

843/7

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ÇUKUROVA ve ÇEVRESİNİN DEPREM TEHLİKESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Ergin ULUTAŞ

Anabilim Dalı : Jeofizik

Danışman : Doç. Dr. Mithat Fırat ÖZER

**TC. YÜKSEK ÖĞRETİM BAKANLIĞI
DOKÜMANİZASYON MERKEZİ**

843/7

TEMMUZ 1999

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ÇUKUROVA ve ÇEVRESİNİN DEPREM TEHLİKESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Ergin ULUTAŞ

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 18.06.1999

Tezin Savunulduğu Tarih : 07.07.1999

Tez Danışmanı

Üye

Üye

Doç. Dr. M.Fırat ÖZER

Prof. Dr. Özer KENAR

Doç. Dr. İlhan OSMANŞAHİN

(.....)

(.....)

(.....)

TEMMUZ 1999

ÇUKUROVA ve ÇEVRESİNİN DEPREM TEHLİKESİ

Ergin ULUTAŞ

Anahtar Kelimeler: Kilikya Bölgesi, Depremsellik, Deprem Tehlikesi, Gumbel, Poisson, Markov ve Weibull Modelleri.

Özet: Tarihte Kilikya Bölgesi olarak adlandırılan Çukurova ve çevresinin (35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 37.0° D) deprem tehlikesi araştırılarak saptanmaya çalışılmıştır. Deprem verileri USGS (United States of Geological Survey) ve Kandilli Rasathanesi veri kütüklerinden elde edilmiştir. Çalışmada aletsel döneme ait (1908-1998) 83 adet, tarihsel döneme ait (0-1900) 57 adet deprem verisi kullanılmıştır. Bölgenin deprem etkinliği araştırılarak, sismik tehlike hakkında yorumlar yapılmıştır. Deprem istatistiğinin temel bağıntısı olan magnitüd-frekans bağıntısı

$\text{Log}N=5.11-1.07M$

olarak bulunmuş, magnitüd-frekans ilişkisinden yararlanarak 100 yıl için 10'ar yıllık periyotlarda sismik tehlike ve ortalama oluş sayıları saptanan depremlerin tekrarlanma periyotları hesaplanmıştır.

Bölgede aletsel döneme ait deprem verileri Gumbel Uç Değerler Dağılımı esas alınarak incelenmiş ve sismik tehlike değerleri hesaplanmıştır. $M=6.3$ olan bir depremin tekrarlaması için dönüş periyodu yaklaşık 61 yıl olarak bulunmuştur.

Bölgede Markov Modeli uygulanarak deprem oluşumları incelenmiştir. Aynı yapısal süreksizlikte birbirini izleyen depremlerin bağımsız olaylar sayılamayacağı ve aradan geçen zamanın olayları etkileyeceği varsayımından yola çıkılarak, deprem oluşum modeli için Markov modeli seçilmiştir. Bölge önce batıdan doğuya A (35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 36.0° D), B (35.5° - 38.0° K- 36.0° - 37.0° D) olarak iki alt bölgeye ayrılmıştır. Magnitüd aralıkları $5.0 \leq M \leq 5.4$, $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve $M \geq 6.0$ olarak tanımlanmıştır. Depremlerin olma ve olmama olasılıkları magnitüdlere geçiş olasılık matrisleri ile elde edilmiştir. Sonuçlardan bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda, gelecekteki zaman aralıklarında depremin olmama olasılığı yüksek olarak bulunmuştur.

Kalite-kontrol araştırmalarında geniş bir uygulama sahası bulan Weibull Dağılımı bu çalışmada Adana için şiddeti VI ve daha büyük depremler için uygulanmıştır. Dağılımı belirleyen katsayılar bulunduktan sonra ortalama tekrarlanma periyodu ve standart sapma sırasıyla 76.06 ve 26.59 yıl olarak bulunmuştur. Ayrıca Weibull dağılım fonksiyonları; birikimli olasılık, güvenilirlik, yoğunluk ve şartlı olasılık fonksiyonları hesaplanmıştır. Olasılık yoğunluk fonksiyonu 70 yıl civarında maksimum göstermektedir.

EARTHQUAKE HAZARD OF ÇUKUROVA REGION

Ergin ULUTAŞ

Key Words: Kilikya Region, Seismicity, Earthquake hazard, Gumbel, Poisson, Markov and Weibull Models.

Abstract: Earthquake hazard of Çukurova Region (35.5°-38.0°N and 34.5°-37.0°E) that was called Kilikya Region in history has been determined. The data which were used in seismic hazard analysis have been obtained from the catalogs of USGS (United States Geological Survey) and Kandilli Observatory. The data includes 83 earthquakes for instrumental period (1908-1998) and 57 earthquakes for historical period (0-1900). The magnitude of $M \geq 4.0$ and the intensity of $I_0 \geq VI$ earthquakes have been used. Firstly, complementary analysis have been applied to earthquake data then seismicity and seismic hazard analysis have been studied in the region. The magnitude-frequency relation has been obtained as $\text{Log}N=5.11-1.07M$. Occurrence and reoccurrence of earthquakes have also been obtained for 100 years by 10 years time intervals as a function of M .

Seismic hazard parameters have been determined by using Gumbel Extreme Value Distribution. From Gumbel Distribution, the return period for an earthquake $M=6.3$ has been obtained as 61 years.

Earthquake hazard has been determined by using Markov Model for the earthquake occurrences. This model depends on the assumption that the successive earthquakes in the same structural discontinuity should not be independent events and the occurrence of the earthquakes should be influenced by the elapsed time between them. Kilikya region has been divided into two adjacent subregions from west to east such as A (35.5°-38.0°N and 34.5°-36.0°E), B (35.5°-38.0°N and 36.0°-37.0°E). $5.0 \leq M \leq 5.4$, $5.5 \leq M \leq 5.9$ and $M \geq 6.0$ have been defined as magnitude intervals. Occurrence and nonoccurrence probabilities of earthquakes have been determined from transition matrices of magnitudes. According to the results, if there is an earthquake in previous time interval, the probability of the nonoccurrence of earthquake is high in the region for the next time intervals.

Weibull Distribution Function which is applied to quality-control research has been made the probabilistic treatments of earthquake occurrence for Adana, taking into account earthquakes of VI or greater intensities. Firstly, Weibull distribution parameters have been determined. These are main return period and its deviation. The main return period and its deviation have been estimated as 76.06 and 26.59 years respectively. Then, Weibull distribution functions have been determined. These are cumulative, reliability, density and conditional probability functions.

TEŞEKKÜR

Bu çalışmamda bilgilerinden yararlandığım, destek ve yardımlarını esirgemeyen danışman hocam Doç.Dr. Mithat Fırat ÖZER'e, lisans ve yüksek lisans öğrenimim süresince içtenlikle her konuda yardımcı olan Prof. Dr. Özer KENAR'a, çalışmamda kullandığım yöntemlerin uygulanmasında yardımlarını gördüğüm Doç.Dr. Yıldız ALTINOK ve Yrd.Doç.Dr. Nilüfer ÇELİKKOL'a, moral desteğini hiç bir zaman esirgemeyen ve hep yanımda olan Yüksek Matematikçi Yücel TÜRKER'e, çalışmamın çeşitli aşamalarında yardımlarını gördüğüm herşeyden önemlisi dostluğunu ve arkadaşlığını esirgemeyen sevgili arkadaşlarım Jeofizik Yüksek Mühendisi Arş.Gör. İ.Talih GÜVEN, Jeofizik Yüksek Mühendisi Arş.Gör. T.Serkan IRMAK, Jeofizik Yüksek Mühendisi Arş.Gör. Fadime SERTÇELİK, Jeofizik Mühendisi Arş. Gör. Berna ARPACIOĞLU'na ve bu günlere gelmemi sağlayan, ilerlemem için her konuda özveride bulunan aileme teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
İÇİNDEKİLER.....	iv
SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR.....	vi
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	viii
TABLolar LİSTESİ.....	xi
BÖLÜM 1. GİRİŞ.....	1
BÖLÜM 2. KİLİKYA BÖLGESİNİN TEKTONİĞİ.....	3
2.1. Giriş.....	3
2.2. Yumurtalık-Misis Fayı.....	3
2.3. Narlıören Fayı.....	3
2.4. Çiçekli Savrun Fayı.....	4
2.5. Göksu Fayı.....	4
BÖLÜM 3. DEPREMSELLİK.....	6
3.1. Deprem ve Depremsellik.....	6
3.2. Depremlerin Zaman ve Uzaya Göre Dağılımları.....	11
3.2.1. Tarihsel Dönem Depremlerinin Zaman ve Uzaya Göre Dağılımı.....	11
3.2.2. Aletsel Dönem Depremlerinin Zaman ve Uzaya Göre Dağılımı.....	12
3.3. Tarihsel ve Aletsel Dönem Verilerinin Tamamlılık Analizi.....	12
3.4. Şiddet-Frekans İlişkisi.....	13
3.5. Magnitüd-Frekans İlişkisi.....	14
3.6. En Küçük Kareler Yöntemi.....	15
3.7. Sismik Tehlike.....	16
3.8. Yıllık Maksimumlar Yöntemi İle Sismik Tehlike.....	18
3.9. Deprem Oluşum Modelleri.....	20

3.9.1. Deprem Oluşumu İçin Poisson Modeli.....	20
3.9.2. Deprem Oluşumu İçin Markov Modeli.....	21
3.9.2.1. Rasgele Süreç.....	22
3.9.2.2 Markovien Özellik.....	23
3.9.2.3 Markov Zinciri İle Olasılık Analizleri.....	25
3.9.3. Deprem Oluşumu İçin Weibull Modeli.....	27
BÖLÜM 4. KİLİKYA BÖLGESİNİN TARİHSEL DÖNEM DEPREM	
ETKİNLİĞİ.....	30
4.1. Tarihsel Dönem Depremlerinin Şiddet-Frekans İlişkisi.....	35
BÖLÜM 5. KİLİKYA BÖLGESİNİN ALETSEL DÖNEM DEPREM	
ETKİNLİĞİ.....	36
5.1. Giriş.....	36
5.2. Deprem Verilerinin Tamamlılığı.....	36
5.3. Magnitüd-Frekans İlişkisi.....	40
5.4. Sismik Tehlike.....	43
5.5. Yıllık Maksimumlar Metodu İle Sismik Tehlike.....	48
BÖLÜM 6. KİLİKYA BÖLGESİ İÇİN DEPREM OLUŞUM MODELLERİ.....	52
6.1. Deprem Oluşumu İçin Poisson Modeli	52
6.2. Deprem Oluşumu İçin Markov Modeli.....	52
6.3. Deprem Oluşumu İçin Weibull Modeli.....	64
SONUÇLAR ve TARTIŞMA.....	69
KAYNAKLAR.....	73
ÖZGEÇMİŞ.....	76

SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR

I_0	: Deprem maksimum şiddeti
T	: Zaman (yıl)
N	: T zamanda meydana gelen deprem sayısı
M_s	: Yüzey dalgası magnitüdü
λ	: Depremlerin birikimli oluş sayılarının T zaman dilimine oranı
σ	: λ 'nın T zamanı boyunca standart sapması
N_c	: T zaman dilimindeki depremlerin birikimli oluş sayısı
a	: Doğrusal magnitüd-frekans ilişkisindeki regresyon katsayısı.
b	: Doğrusal magnitüd-frekans ilişkisindeki regresyon katsayısı.
$N(M)$: Magnitüdü bilinen depremlerin kendisine eşit ve kendisinden büyük depremler için yıllık ortalama oluş sayısı
$R(M)$: Depremlerin belirli zaman dilimleri içerisinde tekrar olma tehlikesi
$Q(M)$: Ortalama oluş sayısı belirlenen depremlerin tekrarlama periyodu
$G(M)$: Yıllık maksimum deprem magnitüdülerinin Gumble dağılımı.
α	: Yıllık maksimum deprem magnitüdülerinin birikimli dağılımından bulunan regresyon katsayısı
β	: Yıllık maksimum deprem magnitüdülerinin birikimli dağılımından bulunan regresyon katsayısı
$P(N)$: Birim zaman süresinde oluşan deprem sayısı için Poisson dağılımı
$G(N)$: Birim zaman süresinde oluşan deprem sayısı için gerçek dağılım
$[P]$: Markov modelinde geçiş matrisi
$\lambda(t)$: Weibull modelinde tehlike oranı
$R(t)$: Weibull modelinde güvenilirlik fonksiyonu
$f(t)$: Weibull modelinde olasılık yoğunluk fonksiyonu
$F(t)$: Weibull modelinde birikimli olasılık fonksiyonu
$E(t)$: Weibull modelinde standart sapma
Γ	: Gama fonksiyonu
$P(\tau/t)$: Weibull modelinde koşullu olasılık
ISC	: International Seismological Center (Uluslararası Sismoloji Merkezi)

- NEIC** : National Earthquake Information Center (Ulusal Deprem Bilgi Merkezi)
- USGS** : United States Geological Survey (Birleşik Devletler Jeoloji Araştırma Merkezi)
- WWSSN** : World-Wide Standardized Seismograph Network (Dünya Kapsamında Standart Sismograf Ağı)



ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 2.1.	Yer bulduru haritası.....	5
Şekil 3.1.	Türkiye deprensellik haritası.....	8
Şekil 3.2.	Episantır dağılım haritası.....	10
Şekil 4.1.	Tarihsel dönemde gözlenen depremlerin maksimum şiddet ile oluş sayısını gösteren diyagram.....	31
Şekil 4.2.	Tarihsel dönemde gözlenen depremlerin maksimum şiddetlerinin yıllara göre dağılımı.....	31
Şekil 4.3. a)	Tarihsel döneme ait şiddeti VI olan depremlerin tamamlılığı.....	33
b)	Tarihsel döneme ait şiddeti VII olan depremlerin tamamlılığı.....	33
c)	Tarihsel döneme ait şiddeti VIII olan depremlerin tamamlılığı.....	34
d)	Tarihsel döneme ait şiddeti XI olan depremlerin tamamlılığı.....	34
Şekil 4.4.	Kilikya bölgesi için ait tarihsel dönemde oluşan depremlere ait şiddet-frekans ilişkisi.....	35
Şekil 5.1.	Kilikya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşan depremlerin Yıllara göre dağılımı.....	37
Şekil 5.2.	Aletsel döneme ait depremlerin tamamlılığı.....	39
Şekil 5.3.	Kilikya bölgesine ait tamamlılık analizi uygulandıktan sonra Magnitüd-frekans ilişkisi.....	41
Şekil 5.4.	Kilikya bölgesine ait tamamlılık analizi uygulanmadan Magnitüd-frekans ilişkisi.....	42
Şekil 5.5.	Tamamlılık analizi uygulanarak 10-100 yıllar için belirlenen % sismik tehlike.....	45
Şekil 5.6.	Tamamlılık analizi uygulanmadan 10-100 yıllar için belirlenen % sismik tehlike.....	47
Şekil 5.7.	Kilikya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşmuş depremlerin Yıllık maksimum magnitüd değerlerinden yararlanılarak hesaplanan Magnitüd değerlerine göre tekrarlama periyodları.....	51
Şekil 5.8.	Kilikya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşmuş depremlerin Yıllık maksimum magnitüd değerlerinden yararlanılarak hesaplanan Yıllık % tehlike-magnitüd ilişkisi.....	51

Şekil 6.1.	Kilikya bölgesinde oluşan depremlerin, deprem sayısına göre gerçek ve Poisson dağılımları.....	54
Şekil 6.2. a)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-37.0^0$ D koordinatlarında $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin olma olasılıkları.....	58
b)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-37.0^0$ D koordinatlarında $5.5 \leq M \leq 5.9$ depremlerin olma olasılıkları.....	58
c)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-37.0^0$ D koordinatlarında $M \geq 6.0$ depremlerin olma olasılıkları.....	58
Şekil 6.3. a)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-37.0^0$ D koordinatlarında $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin olmama olasılıkları.....	59
b)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-37.0^0$ D koordinatlarında $5.5 \leq M \leq 5.9$ depremlerin olmama olasılıkları.....	59
c)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-37.0^0$ D koordinatlarında $M \geq 6.0$ depremlerin olmama olasılıkları.....	59
Şekil 6.4. a)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-36.0^0$ D koordinatlarında $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin olma olasılıkları.....	60
b)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-36.0^0$ D koordinatlarında $5.5 \leq M \leq 5.9$ depremlerin olma olasılıkları.....	60
c)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-36.0^0$ D koordinatlarında $M \geq 6.0$ depremlerin olma olasılıkları.....	60
Şekil 6.5. a)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-36.0^0$ D koordinatlarında $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin olmama olasılıkları.....	61
b)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-36.0^0$ D koordinatlarında $5.5 \leq M \leq 5.9$ depremlerin olmama olasılıkları.....	61
c)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-36.0^0$ D koordinatlarında $M \geq 6.0$ depremlerin olmama olasılıkları.....	61
Şekil 6.6. a)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $36.0^0-37.0^0$ D koordinatlarında $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin olma olasılıkları.....	62
b)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $36.0^0-37.0^0$ D koordinatlarında $5.5 \leq M \leq 5.9$ depremlerin olma olasılıkları.....	62
c)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $36.0^0-37.0^0$ D koordinatlarında $M \geq 6.0$ depremlerin olma olasılıkları.....	62

Şekil 6.7. a)	35.5 ⁰ -38.0 ⁰ K ve 36.0 ⁰ -37.0 ⁰ D koordinatlarında 5.0 ≤ M ≤ 5.4	
	depremlerin olmama olasılıkları.....	63
b)	35.5 ⁰ -38.0 ⁰ K ve 36.0 ⁰ -37.0 ⁰ D koordinatlarında 5.5 ≤ M ≤ 5.9	
	depremlerin olmama olasılıkları.....	63
c)	35.5 ⁰ -38.0 ⁰ K ve 36.0 ⁰ -37.0 ⁰ D koordinatlarında M ≥ 6.0	
	depremlerin olmama olasılıkları.....	63
Şekil 6.8.	Lnln (1/R(t))-ln(t) dağılımı ve uyarlanan doğru.....	65
Şekil 6.9.	Adana'da oluşması olası VIII şiddet ve daha büyük depremler için güvenilirlik fonksiyonu.....	67
Şekil 6.10.	Adana'da oluşması olası VIII şiddet ve daha büyük depremler için yoğunluk fonksiyonu.....	67
Şekil 6.11.	Adana'da oluşması olası VIII şiddet ve daha büyük depremler için birikimli olasılık fonksiyonu.....	68
Şekil 6.12.	Adana'da oluşması olası VIII şiddet ve daha büyük depremler için 10'ar yıllık koşullu olasılık fonksiyonu.....	68

TABLolar LİSTESİ

Tablo 4.1.	Klikya bölgesinde, tarihsel dönem deprem verilerinin tamamlılık analizinde her bir şiddet derecesi için kullanılan veriler.....	32
Tablo 4.2.	$\text{Log}(N/T)=a-bI_0$ bağıntısının belirlenmesinde kullanılan veriler.....	35
Tablo 5.1.	Klikya bölgesinde aletsel dönem boyunca oluşan depremlere ait tamamlılık analizi verileri.....	38
Tablo 5.2.	Klikya bölgesinde magnitüd-frekans bağıntısının belirlenmesinde kullanılan veriler.....	41
Tablo 5.3.	Klikya bölgesinde tamamlılık analizi uygulanmadan magnitüd-frekans bağıntısının belirlenmesinde kullanılan veriler.....	42
Tablo 5.4.	Tamamlılık analizi uygulanarak elde edilen sismik tehlike değerleri....	44
Tablo 5.5.	Tamamlılık analizi uygulanmadan elde edilen sismik tehlike değerleri...	46
Tablo 5.6.	Klikya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşmuş depremlerin Maksimum magnitüdlere göre dağılımı ve yıllık maksimumlar Yönteminde kullanılan veriler	49
Tablo 5.7.	Klikya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşmuş depremlerin yıllık maksimum magnitüd değerlerinden yararlanılarak yıllık ortalama oluş sayısı, tekrarlama periyodu ve sismik tehlikesi.....	50
Tablo 6.1.	Klikya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşmuş depremlerin Poisson ve gerçek dağılımları.....	54
Tablo 6.2. a)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-37.0^0$ D koordinatlarında $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.....	55
b)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-37.0^0$ D koordinatlarında $5.5 \leq M \leq 5.9$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.....	55
c)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-37.0^0$ D koordinatlarında $M \geq 6.0$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.....	55
Tablo 6.3. a)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-36.0^0$ D koordinatlarında $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.....	56
b)	$35.5^0-38.0^0$ K ve $34.5^0-36.0^0$ D koordinatlarında $5.5 \leq M \leq 5.9$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.....	56

	c) 35.5 ⁰ -38.0 ⁰ K ve 34.5 ⁰ -36.0 ⁰ D koordinatlarında $M \geq 6.0$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.....	56
Tablo 6.4.	a) 35.5 ⁰ -38.0 ⁰ K ve 36.0 ⁰ -37.0 ⁰ D koordinatlarında $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.....	57
	b) 35.5 ⁰ -38.0 ⁰ K ve 36.0 ⁰ -37.0 ⁰ D koordinatlarında $5.5 \leq M \leq 5.9$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.....	57
	c) 35.5 ⁰ -38.0 ⁰ K ve 36.0 ⁰ -37.0 ⁰ D koordinatlarında $M \geq 6.0$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.....	57
Tablo 6.5.	Weibull modelinde çalışmaya kaynak olan veriler ve x_i, y_i değerleri.....	64



1. GİRİŞ

Tarih, 27 Haziran 1998 Adana' da M_s büyüklüğü 6.3 olan bir deprem meydana geldi. 146 kişi hayatını yitirdi. Binlerce kişi yaralandı. Yaklaşık 10.000 ev yıkıldı ve 7000 ev hasar gördü. Birçok insan eş, dost ve akrabasını kaybetti. Çocuklar anne ve babasını, aileler yavrularını kaybetti. Kısacası bu deprem bir defa daha üstüne basa basa depreme karşı önlem almamızı vurguladı. İster kader ister başka bir şey deyin deprem kaçınılmaz bir sonuç. Bundan dolayı ülkemizde deprem zararlarının en aza indirilmesi için alınması gereken önlemlerin, inşaat teknolojilerinden sosyolojiye kadar pek çok konuda yapılacak bilimsel çalışmalarla belirlenmesi, ayrıca söz konusu önlemlerin kitle iletişim araçlarıyla etkin bir şekilde duyurulması yanında yasalar çerçevesine de oturtularak; eğitim, planlama, denetleme gibi pek çok alanda işlerliğin sağlanması gerekmektedir. Depremler ve sorunlarına karşı takınılacak tek akıllıca tavır, depremlerle birlikte yaşamayı bir doğal davranış, bir yaşam biçimi haline dönüştürmektir.

Devletin doğal bir sigorta olarak kabul edildiği ülkemizde, her deprem felaketinden sonra "Devlet yanınızdadır" veya "Bu felaketin yaraları en kısa zamanda sarılacaktır" şeklinde beyanlar, afetten etkilenen insanlara moral desteği sağlasa da şüphesiz ne depremleri ne de deprem zararlarını ortadan kaldırılabılır. Devletten bireye kadar herkese sorumluluk düşen bu noktada, sorunun çözümüne yönelik yapılabilecek tek şeyin, deprem öncesinde gereken önlemlerin alınması olduğunu söylemek gerekir.

Gelecekte oluşabilecek depremlerin etkinliğinin ve geri dönüş periyodunun belirlenmesi için geçmişte meydana gelen depremlerin zaman ve uzay dağılımlarından yararlanılır. Bu verilerin kullanılmasıyla deprem etkinliği bulunan bir bölgenin depremselliğinden ve sismik tehlikesinden bahsedilebilir. Bu tür veriler kullanılarak yapılan sismik risk ve olasılık çalışmaları ile tam olarak ne zaman deprem olacağı anlaşılmaz ancak gelecekte meydana gelebilecek deprem ihtimaline karşı tedbir alınabilir.

Bu tez çalışmasının amacı; koordinatları 35.5° – 38.0° K ve 34.5° – 37.0° D ile sınırlı alanın depremselliğinin incelenmesi, Poisson, Markov, Gumbel ve Weibull deprem oluşum modelleri kullanılarak bölgeye ait sismik tehlikenin hesaplanmasıdır. Çalışmada Poisson Modeline göre bölgede depremlerin gerçek ve poisson dağılımları, Gumbel Modeline göre sismik tehlike, Weibull Modeline göre Adana'da meydana gelen 8 şiddetindeki en son depremden kaç yıl sonra aynı şiddette depremin meydana gelebileceği ve Markov modeline göre magnitüdlerin geçiş olasılıklarından yararlanarak depremlerin olma ve olmama olasılıkları incelenmiştir.

Markov Modeli oluşturulurken bölge tektonik aktiviteye göre iki ayrı bölüme ayrılmış, Poisson ve Gumbel Modellerinde bölgenin bütününe ait veriler, Weibull Modeli oluşturulurken yalnızca Adana ve Ceyhan'a ait veriler kullanılmıştır.

Bütün verilere tamamlılık analizi uygulanmış, hem tamamlılık analizi uygulamp hem de tamamlılık analizi uygulanmadan elde edilen sismik tehlikeler birbiriyle kıyaslanmıştır.

2. KILIKYA BÖLGESİNİN TEKTONİĞİ

2.1. Giriş

Bölge tektonik özellikler açısından oldukça karmaşık bir yerdedir. Batıda Ecemiş Fayı'nın, doğuda ise Bitlis Bindirmesi ve Doğu Anadolu Fay Zon'larının devamları niteliğindeki fay zonları arasında tektonik açıdan bir geçiş zonunda bulunmaktadır. Böylece hem Güneydoğu Anadolu'nun hem de Doğu Torosların tektonik özelliklerini taşımaktadır. Bölge içinde gözlenen en önemli tektonik yapılar; Yumurtalık Bindirmesi, Narlıören Fayı, Çiçekli-Savrun Fayı ve Göksu Fayı'dır. Bölgenin topografyasını ve bölgedeki fayları gösteren yer bulduru haritası Şekil 2.1'de görülmektedir.

2.2. Yumurtalık-Misis Fayı

Kozlu (1987)'ya göre Yumurtalık Bindirmesi inceleme alanı içinde KD-GB doğrultusunda İskenderun Baseni ile Misis-Andırın Basenini ayıracak şekilde gelişmiştir. Fayın bindirme karakterine dönüşüm yaşı Üst Pliyosen öncesidir. Bu fay Üst Pliyosen sonrası bölgede etkin olan gerilmeli tektonikle tekrar aktivite kazanmıştır.

2.3. Narlıören Fayı

Ters fay karakterinde olup Yumurtalık Fayı'na paralel olarak uzanmaktadır. İnceleme alanının güneydoğusunda Ayvalık Köyü'nün batısından başlayarak Narlıören, Kurtpınar, Sarımaz köyleri boyunca devam eder.

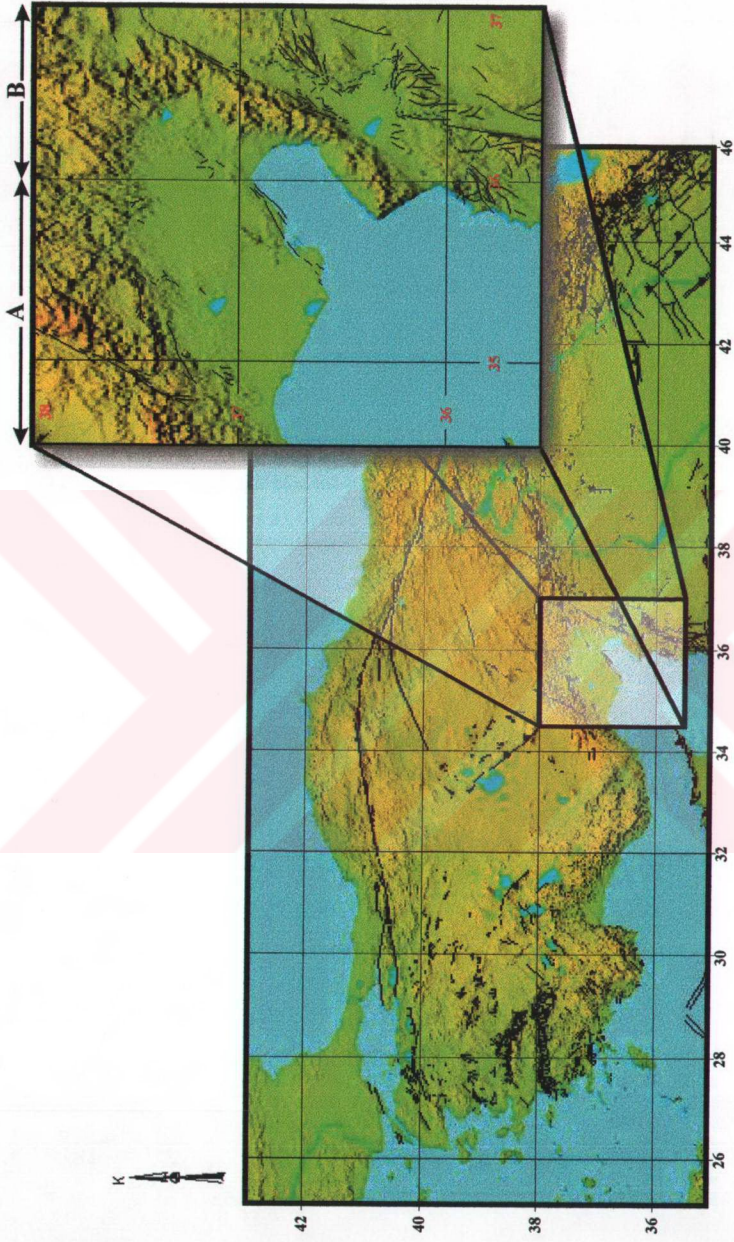
2.4. iekli Savrun Fayı

Kozlu (1987)'ya göre bu fayın başlangıç yaşı Alt Miyosen veya hemen öncesi olup hala aktiftir. Bu tektonik hat, st Eosen-Alt Oligosen esnasında muhtemelen sürüklenim hattında olup, daha sonra doğrultu atımlı fay sistemine dönüşmüş ve sonrasındaki hareketi Misis-Andırın Baseni'nin bugünkü konumunu almasına neden olmuştur. Fay zonunu genellikle KD-KB doğrultulu oblik (eğim atımlı normal, çok az sol doğrultu atım bileşenine sahip) faylar oluşturmaktadır.

2.5. Göksu Fayı

Orta Eosenin hemen sonrası harekete geçen bu fay KD-GB doğrultusunda genellikle sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterindedir. Bu faya dar açı ile birleşen birçok tali fay vardır (Kozlu, 1987).

Güneydoğu Anadolu da kuzey güney yönlü sıkışma tektoniği ile oluşmuş egemen doğu-batı gidişli sürüklenim ve bindirme yapıları bölge ve yakın çevresinde KD-GB yönlü olarak doğrultu atımlı fay zonlarına dönüşmüş ve Toros kuşağına Göksu Fayı ile bağlanmıştır. Söz konusu bu tektonik hatlar Göksu Fayı zonundan başlamak üzere güneydoğu yönünde gençleşmektedir. st Eosen tektoniği ile yükselerek aşınma alanı durumuna gelmiş Adana ve İskenderun bölgesi, Alt Langiyende yine sıkışmalı tektonik rejimle 'doğrultu atımlı fay basenleri' olarak açılmıştır (Kozlu, 1987).



Şekil 2.1 : Yer bulduru haritası (United States Geological Survey)

3. DEPREMSELLİK

3.1. Deprem ve Depremsellik

Depremler, insanın can ve mal güvenliğini tehdit eden doğal afetlerden biridir. Bu nedenle en eski uygarlıklarda bile depremler büyük merak konusu olmuş ve depremler hakkında değişik nitelikte birçok araştırma yapılmıştır.

Yarıçapı 6371 km olan yerkürenin en dıştaki katı bölümünü oluşturan yer kabuğu, okyanuslarda ve kıtalarda birbirinden farklı özelliklere sahiptir. Okyanus tabanlarında daha ince ve daha yoğun olan kabuk, kıtalarda daha düşük yoğunlukta ve daha kalın olarak kendini göstermektedir. Dünyamızı çevreleyen litosfer, bir bütün olmayıp levha yada plaka adı verilen çok sayıda küçük parçalara bölünmüştür. Söz konusu parçaların sahip oldukları hareketlilik ise "Levha Tektoniği Teorisi" ile açıklanmaktadır.

Güney Amerika ve Güney Afrika'nın birbirine bakan kıyılarının uyumuna dikkati çeken ve bu durumun bir tesadüf olmadığını ileri süren F.Bacon (1620)'un bu düşüncelerinin ardından, Alman bilim adamı A.Wegener (1915)'in "Kıtaların Kayma Teorisi" günümüzde yer biliminde büyük bir önemi olan levha tektoniği teorisinin gelişimine ön ayak olmuştur. Yeryüzünün tek parçadan oluşmadığını, kıtasal ve okyanusal litosferi birarada bulunduran levhalardan oluştuğunu ileri süren bu teori, söz konusu levhaların yüzbinlerce yada milyonlarca yıllık zaman aralıklarında santimetre/yıl ölçeğinde bir hareketliliğe sahip olduğunu kabul etmektedir. Bu hareketlilik ise levha sınırlarında farklı şekillerde gerçekleşmektedir. Söz konusu levhalar bazı sınırlar boyunca kabuk altındaki alt mantodan eklenen malzemeyle zıt yönlere doğru itilerek birbirlerinden ayrılabilmekte, bazı sınırlar boyunca da birbirlerine doğru itilerek biri diğ erinin altına girebilmekte yada sınırları boyunca kayarak yer değiştirebilmektedirler. Levhalar ölçeğinde gerçekleşen bu hareket sırasında, özellikle birbirine yaklaşan sınırlarda veya sınıra yakın bölgelerde, bu hareketlilikten kaynaklanan sıkışma ve gerilmeler oluşmaktadır. Söz konusu sıkışma

ve gerilmelerin kaya direncini aşması sonucunda kabuk kırılmakta ve yer sarsıntıları meydana gelmektedir. Zaten depremlerin yeryüzündeki dağılımına bakıldığında, bu oluşumların söz konusu levha sınırları boyunca yoğunlaştığı rahatlıkla görülebilmektedir.

Yeryuvarı üzerinde iki önemli deprem kuşağı olup biri Pasifik çevresinde, diğeri ise Alp-Himalaya Dağları boyunca uzanır. Türkiye bu ikinci kuşak üzerinde yer aldığından depremlerin etkin olduğu bir bölgedir. Şekil 3.1’de ülkemizde en son kabul edilen deprem bölgeleri haritası verilmiştir.

Depremsellik deprem kavramından farklıdır. Bir bölgenin depremselliği, o bölgenin depreme maruz olma derecesini gösterir. Depremselliğin güvenilir bir biçimde ölçülmesi birtakım verilerin bulunmasına bağlıdır. Bu verileri iki sınıfta; jeolojik ve jeofizik olarak inceleyebiliriz.

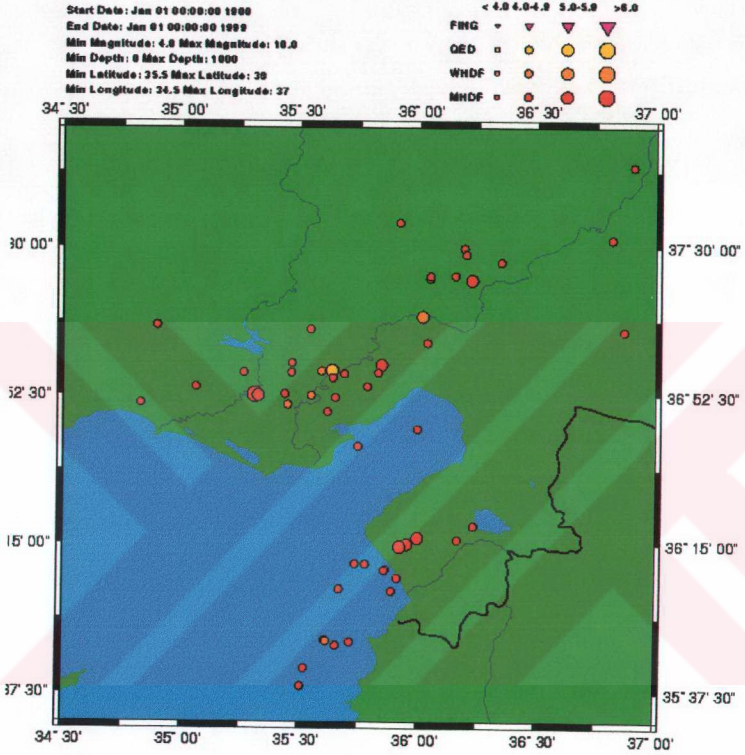
Jeolojik veriler bölgenin tektonik bakımdan değerlendirmesini sağlar. Bir bölgenin depremsellik açısından tektonik olarak değerlendirilmesinde ise en önemli yeri bölgede bulunan faylar tutar. Yerkabuğunu oluşturan katı malzemenin belli bir doğrultuda ve bu doğrultuya dik bir düzlem boyunca kırılarak yer değiştirmesi sonucu oluşan faylar, kırılan parçaları etkileyen yatay ve düşey kuvvet bileşenlerinin etkisine ve fayın meydana geldiği bölgedeki kayaların türüne, yani malzemenin fiziksel özelliklerine göre değişik şekillerde gerçekleşirler. Burada özellikle depremlerin oluşumu açısından önemli olan nokta, yeni fay oluşumları yada daha önceden oluşmuş fayın tekrar canlanması sırasında meydana gelen hareketin yüksek hızda, yani saniyede birkaç kilometrelik bir hızla ve bir hat boyunca gerçekleşiyor olmasıdır. Fayların dolayısıyla depremlerin oluşumunun hemen öncesinde, sıkışma veya gerilmeye bağlı olarak kaya kütlesi içinde bir deformasyon enerjisi birikmektedir. Söz konusu enerji, kaya kütlesinin direncini aştığında çok kısa (birkaç saniye) bir zaman aralığında kırılmalar veya eskiden varolan bir fay hattı boyunca kaymalar meydana gelmekte ve bu sırada boşalan deformasyon enerjisinde sismik dalgalar şeklinde yayılarak depremi oluşturmaktadır. Tektonik depremler dışında her depremin mutlaka bir fayla ilgisi olmayabilir ve fayların deprem hareketini nasıl başlattıkları kesin olarak bilinmeyebilir.

Fakat genel olarak, fayların bulunduğu bölgelerin aynı zamanda diğer bölgelere oranla sismik bakımdan daha aktif oldukları da bir gerçektir.

Fayların yerlerinin ve niteliklerinin saptanması işlemi de oldukça güçtür. Faylar yeryüzüne kadar çıkıyorlarsa bunların tesbiti zor olmayabilir. Fakat yeryüzüne kadar ulaşmayan faylar için jeofizik ve hava fotoğrafı gibi çeşitli aletsel yöntemlere başvurmak zorunludur. Özellikle büyük ve pahalı yapılar için (büyük endüstri yapıları, enerji santralleri, barajlar, v.b.) bu tip araştırmalar gittikçe kaçınılmaz bir hale gelmektedir.

Depremsellik çalışmalarında gereken ikinci tip veriler ise jeofizikte kullanılan istatistik verilerdir. Bu verilerin kullanılmasındaki varsayım şudur; önceden depremlerden etkilenmiş bölgeler gelecekte de aynı şekilde depremlerden çok zarar görebilecek bölgelerdir. Bu yaklaşımdan yola çıkılarak tez çalışmasında özellikle istatistiksel verilerle kullanılarak bölgenin depremselliği belirlenmeye çalışılmıştır. Çalışma alanına ait, 1908-1998 yılları arasındaki deprem verilerinden yararlanılarak depremlerin magnitüdlerine göre çizilmiş episantr haritası Şekil 3.2'de görüntülenmiştir.

Selected Hypocenters



Şekil 3.2 : Episantr Dağılım Haritası (United States Geological Survey)

3.2. Depremlerin Zaman ve Uzaya Göre Dağılımları

Bir depremin olduğu anı; yıl, ay, gün, mevsim gibi kavramlarla belirtmek depremin zaman durumunu, bir bölgede deprem sayısı, magnitüd, şiddet, enlem, boylam, derinlik, enerji gibi kavramlarla belirtmekte depremin uzay durumunu oluşturur.

3.2.1. Tarihsel Dönem Depremlerinin Zaman ve Uzaya Göre Dağılımı

Tarihi depremlere ait sismolojik tanımlama yapılırken gözönünde tutulan ve tamamen gözlemlere dayanan makrosismik parametreler şunlardır:

- a) Depremin oluş tarihi,
- b) Depremin oluş zamanı,
- c) Depremin coğrafi koordinatları,
- d) Depremin maksimum şiddeti (I_0),
- e) Şiddetin kapsadığı alan (R_1).

Bu parametreler dışında eş şiddet haritaları da büyük önem taşımaktadır. Depremi kısaca tanımlayan bu bilgileri içeren doyurucu kaynak çoğu kez bulunamamaktadır. Özellikle coğrafi koordinatlar çoğu kez yerleşim merkezleri yakınında verilmekte ve bu nedenle depremler yerleşim merkezlerinde kümelenmektedir. Depremin şiddeti ise mevcut şiddet eşellerinin gereği olan gözlemlerin zenginliği halinde doğru olarak değerlendirilebilmektedir. Bu bakımdan aynı depreme ait incelemelerde iki araştırmacının çoğu kez farklı şiddet değerleri verdiği izlenmektedir. Bazen bu farklılık üç şiddet birimine kadar değişmektedir. Bu farklar çoğunlukla gözlem hatalarından ileri gelmektedir. Mevcut şiddet eşelleri arasındaki farklılıklar, depremin şiddetinin değerlendirilmesinde önemli farklılıklar yaratmaktadır. Türkiye’de genelde eski yıllardan günümüze kadar kullanılan Rossi-Forelli, Mercalli-Sieberg, Modified-Mercalli ve son olarak kullanılan Medvedev-Sponheur-Karnik (MSK) eşelleri arasında önemli ölçüde farklılıklar olmadığı bilinmektedir.

3.2.2. Aletsel Dönem Depremlerinin Zaman ve Uzaya Göre Dağılımı

Aletsel dönem deprem verilerinin zaman ve uzaya göre dağılımlarını incelemek tarihsel dönem deprem verilerine göre daha iyi sonuçlar vermektedir. Bunun en büyük nedeni verilerin tarihsel dönemde olduğu gibi gözleme dayalı olmaması ve bu nedenle hataların en aza inmiş olmasıdır. Bu döneme ait hesaplamalarda kullanılan depremlerin başlangıç tarihleri, aletsel kayıtların başlangıcı ile aynıdır.

Deprem oluşumlarıyla ilgili istatistik veriler üzerinde çalışılırken depremlerin zamana göre dağılımları genel olarak yıllık dilimlerle incelenir. Deprem oluş frekansı (deprem sayısı/yıl) olarak ifade edilip histogramlar şeklinde grafiklenirler. Kısa periyotta gözlenen depremlerde, deprem oluş frekansları mevsimlik, aylık ve günlük olarak da alınabilirler. Bu tür kısa süreli gözlemler daha çok nükleer enerji santralleri, barajlar v.b. büyük yapılarla ilgili depremsellik çalışmalarında kullanılırlar. Deprem oluş frekanslarının belirlenmesinde zaman dilimleri, amaca bağlı olarak değişken olabildiği gibi magnitüd sınırlaması da yapılabilir. Ayrıca zamanın fonksiyonu olarak elde edilen deprem oluş sayıları, inceleme bölgesinin sakin ve aktif dönemlerinin ve büyük depremlerin tekrarlama periyodlarının saptanmasında kullanılırlar.

3.3. Tarihsel ve Aletsel Dönem Verilerinin Tamamlılık Analizi

Stepp (1972), Erdik ve diğerleri (1985), Işıkkara ve Üçer (1986) yapmış oldukları çalışmalarda belirli bir magnitüd ve makrosismik şiddet değerinin altındaki deprem verilerinin, gerek tarihi gerekse 1900 yılından sonraki aletsel dönemde mevcut kataloglarda tam olarak verilmediğine değinmişlerdir. Örneğin belirli bir gözlem süresi içerisinde VI şiddetindeki depremlerin T birim zaman diliminde, birikimli oluş sayıları N ile tanımlanan λ ortalama değerinin,

$$\lambda = N / T \quad (3.1)$$

toplam gözlem süresi boyunca aynı olduğunu kabul etmek olanaksızdır. Bununla beraber toplam gözlem süresini kısa tutarak küçük şiddetteki deprem verilerinin tam olabileceğini düşünecek olursak, bu taktirde oluşum periyodu (return period) çok uzun olan büyük depremlerin veri grubumuza dahil edilmesini önlemiş olacağız. Bu

durumun ortadan kaldırılmasında λ 'nın kararlılık (stability) gösterebileceği zaman dilimlerini belirlemek daha yararlı olacaktır (Stepp,1972). Bu yöntemde her şiddet grubunun zaman içerisinde bir nokta işlemi (point process) olarak temsil edilebildiği ve deprem oluşumlarının Poisson dağılımına uydukları varsayılmaktadır. Böylece birim zaman aralığında olayların ortalama değerinin yanlı tahmini;

$$\lambda = 1/N_i \sum_i k_i \quad (3.2)$$

ile verilmektedir. Burada N, örnek gruplarının sayısını, k_i ise i'inci örnek grubunun birim zaman dilimindeki depremlerin oluşma oranını ifade etmektedir. Ortalama oranın varyansı ise

$$\sigma^2 = \lambda / N \quad (3.3)$$

dir. Şayet birim zaman aralığı 1 yıl olursa, toplam T gözlem süresi boyunca örnek ortalamasının standart sapması:

$$\sigma = [\lambda / T]^{1/2} \quad (3.4)$$

şeklinde verilmektedir.

Eğer deprem olayı durağan (stationary) ise standart sapmanın zamana göre değişimini veren eğri, $1/\sqrt{T}$ ile gösterilebilir. Böylelikle deprem verilerinin, T gözlem süresi boyunca tamam sayılabilmesi için $1/\sqrt{T}$ eğrisine uyum gösteren bir eğime sahip olması gerekecektir. Bu eğimden ayrılan verilerin, ayrımı gösterdiği süreye kadar depremlerin tamam ve yeterli olduğu kabul edilir.

3.4. Şiddet-Frekans İlişkisi

Tarihsel döneme ait deprem verilerine uygulanan şiddet-frekans ilişkisi;

$$\text{Log}N_c = a - bI_0 \quad (3.5)$$

şeklinde ifade edilen bir doğrunun geçerliliğini kanıtlamış durumdadır. Burada N_c , depremlerin birikimli oluş sayılarını ve I_0 'da depremlerin şiddetini ifade etmektedir. a ve b ise regresyon katsayılarını gösteren sabit parametrelerdir. Ancak tarihsel döneme ait deprem verilerine tamamlılık analizi uygulandığında şiddet-frekans ilişkisi;

$$\text{Log}(N_c / T) = a - bI_0 \quad (3.6)$$

şeklini almaktadır. Burada ise N_c , T zaman dilimindeki depremlerin birikimli oluş sayılarını göstermektedir. a ve b regresyon katsayıları ise regresyon analizinin bir yöntemi olan en küçük kareler yöntemine göre bulunabilirler.

3.5. Magnitüd-Frekans İlişkisi

Sismolojinin en temel konularından biri şüphesiz bir depremin magnitüdünün tahminidir. Bir depremin aletsel verilere göre büyüklüğünü simgeleyen magnitüd, günümüzde depremin direk ölçülebilen kaynak parametresi olma özelliğini hala sürdürmektedir. Diğer bir deyişle magnitüd, deprem büyüklüğü ile orantılı biçimde serbestlenen elastik enerjinin ölçüsünü simgeleyen pek çok pratik yararları olan objektif bir kriterdir. Magnitüd depremin şiddeti gibi bir noktadan diğerine değişmez.

Magnitüd-frekans bağıntıları ise deprem istatistiğinin temelini oluşturur. Magnitüdün fonksiyonu olarak depremlerin oluş frekansı incelendiğinde, genellikle doğrusal bir ilişki izlenir. Depremlerin magnitüdü ile oluş sayıları arasında ilk defa Gutenberg ve Richter (1944) tarafından verilen;

$$\text{Log}N_c = a - bM \quad (3.7)$$

bağıntısı bir bölgenin deprem etkinliğini yansıtmak için kullanılan en önemli bağıntılardan biridir. Burada N_c , depremlerin birikimli oluş sayılarını ve M 'de magnitüd değerlerini ifade etmektedir. a ve b ise regresyon katsayılarını gösteren sabit parametrelerdir. Aletsel dönem deprem verilerine tamamlılık analizi uygulandığında ise (3.7) bağıntısı;

$$\text{Log}(N_c / T) = a - bM_i \quad (3.8)$$

şeklini almaktadır. Burada ise N_c , T zaman dilimindeki depremlerin birikimli oluş sayılarını ve M_i 'de herhangi iki magnitüd aralığı arasındaki magnitüd değerlerini ifade etmektedir.

a katsayısı gözlem periyoduna, çalışılan alanın büyüklüğüne ve sismik aktivitenin seviyesine bağlı olarak değişir. b katsayısı ise daha karardır. Bu katsayının fiziksel anlamı ile istatistiksel kullanımı günümüzde de tartışılmaktadır. Gutenberg ve Richter (1954) dünya ölçüsünde istatistiksel sonuçlara dayanarak sığ depremler için

$b=0.90 \pm 0.02$, orta ve derin depremler için $b=1.20 \pm 0.20$ bulmuşlardır. Türkiye için ise $b=0.90 \pm 0.2$ değerini vermektedir. Kayaçların deformasyonu ve dolayısıyla deprem oluşumunun fiziği ile ilgili b değerinin, bölgeye ve zamana göre değişimlerinin sismologların ilgisini çekmesine neden olmuştur. b değerlerindeki değişimler, sismotektonik bölgelendirme ve depremlerin önceden haber alınması problemlerinde kullanılmaktadır. Karnik (1969), b değerlerinin bölgelere göre değiştiğini örneklendirmiştir. Weeks ve diğerleri (1978) kayaçlar üzerinde yaptıkları deneyler sonucu, b değerlerinin depremlerden önce azaldığını göstermişlerdir. Normal olarak düşük bir b değeri yüksek bir gerilmeyle, büyük bir b değeri düşük bir gerilme ile ilgilidir. Ard sarsıntılar büyük b değeri gösterirler. Çünkü mevcut tektonik gerilme anaşok ile boşalmıştır. Okyanus sırtlarındaki depremlerin yitim kuşaklarındakilerden daha büyük b değerine sahip olmaları okyanus sırtlarındaki gerilmelerin yığılmasının daha az oluşu ile açıklanabilir.

Bu bağıntıda T zaman dilimleri tamamlılık analizi sonucunda bulunan değerlere göre alındığında, bağıntının küçük magnitüd değerlerine karşılık gelen oluş sayıları gerçeğe olabildiğince yakın olmaktadır. Dolayısıyla sismik tehlike analizlerinde aşırı veya olduğundan küçük değerlerde magnitüd değerlerinden kaçınılmış olur.

a ve b değerleri istenen veri grubu için değişik yöntemlerle hesaplanabilir. Bu sabitler bölgeye ve zamana bağlı değişimlerinin yanısıra, hesaplama yöntemine ve kullanılan veri grubuna bağlı olarak da değişim gösterirler.

3.6. En Küçük Kareler Yöntemi

Deprem magnitüd-frekans bağıntılarını belirleyen a ve b regresyon katsayılarının hesaplanmasında kullanılan yöntemlerden biri en küçük kareler yöntemidir. Yöntemin bir doğruya uygulanışı aşağıdaki gibi ifade edilir.

Magnitüdüleri M_i , $i=1,2,3,\dots,n$ olan depremlerin sayıları N_i ile gösterilsin. Burada n , hesaplamada kullanılan noktaların sayısını gösterir. Gauss dağılımı gösteren bir sürekli rastgele büyüklük $\text{Log}N_i$ olsun. Bunun olasılık dağılım fonksiyonu;

$$P(a, b; \text{Log}N_i) = (2\pi X^2)^{-0.5} \exp\left[(-0.5)X^{-2}(a - bM_i - \text{Log}N_i)^2\right] \quad (3.9)$$

şeklinindedir. Eğer $\text{Log}N_i$ bağımsız ise;

$$P(a, b; \text{Log}N_i) = (2\pi X^2)^{-0.5n} \prod_{i=0}^n \exp\left[(-0.5)X^{-2}(a - bM_i - \text{Log}N_i)^2\right] \quad (3.10)$$

dir. Hesaplama kolaylığı bakımından logaritmik olasılık fonksiyonunu kullanmak daha uygun olur.

$$\text{Ln}P(a, b; \text{Log}N_i) = \left[-0.5n \ln(2\pi X^2) - \sum_{i=1}^n 0.5X^{-2}(a - bM_i - \text{Log}N_i)^2 \right] \quad (3.11)$$

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

$$-0.5n \ln(2\pi X^2) - 0.5X^{-2} \sum_{i=1}^n (a - bM_i - \text{Log}N_i)^2 = \text{Maksimum} \quad (3.12)$$

dur. Başlangıçtaki kabullenmeler altında,

$$\sum_{i=1}^n (a - bM_i - \text{Log}N_i)^2 = \text{Minimum} \quad (3.13)$$

elde edilir. Bu denklem en küçük kareler koşuludur. (3.13) bağıntısının a ve b'ye göre türevleri alınarak bazı düzenlemelerden sonra

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n M_i^2 \sum \text{Log}N_i - \sum_{i=1}^n M_i \sum M_i \text{Log}N_i}{n \sum_{i=1}^n M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n M_i \right)^2} \quad (3.14)$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n M_i \sum \text{Log}N_i - n \sum_{i=1}^n M_i \text{Log}N_i}{n \sum_{i=1}^n M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n M_i \right)^2} \quad (3.15)$$

bulunur.

3.7. Sismik Tehlike

Sismik tehlike ve sismik risk kavramları çoğu zaman karıştırılmaktadır. Sismik tehlike, belirli bir bölgede ileride oluşması olası sismik faaliyetin olasılık yöntemleriyle belirlenmesi ile saptanır. Sismik risk ise belirli bir bölgede ileride oluşması olası sismik faaliyetin neden olacağı hasarın olasılık yöntemleriyle belirlenmesi ile bulunur. Yani sismik risk kavramı yalnızca deprem oluşmasıyla 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 kaybına bağlıdır. Bundan dolayı sismik risk deyiminin belirli türde olan ve belirli bir önem taşıyan yapılara kullanılması gerekmektedir. Örneğin “Adana’nın sismik riski az (veya çok)” demek teknik açıdan doğru değildir. Ancak Adana’nın belirli bir yerinde yapılacak, belirli bir yapının sismik riskinden söz edilebilir.

Bu tez çalışmasında Adana sınırlarını da içine alan Kilikya bölgesi için sismik tehlikeden bahsedilmiştir.

Gutenberg-Richter (1944) tarafından verilen birikimli frekanslar kullanıldığında (3.7) bağıntısı birikimli frekanslar kullanılmadığında;

$$\text{Log}N=a-bM \quad (3.16)$$

şeklini alır. Birikimli frekans $N_c(M)$ ile normal frekans $N(M)$ arasındaki integral bağıntısı;

$$N_c(M) = \int_M^{\infty} 10^{a-bM} dM \quad (3.17)$$

den

$$N_c(M) = \frac{10^{a-bM}}{b \ln 10} \quad (3.18)$$

ve

$$\text{Log}N_c(M) = a - bM - \text{Log}(b \ln 10) = a' - bM \quad (3.19)$$

elde edilir. Buradan da;

$$a = \text{Log}N_c(M) + \text{Log}(b \ln 10) + bM \quad (3.20)$$

ve

$$a' = a - \text{Log}(b \ln 10) \quad (3.21)$$

yazılabilir. Gutenberg-Richter ifadesini

$$N(M) = 10^{a'-bM} \quad (3.22)$$

şeklinde yazarak, çalışılan zaman periyodu T 'ye bölünmesiyle;

$$\frac{N(M)}{T} = \frac{10^{a-bM}}{T} \quad (3.23)$$

elde edilir. Her iki tarafın logaritması alınarak aradaki işlem yapıldığında aşağıdaki sonuca ulaşılmış oluruz.

$$N(M) = 10^{a-bM-\text{Log}T} \quad (3.24)$$

Elde edilen bu denklemden,

$$a_1 = a - \text{Log}T \quad (3.25)$$

veya

$$a_1' = a' - \text{Log}T \quad (3.26)$$

elde edilir. Bu denklemin Gutenberg-Richter ifadesinde yerine yerleştirilmesiyle;

$$N(M) = 10^{a_1' - bM} \quad (3.27)$$

elde edilir.

Böylece çalışılan zaman periyodu içinde magnitüdüleri bilinen depremlerin, kendisine eşit veya kendisinden büyük olan depremler için yıllık ortalama sismik tehlike hesaplanabilir.

Depremlerin belirli zaman dilimleri içerisinde tekrar olma tehlikesi ve ortalama oluş sayıları belirlenen depremlerin tekrarlama periyotları sırasıyla aşağıdaki denklemlerle hesaplanabilir. Burada T^* belirlenen gelecek zaman dilimini göstermektedir.

$$R(M) = 1 - \exp[-N(M)T^*] \quad (3.28)$$

$$Q(M) = \frac{1}{N(M)} \quad (3.29)$$

3.8. Yıllık Maksimumlar Yöntemi ile Sismik Tehlike

Eski yıllara ait depremlerin genellikle en şiddetlileri kataloglara girdiği için, sadece her yılda oluşan en şiddetli depremi esas alan sismik tehlike yöntemi geliştirilmiştir. Bu metodun ayrıntılı olarak açıklaması Lomnitz (1966), Cornell (1968) ve Oliveria (1975) tarafından verilmiştir.

Bir bölgede oluşan gelen deprem magnitüdlerinin maksimum değerlerinin tekrarlama sayıları için Poisson dağılımı kabul edilmektedir. Bu dağılımın fonksiyonu üstel olarak Gumbel (1958) tarafından aşağıdaki gibi verilmiştir.

$$G(M) = e^{-\alpha e^{-\beta M}} \quad (3.30)$$

Burada α ve β bölgenin depremselliğine bağlı regresyon katsayıları, M deprem magnitüdür.

En küçük magnitüd sıfır değil M_{\min} ise burada M yerine M_{\min} yazılmalıdır. Gumbel formülü Gutenberg ve Richter (1944) tarafından verilen (3.7) bağıntısı ile çok yakından ilişkilidir. Bu ilişkiler aşağıda özetlenmiştir.

$$N = \alpha e^{-\beta M} \quad (3.31)$$

$$G(M) = e^{-N} \quad (3.32)$$

$$N = -\text{Ln}G(M) \quad (3.33)$$

$$a = \text{Log}\alpha \quad (3.34)$$

$$b = \beta \text{Log}e \quad (3.35)$$

Yıllık sismik tehlike Gumbel dağılımının 1'den farkıdır.

$$R(M) = 1 - e^{-\alpha e^{-\beta M}} \quad (3.36)$$

Yıllık maksimumlar yönteminin bazı pratik üstünlükleri şöyle sıralanabilir:

- 1) Jeofiziksel bir değişkenin uç değerleri daha iyi bilinirler ve verilen zaman periyodundaki ortalama olaylardan daha doğru olarak saptanabilirler.
- 2) Bu yöntem, ana dağılım hakkında ayrıntılı bilgi gerektirmez.
- 3) Yöntemi basit ve çok az sayıda varsayımı kapsadığından belirsizlikleri tartışmak oldukça kolaydır.

Bunun yanı sıra yöntemin bazı sakıncaları da vardır:

- 1) Verilerin geçerli olduğu aralığın dışına çıkmak yöntemin başarısızlığına yol açabilir.
- 2) Jeofiziksel değişkenler, sismik etkinlikteki dalgalanmalar uzun sürede farkedilebilecek değişmelere uğradığından, yöntem oldukça uzun bir süre içinde uygulanmalıdır.

3.9. Deprem Oluşum Modelleri

Gelecekte oluşabilecek depremlerin etkinliğinin ve tekrarlama periyodunun belirlenmesi için geçmişte meydana gelen depremlerin oluş tarihi, episantr koordinatları, magnitüdü veya şiddeti, odak derinliği gibi parametrelerin bilinmesi gerekir. Araştırmacılar, deprem oluşumuyla ilgili yukarıda sözü edilen parametreleri de kullanarak çeşitli istatistiksel modellerle sismik tehlikenin belirlenmesine yönelmişlerdir. Bu modellerin başlıca ikisi Poisson ve Markov modelleridir. Markov modelinde, gelecekte olacak deprem oluşumları geçmişte olanlara bağlıdır. Poisson modelinde ise deprem olaylarının birbirinden bağımsız oldukları varsayılarak depremlerin oluşumu zaman uzayında bir Poisson süreci olarak alınır. İki modelden elde edilen sonuçlar farklı çıkmaktadır.

Bu tez çalışmasında kullanılan üçüncü istatistiksel yöntem Poisson modelinin özel bir şekli olan Weibull dağılımıdır. Bu modele göre deprem oluşumu dünya kabuğundaki deformasyon istatistiği ile saptanabilen bir olay olarak düşünülmekte ve kabuksal gerilmenin zamanla doğrusal arttığını varsayılarak sismik tehlike analizleri yapılmaktadır.

3.9.1. Deprem oluşumu için Poisson modeli

İstatistik modeller içinde en çok kullanılan, rasgele olayların olasılık modellerinden biri olan Poisson modelidir. Modelin temel özelliği, depremlerin uzay ve zaman içindeki oluşumlarının birbirinden bağımsız olmasıdır. Poisson modelinin pek çok uygulayıcısı arasında Cornell (1968), Caputo (1974), Shah (1975), Bath (1978) gösterilebilir. Deprem oluşumunun Poisson Modeline uygunluk gösterebilmesi için

- a) Gelecekteki olayların geçmişteki olaylardan istatistiki olarak bağımsız olduğu,
- b) Belirli bir kaynakta oluşan depremin, diğer bir kaynakta oluşan depremden etkilenmediği,
- c) Aynı yerde ve aynı zamanda iki ayrı depremin olma olasılığının yok denecek kadar az veya sıfır olduğu varsayımından hareket edilir.

Buna göre δt zaman aralığında M magnitüdünden büyük N tane depremin olma olasılığı;

$$P(N, \delta t) = e^{-\lambda \delta t} \frac{(\lambda \delta t)^N}{N!} \quad (3.37)$$

bağıntısı ile verilir. Burada λ , birim zaman süresinde oluşan deprem sayısıdır. $\delta t = 1$ için Poisson dağılımı;

$$P(N, 1) = e^{-\lambda} \frac{\lambda^N}{N!} \quad (3.38)$$

şeklini alır. Gerçek dağılım ise;

$$G(N) = \frac{N_i}{\sum N_i} \quad (3.39)$$

ile verilir. Burada N_i , i sayıdaki depremin gözlem periyodu boyunca oluş sayısıdır.

Poisson modelinde deprem oluşumlarının birbirinden bağımsız olduğu yukarıda belirtilmişti. Gerçekte ise enerji yavaş yavaş yığılır ve aniden boşalır. Öncü ve artçı şokların ana şoktan bağımsız olduğu düşünülemez. Poisson modeli geniş alanlarda iyi sonuç vermekle beraber yerel çalışmalarda yetersiz kalmaktadır (Oliviera, 1974). Çünkü yerel bir alanda oluşmuş depremleri birbirinden bağımsız saymak gerçekçi bir yaklaşım olamaz. Bu sorun dikkate alındığında, yerel bir alanda yapılacak çalışmalarda daha geçerli bir model kullanma gereksinimi ortaya çıkmaktadır.

3.9.2. Deprem oluşumu için Markov modeli

Modelin temel özelliği, Poisson modelinin aksine olayların zaman ve uzay boyutlarına bağımlı olmasıdır. Modeli Hagiwara (1975), şekil değiştirme enerjisinin açığa çıkma mekanizmasında; Kremidjian ve Anagnos (1980) ile Grivas ve diğ. (1980)'de deprem oluşumuyla ilgili olarak kullanmışlardır. Olayların sıralanışlarındaki bağımlılık özelliğinden dolayı, başka bir deyişle, olayların kendinden öncekilere bağımlı olmaları nedeniyle Markov modelinin belirli alanlarda ve aynı yapısal süreksizlikteki bölgelerde uygulanması yararlıdır.

Markov modeli Reid tarafından önerilen elastik yenileme kuramına uymaktadır. Reid'in sığ depremlerin oluşumunu açıklayabilen bu kuramı kısaca şöyle özetlenebilir:

Yer kabuğunda meydana gelen hareketler kayalarda gerilmelere neden olur. Kayaçlar ancak belirli bir gerilmeye kadar dayanır ve sonra kırılırlar. Depremler bu kırılmalar nedeniyle oluşurlar ve kayalarda birikmiş olan gerilmelerin tümünün veya bir bölümünün giderilmesini sağlarlar. Geçmiş depremlerde bu gerilmelerin ne oranda giderildiği daha sonraki depremlerin oluş zamanlarını ve şiddetlerini etkileyecektir. Buna göre de gelecekteki deprem olayları geçmiş depremlere bağımlı olacaktır.

Markov modeli istatistiksel bir modeldir. Bu modelin depremlere uygulanmasından önce modeli tanımlayıcı rasgele süreç, stokastik süreç, Markovien özellik, Markov zincirleri gibi kavramları açıklamak modelin depremlere uygulanmasında yararlı olacaktır.

3.9.2.1. Rasgele süreç

Rasgele süreç tekrarlanabilen bir gözlem dizisidir. Ortaya çıkan iki veya daha fazla sonuç şans faktörleri (olasılık yasaları) ile belirlenir. Rasgele deneme ile stokastik süreç aynı anlamdadır. Verilen geniş tanım tüm olasılık kuramını kapsar. Ama stokastik süreci zaman parametresini esas alarak tanımlamakla benimsenilen bir çerçeve çizilir. Stokastik süreç sonuçları, zaman içinde herhangi bir noktada belirlenebilir. Bu özellik, yani olasılık yasalarına göre nominal (gruplanan) değerler alma özelliğine rasgele değişken (random variable) adı verilir.

Stokastik süreç, verilen bir T kümesinden alınan, t bir zaman parametresi olmak üzere $\{X_t\}$ rasgele değişkenler kümesi veya ailesi ile tanımlanır. Örneğin her bir yıl sonunda (t zamanında) meydana gelen deprem sayısı X_t ile tanımlanırsa beş yıl sonunda stokastik bir süreç $\{X_1, X_2, X_3, X_4, X_5\}$ ile gösterilir; sayısal olarak ilk yıl sonunda 20, ikinci yıl sonunda 35 depremin v.b. olduğu gözlenirse bu süreç $\{20, 35, 41, 57, 38\}$ şeklinde yazılır.

Rasgele değişkenlerin her bir özel değer, bir durum (state) olarak adlandırılır. Stokastik süreç terminolojisinde, X_t rasgele değişkeni bir durum değişkenidir. Durum uzayı $\{S\}$, X_t 'nin tüm olası değerleri için örnek uzayını tanımlar. S tam sayılı ayrık değerleri içerirse $\{X_t\}$ ayrık durumlu stokastik süreç adım alır. Diğer bir ifade ile S , sürecin (yani denemeler dizisinin) tam sayılı ve bütünler durumlarını (sonuçları) kapsar. S , gerçek (sürekli) değerlerle tanımlanırsa, X_t , gerçek değerli stokastik süreç olarak sınıflandırılır. S gerçek değerli olduğu zaman iki veya daha fazla boyut ile tanımlanabilir. Örneğin durum uzayı belirtilirken sadece 5.0 magnitüdü değerlerinin t zamanında oluşma sayısı gibi.

S durum uzayı için verilen tanımlara benzer şekilde indeks parametresi T ayrık veya sürekli olabilir. T tam sayılı değerlerle sınırlanırsa yani $T=\{0, 1, 2, \dots\}$, $\{X_t\}$ ayrık parametrelili stokastik süreç adımlıdır.

Stokastik süreç grupları belirlendikten sonra küme içinde bulunan rasgele değişkenler arasında bağımlılık ilişkileri, uygun olasılık dağılımları saptanarak açıklanır. Bu işlem yapıldığı zaman süreç iyi tanımlanmış olur. Stokastik süreç iyi tanımlanırsa, analitik olarak model kurulabilir.

3.9.2.2. Markovien özellik

Mevcut (veya bir önceki) durum verilerle bir sonraki durumun koşullu olasılığı, mevcut (veya bir önceki) duruma göre daha önceki durumlardan bağımsızdır.

Ayrık durumlu ve ayrık parametrelili stokastik süreçler için mevcut durum ($x_t=x_t$) ve mevcut duruma göre öncelikli olan durumlar $x_0=x_0, x_1=x_1, \dots, x_{t-1}=x_{t-1}$ verilerle bir sonraki durumun koşullu olasılığına özdeştir ve $t=0, 1, \dots$ değerlerini alarak Markovien özellik;

$$P(X_{t+1} = x_{t+1} | X_0 = x_0, X_1 = x_1, \dots, X_t = x_t) = P(X_{t+1} = x_{t+1} | X_t = x_t) \quad (3.40)$$

olarak yazılır. Bu ifadede büyük harfler rasgele değişkeni küçük harfler ise rasgele değişkenin alacağı değeri gösterir.

a ve b rasgele değişkenin değişim aralığı, t_k durumun bir önce geręekleştığı zaman içindeki nokta, t_{k+1} durumun onu takiben geręekleştığı nokta ve $t_0 < t_1 < \dots < t_k < t_{k+1}$ olmak üzere geręek değerli ve süreklili parametrelili süreç için matematik ifade;

$$P(a < x_{t_{k+1}} \leq b | x_{t_0} = x_0, x_{t_1} = x_1, \dots, x_{t_k} = x_k) = P(a < x_{t_{k+1}} \leq b | x_{t_k} = x_k) \quad (3.41)$$

yazılır.

Birinci mertebeli Markov zincirleri,

- Olaylar seti sonlu (durum uzayı (S_1, S_2, \dots, S_m)),
- Gelecek olayın olasılığı yalnız bir önceki olaya bağlı,
- Zaman içinde olasılıkları sabit olan fizik veya ekonomik süreçlerin modellerini kurmakta kullanılabilirler.

Her bir olaya durum adı verilir. Dolayısıyla olay sayısı kadar durum bulunacaktır.

Her bir denemede veya her bir anda yeni bir sonuç ortaya çıkar ve süreç adım adımdır denilir. Bu işlem istenildiği kadar tekrarlanabilir. Bir adım bir zaman dönemini belirler veya diğer olası olaylarla sonuçlanacak olan diğer koşulları tanımlar. (n) simgesi, adım sayılarını veya zaman dilimlerini göstermek üzere, $(n=0)$ şimdiki durumu, $(n=1)$ bir sonraki olası olayı, $(n=2)$ daha sonraki olayı tanımlar. Bir durumdan diğer duruma geçme olasılığı ise geçiş matrisi (P) ile verilir.

Geçiş matrisinin aşağıdaki koşulları sağlaması gerekir;

- Her bir eleman olasılıktır ve 0 ile 1 arasında bulunmalıdır $(0 \leq P_{ij} \leq 1)$. Olasılıkların negatif olamayacağı ve 1'den büyük olamayacağı açıktır.
- Her bir satırın elemanları toplamı 1'dir. Geçiş matrisinin, bir satırdaki elemanları olası olayların geręeklenme olasılıklarından doğan sonuçları vermesi nedeni ile olasılıklar toplamının 1 olması gerektiği açıktır.

Geçiş matrisi genel bir notasyon ile;

$$\sum_{j=1}^m P_{ij} = 1 \quad (i = 1, 2, \dots, m) \quad (3.42)$$

olmak üzere,

$$P = [P_{ij}] = \begin{matrix} & \begin{matrix} S_1 & S_2 & \dots & S_n \end{matrix} \\ \begin{matrix} S_1 \\ S_2 \\ \dots \\ S_m \end{matrix} & \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & \dots & P_{1m} \\ P_{21} & P_{22} & \dots & P_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ P_{m1} & P_{m2} & \dots & P_{mm} \end{bmatrix} \end{matrix} \quad (3.43)$$

yazılır.

Yazılan geçiş matrisi $n=0$, yani ilk adımda şu andaki sürecin yapısal özelliklerini yansıtmakta olduğu ve verilen bir durum için sürecin alabileceği bütün faaliyetlerini (durumları) her bir satırın verdiği anlaşılmalıdır. Zira matrisin $(1 \times m)$ boyutlu vektörleri geçiş matrisini göstermektedir. Notasyon olarak i satırı temsil etmek üzere V_i satır vektörü olur. Örneğin V_2 olasılık vektörü geçiş matrisinin ikinci satırını temsil eder ve vektör elemanları sıra ile matrisin sütunlarında yeralan S_1, S_2, S_3 durumlarına matrisin satırındaki S_2 durumundan geçme olasılıklarını verir. O halde P geçiş matrisi V_i olasılık vektörlerinden oluşur ve aşağıdaki iki şart gerçekleşir.

- Matrisin her bir elemanı olasılık olmalıdır.
- Vektör elemanlarının toplamı 1'e eşittir.

3.9.2.3. Markov zinciri ile olasılık analizleri

Geçiş matrisi belli bir S_1 başlama durumu verilerek n . adımdan sonra sonuçların sonuçların olasılıklarını belirlemek için de kullanılabilir. S_1 durumu için olasılık vektörü V_1 dir. Bu vektör içinde bulunulan durum S_1 iken onu izleyen durumlarda olasılıkların sıra ile $S_1:P_{11}, S_2:P_{12}, S_3:P_{13}$ olduğunu belirler. Dolayısıyla $n=0$ yani başlama adımında belirli bir durumlu vektör, hemen sonra gelen $n=1$. adımda sonuçların olasılıklarını vermektedir. Mevcut veya belirli durum S_i ise n . adımda olası sonuçların olasılıklarını tanımlamak üzere V_i^n olasılık vektörünü temsil etsin. Bu durumda $n=0$ için S_1 durumunun ikinci adımdaki ($n=2$) tüm olasılıklarını V_1^2 vektörü verecektir. Bu, V_1^1 ve P nin çarpımı ile bulunur. Bu örneği genel bir notasyon haline getirirsek;

$$V_i^1 = V_i^0 P \quad (3.44)$$

ve

$$V_i^2 = V_i^1 P \quad (3.45)$$

olacaktır.

Yani ikinci adımda sonuçların (matris elemanları) olasılıkları, V_i^1 olasılık vektörü ile P geçiş matrisinin çarpımıdır. Benzer bir yaklaşımla aşağıdaki analizler yapılabilir.

$$V_i^3 = V_i^2 P = (V_i^1 P) P = V_i^1 P^2$$

$$V_i^4 = V_i^1 P^2 = (V_i^1 P^2) P = V_i^1 P^3$$

.....

$$V_i^n = V_i^1 P^{n-1} = (V_i^1 P^{n-2}) P = V_i^1 P^{n-1} \quad (3.46)$$

P^n , n . periyotta geçiş olasılıklarını verdiği göre aşağıdaki genel ifade yazılır.

$$P^n = \begin{bmatrix} V_1^n \\ V_2^n \\ \vdots \\ V_m^n \end{bmatrix} \quad (3.47)$$

$m \times m$ boyutlu P geçiş olasılıkları matrisi ve $1 \times m$ boyutlu V^0 ($n=0$ şimdiki anda) başlama vektörü verilirse izleyen periyotlarda ($n=1, 2, \dots, n$) sürecin S_i ($i=1, 2, \dots, m$) durumlarında bulunma olasılıkları için;

$$V^1 = V^0 P$$

$$V^2 = V^1 P = V^0 P^2$$

$$V^3 = V^2 P = V^0 P^3$$

.....

$$V^n = V^{n-1} P = V^0 P^n \quad (3.48)$$

bağıntıları yazılır.

3.9.3. Deprem oluşumu için Weibull modeli

Modern teknolojiadaki fabrika ürünleri için bakım, onarım ve dayanıklılık problemleri son derece önemlidir. Kalite kontrolündeki en önemli problemlerden biri bir malın ne kadar süre dayanacağını belirlemektir. Bunu belirlemek için geliştirilmiş yöntemlerden biri Weibull Dağılım Analizi'dir.

Yerkabuğunun kırılma süresine olası yaklaşımımız, dayanıklılık süresine uygulanan matematiksel yaklaşıma benzetilebilir. Bir fabrika ürününün güvenilirliği, o ürünün güncel hayatta kullanılmasıyla test edildiği gibi, yerkabuğunun kırılmasını da temelde kabuksal deformasyon istatistiği ile belirlenebilir. Deprem oluşumu yerkabuğundaki deformasyon istatistiği ile saptanabilen olası bir olay olarak düşünülebilir. Kabuksal deformasyonun zamanla doğrusal arttığını ve olasılık kuramının kabuksal kırılma zamanını kontrol ettiğini düşünmek mantıksız değildir. Bundan dolayı Weibull Modeli kabuğun sabit bir hızda gerildiği varsayılarak saptanır.

Weibull Dağılım Analizi'nin deprem istatistiğine ilk uygulanması Hagiwara(1974) ve daha sonra Rikitake(1975) tarafından yapılmıştır. Weibull Dağılım Analizine göre zaman aralıklarını Δt ve t ile $t + \Delta t$ aralığını depremin olacağı zaman aralığı olarak belirlenir. Tehlike oranı $\lambda(t)$;

$$\lambda(t) = \alpha t^\beta \quad (3.49)$$

dır. Burada α ve β deprem oluş zamanlarına bağlı olarak En Küçük Kareler yöntemiyle hesaplanabilen katsayılarıdır. Weibull modeline göre dayanıksızlık-zaman dağılımı (failure-time distribution), güvenilirlik (reliability) fonksiyonunun zamana bağlı olarak lineer ilişkisi aracılığıyla kontrol edilebilir. Buna göre Weibull güvenilirlik fonksiyonu;

$$R(t) = e^{-\alpha t^\beta} \quad (3.50)$$

$$\ln R(t) = -\alpha t^\beta \quad (3.51)$$

yada

$$\ln \left[\frac{1}{R(t)} \right] = \alpha t^\beta \quad (3.52)$$

elde edilir. Tekrar doğal logaritma alındığında;

$$\ln \ln \left[\frac{1}{R(t)} \right] = \ln \alpha + \beta \ln t = \ln \alpha + \beta \ln t \quad (3.53)$$

olarak bulunur. Buradan $y = \ln \ln \left(\frac{1}{R(t)} \right)$, $A = \ln \alpha$ ve $x = \ln t$ için

$$y = A + \beta x \quad (3.54)$$

denklemini elde edilir. Bu durum x ve y arasındaki doğrusal bir ilişkiyi açıklamaktadır.

Eğer n tane deprem oluşumu ve bu deprem tarihleri de t_1, t_2, \dots, t_r ve $r \leq n$ ise

$$F(t_i) = \left(\frac{i}{n+1} \right) \quad (3.55)$$

olarak bulunur. $R(t) = 1 - F(t)$ olduğundan;

$$y_i = \ln \ln \left(\frac{1}{1 - F(t_i)} \right) = \ln \ln \frac{n+1}{n+1-i} \quad (3.56)$$

ve

$$x_i = \ln t_i \quad (3.57)$$

olur.

(3.56) ve (3.57) denklemlerine En Küçük Kareler yöntemini uygulayarak x_i ve y_i değerleri arasındaki doğrusal ilişki görülebilir.

α ve β sayılarının elde edilmesiyle güvenilirlik (reliability) ' $R(t)$ ', olasılık yoğunluk (probability density) ' $f(t)$ ', birikimli deprem olasılık (cumulative earthquake probability) ' $F(t)$ ' fonksiyonları sırasıyla aşağıdaki formüllerden elde edilir.

$$R(t) = \exp \left[- \int_0^t \lambda t dt \right] = \exp \left(- \frac{\alpha t^{\beta+1}}{\beta+1} \right) \quad (3.58)$$

$$f(t) = -dR(t) / dt = \alpha t^{\beta} \exp \left[- \frac{\alpha t^{\beta+1}}{(\beta+1)} \right] \quad (3.59)$$

$$F(t) = 1 - R(t) \quad (3.60)$$

Yukarıdaki bağıntılardan yararlanarak ortalama tekrarlama periyodu:

$$E[t] = \int_0^{\infty} tf(t)dt = \left(\frac{\alpha}{\beta+1}\right)^{-1/\beta+1} \Gamma\left(\frac{\beta+2}{\beta+1}\right) \quad (3.61)$$

ve standart sapma;

$$\sqrt{E[t^2] - E^2[t]} = E[t] \frac{\sqrt{\Gamma\left(\frac{\beta+3}{\beta+1}\right) - \Gamma^2\left(\frac{\beta+2}{\beta+1}\right)}}{\Gamma\left(\frac{\beta+2}{\beta+1}\right)} \quad (3.62)$$

olarak bulunur. Burada Γ , gama fonksiyonudur. Γ fonksiyonunu elde etmek için burada bu fonksiyon için geliştirilmiş Stirling asimtot serisini kullanacağız. Buna göre;

$$\Gamma(x+1) = \sqrt{2\pi x}(x^x)e^{-x} \left\{1 + \frac{1}{12x} + \frac{1}{288x^2} - \frac{139}{51840x^3} + \dots\right\} \quad (3.63)$$

olur. Burada $\left(\frac{\beta+2}{\beta+1}\right) = \frac{1}{\beta+1} + 1$ ve $\left(\frac{\beta+3}{\beta+1}\right) = \frac{2}{\beta+1} + 1$ dönüşümleri yapılarak

(3.61) ve (3.62) denklemindeki Γ fonksiyonu için (3.63) denklemindeki x sayısı elde edilir.

Bir diğer yaklaşım yakın bir gelecekte büyük sayılabilecek bir depremin olma olasılığının koşullu olasılık tahminidir. Bunun için t , şu andaki zamanı gösteriyorsa, sorunu aradığımız önümüzdeki zaman aralığı da $(t, t+\tau)$ arasında olursa, koşullu olasılık;

$$P\left(\frac{\tau}{t}\right) = \frac{1 - R(t+\tau)}{R(t)} \quad (3.64)$$

bağıntısı ile verilir.

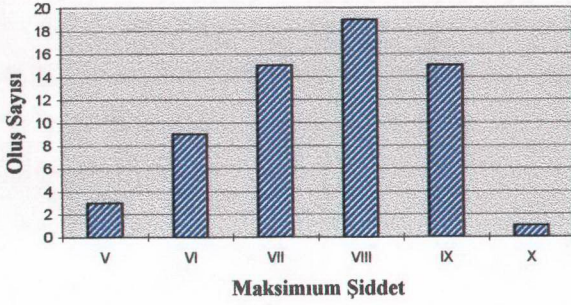
4. KİLİKYA BÖLGESİNİN TARİHSEL DÖNEM DEPREM ETKİNLİĞİ

Bölgede kullanılan tarihi deprem verileri V şiddet ve üstünü kapsamaktadır (Şekil 4.1). 1900 yıllık bir süreçte bu verilerin yıllara göre dağılımlarında boşluklar bulunduğu göze çarpmaktadır (Şekil 4.2). Bu durum verilerin yeterli sayıda olmadığını göstermektedir. Bu verilerden hareket ederek, T yılda oluşan depremlerin birikimli sayısı (N_c) ile maksimum şiddet (I_0) arasında (3.5) bağıntısı olarak verilen ve sismolojide çok kullanılan bağıntıyı deprem tehlikesi ile ilgili uygulamalarda kullanmak bizleri son derece yanıltıcı sonuçlara götürebilecektir. Bu durumu ortadan kaldırmak amacıyla tarihsel döneme ait tamamlılık analizi uygulanarak her bir şiddet değerinin kaç yıl süreyle tamam olabileceği bulunmuştur. Tablo 4.1’de bu uygulama ile ilgili veriler verilmektedir. Ayrıca Şekil 4.3 ’de sonuçlar görüntülenmiştir.

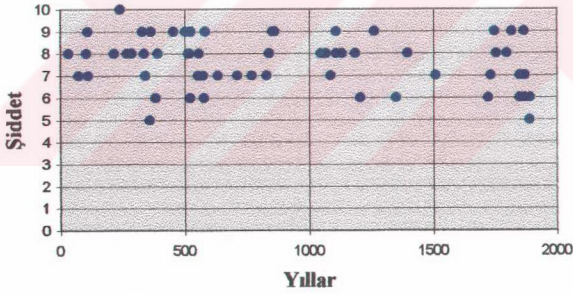
1900 yılı kapsayan verilere ait zaman dilimi 100 yıl olarak benimsenmiştir. Bu zaman dilimi VI şiddeti için uzun bir süre, buna karşın IX şiddeti için kısa bir süre olmuştur. Bu bakımdan diyagramlarda verilerin $1/\sqrt{T}$ fonksiyonu ile iyi bir uyum sağlayamadığı izlenmektedir. Bununla beraber, 1900 yılından önceki tarihi döneme ait deprem verilerinin;

VI	Şiddeti için son	300 yıl,
VII	Şiddeti için son	500 yıl,
VIII	Şiddeti için son	1900 yıl,
IX	Şiddeti için son	1900 yıl,

boyunca tam olduğu söylenir.



Şekil 4.1. Tarihsel dönemde gözlenen maksimum şiddet ile oluş sayısını gösteren diyagram (0-1900).

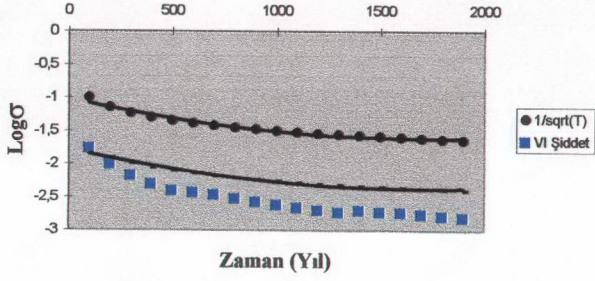


Şekil 4.2. Tarihsel dönemde gözlenen maksimum şiddetlerin yıllara göre dağılımı.

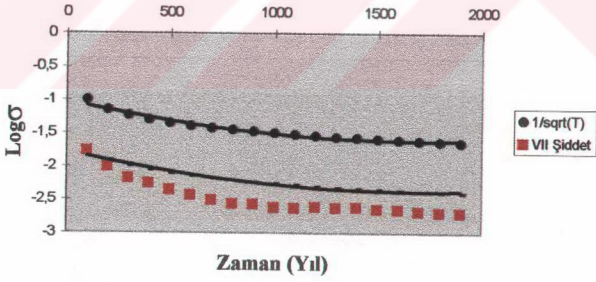
Tablo 4. 1. Kiliçya Bölgesinde, tarihsel dönem deprem verilerinin tamamlılık analizinde herbir şiddet derecesi için kullanılan veriler (T=yıl, N=Deprem sayısı, σ =standart sapma).

Peryod	VI		VII		VIII		IX		
	T	N	σ	N	σ	N	σ	N	σ
1801-1900	100	3	0,0173	3	0,0173	1	0,0100	2	0,0141
1701-1900	200	4	0,0100	4	0,0100	2	0,0071	3	0,0087
1601-1900	300	4	0,0067	4	0,0067	2	0,0047	3	0,0058
1501-1900	400	4	0,0050	5	0,0056	2	0,0035	3	0,0043
1401-1900	500	4	0,0040	5	0,0045	3	0,0035	3	0,0035
1301-1900	600	5	0,0037	5	0,0037	3	0,0029	3	0,0029
1201-1900	700	6	0,0035	5	0,0032	3	0,0025	4	0,0029
1101-1900	800	6	0,0031	5	0,0028	6	0,0031	5	0,0028
1001-1900	900	6	0,0027	6	0,0027	8	0,0031	5	0,0025
901-1900	1000	6	0,0024	6	0,0024	8	0,0028	5	0,0022
801-1900	1100	6	0,0022	7	0,0024	9	0,0027	7	0,0024
701-1900	1200	6	0,0020	9	0,0025	9	0,0025	7	0,0022
601-1900	1300	6	0,0019	10	0,0024	9	0,0023	7	0,0020
501-1900	1400	8	0,0020	12	0,0025	12	0,0025	11	0,0024
401-1900	1500	8	0,0019	12	0,0023	12	0,0023	12	0,0023
301-1900	1600	9	0,0019	13	0,0023	14	0,0023	14	0,0023
201-1900	1700	9	0,0018	13	0,0021	17	0,0024	14	0,0022
101-1900	1800	9	0,0017	14	0,0021	18	0,0024	15	0,0022
1-1900	1900	9	0,0016	15	0,0020	19	0,0023	15	0,0020

(a)

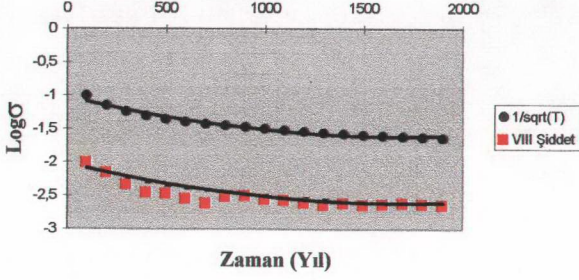


(b)

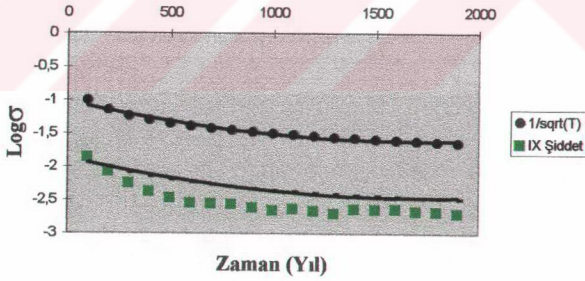


Şekil 4.3 Tarihsel döneme ait şiddeti (a) VI, (b) VII, (c) VIII ve (d) IX olan depremlerin tamamlılığı.

(c)



(d)



Şekil 4.3 Devam.

4.1. Tarihsel Dönem Depremlerinin Şiddet-Frekans İlişkisi

Tarihsel dönem deprem verilerinin şiddet-frekans ilişkisinin belirlenmesinde Tablo 4.1'deki veriler gözönünde tutularak, verilerin tamam kabul edildiği yıllar içerisinde her bir şiddet değerinin frekansı ve buna bağlı olarak birikimli frekanslar (Tablo 4.2)'de belirlenmiştir. Bölgede tarihsel döneme ait deprem verilerinin, özellikle 0-1000 yılları arasında şiddeti VII ve daha az olan verilerin yetersizliğinden dolayı şiddet-frekans bağıntısı tamamlılık analizi uygulanarak bulunmuştur.

Tablo 4.2. $\text{Log}(N_c/T)=a-bI_0$ bağıntısının belirlenmesinde kullanılan veriler.

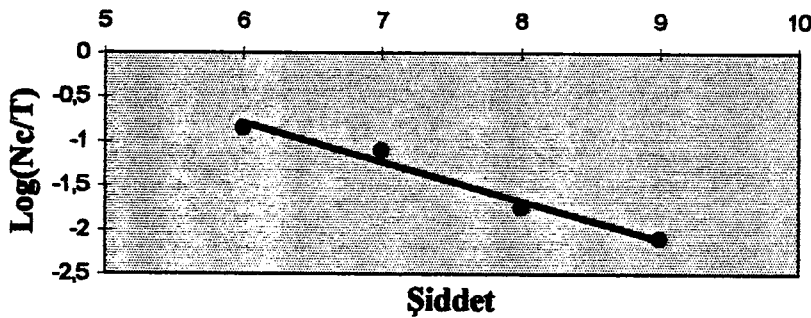
I_0	N	N_c	T	N_c/T	$\text{Log}(N_c/T)$
VI	3	42	300	0.1400	-0.8539
VII	5	39	500	0.0780	-1.1079
VIII	19	34	1900	0.0179	-1.7473
IX	15	15	1900	0.0079	-2.1027

Bu durumda Tablo 4.2'deki veriler gözönünde tutularak (3.6) bağıntısı en küçük kareler yöntemi ile çözülecek olursa;

$$\text{Log}(N_c/T)=1.84-0.44I_0 \quad (4.1)$$

denklemini elde edilir.

Tarihi dönem deprem verilerine dayanarak bulunan a ve b değerleri aletsel dönem verilerine dayanarak bulunan a ve b değerleriyle uyum göstermemektedir. Bunun nedeni tarihsel dönem verilerinin hem yetersiz oluşu hem de tamamen gözlem sonuçlarına dayanmasından ileri gelmektedir.



Şekil 4.4. Kilikya bölgesine ait tarihsel dönem şiddet-frekans ilişkisi

5. KİLİKYA BÖLGESİNİN ALETSEL DÖNEM DEPREM ETKİNLİĞİ

5.1. Giriş

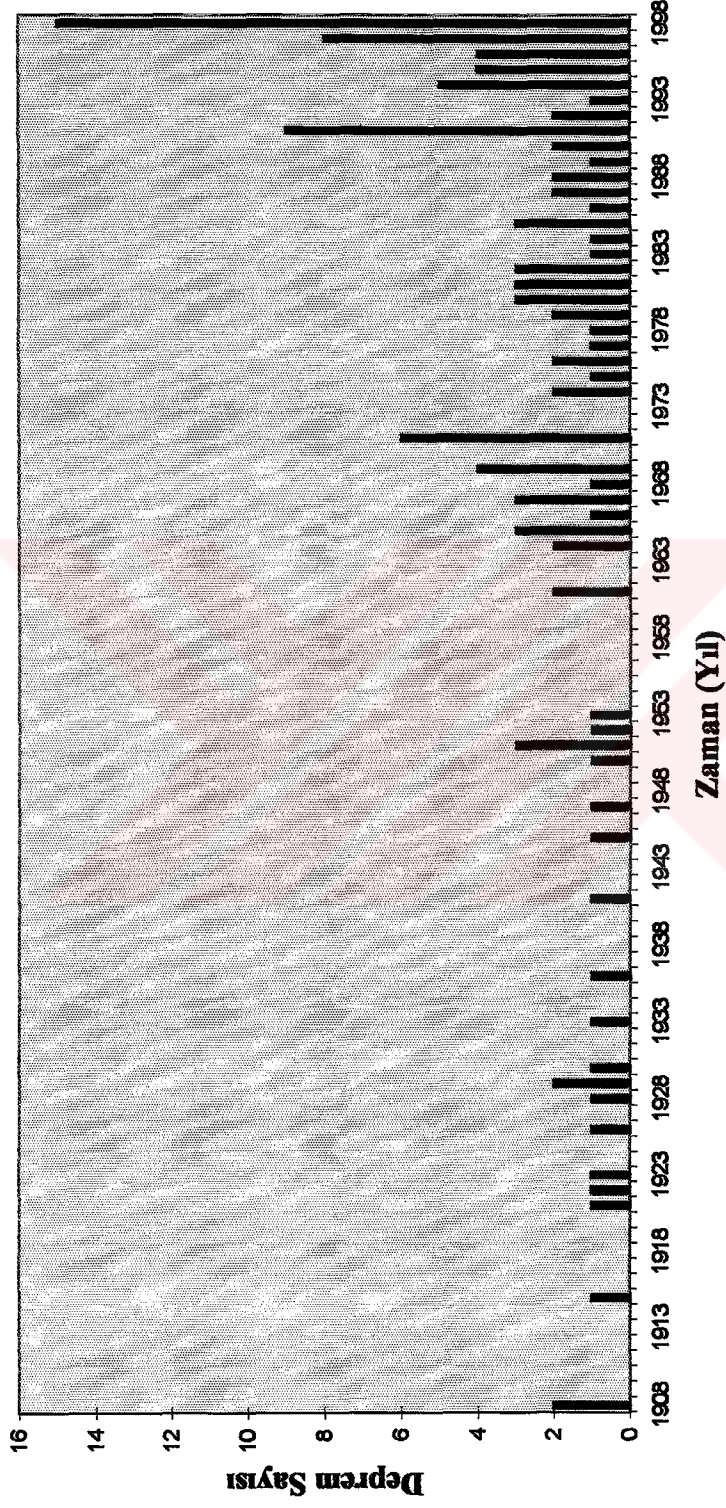
1900 yılından itibaren depremlerin dünya üzerine yayılmış deprem istasyonlarında kaydedilmeye başlanması, aletsel dönemde başlamasını sağlar.

1964 yılında WWSSN istasyonlarının kurulması ve bilgisayarların da yaygın bir şekilde kullanılmaya başlaması ile deprem parametreleri daha duyarlı bir şekilde çözümlenmeye başlamış ve ISC, USGS, NEIC gibi veri merkezleri, her ülkenin deprem kataloglarının hazırlanmasında öncelikle başvurulan kaynaklar olmuşlardır.

Son yıllarda ise internet kullanımının yoğunlaşması ile deprem verileri artık kolay elde edilir hale gelmiştir. Birçok kurum ve üniversite internette kendi web sayfalarını hazırlamışlardır. Bu çalışmada deprem verileri USGS ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi, Deprem Araştırma Enstitüsü'nün web sayfalarında verilen kataloglardan alınmıştır.

5.2. Deprem Verilerinin Tamamlılığı

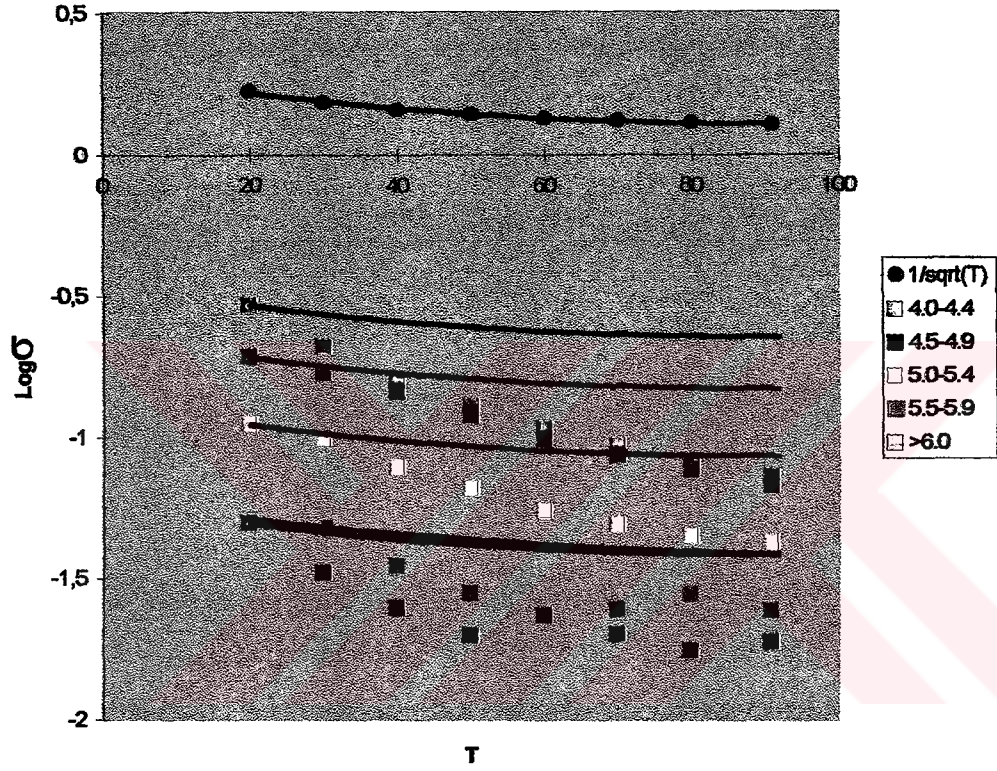
Stepp (1972) tarafından verilen ve 4. bölümde tarihsel deprem verilerine uygulanan tamamlılık analizi, bu defa aletsel dönem deprem verilerine uygulanmıştır. Aletsel dönem 1900 yılından başlamasına rağmen Kilikya Bölgesine ait ilk veriler, mevcut kataloglara göre 1908 yılında bulunmuştur. 1908 ile 1998 yılları arasında oluşan depremlerin zamana göre dağılımı Şekil 5.1'de görülmektedir. Kilikya Bölgesinde oluşan depremler, 91 yılı kapsayan bu sürede 10'ar yıllık zaman dilimlerine bölünmüştür. Magnitüd dilimleri ise 4.0 magnitüdünden itibaren 0.5 birim arttırılarak belirlenmiştir (Tablo 5.1). Ayrıca tüm magnitüd dilimleri için sonuçlar Şekil 5.2'de görüntülenmiştir. Özellikle küçük magnitüdü verilerin $1/\sqrt{T}$ fonksiyonu ile iyi bir uyum sağlayamadığı gözlenmiştir. 5.0 ve 6.0'dan büyük magnitüdü verilerde $1/\sqrt{T}$



Şekil 5.1. Kiliya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşan depremlerin yıllara göre dağılımı.

Tablo 5.1. Kilitkya Bölgesinde aletsel dönem boyunca oluşan depremlere ait tamamlılık analizi verileri (T=yıl, N=Deprem sayısı, σ =standart sapma).

Peryod	T	4.0 -4.4		4.5 - 4.9		5.0 - 5.4		5.5 - 5.9		6.0 - 6.4	
		N	σ	N	σ	N	σ	N	σ	N	σ
1989-1998	10	23	0,4796	9	0,3000	5	0,2236	1	0,1000	1	0,1000
1979-1998	20	35	0,2958	15	0,1936	5	0,1118	1	0,0500	1	0,0500
1969-1998	30	40	0,2108	26	0,1700	9	0,1000	1	0,0333	1	0,0333
1959-1998	40	42	0,1620	34	0,1458	10	0,0791	2	0,0354	1	0,0250
1949-1998	50	42	0,1296	36	0,1200	11	0,0663	2	0,0283	1	0,0200
1939-1998	60	42	0,1080	35	0,0986	11	0,0553	2	0,0236	2	0,0236
1929-1998	70	43	0,0937	37	0,0869	12	0,0495	3	0,0247	2	0,0202
1919-1998	80	44	0,0829	38	0,0771	13	0,0451	5	0,0280	2	0,0177
1908-1998	91	44	0,0729	38	0,0677	15	0,0426	5	0,0246	3	0,0190



Şekil 5.2. Aletsel döneme ait depremlerin tamamlılığı.

fonksiyonu ile olan uyum bozulmuş fakat 1945 Adana depremini veri grubuna dahil etmek için verilerin sırasıyla 50 ve 60 yıldır tam olduğu kabul edilmiştir.

Bu sonuçlara göre magnitüdüleri;

4.0-4.4 arasındaki verilerin son 20 yılda,

4.5-4.9 arasındaki verilerin son 40 yılda,

5.0-5.4 arasındaki verilerin son 40 yılda,

5.5-5.9 arasındaki verilerin son 50 yılda,

6.0'dan büyük verilerin son 60 yılda,

tamam olduklarını söyleyebiliriz.

5.3. Magnitüd-Frekans İlişkisi

Bölgenin magnitüd-frekans ilişkisi depremlerin magnitüdü ile oluş sayıları arasında Gutenberg ve Richter (1944) tarafından verilen (3.8) bağıntısı kullanılarak bulunmuştur.

Bu bağıntıda T zaman dilimleri tamamlılık analizi sonucunda bulunan değerlere göre alındığında, bağıntının küçük magnitüd değerlerine karşılık gelen oluş sayıları gerçeğe oldukça yakın olmaktadır. Dolayısıyla sismik tehlike analizlerinde aşırı veya olduğundan küçük değerlerde magnitüd değerlerinden kaçınılmış olur.

a ve b değerleri istenen veri grubu için değişik yöntemlerle hesaplanabilir. Bu sabitler bölgeye ve zamana bağlı değişimlerinin yansırı, hesaplama yöntemine ve kullanılan veri grubuna bağlı olarak da değişim gösterirler.

İnceleme alanımızdaki magnitüd-frekans ilişkisinin saptanması için a ve b parametrelerinin hesaplanmasında en yaygın olan en küçük kareler yöntemi kullanılmıştır. Magnitüdüler 0.5 birim aralık içeren sınıflara ayrılarak her bir aralığa karşılık gelen birikimli frekanslar hesaplanmıştır (Tablo 5.2).

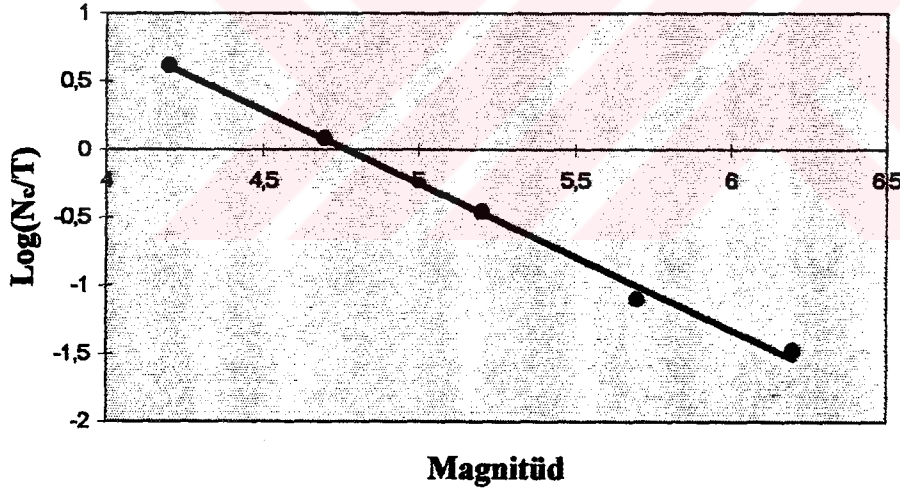
Tablo 5.2. Kilikya bölgesinde magnitüd-frekans bağıntısının belirlenmesinde kullanılan veriler.

M	M _i	N	N _c	T	N _c /T	Log(N _c /T)
4.0-4.4	4.2	35	83	20	4.1500	0.6180
4.5-4.9	4.7	34	48	40	1.2000	0.0791
5.0-5.4	5.2	10	14	40	0.3500	-0.4559
5.5-5.9	5.7	2	4	50	0.0800	-1.0969
6.0-6.4	6.2	2	2	60	0.0333	-1.4771

Magnitüd-frekans ilişkisini belirleyen a ve b parametreleri Tablo 5.2'deki verilerden yararlanılarak en küçük kareler yöntemine göre bulunmuştur. Buna göre bölgeye ait magnitüd-frekans ilişkisi;

$$\text{Log}(N_c / T) = 5.11 - 1.07M_i \quad (5.1)$$

olur.



Şekil 5.3. Kilikya bölgesine ait tamamlılık analizi uygulandıktan sonra magnitüd-frekans ilişkisi.

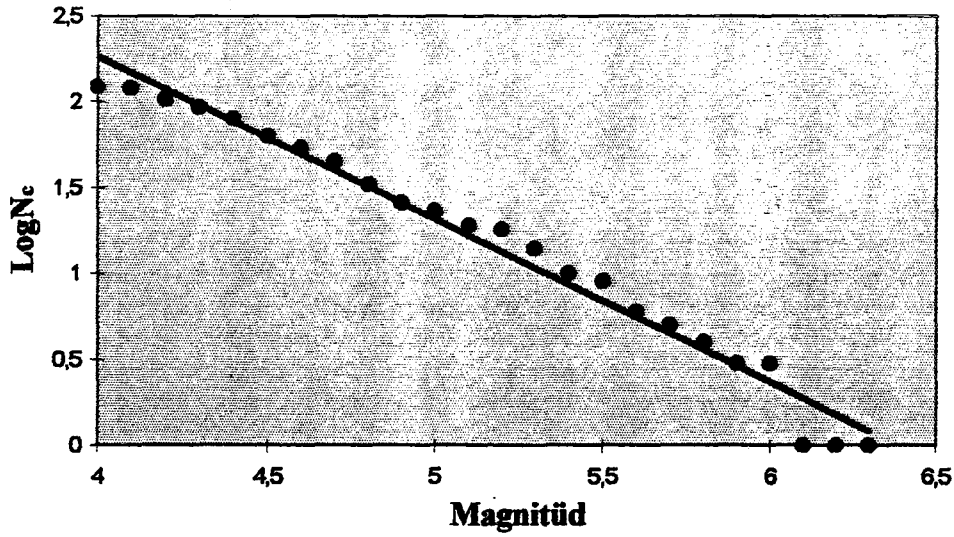
Bölgeye ait aletsel dönem verilerine tamamlılık analizi uygulanmadan magnitüd-frekans bağıntısı;

$$\text{Log}(N_c) = 6.06 - 0.94M \quad (5.2)$$

olarak bulunur. Buradaki a parametresi tamamlılık analizi uygulandığında bulunan a parametresinden daha büyüktür. Bu durum birikimli deprem sayılarının (N_c), verileri tamam kabul ettiğimiz yıllara (T) bölünmemesinden kaynaklanmaktadır.

Tablo 5.3. Kilikya bölgesinde tamamlılık analizi uygulanmadan magnitüd-frekans bağıntısının belirlenmesinde kullanılan veriler.

M	N	N _c	Log(N _c)	M	N	N _c	Log(N _c)
4.0	2	122	2.0863	5.2	4	18	1.2552
4.1	17	120	2.0791	5.3	4	14	1.1461
4.2	10	103	2.0128	5.4	1	10	1
4.3	13	93	1.9684	5.5	3	9	0.9542
4.4	17	80	1.9030	5.6	1	6	0.7781
4.5	9	63	1.7993	5.7	1	5	0.6989
4.6	9	54	1.7323	5.8	1	4	0.6020
4.7	12	45	1.6532	5.9	0	3	0.4771
4.8	6	33	1.5185	6.0	2	3	0.4771
4.9	4	27	1.4313	6.1	0	1	0
5.0	4	23	1.3617	6.2	0	1	0
5.1	1	19	1.2787	6.3	1	1	0



Şekil 5.4. Kilikya bölgesine ait tamamlılık analizi uygulanmadan magnitüd-frekans ilişkisi.

5.4. Sismik Tehlike

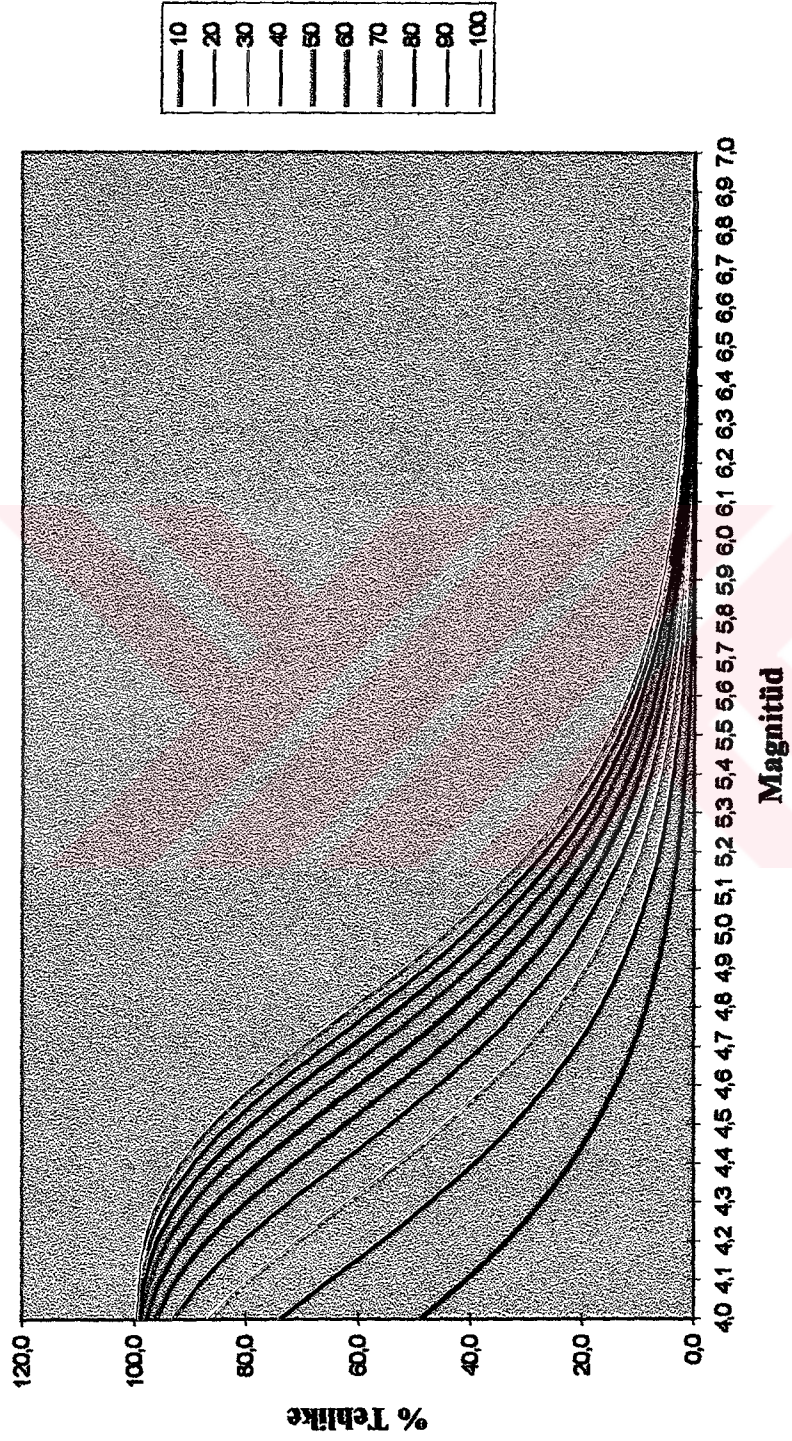
Bölüm 3’de anlatılan sismik tehlike yöntemine göre Kilikya bölgesinde, 1908-1998 yılları arasındaki 91 yıllık aletsel veriler kullanılarak hem tamamlılık analizi uygulanarak hem de tamamlılık analizi uygulanmadan bulunan a ve b parametreleri yardımıyla bölgeye ait sismik tehlike hesaplanmıştır. Çeşitli magnitüdüdeki depremlerin bir yıl içinde ortalama oluş sayısı ($N(M)$) ile önümüzdeki 100 yıl içerisinde her 10’ar yıllık periyotta deprem olma tehlikesi ($R(M)$) ve ortalama oluş sayıları hesaplanan depremlerin tekrarlama periyodları ($Q(M)$) bulunmuştur.

Tamamlılık analizi uygulandıktan sonra elde edilen sismik tehlike sonuçlarının, tamamlılık analizi uygulanmadan önce elde edilen sismik tehlike sonuçlarına göre düşük olduğu gözlenmiştir. Bunun en büyük nedeni tamamlılık analizinin hem veri sayısını azaltması hem de gözlem süresine bağlı olan a parametresinin değerini düşürmesidir.

Elde edilen sonuçlar Tablo 5.4. ve Tablo 5.5’de görülmektedir. Bu sonuçlara göre çizilen grafikler ise Şekil 5.5 ve Şekil 5.6’de görüntülenmiştir.

Tablo 5.4 Tamamlılık analizi uygulanarak elde edilen sismik tehlike değerleri.

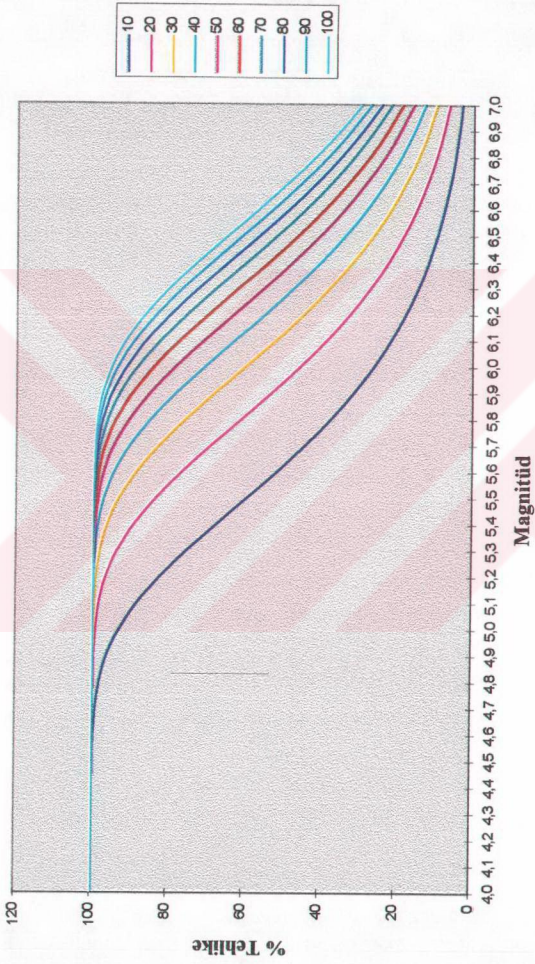
M	N(M)	% SİSMİK TEHLİKE										Q(M)
		YILLAR										
		10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
4,0	3,E-02	49,3	74,3	86,9	93,4	96,6	98,3	99,1	99,6	99,8	99,9	33,93
4,1	2,E-02	41,1	65,4	79,6	88,0	92,9	95,8	97,6	98,6	99,2	99,5	43,44
4,2	2,E-02	33,9	56,3	71,1	80,9	87,4	91,7	94,5	96,4	97,6	98,4	55,62
4,3	1,E-02	27,6	47,6	62,1	72,6	80,1	85,6	89,6	92,5	94,6	96,1	71,22
4,4	1,E-02	22,3	39,7	53,1	63,6	71,7	78,0	82,9	86,7	89,7	92,0	91,18
4,5	9,E-03	17,9	32,6	44,7	54,6	62,7	69,4	74,9	79,4	83,1	86,1	116,75
4,6	7,E-03	14,3	26,5	37,0	46,0	53,7	60,3	66,0	70,8	75,0	78,6	149,47
4,7	5,E-03	11,3	21,4	30,3	38,2	45,2	51,4	56,9	61,8	66,1	70,0	191,38
4,8	4,E-03	9,0	17,1	24,6	31,3	37,5	43,1	48,2	52,8	57,1	60,9	245,03
4,9	3,E-03	7,1	13,7	19,8	25,4	30,7	35,6	40,2	44,4	48,3	52,0	313,73
5,0	2,E-03	5,6	10,8	15,8	20,5	24,9	29,1	33,1	36,8	40,3	43,6	401,68
5,1	2,E-03	4,4	8,6	12,6	16,4	20,1	23,6	26,9	30,1	33,2	36,1	514,30
5,2	2,E-03	3,4	6,8	10,0	13,1	16,0	18,9	21,7	24,4	27,0	29,5	658,48
5,3	1,E-03	2,7	5,3	7,9	10,3	12,8	15,1	17,4	19,6	21,8	23,9	843,08
5,4	9,E-04	2,1	4,2	6,2	8,2	10,1	12,0	13,9	15,7	17,5	19,2	1079,44
5,5	7,E-04	1,7	3,3	4,9	6,4	8,0	9,5	11,0	12,5	13,9	15,3	1382,07
5,6	6,E-04	1,3	2,6	3,8	5,1	6,3	7,5	8,7	9,9	11,1	12,2	1769,53
5,7	4,E-04	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	5,9	6,9	7,8	8,7	9,7	2265,62
5,8	3,E-04	0,8	1,6	2,4	3,1	3,9	4,7	5,4	6,2	6,9	7,6	2900,79
5,9	3,E-04	0,6	1,2	1,8	2,4	3,1	3,7	4,2	4,8	5,4	6,0	3714,03
6,0	2,E-04	0,5	1,0	1,4	1,9	2,4	2,9	3,3	3,8	4,3	4,7	4755,26
6,1	2,E-04	0,4	0,8	1,1	1,5	1,9	2,2	2,6	3,0	3,3	3,7	6088,40
6,2	1,E-04	0,3	0,6	0,9	1,2	1,5	1,8	2,0	2,3	2,6	2,9	7795,29
6,3	1,E-04	0,2	0,5	0,7	0,9	1,1	1,4	1,6	1,8	2,1	2,3	9980,70
6,4	8,E-05	0,2	0,4	0,5	0,7	0,9	1,1	1,3	1,4	1,6	1,8	12778,80
6,5	6,E-05	0,1	0,3	0,4	0,6	0,7	0,8	1,0	1,1	1,3	1,4	16361,34
6,6	5,E-05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	20948,26
6,7	4,E-05	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	26821,13
6,8	3,E-05	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	34340,45
6,9	2,E-05	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	43967,83
7,0	2,E-05	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	56294,25



Şekil 5.5. Tamamlılık analizi uygulanarak 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 yıllar için belirlenen % sismik tehlike.

Tablo 5.5 Tamamlılık analizi uygulanmadan elde edilen sismik tehlike değerleri.

M	N(M)	% SİSMİK TEHLİKE										Q(M)
		YILLAR										
		10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
4,0	1,01E+00	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	0,99
4,1	8,16E-01	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	1,23
4,2	6,57E-01	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	1,52
4,3	5,29E-01	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	1,89
4,4	4,26E-01	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	2,35
4,5	3,43E-01	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	2,91
4,6	2,76E-01	99,8	100	100	100	100	100	100	100	100	100	3,62
4,7	2,23E-01	99,4	100	100	100	100	100	100	100	100	100	4,49
4,8	1,79E-01	98,4	100	100	100	100	100	100	100	100	100	5,58
4,9	1,44E-01	96,4	99,9	100	100	100	100	100	100	100	100	6,92
5,0	1,16E-01	93,1	99,5	100	100	100	100	100	100	100	100	8,60
5,1	9,37E-02	88,4	98,7	99,8	100	100	100	100	100	100	100	10,68
5,2	7,54E-02	82,4	96,9	99,5	99,9	100	100	100	100	100	100	13,26
5,3	6,08E-02	75,3	93,9	98,5	99,6	99,9	100	100	100	100	100	16,46
5,4	4,89E-02	67,6	89,5	96,6	98,9	99,6	99,9	100	100	100	100	20,44
5,5	3,94E-02	59,6	83,7	93,4	97,3	98,9	99,6	99,8	99,9	100	100	25,37
5,6	3,17E-02	51,9	76,8	88,8	94,6	97,4	98,8	99,4	99,7	99,9	99,9	31,51
5,7	2,56E-02	44,5	69,2	82,9	90,5	94,7	97,1	98,4	99,1	99,5	99,7	39,12
5,8	2,06E-02	37,8	61,3	75,9	85,0	90,7	94,2	96,4	97,7	98,6	99,1	48,57
5,9	1,66E-02	31,7	53,4	68,2	78,3	85,2	89,9	93,1	95,3	96,8	97,8	60,31
6,0	1,34E-02	26,5	45,9	60,2	70,8	78,5	84,2	88,4	91,5	93,7	95,4	74,88
6,1	1,08E-02	21,9	39,1	52,4	62,9	71,0	77,4	82,3	86,2	89,2	91,6	92,98
6,2	8,66E-03	18,1	32,9	45,0	55,0	63,1	69,8	75,2	79,7	83,4	86,4	115,45
6,3	6,98E-03	14,8	27,5	38,2	47,4	55,2	61,9	67,5	72,3	76,4	79,9	143,35
6,4	5,62E-03	12,1	22,8	32,2	40,4	47,6	54,0	59,6	64,5	68,8	72,6	177,99
6,5	4,52E-03	9,9	18,8	26,8	34,1	40,6	46,5	51,8	56,5	60,8	64,7	221,00
6,6	3,64E-03	8,0	15,4	22,3	28,5	34,3	39,6	44,4	48,9	53,0	56,8	274,40
6,7	2,94E-03	6,5	12,6	18,4	23,7	28,7	33,3	37,7	41,8	45,6	49,1	340,71
6,8	2,36E-03	5,3	10,3	15,1	19,6	23,8	27,9	31,7	35,3	38,7	42,0	423,04
6,9	1,90E-03	4,3	8,4	12,3	16,1	19,7	23,1	26,4	29,6	32,6	35,5	525,27
7,0	1,53E-03	3,5	6,8	10,0	13,2	16,2	19,1	21,9	24,6	27,2	29,7	652,21



Şekil 5.6. Tamamlılık analizi uygulanmadan 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 yıllar için belirlenen % sismik tehlike.

5.5. Yıllık Maksimumlar Metodu ile Sismik Tehlike

Bölüm 3.8’de teorisi anlatılan yıllık maksimumlar metodunu bölgeye uygulanırken öncelikle 1908-1998 yılları arasında bölgede oluşan depremlerden her yıla ait en yüksek magnitüdü depremler sayılmış ve bunlar magnitüdlere göre küçükten büyüğe sıralanmıştır (Tablo 5.6). Deprem kaydı bulunmayan yıllar için en yüksek magnitüd 4.0 olarak kabul edilmiştir. Gutenberg ve Richter (1944)’in (3.7) bağıntısı ile (3.30), (3.31), (3.32), (3.33), (3.34) ve (3.35) bağıntıları arasındaki ilişkiler kullanılarak $\alpha = 1922.4613$ ve $\beta = 18524$ olarak bulunmuş ve sonrasında (3.31) ve (3.36) bağıntılarından yararlanarak 4.0-7.0 magnitüd aralığında 0.1 aralıklarla her magnitüd değeri için sırasıyla bir yıl içinde depremin ortalama oluş sayısı ve yıllık sismik tehlike, ortalama oluş sayıları bulunan depremlerin (3.29) bağıntısıyla da her magnitüd değeri için tekrarlama periyotları hesaplanmıştır (Tablo 5.7). Bu sonuçlarla Yıllık Maksimumlar Yöntemi ile hesaplanan bölgeye ait tekrarlama periyodu-magnitüd ve sismik tehlike-magnitüd grafikleri görüntülenmiştir (Şekil 5.7 ve Şekil 5.8).

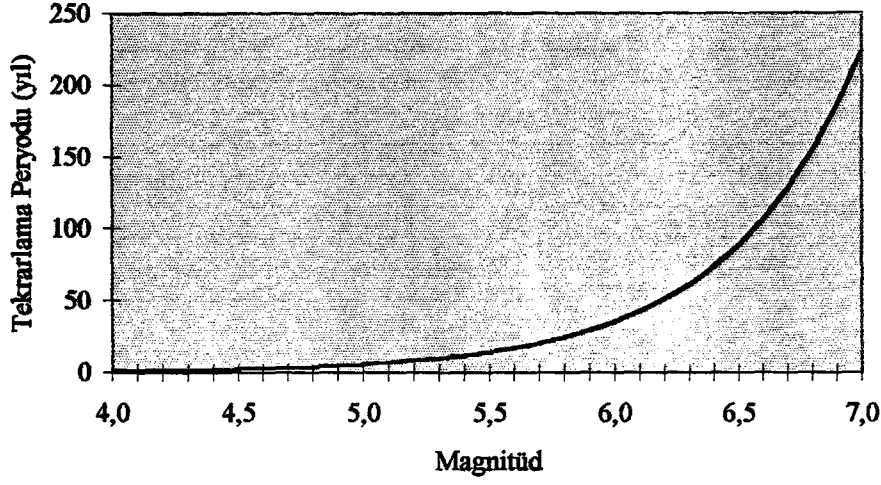
Sonuçlar incelendiğinde bölgede meydana gelen 6.3 magnitüdü en son yıkıcı depremin yaklaşık 61 yıl sonra tekrarlayacağı görülmektedir.

Tablo 5.6. Klıkya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşmuş depremlerin maksimum magnitüdülerine göre dağılımı ve yıllık maksimumlar yönteminde kullanılan veriler.

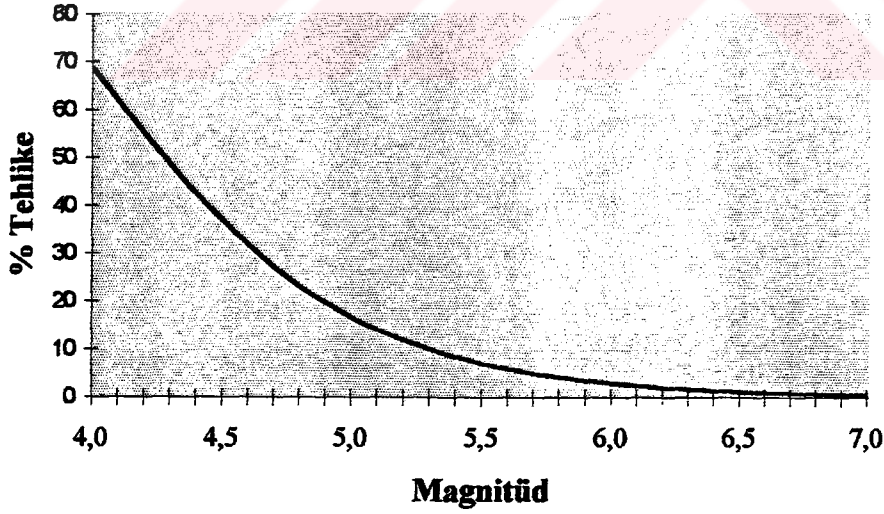
M	N	N/T	G(M)	N=-lnG(M)	LogN
4,0	40	0,4396	0,4396	0,8220	-0,0851
4,1	1	0,0110	0,4505	0,7973	-0,0984
4,2	2	0,0220	0,4725	0,7497	-0,1251
4,3	4	0,0440	0,5165	0,6607	-0,1800
4,4	3	0,0330	0,5495	0,5988	-0,2227
4,5	4	0,0440	0,5934	0,5219	-0,2824
4,6	4	0,0440	0,6374	0,4504	-0,3464
4,7	9	0,0989	0,7363	0,3062	-0,5140
4,8	3	0,0330	0,7692	0,2624	-0,5811
4,9	2	0,0220	0,7912	0,2342	-0,6304
5,0	3	0,0330	0,8242	0,1934	-0,7136
5,1	1	0,0110	0,8352	0,1801	-0,7444
5,2	3	0,0330	0,8681	0,1414	-0,8495
5,3	2	0,0220	0,8901	0,1164	-0,9340
5,5	3	0,0330	0,9231	0,0800	-1,0967
5,6	1	0,0110	0,9341	0,0682	-1,1662
5,7	1	0,0110	0,9451	0,0565	-1,2479
5,8	1	0,0110	0,9560	0,0450	-1,3473
6,0	2	0,0220	0,9780	0,0222	-1,6532
6,3	1	0,0110	0,9890	0,0110	-1,9566

Tablo 5.7. Kilikya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşmuş depremlerin yıllık maksimum magnitüd değerlerinden yararlanılarak hesaplanan depremlerin yıllık ortalama oluş sayısı, tekrarlama periyodu ve sismik tehlikesi.

M	N(M)	Q(M)	R(M)	M	N(M)	Q(M)	R(M)
4,0	1,1635	0,8595	0,6876	5,6	0,0601	16,6520	0,0583
4,1	0,9668	1,0344	0,6197	5,7	0,0499	20,0410	0,0487
4,2	0,8033	1,2449	0,5521	5,8	0,0415	24,1197	0,0406
4,3	0,6674	1,4983	0,4870	5,9	0,0344	29,0284	0,0339
4,4	0,5546	1,8032	0,4257	6,0	0,0286	34,9362	0,0282
4,5	0,4608	2,1702	0,3692	6,1	0,0238	42,0463	0,0235
4,6	0,3829	2,6118	0,3181	6,2	0,0198	50,6035	0,0196
4,7	0,3181	3,1434	0,2725	6,3	0,0164	60,9021	0,0163
4,8	0,2643	3,7831	0,2323	6,4	0,0136	73,2967	0,0136
4,9	0,2196	4,5530	0,1972	6,5	0,0113	88,2139	0,0113
5,0	0,1825	5,4797	0,1668	6,6	0,0094	106,1669	0,0094
5,1	0,1516	6,5949	0,1407	6,7	0,0078	127,7737	0,0078
5,2	0,1260	7,9370	0,1184	6,8	0,0065	153,7778	0,0065
5,3	0,1047	9,5523	0,0994	6,9	0,0054	185,0741	0,0054
5,4	0,0870	11,4964	0,0833	7,0	0,0045	222,7399	0,0045
5,5	0,0723	13,8361	0,0697				



Şekil 5.7. Klikeya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşmuş depremlerin yıllık maksimum magnitüd değerlerinden yararlanılarak hesaplanan magnitüd değerlerine göre tekrarlama periyotları



Şekil 5.8. Klikeya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşmuş depremlerin yıllık maksimum magnitüd değerlerinden yararlanılarak hesaplanan magnitüd değerlerine göre % sismik tehlike.

6. KILIKYA BÖLGESİ İÇİN DEPREM OLUŞUM MODELLERİ

6.1. Deprem Oluşumu için Poisson Modeli

Bölüm 3.9.1'de teorisi anlatılan deprem oluşum modellerinden Poisson modeli baz alınarak, depremlerin Poisson ve gerçek dağılımları bölgemize ait aletsel dönem depremleri için belirlenmiştir.

Bölgede oluşan toplam deprem sayısı, gözlem periyoduna bölüldüğünde birim zamana ($\delta t = 1$) düşen deprem sayısı $\lambda = 1.34$ olarak bulunmuştur. Bu sayıyı gözlem periyodunda oluşan her bir deprem sayısı için (3.37) bağıntısında kullanarak Poisson dağılımı bulunmuştur (Tablo 6.1).

Bölgede gözlem periyodunda oluşan her bir deprem sayısının ($i=0,1,2,\dots,n$) toplam deprem sayısına bölünmesiyle, (3.39) bağıntısı kullanılarak gerçek dağılım bulunmuştur (Tablo 6.1).

6.2. Deprem Oluşumu için Markov Modeli

Araştırma alanımız olan $35.5^{\circ} - 38.0^{\circ}K$ ve $34.5^{\circ} - 37.0^{\circ}D$ koordinatlarıyla sınırlı olan bölge iki ayrı bölgeye ayrılmıştır. Bunlardan birincisi $35.5^{\circ} - 38.0^{\circ}K$ ve $34.5^{\circ} - 36.0^{\circ}D$ (A bölgesi) ile sınırlı, ikincisi ise $35.5^{\circ} - 38.0^{\circ}K$ ve $34.0^{\circ} - 37.0^{\circ}D$ (B bölgesi) ile sınırlıdır (Şekil 2.1). Önce bölgenin tümüne Markov modeli uygulanmış sonra ise diğer iki bölgeye uygulanmıştır.

Bölgede 1908-1998 yılları arasında oluşan depremlerin magnitüdüleri üç gruba ayrılmıştır ($5.0 \leq M \leq 5.4$, $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve $M \geq 6.0$). Bu gruplar içersinde her beş yıl için oluşan her bir depreme a, oluşmayan depreme de b denilmiştir. Sonrasında a'dan a'ya, b'den b'ye, a'dan b'ye ve b'den a'ya (3.43) bağıntısını kullanarak geçiş matrisi oluşturulmuştur. Bu matrise göre;

$$P = \begin{bmatrix} 1-a & a \\ b & 1-b \end{bmatrix} \quad (6.1)$$

olur. Burada:

1-a, bir önceki yılda deprem olmamışsa deprem olmama olasılığı,

a, bir önceki yılda deprem olmamışsa deprem olma olasılığı,

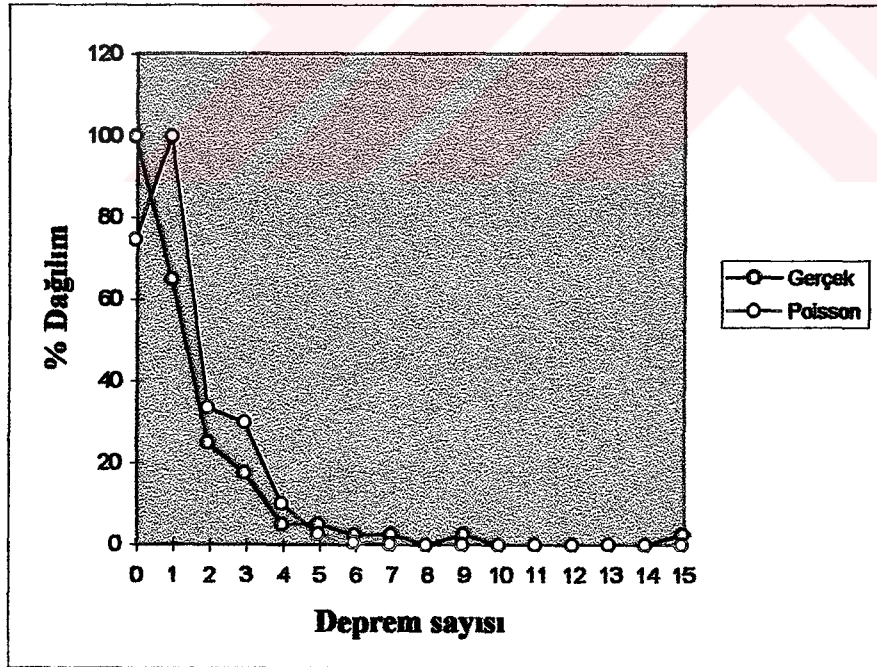
1-b, bir önceki yılda olmuşsa deprem olma olasılığı,

b, bir önceki yılda deprem olmuşsa deprem olmama olasılığını ifade eder.

Bu çalışmada Markov modeli için birim zaman beş yıl alınmıştır. Bunun nedeni gözlem periyodu içerisinde her yılda deprem oluşmamasıdır. Bölgede 1998 yılında meydana gelen en son depremden sonra her beş yıl için yukarıda belirtilen magnitüd gruplarında deprem olma veya olmama olasılıkları bulunmuştur. Bütün bu olasılıklar bölgenin genelinde ve bölgeyi ayırdığımız iki ayrı bölümde hesaplanmış, gelecekteki 30 yıl için grafiklenmiştir.

Tablo 6.1. Kilikya bölgesinde 1908-1998 yılları arasında oluşmuş depremlerin Poisson ve gerçek dağılımları.

i	Gerçek			Poisson	
	Ni	Pr	%Pr	Pr	% Pr
0	40	0,4396	100,0000	0,2617	74,5902
1	26	0,2857	65,0001	0,3508	100,0000
2	10	0,1099	25,0000	0,1176	33,5165
3	7	0,0769	17,5000	0,1051	29,9561
4	2	0,0220	5,0000	0,0352	10,0402
5	2	0,0220	5,0000	0,0094	2,6921
6	1	0,0110	2,5000	0,0021	0,6015
7	1	0,0110	2,5000	0,0004	0,1152
8	0	0	0	0	0
9	1	0,0110	2,5000	1,01E-05	0,0029
10	0	0	0	0	0
11	0	0	0	0	0
12	0	0	0	0	0
13	0	0	0	0	0
14	0	0	0	0	0
15	1	0,0110	2,5000	1,64E-11	4,66E-09



Şekil 6.1. Kilikya bölgesinde oluşan depremlerin, deprem sayısına göre gerçek ve Poisson dağılımları.

Tablo 6.2. 35.5°-38.0° K ve 34.5°-37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma ve olmama olasılıkları.

(a)

n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.2222	0.7778	0.7778	0.2222
5	0.6543	0.3457	0.3457	0.6543
10	0.4143	0.5857	0.5857	0.4143
15	0.5476	0.4524	0.4524	0.5476
20	0.4735	0.5265	0.5265	0.4735
25	0.5147	0.4853	0.4853	0.5147
30	0.4918	0.5082	0.5082	0.4918

(b)

n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.6923	0.3077	0.8000	0.2000
5	0.7254	0.2746	0.7138	0.2862
10	0.7219	0.2781	0.7231	0.2769
15	0.7223	0.2777	0.7221	0.2779
20	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778
25	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778
30	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778

(c)

n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.8750	0.1250	1.0000	0.0000
5	0.8906	0.1094	0.8750	0.1250
10	0.8887	0.1113	0.8906	0.1094
15	0.8889	0.1111	0.8887	0.1113
20	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111
25	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111
30	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111

Tablo 6.3. 35.5°-38.0° K ve 34.5°-36.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma ve olmama olasılıkları.

(a)

n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.7333	0.2667	1.0000	0.0000
5	0.8044	0.1956	0.7333	0.2667
10	0.7855	0.2145	0.8044	0.1956
15	0.7905	0.2095	0.7855	0.2145
20	0.7892	0.2108	0.7905	0.2095
25	0.7895	0.2105	0.7892	0.2108
30	0.7895	0.2105	0.7895	0.2105

(b)

n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.7143	0.2857	0.7500	0.2500
5	0.7245	0.2755	0.7232	0.2768
10	0.7241	0.2759	0.7242	0.2758
15	0.7241	0.2759	0.7241	0.2759
20	0.7241	0.2759	0.7241	0.2759
25	0.7241	0.2759	0.7241	0.2759
30	0.7241	0.2759	0.7241	0.2759

(c)

n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.8750	0.1250	1.0000	0.0000
5	0.8906	0.1094	0.8750	0.1250
10	0.8887	0.1113	0.8906	0.1094
15	0.8889	0.1111	0.8887	0.1113
20	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111
25	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111
30	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111

Tablo 6.4. 35.5^o-38.0^o K ve 36.0^o-37.0^o D koordinatlarında magnitud aralıkları (a) 5.0 ≤ M ≤ 5.4, (b) 5.5 ≤ M ≤ 5.9 ve (c) M ≥ 6.0 olan depremlerin olma ve olmama olasılıkları.

(a)

n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.5833	0.4167	0.8333	0.1667
5	0.6875	0.3125	0.6250	0.3750
10	0.6615	0.3385	0.6771	0.3229
15	0.6680	0.3320	0.6641	0.3359
20	0.6663	0.3337	0.6673	0.3327
25	0.6667	0.3333	0.6665	0.3335
30	0.6665	0.3334	0.6667	0.3333

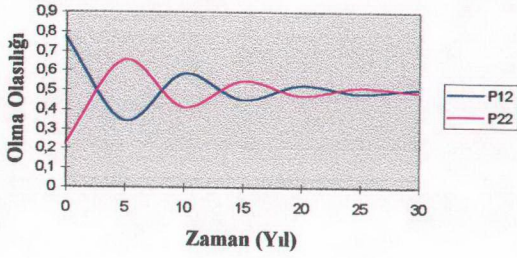
(b)

n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.9412	0.0588	1.0000	0.0000
5	0.9446	0.0554	0.9412	0.0588
10	0.9444	0.0556	0.9446	0.0554
15	0.9444	0.0556	0.9446	0.0554
20	0.9444	0.0556	0.9446	0.0554
25	0.9444	0.0556	0.9446	0.0554
30	0.9444	0.0556	0.9446	0.0554

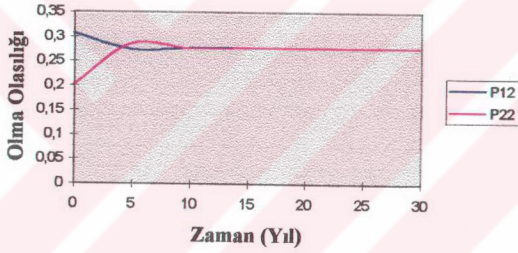
(c)

n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.9412	0.0588	1.0000	0.0000
5	0.9446	0.0554	0.9412	0.0588
10	0.9444	0.0556	0.9446	0.0554
15	0.9444	0.0556	0.9446	0.0554
20	0.9444	0.0556	0.9446	0.0554
25	0.9444	0.0556	0.9446	0.0554
30	0.9444	0.0556	0.9446	0.0554

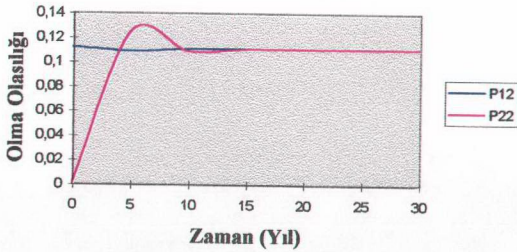
(a)



(b)

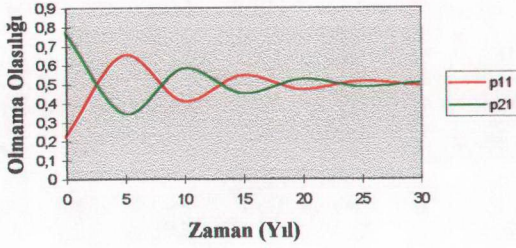


(c)

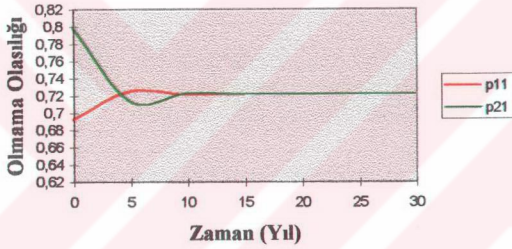


Şekil 6.2. 35.5°-38.0° K ve 34.5°-37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıkları.

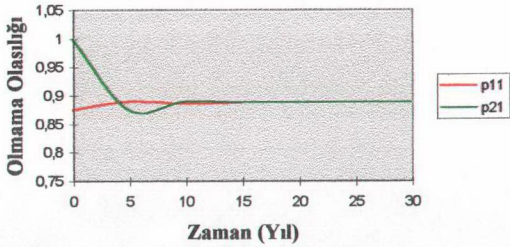
(a)



(b)

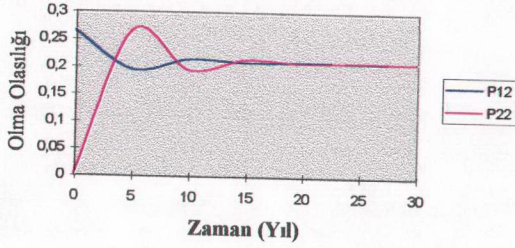


(c)

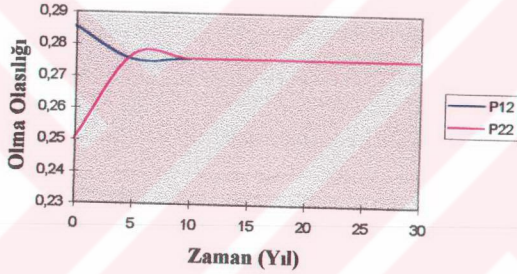


Şekil 6.3. 35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olmama olasılıkları.

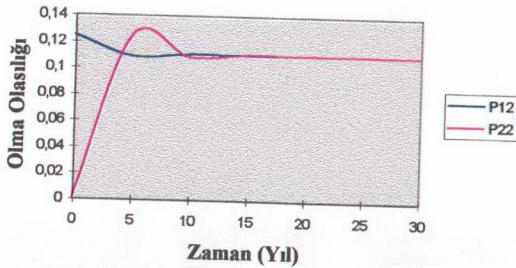
(a)



(b)

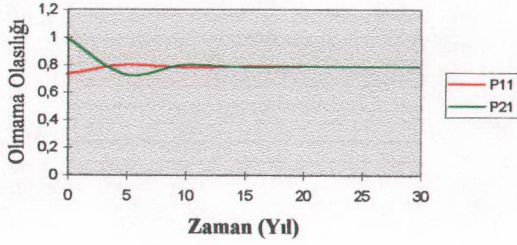


(c)

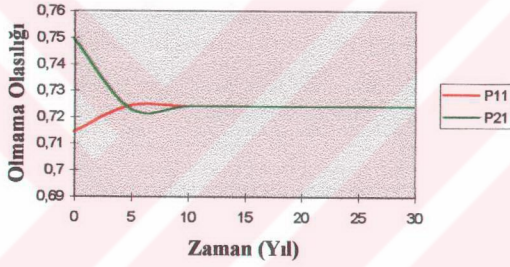


Şekil 6.4. 35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 36.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıkları.

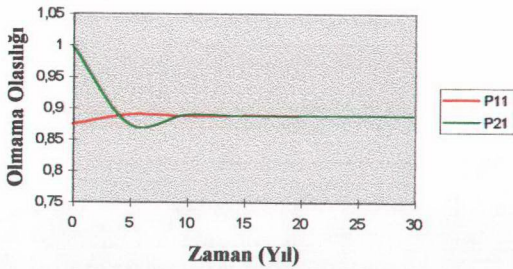
(a)



(b)

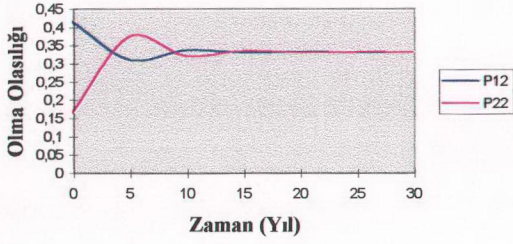


(c)

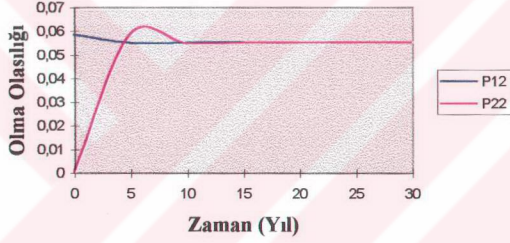


Şekil 6.5. 35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 36.0° D koordinatlarında magnitud aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olmama olasılıkları.

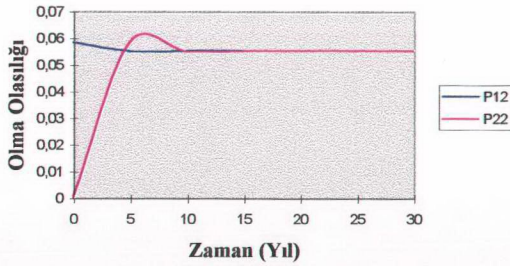
(a)



(b)

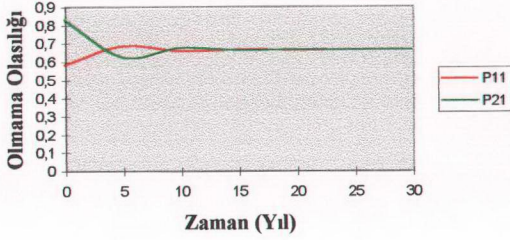


(c)

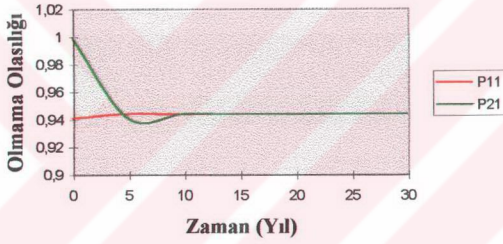


Şekil 6.6. 35.5° - 38.0° K ve 36.0° - 37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıkları.

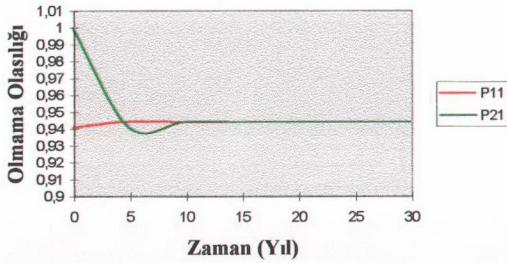
(a)



(b)



(c)



Şekil 6.7. 35.5° - 38.0° K ve 36.0° - 37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olmama olasılıkları.

6.3. Deprem Oluşumu için Weibull Modeli

Genellikle kalite-kontrol çalışmalarında kullanılan Weibull modeli, bu tez çalışmasında Adana için 0-1998 yılları arasında oluşan siddeti VIII ve daha büyük olan depremlere uygulanmıştır. Aletsel döneme ait depremlerin şiddetleri İpek (1965) tarafından verilen magnitüd ile şiddet arasındaki;

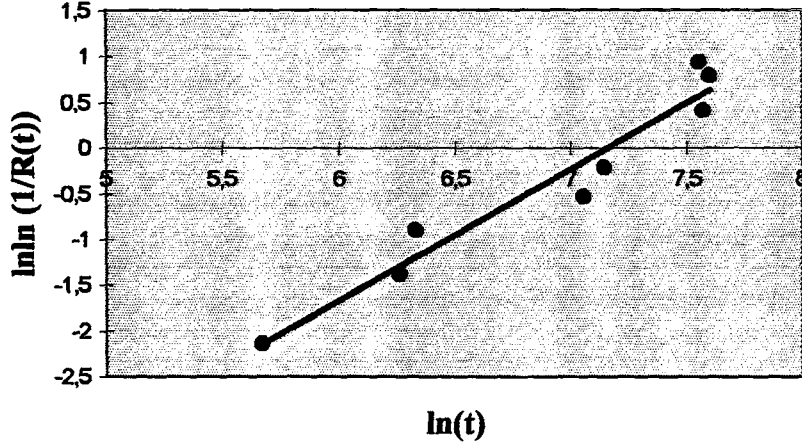
$$M=0.592 I_0 + 1.63 \quad (6.2)$$

bağıntısından bulunmuştur.

Weibull modelini belirleyebilmek için α ve β sayılarının saptanması gerekir. Burada (3.56) ve (3.57) eşitliklerinden yararlanıp x_i ve y_i değerleri hesaplanmıştır (Tablo 6.5). Bu verileri kullanarak en küçük kareler yöntemiyle α ve β katsayıları hesaplanmış, bunların x_i ($\ln(t)$) ve y_i ($\ln(1/R(t))$)'ye göre dağılımları Şekil 6.9'da görüntülenmiştir.

Tablo 6.5. Weibull modelinde çalışmaya kaynak olan veriler ve x_i , y_i değerleri.

i	t_i	x_i	y_i
1	290	5.6699	-2.1389
2	524	6.2615	-1.3811
3	561	6.3297	-0.9027
4	1114	7.0571	-0.5314
5	1268	7.1452	-0.2096
6	1908	7.5538	0.9405
7	1945	7.5730	0.4082
8	1998	7.5999	0.7872



Şekil 6.8. lnln(1/R(t)) - ln(t) dağılımı ve uyarlanan doğru.

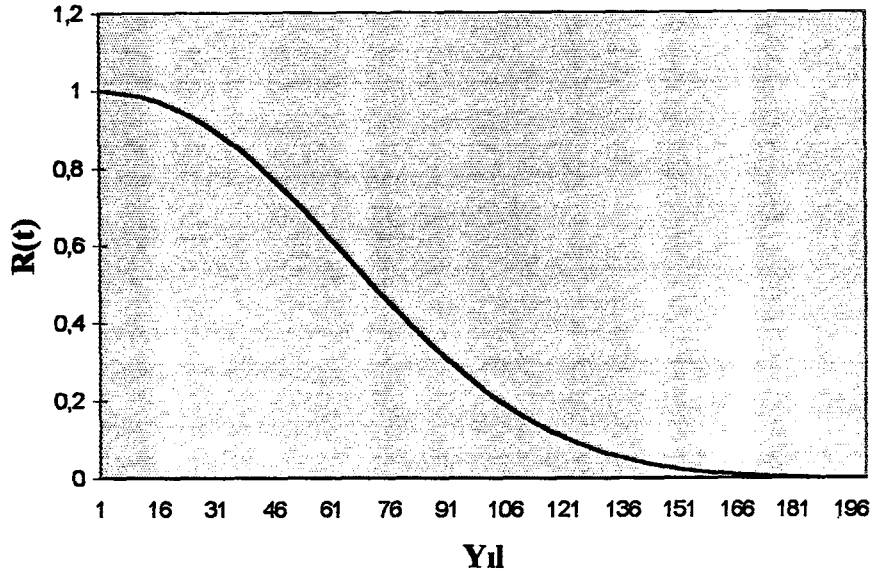
Şekil 6.9'daki dağılıma uyarlanan doğru denkleminin katsayılarından yararlanılarak $\alpha = 8.19 \cdot 10^{-5}$ ve $\beta = 1.29$ olarak bulunmuş ve bu katsayıları kullanarak bölüm 3.9.3'de anlatılan (3.61) ve (3.62) bağıntılarından Adana için söz konusu depremlerin tekrarlama periyodu 76.06 yıl, standart sapması 26.59 yıl tahmin edilmiştir.

Bu iki tahminin yanısıra sırası ile (3.58) ve (3.59) bağıntılarından güvenilirlik ve yoğunluk fonksiyonları zamana göre elde edilmiştir. Bu iki fonksiyon Şekil 6.10 ve Şekil 6.11'de gösterilmiştir. Şekil 6.10 daki güvenilirlik fonksiyonuna bakıldığında güvenilirliğin 95 yıl civarında 1/3 oranına doğru azaldığı ve daha sonra sifira yaklaştığı görülür. Yoğunluk fonksiyonuna bakıldığında ise 70 yıl civarında yoğunluk maksimuma ulaşmaktadır. Buradan Adana'nın 70 ile 95 yıl civarlarına kadar büyük sayılabilecek bir depreme sahne olamayacağı söylenebilir. Bu sonuçlar, Adana'da meydana gelen ve modellemede kullandığımız en son deprem olan 27 Haziran 1998 depremi dikkate alınarak değerlendirilmiştir.

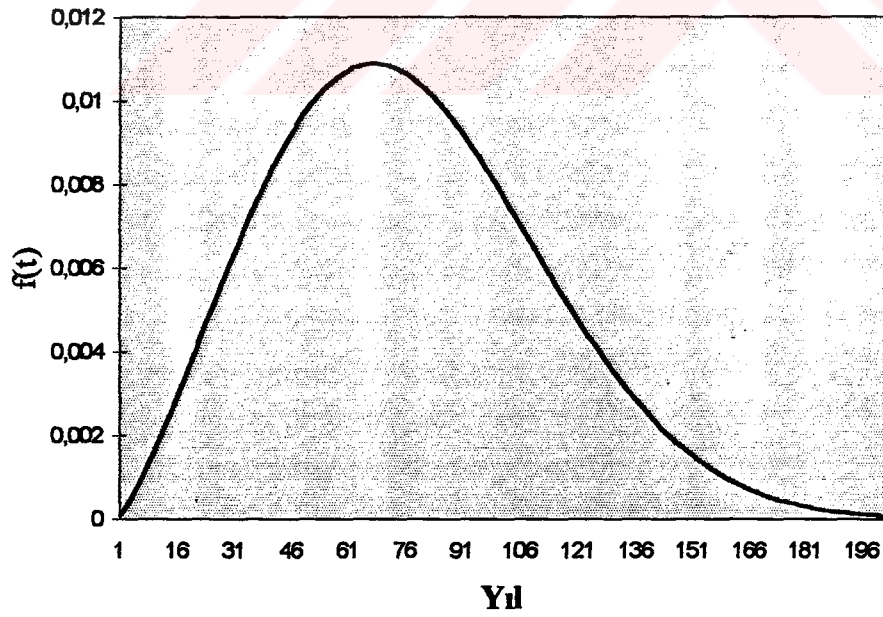
Diğer taraftan (3.60) bağıntısından elde edilen birikimli olasılık fonksiyonu Şekil 6.12'de gösterilmiştir. Şekil incelendiğinde içinde bulunduğumuz yıl içerisinde Adana'da deprem olma şansının neredeyse hiç olmadığı görülür. Bunun nedeni incelediğimiz en son depremin yaklaşık bir yıl önce olmasıdır. Fakat önümüzdeki 100 yıl içerisinde deprem olma tehlikesinin %80'e doğru ulaştığı görülebilir.

Bir diğer yaklaşım yakın bir gelecekte büyük sayılabilecek bir depremin olma olasılığının koşullu olasılık tahminidir. (3.64) bağıntısı ile verilen ve $\tau = 10$ yıl olarak belirlenen koşullu olasılık fonksiyonu Şekil 6.13'de gösterilmiştir. Bu Şekli, ele aldığımız herhangi bir başlangıç tarihinden itibaren 10'ar yıllık süreçler içerisinde deprem olma olasılığı Şeklinde değerlendirmek gerekir.

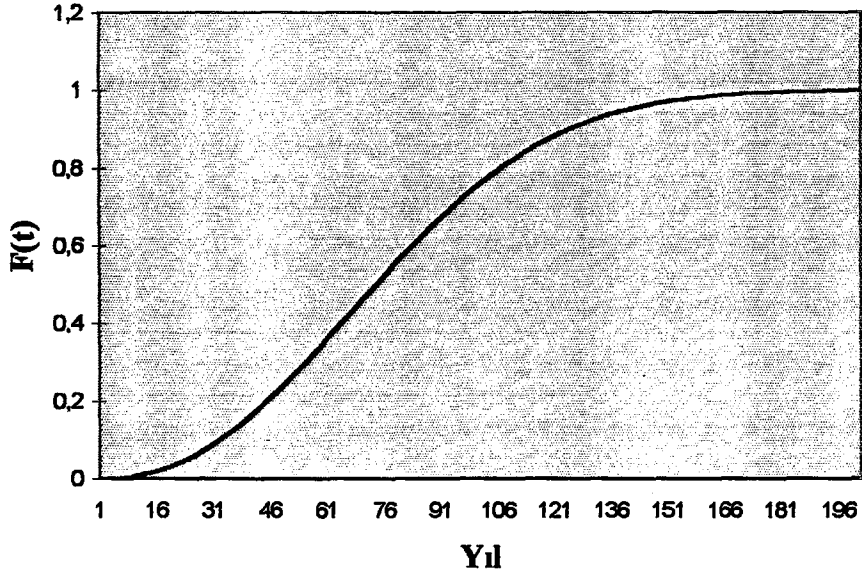




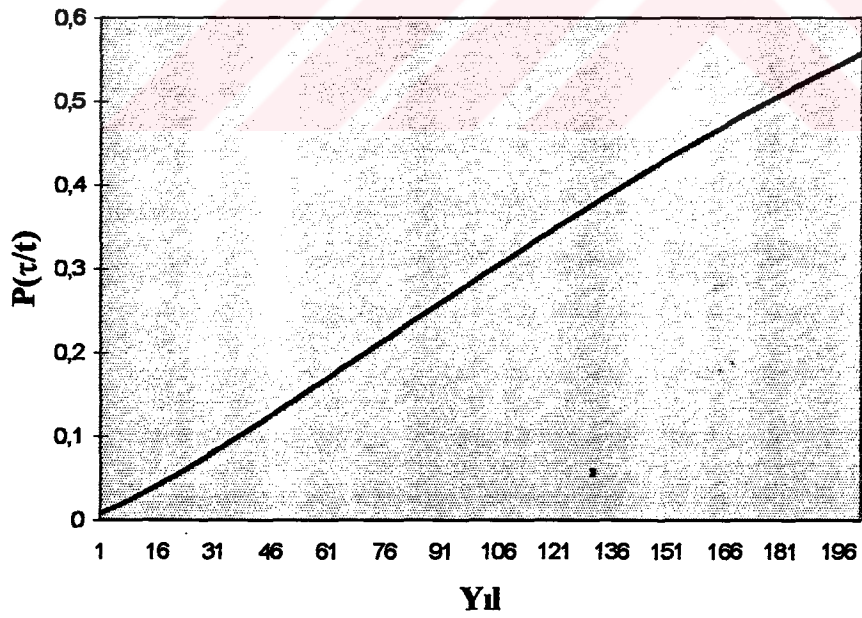
Şekil 6.9. Adana'da oluşması olası VIII şiddet ve daha büyük depremler için güvenilirlik fonksiyonu.



Şekil 6.10. Adana'da oluşması olası VIII şiddet ve daha büyük depremler için yoğunluk fonksiyonu.



Şekil 6.11. Adana'da oluşması olası VIII şiddet ve daha büyük depremler için birikimli olasılık fonksiyonu



Şekil 6.12. Adana'da oluşması olası VIII şiddet ve daha büyük depremler için 10'ar yıllık koşullu olasılık fonksiyonu.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

İnceleme bölgesinde, deprem verilerine Gumble, Poisson, Markov ve Weibull deprem oluşum modelleri uygulanarak bölgenin deprem tehlikesi saptanmaya çalışılmıştır.

Çalışmanın ilk aşamasında tarihsel dönem deprem verilerine tamamlılık analizi uygulanmış ve VI şiddetli deprem verilerinin $1/\sqrt{T}$ fonksiyonu ile 1900 yılından geriye doğru 300 yıl, VII şiddetli deprem verilerinin ise 500 yıl iyi bir uyum sağladığı gözlenmiş, daha sonra $1/\sqrt{T}$ fonksiyonu ile olan uyum bozulmuştur. Bu durum tarihsel dönemde aletsel ölçüm olmadığından küçük şiddetli depremlerin kayıtlara geçmemesinden kaynaklanmaktadır. VIII ve IX şiddetli deprem verileri $1/\sqrt{T}$ fonksiyonu ile tam uyumlu olmamasına rağmen çalışmaya daha çok veri katılması açısından uyumlu kabul edilmiştir. Buradan sağlıklı bir çalışma için özellikle küçük şiddetli deprem verilerinin gerekli olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu sonuçla 1900 yılından önceki tarihi döneme ait deprem verilerinin VI şiddet için 1900 yılında geriye doğru son 300 yıl, VII şiddet için son 500 yıl, VIII ve IX şiddet için son 1900 yıl tam olduğu kabul edilmiştir. Tamamlılık analizi uygulanan tarihsel dönem deprem verileri kullanılarak inceleme alanının şiddet-frekans ilişkisi $\text{Log}(N_e/T)=1.84-0.44I_e$ bulunmuştur. Yine aynı şekilde aletsel dönem deprem verilerinin $1/\sqrt{T}$ fonksiyonu ile uyumlarına bakıldığında Magnitüdü, 4.0-4.4 arasındaki verilerin 1998 yılından geriye doğru son 20 yılda, 4.5-4.9 ve 5.0-5.4 arasındaki verilerin son 40 yılda, 5.5-5.9 arasındaki verilerin son 50 yılda, magnitüdü 6.0'dan büyük verilerin son 60 yılda tam olduğu kabul edilmiştir. Tamamlılık analizi uygulanan aletsel dönem deprem verileri kullanılarak inceleme alanının magnitüd-frekans ilişkisi $\text{Log}(N_e/T)=5.11-1.07M_e$, tamamlılık analizi uygulanmadan magnitüd-frekans ilişkisi ise $\text{Log}(N_e)=6.06-0.94M$ olarak bulunmuştur. Tarihsel dönem şiddet-frekans ilişkisi ile aletsel dönem magnitüd-frekans ilişkisi arasındaki uyumsuzluk tarihsel dönem verilerinin yetersizliğinden ve tamamen gözlem sonuçlarına dayanmasından kaynaklanmaktadır. Aletsel döneme ait verilere tamamlılık analizi uygulandığında bulunan a değeri, tamamlılık analizi uygulanmadan bulunan a değerinden küçük çıkmaktadır. Bunun nedeni ise tamamlılık analizi uygulanan

magnitüd verilerinin birikimli frekansların, verilerin tamam kabul edildiği yıllara bölünmesinden kaynaklanmaktadır. Hem tamamlılık analizi uygulanarak hem de tamamlılık analizi uygulanmadan bulunan magnitüd-frekans bağıntılarına ait b değerleri daha önce bölgede yapılan çalışmalarda bulunan b değerlerinden büyüktür. Bunun nedeni bölgede meydana gelen 27 Haziran 1998 Adana depremi ve artçı şoklarının veri grubuna dahil edilmesidir. Başka bir ifade ile bir bölgede oluşan gerilme düşümü ile b değeri ters orantılı olduğundan; bölgede 27 Haziran 1998 depremi sonrasında oluşan yüksek gerilme düşümünden dolayı büyük b değerleri elde edilmiştir.

Aletsel döneme ait deprem verilerine tamamlılık analizi uygulanmadan ve uygulanarak elde edilen a ve b parametreleri yardımıyla inceleme alanına ait 4.0-7.0 magnitüd aralığında 0.1 aralıklarla her magnitüd değeri için yüzyıl içinde 10'ar yıllık aralıklarla deprem olma tehlikesi hesaplanmıştır. Tamamlılık analizi uygulanarak bulunan deprem tekrarlanma periyodları tamamlılık analizi uygulanmadan bulunan deprem tekrarlanma periyodlarına göre oldukça büyük çıkmaktadır. Bunun nedeni, tamamlılık analizi uygulandığında veri sayısının azalması ve her bir magnitüdün tekrarlama periyodunun büyümesidir. Sismik tehlike analizlerinden $M=6.0$ büyüklüğünde bir depremin 75, $M=6.1$ büyüklüğünde bir depremin 93, $M=6.2$ büyüklüğünde bir depremin 115 ve $M=6.3$ büyüklüğünde bir depremin 143 yılda tekrarlayacağı bulunmuştur. Yıllık maksimumlar metodu ile 1908-1998 yılları arasında her yıl oluşan maksimum magnitüd değerleri gözönüne alınarak bölgeye ait deprem tehlikesi saptanmaya çalışılmıştır. Bu yöntemle göre $M=6.3$ magnitüdü bir depremin 61 yıl sonra tekrarlayacağı bulunmuştur. Yöntemler arasındaki fark Yıllık Maksimumlar Yöntemi'nde sadece yıl içersinde maksimum magnitüdülerin hesaba katılmasından kaynaklanmaktadır.

Çalışmanın ikinci aşamasında, deprem oluşum modelleri ile inceleme alanının deprem tehlikesi saptanmaya çalışılmıştır. Poisson modeli uygulanırken depremlerin zaman ve uzay içindeki oluşumlarının birbirinden bağımsız olduğu düşünülmüştür. Buna göre Poisson modelinin yerel çalışmalarda yetersiz kaldığı ortaya çıkmıştır. Bu modele göre bölgede birim zamana düşen deprem sayısı 1.34 olarak bulunmuştur. Buna bağlı olarak bölgede oluşan depremlerin Poisson ve gerçek dağılımlarında çok

büyük fark gözlenmemiştir. Bu sonuçla depremlerin uzay ve zaman içindeki oluşumlarının birbirinden bağımsız olamayacağı varsayılmış ve bunun için en uygun olan yöntem Markov modeli deprem oluşumlarına uygulanmıştır. İnceleme alanı bölgenin tektonik özelliklerine göre batıdan doğuya doğru A ve B olmak üzere iki alt bölgeye ayrılmış, önce tüm bölgeye sonra sırasıyla A ve B bölgelerine Markov modeli uygulanmıştır. Tüm bölgeye bakıldığında bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda gelecekteki zaman aralıklarında deprem olmama olasılığı yüksek olarak bulunmuştur.

A ve B bölgesi için bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda deprem olmama olasılığı zamanla azalmakta bir önceki zaman aralığında deprem olmadığında olmama olasılığı zamanla artmakta ve yaklaşık 10 yıl sonra her iki durum eşitlenmektedir. Yine her iki bölge için bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda deprem olma olasılıkları artmakta, bir önceki zaman aralığında deprem olmadığında olma olasılıkları azalmakta ve yaklaşık 10 yıl sonra her iki durum eşitlenmektedir.

A ve B bölgesi 0-10 yıl içerisinde karşılaştırıldığında A bölgesi, bir önceki zaman aralığında deprem olmuşsa $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olma olasılığı B bölgesine göre daha düşük $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha yüksektir. A bölgesinde deprem olmamışsa $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olma olasılığı B bölgesine göre daha düşük $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha yüksektir. Bir önceki zaman aralığında deprem olsun ya da olmasın her iki durumda da $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olma olasılığı A bölgesinde B bölgesine göre daha düşük $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha yüksektir. Bu durum bize $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin çoğunlukla B bölgesinde oluştuğunu, $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve $M \geq 6.0$ depremlerin A bölgesinde oluştuğunu göstermektedir.

Bir başka açıdan bakacak olursak A bölgesinde bir önceki zaman aralığında deprem olmamışsa yaklaşık 0-10 yıl içerisinde $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olmama olasılığı B bölgesine göre yüksek, $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha düşüktür. A bölgesinde bir önceki zaman aralığında deprem olmuşsa yaklaşık 0-10 yıl içerisinde

$5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olmama olasılığı B bölgesine göre yüksek $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha düşüktür.

Sonuçlardan $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve $M \geq 6.0$ depremlerin A bölgesinde olma olasılıklarının daha fazla, $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin ise olma olasılıklarının B bölgesinde daha fazla oldukları anlaşılmaktadır. A bölgesinde Ecemiş, Kozan, Göksu ve Misis faylarının bulunması, tarihte bu faylar üzerinde büyük depremlerin meydana gelmiş olması ve 27 Haziran 1998 Adana depremi bu bölgenin aktivitesini ortaya koymaktadır. Hal böyle iken Ecemiş Fayı'na çok yakın bir yerde kurulacak olan Akkuyu Nükleer Santrali'nin kurulma yerinin bir kez daha gözden geçirilmesi yararlı olacaktır.

Çalışmanın en sonunda deprem oluşumu için Weibull deprem oluşum modeli uygulanmıştır. Bu modelde tarihsel ve aletsel döneme ait Adana-Ceyhan yörelerinde M.S. 290, 524, 561, 1114, 1268, 1908, 1945, 1998 yıllarında şiddetleri VIII ve daha büyük depremler kullanılmıştır. Adana'da oluşan son deprem 27 Haziran 1998 depreminden sonra aynı şiddette bir depremin tekrarlama periyodu 76.06 yıl ve standart sapması 26.59 yıl bulunmuştur. Diğer taraftan yoğunluk fonksiyonu 70 yıl civarında en yüksek seviyesine ulaşmaktadır.

Bitlis Bindirme Kuşağı üzerinde depremler bir kümelenme göstererek kuşağın çeşitli bölümlerinde birbirine yakın tarihlerde oluşmuşlardır (1503 Hakkari, 1666 Musul, 1670 Hizan, 1705 Bitlis 1866 Kulp, 1871 Hakkari ve 1884 Siirt). Örneğin 22 Ocak 1997 Hatay ve 27 Haziran 1998 Adana depremleri tarih olarak birbirlerine oldukça yakın olması, yukarıda olası tekrarlama yıllarından bahsedilen depremlerin bir kümelenme şeklinde inceleme alanında ya da Doğu Anadolu Fayı üzerinde oluşma potansiyellerinin oldukça yüksek olduğunu göstermektedir.

KAYNAKLAR

1. AKBAŞ, Ö., 1999. Adana-Ceyhan Depreminin Kaynak Mekanizması, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli.
2. ALTINOK, Y., 1988. Semi-Markov Modelinin Kuzey Anadolu Fay Zonunda Deprem Riskine Uygulanması, Jeofizik, 2, 44-48, Ankara.
3. BAĞCI, G., 1996. Earthquake Occurrences in Western Anatolia by Markov Model, Jeofizik, 10, 67-75, Ankara.
4. BATH, M., 1979. Seismic Risk in Fennoscandia, Tectonophysics, 57, 285-295.
5. CAPUTO, M., 1974. Analysis of Seismic Risk. Engineering Seismology and Earthquake Engineering, Nato Advanced Study Institutes Series, Series E: Applied Sciences, 3, Noordhoff-Leiden.
6. CORNELL, C.A., 1968. Engineering Seismic Risk Analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1583-1606.
7. ERDİK, M., DOYURAN, V., GÜLKAN, P. ve AKKAŞ, N., 1985. Türkiye'de Deprem Tehlikesinin İstatistiki Açidan Değerlendirilmesi, ODTÜ Deprem Mühendisliği Araştırma Merkezi, 116, Ankara.
8. ERGİN, K., GÜÇLÜ, U., UZ, Z., 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu, İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayını, İstanbul.
9. EZEN, Ü., 1986. Magnitüd Türleri ve Satürasyonu Üzerine, Deprem Araştırma Bülteni, 53, 110-111, Ankara.
10. GRİVAS, A.A., DYVIK, R. and HOWLAND, J., 1980. An Engineering Analysis of the Seismic History of New York State, Proc. of the Seventh Word Conf. on Earthquake Engineering 1, 324-331, İstanbul.
11. GUMBEL, E.J., 1958. Static of Extremes, Columbia University Press, N.Y.
12. GUTENBERG, B. and RICHTER, C.F., 1944. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., 32 (3).
13. GUTENBERG, B. and RICHTER, C.F., 1954. Seismicity of the Earth and Related Phenomena, Princeton University, 2, Princeton.
14. GÜRPINAR, A., 1977. Deprem Mühendisliğine Giriş, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 1-12, Ankara.
15. HAGIWARA, Y., 1975. A Stochastic Model of Eathquake Occurrence and the Accompanying Horizontal Land Deformation, Tectonophysics, 26, 91-101.

16. HALAÇ, O., 1991. Kantitatif Karar Verme Teknikleri, İstanbul Üniversitesi İşletme Fakültesi, 99-150, İstanbul.
17. ISIKARA, A.M., 1984. İstanbul İçin Deprem Olma Olasılığının Weibull Dağılımından Yararlanarak Elde Edilmesi, Deprem Araştırma Bülteni, 46, 5-15, Ankara.
18. IŞIKARA, A.M. and ÜÇER, S.B., 1986. Seismicity and Seismic Hazard Project Report on Feasibility Study and Preliminary Designs of Bosphorus Railroad Tunnel and İstanbul Metro System, B.Ü. Kandilli Obs. And E.R.I., 139, İstanbul.
19. KARNIK, V., 1968. The Probability of Occurrence of Largest Earthquakes in the European Area, Pure and Appl. Geophys., 70, 61-73.
20. KIREMIDJIAN, A.S. and ANAGNOS, T., 1980. A Homogeneous Stochastic Model for Earthquake Occurrences, Dept. of Civil Engineering, Stanford University, Contract No. 14-08-0001-17766, Stanford.
21. KOZLU, H., 1987. Misis-Andırın Dolaylarının Stratigrafisi ve Yapısal Evrimi, Türkiye Petrol Kongresi, 7, 104-117.
22. LOMNITZ, C., 1974. Global Tectonics and Earthquake Risk, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
23. LOMNITZ, C., and EPSTEIN, B., 1966. A Model for Occurrences of Large Earthquakes, Nature, 211.
24. MILLER, I., 1995, Statistical Methods for Quality, 301-319, New Jersey.
25. OLIVEIRA, C.S., 1974. Seismic Risk Analysis, Univ. of California, Report No. EERC 74-1, Berkeley.
26. RIKITAKE, T., 1974. Probability of Earthquake Occurrence As Estimated from Crustal Strain, Tectonophysics, 23, 299-312, Tokyo.
27. RIKITAKE, T., 1976. Reoccurrence of Great Earthquakes at Subduction Zones, Tectonophysics, 35, 335-362. Tokyo.
28. SHAH, H.C. and MOVASSATE, M., 1975. Seismic Risk Analysis of California State Water Project, Proc. of Fifth European Conf. on Earthquake Engineering 2(10), 156, İstanbul.
29. SOYSAL, H., SİPAHIOĞLU, S., KOLÇAK, D., ALTINOK, Y., 1981. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu, Tübitak.
30. SPIEGEL, R.M., 1974. Advanced Calculus, Mc Graw Hill, Inc., 285-286, London.

31. STEPP, J.C., 1972. Analysis of Completeness of Earthquake Sample in the Puget Sound Area and its Effect on Statistical Estimates of Earthquake Hazard, Proc. Intern. Conf. Microzonation, 897-909, Seattle.
32. TEZCAN, S., 1988. Yıllık Maksimumlar Metodu ile Risk Analizi, Deprem Araştırma Bülteni, 62, 52-58, Ankara.
33. ÜÇER, S.B., 1990. Marmara Bölgesinin Deprem Etkinliği ve Aktif Tektonikle İlişkisi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İstanbul.



İZMİR NOKSİN YERLİK
DOKÜMANLAMA MERKEZİ
T.C. YERLİK NOKSİN KURULU

ÖZGEÇMİŞ

1973 yılında Kastamonu Tosya'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini Kastamonu Daday'da tamamladıktan sonra lise öğrenimini Ankara Anadolu Meteoroloji Meslek Lisesi'nde tamamladı. 1991 yılında Meteoroloji teknisyeni olarak Muş ve İnebolu' da görev yaptı. 1992 yılında Kocaeli'ye tayin oldu. Aynı yıl girdiği Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 1996 yılında mezun oldu. Halen Kocaeli Meteoroloji İstasyon Müdürlüğünde mühendis olarak çalışmaktadır.

