



**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ZAMAN VE MAGNİTÜD KESTİRİLEBİLİR MODEL İLE TÜRKİYE'DE UZUN DÖNEM
DEPREM KESTİRİMİ**

Yeşim NİYAZOĞLU AYDIN

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünce
"JEOFİZİK YÜKSEK MÜHENDİSİ"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 12 / 06 / 2016

Tezin Savunma Tarihi : 03 / 06 / 2016

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Nilgün SAYIL

Trabzon 2016

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
Yeşim NİYAZOĞLU AYDIN tarafından hazırlanan

**ZAMAN VE MAGNİTÜD KESTİRİLEBİLİR MODEL İLE TÜRKİYE'DE UZUN DÖNEM
DEPREM KESTİRİMİ**

**başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 10 / 05 / 2016 gün ve 1652 sayılı
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda
YÜKSEK LİSANS TEZİ
olarak kabul edilmiştir.**

Jüri Üyeleri

Başkan : Prof. Dr. Nilgün SAYIL

Üye : Yrd. Doç. Dr. Ali ELMAS

Üye : Yrd. Doç. Dr. Berna TUNÇ

.....
.....
.....

Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ

Enstitü Müdürü

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Programında yapılmıştır.

Bu çalışmada, bölgesel zaman ve magnitüd kestirilebilir model tanımlanmış ve Türkiye’de oluşan büyük depremlerin tekrarlanma aralıklarının kestirilmesi için, belirli sismolojik ve jeomorfolojik özelliklere dayanarak bölge sismojenik kaynaklara ayrılmış ve her bir kaynak için bölgesel zaman ve magnitüd-kestirilebilir model uygulanmıştır.

Tez çalışmamın başından sonuna kadar her türlü desteğini ve hoşgörüsünü esirgemeyen ve danışmanlığımı üstlenen Prof. Dr. Nilgün SAYIL’a yardımlarından dolayı içtenlikle teşekkür ederim. Ayrıca, bu çalışmada bilgi ve birikimlerinden yararlandığım K.T.Ü Jeofizik Mühendisliği araştırma görevlisi arkadaşlarıma da teşekkür ederim. Son olarak maddi ve manevi yardımlarını esirgemeyen aileme ve eşime de sonsuz teşekkürler.

Yeşim NİYAZOĞLU AYDIN

Trabzon 2016

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum “ZAMAN VE MAGNİTÜD KESTİRİLEBİLİR MODEL İLE TÜRKİYE’DE UZUN DÖNEM DEPREM KESTİRİMİ” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Prof. Dr. Nilgün SAYIL ‘ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri/örnekleri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 03/06/2016

Yeşim NİYAZOĞLU AYDIN

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ	IV
İÇİNDEKİLER	V
ÖZET	VII
SUMMARY	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ	IX
TABLolar DİZİNİ	XI
SEMBOLLER DİZİNİ	XII
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş	1
1.2. Amaç	4
1.3. Kapsam	4
2. TÜRKİYE’NİN DEPREMSELLİĞİ	6
2.1. Türkiye ve Yakın Çevresinde 1900-2015 Yılları Arasında Sismik Etkinlikteki Uzun Süreli Değişimler	8
2.2. 1900-2015 Dönemi İçerisinde Hasar Yapıcı ve Yüzey Kırığı Oluşturan Depremlerin Ana Tektonik Bölgelere Göre Dağılımları	12
2.3. 1900-2015 Yılları Arasında Yıkıcı ve Yüzey Kırığı Oluşturmuş Depremlerin Yer-Zaman Boyutunda Dağılımları	14
2.4. Türkiye’deki Ana Tektonik Bölgelerde Oluşmuş Depremlerin Yer-Zaman Boyutundaki Dağılımları	14
2.4.1. Kuzey Anadolu Fayı (KAFZ)	15
2.4.2. Doğu Anadolu Fayı (DAFZ)	20
2.4.3. Ege Graben Sistemi (Batı Anadolu Genişleme Bölgesi)	23
2.4.4. Ege-Kıbrıs Yayı	27
2.4.5. Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi	29
2.4.6. Orta Anadolu Ova Bölgesi	33
3. MATERYAL VE YÖNTEM	36
3.1. Depremlerin Oluş Nedeni	36
3.2. Deprem Oluşum Modelleri	38
3.2.1. Gutenberg-Richter Yöntemi	38

3.2.2. Gumbel Yöntemi (Fisher – Tippett Tip-1, Yıllık Maksimum Değerler Metodu)	40
3.2.3. Poisson Yöntemi	43
3.2.4. Weibull Yöntemi (Fisher-Tippet Tip-III Yöntemi)	46
3.2.5. Markov Modeli	48
3.3. Deprem Kestirimi İçin Kuramsal Modeller.....	48
3.3.1. Zaman ve Magnitüd Kestirilebilir Yöntemin Aşamaları.....	50
4. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	60
4.1. Sismojenik Kaynakların Belirlenmesi	60
4.2. Verilerin Homojenliği ve Tamlığının Sağlanması	61
4.3. Sismojenik Kaynaklar İçin Sismik Moment Oranlarının Belirlenmesi.....	63
4.4. Verilerin Kümelenmesi	76
4.5. Model Parametrelerinin Belirlenmesi	77
5. BULGULAR	97
5.1. Belirlenen Model Temel Alınarak Olasılıkların Hesaplanması	100
6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	103
7. KAYNAKLAR	107
ÖZGEÇMİŞ	

ÖZET

**ZAMAN VE MAGNİTÜD KESTİRİLEBİLİR MODEL İLE TÜRKİYE’DE UZUN
DÖNEM DEPREM KESTİRİMİ**

Yeşim NİYAZOĞLU AYDIN

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Prof. Dr. Nilgün SAYIL
2016, 115 Sayfa

Türkiye’de oluşan büyük depremlerin tekrarlanma aralıklarının kestirilmesi için, 36-42° K ile 25-45° D koordinatları ile sınırlanan bu bölge belirli sismolojik ve jeomorfolojik özelliklere dayanarak otuzüç sismojenik kaynağa ayrılmış ve her bir kaynak için bölgesel zaman ve magnitüd-kestirilebilir model uygulanmıştır. Çözümlemelerde 2015 yılına kadar olan aletsel dönem verileri ($M_s \geq 5.5$) ile 1900 öncesi tarihsel döneme ait veriler ($M_s \geq 7.0$) kullanılmıştır. Ana şokların magnitüdüleri ve tekrarlanma zamanları aşağıdaki ilişkilerin belirlenmesinde kullanılmıştır.

$$\log T_t = 0.37 M_{\min} + 0.19 M_p - 0.14 \log M_0 + 1.39$$

$$M_f = 0.72 M_{\min} - 0.01 M_p + 0.31 \log M_0 - 5.44$$

Burada T_t yıl olarak hesaplanan olaylar arasında geçen zaman, $M_{\min}$ ele alınan en küçük ana şokun magnitüdü, M_p önce olan ana şokun magnitüdü, M_f sonraki ana şokun magnitüdü ve $\dot{M}_0$ her bir kaynakta bir yılda açığa çıkan sismik momenttir. Birinci bağıntı için çoklu ilişki katsayısı ve standart sapma 0.69 ve 0.30 olarak hesaplanmıştır. İkinci bağıntı için karşılık gelen değerler sırasıyla 0.63 ve 0.43 dür. Yukarıdaki ilk bağıntıdan son ana şokun oluş zamanı ve magnitüdü dikkate alınarak gelecek 50 yıllık sürede onar yıllık aralıklarla tüm kaynaklarda 6.0 ve 7.0 magnitütündeki depremlerin oluşma olasılıkları $P(\Delta t)$ ve ikinci bağıntıdan ise beklenen ana şokun magnitüdü hesaplanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Uzun dönem deprem kestirimi, Magnitüd, Tekrarlanma zamanı, Türkiye

Master Thesis

SUMMARY

LONG-TERM EARTHQUAKE PREDICTION in TURKEY with THE TIME –and MAGNITUDE-PREDICTABLE MODEL

Yeşim NİYAZOĞLU AYDIN

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geophysical Engineering Graduate Program
Supervisor: Prof.Dr Nilgün SAYIL
2016, 115 Pages

In order to estimate the recurrence intervals for large earthquakes occurring in Turkey, this region enclosed within the coordinates of 36°–42°N, 25°–45°E has been separated into thirty three seismogenic sources on the basis of certain seismological and geomorphological criteria, and a regional time- and magnitude-predictable model has been applied for these sources. The data belonging to both the instrumental period ($M_S \geq 5.5$) until 2015 and the historical period ($I_0 \geq 9.0$ corresponding to $M_S \geq 7.0$) before 1900 have been used in the analysis. The interevent times as well as the magnitudes of the main shocks have been used to determine the following relations:

$$\log T_t = 0.37 M_{\min} + 0.19 M_p - 0.14 \log M_0 + 1.39$$

$$M_f = 0.72 M_{\min} - 0.01 M_p + 0.31 \log M_0 - 5.44$$

Where T_t is the interevent time, $M_{\min}$ is the surface wave magnitude of the smallest main shock considered, M_p is the magnitude of the preceding main shock, M_f is magnitude of the following main shock, and M_0 is the released seismic moment per year in each source. Multiple correlation coefficient and standard deviation have been computed as 0.69 and 0.30, respectively for the first relation. The corresponding values for the second relation are 0.63 and 0.43, respectively. On the basis of the first one of the relations above and taking into account the occurrence time and magnitude of the last main shock, the probabilities of occurrence $P(\Delta t)$ of main shocks in each seismogenic source with ten years intervals, the next 50 years for earthquakes with magnitudes equal 6.0 and 7.0 were determined. The second of these relations has been used to estimate the magnitude of the expected main shock.

Keywords: Long term earthquake prediction, Magnitude, interevent time, Turkey

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 2.1. Türkiye'nin başlıca tektonik yapıları (Koçyiğit, 2008; Ten Veen ve diğ., 2004, Altuncu, 2009)	7
Şekil 2.2. Türkiye ve çevresinin sismik aktivitesi (Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü)	8
Şekil 2.3. Türkiye'nin neotektonik dönemini şekillendiren ana yapılar ve bölgeler (Şengör, 1980)	15
Şekil 2.4. 1939 Depreminden sonra büyük depremlerin batıya göçü (Kalafat ve diğ., 2001) .	19
Şekil 2.5. Doğu Anadolu Fay Sistemi'ne ait sismik segmentlerin kırılma mekanizması ile ilgili süreçler (Demirtaş, 2011)	22
Şekil 2.6. Batı Anadolu'nun ana yapısal elemanları (Bozkurt, 2001)	24
Şekil 2.7. Doğu Anadolu bölgesinin ana yapısal elemanlarını gösteren basitleştirilmiş harita(Bozkurt, 2001)	30
Şekil 2.8. Batı Orta Anadolu'nun yakınlaştırılmış neotektonik haritası (Koçyiğit, 2003)	34
Şekil 3.1. Reid'in Elastik Rebound (yenilenme) Teorisine dayanarak bir fay civarındaki deformasyonun gelişimi ve zemin yer değiştirmesi. a) Başlangıç durumu. b) Zemine uygulanan bölgesel gerilme faydan uzakta gerilme deformasyonuna neden olur. c) Gerilme fayın direncini aştığı zaman fayın her iki tarafındaki zemini bunların deformasyon öncesi biçimine döndürecek şekilde yırtılma oluşur. d) Yer değiştirme fayın yakınında en büyüktür ve faydan uzaklaştıkça azalır	36
Şekil 3.2. Sabit bir yükleme hızı için fay gerilmesindeki değişikliklere dayalı deprem kestirim modelleri. Üstteki şekiller farklı kestirim modelleri için faydaki gerilme geçmişini göstermektedir. Altındaki şekillerdeki u, gerilme geçmişi ile ilişkili olarak faydaki kayma veya yer değiştirmedir (Shimazaki ve Nakata, 1980'den değiştirilerek alınmıştır)	49
Şekil 3.3. Ana şokun oluş zamanı ile ilişkili öncü ve artçı şokların sayısının (yıldaki şok sayısı) zamana göre değişimi (Papazachos ve diğ., 1997)	55
Şekil 3.4. Pasifik çevresindeki kuşakta yer alan kıtasal kırık sisteminin 274 sismojenik bölgesindeki ana şoklar için hesaplanan C_v değerlerinin frekans histogramı (Papazachos ve diğ., 1997)	47
Şekil 3.5. Z , μ ortalama ve σ standart sapmalı normal değişimdir. P , olasılık yoğunluk fonksiyonudur	49
Şekil 4.1. Sığ ana şokların episanırları (içi dolu daireler) ve belirlenen 33 karakteristik deprem kaynağı	61

Şekil 4.2. Tüm katalog kullanılarak belirlenen magnitüd dönüşüm bağıntıları. R ; ilişki katsayısı, σ ; standart sapma	62
Şekil 4.3. Her bir kaynak için tekrar kümelenendirme işleminden belirlenen ana şok (içi dolu daire), öncü ve artçı şoklar (içi boş daire).....	76
Şekil 5.1. Hesaplanan olay tekrarlanma zamanlarının (T^*) önceki ana şok magnitüdü (M_p) ile ilişkisi. σ , standart sapmayı göstermektedir.....	98
Şekil 5.2. Beklenen depremin magnitüdü (M_f^*) ile önceki ana şok magnitüd (M_p) arasındaki ilişki. σ , standart sapmayı göstermektedir	98
Şekil 5.3. Gözlenen tekrarlanma zamanının kuramsal olana göre frekans dağılımı	99
Şekil 5.4. Gözlenen ve hesaplanan sonraki magnitüdler arasındaki farkın frekans dağılımı ...	99



TABLÖLAR DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 2.1. Ana tektonik bölgelerdeki deprem sayıları	13
Tablo 2.2. Orta Anadolu Bölgesinde yer alan önemli diri faylar	33
Tablo 4.1. Türkiye ve çevresine ait tarihsel dönem deprem kataloglarından bazıları	62
Tablo 4.2. Aletsel dönem için kataloglarından yararlanılan deprem veri merkezleri	63
Tablo 4.3. Her kaynak için kullanılan temel parametre bilgileri. Birinci kolonda her kaynağın numarası ve adı, diğer kolonlarda Gutenberg-Richter ilişkisine ait sabitler, maksimum magnitüd ve moment oranının logaritması verilmektedir ..	64
Tablo 4.4. Her kaynak için kullanılan deprem bilgileri. Birinci kolonda her kaynağın numarası ve adı, ikinci kolonda bu bölgelerde tanımlanan magnitüd aralıkları için belirlenen tamlik yılları, diğer kolonlarda bu depremlerin parametreleri verilmektedir	65
Tablo 4.5. Deneysel ilişkinin parametrelerini hesaplamada kullanılan veriler	77
Tablo 5.1. 33 sismojenik kaynaktan gelecek 50 yıl süresince kuvvetli ($M_{min} \geq 6.0$) depremlerin oluşma olasılıkları, $P_{\Delta t}$ ve beklenen magnitüd (M_f) değerleri	100
Tablo 5.2. 33 sismojenik kaynaktan gelecek 50 yıl süresince büyük ($M_{min} \geq 7.0$) depremlerin oluşma olasılıkları, $P_{\Delta t}$ ve beklenen magnitüd (M_f) değerleri	102

SEMBOLLER DİZİNİ

M	: Deprem magnitüdü
M_s	: Yüzey dalgası magnitüdü
M_b	: Cisim dalgası magnitüdü
$M_{\max}$	: En büyük deprem magnitüdü
$M_{\min}$	: Minimum magnitüd
M_L	: Yerel magnitüd
M_D	: Süre magnitüdü
M_f	: Beklenen deprem magnitüdü
$\dot{M}_0$	: Sismik moment oranı (yıllık)
N	: Magnitüdü M veya daha büyük magnitüdü depremlerin sayısı
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
BBZ	: Bitlis Bindirma Zonu
a	: Gutenberg-Richter Magnitüd –frekans ilişkisi regresyon katsayısı
b	: Gutenberg-Richter Magnitüd –frekans ilişkisi regresyon katsayısı
σ	: Standart sapma
R	: İlişki katsayısı
α	: Gumbel dağılımı için Regresyon katsayısı
β	: Gumbel dağılımı için Regresyon katsayısı
%	: Yüzdelik değer
m	: metre
km	: kilometre
log	: logaritma
ln	: Doğal logaritma
vd	: ve diğerleri

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Deprem araştırmalarında mevcut verilerle bir bölgenin depremselliği, istatistiksel yaklaşımlar kullanılarak belirlenmeye çalışılır. Böylece bir bölgenin deprem aktivitesi ve oluşabilecek depremler hakkında bilgi elde edebilmek mümkün hale gelebilmektedir. Depremsellikte depremlerin oluşumlarının uzay ve zaman içerisindeki dağılımı ile ilgili problemler incelenir. Bu inceleme sismotektonik haritaların hazırlanmasına ve deprem parametrelerinin çözülmesine imkân sağlamaktadır.

İlk depremsellik çalışmaları büyük bir olasılıkla Oldham ve Montessus de Ballora tarafından 1911’lerde yapılmıştır (Puncaru, 1975; Richter, 1958). Bu araştırmacılar depremlerin tarihsel oluşumlarını, depremlerin zaman ve uzay içerisindeki büyüklüklerini belirten episantr haritaları ile ifade etmişlerdir. Tarihsel açıdan depremsellik ile ilgili araştırmalar üç ana yönde gelişmiştir;

1. Benioff (1951) tarafından başlatılan streyn (gerilme) boşalımı ve bununla ilgili olarak ortaya çıkan “tektonik akı” (St. Amand, 1956) kavramının depremselliğinin tanımlanmasında kullanımı.
2. Depremlerden açığa çıkan birim alan zamana denk toplam sismik enerjinin depremselliğinin tanımlanmasında kullanımı (Bath, 1956). Daha sonraları Ulman ve Maaz (1966) deprem enerjisi kullanarak depremselliğin farklı bir tanımını vermiştir.
3. Depremlerde magnitüd-frekans bağıntılarının incelenmesi (Gutenberg ve Richter, 1954). Buna paralel olarak daha sonraları depremlerde enerji-frekans bağıntıları incelenmiştir (Riznichenko, 1958).

Yukarıda söz edilen yaklaşımların her birinin pratik uygulaması için kendilerine özgü yöntemleri vardır. Bununla birlikte bu yaklaşımlardan her biri depremselliği ancak belirli bir ölçüde yansıtabilir. Bu yaklaşımlarda deprem oluşumunun fiziği ile ilgili bazı parametreler hesaplanabilir.

Depremlerde magnitüd-frekans bağıntıları deprem oluşumunun fiziği ile doğrudan ilişkisi nedeniyle (Mogi, 1962) depremsellik çalışmalarında çok önemli yer tutar ve

depremselliğin tanımlanmasında başarılı olarak kullanılabilmektedir. Bir bölgenin depremselliğini ortaya çıkarmak için en yaygın olarak kullanılan yöntemlerden birisi Gutenberg-Richter ilişkisi olarak da bilinen magnitüd-frekans bağıntılarıdır. Bu bağıntılar değişik bölge ve değişik zaman aralıkları için a ve b katsayılarının belirlenmesinde kullanılmaktadır.

Bu çalışmalardan sonra depremsellik ve deprem kestirimi üzerine araştırmalar süratle ilerlemiş ve deprem hakkında bilgilerimizde büyük ilerlemeler kaydedilmiştir. Richter magnitüd ölçeğinin ortaya konulmasıyla magnitüd ile enerji arasında bir ilişki kurulması olasılığı ortaya çıkmış ve depremsellik çalışmalarında önemli aşama elde edilmiştir. Depremselliğin daha iyi tanımlanabilmesi için bazı görüşler geliştirilmiştir. Özellikle Aki (1968) depremselliği, yer içerisinde depremleri oluşturan süreçler olarak tanımlar ve sismograf kayıtlarından saptanabileceğini öne sürer. Kaila ve diğ. (1972) ise verilen bir dönem için tanımlanan depremsellik ile daha geniş anlamdaki uzun dönem (gelecekte beklenen deprem dahil) için tanımlanan depremsellik arasında bir ayırım yapılması gerektiğine işaret eder. Riznichenko (1959) depremsellik çalışmalarında “sismik rejim” kavramını ortaya atmıştır. ‘Sismik rejim’ uzay ve zaman içerisinde göz önüne alınan farklı büyüklüklerdeki depremlerin tümü olarak tanımlanır. Bu yaklaşımları dikkate alarak Purcaru (1975) depremselliği uzay ve zaman içerisindeki tüm depremlerin oluşumu ve etkilerini açıklayan genel olay olarak tanımlamıştır. Buna göre depremsellik deprem olaylarını ve bunların etkilerini içeren sismik alanın tamamıdır.

Deprem kestirimi çalışmaları kısa ve uzun dönem kestirimi olmak üzere iki grupta toplanabilir. Kısa dönem kestirim yaygın bir şekilde yerleştirilmiş birçok istasyonda yerinin bazı fiziksel parametrelerinin (sismik dalga hızı, rezistivite, gravite, manyetik özellikler, vb.) sürekli gözlemine ve deprem anından kısa bir zaman önce (birkaç dakika, saat, gün veya hafta) bu parametrelerdeki ani değişimlerin belirlenmesine dayanır. Uzun dönem kestirimi ise büyük bir depremden sonra tekrar büyük bir depremin meydana geldiği hiposantır bölgesinde sismik aktivitedeki değişimleri tanımlayan bir modelin oluşturulmasına dayanır.

Son yıllarda sismik risk tahmini için kullanılan deprem oluşum modellerinin çoğu Poisson (Cornell, 1968, Caputo, 1974, Shah ve Movassate, 1975) veya diğer bağımsız dağılımları kabul etmelerine rağmen son çalışmalar birçok bölgede büyük depremlerin zamana bağlı olduğunu göstermiştir (Bufe ve diğ., 1977, Shimazaki ve Nakata, 1980, Sykes ve Quittmeyer, 1981, Papazachos, 1989). İki tür zaman bağımlı model ileri sürülmüştür: bir sismojenik kaynaktan gelecekte olması beklenen depremin büyüklüğünün (kosismik kayma, magnitüd) son depremden beri geçen zamana bağlı olduğunu ifade eden kayma kestirilebilir model ve gelecekte olması beklenen depremin oluş zamanının sismojenik kaynaktaki son depremin oluş zamanına ve büyüklüğüne bağlı olduğunu ifade eden zaman kestirilebilir model. Yani zaman kestirilebilir model ile gelecekte olması beklenen depremin oluş zamanı, kayma kestirilebilir model ile de depremin büyüklüğü kestirilebilir. Diğer bağımsız verilere ilave olarak önceki araştırmaların çoğu zaman kestirilebilir modeli desteklemektedir (Mogi, 1981, Karakaisis ve diğ., 1991). Ayrı faylarda büyük depremlerin oluşumu için uzun dönem olasılık hesaplamasında zaman bağımlı modeller kayma kestirilebilir modellerle karşılaştırıldığında daha kabul edilebilir görünmektedir (Astiz ve Kanamori, 1984, Wesnousky ve diğ., 1984, Nishenko ve Buland, 1987).

Daha yakın zamanda Papazachos (1989, 1992)'un tanımladığı ve Papazachos ve Papaioannou (1993) tarafından geliştirilen zaman ve magnitüd kestirilebilir model ilk kez Ege ve çevresinin sismojenik bölgelerine daha sonra kıtasal kırık sisteminin hemen hemen tüm bölgelerine uygulanmış ve test edilmiştir (Karakaisis, 1993, 1994a,b, 2000, Panagiotopoulos, 1993, 1994, 1995, Papadimitriou ve Papazachos, 1994, Papazachos ve diğ., 1994a,b,c, 1997a,b). Modelin özü, bir sismojenik bölgede gelecekte olması beklenen şokun magnitüdünün (M_f) ve olay ara zamanının (tekrarlanma zamanı, T_i), o bölgede göz önüne alınan en küçük ana şokun magnitüdüne (M_{min}), son ana şokun magnitüdüne (M_p) ve yıllık sismik moment oranına ($\dot{M}_0$) bağlı olmasıdır. Zaman ve magnitüd kestirilebilir modelin sadece bir fay için değil aynı zamanda ayrı levha sınırları için de geçerli olması ve gelecekte olması beklenen ana şokun zamanının önce olan ana şokun kaymasıyla ilişkili olmaması, bu modelin Shimazaki ve Nakata (1980)'nın tanımladığı zaman kestirilebilir ve kayma kestirilebilir modellerden açık bir şekilde farklı olduğunu göstermektedir.

1.2. Amaç

Deprem kestirimi depremlerin zararlarını en aza indirmek için yapılan çalışmalar arasında önemli bir yer tutar. Uzun dönem kestirimde istatistik yöntemler uygulanır. Belirli bir bölgede büyük depremlerin tekrarlanma aralığının düzenli oluşu büyük depremlerin istatistiksel kestirimi için kullanılmaktadır. Böyle depremler aynı yerde tekrarlı olarak oluşmakta, ancak bu olaylar arasındaki zaman aralığı bölgeden bölgeye değişmektedir. Bu değişim sadece levha hareketinin oranına değil aynı zamanda yatay yöndeki yırtılma uzunluğu, aşağıya dalımın genişliği ve levha sınırının dalımı gibi diğer faktörlere de bağlıdır (Kelleher ve diğ., 1974, Acharya, 1979). Bu aralıklar büyük levha arası depremler için birkaç ondan birkaç yüzyıla ve levha içi depremler için birkaç yüzden birkaç bin yıla kadar değişmektedir. Sonuç olarak, büyük bir depremden sonra tekrar büyük bir depremin meydana geldiği hiposantır bölgesinde (veya yakınında) sismik aktivitedeki değişimleri tanımlayan belirli bir model varsa bu bölgede sismik aktivitenin akışını incelemekle sonraki deprem oluşumunun uzun dönem kestirimi için bir yol sağlayacaktır.

Bu çalışmanın amacı, Anadolu ve çevresini içine alan 36-42° K enlemleri ile 25-45° D boylamları arasındaki bölgede belirlenen 33 sismojenik kaynağa zaman ve magnitüd kestirilebilir modeli uygulayarak, her bir kaynak için gelecek 50 yıl içinde onar yıllık aralıklar da olması beklenen ana şokun magnitüdünü ve tekrarlanma periyodunu bulmaktır. Yapılan bu çalışmadan elde edilen sonuçların Türkiye'nin depremselliğinin belirlenmesine katkı sağlayacağı beklenmektedir.

1.3. Kapsam

Birinci bölümde amaç, kapsam, materyal olacak şekilde ayrıca depremlerin nasıl ve neden oluştuğu, ülkemizde ve dünyadaki deprem kuşakları hakkında kısaca bilgi verilmiştir.

Çalışmanın ikinci bölümünde inceleme bölgesi olan Türkiye ve çevresinin tarihsel ve alelsel dönem içerisindeki depremselliği hakkında kısaca bilgi verilmektedir.

Çalışmanın üçüncü bölümünde tezin konusunu oluşturan zaman ve magnitüd kestirilebilir yöntemin tanımlanması ve uygulanması yer almaktadır.

Çalışmanın dördüncü bölümünde Türkiye'nin depremselliğinin araştırılmasında bölge 33 sismojenik kaynağa ayrılarak zaman ve magnitüd kestirilebilir yöntem uygulanılmıştır.

Sonraki bölümlerde uygulanan zaman ve magnitüd kestirilebilir yöntemden elde edilen sonuçlar, tartışma, öneriler kısmı yer almaktadır.

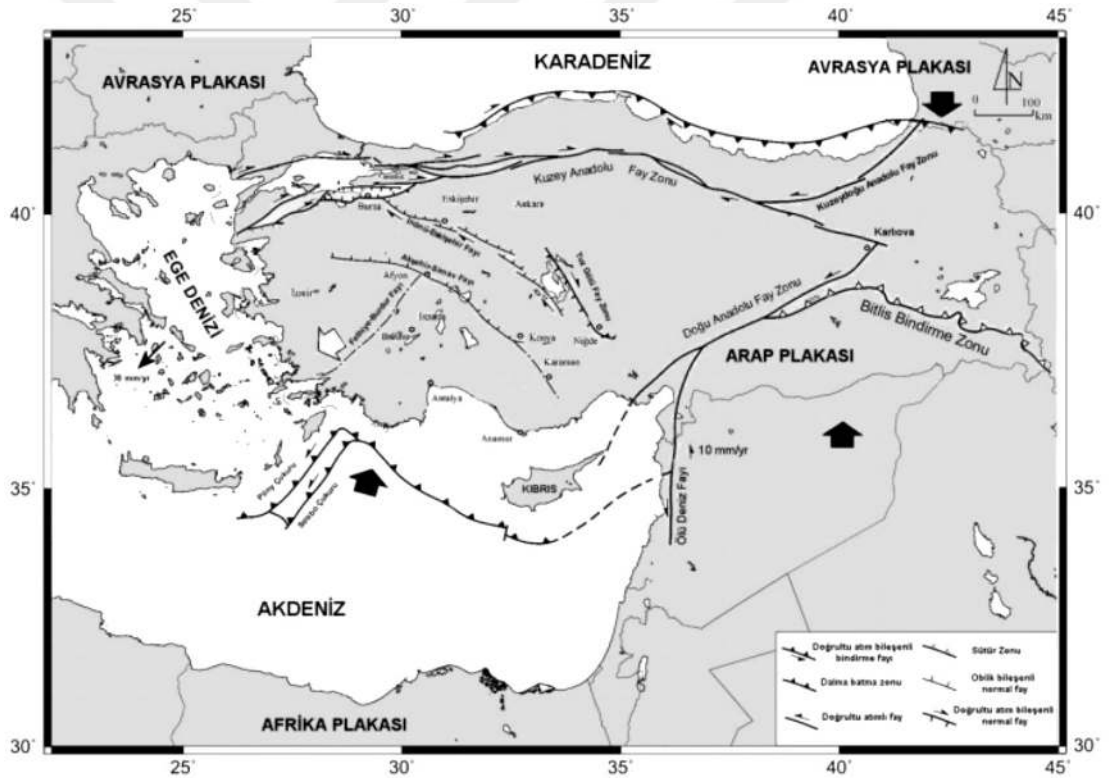


2. TÜRKİYE’NİN DEPREMSELLİĞİ

Anadolu ve yakın çevresi dünyadaki en aktif bölgelerden biri olarak bilinen Alp-Himalaya Kuşağının en hareketli kısmında yer almaktadır. Bu bölgede tarih boyunca büyük depremler yaşanmıştır. Özellikle Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Bitlis Bindirme Zonu (BBZ) ve Batı Anadolu’daki grabenlerin aktif oldukları uzun süredir bilinmektedir. KAFZ üzerinde yakın zamanda meydana gelen 17 Ağustos 1999 Kocaeli ($M_S=7.8$) ve 12 Kasım 1999 Düzce ($M_S=7.5$) depremleri bu bölgenin depremselliği ile ilgili çalışmaların önemini artırmıştır. Bu bölge ile ilgili yapılan çalışmalardan bazıları şunlardır; Canitez (1972), yeni kabuk hareketlerine ilişkin çalışmalar yapmış ve KAFZ’i incelemiştir. Alptekin (1978), Türkiye ve çevresindeki depremlerde magnitüd-frekans bağıntıları ve deformasyon boşalımını incelemek amacıyla Türkiye ve çevresini 14 bölgeye ayırmış ve çeşitli yöntemler kullanarak magnitüd frekans bağıntılarını hesaplamıştır. Osmaňahin(1983), Güneydoğu Anadolu, Özer (1983), KAFZ’un doğu kesiminin, Ekşi (1983), Kuzey Anadolu ve Kafkasya bölgesinin depremselliğini araştırmışlar ve magnitüd-frekans bağıntıları ile birlikte çeşitli depremler için odak mekanizması çözümleri belirlemişlerdir. Altınok (1984), KAFZ un, Ulutaş ve diğ. (2000), Çukurova bölgesinin, Sayıl ve Osmaňahin (2003a), Doğu Anadolu bölgesinin deprem tehlikesini araştırmışlardır. Papazachos ve diğ. (1997), Alp-Himalaya kuşağını 149 sismojenik bölgeye ayırarak bölgesel zaman ve magnitüd kestirilebilir model tanımlamışlardır. Sayıl ve Osmaňahin (2003b ve 2004), Doğu Anadolu’da ve Marmara Bölgesinde uzun-dönem deprem kestirimi için zaman ve magnitüd kestirilebilir modeli uygulamışlardır.

Alp-Himalaya deprem kuşağında yer alan ülkemizde olan depremler, Atlantik Okyanus ortası sırtının iki tarafa doğru yayılmasına bağılı olarak Afrika-Arabistan levhalarının kuzey-kuzeydoğuya doğru hareket etmeleriyle ilişkilidir. Ayrıca, Kızıldeniz’in uzun eksenini boyunca bugün de devam eden deniz tabanı yayılması nedeni ile Arabistan levhası kuzeye doğru itilmekte ve Avrasya levhasının altına doğru dalmaya zorlanmaktadır. Bu zorlanma ile Arabistan levhası ile Avrasya kıtası arasında kalan Doğu Anadolu bölgesinde yoğun sıkışma etkisi oluşmaktadır (Şekil 2.1).

KAFZ ve DAFZ gibi belli başlı büyük kırıkları harekete geçiren bu sıkışma milyonlarca yıldır devam etmekte günümüzde de yaşadığımız depremlerin ana nedenini oluşturmaktadır. KAFZ, 1400-1500 km uzunluğunda bir faydır. KAFZ ile DAFZ arasında kalan Anadolu levhası yılda 13-27 mm hızla batıya doğru hareket etmekte ve en batıda ise sola doğru kıvrılarak Girit dalma-batma bölgesine doğru ilerlemektedir. Arabistan levhasının kuzeye doğru ilerlemesi ile Atlas Okyanusu ve Akdeniz'i Hint okyanusuna bağlayan eski bir okyanus yok olmaya başlamış ve böylece Arabistan kıtası ile Avrasya kıtası birbirleri ile çarpışma sürecine girmiştir. Anadolu bu çarpışma zonu üzerinde bulunmaktadır. Çarpışma sırasında Anadolu'nun doğusunda kıta kabuğu kalınlaşmış olup bu kalınlaşma halen de devam etmektedir. Bu sayede Doğu Anadolu birkaç milyon yıldır yaklaşık 2000 m yükselmiştir.

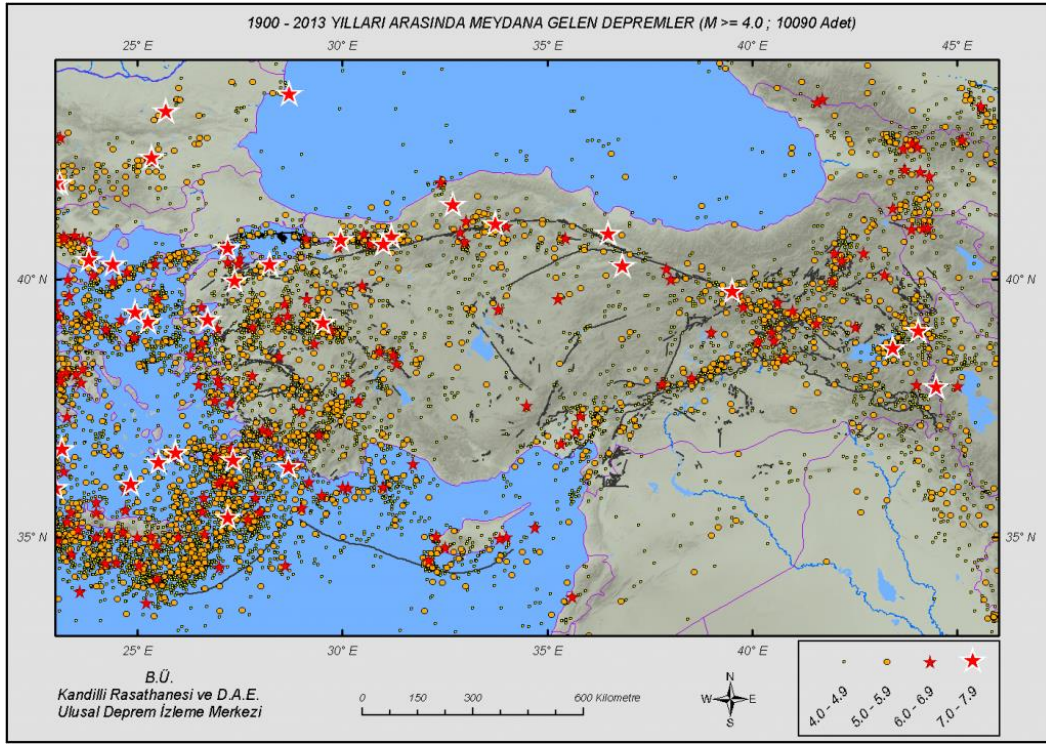


Şekil 2.1. Türkiye'nin başlıca tektonik yapıları (Koçyiğit, 2008; Ten Veen ve diğ., 2004; Altuncu, 2009).

Günümüzden yaklaşık 5 milyon yıl önce KAFZ ile DAFZ Karlıova'da birleşmiş olup Anadolu levhası da 100 yılda 2 metre kuzeye doğru ilerleyen Arabistan levhasının sıkıştırması sonucunda o tarihten beri batıya doğru kaymaktadır. Anadolu levhasının batıya

hareketi, Yunanistan-Ege coğrafyasındaki yer kabuğu tarafından engellenmeye çalışılmaktadır. Bu engelleme Batı Anadolu'da genişlemelere yol açmakta ve bu bölgede graben ve horst adı verilen çöküntü ve yükselti alanları oluşmaktadır.

Afrika levhasının kuzeyindeki, Akdeniz'in tabanındaki kalıntı okyanusal kabuk yaklaşık 15 milyon yıl önce Girit Adası'nın güneyinde, Avrasya levhasının altına dalmaya başlamış, dalan bölüm Manto içinde ergiyerek magmaya dönüşmüş ve bu magma tekrar yükselerek Ege Denizi'ndeki volkanik ada yayı kuşağını oluşturmuştur. Anadolu levhasındaki yaşanan bu süreç beraberinde de birçok fayın gelişmesine ve buna bağlı olarak da depremlerin oluşmasına neden olmaktadır (Şekil 2.2).



Şekil 2.2. Türkiye ve çevresinin sismik aktivitesi (Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü)

2.1. Türkiye ve Yakın Çevresinde 1900-2015 Yılları Arasında Sismik Etkinlikteki Uzun Süreli Değişimler

Sismik etkinliğin uzun süre içerisinde nasıl değiştiğini anlamak ve depremlerin uzun süreli tahminlerine bir yaklaşımda bulunmak amacıyla 1900-2015 yılları arasında meydana gelmiş magnitüdü $M_s \geq 5.5$ olan depremlerin 20 yıllık dönemler içerisindeki dağılımları incelenmiştir.

1900-1920 yılları arasındaki ilk dönem içerisinde, ana tektonik bölgelerin belirli yerlerinde birkaç deprem görülmektedir. Bu dönem içerisinde, 1939-1967 deprem serisinde kırılacak olan KAFZ un uzun segmentlerinde suskun bir dönem gözlenmektedir. Bu dönem, bu deprem serisinin bir hazırlık evresini temsil etmektedir.

1921-1940 yılları arasındaki ikinci dönemde, KAFZ un doğu kesimi oldukça aktif bir dönem içerisine girmektedir. 26 Aralık 1939 tarihinde Türkiye'nin en büyük depremi olan Erzincan Depremi ($M_s=7.9$) meydana gelmiştir. Bu depremde Erzincan'dan başlayan ve Erbaa'ya kadar uzanan ve Amasya'ya doğru yönelen 360 km uzunluğunda bir kırık meydana gelmiştir (Ambraseys 1970, Ketin 1976). Kırığın Amasya'ya doğru yönelmesinde Erbaa-Niksar çek-ayır havzası, kırığın batıya doğru ilerlemesini önleyici bir geometrik bariyer görevi yapmıştır. Bu depremde yaklaşık 4.5msağ yönlü doğrultu atım gelişmiştir. Depremde 32962 kişi hayatını kaybetmiştir. Tarihsel kayıtlara göre (Ambraseys ve Finkel, 1988) bu hat üzerinde 1939 Erzincan depremine benzer en son deprem 1668 yılında meydana gelmiştir. Araştırmacılara göre 8.0 magnitudlü bu deprem Erzincan ile Bolu arasında 600 km uzunluğunda bir yüzey faylanması meydana getirmiştir. Her ne kadar tek bir deprem de 600km uzunluğunda bir kırık meydana getirdiği ileri sürülmüşse de bu kırığın tek bir depremden ziyade 1939-1967 deprem serisine benzer birkaç deprem tarafından meydana getirildiğini düşünülmektedir. 1939 depremi, 1939-1967 yılları arasında oluşmuş depremleri tetikleyici bir rol oynamıştır. Her ne kadar Dewey (1976) tarafından KAFZ'da batıya doğru bir göç olduğunu ileri sürmüşse de, bu bir göç etmeden daha çok fay boyunca biriken enerjinin belli bir zaman aralığı içerisinde depremlerin kümelenmesi ve enerjinin kısa bir zaman içerisinde hızlı bir şekilde boşalması olarak yorumlanabilir. Bu dönem içerisinde Ege-Kıbrıs Yayının kuzey kesiminde dalma-batma zonu boyunca sismik etkinlikte bariz bir artış olmuştur. Bunun yanında Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi içerisinde de bir önceki döneme göre depremlerde bir artış görülmüştür.

1941-1960 yılları arasındaki üçüncü dönemde, 1939 Erzincan depreminden sonra KAFZ'daki sismik etkinlik fayın batı bölümüne doğru bir kayma eğilimi göstermiştir. Bu dönem içerisinde KAFZ'da $M_s \geq 5.9$ olan hasar yapıcı ve yüzey faylanmalı 13 deprem meydana gelmiştir. Bu aralık içerisinde fayın yaklaşık 800km'lik bir bölümü kırılmıştır. Ayrıca bu dönem içerisinde sismik etkinlik Ege-Kıbrıs yay bölgesinden kuzeye Ege

Graben Sistemi içerisinde doğru kayma göstermiştir. Diğer yandan, Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesindeki sismik etkinlikte bir azalma olmuştur.

1961-1980 yılları arasındaki dördüncü dönemde KAFZ'un 800km'lik orta bölümünde tamamen sakin bir döneme girilmiştir. Sismik etkinlik, KAFZ'un her iki ucunda yoğunlaşmıştır. Ege Graben Sistemi içerisindeki etkinliğin güneyden kuzeye doğru kayması bu dönemde daha belirgin olarak gelişmiştir.

1981-2000 arasındaki beşinci dönemde, tüm Türkiye'de 1995 yılına kadar suskunluk dönemi hakim olmuştur. 1999 yılında Kocaeli ve Düzce'de meydana gelen iki büyük depremle ($M_S \geq 7.4$) KAFZ'un batı bölümünde yaklaşık 70km'lik kısım kırılmıştır. 17 Ağustos 1999 yılında Kocaeli depremi ($M_S=7.8$) ile birlikte 12 Kasım 1999 Düzce depremi ($M_S=7.5$) KAFZ üzerindeki hareketlerin batıya doğru kayma mekanizmasının devamını göstermektedir. Kocaeli depremi meydana geldiği sanayileşmiş ve nüfusu yoğun bir bölgeyi etkilemesi yüzünden büyük hasara yol açmıştır. 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi, karada İzmit körfezi ile Düzce güneybatısı arasında toplam olarak yaklaşık 120 km uzunluğunda bir yüzey kırığı meydana getirmiştir. Bu kırık üzerinde 4.2m ye varan sağ-yanal yer değiştirmeler meydana gelmiştir. Yapılan arazi çalışmaları, faylanmanın esas olarak sağa doğru sıçrama yapan segmentten oluştuğunu ve İzmit Körfezi ile Akyazı arasında kalan segmentin ana kırığı oluşturduğunu göstermektedir. 12 Kasım 1999 Düzce depremi, Düzce fayının hareketi sonucu oluşmuştur. Bu deprem, 17 Ağustos 1999'daki kırılmaların Düzce fayının doğu bölümünü tetiklemesi sonucu gelişmiştir. 73km uzunluğunda olan bu fayın 30km'lik batı bölümü Kocaeli depreminde kırılmış bulunuyordu. Düzce depremi ise bu fayın 43km uzunluğundaki doğu bölümünün kırılması sonucunda meydana gelmiştir. Bu deprem, 17 Ağustos 1999 depremine neden olan KAFZ'ın kuzey kolunu oluşturan fayların en doğusunda bulunan segmenti üzerinde gerçekleşmiştir.

2001-Günümüze kadar olan dönemde, 23 Ekim 2011 yılında Tabanlı-Van depremi ($M_S=7.2$) ve akabinde 9 Kasım 2011 yılında Edremit-Van depremleri ($M_S=5.6$) Doğu Anadolu'da yaklaşık 10 milyon yıldan beri devam eden K-G doğrultulu sıkışma rejimine bağlı olarak gelişen yapılar üzerinde meydana gelmiştir. Birçok sayıda artçı deprem meydana gelmiştir. Artçı sarsıntılardan en büyüğü ana depremin olduğu gün (23 Ekim) $M_S=5.7$ ve $M_S=6.0$ olarak kaydedildi. Kandilli Rasathanesi 60x20 km'lik bir yüzeyin kırıldığını rapor etmiştir. Deprem sırasında oluşan fay koluna ait sıkışma kökenli yüzey

deformasyonlarının belirgin bir yüzey kırığı oluşturacak şekilde gelişmemiş olması, yeni oluşan fayın geometrisi nedeniyle henüz yüzeye ulaşmadığı ve dolayısıyla gömülü fay niteliği taşıdığını göstermektedir. Jeolojik haritalama ve kinematik analiz verilerine göre, KKB-GGD eksenli sıkışma kuvvetleri etkisinde şekil değiştiren bölge; Tabanlı-Van depremini oluşturan DKD-BGB doğrultulu bindirme fay zonunun yanı sıra, KD-GB uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı faylar, KB-GD uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı faylar ve yaklaşık K-G doğrultulu normal faylarla simgelenen aktif tektonik bir yapıya sahiptir. Van ilinin depremselliği söz konusu aktif fay mekanizması içinde değerlendirilmelidir. Sıkışmanın devam etmesi durumunda, oluşan fay kolları yeryüzünü kestikten sonra, tektonik taşınma yönünde yeni fay kolları oluşturur ve yeryüzüne doğru ilerlemeye başlar. Bu tür gömülü fay zonları boyunca depremler meydana geldikçe, yeryüzünde kabarmalar ve çöküntüler oluşturacak şekilde yüzey deformasyonları gelişir. Söz konusu fay kolları, ana bindirme fayı üzerinde ilerleyerek yeni depremlerin oluşmasına neden olabilir. Van bölgesi tektonik açıdan oldukça hareketli bölge olup, tarih boyunca yıkıcı depremler üreten karmaşık fayların bulunduğu bir coğrafya üzerinde kurulmuştur.

Yukarıdaki 6 farklı dönem içerisinde, Doğu Anadolu fayının suskun olduğu gözlenmektedir. Bu dönem içerisinde, Doğu Anadolu fayı Kuzey Anadolu fayındaki 1939-1967 deprem serisinden önceki döneme benzer bir hazırlık evresine dereceli olarak girilmeye başlandığı düşünülmektedir. Ege-Kıbrıs yayının İskenderun Körfezi ile Antalya Körfezi arasındaki bölümünde de oldukça suskun bir dönem gözlenmektedir. KAFZ'nun 1980-Günümüz sismik aktivitesinde doğu ve batı kısımlarında artış olmuştur. Diğer yandan, Doğu Anadolu fayının Ermenistan'a doğru olan devamında belirgin bir aktivite artışı olmuştur.

Depremlerin yer-zaman içerisindeki dağılımları, ana tektonik bölgelerdeki deprem evrelerini ve deprem tekrarlanma aralıkları hakkında bir bilgi vermesi açısından oldukça faydalıdır. Örneğin KAFZ'daki sismik etkinliğin uzun süre içerisinde nasıl değiştiği ve kaç deprem evresi olduğu açık bir şekilde gözlenmektedir. KAFZ'da, "Depreme hazırlık-Deprem serisi-Deprem sonrası suskunluk ve Deprem serisi" olmak üzere dört evre görülmektedir. 1880-1920 yılları arasında depreme hazırlık evresi, 1920-1960 dönemi ana deprem serisi ve 1960-1995 yılları arası ise deprem sonrası suskunluk evresi olarak görülmektedir. Son evrede, yani günümüzde (1995-2015) KAFZ'un batı tarafında meydana gelen iki büyük depremle sismik etkinliğin yüksek olduğu açıkça görülmektedir.

Depremlerin yer-zaman grafiğinden KAFZ'un orta kesiminde en azından önümüzdeki yüzyıl içerisinde deprem riski oldukça az olduğu sonucunu çıkarabiliriz. Tarihsel deprem kayıtlarına göre de KAFZ'un orta bölümünde yüzey kırığı meydana getiren depremlerin ortalama tekrarlanma aralığı 150-200 yıl olarak belirtilmiştir. Bu fayın Mudurnu Vadisi segmenti üzerinde yapılan trenç çalışmaları sonuçları, bu segmentteki ortalama tekrarlanma aralığının 150 yıldan daha fazla olduğunu işaret etmektedir (Demirtaş, 1994 ve 1995). Aynı şekilde KAFZ'un Gerede, Erzincan, Suşehri ve Havza kesimlerinde yapılan çalışmalar da bu segmentlerdeki deprem tekrarlanma aralıklarının 200-250 yıl olduğu bulunmuştur (Okumura ve diğ., 1994).

1900 yılından itibaren günümüze doğru sismik etkinlik, Ege-Kıbrıs yayından kuzeye Ege graben sistemine doğru kaymıştır. Bu bölgede 1900-1920 yılları arasındaki evrede sismik etkinlikte göreceli bir artış, 1920-1960 yılları arasındaki evrede sismik etkinlikte önemli bir artış ve 1960-Günümüz arasında ise sismik etkinlikte göreceli bir azalma görülmektedir.

Diğer taraftan, KAFZ'un tersine 1900-1960 yılları arasındaki evrede DAFZ'da herhangi bir sismik etkinlik görülmemektedir. 1960-Günümüz arasında fay üzerinde sismik etkinlikte göreceli olarak bir artış görülmektedir. Bu evre, muhtemelen DAFZ'da önümüzdeki yüzyıl içerisinde oluşması olası bir deprem serisinin deprem hazırlık evresini temsil ettiği düşünülmektedir. Bu nedenle DAFZ, deprem riski açısından büyük bir potansiyel taşıdığı düşünülmektedir.

2.2. 1900-2015 Dönemi İçerisinde Hasar Yapıcı ve Yüzey Kırığı Oluşturan Depremlerin Ana Tektonik Bölgelere Göre Dağılımları

Paleosismolojik araştırmalar, fay segmentlerinin davranışlarının fayın tipine, geometrisine, yapısal ve jeolojik özelliklere bağlı olduklarını göstermiştir. Bu faktörler dikkate alınarak, Türkiye ve yakın civarında 1900-2015 yılları arasında, yıkıcı ve yüzey faylanması oluşturmuş depremlerin ($M_s \geq 5.5$) dışmerkez dağılımları, 7 ana tektonik bölge (Şengör ve diğ., 1985) altında incelenmiştir. Geçmiş yüzyıl içerisinde Türkiye ve yakın civarında hasar yapıcı ve yüzey faylanması meydana getirmiş toplam 134 tane deprem olmuştur. Depremlerin ana tektonik bölgelerdeki dağılımları Tablo 2.1'de verilmiştir:

Tablo 2.1. Ana tektonik bölgelerdeki deprem sayıları

Tektonik Bölge	Toplam deprem sayısı
Kuzey Anadolu Fayı	36
Doğu Anadolu Fayı	12
Ege Graben Sistemi	39
Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi	26
Ege –Kıbrıs Yayı	13
Orta Anadolu Ova Bölgesi	6
Kara Deniz Bölgesi	2

Tablo 2.1’de ana tektonik bölgelerde 1900-2015 yılları arasında olmuş depremlerin ($M_s \geq 5.5$) sayıları arasında önemli farklılıklar görülmektedir. Son yüzyıl içerisinde KAFZ, üç segmenti dışında bütün uzunluğu boyunca kırılmıştır. Diğer yandan DAFZ’da yalnızca 12 deprem ($M_s \geq 5.5$) meydana gelmiş ve bu yüzden gelecek yüzyıl içerisinde oldukça yüksek deprem potansiyeli taşıyan bir bölge niteliği taşımaktadır. Yine Ege-Kıbrıs Yayının, Antalya Körfezi ile İskenderun Körfezi arasında olmuş iki orta büyüklükteki deprem dışında herhangi bir deprem görünmemektedir. Ayrıca bu bölüm de üzerinde düşünülmesi gereken diğer bir potansiyel alanı oluşturmaktadır. Diğer yandan DAFZ’un Erzurum-Ardahan ve Ermenistan’a doğru olan uzantısı da önemli bir deprem riski taşımaktadır. Bu bölgenin kuzeydoğusunda en son büyük deprem Ermenistan sınırları içerisinde olmuş 1989 Spitak depremidir. Ege Graben bölgesinde sismik aktivite oldukça yoğun olarak görülürken, Orta Anadolu Ova bölgesi içerisinde önemli derecede uzunluklara sahip birkaç fay üzerinde herhangi bir sismik aktivitenin olmadığı belirgin bir şekilde göze çarpmaktadır.

2.3. 1900-2015 Yılları Arasında Yıkıcı ve Yüzey Kırığı Oluşturmuş Depremlerin Yer-Zaman Boyutunda Dağılımları

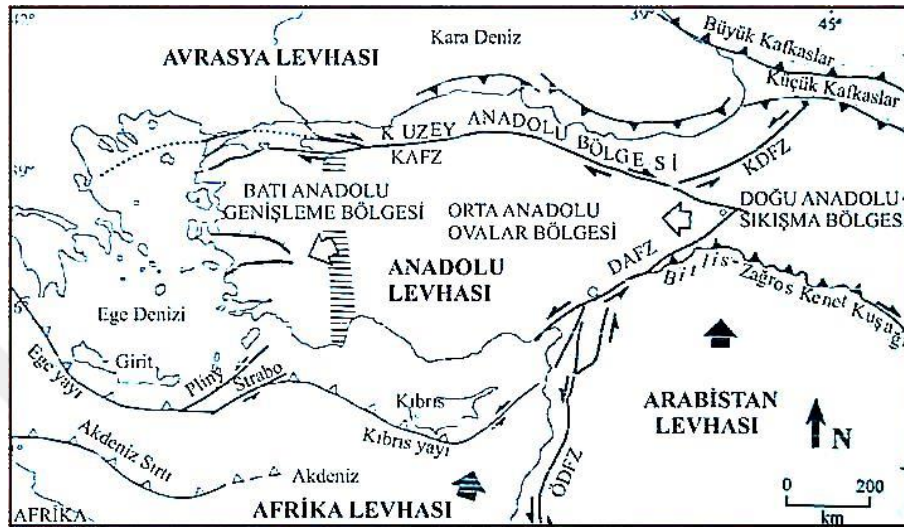
Faylar, geometrik ve mekanik olarak çeşitli ölçeklerde segmentlere ayrılırlar. Segmentler, uzun bir fayda tek bir deprem sırasında defalarca kırılmış bir deprem kırığını temsil edebilir ve onlarca veya yüzlerce kilometre uzunluklarda olabilirler. Ya da tek bir faylanma olayı ile ilgili deprem kırığının bir kısmını teşkil edebilirler ve yalnızca birkaç km uzunlukta olabilirler. Veya bir fay düzlemi boyunca yer alan yerel homojen olmayan düzensizlikleri temsil edebilirler ve birkaç on ile birkaç yüz metre uzunluklarda olabilirler. Bunlardan ilki, zaman içerisinde fayın davranışları hakkında bilgi veren ve yüzey deformasyonlarına neden olan oldukça büyük deprem tehlikesi sunan segmentleri temsil ederler (Schwartz ve Coppersmith, 1989; Schwartz, 1990).

Her bir deprem kırığı ile ilgili segmentlerin ayırtilmesi oldukça zor ve segmentasyon modellemesi ile ilgili metotlar daha henüz gelişme aşamasındadır. Bir fay boyunca orta ve büyük magnitüdü depremlerin tekrarlı oluşumları, bireysel segmentlerin uzunlukları hakkında ipuçları vermektedir. Birbirini izleyen depremlerde fayın aynı yerlerindeki kayma miktarlarının dağılımları, benzer veya farklı şekilde gelişebilmektedir. Komşu segmentler, aynı zamanda birlikte kırılabilirler. Yüzeyde görünen geometrik ya da yapısal bariyerlerde deprem kırıkları durdurulmakta veya engellenmektedir. Ya da altsegmentler, beklenen maksimum veya karakteristik depremden daha küçük depremler üreterek kırılmaktadırlar. Bu yüzden, bir fay uzunluğu boyunca geçmiş depremlerin tarihlerinin belirlenebilmesi, her bir depremdeki kayma miktarları, bu kayma miktarlarının fay boyunca dağılımları ve kayma hızları gibi paleosismolojik veriler, segmentlerin ayırtilmesinde ve deprem tekrarlanmaları ile ilgili modellemelerin yapılmasında oldukça önemli bilgiler vermektedirler (Schwartz ve Coppersmith, 1989; Schwartz, 1990).

2.4. Türkiye'deki Ana Tektonik Bölgelerde Oluşmuş Depremlerin Yer-zaman Boyutundaki Dağılımları

Ana tektonik bölgeler içerisinde yer alan faylardaki kırık ilerlemesini anlamak, fay segmentlerini ayırt etmek, bu segmentlerde deprem tehlike analizlerinin esasını oluşturan deprem kırık uzunluklarını ve depremlerin maksimum büyüklüklerini saptamak, deprem kırık başlangıç ve bitiş noktalarını denetleyen jeolojik, yapısal, geometrik ve mekanik özellikleri anlamak, her bir segmentteki depremlerin oluşum zamanlarını inceleyerek

deprem modelleri yapmak ve her bir segmentte oluşmuş depremlerdeki kayma miktarları ile kayma hızlarını tespit ederek deprem tekrarlanma aralıklarını belirlemek için depremlerin, ana tektonik bölgelerdeki yer-zaman içerisindeki dağılımları ayrı ayrı incelenmiştir(Şekil 2.3).



Şekil 2.3. Türkiye'nin neotektonik dönemini şekillendiren ana yapılar ve bölgeler (Şengör, 1980).

2.4.1. Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)

Kuzey Anadolu Fay Zonu, sismik olarak dünyanın en diri faylarından birisini oluşturur. Fay, doğuda Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ile kesiştiği Karlıova üçlü birleşim noktasından başlar, orta kesimi civarında dışa bükey bir yay yaparak Mudurnu Vadisi segmentinin batı ucuna kadar devam eder. Mudurnu Vadisi segmentinin batısında iki ana kola ayrılarak, kuzeydeki kol Sapanca, oradan Armutlu yarımadasının kuzey kenarını izleyerek Marmara Denizi içerisinden Saroz Körfezine doğru uzanır. Güneyde yer alan kol ise Geyve-Mekece-İznik boyunca uzanarak oradan da Bandırma ve daha sonra Biga yarımadasını izleyerek Ege denizine doğru devam eder. KAFZ'un toplam uzunluğu yaklaşık 1000 km civarında olup, toplam atım miktarı 25 km ile 85 km arasında değişmektedir. Doğuda fay 100 m ile birkaç yüz metre arasında değişen genişliklerde oldukça dar çizgisel görünüm ve ters bileşenli özellikler gösterirken, batıya doğru fay zonunun genişliği artarak 5 km ye ulaşır ve normal atım bileşenli özellikler sunmaktadır. Fay orta kısımda dış bükey bir kavis yaparak fayın kilitlenmesine neden olacak şekilde Anadolu bloğunun güneybatıya doğru dönmesine (rotasyona) neden olmaktadır.

1900-Günümüz yılları arasında KAFZ boyunca hasar yapıcı ve yüzey faylanması meydana getirmiş $M_s \geq 5.5$ olan orta ve büyük magnitüdlü 36 deprem meydana gelmiştir. Son yüzyıl içerisinde (1900-2015), özellikle 1939-1967 yılları arasında oluşmuş deprem serisi birçok araştırmacının dikkatlerini KAFZ'un üzerinde yoğunlaştırmıştır. Bu aralık içerisinde magnitüdü 7.0 dan büyük yüzeyde faylanma oluşturmuş 8 deprem meydana gelmiştir. Bu depremler, fayın 800 km'den daha fazla bir uzunluğunu kırmıştır. 1939 Erzincan depremi Türkiye'de oluşmuş en büyük deprem ($M_s=7.9$) olup, 32962 kişi hayatını kaybetmiştir. Bu depremde Erzincan'dan Erbaa'ya oradan da Amasya'ya kadar uzanan 360 km uzunlukta yüzey faylanması meydana gelmiştir. Deprem 4.5 m'den daha büyük sağ yönlü yatay bir atım meydana getirmiştir (Ketin 1976). 1939 depremi, bu fay üzerinde 1939-1967 arasında oluşmuş diğer depremlerin oluşmasında tetikleyici rol oynamış ve depremler batıya doğru bir kayma eğilimi göstermiş ve daha sonra depremler fayın doğu ve batı ucunda yoğunlaşmıştır.

Türkiye'de paleosismolojik çalışmaların yeni olması nedeniyle KAFZ'da deprem tehlikesini belirleyecek herhangi bir kesin segmentasyon ayrımı yapılamamıştır. Bu segmentlerin deprem tehlikesini kesin olarak ortaya koyabilmek için bu segmentlerin başlangıç ve bitiş noktalarının yerleri, uzunlukları, kayma hızları, her bir depremde oluşmuş kayma miktarları ve her bir segmentte son büyük depremde bu zamana kadar geçen zaman miktarları gibi paleosismolojik araştırmalar ile elde edilebilecek parametrelerin titizlikle saptanması gerekmektedir.

1900-2015 yılları arasında oluşmuş depremlerin ($M_s \geq 6.5$) yüzey kırık uzunlukları, KAFZ'da farklı davranışlar gösteren farklı segmentlerin bulunduğunu ortaya koymuştur. Bu depremlerin dışmerkezleri, genellikle bu segmentlerin uç kısımlarında yoğunlaşmıştır. Depremlerin dağılımları incelendiğinde, KAFZ'da 10 civarında sismik segmentin var olduğu söylenebilir. Bu segmentlerin büyük olanlarını, 360 km uzunluktaki Erzincan, 280 km uzunluktaki Ladik-Tosya ve 160 km uzunluktaki Gerede-Bolu ve 1912 Saroz segmentleri oluşturmaktadır. Diğer yandan fayın İsmetpaşa bölümünde yıllık 1-2 cm sismik kayma gösteren bir segmenti bulunmaktadır. Fayın bazı büyük ana segmentleri ise kilitlenmiş durumdadır. 17 Ağustos 1999 İzmit depremi, KAFZ üzerinde biriken 5 m'lik kayma birikimini boşalttı. 12 Kasım 1999 Düzce depremi ise İzmit depremi kırık zonunu doğuya KAFZ'ın 1944 yılında kırılan kesimine doğru uzattı. KAFZ'ın Düzce bölümünün kırılması ile Erzincan ile Marmara Denizi arasındaki bölüm tamamen kırılmış oldu.

KAFZ'daki depremlerin zaman içerisindeki dağılımlarına baktığımızda, aktivitenin fayın orta kısımlarından başladığı ve daha sonra batı ve doğu uçlarına doğru ilerlediği açıkça görülmektedir. KAFZ'un orta kesimleri ile doğu ve batı uçları, paleosismolojik olarak oldukça belirgin farklılıklar göstermektedir. Bu yüzden fayın bu farklı kesimleri, farklı davranışlar sunmaktadır. Elbette fayın bu farklı kesimlerinde farklı davranışlar göstermesini denetleyen birtakım faktörler bulunmaktadır. Bu faktörler, fayın o kısımlarındaki jeolojik, yapısal, geometrik ve mekanik özellikleri ile ilgilidir. Ayrıca bu özellikler, fay segmentlerinin başlangıç ve bitiş noktalarını denetlemektedir. Bu fay segmentlerin uçlarını denetleyen özellikler, fayın kabuk içerisinde, yani derin kısımlarında sahip olduğu özelliklerin yüzeye yansıması ile ilgilidir. Bu faktörler, üst kabuk-alt kabuk geçişi arasındaki pürüz ve engel modellemesi ile açıklanmaktadır (Aki, 1984). Bu pürüz ve engellerin büyüklükleri, hem deprem büyüklüklerini hem de bu bölgedeki deprem tekrarlanmalarını kontrol etmektedir. KAFZ, bu tür paleosismolojik çalışmalar açısından incelenecek olursa, deprem tehlike analizleri daha kolay bir şekilde ortaya konabilir.

Diğer taraftan, fayın farklı kesimlerinin farklı davranışlar göstermesi ve deprem tekrarlanma aralıklarının farklı farklı olması, diğer bir denetleyici faktör olan fayın bu kesimlerindeki geometrik özelliklerden kaynaklanmaktadır. Fayın doğu kesiminde, KAFZ birleşik fayını teşkil eden DAFZ ile kesişmektedir. Ayrıca, fayın doğu kesimlerinde artan gerilme yüklemesi sonucu kenarları doğrultu atımlı faylar ile sınırlandırılan bir takım blokların çıkmasına neden olmaktadır. Fayın doğu kesimi bu şekilde özellikler gösterirken, batı kesiminde fay kollara ayrılmaktadır.

Fayın doğu kesimi, sıkışma etkisi altında kalırken batı kesiminde çekilmeye maruz kalmaktadır. KAFZ boyunca şimdiye kadar oluşan depremlerin odak mekanizma sonuçları bu farklı gerilme rejimleri altında bulunduklarını kanıtlamaktadır. Bu depremlerden elde edilen P ve T eksenlerinin yönleri, faydaki hakim olan ana sıkışma yönünün, KB-GD olduğuna işaret etmiştir. Elbette bu özelliklere bağlı olarak, bu kısımların da deprem tekrarlanma aralıkları değişmektedir.

Sonuç olarak, bu farklı davranışlar KAFZ'da farklı deprem modelleri gösteren birkaç büyük ana sismik segment ile belirli sayıda da kısa uzunluklara sahip küçük segmentlerin varlığına işaret etmektedir. Genel olarak fayın orta kesimlerinde, Erzincan segmenti (1939 deprem kırığı), Ladik-Tosya segmenti (1943 deprem kırığı) ve Gerede segmenti (1944 deprem kırığı) gibi uzunlukları 150 km-350 km arasında değişen üç ana segment ile bu

segmentlerin doğu ve batı ucunda uzunlukları 100 km'nin altında olan kısa uzunlukta segmentler yer almaktadır. Ayrıca bu üç ana segment içerisinde de daha kısa uzunluklara sahip alt-segmentler bulunmaktadır. Dolayısıyla ana segmentlerdeki depremlerin tekrarlanma aralıkları 200-250 yıl gibi oldukça uzun bir zamanı kapsarken, daha kısa uzunluklardaki segmentlerde depremler 50-100 yıl gibi daha kısa zaman aralıklarına sahiptirler. Ayrıca, komşu ana fay segmentleri arasında düşük kayma bölgelerinde zaman olarak birbirlerine yakın depremler meydana gelmektedir. Bu açıdan KAFZ'un Erzincan, Ladik-Tosya ve Gerede segmentleri gibi büyük segmentler düzgün kayma modeli göstermektedir. Diğer yandan Varto, Yenice-Gönen, Geyve gibi 100 km'den daha kısa uzunluklara sahip olan segmentler de karakteristik deprem modeli sunmaktadırlar.

KAFZ'ın 1940-1960 tarih aralığı içerisinde yoğun bir sismik aktiviteye maruz kaldığı oldukça dikkat çekicidir. Bu durum, faydaki belli bir zaman aralığı içerisindeki deprem kümelenmesini yansıtmaktadır. Aynı deprem kümelenmesi, 994-1045 ve 1667-1668 deprem serilerinde (Ambraseys, 1975; Ambraseys ve Finkel, 1988) açıkça görülmektedir.

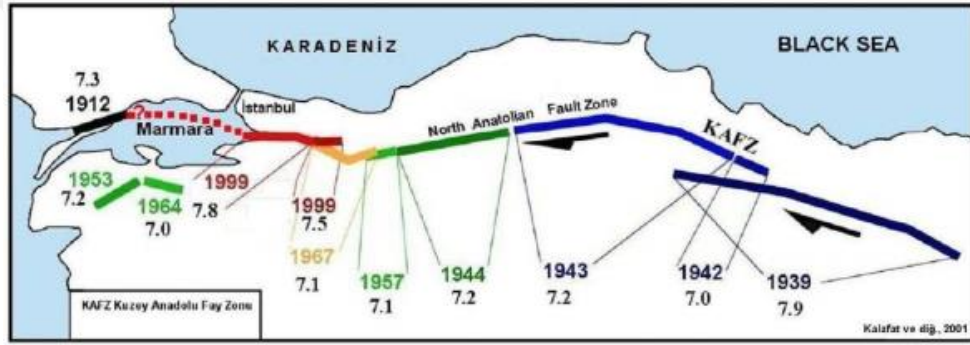
1900-1995 yılları arasında KAFZ'ın doğu ve batı uçları yakınlarında kırılmadan kalmış muhtemel üç sismik boşluk düşünülmektedir. Bu sismik boşluklar:

1. Yedisu Sismik Boşluk (Tanyeri (Erzincan doğusu)-Elmalidere arası),
2. Geyve segmenti (Geyve-Mekece-İznik)
3. Marmara (Şarköy-Armutlu yarımadası arasında Marmara Denizi içerisinde uzanan segment)

KAFZ özellikleri net olarak tanımlanmış bir fay olup, doğudan batıya doğru son yüzyılda meydana gelen depremler ile uzun yıllardan beri bilim camiasının dikkatini çekmiştir. Toksöz ve diğ., 1979 yılında yaptıkları çalışmada KAFZ üzerinde 2 sismik boşluk tanımlamışlardır. Bu sismik boşluklardan bir tanesi KAFZ'ın doğu kısmında $42-43^{\circ}$ D boylamları arasında, batı kısmında ise 30° D boylamı arası arasında kalan bölgedir. 17 Ağustos 1999 Depremi'nin boylamı 29.95° D olup, sismik boşluk olarak tanımlanan alan kırılmıştır.

Yedisu sismik boşluğunda en son 23.07.1784 tarihinde büyük bir deprem meydana gelmiştir. Deprem 5.000 kişinin ölmesine neden olmuş ve 90 km uzunluğunda bir yüzey faylanması gelişmiştir. Depremin maksimum şiddeti VIII olarak belirtilmiştir (Ambraseys, 1975). Özellikle fayın doğu kısmında, 45 km kırık oluşturmuş 13 Mart 1992 Erzincan

depremi (Demirtaş ve Yılmaz, 1993; Demirtaş ve diğ., 1994), bu sismik boşluklardan doğuda yer alan Yedisu sismik boşluğunda oluşabilecek muhtemel bir büyük depremin habercisi olabilir. Marmara sismik boşluğunda (İstanbul) 10.07.1894 tarihinde IX şiddetinde büyük bir deprem meydana gelmiştir. Deprem Adapazarı ile İstanbul arasında kalan bölgede oldukça büyük hasarlara neden olmuştur (Öcal, 1968). Depremin Armutlu yarımadasının kuzey kesiminde uzanan KAFZ'ın yaklaşık 100 km'lik bir kısmını kırdığı tahmin edilmektedir. Geyve sismik boşluğunda en son büyük deprem MS 29 yılında meydana gelmiş IX şiddetindeki bir depremdir (Ergin ve diğ., 1967). Bununla birlikte bu depremden sonra 120, 350, 368, 985 ve 1895 yıllarında şiddetleri V ile VIII arasında birkaç deprem meydana gelmiştir.



Şekil 2.4. 1939 Depreminden sonra büyük depremlerin batıya göçü (Kalafat ve diğ., 2001).

Şekil 2.4'de de görüldüğü gibi KAFZ'ın ana parçaları üzerindeki büyük depremler batıya doğru kırılarak devam etmiş ve son olarak 1999 depremleri KAFZ'ın batıya doğru uzantısında meydana gelmiştir. Bolu'ya kadar net olarak izlenen KAFZ'a kuzey kolu İzmit Körfezi'ne kadar uzanıp Marmara çukurlarından geçerek Ganos Fayı'na bağlanmakta ve Saroz Körfezi'ne kadar uzanarak, Ege Denizi'ne ulaşmaktadır. Güney kolu ise İznik Gölü'nün güneyinden geçerek Gemlik Körfezine oradan da güney Marmara'ya ulaşmaktadır. 1900 yılından itibaren Marmara Denizi içinde 2 önemli depremin dışında büyük depremin olmaması, Marmara Denizi ile ilgili modelleri açıklamaya ve desteklemeye net imkan vermemiştir.

2.4.2. Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ)

Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), kuzeydoğuda Karlıova birleşim noktasından başlar ve güneybatıda Türkoğlu kavşağına kadar devam eder. Türkoğlu kavşağında üç veya dört kola ayrılır. Kuzeydeki kollar Ege-Kıbrıs yayı ile birleşirken güneyde kalan kolu ise Ölü Deniz Fayına (ÖDF) doğru uzanır. DAFZ, sismik olarak suskun olduğu zamanlarda, birleşik fayı olan Kuzey Anadolu fayı tarafından kuzeydoğu ucunun ötelenmesiyle, Karlıova birleşim noktasının güneybatısında birkaç küçük kol gelişmiştir. Güneydoğuda yer olan kol, kuzeybatıda olana göre daha gençtir (Tirifonov, 1995). Diğer taraftan DAFZ, Karlıova birleşim noktasının kuzeydoğusundan Ermenistan'a doğru uzanır. Doğu Anadolu fayının Karlıova'dan güneybatı doğru olan ana kısmın uzunluğu 400 km olup, bu ana kısımdaki kayma hızı yıllık 5 mm civarındadır.

1900-Günümüz yılları arasında DAFZ üzerinde yıkıcı ve yüzey kırığı oluşturmuş toplam 12 deprem ($M_s \geq 5.5$) meydana gelmiştir. Bu depremlerin dışmerkez dağılımları, segmentlerin sınırlarında yoğunlaşma eğilimleri göstermiştir. Bu dağılımlar, fayın Karlıova-Türkoğlu arasında, üç ana segment ile Türkoğlu kavşağından güneybatıya doğru olan kollara ayrıldığı bölgelerde ise dört segmentin yer aldığını göstermektedir.

DAFZ'da, 1900-Günümüz (2015) arasında oluşmuş 12 depremin ($M_s \geq 5.5$) yer-zaman diyagramı ayrıntılı olarak incelenmiştir. DAFZ, sol yönlü doğrultu atımlı fay olması nedeniyle paleosismolojik olarak KAFZ'a büyük bir benzerlik göstermektedir. 1900-2002 yılları arasında oluşmuş depremlerin ($M_s \geq 4.0$) yoğunlaşma yerleri, bu fayın segmentleri hakkında kabaca bir fikir vermektedir. DAFZ, 7 fay segmentden oluşmaktadır. DAFZ kuzeydoğu ucunda dönemsel olarak KAFZ tarafından kesilmesi sonucu, ana fay doğrultusuna paralel birkaç küçük faylanmalar gelişmiştir. Bu faylanmalar, Karlıova birleşim noktasının güneybatısında açık bir şekilde görülmektedir. Fayın güneydoğuda yer alan kolu, kuzey batısına göre daha genç olanı teşkil etmektedir (Tirifonov, 1995).

DAFZ'da 1900-2015 aralığında yıkıcı ve hasar yapıcı depremlerin dışmerkez dağılımları, bu fay segmentlerinin sınırlarında yer alma eğilimi göstermiştir. Tarihsel kayıtlar, DAFZ'un 1900-2015 yılları arasındaki dönemde olduğu gibi 1900'den önceki yüzyıl içerisinde de oldukça sakin bir sismik etkinlik göstermiştir. Dolayısıyla, bu fayda, önümüzdeki yüzyıl içerisinde KAFZ'a benzer bir deprem serisine yol açması oldukça muhtemeldir. Bu fayda en azından 200 yıldır bir enerji birikimi olmaktadır. Bu açıdan

sismik olarak oldukça yüksek bir potansiyel tehlike taşımaktadır. Son yıllarda gözlenen depremler bir sismik aktivitenin başladığını işaret edebilir.

Depremlerin yer-zaman diyagramı, fayın önce orta kısımlarına yakın bir yerden kırıldığını ve kırılmanın daha sonra doğu ve batı uçlarında yer alan segmentlerine doğru kaydığını göstermektedir. Faydaki ana sıkışma yönü KD-GB olarak elde edilmiştir.

DAFZ'da son dört yüzyılda ve 1900-2015 yılları arasında oluşmuş yıkıcı deprem dağılımları ve mikrodeprem aktivitesi, DAFZ'un Karlıova-Ceyhan arasında kalan kısmında toplam 3 tane sismik boşluk bulunduğuna işaret etmektedir. Bunlar;

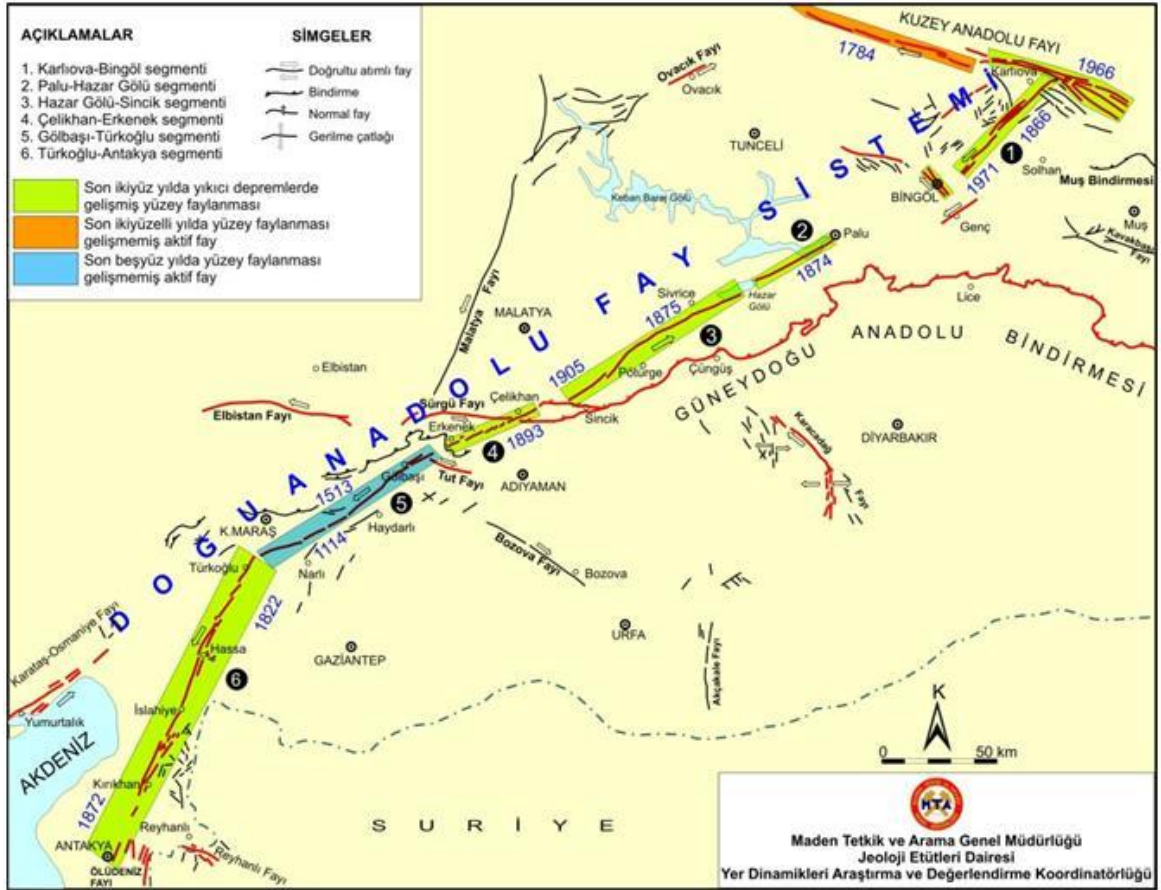
- 1- Andırın sismik boşluğu (Ceyhan-Türkoğlu),
- 2- Türkoğlu sismik boşluğu (Türkoğlu-Çelikhan),
- 3- Hazar gölü segmentidir.

Yukarıda da belirtildiği gibi, DAFZ yüzyılımızda ve önceki yüzyıl içerisinde olduğu gibi sismik olarak oldukça suskun bir dönem geçirmektedir. Bu faydaki sismik boşlukların dağılımları, muhtemelen KAFZ'daki 1939-1967 deprem serisine benzer bir deprem serisinin önümüzdeki yüzyıl içerisinde oluşabileceğini göstermektedir. Bu fayın kısa bir süre içerisinde tamamen kırılmasına neden olabilecek 1939 Erzincan depremine benzer bir büyük deprem tetikleme rolü üstlenebilir. Bu yüzden DAFZ'un bu işaret edilen sismik boşlukları civarında çalışmaların yoğunlaştırılması, deprem tehlikesinin belirlenmesi ve zararlarının en aza indirgenmesi açısından oldukça büyük önem taşımaktadır.

Diğer taraftan, her üç sismik boşlukta özellikle başta Andırın civarında olmak üzere Ergani ve Hazar gölü civarında 1989'dan bu yana her yıl $M_s \geq 4.0$ birkaç deprem oluşmuştur. Dünyanın değişik bölgelerinde geçmişte oluşmuş depremler üzerindeki haberci olaylara ait çalışmalar, kırılacak segment uzunluğu ile habercilerin süresi arasında doğrudan bir bağlantı olduğu sonucunu ortaya koymuştur. Buna en iyi örnek olarak 1 Ekim 1995 Dinar depremi verilebilir. Dinar depreminde 10 km uzunluğunda bir kırık oluşurken, haberci olaylar 30 gün öncesinde ortaya çıkmaya başlamıştır. Buradan hareket ederek DAFZ'daki sismik boşluklarda oluşması muhtemel haberci olarak nitelendirilebilecek $M_s \geq 4.0$ depremlerin 5-7 yıl öncesinde gözlenmeye başlanması, kırılacak uzunlukların oldukça uzun (100 km veya daha uzun) olabileceğine işaret etmektedir. Bu açıdan fayın bu bölümlerinin yeterli derecede yoğun bir gözlem altında bulundurulması yerinde olacaktır. Ayrıca bu sismik boşluklar üzerinde geçmiş son yüzyıl içinde hasar yapıcı ve yüzey kırığı

oluşturan büyük depremlerin meydana gelmemesi, bu bölgenin önemini daha da artırmaktadır.

Toplam uzunluğu 580 km olan ve uzunlukları 50 km ile 145 km arasında değişen 6 ayrı fay parçasından oluşan Doğu Anadolu Fay Sisteminin ana hattı boyunca (Şekil 2.5), sırasıyla (1) Karlıova-Bingöl fay parçası (65 km): 1866, 1971; (2) Palu-Sincik fay parçası (135 km): 1789; Palu-Hazar fay parçası: 1874; 1 Mayıs 2003’de Palu-Hazar fay parçasının kuzeybatısında, Karakoçan civarında 6.0; (3) Hazar-Sincik fay parçası: 1875; (4) Çelikhan-Gölbaşı fay parçası (50 km) 1893; (5) Gölbaşı-Türkoğlu fay parçası (90 km): 1114, 1513; (6) Türkoğlu-Hatay fay parçası: 1822 ve 1872 yıllarında büyüklükleri 6.8 ile 7.8 arasında büyük depremler olmuştur.



Şekil 2.5. Doğu Anadolu Fay Sistemi'ne ait sismik segmentlerin kırılma mekanizması ile ilgili süreçler (Demirtaş, 2011).

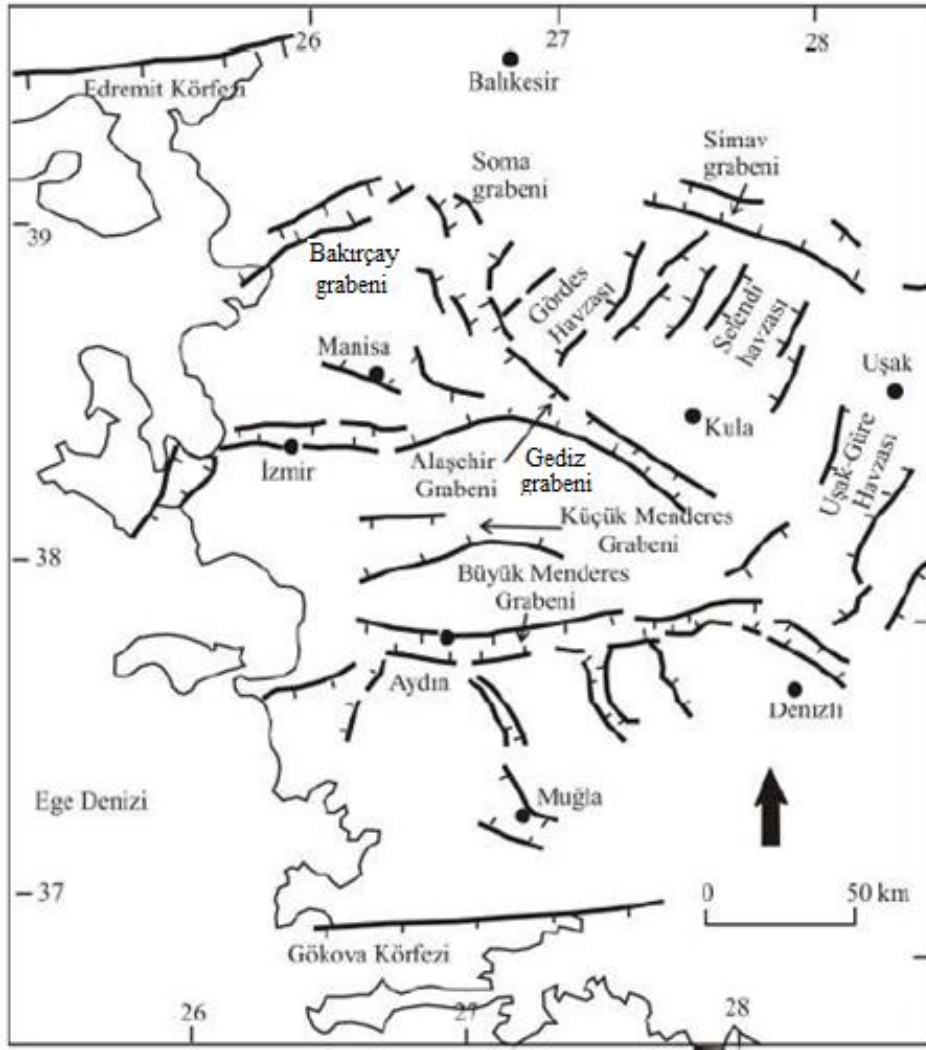
Andırın sismik boşluğunu içine alan Adana-Ceyhan-Maraş yöreleri 290, 517, 524, 561, 1114, 1514, 1855 ve 1998 yıllarında şiddetleri V ile IX arasında değişen birkaç büyük deprem meydana gelmiştir (Ergin ve diğ., 1967). Diğer yandan Türkoğlu sismik

boşluğunda oluştuğu tahmin edilen en son 1874 yılında şiddeti VIII olan büyük bir deprem meydana gelmiştir (Öcal, 1968). Hazar gölü sismik boşluğunda 1866 yılında en son VIII şiddetinde büyük bir deprem meydana gelmiştir (Öcal, 1968).

08 Mart 2010 Elazığ depremler, DAFZ'un ana hattı üzerinde değil, ana fay hattına yarı paralel uzanan ikincil küçük faylar üzerinde olmuştur. 1 Mayıs 2003 Bingöl, 13 Temmuz 2003 Doğanyol ve 08 Mart 2010 Kovancılar depremleri, son 200-500 yıldır suskun olan DAFZ'un depremsellik açısından etkin bir döneme girdiğini ve Palu-Sincik fay ve Çelikhhan-Türkoğlu parçalarının çok büyük deprem riski taşıdığını göstermektedir.

2.4.3. Ege Graben Sistemi (Batı Anadolu Genişleme Bölgesi)

Ege Graben sistemi, genel olarak D-B doğrultulu normal faylar ile sınırlandırılmış birçok bloklardan meydana gelmektedir. Bu bloklar arasında, D-B uzanımlı grabenler yer almaktadır. Bölge, genel olarak KKD-GGB yönlü bir çekme rejiminin etkisi altında bulunmaktadır. Bölgede hakim olan ana KKD-GGB genişleme yönü, bu depremlerin odak mekanizma çözümleri sonucu elde edilmiş T eksenleri yönleri ile uyumluluk göstermektedir. Bu grabenler kuzeyden güneye doğru; Edremit Körfezi, Bakırçay-Simav grabeni, Gediz-Küçük Menderes grabenleri, Büyük Menderes ve Gökova Körfezi grabenleri şeklinde sıralanabilir(Şekil 2.6). Ege graben sistemi Doğu Anadolu sıkışma bölgesi gibi Avrasya-Arabistan çarpışmasının bir ürünüdür ve hareketin buradan KAFZ ile batıya transfer edilmesi sonucu oluşmuştur.



Şekil 2.6. Batı Anadolu'nun ana yapısal elemanları (Bozkurt, 2001).

Ege graben sisteminin Edremit Körfezini içine alan kuzey kesimi, KAFZ ile Batı Anadolu'daki çekme rejimin etkisi altında bulunmaktadır. Dolayısıyla bu bölgede oluşmuş depremlerin odak mekanizmaları, hem normal hem de yatay bileşenlerin hakim oldukları birleşik fay çözümleri vermiştir.

Ege graben sisteminin ikinci alt bölgesini, KKD yönelimli Bakırçay grabeni ile KKB yönelimli Simav grabeni oluşturur. Bu grabenler, kenarları doğrultu atım bileşenli normal faylar olan büyük çöküntü alanlarını temsil ederler. Çandarlı Körfezi ile Soma arasında uzanan Bakırçay grabeni, 10-20 km genişliğe ve 80 km uzunluğa sahiptir. Diğer taraftan Simav grabeni, Simav çayı boyunca yaklaşık 100 km uzanır (Gülkan ve diğ., 1993).

Gediz grabeni, Sarıgöl ile Turgutlu arasında uzanan 10-20 km genişlikte ve 140 km uzunlukta BKB-DGD doğrultulu büyük bir çöküntü alanını temsil eder. Bu graben boyunca Pliyosen'den Günümüze kadar olan zaman aralığı içerisinde 1.5 km civarında bir düşey atımın meydana geldiği bildirilmektedir. Gediz grabeninin hemen güneyinde Ödemiş-Bayındır-Torbalı-Tire ve Selçuk gibi yerleşim alanları içerisinde geçen 5-20 km genişlikte ve 100 km uzunlukta Küçük Menderes grabeni yer alır. Gediz-Küçük Menderes grabenlerinin güneyinde doğrultusu doğudan batıya doğru değişen ve doğrultu atım bileşenli normal faylanmalar sunan, batıda Ege Denizi ile doğuda Sarayköy'e kadar uzanan 10-25 km genişlikte ve 200 km uzunlukta Büyük Menderes grabeni yer alır. Bu bölgenin en güneyinde Güllük ile Muğla arasında uzanan BGB-DKD doğrultulu Gökova Körfezini sınırlayan faylanmalar bulunur (Gülkan ve diğ., 1993).

Ege graben sistemi içerisinde 1900-2015 yılları arasında hasar yapıcı ve yüzey kırığı meydana getirmiş $M_s \geq 5.5$ olan 39 deprem meydana gelmiştir. Bu depremlerin yukarıda bahsedilen belli başlı grabenler boyunca yoğunlaştıkları açık bir şekilde görünmektedir. Bölge, oldukça karışık tektonik görünüm sunması nedeniyle sürekli depremlere maruz kalmış ve gelecekte de deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan bir bölgeyi oluşturmaktadır. Geçmiş yüzyılda (1900-2015) oluşmuş depremlerin ($M_s \geq 4.0$) büyük bir çoğunluğunun Büyük Menderes grabeninin doğu ucu ile Simav grabeni boyunca meydana geldikleri görünmektedir. Bu grabenlerin kenarlarını sınırlayan ana normal faylar, kısa uzunluklara sahip birçok küçük segmentlerden oluşmaktadır. Dolayısıyla, bu kısa segmentlerden birinde oluşan bir deprem, yakınlarındaki diğer komşu segmentleri tetiklemekte ve ileriki bir zamanda bu segmentlerde depremlerin oluşmasına neden olmaktadır. Bu depremler ($M_s \geq 5.5$), genellikle bölgede güneyden kuzeye doğru zaman içerisinde bir kayma göstermişlerdir.

Ege Graben Sistemi içerisinde 1900-2015 yılları arasında yıkıcı ve yüzey kırığı oluşturmuş depremlerin yer-zaman diyagramı incelendiğinde paleosismolojik olarak fayların davranışlarını etkileyen faktörlerden en önemlisinin, fay tipleri olduğu açıkça görülür. Fay tiplerine bağlı olarak fayların farklı davranışlar göstermesi doğrultu atımlı faylar olan KAFZ ve DAFZ ile Ege yayı ve Bitlis Bindirme Kuşağını oluşturan ters faylar üzerinde oluşmuş depremlerin yer-zaman dağılımlarının karşılaştırılması ile daha kolay bir şekilde anlaşılabilir. Dünyanın değişik kesimlerinde yer alan faylar üzerinde yapılan paleosismolojik çalışmalar, doğrultu atımlı faylar ile normal atımlı faylar ve ters fayların

birbirlerinden oldukça farklı davranışlar gösterdikleri sonucunu ortaya koymuştur. Normal atımlı faylarda depremlerin aynı fay segmenti üzerindeki tekrarlanma aralıkları doğrultu atımlı faylara nazaran oldukça uzun olurken aynı fayın komşu segmentleri arasındaki depremlerin oluşum zaman aralıklarının birbirlerine oldukça yakın oldukları görülmektedir. Amerika Birleşik Devletleri'nde Basin ve Range bölgesindeki normal atımlı fayların segmentlerinde bu karakteristik davranışlar oldukça açık bir şekilde gözlenmektedir.

Ege Graben Sistemi içerisinde 1900-2015 yılları arasında oluşmuş yıkıcı ve yüzey kırığı meydana getirmiş depremlerin yer-zaman diyagramı incelendiğinde, depremlerin birbirine yakın segmentlerde oluştuğu görülmektedir. Bu yakın segmentlerde oluşan depremler zaman olarak birbirlerine oldukça yakındır. Bu bölgedeki depremler, genellikle birer çiftler şeklinde oluşmaktadır. Bölgenin birbirlerine bağlantılı birçok graben ve horstlardan meydana gelmesi nedeniyle, bir segmentte oluşan deprem diğer yakın segmentte tetikleme rolü oynamaktadır. Yukarıdaki karakteristik özellikler, Ege graben sisteminin, normal faylar ile ilgili açıklanan tüm modelleri sunduğunu göstermektedir. Yani, deprem yinelenme aralıklarındaki farklılık bazen bağımsız bir deprem tarafından alt bir segmentin kırılması, bir segmentteki depremin diğer komşu segmentte bir kaymayı tetiklemesi ve daha sonraki zamanlarda bağımsız olarak bir deprem meydana gelmesi veya segmentlerin bağımsız fakat segmentlerde oluşan depremlerin zaman olarak birbirlerine oldukça yakın olması gibi davranışlar bu bölgedeki segmentasyon ayırımına yardımcı olabilir.

Ege Graben bölgesinde 1900-1910 yılları arasında suskun bir dönem gözlenirken, 1910-1930 yılları arasında deprem sayısında oldukça fazla bir artış görülmektedir. Benzer şekilde, 1930-1960 yılları arasında tekrar sakin bir dönem bulunmaktadır. 1960-1975 yılları arasında tekrar oldukça yoğun bir sismik aktivite gözlenmektedir. 1975-1995 yılları arasında tekrar bir suskunluk dönemine girilmiştir. Fakat bu dönem içerisinde meydana gelen yıkıcı ve 10 km uzunlukta yüzey faylanması meydana getirmiş olan deprem 1 Ekim 1995 Dinar depremi ile sismik aktivitede artış gözlenmeye başlanmıştır. Yukarıda belirtilen özellikler Ege graben sistemi içerisinde bir depremden hemen sonra yakın bir segmentte bir deprem oluşma olasılığı oldukça fazla olduğunu göstermektedir. Dolayısıyla, Dinar deprem kırığına yakın bir sismik boşluk bulunmaktadır. Bu boşluk, biraz daha doğuda yer alan ve son yüzyılda üzerinde herhangi bir deprem gözlenmeyen Sultandağı

fayı (Argithani boşluğu) oluşturmaktadır. Bu bölgede genellikle suskunluk dönemi süresinin 20-30 yıl olduğu görülmektedir. Bu yüzden 1975'den bu yana suskunluk dönemi süresine erişilmiş durumda ve yeniden bir sismik aktivite artışına girildiği görünmektedir. 1 Ekim 1995 Dinar depremi bu etkinliğin bir işareti olarak yorumlanabilir. 1995-2015(Günümüz) yılları arasında Ege Graben bölgesinde, $M_s=5.6$ Afyon-Çay 2000, $M_s=6.5$ Afyon 2002, $M_s=5.6$ Urla 2003, $M_s=5.8$ Urla 2005, $M_s=5.9$ Seferihisar 2005 ve $M_s=5.8$ 19 Mayıs 2011 Kütahya-Simav depremleri meydana gelmiştir. Diğer yandan, bölgesel olarak depremlerin yer-zaman içerisindeki dağılımlarına bakıldığında depremlerin güneyden kuzeye doğru kaydıkları gözlenmektedir. Ege bölgesindeki P ve T eksenlerinin yönleri, KKB-GGD ve KKD-GGB olarak elde edilmiştir.

1989-2015 yılları arasında oluşmuş $M_s \geq 4.0$ depremlerin dışmerkezleri, daha çok yukarıda bahsedilmiş grabenlerin uç kısımlarında yoğunlaşmaktadır. Bu yoğunlaşma, özellikle Büyük Menderes grabeninin doğu ucu ile Gediz grabeninin batı ucu ve Simav grabeni boyunca yer almaktadır. Diğer yandan 1995 Dinar depreminden sonra sismik boşluk olarak gösterilen Sultandağı fayının kuzeybatı ucunda 2002'de Sultandağ ve Çay depremleri meydana gelmiştir. Böylece bölgede sismik aktivitenin arttığı gözlenmiştir.

2.4.4. Ege-Kıbrıs Yayı

Ege-Kıbrıs yayı, Türkiye'nin güney kıyısı yakınlarında, Girit adasının güneyinden geçerek kuzeydoğu yönünde Rodos adasının güneyinden Fethiye Körfezi'ne doğru uzanır. Ege-Kıbrıs yayı, Girit adası ile Fethiye Körfezi arasında Plini ve Strabo çukurlukları boyunca ters fay bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fay karakteri gösterir. Diğer taraftan, Ege-Kıbrıs yayı, Antalya Körfezi, Kıbrıs kuzeyi ve İskenderun Körfezi arasında içbükey bir kavis yapar. Bu yayın kuzeybatıya doğru devamı, Antalya Körfezinden başlayan ve kuzeybatı doğrultusunda devam eden ters fay niteliğinde olan Aksu bindirme fayı temsil eder. Diğer bir çukurluk, Plini ve Strabo çukurluklarından başlar ve Kıbrıs güneyine doğru dışa doğru bir yay yapar. Yukarıda bahsedilen çukurluklar boyunca Afrika plakası, Anadolu bloğunun altına doğru KKD doğrultusunda dalmaktadır.

Ege-Kıbrıs yayının Türkiye'nin güneyinde uzanan bölümü boyunca, 1900-2015 yılları arasında toplam 13 hasar yapıcı deprem ($M_s \geq 5.5$) meydana gelmiştir. Bu hasar yapıcı depremlerden 11'i oldukça yoğun sismik etkinlik görünen Plini ve Strabo sol yönlü doğrultu atımlı faylarında meydana gelmiştir. Bununla birlikte, son yüzyıl içerisinde Ege-

Kıbrıs yayının, Antalya Körfezi ile İskenderun Körfezi arasında kalan bölümü boyunca herhangi bir yıkıcı deprem meydana gelmemiştir. Ancak, Kıbrıs'ın güneyinde yalnızca orta büyüklükte iki deprem ($M_s \geq 5.5$) oluşmuştur. Dolayısıyla, Ege-Kıbrıs yayı boyunca 3 ve güneybatı Türkiye'de 1 olmak üzere farklı 4 yer sismik boşluk olarak değerlendirilmiştir. Bunlar;

- 1- Zafer Sismik Boşluğu (İskenderun Körfezi ile Zafer Burnu (Kıbrıs) arasında)
- 2- Antalya Sismik Boşluğu (Arnavut Burnu (Kıbrıs) ile Antalya Körfezi arasında)
- 3- Aksu segmenti (Antalya Körfezinin kuzey kısmı, Aksu bindirme fayı)
- 4- Gökova segmenti (Gökova Körfezi boyunca)

Dünyadaki diğer dalma-batma zonları boyunca, özellikle Pasifik plakası boyunca oluşmuş depremler incelediğinde, plakanın yıllık kayma hızına bağlı olarak depremlerin aynı segmentler üzerindeki tekrarlanma aralıklarının diğer doğrultu atımlı ve normal atımlı faylara göre oldukça kısa olduğu gözlenmiştir. Benzer özellikler, Afrika plakasının Avrasya plakasının altına daldığı Ege-Kıbrıs Yayı boyunca geçmiş yüzyılda oluşmuş depremlerde gözlenmektedir.

Ege-Kıbrıs yayının doğusunda kalan kısmında batısına göre oldukça fazla deprem olmuştur. Dolayısıyla, bu diyagramda belirgin bir farklılık dikkati çekmekte ve depremlerin olmadığı sol tarafta sismik boşluk olarak yorumlanabilecek 3 yer gözlenmektedir. Bu boşlukları içeren kısım, Ege-Kıbrıs yayının Antalya Körfezi ile İskenderun Körfezi arasında kalan kesimini oluşturmaktadır.

Ege-Kıbrıs yayı boyunca geçmiş yüzyılda oluşmuş depremlerin bazılarının fay düzlemi çözümlerinden elde edilmiş basınç (P) ve gerilme (T) eksenlerinin yönlerinin, yay boyunca farklı segmentlerde farklı olarak geliştikleri görülmektedir. Bölgede farklı sıkışma ve çekme yönleri, dalan plaka sınırlarının her yerde aynı olmaması ve kavis yapmasından kaynaklanmaktadır.

Türkiye'nin güneyinde uzanan Ege-Kıbrıs yayı bölgesi içerisinde, 1989-2015 arasında meydana gelen $M_s \geq 4.0$ depremlerin episantırları ve son yüzyıl içerisinde (1900-2015) çok sayıda yıkıcı depremler Plini ve Strabo fayları boyunca yoğunlaşmıştır. Bununla birlikte, bu her iki fayın kuzeyinde yani Türkiye'nin güneybatısında ve Gökova Körfezi boyunca da belirgin bir sismik etkinlik görülmektedir. Diğer taraftan, son yüzyıl içerisinde (1900-2015) herhangi bir hasar yapıcı deprem olmamış olan Ege-Kıbrıs yayının Antalya Körfezi ile Arnavut Burnu arasında kalan segmenti ile Aksu bindirme fayı boyunca önemli

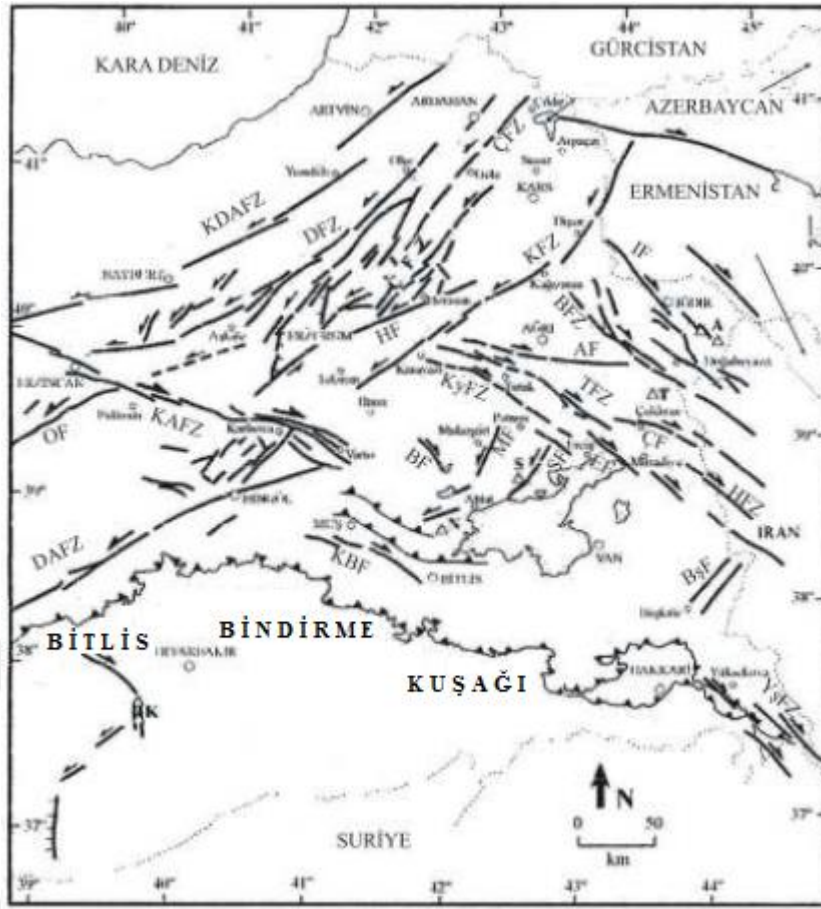
sayılabilecek bir sismik etkinlik artışı gözlenmektedir. Ancak, yayın İskenderun Körfezi ile Zafer Burnu arasında kalan segmenti, günümüzde oldukça suskun bir görünüm sunmaktadır. 1900-2015 yılları arasında herhangi bir büyük yıkıcı depreme maruz kalmaması ve günümüzde kümülatif olarak sismisite artışları göstermesi, Ege-Kıbrıs yayının Antalya Körfezi ile İskenderun Körfezi arasında yer alan bölümü boyunca yüksek deprem oluşturma potansiyeline sahip olduğunu işaret etmektedir. Bu nedenle, bu sismik boşlukların yeteri derecede gözlem altında bulundurulması deprem tehlike belirleme ve zararlarının azaltılması açısından oldukça büyük önem taşımaktadır.

Zafer Burnu ve Antalya sismik boşluğunu içeren İçel-Kıbrıs-Antalya arasındaki bölümde, 76, 342, 343, 417, 534, 1144, 1183, 1222, 1491, 1543, 1567, 1718 ve 1735 yıllarında şiddetleri V ile X arasında değişen birkaç önemli büyük deprem meydana gelmiştir (Ergin ve diğ., 1967). Gökova Körfezi sismik boşluğunda ise 1869 ve 1896 yıllarında VII ve VIII şiddetinde iki büyük deprem olmuştur (Öcal, 1968).

2.4.5. Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi

Doğu Anadolu Sıkışma bölgesi KAFZ ve DAFZ'un kesişim bölgesinden doğuya doğru Türkiye-İran ve Türkiye-Ermenistan/Azerbaycan sınırına kadar uzanır (Şekil 2.7). Doğu Anadolu sıkışma bölgesi, kuzeyden güneye doğru, Kuzeydoğu Anadolu fayı, KAFZ'un Karlıova'nın doğusunda yer alan sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı fayları ile Bitlis bindirme Kuşağı olmak üzere 3 kısımda incelenmiştir:

DAFZ'un Karlıova ile Ermenistan arasında kalan bölümü Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ) olarak bilinmektedir. Geniş bir kesme zonu olan KDAFZ, birbirlerine paralel olarak gelişmiş KD-GB doğrultulu, sol yönlü ve ters bileşenli birçok kısa fay segmentlerinden meydana gelir. Bu faylar, 15-20 km uzunlukta Kelkit fayı, Erzincan'ın hemen kuzeybatısından başlayan ve kuzeydoğuya doğru 150 km devam eden Akdağ fayı, Tortum güneybatısı ile Aşkale ilçesi arasında uzanan Aşkale fayı, Çat civarından başlayan, Erzurum, Dumlupınar, Tortum ve Oltu boyunca uzanan Dumlupınar fay zonu ile Tekman ile Gaziler arasında uzanan Çobandede faylarıdır (Gülkan ve diğ., 1993).



Şekil 2.7. Doğu Anadolu bölgesinin ana yapısal elemanlarını gösteren basitleştirilmiş harita(Bozkurt, 2001).

KDAFZ ile Karlıova-Muradiye arasında yer alan bölgede, KB-GD doğrultulu kısa uzunluklara sahip olan sağ yönlü doğrultu atımlı faylar yer alır. Bu bölge, 100 km uzunlukta Balıklıgölü fayı, 55 km uzunlukta Çaldıran fayı, 50 km uzunlukta Doğubayazıt fayı, 50 km uzunlukta Tutak fayı ve 85 km uzunlukta Karayazı fayından oluşur.

Karlıova üçlü birleşim noktasının yakınında, KAFZ ile DAFZ'un periyodik olarak birbirlerini ötelemesi sonucu, KB-GD ve KD-GB doğrultulu kısa uzunluklarda sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı fay takımları gelişmiştir. Karlıova birleşim noktası ile Muradiye arasında kalan bölümde, Malazgirt'in doğusunda 20 km uzunlukta KD-GB doğrultulu sol yönlü Malazgirt fayı ve Erciş ile Adilcevaz arasında uzanan 30 km uzunlukta sol yönlü Süphan fayı yer almaktadır. Diğer taraftan KB-GD doğrultulu ve sağ yönlü 20 km uzunlukta Erciş fayı ile Muradiye ilçesinin hemen yakın kuzeydoğusu ile İran sınırları arasında uzanan 45 km uzunlukta Hasan-Timur gölü fayları bulunmaktadır. Bu bölge içerisinde incelenen en güneydeki bölgeyi Bitlis Bindirme Kuşağı meydana getirir. Bu

kuşak, Arap plakası ile Avrasya plakası arasında yer alan Neotetis'in güney kolunun Serravaliyen sonunda kapanması sonucu oluşmuştur. Bitlis-Zagros bindirme kuşağı, Kahramanmaraş ile Yüksekova arasında, güneye yönelmiş ters faylardan meydana gelir. Bu zon, 1500 km uzunlukta olup 60 km genişlikte bir bölgeyi oluşturur (Gülkan ve diğ., 1993).

Doğu Anadolu sıkışma bölgesinde 1900-2015 yılları arasında hasar yapıcı ve yüzey kırığı meydana getirmiş toplam 26 deprem ($M_s \geq 5.5$) olmuştur. Bunlardan 7 deprem, KDAFZ'un üzerinde meydana gelirken, diğer depremler, KDAFZ'un güneyinde yer alan faylar ile Karlıova-Muradiye arasında yer alan diğer iki bölgede meydana gelmiştir. En güneyde yer alan Bitlis Bindirme Zonu (BBZ) üzerinde oluşmuş tek deprem, $M_s = 6.6$ olan 1975 Lice depremidir. Diğer yandan Kafkaslar da yer alan bindirme faylarının oldukça diri olup ve bu faylar, DAFZ un Ermenistan'a doğru olan uzantıları şeklinde yorumlanmaktadır (Tirifonov, 1995). 3 Aralık 1999 Şenkaya (Erzurum) $M_s = 5.7$, 15 Kasım 2000 Gevaş (Van) $M_s = 5.5$, 25 Mart $M_s = 5.6$ ve 28 Mart $M_s = 5.6$ 2004 Aşkale (Erzurum), 25 Ocak 2005 Hakkari $M_s = 5.8$, 23 Ekim 2011 Van $M_s = 7.2$, 09 Kasım 2011 Edremit (Van) $M_s = 5.7$ depremleri ile birlikte Doğu Anadolu Sıkışma bölgesinde son yıllarda deprem aktivitenin arttığı gözlemlenmektedir.

Doğu Anadolu sıkışma bölgesi üç alt bölge altında incelenebilir; KAFZ'un doğu uzantısı olan Varto segmenti, DAFZ'un Ermenistan'a doğru olan uzantısı ve Varto segmentine paralel ve aynı doğrultuya sahip Çaldıran fayı gibi faylar ile Ana Güncel Fayın Türkiye içerisine olan uzantısı.

Varto segmentindeki depremlerin yer-zaman dağılımları, bu segmentin 1940-1970 yılları arasında sismik olarak diri olduğunu göstermektedir. Bu segmentteki depremler özellikle 1939 Erzincan depreminden sonra gerilme birikimlerinin Erzincan segmentinin batı ve doğu uçlarına doğru yer değiştirmesinden dolayı önemli derecede artmıştır. 1975 yılından sonra bu segment üzerinde önemli sayılabilecek bir büyük deprem olmamıştır. Bu bölgede meydana gelen en son depremler, bu segment ile Erzincan segmenti arasında, yani Erzincan segmentinin doğu kısmında, Davarlı ile Tanyeri arasında 45 km uzunlukta bir kırık oluşturmuş 13 Mart 1992 Erzincan ($M_s = 6.8$) ile 15 Mart 1992 ($M_s = 6.1$) Pülümür depremleridir (Demirtaş ve Yılmaz, 1993; Demirtaş ve diğ., 1994). Bu depremler, Varto segmenti ile Erzincan segmenti arasında gösterilen sismik boşlukta oluşabilecek muhtemel bir depremin belirtisi şeklinde gelişmiş olabilir.

Diğer taraftan, DAFZ'un Ermenistan'a doğru olan uzantısında da yıkıcı ve yüzey kırığı oluşturmuş birkaç deprem meydana gelmiştir. İleride bahsedileceği gibi, bu bölümde bu depremler sırasında kırılmayan sismik boşluk olarak kabul edilebilecek iki yer düşünülmektedir.

Üçüncü alt bölgenin değişik kısımlarında zaman zaman depremler olmasına rağmen kırılmayan önemli iki sismik boşluk yer almaktadır. Bunlar, ana güncel fayın kuzeybatıya doğru uzantısı olan Yüksekova segmenti ile bu segmentin kuzeybatısında yer alan Van segmentidir. Bununla birlikte, Doğu Anadolu Sıkışma bölgesinde önemli sayılabilecek herhangi bir paleosismolojik çalışma bulunmamaktadır. Bu açıdan, DAFZ'un Ermenistan'a olan uzantısı ile Yüksekova segmentini de içine alan Ana Güncel Fay ve Çaldıran gibi fayların İran içerisine olan uzantılarının bilinmesi, deprem tehlikesinin belirlenmesi ve zararların azaltılması açısından oldukça önemlidir.

Doğu Anadolu Sıkışma bölgesindeki bazı depremlerin odak mekanizma çözümlerinden elde edilmiş ana sıkışma yönü Arap plakasının kuzeye doğru olan hareketi ile iyi bir uyumluluk göstermektedir.

1900-2015 yılları arasında oluşmuş depremlerin yer-zaman içerisindeki dağılımları, Doğu Anadolu Sıkışma bölgesinde kırılmadan kalan ve gelecekte yüksek deprem potansiyeli taşıyan olası 4 sismik boşluk belirlenmiştir. Bu sismik boşluklar, kuzeyden güneye doğru aşağıdaki şekilde sıralanmıştır:

- 1- Ardahan Sismik Boşluğu
- 2- Çayırılı-Aşkale fayı
- 3- Van Sismik boşluğu
- 4- Yüksekova Sismik Boşluğu

Doğu Anadolu sıkışma bölgesinde, 1989-2015 yılları arasında oluşmuş depremlerin dışmerkez dağılımları, sismik boşluklar olarak düşünülen segmentlerin uç kısımlarında ve civarlarında yoğunlaşmaktadır. Depremlerin dışmerkez dağılımları, ikinci tip sismik boşluk olarak adlandırılan zamansal boşluk modeline uyum sağlamaktadır. Özellikle, KDAFZ'un Aşkale segmenti, Van segmenti ve Yüksekova segmenti civarında bu model belirgin bir şekilde gözlenmektedir.

Ardahan sismik boşluğunda 400 ve 1868 yıllarında VIII şiddetinde iki büyük deprem meydana gelmiştir (Soysal ve diğ., 1981). Tarihsel deprem kayıtları, Van sismik boşluğunun oldukça fazla depreme maruz kaldığını göstermektedir. Bu boşluk boyunca,

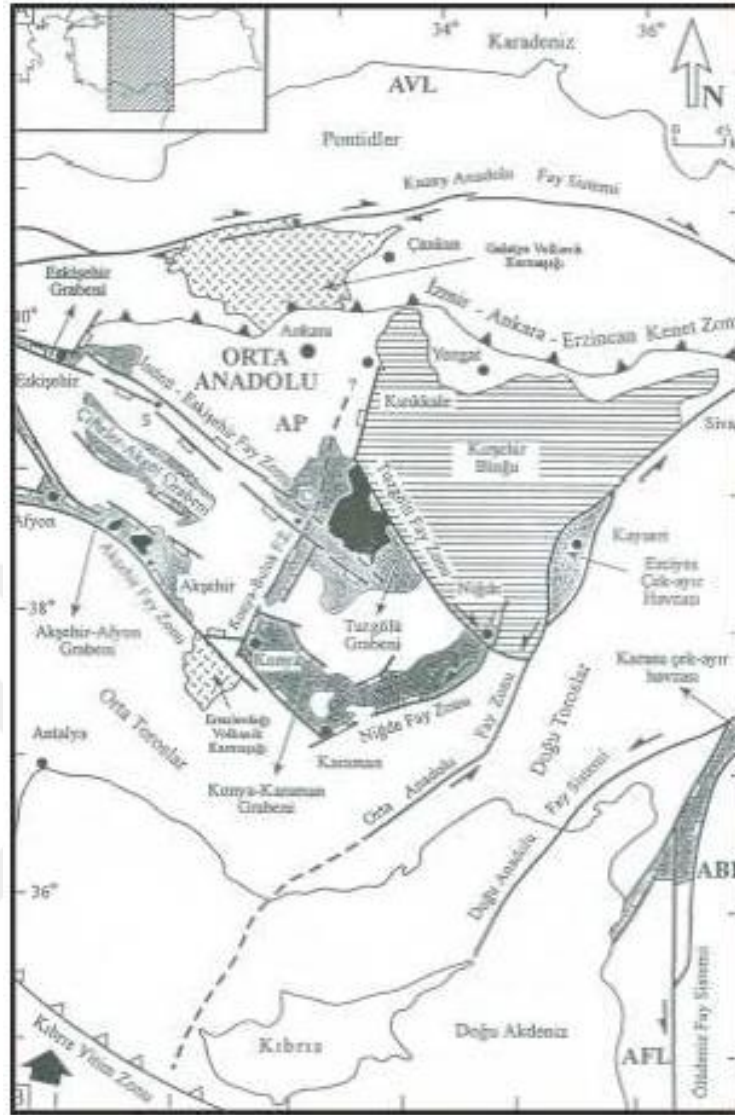
1110, 1245, 1276, 1282, 1439, 1441, 1647, 1648, 1685, 1692, 1701, 1704, 1715, 1871 ve 1872 yıllarında şiddetleri VI ile X arasında değişen birçok deprem olmuştur (Ergin ve diğ.,1967). Çayırılı-Aşkale ve Yüksekova sismik boşluklarındaki son büyük depremler hakkında gerekli tarihsel kayıtlar bulunamamıştır.

2.4.6. Orta Anadolu Ova Bölgesi

Orta Anadolu bölgesi, kuzeyde KAFZ, doğuda DAFZ, güneyde Ege-Kıbrıs yayı ve batıda Ege graben sistemi arasında kalmış geniş bir bölgeyi kapsar (Şekil 2.8). Bu bölge içerisinde KD-GB ve KB-GD doğrultulu bağımsız doğrultu atımlı faylar ile KAFZ ve DAFZ'dan ayrılan faylar bulunur (Tablo 2.2).

Tablo 2.2. Orta Anadolu Bölgesinde yer alan önemli diri faylar

Bağımsız faylar	KAFZ ve DAFZ'dan ayrılmış faylar
Tuzgölü Fayı	Kırıkkale Fayı
Ecemiş Fayı	Almus Fayı
İnegöl-Eskişehir Fayı	Ovacık-Malatya Fayı
Kırşehir-Keskin Fayı	Sürgü Fayı
Akşehir Fayı	



Şekil 2.8. Orta Anadolu'nun yakınlaştırmış neotektonik haritası (Koçyiğit, 2003).

Tuzgölü fayı, Köşker ile Bor arasında yaklaşık 200 km uzunlukta KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Fay, Şereflikoçhisar yakınlarında ters bileşene sahipken yer yer başka yerlerde normal fay bileşenleri göstermektedir.

Ecemiş fayı, Kayseri ile Mersin arasında uzanan yaklaşık 250-300 km uzunlukta KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Fay üzerinde ölçülmüş yatay atım miktarının 40 km civarında olduğu bildirilmektedir (Gülkan ve diğ., 1993).

İnegöl-Eskişehir fay takımı, doğuda Tuzgölü ile batıda İnegöl arasında BKB-DGD doğrultulu birçok kısa uzunlukta fay segmentlerinden oluşan 400 km uzunlukta normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı faylardan oluşur.

Kırşehir-Keskin fayı, Kırşehir ve Keskin arasında KB-GD ile KD-GB doğrultulu kısa uzunluklarda birçok faylardan oluşan bir kuşaktır.

Niksar çek ayır havzası yakınlarında KAFZ'dan ayrılarak güneybatıya doğru Amasya, Çorum illerini izleyerek Kırıkkale ve oradan da Çubuk'a kadar uzanan uzun bir fay Kırıkkale fayı olarak bilinmektedir. Diğer yandan bu fayın hemen doğusunda yine güneybatıya doğru uzanan Almus fayı yer alır.

Sol yönlü doğrultu atımlı Ovacık-Malatya fayı, Erzincan çek-ayır havzasının doğusundan ayrılarak güneybatı yönünde Ovacık'a kadar devam eder ve Malatya fayı ile kesişir. Fayın toplam uzunluğu, 160 km civarındadır. Kuzeydoğuda Kemaliye ile güneybatıda Doğanşehir arasında 180 km uzunluğa sahip olan Malatya fayı yer alır. Bu fay da Ovacık fayı gibi sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olup K 20-30 D doğrultuludur (Gülkan ve diğ., 1993).

Diğer yandan DAFZ'dan ayrılarak D-B doğrultusunda Sürgü den geçen diğer bir kısa uzunluğa sahip sol yönlü doğrultu atımlı fay Sürgü fayı olarak isimlendirilmiştir.

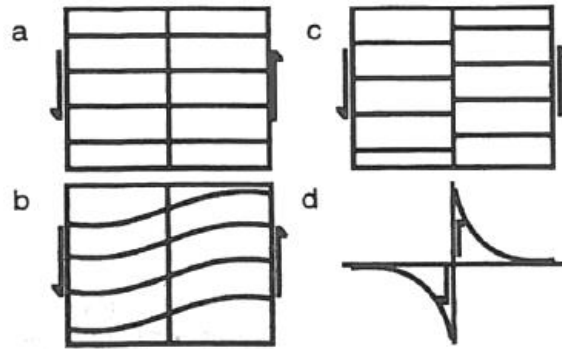
1900-Günümüz yılları arasında Orta Anadolu Ova bölgesinde oluşmuş hasar yapıcı ve yüzey kırığı oluşturmuş yalnızca 6 ($M_s \geq 5.5$) deprem meydana gelmiştir. Yukarıda bahsedildiği gibi bu bölgede bağımsız ve KAFZ ve DAFZ'dan ayrılan oldukça uzun faylar olmasına rağmen 1938 Kırşehir-Keskin depremi dışında üzerlerinde önemli sayılabilecek bir deprem olmamıştır. Bu faylar, sismik boşluklar olarak tanımlanmamış ancak bunların önemli derecede deprem potansiyeli taşıyan büyük faylar olarak düşünülmesinde yarar görüldüğünden dikdörtgen alanlar içerisinde belirtilmiştir. Örneğin tarihsel kayıtlar, Tuzgölü fayı üzerinde önemli yıkıcı büyük depremlerin olduğunu belgelemektedir.

1989-2015 yılları arasında oluşmuş $M_s \geq 4.0$ olan depremlerin dışmerkezleri, özellikle Kırıkkale fayının güneybatı ucunda, Ecemiş fayının orta kısmında ve sürgü fayının batı ucunda yoğunlaşmıştır. Bu faylardan Kırıkkale fayı üzerinde oluşabilecek büyük bir deprem Ankara'yı önemli derecede etkileyebilir. Yine uzun süredir sismik olarak oldukça suskun olan Tuzgölü fayı üzerinde de Şereflikoçhisar, Aksaray ve Bor gibi önemli yerleşim alanları bulunmaktadır.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Depremlerin Oluş Nedeni

Harry Reid, 1906 San Francisco depreminin etkilerinin alan gözlemlerine dayanarak deprem oluşumunu açıklayan “Elastik Rebound Teorisi”ni ileri sürmüştür (Reid, 1910). 1906’dan önce yapılan sınırlı alan gözlemleri nedeniyle deprem sarsıntısının yer yüzeyinin kırılmasına ya da yer yüzeyi kırılmasının deprem sarsıntısına neden olup olmadığı tartışması yapılmaktaydı. Reid, 1906 depreminden sonra faydan uzakta jeodezik veriler ile San Andreas fayı yakınındaki zemin kırıklarını dikkatli bir şekilde incelemiş ve büyük ölçekteki kayma hareketlerinden kaynaklanan kabuksal gerilmelere fayların civarında biriken elastik gerilmenin neden olduğu teorisini ileri sürmüştür. Gerilme birikimi kayaç ya da fay yüzeyindeki direnci aştığında elastik deformasyon enerjisinin bir kısmı açığa çıkarak ani bir sürtünme kayması oluşur (Şekil 3.1). Açığa çıkan deformasyon enerjisinin çoğu kayacın ısınma ve çatlamasında kullanılır, sadece bir kısmı sismik dalgalara dönüşür. Bir depremden sonra, bölgesel kuvvetleri sağlamak için elastik deformasyon tekrar birikmeye başlar. Bu süreç döngüsel olarak fayın ömrü boyunca gelişir.



Şekil 3.1. Reid'in Elastik Rebound (yenilenme) Teorisine dayanan bir fay civarındaki deformasyonun gelişimi ve zemin yer değiştirmesi. a) Başlangıç durumu. b) Zemine uygulanan bölgesel gerilme faydan uzakta gerilme deformasyonuna neden olur. c) Gerilme fayın direncini aştığı zaman fayın her iki tarafındaki zemini bunların deformasyon öncesi biçimine döndürecek şekilde yırtılma oluşur. d) Yer değiştirme fayın yakınında en büyüktür ve faydan uzaklaştıkça azalır.

Fay yırtılmasının dinamikleri karmaşıktır, ancak genellikle fay davranışı atımlı fay zayıflamasını destekleyen basit bir modelle açıklanabilir. Atımlı fay üç safhada oluşur: (1) fayın küçük bir kısmında kaymanın başlaması, (2) kayma yüzeyinin gelişmesi ve (3) kaymanın sonlanması ve fay oluşması (Scholz, 1990). Daha önceden oluşmuş bir faylarda oluşan depremler “stick-slip” tarzında işlerler. Depremler kayma (slip) olayıdır; faydan uzakta elastik deformasyonun arttığı süre ise kaymanın olmadığı (stick) dönemdir. Her bir depremle fayda bir miktar gelişme olsa da büyük depremler ($M > 6$) için genellikle faylanma sürecinin yeni bir fay yüzeyinin oluşmasından ziyade öncelikle aynı fay parçasının tekrarlanan kırılmalarını kapsayacağı kabul edilmektedir (Walsh ve Watterson, 1988). İyi tanımlanmış birkaç büyük deprem için deformasyon birikim ölçümleri kabuğun 10^{-5} den çok daha büyük elastik deformasyon biriktiremeyeceğini göstermektedir (Kanamori, 1977).

Yer kabuğu homojen değildir ve fayın davranışına birçok değişken etki eder. Brace ve Byerlee (1967) fay yüzeyindeki sürtünmelerin kayaç türüne bağlı olmadığını ancak oyuk, pürüz ve sıvı basıncı gibi faktörlerin deprem öncesinde gelişecek olan gerilme seviyesini önemli ölçüde etkileyebildiğini göstermişlerdir. Fay yüzeyindeki pürüzler, ya da çıkıntılar fayın iki tarafı arasında dikişli etkileşim gibi davranacaktır. Genç faylar daha pürüzlü yüzeylere sahiptir. Fay tekrarlı olarak yırtılırken pürüzler aşınabilir, fay oyukları oluşabilir ve fay pürüzsüzleşebilir. Oyuk malzemesi ince kili ayrıştırır ve daha kolay kaymayı sağlamak için fayda ince bir “yağ” tabakası oluşturur. Sıvılar fay üzerindeki normal gerilmeyi azaltarak kaymayı kolaylaştırır.

Nükleer atık imhası, madencilik ve petrol üretim amaçlı yer yüzeyinin altına su pompalamakla depremler oluşabilir (Evans, 1966). Su depolama ya da taş ocağı işletme gibi bir bölgede gerilimi aşırı ölçüde arttırmak gibi olaylar da deprem oluşumuna neden olabilir (Simpson ve diğ., 1988). Yük değişimi faydaki gerilimi artırabilir ve yırtılmaya neden olabilir. Marone ve Scholz (1988) küçük depremlerin genellikle kayaçların daha zayıf ve litostatik gerilimin düşük olduğu sığ derinliklerde oluştuğunu göstermiştir. Sığ derinliklerde büyük gerilimin birikmesi zordur; bu nedenle bu derinlikte oluşan depremler daha küçük kayma yer değiştirmelerine sahip olur. Kabukta daha büyük derinliklerde daha büyük depremler gözlenir. Bu derinliklerdeki büyük litostatik gerilme fay parçasını kırmak için daha büyük kayma gerilmesi gerektirir ve yüksek kayma

gerilmesine ulaştığında büyük bir deprem oluşturabilir (Wallace ve Kemeny, 1992; Wallace ve Wallace, 1993).

3.2. Deprem Oluşum Modelleri

3.2.1. Gutenberg-Richter İlişkisi

Gutenberg ve Richter gelecekte meydana gelebilecek depremlerin magnitüdlerinin hesaplanmasında geçmişte meydana gelmiş bütün depremleri hesaba katan bir yöntem önermişlerdir. Bu yöntemde önce geçmişte meydana gelmiş bütün depremlerin istatistiksel bir sınıflaması yapılır. İncelenen periyotta meydana gelmiş deprem magnitüdlerinden belli bir eşik magnitüdün üzerinde olanlar (M) küçükten büyüğe doğru sıralanır ve her magnitüdün karşısına bu magnitüd ve üzerinde kaç tane (N) olduğu belirtilir. N değerleri Logaritmik düşey eksene, magnitüd (M) değerleri de yatay eksene de yerleştirilerek LogN-Magnitüd ilişkisi grafiği elde edilir. Bu grafikte koordinatların gösterdiği veri noktalarından geçen en yakın doğru parçasının denklemi:

$$\log N = a - bM \quad (1)$$

şeklinde ifade edilebilir. Yukarıdaki bağıntıda N; belli bir (M) magnitüdünde ve bundan daha büyük değerdeki depremlerin toplam sayısıdır. a ve b regresyon katsayıları En Küçük Kareler Yöntemi ile hesaplanırlar.

(1) eşitliği ile verilen Richter formülü incelenen T_2 yıllık sismik gözlem periyoduna karşılık gelir (genellikle 100 yıl). T_1 yıllık sismik yeni bir periyod göz önüne alınırsa iki grup arasında;

$$N_1/N_2 = T_1/T_2 \quad (2)$$

şeklinde bir ilişki kurulabilir. Yapılan kabulde belli M_1 magnitüdüne eşit veya daha büyük magnitütteki depremlerin sayısı ile zaman periyodu arasında bir oran vardır.

Zaman periyodu büyüdükçe deprem sayıları da artar. (2) eşitliğinde her iki tarafın logaritması alınıp düzenlenirse;

$$\log(N_1/N_2) = \log(T_1/T_2)$$

$$\log N_1 = \log N_2 + \log(T_1/T_2)$$

$$\log N_1 = a - b.M + \log(T_1/T_2) \quad (3)$$

denklemleri elde edilir. T_1 veya T_3 yıllık yeni çalışma periyotları için (3)'te verilen eşitlik kullanılmalıdır. T_2 yıllık gözlem periyodunda sismik veriler için regresyon analizi tamamlandıktan sonra (2) ve (3) denklemlerinden aşağıdaki sonuçlar çıkarılabilir:

a) T_2 yıl içinde meydana gelmesi muhtemel maksimum magnitüd değeri (1) eşitliğinde $N = 1$ konularak (4) bağıntısı şeklinde elde edilir.

$$M_{maks} = a/b \quad (4)$$

b) Maksimum olası deprem magnitüdü M_{maks} için dönüş periyodu T_2 yıldır.

c) T_2 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum deprem sayısı $N_2(1)$ 'de verilmiş olan bağıntıda $M = 0$ konularak (5) bağıntısı şeklinde elde edilir.

$$N_2 = 10^a \quad (5)$$

d) Herhangi yeni T_1 yıllık bir periyotta meydana gelebilecek maksimum magnitüd değeri (1.3)'de verilen bağıntıda $N = 1$ konularak (6) bağıntısı şeklinde elde edilir.

$$M_{maks} = [a + \log(T_1/T_2)]/b \quad (6)$$

e) Dönüş periyodu $T_1 = 1$ yıl olan ortalama magnitüd değeri (6) eşitliğinde $T_1 = 1$ konularak (7) bağıntısı şeklinde elde edilir.

$$M_m = (a - \log T_2)/b \quad (7)$$

f) Maksimum magnitüd (M_d) için dönüş periyodu T_d , (3) bağıntısında $N_1 = 1$ yazılarak aşağıdaki bağıntıdan hesaplanabilir.

$$T_d = 10^{(\log T_2 - (a - bM_d))} (T_1 = T_d) \quad (8)$$

g) M_d magnitüdünde bir depremin bir yıl içinde meydana gelme olasılığı

$$R = pr = 1/T_d \quad (9)$$

şeklinde ifade edilir. Bu eşitlikte R , M_d magnitüdünün yıllık aşılma olasılığıdır.

3.2.2. Gumbel Yöntemi (Fisher – Tippett Tip-1, Yıllık Maksimum Değerler Metodu)

Yöntem her yılda meydana gelmiş en büyük magnitüdlü depremi dikkate alır. Hiç deprem kaydı bulunmayan yıllarda ise alt sınır olarak kabul edilen bir magnitüd değeri kullanılır (Lomnitz, 1966; Cornell, 1968; Olivera, 1974). Gumbel yöntemi sadece yıllık en şiddetli deprem magnitüdünü esas alacak şekilde geliştirilmiştir. Bunun sebebi katalog bilgilerinin eksikliklerini gidermek ve bir yıl içinde meydana gelen depremlerin en şiddetli olanından geri kalanlarının sonuçlara etkisini ortadan kaldırmaktır. Gumbel tarafından önerilen uç değerler yöntemi ile ekstrem olayların dağılımları ve bu olayların tekrar oluş zamanları güvenilir şekilde hesaplanabilir (Knopoff ve Kagan, 1977).

Gumbel yönteminde;

$N(M)$: Belli bir M değerine eşit ya da büyük deprem sayısı

$F(M)$: M magnitüdünde bir depremin gruptaki diğer depremlere göre rölatif frekansı

$G(M)$: Magnitüdlere dağılım fonksiyonu, M veya daha küçük deprem oluşumlarının birikimli(kümülatif) frekansı

$R(M)$: M veya daha büyük deprem oluşumlarının olasılığı olacak şekilde hesap edilmesi gereken 4 farklı magnitüd fonksiyonu bulunmaktadır.

Frekans fonksiyonu $f(M)$ aşağıdaki bağıntı ile hesaplanır:

$$F(M) = J/(N_0 - 1) \quad (10)$$

Yukarıdaki eşitlikte N_0 değeri ele alınan toplam deprem sayısı yani sismik gözlem periyodundaki yıl sayısıdır. Birikimli frekans $G(M)$, frekans fonksiyonu $f(M)$ değerlerini yukarıdan aşağıya toplayarak elde edilir. Gumbel (1958) tarafından yıllık maksimum şiddetli deprem magnitüdlерinin dağılımı

$$G(M) = \exp(-\alpha \exp(-\beta M)) \quad (11)$$

bağıntısı ile verilmiştir. Bu eşitlikte M , deprem magnitüdü α ve β regresyon katsayıları yani bölgenin sismisitesine bağlı ilişki katsayılarıdır; $G(M)$ ise bir yılda magnitüdü M 'den büyük depremlerin asılmama olasılığıdır.

Aşılma olasılığı:

$$R(M) = Pr(M) = 1 - G(M) \quad (12)$$

şeklinde tanımlanır. Bu bağıntıda $R(M)$ magnitüdü M 'den büyük bir depremin aşılma olasılığını ifade etmektedir. Regresyon katsayılarını bulmak amacı ile önce her yılda bir meydana gelen en şiddetli deprem magnitüdü saptanır.

Ardından Gumbel dağılım fonksiyonunun katsayılarını bulmak için yıllık maksimum deprem magnitüdüleri N adet yıl için küçükten büyüğe doğru sıralanır ve her bir J 'inci magnitüde $J / (N + 1)$ olasılık derecesi verilir. Her magnitüd için N değerinin $\log N$ değeri hesaplanır. En Küçük Kareler Yöntemi ile $\log N - M$ ilişkisinin grafiği çizilir. Bu eğriden bir doğru geçirilir ve bu doğruya ait regresyon katsayıları hesaplanır.

Gumbel bağıntısı Gutenberg–Richter (1942) tarafından geliştirilen magnitüd–frekans bağıntısı ile yakından ilişkilidir. (11) bağıntısının her iki tarafının iki defa doğal logaritması alınır $\ln - (\ln G) = \ln \alpha - \beta M$ bağıntısı elde edilir. Her iki taraf $\log e$ ile çarpılarak 10 tabanına göre $\log (-\ln G) = \log \alpha - \beta (\log e) M$ şeklinde dönüştürülür. Buradan;

$$N = -\ln G \quad (13)$$

$$a = \log \alpha \quad (14)$$

$$b = \beta \log e \quad (15)$$

yerlerine konularak Gutenberg–Richter eşitliği elde edilmiş olur. Gutenberg–Richter ve Gumbel yöntemleri arasında (14) ve (15) bağıntılarından

$$\alpha = 10^a \quad (16)$$

$$\beta = b / \log e \quad (17)$$

$$N = \alpha \exp(-\beta M) = -\ln G \quad (18)$$

matematiksel ilişkileri elde edilir. Bunlara bağlı olarak; Her yıl meydana gelen ortalama magnitüd değeri:

$$M_m = M_{min} + 1 / \beta \quad (19)$$

ile hesap edilir. En sık meydana gelen magnitüd,

$$M_{m,maks} = (\ln \alpha) / \beta \quad (20)$$

şeklindedir. Bu değere “Modal Maksimum” adı verilir. Modal maksimumun tekrarlama periyodu 1 yıldır. Modal maksimum magnitüd değeri, 1 yıllık süre içindeki deprem sayısını veren (1) denkleminde $N = 1$ koyularak hesaplanır.

İncelenen sismik gözlem periyodu T_r yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd yani tekrarlama periyodu T_r yıl olan magnitüd elde edilir.

$$M_{maks} = (a + \log T_r) / b \quad (21)$$

Dönüş periyodu T_d olan magnitüdü M ve daha büyük depremlerin sayısı N için

$$N = T_d \alpha \exp(-\beta M) \quad (22)$$

$$N = -\ln G = -\ln (\exp(-\alpha T_d \exp(-\beta M))) \quad (23)$$

yazılır.

Yıllık aşılma olasılığı R , seçilen “ M ” magnitüdünde veya daha büyük bir depremin aşılabilme olasılığıdır. Yıllık aşılma olasılığı ise Gumbel dağılımının 1’den farkı olup aşağıdaki gibidir:

$$R = 1 - G = 1 - \exp(-\exp(-\beta M)) \quad (24)$$

Yıllık aşılma olasılığının tersi, depremin tekrarlama periyodu olan değerini verir ve (25) bağıntısı ile hesaplanır.

$$T_r = 1/R \quad (25)$$

Yıllık aşılma olasılığı değeri R ’nin bilinmesi durumunda bu aşılma olasılığına karşılık gelen magnitüd değeri

$$M = (1/\beta) \ln (\alpha / -\ln (1 - R)) \quad (26)$$

bağıntısı ile belirlenir. T_d yıllık bir periyotta meydana gelebilecek maksimum magnitüd değeri

$$M_{maks} = (\ln \alpha T_d) / \beta \quad (27)$$

ifadesinden bulunur (Tezcan ve diğ., 1991).

Ekonomik ömrü T_d yıl olan bir yapının ömrü içinde meydana gelebilecek ve magnitudü M veya daha büyük depremlerin meydana gelme olasılığı aşağıdaki eşitlik ile hesaplanır.

$$R = 1 - \exp(-\alpha T_d \exp(-\beta M)) \quad (28)$$

Bu bağıntıda $\exp(-\beta M) = \alpha T_r$ konulursa yıllık aşılma olasılığı değeri ile yapının ekonomik ömrü ve maksimum magnitudün tekrarlama periyodu arasındaki bağıntısı elde edilir. (29) bağıntısı aşağıda verilmiştir.

$$R = 1 - \exp(-T_d/T_r) \quad (29)$$

Buradan yapı ekonomik ömrü T_d biliniyorsa maksimum tekrarlama periyodu T_r (29) bağıntısı kullanılarak (30) eşitliğindeki gibi hesaplanır.

$$T_r = -T_d / (\ln(1 - R)) \quad (30)$$

3.2.3. Poisson Model

Depremlerin zamana göre oluşumu gelişigüzel bir süreç olarak alınmaktadır. Geçmişte gözlenen depremlerle beklenecek depremlerin tahmini stokastik modellerle ifade edilmektedir. Lomnitz (1966), büyük depremlerin oluşumu için Poisson modelini kullanmıştır. Poisson modelinde deprem olaylarının birbirinden bağımsız oldukları varsayılarak depremlerin oluşumu zaman uzayında bir Poisson süreci olarak alınmaktadır. Poisson dağılımının üç temel özelliği vardır:

- Kararlılık; Oluşumların birim zamandaki ortalama sayısı λ “dağılımın oranı” olarak adlandırılmaktadır.
- Düzenlilik; Olayların zaman içerisinde geniş bir biçimde yayılması ve iki veya daha fazla olayın aynı anda gerçekleşme olasılığının sıfıra gitmesini ifade etmektedir. Buna bağlı olarak olayların tek tek oluştuğu varsayılır.
- Bağımsızlık; Δt küçük bir zaman aralığını ifade etsin. t zamanından $t + \Delta t$ zamanına kadar oluşan olayların sayısı $N(t, t + \Delta t)$ olsun. t 'den önceki herhangi bir zaman ise f ile gösterilirse, $N(t, t + \Delta t), N(f + \Delta f)$ 'den bağımsızdır.

Bu özellik olayların gerçekleşmesinin tamamen rastlantı sonucu olduğunu göstermektedir. Eğer λ zamanın bir fonksiyonu değilse dağılım kararlılık özelliğine sahiptir. Yani zaman eksenini boyunca herhangi bir aralık için bir oluşumun meydana gelme olasılığı tamamen aynıdır. Poisson dağılımı matematiksel olarak aşağıdaki gibi ifade edilir:

$$P(N, t) = ((\lambda t)^N e^{-\lambda t}) / N! \quad (31)$$

Bu bağıntı olasılık fonksiyonudur ve birim zamanda N tane olayın gerçekleşme olasılığını verir. λ birim zamandaki deprem sayısını göstermektedir. Deprem oluşumlarının Poisson dağılımıyla verilebilmesi için yukarıda saydığımız özellikleri göstermesi gerekir.

Poisson modelinin deprem verileri ile uyumlu olup olmadığının araştırılması için değişik istatistiksel testlerden yararlanılabilir. Dünyanın çeşitli bölgelerinde Poisson modelinin uygunluğu araştırmacılar tarafından incelenmiştir. Gözlenen geçmiş deprem kayıtlarından artçı depremler ayıklandığında geriye kalan ana şoklar için özellikle bunların büyük magnitudlü olmaları durumunda Poisson süreci geçerli bir varsayım olmaktadır. Örneğin Kallberg tarafından Kaliforniya'da meydana gelmiş ve magnitudü 4.5 ten büyük tüm depremleri içeren bir uyum testi yapılmıştır.

Poisson varsayımının başlıca eksikliği depremlerin büyük bir ana şok etrafında kümeleşme eğilimlerini içermemesidir. Poisson modelini geliştirme yönünde yapılan çalışmaların çoğunluğunda bir deprem olayının sadece kendisinden hemen önce olan bir deprem olayı ile bağıntısının bulunduğu varsayılmıştır. Deprem sayıları yıllara göre düzenlenir ve depremlerin yıllık sayılarının gerçek dağılımı hesaplanabilir. Hesap sonucu Poisson dağılımı ile karşılaştırılabilir. (32) denklemin depremlerin zaman içinde Poisson dağılımına uygunluğunu belirlemede kullanılır.

$$P_r = (h^r e^{-h}) / r! \quad (32)$$

Bu eşitlikte h depremlerin yıllık ortalama sayısıdır. Gerçek dağılım ise aşağıdaki gibi hesap edilir:

$$P_r = n_r / \sum n_r \quad (33)$$

Bu bağıntıdan r , r sayıdaki depremin yıllık oluşumlarıdır. Her iki dağılımda r , bir yılda olan depremlerin sayısıdır. Poisson yönteminde kümülatif frekans dağılımı, (t zaman aralığında N veya daha az deprem bulunma olasılığı)

$$Pr(N, t) = (\sum (\lambda t)^k e^{-\lambda t}) / k! \quad (34)$$

ile gösterilir. Poisson dağılımında deprem oluşları arasındaki zamanlar negatif üstel dağılımı göstermektedir.

$$P(t) = -\lambda e^{-\lambda t} dt \quad (35)$$

Yukarıdaki bağıntıda P , iki deprem arasında verilen bir zaman aralığının ($t, t + dt$) zaman aralığı içine düşme olasılığıdır. Buna karşılık gelen kümülatif dağılım fonksiyonu;

$$F(t) = 1 - e^{-\lambda t} \quad (36)$$

şeklindedir. $F(t)$, iki deprem arasında verilen zaman aralığının t ve t 'den daha az olma olasılığıdır. İncelenen zaman aralığında M_1 değerinden büyük ve ona eşit olan depremlerin yıllık ortalama sayısı $n(M \geq M_1)$ ve sismik risk değerleri hesaplanabilir. M magnitüdüne eşit ya da büyük depremlerin toplam sayısı Gutenberg-Richter tarafından verilen (1) bağıntısından aşağıdaki şekilde hesaplanır:

$$N(M) = 10^{a-bM} \quad (37)$$

Yukarıdaki eşitlik incelenen zaman periyodu T ile bölünürse (1.38) bağıntısı elde edilir:

$$N(M) / T = (10^{a-bM}) / T \quad (38)$$

Her iki tarafın logaritması alınırsa (39) bağıntısı elde edilir:

$$\text{Log}(N(M)T) = a - bM - \log T \quad (39)$$

Belli M magnitüdüne eşit ya da daha büyük depremlerin yıllık kümülatif sayısı

$$n(M \geq M_1) = 10^{a-bM-\log T} \quad (40)$$

olarak hesaplanır.

Belirli bir T periyodunda magnitüdü verilen bir M değerinden daha büyük bir ya da daha fazla yıkıcı depremin meydana gelme olasılığı aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$R(M) = 1 - e^{-n(M)T} \quad (41)$$

T yıllık sürede meydana gelen depremlerin magnitüdlerinin ortalaması:

$$M_m = (\sum MiNi) / \sum Ni \quad (42)$$

bağıntısı ile elde edilir.

3.2.4. Weibull Yöntemi (Fisher-Tippet Tip-III Yöntemi)

Weibull dağılımı öncelikle kalite-kontrol araştırmalarında kullanılmıştır. Weibull dağılımını Hagiwara (1974) ve Rikitake (1975) deprem oluşumu için, Fisher ve Chou (1975) deprem riskinin saptanmasında kullanmışlardır. Ayrıca İstanbul'un deprem riskini belirlemek amacıyla Işıkara (1984) bu yöntemle çalışmıştır.

Meydana gelen depremler arasındaki zaman aralıkları $t = 1$ olacak şekilde Weibull yoğunluk fonksiyonu:

$$f_T(t) = \mu \gamma t^{(\gamma-1)} \exp(-\mu t^\gamma) \quad \mu, \gamma > 0 \quad (43)$$

bağıntısından hesaplanır. Dağılım fonksiyonu ise

$$F_t(t) = 1 - \exp(-\mu t^\gamma) \quad \mu, \gamma > 0 \quad (44)$$

şeklinde hesaplanır. Yukarıdaki bağıntılarda μ ölçek, γ ise şekil parametresi olup dağılımdan bulunurlar.

Δt küçük zaman aralıkları olsun, t ile $t + \Delta t$ zaman aralığında deprem olma olasılığı depremin t zamanından önce olmaması koşulu ile $\lambda(t)$. Δt ile hesap edilir. Burada $\lambda(t)$ tehlike oranıdır ve aşağıdaki bağıntı ile tanımlanır:

$$\lambda(t) = f_T(t) / (1 - F_T(t)) \quad (45)$$

(44) ve (45) bağıntılarından (46) bağıntısı şu şekilde elde edilir:

$$\lambda(t) = \mu \gamma t^{(\gamma-1)} \quad (46)$$

γ , şekil parametresi değişikçe tehlike oranı $\lambda(t)$ de zamanla artar veya azalır.

$\gamma=1$ olması durumunda $\lambda(t)$ sabit bir değere eşittir. Bu da Poisson dağılımını ifade eder (Yüksel ve Khalili, 1989).

Weibull dağılımını belirlemek amacıyla grafik yöntem kullanılırsa dönüşüm için gerekli olan değişken (47) bağıntısı ile elde edilir.

$$G = \ln (\mu T^\gamma) \quad (47)$$

Dağılım fonksiyonu ise

$$F_G(G) = 1 - \exp(-\exp(G)) \quad (48)$$

şeklinde tanımlanır. t_i ; i .inci zaman aralığı olmak üzere (49) bağıntısı ile doğrusal hale dönüşür.

$$G_i = \ln \mu + \gamma \ln t_i \quad (49)$$

μ ve γ değerleri En Küçük Kareler Yöntemi ile hesaplanır. R , olabilirlik veya geçerlilik fonksiyonu aşağıdaki gibi belirlenir:

$$R = 1 - F_G(G) \quad (50)$$

(47), (48) ve (50) denklemleri kullanılarak (51) bağıntısı elde edilir.

$$G_i = \ln \ln(1/R) \quad (51)$$

μ ve γ , parametreleri kullanılarak aşılma olasılığı bağıntısı (52) eşitliğindeki gibi hesaplanır.

$$P = 1 - \exp(-\mu t^\gamma) \quad (52)$$

(52) bağıntısından yineleme periyodu (r); tasarım periyodu (D) ve $B = r/D$ boyutsuz parametreleri kullanılarak

$$P = 1 - \exp(-(1/B)^\gamma) \quad (53)$$

olarak tanımlanır. Yineleme periyodu r , μ ve γ cinsinden de aşağıdaki gibi elde edilir:

$$r = (1/\mu)^{(1/\gamma)} \quad (54)$$

3.2.5. Markov Modeli

Markov modeli gelecekteki depremlerin geçmiş depremlere bağımlı olduğu varsayımını öngören Elastik Rebound kuramına uymaktadır. Kesikli parametrelili ($t=0,1,2,\dots$) rastlantısal bir süreç olan $x(t)$ 'nin koşullu olasılığı yalnızca bir zaman birimi öncesindeki değer, $x(t-1)$ 'e bağımlı ise, bu tür rastlantısal süreçlere birinci mertebe Markov zinciri denir. Matematiksel olarak bu koşul aşağıdaki gibi ifade edilir;

$$p[x(t)|x(1),x(2),\dots,x(t-1)]=p[x(t)|x(t-1)] \quad (55)$$

Bu tür Markov süreçleri bir-adım bellekli olmuşlardır ve bu oluşumlarda bir durumdan diğerine geçiş olasılıkları geçiş matrisi adı verilen ve $[p]$ ile gösterilen bir adım matrisi ile tanımlanabilir:

$$[p] = \begin{bmatrix} p(0,0) & p(0,1) \\ p(1,0) & p(1,1) \end{bmatrix} \quad (56)$$

Bu matriste

$p(1,1)$ = Bir önceki zaman biriminde bir deprem olduğu bilinirken şu andaki zaman biriminde bir deprem olma olasılığı, $p(0,1)$ = Bir önceki zaman biriminde bir deprem olmadığı bilinirken şu andaki zaman biriminde bir deprem olma olasılığıdır. $p(0,0)$ ve $p(1,0)$ da benzer şekilde tanımlanabilir. Bu modelde, seçilen zaman birimi içerisinde birden fazla deprem olma olasılığının çok küçük olduğu varsayılır. Sistemin başlangıçtaki durumu, olasılık satır vektörü $\Pi(0)$ ile tanımlanırsa sistemin n -adım sonraki durumu;

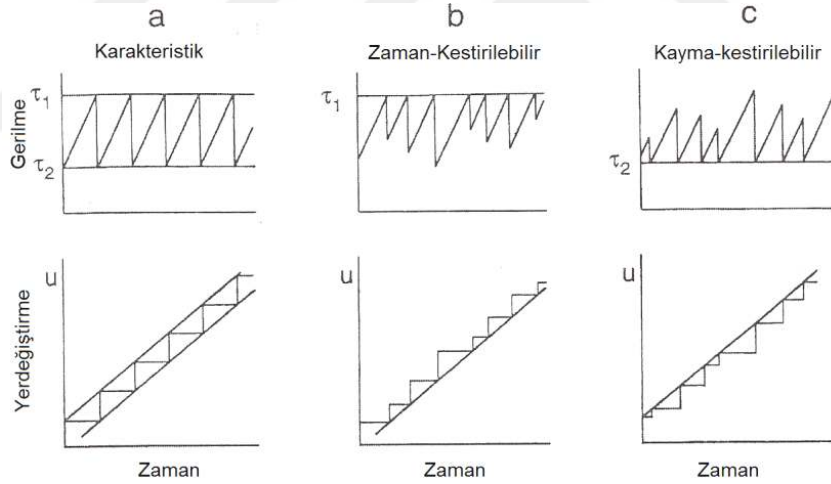
$$\Pi(n) = \Pi(0)[p]^n \quad n=0,1,2,\dots(57)$$

ile bulunur. Burada $[p]^n$, n -adımlık geçiş matrisini simgeler.

3.3. Deprem Kestirimi için Kuramsal Modeller

Reid (1910)'in elastik yenilenme teorisi bilinen levha tektoniği kuramı ile birleştirilerek depremlerin kestirilebileceği ileri sürülmektedir. Yarı-periyodik davranış gösteren fayların gözlemi deprem kestirimi ve tehlike azaltma için şarttır. Kuramsal olarak eğer levha hareketleri düzenli ise gerilme birikimi düzenli olarak artacak ve düzenli zaman aralıklarında kayma oluşacaktır; kayma ataklarının arasında geçen zaman miktarı tekrarlanma zamanı olarak adlandırılır. Deprem kestirimi için tanımlanan üç temel model

vardır: (1) karakteristik deprem, (2) zaman-kestirilebilir deprem ve (3) kayma-kestirilebilir deprem (Lay ve Wallace, 1995). Her model bir deprem döngüsü süresince gerilme birikimine ve rahatlama öyküsüne dayanır (Şekil 3.2). Karakteristik deprem modelinde (Şekil 3.2a), kayma gerilmesi faylanma mukavemetinin seviyesine (τ_1) kadar fay üzerinde birikir. Kayma gerilmesi τ_1 'e ulaştığında fay yırtılır ve kayma gerilmesi fay üzerindeki sürtünmeye eşit bir seviyeye (τ_2) düşer. Fay üzerindeki kayma miktarı her deprem için aynıdır ve tekrarlanma zamanı zaman içerisinde sabittir. Ne yazık ki, karakteristik deprem davranışı doğada yaygın olarak görülmez, çünkü model levha hareketlerinin düzgün ve fay sürtünmesini ve fay mukavemetini sabit kabul etmektedir. Ancak Kaliforniya Parkfield yakınındaki San Andreas fayının bir bölümü karakteristik deprem modeline bir örnek olabilir. Bu fay parçası 1857'den itibaren 22 yıllık ortalama bir tekrarlanma aralığı ile $M > 6$ olan en az beş deprem üretmiştir (Bakun ve Lindh, 1985). Tekrarlanma zamanında biraz değişkenlik vardır, ancak bu karakteristik davranışı inceleyerek fay davranışını anlamaya doğru ilk adım atılmış olabilir.



Şekil 3.2. Sabit bir yükleme hızı için fay gerilmesindeki değişikliklere dayalı deprem kestirim modelleri. Üstteki şekiller farklı kestirim modelleri için faydaki gerilme geçmişini göstermektedir. Altındaki şekillerdeki u , gerilme geçmişi ile ilişkili olarak faydaki kayma veya yer değiştirmedir (Shimazaki ve Nakata, 1980'den değiştirilerek alınmıştır).

Zaman-kestirilebilir model (Şekil 3.2b) fay mukavemetinin (dayanımının) sabit olduğunu ve kayma gerilmesinin τ_1 seviyesine ulaştığında daima fayın yırtılacağını kabul eder. Ancak, faydaki kayma her yırtılma ile değişebilir. Bu model fay üzerindeki büyük bir kaymanın kayma gerilmesinin seviyesini küçük bir kaymaya göre daha fazla ölçüde

azaltacağını kabul etmektedir. Bu nedenle düzenli levha hareketleri kabulüne göre, büyük bir kaymadan sonra kayma gerilmesinin τ_1 seviyesine ulaşması için daha uzun bir süre gerekecektir. Geçmiş deprem esnasında oluşan kayma miktarının bilinmesi, zaman-kestirilebilir model kullanılarak gelecek depremin zamanının kestirilmesine olanak sağlar. Kaliforniya'daki San Francisco körfezinin yakınında bulunan Calaveras fayının 1962-1977 kısa gözlem aralığında zaman-kestirilebilir davranışa sahip olduğu görülmüştür (Bufe ve diğ., 1977). Herhangi bir deprem sırasında kayma miktarı değişken olsa da kaymanın kümülatif miktarı zamanla doğrusaldır.

Kayma-kestirilebilir modelde (Şekil 3.2c), fay her zaman aynı kayma gerilmesinde (τ_1) yırtılmaz. Aksine, bir deprem faydaki kayma gerilmesini daima fayın sürtünme seviyesine (τ_2) indirir. Bu model yırtılma oluşacak zamanı tahmin etmek için kullanılmaz, ancak verilen herhangi bir zamanda oluşacak depremin magnitüdünü tahmin etmek için kullanılabilir. Bir depremden sonra faydaki gerilim τ_2 'den sabit bir oranda artacaktır. Herhangi bir zamandaki potansiyel fay kayması faydaki kayma gerilmesi ile orantılıdır. Bu nedenle, eğer son yırtılma zamanı bilinirse, faydaki kayma gerilmesi ve potansiyel yer değiştirme herhangi bir zaman da hesaplanabilir.

3.3.1. Zaman ve Magnitüd Kestirilebilir Yöntemin Aşamaları

Yöntem sismojenik kaynakların belirlenmesi (bölgelere ayırma), verilerin homojenliğinin ve tamlığının araştırılması, yıllık sismik moment oranının hesaplanması, verilerin kümelenmesi, model parametrelerinin belirlenmesi ve olması beklenen ana şokların magnitüdlerinin, tekrarlanma zamanlarının ve olasılıklarının hesaplanmasını içerir.

1) Sismojenik kaynakların belirlenmesi (Bölgelere ayırma): Bölgesel zaman ve magnitüd kestirilebilir model bir sismojenik bölge için geçerlidir, yani daha küçük anaşoklu yırtılma zonlarının yanı sıra litosferin bu kısmının en büyük ana şoklu yırtılma zonunu (fay, deformasyona uğramış bölüm) içeren litosferin nispeten küçük bir bölümü için geçerlidir. Sismojenik bölgenin belirgin özelliği, önemli sismik etkileşim (gerilme

dağılımı vb.) esnasında faylar arasındaki etkileşimdir. Bu yüzden mevcut durumda bölgelere ayırma sismojenik bölgelerin sınırlarını tanımlama işlemidir.

Sismojenik bölgelerde bir sismik alanın ayrılması (örneğin Japonya bölgesi) belirli sismotektonik ve jeomorfolojik kriterlere dayanmaktadır. Bu kriterler ise; sismisitenin konumsal kümelenmesi, topoğrafya değişimi (yükseltiler, çukurlar vb.), büyük depremlerin yırtılma zonlarının boyutları (yüzeylemiş fay izleri, yeni olayların artçı şok yığınlarının dağılımı, tsunamiye neden olmuş kaynaklar, odak alanları güvenilir şekilde belgelenmiş tarihsel depremler ve sismik olaylar arasındaki etkileşimler için kanıtlardır.

Modelin temel özelliklerindeki bölgelere ayırma işleminin etkisini kontrol etmek için karmaşık sismisite modeline ve tektoniğine sahip alanlarda (örneğin, Filipinler, Tayvan, Yeni Hebridler) farklı bölgelemeler yapılmış ve sismojenik bölgelerin doğru tanımlanmasının önemli olmasına rağmen bu modelin temel özellikleri ve sonuçları için çok önemli olmadığı gözlenmiştir. Çünkü faylar arasında etkileşimin olduğu sismojenik bölgeler çok keskin bir şekilde birbirinden ayrılamaz, hatta daha uzakta yer alan başka bir fayında etkileme olasılığının da var olduğu unutulmamalıdır. Ancak bu olasılık artan uzaklıkla azalmaktadır.

2) Verilerin homojenliği ve tamlığı: Böyle bir çalışmada kullanılan veriler homojen olmalıdır, yani depremlerin magnitüdüleri aynı ölçü biriminde olmalıdır. Bu nedenle burada kullanılan magnitüdülerin tümü yüzey dalgası magnitüdü (M_S) olarak seçilmiştir. Tam verileri kullanmak, yani belirli bir zaman periyodunda belirli bir sismojenik bölgede oluşmuş ve belirli bir minimum değerden daha büyük magnitüdülere sahip tüm depremleri içeren bir veri seti kullanmak böyle bir çalışma için gereklidir. Bu durumda birçok tamamlanmış veri seti geçmişteki zamanı artırarak her bir sismojenik bölge için minimum magnitüdü gittikçe büyütmekte ve böylece büyük depremler için olduğu kadar küçük depremler için de büyük veri setleri elde edilmektedir.

3) Sismik moment oranı: Sismojenik kaynakların her birindeki sismik moment oranı $\dot{M}_0$ (dyn.cm/yıl) kaynakta sarf edilen tektonik birikimi ifade etmektedir ve bu nedenle çok önemli bir parametredir. Bu parametre büyük depremlerin momentlerinin toplanıp, karşılık gelen zamana bölünmesi gibi sismoloji yöntemleriyle veya diğer yöntemlerle (örneğin jeodezi yöntemleriyle) hesaplanabilir. Ancak bu çalışmada sismik moment oranı $\dot{M}_0$ 'ın

güvenilir ve oldukça kolay bir hesaplama yolu Molnar (1979) tarafından önerilen (58) bağıntısının uygulanmasıyla yapılmıştır:

$$M_0 = \frac{G}{1-E} M_{0,max}^{(1-E)} \quad (58)$$

Burada $G = 10^{(a+b'k/r)}$ ve $E = b'/r$ dir. a ve b' ,

$$\log N = a - b'M \quad (59)$$

bağıntısı ile verilen Gutenberg ve Richter (1944) ilişkisinin her bir kaynakta bir yıl için normalize edilmiş sabitleridir. r ve k ,

$$\log M_0 = rM + k \quad (60)$$

bağıntısı ile verilen sismik moment (M_0)- magnitüd (M) ilişkisinin sabitleridir. $M_{0,max}$, kaynaktaki en büyük M_{max} magnitüdlü depremle açığa çıkan sismik momenttir. Ege bölgesi için sığ depremler durumunda $r = 1.5$ ve $k = 15.89$ (Papazachos ve Kiratzi, 1993) ve orta derinlikteki depremler durumunda $k=16.00$ olarak hesaplanmıştır.

(59) bağıntısındaki a ve b' sabitlerinin hesaplanması bazı sismologlar tarafından “ortalama değer yöntemi” olarak adlandırılan yöntemle (Milne ve Davenport, 1969) yapılmıştır. Papazachos (1990) bu yöntemin ayrıntılı açıklaması yapmıştır. Buna göre yöntem her bir kaynak için farklı tam veri grupları kullanılmasına olanak sağlamak ve büyük magnitüd aralıkları için depremlerin yıllık frekansları hesaplanabilmektedir. Bu yolla mevcut yüzyıl ve tarihsel büyük depremlerle ilgili bilgiler ve küçük yeni depremlerin aleysel bilgileri daha kullanışlı hale gelmektedir.

Bu yöntemin uygulanması için her bir sismojenik kaynakta (t, t_o) olarak ifade edilen tüm zaman aralığı güvenilir veri elde etmek için alt aralıklara (t_1, t_o), (t_2, t_o), (t_3, t_o),..., $t_1 < t_2 < t_3$ (bu çalışmada birinci sismojenik kaynak için $t_o = 2003$, $t_1 = 1668$, $t_2 = 1900$ alınmıştır) ayrılır ve verilerin tam olduğu her bir alt aralık için bir minimum (M_{min}) magnitüd tanımlanır (bu çalışmada 1668-2003 için $M_1 = 7.0$, 1900-2003 için $M_2 = 5.5$ alınmıştır). Sonra (t_1, t_o) tüm zaman aralığı boyunca her M magnitüdü için (her bir $M+\Delta M$ magnitüd adımı için, genellikle $\Delta M = 0.05$ alınır) şokların sayısı $n(M)$, $M \geq M_1$ magnitüdüleri için $n(M) = n_1(M)$, M_2 ve M_1 arasındaki magnitüdüleri için $n(M) = n_2(M) \cdot (t_o - t_1)/(t_o - t_2)$, M_3 ve M_2 arasındaki magnitüdüleri için $n(M) = n_3(M) \cdot (t_o - t_1)/(t_o - t_3)$ olarak hesaplanır. Burada $n_1(M)$, $n_2(M)$, $n_3(M)$,.... mevcut tüm veriler için karşılık gelen magnitüd

aralıklarındaki deprem sayısıdır ($M \geq M_1, M_1 \geq M \geq M_2, M_2 \geq M \geq M_3, \dots$). Tüm zaman aralığında ve her bir magnitüd için şokların sayısı $n(M)$ belirlendikten sonra birikimli frekans $N(M)$ kolayca hesaplanır ve bu birikimli frekans ile (59) bağıntısında verilen Gutenberg ve Richter ilişkisinin katsayıları en küçük kareler yöntemiyle hesaplanır.

4) Verilerin kümelenmesi: Hemen hemen periyodik davranış gibi düzenlilikler büyük depremler için gözlenmektedir. Bu yöntem zaman ve mekânda kümelenen her bir deprem grubunun en büyük depremlerine yani ana şoklarına uygulanmaktadır. Kümelenme genellikle standart (dar anlamda) olarak öncü şoklara ve esas olarak atçı şoklara, yani odakları ana şokun yırtılma zonunda (deformasyon alanında) yer alan ve genellikle birkaç ay süren şoklara dayandırılır. Ancak bu şoklar veri kümelenmesinden çıkarılırsalar bile hala etkilidirler (Kagan ve Jackson, 1991a). Çünkü mekânsal kümeleme sadece ana şokun yırtılma zonunda değil, aynı zamanda sismojenik bölge olarak adlandırılan daha geniş alanda da meydana gelmektedir. Buralarda diğer ana şoklar da meydana gelmekte ve karşılık gelen kümelenme zamanı birkaç yıla ulaşabilmektedir.

Böyle bir kümelenme periyodunda sismojenik bölgede meydana gelen en büyük deprem bu bölge ve bu zaman periyodu için ana şoktur. Farklı kümelenme periyodlarında aynı bölgede meydana gelen aynı ya da farklı magnitüdlü birçok anaşok olduğu açıktır. Bir bölgenin iki ana şokunun farklı faylarda olmasının gerekli olmadığı belirtilmelidir. Bunlar aynı fayın farklı kısımlarında veya bir fayın aynı kısmında bile oluşabilirler.

Karakaisis ve diğ., (1991) Ege bölgesi için tam ve homojen aletsel veri setini kullanmışlar ve öncü şok aktivitesinin toplam süresinin sabit ($t_p=2.7$ yıl) olduğunu, bu sürenin sismojenik bölgede oluşan önceki ve sonraki ana şok magnitüdüne bağlı olmadığını bulmuşlardır. Ege ve çevresi içeren daha geniş bir alan için oluşturulan büyük bir veri seti atçı şok aktivitesinin süresini belirlemek için aynı araştırmacılar tarafından da kullanılmış, bu sürenin birkaç yıl mertebesinde olduğu ve bunun logaritmasının önce olan ana şokun magnitüdünün doğrusal bir fonksiyonu olduğunu ileri sürülmüştür.

Magnitüdü 7.5 değerine kadar sığ ana şokların öncü ve artçı şok aktivitesi için Ege bölgesinden ve diğer bölgelerdeki daha büyük depremler için bazı ilave verilere dayanarak (Papazachos ve diğ., 1997), öncü şok (t_p) ve artçı şok (t_a) aktivitelerinin toplam süresinin hesaplanması için (61) bağıntısı ileri sürülmektedir.

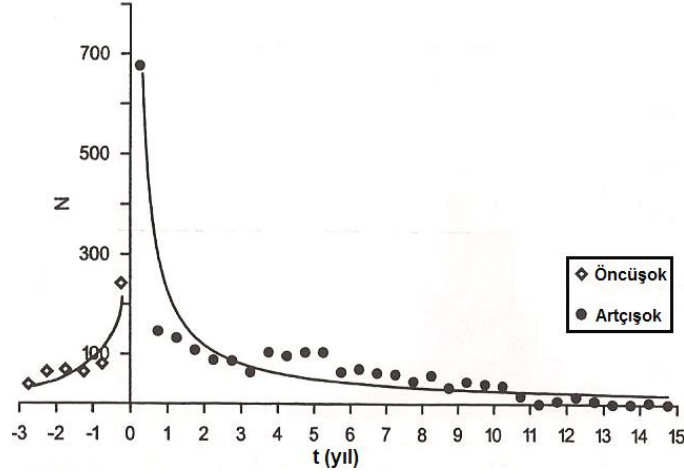
$$t_p = 3 \text{ yıl}, \quad \log t_a = 0,06 + 0.13M_p \quad (61)$$

Burada M_p , önce olan ana şokun magnitüdüdür. Artçı şok aktivitesinin süresinin anaşokun büyüklüğü ile artması ve öncü şok aktivitesinin süresinin sabit olması daha önceki araştırmacıların buldukları sonuçlarla da uyumludur (Mogi, 1985, Karakaisis ve diğ., 1991).

Karakaisis (1993b) tarafından (61) bağıntısının geçerliliğini kontrol etmek için 1981 Ocak ayından itibaren çalışan sürekli istasyon ağlarının bulunduğu Yunanistan'ın kuzeyinde meydana gelen iki kuvvetli depremin yırtılma zonları civarındaki geniş bölge içinde mikrosismisite ile ayrıntılı gözlemler yapılmıştır. İlk deprem 20 Haziran 1978 ($M_S=6.5$) de olmuştur. Ancak deprem olduktan sonra birkaç yıllık artçı şok aktivitesine ulaştığı gözlenmiştir. İkinci deprem 21 Aralık 1990 ($M_S=5.9$) da olmuştur. Bunun artçı şok aktivitesi birkaç yıl sürerken, öncü şok aktivitesi 2.6 yıl devam etmiştir. Papazachos ve diğ., (1997) Pasifik çevresindeki kuşakta yaptıkları uzun dönem deprem kestirimi çalışmasında kıtasal kırık sisteminin 274 sismojenik bölgesi için ana şokun başlangıç zamanına göre (yıl başına şok sayısı) öncü şok (n_p) ve artçı şok (n_a) sayısının zamana göre dağılımını incelemiş ve en küçük kareler hassasiyeti ile (62) bağıntılarını bulmuşlardır.

$$n_p = 85t^{-0.7}, \quad n_a = 224t^{-0.9} \quad (62)$$

Burada t ; ana şokun başlangıç zamanından ölçülen yıl olarak zamandır. Öncü ve artçı şoklar için (5) bağıntılarındaki 0.7 ve 0.9 değerlerinin kısa dönem kümelenme (öncü ve artçı şoklar) için benzer bağıntıların değerleri ile yakın değerde olması önemlidir. Öncü ve artçı şokların zamana göre dağılımı Şekil 3.3'da gösterilmektedir. Bu kümelenme süresi genellikle birkaç yıl mertebesinde ve bu nedenle orta dönem kümelenme olarak ta düşünülebilir. (61) bağıntısına göre en büyük ana şoklar için orta dönem kümelenmenin toplam süresi yaklaşık 20 yıla kadar ulaşabilir. Ancak uygulamada çoğunlukla 15 yıldan daha az bir zaman alınmaktadır. Depremlerin daha geniş kümelenmesinin yapıldığı bu çalışmanın sonuçları farklı metot ve veri seti kullanılmasına rağmen Kagan ve Jackson (1991a)'nın uzun dönem deprem çalışmalarından elde ettikleri sonuçlara benzerdir.



Şekil 3.3. Ana şokun oluş zamanı ile ilişkili öncü ve artçı şokların sayısının (yıldaki şok sayısı) zamana göre değişimi (Papazachos ve diğ., 1997).

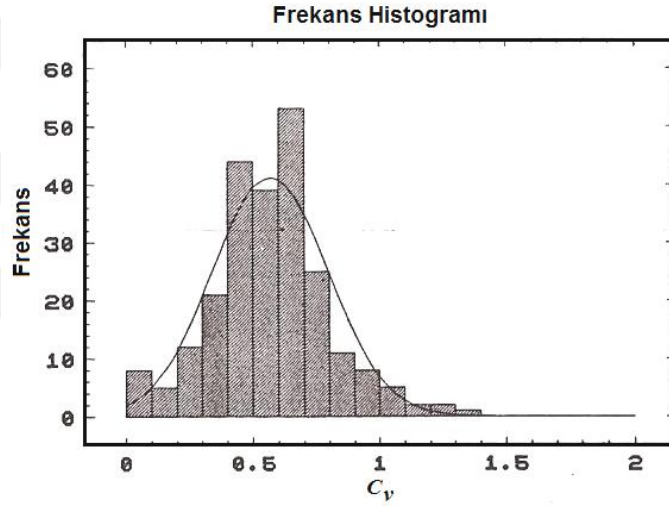
Ayrıca Papazachos ve diğ., (1997) $t_p = 5$ yıl ve $t_a = 10$ yıl olarak (61) bağıntısının modelin temel özelliklerini değiştirmedeğini (yani model parametrelerinin belirlenmesinde kullanılan bağıntılarda yer alan c 'nin pozitif, C 'nin negatif değerli olması) ve yöntemin sonuçlarını çok fazla etkilemediğini bulmuşlardır. Her bir sismojenik kaynak için mevcut deprem kataloğunun kümelenmesi işlemi aşağıda tanımlanan yolla yapılmaktadır:

Her bir sismojenik kaynak için kataloğun en büyük depremi alınır ve bunun öncü ve artçı şok aktiviteleri (61) bağıntısı kullanılarak belirlenir. Bu yolla bu kaynağın sismik serilerinden biri tanımlanır ve (60) bağıntısı kullanılarak serinin şoklarının sismik momentleri hesaplanır ve bu seri için kümülatif magnitüd değeri M , hesaplanan tüm sismik momentlerin toplamıyla belirlenir. Bu magnitüd değeri serinin ana şok magnitüdü olarak alınır. Sonra, kataloğun geri kalan kısmındaki en büyük magnitüd belirlenir ve işlem kataloğda bir ana şok ile bu ana şokun öncü ve artçı şoklarını içeren bir grup kalıncaya kadar devam eder.

Bu aşamada ana şokların davranışı incelenirse, yani öncü ve artçı şoklar çıkarıldıktan sonra kataloğda kalan kuvvetli depremlerin davranışının periyodik, hemen hemen periyodik, Poisson dağılımlı veya kümelenmiş olduğu görülür. Kagan ve Jackson (1991a) deprem tekrarlanma zamanı T 'nin değişim katsayısı C_v 'yi standart sapmanın (σ) ortalama tekrarlanma zamanına ($\bar{T}$) oranı ($C_v = \sigma / \bar{T}$) olarak tanımlamışlardır. Bu katsayı şokların periyodik davranışı için sıfıra, Poisson dağılımı için 1'e eşittir. 0 ile 1 arasındaki bu oran

değerleri için dağılım hemen hemen periyodiktir ve 1'den büyük değerler için şoklar kümelenmektedir.

Papazachos ve diğ., (1997) ana şokların zaman dağılımını tanımlamak için C_v değerlerini Pasifik çevresindeki kuşakta yer alan kıtasal kırık sisteminin 274 sismojenik bölgesinin her biri için hesaplamış ve 274 C_v değerinin frekans histogramını göstermişlerdir (Şekil 3.4). 0.56 ortalamaya sahip normal dağılımlı ve 0.23 standart sapma değeri ile verilere uyumlu olduğunu ve bu kıtasal kırık sisteminin sismojenik bölgelerindeki ana şokların hemen hemen periyodik davranış sergilediklerini göstermişlerdir.



Şekil 3.4. Pasifik çevresindeki kuşakta yer alan kıtasal kırık sisteminin 274 sismojenik bölgesindeki ana şoklar için hesaplanan C_v değerlerinin frekans histogramı (Papazachos ve diğ., 1997).

5) Model parametrelerinin belirlenmesi: Papazachos ve Papaioannou (1993), Ege bölgesinin sismojenik kaynaklarındaki büyük ana şokların tekrarlanma zamanlarına dayanarak zaman ve magnitüd kestirilebilir modeli ifade eden (63) ve (64) bağıntılarını bulmuşlardır:

$$\log T_t = bM_{min} + cM_p + d\log \dot{M}_0 + q, \quad (63)$$

$$M_f = BM_{min} + CM_p + D\log \dot{M}_0 + m \quad (64)$$

burada b , c , d , q , B , C , D , m hesaplanması gereken parametrelerdir. M_f gelecekte olması beklenen şokun magnitudünü, T_t tekrarlanma zamanını göstermektedir. bM_{min} terimi (pozitif değerli b -parametresi) bir sismojenik bölgede depremin magnitudü büyüdükçe tekrarlanma zamanının arttığını ifade etmektedir. cM_p terimi (pozitif değerli c -parametresi) bir sismojenik bölgede ana şokun magnitudü büyüdükçe gelecekte olması beklenen ana şoka kadar olan zamanın artacağını göstermektedir. $d\log M_0$ terimi (negatif değerli d -parametresi) sismojenik bölgede harcanan tektonik birikimi ifade etmektedir. q ve m farklı tektonik alanlarda farklı değerler alır. Bu iki sabit bölgesel sismisite ile ilişkili olarak gelecekte olması beklenen olayın zaman ve büyüklüğünü ayarlayan faktör olarak kabul edilmektedir.

(63) ve (64) bağıntılarının parametreleri özellikle kuvvetli hareket soğurulması çalışmalarında (McGuire, 1978; Joyner ve Boore, 1981; Dahle ve diğ., 1990) geniş ölçüde kullanılmış olan çoklu regresyon yöntemi (Drapper ve Smith, 1966; Weisberg, 1980) uygulanarak hesaplanır. (63) ve (64) bağıntılarının standart sapma ve çoklu ilişki katsayıları belirlenir.

Gözlenen tekrarlanma zamanlarının (63) bağıntısından hesaplanan (kuramsal) tekrarlanma zamanlarına ($\log(T/T_t)$) göre frekans dağılımının sıfır ortalama ($\mu=0$) civarında ve belirli bir standart sapma değeri ile normal dağılıma uyacağı görülür. Bu standart sapmaya gerçek sapma ile giriş verisinin nitelik ve niceliğine bağlı ve bölgeden bölgeye değişen sapma neden olmaktadır (Scholz, 1990). Sapmanın gerçek kısmını hesaplamak için $\log(T/T_t)$ nin ortalaması ve bu ortalamadan olan standart sapma her bir sismojenik bölge için ayrı ayrı bulunur. Bu gerçek standart sapma (σ_d) ilgilenilen sismojenik bölgenin tekrarlanma zamanlarının mevcut sayısı ile ilişkilidir ve en küçük kareler uyumu ile belirlenir. Bu, giriş verisinden bağımsız sistematik bir sapmayı ifade eder ve gerçek standart sapma modelden sürecin değişimini yansıtır. Aynı ilişki her bölge için bireysel değerlerin σ_d etrafında rastgele dağıldığını ancak dağılımın mevcut tekrarlanma zamanlarının nispeten az sayıda (<10) olduğu bölgeler için daha büyük olduğunu gösterir.

(64) bağıntısıyla hesaplanan (kuramsal) magnitud (M_f) ile gözlenen magnitud (M_F) arasındaki farkın frekans dağılımının da sıfır ortalama ($\mu=0$) civarında ve belirli bir standart sapma değeri ile normal dağılıma uyacağı görülür. Tekrarlanma zamanı için yukarıda tanımlanan ifadeye benzer bir işlemle gerçek standart sapma magnitud için de

belirlenir. Bu standart sapma değerleri yöntemi kullanışlı kılan ana şok magnitüdlerinin belirlenmesindeki belirsizliği de gösterir.

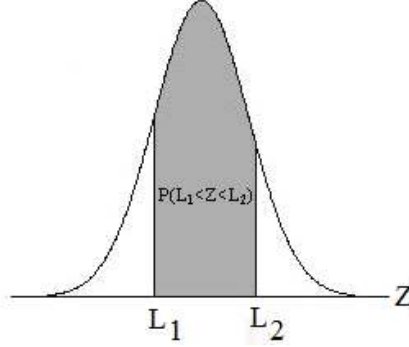
(63) ve (64) bağıntıları için hesaplanan standart sapmaya, hesaplanan (kuramsal) parametrelerin değerlerini etkileyen mevcut verilerin nitelik ve niceliği kadar gerçek değişimde neden olmaktadır. Bunların duyarlılığını anlamak için (63) bağıntısının b , c , d parametreleri ile (64) bağıntısının B , C , D parametreleri her bir sismojenik bölge için hesaplanırsa, bu parametrelerin bölgenin sismotektonik özelliklerine kuvvetli bir şekilde bağlı olmadığı, önemli ölçüde örnek boyutuna bağlı olduğu görülür. Bu nedenle tüm sismojenik bölgeleri içeren gözlem grubuyla hesaplanan değerler göz önüne alınmalıdır.

6) Beklenen ana şoklar için magnitüdlerin, tekrarlanma zamanlarının ve olasılıkların hesaplanması: Bir sismojenik bölgede beklenen ana şokun oluş zamanının hesabı (63) bağıntısıyla doğrudan yapılabilir. Ancak belirli bir zaman aralığında ve belirli bir magnitüden daha büyük sonraki ana şokun olma olasılığını hesaplamak daha kullanışlıdır. Çünkü (63) bağıntısıyla verilen gözlemsel tekrarlanma zamanı T 'nin hesaplanan T_t 'ye göre belirgin ölçüde düzensiz bir değişimi vardır.

Olasılık hesaplamasına geçmek için kullanılan verilerin olasılık yoğunluk fonksiyonları (P) veya dağılımları belirlenmelidir. Önce dağılım fonksiyonu tanımlanır, sonra deprem tekrarlanma zamanı durum olasılığına göre bulunabilir. Durum olasılığı, t zaman önce meydana gelmemiş bir olayın verilen $t+dt$ zaman aralığı içerisinde olmama olasılığını tanımlar. (63) bağıntısının biçimine ve $\log(T/T_t)$ nin frekans histogramına göre de veri grubu için lognormal dağılımın daha uygun olduğu görülür. Normal ve Weibull dağılımları da test edilmiş ve daha az uygun oldukları belirlenmiştir (Nishenko ve Buland, 1987; Davis ve diğ., 1989; Papazachos ve Papaioannou, 1993).

Yukarıda daha önce tanımlanmış olan T/T_t oranı standart sapma (σ) ve sıfır ortalama ($\mu=0$) değerli lognormal dağılım izlemektedir. Sismojenik kaynakların her biri için bu dağılımın geçerli olduğu kabul edilerek, t yıl önce (şimdikinden) meydana gelen M_p magnitüdüne sahip bir ana şokun ($M \geq M_{min}$) sonraki Δt yıl (şimdikinden) boyunca oluşma olasılığı, μ ortalama değerli ve σ standart sapmalı Z-normal değişim değeri kullanılarak (65) bağıntısıyla hesaplanabilir (Papazachos ve Papaioannou, 1993).

$$P(\Delta t) = P(L_1 < Z < L_2) = \frac{F[(L_2 - \mu)/\sigma] - F[(L_1 - \mu)/\sigma]}{1 - F[(L_1 - \mu)/\sigma]} \quad (65)$$



Şekil 3.5. Z , μ ortalama ve σ standart sapmalı normal değişimdir. P , olasılık yoğunluk fonksiyonudur.

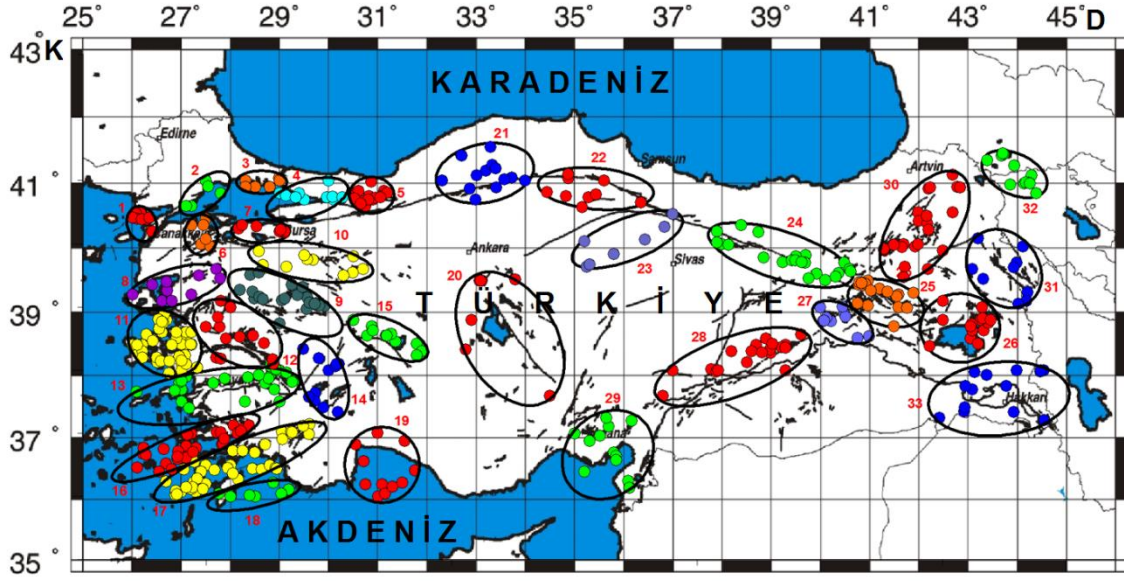
(65) bağıntısında verilen ve Şekil 3.5’de gösterilen $L_1 = \log(t/T_t)$ ve $L_2 = \log[(t + \Delta t)/T_t]$ ve F , standart sapmanın (σ) ve ortalama değerin sıfır ($\mu = 0$) olduğu normal dağılımın kümülatif değeridir. Her bir sismojenik kaynak için M_{min} , M_p (son ana şokun magnitüdü) ve M_0 bilindiğinden (63) bağıntısı ile gelecekte oluşacak depremlerin tekrarlanma zamanları (T_t) ve (64) bağıntısı ile de olması beklenen ana şokun magnitüdü (M_f) hesaplanabilir. (65) bağıntısında verilen olasılık yoğunluk fonksiyonu kullanılarak gelecek Δt (yıl olarak) süresi boyunca kuvvetli ($M_s \geq 6.0$) ve büyük ($M_s \geq 7.0$) depremlerin oluşma olasılıkları $P(\Delta t)$ bulunur.

4. YAPILAN ÇALIŞMALAR

Bu çalışmada 36-42° K ile 25-45° D koordinatları ile sınırlanan Türkiye ve çevresinin depremselliğini belirlemek için Bölüm 3.3.1 başlığında verilen sismojenik alt bölgelere ayırma kriterleri göz önüne alınarak incelenen deprem kuşağı 33 sismojenik bölgeye ayrılmış ve bölgesel zaman ve magnitüd kestirilebilir model uygulanmıştır. Yöntem sismojenik kaynakların belirlenmesi, yıllık sismik moment oranının hesaplanması, verilerin tekrar kümelenmesi, (63) ve (64) bağıntılarının parametrelerinin belirlenmesi ve olması beklenen ana şokların magnitüdlerinin, tekrarlanma zamanlarının ve olasılıklarının hesaplanmasını içerir.

4.1. Sismojenik Kaynakların Belirlenmesi

Sismojenik kaynakların oluşturulmasında sismisitenin konumsal kümelenmesi, topoğrafya değişimi, büyük depremlerin yırtılma zonlarının boyutları, yeni olayların artçı şok yığınlarının dağılımı gibi temel kriterler gözönüne alınarak 33 sismojenik kaynak oluşturulmuştur. Bu temel kriterlerle ilgili ayrıntı bilgi bölüm 2 de Türkiye'nin depremselliği başlığında verilmiştir. Sismojenik kaynakların oluşturulmasındaki temel kriterler gözönüne alınarak 33 sismojenik kaynak oluşturulmuştur. Oluşturulan bölgeler sırasıyla; (1) Saroz Körfezi, (2) Tekirdağ, (3) İstanbul, (4) İzmit, (5) Adapazarı, (6) Bandırma, (7) Bursa, (8) Balıkesir, (9) Demirci, (10) Dursunbey-Domaniç, (11) İzmir-Sakız Adası, (12) Manisa-Salihli, (13) Sisam A.-Denizli-Aydın, (14) Dinar-Civril, (15) Bolvadin-Afyonkarahisar, (16) Muğla-Bodrum, (17) Gölhisar-Dalaman-Rodos, (18) Kalkan(Deniz), (19) Antalya, (20) Bala-Tuz Gölü-Aksaray, (21) Bolu, (22) Merzifon-Tosya, (23) Tokat, (24) Erzincan, (25) Karlıova, (26) Van, (27) Bingöl, (28) Malatya, (29) Hatay-Adana, (30) Erzurum, (31) Ağrı, (32) Kars-Türkiye Sınırı, (33) Hakkari'dir (Şekil 4.1).



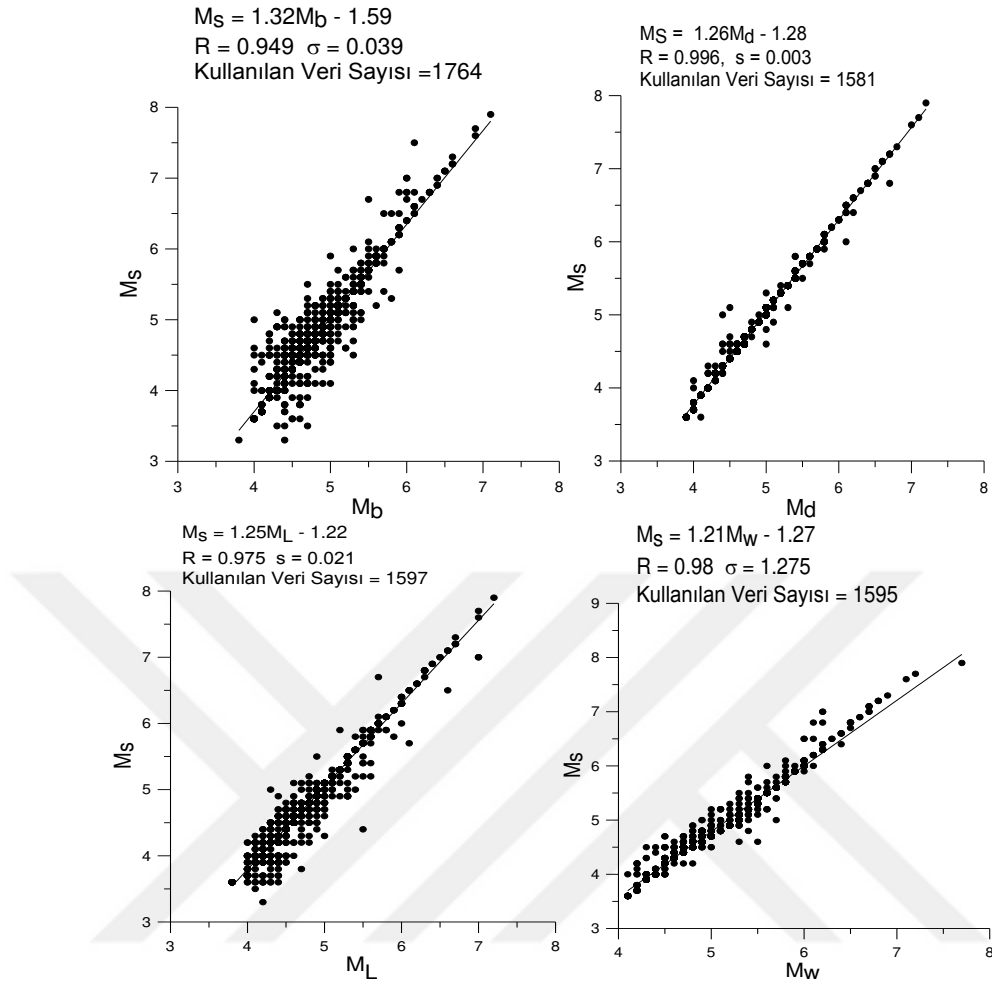
Şekil 4.1. Sığ şokların episantırları (yuvarlak daireler) ve belirlenen 33 karakteristik deprem kaynağı. Her kaynak bir sayı ile temsil edilmektedir.

4.2. Verilerin Homojenliği ve Tamlığının Sağlanması

Bu çalışmada Tablo 4.1 ve Tablo 4.2 de referansları verilen ulusal ve uluslar arası veri merkezlerinden sağlanan tarihsel (1900 öncesi $M_S \geq 7.0$) ve aletsel döneme (1900-2015 aralığında $M_S \geq 5.5$) ait veriler kullanılmıştır. Ayrıca bu çalışmada kullanılan verilerin tamlığını sağlamak için 325'den sonraki $M_S \geq 7.0$ tarihsel olaylar da dikkate alınmıştır. Bu çalışmada homojenliği sağlamak için tüm katalog verileri kullanılarak magnitüd dönüşüm bağıntıları elde edilmiş ve magnitüdlarin tümü yüzey dalgası magnitüdüne (M_S) dönüştürülmüştür (Şekil 4.2). Şiddet ölçeğindeki tarihsel verilerin magnitüde dönüştürülmesinde Sayıl (2014) tarafından elde edilen şiddet-magnitüd (66) ilişkisi kullanılmıştır.

$$M_S = 0.47 (\pm 0.02) I_0 + 2.05 (\pm 0.24) \quad (66)$$

Bu verilerin aynı zamanda tam olması gerekir. Yani veri grubu bir sismojenik kaynakta belirli bir periyotta ve belirli bir minimum (kesme) magnitütten daha büyük magnitüdlere sahip tüm depremleri içermelidir. Her bir kaynaktaki minimum deprem magnitüdü olarak, kullanılan katalogda doğru bir şekilde belirlenen depremlerden en küçük magnitüdü olanı seçilmiştir.



Şekil 4.2. Tüm katalog kullanılarak belirlenen magnitüd dönüşüm bağıntıları.
R; ilişki katsayısı, σ ; standart sapma.

Tablo 4.1. Türkiye ve çevresine ait tarihsel dönem deprem kataloglarından bazıları.

Araştırmacılar	Sembol	Yıl
Pınar ve Lahn	PL	1952
Ergin ve diğ.	EGU	1967
Karnik	VKR	1968
Öcal	ON	1968
Alsan ve diğ.	ATB	1975
Dewey	DJW	1976
Ayhan ve diğ.	AASÜ	1987
Papazachos ve Comminakis	PC	1982
Ambraseys ve Jackson	AJ	1981
Soysal ve diğ.	SSKA	1981
Gündoğdu ve Altınok	GA	1986

Tablo 4.2. Aletsel dönem için kataloglarından yararlanılan deprem veri merkezleri.

Veri Merkezleri	Sembol	Çalışma Dönemi
British Association for the Advancement of Science	BAS	1913-1917
International Seismological Summary	ISS	1918-1963
Bureau Central International	BCI	1953-1963
International Seismological Centre	ISC	sürekli
U.S. Coast and Geodetic Survey	USGC	"
Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Gözlemevi	ISK	"

4.3. Sismojenik Kaynaklar İçin Sismik Moment Oranlarının Belirlenmesi

Her bir sismojenik kaynak için a , b' , M_{max} ve $\log \dot{M}_0$ parametrelerinin değerleri Tablo 4.3'te verilmektedir. Şekil 4.1'deki sismojenik kaynaklara karşılık gelen her bir sismojenik kaynağın numarası ve adı bu tablonun ilk kolonunda gösterilmektedir. (59) bağıntısındaki a ve b' sabitlerinin hesaplanması Milne ve Davenport (1969) tarafından tanımlanan "ortalama değer yöntemi" ile yapılmıştır. M_{max} değerleri her bir kaynak için mevcut verilerin (tarihsel ve aletsel) hesaba katılmasıyla bulunmuştur. 20,27,28,30,31, 32 ve 33.sismojenik kaynaklar için $b' = 0.6$ (standart sapma = 0.04); 1,2,3,4, 5 ve 24. sismojenik kaynaklar için $b'=0.7$ (standart sapma=0.03); 8,9,10,11,12,13, 15 ve 29. sismojenik kaynaklar için $b'=0.8$ (standart sapma=0.05);6,7,14,19,21,22, 23 ve 25. sismojenik kaynaklar için $b'=0.9$ (standart sapma=0.04) ve 16,17,18 ve 26. sismojenik kaynaklar için $b'=1.0$ 'lik (standart sapma = 0.03) ortalama değer bulunmuştur. Her bir sismojenik kaynak için sismik moment oranı $\dot{M}_0$, Molnar (1979) tarafından önerilen (58) bağıntısı ile bulunmuştur. Bu bağıntıdaki sabitlerin yerine Alp-Himalaya kuşağı için belirlenen $r=1.5$ ve $k=16.1$ değerleri alınmıştır (Kanamori, 1977, Ekstrom ve Dziewonski, 1988).

Tablo 4.3. Her kaynak için kullanılan temel parametre bilgileri. Birinci kolonda her kaynağın numarası ve adı, diğer kolonlarda Gutenberg-Richter ilişkisine ait sabitler, maksimum magnitüd ve moment oranının logaritması verilmektedir.

Seis. Kaynaklar	a	b'	M_{max}	log$\dot{M}_0$
1 Saroz Körfezi	2.94	0.7	7.0	24.73
2 Tekirdağ	2.82	0.7	7.7	25.37
3 İstanbul	2.76	0.7	7.5	25.23
4 İzmit	2.98	0.7	7.8	25.61
5 Adapazarı	2.94	0.7	7.5	25.33
6 Bandırma	4.74	0.9	7.5	25.74
7 Bursa	3.81	0.9	7.5	24.81
8 Balıkesir	3.18	0.8	7.2	24.95
9 Demirci	3.70	0.8	7.3	24.76
10 Dursunbey-Domaniç	3.75	0.8	6.4	25.25
11 İzmir-Sakız Adası	3.80	0.8	7.5	25.33
12 Manisa-Salihli	3.10	0.8	6.9	24.68
13 Sisam A.-Aydın-Denizli	4.10	0.8	6.9	24.77
14 Dinar-Civril	3.80	0.9	7.3	24.79
15 Bolvadin-Afyonkarahisar	3.50	0.8	7.0	24.37
16 Muğla-Bodrum	4.70	1.0	7.8	25.46
17 Gölhisar-Dalaman-Rodos	5.40	1.0	7.7	25.45
18 Kalkan(Deniz)	4.30	1.0	6.9	24.27
19 Antalya	4.10	0.9	6.2	24.57
20 Bala-Tuz Gölü-Aksaray	2.30	0.6	6.6	24.42
21 Bolu	5.00	0.9	7.2	25.82
22 Merzifon(Tosya)	4.00	0.9	7.0	24.70
23 Tokat	4.00	0.9	7.1	24.76
24 Erzincan	3.30	0.7	7.9	25.55
25 Karlıova	6.00	0.9	6.9	24.57
26 Van	5.61	1.0	7.4	25.20
27 Bingöl	2.80	0.6	7.8	25.45
28 Malatya	2.50	0.6	7.2	25.04
29 Hatay-Adana	3.24	0.8	7.0	24.57
30 Erzurum	2.25	0.6	7.8	25.58
31 Ağrı	2.50	0.6	7.5	25.26
32 Kars-Türkiye sınırı	2.20	0.6	6.8	24.61
33 Hakkari	2.26	0.6	7.6	25.40

Tablo 4.4. Her kaynak için kullanılan deprem bilgileri. Birinci kolonda her kaynağın numarası ve adı, ikinci kolonda bu bölgelerde tanımlanan magnitüd aralıkları için belirlenen tamlık yılları, diğer kolonlarda bu depremlerin parametreleri verilmektedir.

Seis. Kaynaklar	Tamlık	Tarih (gün/ay/yıl)	Koordinatlar (°K) (°D)	M _S	M
1 Saroz Körfezi	1354, 7.0 1900, 5.5	01.10.1875	40.20 26.40	7.0	7.0
		06.01.1956	40.39 26.29	5.5	5.5
		23.08.1965	40.51 26.17	5.6	5.6
		17.03.1975	40.49 26.17	5.5	f
		17.03.1975	40.48 26.08	5.9	f
		27.03.1975	40.40 26.10	6.7	6.7
		29.03.1975	40.42 26.00	5.5	a
		06.07.2003	40.39 26.19	5.6	5.6
		03.11.2010	40.42 26.34	5.5	5.5
2 Tekirdağ	1010, 7.0 1900, 5.5	05.08.1766	41.00 27.50	7.7	7.7
		09.08.1912	40.60 27.20	7.3	7.3
		10.08.1912	40.60 27.10	6.3	a
		10.04.1917	40.60 27.10	5.5	a
		16.06.1942	40.80 27.80	5.6	5.6
		26.07.1959	40.91 27.54	5.5	5.5
3 İstanbul	325, 7.0 1900, 5.5	01.01.325	41.00 29.00	7.0	7.0
		01.01.427	41.00 29.00	7.0	7.0
		08.11.447	40.90 28.50	7.5	7.5
		25.09.477	40.90 28.80	7.0	7.0
		16.08.555	41.04 28.98	7.5	7.6
		14.12.557	40.90 28.80	7.0	a
		26.10.740	41.00 28.30	7.4	7.4
		16.05.865	41.00 29.00	7.0	7.0
		23.09.1063	40.90 28.30	7.2	7.2
		23.09.1344	41.00 29.00	7.2	7.2
		01.01.1462	41.00 29.00	7.0	7.0
		06.02.1659	41.00 29.00	7.0	7.0
4 İzmit	1509, 7.0 1900, 5.5	22.05.1766	41.00 29.00	7.0	7.0
		25.05.1719	40.70 29.50	7.0	7.0
		02.09.1754	40.80 29.40	7.0	7.0
		19.04.1878	40.80 29.00	6.7	6.7
		21.08.1907	40.70 30.10	5.5	5.5
		29.05.1923	41.00 30.00	5.5	5.5
		18.09.1963	40.77 29.12	6.3	6.3
		17.08.1999	40.74 29.96	7.8	7.8
		13.09.1999	40.75 30.08	5.5	a
		20.09.1999	40.74 29.33	5.5	a
		11.11.1999	40.74 30.27	5.9	a

Tablo 4.4'ün devamı

5 Adapazarı	1719, 7.0 1900, 5.5	24.01.1928	40.99	30.86	5.5	5.5
		20.01.1943	40.80	30.50	6.6	6.7
		20.06.1943	40.84	30.60	6.2	a
		05.04.1944	40.84	31.12	5.6	a
		26.05.1957	40.70	30.90	7.2	7.2
		26.05.1957	40.60	30.74	5.5	a
		26.05.1957	40.76	30.81	5.9	a
		27.05.1957	40.73	30.95	5.8	a
		22.07.1967	40.67	30.69	7.3	7.3
		22.07.1967	40.70	30.80	5.5	a
		30.07.1967	40.72	30.52	5.6	a
		17.08.1999	40.64	30.65	5.6	f
		06.09.1999	40.76	31.07	5.7	f
		12.11.1999	40.81	31.19	7.5	7.5
		12.11.1999	40.74	31.05	5.5	a
6 Bandırma	543, 7.0 1900, 5.5	04.01.1935	40.40	27.50	6.7	6.8
		04.01.1935	40.30	27.45	6.3	a
		18.03.1953	40.00	27.40	7.5	7.5
		18.03.1953	39.96	27.59	5.5	a
		03.03.1969	40.08	27.50	5.7	5.7
		05.07.1983	40.30	27.20	6.1	6.1
7 Bursa	715, 7.0 1900, 5.5	28.02.1855	40.18	29.10	7.5	7.5
		11.04.1855	40.20	29.10	6.7	a
		15.04.1905	40.20	29.00	6.5	6.5
		13.11.1948	40.23	29.02	5.6	5.8
		03.06.1953	40.28	28.53	5.5	a
		06.10.1964	40.24	28.16	5.6	f
		06.10.1964	40.30	28.23	7.0	7.0
8 Balıkesir	1688, 7.0 1900, 5.5	07.03.1867	39.10	26.60	6.7	6.7
		25.10.1889	39.20	26.00	6.9	6.9
		18.12.1901	39.40	26.70	5.9	5.9
		18.11.1919	39.26	26.71	7.0	7.0
		27.11.1919	39.20	27.20	6.0	a
		22.12.1924	39.60	27.70	5.5	a
		21.09.1939	39.10	26.80	6.5	6.5
		28.10.1942	39.46	27.79	5.5	f
		06.10.1944	39.40	26.70	7.2	7.2
		20.11.1956	39.36	26.40	5.5	5.5
		23.02.1971	39.50	27.35	5.6	5.6
9 Demirci	1881, 7.0 1900, 5.5	22.01.1924	39.14	28.40	5.5	5.5
		28.10.1942	39.27	28.17	5.5	f
		15.11.1942	39.55	28.58	6.1	f
		25.06.1944	38.74	29.00	6.2	6.4
		25.06.1944	38.97	29.55	5.5	a
		23.03.1969	39.14	28.48	5.7	f
		25.03.1969	39.25	28.44	6.5	f
		30.04.1969	39.16	28.59	5.5	f
		28.03.1970	39.21	29.51	7.3	7.3

Tablo 4.4'ün devamı

			28.03.1970	39.15	29.56	5.5	a
			29.03.1970	39.06	29.74	5.5	a
			30.03.1970	39.34	29.26	5.5	a
			07.04.1970	39.07	29.61	5.5	a
			16.04.1970	39.02	29.91	5.5	a
			19.04.1970	39.03	29.76	5.5	a
			19.04.1970	39.03	29.06	5.5	a
			23.04.1970	39.13	28.65	5.6	a
			20.12.1970	39.36	29.24	5.5	a
			15.02.1971	39.19	29.36	5.5	a
			25.05.1971	39.05	29.71	5.7	a
			14.03.1972	39.32	29.47	5.5	a
			17.02.2009	39.11	29.04	5.5	f
			19.05.2011	39.14	29.10	5.8	5.9
10 Dursunbey-Domaniç	1875, 7.0 1900, 5.5		30.04.1905	39.80	30.50	5.5	5.5
			02.05.1928	39.64	29.14	6.1	6.1
			03.08.1939	39.75	29.68	5.5	f
			15.09.1939	39.76	29.56	5.7	f
			19.10.1939	39.82	29.50	5.5	f
			15.11.1942	39.89	28.58	6.1	6.2
			19.03.1952	39.60	28.64	5.5	5.5
			20.02.1956	39.55	30.49	6.4	6.4
			28.03.1970	39.50	30.30	5.5	5.7
			19.04.1970	39.60	30.70	5.5	a
11 İzmir- Sakız Adası	1389, 7.0 1900, 5.5		18.07.1979	39.67	28.66	5.5	5.5
			20.05.1654	38.50	27.10	7.0	7.0
			10.07.1688	38.40	27.10	7.5	7.5
			01.10.1723	38.41	27.00	6.4	6.4
			23.12.1738	38.50	26.30	6.0	f
			24.03.1739	38.41	27.20	6.4	f
			04.04.1739	38.50	26.90	6.8	6.9
			24.11.1772	38.80	26.70	6.4	6.6
			03.07.1778	38.40	26.80	6.4	a
			01.03.1820	38.40	26.20	6.0	6.0
			13.11.1856	38.40	26.10	6.3	6.3
			16.08.1863	38.30	26.10	6.2	f
			11.11.1865	38.30	26.20	6.1	f
			02.02.1866	38.40	26.00	6.4	6.6
			01.03.1880	38.40	26.10	7.3	7.6
			29.07.1880	38.60	27.10	6.7	a
			04.03.1881	38.20	26.20	7.3	a
			15.10.1883	38.40	26.10	7.3	a
			19.05.1904	38.40	27.20	5.5	f
			18.08.1904	38.00	27.00	6.0	6.3
			10.10.1904	38.40	27.20	5.8	a
			18.10.1904	38.10	27.00	5.8	a
			19.01.1909	38.60	26.90	5.8	a
			29.10.1909	38.00	27.00	5.5	a

Tablo 4.4'ün devamı

			24.03.1926	38.24	27.07	5.5	f
			31.03.1928	38.10	27.10	6.5	6.5
			15.07.1928	38.05	27.32	5.5	a
			23.07.1949	38.57	26.29	6.8	6.8
			02.05.1953	38.60	26.60	5.6	a
			19.11.1959	38.89	26.65	5.5	5.5
			06.04.1969	38.47	26.41	5.8	5.9
			01.02.1974	38.60	27.20	5.5	a
			16.12.1977	38.41	27.19	5.5	f
			14.06.1979	38.81	26.53	5.6	5.9
			16.06.1979	38.75	26.63	5.5	a
			06.11.1992	38.16	27.00	6.0	6.1
			24.05.1994	38.66	26.54	5.5	a
			24.05.1994	38.77	26.60	5.5	a
			09.07.1998	37.95	26.74	5.5	a
			10.04.2003	38.22	26.96	5.6	f
			17.04.2003	38.16	27.00	5.5	f
			17.10.2005	38.13	26.51	5.5	f
			17.10.2005	38.20	26.50	5.7	6.1
			17.10.2005	38.15	26.58	5.5	a
			20.10.2005	38.15	26.75	5.7	a
12 Manisa-Salihli	1688, 7.0 1900, 5.5		03.11.1862	38.50	27.90	6.9	6.9
			04.04.1903	39.00	28.00	5.5	5.7
			12.04.1908	38.20	27.70	5.5	a
			13.01.1926	38.43	28.68	5.6	f
			13.01.1926	38.53	28.19	5.7	f
			31.03.1928	38.18	27.80	6.5	6.5
			23.05.1937	38.69	27.78	5.5	5.5
			05.02.1942	38.84	27.74	5.5	f
			28.10.1942	39.10	27.80	5.9	6.0
			19.07.1967	38.10	28.87	5.5	f
			28.03.1969	38.55	28.46	6.5	6.5
			28.01.1994	38.69	27.49	5.5	5.7
			25.07.1999	39.00	28.00	5.5	a
			23.07.2003	38.17	28.85	5.5	5.5
13 Sisam Adası- Aydın-Denizli	1886, 7.0 1900, 5.5		14.12.1890	37.90	27.10	6.2	6.2
			20.09.1899	37.90	28.80	6.9	6.9
			11.08.1904	37.70	27.00	6.2	a
			07.08.1910	37.80	28.70	5.5	5.5
			28.09.1920	37.89	28.35	5.7	5.7
			01.09.1925	38.00	29.00	5.6	f
			13.01.1926	38.06	28.81	5.7	f
			16.03.1926	37.50	29.00	6.3	6.4
			13.07.1941	37.66	26.09	5.9	6.0
			21.09.1941	37.50	28.29	5.5	a
			01.05.1954	37.81	26.95	5.5	f
			16.07.1955	37.50	27.00	6.8	6.8
			28.08.1955	37.40	27.16	5.5	a

Tablo 4.4'ün devamı

			21.06.1961	37.87	28.77	5.5	a
			11.03.1963	37.96	29.14	5.6	a
			13.06.1965	37.85	29.32	5.7	5.8
			07.05.1966	37.80	27.65	5.5	a
			19.08.1976	37.70	28.89	5.5	5.7
			27.10.1977	37.87	27.88	5.5	a
			11.10.1986	37.93	28.57	5.5	5.5
			02.04.1996	37.83	27.00	5.5	5.7
			21.04.2000	37.84	29.33	5.5	a
			26.07.2003	38.02	28.93	5.5	5.8
			25.04.2008	37.82	29.26	5.5	a
			20.06.2009	37.68	26.86	5.5	a
14 Dinar-Çivril	1688, 7.0 1900, 5.5		03.05.1875	38.10	30.20	7.3	7.3
			03.10.1914	38.00	30.00	7.7	7.7
			16.01.1918	38.34	29.48	5.7	a
			07.08.1925	38.10	30.20	5.7	a
			19.07.1933	38.19	29.79	6.0	6.0
			30.01.1964	37.41	29.89	5.7	5.7
			12.05.1971	37.64	29.72	6.3	6.4
			12.05.1971	37.51	29.71	5.5	a
			12.05.1971	37.58	29.60	5.5	a
			09.09.1971	37.34	30.18	5.5	a
			01.10.1995	38.06	30.13	6.2	6.2
			04.04.1998	38.10	30.16	5.5	a
15 Bolvadin-Afyonkarahisar	1688, 7.0 1900, 5.5		16.10.1862	38.80	30.50	6.1	6.1
			26.09.1921	38.42	31.79	5.5	f
			20.11.1924	38.55	30.78	5.9	6.0
			09.04.1931	38.30	31.90	7.0	7.0
			21.02.1946	38.24	31.79	5.5	5.5
			15.12.2000	38.46	31.35	5.8	f
			03.02.2002	38.58	31.27	6.4	6.5
			03.02.2002	38.70	30.87	5.5	a
			03.02.2002	38.63	30.90	5.6	a
16 Muğla-Bodrum	1875, 7.0 1900, 5.5		03.02.2002	38.55	31.18	5.5	a
			27.08.1886	37.00	27.20	7.8	7.8
			24.08.1919	36.84	27.86	5.5	5.7
			02.04.1920	36.75	26.64	5.5	a
			08.02.1926	36.80	27.10	5.5	f
			05.07.1926	36.52	26.69	6.2	6.4
			27.03.1929	36.40	26.54	6.2	a
			11.11.1929	36.68	26.21	5.7	a
			23.04.1933	36.77	27.29	6.4	6.4
			23.05.1941	37.07	28.21	6.0	f
			23.05.1941	37.13	28.38	5.5	f
			13.12.1941	37.13	28.06	6.5	6.6
			02.01.1954	36.98	27.12	5.5	f
			04.09.1954	36.63	27.10	5.6	5.9
			10.07.1956	36.77	26.23	5.5	a

Tablo 4.4'ün devamı

			02.01.1965	36.46	26.10	5.5	f
			31.10.1968	36.62	27.01	5.7	5.9
			05.12.1968	36.60	26.92	5.5	a
			27.09.1983	36.72	26.93	5.5	5.8
			27.04.1989	37.03	28.18	5.5	a
			28.04.1989	37.00	28.14	5.5	a
			12.04.1996	36.62	27.09	5.5	5.5
			13.09.2003	36.63	26.92	5.5	6.1
			03.08.2004	37.02	27.72	5.5	a
			04.08.2004	36.83	27.82	5.5	a
			04.08.2004	36.84	27.85	5.5	a
			07.10.2004	36.43	26.80	5.5	a
			20.12.2004	37.04	28.21	5.5	a
			10.01.2005	37.02	27.80	5.5	a
			11.01.2005	36.92	27.87	5.5	a
			31.08.2007	36.66	26.27	5.5	a
			08.05.2011	36.71	27.24	5.5	5.5
17 Gölhisar- Dalaman-Rodos	1688, 7.0 1900, 5.5		22.04.1863	36.50	28.00	6.7	6.7
			16.07.1918	36.08	26.99	6.1	6.1
			01.03.1926	37.15	29.61	6.4	f
			26.06.1926	36.50	27.50	7.7	7.7
			26.06.1926	36.50	27.50	5.5	a
			22.08.1930	36.20	27.50	5.5	a
			18.03.1935	36.08	27.30	6.1	a
			28.04.1936	36.43	27.05	5.5	a
			21.06.1942	36.12	27.20	6.4	6.8
			11.01.1943	36.55	27.26	5.5	a
			16.10.1943	36.45	27.94	6.6	a
			20.11.1943	36.44	28.44	5.6	a
			05.01.1944	36.40	27.40	5.7	a
			05.01.1944	36.42	27.67	5.6	a
			27.05.1944	36.23	27.25	6.2	a
			12.04.1946	36.24	26.69	5.5	a
			24.04.1957	36.43	28.63	6.8	f
			25.04.1957	36.50	28.80	7.1	7.2
			30.06.1958	36.29	27.32	5.5	a
			26.01.1959	37.00	29.23	5.5	a
			25.04.1959	36.83	28.70	6.3	a
			23.05.1961	36.70	28.49	6.6	a
			16.04.1962	36.15	27.23	5.5	a
			28.04.1962	36.03	26.87	6.0	a
			28.04.1962	36.09	26.88	5.5	a
			28.11.1965	36.12	27.43	5.7	a
			15.06.1971	37.03	29.04	5.7	5.8
			12.11.1975	36.28	28.15	5.5	a
			18.07.1990	36.99	29.60	5.5	5.7
			15.01.1991	37.12	29.48	5.5	a
			26.08.1993	36.73	28.05	5.5	f

Tablo 4.4'ün devamı

			13.11.1994	36.91	29.06	5.5	f
			26.04.1996	36.37	28.04	5.5	f
			20.07.1996	36.15	27.10	6.2	6.3
			05.10.1999	36.73	28.24	5.5	a
			07.02.2004	36.04	26.91	5.5	5.8
			29.10.2007	37.03	29.23	5.5	a
			16.11.2007	37.02	29.26	5.5	a
			10.06.2012	36.45	28.91	6.2	6.2
			25.06.2012	36.44	28.94	5.5	a
18 Kalkan (Deniz)	1688, 7.0 1900, 5.5		24.08.1919	36.00	28.00	5.5	5.5
			27.01.1921	36.00	28.00	5.5	5.5
			24.04.1957	36.00	28.50	6.9	6.9
			26.04.1957	36.22	28.87	5.9	a
			14.01.1969	36.11	29.19	5.6	5.6
			28.11.1977	36.05	27.76	5.6	5.6
			21.01.1997	36.05	29.03	5.5	5.7
			09.03.1998	36.02	28.39	5.5	a
19 Antalya	1880, 7.0 1900, 5.5		05.06.1927	36.00	31.00	6.2	6.2
			05.06.1927	36.19	31.08	5.5	a
			30.04.1948	36.05	31.14	5.8	5.9
			02.02.1951	36.83	30.54	5.5	a
			30.04.1975	36.19	30.74	5.6	5.6
			01.06.1977	36.16	31.30	5.6	f
			28.05.1979	36.41	31.75	5.9	6.1
			31.12.1979	36.22	31.49	5.5	a
			26.04.1981	36.56	30.71	5.5	a
			11.03.1991	37.01	30.99	5.5	5.5
			03.05.2003	36.88	31.54	5.5	5.5
20 Bala-Tuz Gölü-Aksaray	1104, 7.0 1900, 5.5		01.12.1907	37.60	34.50	6.6	6.6
			16.01.1918	38.80	32.90	5.5	f
			16.01.1921	38.33	32.79	5.7	5.8
			19.04.1938	39.44	33.79	6.6	6.6
			30.07.2005	39.42	33.11	5.5	f
			20.12.2007	39.42	33.07	5.5	f
			26.12.2007	39.42	33.09	5.5	5.9
21 Bolu	968, 7.0 1900, 5.5		25.06.1910	41.00	34.00	6.5	6.5
			09.08.1918	40.89	33.41	5.8	a
			09.06.1919	41.16	33.20	5.7	5.7
			18.11.1936	41.25	33.33	5.5	5.5
			26.11.1943	41.05	33.72	7.2	7.5
			01.02.1944	41.41	32.69	7.2	a
			01.02.1944	41.40	32.70	5.5	a
			10.02.1944	41.00	32.30	5.5	a
			02.03.1945	41.20	33.40	5.6	a
			26.10.1945	41.54	33.29	5.7	a
			13.08.1951	40.88	32.87	6.9	a
			07.09.1953	41.09	33.01	6.0	a
			05.10.1977	41.02	33.57	5.7	5.7

Tablo 4 4'ün devamı

			06.06.2000	40.70	32.99	5.7	5.7
22 Merzifon (Tosya)	1598, 7.0 1900, 5.5	29.08.1918	40.58	35.16	5.5	5.5	
		21.11.1942	40.82	34.44	5.5	f	
	02.12.1942	41.04	34.88	5.5	f		
	11.12.1942	40.76	34.83	5.9	f		
	20.12.1942	40.66	36.35	7.0	7.0		
	10.12.1943	41.00	35.60	5.6	a		
	30.09.1944	41.11	34.87	5.5	a		
	10.08.1996	40.74	35.29	5.6	f		
	10.03.1997	40.78	35.44	6.0	6.1		
23 Tokat	127, 7.0 1900, 5.5	28.05.1914	39.84	35.80	5.5	f	
		24.01.1916	40.27	36.83	7.1	7.1	
	29.04.1923	40.07	36.43	5.9	a		
	28.12.1939	40.47	37.00	5.7	f		
	13.04.1940	40.04	35.20	5.6	f		
	30.07.1940	39.64	35.25	6.2	6.3		
	27.01.1941	39.68	35.31	5.7	a		
24 Erzincan	1890, 7.0 1900, 5.5	16.02.1904	40.30	38.40	5.5	5.5	
		09.02.1909	40.00	38.00	6.3	6.4	
	09.02.1909	40.00	38.00	5.8	a		
	10.02.1909	40.00	38.00	5.7	a		
	05.03.1909	39.70	40.50	5.5	a		
	18.05.1929	40.20	37.90	6.1	6.3		
	19.05.1929	40.02	37.90	6.1	a		
	25.05.1929	40.02	37.90	5.5	a		
	10.12.1930	39.71	39.24	5.6	a		
	20.11.1939	39.82	39.71	5.9	f		
	26.12.1939	39.80	39.51	7.9	7.9		
	27.12.1939	39.99	38.14	5.5	a		
	08.11.1941	39.70	39.70	5.5	a		
	10.11.1941	39.74	39.43	5.9	a		
	10.11.1941	39.74	39.50	6.0	a		
	17.08.1949	39.60	40.60	5.5	a		
	20.08.1949	39.57	40.62	7.0	a		
	30.10.1960	40.19	38.75	5.9	5.9		
	26.07.1967	39.54	40.38	5.9	f		
	30.07.1967	39.54	40.38	6.2	6.3		
	13.03.1992	39.71	39.63	6.1	6.3		
	15.03.1992	39.53	39.93	5.8	a		
	05.12.1995	39.43	40.11	5.7	a		
	05.12.1995	39.48	40.32	5.5	a		
	27.01.2003	39.46	39.77	6.2	6.2		
	22.09.2011	39.79	38.85	5.5	5.5		
25 Karlıova	1890, 7.0 1900, 5.5	30.05.1946	39.29	41.21	5.7	5.7	
		28.03.1954	39.03	40.97	5.5	5.5	
	12.02.1962	39.00	41.60	5.5	5.7		
	17.02.1962	38.70	41.50	5.5	a		
	30.08.1965	39.36	40.79	5.6	f		

Tablo 4.4'ün devamı

			10.03.1966	39.20	41.60	5.6	f
			19.08.1966	38.99	41.77	5.5	f
			20.08.1966	39.37	40.89	6.2	f
			20.08.1966	39.42	40.98	6.0	f
			20.08.1966	39.06	40.76	6.1	f
			20.08.1966	39.17	41.56	6.9	7.0
			10.09.1969	39.25	41.38	5.5	a
			27.03.1982	39.23	41.90	5.5	5.5
			12.03.2005	39.39	40.85	5.6	f
			14.03.2005	39.35	40.88	5.7	6.1
			23.03.2005	39.39	40.80	5.6	a
			06.06.2005	39.37	40.92	5.6	a
			10.12.2005	39.38	40.85	5.5	a
			25.08.2007	39.26	41.04	5.5	a
26 Van	1647, 7.0 1900, 5.5		28.04.1903	39.10	42.50	6.3	6.5
			27.01.1907	39.10	42.50	6.3	a
			27.01.1913	38.38	42.23	5.5	f
			14.02.1915	38.80	42.50	5.6	5.8
			20.11.1945	39.00	43.30	5.8	5.9
			20.11.1945	38.63	43.33	5.5	a
			25.06.1988	38.50	43.07	5.5	5.5
			23.10.2011	38.75	43.43	7.4	7.4
			23.10.2011	38.80	43.26	5.8	a
			23.10.2011	38.82	43.31	5.9	a
			23.10.2011	38.63	43.10	5.8	a
			25.10.2011	38.80	43.48	5.5	a
			08.11.2011	38.73	43.09	5.5	a
			09.11.2011	38.42	43.22	5.5	a
			14.11.2011	38.70	43.07	5.5	a
27 Bingöl	1584, 7.0 1900, 5.5		05.03.1909	39.00	40.00	5.5	5.5
			10.11.1934	38.54	41.00	5.7	f
			15.12.1934	38.90	40.50	5.8	6.0
			20.05.1971	38.85	40.52	5.9	f
			22.05.1971	38.85	40.52	6.8	6.8
			06.09.1975	38.51	40.77	6.6	f
			10.09.1975	38.51	40.77	7.8	7.8
			10.10.1998	38.78	40.22	6.1	6.1
			01.05.2003	39.01	40.46	6.4	6.5
			08.03.2010	38.83	40.13	6.1	a
			08.03.2010	38.78	40.06	5.5	a
			08.03.2010	38.79	40.09	5.5	a
28 Malatya	1789, 7.0 1900, 5.5		03.05.1874	38.00	39.30	7.2	7.2
			31.03.1893	38.40	38.70	7.0	7.0
			01.01.1905	38.30	38.60	5.7	5.8
			30.10.1908	37.60	36.80	5.5	a
			01.02.1922	38.00	37.00	5.5	5.5
			20.12.1940	38.30	38.20	5.8	5.8
			25.04.1949	38.27	38.99	5.5	5.5

Tablo 4.4'ün devamı

			01.03.1961	38.40	39.30	5.5	f
			10.06.1964	38.13	38.51	6.0	6.2
			14.06.1964	38.50	38.90	5.9	a
			01.05.1986	38.02	37.79	5.7	f
			05.05.1986	37.98	37.89	6.3	6.4
			10.06.1986	38.00	37.92	5.6	a
			13.07.2003	38.33	38.98	5.5	f
			11.08.2004	38.37	39.22	5.9	6.1
			26.11.2005	38.28	38.82	5.5	a
			09.02.2007	38.42	39.03	5.5	a
			21.02.2007	38.36	39.30	5.6	a
			23.06.2011	38.57	39.62	5.5	5.5
29 Hatay-Adana	1822, 7.0 1900, 5.5		02.04.1872	36.25	36.10	7.0	7.0
			20.02.1908	36.70	35.80	6.0	6.0
			01.10.1921	36.40	35.20	5.5	5.7
			20.03.1926	37.00	35.00	5.5	a
			10.06.1936	36.64	35.85	5.5	5.5
			17.07.1944	37.11	35.70	6.0	6.3
			20.03.1945	37.11	35.70	6.0	a
			10.04.1951	36.58	35.85	5.8	a
			20.10.1952	37.25	35.65	5.6	5.6
			20.01.1997	36.14	36.12	5.5	f
			27.06.1998	36.88	35.31	6.6	6.7
			30.06.1998	36.96	35.52	6.3	a
			25.06.2001	37.20	36.16	5.5	a
30 Erzurum	1852, 7.0 1900, 5.5		02.06.1859	39.90	41.30	7.0	7.2
			23.04.1868	40.00	41.70	7.0	a
			01.11.1875	39.90	41.30	7.4	7.4
			01.01.1901	40.50	42.00	7.8	7.8
			01.03.1901	39.91	41.30	5.7	a
			28.05.1903	40.90	42.80	5.7	a
			01.01.1906	39.92	41.30	5.7	a
			30.09.1906	40.50	42.70	6.2	a
			30.12.1906	40.50	42.00	6.0	a
			13.05.1924	40.00	42.00	5.5	f
			13.05.1924	40.00	42.00	5.5	f
			10.09.1924	39.96	41.94	6.8	6.8
			20.09.1924	40.00	42.00	5.5	a
			10.02.1925	41.10	42.70	5.5	a
			20.10.1940	39.60	42.20	5.6	5.6
			14.12.1947	39.90	42.50	5.5	5.5
			01.01.1952	39.95	41.67	5.8	f
			03.01.1952	39.99	41.50	6.0	6.2
			10.09.1959	39.64	41.73	5.5	a
			25.10.1959	39.47	41.70	5.8	a
			20.04.1960	40.50	42.00	6.0	6.0
			29.04.1976	40.89	42.85	5.5	5.5
			30.10.1983	40.36	42.01	5.8	f

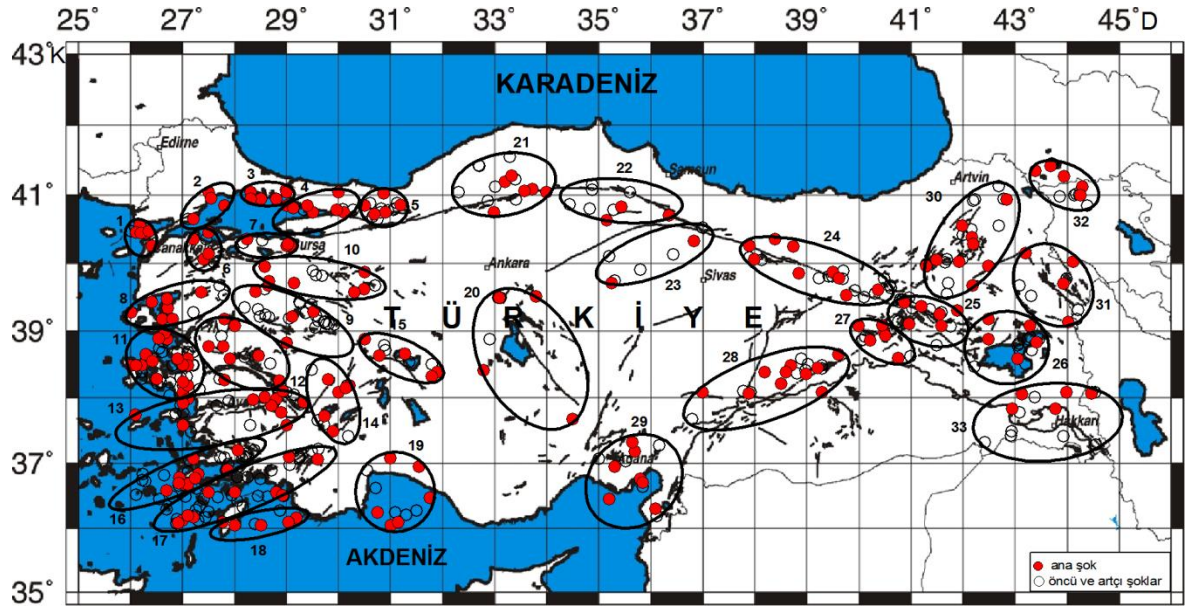
Tablo 4.4'ün devamı

			30.10.1983	40.33	42.18	6.9	7.0
			30.10.1983	40.45	42.17	5.5	a
			18.09.1984	40.88	42.21	6.4	a
			18.09.1984	40.89	42.24	5.5	a
			01.12.1999	40.23	42.21	5.5	5.5
31 Ağrı	1647, 7.0 1900, 5.5		15.03.1932	39.70	44.00	5.5	f
			01.05.1935	40.09	43.22	6.2	6.3
			01.05.1936	39.60	43.10	5.6	a
			10.09.1941	39.45	43.32	5.9	a
			04.09.1962	39.96	44.13	5.5	5.7
			29.04.1968	39.24	44.23	5.5	a
			20.11.1976	39.05	44.04	6.1	f
			20.11.1976	39.10	44.20	5.5	f
			24.11.1976	39.05	44.04	7.5	7.5
			01.07.2004	39.63	43.94	5.5	5.5
32 Kars-Türkiye sınırı	1852, 7.0 1900, 5.5		10.10.1908	41.40	43.70	5.6	5.8
			14.11.1916	40.80	44.40	5.5	a
			10.01.1925	41.33	43.41	6.0	6.2
			20.10.1926	40.94	43.88	6.0	a
			10.12.1959	41.24	43.96	5.9	5.9
			30.01.1967	41.09	44.31	5.5	5.5
			10.05.1986	41.43	43.74	6.3	f
			13.05.1986	41.44	43.72	5.6	f
			07.12.1988	40.96	44.16	6.7	f
			07.12.1988	40.97	44.25	5.9	f
			10.12.1988	40.98	44.19	6.2	f
			10.12.1988	40.96	44.27	6.8	7.0
33 Hakkari	1881, 7.0 1900, 5.5		30.09.1908	38.00	44.00	6.0	6.1
			28.02.1915	37.70	43.10	5.5	a
			10.05.1930	37.21	44.57	5.5	f
			10.05.1930	38.00	44.55	6.3	f
			10.05.1930	37.98	44.48	7.6	7.6
			30.05.1930	38.00	44.50	5.5	a
			03.12.1984	37.97	43.15	5.7	5.7
			14.02.1995	37.75	42.96	5.5	5.7
			15.11.2000	37.93	43.39	5.5	a
			25.01.2005	37.75	43.79	5.8	6.1
			27.10.2011	37.34	43.94	5.5	a
			15.11.2011	37.35	42.93	5.7	a
			14.06.2012	37.24	42.42	5.6	a
			05.08.2012	37.41	42.95	5.5	a

a: şok sonrası, f: şok öncesi

4.4. Verilerin Kümelenmesi

Bu çalışmada kullanılacak yöntem ana şoklara yani zaman ve uzayda kümelenen her bir deprem grubunun en büyük şoklarına uygulanmaktadır. Bu çalışmada yapılan tekrar kümelenendirme işleminde büyük bir gözlem örneğine dayanarak, şok öncesi (t_p) ve şok sonrası (t_a) aktivitenin toplam süresini hesaplamak için Papazachos ve diğ., (1997) tarafından öne sürülen (61) bağıntısı kullanılmış ve bulunan sonuçlar Tablo 4.4’de verilmiştir. Ana şok, öncü ve artçı şokları gösteren harita Şekil 4.3’de gösterilmektedir. İlk kolonda sismojenik kaynakların numarası ve adı, ikinci kolonda her magnitüd aralığı için verilerin tam olduğu aralıkların başlangıç yılı ve bu aralıklarda alınan en küçük magnitüd değeri, üçüncü, dördüncü ve beşinci kolonlarda ikinci kolonda tanımlanan tamlik şartlarını sağlayan depremlerin tarihleri, episantr koordinatları ve yüzey dalgası magnitüdüleri verilmektedir. Son kolonda (61) bağıntısı ile belirlenen şok öncesi (f) ve şok sonrası (a) aktiviteler ve (60) bağıntısında Kanamori (1977) tarafından belirlenen $r = 1.5$ ve $k = 16.1$ değerlerinin alınmasıyla her seri için belirlenen kümülatif magnitüd (M) değerleri gösterilmektedir. Bu kümülatif magnitüd değerleri bu çalışmada ana şokların magnitüdüleri yerine kullanılmaktadır.



Şekil 4.3. Her bir kaynak için tekrar kümelenendirme işleminden belirlenen ana şok (içi dolu daire), öncü ve artçı şoklar (içi boş daire).

4.5. Model Parametrelerinin Belirlenmesi

Zaman ve magnitüd kestirilebilir modeli tanımlayan deneysel ilişkilerin (63) ve (64) bağıntılarının parametrelerini hesaplamada kullanılan veriler Tablo 4.5'te verilmiştir. Bu tabloda en küçük ana şok magnitüdü (M_{min}), önce (M_p) ve sonra (M_f) olan ana şok magnitüdüleri, iki şok arasındaki olay arası (tekrarlanma) zaman (T_t) ile önceki (t_p) ve sonraki (t_f) ana şokun meydana geldiği yıllar gösterilmektedir. Bu değerler her bir sismojenik kaynak için Tablo 4.4'deki temel verilerden çıkarılmıştır. Her bir sismojenik kaynakta tüm ana şoklar içerisindeki ilk minimum magnitüd (M_{min}) belirlendikten sonra M_{min} 'a eşit ya da daha büyük magnitüdüli ardışık ana şoklar arasındaki olay ara zamanları T_t hesaplanır. Sonra ikinci minimum magnitüd (M_{min}) belirlenir ve ikinci M_{min} 'a eşit ya da daha büyük magnitüdüli ana şoklar arasındaki yeni olay ara zamanları hesaplanır. Bu işleme son M_{min} belirlenene kadar devam edilir.

Tablo 4.5. Deneysel ilişkinin parametrelerini hesaplamada kullanılan veriler.

Seis. Kaynaklar	M_{min}	M_p	M_f	T_t	t_p	t_f
1 Saroz Körfezi	5.5	7.0	5.5	80.26	1875	1956
	-	5.5	5.6	9.62	1956	1965
	-	5.6	6.7	9.50	1965	1975
	-	6.7	5.6	28.27	1975	2003
	-	5.6	5.5	7.32	2003	2010
	5.5	7.0	5.5	80.26	1875	1956
	-	5.5	5.6	9.62	1956	1965
	-	5.6	6.7	9.50	1965	1975
	-	6.7	5.6	28.27	1975	2003
	-	5.6	5.5	7.32	2003	2010
	5.6	7.0	5.6	89.88	1875	1965
	-	5.6	6.7	9.50	1965	1975
	-	6.7	5.6	28.27	1975	2003
	5.6	7.0	5.6	89.88	1875	1965
	-	5.6	6.7	9.50	1965	1975
	-	6.7	5.6	28.27	1975	2003
	6.7	7.0	6.7	99.48	1875	1975
2 Tekirdağ	5.5	7.7	7.3	146.01	1766	1912
	-	7.3	5.6	29.84	1912	1942
	-	5.6	5.5	17.11	1942	1959
	5.6	7.7	7.3	146.01	1766	1912
	-	7.3	5.6	29.84	1912	1942

Tablo 4.5'in devamı

	7.3	7.7	7.3	146.01	1766	1912
3 İstanbul	7.0	7.0	7.0	102.00	325	427
	-	7.0	7.5	20.84	427	447
	-	7.5	7.0	29.87	447	477
	-	7.0	7.6	77.88	477	555
	-	7.6	7.4	185.19	555	740
	-	7.4	7.0	124.55	740	865
	-	7.0	7.2	198.35	865	1063
	-	7.2	7.2	281.00	1063	1344
	-	7.2	7.0	117.27	1344	1462
	-	7.0	7.0	197.10	1462	1659
	-	7.0	7.0	107.29	1619	1766
	7.0	7.0	7.0	102.00	325	427
	-	7.0	7.5	20.84	427	447
	-	7.5	7.0	29.87	447	477
	-	7.0	7.6	77.88	477	555
	-	7.6	7.4	185.19	555	740
	-	7.4	7.0	124.55	740	865
	-	7.0	7.2	198.35	865	1063
	-	7.2	7.2	281.00	1063	1344
	-	7.2	7.0	117.27	1344	1462
	-	7.0	7.0	197.10	1462	1659
	-	7.0	7.0	107.29	1619	1766
	7.0	7.0	7.0	102.00	325	427
	-	7.0	7.5	20.84	427	447
	-	7.5	7.0	29.87	447	477
	-	7.0	7.6	77.88	477	555
	-	7.6	7.4	185.19	555	740
	-	7.4	7.0	124.55	740	865
	-	7.0	7.2	198.35	865	1063
	-	7.2	7.2	281.00	1063	1344
	-	7.2	7.0	117.27	1344	1462
	-	7.0	7.0	197.10	1462	1659
	-	7.0	7.0	107.29	1619	1766
	7.0	7.0	7.0	102.00	325	427
	-	7.0	7.5	20.84	427	447
	-	7.5	7.0	29.87	447	477
	-	7.0	7.6	77.88	477	555
	-	7.6	7.4	185.19	555	740
	-	7.4	7.0	124.55	740	865
	-	7.0	7.2	198.35	865	1063
	-	7.2	7.2	281.00	1063	1344
	-	7.2	7.0	117.27	1344	1462
	-	7.0	7.0	197.10	1462	1659
	-	7.0	7.0	107.29	1619	1766
	7.0	7.0	7.0	102.00	325	427
	-	7.0	7.5	20.84	427	447
	-	7.5	7.0	29.87	447	477

Tablo 4.5'in devamı

-	7.0	7.6	77.88	477	555
-	7.6	7.4	185.19	555	740
-	7.4	7.0	124.55	740	865
-	7.0	7.2	198.35	865	1063
-	7.2	7.2	281.00	1063	1344
-	7.2	7.0	117.27	1344	1462
-	7.0	7.0	197.10	1462	1659
-	7.0	7.0	107.29	1619	1766
7.0	7.0	7.0	102.00	325	427
-	7.0	7.5	20.84	427	447
-	7.5	7.0	29.87	447	477
-	7.0	7.6	77.88	477	555
-	7.6	7.4	185.19	555	740
-	7.4	7.0	124.55	740	865
-	7.0	7.2	198.35	865	1063
-	7.2	7.2	281.00	1063	1344
-	7.2	7.0	117.27	1344	1462
-	7.0	7.0	197.10	1462	1659
-	7.0	7.0	107.29	1619	1766
7.0	7.0	7.0	102.00	325	427
-	7.0	7.5	20.84	427	447
-	7.5	7.0	29.87	447	477
-	7.0	7.6	77.88	477	555
-	7.6	7.4	185.19	555	740
-	7.4	7.0	124.55	740	865
-	7.0	7.2	198.35	865	1063
-	7.2	7.2	281.00	1063	1344
-	7.2	7.0	117.27	1344	1462
-	7.0	7.0	197.10	1462	1659
-	7.0	7.0	107.29	1619	1766
7.0	7.0	7.0	102.00	325	427
-	7.0	7.5	20.84	427	447
-	7.5	7.0	29.87	447	477
-	7.0	7.6	77.88	477	555
-	7.6	7.4	185.19	555	740
-	7.4	7.0	124.55	740	865
-	7.0	7.2	198.35	865	1063
-	7.2	7.2	281.00	1063	1344
-	7.2	7.0	117.27	1344	1462
-	7.0	7.0	197.10	1462	1659
-	7.0	7.0	107.29	1619	1766
7.0	7.0	7.0	102.00	325	427
-	7.0	7.5	20.84	427	447
-	7.5	7.0	29.87	447	477
-	7.0	7.6	77.88	477	555
-	7.6	7.4	185.19	555	740
-	7.4	7.0	124.55	740	865
-	7.0	7.2	198.35	865	1063
-	7.2	7.2	281.00	1063	1344
-	7.2	7.0	117.27	1344	1462
-	7.0	7.0	197.10	1462	1659
-	7.0	7.0	107.29	1619	1766
7.2	7.5	7.6	107.76	447	555
-	7.6	7.4	185.19	555	740
-	7.4	7.2	322.90	740	1063
-	7.2	7.2	281.00	1063	1344
7.2	7.5	7.6	107.76	447	555
-	7.6	7.4	185.19	555	740
-	7.4	7.2	322.90	740	1063

Tablo 4.5'in devamı

	-	7.2	7.2	281.00	1063	1344
	7.4	7.5	7.6	107.76	447	555
	-	7.6	7.4	185.19	555	740
	7.5	7.5	7.6	107.76	447	555
4 İzmit	5.5	7.0	7.0	35.27	1719	1754
	-	7.0	6.7	123.62	1754	1878
	-	6.7	5.5	29.33	1878	1907
	-	5.5	5.5	15.76	1907	1923
	-	5.5	6.3	40.3	1923	1963
	-	6.3	7.8	35.9	1963	1999
	5.5	7.0	7.0	35.27	1719	1754
	-	7.0	6.7	123.62	1754	1878
	-	6.7	5.5	29.23	1878	1907
	-	5.5	5.5	15.76	1907	1923
	-	5.5	6.3	40.3	1923	1963
	-	6.3	7.8	35.9	1963	1999
	6.3	7.0	7.0	35.27	1719	1754
	-	7.0	6.7	123.62	1754	1878
	-	6.7	6.3	85.41	1878	1963
	-	6.3	7.8	35.9	1963	1999
	6.7	7.0	7.0	35.27	1719	1754
	-	7.0	6.7	123.62	1754	1878
	-	6.7	7.8	121.32	1878	1999
	7.0	7.0	7.0	35.27	1719	1754
	-	7.0	7.8	244.95	1754	1999
	7.0	7.0	7.0	35.27	1719	1754
	-	7.0	7.8	244.95	1754	1999
5 Adapazarı	5.5	5.5	6.7	14.98	1928	1943
	-	6.7	7.2	14.35	1943	1957
	-	7.2	7.3	10.15	1957	1967
	-	7.3	7.5	32.3	1967	1999
	6.7	6.7	7.2	14.35	1943	1957
	-	7.2	7.3	10.15	1957	1967
	-	7.3	7.5	32.3	1967	1999
	7.2	7.2	7.3	10.15	1957	1967
	-	7.3	7.5	32.3	1967	1999
	7.3	7.3	7.5	32.3	1967	1999
6 Bandırma	5.7	6.8	7.5	18.20	1935	1953
	-	7.5	5.7	16.04	1953	1969
	-	5.7	6.1	14.33	1969	1983
	6.1	6.8	7.5	18.20	1935	1953
	-	7.5	6.1	30.29	1953	1983
	6.8	6.8	7.5	18.20	1935	1953
7 Bursa	5.8	7.5	6.5	50.13	1855	1905
	-	6.5	5.8	43.57	1905	1948
	-	5.8	7.0	15.89	1948	1964
	6.5	7.5	6.5	50.13	1855	1905
	-	6.5	7.0	59.47	1905	1964

Tablo 4.5'in devamı

	7.0	7.5	7.0	109.60	1855	1964
8 Balıkesir	5.5	6.7	6.9	22.63	1867	1889
	-	6.9	5.9	12.15	1889	1901
	-	5.9	7.0	17.90	1901	1919
	-	7.0	6.5	19.83	1919	1939
	-	6.5	7.2	15.04	1939	1944
	-	7.2	5.5	12.12	1944	1956
	-	5.5	5.6	14.26	1956	1971
	5.6	6.7	6.9	22.63	1867	1889
	-	6.9	5.9	12.15	1889	1901
	-	5.9	7.0	17.90	1901	1919
	-	7.0	6.5	19.83	1919	1939
	-	6.5	7.2	15.04	1939	1944
	-	7.2	5.6	26.38	1944	1971
	5.9	6.7	6.9	22.63	1867	1889
	-	6.9	5.9	12.15	1889	1901
	-	5.9	7.0	17.90	1901	1919
	-	7.0	6.5	19.83	1919	1939
	-	6.5	7.2	15.04	1939	1944
	6.5	6.7	6.9	22.63	1867	1889
	-	6.9	7.0	30.06	1889	1919
	-	7.0	6.5	19.83	1919	1939
	-	6.5	7.2	15.04	1939	1944
	6.7	6.7	6.9	22.63	1867	1889
	-	6.9	7.0	30.06	1889	1919
	-	7.0	7.2	24.87	1919	1944
	6.9	6.9	7.0	30.06	1889	1919
	-	7.0	7.2	24.87	1919	1944
	7.0	7.0	7.2	24.87	1919	1944
9 Demirci	5.5	5.5	6.4	20.42	1924	1944
	-	6.4	7.3	25.75	1944	1970
	-	7.3	5.9	41.06	1970	2011
	5.9	6.4	7.3	25.75	1944	1970
	-	7.3	5.9	41.06	1970	2011
	6.4	6.4	7.3	25.75	1944	1970
10 Dursunbey-Domaniç	5.5	5.5	6.1	23.01	1905	1928
	-	6.1	6.2	14.53	1928	1942
	-	6.2	5.5	9.34	1942	1952
	-	5.5	6.4	3.91	1952	1956
	-	6.4	5.7	14.10	1956	1970
	-	5.7	5.5	9.30	1970	1979
	5.5	5.5	6.1	23.01	1905	1928
	-	6.1	6.2	14.53	1928	1942
	-	6.2	5.5	9.34	1942	1952
	-	5.5	6.4	3.91	1952	1956
	-	6.4	5.7	14.10	1956	1970
	-	5.7	5.5	9.30	1970	1979
	5.5	5.5	6.1	23.01	1905	1928

Tablo 4.5'in devamı

	-	6.1	6.2	14.53	1928	1942
	-	6.2	5.5	9.34	1942	1952
	-	5.5	6.4	3.91	1952	1956
	-	6.4	5.7	14.10	1956	1970
	-	5.7	5.5	9.30	1970	1979
	5.7	6.1	6.2	14.53	1928	1942
	-	6.2	6.4	13.26	1942	1956
	-	6.4	5.7	14.10	1956	1970
	6.1	6.1	6.2	14.53	1928	1942
	-	6.2	6.4	13.26	1942	1956
	6.2	6.2	6.4	13.26	1942	1956
11 İzmir-Sakız	5.5	7.0	7.5	34.14	1654	1688
adası	-	7.5	6.4	35.22	1688	1723
	-	6.4	6.9	15.50	1723	1739
	-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
	-	6.6	6.0	47.27	1772	1820
	-	6.0	6.3	36.69	1820	1856
	-	6.3	6.6	6.22	1856	1866
	-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
	-	7.6	6.3	24.46	1880	1904
	-	6.3	6.5	23.61	1904	1928
	-	6.5	6.8	20.31	1928	1949
	-	6.8	5.5	9.32	1949	1959
	-	5.5	5.9	9.38	1959	1969
	-	5.9	5.9	10.19	1969	1979
	-	5.9	6.1	12.39	1979	1992
	-	6.1	6.1	12.93	1992	2005
	5.9	7.0	7.5	34.14	1654	1688
	-	7.5	6.4	35.22	1688	1723
	-	6.4	6.9	15.50	1723	1739
	-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
	-	6.6	6.0	47.27	1772	1820
	-	6.0	6.3	36.69	1820	1856
	-	6.3	6.6	6.22	1856	1866
	-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
	-	7.6	6.3	24.46	1880	1904
	-	6.3	6.5	23.61	1904	1928
	-	6.5	6.8	20.31	1928	1949
	-	6.8	5.9	19.69	1949	1969
	-	5.9	5.9	10.19	1969	1979
	-	5.9	6.1	12.39	1979	1992
	-	6.1	6.1	12.93	1992	2005
	5.9	7.0	7.5	34.14	1654	1688
	-	7.5	6.4	35.22	1688	1723
	-	6.4	6.9	15.50	1723	1739
	-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
	-	6.6	6.0	47.27	1772	1820
	-	6.0	6.3	36.69	1820	1856

Tablo 4.5'in devamı

-	6.3	6.6	6.22	1856	1866
-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
-	7.6	6.3	24.46	1880	1904
-	6.3	6.5	23.61	1904	1928
-	6.5	6.8	20.31	1928	1949
-	6.8	5.9	19.69	1949	1969
-	5.9	5.9	10.19	1969	1979
-	5.9	6.1	12.39	1979	1992
-	6.1	6.1	12.93	1992	2005
6.0	7.0	7.5	34.14	1654	1688
-	7.5	6.4	35.22	1688	1723
-	6.4	6.9	15.50	1723	1739
-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
-	6.6	6.0	47.27	1772	1820
-	6.0	6.3	36.69	1820	1856
-	6.3	6.6	6.22	1856	1866
-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
-	7.6	6.3	24.46	1880	1904
-	6.3	6.5	23.61	1904	1928
-	6.5	6.8	20.31	1928	1949
-	6.8	6.1	43.28	1949	1992
-	6.1	6.1	12.93	1992	2005
6.1	7.0	7.5	34.14	1654	1688
-	7.5	6.4	35.22	1688	1723
-	6.4	6.9	15.50	1723	1739
-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
-	6.6	6.3	83.96	1772	1856
-	6.3	6.6	6.22	1856	1866
-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
-	7.6	6.3	24.46	1880	1904
-	6.3	6.5	23.61	1904	1928
-	6.5	6.8	20.31	1928	1949
-	6.8	6.1	43.28	1949	1992
-	6.1	6.1	12.93	1992	2005
6.1	7.0	7.5	34.14	1654	1688
-	7.5	6.4	35.22	1688	1723
-	6.4	6.9	15.50	1723	1739
-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
-	6.6	6.3	83.96	1772	1856
-	6.3	6.6	6.22	1856	1866
-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
-	7.6	6.3	24.46	1880	1904
-	6.3	6.5	23.61	1904	1928
-	6.5	6.8	20.31	1928	1949
-	6.8	6.1	43.28	1949	1992
-	6.1	6.1	12.93	1992	2005
6.1	7.0	7.5	34.14	1654	1688
-	7.5	6.4	35.22	1688	1723
-	6.4	6.9	15.50	1723	1739
-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
-	6.6	6.3	83.96	1772	1856
-	6.3	6.6	6.22	1856	1866
-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
-	7.6	6.3	24.46	1880	1904
-	6.3	6.5	23.61	1904	1928
-	6.5	6.8	20.31	1928	1949
-	6.8	6.1	43.28	1949	1992
-	6.1	6.1	12.93	1992	2005
6.3	7.0	7.5	34.14	1654	1688
-	7.5	6.4	35.22	1688	1723

Tablo 4.5'in devamı

-	6.4	6.9	15.50	1723	1739
-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
-	6.6	6.3	83.96	1772	1856
-	6.3	6.6	6.22	1856	1866
-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
-	7.6	6.3	24.46	1880	1904
-	6.3	6.5	23.61	1904	1928
-	6.5	6.8	20.31	1928	1949
6.3	7.0	7.5	34.14	1654	1688
-	7.5	6.4	35.22	1688	1723
-	6.4	6.9	15.50	1723	1739
-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
-	6.6	6.3	83.96	1772	1856
-	6.3	6.6	6.22	1856	1866
-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
-	7.6	6.3	24.46	1880	1904
-	6.3	6.5	23.61	1904	1928
-	6.5	6.8	20.31	1928	1949
6.4	7.0	7.5	34.14	1654	1688
-	7.5	6.4	35.22	1688	1723
-	6.4	6.9	15.50	1723	1739
-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
-	6.6	6.6	93.19	1772	1866
-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
-	7.6	6.5	48.01	1880	1928
-	6.5	6.8	20.31	1928	1949
6.5	7.0	7.5	34.14	1654	1688
-	7.5	6.9	50.72	1688	1739
-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
-	6.6	6.6	93.19	1772	1866
-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
-	7.6	6.5	48.01	1880	1928
-	6.5	6.8	20.31	1928	1949
6.6	7.0	7.5	34.14	1654	1688
-	7.5	6.9	50.72	1688	1739
-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
-	6.6	6.6	93.19	1772	1866
-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
-	7.6	6.8	69.39	1880	1949
6.6	7.0	7.5	34.14	1654	1688
-	7.5	6.9	50.72	1688	1739
-	6.9	6.6	33.63	1739	1772
-	6.6	6.6	93.19	1772	1866
-	6.6	7.6	14.08	1866	1880
-	7.6	6.8	69.39	1880	1949
6.8	7.0	7.5	34.14	1654	1688
-	7.5	6.9	50.72	1688	1739
-	6.9	7.6	140.90	1739	1880

Tablo 4.5'in devamı

	-	7.6	6.8	69.39	1880	1949
	6.9	7.0	7.5	34.14	1654	1688
	-	7.5	6.9	50.72	1688	1739
	-	6.9	7.6	140.90	1739	1880
	7.0	7.0	7.5	34.14	1654	1688
	-	7.5	7.6	191.63	1688	1880
	7.5	7.5	7.6	191.63	1688	1880
12 Manisa-Salihli	5.5	6.9	5.7	40.41	1862	1903
	-	5.7	6.5	24.98	1903	1928
	-	6.5	5.5	9.15	1928	1937
	-	5.5	6.0	5.43	1937	1942
	-	6.0	6.5	26.41	1942	1969
	-	6.5	5.7	24.82	1969	1994
	-	5.7	5.5	9.48	1994	2003
	5.5	6.9	5.7	40.41	1862	1903
	-	5.7	6.5	24.98	1903	1928
	-	6.5	5.5	9.15	1928	1937
	-	5.5	6.0	5.43	1937	1942
	-	6.0	6.5	26.41	1942	1969
	-	6.5	5.7	24.82	1969	1994
	-	5.7	5.5	9.48	1994	2003
	5.7	6.9	5.7	40.41	1862	1903
	-	5.7	6.5	24.98	1903	1928
	-	6.5	6.0	14.57	1928	1942
	-	6.0	6.5	26.41	1942	1969
	-	6.5	5.7	24.82	1969	1994
	5.7	6.9	5.7	40.41	1862	1903
	-	5.7	6.5	24.98	1903	1928
	-	6.5	6.0	14.57	1928	1942
	-	6.0	6.5	26.41	1942	1969
	-	6.5	5.7	24.82	1969	1994
	6.0	6.9	6.5	65.41	1862	1928
	-	6.5	6.0	14.57	1928	1942
	-	6.0	6.5	26.41	1942	1969
	6.5	6.5	6.5	65.41	1862	1928
	-	6.5	6.5	40.98	1928	1969
	6.5	6.5	6.5	65.41	1862	1928
	-	6.5	6.5	40.98	1928	1969
13 Sisam Ad.- Aydın-Denizli	5.5	6.2	6.9	8.76	1890	1899
	-	6.9	5.5	10.87	1899	1910
	-	5.5	5.7	10.14	1910	1920
	-	5.7	6.4	5.46	1920	1926
	-	6.4	6.0	15.32	1926	1941
	-	6.0	6.8	14.01	1941	1955
	-	6.8	5.8	9.90	1955	1965
	-	5.8	5.7	11.18	1965	1976
	-	5.7	5.5	10.88	1976	1986
	-	5.5	5.7	9.47	1986	1996

Tablo 4.5'in devamı

-	5.7	5.8	7.31	1996	2003
5.5	6.2	6.9	8.76	1890	1899
-	6.9	5.5	10.87	1899	1910
-	5.5	5.7	10.14	1910	1920
-	5.7	6.4	5.46	1920	1926
-	6.4	6.0	15.32	1926	1941
-	6.0	6.8	14.01	1941	1955
-	6.8	5.8	9.90	1955	1965
-	5.8	5.7	11.18	1965	1976
-	5.7	5.5	10.88	1976	1986
-	5.5	5.7	9.47	1986	1996
-	5.7	5.8	7.31	1996	2003
5.7	6.2	6.9	8.76	1890	1899
-	6.9	5.7	21.02	1899	1920
-	5.7	6.4	5.47	1920	1926
-	6.4	6.0	15.32	1926	1941
-	6.0	6.8	14.01	1941	1955
-	6.8	5.8	9.90	1955	1965
-	5.8	5.7	11.18	1965	1976
-	5.7	5.7	19.63	1976	1996
-	5.7	5.8	7.31	1996	2003
5.7	6.2	6.9	8.76	1890	1899
-	6.9	5.7	21.02	1899	1920
-	5.7	6.4	5.47	1920	1926
-	6.4	6.0	15.32	1926	1941
-	6.0	6.8	14.01	1941	1955
-	6.8	5.8	9.90	1955	1965
-	5.8	5.7	11.18	1965	1976
-	5.7	5.7	19.63	1976	1996
-	5.7	5.8	7.31	1996	2003
5.7	6.2	6.9	8.76	1890	1899
-	6.9	5.7	21.02	1899	1920
-	5.7	6.4	5.47	1920	1926
-	6.4	6.0	15.32	1926	1941
-	6.0	6.8	14.01	1941	1955
-	6.8	5.8	9.90	1955	1965
-	5.8	5.7	11.18	1965	1976
-	5.7	5.7	19.63	1976	1996
-	5.7	5.8	7.31	1996	2003
5.8	6.2	6.9	8.76	1890	1899
-	6.9	6.4	26.47	1899	1926
-	6.4	6.0	15.32	1926	1941
-	6.0	6.8	14.01	1941	1955
-	6.8	5.8	9.90	1955	1965
-	5.8	5.8	38.12	1965	2003
5.8	6.2	6.9	8.76	1890	1899
-	6.9	6.4	26.47	1899	1926
-	6.4	6.0	15.32	1926	1941

Tablo 4.5'in devamı

	-	6.0	6.8	14.01	1941	1955
	-	6.8	5.8	9.90	1955	1965
	-	5.8	5.8	38.12	1965	2003
	6.0	6.2	6.9	8.76	1890	1899
	-	6.9	6.4	26.47	1899	1926
	-	6.4	6.0	15.32	1926	1941
	-	6.0	6.8	14.01	1941	1955
	6.2	6.2	6.9	8.76	1890	1899
	-	6.9	6.4	26.47	1899	1926
	-	6.4	6.8	29.33	1926	1955
	6.4	6.9	6.4	26.47	1899	1926
	-	6.4	6.8	29.33	1926	1955
	6.8	6.9	6.8	55.83	1899	1955
14 Dinar-Çivril	5.7	7.3	7.7	39.41	1875	1914
	-	7.7	6.0	18.80	1914	1933
	-	6.0	5.7	30.54	1933	1964
	-	5.7	6.4	7.28	1964	1971
	-	6.4	6.2	34.38	1971	1995
	6.0	7.3	7.7	39.41	1875	1914
	-	7.7	6.0	18.80	1914	1933
	-	6.0	6.4	37.82	1933	1971
	-	6.4	6.2	24.38	1971	1995
	6.2	7.3	7.7	39.41	1875	1914
	-	7.7	6.4	56.61	1914	1971
	-	6.4	6.2	24.38	1971	1995
	6.4	7.3	7.7	39.41	1875	1914
	-	7.7	6.4	56.61	1914	1971
	7.3	7.3	7.7	39.41	1875	1914
15 Bolvadin-Afyonkarahisar	5.5	6.1	6.0	62.09	1862	1924
	-	6.0	7.0	6.40	1924	1931
	-	7.0	5.5	15.45	1931	1946
	-	5.5	6.5	55.95	1946	2002
	6.0	6.1	6.0	62.09	1862	1924
	-	6.0	7.0	6.40	1924	1931
	-	7.0	6.5	70.82	1931	2002
	6.1	6.1	7.0	68.49	1862	1931
	-	7.0	6.5	70.82	1931	2002
	6.5	7.0	6.5	70.82	1931	2002
16 Muğla-Bodrum	5.5	7.8	5.7	32.99	1886	1919
	-	5.7	6.4	6.87	1919	1926
	-	6.4	6.4	6.80	1926	1933
	-	6.4	6.6	8.63	1933	1941
	-	6.6	5.9	12.73	1941	1954
	-	5.9	5.9	14.16	1954	1968
	-	5.9	5.8	14.91	1968	1983
	-	5.8	5.5	12.55	1983	1996
	-	5.5	6.1	7.41	1996	2003
	-	6.1	5.5	7.66	2003	2011

Tablo 4.5'in devamı

5.5	7.8	5.7	32.99	1886	1919
-	5.7	6.4	6.87	1919	1926
-	6.4	6.4	6.80	1926	1933
-	6.4	6.6	8.63	1933	1941
-	6.6	5.9	12.73	1941	1954
-	5.9	5.9	14.16	1954	1968
-	5.9	5.8	14.91	1968	1983
-	5.8	5.5	12.55	1983	1996
-	5.5	6.1	7.41	1996	2003
-	6.1	5.5	7.66	2003	2011
5.7	7.8	5.7	32.99	1886	1919
-	5.7	6.4	6.87	1919	1926
-	6.4	6.4	6.80	1926	1933
-	6.4	6.6	8.63	1933	1941
-	6.6	5.9	12.73	1941	1954
-	5.9	5.9	14.16	1954	1968
-	5.9	5.8	14.91	1968	1983
-	5.8	6.1	19.96	1983	2003
5.8	7.8	6.4	39.86	1886	1926
-	6.4	6.4	6.80	1926	1933
-	6.4	6.6	8.63	1933	1941
-	6.6	5.9	12.73	1941	1954
-	5.9	5.9	14.16	1954	1968
-	5.9	5.8	14.91	1968	1983
-	5.8	6.1	19.96	1983	2003
5.9	7.8	6.4	39.86	1886	1926
-	6.4	6.4	6.80	1926	1933
-	6.4	6.6	8.63	1933	1941
-	6.6	5.9	12.73	1941	1954
-	5.9	5.9	14.16	1954	1968
-	5.9	6.1	34.87	1968	2003
5.9	7.8	6.4	39.86	1886	1926
-	6.4	6.4	6.80	1926	1933
-	6.4	6.6	8.63	1933	1941
-	6.6	5.9	12.73	1941	1954
-	5.9	5.9	14.16	1954	1968
-	5.9	6.1	34.87	1968	2003
6.1	7.8	6.4	39.86	1886	1926
-	6.4	6.4	6.80	1926	1933
-	6.4	6.6	8.63	1933	1941
-	6.6	6.1	61.75	1941	2003
6.4	7.8	6.4	39.86	1886	1926
-	6.4	6.4	6.80	1926	1933
-	6.4	6.6	8.63	1933	1941
6.4	7.8	6.4	39.86	1886	1926
-	6.4	6.4	6.80	1926	1933
-	6.4	6.6	8.63	1933	1941
6.6	7.8	6.6	55.29	1886	1941

Tablo 4.5'in devamı

17 Gölhisar-	5.7	6.7	6.1	55.23	1863	1918
Dalaman-Rodos	-	6.1	7.7	7.95	1918	1926
	-	7.7	6.8	15.99	1926	1942
	-	6.8	7.2	14.85	1942	1957
	-	7.2	5.8	14.14	1957	1971
	-	5.8	5.7	19.09	1971	1990
	-	5.7	6.3	6.01	1930	1996
	-	6.3	5.8	7.55	1996	2004
	-	5.8	6.2	8.34	2004	2012
	5.8	6.7	6.1	55.23	1863	1918
	-	6.1	7.7	7.95	1918	1926
	-	7.7	6.8	15.99	1926	1942
	-	6.8	7.2	14.85	1942	1957
	-	7.2	5.8	14.14	1957	1971
	-	5.8	6.3	25.10	1971	1996
	-	6.3	5.8	7.55	1996	2004
	-	5.8	6.2	8.34	2004	2012
	5.8	6.7	6.1	55.23	1863	1918
	-	6.1	7.7	7.95	1918	1926
	-	7.7	6.8	15.99	1926	1942
	-	6.8	7.2	14.85	1942	1957
	-	7.2	5.8	14.14	1957	1971
	-	5.8	6.3	25.10	1971	1996
	-	6.3	5.8	7.55	1996	2004
	-	5.8	6.2	8.34	2004	2012
	6.1	6.7	6.1	55.23	1863	1918
	-	6.1	7.7	7.95	1918	1926
	-	7.7	6.8	15.99	1926	1942
	-	6.8	7.2	14.85	1942	1957
	-	7.2	6.3	39.23	1957	1996
	-	6.3	6.2	15.89	1996	2012
	6.2	6.7	7.7	63.18	1863	1926
	-	7.7	6.8	15.99	1926	1942
	-	6.8	7.2	14.85	1942	1957
	-	7.2	6.3	39.23	1957	1996
	-	6.3	6.2	15.89	1996	2012
	6.3	6.7	7.7	63.18	1863	1926
	-	7.7	6.8	15.99	1926	1942
	-	6.8	7.2	14.85	1942	1957
	-	7.2	6.3	39.23	1957	1996
	6.7	6.7	7.7	63.18	1863	1926
	-	7.7	6.8	15.99	1926	1942
	-	6.8	7.2	14.85	1942	1957
	6.8	7.7	6.8	15.99	1926	1942
	-	6.8	7.2	14.85	1942	1957
	7.2	7.7	7.2	30.83	1926	1957
18 Kalkan (deniz)	5.5	5.5	5.5	1.43	1919	1921
	-	5.5	6.9	36.24	1921	1957

Tablo 4.5'in devamı

	-	6.9	5.6	11.73	1957	1969
	-	5.6	5.6	8.86	1969	1977
	-	5.6	5.7	19.16	1977	1997
	5.5	5.5	5.5	1.43	1919	1921
	-	5.5	6.9	36.24	1921	1957
	-	6.9	5.6	11.73	1957	1969
	-	5.6	5.6	8.86	1969	1977
	-	5.6	5.7	19.16	1977	1997
	5.6	6.9	5.6	11.73	1957	1969
	-	5.6	5.6	8.86	1969	1977
	-	5.6	5.7	19.16	1977	1997
	5.6	6.9	5.6	11.73	1957	1969
	-	5.6	5.6	8.86	1969	1977
	-	5.6	5.7	19.16	1977	1997
	5.7	6.9	5.7	39.75	1957	1997
19 Antalya	5.5	6.2	5.9	20.90	1927	1948
	-	5.9	5.6	27.00	1948	1975
	-	5.6	6.1	4.08	1975	1979
	-	6.1	5.5	11.79	1979	1991
	-	5.5	5.5	12.14	1991	2003
	5.5	6.2	5.9	20.90	1927	1948
	-	5.9	5.6	27.00	1948	1975
	-	5.6	6.1	4.08	1975	1979
	-	6.1	5.5	11.79	1979	1991
	-	5.5	5.5	12.14	1991	2003
	5.6	6.2	5.9	20.90	1927	1948
	-	5.9	5.6	27.00	1948	1975
	-	5.6	6.1	4.08	1975	1979
	5.9	6.2	5.9	20.90	1927	1948
	-	5.9	6.1	31.08	1948	1979
	6.1	6.2	6.1	51.98	1927	1979
20 Tuz Gölü çevresi	5.8	6.6	5.8	13.14	1907	1921
	-	5.8	6.6	17.26	1921	1938
	-	6.6	5.9	69.68	1938	2007
	5.9	6.6	6.6	30.39	1907	1938
	-	6.6	5.9	69.68	1938	2007
	6.6	6.6	6.6	30.39	1907	1938
	6.6	6.6	6.6	30.39	1907	1938
21 Bolu	5.5	6.5	5.7	9.04	1910	1919
	-	5.7	5.5	17.44	1919	1936
	-	5.5	7.5	7.02	1936	1943
	-	7.5	5.7	33.89	1943	1977
	-	5.7	5.7	22.66	1977	2000
	5.7	6.5	5.7	9.04	1910	1919
	-	5.7	7.5	24.46	1919	1943
	-	7.5	5.7	33.89	1943	1977
	-	5.7	5.7	22.66	1977	2000
	5.7	6.5	5.7	9.04	1910	1919

Tablo 4.5'in devamı

	-	5.7	7.5	24.46	1919	1943
	-	7.5	5.7	33.89	1943	1977
	-	5.7	5.7	22.66	1977	2000
	5.7	6.5	5.7	9.04	1910	1919
	-	5.7	7.5	24.46	1919	1943
	-	7.5	5.7	33.89	1943	1977
	-	5.7	5.7	22.66	1977	2000
	6.5	6.5	7.5	33.41	1910	1943
22 Merzifon	5.5	5.5	7.0	24.3	1918	1942
(Tosya)	-	7.0	6.1	54.21	1942	1997
	6.1	7.0	6.1	54.21	1942	1997
23 Tokat	6.3	7.1	6.3	24.84	1916	1940
24 Erzincan	5.5	5.5	6.4	5.06	1904	1909
	-	6.4	6.3	20.27	1909	1929
	-	6.3	7.9	10.6	1929	1939
	-	7.9	5.9	20.83	1939	1960
	-	5.9	6.3	6.74	1960	1967
	-	6.3	6.3	24.61	1967	1992
	-	6.3	6.2	10.86	1992	2003
	-	6.2	5.5	7.64	2003	2011
	5.5	5.5	6.4	5.06	1904	1909
	-	6.4	6.3	20.27	1909	1929
	-	6.3	7.9	10.6	1929	1939
	-	7.9	5.9	20.83	1939	1960
	-	5.9	6.3	6.74	1960	1967
	-	6.3	6.3	24.61	1967	1992
	-	6.3	6.2	10.86	1992	2003
	-	6.2	6.4	7.64	2003	2011
	5.9	6.4	6.3	20.27	1909	1929
	-	6.3	7.9	10.6	1929	1939
	-	7.9	5.9	20.83	1939	1960
	-	5.9	6.3	6.74	1960	1967
	-	6.3	6.3	24.61	1967	1992
	-	6.3	6.2	10.86	1992	2003
	6.2	6.4	6.3	20.27	1909	1929
	-	6.3	7.9	10.6	1929	1939
	-	7.9	6.3	27.59	1939	1967
	-	6.3	6.3	24.61	1967	1992
	-	6.3	6.2	10.86	1992	2003
	6.3	6.4	6.3	20.27	1909	1929
	-	6.3	7.9	10.6	1929	1939
	-	7.9	6.3	27.59	1939	1967
	-	6.3	6.3	24.61	1967	1992
	6.3	6.4	6.3	20.27	1909	1929
	-	6.3	7.9	10.6	1929	1939
	-	7.9	6.3	27.59	1939	1967
	-	6.3	6.3	24.61	1967	1992
	6.3	6.4	6.3	20.27	1909	1929

Tablo 4.5'in devamı

	-	6.3	7.9	10.6	1929	1939
	-	7.9	6.3	27.59	1999	1967
	-	6.3	6.3	24.61	1967	1992
	6.4	6.4	7.9	30.87	1909	1939
25 Karlıova	5.5	5.7	5.5	7.82	1946	1954
	-	5.5	5.7	7.87	1954	1962
	-	5.5	7.0	4.52	1962	1966
	-	7.0	5.5	15.60	1966	1982
	-	5.5	6.1	23.05	1982	2005
	5.5	5.7	5.5	7.82	1946	1954
	-	5.5	5.7	7.87	1954	1962
	-	5.5	7.0	4.52	1962	1966
	-	7.0	5.5	15.60	1966	1982
	-	5.5	6.1	23.05	1982	2005
	5.7	5.7	5.7	15.70	1946	1962
	-	5.7	7.0	4.52	1962	1966
	-	7.0	6.1	38.56	1966	2005
	5.7	5.7	5.7	15.70	1946	1962
	-	5.7	7.0	4.52	1962	1966
	-	7.0	6.1	38.56	1966	2005
	6.1	7.0	6.1	38.56	1966	2005
26 Van	5.5	6.5	5.8	11.78	1903	1915
	-	5.8	5.9	30.76	1915	1945
	-	5.9	5.5	42.59	1945	1988
	-	5.5	7.4	23.32	1988	2011
	5.8	6.5	5.8	11.78	1903	1915
	-	5.8	5.9	30.76	1915	1945
	-	5.9	7.4	65.93	1945	2011
	5.9	6.5	5.9	42.55	1903	1945
	-	5.9	7.4	65.93	1945	2011
	6.5	6.5	7.4	108.47	1903	2011
27 Bingöl	5.5	5.5	6.0	25.77	1909	1934
	-	6.0	6.8	36.44	1934	1971
	-	6.8	7.8	4.30	1971	1975
	-	7.8	6.1	23.08	1975	1998
	-	6.1	6.5	4.56	1998	2003
	6.0	6.0	6.8	36.44	1934	1971
	-	6.8	7.8	4.30	1971	1975
	-	7.8	6.1	23.08	1975	1998
	-	6.1	6.5	4.56	1998	2003
	6.1	6.8	7.8	4.30	1971	1975
	-	7.8	6.1	23.08	1975	1998
	-	6.1	6.5	4.56	1998	2003
	6.5	6.8	7.8	4.30	1971	1975
	-	7.8	6.5	27.65	1975	2003
	6.8	6.8	7.8	4.30	1971	1975
28 Malatya	5.5	7.2	7.0	18.71	1874	1893
	-	7.0	5.8	11.75	1893	1905

Tablo 4.5'in devamı

	-	5.8	5.5	17.08	1905	1922
	-	5.5	5.8	18.87	1922	1940
	-	5.8	5.5	8.36	1940	1949
	-	5.5	6.2	15.12	1949	1964
	-	6.2	6.4	21.90	1964	1986
	-	6.4	6.1	18.26	1986	2004
	-	6.1	5.5	6.87	2004	2011
	5.5	7.2	7.0	18.71	1874	1893
	-	7.0	5.8	11.75	1893	1905
	-	5.8	5.5	17.08	1905	1922
	-	5.5	5.8	18.87	1922	1940
	-	5.8	5.5	8.36	1940	1949
	-	5.5	6.2	15.12	1949	1964
	-	6.2	6.4	21.90	1964	1986
	-	6.4	6.1	18.26	1986	2004
	-	6.1	5.5	6.87	2004	2011
	5.5	7.2	7.0	18.71	1874	1893
	-	7.0	5.8	11.75	1893	1905
	-	5.8	5.5	17.08	1905	1922
	-	5.5	5.8	18.87	1922	1940
	-	5.8	5.5	8.36	1940	1949
	-	5.5	6.2	15.12	1949	1964
	-	6.2	6.4	21.90	1964	1986
	-	6.4	6.1	18.26	1986	2004
	-	6.1	5.5	6.87	2004	2011
	5.8	7.2	7.0	18.91	1874	1893
	-	7.0	5.8	11.75	1893	1905
	-	5.8	5.8	35.96	1905	1940
	-	5.8	6.2	23.48	1940	1964
	-	6.2	6.4	21.90	1964	1986
	-	6.4	6.1	18.26	1986	2004
	5.8	7.2	7.0	18.91	1874	1893
	-	7.0	5.8	11.75	1893	1905
	-	5.8	5.8	35.96	1905	1940
	-	5.8	6.2	23.48	1940	1964
	-	6.2	6.4	21.90	1964	1986
	-	6.4	6.1	18.26	1986	2004
	6.1	7.2	7.0	18.91	1874	1893
	-	7.0	6.2	71.19	1893	1964
	-	6.2	6.4	21.90	1964	1986
	-	6.4	6.1	18.26	1986	2004
	6.2	7.2	7.0	18.91	1874	1893
	-	7.0	6.2	71.19	1893	1964
	-	6.2	6.4	21.90	1964	1986
	6.4	7.2	7.0	18.91	1874	1893
	-	7.0	6.4	93.09	1893	1986
	7.0	7.2	7.0	18.91	1874	1893
29 Hatay-Adana	5.5	7.0	6.0	35.88	1872	1908

Tablo 4 5'in devamı

	-	6.0	5.7	13.61	1908	1921
	-	5.7	5.5	14.70	1921	1936
	-	5.5	6.3	8.10	1936	1944
	-	6.3	5.6	8.25	1944	1952
	-	5.6	6.7	45.69	1952	1998
	5.6	7.0	6.0	35.88	1872	1908
	-	6.0	5.7	13.61	1908	1921
	-	5.7	6.3	22.80	1921	1944
	-	6.3	5.6	8.25	1944	1952
	-	5.6	6.7	45.69	1952	1998
	5.7	7.0	6.0	35.88	1872	1908
	-	6.0	5.7	13.61	1908	1921
	-	5.7	6.3	22.80	1921	1944
	-	6.3	6.7	53.95	1944	1998
	6.0	7.0	6.0	35.88	1872	1908
	-	6.0	6.3	36.40	1908	1944
	-	6.3	6.7	53.95	1944	1998
	6.3	7.0	6.3	72.29	1872	1944
	-	6.3	6.7	53.95	1944	1998
	6.7	7.0	6.7	126.23	1872	1998
30 Erzurum	5.5	7.2	7.4	16.41	1859	1875
	-	7.4	7.8	25.18	1875	1901
	-	7.8	6.8	23.68	1901	1924
	-	6.8	5.6	16.11	1924	1940
	-	5.6	5.5	7.15	1940	1947
	-	5.5	6.2	4.07	1947	1952
	-	6.2	6.0	8.29	1952	1960
	-	6.0	5.5	16.02	1960	1976
	-	5.5	7.0	7.50	1976	1983
	-	7.0	5.5	16.08	1983	1999
	5.5	7.2	7.4	16.41	1859	1875
	-	7.4	7.8	25.18	1875	1901
	-	7.8	6.8	23.68	1901	1924
	-	6.8	5.6	16.11	1924	1940
	-	5.6	5.5	7.15	1940	1947
	-	5.5	6.2	4.07	1947	1952
	-	6.2	6.0	8.29	1952	1960
	-	6.0	5.5	16.02	1960	1976
	-	5.5	7.0	7.50	1976	1983
	-	7.0	5.5	16.08	1983	1999
	5.5	7.2	7.4	16.41	1859	1875
	-	7.4	7.8	25.18	1875	1901
	-	7.8	6.8	23.68	1901	1924
	-	6.8	5.6	16.11	1924	1940
	-	5.6	5.5	7.15	1940	1947
	-	5.5	6.2	4.07	1947	1952
	-	6.2	6.0	8.29	1952	1960
	-	6.0	5.5	16.02	1960	1976

Tablo 4.5'in devamı

	-	5.5	7.0	7.50	1976	1983
	-	7.0	5.5	16.08	1983	1999
5.6	7.2	7.4	16.41	1859	1875	
-	7.4	7.8	25.18	1875	1901	
-	7.8	6.8	23.68	1901	1924	
-	6.8	5.6	16.11	1924	1940	
-	5.6	6.2	11.21	1940	1952	
-	6.2	6.0	8.29	1952	1960	
-	6.0	7.0	23.52	1960	1983	
6.0	7.2	7.4	16.41	1859	1875	
-	7.4	7.8	25.18	1875	1901	
-	7.8	6.8	23.68	1901	1924	
-	6.8	6.2	27.32	1924	1952	
-	6.2	6.0	8.29	1952	1960	
-	6.0	7.0	23.52	1960	1983	
6.2	7.2	7.4	16.41	1859	1875	
-	7.4	7.8	25.18	1875	1901	
-	7.8	6.8	23.68	1901	1924	
-	6.8	6.2	27.32	1924	1952	
-	6.2	7.0	31.81	1952	1983	
6.8	7.2	7.4	16.41	1859	1875	
-	7.4	7.8	25.18	1875	1901	
-	7.8	6.8	23.68	1901	1924	
-	6.8	7.0	59.14	1924	1983	
7.0	7.2	7.4	16.41	1859	1875	
-	7.4	7.8	25.18	1875	1901	
-	7.8	7.0	82.82	1901	1983	
7.2	7.2	7.4	16.41	1859	1875	
-	7.4	7.8	25.18	1875	1901	
7.4	7.4	7.8	25.18	1875	1901	
31 Ağrı	5.5	6.3	5.7	27.34	1935	1962
-	5.7	7.5	14.22	1962	1976	
-	7.5	5.5	27.61	1976	2004	
5.7	6.3	5.7	27.34	1935	1962	
-	5.7	7.5	14.22	1962	1976	
6.3	6.3	7.5	41.56	1935	1976	
32 Kars-Türkiye sınırı	5.5	5.8	6.2	12.26	1912	1925
-	6.2	5.9	34.90	1925	1959	
-	5.9	5.5	7.15	1959	1967	
-	5.5	7.0	21.85	1967	1988	
5.8	5.8	6.2	12.26	1912	1925	
-	6.2	5.9	34.90	1925	1959	
-	5.9	7.0	29.00	1959	1988	
5.9	6.2	5.9	34.90	1925	1959	
-	5.9	7.0	29.00	1959	1988	
6.2	6.2	7.0	63.90	1925	1988	
33 Hakkari	5.7	6.1	7.6	21.62	1908	1930
-	7.6	5.7	54.56	1930	1984	

Tablo 4 5'in devamı

-	5.7	5.7	10.21	1984	1995
-	5.7	6.1	9.95	1995	2005
5.7	6.1	7.6	21.62	1908	1930
-	7.6	5.7	54.56	1930	1984
-	5.7	5.7	10.21	1984	1995
-	5.7	6.1	9.95	1995	2005
6.1	6.1	7.6	21.62	1908	1930
-	7.6	6.1	74.71	1930	2005
6.1	6.1	7.6	21.62	1908	1930
-	7.6	6.1	74.71	1930	2005



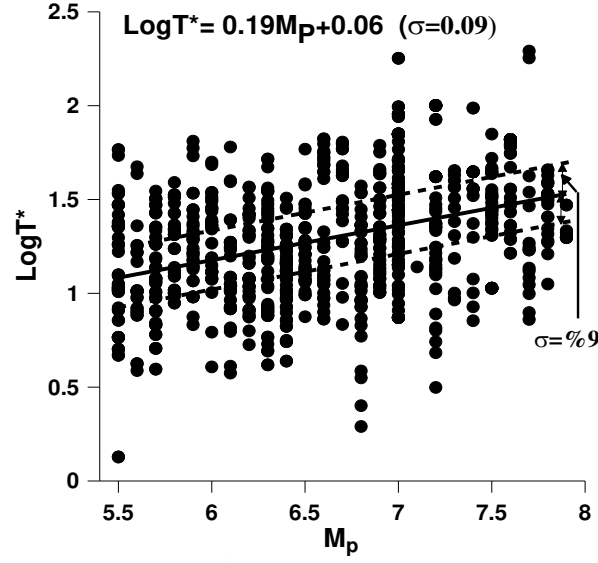
5. BULGULAR

Belirlenen T_t olay ara zamanı, M_{min} ve M_p magnitüdleri ve $\dot{M}_0$ moment oranı arasındaki ilişkinin (63) parametrelerini hesaplamak için Papazachos ve Papaioannou (1993)'nin önerdiği zaman ve magnitüd kestirilebilir model bu çalışmada izlenmiştir. (63) ve (64) bağıntılarının parametreleri (b , c , d , q , B , C , D ve m) özellikle kuvvetli hareket soğurulması çalışmalarında (Mc Guire, 1978, Joyner ve Boore, 1981, Dahle ve diğ., 1990) geniş ölçüde kullanılmış olan çoklu lineer regresyon yöntemi (Draper ve Smith, 1966, Weisberg, 1980) uygulanarak bulunmuştur. Tablo 4.5'te listelenen 896 gözlemsel örnek (T_t , M_{min} , M_p , M_f) ile Tablo 4.3'te verilen moment oranları ($\dot{M}_0$) kullanılarak (63) ve (64) bağıntılarının parametreleri hesaplanmıştır. (63) bağıntısının parametreleri hesaplanarak (67) bağıntısı olarak bulunmuştur. Bu bağıntının çoklu ilişki katsayısı $R=0.69$ ve standart sapması $\sigma=0.30$ dur. Benzer işlem uygulanarak (64) bağıntısının parametreleri hesaplanmış ve (68) bağıntısı elde edilmiştir. (68) bağıntısının çoklu ilişki katsayısı $R=0.63$ ve standart sapması $\sigma=0.43$ olarak bulunmuştur.

$$\log T_t = 0.37 M_{min} + 0.19 M_p - 0.14 \log M_0 + 1.39 \quad (67)$$

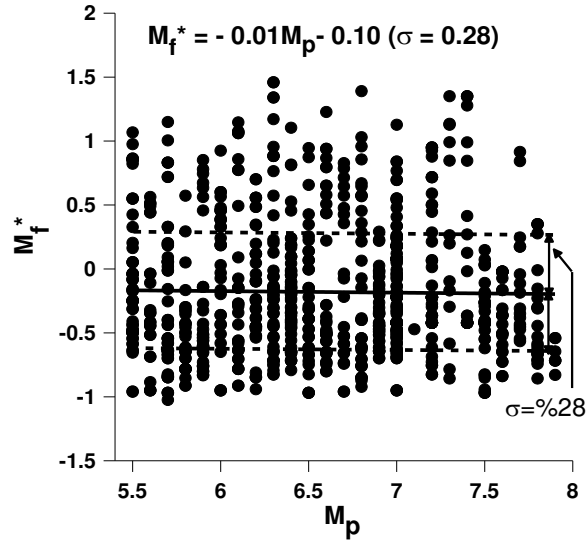
$$M_f = 0.72 M_{min} - 0.01 M_p + 0.31 \log M_0 - 5.44 \quad (68)$$

$\log T^* = \log T - 0.37 M_{min} + 0.14 \log M_0 - 1.39$ bağıntısı kullanılarak her bir M_p değerine karşılık gelen $\log T^*$ değeri hesaplanmış ve Şekil 5.1'de grafiği gösterilmiştir. Burada T , M_{min} , $\log M_0$ ve M_p gözlenen değerlerdir. Bu grafikten gözlenen olay ara zamanı (T_t) ile önceki ana şokun magnitüdü (M_p) arasındaki kuvvetli pozitif ilişkinin varlığı zaman kestirilebilir modelin bu bölgede uygulanabilir olduğunu göstermektedir.



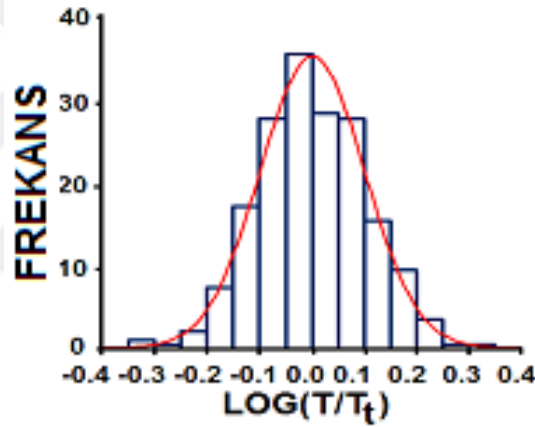
Şekil 5.1. Hesaplanan olay tekrarlanma zamanlarının (T^*) önceki ana şok magnitüdü (M_p) ile ilişkisi. σ , standart sapmayı göstermektedir.

$M_f^* = M_f - 0.72 M_{min} - 0.31 \log M_0 + 5.44$ ilişkisi kullanılarak sonraki ana şok magnitüdü (M_f^*) değerleri hesaplanmış ve önceki ana şok magnitüdü (M_p) değerlerine göre grafiği çizilmiştir (Şekil 5.2). Bu grafikten önceki ve sonraki magnitüdler arasında belirlenen negatif ilişki büyük bir depremden sonra daha küçük bir depremin olmasının bekleneceğini ya da tam tersi bir durumun olacağını göstermektedir.

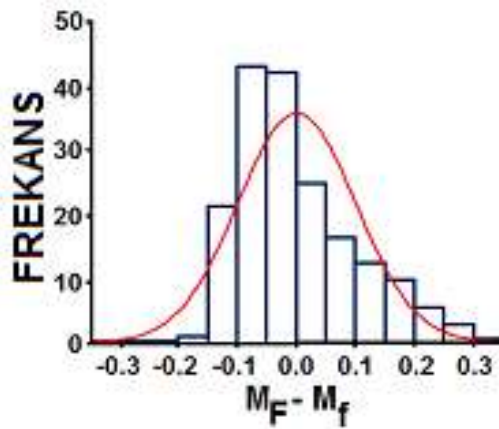


Şekil 5.2. Beklenen depremin magnitüdü (M_f^*) ile önceki ana şok magnitüdü (M_p) arasındaki ilişki. σ , standart sapmayı göstermektedir.

Şekil 5.3, $\mu = 0$ ve $\sigma = 0.30$ 'lu normal dağılımla uyumlu $\log(T/T_t)$ 'nin frekans dağılımı gösterilmektedir. Şekil 5.4'de gözlenen sonraki ana şok magnitüdü M_F ile (68) bağıntısıyla hesaplanan M_f magnitüdü arasındaki $M_F - M_f$ farkının frekans dağılımını göstermektedir. Bu $\mu = 0$ ve $\sigma = 0.43$ 'e eşit bir standart sapma ile normal dağılıma uymaktadır. Bu çalışmada belirlenen önceki ana şokun magnitüdü ile tekrarlanma zamanı arasındaki pozitif ilişki ($c = 0.19$) zaman kestirilebilir modelin doğru olduğunu göstermektedir. Negatif " C " ($C = -0.01$) değeri büyük şokların küçük şoklarla ya da tersi şekilde izleneceği anlamındadır. Benzer şekilde M_p ve $\log T$ arasında pozitif, M_p ve M_f arasında negatif ilişkinin varlığı, bu modeli diğer bölgelere uygulayan araştırmacılar tarafından da test edilmiştir (Papazachos, 1992, Papazachos ve Papaioannou, 1993, Karakaisis, 1993).



Şekil 5.3. Gözlenen tekrarlanma zamanının kuramsal olana göre frekans dağılımı.



Şekil 5.4. Gözlenen ve hesaplanan sonraki magnitüdüler arasındaki farkın frekans dağılımı.

5.1. Belirlenen Model Temel Alınarak Olasılıkların Hesaplanması

(63) bağıntısındaki tüm sabitler (b, c, d, q), $\dot{M}_0$ moment oranı ve son ana şokun magnitudü ve oluş zamanı bilindiğinden, bu bağıntı her bir sismojenik kaynakta belirli bir magnitudten (örneğin, $M_{min} = 6.0$) daha büyük magnitudlü sonraki ana şokun oluşum zamanının kestirilmesinde kullanılabilir. Ancak Şekil 5.3'de (67) bağıntısı ile verilen gözlemsel tekrarlanma zamanı T 'nin hesaplanan T_t 'ye göre belirgin ölçüde düzensiz değişimi gösterilmektedir. Bu nedenle bu model gelecekte tanımlanan bir zaman aralığında (örneğin, 10 yıllık) belirli bir magnitudten (örneğin, $M_{min} \geq 6.0$) daha büyük depremlerin olma olasılığını (P) hesaplamada tercih edilmektedir (Papazachos ve Papaioannou, 1993).

Yukarıda daha önce belirlediğimiz T / T_t oranı $\sigma = 0.30$ 'luk standart sapma ve sıfır ortalama değerli ($\mu = 0$) normal dağılım izlemektedir. Sismojenik kaynakların her biri için bu dağılımın geçerli olduğu kabul edilerek, t yıl önce (şimdikinden) meydana gelen M_p magnitudüne sahip bir deprem ($M \geq M_{min}$) varsa, sonraki Δt yıl (şimdikinden) boyunca $M \geq M_{min}$ olan bir ana şokun oluşması için P olasılığı (65) bağıntısıyla hesaplanabilir (Papazachos ve Papaioannou, 1993).

Her bir sismojenik kaynak için M_{min} , M_p (son depremin magnitudü) ve $\dot{M}_0$ bilindiğinden (67) bağıntısı ile gelecekte oluşacak depremlerin olay ara zamanları (T_t) hesaplanmıştır.

Tablo 5.1. 33 sismojenik kaynakta gelecek 50 yıl süresince kuvvetli ($M_{min} \geq 6.0$) depremlerin oluşma olasılıkları, $P_{\Delta t}$ ve beklenen magnitud (M_f) değerleri.

Seis. Kaynaklar	M_f	T_t	P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{40}	P_{50}
$M_{min} \geq 6.0$							
1 Saroz Körfezi	6.5	26.35	0.36	0.57	0.71	0.80	0.86
2 Tekirdağ	-	-	-	-	-	-	-
3 İstanbul	-	-	-	-	-	-	-
4 İzmit	6.8	16.66	0.42	0.66	0.79	0.86	0.91
5 Adapazarı	6.7	21.72	0.34	0.56	0.70	0.79	0.85
6 Bandırma	6.8	14.64	0.51	0.74	0.86	0.92	0.95
7 Bursa	6.5	23.53	0.29	0.47	0.62	0.71	0.78
8 Balıkesir	6.5	22.49	0.33	0.54	0.68	0.77	0.84
9 Demirci	6.5	22.89	0.33	0.55	0.69	0.78	0.84
10 Dursunbey-Domaniç	6.6	19.54	0.39	0.60	0.74	0.83	0.88
11 İzmir-Sakız adası	6.7	16.70	0.48	0.74	0.87	0.93	0.96

Tablo 5.1'in devamı

12 Manisa-Salihli	6.5	24.54	0.31	0.51	0.65	0.74	0.81
13 Sisam Ad.-Aydın-Denizli	6.5	27.18	0.32	0.53	0.67	0.76	0.83
14 Dinar-Çivril	6.5	20.76	0.43	0.67	0.80	0.88	0.92
15 Bolvadin-Afyonkarahisar	6.4	27.11	0.30	0.54	0.71	0.81	0.87
16 Muğla-Bodrum	6.7	16.02	0.51	0.76	0.88	0.93	0.96
17 Gölhisar-Dalaman-Rodos	6.7	16.79	0.35	0.67	0.84	0.91	0.95
18 Kalkan(Deniz)	6.3	33.36	0.29	0.48	0.62	0.72	0.79
19 Antalya	6.4	21.34	0.40	0.64	0.77	0.85	0.90
20 Tuz Gölü çevresi	6.4	27.87	0.30	0.50	0.64	0.73	0.80
21 Bolu	6.8	16.99	0.32	0.54	0.68	0.76	0.83
22 Merzifon(Tosya)	6.5	20.46	0.43	0.68	0.81	0.89	0.93
23 Tokat	6.5	21.91	0.53	0.55	0.69	0.78	0.84
24 Erzincan	6.7	16.26	0.51	0.76	0.87	0.93	0.96
25 Karlıova	6.4	21.34	0.38	0.64	0.79	0.87	0.92
26 Van	6.6	20.75	0.29	0.49	0.63	0.73	0.79
27 Bingöl	6.7	19.14	0.44	0.69	0.83	0.90	0.94
28 Malatya	6.6	18.34	0.45	0.71	0.84	0.91	0.95
29 Hatay-Adana	6.4	27.75	0.32	0.55	0.71	0.80	0.87
30 Erzurum	6.9	14.75	0.44	0.67	0.80	0.88	0.92
31 Ağrı	6.6	18.65	0.35	0.57	0.71	0.79	0.86
32 Kars-Türkiye Sınırı	6.4	22.01	0.31	0.52	0.67	0.75	0.82
33 Hakkari	6.7	16.33	0.49	0.75	0.87	0.93	0.96

Tablo 5.1 ve Tablo 5.2'de (67) ve (68) bağıntılarıyla tanımlanan modele dayanarak olması beklenen kuvvetli ($M_S \geq 6.0$) ve büyük ($M_S \geq 7.0$) depremlerle ilgili bilgiler verilmektedir. İlk kolon Şekil 4.1'de gösterilen sismojenik kaynakların numaraları ve isimleri verilmektedir. Diğer kolonlarda ise gelecek 50 yıl ($\Delta t = 10$) boyunca (2015-2065) kuvvetli ($M_{min} = 6.0 - 6.9$) ve büyük ($M_{min} \geq 7.0$) depremlerin oluşması için (65) bağıntısı kullanılarak hesaplanan en büyük olasılıklar ($P_{\Delta t}$) ile (67) ve (68) bağıntıları kullanılarak hesaplanan olması beklenen depremlerin olay ara zamanları (T_f) ve magnitüdüleri (M_f) verilmektedir.

Tablo 5.2. 33 sismojenik kaynakta gelecek 50 yıl süresince büyük ($M_{\min} \geq 7.0$) depremlerin oluşma olasılıkları, $P_{\Delta t}$ ve beklenen magnitüd (M_f) değerleri.

Seis. Kaynaklar	M_f	T_t	P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{40}	P_{50}
$M_{\min} \geq 7.0$							
1 Saroz Körfezi	7.2	70.44	0.14	0.27	0.38	0.46	0.54
2 Tekirdağ	7.4	65.34	0.16	0.30	0.40	0.49	0.57
3 İstanbul	7.4	59.95	0.14	0.24	0.35	0.43	0.50
4 İzmit	7.5	75.27	0.05	0.13	0.23	0.33	0.42
5 Adapazarı	7.4	72.24	0.06	0.14	0.25	0.35	0.44
6 Bandırma	7.5	63.30	0.17	0.31	0.43	0.52	0.60
7 Bursa	7.2	68.64	0.15	0.28	0.39	0.49	0.57
8 Balıkesir	7.3	71.61	0.15	0.28	0.39	0.48	0.56
9 Demirci	7.2	79.54	0.12	0.23	0.32	0.42	0.50
10 Dursunbey-Domaniç	-	-	-	-	-	-	-
11 İzmir-Sakız adası	7.4	75.34	0.15	0.26	0.36	0.45	0.52
12 Manisa-Salihli	-	-	-	-	-	-	-
13 Sisam Ad.-Aydın-Denizli	-	-	-	-	-	-	-
14 Dinar-Çivril	7.2	93.84	0.10	0.22	0.31	0.39	0.46
15 Bolvadin-Afyonkarahisar	7.1	79.10	0.14	0.26	0.36	0.44	0.52
16 Muğla-Bodrum	7.4	79.00	0.14	0.25	0.35	0.43	0.50
17 Gölhisar-Dalaman-Rodos	7.4	60.95	0.17	0.32	0.44	0.54	0.61
18 Kalkan(Deniz)	-	-	-	-	-	-	-
19 Antalya	-	-	-	-	-	-	-
20 Tuz Gölü çevresi	-	-	-	-	-	-	-
21 Bolu	7.5	61.69	0.17	0.32	0.44	0.53	0.61
22 Merzifon(Tosya)	7.2	71.12	0.15	0.28	0.39	0.48	0.56
23 Tokat	7.1	72.88	0.15	0.28	0.38	0.47	0.55
24 Erzincan	7.4	80.17	0.13	0.25	0.35	0.44	0.52
25 Karlıova	7.1	74.17	0.13	0.26	0.36	0.45	0.54
26 Van	7.3	72.11	0.01	0.06	0.14	0.24	0.34
27 Bingöl	7.4	79.25	0.11	0.22	0.32	0.41	0.49
28 Malatya	7.3	63.74	0.15	0.29	0.40	0.49	0.57
29 Hatay-Adana	7.1	74.17	0.14	0.26	0.36	0.44	0.51
30 Erzurum	7.5	53.55	0.18	0.33	0.46	0.57	0.65
31 Ağrı	7.4	73.89	0.12	0.24	0.34	0.44	0.52
32 Kars-Türkiye Sınır	7.2	73.21	0.09	0.20	0.31	0.40	0.49
33 Hakkari	7.4	73.79	0.15	0.28	0.38	0.47	0.54

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışmanın temel sonucu belirli bir sismojenik kaynağın ana şoklarının tekrarlanma zamanlarının (63) bağıntısıyla hesaplanabilmesidir. Eldeki verilere (Şekil 5.3) yeterli derecede uyumlu olmasının yanı sıra bu bağıntı diğer bağımsız çalışmalarla da önemli ölçüde desteklenmektedir. Bağıntıdaki ilk terim bM_{min} , ana şokların belirlenmesi için iyi bilinen Gutenberg ve Richter (1944) tekrarlanma kanununu ifade etmektedir. İkinci terim cM_p , son araştırmalarla (Bufe ve diğ., 1977, Shimazaki ve Nakata, 1980, Sykes ve Quittmeyer, 1981, Mogi, 1981, Papazachos, 1989, Karakaisis ve diğ., 1991, Papazachos ve Papaioannou, 1993, Karakaisis, 2000) kuvvetli bir şekilde desteklenen zaman kestirilebilir modeli ifade etmektedir. Son terim $d \log \dot{M}_0$, kabuksal deformasyon oranının tekrarlanma zamanına katkısı olarak ifade edilmektedir. Çünkü bu deformasyonun açığa çıkan moment oranı ile ilişkili olduğu bilinmektedir (Kostrov, 1974, Jackson ve McKenzie, 1988).

(64) bağıntısındaki CM_p terimi (negatif C değerli) Anadolu için seçilen gözlemsel verilere dayanmaktadır. Bu nedenle bu ilişki ile belirlenen gelecekte olması beklenen depremlerin magnitüdüleri dikkatle değerlendirilmelidir. (67) bağıntısı kullanılarak tekrarlanma periyodunun ve (68) bağıntısı kullanılarak olması beklenen depremin magnitüdünün belirlenmesindeki önemli belirsizliklerin toplam etkisi bu bağıntıların standart sapmaları ve çoklu ilişki katsayıları ile verilmektedir. Özellikle tekrarlanma periyodları için olan belirsizlik tahminleri uzun dönem deprem kestirim yönteminin ne ölçüde kullanışlı olduğunu göstermektedir.

Tüm sismojenik kaynaklar için aynı standart sapma ($\sigma = 0.30$) ve (b, c, d, q) aynı parametre değerlerinin kullanılması, hesaplanan tekrarlanma periyotlarında ve olasılıklarda tanımlanan belirsizlikler için bir nedendir. Çünkü bu parametrelerin bazıları (örneğin, b) kaynaktan kaynağa değişmektedir. Ancak büyük gözlemsel veri grubu ile (67) ve (68) bağıntılarının parametrelerinin bu bölgeyi temsil edebileceği söylenmelidir (Papazachos ve Papaioannou, 1993, Papazachos ve diğ., 1997a).

Diğer önemli belirsizlik kaynağı $\dot{M}_0$, moment oranındaki hatalardır. Ancak bu çalışmada uygulanan yöntem $\dot{M}_0$ 'ın hesaplanması için bu hataları azaltmaktadır. Aynı yöntem yakın zamanda Pacheco ve Sykes (1992) tarafından dünya çapında açığa çıkan moment oranının coğrafik dağılımını belirlemek için uygulanmıştır.

Bölgenin sismojenik kaynaklara ayrılmasının değişken olabilmesi nedeniyle de belirsizlikler olabilir. Bu ayrım ancak yeni sismoloji verilerinin veya diğer jeofizik ve

jeoloji bilgilerinin kullanılmasıyla yapılabilir. Bitişik bir kaynaktan meydana gelen depremlerle belirli bir sismolojik kaynağın tetiklenmesi de belirsizlik (tekrarlanma zamanındaki azalma) olarak tanımlanır (Scholz, 1988, Cornell ve diğ., 1993, Papazachos ve Papaioannou, 1993). Birçok araştırmacı bölgeler arasındaki gerilme transferini nitelendirmek için çok değişkenli gerilme modellerine (Zheng ve Vere-Jones, 1991) ilaveten stokastik görüntülemeyi de kullanmışlardır (Suzuki ve Kremlidjan, 1991). Ayrıca uzun-dönem deprem kümelenmesiyle de belirsizlik olabilir. Yani nispeten yüksek aktiviteli kısa dönemlerin uzun sessizlik dönemi ile izlenmesi belirsizlik olabilir (Ambraseys, 1971, Ambraseys ve Melville, 1982). Depremlerin uzun-dönem gözlemleri genellikle eksik veri grubundan oluşmaktadır (Johnston ve Nava, 1985).

Burada uygulanan yöntemde önceki ve sonraki şoklar kullanılmamıştır. Bu şoklar bazen kuvvetli ve yıkıcı olduklarından değerlendirilmeleri oldukça önemlidir. Problem şok sonrası aktiviteler için daha önemlidir. Çünkü bunların oluşma zamanları için burada kullanılan yöntem düşük olasılıklar belirlemektedir. Ancak diğer yöntemlerle bu şok sonrası aktivitelerin oldukça yüksek kestirilebilir olaylar oldukları bilinmektedir (Mogi, 1962, Papazachos, 1974).

(63) bağıntısı gibi büyük depremlerin tekrarlanma zamanlarını hesaplamak için kullanılan deneysel bağıntıların fiziksel tanımı karmaşıktır. Wesnousky ve diğ., (1984) Japonya için sismolojik ve jeolojik verileri kullanarak, bir faydaki en büyük depremin tekrarının bu depremin sismik momentinin faydaki moment oranına bölümüne eşit olması gibi kolay bir fiziksel tanımlama ile yapmışlardır. Ancak bizim çalışmamızda (63) bağıntısı daha karmaşıktır ve ele alınan en küçük ana şokun magnitüdüne bağlı olan ilave bir terim (bM_{min}) içermektedir. Ayrıca diğer araştırmacıların kullandığı model karakteristik olayın meydana geldiği sadece tek bir fayı içerdiğinden çok basittir. Bu çalışmada kullanılan model ise farklı büyüklükteki birkaç fayı içeren bir sismojenik kaynak ele alındığından ve bM_{min} terimi sismojenik kaynaktaki en küçük faya karşılık geldiğinden daha karmaşıktır.

(63) ve (64) bağıntılarındaki belirsizlikler ne olursa olsun, bu bağıntıların gözlemlere olan iyi uyumu (Şekil 5.3 ve Şekil 5.4), Anadolu'da belirli bir sismojenik kaynaktan bir ana şokun magnitüdü ve oluş zamanının, bu kaynaktan gelecekte olması beklenen ana şokun magnitüdünü ve zamanını belirleyeceğini göstermektedir. Bu sonuç (63) ve (64) bağıntısı ile ifade edilen zaman ve magnitüd kestirilebilir modelin genellikle bu tür belirlemeler için

uygulanan zaman bağımlı modellerin hiçbirisiyle hesaplanamayan sismik tehlikedeki belirsizlikleri azaltmak için kullanılabileceğini göstermektedir.

Tablo 4.4 incelendiğinde Bölge 6 (Bandırma)'da $6.9 \geq M_S \geq 6.0$ magnitüdlü son ana şok 1983 ($M_S = 6.1$)'de meydana gelmiştir. Gelecek 10 yılda $M_S \geq 6.0$ magnitüdlü bir depremin olma olasılığı $P_{10} = \%51$ ve zaman kestirilebilir modele göre gelecekte olması beklenen depremin magnitüdü $M_f = 6.8$, tekrarlanma zamanı da $T_t = 15$ yıl olarak bulunmuştur. Yine aynı bölgede ($M_S \geq 7.0$) 10 yıl içerisinde olması beklenen depremin magnitüdü $M_f = 7.5$, tekrarlanma aralığı $T_t = 63$ yıl ve olasılığı $P_{10} = \%17$ olarak bulunmuştur. $M_S \geq 7.0$ magnitüdlü deprem için olasılık hesabında kullanılan son deprem ($M_S = 7.5$) 1953 yılında olmuştur.

$M_{min} \geq 6.0$ magnitüdlü diğer büyük olasılık değeri Bölge 16 (Muğla-Bodrum)'de ($P_{10} = \%51$) bulunmuştur. Burada $M_S \geq 6.0$ 'lı hesaba katılan son ana şok 2003 ($M_S = 6.1$) da meydana gelmiştir. Zaman kestirilebilir modele göre gelecek 10 yıl içerisinde olması beklenen depremin magnitüdü $M_f = 6.7$, tekrarlanma zamanı da $T_t = 16$ yıldır. Bu bölgede ($M_S \geq 7.0$) 10 yıl içerisinde olması beklenen depremin magnitüdü $M_f = 7.4$, tekrarlanma aralığı $T_t = 79$ yıl ve olasılığı $P_{10} = \%14$ olarak bulunmuştur. $M_S \geq 7.0$ magnitüdlü deprem için olasılık hesabında kullanılan son deprem ($M_S = 7.0$) 1886 yılında olmuştur.

Bölge 23 (Tokat)'de $M_S \geq 6.0$ 'lı hesaba katılan son ana şok 1940 ($M_S = 6.3$)'de meydana gelmiştir. Gelecek 10 yılda (2015'den başlayarak) $M_S \geq 6.0$ magnitüdlü bir depremin olma olasılığı $P_{10} = \%53$ ve zaman kestirilebilir modele göre gelecekte olması beklenen depremin magnitüdü $M_f = 6.5$, tekrarlanma zamanı da $T_t = 22$ yıl olarak bulunmuştur. Aynı bölge için ($M_S \geq 7.0$) 10 yıl içerisinde olması beklenen depremin magnitüdü $M_f = 7.1$, tekrarlanma aralığı $T_t = 73$ yıl ve olasılığı $P_{10} = \%15$ olarak bulunmuştur. $M_S \geq 7.0$ magnitüdlü deprem için olasılık hesabında kullanılan son deprem ($M_S = 7.1$) 1916 depremidir.

Bölge 24 (Erzincan)'da $M_S \geq 6.0$ olan bir depremin gelecek 10 yıl içerisinde olma olasılığı $P_{10} = \%51$ olarak bulunmuştur. $M_S \geq 6.0$ 'lı hesaba katılan son ana şok 2003 ($M_S = 6.2$) de meydana gelmiştir. Bu kaynak için zaman kestirilebilir modele göre $M_S \geq 6.0$ magnitüdlü bir deprem için olması beklenen depremin magnitüdü $M_f = 6.7$ ve tekrarlanma zamanı $T_t = 16$ yıldır. 2011 yılında Erzincan'da $M_S = 5.5$ magnitüdlü bir deprem meydana gelmiştir. Bu her ne kadar bu çalışmada seçilen magnitüd aralığından ($M_S \geq 6.0$) biraz

küçük olsa da bu kaynak bölgesi için belirlenen değerleri doğrular niteliktedir. Bu bölgede ($M_S \geq 7.0$) 10 yıl içerisinde olması beklenen depremin magnitüdü $M_f = 7.3$, tekrarlanma aralığı $T_t = 80$ yıl ve olasılığı $P_{10} = \%13$ olarak bulunmuştur. $M_S \geq 7.4$ magnitüdlü deprem için olasılık hesabında kullanılan son depremin yılı ($M_S = 7.9$) 1939'dır.

$M_S \geq 6.0$ magnitüdlü kuvvetli depremlerin 10 yıl içinde oluşma olasılıkları %40 tan büyük olanlar sırasıyla Bölge 4 (İzmit), Bölge 10 (Dursunbey-Domaniç), Bölge 11 (İzmir-Sakız Adası), Bölge 14 (Dinar-Çivril), Bölge 19 (Antalya), Bölge 22 (Merzifon-Tosya), Bölge 27 (Bingöl), Bölge 28 (Malatya), Bölge 30 (Erzurum), Bölge 33 (Hakkari) tür. Bu bölgeler için kuvvetli bir depremin tekrarlanma aralığı ortalama 19 yıl bulunmuştur. Gelecekte bu kaynaklarda olması beklenen depremlerin magnitüdüleri ise sırasıyla 6.8, 6.6, 6.7, 6.5, 6.4, 6.5, 6.7, 6.6, 6.9 ve 6.7 dir.

Büyük magnitüdlü ($M_S \geq 7.0$) depremlerin 50 yıl içerisinde olma olasılıkları (P_{50}) %60 tan büyük olanlar Bölge 6 (Bandırma), Bölge 17 (Gölkhisar-Dalaman-Rodos), Bölge 21 (Bolu), Bölge 30 (Erzurum) dur. Bu bölgelerde büyük bir deprem için tekrarlanma aralığı ortalama 60 yıl hesaplanmıştır. Aynı bölgeler için olasılık hesabında kullanılan son depremlerin yılları ise sırasıyla 1953, 1957, 1943 ve 1983 tür. Bu bölgeler için beklenen kuvvetli depremlerin büyüklükleri sırasıyla 7.5, 7.4, 7.5 ve 7.5 olarak belirlenmiştir.

7. KAYNAKLAR

- Acharya, H.K., 1979. A Method to Determine the Duration of Quiescence in a Seismic Gap, Geophys. Res. Letters, 6, 681–684.
- Aki, K., 1984. Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Prediction, Jour. Geophys. Res., 89, 5867-5872.
- Altınok, Y., 1984. Semi-Markov Modelinin Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda Deprem Riskine Uygulanması, Jeofizik, 2, 44-58.
- Altuncu, P.S., 2009. Isparta Bölümünü Oluşturan Tektonik Yapıların Sismolojik Yöntemlerle Araştırılması, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ambraseys, N., 1971. Value of Historical Records of Earthquakes, Nature, 232, 374-379.
- Ambraseys, N., 1975. Studies in Historical Seismicity and Tectonics, Geodynamics Today, The Royal Soc., 7-16.
- Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F., 1988. The Anatolian Earthquake of 17 August 1668, in Historical Seismograms and Earthquakes of the World, Academic Press, 173-180.
- Ambraseys, N.N. ve Melville, C.P., 1982. A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press, Cambridge, 219 s.
- Ambraseys, N. N., 1970. Some Characteristic Features of the Anatolian Fault Zone, Tectonophysics, 9, 143-165.
- Astiz, L. ve Kanamori, H., 1984. An Earthquake Doublet in Ometepec, Guerrero, Mexico. Phys. Earth Planet., 34, 24-45.
- Bakun, W. H. ve Lindh, A. G., 1985. The Parkfield, California, Earthquake Prediction Experiment, Science, 229, 619–624.
- Bath, M., 1956. The problem of Earthquake Magnitude, Determination. Ass. of Seismic and Physics of the Earth's Interior, 19, 5-93.
- Benioff, H., 1951. Global Strain Accumulation and Release as Revealed by Great Earthquakes, Bull. Geol. Soc. Am., 62, 331-338.
- Brace, W.F. ve Byerlee, J.D., 1967. Recent Experimental Studies of Brittle Fracture in Rocks. In: C. Fairhurst (Editor), Failure and Breakage of Rock. Proc. 8th. Symp. Rock Mec. Univ. Minnesota, Minneapolis, Minn., 58-81.

- Bufe, C. G., Harsh, P. W. ve Burford, R. O., 1977. Steady-State Seismic Slip: A Precise Recurrence Model. J Geophys Res., 4, 91-94.
- Byerlee, J. D., 1967. Frictional Characteristics Of Granite Under High Confining Pressure, Journal of Geophysical Research, 72, 3639-3648.
- Caputo, M., 1974. Analysis of Seismic Risk, NATO Advanced Study Institutes Series. Applied sciences, Noordhoff, Leiden,3, 55-86.
- Cornell, A.C., Wu, S.C., Winterstein S.R., Dieterich, J.H. ve Simpson, R.W., 1993. Seismic hazard induced by mechanically interactive fault segments, Bull. Seism. Soc. Am., 83, 2.
- Cornell, C. A., 1968. Engineering Seismic Risk Analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, 58, 5, 1583-1606.
- Dahl-Jensen, T., Hobbs, R. W., Matthews, D. H., Snyder, D.B. ve Klemperer, S. L., 1990. Evidence for Early Proterozoic Plate Tectonics from Seismic Reflection Profiles in the Baltic Shield, Nature, 348, 34-38.
- Davis, F. D., Bagozzi, R. P. ve Warshaw, P. R., 1989. User Acceptance of Computer Technology: A Comparison of Two Theoretical Models, Management Science, 35, 982-1002.
- Demirtaş, R., 1994. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Batı Kesiminde Taşkesti-Çayköy (Bolu-Adapazarı) Arasında Trench Çalışmaları, TJK Bül., 9, 62-76.
- Demirtaş, R., 1995. Paleoseismology of the Northern Anatolian Fault: A Case Study in the Mudurnu Valley Segment, Bulletin of International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Individual Studies by participants at the IISSE, BRI, Ministry of Construction, Tsukuba-Japan, 31 s.
- Demirtaş, R. ve Yılmaz, R., 1993. 13 Mart 1993 Erzincan Depremi Raporu, Bay. Ve İsk. Bak. Afet İşleri Genel Müd., Deprem Arş. Dai. Bşk. yayını, Ankara.
- Demirtaş, R., Yılmaz, R., Berchemer, H. ve Baier, B., 1994. 13 Mart 1992 Erzincan Depremi Yüzey Kırıkları, Artçı Sarsıntıları ve 17 Ekim 1989 Loma Prieta Depremi ile Karşılaştırılması, TJK Bül., 9, 77-90.
- Dewey, J. F., 1976. Seismicity of Northern Anatolia. Bull. Seismol. Soc. Am., 66, 843-868.
- Draper, N. R. ve Smith, H., 1981. Applied Regression Analysis., In press, New York, Wiley.
- Ekşi, F., 1983. Kuzey Doğu Anadolu ve Kafkasya Bölgesinin Depremselliği, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

- Ekström, G. ve Dziewonski, A. M., 1988. Evidence of Bias in Estimations of Earthquake Size, Nature Publishing Group, 332, 319-323.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z., 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu, İ.T.Ü., Maden Fak. Ofset Bas. Atölyesi, İstanbul.
- Evans, D. M., 1966. Man-Made Earthquakes in Denver, Geotimes, 10, 11-18.
- Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yüçemen, M. S., Doyuran, V. ve Başöz, N., 1993. Earthquake Zoning Map of Turkey Based on the Most Recent Data (En son verilere göre hazırlanan Türkiye deprem bölgeleri haritası). METU Earthquake Engineering Research Center, 156, 93-01.
- Gumbel, E. J., 1958. Statistics of extremes, Columbia University Press, New York.
- Gutenberg, B. ve Richter, C., 1944. Frequency of Earthquakes in California, Bull. Seismol. Soc. Am., 34, 185-188.
- Gutenberg, R. ve Richter, C. F., 1954. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bull. Seismol. Soc. Am., 32, 163-191.
- Hagiwara, Y., 1974. Probability of Earthquake Occurrence as Obtained from a Weibull Distribution Analysis of Crustal Strain, Tectonophysics, 23, 313-318.
- Işıkara, A. M., 1984. İstanbul için Deprem Olma Olasılığının Weibull Dağılımından Yararlanarak Elde Edilmesi, Deprem Araştırma Bülteni, 46, 5-13.
- Jackson, J. ve McKenzie, D., 1988. The Relationship Between Plate Motion And Seismic Moment Tensors, and The Rate of Active Deformation in the Mediterranean and Middle East, Geophys., 93, 45-73.
- Johnston, A. C. ve Nava, S. J., 1985. Recurrence Rates and Probability Estimates for the New Madrid Seismic Zone, J. Geophys. Res. 90, 6737-6753.
- Joyner, W. B. ve Boore, D. M., 1981. Peak Horizontal Acceleration And Velocity From Strong-Motion Records Including Records From The 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 2011-2038.
- Kagan, Y.Y. ve Jackson, D.D., 1991a. Long-Term Earthquake Clustering, Geophys. J. Int., 104, 117-133.
- Kaila, K. L., Gaur, V. K. ve Hari, N., 1972. Quantitative Seismicity Maps of India. Bulletin of the Seismological Society of America, 62, 1119-1132.
- Kanamori, H., 1977. The Energy Released in Great Earthquakes, J. Geophys. Res., 82, 2981-2987.
- Karakaisis, G.F., 1993. Some Properties of Foreshock Sequences in the Area of Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, 3, 193-200.

- Karakaisis, G.F., 1994. Long-Term Earthquake Prediction Along the North and East Anatolian Fault Zones Based on the Time and Magnitude Predictable Model. Geophys. J. Int., 116, 198-204.
- Karakaisis, G.F., 2000. Effects of Zonation on the Results of the Application of the Regional Time Predictable Seismicity Model in Greece and Japan, Earth Planets Space, 52, 221-228.
- Karakaisis, G.F., Kourouzidis, M.C. ve Papazachos, B.C., 1991. Behaviour of Seismic Activity During a Single Seismic Cycle, Int. Conf. Earthq. Pred., October, Strasbourg, 1, 47-54.
- Kelleher, J.A., Savino, J., Rowlett, H. ve Mc Cana, W., 1974. Why and Where Great Thrust Earthquakes Occur Along Island Arcs, J. Geophys. Res., 79, 4889-4899.
- Ketin, İ., 1976. San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları Arasında Bir Karşılaştırma, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 2.
- Knopoff, L. ve Kagan, Y., 1977. Analysis of the Theory of Extremes as Applied to Earthquake Problems, Journal of Geophysical Research, 82, 5647- 5657.
- Koçyiğit, A., 2008. Ankara'nın Depremselliği ve 2005-2007 Afşar (Bala-Ankara) Depremlerinin Kaynağı, MTA Doğal Kaynaklar ve Ekonomi Bülteni, 6, 1-7.
- Kostrov, B. V., 1974. Seismic Moment and Energy of Earthquakes and Seismic Flow of Rock, Izv. Earth Phys., 1, 23-40.
- Lay, T.ve Wallace, T.C., 1995. Modern Global Seismology, Academic Press, San Diego, California, 521 s.
- Lomnitz, C., 1966. Statistical Prediction of Earthquakes, Rev. Geophys., 4, 377-393.
- Marone, C.ve Scholz, C. H. 1988. The Depth of Seismic Faulting and the Upper Transition from Stable to Unstable Slip Regimes, Geophys. Res. Lett., 15, 621- 624.
- McGuire, R. K. 1978b. Seismic Ground Motion Parameters Relations, Proc. Am. Soc. Civil Eng. J. Geotech. Eng. Div. 104, 481-490.
- Mogi, K., 1962. Magnitude- Frequency Relationship for Elastic Shocks Accompanying Fractures of Various Materials and Some Related Problems in Earthquakes. Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 40, 831-883.
- Mogi, K., 1981. Earthquake, Press, University of Tokyo.
- Mogi, K., 1985. Earthquake Prediction, Academic Press, University of Tokyo.

- Molnar, P., 1979. Earthquake Recurrence Intervals and Plate Tectonics, Bull. Seism. Soc. Am., 69, 115-133.
- Nishenko, S. P. ve Buland, R., 1987. A Generic Recurrence Interval Distribution for Earthquake Forecasting, Bull. Seismol. Soc. Am., 77, 1382-1399.
- Öcal, N., 1968. Türkiye'nin Sismisitesi ve Zelzele Coğrafyası (1950-1960 yılları için Türkiye Zelzele Kataloğu), M.E.B. İst. Kandilli Rasathanesi, Sismoloji Yayınları, İstanbul.
- Okumura, K., Yoshioka, T.ve Kuşcu, İ., 1994. Surface Faulting on the North Anatolian Fault in These Millenia, In Proceedings of the Workshop on Paleoseismology, USGS., Open-File Report, 143, 94-568.
- Oliveira, C. S., 1974. Seismic Risk Analysis: Report no. EERC.74-I, University of California, Berkeley.
- Osmanşahin, İ., 1983. Güneydoğu Anadolu'nun Depremselliği, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Özer, M. F., 1983. Kuzey Anadolu Fayı'nın Doğu Kesiminin Depremselliği, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Pacheco, J. F.ve Sykes, L. R., 1992. Seismic Moment Catalog of Large, Shallow Earthquakes, 1900–1989, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1306-1349.
- Panagiotopoulos, D.G., 1993. Long Term Earthquake Prediction in the Philippines Region Based on the Time and Magnitude Predictable Model, Proc. 2nd Congr. Hellenic Geophys. Union, Florina, 472-481.
- Panagiotopoulos, D.G., 1994. Long Term Earthquake Prediction Along the Seismic Zone of Solomon Islands and New Hebrides Based on the Time and Magnitude Predictable Model, Natural Hazards, 11, 17-43.
- Panagiotopoulos, D.G., 1995. Long Term Earthquake Prediction in Central America and Caribbean Sea Based on the Time and Magnitude Predictable Model, Bull. Seism. Soc. Am., 85, 1190–1201.
- Papadimitriou, E. E., 1993. Long Term Earthquake Prediction Along the western Coast of South and Central America Based on a Time Predictable Model, Pure Appl. Geophys., 140, 301–316.
- Papadimitriou, E. E. ve Papazachos, B. C., 1994. Time-Dependent Seismicity in the Indonesian Region, J. Geo. R-Sol., 99, 15387-15398.
- Papazachos, B.C., 1974. Dependence of the Seismic Parameter b on the Magnitude Range, Pure Appl. Geophys., 112, 1059-1065.
- Papazachos, B. C., 1989. A Time- Predictable Model for Earthquake Generation in Greece, Bull. Seism. Soc. Am., 79, 77–84.

- Papazachos, B. C., 1990. Seismicity of the Aegean and Surrounding Area, Tectonophys., 178, 287-308.
- Papazachos, B. C., 1992. A Time and Magnitude- Predictable Model for Generation of Shallow Earthquakes in the Aegean Area, Pure Appl. Geophys., 138, 2, 287-308.
- Papazachos, B. ve Kiratzi, A. 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, Tectonophysics, 253, 129-154.
- Papazachos B. C. ve Papaioannou, C. H. A., 1993. Long-Term Earthquake Prediction in Aegean Area Based on the Time and Magnitude Predictable Model, Pure Appl. Geophys., 140, 593-612.
- Papazachos, B. C., Papadimitriou, E. E., Karakaisis, G. F. ve Tsapanos, T. M. 1994a. An Application of the Time and Magnitude Predictable Model for the Long-Term Prediction of Strong Shallow Earthquakes in the Japan Area, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 426-437.
- Papazachos, B. C., Papadimitriou, E. E. ve Karakaisis, G. F., 1994b. Time- Dependent Seismicity in the Zones of the Continental Fracture System, In Proceedings of the XXIV General Assembly of ESC, Athens, 11 s.
- Papazachos, B. C., Papadimitriou, E. E., Karakaisis, G. F ve Panagiotopoulos, D. G., 1997a. Long-Term Earthquake Prediction in the Circum-Pasific Convergent Belt, Pure Appl. Geophys., 149, 173-217.
- Papazachos, B. C., Karakaisis, G. F., Papadimitriou, E. E. ve Papaioannou, C. H. A., 1997b. The Regional Time and Magnitude Predictable Model and Its Application to the Alpine-Himalayan Belt, Tectonophys., 271, 295-323.
- Reid, H. F., 1910. The mechanics of the California earthquake of April 18, 1906, Report of the State Earthquake Investigative Committee, Carnegie Institute, Washington DC.
- Richter, C. F., Allen, C. R. ve Nordquist, J. M., 1958. The Desert Hot Springs Earthquakes and Their Tectonic Environment, Bull. Seism. Soc. Am., 48, 315-337.
- Rikitate, T., 1975. Statistics of Ultimate Strain of the Earth's Crust and Probability of Earthquake Occurrence, Tectonophysics, 26, 1-21.
- Riznichenko, J. V., 1958. The Study of Seismic Conditions (in Russian), Akad, Nauk SSSR Izv. Ser. Geofiz., 9, 1057-1074.
- Riznichenko, J. V., 1959. On Quantitative Determination and Mapping of Seismic Activity, Ann. Geol., 12, 227-237.
- Sayıl, N.L., 2014. Evaluation of the Seismicity for the Marmara Region with Statistical Approaches, Acta Geodaetica et Geophysica, 3, 265-281.

- Sayıl, N. ve Osmañahin, İ., 2003a. Doğu Anadolu'nun Depremselliğinin İncelenmesi, Kocaeli Üniversitesi, Kocaeli 2003 Deprem Sempozyumu, Grand Marmara, Kocaeli, 580-589.
- Sayıl, N. ve Osmañahin, İ., 2003b. Doğu Anadolu'da Uzun-Dönem Deprem Kestirimi için Zaman ve Magnitüd Kestirilebilir Modelin Uygulanması, Türkiye 15.Uluslararası Jeofizik Kurultayı ve Sergisi, Desem Kongre Salonu, İzmir.
- Sayıl, N. ve Osmañahin, İ., 2004. Marmara Bölgesinde Uzun-dönem Deprem Kestirimi için Zaman ve Magnitüd Kestirilebilir Modelin Uygulanması, Türkiye 16.Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi, M.T.A. Enstitüsü, Ankara, 107-111.
- Scholz, C. H., 1988. The Critical Slip Distance for Seismic Faulting, Nature, 336, 761-763.
- Scholz, C.H., 1990. The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Cambridge University Press, New York, 438 s.
- Schwartz, D. P., 1990. Geologic Characterization of Seismic Sources: Moving into the 1990s, Earthquake Engineering, 1-40.
- Schwartz, D.P. ve Coppersmith, K.J., 1989. Fault segmentation and controls of rupture initiation and termination, Proceedings of conference XLV, Department of the Interior U.S. Geological Survey, Palm Springs, California, Open-File Report, 89-315.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, Türkiye jeoloji Kurumu, Konferans serisi, 2.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. Ve Şaroğlu, F., 1985. Strike-Slip faulting and related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study, in Strike-slip Faulting and Basin Formation, Society of Econ. Paleont. Min. Sp. Publ., 227-264.
- Shah, H. C. ve Movassate, M., 1975. Seismic Risk Analysis - California State Water Project, In Proceedings of Fifth European Conference on Earthquake Engineering.
- Shimazaki, K. ve Nakata, T., 1980. Time-Predictable Recurrence Model for Large Earthquakes, Geophys. Res. Lett., 7, 4, 279-282.
- Simpson, D.W., Leith, W.S. ve Scholz, C.H., 1988. Two Types of Reservoir Induced Seismicity, Bulletin of the Seismological Society of America, 78, 2025-2040
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y., 1981. Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu, TÜBİTAK, Proje no TBAG 341.

- StAmand, P., 1956. Two Proposed Measures of Seismicity, Bull. Seism. Soc. Am., 46, 41-45.
- Suzuki, S. ve Kiremidjan, A. S., 1991. A Random Slip Rate Model for Earthquake Occurrences with Bayesian Parameters, Bull. Seism. Soc. Am., 81, 781–795.
- Sykes, L. R. ve Quittymyer, R. C., 1981. In Earthquake Prediction, An International Review, Maurice Ewing Series, Washington D.C., 217 s.
- Ten Veen, J.H., Woodside, J.M., Zitter, T.A.C., Dumont, J. F., Mascle, J. ve Volkonskaia, A., 2004. Neotectonic evolution of the Anaximander Mountains at the junction of the Hellenic and Cyprus arcs. *Tectonophysics* 391, 35–65.
- Tirifonov, V.G., 1995. World Map of Active Faults (Preliminary Results of Studies), Quaternary International, 25, 3-12.
- Toksöz, M. N., Shakal, A. F. ve Michael, A.J., 1979. Space Time Migration of Earthquakes Along the North Anatolian Fault Zone and Seismic Gaps, Pageoph., 117, 1258-1270.
- Ulman, W. ve Maaz, R., 1966. Eine quantitative Darstellung der seismischen Aktivität und der seismischen Aktivität. *Monatsber. OAW*, 8, 605-610. *Physics theory*, 713.
- Ulutaş, E. ve Özer, M. F., 2000. Markov Modeli Kullanılarak Çukurova Bölgesinin Deprem Tehlikesinin Belirlenmesi, Jeofizik, 14, 103-112.
- Milne, W. G. ve Davenport, A. G., 1969. Distribution of Earthquake Risk in Canada, Bulletin of the Seismological Society of America, 59, 729-754.
- Wallace, M.H. ve Kemeny, J., 1992. Nucleation and Growth of Dip-Slip Faults in a Stable Craton: *Journal of Geophysical Research*, 97, 7145-7157.
- Wallace, M.H. ve Wallace, T.C., 1993. The Paradox of the Loma Prieta Earthquake: Why Did Rupture Terminate at Depth?, Journal of Geophysical Research, 98, 859- 867.
- Walsh, J. J. ve Watterson, J., 1988. Analysis of the Relationship Between Displacements and Dimensions of Faults, Journal of Structural Geology, 10, 239-247.
- Weisberg, S., 1980. *Applied Linear Regression*, Wiley, New York, 283 s.
- Wesnowsky, S. G., Scholz, K. ve Matsuda, T., 1984. Integration of Geological and Seismological Data for Analysis of Seismic Hazard: a Case Study of Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 687-708.

- Yüksel, F.A. ve Khalili, A., 1989. Karheh (İran) Baraj yeri ve göl alanının deprem risk analizi, Deprem Araştırma Bülteni, 66, 67-89.
- Zheng, X. G. ve Vere-Jones, D., 1991. Application of Stress Release Models to Historical Earthquakes from North China, Pure Appl. Geophys., 135, 559-576.



ÖZGEÇMİŞ

30.10.1987 tarihinde Trabzon'un Merkez ilçesinde doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Trabzon'da tamamladı. 2005 ÖSS sınavıyla Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümüne girmeye hak kazandı. 2009-2010 Eğitim-Öğretim yılında lisans eğitimini tamamladı. Aynı dönem KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim dalında yüksek lisans eğitimine başladı.

