F) - p_0(F)}{1 - p_0(F)} \quad (3.46)$$

Daha yüksek derecelerden iterasyonlar ile elde edilen sistemlerin bir üst ölçekte tekrar normalize edilmesi sonucu, olasılık değerleri arasında (3.47)'de verilen ilişki bulunmuştur.

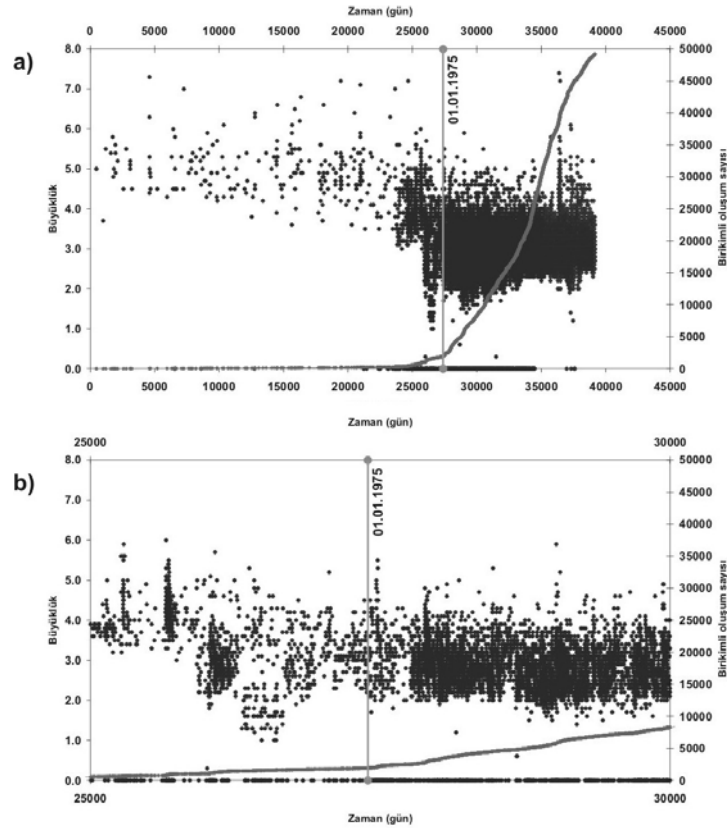
$$p_{n+1} = 2p_n \left[1 - (1-p_n)^4 \right] - p_n^2 \quad (3.47)$$

Kendisini tekrarlayan bu model Lojistik denklemine (Ek-B) benzer ve fraktal özellik gösterir (Turcotte, 1997).

3.7. DEPREM VERİSİ VE ANALİZİ

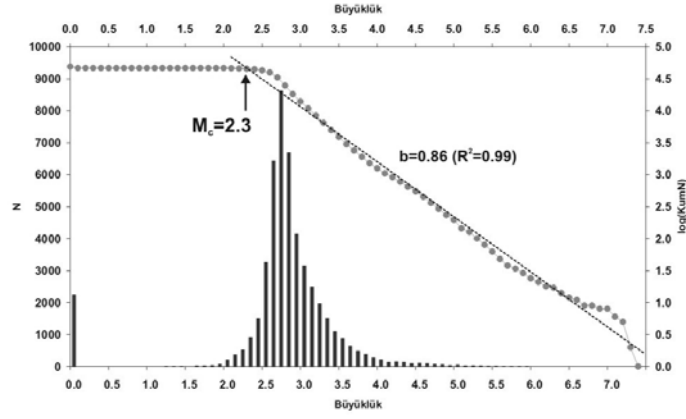
Deprem verisi Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü internet sayfasından alınmıştır. 1900 yılından başlayan depremler tek bir katalog haline getirilmiş ve çalışma alanı içerisine düşen veri incelenmiştir. Deprem kataloğunu homojen hale getirmek amacı ile 01.01.1975-Mart 2007 arasında oluşmuş, büyüklüğü $M_c=2.3$ değerine eşit veya daha büyük depremler kullanılmıştır.

Başlangıç zamanı belirlenirken zaman ortamında verinin dağılımı incelenmiştir (Şekil 3.8). İstasyon sayısındaki artış nedeni ile, yaklaşık olarak 1976 yılı başlarından itibaren, belirlenebilen deprem adedi belirgin bir şekilde artmıştır. Verinin analizinde zaman ve olay sayısı pencereleri kullanıldığı için, veri kaybını azaltmak amacı ile başlangıç zamanı 01.01.1975 olarak seçilmiştir.

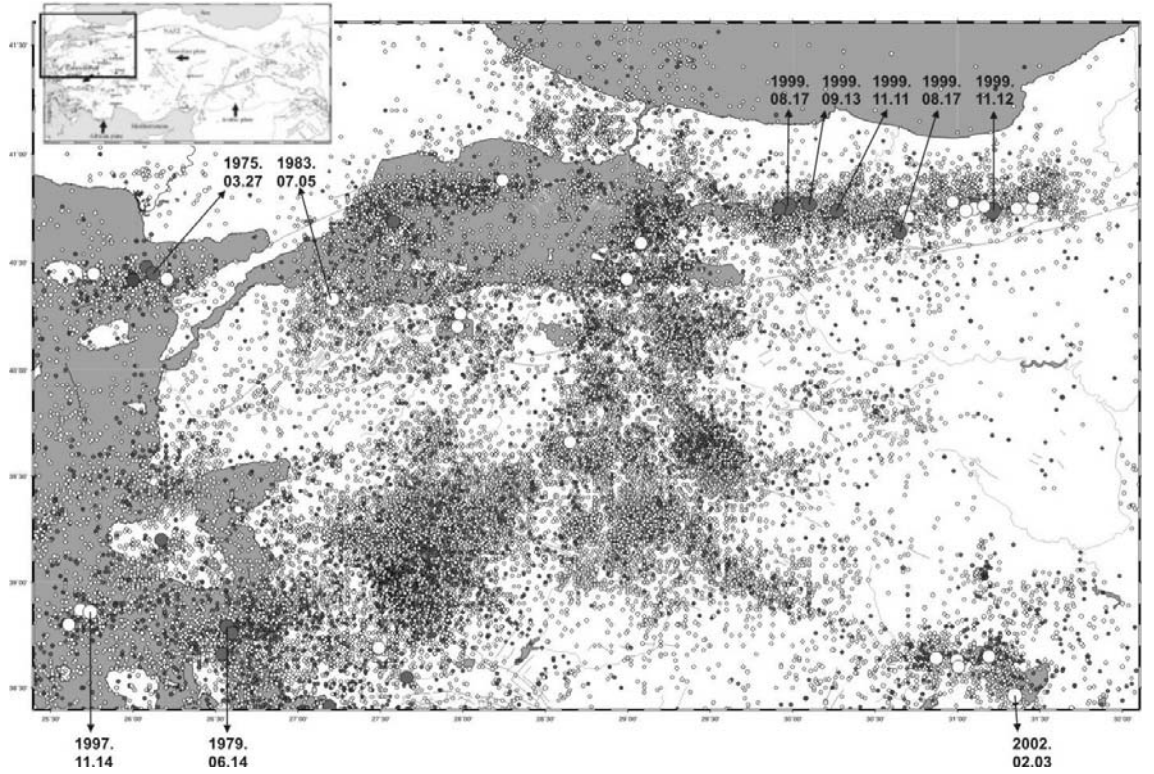


Şekil 3.8: Analizde kullanılan deprem verisinin başlangıç zamanının belirlenmesi. Grafiklerde yatay eksen zaman (gün), sol düşey eksen deprem büyüklüğü ve sağ düşey eksen birikimli oluşum sayısını göstermektedir. (a) Tüm verinin zaman-büyüklik dağılımı, (b) kesme zamanının belirlendiği bölümün büyütülmüş görüntüsü.

Kesme büyüklüğü değeri belirlenirken, yine 1900 yılından itibaren tüm deprem verisi kullanılmış ve logaritmik birikimli deprem sayısı grafiğinin yatay hale geldiği en küçük deprem büyüklüğü ($M_c=2.3$) değeri seçilmiştir (Şekil 3.9). İnceleme alanında oluşmuş, kesme süresi ve büyüklüğü sınırları içerisinde kalan toplam 44134 adet deprem bulunmaktadır. Bu depremlerin dışmerkez dağılımları Şekil 3.10'da gösterilmiştir.



Şekil 3.9: Kesme büyüklüğü değerinin ($M_c=2.3$) belirlenmesi. Noktalı sürekli çizgi birikimli oluş sayısının logaritmasını (sağ düşey eksen), düşey çizgiler ise her büyüklükteki deprem adedini göstermektedir (sol düşey eksen).



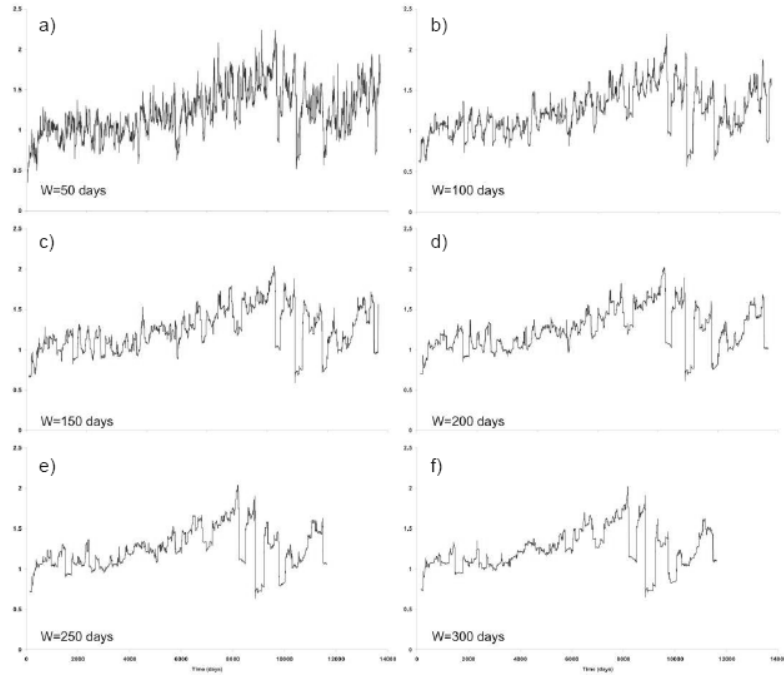
Şekil 3.10: 01.01.1975-Mart 2007 arasında oluşmuş ve $M \geq M_c=2.3$ olan depremlerin dışmerkez dağılımları. Büyük daireler tarihleri ile beraber $M > 5.5$ depremleri göstermektedir. Renk tonları derinliğe göre değişir (beyaz: sığ deprem). Tektonik birimler Barka (1992) ve Şaroğlu ve diğ. (1987)'den alınmıştır. (Siyah oklar levha hareketlerinin yönünü gösterir. NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu). Wessel and Smith (1998) tarafından geliştirilmiş olan GMT yazılımı kullanılarak hazırlanmıştır.

3.7.1. Analiz parametrelerinin belirlenmesi

Zaman ortamındaki hesaplamalar; 1) tüm veri üzerinde 150 günlük zaman penceresinin kaydırılması yöntemi ile, 2) birikimli hesap yöntemi ile, ve 3) olay sayısı penceresi ile olmak üzere üç değişik şekilde yapılmıştır.

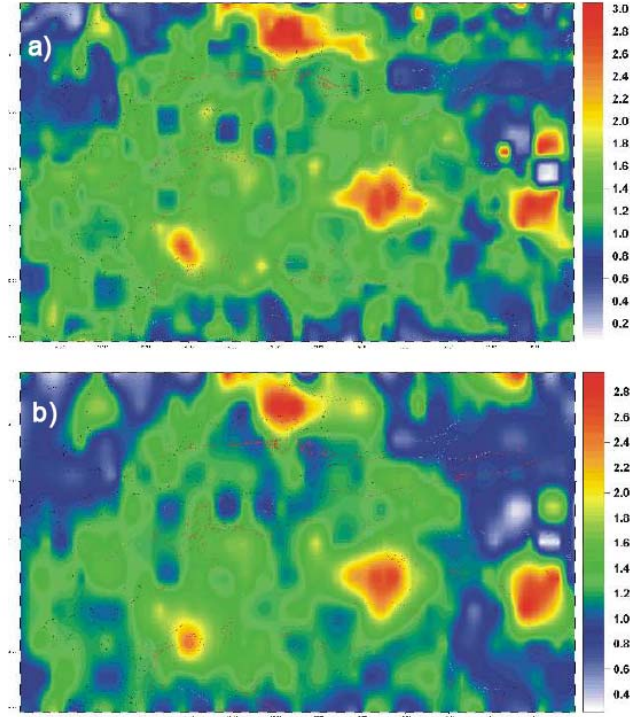
Zaman penceresi yönteminde süre belirlenirken, 10-300 günlük pencereler ile elde edilen hesap sonuçları arasında karşılaştırma yapılmıştır. Anomalilerin kaybolmadığı ve en rahat izlenebildiği süre pencere boyu olarak seçilmiştir (Şekil 3.11). Diğer taraftan, zaman penceresi yeteri kadar uzun seçildiğinde, pencere içine giren veri adedi artmakta ve regresyon sırasındaki hata miktarları azaltmaktadır.

Birikimli hesap yönteminde, verinin başlangıç zamanından hesaplamann yapıldığı zamana kadar olmuş tüm depremler kullanılmış ve her hesap için depremler bir önceki verinin üzerine eklenerek hesaplamalar tekrar edilmiştir. Örnekleme aralığı 0.5 gün olarak seçilmiştir. Olay sayısı penceresinde ise, zaman penceresi içerisine düşen ortalama deprem sayısı pencere boyu olarak seçilmiştir. Pencere boyu tüm veri kümesi için 450 depremdir.



Şekil 3.11: Değişik zaman penceresi boyları ile hesaplanmış b-değeri grafikleri (Özer ve diğ., 2007). W pencere boyunu göstermektedir. Yatay eksen gün cinsinden zamanı ifade eder.

Zaman penceresinde, birbirinden çok uzak depremlerin pencere içine girmesi mümkündür. Ancak olay sayısı penceresinde, genel olarak sismik etkinliğin kümелendiği alandaki ardışık depremler hesaplarda kullanıldığı için, bu etki en aza indirgenmektedir. Aynı zamanda, zaman penceresi yönteminde değişken olan olay sayısından bağımsız hale gelmek mümkün olur. Diğer taraftan birikimli hesap yönteminde her iki avantajı da kullanmak mümkündür. Bu yöntemde sistemin hafızasının çok uzun olduğu varsayımı yapılmış ve parametrelerin zaman ortamındaki değişimlerinden çok, sistemin zaman içindeki evriminin izlenmesi amaçlanmıştır.



Şekil 3.12: b-değeri kontur haritalarının karşılaştırması (Özer ve diğ., 2007). a) 0.3 derece kenar uzunluğunda bir pencere tüm alan üzerinde 0.1 derece aralıklarla gezdirilmiştir. (b) 0.3 derece genişliğindeki pencere sadece enlem doğrultusundaki birbirleri ile çakışmayan dilimler üzerinde, 0.1 derece aralıklarla gezdirilmiştir.

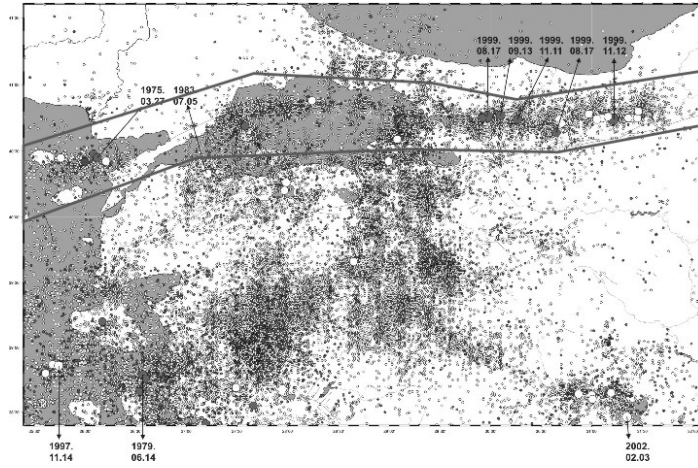
Konumsal analiz için ise, inceleme alanı enlem doğrultusunda 0.3 derece genişliğinde 11 adet şerite ayrılmış ve her şerit üzerinde 0.3 derece kenar uzunluğuna sahip konumsal pencere 0.1 derece aralıklarla kaydırılmıştır. Konumsal analizin, üst üste binmeyen şeritler kullanarak yapılmasının nedeni, fay zonları üzerindeki istatistiksel parametrelerde oluşan değişimlerin incelenmesinde tekrarlı veri kullanmaktan

kaçınmaktadır. Diğer taraftan çakışan şeritler kullanılarak hesaplanan b-değerleri karşılaştırılmış ve b-değerlerinin sistematik olarak 0.2 kadar daha yüksek olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 3.12). Kontur geometrilerinde ise önemli bir değişiklik belirlenmemiştir (Özer ve diğ., 2007).

3.7.2. Gerilme aktarımı modeli ve başlangıç koşulları

Bu çalışmada kullanılan model, daha önce sözü edilen Smalley ve diğ. (1985) modeli örnek alınarak oluşturulmuştur. Modelin başlıca amacı, belirlenen zaman aralıklarında her bir fay parçasında oluşabilecek deprem adedinin tahmin edilmesidir. Modelde kullanılan parametreler ve başlangıç koşullarına karar verme yöntemi aşağıda maddeler halinde açıklanmıştır.

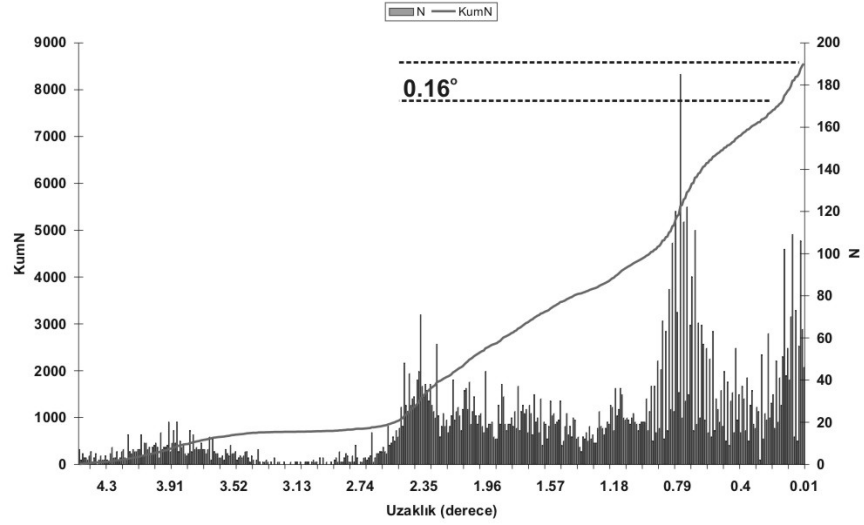
i) İncelenecek fay belirli aralıklarla eşit parçalara ayrılmıştır. Bu çalışmada model Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) inceleme bölgesi içerisinde kalan kısmına uygulanmıştır (Şekil 3.13).



Şekil 3.13: Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde alınan kesit.

Seçilen bölgenin enlem doğrultusunda genişliği yaklaşık olarak tüm profil boyunca eşittir. Bu nedenle enlemden bağımsız olmak ve modeli basitleştirerek 1 boyutlu hale getirmek amacı ile sadece boylam üzerinde fay parçaları belirlenmiştir. Parçaların boyu belirlenirken ardışık depremlerin aralarındaki uzaklık farklarından faydalanılmıştır (Şekil 3.14). KAFZ kesitindeki depremlerin çok büyük bir kısmı 2.35 dereceden daha

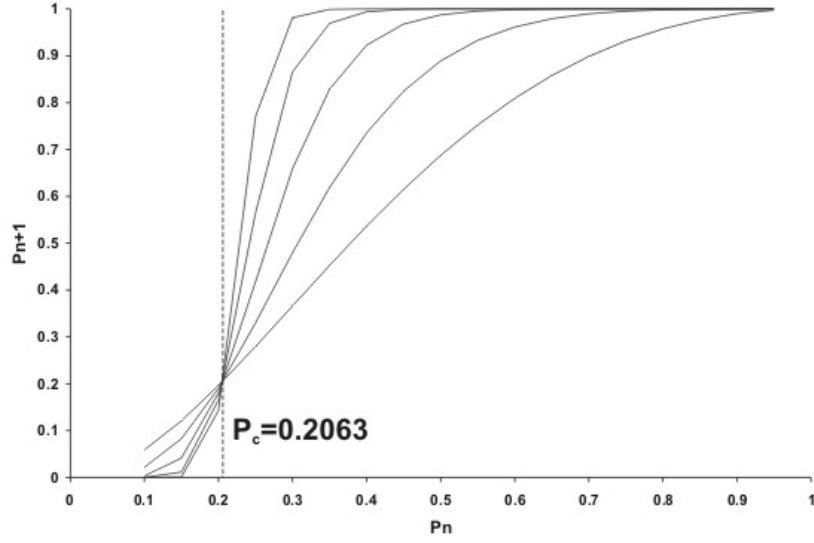
yakın uzaklıklarda oluşmuştur. Yaklaşık olarak 0.65-0.85 derece uzaklıklarda büyük bir kümelenme vardır. Ancak bu uzaklık bölgenin tektonik özellikleri göz önüne alındığında bir fayı karakterize etmek için çok büyüktür. Histogramdaki diğer kümelenme ise 0.16 dereceden daha küçük depremler için gözlemlenmiştir. Bu nedenle her bir fay parçasının uzunluğu bu uzaklığın yarısı olacak şekilde $dx=0.08$ derece olarak belirlenmiştir.



Şekil 3.14: KAFZ kesitinde oluşmuş depremlerin uzaklık farkı histogramı.

ii) Başlangıçta, her bir fay parçasına birim zamanda belirli bir gerilme kuvveti eklenmiştir. Biriken gerilme kuvveti referans olarak kabul edilen kuvvetle orantılı olarak belirlenmiştir. Levha hareketi sonucu bölgede biriken ortalama yıllık gerilme kuvveti F olarak kabul edilmiştir. Weibull olasılık bağıntısında kullanılmak üzere referans gerilme 150 yıllık birikimli gerilme kuvveti $150F$ olarak seçilmiştir. Bu durumda her bir dT zaman aralığı (iterasyon) için biriken gerilme kuvveti $dF = F \cdot dT$ şeklinde bulunur. Orantı kullanılarak birim zaman gerilmesi dF hesaplandığı süreç, sentetik olarak üretilecek veri referans süreden ve kuvvetten bağımsız olur.

iii) Kesme olasılığı değeri, Smalley ve diğ. (1985) tarafından önerilen modelin incelenmesi sonucu 0.2063 olarak bulunmuştur (Şekil 3.15). Bu durumda Weibull dağılımına göre F/F_{ref} oranı 0.4807'dir. Bu oran, eşik gerilme oranı (F_C) olarak kabul edilmiştir.



Şekil 3.15: Modelde kullanılan koşullu olasılık değerlerinin birbirleri ile olan ilişkisi.

iv) Her fay parçasına, deprem verisine dayanarak bir mukavemet katsayısı atanmıştır. Genel anlamda, deprenselliğin fazla olduğu kısımlarda, malzemenin daha zayıf olduğu sonucuna varılabilir. Bu kabule göre fraktal boyutunun mukavemet parametresi olarak kullanılması mümkündür. Malzemenin mukavemeti, malzeme üzerine biriken enerji miktarına değil, dayanımına göre değişir. Bu nedenle model uygulanırken, her bir fay parçasının eşik olasılık değeri, fraktal boyutu dikkate alınarak belirlenmiştir.

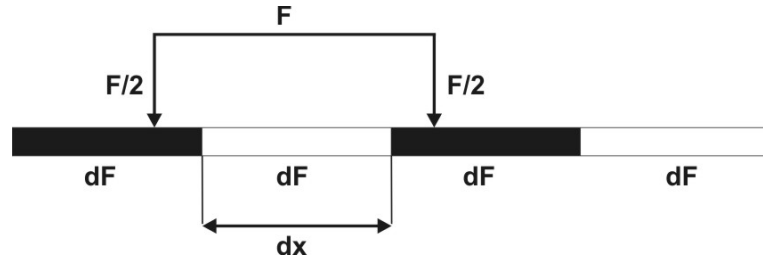
Malzemenin ne kadar heterojen olduğunun ölçüsü (3.48) bağıntısı ile hesaplanabilir. Bu bağıntı, incelenen fay parçasının, tamamen kaotik olmaktan ne kadar uzak olduğunu gösterir. s parametresi ne kadar büyükse sistem o kadar kaotik olmaktan uzak demektir. $D_{uniform}$, incelenen sistemin tam kaotik olduğu durumdaki fraktal boyutudur. Bu çalışmada incelenen sistem 2 boyutlu olduğu için $D_{uniform}=2$ olarak alınmıştır.

$$s = \frac{D_{uniform} - D_0}{D_{uniform}} \quad (3.48)$$

Her fay parçasının eşik olasılığı değeri ise, (3.48) ile tanımlanan s parametresine bağlı olarak Weibull dağılımı ile aşağıdaki şekilde belirlenmiştir.

$$p_c = 1 - \exp(-F_c s^2) \quad (3.49)$$

Algoritmanın çalışma şekli ise şu şekildedir: Başlangıçta levha hareketinden dolayı tüm hücrelere birim zaman için belirlenen dF gerilme kuvveti eklenir. Deprem kataloğundaki ilk depremin içinde bulunduğu fay parçası üzerinde olasılık değerinin aşılmış olduğu ve gerilmenin komşu parçalara aktarıldığı kabul edilir. Tüm parçalar için olasılıklar hesaplanır. Eşik olasılığı aşıl原因 parçalardaki deprem adedi bir arttırılır ve bu parça üzerindeki gerilme kuvveti komşu parçalara aktarılır (Şekil 3.16). Komşu parçalardaki koşullu olasılık değerleri hesaplanır ve aynı şartlar uygulanır. Olasılık değeri aşılmamışsa, parça üzerinde hiçbir işlem yapılmaz. İterasyona, tüm elemanlara dF gerilmesi eklenerek devam edilir. İterasyon limitini, modellenmek istenen gözlem süresi belirler. Herbir iterasyon birim zamandaki deprem oluşumu anlamına gelir ve bu nedenle incelenen bölgenin depremselliğın özelliklerine göre seçilmelidir.

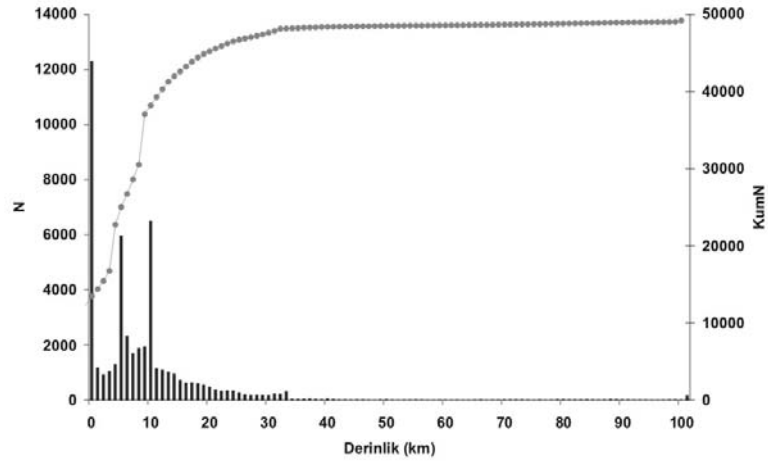


Şekil 3.16: Çalışmada uygulanan gerilme aktarımı modelinin şematik gösterimi.

Uygulanan model, normalizasyon yönteminde olduğu gibi her adımında kendisini tekrarlayan bir yapıdadır ve ölçekten bağımsızdır. Bu nedenle fraktal özellik gösterir.

4. BULGULAR

01.01.1975 ve Mart 2007 arasında bölgede oluşmuş $M \geq M_c=2.3$ büyüklüğünde toplam 44134 adet deprem bulunmaktadır. Fraktal boyutu hesaplamalarında sistem 2 boyutlu olarak analiz edilmiştir. Bunun nedeni neredeyse tüm deprem etkinliğinin 0-33 km aralığında toplanmış olmasıdır. Ayrıca 5.0 ve 10.0 km’de yığılma vardır (Şekil 4.1). Derinlik parametresinin hata sınırları da dikkate alındığında, bölgesel deprem verisi gerçekçi bir 3 boyutlu fraktal analiz için uygun değildir.



Şekil 4.1: İnceleme bölgesinde oluşmuş depremlerin derinlik-oluşum sayısı grafiği.

Depremsellik araştırmalarında kapasite boyutu genellikle faylar ile ilişkilendirilir. Bu nedenle boyut değeri hesaplanırken fay koordinatları kullanılır. Bu çalışmada, tüm fraktal boyutları için deprem verisi kullanılmıştır. Bu yöntemin tercih edilmesinin ilk nedeni, bölgenin tektonik olarak oldukça karmaşık bir yapıda olması ve faylar hakkındaki bilginin yetersizliğidir. İkinci nedeni, depremler zaten faylar üzerinde oluşur ve deprem koordinatları aynı zamanda fay koordinatlarıdır. Üçüncü nedeni ise, fay koordinatları sayısallaştırılırken çizgisel gösterim şekli üzerinden koordinatların belirlenmesi gerekliliğidir. Gerçekte ise tamamen dikey olanlar hariç tüm fayların yüzeydeki izdüşümleri, eğimli yapılar olmaları nedeni ile iki boyutludur ve bir alan

kapladıkları dikkate alınarak koordinatlar belirlenmelidir. Deprem koordinatlarının kullanılması ile sayısallaştırma işlemi sırasında doğacak olası hatalardan kaçınılmış ve fay verisi daha gerçekçi elde edilmiş olur. Yöntemin tek eksik tarafı ise, fayların eşit aralıklar ile sayısallaştırılmaması olabilir.

Sistemin fraktal boyutu değerleri 2.0 üst limitine çok yakındır (Tablo 4.1). Bu durum, bölgenin neredeyse tamamen kaotik olduğunu, rastgele davrandığını ve tahmin edilemeyeceğini gösterir. Ancak, sistemin rastgele davranması, belirli özellikleri dinamik süreç içerisinde tekrarlamadığının göstergesi değildir.

Kapasite boyutu değerine göre ($D_0=1.78\pm 0.02$), bölgenin hemen hemen tamamı deprem üreten faylar ile kaplıdır. Korelasyon boyutuna göre ise ($D_2=1.73\pm 0.02$), bu fayların çok büyük bir kısmında deprem etkinliği yoğun bir şekilde oluşmaktadır. Bölgedeki kırıklı yapıların (fayların) tüm bölgeye dağılmış olması kabuk yapısının heterojen olduğu şeklinde yorumlanabilir. Genel olarak boyut değerlerinin yüksek olması, ileride de büyük bir olasılıkla bu fayların deprem üretmeye devam edeceklerini ve tüm bölgeyi kaplama eğiliminde olduklarını gösterir (Nanjo ve Nagahama, 1998; Nanjo ve diğ., 2004; Mittag, 2003). Fraktal boyutlarının birbirinden farklı değerler alması ise, bölgesel deprenselliğin çoklu fraktal dağılım gösterdiğini belirtir.

Sistemin b-değeri 1.01 ± 0.01 olarak bulunmuştur ve bu sonuç tüm dünya deprenselliği için elde edilen sonuçlarla uyumludur (Aki, 1981; Frohlich ve Davis, 1993; Turcotte, 1997). Genel fraktal boyutu (D_0), Aki (1981)'in önerdiği şekilde yaklaşık olarak b-değerinin 2 katıdır.

Tablo 4.1: Tüm sistem için hesaplanan ölçek parametreleri.

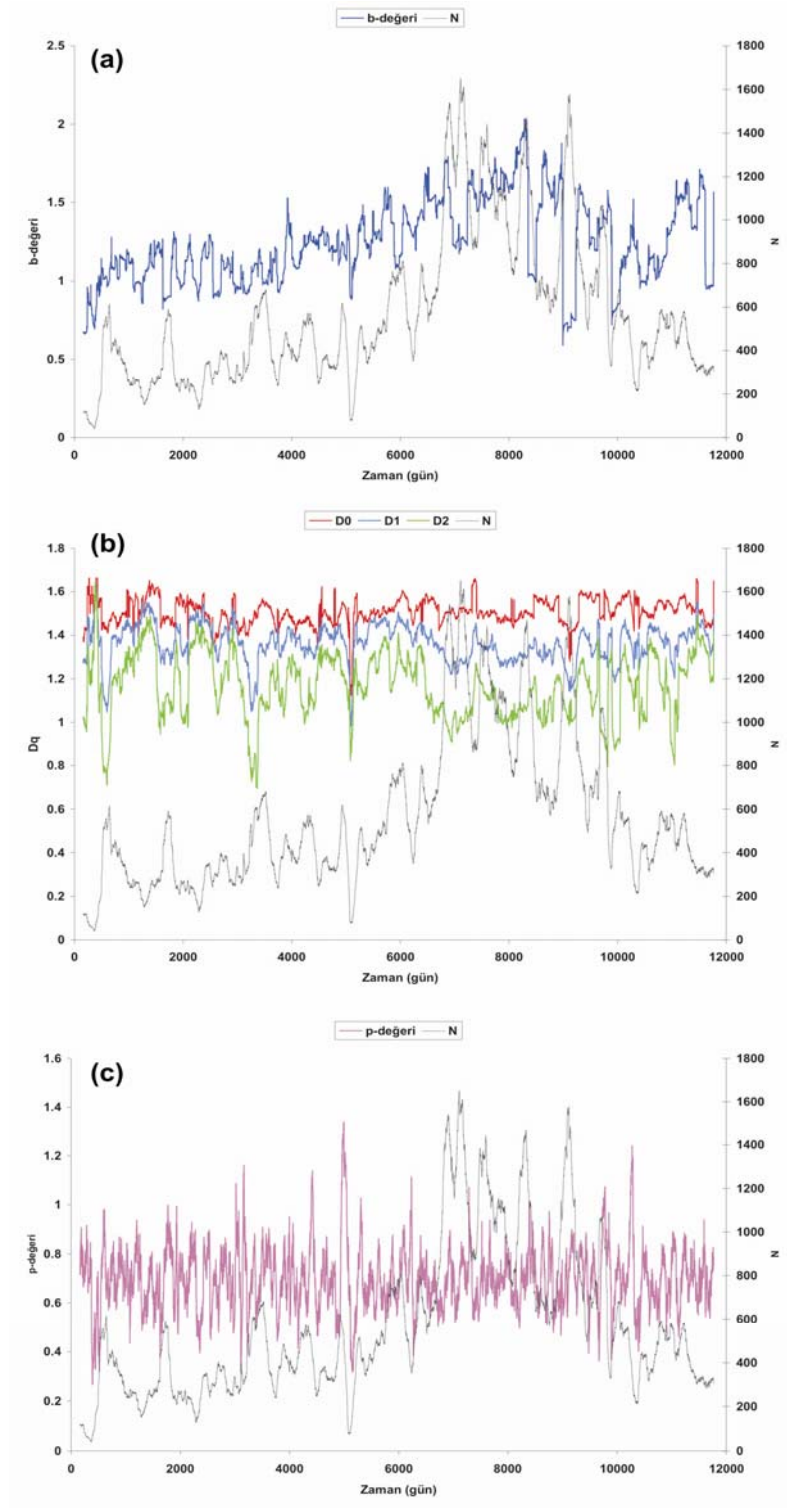
	<i>Genlik</i>	<i>Hata</i>
b-değeri	1.01	± 0.01
a-değeri	2.71	± 0.01
D_0	1.78	± 0.02
D_1	1.73	± 0.02
D_2	1.68	± 0.02
p-değeri	0.71	± 0.05

4.1. ZAMAN PENCERESİ

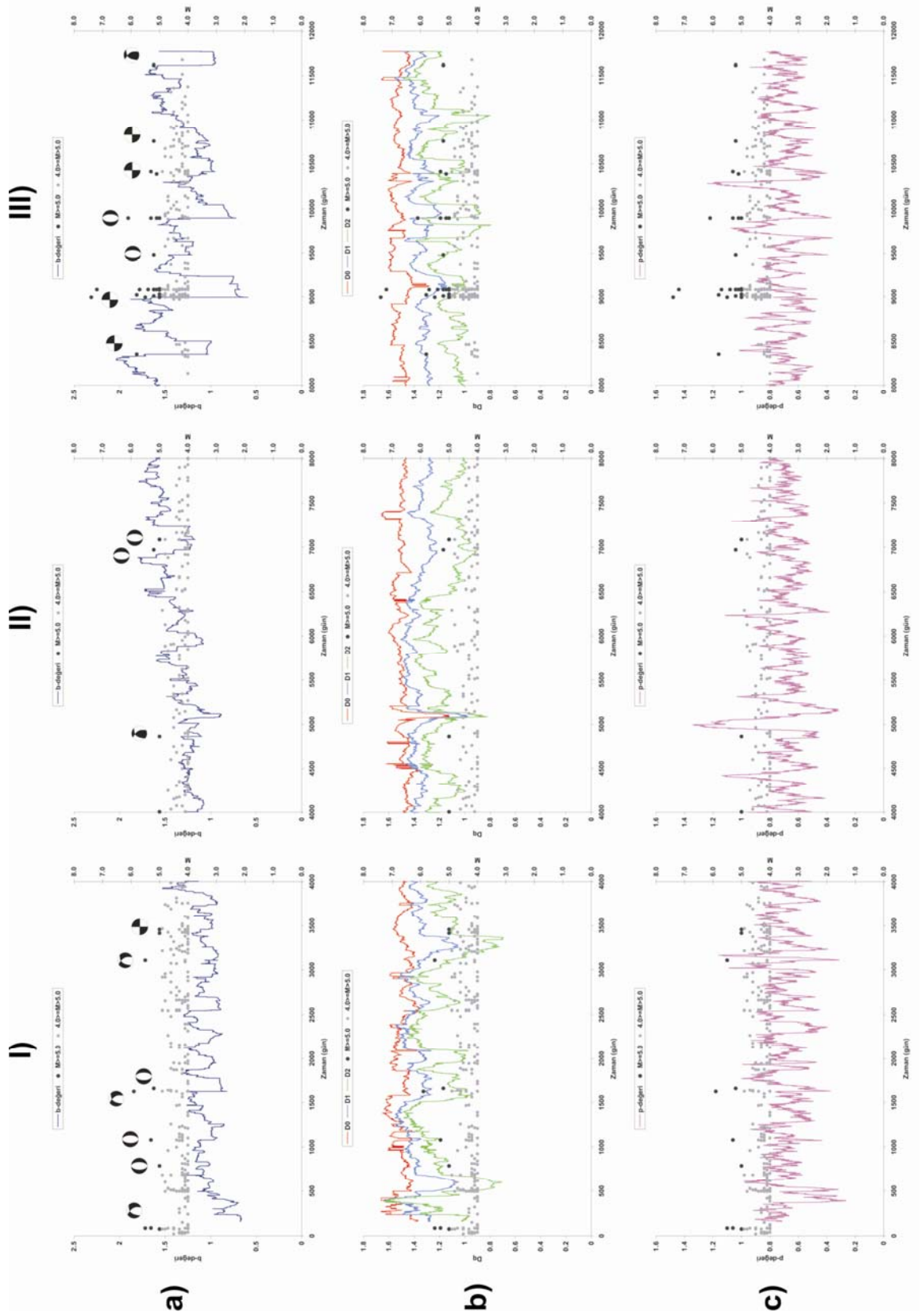
Bölgesel depremselliğin zaman içerisindeki değişiminin incelenmesi amacı ile, 150 gün uzunluğunda bir zaman penceresi, 0.5 gün kaydırma miktarı ile deprem verisi ($M \geq M_c = 2.3$) üzerinde gezdirilmiş ve b-değeri, fraktal boyutları ve p-değeri hesaplanmıştır. Hesap sonuçları, her pencerede kullanılan deprem sayısı ile birlikte Şekil 4.2'de gösterilmektedir. Şekil 4.3'te ise aynı parametreler, deprem büyüklükleri ile birlikte 4000 günlük süreler halinde grafiklenmiştir. Şekil 4.3'teki odak mekanizması çözümleri, deprem etkinliğinin yoğunlaştığı bölgelerdeki genel karakteri göstermek için kullanılmıştır. Hesaplanan tüm değerler, zaman penceresi içerisine giren son depremin oluş zamanına atanarak çizdirilmiştir. Hata miktarları, kullanılan veri sayısına bağlı olarak fraktal boyutu için $\pm(0.01-0.05)$, b-değeri için $\pm(0.02-0.09)$ ve p-değeri için $\pm(0.01-0.14)$ arasında değişmektedir.

Şekil 4.2.a'da gösterilen, b-değerinin zaman içerisindeki değişimi incelenerek, gözlem süresi boyunca üç değişik davranış fazı belirlenmiştir: Yaklaşık olarak 5120 güne kadar olan süreç içerisinde (1975-1988 yılları), b-değeri 0.65-1.53 aralığında salınımlar yaparak değişmektedir. Aynı zaman aralığında deprem etkinliği de benzer bir değişim göstermektedir ve deprem adedindeki salınımlar neredeyse periyodiktir (yaklaşık 1600 gün). 5120 günden sonraki dönemde, hem b-değeri hem de deprem adedinde artış başlamış ve aynı davranış yaklaşık olarak 7200 güne kadar devam etmiştir (1989-1994 yılları). Bu dönemdeki b-değerindeki salınımların genliğinde ise belirgin bir değişim görülmemektedir. 7200 gün ile 10300 gün arasında (1995-2003 yılları) b-değeri kademeli olarak azalmaya başlamış ve salınımların genliği artmıştır. Sonrasında gözlem süresinin başlangıç kısmına çok benzer bir şekilde seyretmeye başlamıştır.

Aynı dönemler içerisinde kapasite boyutu (D_0) değerlerinde (1.13-1.66) deprem adedine bağlı bir değişim gözlenmemiştir (Şekil 4.2.b ve 4.3.b). Kapasite boyutundaki başlıca büyük değişim, diğer fraktal boyutları ile birlikte 5080 gün civarında gerçekleşen ani düşüştür. Bu dönem içerisinde deprem sayısında da bir azalma vardır; ancak hemen hemen eşit sayıda deprem kullanılan başka pencerelerde aynı anomali oluşmamıştır. Diğer taraftan, anomalinin oluştuğu zaman aralığı, b-değerindeki normal değişim sürecinin (I. faz) bozulmaya başladığı zamana yakındır (Şekil 4.3.II-b).



Şekil 4.2: 150 gün uzunluğunda zaman penceresi kullanılarak hesaplanan; a) b-değeri, b) fraktal boyutları, c) p-değeri. N, her aralıktaki deprem sayısıdır (sağ düşey eksen). Yatay eksen gün cinsinden zamanı gösterir.



Şekil 4.3: 150 gün zaman penceresi ve 0.5 gün kaydırma miktarı ile $M \geq 2.3$ depremler kullanılarak hesaplanmış; I) 0-4000, II) 4000-8000, III) 8000-12000 gün arası, a) b-değeri, b) fraktal boyutları, ve c) p-değeri. Odak mekanizması çözümleri, büyük depremlerin olduğu ve deprem etkinliğinin yoğunlaştığı bölgenin genel karakterini gösterir.

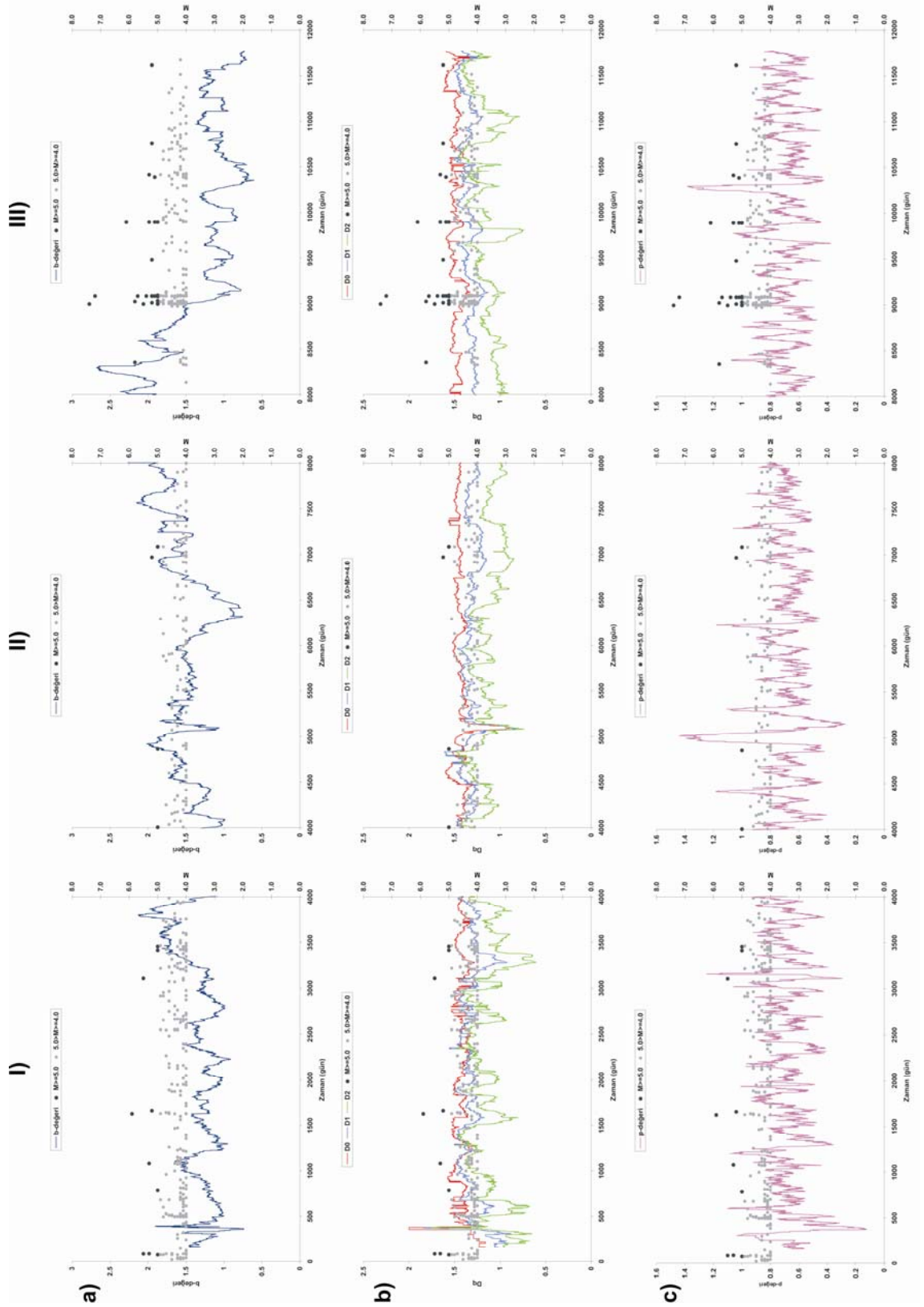
Bilgi (D_1) ve korelasyon (D_2) boyutlarındaki değişimler ise kapasite boyutunda olduğu gibi kararlı değildir. Tüm gözlem süresi boyunca belirli dönemlerde her üç fraktal boyutu birbirine yaklaşmakta ve ardından korelasyon ve bilgi boyutlarında düşmeler oluşmaktadır (Şekil 4.3.b). Tüm süreç boyunca D_1 ve D_2 boyutlarının aldığı en küçük değerler sırası ile 0.90 ve 0.69'dur.

Fraktal boyutu değerlerinin birbirlerine eşit veya ihmal edilebilecek kadar yakın olması sistemin monofraktal yapıda olduğunu gösterir. Monofraktal sistemler homojen olarak nitelendirilir ve bu tip sistemler tek fraktal boyutu değeri ile tanımlanabilirler (Turcotte, 1997). İnceleme bölgesindeki depremsellik periyodik olmayan aralıklarla homojen özellik göstermektedir. Homojen süreçlerin ardından fraktal boyutlarındaki düşüş ile birlikte sistem yeniden çoklu fraktal hale geçmekte ve daha büyük depremler ($M \geq 5$) oluşmaya başlamaktadır (Şekil 4.3.b).

Sözü edilen değişim, tüm gözlem süresi boyunca tekrarlanmaktadır; ancak değişimlerin genlikleri ve süreleri arasında bir korelasyon bulunamamıştır. Diğer taraftan, doğrultu atım mekanizmasının hakim olduğu alanlarda heterojen süreç daha uzun sürmektedir. Ayrıca, özellikle deprem etkinliğinin yoğun olduğu III. faz sırasında, fraktal boyutları değişik dönemlerde birbirine yaklaşırsa da, neredeyse bütün süreç boyunca sistem tamamen çoklu fraktal özellik göstermiştir ve kararsızlığı daha fazladır.

Her ne kadar fraktal boyutları hesaplanırken deprem büyüklüğü kullanılmamış olsa da, artçı şokların büyük depremlerin olduğu alanlarda yoğunlaşması, yukarıda sözü edilen düzenin (patern) oluşmasına neden olabilir. Bir ana şokun ardından, dışmerkeze yakın yerlerde oluşan artçı depremler ile fraktal boyutlarında düşüş olması beklenen bir durumdur. Bu nedenle, büyük depremlerin ve artçı şokların etkisini en aza indirmek amacıyla ile, tüm hesaplamalar $2.3 \leq M \leq 3.0$ büyüklüğündeki depremler kullanılarak tekrar edilmiş ve sözü edilen düzenin olağan deprem etkinliğinde de geçerli olup olmadığı araştırılmıştır. Küçük depremler ile yapılan analiz sonucunda da aynı değişimlerin benzer şekilde devam ettiği görülmüştür (Şekil 4.4).

Zaman ortamında p-değerinin genliklerinde, faz geçişleri sırasında değişim olmasına rağmen, sürekli olarak depremselliğin incelenmesi açısından kullanılabilir değildir.



Şekil 4.4: 150 günlük zaman penceresi ve 0.5 gün kaydırma miktarı ile $3.0 \geq M \geq 2.3$ depremler kullanılarak hesaplanmış olan; I) 0-4000, II) 4000-8000, III) 8000-12000 gün arası, a) b-değeri, b) fraktal boyutları, c) p-değeri. Noktalar büyüklüklerine göre (düşey sağ eksen) depremleri göstermektedir.

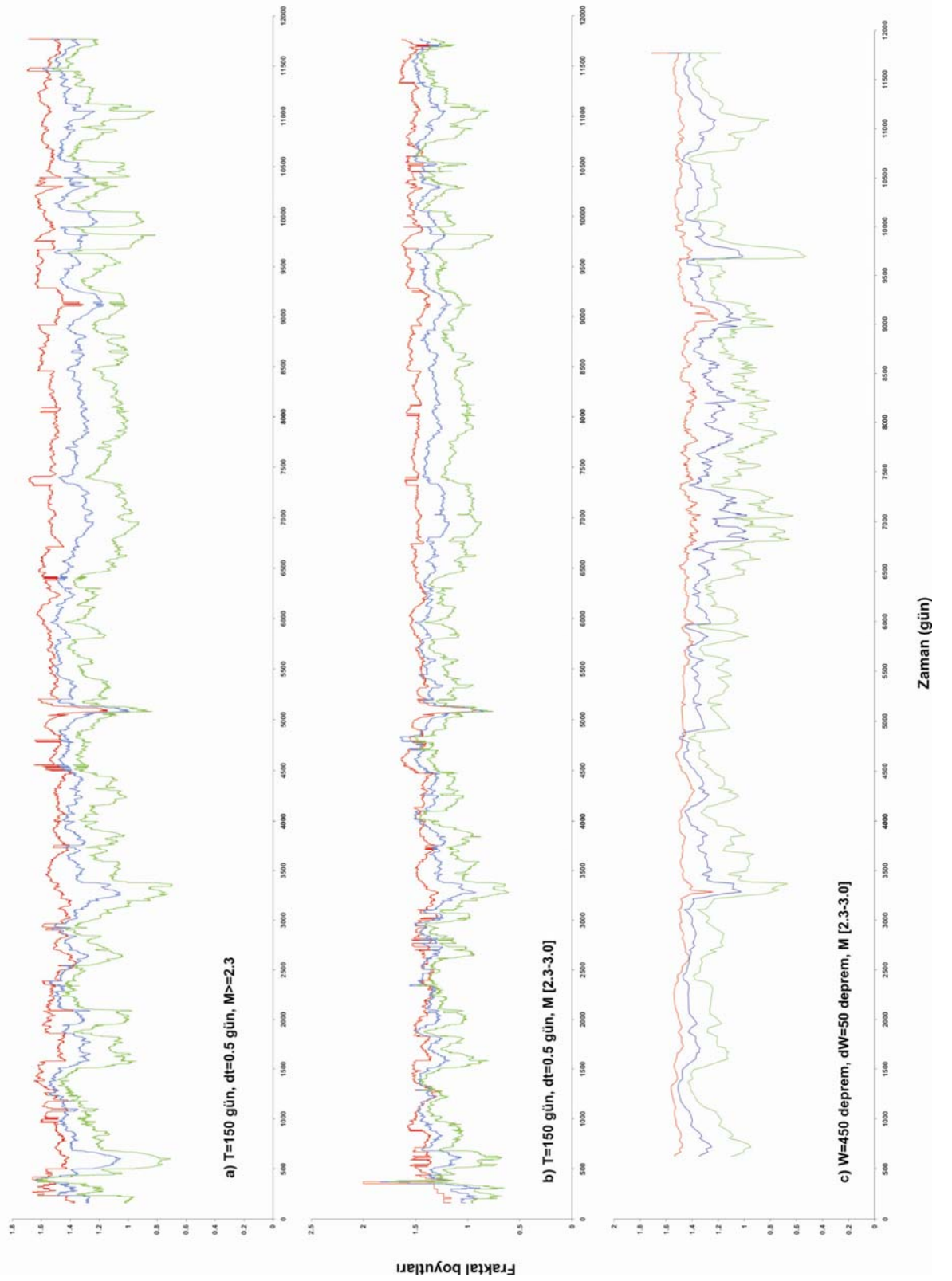
4.2. OLAY SAYISI PENCERESİ

Bir diğ er bakış açısı ile, özellikle bu çalışmadaki gibi geniş bölgelerde, tüm alanda oluşan etkinlik aynı zaman penceresi içerisine dahil edilmiş olur. Bu durumda, eğer belirli zaman aralıklarında belirli bölgelerde kümelenme oluyorsa fraktal boyutları azalır; aksi durumda tüm boyut değerleri artar. Ayrıca, bölgesel deprem etkinliğindeki değişimler nedeni ile zaman penceresi içerisinde kullanılan veri sayısı değişkendir ve sonuçlara olan etkisi dikkate alınmalıdır. Sözü edilen nedenlerden dolayı, bir önceki bölümde zaman penceresi ile yapılan hesaplamalar, olay sayısı penceresi kullanılarak tekrar edilmiştir. 2.3-3.0 arasında büyüklüğe sahip depremler ile zaman penceresi yöntemi kullanılarak yapılan hesaplamalarda, pencere içerisindeki ortalama deprem sayısı 444'tür. Bu nedenle olay sayısı penceresinin boyu 450 deprem olarak belirlenmiştir. Aynı zamanda grafiklerdeki sık salınımların etkisinden kurtulmak amacı ile kaydırma miktarı, 50 deprem olarak seçilmiştir.

Zaman ve olay sayısı pencereleri ile elde edilen sonuçlar karşılaştırıldığında fraktal boyutlarında aynı düzenin tekrarlandığı görülmüştür. Ayrıca, sistemin homojen özellik gösterdiği zaman aralıkları hemen hemen aynıdır (Şekil 4.5). Bu benzerlik, bölgesel depremselliğin davranışını büyük ölçüde olağan sismik etkinliğin (background seismicity) belirlediği şekilde yorumlanabilir ve elde edilen bulgular Scholz (1991) ve Rundle ve diğ. (2003) ile örtüşmektedir. Her parametre için zaman ve olay sayısı pencereleri ile elde edilen sonuçlar Tablo 4.2'de verilmiştir.

Tablo 4.2: Zaman ve olay sayısı pencereleri ile hesaplanan parametrelerin değişim aralıkları. (M: Deprem büyüklüğü, N: Toplam deprem sayısı, W: Pencere uzunluğu, dW: pencere kaydırma miktarı)

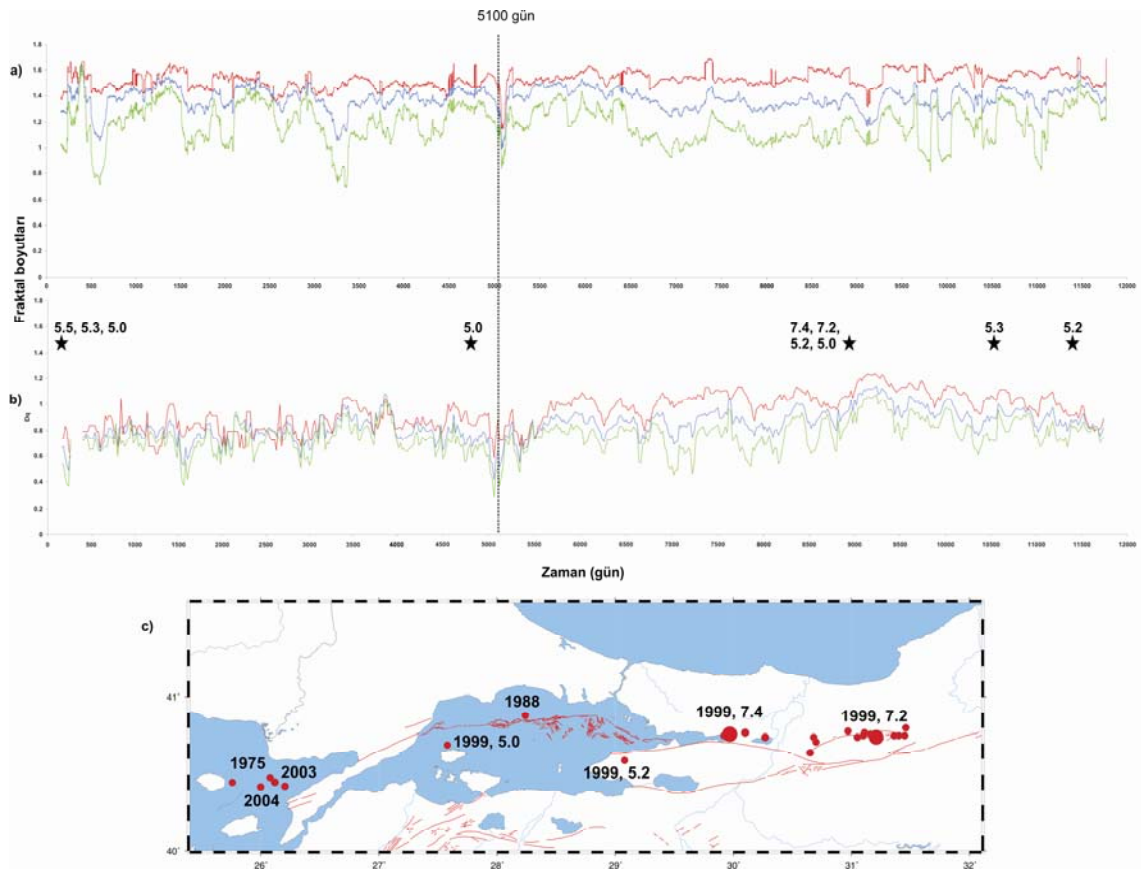
	<i>M</i>	<i>N</i>	<i>D0</i>	<i>D1</i>	<i>D2</i>	<i>b</i>
Zaman: W=150, dW=0.5	≥ 2.3	44134	1.13-1.66	0.90-1.65	0.69-1.64	0.58-2.04
Zaman: W=150, dW=0.5	3.0 - 2.3	34387	0.90-2.0	0.82-1.85	0.60-1.76	0.60-2.68
Olay sayısı: W=450, dW=50	3.0 - 2.3	34387	1.22-1.73	0.97-1.59	0.54-1.49	0.71-3.09



Şekil 4.5: Fraktal boyutunun zaman içerisindeki değişimi ve yöntemlerin karşılaştırılması; a) Pencere boyu 150 gün, kaydırma miktarı 0.5 gün, $M \geq 2.3$; b) Pencere boyu 150 gün, kaydırma miktarı 0.5 gün, $3.0 \geq M \geq 2.3$; c) Pencere boyu 450 deprem, kaydırma miktarı 50 deprem, $3.0 \geq M \geq 2.3$.

4.3. KAFZ KESİTİ

Fraktal sistemlerin ölçekten bağımsızlık özelliğinden de yararlanarak KAFZ boyunca alınan bir kesit için (Şekil 3.13) fraktal boyutları hesaplanmıştır (Şekil 4.6). Tüm sistemin davranışı ile (Şekil 4.6.a) KAFZ kesitinin davranışı (Şekil 4.6.b) arasındaki benzerlik dikkat çekicidir. KAFZ kesiti için hesaplanan fraktal boyutu genlikleri, sistem için hesaplanan değerlerden yaklaşık 0.4-0.5 kadar düşüktür.

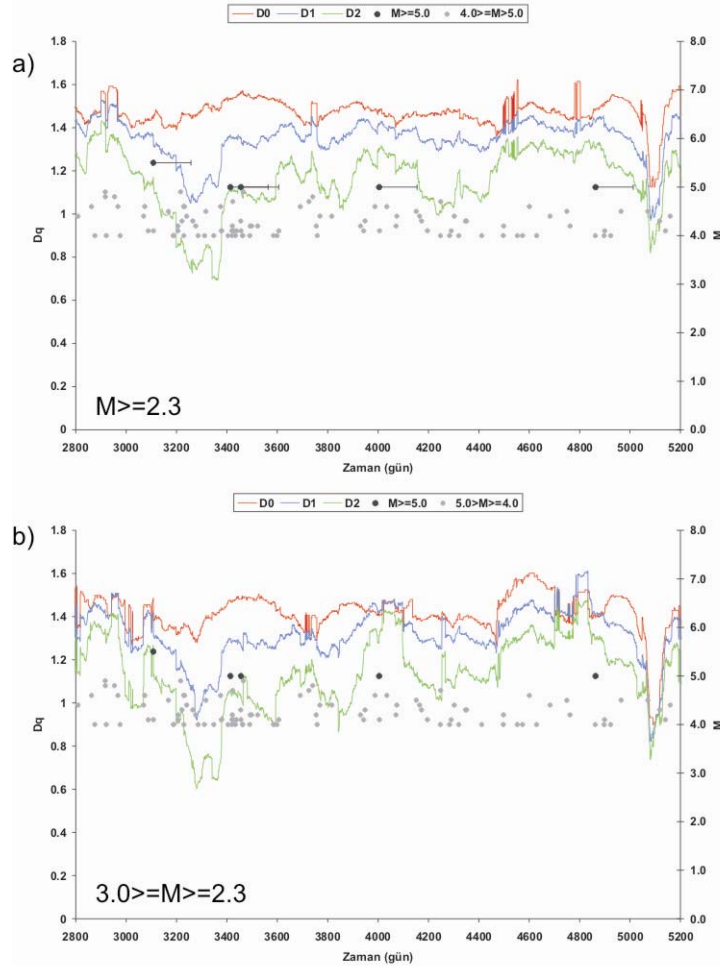


Şekil 4.6: KAFZ kesiti ve tüm alan için fraktal boyutları. a) $M \geq 2.3$ olan depremler ile tüm alan, b) $M \geq 2.3$ depremler ile KAFZ kesiti, c) KAFZ verisinde $M \geq 5.0$ depremlerin konumsal dağılımları, büyüklükleri ve oluş yılları. Yıldızlar KAFZ kesiti üzerinde oluşmuş $M \geq 5.0$ olan depremleri ve düşey kesikli çizgi ilk fazın bitimini göstermektedir.

Tüm inceleme alanı ile KAFZ kesiti arasındaki en büyük fark, I. faz sürecinde (0-5100 gün) KAFZ kesitindeki deprenselliğin genel olarak homojen dağılım göstermesidir. Bu süreç içerisinde alanda 4 adet büyük deprem ($M \geq 5.0$) oluşmuştur. Bu depremlerin de yine I.faz içerisindeki heterojen zaman dilimlerinde olduğu gözlenmiştir. Fraktal

dağılımda, II. faz süresince heterojen özellik artmaya başlamış ve sonucunda III. faz evresinde büyük depremler oluşmuştur.

Zaman ve olay sayısı penceresi ile değişik ölçekteki bölgeler için yapılan analiz sonuçları aynı tip değişimi göstermektedir. Bu durum, bölgesel depremselliğin fraktal özellik gösterdiğinin ve ölçekten bağımsız olduğunun ispatıdır. Şekil 4.7’de, bu çalışma tarafından fraktal boyutlarının izlediği önerilen düzenin büyütülmüş hali verilmiştir. Küçük depremler kullanılarak bulunan boyut değerlerinde fraktal boyutlarının (Şekil 4.7.b) birbirine yakın olduğu homojen dönemlerin daha belirgin olduğu göze çarpmaktadır.

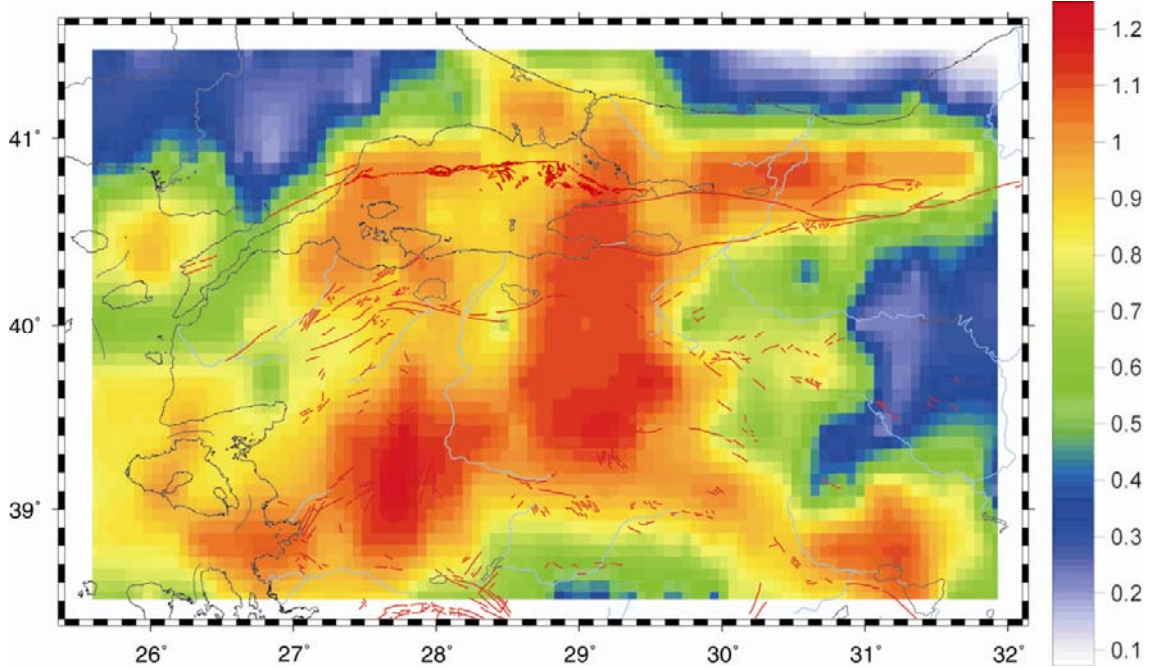


Şekil 4.7: a) $M \geq 2.3$ ve b) $3.0 \geq M \geq 2.3$ olan depremler kullanılarak hesaplanan fraktal boyutlarının zaman ortamında izlediği düzen. Siyah noktalar $M \geq 5.0$ ve gri noktalar $4.0 \geq M \geq 4.9$ olan depremleri göstermektedir. (a)'da büyük depremler üzerindeki yatay çizgiler, depremlerin içerisinde bulunduğu 150 günlük zaman penceresinin bittiği zamanı belirtir.

Bölgesel depremsellik belirli dönemlerde değişik şekillerde davranır ve her dönem içerisinde birbirine benzer fraktal dağılım gösterir. Sistemin heterojen dağılım gösterdiği dönemlerde kapasite boyutu hemen hemen aynı değerler arasında değişmeye devam ederken, bilgi ve korelasyon boyutunda azalmalar olmaktadır. Bu fraktal evreler sismik tehlikenin yüksek olduğu dönemlerdir. Ancak, zaman ortamında bulunan sonuçlardan, konumsal olarak yorumla gitmek güçtür.

4.4. KONUMSAL ANALİZ

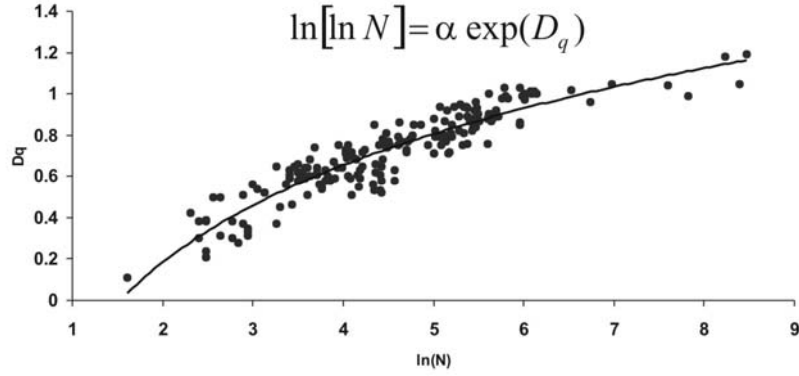
Fraktal boyutlarının konumsal olarak incelenmesi sonucunda, zaman ortamında belirlenen düzene benzer bir değişim araştırılmıştır. Her sismik evre içerisinde fraktal boyutları için çizdirilen kontur haritalarında, sismik tehlike açısından büyük depremler öncesi bir anomali bulunamamıştır. Diğer taraftan, fraktal boyutları deprem etkinliğinin yoğun olduğu yerlerde yüksek, az deprem oluşan yerlerde ise düşüktür (Şekil 4.8).



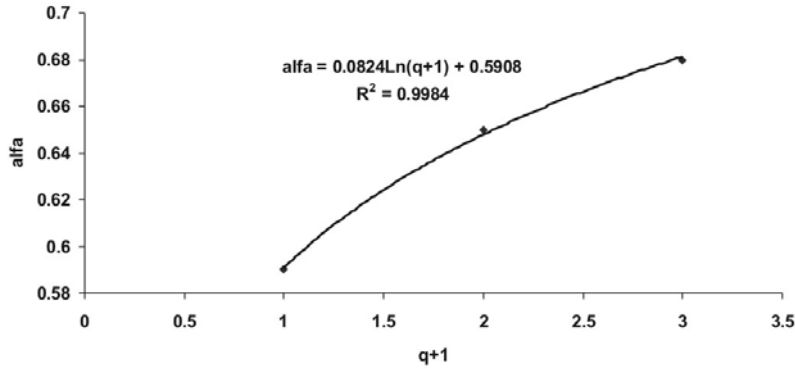
Şekil 4.8: Kapasite boyutunun konumsal değişimi. Fay verisi Şaroğlu ve diğ. (1987), Barka (1992) ve Le Pichon ve diğ. (2001)'den alınmıştır.

Tüm fraktal boyutları ile hesaplarda kullanılan deprem adedi arasındaki ilişki $\ln[\ln(N)] = \alpha \exp(D_q)$ (± 0.11) olarak bulunmuştur (Şekil 4.9). Oran katsayısı olan α , moment derecesi $q=0,1$ ve 2 için sırası ile 0.59 , 0.67 ve 0.68 değerlerini alır ve her iki

değişken arasındaki ilişki $\alpha=0.0824\ln(q+1)+0.5908$ şeklindedir (Şekil 4.10). Zaman ortamında elde edilen sonuçların tersine, fraktal boyutlarının en büyük değeri 1.22'dir ve sistemin tahmin edilebilirliği konumsal açıdan daha olasıdır.



Şekil 4.9: Deprem adedi ve fraktal boyutu arasındaki ilişki.



Şekil 4.10: Moment derecesi (q) ile oran katsayısı (α) arasındaki ilişki.

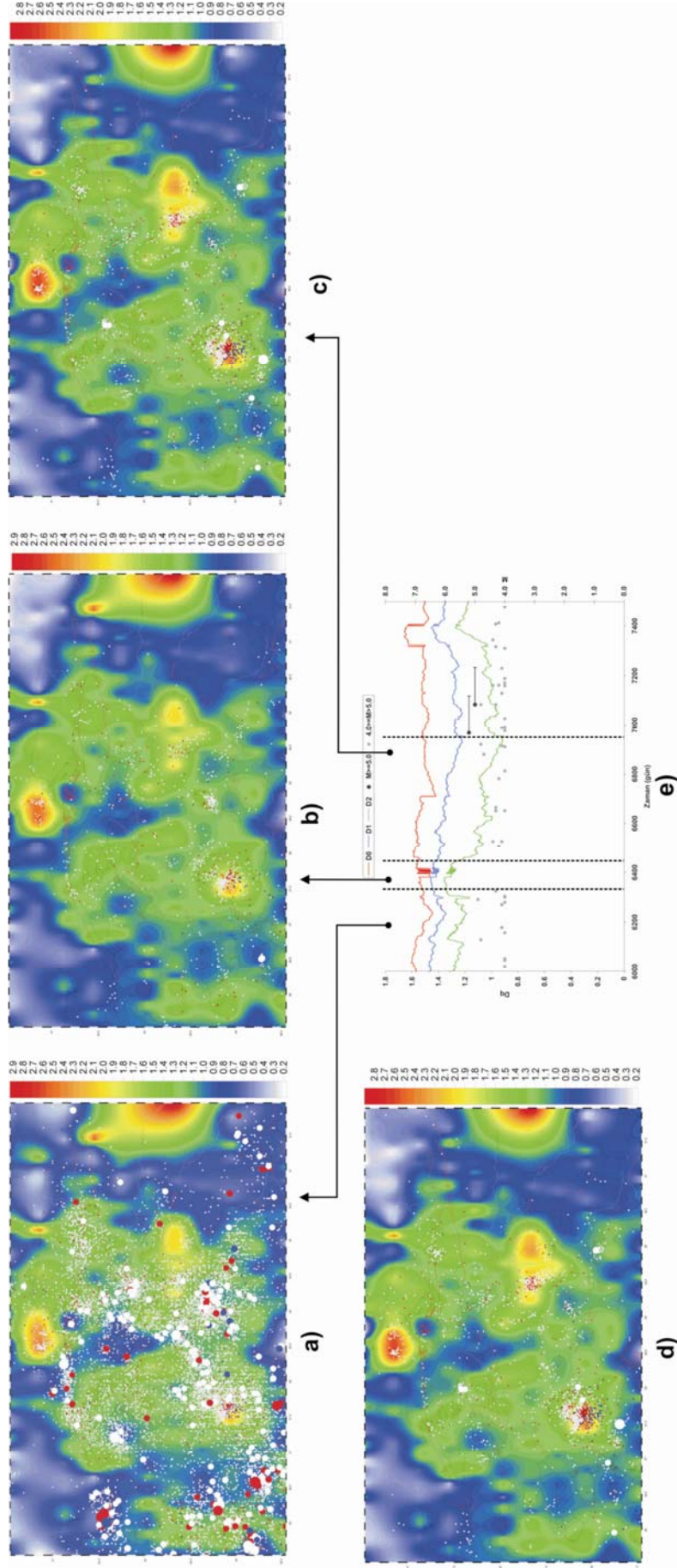
Fraktal boyutları, deprem adedine olan bağımlılıkları nedeni ile herhangi bir konumda kabaca tahmin edilebilir. Bu nedenle konumsal analiz sırasında dikkate alınmamıştır.

Zaman ortamında fraktal dağılımın homojen olduğu süreçler içerisinde b-değerinin konumsal değişimi incelendiğinde, büyük depremlerin sistemin b-değerini aşan alanlarda olduğu gözlenmiştir. Aşağıda 28 Ocak 1994, Manisa (M=5.2) ve 17 Ağustos 1999, Gölcük (M=7.4) depremleri için yapılan analiz sonucu elde edilen bulgular anlatılmaktadır:

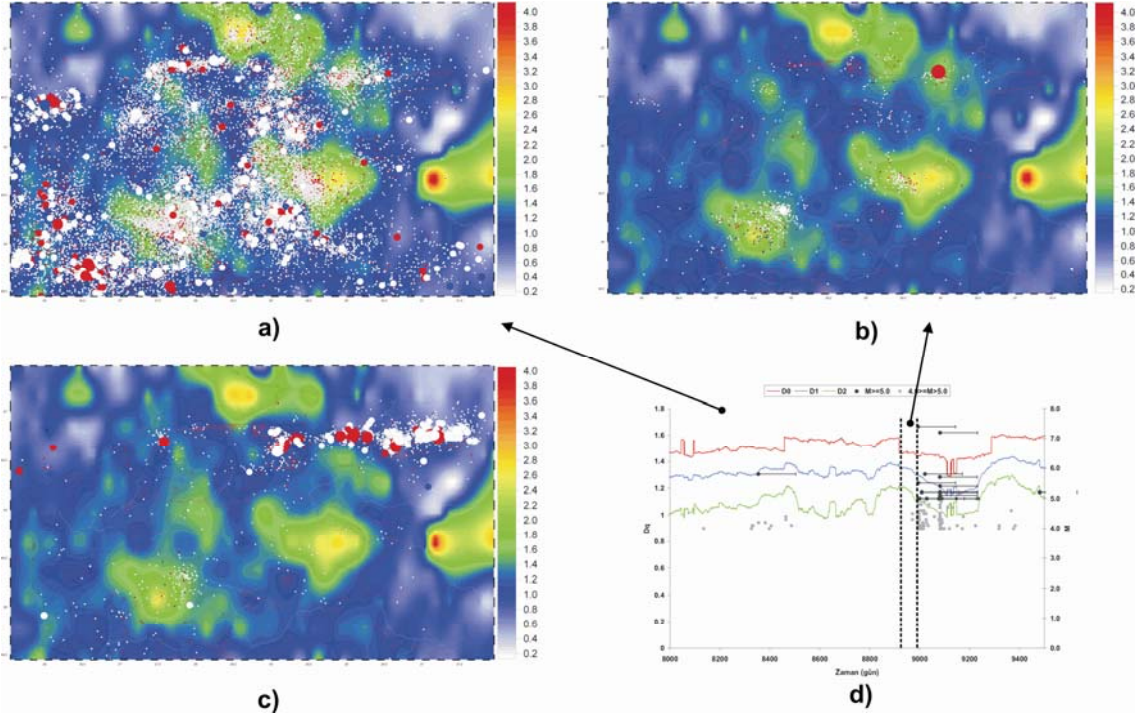
28 Ocak 1994 depremi öncesinde, yaklaşık olarak 6300. günden itibaren sistem homojen durumdadır. Homojen özellik hemen hemen 6639. güne kadar devam etmiş ve bu zamandan sonra heterojen özellik göstermeye başlamıştır (Şekil 4.11.e). Şekil 4.11.a'da, 1975 yılından homojen sürece kadar olan deprem dağılımı ve bu veri kümesi ile hesaplanmış b-değeri kontur haritası gösterilmektedir. Homojen sürecin bitimine kadar olan etkinlik ile hesaplanmış sonuçlar ise Şekil 4.11.b'de verilmiştir. Şekil 4.11.c'de ise, deprem etkinliği 1994 depremine kadar olan süreç içerisindeki etkinliktir; ancak gösterilen b-değeri hesaplarında bu depremler kullanılmamış, gelecekteki etkinliği göstermesi amacı ile çizdirilmiştir. Şekil 4.11.d'de ise 1994 deprem etkinliği de hesaplara dahil edilerek bulunan sonuçlar gösterilmiştir. Bu dönem içerisindeki büyük depremlerin tümünün sistemin b-değerini aşan değerlere sahip sınır zonlarında olduğu gözlenmiştir.

Öneriyi sınamak için aynı işlemler 17 Ağustos 1999 depremi için tekrar edilmiş ve elde edilen sonuçlar Şekil 4.12'de verilmiştir. 17 Ağustos depremi, tamamen kararsız bir evre olan III. faz içerisinde oluşmuştur. Şekil 4.12.a'da 1975 yılından 8848 güne kadar olan süreç içerisindeki deprem etkinliği ve bu veri ile hesaplanmış b-değeri kontur haritası gösterilmiştir. 8848 gün civarında fraktal boyutlarındaki anomaliye kadar hesaplanan b-değerleri için çizdirilen harita ise Şekil 4.12.b'de verilmiştir. Bu şekilde konumsal dağılımı verilen depremler b-değeri hesaplamalarına dahil edilmemiştir. 1994 depreminde olduğu gibi, büyük depremlerin b-değeri sınır zonlarında olduğu görülmüştür. Şekil 4.12.c'de ise 17 Ağustos 1999 deprem etkinliği de dahil olmak üzere 9217. güne kadar olan depremler kullanılarak çizdirilmiş olan kontur bulunmaktadır.

Elde edilen bulgular, sistemin sadece zaman ortamında değil, konumsal olarak da belirli bir düzenle hareket ettiğini göstermektedir. Ayrıca zaman ortamında herhangi bir ölçekteki sistem davranışı, depremselliğin konumsal özellikleri tarafından belirlenir. Bu önerinin tersini söylemek de mümkündür. Deprem tehlikesi, sistemin heterojen dağılım özellikleri gösterdiği yerlerde ve zaman aralıklarında en yüksek seviyededir. Zaman ortamında heterojen dağılımın en iyi belirtisi fraktal boyutları, konumsal olarak ise b-değeridir.



Şekil 4.11: 28 Ocak 1994 (M=5.2) depremi için b-değeri kontur haritaları (Ozer ve diğ., 2007'den değiştirilerek alınmıştır). a) 1975 yılından itibaren homojen noktanın oluştuğu ilk 6343 günlük deprem etkinliği, b) 6343-6639 gün arası (fraktal boyutlarında anomali), c) 6343-6968 gün arası (deprem etkinliği hesaplarına dahil edilmemiştir), d) 6343-6968 gün arası (depremler hesaplarına dahil edilmiştir), e) süreç içinde fraktal boyut değişimi.



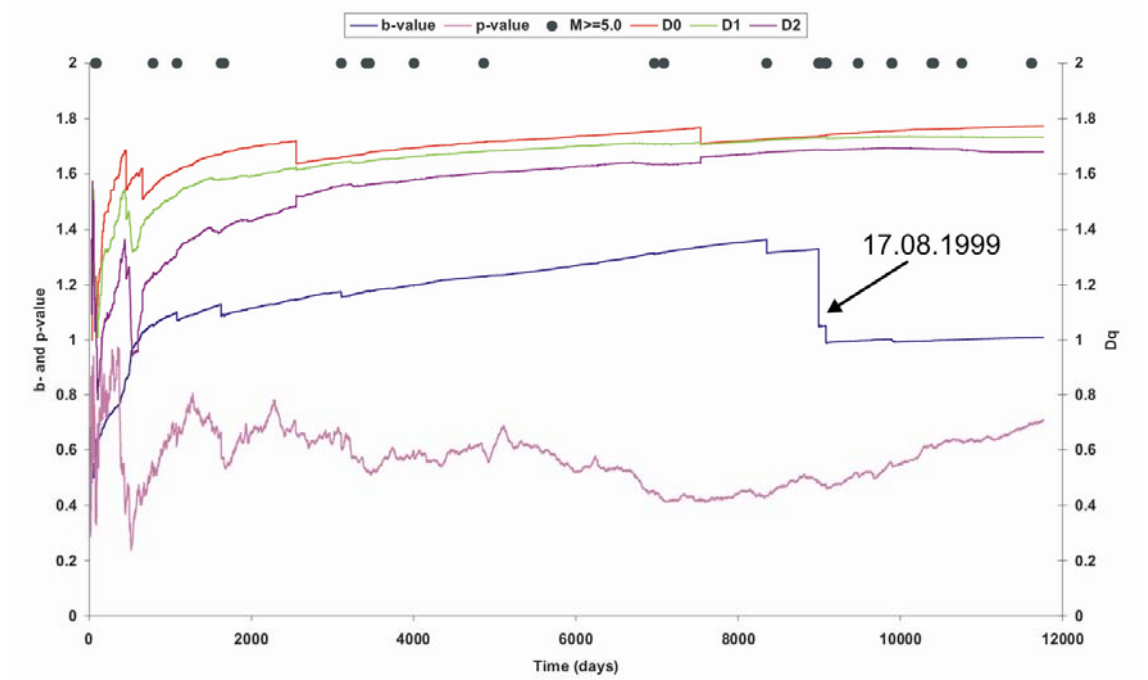
Şekil 4.12: 17 Ağustos 1999 (M=7.4) depremi için b-değeri kontur haritası (Özer ve diğ., 2007'den değiştirilerek alınmıştır); a) 1975 yılından itibaren 8848. güne kadar olan deprem etkinliği ve b-değeri haritası, b) 8848-8994 arası etkinlik ve b-değeri (depremler hesaplamalara katılmamıştır), c) 8994-9217 arası deprem etkinliği ve b-değeri (1999 depremleri hesaplamalara katılarak), d) fraktal boyutu değişimi.

Gerek zamansal gerekse konumsal olarak b-değeri ile fraktal boyutu arasındaki ilişki değişkendir. Büyük depremlerin henüz oluşmadığı bölgelerde b-değeri daha yüksektir. Fraktal boyutları ise deprem adedi ile doğru orantılıdır. İnceleme bölgesindeki etkinlik artıyorsa, büyük deprem olsun veya olmasın fraktal boyutları yükselir. Bu durumda her iki değişken birbirleri ile doğru orantılı olur. Ancak bu varsayım sadece inceleme bölgesi için geçerlidir. Genel bir yargıya varmak açısından, olağan deprem etkinliğinin kümelendiği bölgelerde fraktal boyutlarının daha düşük olacağı söylenebilir. Küçük depremlerin olduğu alanlarda b-değeri de yüksek olacağı için, her iki değişken ters orantılı olur.

Yüksek b-değeri, artan gerilme kuvvetine işaret eder. Normal gerilme birikimi olan bölgeler ile yüksek gerilme birikimi olan bölgeler arasındaki sınırlar sismik tehlikenin en fazla olduğu yerlerdir. Büyük depremlerin oluşumu ile birlikte, deprem etkinliği artar ve fraktal boyutları yükselmeye, b-değeri ise düşmeye başlar.

4.5. BİRİKİMLİ HESAP YÖNTEMİ

Sistemin zaman içerisindeki evriminin izlenmesi amacı ile birikimli hesap yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntemde, gözlem süresinin başından, hesap yapılan zaman aralığının sonuna kadar oluşmuş tüm depremler ile parametreler hesaplanmıştır. Sonuçlar Şekil 4.13'te verilmektedir.



Şekil 4.13: Birikimli hesap yöntemi ile hesaplanmış depremsellik parametreleri (Özer ve diğ., 2007'den değiştirilerek alınmıştır). Siyah noktalar $M \geq 5.0$ depremleri gösterir.

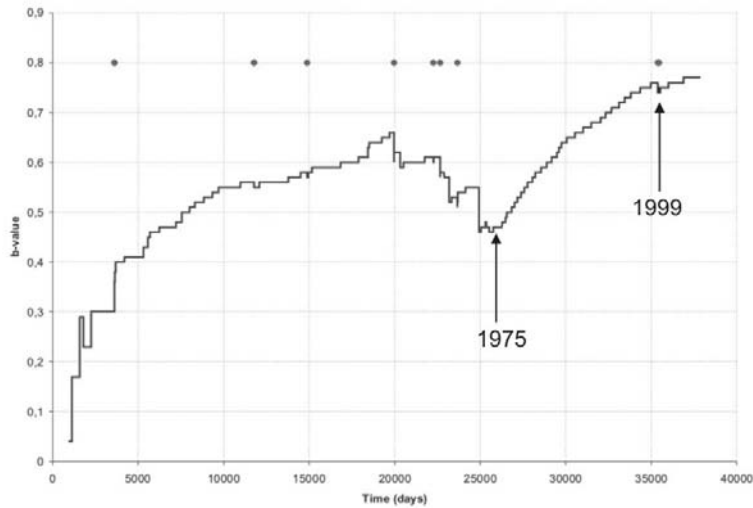
Birikimli hesap yöntemi, inceleme süresinin başlangıcında veri sayısının düşük olması nedeni ile çok fazla salınım göstermektedir ve hata miktarı daha yüksektir (± 0.6). Ayrıca, hesaplarda başlangıçtan itibaren olan tüm veri kullanıldığı için özellikle büyük depremlerin yarattığı anomaliler, daha sonraki bütün hesap sonuçlarını etkiler ve sistemin hafızasının çok uzun olduğu kabul edilir.

Fraktal boyutları açısından, sistemin 1.8 değerine yaklaştığı dönemlerde, kapasite boyutunda düşüş ve korelasyon boyutunda artış olduğu görülmektedir. Bu nedenle tüm sistem için fraktal boyutu limit değerinin 1.8 olduğu düşünülebilir. Ancak ani

değişimlerin olduğu zaman aralıkları, bu çalışmada önerilen sismik davranış evrelerinin zamanları ile uyuşmamaktadır.

Depremlerin zaman ile azalım oranı olan p-değeri I. faz süresince salınımlar göstermektedir. Salınımların genliklerinin giderek sönümlenmesinin nedeni, birikimli veri kullanılmasıdır. Bu nokta göz önünde bulundurularak, p-değerinin, yaklaşık olarak I.faz süresince 0.6 civarında olduğu, II. faz içerisinde ise düşmeye başladığı görülmektedir. Sönüm oranının azalması deprem etkinliğinin arttığı anlamına gelir. Bu süreç içerisinde, b-değeri ise sürekli şekilde artmaya devam etmiştir. II. fazın sonuna kadar olan süreçte bölgede büyük deprem oluşmamıştır. III.fazda ise büyük depremler oluşmasına karşın p-değeri yükselmeye başlamış ve 0.7 değerine kadar yükselmiştir.

Özer ve Ceylan (2006) tarafından, sadece Marmara Denizi ve civarında (40.0° - 41.5° K, 25.5° - 32.0° D koordinatları arasında kalan bölge), 1900-Haziran 2006 arasında oluşmuş, $M \geq 2.0$ olan depremler için aynı hesaplar yapılmış ve bu çalışmada önerilen evrelere çok benzer süreçler görülmüştür (Şekil 4.14). Deprem verisinin başlangıç kısımlarında sadece büyük depremler bulunduğu ve birikimli hesap yönteminde anomaliler tüm veriden etkilenmektedir. Tüm aletsel dönem verileri ile elde edilen sonuçlar, bu çalışmanın sonuçları ile daha tutarlıdır.



Şekil 4.14: 1900-Haziran 2006 arasında Marmara Denizi ve civarında oluşmuş, $M \geq 2.0$ olan depremler kullanılarak, birikimli hesap yöntemi ile bulunmuş b-değeri. Siyah noktalar $M \geq 6.0$ olan depremleri göstermektedir. Özer ve Ceylan (2006)'dan değiştirilerek alınmıştır. Yatay eksen gün olarak zamanı, Düşey eksen b-değerini gösterir.

Zaman ve olay sayısı pencerelerinden elde edilen bulgular karşılaştırıldığında benzer sonuçların her ölçekte görüldüğü gösterilmiştir. Şekil 4.14'te b-değerinin zaman ile değişimi incelendiğinde, bu çalışmada incelenen veri ile benzer şekilde önce artış ve ardından kademeli olarak düşüş olduğu görülmektedir. Bu sonuca göre, hangi ölçekte olursa olsun, bölge daha önce de belirtilen süreçlerden geçmiştir. Ayrıca, verinin homojen olmadığı dönemlerde birikimli hesap yöntemi ile analiz yoluna gitmek kullanışlı bir yöntemdir.

Diğer taraftan, inceleme bölgesinde 1975'ten sonra oluşmuş $M \geq 4.0$ olan depremler ile yapılan analiz sonucu, Şekil 4.13'e benzer bir değişim görülmüş ancak sismik evreler belirlenememiştir.

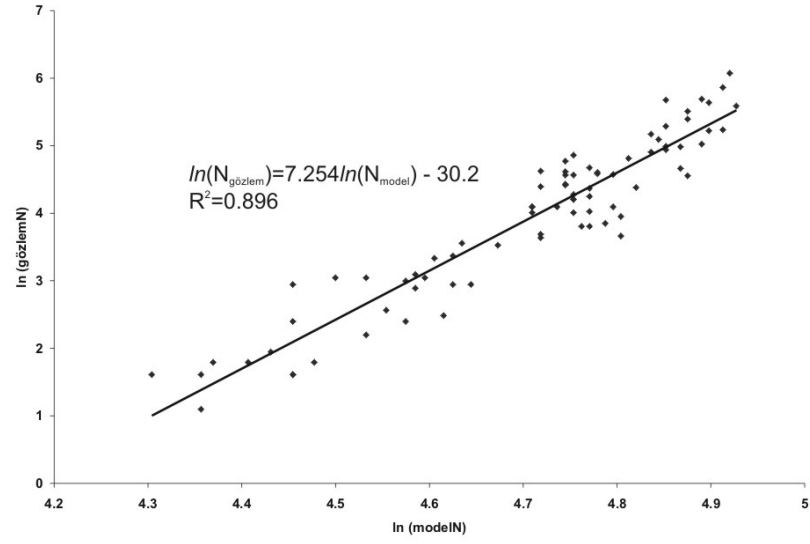
4.6. GERİLME AKTARIMI MODELİ

Tek bir fay üzerinde olağan deprem etkinliğinin oluşumunda gerilme aktarımının etkisini incelemek amacı fraktal analize ve olasılık hesaplamalarına dayanan model KAFZ üzerinde uygulanmıştır. Model ile üretilen verinin konumsal değişimi, $3.0 \geq M \geq 2.3$ büyüklüğündeki gözlemsel veri ile uyum içindedir (Şekil 4.15). Her iki veri kümesi arasında, N_g gözlemsel veri, N_m model verisi olmak üzere $\ln(N_g) = 7.254 \ln(N_m) - 30.2$ ($R^2 = 0.896$) ilişkisi bulunmuştur. Model tarafından üretilen verinin tüm sisteme ölçeklenmesi işlemi için bu ilişkiden faydalanılmıştır. Ölçeklenmiş (normalize edilmiş) model verisi ile gözlemsel deprem verisinin karşılaştırması Şekil 4.16'da verilmiştir.

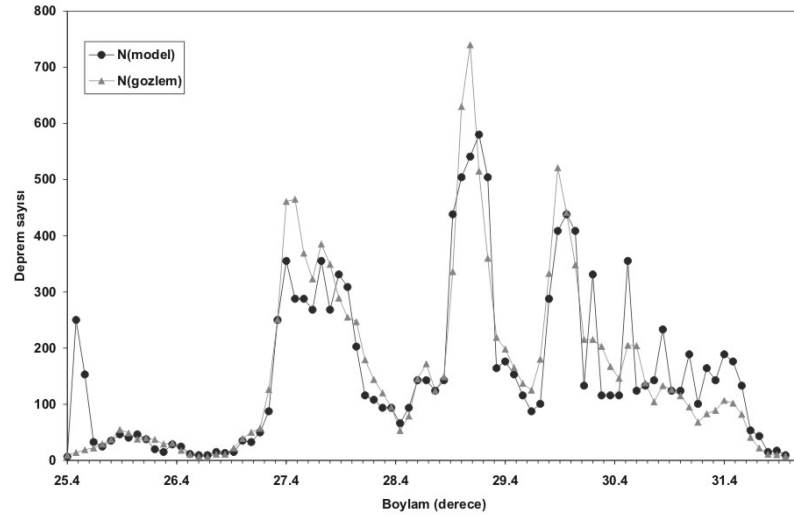
Kullanılan modelde, KAF zonunun inceleme alanı içerisinde kalan kısmının tek bir faydan oluştuğu varsayılmıştır. Fay üzerinde 0.08 derecelik parçalar üzerinde olasılığa ve fraktal analize dayanan algoritma ile küçük depremlerin oluşumu modellenmeye çalışılmıştır. Levha hareketi nedeni ile doğrusal gerilme birikimi oluştuğu ve deprem oluşan her parçadaki gerilmenin komşu parçalara aktarıldığı kabul edilmiştir. Model, konumsal olarak bir boyutludur.

Gerçekte ise KAFZ daha karmaşık bir yapıdadır. Ayrıca, her fay parçası üzerinde birim zamanda tek bir deprem oluşmaz ve deprem oluşumu modelde uygulandığı şeklienden daha fazla parametreye bağlıdır. Buna rağmen, ölçeklenmiş model verisi, gözlemsel veri

ile büyük oranda uyum içerisindedir. Ancak 25.5° ve 31.4° boylamları civarında modelin ürettiği deprem adedi gözlemsel veriden daha fazladır. Gerçek deprem etkinliğinin çok yoğun gözlemlendiği bölgelerde ise model ile tahmin edilen deprem adedi daha azdır.



Şekil 4.15: Gözlemsel ve model tarafından üretilen deprem sayıları arasındaki ilişki.



Şekil 4.16: Gözlemsel veri ile ölçeklenmiş model verisinin karşılaştırılması.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

İstatistiksel sismoloji üzerine yapılan araştırmaların birçoğunda tüm dünya deprenselliği için $b=1.0$ değeri normal değer kabul edilir (Aki, 1981; Frohlich ve Davis, 1993; Turcotte, 1997). İnceleme bölgesi için b -değer 1.01 ± 0.01 olarak bulunmuştur ve daha önceki çalışmalar ile uyumludur.

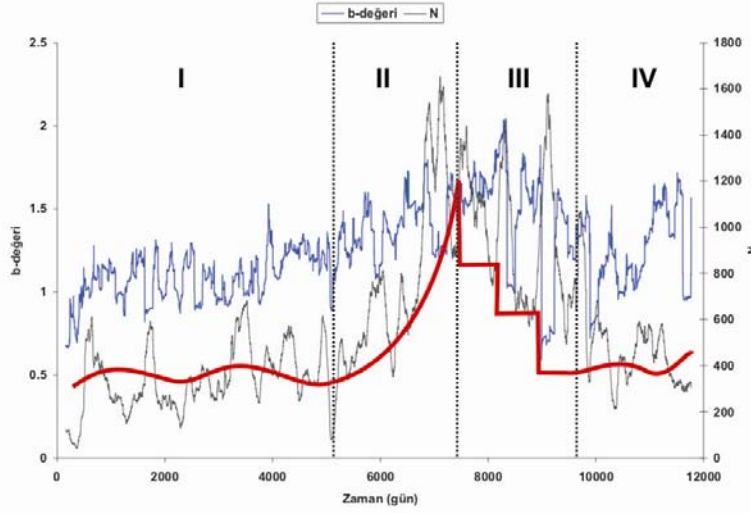
Gözlem süresinin tamamı için sistemin genel fraktal boyutu $D=D_0=1.78 (\pm 0.02)$ olarak bulunmuştur ve bu değer üst limit olan 2.0 değerine oldukça yakındır. Bu durum bölgenin neredeyse tam kaotik davranış sergilediğini ve tahmin edilemeyeceğini gösterir. Hemen hemen tüm alan deprem üretme kapasitesine sahip faylarla kaplıdır. Fraktal boyutlarının yüksek olması, deprem etkinliğinin ileride de büyük bir olasılık ile yoğun şekilde devam edeceğini ve fayların tüm bölgeyi kaplama eğiliminde olduğunu göstermektedir.

5.1. ZAMAN ORTAMINDA ANALİZ

Zaman ortamında elde edilen parametreler incelendiğinde, bölgenin sismik davranış açısından 3 büyük evre geçirdiği söylenebilir (Şekil 5.1). I. evrede, b -değer salınımlar yaparak sistemin ortalama değerine yakın şekilde değişmektedir. II. evrede büyük deprem etkinliğinde sıradışı bir artış olmamakla birlikte, olağan sismik etkinlik artmaya başlamış ve bu durum b -değerinde de artışa neden olmuştur. III. evre ise en kararsız süreçtir. Bu evrede büyük depremler oluşmaya başlamış ve bu nedenle b -değer kademeli olarak azalmıştır.

Bölgesel deprem etkinliğinin günümüzdeki davranışı, birinci evrede sergilediği davranışa çok benzerdir. Belirli dönemlerde, deprem etkinliğinin normal seyrinden daha fazla gözlendiği düşünöldüğünde, ileride de aynı fazların tekrar yaşanacağı önerilmektedir. Bu varsayıma dayanarak ve uzun zaman ölçeğinde değişimleri

periyodik kabul ederek, günümüzdeki hali ile Marmara Bölgesi'nin normal sismik etkinlik evresinde olduğu söylenebilir.

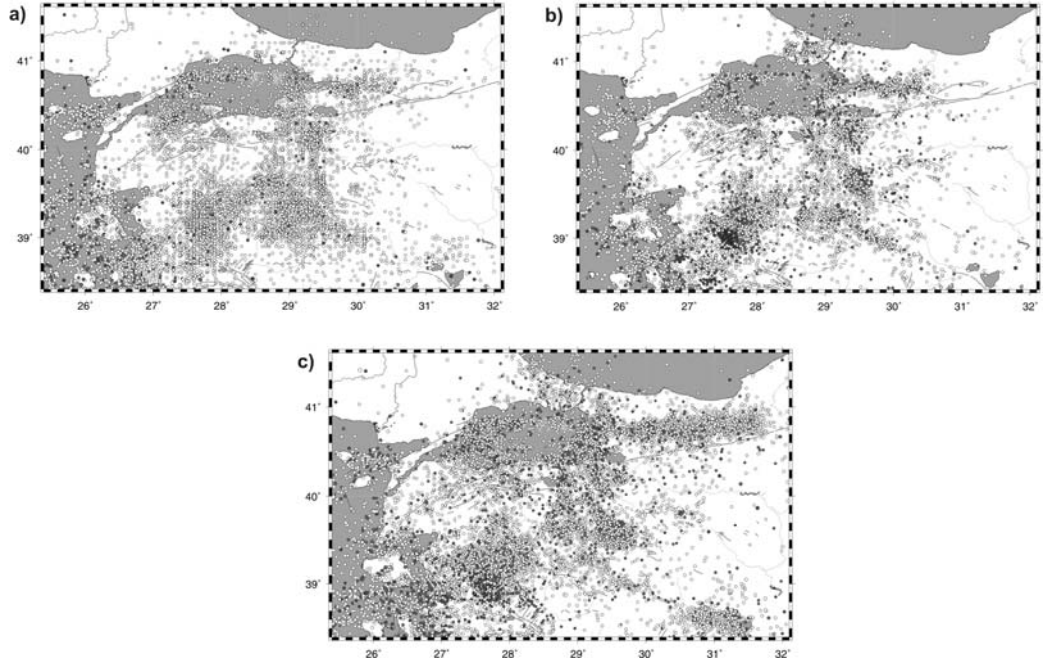


Şekil 5.1: İnceleme bölgesi için önerilen sismik davranış evreleri (kırmızı çizgi) ile birlikte b-değeri (sol düşey eksen) ve her hesap döneminde kullanılan deprem adedi (sağ düşey eksen).

Bu çalışmada normal sismik evre olarak nitelendirilen I. faz içerisinde (0-5120 gün), b-değerinin 0.65-1.53 arasında değiştiği gözlemlenmiştir. Bu aralık, Singh ve diğ. (2008)'in belirttiği 0.5-1.5 aralığı ile uyumludur. Zaman içerisinde b-değerinin, tüm sistem için hesaplanmış olan $b=1.01$ değerinden sapmasının nedeni olarak malzemenin heterojenitesindeki (Mogi, 1962) veya gerilme kuvvetindeki artışı göstermek mümkündür (Wyss, 1973; Scholz, 1968). Kabuk yapısındaki heterojenitenin artması b-değerinin artmasına, gerilme kuvvetindeki artış ise b-değerinin düşmesine neden olur.

Birinci dönem yaklaşık olarak 1975-1988 yılları arasını kapsamaktadır. Bu dönem içerisindeki deprem etkinliği incelendiğinde, hemen hemen tüm alanda depremlerin yayılmış olduğu görülür (Şekil 5.2). Sözü edilen dönemdeki kapasite boyutu değerinin de yaklaşık olarak 1.4-1.7 aralığında değişmesi bu gözlemi doğrular niteliktedir. Belirli bir alanda etkinliğin toplanmaması, konumsal olarak yoruma gidilmesini engellediği için, b-değerindeki salınımların nedeninin kabuk yapısındaki heterojenite olma olasılığını azaltmaktadır. Ayrıca, salınımların kaynağının heterojenite olduğu varsayılrsa dahi, bu durum, jeolojik olarak çok kısa bir zaman içerisinde kabuk yapısında önemli değişiklikler olduğu anlamına gelir ki; mevcut bilgilerimize göre bu hızda bir tektonik

evrim süreci mümkün değildir. Diğer taraftan, levha hareketleri sonucu bölgesel gerilme kuvvetinde değişim olması beklenen bir durumdur. Gerilme birikimi sonucunda, biriken kuvvet miktarına ve fayın yapısal özelliklerine bağlı olarak değişik büyüklüklerde depremler oluşur ve b-değeri zaman içerisinde değişim gösterir. Bu nedenle, Kuzeybatı Türkiye depremselliği için zaman ortamında elde edilen bulgulara göre, Wyss (1973) ve Scholz (1968)'un önerisi daha uygulanabilir gözükmektedir. Aynı yorum, b-değeri genlikleri farklı olmasına rağmen diğer fazlardaki salınımlar için de getirilebilir.



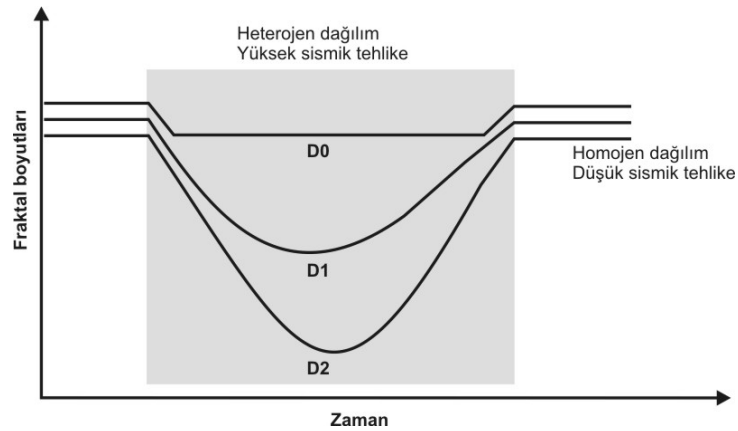
Şekil 5.2: a) 1975-1988 (0-5120 gün), b) 1989-1994 (5120-7200 gün), ve c) 1995-2003 (7200-10300 gün) yılları arasında oluşmuş depremlerin konumsal dağılımları.

Şekil 5.2'de gösterilen tüm sismik evrelerde, periyodik olmayan ve genlikleri değişken fraktal boyutu değişimleri belirlenmiştir. Fraktal boyutları belirli dönemlerde birbirine yaklaşma eğilimindedir. Bu süreçlerde küçük ($M=2.3-3.0$) ve orta büyüklükte ($M=3.1-4.9$) depremler devam ederken büyük depremler ($M \geq 5.0$) oluşmamaktadır. Benzer değişimler, sadece Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yapılan analizlerde de görülmektedir.

Bu çalışmada, inceleme bölgesi depremselliğinin tüm sismik evreler içerisinde belli bir fraktal düzen izlediği önerilmektedir. Depremselliğin salınımlar yaparak değişik fraktal dağılım özellikleri göstermesi sistemin sürekli kritik gerilme birikimi seviyesinde

kararsızlık içerisinde olduğu şeklinde yorumlanabilir. Bu açıdan ele alındığında çalışmada elde edilen bulgular Scholz (1991) ve Rundle ve diğ. (2003) ile uyumludur. Bu kabule göre, büyük depremlerin oluşumu ile sistemde biriken gerilme kuvvetinde azalma olur. Sistem tekrar kritik seviyeye ulaşmaya kadar büyük depremler gözlenmez. Bu dönemlerde fraktal dağılım homojen özellik gösterir ve olağan deprem etkinliği devam eder. Ardından, biriken gerilme kuvvetinin kabuk mukavemetini aşması ile deprem etkinliği ve deprem büyüklükleri artmaya başlar. Yeniden gerilme azalmasına neden olan bu evre sırasında ise bilgi ve korelasyon boyutlarında ani düşmeler görülür (Şekil 5.3). Ayrıca, sistemin bu kadar hızlı bir şekilde, eşik değerini aşacak kadar gerilme biriktirmesi ise, Smalley (1987) ve Turcotte (1997)'nin önerileri doğrultusunda, oluşan her deprem ile gerilmenin fay parçaları arasında aktarıldığı şeklinde yorumlanabilir.

Sukmono ve diğ. (1997) ve Lu ve diğ. (2005) de büyük depremlerden önce fraktal boyutunda düşme olduğunu belirtmektedir. Bu çalışmada D_1 ve D_2 boyutları için elde edilen bulgular araştırmacıların sonuçları ile tutarlıdır. Ancak D_0 değerleri aynı davranışı göstermemektedir. Zaman veya olay sayısı penceresi veri üzerinde gezdirilirken, eğer üzerinde deprem olmayan yeni bir alanda depremler oluşmaya başlamışsa D_0 artar, aynı alanlarda depremler olmaya devam ediyorsa hemen hemen sabit kalır ve depremler bir alanda toplanmaya başlıyorsa veya deprem etkinliği düşük seviyedeysse diğer boyutlarla beraber düşer.



Şekil 5.3: Fraktal boyutlarının zaman içerisindeki değişimlerinin şematik gösterimi.

Kaos teorisine göre, kaotik ve tamamen rastgele gibi görünen dinamik sistemler, dinamik davranışın evrimi sırasında belirli tip özellikleri herhangi bir ölçekte taşıyor olabilirler. Depremsellik için de benzer bir yaklaşım söz konusudur. Her tektonik sistem daha büyük ölçekteki bir sistemin parçasıdır. Büyük ölçekteki sistemin davranışı küçük ölçekteki bütün alt sistemlerin davranışını etkiler. Diğer taraftan büyük ölçekteki sistemler, alt sistemlerin birleşmesi sonucu oluşur ve tüm sistemin davranışı aslında daha küçük ölçekli sistemlerin özelliklerinin birleşimidir. İnceleme bölgesinde fraktal boyutlarının benzer özellikler göstermesi (Şekil 4.4, 4.5 ve 4.6) ve herhangi bir ölçekteki bir alt sistemin davranışının daha büyük ölçekteki sistemde etkili olmasının nedeni budur. Aynı zamanda, değişik ölçeklerde depremselliğin benzer özellikler göstermesi, sistemin ölçekten bağımsızlığının ispatıdır. Bu nedenle, özellikle ölçek problemi üzerine yoğunlaşan araştırmalarda her zaman için sonuçların karşılaştırılarak kullanılması ve değerlendirilmesi gereklidir.

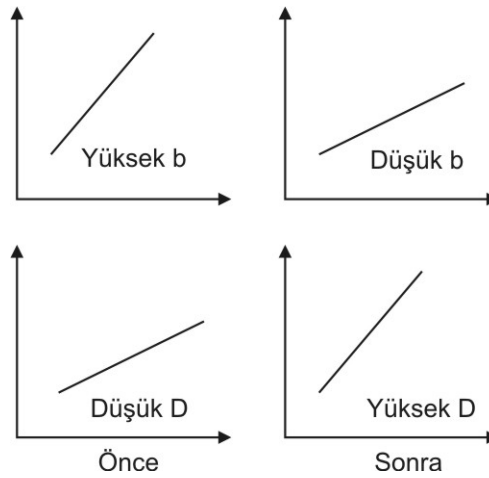
Ayrıca, genel olarak bütün gözlem süresi boyunca fraktal boyutu değerleri yüksek sismik tehlikeye işaret etmektedir. Deprem olasılığının düşük olduğu homojen evrelerin süreleri ise heterojen dağılım evrelerine kıyasla kısadır. Her ne kadar yüksek depremsellik özelliklerine sahip bölgeler için bu sonuç normal olsa da, depremlerin önceden belirlenmesi alanında verimli şekilde kullanılamaz (Ben-Zion, *kişisel görüşme*). Diğer taraftan, sözü edilen düzenin grafiğinin kendisi de bir fraktaldır. Zaman ortamında daha küçük ölçeklerde de Şekil 5.3'te gösterilen değişim görülmektedir. Bu nedenle, fraktal yöntemlerle modelleneniler ise ilerisi için sismik tehlikenin arttığı zaman aralıkları belirlenebilir.

Özer ve Ceylan (2006) tarafından Marmara Denizi civarında 1900-Haziran 2006 arasında oluşmuş depremler ($M \geq 2.0$) ile birikimli hesap yöntemi kullanarak belirlenen b-değeri değişimleri, yukarıda sözü edilen düzene çok benzerdir. Bu durum, sistemin daha önce de bu evrelerden geçtiğini gösterir. Birikimli hesap yönteminin zayıf olduğu yönler başlangıçta hata miktarının çok olması ve zaman içerisinde veri sayısı arttıkça anomalilerin birbirini bastırmasıdır. Ancak, özellikle homojen deprem verisi elde etmenin zor olduğu bölgeler için alternatif bir analiz yöntemi olarak önerilmektedir.

5.2. KONUMSAL ANALİZ

Konumsal analiz sonucunda, fraktal boyutu değerleri ile deprem adedi arasında $\ln[\ln(N)] = \alpha \exp(Dq)$ (± 0.11) ilişkisi bulunmuştur. Ayrıca momentin derecesi q arttıkça, α katsayısının da doğal logaritmik şekilde arttığı belirlenmiştir. Bölgede herhangi bir alan üzerinde deprem oluşum sayısı artmaya başladığında fraktal boyutları da artar. Yüksek fraktal boyutları ise depremlerin saçıldığına işaret eder. Bu bulguya göre, inceleme bölgesi deprenselliği kümelenme özelliği göstermez ve tüm alanı kaplama eğilimindedir. Diğer taraftan, fraktal boyutlarının konumsal değişimi deprem etkinliğinin yoğun olduğu bölgeleri belirgin bir şekilde belirlemektedir. Bu nedenle özellikle kapasite boyutu sismik tehlike çalışmalarında kaynak bölge tanımlaması amacı ile kullanılabilir.

Çalışmada elde edilen bulgular, genel olarak konu üzerine yapılan tüm araştırmalarda belirtilen bulgularla aynıdır. Büyük depremler, çoğunlukla yüksek b -değerinin görüldüğü alanlarda oluşur. Bu esnada o alanda fraktal boyutu değerleri düşüktür. Yüksek b -değeri, artan gerilme kuvvetine işaret eder (Wyss, 1973; Scholz, 1968). Normal gerilme seviyesinde olan bölgeler ile yüksek gerilme birikimi olan bölgeler arasındaki sınır alanları sismik tehlikenin en fazla olduğu yerlerdir. Büyük depremlerin oluşumu ile birlikte, deprem etkinliği artar ve fraktal boyutları yükselmeye, b -değeri ise düşmeye başlar. Artçı deprem etkinliğindeki saçılma nedeni ile fraktal boyutlarında artış olur (Şekil 5.4).



Şekil 5.4: Büyük depremlerin gözlemlendiği zaman aralıklarında, depremlerden önce ve sonra fraktal boyutu ve b -değeri değişimi.

İnceleme alanı için önerilen, deprem adedi ile fraktal boyutu arasındaki ilişki de bu varsayıma uygundur. Ayrıca, zamansal olarak da büyük depremlerden önce fraktal boyutlarının homojen fakat yüksek değerlerde olması bu öneriyi doğrular niteliktedir. Ancak, sistemin evrim süreci içerisinde gerek zamansal gerekse konumsal olarak b-değeri ile fraktal boyutu arasındaki ilişki değişkendir.

5.3. GERİLME AKTARIMI

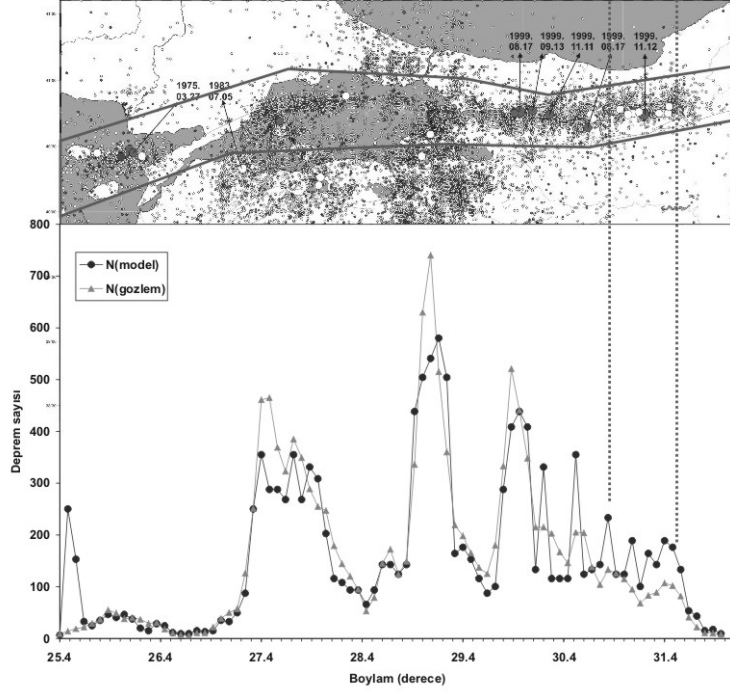
Olağan deprem etkinliğini tahmin etmek ve gerilme aktarımının deprem etkinliği üzerindeki önemini belirlemek amacı ile fraktal analiz kullanan probabilistik bir model uygulanmıştır. Model oluşturulurken fay parçalarının kendi içlerinde homojen oldukları ve her zaman aralığında fay parçaları üzerinde sadece bir deprem olabileceği kabulleri yapılmıştır. Ayrıca, model ile üretilen depremlerin 2.3-3.0 aralığında büyüklüklere sahip olacakları kabul edilmiştir. Bu nedenle model, deprem büyüklüğünden bağımsızdır.

Model çok basit kurallarla çalışmasına rağmen, normalize edilmiş ve $3.0 \geq M \geq 2.3$ olan gözlemsel deprem verisi sayıları karşılaştırıldığında oldukça tutarlı sonuçlar elde edilmiştir ve bu sonuçlar, gerilme aktarımının ve levha hareketleri ile gerilme birikiminin, özellikle küçük deprem oluşumunda ne kadar önemli olduğunun göstergesidir. Normalize edilmemiş sonuçlarda da gerçek deprem adedi tahmin edilemese de, gözlemsel veri ile iyi bir korelasyon bulunmuştur ve model ile üretilen veri, gözlemsel verinin değişimini büyük çoğunlukla yansıtmaktadır (Şekil 5.5).

Büyük depremlerin olduğu boylamlar üzerinde küçük deprem etkinliğinin tahmin edilememesinin nedeni, veride hala artçı depremlerin bulunması olarak değerlendirilebilir. Bir diğer olasılık ise, gerçekte KAF zonunun model oluşturulurken kabul edildiği şekli ile tek faydan oluşmaması olabilir.

Yaklaşık olarak 30.85° - 31.50° boylamları arasında (12 Kasım 1999 ($M=7.2$) Düzce depreminin olduğu kısım ve civarı) model ile üretilen deprem sayısı, gerçek deprem sayısından fazladır ve genel tahminlerin aksine gözlem değerlerinin değişimi ile uyuşmamaktadır. Bu çalışmada önerilen kabullerin doğru olduğu varsayılırsa, bu bölgede doğrusal gerilme aktarımına direnen ve dayanımı daha yüksek bir asperite

zonunun bulunması sözü edilen anomaliye neden olarak gösterilebilir (Şekil 5.5). Normal şartlarda, modelde uygulandığı gibi doğrusal gerilme birikimi altında, mukavemeti daha yüksek bir zon var ise deprem oluşumunun gecikmesi beklenir.



Şekil 5.5: KAFZ üzerinde model tarafından üretilmiş deprem sayıları ile gözlemsel verinin karşılaştırılması. Düşey kesikli çizgiler asperite bulunması olası bölgeyi gösterir.

Model uygulanırken, malzemenin mukavemet derecesinin ölçüsü olarak kapasite boyutu kullanılmıştır. Elde edilen sonuçların tutarlılığı, fraktal boyutlarının malzemenin dayanımı ile bağlantılı olduğunu gösterir niteliktedir. Eldeki bulgulara göre iki değişken ters orantılıdır ve yüksek fraktal boyutu ise daha az dayanım anlamına gelir.

Kullanılan modelde, fay davranışının ideal şartlar altında doğrusal olduğunu varsayılmış ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun incelenen kısmının tek bir faydan oluştuğu kabul edilmiştir. Gerçekte ise gerek fayların dağılımı, gerekse deprem oluşumu, bu çalışmada ele alındığı şekildedir daha karmaşıktır. Daha kullanışlı bir model oluşturulabilmesi için fiziksel kanıtlara dayanarak modelin daha iyi bilinen ve değişik özelliklerde bölgelerde de sınanması ve geliştirilmesi gerekmektedir.

KAYNAKLAR

- ACKERMANN, R.V., SCHLISCHE, R.W., WITHJACK, M.O., 2001, The geometric and statistical evolution of normal fault systems: an experimental study of the effect of mechanical layer thickness on scaling laws, *Journal of Structural Geology*, 23, pp. 1803-1819.
- AKI, K., 1981, Probabilistic synthesis of precursory phenomena, In *Earthquake Prediction*, Simpson, D. W., Richards, P. G., (Eds.), pp. 556-74, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- BAKER, G. L., GOLLUB, J. P., 1990, *Chaotic dynamics: An introduction*, Cambridge University Press, New York, 0-521-38897-X.
- BARKA, A., 1992, The North Anatolian fault zone, *Annales Tectonicae*, VI, 164-195.
- BEN-ZION, Y., 2007, Kişisel görüşme, *28th Workshop of the International School of Geophysics, 5th International Workshop on Statistical Seismology: Physical and Stochastic Modelling of Earthquake Occurrence and Forecasting*, EMFCSC, Erice, Sicilya, 31 Mayıs - 6 Haziran 2007.
- BHATTACHARYA, P. M., MAJUMDAR, KAYAL, J. R., 2002, Fractal dimension and b-value mapping in northeast India, Research Communications, *Current Science*, Vol. 82, No. 12, pp. 1486-1491.
- CANEVA, A., SMIRNOV, V., 2004, Using the fractal dimension of earthquake distributions and slope of the recurrence curve to forecast earthquakes in Colombia, *Earth Sciences Research Journal*, Vol. 8, No.1, 3-9.
- CANTOR, G., 1884, On the Power of Perfect Sets of Points (De la puissance des ensembles parfaits de points), *Acta Mathematica*, 4, 381-392.
- FROHLICH, C., DAVIS, S. D., 1993, Teleseismic b values; or, much ado about 1.0, *Journal Geophys. Res.*, Vol.98, pp.631-44.
- GUTENBERG, B., RICHTER, C., 1954, *Seismicity of the earth and associated phenomenon*, 2nd edition, Princeton University Press, Princeton.
- GRASSBERGER, P., PROCACCIA, L., 1983, Measuring the strangeness of strange attractors, *Physica 9D*, 189-208.

- HANKS, T. C., KANAMORI, H., 1979, A moment-magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-50.
- INFELD, E., ROWLANDS, G., 1992, *Nonlinear waves, solitons and chaos*, Cambridge University Press, Londra.
- JACKSON, E. A., 1991, *Perspectives of nonlinear dynamics - Volume 1*, Cambridge University Press, New York, 0-521-426632-4.
- KANAMORI, H., ANDERSON, D.L., 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 1073-1095.
- KANAMORI, H., 1978, Quantification of earthquakes, *Nature*, 271, 411-14.
- KANDİLLİ RASATHANESİ VE DEPREM ARAŞTIRMA ENSTİTÜSÜ, Boğaziçi Üniversitesi, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/default.htm>, [Ziyaret tarihi: 13 Mayıs 2008].
- KEILIS-BOROK, V.I, SOLOVIEV, A.A., 2003, *Nonlinear dynamics of the lithosphere and earthquake prediction*, Springer-Verlag, New York, 978-3540435280.
- LE PICHON, X., ŞENGÖR, A.M.C., DEMİRBAĞ, E., RANGIN, C. , İMREN, C., ARMIJO, R., GÖRÜR, N., ÇAĞATAY, N., MERCIER DE LEPINAY, B., MEYER, B., SAATÇILAR, R., TOK, B., 2001, The active Main Marmara Fault, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.192, No: 4, p.543-560.
- LEGRAND, D., 2002, Fractal dimensions of small, intermediate and large earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 92, No.8, pp.3318-3320.
- LIEBOVITCH, L.S., TOTH, T., 1989, A fast algorithm to determine fractal dimensions by box counting, *Physics Letters A*, 141, 386–390.
- LU,C., MAI, Y. W., XIE, H., 2005, A sudden drop of fractal dimension: a likely precursor of catastrophic failure in disordered media, *Philosophical Magazine Letters*, Vol. 85, No. 1, 33-40.
- MANDELBROT, B. B., 1967, How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension, *Science*, 156, 636–638.
- MATHWORLD, *Heaviside Step Function*, <http://mathworld.wolfram.com/HeavisideStepFunction.html>, [Ziyaret tarihi: 17.05.2008]
- MAY, R., 1976, Simple mathematical models with very complicated dynamics, *Nature*, 261, 459-467.
- MITTAG, R. J., 2003, Fractal analysis of earthquake swarms of Vogtland/NW-Bohemia intraplate seismicity, *Journal of Geodynamics*, 35, 173-189.

- MORENCY, C., CHAPLEAU, R., 2003, Fractal geometry for the characterisation of urban-related states: Greater Montreal Case, *HarFa – Harmonic and Fractal Image Analysis*, pp.30-34.
- MOGI, K., 1962, Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 40, 831-853.
- MOGI, K., 1967, Regional variation of aftershock activity, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 45, 711-725.
- MOON, F. C., 1987, *Chaotic vibrations*, John Wiley & Sons , New York.
- NAKAYA, S., 2005, Fractal properties of seismicity in regions affected by large, shallow earthquakes in western Japan: Implications for fault formation processes based on a binary fractal fracture network model, *Journal of Geophysical Research*, Vol.110, B01310, doi:10.1029/2004JB003097.
- NANJO, K., NAGAHAMA, H., SATOMURA, M., 1998, Rates of aftershock decay and the fractal structure of active fault systems. *Tectonophysics*, Vol.287, pp.173-186.
- NANJO, K., NAGAHAMA, H., 2004, Fractal properties of spatial distributions of aftershocks and active faults, *Chaos, Solitons and Fractals*, Vol.19, pp.387-397.
- OGATA, Y., 1988, Statistical models for earthquake occurrence and residual analysis for point processes, *JASA J. Am. Stat. Assoc.*, 83, 9–27.
- ÖZER, N., CEYLAN, S., 2006, Seismicity parameters and scaling properties of earthquakes in Marmara, western NAF, *International Workshop on Comparative Studies of the North Anatolian Fault (Northwest Turkey) and San Andreas Fault (Southern California)*, Session 7, 14-18 August 2006, Istanbul Technical University, Istanbul, projects.crustal.ucsb.edu/NAF-SAF-2006/DIRistanbul/NAF_SAF_ABSTRACTS.pdf
- ÖZER, N., CEYLAN, S., ALTINOK, Y., 2007, Fractal Approach to the Seismicity of Marmara Sea and Environs, Turkey, Poster sunu, *28th Workshop of the International School of Geophysics, 5th International Workshop on Statistical Seismology: Physical and Stochastic Modelling of Earthquake Occurrence and Forecasting*, EMFCSC, Erice, Sicilya, 31 Mayıs - 6 Haziran 2007.
- RUNDLE, J.B., TURCOTTE, D.L., SHCHERBAKOV, W.K., SAMMIS, C., 2003, Statistical physics approach to understanding the multiscale dynamics of earthquake fault systems, *Reviews of Geophysics*, 41 (4), 1019, doi: 10.1029/2003RG000135.
- SARRAILLE, J., DIFALCO, P., 1992, *Computer program for estimation of fractal dimension*, <http://tori.postech.ac.kr/software/>, [Ziyaret tarihi: Haziran 2004].

- SCHOLZ, C.H., 1968, The frequency-magnitude relation of micro fracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 399-415.
- SCHOLZ, C.H., 1982, Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 1-14.
- SCHOLZ, C.H., 1991, Earthquakes and faulting: Self-organized critical phenomena with a characteristic dimension, in *Spontaneous Formation of Space Time Structure and Criticality*, edited by T. Riste and D. Sherrington, pp. 41–56, Kluwer Academic Publications, Norwell, Mass.
- SCHOLZ, C.H., DAWERS, N.H., YU, J.-J., ANDERS, M.A., COWIE, P.A., 1993, Fault growth and fault scaling laws: preliminary results, *Journal of Geophysical Research*, 85, 21.951, 21.961.
- SINGH, H., BHATTACHARYA, P. M., CHADHA, R. K., 2008, Seismicity in the Koyna–Warna Reservoir Site in Western India: Fractal and b-Value Mapping, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.98, No.1, pp.476-482.
- SMALLEY, R. F., TURCOTTE, D. L., SOLA, S. A., 1985, A renormalization group approach to the stick-slip behavior of faults, *Journal of Geophysical Research*, Vol.90, pp.1884-1900.
- SMALLEY, R. F., CHATELAIN, J. L., TURCOTTE, D. L., PREVOT, R., 1987, A fractal approach to the clustering of earthquakes: Applications to the seismicity of the New Hebrides, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 77, No. 4, pp. 1368-1381.
- SPEIDEL, D.H., MATTSON, P.H., 1993, The polymodal frequency-magnitude relationship of earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.83, No.6, pp.1893-1901.
- SUKMONO, S., ZEN, M. T., HENDRAJAYA, L., KADIR, W.G.A, SANTOSO, D., DUBOIS, J., 1997, Fractal pattern of the Sumatra Fault seismicity and its possible application to earthquake prediction, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.87, No.6, pp.1685-1690.
- ŞAROĞLU, F., EMRE, Ö., BORAY, A., 1987, *Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri*, MTA Raporu, 8174, 1-394.
- TURCOTTE, D. L. 1989, A fractal approach to probabilistic seismic hazard assessment. *Tectonophysics*, Vol.167, pp.171-77.
- TURCOTTE, D. L., 1997, *Fractals and chaos in geology and geophysics*, 2nd edition, Cambridge University Press, New York, 0-521-56733-5.
- TURCOTTE, D. L., 2004, The relationship of fractals in geophysics to “new science”, *Chaos, Solitons and Fractals*, Vol.19, pp.255-258.

- TOSI, P., 1998, Seismogenic structure behaviour revealed by spatial clustering of seismicity in the Umbria- Marche Region (central Italy), *Ann. Geophys.*, Vol.41, pp.215–224.
- UTSU, T., 1957, Magnitude of earthquakes and occurrence of their aftershocks, *Zishin (J. Seism. Soc. of Japan)*, 10, 35-45 (Japonca).
- YAKOVLEV, G., TURCOTTE, D.L., RUNDLE, J.B., RUNDLE, P.B., 2006, Simulation based on distributions of earthquake recurrence times on the San Andreas Fault System, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.96, No.6, pp.1995-2007.
- WANG, J.H., 1999, Studies of the Frequency-Magnitude Relation of Earthquakes Based on a One-Dimensional Dynamical Lattice Model, *Proc. Natl. Sci. Counc. ROC(A)*, Vol.23, No.2, pp.169-180.
- WESSEL, P., SMITH, W.H.F., 1998, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS*, Vol.79, p.579.
- WIKIPEDIA, *Logistic map*, http://en.wikipedia.org/wiki/Logistic_map, [Ziyaret tarihi: 02 Mayıs 2008].
- WYSS, M., 1973, Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31, 341–359.

EKLER

EK-A. WEIBULL DAĞILIMININ TÜRETİLMESİ

Weibull dağılımı, özellikle mühendislik çalışmalarında, kırılma zamanı olasılıklarını belirlemek amacı ile sıkça kullanılan istatistiksel bir dağılım şeklidir ve (A.1)'deki gibi tanımlanır. Bu fonksiyonda β ve τ , veriye uygun dağılım elde etmek için kullanılan değişkenlerdir. Bu bölümdeki bilgiler Yakovlev ve diğ. (2006)'den alınmıştır.

$$P(t) = \frac{\beta}{\tau} \left(\frac{t}{\tau} \right)^{\beta-1} \exp \left[- \left(\frac{t}{\tau} \right)^{\beta} \right] \quad (\text{A.1})$$

Standart bir kırılma süreci, zamanın fonksiyonu olarak, t anında kırılmayan parçaların adedi N , v ise σ gerilmesi altındaki tehlike oranı olmak üzere, aşağıdaki şekilde tanımlanır:

$$\frac{dN}{dt} = -Nv(\sigma) \quad (\text{A.2})$$

Tehlike oranı fonksiyonu ise (A.3)'teki gibidir. v_0 referans kırılma tehlikesi ve p üstel bir katsayıdır.

$$v(\sigma) = v_0 \left(\frac{\sigma}{\sigma_0} \right)^p \quad (\text{A.3})$$

Young modülüne bağlı hasar katsayısı kullanılarak, kırılma olmadan önceki durum ile aşağıdaki ilişki kurulabilir.

$$E = E_0(1 - \alpha) \quad (\text{A.4})$$

$$\alpha = 1 - \frac{N}{N_0} \quad (\text{A.5})$$

(A.5) bağıntısında N_0 , başlangıçtaki parça sayısıdır.

Bir fay üzerindeki kırılma zamanlarının istatistiksel dağılımı, kırılma zamanının fonksiyonudur ve birikimli dağılım fonksiyonu $P(t)$ (A.6)'teki gibi tanımlanabilir.

$$P(t) = 1 - \frac{N(t)}{N} \quad (\text{A.6})$$

Bir parçadaki gerilme kuvvetinin, kırılmadan sonra sıfırlandığı ve zaman içerisinde doğrusal olarak arttığı kabul edilirse,

$$\sigma(t) = \sigma_0 \left(\frac{t}{\tau} \right) \quad (\text{A.7})$$

ilişkisi kurulabilir. (A.7) bağıntısı, bir depremden sonra fay üzerindeki tektonik gerilmenin ifadesidir. v_0 ve p sabitlerini, (A.1)'de verilen Weibull dağılımının parametreleri ile ilişkilendirmek için (A.8) ve (A.9) kullanılabilir.

$$p = \beta - 1 \quad (\text{A.8})$$

$$v_0 = \beta / \tau \quad (\text{A.9})$$

Bu bağıntılar (A.2) ve (A.3) bağıntılarında yerine konursa (A.10) elde edilir. Son bağıntının $P=0$ ve $t=0$ başlangıç değerleri ile integralinin alınması sonucunda ise (A.11) bulunur. (A.11), birikimli Weibull olasılık dağılım fonksiyonu ile aynıdır.

$$\frac{dP}{dt} = \frac{\beta}{\tau} \left(\frac{t}{\tau} \right)^{\beta-1} (1-P) \quad (\text{A.10})$$

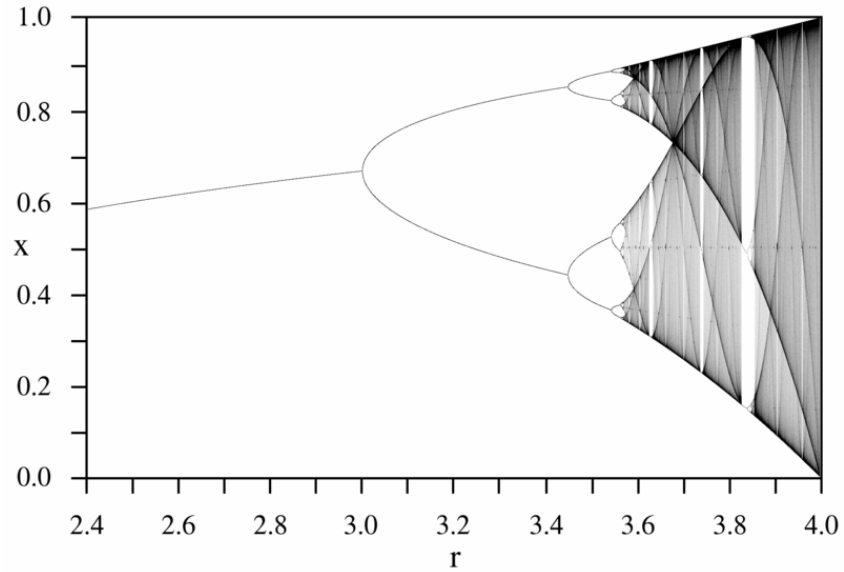
$$P(t) = 1 - \exp \left[- \left(\frac{t}{\tau} \right)^\beta \right] \quad (\text{A.11})$$

EK-B. LOJİSTİK DENKLEMİ

Robert May tarafından 1976 yılında, nüfus dinamiği problemini fraktallar yardımı ile modellemek için önerilmiştir (May, 1976). (B.1) bağıntısında gösterildiği şekilde tanımlanır. Kendisini tekrarlayan deterministik bir yapısı vardır. Herhangi bir adımdaki x değeri, her zaman kendisinden bir önceki adımda bulunan x değeri kullanılarak hesaplanır. r katsayısı, en basit anlamı ile, nüfus artış oranı olarak değerlendirilebilir (Turcotte, 1997).

$$x_{n+1} = rx_n(1 - x_n) \quad (\text{B.1})$$

Lojistik denklemi, r parametresinin yüksek değerlerinde kaotik davranış göstermeye başlar (Şekil B.1).



Şekil B.1: Lojistik denklemi için dallanma grafiği (bifurcation diagram). Wikipedia internet sayfasından alınmıştır.

ÖZGEÇMİŞ

Savaş Ceylan, 1976 yılında Erzincan'da doğdu. 2000 yılında başladığı İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği lisans programını, 2005 yılında tamamlayarak Jeofizik Mühendisi ünvanı ile mezun oldu. 2006 yılında, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans öğrenimine başladı. Halen AB 6. Çerçeve Programı TRANSFER (Tsunami Risk and Strategies For the European Region) isimli projede Araştırma Görevlisi olarak çalışan yazarın tez konusu ile ilgili yayınları şu şekildedir:

ÖZER, N., ALTINOK, Y., CEYLAN, S., 2007, Properties of the aftershock sequences of the 2000 and 2002 earthquakes in Akşehir-Afyon graben, west central Anatolia, Turkey, *Natural Hazards*, DOI 10.1007/s11069-006-9019-8, 40:553-562.

ÖZER, N., CEYLAN, S., ALTINOK, Y., 2007, Fractal Approach to the Seismicity of Marmara Sea and Environs, Turkey, *28th Workshop of the International School of Geophysics, 5th International Workshop on Statistical Seismology: Physical and Stochastic Modelling of Earthquake Occurrence and Forecasting*, EMFCSC, Erice, Sicily, 31 May - 6 June 2007.

CEYLAN, S., 2006, Fractal properties of earthquakes in Marmara, *Journal of Istanbul Kultur University, Science and Engineering*, 3 pp, 147-154.

CEYLAN, S., ÖZER, N., 2006, Comparison of scaling properties of earthquakes in Akşehir-Afyon, Gökova Grabens and in Seferihisar, *Proceedings of the 17th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey (CD version)*, 14-17 November 2006, MTA Cultural Center, Ankara.

ÖZER, N., ALTINOK, Y., CEYLAN, S., 2006, Relations between the parameters of aftershocks in Akşehir-Afyon, Gökova Grabens and in Seferihisar, *Proceedings of the 17th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey (CD version)*, 14-17 November 2006, MTA Cultural Center, Ankara.

ÖZER, N., CEYLAN, S., 2006, Seismicity parameters and scaling properties of earthquakes in Marmara, western NAF, *International Workshop on Comparative Studies of the North Anatolian Fault (Northwest Turkey) and San Andreas Fault (Southern California)*, Session 7, 14-18 August 2006, Istanbul Technical University, Istanbul.

CEYLAN, S., 2005, 3 Subat 2002 Çay-Eber ve Çobanlar Depremlerinin Artçı Şoklarının Fraktal Özellikleri, *Jeofizik Mühendisleri Odası, 3. Öğrenci Kongresi*, İstanbul Teknik Üniversitesi, 20-21 Ekim 2005, İstanbul (Poster sunu).

CEYLAN, S., 2005, *Artçı şokların fraktal analizi*, Bitirme Projesi, İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.

ÖZER, N., ALTINOK, Y., CEYLAN, S., KURT, H. and KOLÇAK, D., 2005, Aftershock sequences in Akşehir-Afyon and Gokova grabens, Turkey, *IESCA2005*, SSG18, 4-7 October 2005, Izmir (Poster sunu).

CEYLAN, S., ÖZER, N., 2005, Comparison of fractal properties of the earthquakes in Akşehir-Afyon and Gokova grabens, Turkey, *IESCA2005*, SSG19, 4-7 October 2005, Izmir (Poster sunu).