

**ADANA- ANTAKYA- KAHRAMANMARAŞ
ARASINDAKİ BÖLGENİN
DEPREMSELLİĞİNİN “b” PARAMETRESİ
İLE İNCELENMESİ VE RİSK ANALİZİ**

Selda ŞAHİN-HOROZ
YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
2008

T.C.
CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ADANA- ANTAKYA- KAHRAMANMARAŞ ARASINDAKİ BÖLGENİN
DEPREMSELLİĞİNİN “b” PARAMETRESİ İLE İNCELENMESİ VE RİSK
ANALİZİ**

Selda ŞAHİN-HOROZ
YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

2008
SİVAS

DANIŞMAN: Yrd. Doç. Dr. Hüseyin YILMAZ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜ'NE

Bu çalışma, jürimiz tarafından, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Baskan : Prof. Dr. Ali YILMAZ

Üye : Doç. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ

Üye : Yrd. Doç. Dr. Hüseyin YILMAZ

ONAY

Yukarıdaki imzaların, adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu onaylarım.

.../.../2008

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Prof. Dr. Sezai ELAGÖZ

Bu tez Cumhuriyet Üniversitesi Senatosu'nun 05.01.1984 tarihli toplantısında kabul edilen ve daha sonra 01.01.2004 tarihinde Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'nce hazırlanan “ Yüksek Lisans ve Doktora Tez Yazım Kılavuzu” adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
TEŞEKKÜR VE KATKI BELİRTME.....	iii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iv
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	v
KISALTMALAR DİZİNİ.....	vi
1. GİRİŞ.....	1
2. MATERYAL VE YÖNTEM.....	3
2.1. Deprem Oluşum Modelleri.....	3
2.1.1 Poisson deprem oluşum modeli.....	4
2.2 Büyüklük-Frekans Bağlılıları.....	4
2.2.1 Büyüklük-frekans bağıntılarının hesaplanması.....	6
2.2.1.1 Gözle eğri uydurma yöntemi.....	6
2.2.1.2 En küçük kareler (EKK) yöntemi.....	6
2.2.1.3 Ağırlıklı en küçük kareler yöntemi.....	7
2.2.1.4 En büyük olasılık yöntemi.....	8
2.2.1.5 Utsu ve Page bağıntıları.....	8
2.3. Gumbell Deprem Oluşum Modeli.....	9
3. İNCELEME ALANININ JEOLJİK VE SİSMOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ.....	11
4. İNCELEME ALANI İÇİN MANYİTÜD-FREKANS BAĞINTILARI.....	13
5. İNCELEME ALANI İÇİN SİSMİK RİSK ANALİZİ VE GUMBELL DAĞILIMI.....	19
5.1. Yıllık Maksimum Büyüklüklerin Ortalaması.....	23
5.2. En Sık Meydana Gelen Yıllık Büyüklük.....	23
5.3. Çalışma Alanında Oluşabilecek En Büyük Deprem.....	23
5.4. Yıllık Risk.....	23
5.5. Yapılarda Büyüklük-Risk İlişkisi.....	25
5.6. Maksimum İvme, Hız Ve Yerdeğiştirme İlişkisi.....	26
6. SONUÇLAR.....	29
7. KAYNAKLAR.....	30

ÖZET**Yüksek Lisans Tezi****Adana- Antakya- Kahramanmaraş Arasındaki Bölgenin Depremselliğinin
“b” Parametresi ile İncelenmesi ve Risk Analizi**

Selda ŞAHİN-HOROZ

Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman:Yrd .Doç. Dr. Hüseyin YILMAZ

Bu çalışmada, 36° - 38°K enlemleri ve 35°-37°D boylamları arasında yer alan Adana, Antakya ve Kahramanmaraş bölgesine ait tektonik parametre olarak bilinen b değerinin derinlikle değişimi ve Gumbell dağılımı ile sismik risk istatistikleri incelenmiştir. Bu amaçla 1900-2006 yılları arasında oluşmuş deprem verileri $M \geq 3$ büyüklüklü deprem verileri kullanılmış ve en küçük kareler yöntemiyle Gutenberg-Richter frekans-büyüklik bağıntısından $a = 5.807$ ve $b = 0.921$ değerleri bulunmuştur. 15 km derinliğe kadar görülen görece yüksek b değerleri bölgede sismik faaliyetin yüksek olduğunu ve enerjinin sürekli olarak boşaldığını göstermektedir. İnceleme alanında 7 km derinliğe kadar b değerinin göreceli olarak daha kolay deforme olabilen ortamı temsil ettiği, buna karşın 8-13 km arasında b değerinde bir düşme olduğu ve 15 km den sonra bölgenin gerilme biriktirebilecek potansiyele sahip olduğu söylenebilir.

Bölgede 1900-2006 yılları arasında $M \geq 3$ olan depremlerin sismik risk analizinde Gumbell dağılımı kullanılarak ve 0.1 birim büyüklük aralığı seçilerek yapılan sismik risk tahminlerine göre çalışma alanı için yıllık en büyük deprem büyüklüğü $M = 3.5$, en sık meydana gelen büyüklük $M = 1.2$ ve en büyük deprem büyüklüğü $M = 7.6$ olarak hesaplanmıştır.

1900-2006 yılları arasında oluşmuş $M \geq 3$ büyüklüğündeki deprem verilerine dayalı olarak Gumbell dağılımı istatistikleri kullanılarak ve 0.1 büyüklük aralığı seçilerek inceleme alanı için yıllık en büyük deprem, en sık meydana gelen yıllık büyüklük, yıllık en büyük deprem büyüklüğü ve en büyük deprem sırasıyla 3.5; 1.2 ve 7.6 olarak hesaplanmıştır. Araştırma alanı için 6 aylık, 1, 5, 10, 20, 30, 40, 50 yıllık için deprem risk analizi yapılmıştır. Bölgede inşa edilecek normal yapılar ($R = \%15$), önemli yapılar ($R = \%5$) ve nükleer santraller ($R = \%0.5$) için deprem büyüklüklerinin değerleri hesaplanmıştır. İnceleme alanında $M \geq 3.0$ deprem büyüklükleri kullanılarak, deprem dış odağının 30 km uzağında meydana gelebilecek yer ivmesi, yerdeğiştirme hızı ve yer değiştirme değerlerinin olduğu belirlenmiştir. Ayrıca çalışma bölgesinde meydana gelecek $M = 7.6$ büyüklüğündeki bir deprem için yer ivmesi, yerdeğiştirme hızı ve yerdeğiştirme değerlerinin olduğu ortaya konmuştur.

Sonuç olarak, inceleme alanında 7 km derinliğe kadar b değerinin göreceli olarak daha kolay deforme olabilen ortamı temsil ettiği, buna karşın 8-13 km arasında b değerinde bir düşme olduğu ve 15 km den sonra bölgenin gerilme biriktirebilecek potansiyele sahip olduğu söylenebilir.

Anahtar Sözcükler: Adana, Antakya ve Kahramanmaraş, depremler, b değeri, sismik risk analizi, Gumbell dağılımı istatistiği.

ABSTRACT**Master Thesis****Seismic Risk Analysis and Study of Seismicity of Adana-Antakya-Kahramaraş (Turkey) Region
by Using “b” Value Variation and Gumbell Distribution Statistics**

Selda ŞAHİN-HOROZ

Cumhuriyet University Graduate School Natural and Applied Sciences

Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Asist. Prof. Dr. Hüseyin YILMAZ

In this study, seismic risk using the variation of b-value known as tectonic parameter with depth and Gumbell distribution statistics is investigated for Adana, Antakya and Kahramanmaraş cities between in 36°-38°N latitudes and 35°-37°E longitude. For this purpose, the earthquakes of magnitude of $M \geq 3$ which occurred between 1900 and 2006 were used and $a = 5.807$ and $b = 0.921$ values is calculated from the Gutenberg-Richter frequency–magnitude relation by least squares method. Relatively high b values up to 15 km depth shows that seismic activities are intensive and seismic energy continuously discharges in this region. The b values up to 7 km depth in the crust indicates an easily deformable medium while b values decrease in 8-13 km depth and it can be said that the medium deeper than 15 km shows a potential stress accumulation zone.

By using Gumbell distribution statistics and considering the $M \geq 3$ occurred between 1900 and 2006, maximum annual magnitude, frequently magnitude for a year and maximum magnitude are 3.5, 1.2 and 7.6 calculated respectively for the $\Delta M = 0.1$ magnitude increment for studied region.

For the studied region, seismic risk levels for 6 months, 1, 5, 10, 20, 30, 40 and 50 years are calculated. In earthquake magnitudes calculation, the seismic risk levels for normal buildings 15%, for important structures (e.g. dam, tunnel) 5% and for nuclear plant 0.5% are considered respectively. For the studied region, using earthquake $M \geq 3$, maximum acceleration, velocity and displacement on the bedrock are calculated for a 30 km distance far from earthquake epicentres. In addition to this, for a magnitude $M = 7.6$, maximum acceleration, velocity and displacement on the bedrock are calculated and represented as Tables and Figures.

In conclusion, the b values up to 7 km depth in the crust indicates an easily deformable medium while b values decrease in 8-13 km depth and it can be said that the medium deeper than 15 km shows a potential stress accumulation zone.

Keywords: Adana, Antakya, Kahramanmaraş, b-parameter, seismic risk analysis, Gumbell distribution statistics

KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tezimin danışmanlığını yürüten Sayın Yrd. Doç. Dr. Hüseyin YILMAZ ile çalışmalarım sırasındaki öneri ve katkılarından dolayı Sayın Yrd. Doç. Dr. Ünal DİKMEN'e teşekkürlerimi sunarım. Jeofizik Mühendisliği Bölümü Araştırma Görevlilerine de çalışmalarım sırasındaki yardımlarından dolayı teşekkürlerimi sunarım.

Son olarak, bu çalışmam sırasında desteğini sürekli yanımda gördüğüm sevgili ailem ile sevgili arkadaşım Yusuf HOROZ ve diğer arkadaşlarıma çok teşekkür ediyorum.

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Türkiye'nin ve yakın dolayının ana tektonik yapılarını gösteren yakınlaştırılmış bir harita (Över vd.,2001).....	2
Şekil 2.1. Gutenberg-Richter bağıntısının hesaplanmasında büyüklük aralığının seçimi.....	5
Şekil 3.1. İnceleme alanının sismotektonik haritası ve sığ depremlerin odak mekanizmaları (Över ve diğ. 2004).....	12
Şekil 4.1. Çalışma bölgesinde 1900-2001 yılları arasında meydana gelen depremlerin dış odak dağılımı (http://www.sayisalgrafik.com.tr , 2008).....	13
Şekil 4.2. İnceleme alanı için $\text{Log}N = a - bM$ ilişkisi.....	16
Şekil 4.3. 1900–1998 yılları arasında oluşan depremlerden açığa çıkan enerjinin yıllara göre dağılımı (Kaplan ve Tepeuğur, 2002).....	17
Şekil 4.4. İnceleme alanında b değerinin derinlikle değişimi.....	17
Şekil 5.1. İnceleme alanındaki $M \geq 3$ büyüklüklü depremlerin yıllara göre dağılımı.....	20
Şekil 5.2. İnceleme alanındaki $M \geq 3$ büyüklüklü depremlerin zaman histogramı ve istatistiksel analiz için kullanılan veri penceresi (kalın çizgi ile çerçevelenmiş alan).....	21
Şekil 5.3. Çalışma alanında depremlerin büyüklük dağılımı.....	21
Şekil 5.4. Çalışma alanındaki depremlerin yıllara göre odak derinliği dağılımı.....	22
Şekil 5.5. Çalışma bölgesinde meydana gelen depremlerin odak derinliği dağılımı.....	22
Şekil 5.6. Çalışma alanının deprem risk analizi sonuçları.....	25
Şekil 5.7. $M \geq 3,0$ ve $R=30$ km için yer ivmesi, yerdeğiştirme hızı ve deplasman ilişkisi (ivme birimi: cm/s^2 , hız birimi: cm/sn ve deplasman birimi: cm).....	27
Şekil 5.8. $M=7,6$ için faydan çeşitli uzaklıklardaki ivme ve hız grafiği (ivme birimi: cm/s^2 , hız birimi: cm/s).....	28

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. $b\Delta M'$ nin fonksiyonu olarak η düzeltmesi (Utsu, 1971).....	9
Çizelge 4.1. İnceleme alanında meydana gelmiş tarihsel depremler (http://www.koeri.boun.edu.tr).14	14
Çizelge 4.2. İnceleme alanı ve çevresinde meydana gelmiş aletsel depremler.....	15
Çizelge 5.1. İnceleme alanında $M \geq 3.0$ depremlerin 1900-2001 yılları arasındaki yıllık maksimum dağılım hesapları.....	19
Çizelge 5.2. İnceleme alanı için deprem risk analiz sonuçları.....	24
Çizelge 5.3. Çalışma alanı için risk, büyüklük ve yapı ömrü ilişkisi. 1) Türkiye için önerilen ve 2) A.B.D. için kabul edilmiş olan değerler.....	26
Çizelge 5.4. $M \geq 3,0$ büyüklüklü depremlerin yer ivmesi, yerdeğiştirme hızı ve deplasman değerleri.26	26
Çizelge 5.5. $M = 7.6$ için faydan çeşitli uzaklıklarda ki ivme, hız ve deplasman.....	28

KISALTMALAR DİZİNİ

- N(M)** = Verilen bir T zaman döneminde, büyüklükleri verilen bir M_1 değerine eşit veya daha büyük depremlerin yıllık oluş sayılarıdır.
- M** = Depremlerin büyüklük değerini vermektedir.
- $N_c(M)$** = Depremlerin kümülatif frekansları.
- a** = Ortalama yıllık sismik aktivite indeksi
- b** = Büyüklük-frekens doğrusal ilişkisinin eğimi
- T** = Çalışılan zamanın periyodu (sn).
- R(M)** = Bir deprem bölgesinde verilen bir zaman döneminde, verilen bir büyüklük veya daha büyük bir depremin meydana gelme olasılığıdır.
- Q(M)** = Belirli büyüklükteki bir depremin tekrarlanma periyodu.
- t** = Zaman aralığı.
- P** = İki deprem arasındaki verilen bir zaman aralığının, (t+dt) zaman aralığı içerisinde düşme olasılığıdır.
- F(t)** = İki deprem arasındaki verilen bir zaman aralığının t veya daha az zamanda olma olasılığıdır.
- A** = Sabit katsayı.
- B** = Model uç değerlerinin karakteristiğidir.
- K** = Kavışleşme parametresidir.
- W** = Uç değerler aralığının üst sınırı.
- $G_i(M)$** = Deprem verileri içerisinde, n yıl içerisindeki en büyük depremin yeri.
- $T_i(M)$** = Dönüş periyodu T(M), gözlenen M'ye eşit veya ondan daha büyük olan maksimum depremin bulunduğu aralıktaki ortalama değerdir.
- f(t)** = Olasılık yoğunluk değeri.
- R(t)** = Güvenirlilik fonksiyonu.
- α ve β** = Regresyon katsayıları.
- Γ** = Gama fonksiyonu.
- { X_t }** = Rastgele değişkenler kümesi.
- X_t** = Her bir yıl sonunda meydana gelen deprem sayısı.
- { S }** = Rastgele değişkenlerin her bir değeri.
- n** = Adım sayılarını veya zaman dilimlerini göstermektedir.
- V** = Olasılık vektörü.
- X_{t-1}** = Mevcut duruma göre öncelikli durum.
- t_1** = Depremlerin tarihleri.
- $\lambda(t)$** = Tehlike oranı.
- M_1** = Deprem büyüklüğü alt sınırı.

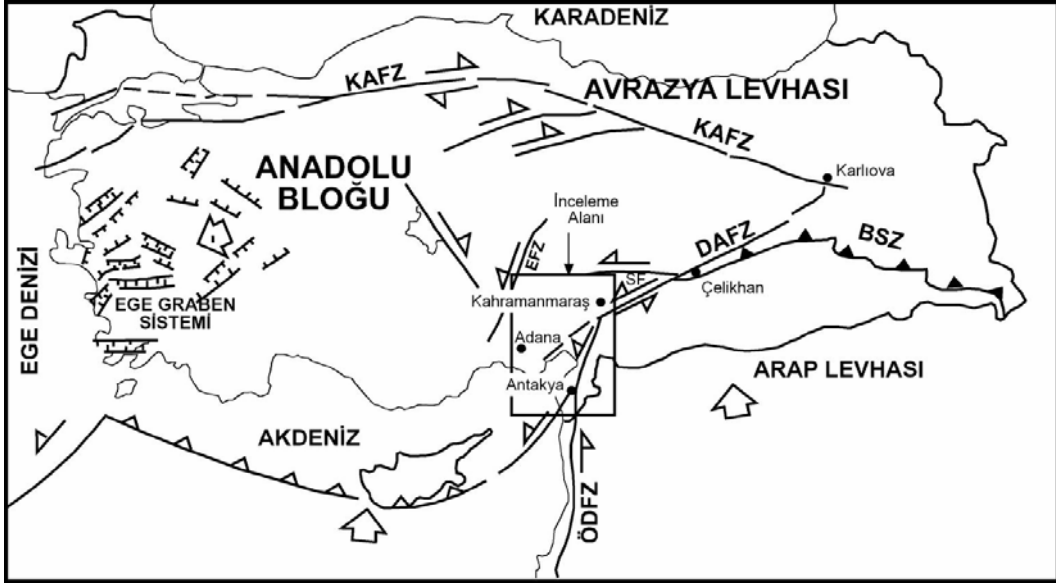
1.GİRİŞ

Sismik etkinliği yüksek bölgelerde depremlerin yinelenme dönemlerinin belirlenmesi önemlidir. Günümüze kadar gözlenen ve kaydedilen sağlıklı deprem verileriyle gelecekte oluşabilecek depremlerin meydana gelme olasılıkları ve dönüş periyotları istatistiksel modellerle belirlenebilmektedir. İstatistiksel risk analizinde, en önemli giriş parametresi depremlerin göreceli büyüklük dağılımlarıdır. Depremlerin büyüklük dağılımı için yaygın olarak bilinen en temel eşitlik $\log N = a - bM$ Gutenberg-Richter (1944) bağıntısıdır. Bu bağıntıda N , $M \pm \Delta M$ büyüklük aralığındaki deprem sayısı, a ve b parametrelerdir. " a " parametresi inceleme alanının genişliğine, gözlem dönemine ve deprem düzeyine bağlıdır. " b " parametresi ise deprem oluşumunun fiziği ile ilişkili bir parametre olarak tanımlanmaktadır.

Miyamura (1962), b parametresinin sismotektonik zon ve jeolojik yaşla ilişkili olduğunu ileri sürmüştür. Mogi (1967) laboratuvar çalışmasında b değerinin materyalin mekanik yapısına ve gerilme şartlarına bağlı olduğunu göstermiştir. Scholz (1968), b değerinin kayaç tipi, gerilme durumu ve kayanın süneumlülük artışı ile ilişkili olduğunu, gerilme artışının b değerinde düşüşe yol açtığını ileri sürmüştür. Dünya ölçeğindeki verileri inceleyerek Evernden (1970), b değer aralığını 0.8-1.2 olarak vermiş ve Shi ve Bolt (1982), Kaliforniya depremleri için ortalama b değerini 0.94 olarak sunmuştur. Bath (1983), İsveç depremleri için b değerini 0.84 olarak bulmuştur. Turcotte (1986), b değerini $0.4 \leq b \leq 1.4$ olarak vermiştir. Frohlich ve Davis (1993), büyük ölçekli çalışmalarda b değerleri arasında çok küçük değişimlerin olduğunu söylemektedirler. Wang (1994), 1966-1969 yılları arasında oluşan Çin depremleri için 41 bölgede yalnız bir b değerinin 1.4'den büyük olduğunu belirtmiştir. Mori ve Abercrombie (1997) farklı tektonik bölgelerde bulunan b değerleri arasında önemli değişimler olduğunu belirtmiştir. Genel olarak b değeri bölgenin tektonik özelliklerini belirleyen bir parametre olarak kabul edilmiştir (Allen vd., 1964; Hatzidimitriou vd., 1984; Wang, 1988; Olsson, 1999; Tsapanos vd., 1994; Manakou ve Tsapanos, 2000).

Türkiye'de bu konudaki ilk kapsamlı çalışma Alptekin (1978) tarafından yapılmıştır. Araştırmacı, Türkiye ve çevresindeki depremlerde büyüklük-frekans bağıntıları ve deformasyon boşalımını incelemek amacıyla Türkiye ve çevresini 14 bölgeye ayırmış ve çeşitli yöntemler kullanarak büyüklük-frekans bağıntılarını hesaplamıştır. Osmanşahin (1983), Güneydoğu Anadolu, Özer (1983), Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) doğu kesiminin, Ekşi (1983) Kuzey Anadolu ve Kafkasya bölgesinin depremselliğini araştırmışlar ve büyüklük-frekans bağıntıları ile birlikte çeşitli depremler için odak mekanizması çözümlerini belirlemişlerdir. Altınok (1984), Semi-Markov modelini kullanarak KAFZ'nun deprem riskini incelemiştir. Sayıl ve Osmanşahin (2003), Doğu Anadolu Bölgesini içine alan 36° - 42° K enlemleri ile 34° - 44° D boylamları arasındaki bölgenin depremselliğini bu yöntemle incelemişlerdir.

Bu çerçevede sunulu çalışmada yeterince bilinmeyen Adana-Antakya ve Kahramanmaraş bölgesinde, sismik enerjinin derinlikle değişimi, irdelenerek, bölgenin geleceği ile ilgili öngörülerin de belirlenmesi amaçlanmıştır.



Şekil 1.1. Türkiye'nin ve yakın dolayının ana tektonik yapılarını gösteren yakınlaştırılmış bir harita (Över vd., 2001).

2. MATERYAL VE YÖNTEM

Sismik etkinliği yüksek olan bölgelerde depremlerin oluşumlarının ve dönüş periyotlarının belirlenmesi önemlidir. Geçmişten günümüze kadar gözlenen ve kaydedilen sağlıklı deprem verileriyle gelecekte oluşabilecek depremlerin meydana gelme olasılıkları ve dönüş periyotları istatistiksel modellerle belirlenebilmektedir. Büyüklük-frekans bağıntıları deprem oluşumunun fiziğiyle doğrudan ilgisi nedeniyle (Mogi, 1962) depremsellik çalışmalarında çok önemli bir yer tutar. İstatistiksel risk analizinde en önemli giriş parametresi, depremlerin göreceli büyüklük dağılımlarıdır. Depremlerin sayısı ile büyüklükleri arasındaki bağıntı deprem istatistiğinin temel bağıntısıdır. Genellikle deprem büyüklüğü, deprem sayısı değişimlerine göre doğrusal olan bu bağıntının temel değişkenleri çeşitli yöntemlerle ve çeşitli veri grupları kullanılarak saptanabilir. Bu amaçla depremlerin normal ve yığınsal (kümülatif) frekansları kullanılır. Depremlerin oluş frekanslarını, büyüklüğün bir fonksiyonu olarak belirlemekte en yaygın biçimde kullanılan formül $[\log N(M) = a - bM]$ Gutenberg-Richter bağıntısıdır (Gutenberg-Richter, 1944). Bu bağıntıya dayalı olarak a ve b değerleri belirlenebilir. Bu değerler sismik risk analizi için kullanılır.

Sismik risk analizi, bir dizi olasılık hesaplamalarından oluşur. Bu yöntemlerden biri de Gumbell dağılımı yöntemidir. Analizi yapılan gözlemsel veri dağılımının istatistik anlamı için $G(M) = \exp\{-\alpha \cdot -\beta \cdot M\}$ denkleminle tanımlanan Gumbell dağılımı kullanılır. Burada $G(M)$, bir yıl içinde büyüklüğü M ' den büyük olan depremlerin aşılma olasılığı, M deprem büyüklüğü, α ve β regresyon katsayılarıdır, a ve b değerlerine dayalı olarak hesaplanabilmektedir.

2.1. Deprem Oluşum Modelleri

Gelecekteki depremlerin konum, büyüklük ve oluş zamanlarında belirsizlikler vardır. Deprem oluşumlarını modellemede kullanılan stokastik modeller, bu belirsizliği yansıtır. Deprem tehlikesi hesaplarında kullanılan deprem oluşum modelleri: probabilistik (olasılığa dayalı) ve deterministik (matematiksel, fonksiyonel) olmak üzere iki grupta toplanabilir.

En yaygın olarak kullanılan probabilistik model basit Poisson Modelidir. Bu model bir kaynak bölgesi içinde deprem oluşumlarının gerek konum ve gerekse zaman açısından birbirinden bağımsız olarak meydana geldiğini kabul eder. Zaman bağımsız modellerden birisi de jeolojik bilgilerdeki belirsizliğin ağırlık faktörleri ile değerlendirildiği Bayes modelidir.

Zaman bağımlı (hafızalı) modeller zaman tahminli, kayma tahminli modeller ve Semi-Markov modelleridir. Bu modellerden en yaygın olarak kullanılanı "karakteristik deprem" modelidir (Youngs ve Coppersmith, 1984). Bu modeller ancak üzerinde çok çalışılmış fay hatları (San Andreas Fayı gibi) ve sadece karakteristik depremlerden kaynaklanacak deprem tehlikesi için geçerli olmakta ve fay segmentasyonu ve yinelenme sürelerinden kaynaklanan belirsizlikler bu modellerin Poisson modelinin yerini almasına olanak vermemektedir. Diğer taraftan, Poisson modeli her durumda diğer modellere oranla daha emniyetli tarafta deprem tehlikesi sonuçları doğurmaktadır (Jordanovski ve Todorovska, 1994). Şimdiye kadar ülkemiz için geliştirilmiş tüm probabilistik deprem tehlikesi çalışmalarında basit Poisson Modeli kullanılmıştır.

2.1.1. Poisson deprem oluşum modeli

Deprem oluşumunu modellemekte kullanılan en yaygın modeldir. Bu modelde deprem oluşumunun bir Poisson süreci olduğu ve M_i büyüklüklerinin birbirinden bağımsız ve eşit olarak dağıldığı varsayılır. Bu varsayımlar altında, δt zaman aralığında büyüklükleri M 'den büyük N depremin meydana gelmesi olasılığı;

$$P(N, \delta t) = \frac{(\lambda \delta t)^N e^{-\lambda \delta t}}{N!} \quad (2.1)$$

ile verilir. Formülde λ , birim zamandaki deprem sayısıdır. Bu modelde yığınsal frekans dağılımı, δt zaman aralığında N veya daha az deprem bulunması olasılığı;

$$F(N; \delta t) = \sum_{k=0}^N \frac{(\lambda \delta t)^k}{k!} e^{-\lambda \delta t} \quad (2.2)$$

ile verilir. Poisson sürecinde deprem oluşları arasındaki zamanlar negatif üstel dağılım gösterirler:

$$P(t) = -\lambda e^{-\lambda t} dt \quad (2.3)$$

Bu bağıntıda P , iki deprem arasındaki verilen bir zaman dilimi ($t, t+dt$) içerisine düşme olasılığıdır. Buna karşılık gelen yığınsal dağılım fonksiyonu,

$$F(t) = 1 - e^{-\lambda t} \quad (2.4)$$

dir. $F(t)$, iki deprem arasındaki verilen bir zaman aralığının t veya daha az olma olasılığıdır. Literatürde rastgele deprem dizilerinin modellenmesinde aşağıdaki yaklaşımların kullanıldığı görülür:

1. Depremler arasındaki bekleme zamanlarının histogramları çizilir ve Poisson dağılımına uyup uymadığı araştırılır (Knopoff, 1964).
2. Poisson dispersiyon indeksi olarak bilinen, deprem sayısının örnekleme değişiminin beklenen (ortalama) değere oranı hesaplanır (Vere-Jones, 1970; Shlien ve Toksöz, 1970a).
3. Otokovaryans fonksiyonları, yani verilen zaman aralıklarında gözlenen deprem sayılarının değışintilerini (kovaryanslarını) gösteren fonksiyonlar hesaplanır (Vere Jones, 1970; Shilen ve Toksöz, 1970a).
4. Risk fonksiyonu $h(t)$ hesaplanır. $F(t)$ depremler arasındaki zamanın yığınsal olasılık dağılımı ise

$$h(t) = f(t) / [1 - F(t)] \quad (2.5)$$

ile verilir. Burada $f(t)$:

$$f(t) = dF(t) / dt \quad (2.6)$$

dir. Poisson modelinde $h(t)$, sürecin ortalama artış oranına eşit olan bir sabittir.

2.2. Büyüklük-Frekans Bağıntıları

Depremlerin oluş frekanslarını, büyüklüğün bir fonksiyonu olarak belirlemekte en yaygın biçimde kullanılan Gutenberg-Richter ifadesidir (Gutenberg-Richter, 1944):

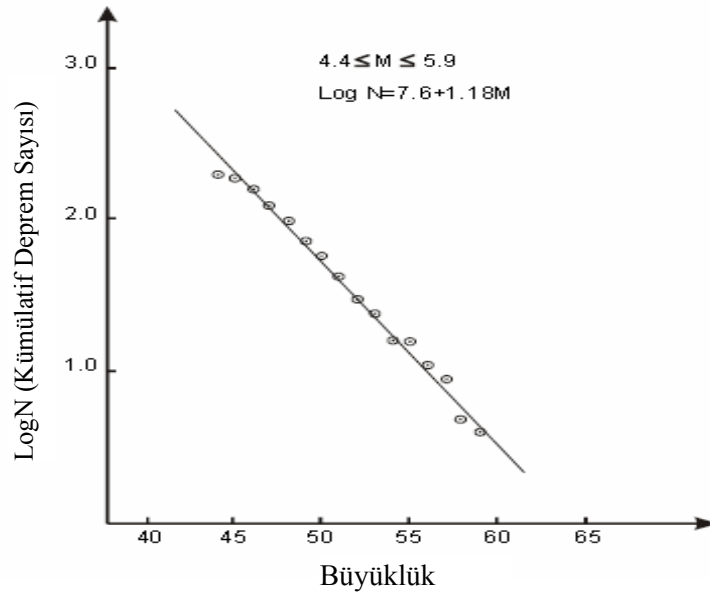
$$\log N(M) = a - bM \quad (2.7)$$

Bu denklemde büyüklüğü M ile $M+dM$ arasında bulunan depremlerin sayısı $N(M)dm$ ile belirlenir. a ve b ise sabit parametrelerdir.

Gutenberg-Richter bağıntısı genellikle bütün büyüklüklerde doğrusal değildir (Şekil 2.1). Bu nedenle $\log N(M)$ nin doğrusal olduğu bir büyüklük aralığının (M_1, M_2) tanımlanması gerekir.

Bugüne kadar M_1 ve M_2 değerleri sadece laboratuvar koşullarında elde edilebilmiştir. Büyük depremlere ait gözlemler az olduğundan büyük depremler için bağıntı belirsizdir. M_1 göz önüne alınan bölgedeki gürültü seviyesine bağlı olduğu ve gürültü seviyesinin yüksek olması da çok duyarlı sismografların kullanılmasını engellediğinden küçük depremlerde, deprem dizisinin tam olduğundan emin olmak gerekir. M_1 ve M_2 büyük olasılıkla malzemenin yapısına ve deformasyon oranına bağlı olup $M_{\min} < M_1 < M_{\max} < M_2$ şeklinde bütün deprem dizisini sınırlar.

(2.7) denklemi sürekli bir bağıntıyı tanımlar. Pratik amaçlar için büyüklük $+0.3$ büyüklük birimi duyarlılığıyla hesaplanabilir. Bundan doğan hataları gidermek için büyüklük sınıfları ortaya atılmış ve bu halde de (2.7) denkleminin sağlandığı gösterilmiştir. Bu halde N , büyüklüğü $M + dM$ olan depremlerin sayısıdır. Fakat büyüklük frekans bağıntısının değişkenleri sınıf aralığı dM 'ye bağlıdır. (2.7) ifadesiyle verilen Gutenberg-Richter bağıntısı ile elde edilen a ve b değerlerine bir örnek Şekil 2.1' de gösterilmiştir.



Şekil 2.1. Gutenberg-Richter bağıntısının hesaplanmasında büyüklük aralığının seçimi.

Büyüklük-frekans bağıntısının hesaplanmasında pratik amaçlar için büyüklüklerin grup merkezi veya verilen gruptaki büyüklüklerin ağırlıklı ortalaması hesaplanır. (2.7) denklemindeki a ve b değerleri grup merkezinin veya ağırlıklı grup ortalamasında kullanılmasına da bağlıdır. Ağırlıklı ortalama:

$$M = \frac{\sum_{i=1}^S n_i M_i}{\sum_{i=1}^S n_i} \quad (2.8)$$

bağıntısından hesaplanır. Burada n_i büyüklüğü M_i olan depremlerin sayısı, s ise bir gruptaki farklı büyüklüklerin sayısıdır. Ağırlıklı ortalama için bulunan değiştirgenler grup merkezi için bulunanlardan küçüktür, çünkü pratik hallerde M genellikle grup merkezinden daha büyüktür (Prochazkova, 1970).

Aynı büyüklük aralığı için normal ve yığılma frekanslarından hesaplanan değerler farklı olduğu için büyüklük frekans bağıntıları hesaplanırken normal ve yığılma frekanslardan hesaplanan değiştirgenler arasında da ayırım yapılması gerekir. Yığılma frekansları için bulunan değerler normal frekanslardan hesaplanan değiştirgen değerlerinden büyüktür (Prochazkova, 1970 ve 1972).

2.2.1 Büyüklük–frekans bağıntılarının hesaplanması

Deprem büyüklük-frekans bağıntılarını belirleyen a , b değişkenlerinin hesaplanmasında çeşitli yöntemler kullanılır. Bu yöntemler:

- 1) Gözle eğri uydurma yöntemi,
- 2) En küçük kareler yöntemi (least squares method),
- 3) Ağırlıklı en küçük kareler yöntemi (weighted least squares method),
- 4) En büyük olasılık yöntemi (Maximum Likelihood method),
- 4) Utsu ve Page bağıntıları,

Bu doğrusal ilişkilerden başka doğrusal olmayan (ikinci veya üçüncü derece) bağıntılar da hesaplanabilmektedir. Bu yöntemlerden en çok tercih edileni en küçük kareler yöntemidir. Bu nedenle bu yöntem daha ayrıntılı anlatılacaktır.

2.2.1.1 Gözle eğri uydurma yöntemi

Bu yöntemde ($M, \log N$) koordinatlarında bir veri grubunu temsil eden noktalara en iyi uyan doğru gözle tayin edilir ve doğruyu tanımlayan parametreler grafikten hesaplanır. Bulunan sonuçlar çok duyarlı değildir.

2.2.1.2 En küçük kareler (EKK) yöntemi

En küçük kareler yönteminin bir doğruya uygulanışı aşağıdaki gibi özetlenebilir. Büyüklükleri $M_i + dM_i$ ($i=1,2,\dots,n$) olan depremlerin sayıları N_i ile gösterilirse, Burada n hesaplamada kullanılan veri sayısını ifade eder. Gauss dağılımı gösteren bir sürekli, rasgele, büyüklük $\log(N_i)$ ' nin olasılık dağılım fonksiyonu (probably distribution function);

$$P(a,b;\log N_i) = (2\pi x^2)^{-1/2} \pi \exp\left[-\frac{1}{2}x^2(a-bM_i - \log N_i)^2\right] \quad (2.9)$$

dir. Hesaplama kolaylığı bakımından logaritmik olasılık fonksiyonu kullanmak daha uygundur;

$$\ln(p(a,b;\log N_i)) = -(1/n)\ln(2\pi x^2) - \sum_{i=1}^n \frac{1}{2}x^2(a-bM_i - \log N_i)^2 \quad (2.10)$$

Maksimum gerçeklik değeri prensibine göre, rasgele bir değişkenin en büyük olasılık değeri, olasılık dağılım fonksiyonunu en büyük yapan değerdir. Buna göre,

$$-\frac{1}{2}n\ln(2\pi x^2) - \frac{1}{2}x^2 \sum_{i=1}^n (a-bM_i - \log N_i)^2 = \text{maksimum} \quad (2.11)$$

dur. Başlangıçtaki varsayımlar altında, x^2 noktalar için aynı olmak koşulu ile ve işaret değiştirilerek (2.11) ifadesi yerine

$$(a - bM_i - \log N_i)^2 = \text{minimum} \quad (2.12)$$

elde edilir. Bu denklem en küçük kareler koşuludur. Bu aşamada problem çeşitli gözlem değerlerinden geçen en uygun eğrinin belirlenmesine dönüşür. En küçük karelerle a ve b değişkenleri aşağıdaki bağıntılardan bulunur.

$$a = \left(\sum_{i=1}^n M_i^2 \sum_{i=1}^n \log N_i - \sum_{i=1}^n M_i \sum_{i=1}^n M_i \log N_i \right) \left[n \sum_{i=1}^n M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n M_i \right)^2 \right]^{-1} \quad (2.13)$$

$$b = \left[\sum_{i=1}^n M_i \sum_{i=1}^n \log N_i - n \sum_{i=1}^n M_i \log N_i \right] \left[n \sum_{i=1}^n M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n M_i \right)^2 \right]^{-1} \quad (2.14)$$

$$m_a = m \left(\sum_{i=1}^n M_i^2 \right)^{1/2} \left[n \sum_{i=1}^n M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n M_i \right)^2 \right]^{-1/2} \quad (2.15)$$

$$m_b = mn^{1/2} \left[n \sum_{i=1}^n M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n M_i \right)^2 \right]^{-1/2} \quad (2.16)$$

$$m = \left[\sum_{i=1}^n (a - bM_i - \log N_i)^2 \right]^{1/2} n^{-1/2} \quad (2.17)$$

(2.13) ve (2.14) denklemlerinden basit bir işlem ile a ve b arasında (2.18) ile verilen aşağıdaki bağıntı bulunur:

$$a = n^{-1} \sum_{i=1}^n M_i b + n^{-1} \sum_{i=1}^n \log N_i \quad (2.18)$$

Yukarıdaki denklemde diğer terimler sabit iseler denklem a yı b nin doğrusal bir fonksiyonu olarak verir. a ile b 'nin belirli hata sınırları içinde verildiği göz önünde tutulursa, yukarıdaki ifadelerdeki küçük değişimler a ile b arasındaki doğrusallığı bozmaz. Pratik hesaplamalarda bu ilişkiyi görmek olanaklıdır (Prochazka, 1970 ve 1973). (2.11) koşuluna dayanan en küçük kareler yönteminde bütün noktalar aynı ağırlığa sahiptir. Bu nedenle diğer noktaların iyi uyduğu bir doğrudan, önemli ölçüde sapmalar gösteren noktaların bulunabilmesi doğaldır. Bu tür noktalar bazen yorumlayıcı tarafından atılarak, a ve b değişkenleri dizinin kalan noktalarından elde edilir. (2.17) ifadesi ile verilen standart sapma doğrudan doğruya gözlem sayısı ile orantılıdır. Çok sayıda gözlem olması halinde noktalarda büyük saçılma olmasına karşın standart sapma, gözlem sayısının az olması halinde daha küçüktür. En küçük kareler yönteminde iyi sonuçlar alınması için gözlem sayısının olabildiğince büyük olması gerekir.

2.2.1.3 Ağırlıklı en küçük kareler yöntemi

En küçük kareler yöntemi aynı ağırlığa sahip olan yani X^2 saçılması gösteren noktalar için geçerlidir. Bu durum her zaman, özellikle noktalar farklı duyarlılıklarda saptanabilmişlerse uygun

olmayabilir. Bu nedenle Ağırlıklı en küçük kareler yöntemi kullanılır. Bu yöntem her noktayı P_i ağırlığı ile dikkate alır. Bu yöntemde X_i^2 , $i=1,2,\dots,s$ önceki halde olduğu gibi sabit değildir. Bu halde X_i^2 yerine μ^2/P_i dikkate alınabilir, μ^2 bütün noktalar için aynıdır. En küçük kareler yönteminde verilen koşullarda aynı yolu izleyerek ağırlıklı en küçük kareler yöntemi için ilk koşul:

$$\sum_{i=1}^s P_i (a - bM_i - \log N_i)^2 = \text{minimum} \quad (2.19)$$

elde edilir. $P_i \approx N_i$ seçilerek yukarıdaki bağıntının a ve b ye göre türevleri alınarak a ve b parametrelerini ve bunların hatalarını veren formüller çıkarılabilir.

2.2.1.4 En büyük olasılık yöntemi

En büyük olasılık yönteminde rastgele değişken N_i ($i=1,2,\dots,s$) bir poisson dağılımı gösterir, yani olasılıklı dağılım fonksiyonu,

$$p(a,b; N_i) = \exp(-\langle N_i \rangle) \langle N_i \rangle^{N_i} (N_i!)^{-1} \quad (2.20)$$

ile verilir. Burada $\langle N_i \rangle = 10^{a-bM}$ dir. Gözlemlerin birbirinden bağımsız oldukları kabul edilirse,

$$p(a,b;N) = \prod_{i=1}^s \exp(-\langle N_i \rangle) \langle N_i \rangle^{N_i} (N_i!)^{-1} \quad (2.21)$$

dir. Rasgele değişkenin logaritmik, olasılıklı dağılım fonksiyonu gözönüne alınır ve en büyük gerçek kuralı uygulanırsa, $\ln(p(a,b;N))$ nin en büyük olması şartı, a ve b parametreleri için aşağıdaki ifadeleri verir (Prochazkova, 1970),

$$a = \log \sum_{i=1}^s N_i - \log \sum_{i=1}^s 10^{-bM} \quad (2.22)$$

$$\sum_{i=1}^s M_i \cdot 10^{-bM} \left(\sum_{i=1}^s 10^{-bM_i} \right)^{-1} - \sum_{i=1}^s N_i M_i \left(\sum_{i=1}^s N_i \right)^{-1} = 0 \quad (2.23)$$

(2.23) denklemi deneme–yanılma veya regula – falsi yöntemleriyle çözülebilir. (2.21) denklemi a' nın b'ye bağlı olduğunu gösterir. Bu denklemin incelenmesi a parametresinin b' nin artan bir fonksiyonu olduğunu gösterir. (2.19) denklemdeki diğer parametreler sabit ise denklem doğruya yakın olan bir eğri gösterir. En büyük olasılık yöntemi gözlem sayısı bakımından bir sınırlama gerektirmez. Rastgele değişken N_i yerine rastgele değişken $\log N_i$ gözönüne alınır (2.21) ve (2.23) denklemleri yerine, herbiri iki değişken bulunduran iki logaritmik denklem elde edilir. Rastgele değişken N_i ayırık değerlere sahiptir ve buna bir poisson dağılımı uygulanabilir.

2.1.1.4 Utsu ve Page bağıntıları

Büyüklik-frekans bağıntısındaki tektonik b parametresinin hesaplanmasında Page (1968) ve Utsu (1964)' nun verdiği ifadeler sık kullanılır. Page (1968) tektonik parametre, b için (2.24) ifadesini önermiştir.

$$b = \left[\left(\sum_{i=1}^s M_i N_i \right) \left(\sum_{i=1}^s N_i \right)^{-1} - \left(M_{\min} - M_{\max} 10^{-b(M_{\max} - M_{\min})} \right) \left(1 - 10^{-b(M_{\max} - M_{\min})} \right)^{-1} \right]^{-1} \quad (2.24)$$

Burada M_{\min} ve M_{\max} gözlenen en küçük ve en büyük büyüklüklerdir. Page formülü en büyük gerçek prensibinden elde edilmiştir. Formülün çıkarılışında gözlemlerin bağımsız olduğu, büyüklükleri M_i ile $M_i + dM_i$ arasında $N_c(M_i)$ sayıda depremin meydana gelebilmesi olasılığının,

$$P = N_c(M_i) [N_c(M_{\min}) - N_c(M_{\max})]^{-1} \quad (2.25)$$

olduğu kabul edilmiştir. Bu bağıntı $N_c(M)$ sürekli bir fonksiyon ise geçerlidir; köşeli parantezin içi büyüklükleri M_{\min} ve M_{\max} arasında olan tüm depremlerin toplamını içerir ve bir integral ile gösterilebilir. Fakat depremler büyüklüklerine göre sınıflandırılıyorsa $N(M)$ sürekli bir fonksiyon değildir ve toplam bir integral ile gösterilemez. M_{\max} ile M_{\min} arasındaki farkın çok büyük olması halinde Page formülü (2.26) ile verilen Utsu ifadesiyle benzer olur. Utsu (1964), tekil bağımsız ve duyarlı b değerleri verdiği için aşağıdaki basit formülün kullanılmasını önermiştir:

$$b = \left[\left(\sum_{i=1}^s M_i N_i \right) \left(\sum_{i=1}^s N_i \right)^{-1} - M_{\min} \right]^{-1} \log_e \quad (2.26)$$

Aki (1964), bu formülün en büyük olasılıklı b değerini verdiği göstermiş ve güvenilirlik sınırlarını saptamıştır. Büyüklük değeri genellikle büyüklük biriminin onda biri mertebesinde verilir, yani $\Delta M = 0.1$ aralıklarla verilebilir. Bununla birlikte bazı durumlarda aralıklar 0.24 veya 0.4 olabilir. b değerinin sistematik olarak küçük olduğuna dikkati çekmiştir. $b\Delta M$ belirli bir değerden büyük ise (2.26) formülü ile hesaplanan b değerleri bu etki için düzeltilmelidir. Bu düzeltme,

$$\eta = \left(\frac{10^{-b\Delta M}}{1 - 10^{-b\Delta M}} + \frac{1}{2} \right) b\Delta M / \log_e \quad (2.27)$$

ile verilir. Böylece bağımsız b değerleri elde etmek için (2.26) bağıntısından hesaplanan değerler η ile çarpılmalıdır. Çizelge 2.1' de η değerleri $b\Delta M$ nin bir fonksiyonu olarak gösterilmiştir.

Çizelge 2.1. $b\Delta M$ ' nin fonksiyonu olarak η düzeltmesi (Utsu, 1971).

$\frac{b\Delta M}{M}$	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0
η	1.000	1.004	1.017	1.039	1.070	1.108	1.144	1.208	1.268	1.344	1.407

2.3. Gumbell Deprem Oluşum Modeli

Sismik risk analizi bir dizi olasılık hesaplamalarından oluşur. Bu yöntemlerden biri de Gumbell dağılımı yöntemidir. Analizi yapılan gözlemsel veri dağılımının istatistik anlamı için;

$$G(M) = \exp(-\alpha \cdot e^{-\beta \cdot M}) \quad (2.28)$$

denklemlerle tanımlanan Gumbell dağılımı kullanılır. (2.28) ifadesinde $G(M)$, bir yıl içinde büyüklüğü M ' den büyük olan depremlerin aşılma olasılığı, M deprem büyüklüğü, α ve β regresyon katsayılarıdır. Büyüklük frekans (oluşum sıklığı) ilişkisi için Gutenberg- Richter (1946), deprem büyüklüğünü, 1 yıl içinde oluşacak toplam deprem sayısına (N) ilişkilendiren (2.7) ifadesiyle verilen $\log N = a - bM$ ampirik ifadesini önermiştir. Bu bağıntıda a ve b sabit katsayılarıdır. a , inceleme alanının genişliğine, gözlem dönemine ve deprem etkinliğinin düzeyine bağlıdır. b ise inceleme alanının tektonik parametresidir ve bölgenin sismisitesi ile doğrudan ilişkilidir. Buradaki a ve b katsayıları $\log N-M$

(büyüklük) grafiğinden elde edilir. a ve b G(M) fonksiyonunda kullanılan α ve β regresyon katsayılarının hesaplanmasında kullanılır. a,b ve α , β arasındaki ilişki basit matematiksel işlemlerle

$$a = \text{Log}\alpha \rightarrow \alpha = 10^a \quad (2.29)$$

$$b = \beta \cdot \text{Log}e \rightarrow \beta = b / \log e \quad (2.30)$$

elde edilebilir. α ve β hesaplandıktan sonra G(M), yıllık maksimum büyüklüklerin ortalaması, en sık meydana gelen yıllık büyüklük, maksimum büyüklük ve belirli bir M büyüklüğünde bir depremin doğuracağı maksimum a (yerdeğiştirme ivmesi), v (yerdeğiştirme hızı) ve d (yerdeğiştirmesi) gibi olasılık hesaplamaları yapılabilir.

3.İNCELEME ALANININ JEOLJİK VE SİSMOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanı, sol yanal atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ)'nun güney bölümü, sol yanal atımlı Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ)'nun kuzey bölümü ve Kıbrıs Yayı olmak üzere üç aktif ana kuşak boyunca Arap/Anadolu, Afrika/Arap ve Anadolu/Afrika levhalarının görelî hareketlerini karşılayan Arap, Afrika ve Anadolu levhalarının kesişim alanında yer almaktadır. Adana ve İskenderun, Karataş-Osmaniye ve Misis-Ceyhan ana fayları boyunca KD doğrultulu Misis Sıradağları tarafından birbirinden ayrılmış gerilme havzalarıdır. Bu fay zonları, Doğuda Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'na bağlandığı Karlıova'dan güneybatıya Türkoğlu'na kadar yaklaşık 400 km uzanan bölgesel olarak belirgin DAF'na paralel gibi görünmektedir. Türkoğlu'ndan itibaren DAF'ın uzanımı tartışmalıdır.

Kimi araştırmacılara göre (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Perinçek ve Çemen, 1990; Şaroğlu ve diğ., 1992; Över ve diğ., 2002) bu fay, güneye Hatay bölgesine, kimi araştırmacılara göre (McKenzie, 1972; Jackson ve McKenzie, 1984, 1988) İskenderun Körfezi'ne ya da güneybatıya doğru uzanmaktadır. DAF'ın bir segmenti Antakya ve Türkoğlu arasındaki Karasu Vadisi'nin batısını sınırlayan Amanos Fayı ile temsil edilirken (Perinçek ve Çemen,1990) Osmaniye ve Kahramanmaraş arasındaki DAF, Karataş-Osmaniye Fayı ile temsil edilir. Ama bu fay Düziçi (Osmaniye) ve Türkoğlu (Kahramanmaraş) arasında belirgin bir şekilde izlenemez.

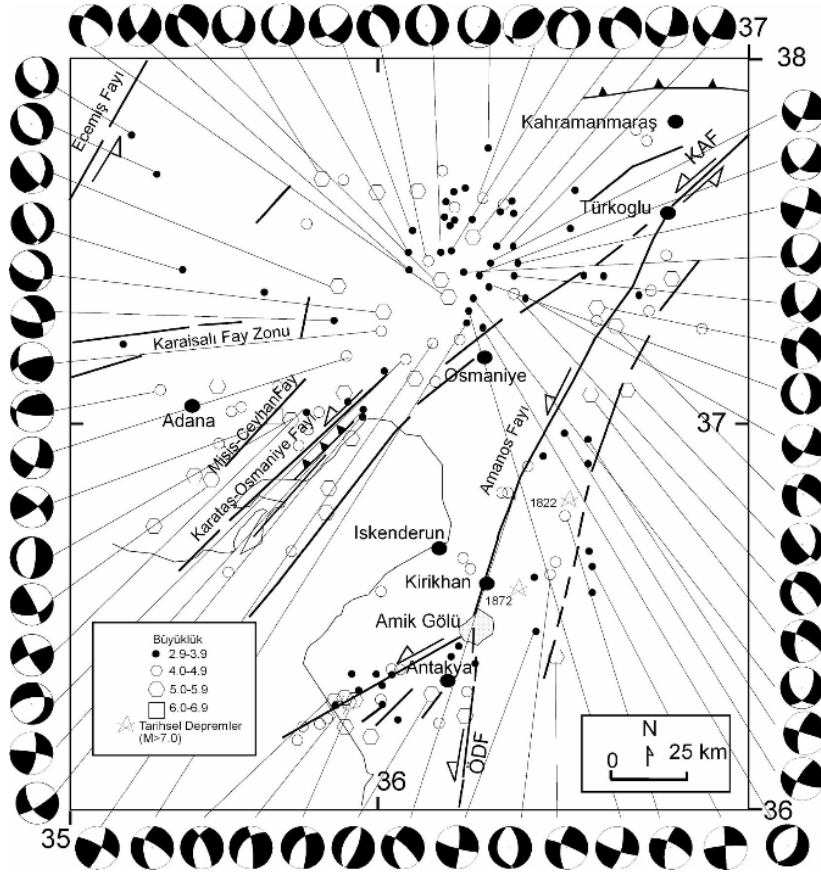
Adana Neojen havzası ve Chorowicz ve diğerleri'nin (1994) Pliyo-Kuvaterner ovasının gelişimi hala tartışma konusudur. Bu havza ya doğrultu atım faylarla ilişkili bir çek ayır havza (Şengör ve diğ., 1984; Dewey ve diğ., 1986) ya da Anadolu'nun Misis sıradağları boyunca batıya kaçışıyla ilişkili büyük bir düğüm ferahlaması havzası (Chorowicz ve diğ. 1994) olarak oluşmuştur. Sismik yansıma yorumlarına dayalı olarak Pre-Messiniyen'de oluşmuş olan Adana Kilikya havzası çok sayıda normal fay tarafından hafifçe deforme edilmiştir (Aksu ve diğ., 1992).

Doğu Akdeniz bölgesinin jeodinamiği Arap - Afrika ve Avrasya levhalarının göreceli hareketleriyle belirlenmektedir. Bu bölge çok çeşitli tektonik süreçler sunmaktadır. Kıta-Kıta çarpışması (Doğu Anadolu), okyanusal litosfer yitimi ve ilişkili yay gerisi yayılma (Helenik ve Kıbrıs), kıtasal kaçma (Anadolu Bloku), Ana kıtasal doğrultu atım fayları (KAF ve ÖDF) ve kıtasal ekstansiyon (üstleyen Anadolu Bloku'nda) Arap-Anadolu levhaları çarpışması Türkiye'nin doğusunda kabuk kalınlaşmasına Bitlis Sütur Zonu (BSZ) boyunca kompresyonel deformasyona neden olmaktadır (Şaroğlu ve Yılmaz, 1990). Eşyaşlı olarak Avrasya'ya doğru gerçekleşen hareket sağ yanal atımlı KAF ve sol yanal atımlı DAF ile belirlenen kuzey ve doğu sınırları boyunca Anadolu Bloku'nun batıya kaçışına neden olmaktadır (McKenzie, 1972; Tapponnier, 1977; Şengör ve diğ., 1984; Dewey ve diğ., 1986).

Afrika levhasının ön cephesi Helenik ve Kıbrıs Yayları boyunca Akdeniz'de yitime neden olmaktadır (Mc Kenzie, 1972; Rotstein ve Ben-Avraham, 1984; Barka ve Reilinger, 1997). Yapısal kinematik analizler, Kıbrıs kuzeyinde ve Adana / Kilikya havzasında (Karig ve Kozlu, 1990; Kempler ve Garfunkel, 1994; Robertson ve diğ., 1991; 2000) ve Amik havzası ve Türkoğlu arasındaki Hatay bölgesinde (Perinçek ve Çemen, 1990; Lyberis ve diğ., 1992; Adıyaman ve Chorowicz, 2002; Över ve diğ., 2002), üstleyen levhada deformasyonu, yani levhada uzama ve kısalma arasındaki bir değişimi kanıtlamaktadır.

Tarihsel ve aletsel kayıtlar, inceleme alanı ve çevresinin son 2000 yıldır çok sayıda yıkıcı depremle etkilendiğini göstermektedir (Wills, 1928; Sieberg, 1932; Poirier ve Taher, 1980; Ambraseys ve Barazangi, 1989). Bir çok inceleme Doğu Akdeniz'deki depremselliğin genel hatlarını ortaya koymaktadır (McKenzie, 1972; 1978; Cominakis ve Papazachos, 1972; Rotstein ve Kafka, 1982). Tarihsel dönemdeki en büyük deprem 10 Ağustos 1114'te oluşmuştur ve yüzey dalga büyüklüğü $M_s = 7.0$ olarak tahmin edilmektedir (Amina ve diğ., 1979). Son 40 yıldır bu bölge 1942, 1944 ve 1998 yıllarında meydana gelen üç büyük depremden etkilenmiştir. 22 Haziran 1998'de oluşan Adana'daki en önemli deprem ($M_w = 6.2$) yerel sismograf ağının merkezinde bulunmaktadır (Aktar,2000). Aletsel dönemde oluşmuş depremler esas olarak aşağıdaki aktif yapılar boyunca dağılım göstermektedirler (Şekil 3.1).

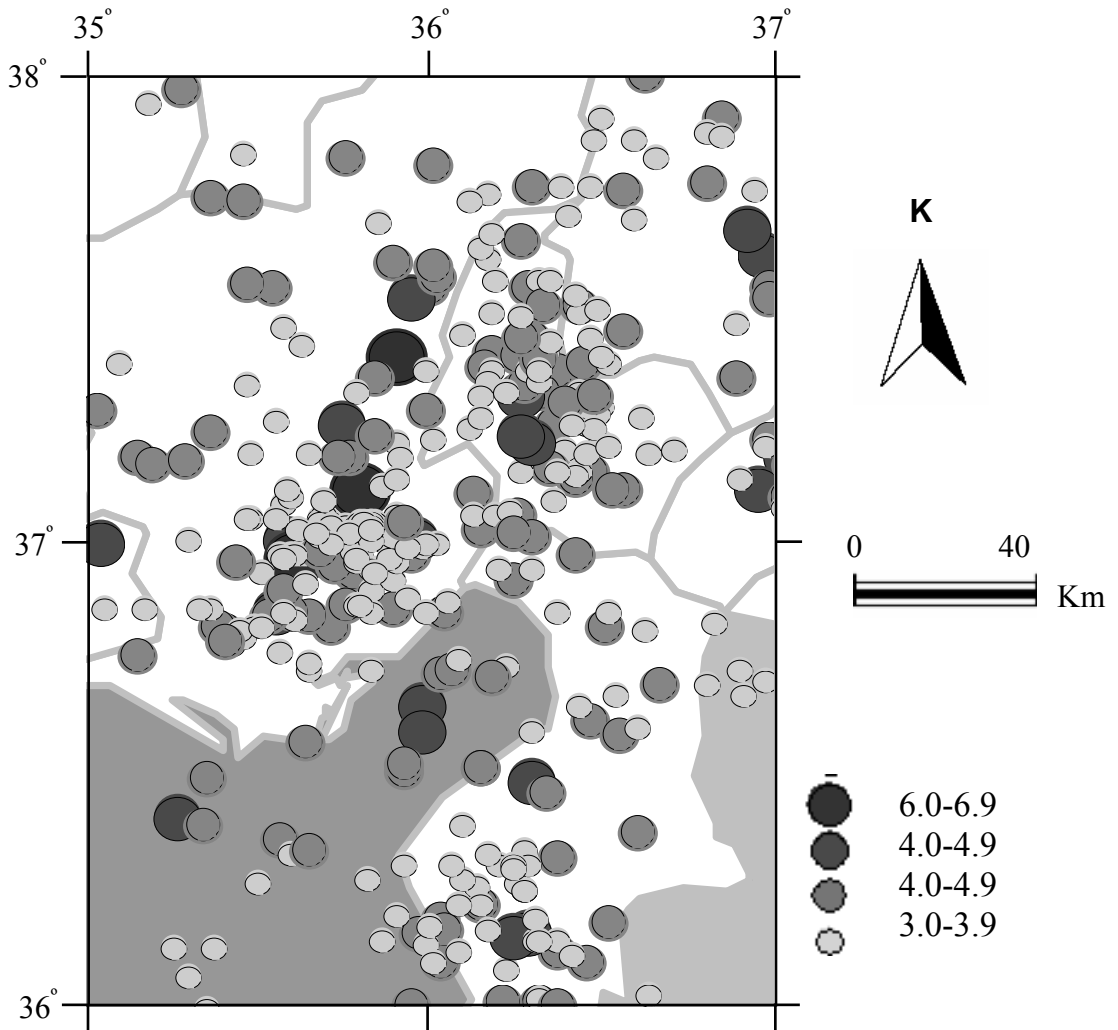
- 1) Adana – Osmaniye arasındaki Misis Sıradağları boyunca, Karataş- Osmaniye ve Misis-Ceyhan Fayları ile temsil edilen DAFZ'nun GB ucu,
- 2) Antakya, Osmaniye ve Kahramanmaraş'ı kapsayan Amanos Fayı ile temsil edilen DAFZ'nun güney bölümü,
- 3) ÖDF'nin kuzey bölümü
- 4) Kıbrıs yayı ve Antakya'ya doğru karadaki uzanımı (Över ve diğ. 2004).



Şekil 3.1. İnceleme alanının sismotektonik haritası ve sığ depremlerin odak mekanizmaları (Över ve diğ. 2004)

4. İNCELEME ALANI İÇİN BÜYÜKLÜK-FREKANS BAĞINTILARI

Bu bölümde, 36° - 37° D ve 36° - 38° K coğrafi koordinatları arasında kalan bölgede 1900-2001 yılları arasında oluşan, 3.0'dan büyük, önsarsıntılar ve artsarsıntılar dahil tüm depremler kullanılarak, büyüklük-frekans bağıntısı için a ve b değerleri hesaplanmıştır. Bu çalışmada kullanılan veriler Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü' nün deprem katalogundan alınmıştır. Bu depremlerin dış odakları Şekil 4.1' de verilmiştir. İnceleme alanında tarihsel dönemdeki depremlere ait veriler Çizelge 4.1' de sunulmuştur.



Şekil 4.1. Çalışma bölgesinde 1900-2001 yılları arasında meydana gelen depremlerin dış odak dağılımı (<http://www.sayisalgrafik.com.tr>, 2008)

Çizelge 4.1. İnceleme alanında meydana gelmiş tarihsel depremler (<http://www.koeri.boun.edu.tr>).

No	Tarih	Enlem	Boylam	Yer	Şiddet
1	MÖ18	36,24	36,10	Antakya	VIII
2	MÖ37	36,24	36,10	Antakya	VIII
3	7	36,24	36,10	Antakya	VIII
4	110	36,24	36,10	Antakya,	VIII
4	114	36,24	36,10	Antakya	IX
6	128	37,30	36,80	Maraş	VIII
7	220	36,24	36,80	Antakya	VIII
8	244	36,24	36,10	Antakya	X
9	272	36,24	36,10	Antakya	VIII
10	290	37,06	34,80	Ceyhan,	VIII
11	334	36,24	36,10	Antakya,	IX
12	341	36,24	36,10	Antakya	VIII
13	396	36,24	36,10	Antakya	VIII
14	410	36,24	36,10	Antakya	IX
14	418	36,24	36,10	Antakya	VIII
16	426	36,24	36,10	Antakya,	IX
17	429	36,24	36,10	Antakya	IX
18	487	36,24	36,10	Antakya	IX
19	867	36,24	36,10	Antakya	IX
20	1043	36,24	36,10	Antakya	VIII
21	1072	36,24	36,10	Antakya	VIII
22	1114	36,40	34,40	Antakya,	IX
23	1114	36,24	36,10	Antakya	VIII
24	1190	36,24	36,10	Antakya	VIII
24	1822	36,24	36,10	Antakya	IX
26	1872	36,24	36,10	Antakya,	IX

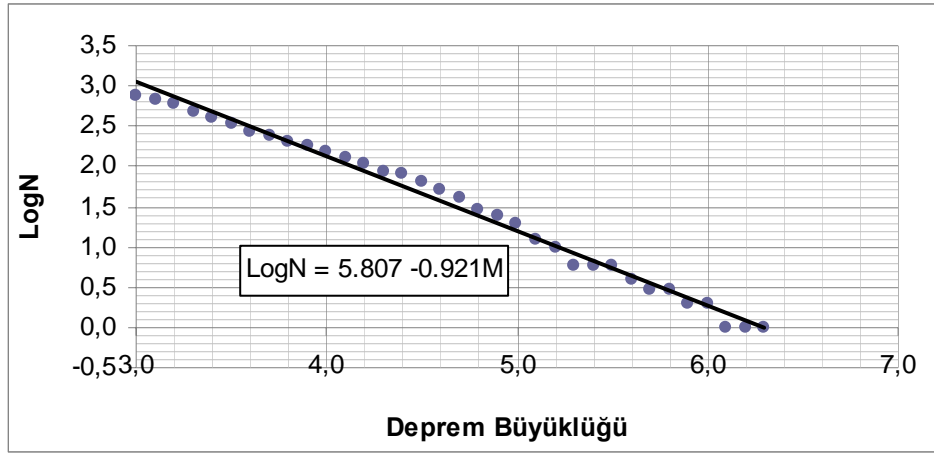
İnceleme alanında 1900–2001 yılları arasında büyüklükleri 4.0 ile 6.3 arasında değişen toplam 100 adet deprem olmuştur. Seçilmiş olan bazı önemli depremlerin oluş zamanları, büyüklükleri ve dış odakları ile ilgili bilgiler Çizelge 4.2’ de verilmiştir.

Çizelge 4.2. İnceleme alanı ve çevresinde meydana gelmiş aletsel depremler (<http://www.sayisalgrafik.com.tr>. 19.11.2008)

No	Tarih	$M_s \geq 4$	Yer
1	30. 10. 1908	4.4	Kahramanmaraş
2	24. 12. 1914	4.2	İskenderun Körfezi
3	04. 10. 1921	4.4	Doğu Akdeniz
4	01. 02. 1922	4.3	Kahramanmaraş
4	17. 03. 1926	4.4	Tarsus – Mersin
6	24. 09. 1933	4.0	Adana
7	14. 06. 1936	4.4	İskenderun Körfezi
8	20. 03. 1944	6.0	Ceyhan – Adana
9	08. 04. 1941	4.4	İskenderun Körfezi
10	22. 10. 1942	4.6	Ceyhan – Adana
11	24. 03. 1943	4.0	Gaziantep
12	01. 06. 1961	4.0	Ceyhan – Adana
13	29. 06. 1971	4.3	Gaziantep
14	11. 04. 1971	4.3	Gaziantep
14	22. 01. 1997	4.7	Hatay
16	22. 01. 1997	4.3	Hatay
17	27. 06. 1998	6.3	Ceyhan – Adana
18	28. 06. 1998	4.0	Ceyhan – Adana
19	04. 07. 1998	4.2	Adana
20	31. 10. 2001	4.0	Tecirli – Osmaniye

Bilindiği gibi Kuzey Anadolu Fayı son yüzyıl içerisinde oldukça aktifken, Doğu Anadolu Fayı ise suskun görünmektedir. 22 Ocak 1997 tarihli Antakya depremi, Doğu Anadolu Fayının güneybatı ucunu oluşturan kollar üzerinde oluşmuştur. Özellikle bu kollardan biri olan Ceyhan – Karataş Fayı son on yıl içinde 4.0'dan büyük depremler oluşturmaya devam etmektedir. Bu tür depremler ve fayın uzun yıllardır suskun olması, önümüzdeki yüzyıl içerisinde oldukça aktif olabileceğini göstermektedir (Demirtaş, 1997).

Bu depremlere ait LogN (Kümülatif deprem sayısı) ve M (Büyüklik) grafiği Şekil 4.2' de verilmiştir. Bu grafikten yararlanılarak $a = 4.807$ ve $b = 0.921$ değerleri elde edilmiştir. Türkiye ve çevresi için Alptekin (1978) $b=0.84$ değeri bulmuş, aynı çalışmada Sayıl ve Osmanşahin (2003) ise inceleme alanı için $b=0.71$ değeri hesaplamışlardır. Bu çalışmada elde edilen değer ise Karnik (1969)' ın Akdeniz bölgesi için verdiği $b=0.94$ değeri ile daha çok uyumludur. Miyamura (1962) dünya ölçeğinde b-değerinin 0.4-1.8 arasında olduğu ve sismotektonik kuşağın jeolojik yaşına bağlı olarak değiştiğini belirtmiştir. Miyamura (1962), Pasifik ve Alpin orojenik kuşaklarında (ada yayları dahil) 1.0-1.8 gibi yüksek b-değerleri ve yaşlı kalkan kütlelerinde daha küçük b-değerleri bulmuştur.



Şekil 4.2. İnceleme alanı için $\text{LogN} = a - bM$ ilişkisi

Daha sonra yapılan çalışmalarda, dünya üzerinde Gutenberg- Richter bağıntısından belirlenen b değeri genellikle 0.7-1.3 arasında değişmesine (Guo ve Ogata, 1997) karşın, deprem etkinliğine sahip yerlerin çoğunda b değeri ortalama 1 civarındadır (Frohlich ve Davis, 1993). Bununla birlikte, b değeri uzaysal olarak daha ayrıntılı (1 km'ye varan ayrıntıda) incelendiğinde, 1 değerinden önemli sapmalar olduğu görülmüştür.

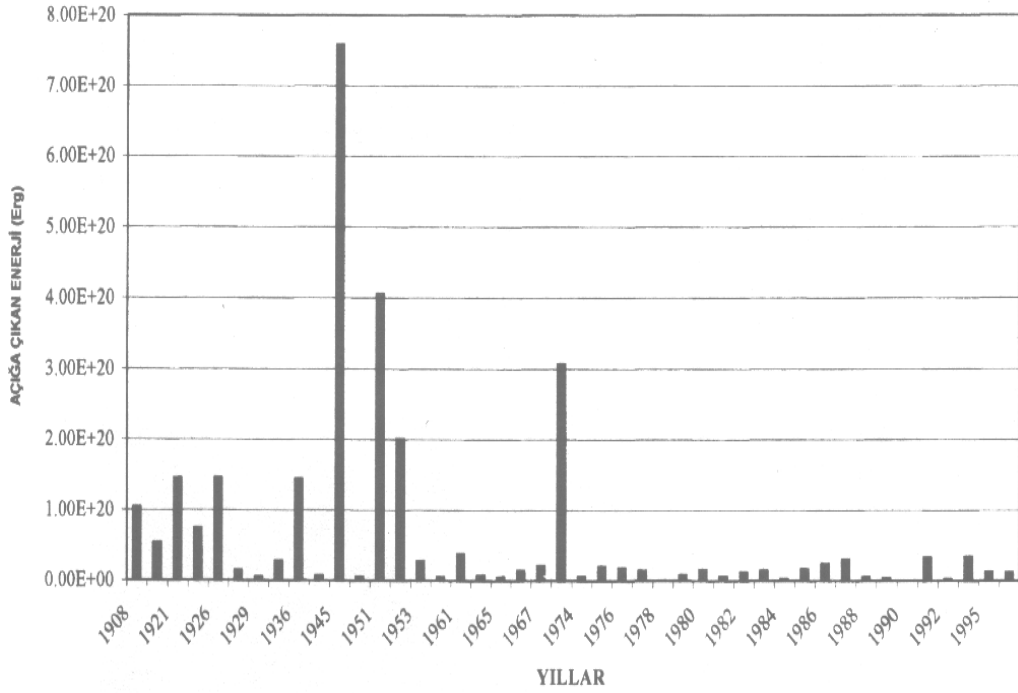
Yüksek b değerleri:

1. Gerilmenin azaldığı (Urbancic ve diğ; 1992),
2. Fay zonları boyunca kaymanın yüksek olduğu (Wiemer ve Katsumata, 1999; Sobiesiak, 2000),
3. Genişleme rejiminin görüldüğü (Frohlich ve Davis, 1993),
4. Yüksek gözenek sıvı basıncının bulunduğu (Gupta, 2002),
5. Fay zonu üzerinde sünmenin gözlemlendiği durumlarda (Amelung ve King, 1997)
6. Volkanizmaya bağlı depremlerin oluştuğu (Wyss ve diğ., 1997)
7. Isı akısının yüksek olduğu (Warren ve Latham, 1970)

yerlerde gözlenmiştir.

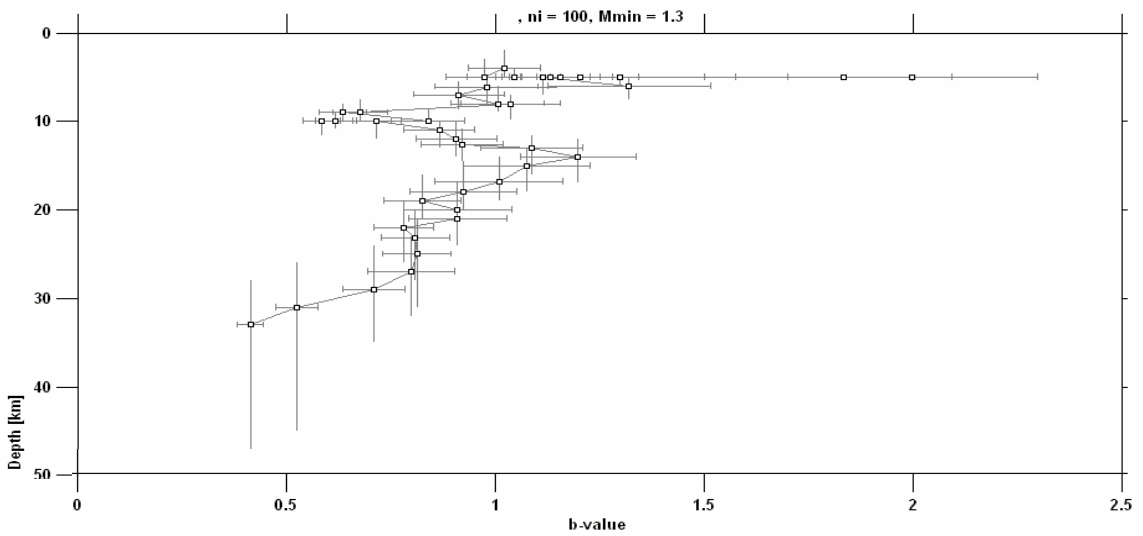
Bu durumda inceleme alanında elde edilen b değeri deprem etkinliğiyle uyumludur. Alptekin (1978)' de Türkiye'de elde edilen b değerlerinin, sismik faaliyetin en yüksek olduğu gerilmelerin sürekli olarak boşaldığı bölgelerde, örneğin Batı Anadolu' da nisbeten büyük b değerleri, buna karşılık büyük gerilme yığılımlarının bulunduğu Kuzey Anadolu Kırık Kuşağında ise daha küçük b değerleri ve Orta Anadolu gibi sismik bakımdan daha sakin, bölgesel gerilmelerin az olduğu bölgelerde büyük b değerleri görüldüğünü belirtmektedir. Bu bilgiler ve depremlerden açığa çıkan enerjinin yıllara göre dağılımı (Şekil 4.3) birlikte değerlendirildiğinde daha anlamlı bir sonuca ulaşılabılır. Depremlerden açığa çıkan enerjinin yıllara göre dağılımı incelendiğinde, 1971 ve 1986 yıllarında deprem oluşumunun fazla olmasına rağmen enerji boşalımının en fazla olduğu yıl 1944 yılı olup açığa çıkan enerji miktarı 7.6×10^{20} Erg'dir (Kaplan ve Tepeuğur, 2002). Depremlerden açığa çıkan enerji dağılımlarına göre 1944 yılındaki enerji boşalımının 1967 yılına

kadar uzandığı görölmektedir. Bu durum inceleme alanındaki b değerinin görece yüksekliğini açıklayabilir.



Şekil 4.3. 1900–1998 yılları arasında oluşan depremlerden açığa çıkan enerjinin yıllara göre dağılımı (Kaplan ve Tepeuğur, 2002).

Şekil 4.4' de inceleme alanı için tektonik parametre b değerinin derinlikle değişimi gösterilmiştir. Grafik hazırlanırken 1 km aralıklı noktalar seçilmiş (n_i) ve bu noktaların herbirinin en yakınındaki 100 depremden ($n_i=100$) yararlanılarak b parametresi belirlenmiştir. Hesaplamalarda doğruluk değerini artırmak için inceleme alanındaki bütün depremler kullanılmıştır. Kayıtlı en küçük deprem büyüklüğü 1.3 olduğundan $M_{min}=1.3$ alınmıştır.



Şekil 4.4. İnceleme alanında b değerinin derinlikle değişimi

Düşük b değerleri enerji birikim zonlarına işaret ederken büyük b değerlerinin ise enerji boşalım zonlarını gösterdiği kabul edilir (Ulugergerli ve diğ., 2007). Diğer bir ifadeyle, büyük b değerleri gösteren bölgelerde büyük deprem enerjisi (stress birikimi) birikimi olamaz. Bu nedenle bu bölgeler kolay deforme olabilen jeolojik ortamları temsil ederken düşük b değeri sergileyen ortamlar yüksek deprem enerjisi biriktirebilen ortamları temsil eder ve ortamın kırılğan (brittle) yapıda olduğunu gösterir. Buna göre inceleme alanında yaklaşık 7 km derinliğe kadar b değerlerinin göreceli olarak daha kolay deforme olabilen ortamı temsil ettiği, buna karşın 8-13 km' ler arasında b değerindeki düşme bu derinlik arasında ortamın yapısında bir lokal değişimin olduğuna ve 14 km' den sonra bölgenin gerilme biriktirebilecek potansiyel ortama sahip olduğu söylenebilir.

5. İNCELEME ALANI İÇİN SİSMİK RİSK ANALİZİ VE GUMBELL DAĞILIMI

Risk analizi bir dizi hesaplamalardan oluşur. En çok kullanılan olasılık yöntemi Gumbell dağılımı yöntemidir. Analizi yapılan gözlemsel veri dağılımının istatistik anlamı için (2.28) $G(M)=\exp(-\alpha \cdot e^{-\beta M})$ denklemiyle tanımlanan Gumbell dağılımı kullanılır. Burada $G(M)$, bir yıl içinde M 'den büyük depremlerin aşılma olasılığı, M deprem büyüklüğü, regresyon (bağlantı) katsayılarıdır. Büyüklük frekans (oluşum sıklığı) ilişkisi için Gutenberg-Richter (1944) bağıntısından ($\log N=a-bM$) yararlanılır. a ve b , $G(M)$ fonksiyonunda kullanılan α ve β regresyon katsayılarının hesaplanmasında kullanılır.

$$a = \text{Log} \alpha \rightarrow \alpha = 10^a \quad (5.1)$$

$$b = \beta \cdot \text{Log} e \rightarrow \beta = b / \text{log} e \quad (5.2)$$

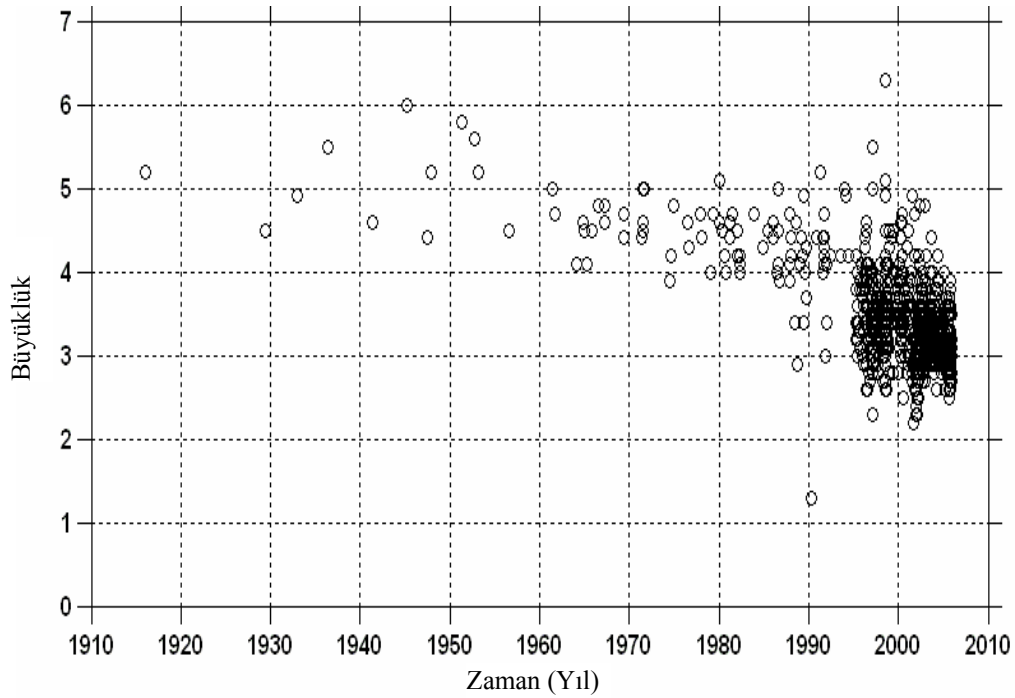
İnceleme alanı için a ve b değerleri yukarıda hesaplandığından ($a=4,807$ ve $b=0,921$) Gumbell dağılımında kullanılan α ve β regresyon katsayıları hesaplanabilir. α ve β hesaplandıktan sonra $G(M)$, yıllık maksimum büyüklüklerin ortalaması, en sık meydana gelen yıllık büyüklük, maksimum büyüklük gibi çeşitli olasılık hesaplamaları yapılabilir.

Buna göre; $\alpha = 332,6198$ ve $\beta = 0.33$ değerleri hesaplanarak inceleme alanındaki $M \geq 3$ büyüklüklü depremlerin yıllık maksimum dağılım hesapları yapılmış ve Çizelge 5.1 elde edilmiştir. $M \geq 3$ büyüklüklü depremlerin yıllara göre dağılımının sunulduğu Şekil 5.1' de özellikle 1994 yılından sonra inceleme alanında belirtilen büyüklükteki depremlerde bir yoğunluk görülmektedir. Aynı ilişki depremlerin yıllara göre dağılım histogramında da belirgindir. Bu durum inceleme alanında son yıllardaki bir enerji boşalmasına bağlanabileceği gibi çoğunlukla Türkiye' deki sismik ağın iyileştirilmesi ve hassasiyetinin artışıyla ilişkili olarak ele alınmalıdır. Bu sonuç Şekil 5.2' de verilen deprem sayısının yıllara göre dağılımından da açıkça görülebilmektedir. Şekil 5.2' de kalın çizgili dikdörtgen alan içerisine düşen depremler bu çalışmada istatistiksel analizde kullanılan depremleri göstermektedir.

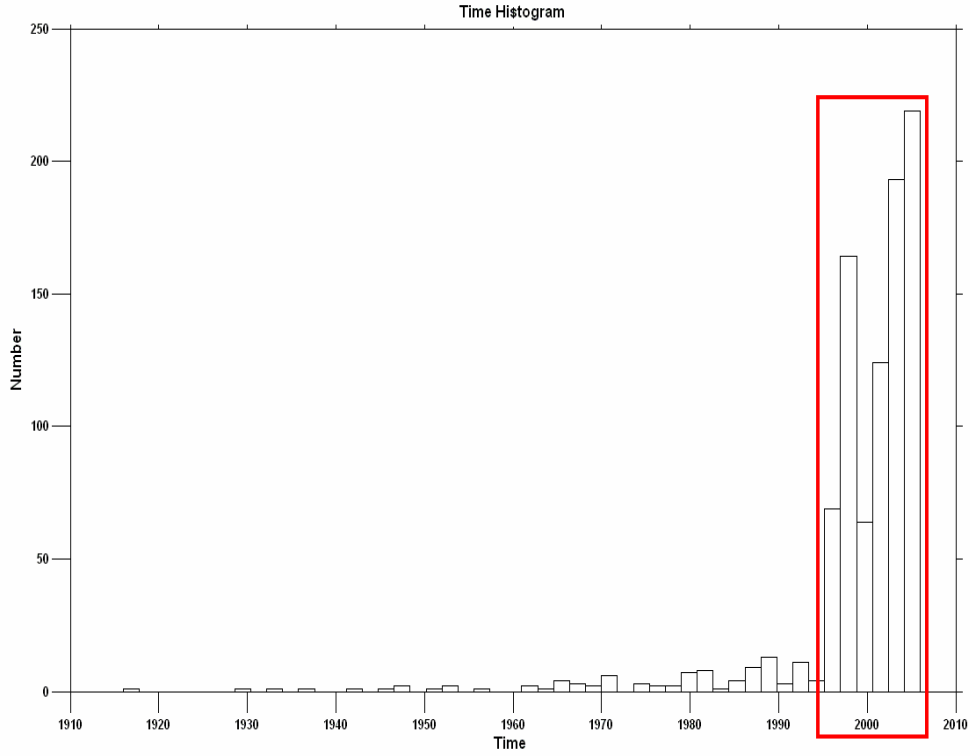
Çizelge 5.1. İnceleme alanında $M \geq 3.0$ depremlerin 1900-2001 yılları arasındaki yıllık maksimum dağılım hesapları.

M	ni	N	logN	F	G(M)	LnG(M)	N=- LnG(m)	LogN	N(M)	T
3,0	82	774	2,8893	0,1047	0,4632	-0,2493	0,2493	-0,60327	0,474048	1,742
3,1	101	693	2,8407	0,1302	0,6284	-0,2017	0,2017	-0,69437	0,464343	2,144
3,2	117	492	2,7723	0,1408	0,6869	-0,1631	0,1631	-0,78747	0,374619	2,662
3,3	73	474	2,6767	0,0941	0,7380	-0,1320	0,1320	-0,87947	0,303842	3,291
3,4	67	402	2,6042	0,0863	0,7821	-0,1067	0,1067	-0,97167	0,244781	4,069
3,4	47	334	2,4240	0,0734	0,8197	-0,0863	0,0863	-1,06377	0,198814	4,030
3,6	43	278	2,4440	0,0444	0,8414	-0,0698	0,0698	-1,14487	0,160823	6,218
3,7	30	234	2,3711	0,0387	0,8780	-0,0464	0,0464	-1,24797	0,130091	7,687
3,8	20	204	2,3118	0,0248	0,9001	-0,0447	0,0447	-1,34007	0,104232	9,403
3,9	32	184	2,2672	0,0412	0,9184	-0,0370	0,0370	-1,43217	0,084123	11,748
4,0	26	143	2,1847	0,0334	0,9334	-0,0299	0,0299	-1,42427	0,068847	14,423
4,1	21	127	2,1038	0,0271	0,9448	-0,0242	0,0242	-1,61637	0,044699	17,944

4,2	18	106	2,0243	0,0232	0,9449	-0,0196	0,0196	-1,70847	0,044046	22,194
4,3	7	88	1,9444	0,0090	0,9642	-0,0148	0,0148	-1,80047	0,036446	27,438
4,4	14	81	1,9084	0,0193	0,9709	-0,0128	0,0128	-1,89267	0,029481	33,920
4,4	14	66	1,8194	0,0180	0,9764	-0,0104	0,0104	-1,98477	0,023848	41,933
4,6	12	42	1,7160	0,0144	0,9809	-0,0084	0,0084	-2,07687	0,019291	41,838
4,7	11	40	1,6021	0,0142	0,9844	-0,0068	0,0068	-2,16897	0,014604	64,084
4,8	4	29	1,4624	0,0064	0,9874	-0,0044	0,0044	-2,26107	0,012623	79,223
4,9	4	24	1,3802	0,0064	0,9898	-0,0044	0,0044	-2,34317	0,010211	97,938
4,0	7	19	1,2788	0,0090	0,9918	-0,0036	0,0036	-2,44427	0,008249	121,074
4,1	2	12	1,0792	0,0026	0,9933	-0,0029	0,0029	-2,43737	0,006681	149,676
4,2	4	10	1,0000	0,0042	0,9946	-0,0023	0,0023	-2,62947	0,004404	184,034
4,3	0	6	0,7782	0,0000	0,9946	-0,0019	0,0019	-2,72147	0,004372	228,744
4,4	0	6	0,7782	0,0000	0,9964	-0,0014	0,0014	-2,81367	0,003436	282,782
4,4	2	6	0,7782	0,0026	0,9971	-0,0012	0,0012	-2,90477	0,002861	349,484
4,6	1	4	0,6021	0,0013	0,9977	-0,0010	0,0010	-2,99787	0,002314	432,168
4,7	0	3	0,4771	0,0000	0,9981	-0,0008	0,0008	-3,08997	0,001872	434,249
4,8	1	3	0,4771	0,0013	0,9984	-0,0007	0,0007	-3,18207	0,001414	660,469
4,9	0	2	0,3010	0,0000	0,9988	-0,0004	0,0004	-3,27417	0,001224	816,493
6,0	1	2	0,3010	0,0013	0,9990	-0,0004	0,0004	-3,36627	0,000991	1009,374
6,1	0	1	0,0000	0,0000	0,9992	-0,0003	0,0003	-3,44837	0,000801	1247,821
6,2	0	1	0,0000	0,0000	0,9994	-0,0003	0,0003	-3,44047	0,000648	1442,496
6,3	1	1	0,0000	0,0013	0,9994	-0,0002	0,0002	-3,64247	0,000424	1907,007

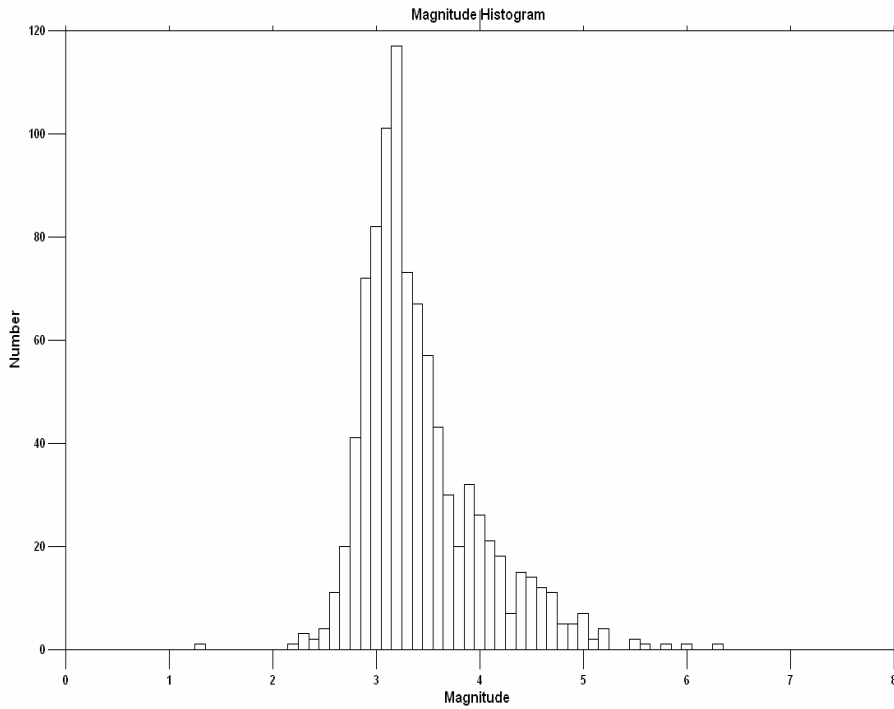


Şekil 5.1. İnceleme alanındaki $M \geq 3$ büyüklüklü depremlerin yıllara göre dağılımı



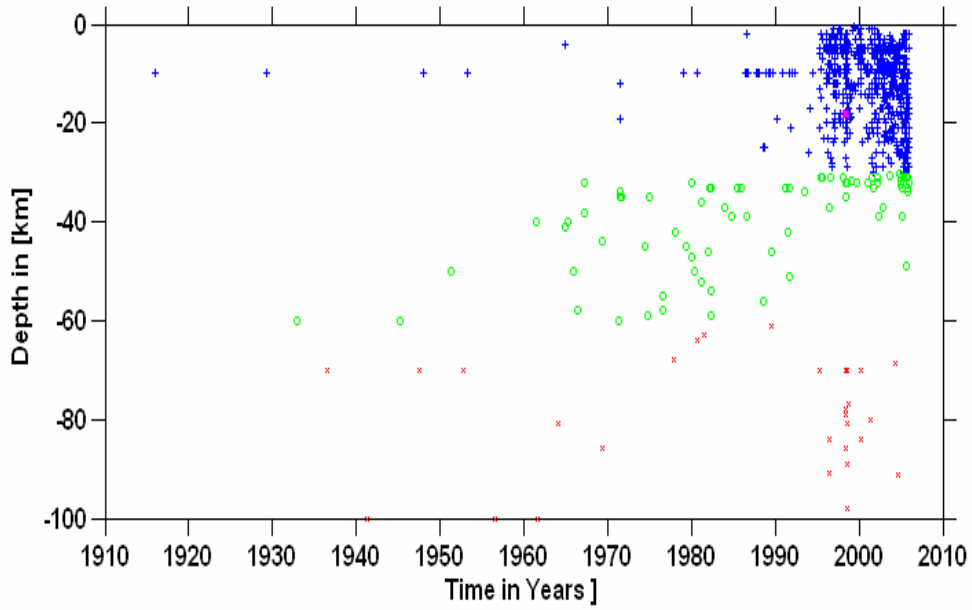
Şekil 5.2. İnceleme alanındaki $M \geq 3$ büyüklüklü depremlerin zaman histogramı ve istatistiksel analiz için kullanılan veri penceresi (kalın çizgi ile çerçevelemiş alan).

Şekil 5.3' de çalışma alanı içerisinde meydana gelen depremlerin büyüklüğe göre dağılımı gösterilmiştir. Bu dağılım özellikle $M \geq 3$ büyüklükteki depremler için poisson dağılımına yaklaşmaktadır. Bu durumda istatistiksel analiz yöntemi olarak poisson dağılımının seçilme nedenidir.

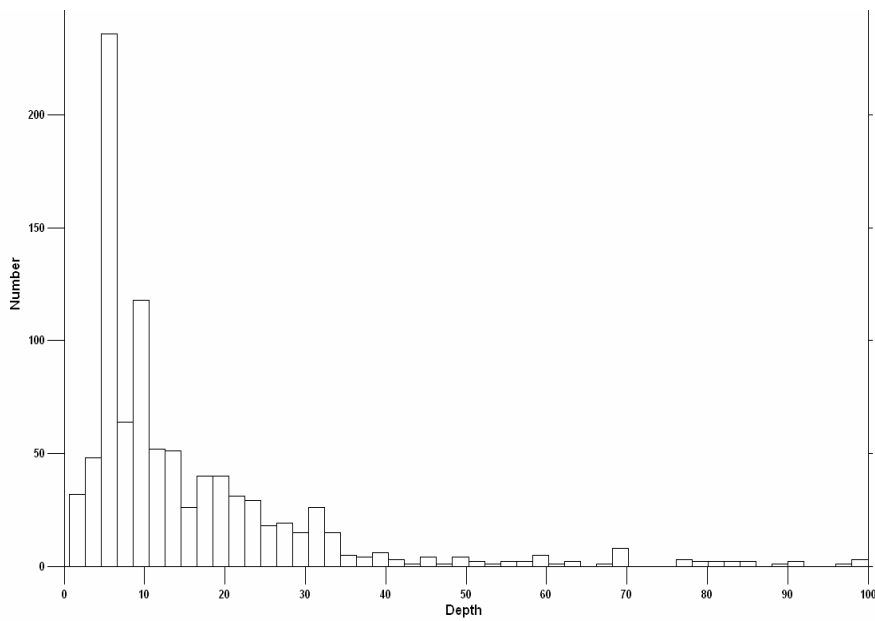


Şekil 5.3. Çalışma alanında depremlerin büyüklük dağılımı.

Şekil 5.4' de çalışma bölgesinde meydana gelen depremlerin derinliklerinin yıllara göre dağılımı gösterilmiştir. Şekilde mavi renk (+ işareti) ile gösterilen depremler büyüklüğü $M \leq 3$ olan depremleri, yeşil renk (o işareti) ile gösterilen depremler büyüklüğü $3 \leq M < 4$ arasındaki depremleri ve kırmızı renk (x işareti) ile verilen depremler ise büyüklüğü $M \geq 4$ olan deprem derinliklerini gösterir. Bu duruma göre büyüklüğü $M \geq 4$ olan depremlerin genel olarak 60 km'nin altında meydana geldiği orta büyüklükte depremlerin $3 \leq M < 4$ 30-60 km derinliklerde ve küçük depremlerin $M \leq 3$ 30 km'nin altında meydana geldiğini göstermektedir. Şekil 5.4'de elde edilen bu sonuç, Şekil 4.4' de b-değerinin derinlikle değişimini gösteren sonuç ile oldukça uyumludur. Sığ derinlikte (<30 km) deprem sayısının fazlalığı bu derinlik için b değerinin görecel olarak büyük olduğunu ifade eder. Şekil 5.4'te verilen deprem odak derinliğinin yığılmsal dağılım grafiğinden de görülmektedir.



Şekil 5.4. Çalışma alanındaki depremlerin yıllara göre odak derinliği dağılımı



Şekil 5.5. Çalışma bölgesinde meydana gelen depremlerin odak derinliği dağılımı

5.1. Yıllık Maksimum Büyüklüklerin Ortalaması

$$M_{ort} = M_{min} + 1/\beta \quad (5.3)$$

bağıntısından M_{ort} (Yıllık en büyük magnütüd);

$$M_{ort} = 3.0 + 1/2.12068087$$

$$M_{ort} = 3.4$$

elde edilmiştir.

5.2. En Sık Meydana Gelen Yıllık Büyüklük

$$M_{ensik} = \text{Ln}(\alpha/\beta) \quad (5.4)$$

bağıntısından;

$$M_{ensik} = \text{Ln}(332.6198/2.12068087)$$

$$M_{ensik} = 1.3$$

elde edilmiştir.

5.3. Çalışma Alanında Oluşabilecek En Büyük Deprem

Araştırma konusu olan sismik tarihçe $D=14$ yıl içinde meydana gelebilecek en büyük deprem, daha başka bir ifadeyle, tekrarlanma periyodu $D=14$ yıl olan büyüklüktür.

$$\text{Log}N = a - b * M + \text{Log}(D/T) \quad (5.5)$$

bağıntısında; $N = 1$ konularak hesaplanır. Burada T , bir yıllığa çevrilmiş deprem oluşum sıklığıdır.

$$N = 1 \text{ ise; } M_{max} = (a + \log(D/T)) \quad (5.6)$$

bağıntısından; $M_{max} = (4.807 + \log(14/1))$

$$M_{max} = 7.6$$

elde edilmiştir.

5.4. Yıllık Risk

Yapı ekonomik ömrü bir yıl kabul edilirse herhangi bir M veya daha büyük bir depremin herhangi bir yıl içinde meydana gelebilme ihtimaline, o büyüklüğe ait “Yıllık Risk” denir. Yıllık Risk R ile gösterilir. M' den büyük deprem sayısı:

$$N(M) = \alpha e^{-\beta M} \quad (5.7)$$

ve Tekrarlanma periyodu:

$$T = 1 / N \quad (5.8)$$

$$R_1(M) = 1 - e^{-N} \quad (5.9)$$

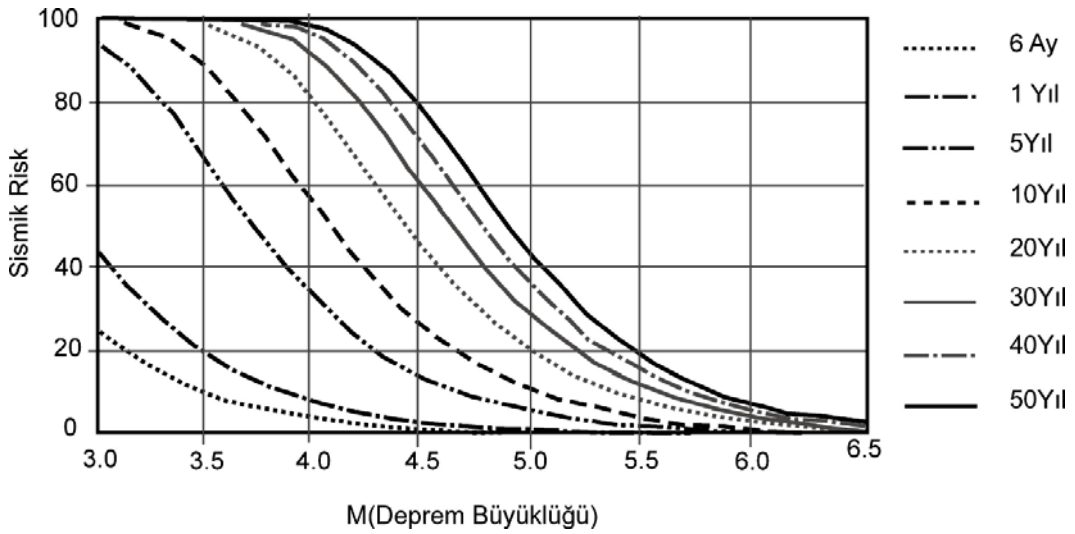
Bir yıl için risk

$$R_D(M) = 1 - e^{-DN} \quad (5.10)$$

D yıl için risk bağıntısı elde edilerek, Çizelge 5.2 ve Şekil 5.6' da görüldüğü gibi araştırma alanı için 6 aylık, 1, 4, 10, 20, 30, 40, 40 yıllık için deprem risk analizi yapılmıştır.

Çizelge 5.2. İnceleme alanı için deprem risk analiz sonuçları.

M	6 ay	1 Yıl	4 Yıl	10Yıl	20Yıl	30Yıl	40Yıl	40Yıl
3,0	24,94	43,68	94,33	99,68	100	100	100	100
3,1	20,72	33,14	90,19	99,04	99,99	100	100	100
3,2	17,12	31,31	84,71	97,66	99,94	100	100	100
3,3	14,09	26,20	78,11	94,21	99,77	99,99	100	100
3,4	11,46	21,79	70,74	91,44	99,27	99,94	99,99	100
3,4	9,46	18,03	62,99	86,31	98,12	99,74	99,96	100
3,6	7,73	14,86	44,24	79,89	94,99	99,20	99,84	99,97
3,7	6,30	12,20	47,82	72,77	92,49	97,98	99,44	99,84
3,8	4,13	9,99	40,91	64,09	87,81	94,74	98,44	99,48
3,9	4,17	8,16	34,66	47,31	81,78	92,22	96,68	98,48
4,0	3,38	6,64	29,13	49,77	74,77	87,33	93,63	96,80
4,1	2,74	4,42	24,31	42,71	67,18	81,19	89,23	93,83
4,2	2,23	4,41	20,17	36,27	49,39	74,12	83,41	89,49
4,3	1,81	3,48	16,66	30,44	41,76	66,49	76,73	83,83
4,4	1,46	2,91	13,71	24,43	44,44	48,71	69,24	77,10
4,4	1,19	2,36	11,24	21,22	37,93	41,10	61,48	69,64
4,6	0,96	1,91	9,19	17,44	32,01	43,94	43,77	61,88
4,7	0,78	1,44	7,41	14,44	30,81	37,38	46,43	44,17
4,8	0,63	1,24	6,12	11,86	2231	31,42	39,64	46,80
4,9	0,41	1,02	4,98	9,71	18,47	26,38	33,43	39,98
4,0	0,41	0,82	4,04	7,93	14,23	21,94	28,13	33,83
4,1	0,33	0,67	3,29	6,46	12,41	18,16	23,44	28,40
4,2	0,27	0,44	2,67	4,26	10,24	14,97	19,44	23,68
4,3	0,22	0,44	2,16	4,28	8,37	12,29	16,04	19,63
4,4	0,18	0,34	1,74	3,47	6,83	10,07	13,19	16,21
4,4	0,14	0,29	1,42	2,82	4,46	8,22	10,81	13,33
4,6	0,12	0,23	1,14	2,29	4,42	6,71	8,84	10,93
4,7	0,09	0,19	0,93	1,84	3,67	4,46	7,21	8,93
4,8	0,08	0,14	0,74	1,40	2,98	4,44	4,88	7,29
4,9	0,06	0,12	0,61	1,22	2,42	3,61	4,78	4,94
6,0	0,04	0,10	0,49	0,99	1,96	2,93	3,89	4,83
6,1	0,04	0,08	0,40	0,80	1,49	2,38	3,14	3,93
6,2	0,03	0,06	0,32	0,64	1,29	1,93	2,46	3,19
6,3	0,03	0,04	0,26	0,42	1,04	1,46	2,08	2,49



Şekil 5.6. Çalışma alanının deprem risk analizi sonuçları

5.5. Yapılarda Büyüklük–Risk İlişkisi

Deprem, doğal afetlerin en büyüklerinden biridir. Yeryüzünün çok hareketli bir deprem kuşağı üzerinde bulunan ülkemiz, tarihin eski devirlerinden günümüze kadar çok büyük deprem zararlarına uğramıştır. Örneğin, son on yılda Türkiye’de meydana gelen depremlerde binlerce can kaybı olmuş ve 63,810 konut yıkılmıştır. Deprem etkilerinden zararsız veya az zararlı kurtulmanın başlıca yolu, inşaat sahasının deprem tehlikesi bakımından değerlendirilmesi ve yapıların bu değerlendirmenin gerektirdiği biçimde depreme dayanıklı bir şekilde inşa edilmesidir. Zemin hareketi veya deprem büyüklüğüne ilişkin bir parametrenin inşaat sahasındaki değerinin, öngörülen süre içinde belirli bir düzeyi aşma olasılığı ile sismik risk deyimini ortaya çıkarmıştır. Sismik tehlike, belirli bir bölgede, ileride oluşabilecek sismik faaliyetin olasılık yöntemleriyle belirlenmesi ile saptanır. Sismik risk ise, belirli bir bölgede, ileride oluşabilecek sismik faaliyetin sebep olacağı hasarın olasılık yöntemleriyle belirlenmesi ile bulunur. Yani sismik risk kavramı yalnızca deprem olayını değil aynı zamanda depremden dolayı oluşan sonuçları da içermektedir.

Örneğin, aynı yerde yapılacak iki yapı için sismik tehlike aynı olmasına karşın sismik risk çok farklı olabilir. Bu fark, yapıların üzerinde bulunacağı zemin koşullarına, yapıların dinamik özelliklerine ve yapıların hasara uğramaları durumunda doğabilecek can ve mal kaybı farklarına bağlıdır. Sismik risk, sismik tehlikeyi de kapsayan fakat daha geniş bir güvenilirlik kavramıdır ve yapı maliyeti üzerinde dolaysız ve çok kesin etkisi bulunmaktadır.

Yapı ekonomik ömrü biliniyorken en büyük deprem değerinin T_r tekrarlanma periyodu:

$$T_r = -T_d / \ln(1-R) \quad (5.11)$$

bağıntısı elde edilir. Normal yapılarda yıllık risk $R=0.14$, Elektrik santralleri, postane, hastane, okul, yangın binası gibi yapılarda yıllık risk $R=0.04$ ve nükleer santraller gibi radyasyon ihtimali bulunan en önemli yapılarda ise yıllık risk $R=0.004$ alınması önerilmektedir. Adana, Antakya,

Kahramanmaraş bölgelerinde inşa edilecek normal yapılar (R=%14), önemli yapılar (R=%4) ve nükleer santraller (R=%0,4) için deprem büyüklüklerinin değerleri Çizelge 5.3' de gösterilmiştir.

Çizelge 5.3. Çalışma alanı için risk, büyüklük ve yapı ömrü ilişkisi. 1) Türkiye için önerilen ve 2) A.B.D. için kabul edilmiş olan değerler.

Tr = Deprem Tekrarlama Peryodu										
YAPI CİNSİ	R %	M	Td (Yapı Ekonomik Ömrü)							
			6 AY	1 YIL	4 YIL	10 YIL	20 YIL	30 YIL	40 YIL	40 YIL
Normal Yapılar (1)	14	3.4	3	6	30	61	123	184	246	307
Normal Yapılar (2)	10	3.7	4	9	47	94	189	284	379	474
Önemli Yapılar	4	4.2	9	19	97	194	389	484	779	974
	2	4.6	24	49	247	494	989	1484	1979	2474
	1	4.0	49	99	497	994	1989	2984	3979	4974
Nükleer Santraller	0.4	6.3	99	199	997	1994	3989	4984	7979	9974

5.6. Maksimum İvme, Hız ve Yerdeğiştirme İlişkisi

Belirli bir M büyüklüğünde bir depremin doğuracağı maksimum yer ivmesi (a), yerdeğiştirme hızı (v) ve yerdeğiştirme (d) aşağıda verilen ve Newmark- Rosenblueth (1971) tarafından ayrıntıları ile açıklanan formüllerden elde edilir.

$$a = 1230 * e^{-0,8M} * (R+13)^{-2} \quad (5.12)$$

$$v = 14 * e^M * (R+0,17 * e)^{-1,7} \quad (5.13)$$

$$d = 1230 * v^2 / a \quad (5.14)$$

Burada R, dış odak uzaklığı (km), diğer bütün birimler cm ve sn cinsindedir. Elli yıllık bir yapı ömrü için (D=40 yıl), $R_{40} = 0.10$ ihtimalle aşılabilecek maksimum büyüklük:

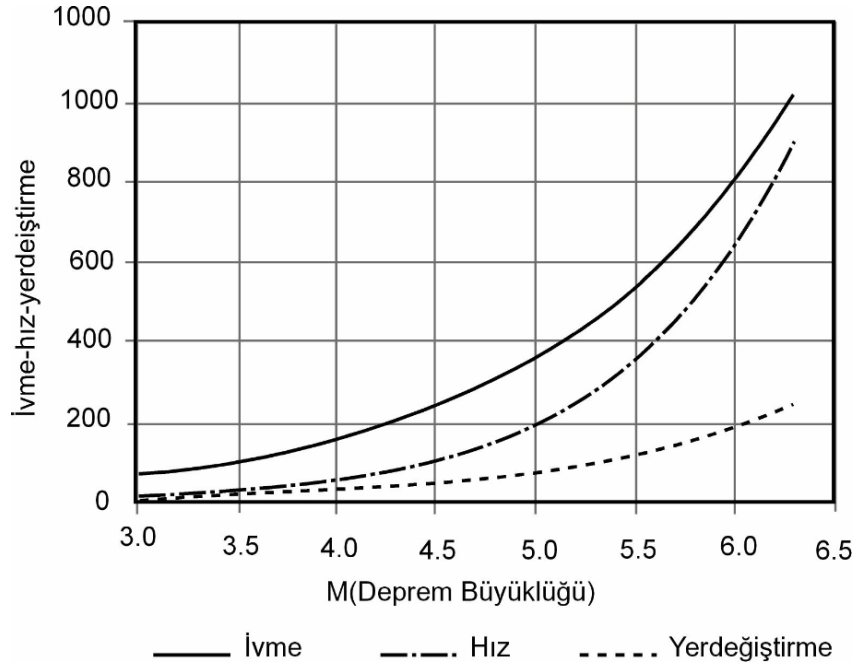
$$R_d = 1 - e^{-D * \alpha} * e^{-\beta * M_{MAX}} \quad (5.14)$$

denklemini yardımı ile M=10 olarak bulunmuştur. İnceleme alanına ait $M \geq 3,0$ deprem büyüklüklerinin R=30 km dış odak uzaklığında meydana gelebilecek yer ivmesi, yerdeğiştirme hızı ve yerdeğiştirme değerleri hesaplanarak Çizelge 5.4 ve Şekil 5.7' de verilmiştir.

Çizelge 5.4. $M \geq 3,0$ büyüklüklü depremlerin yer ivmesi, yerdeğiştirme hızı ve deplasman değerleri.

M	R	a cm/sn ²	V cm/sn	D cm
3,0	30	73,32	9,19	17,30
3,1	30	79,43	10,16	19,41
3,2	30	86,04	11,23	22,00
3,3	30	93,21	12,41	24,80
3,4	30	100,98	13,72	27,96
3,4	30	109,39	14,16	31,43
3,6	30	118,40	16,74	34,44
3,7	30	128,37	18,42	40,08
3,8	30	139,06	20,47	44,19
3,9	30	140,64	22,62	40,96
4,0	30	163,19	24,00	47,44
4,1	30	176,78	27,63	64,78
4,2	30	191,41	30,43	73,78
4,3	30	207,46	33,74	82,34

4,4	30	224,74	37,30	92,84
4,4	30	243,46	41,22	104,69
4,6	30	263,73	44,44	118,04
4,7	30	284,70	40,34	133,09
4,8	30	309,49	44,64	140,06
4,9	30	334,27	61,49	169,20
4,0	30	363,20	67,96	190,77
4,1	30	393,44	74,11	214,09
4,2	30	426,21	83,01	242,41
4,3	30	461,71	91,74	273,44
4,4	30	400,17	101,39	308,30
4,5	30	441,83	112,04	347,61
4,6	30	486,94	123,84	391,92
4,7	30	634,84	136,86	441,98
4,8	30	688,80	141,24	498,24
4,9	30	746,17	167,16	461,76
6,0	30	808,31	184,74	633,38
6,1	30	874,63	204,17	714,14
6,2	30	948,46	224,64	804,19
6,3	30	1027,47	249,38	907,84

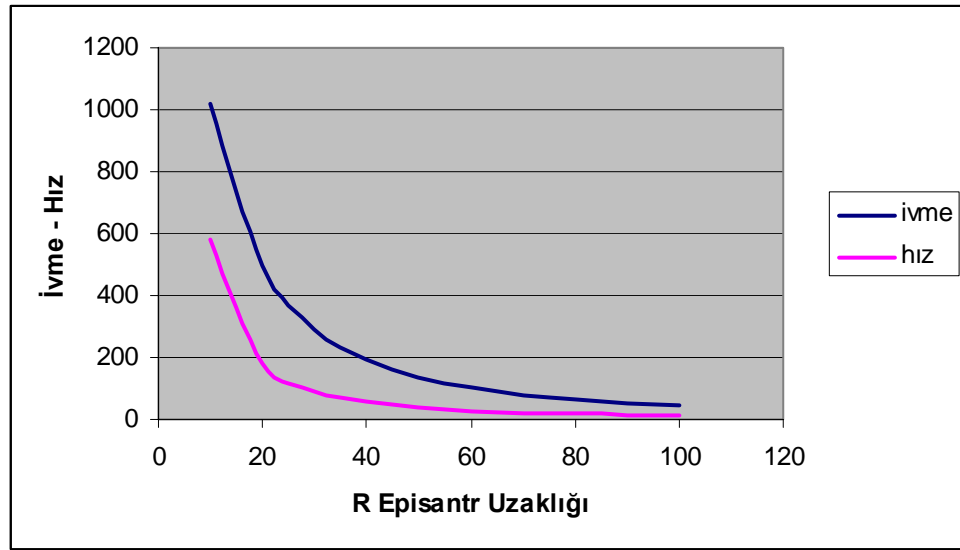


Şekil 5.7. $M \geq 3,0$ ve $R=30$ km için yer ivmesi, yerdeğiştirme hızı ve deplasman ilişkisi (ivme birimi: cm/s^2 , hız birimi: cm/sn ve deplasman birimi: cm)

Ayrıca çalışma bölgesinde meydana gelecek $M=7.6$ büyüklüğündeki bir deprem için yer ivmesi, yerdeğiştirme hızı ve yerdeğiştirme değerleri Çizelge 5.4' de ve ivme hız değerleri Şekil 5.8' de verilmiştir.

Çizelge 5.5. M= 7.6 için faydan çeşitli uzaklıklarda ki ivme, hız ve deplasman

R km	a m/sn ²	Vcm/sn	Dcm
10	1016	481	4984
20	493	181	1000
30	290	91	432
40	191	46	247
40	134	38	164
60	100	28	119
70	78	21	91
80	62	17	72
90	40	14	49
100	42	11	40

Şekil 5.8. M=7,6 için faydan çeşitli uzaklıklardaki ivme ve hız grafiği (ivme birimi: cm/s² , hız birimi: cm/s).

6. SONUÇLAR

Bu çalışmada Adana-Kahramanmaraş-Hatay illerini kapsayan $35^{\circ} - 37^{\circ}\text{D}$ ve $36^{\circ} - 38^{\circ}\text{K}$ koordinatları arasındaki bölgede tektonik parametreler $a=4.807$ ve $b= 0.921$ değerleri elde edilmiştir. İnceleme alanındaki b değerinin görece yüksekliği bölgedeki yüksek enerji boşalımıyla ilişkilidir.

İnceleme alanında 7 km derinliğe kadar b değerinin göreceli olarak daha kolay deforme olabilen ortamı temsil ettiği, buna karşın 8-13 km arasında b değerinde bir düşme olduğu ve 14 km den sonra bölgenin gerilme biriktirebilecek potansiyele sahip olduğu söylenebilir.

“a” ve “b” değerlerinden yararlanılarak hesaplanan α ve β regresyon katsayılarına dayalı olarak yapılan yıllık maksimum dağılım hesapları, inceleme alanında özellikle 1994 yılından itibaren $M \geq 3$ olan depremlerde bir yoğunluk göstermektedir.

Çalışılan bölgede $M \geq 4$ olan depremler genel olarak 60 km’ nin altında, orta büyüklükte depremler $3 \leq M < 4$, 30-60 km derinliklerde ve küçük depremler $M \leq 3$ ise 30 km’ nin altında meydana gelmiştir. Sığ derinlikte (<30 km) deprem sayısının fazlalığı bu derinlik için b değerinin göreceli olarak büyük olduğunu ifade etmektedir.

Yapılan hesaplamalarda yıllık maksimum büyüklüklerin ortalaması (M_{ort}) 3.4, en sık meydana gelen deprem büyüklüğü ($M_{ensık}$) 1.3, ve tekrarlanma periyodu 14 yıl olan büyüklük (M_{max}) 7.6 olarak hesaplanmıştır.

İnceleme alanında, 3-3.9 büyüklüğündeki bir depremin 1 yılda oluşma olasılığı %43.68 - 8.16, 5 yılda %94.33 - 34.66; 10 yılda %99.68 - 57.31 ve 30 yılda %100 - 92.22; 4.0-5.0 büyüklüğündeki bir depremin 1 yılda oluşma olasılığı %6.65-0.82, 5 yılda %29.13 - 4.05; 10 yılda %49.77 - 7.93 ve 30 yılda %87.33 - 21.95; 5.1-6.3 büyüklüğündeki bir depremin 1 yılda oluşma olasılığı %0.67- 0.05, 5 yılda %3.29 - 0.26, 10 yılda oluşma olasılığı %6.46 - 0.52 ve 30 yılda oluşma olasılığı ise %18.16 - 1.56 arasında değişmektedir.

Adana-Antakya ve Kahramanmaraş alanında 30 km dış odak uzaklığında oluşacak 3.0-3.9 büyüklüğündeki depremlerin doğuracağı maksimum ivme 73.32-150.64 cm/sn^2 , 4.0-4.9; büyüklüğündeki depremlerin 163.19-335.27 cm/sn^2 ve 5.0-6.3 büyüklüğündeki depremlerinki ise 363.20-1027.57 cm/sn^2 düzeyindedir. Bu bölgede aynı dış odak uzaklığında , 3.0-3.9 büyüklüğündeki depremlerin yerdeğiştirme hızları 9.19 – 22.62 cm/sn ; 4.0-4.9 büyüklüğündeki depremlerin yerdeğiştirme hızları 25.00-61.49 cm/sn ve 5.0-6.3 büyüklüğündeki depremlerin yerdeğiştirme hızları 67.96-249.38 cm/sn arasında belirlenmiştir. 30 km dış odak uzaklığında gerçekleşecek yerdeğiştirme değerleri ise 3.0-3.9 büyüklüğündeki depremleri için 17.30-50.96 cm; 4.0-4.9 büyüklüğündeki depremler için 57.45-169.20 cm ve 5.0-6.3 büyüklüğündeki depremler için 190.77-907.85 cm olarak hesaplanmıştır.

Ayrıca inceleme alanında 10-50 km dış odak uzaklığında oluşacak 7.6 büyüklüğündeki depremlerin doğuracağı maksimum ivme 1016-135 cm/sn^2 , 60-100 km dış odak uzaklığındaki depremlerin 100-42 cm/sn^2 düzeyindedir. Bu bölgede aynı büyüklükte ve 10-50 km dış odak uzaklığındaki depremlerin yerdeğiştirme hızları 581-38 cm/sn , 60-100 km dış odak uzaklığındaki depremler 28-11 cm/sn olarak belirlenmiştir. 7.6 büyüklüğündeki depremlerin 10-50 km dış odak uzaklığında gerçekleşecek yerdeğiştirme değerleri ise 4985-164 cm, 60-100 km dış odak uzaklığındaki depremlerin yerdeğiştirme değerleri ise 119-50 cm olarak hesaplanmıştır.

7. KAYNAKLAR

- Adıyaman, O. and Chorowicz, J., 2002. Late Cenozoic tectonics and volcanism in northwestern corner of the Arabian plate: a consequence of the strike slip Dead Sea fault zone and lateral escape of Anatolia.
- Aki, K., 1964. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earth. Res. Inst.*, 43, 237-239.
- Aksu, A.E., Calon, T., Piper, D.J.W., Turgul, S. and Izdar, E. 1992. Architecture of Late orogenic basins in northeastern Mediterranean Sea. *Tectonophysics*, 210, 191–213.
- Aktar, M., Ergin, M., Özalaybey, S. and Tapırdamaz, C., 2000. A lower-crustal event in the northeastern Mediterranean: The 1998 Adana Earthquake ($M_w=6.2$) and its aftershocks, *Geophysical Research Letters*, 27, 16, 2361-2364.
- Altınok, Y., 1984. Semi-Markov Modelinin Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda deprem riskine uygulanması, *Jeofizik*, 2, 44-48
- Allen, C. R., Amand, P., Richter, C. F. and Nordquist, J. M., 1964. Relation between sismicity and geological structure in the Southern California Region. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 44, 742-797.
- Alptekin, Ö., 1973. Focal mechanism of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implication, Ph.D.Thesis, New Mexico Inst.of Mining and Tech., Socorro, New Mexico.
- Alptekin, Ö., 1978. Türkiye ve Çevresindeki Depremlerde Büyüklük-Frekans Bağlılıkları ve Deformasyon Boşalımı, Doçentlik Tezi, K.T.Ü., Trabzon.
- Ambraseys, N.N. ve Barazangi, M., 1989. The 1749 earthquake in the Bekaa Valley: implications for earthquake hazard assessment in the eastern Mediterranean region. *J.Geophys. Res.* 94, 4007-4013.
- Amelung, F. and King, G., 1997. Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults. *Geophysical Research Letters*, 24, 407-410.
- Anonim, 2007. <http://www.koeri.boun.edu.tr>.
- Anonim, 2008. <http://www.sayisalgrafik.com.tr>.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F. 1972. Doğu Anadolu Fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler, *M.T.A. Dergisi*, 78, 44 – 40.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F. 1974. Türkiye'de bazı genç tektonik olaylar, *T.J.K. Bülteni*, 18, 91 – 100.
- Bağcı, G., 1996. Earthquake occurrences in Western Anotolia by Markov Model, *Jeofizik*, 10, 67 – 74, Ankara.
- Bağcı, G., 2001. Adana ve Doğu Anadolu Fay Zonunun depremsellik özellikleri, D. Akdeniz Depremleri Jeofizik Toplantısı, Adana.
- Baki, M., 2001. Doğu Akdeniz depremleri , *Jeofizik bülteni*, 3, 109 – 120.

- Barka, A.A. and Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geophysica*, XI, 3, 487-610.
- Barka, A.A., Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7, 663 – 684.
- Bath, M., 1946. A note on the measure of seismicity, *Bull.Seism.Soc.Am.*46,217-218.
- Bath, M., 1983. Earthquake magnitude-recent research and current trends. *Earth. Sci. Rev.* 17, 314-398.
- Beniof, H., 1941. Earthquakes and rock creep, Part I, creep characteristics of rocks and the origin of aftershocks, *Bull. Seism.Soc.Am.* 41,31-62.
- Brinkmann, R., 1976. Türkiye Jeolojisine Giriş, Ege Üniv. Fen Fak., İzmir.
- Chorowicz, J., Luxey, P., Lybérís, N., Carvalho, J., Parrot, J.F., Yürür, T. and Gündoğdu, N., 1994. The Maraş Triple Junction (southern Turkey) based on digital Elevation Model and satellite imagery interpretation. *J. Geophys. Res.* 99, 20224-20242.
- Commínakis, P.E. and Papazachos, B.,St., 1972. Seismicity of the eastern Mediterranean and some tectonic features of the Mediterranean ridge, *Geol, Socs. Am. Bull.* 821- 1093.
- Dewey, J. F., 1976. Seismicity of Northern Anatolia, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 3,843–868.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu , F. ve Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. In: M. P. Coward ve A. C. Ries, (eds.), *Collision Tectonics*, Geol. Soc. London Sp. Pub. 19, 3-36.
- D.S.İ. 1974. Asi havzası hidrojeolojik etüt raporu, Devlet Su İşleri Yayını, Ankara.
- Ekşi, F., 1983. Kuzey Doğu Anadolu ve Kafkasya Bölgesinin Depremselliği, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Esteva, L., 1976. Seismicity, in: *Seismic Risk and Engineering Decisions*, C.Lomnitz and E.Rosenblueth, editors, Elsevier Pub. Co., pp. 224-286.
- Evernden, J.F., 1970. Study of regional seismicity and associated problems. *Bull. Seismol.Soc. Am.* 60, 393-446.
- Frochlich, C.ve Davis S., 1993. Teleseismic b values or much ado about 1.0. *Journal of Geophysical Research*, 98, 631-644.
- Grivas, A.A., Dyvik R.veHowland J.,1980.An engineering analysis of the seismic history of New York State, *Proc. of the Seventh World Conf. on Earthquake Engineering* 1, 324 – 331, İstanbul.
- Guo, Z. ve Ogata Y. , 1997. Statistical relations between the parameters of aftershocks in time, space and magnitude. *Journal of Geophysical Research*, 102(B2),2847-2873.
- Gupta, H. K., 2002. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews*, 48, 279-310.

- Gutenberg, R. ve Richter C. F., 1944. Frequency of earthquakes in California, Bull. Seismol. Soc. Am., 34, 184-188.
- Hagiwara, Y., 1974. A stochastic model of earthquake occurrence and the accompanying horizontal land deformation, Tectonophysics, 26, 91-101.
- Halaç, O., 1991. Kantitatif Karar Verme Teknikleri, İstanbul Üniversitesi İşletme Fakültesi, 99-140, İstanbul.
- Hazidimitriou, P. M., Papadimitriou, E. E., Mountrakis, D. M. and Papazachos, B. C., 1984. The seismic parameter b of the frequency-magnitude relation and its association with the geological zones in the area of Greece. Tectonophysics 120, 141-141.
- Jackson, J. ve Mc Kenzie, D. P., 1984. Active tectonics of the Alpine – Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. J. Astr. Soc., 77, 148-264.
- Jordanovski, L.R. ve M.I., Todorovska, 1994. Earthquake source parameters for seismic hazard assessment: how to obtain them from geologic data, historic seismicity and relative plate motions, in G.Duma (Ed.), Proc. 10th European Conf. Earthquake Engrg, Aug. 28 - Sept. 2, 1994, Vienna, Austria. Spec. Theme Sess. S01.2: Source mechanism, Balkema, "Rotterdam, 1994, Vol. 4, pp. 2461-2466.
- Kaplan, M. ve Tepeuğur, E., 2002. Hatay ve çevresinin depremselliği. T.J.K. Bülteni, 40, 20-24. Karig, D.E. ve Kozlu, H., 1990. Late Paleogene-Neogene evolution of the triple junction region near Maraş, south-central Turkey. J. Geol. Soc. London 147, 1023-1034.
- Karnik, V., 1969. Seismicity of the European Area, Part 1, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland.
- Kempler, D. and Garfunkel, Z., 1994. Structures and kinematics in the northeastern Mediterranean: a study of an irregular plate boundary, Tectonophysics, 234, 19-32.
- Kenar, Ö., Osmaşahin, İ. ve Özer, M.F., 1996. Seismicity and tectonics of Eastern Anatolia, Bulletin of IISSE, 30, 49-76.
- Ketin, İ., 1968. Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler, M.T.A. Enst. Bülteni, 71, 129 - 134.
- Ketin, İ., 1977. Genel Jeoloji, Cilt-1, İ.T.Ü. Maden Fakültesi Yayını, İstanbul.
- Knopoff, L., 1964. The Statistics of Earthquakes in Southern California, Bull. Seism. Soc. Am. 44, 1871-1873
- Kozlu, H., 1987. Misis-Andırın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi, Türkiye Petrol Kongresi, 7, 104 - 117.
- Kremidjian, A. S. and Anagnos, T., 1980. A homogeneous stochastic model for earthquake occurrences. Contract No. 14 - 08 - 0001 - 17766, Dept. of Civil Engineering, Stanford University, Stanford.
- Lomnitz, C., 1974. Global Tectonics and Earthquake Risk, Elsevier, Amsterdam, 330pp.

- Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E. ve Gündoğdu, N., 1992. The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt. *Tectonophysics* 204, 1-14.
- Manakou, M. V. and Tsapanos, T. M., 2000. Seismicity And seismic hazard parameters evaluation in the Island of Crete and surrounding area inferred from mixed data files. *Tectonophysics* 321, 147-178.
- Mc Kenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of Royal Astronomy Society* 30, 109 – 184.
- Miyamura, S., 1962. Magnitude-frequency relations and its bearing to geotectonics. *Proc. Jpn. Acad.* 38,27-30.
- Miller, I., 1994. *Statistical Methods for Quality*, 301 – 319, New Jersey.
- Mogi, K., 1967. Earthquakes and fractures. *Tectonophysics* 4, 34-44.
- Mori, J. and Abercrombie, R. E., 1997. Depth dependence of earthquake frequency-magnitude distributions in California: implications for the rupture initiation. *J. Geophys. Res.*, 102, 14081-14090.
- MTA., 2002. Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası, Ankara.
- Newmark, N.M. and Rosenblueth, E., 1971. *Fundamentals of Earthquake Engineering*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J.
- Olsson, R., 1999. An estimation of maximum b-value in the Gutenberg-Richter relation. *Journal of Geodynamics* 27, 447-442.
- Osmanşahin, İ., 1983. Güneydoğu Anadolu'nun Depremselliği, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Osmanşahin, İ., Ekşi F. ve Alptekin, Ö., 1986. Doğu Anadolu ve Kafkasya Bölgesinin depremselliği ve aktif tektoniği, *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni*, 42,4-41.
- Sayıl, N. ve Osmanşahin, İ., 2003. Doğu Anadolu'nun depremselliğinin incelenmesi, *Deprem Sempozyumu*, 12-14 Mart 2003, Kocaeli Üniversitesi, İzmit, 480-489.
- Öncel, A. O. and Wyss, 2000. The major asperities of the 1999 Mw=7.4 İzmit Earthquake defined by the microseismicity of the two decades before it. *Geophysical Journal International*, 143,401-406.
- Över S., Ünlügenç U. ve Özden S., 2001. Hatay bölgesinde etkin gerilme durumları. *Yerbilimleri*, 23, 1 – 14.
- Över, S., Ünlügenç, U.C. and Bellier, O., 2002. Quaternary stress regime change in the Hatay region (SE Turkey). *Geophys. J. Int.* 148, 1-14
- Över, S., Özden, S., Ünlügenç, U.C. ve Yılmaz, H., 2004. A synthesis Late Cenozoic stress field distribution at northeastern corner of the eastern Mediterranean, SE Turkey. *C.R. Geoscience* 336, 93–103.

- Özer, M. F.,1983. Kuzey Anadolu Fayı'nın Doğu Kesiminin Depremselliği, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Page, R., 1968. Aftershocks ve microaftershocks of the Great Alaska Earthquake of 1964, Bull. Seism.Soc. Am. 48, 1131-1168.
- Perinçek, D. ve Eren, A.G., 1990. Doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fayı ve Ölü Deniz Fay Zonları etki alanında gelişen Amik havzasının kökeni. Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiri Kitabı, 180 – 192.
- Perinçek, D. ve Çemen, İ., 1990.The structural relationship between The East Anatolian Fault and Dead Sea Fault Zones in southern Turkey. Tectonophysics,172, 331 – 340.
- Poirier, J.P. and Taher, M.A., 1980. Historical seismicity in the Near and Middle East, North Africa and Spain from Arabic documents. Bull. Seism. Soc. Am. 70, 2184-2201.
- Prochazkova, D., 1970. Analysis of methods of calculating the magnitude-frequency relation, Geofysikalni Sbornik, 18, 229-246.
- Prochazkova, D., 1972. Relationship between the parameters of simple and cumulative occurrence frequencies of earthquakes, Geofysikalni Sbornik 20,47- 261.
- Prochazkova, D., 1973. The relationship between the parameters of the magnitude- frequency relation, Geofysikalni Sibornik, 21, 227-230.
- Purcaru, G., 1974. A New quantitative measure of seismicity and some Related. Problems Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde Nr. 31, Teil 1, 184-204
- Robertson, A.H.F., Eaton, S., Follows, E.J. and McCullum, J.E., 1991. The role of local tectonics versus global sea-level change in the Neogene evolution of the Cyprus active margin, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, 12, 331-369.
- Rotstein, Y. and Kafka, A.L., 1982. Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region: subduction, collision and arc jumping, J.Geophys.Res., 87, B9, 7694-7706.
- Rotstein, Y. and Ben-Avraham, Z., 1984. Accretionary processes at subduction zones in the eastern Mediterranean, Tectonophysics, 112, 441-461.
- Sayı, N. ve Osmanşahin, İ, 2003. Doğu Anadolu'nun depremselliğinin incelenmesi, Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 480-489, Kocaeli
- Scholz, C. H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rocks and its relation to earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am. 48, 399-414.
- Shilen, S. and Toksöz, M.N., 1970. A Clustering model for earthquake occurrences, Bull. Seism. Soc.Am. 60, 1764-1787.
- Shi, Y. and Bolt, B. A., 1982. The standard error of the magnitude-frequency b-value. Bull. Seismol. Soc. Am. 72, 1677-1687.

- Sieberg, A., 1932. Erdbebengeographic, in: B.Gutenberg (Editor), Handbuch der Geophysic, Bands IV, Borntrager, Berlin, 427-1004.
- Sobiesiak, M., 2000. Fault plane structure of the Antofagasta, Chile Earthquake of 1994. *Geophysical Research Letters*, 27, 477-600.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1990. Tectonics of the Karlıova triple junction, *Bull. of the ITU İstanbul*.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ., 1992. The East Anatolian Fault Zone of Turkey. *Ann. Tectonicae* VI, 99-124.
- Şengör, A. M. C., 1979. The North Anatolian Transform Fault : its age, offset and tectonic significance. *Journal Geology Society of London*, 136, 269 – 282.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1984. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. İn: K. T. Biddle and N. Christie-Blick (eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Tulsa, Sp. Publ. 37, 227-264.
- Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du systeme alpine en Méditerranée: Poincement et ecrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. Geol., France*, 7, 437-460.
- Tokay, M., 1973. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Gerde ile Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Sempozyumu, M.T.A. Enst., Ankara, 12 – 29.
- Turcotte, D. L., 1986. A Fractal Model of Crustal Deformation. *Tectonophysics* 132, 261-269.
- Tsapanos, T. M., Galanopoulos, D. G. and Burton, P. W., 1994. Seismicity in the Hellenic Volcanic Arc: Relation Between Seismic Parameters and the Geophysical Fields in the Region. *Geophys. J. Int.*, 117, 677-694.
- Ulugergerli, E. U., Seyitoğlu, G., Başokur, A. T., Kaya, C., Dikmen, Ü. ve Candansayar, M. E., 2007. The geoelectrical structure of Northwestern Anatolia, Turkey, *Pure Appl. Geophys.* 164, 1–28
- Ulutaş, E., 1999. Çukurova ve Çevresinin Deprem Tehlikesi, Kocaeli Üniversitesi Fen.Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli.
- Urbancic, T.I., Trifu C. I., Long, J. M. and Toung, R. P., 1992. Space-time correlations of value with stress release. *Pure and Applied Geophysics*, 139, 449-462.
- Utsu, T. 1964. On the statistical formula showing the magnitude-frequency relation of earthquakes, *Quart. J. of Seism.*, 28, 79.
- Vere-Jones, D., 1970. Stochastic models for earthquake sequences, *Geophys. J.R. Astr.Soc.* 42, 811-826.
- Youngs, R.R. and K.J., Coppersmith, 1984. Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates, *Bull.Seism. Soc. Am.*, v.74, pp.939-964.

- Wang, J. H., 1988. b-values of shallow earthquakes in Taiwan. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78, 1243-1244.
- Wang, J. H., 1994. On the correlation of observed Gutenberg-Richter's b-value and omori's b-value for aftershocks. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 2008-2011.
- Warren, N.W. and Latham, G.V., 1970. An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 74, 4444-4464.
- Wiemer, S. and Katsumata, K., 1999. Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones. *Journal of Geophysical Research*, 104, 13134-13141.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 1997, Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? *J. Geophys. Res.*, 102, pp. 15,115-15,128.
- Willis, B., 1928. Earthquakes in the Holy Land. *Bull. Seism. Soc. America*, 18, 73-103.
- Wyss, M., Shimazaki, K. and Wiemer, S., 1997. Mapping active magma chambers by b value beneath off-Izu Volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 102, 20413-20433.