

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**TÜRKİYE'DE ORTA BÜYÜKLÜKTEKİ BAZI DEPREMLERİN  
ARTÇI SARSINTI SÜREÇ ANALİZİ**

**İNÇİ KUŞOĞLU**

**KOCAELİ 2019**

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

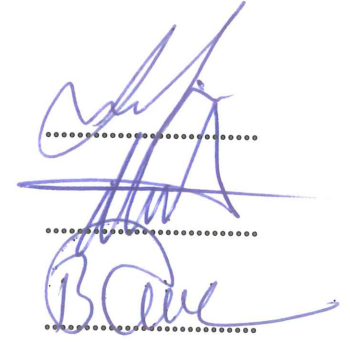
**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ**  
**ANABİLİM DALI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**TÜRKİYE'DE ORTA BÜYÜKLÜKTEKİ BAZI DEPREMLERİN**  
**ARTÇI SARSINTI SÜREÇ ANALİZİ**

**İNİ KUŞOĞLU**

**Prof. Dr. Fadime SERTÇELİK**  
**Danışman, Kocaeli Üniv.**  
**Prof. Dr. Murat UTKUCU**  
**Jüri Üyesi, Sakarya Üniv.**  
**Dr. Öğr. Üyesi Berna TUNÇ**  
**Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.**



Handwritten signature in blue ink, consisting of a stylized name and a horizontal line with a flourish below it.

**Tezin Savunulduğu Tarih: 04.07.2019**

## ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Yüksek lisans öğrenimim boyunca ve tez çalışmamın bütün aşamalarında değerli bilgi birikimlerini benimle paylaşan, her türlü yardım ve desteği esirgemeyen ve danışmanlığımı üstlenen değerli hocam Prof. Dr. Fadime SERTÇELİK' e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmama yapmış olduğu katkılarından dolayı Sn. Sergey BARANOV'a saygı ve teşekkürlerimi sunarım.

Harita çizimleri ile tez çalışmama katkı ve desteğini esirgemeyen Arş. Gör. Hamdullah LİVAOĞLU' na teşekkürü borç bilirim.

Hayatım boyunca her zaman yanımda olan, sevgi ve desteklerini esirgemeyen annem Ayşe KUŞOĞLU'na ve babam Feyzi KUŞOĞLU'na en içten sevgi, saygı ve teşekkürlerimi sunarım.

Her zaman tüm desteği ile yanımda olan en iyi arkadaşım, her şeyim kardeşim İlker KUŞOĞLU'na sonsuz teşekkür ederim.

Temmuz – 2019

İnci KUŞOĞLU

## İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR .....	i
İÇİNDEKİLER .....	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iv
TABLolar DİZİNİ .....	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ .....	vii
ÖZET.....	ix
ABSTRACT.....	x
GİRİŞ.....	1
1. GENEL TANIMLAR.....	4
1.1. Öncü Sarsıntı .....	4
1.2. Ana Deprem.....	5
1.3. Artçı Sarsıntı.....	6
1.4. Deprem Fırtınası.....	7
2. KULLANILAN YÖNTEMLER .....	8
2.1. Omori Kanunu (MOL) .....	8
2.2. Tahmin Modeli (ETAS) .....	10
2.3. Sınırlı Güç Yasası Modeli(LPL) .....	11
2.4. Değiştirilmiş Üstel Azalım Modeli (MSTREXP) .....	12
3. UYGUN MODEL SEÇİMİNDE KULLANILAN BİLGİ KRİTERLERİ .....	14
3.1. Akaike Bilgi Kriteri (AIC) .....	14
3.2. Bayes Bilgi Kriteri (BIC) .....	15
4. KULLANILAN YARIÇAP VE ZAMAN FORMÜLLERİ.....	17
5. ÇALIŞMA ALANLARININ JEOLojİSİ VE TEKTONİĞİ.....	18
5.1. Simav Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği .....	18
5.2. Elazığ Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği .....	19
5.3. Ağrı Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği.....	20
5.4. Isparta Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği .....	21
5.5. Bingöl Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği .....	23
5.6. Kayseri Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği.....	24
5.7. Adıyaman Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği.....	25
5.8. Çanakkale Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği .....	26
6. AZALIM MODELLERİNİN UYGULANDIĞI DEPREM AKTİVİTELERİ.....	28
6.1. Tanımlanabilen Deprem Aktiviteleri.....	28
6.1.1. 19.05.2011 Kütahya (Simav) Depremi.....	28
6.1.2. 17.02.2009 Kütahya (Simav) Depremi.....	33
6.1.3. 23.06.2011 Elazığ (İçme) Depremi .....	35
6.1.4. 21.01.2007 Ağrı (Tutak ) Depremi.....	38
6.1.5. 11.04.2007 Isparta (Barla) Depremi.....	40
6.1.6. 25.08.2007 Bingöl (Karlıova) Depremi .....	42
6.1.7. 12.11.2008 Kayseri Depremi .....	44
6.1.8. 03.09.2008 Adıyaman (Samsat) Depremi .....	46
6.1.9. 21.02.2007 Elazığ (Sivrice ) Depremi.....	48
6.2. Tanımlanamayan Deprem Aktivitesi.....	50

6.2.1. 03.11.2010 Çanakkale (Saroz) Depremi .....	50
7. BULGULAR .....	53
8. SONUÇLAR VE ÖNERİLER .....	54
KAYNAKLAR .....	56
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER .....	61
ÖZGEÇMİŞ .....	62



## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1.	Öncü sarsıntı – Ana deprem – Artçı sarsıntı oluşumu (Mogi 1963) .....	4
Şekil 1.2.	Ana deprem – Artçı sarsıntı oluşumu (Mogi 1963).....	6
Şekil 1.3.	Deprem Fırtınası’nda deprem sayısının zamanla değişimi (Mogi 1963).....	7
Şekil 2.1.	Artçı azalım oranı formüllerinin meta analizi (Burridge and Knopoff 1967) .....	13
Şekil 5.1.	Simav ve çevresi jeoloji haritası (MTA) .....	18
Şekil 5.2.	Elazığ ve çevresi jeoloji haritası (MTA) .....	20
Şekil 5.3.	Ağrı ve çevresi jeoloji haritası (MTA) .....	21
Şekil 5.4.	Isparta ve çevresi jeoloji haritası (MTA).....	22
Şekil 5.5.	Bingöl ve çevresi jeoloji haritası (MTA).....	23
Şekil 5.6.	Kayseri ve çevresi jeoloji haritası (MTA).....	24
Şekil 5.7.	Adıyaman ve çevresi jeoloji haritası (MTA).....	25
Şekil 5.8.	Çanakkale ve çevresi jeoloji haritası (MTA).....	26
Şekil 6.1.	19.05.2011 Kütahya (Simav) Depremi ve 20.08.2011 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı.....	28
Şekil 6.2.	Simav deprem büyüklüğü frekans ilişkisi .....	29
Şekil 6.3.	Simav deprem istasyonunda gözlenen zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif artçı sarsıntı sayıları, ETAS modeli (solda) ve artçı sarsıntı süreci (sağda) karşılaştırılması.....	30
Şekil 6.4.	Simav Depremi’nde oluşan artçı sarsıntı süreci ile ETAS modeli simülasyonu. (a)Gözlenen artçı (b)Simüle edilmiş artçı sarsıntı dizileri. (c) Gözlenen ve simüle edilmiş kümülatif eğriler. (d) Seçilen zaman aralığında gözlenen ve simüle edilmiş artçı dizilerinin deneysel değişim fonksiyonları.....	31
Şekil 6.5.	Gözlenen (sol) ve simüle edilmiş (sağdaki) Simav deprem artçı sarsıntılarını gösteren bir günlük-log grafiği.....	33
Şekil 6.6.	17.02.2009 Kütahya (Simav) Depremi ve 31.12.2009 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı .....	34
Şekil 6.7.	Kütahya (Simav) Depremi artçı sarsıntı süreci. ....	34
Şekil 6.8.	23.06.2011 Elazığ (İçme) Depremi ve 21.09.2011.tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı.....	36
Şekil 6.9.	Deprem büyüklüğü frekans ilişkisi.....	36
Şekil 6.10.	Elazığ Depremi’nde gözlenen zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif artçı sarsıntı sayıları, MSTREXP+r modeli (solda) ve artçı sarsıntı süreci (sağda) karşılaştırılması.....	38
Şekil 6.11.	Elazığ Depremi kümülatif artçı sarsıntı sayıları. ....	38
Şekil 6.12.	21.01.2007 Ağrı (Tutak) Depremi ve 28.09.2007 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı.....	39
Şekil 6.13.	Ağrı (Tutak) Depremi artçı sarsıntı süreci.....	40
Şekil 6.14.	11.04.2007 Isparta (Barla) Depremi ve 22.12.2007 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı .....	41

Şekil 6.15.	Isparta (Barla) Depremi artçı sarsıntı süreci.....	42
Şekil 6.16	25.08.2007 Bingöl (Karlıova) Depremi ve 29.06.2008 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı.....	43
Şekil 6.17.	Deprem büyüklüğü frekans ilişkisi.....	43
Şekil 6.18.	Bingöl (Karlıova) Depremi'nde oluşan artçı sarsıntı süreci.....	44
Şekil 6.19.	12.11.2008 Kayseri Depremi ve 30.12.2009 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı.....	45
Şekil 6.20.	Kayseri Depremi'nde oluşan artçı sarsıntı süreci.....	46
Şekil 6.21.	03.09.2008 Adıyaman (Samsat) Depremi ve 25.06.2009 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı.....	47
Şekil 6.22.	Adıyaman (Samsat) Depremi'nde oluşan artçı sarsıntı süreci. ....	47
Şekil 6.23.	21.02.2007 Elazığ (Sivrice) Depremi ve 30.10.2007 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı.....	49
Şekil 6.24.	Elazığ (Sivrice) Depremi artçı sarsıntı süreci.....	49
Şekil 6.25.	03.11.2010 Çanakkale (Saroz) Depremi ve 28.06.2011 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı.....	50
Şekil 6.26.	Çanakkale (Saroz) Depremi artçı sarsıntı süreci.....	51

## TABLULAR DİZİNİ

Tablo 6.1.	Modellerin tahmin edilen parametreleri ve AIC - BIC değerleri.....	30
Tablo 6.2.	Simav Depremi artçı sarsıntıları için gözlenen ve simüle edilmiş parametreleri tahmin etmek için log olasılık fonksiyonlarının (MaxLL) ve AIC kriterinin maksimum değerleri.....	32
Tablo 6.3.	Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri.....	35
Tablo 6.4.	Modellerin tahmin edilen parametreleri ve AIC – BIC değerleri.....	37
Tablo 6.5.	Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri.....	40
Tablo 6.6.	Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri.....	42
Tablo 6.7.	Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri.....	44
Tablo 6.8.	Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri.....	46
Tablo 6.9.	Modellerin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri.....	48
Tablo 6.10.	Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri.....	50
Tablo 7.1.	Ana deprem ve artçı deprem bilgileri ile artçı sarsıntı model parametreleri.....	52



## SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

$C_1$	: Parametre sabiti
$C_2$	: Parametre sabiti
$D^\circ$	: Derece
$d$	: Rahatlama süresi
$d$	: Depremin derinliği
$\exp$	: Explorer
$q$	: Enerji kanununun artçı sarsıntı hızı oranı eğrisi
$K$	: Artçı şok toplam sayısı
$k$	: Belirlenen (uydurulan) parametrelerin sayısı
$Km$	: Kilometre
$L$	: Olasılık fonksiyonu
$\log$	: Logaritma
$M$	: Deprem büyüklüğü
$M_i$	: Katalogdaki $i$ sayıdaki etkinliğin büyüklük
$M_l$	: Depremin yerel büyüklüğü
$M_o$	: En büyük magnitüd
$M_s$	: Yüzey dalgası büyüklüğü
$n$	: Artçı üretkenlik
$N$	: Katalogdaki olay sayısı
$n(t)$	: Ana şoktan sonraki $t$ birim zamanda oluşan artçı deprem sayısı
$t$	: Zaman
$t_i$	: $t$ zamandaki aktivite oranı
$t_o$	: Rahatlama süresi
$\mu$	: Depremsellik
$\lambda_a$	: Uzun süreler boyunca karakteristik hız sabiti
$\lambda_b$	: Uzun süreler boyunca karakteristik hız sabiti
$\Phi$	: Model parametrelerinin bir vektörü
$\leq$	: Küçük eşit
$\geq$	: Büyük eşit
$\sqrt{\quad}$	: Karekök

## Kısaltmalar

AIC	: Akaike Information Criterion (Akaike Bilgi Kriteri)
BBZ	: Bitlis Bindirme Zonu
BIC	: Bayes Information Criterion (Bayes Bilgi Kriteri)
D	: Doğu
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
ETAS	: The Epidemic Type Aftershock Sequence (Tahmin Modeli)
GB	: Güney Batı
GD	: Güney Doğu

K	: Kuzey
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KB	: Kuzey Batı
KD	: Kuzey Doğu
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
LPL	: The Limited Power-Law Model(Sınırlı Güç Yasası Modeli)
MOL	: The Modified Omori Law Model(Modifiye Omori Kanunu Modeli)
MSTREXP	: Modified Stretched Exponential Model (Değiştirilmiş Üstel Azalım Modeli)



# TÜRKİYE'DE ORTA BÜYÜKLÜKTEKİ BAZI DEPREMLERİN ARTÇI SARSINTI SÜREÇ ANALİZİ

## ÖZET

Bu çalışmada, ana deprem sonrası meydana gelen artçı sarsıntıların süreç tahmini araştırılmıştır. Çalışmada, 19.05.2011 Kütahya (Simav) Depremi, 23.06.2011 Elazığ (İçme) Depremi, 21.01.2007 Ağrı (Tutak) Depremi, 10.04.2007 Isparta (Barla) Depremi, 25.08.2007 Bingöl (Karlıova) Depremi, 12.11.2008 Kayseri Depremi, 03.09.2008 Adıyaman (Samsat) Depremi, 03.11.2010 Çanakkale (Saroz) Depremi, 17.02.2009 Kütahya (Simav) Depremi ve 21.02.2007 Elazığ (Sivrice ) Depremi'nin Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden alınan artçı verileri kullanılmıştır. Veriler, Omori Kanunu (MOL), Değiştirilmiş Üstel Azalım Modeli (MSTREXP), Sınırlı Güç Yasası Modeli (LPL) ile Tahmin Modeli (ETAS) modellerine uygulanmış ve depremlerin artçı süreçlerinin hangi modele daha uygun olduğu incelenmiştir. En uygun modelin tespitinde tüm modellerde maksimum olabilirlik yöntemi kullanılarak eğri geçirilmiş ve modeller arasından en uygun olanını seçmek için, istatistiksel kriterler olan Akaike Bilgi Kriteri (AIC) ve Bayes Bilgi Kriteri (BIC) kullanılmıştır. Çalışma sonucunda 19.05.2011 Kütahya (Simav) Depremi artçı sarsıntı sürecini tanımlayan en iyi modelin ETAS, 23.06.2011 Elazığ (İçme) Depremi artçı sarsıntı sürecini tanımlayan en iyi modelin MSTREXP + r, 21.01.2007 Ağrı (Tutak), 10.04.2007 Isparta (Barla), 25.08.2007 Bingöl (Karlıova), 12.11.2008 Kayseri, 03.09.2008 Adıyaman (Samsat), 17.02.2009 Kütahya (Simav) ve 21.02.2007 Elazığ (Sivrice) Depremlerinin artçı sarsıntı süreçlerini tanımlayan en iyi modelin MOL olduğu belirlenmiştir. 03.11.2010 Çanakkale (Saroz) Depremi'nin ise artçı sarsıntı sürecini tanımlayan bir model tanımlaması yapılamamış ve bir deprem fırtınası olarak yorumlanmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** Ana Deprem, Artçı Sarsıntı, Deprem, Model.

# **AFTERSHOCK DECAY ANALYSIS FOR SOME MODERATE EARTHQUAKES IN TURKEY**

## **ABSTRACT**

In this study, the process estimation of aftershocks after the main earthquake was investigated.. 19.05.2011 Kütahya (Simav) Earthquake, 23.06.2011 Elazığ (İçme) Earthquake, 21.01.2007 Ağrı (Tutak) Earthquake, 10.04.2007 Isparta (Barla) Earthquake, 25.08.2007 Bingöl (Karlıova) Earthquake, 12.11.2008 Kayseri Earthquake, 03.09.2008 Adıyaman (Samsat) Earthquake, 03.11.2010 Çanakkale (Sarož) Earthquake, 17.02.2009 Kütahya (Simav) Earthquake and 21.02.2007 Elazığ (Sivrice) Earthquake from Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute the used data was used. The data were applied to the Omori Law (MOL), Modified Exponential Decay Model (MSTREXP), Limited Power Act Model (LPL) and Estimation Model (ETAS) models, and the model of the aftershocks sequence was more appropriate for the model. In the determination of the most suitable model, the curve was passed using the maximum likelihood method in all models and the Akaike Information Criterion (AIC) and Bayes Information Criterion (BIC) were used to select the most suitable one of the models. As a result of the study 19.05.2011 the best model defining the aftershock sequence of Kütahya (Simav) earthquake ETAS, 23.06.2011 Elazığ (İçme) MSTREXP + r, 21.01.2007 Isparta (Barla), 25.08.2007 Bingöl (Karlıova), 12.11.2008 Kayseri, 03.09.2008 The city of Adıyaman (Samsat), 17.02.2009 Kütahya (Simav) and 21.02.2007 Elazığ (Sivrice) the best model defining the aftershock sequence of earthquake was MOL. 03.11.2010 The definition of a model defining the aftershock sequence of Çanakkale (Sarož) earthquake could not be made and it was interpreted as an earthquake swarm.

**Keywords:** Main Earthquake, Aftershock, Earthquake, Model.

## GİRİŞ

Artçı sarsıntılar, ana depremin meydana geldiği fay hattı ve çevresinde meydana gelen, ana depremden daha küçük büyüklüğe sahip depremlerdir. Artçı sarsıntı aktivitesinin tahmin edilmesi ana depremle hasar almış binaların, daha sonra oluşacak artçı sarsıntı dizisi ile yıkılabilme olasılıkları nedeniyle önemlidir. Son yıllarda, artçı sarsıntılarının zamansal davranışını tanımlamak için Omori ile başlayan, hiperbolik azalım modeli olarak Omori Kanunu (MOL), üstel azalımın genel modeli olan Üstel Azalım Modeli (MSTREXP), iki tip arasındaki ard arda diziler ve dönüşümlerin hiperbolik ve üstel tür modeli olan Sınırlı Güç Yasası Modeli (LPL) ile Tahmin Modeli (ETAS) gibi modeller yaygın halde kullanılmaktadır. En uygun modelin tespitinde mevcut modellerde maksimum olabilirlik yöntemi ile eğri geçirilmekte ve modeller arasından en uygun olanını tespit etmek için ise, istatistiksel kriterler olan Akaike Bilgi Kriteri (AIC) ve Bayes Bilgi Kriteri (BIC) kullanılmaktadır.

Baranov ve Shebalin (2014), MOL, ETAS, LPL, MSTREXP modelleri arasından MOL'ün çoğu deprem için diğer modellere oranla daha iyi sonuç verdiği kararına varmaktadır.

Baranov (2011), 21 Şubat 2008 tarihinde Storfjord kanalında (Spitsbergen) meydana gelen  $M_w = 6,1$  büyüklüğündeki depremin neden olduğu artçı sürecini incelediği çalışmasında, MOL, ETAS, LPL, MSTREXP modelleri arasından en iyi modeli seçmek için, (Leonard ve Hsu, 1999) 'da önerilen formda Akaike Bilgi Ölçütü (AIC) ve Bayesian Bilgi Ölçütü (BIC) kullanarak, ETAS modelinin Storfjord artçı süreçlerinin zaman özelliklerini en iyi tanımlayan model olduğu kararına varmaktadır.

Shcherbakov ve diğ. (2004), Landers, Northridge, Hector Mine ve San Simeon depremlerinin artçı dizilerinde Omori Yasasını deprem kataloglarına karşı test ederek, Genelleştirilmiş Omori Kanununu,  $b$ ,  $p$ ,  $\beta$  ve  $\Delta_m$  değerleri verilen bir sismojenik bölge modelini varsaymak koşuluyla, ana deprem büyüklüğü

bilindiğinde, artçı deprem oluşumu oranını tahmin etmek için kullanabilecekleri sonucuna varmaktadırlar.

Holschneider ve diğ. (2012), Bayesian yaklaşımını doğal artçı deprem dizileri üzerinde test etmek için, Japonya'daki aynı depremlerin birbirinden bağımsız ve örtüşmeyen iki artçı katalogunu kullanarak ve gerideki belirsizlikleri göz önüne alarak, hem kısa zaman hem de uzun zaman katalogların aynı parametre değerleri aralığını öngördüğünü ve bu nedenle aynı MOL' ün kısa ve uzun bir süre boyunca geçerli olabileceği sonucuna varmaktadırlar. Analitik çözümlerden ve artçı deprem dizileri konusundaki testlerden, değişken belirsizliklere rağmen, MOL parametrelerini etkin bir şekilde tahmin etmek için artçı deprem dizisinin farklı zaman dilimlerinin analiz edebileceğini göstermektedirler.

Bu çalışmada sismik aktivitesi yüksek bazı bölgelerin artçı sarsıntı süreçlerinde hangi modellerin en uygun olduğunu tespit edebilmek amacıyla, 19.05.2011 Kütahya (Simav) Depremi'nin 2570, 23.06.2011 Elazığ (İçme) Depremi'nin 127, 21.01.2007 Ağrı (Tutak) Depremi'nin 60, 11.04.2007 Isparta (Barla) Depremi'nin 102, 25.08.2007 Bingöl (Karlıova) Depremi'nin 85, 12.11.2008 Kayseri Depremi'nin 95, 03.09.2008 Adıyaman (Samsat) Depremi'nin 150, 03.11.2010 Çanakkale (Saro) Depremi'nin 143, 17.02.2009 Kütahya (Simav) Depremi'nin 609, 21.02.2007 Elazığ (Sivrice) Depremi'nin 424 artçı verisi kullanılarak, artçı sarsıntı süreç tahmini çalışması yapılmıştır. Çalışmada tüm verilere Omori Kanunu (MOL, MOL + r), Değiştirilmiş Üstel Azalım Modeli (MSTREXP, MSTREXP + r), Sınırlı Güç Yasası Modeli (LPL, LPL + r) ile Tahmin Modeli (ETAS) uygulanmış ve modellere ait tahmin parametreleri hesaplanmıştır. Kullanılan veriler Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsünden (KRDAE) alınmıştır. Uygulanan tüm modellerde maksimum olabilirlik yöntemi kullanılarak eğri geçirilmiş ve modeller arasında en uygun olanını seçmek için, istatistiksel kriterler olan Akaike Bilgi Kriteri (AIC) ve Bayes Bilgi Kriteri (BIC) kullanılarak her model için AIC ve BIC değerleri hesaplanmaya çalışılmıştır.

Çalışma alanında artçı sarsıntı süreçlerini en iyi tanımlayan modeller belirlenmiştir. Modeller arasında süreçlerle ilgili en uygun modelin yedi artçı süreç için MOL modeli olduğu, ETAS ve MSTREXP+r modellerinin de birer artçı süreç modelleri ile

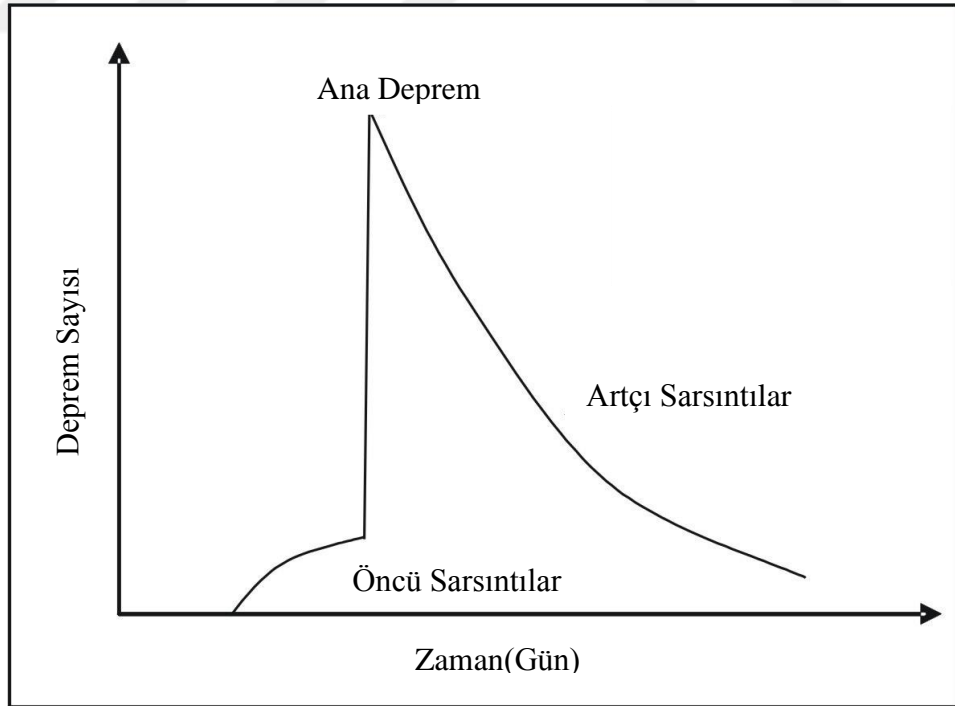
uyumlu olduğu gözlemlenmiştir. Çalışma bölgelerinde ileride meydana gelebilecek depremlerin artçı sarsıntı süreçleri bu modeller kullanılarak tahmin edilmesine olanak sağlayacaktır.



## 1. GENEL TANIMLAR

### 1.1. Öncü Sarsıntı

Ana deprem öncesinde fay düzlemindeki zayıf zonları kıran küçük magnitüdü depremler meydana gelir. Ana depremden önce meydana gelen ve ana depremden daha küçük magnitüdü bu depremler öncü sarsıntılar olarak adlandırılırlar (Şekil 1.1). Öncü sarsıntılar artçı sarsıntılara kıyasla daha az sıklıkta görülürler (Udias, 1999). Türkiye'deki örneklerde, 1995 Dinar Depremi gibi normal atımlı faylanma içeren büyük depremlerin bazılarında öncü sarsıntı olarak nitelendirilebilecek depremler aktiviteyi gözlenmektedir. Ancak 2001-2003 yılları arasında Denizli, Milas-Güllük, Kula gibi yörelerde aktivite zaman zaman artmasına rağmen, aktivitenin ardından büyük bir deprem olmadığı görülmektedir. Dolayısıyla bu konuda bir genelleme yapılamamaktadır.



Şekil 1.1. Öncü Sarsıntı – Ana Deprem – Artçı Sarsıntı oluşumu  
( Mogi 1963)

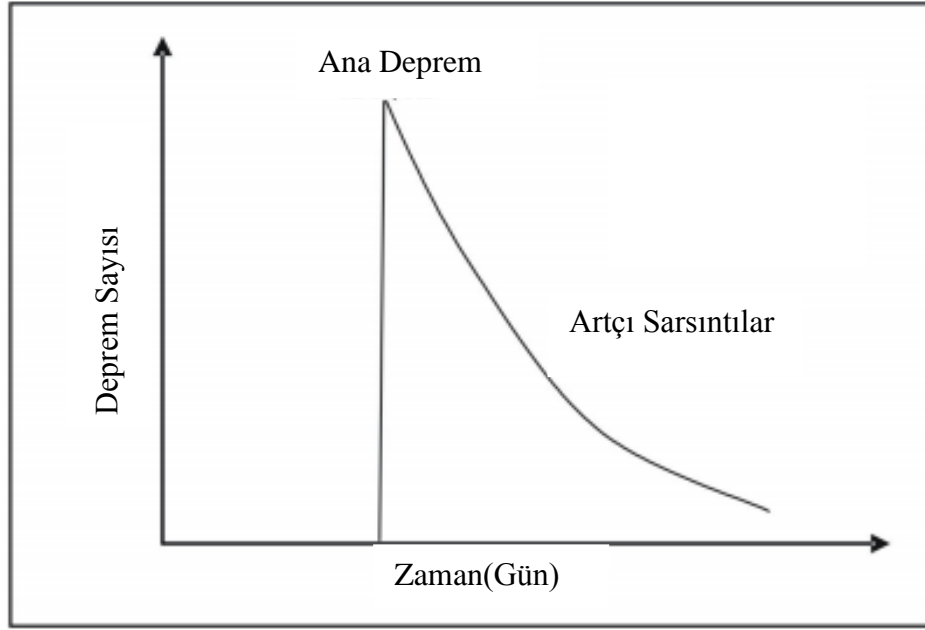


## 1.2. Ana Deprem

Yerküre, yeryüzünden yerin merkezine doğru yerkabuğu, manto ve çekirdek denilen fiziksel ve kimyasal özellikleri birbirinden farklı üç katmandan oluşmaktadır. Yüzeiden derine doğru gidildikçe ısı artmakta ve yerkürenin merkezindeki yüksek sıcaklıklar konveksiyon akımlarına sebep olmaktadır. Yerkabuğunu oluşturan levhalar, Astenosferdeki konveksiyon akımları nedeniyle hareket halindedirler. Çekirdeğe yakın bölgeler ısının etkisiyle yüzeide doğru hareket ederken, yüzeide yakın bölgeler yerkürenin merkezine doğru hareket etmektedir. Bu konveksiyon akımları levha hareketlerine dolayısı ile tektonik hareketlere neden olmaktadır. İki tektonik levhanın birbirini itmesi ile sıkışma ve gerilmeler meydana gelmekte ve bu sıkışma ve gerilmeler zamanla artarak yer kabuğunun fay adı verilen bölümlerinde enerji biriktirmekte ve biriken enerji itilmekte olan levha ile diğere levha arasındaki sürtünme kuvvetinin aşılma zamanında bir hareket oluşturmaktadır. Bu hareket çok kısa bir zaman biriminde şok niteliğinde gerçekleşmektedir. Oluşan bu ilk harekete ana deprem adı verilmektedir (Şekil 1.2). Levhaların hareketi sonucu olan bu depremler tektonik depremler olarak nitelenmekte ve çoğunlukla levha sınırlarında meydana gelmektedirler. Türkiye'deki depremlerin çoğunluğu tektonik depremlerdir.

Oluş nedenlerine göre değişik türlerde olabilen depremlerin bir diğere de, yerin derinliklerindeki ergimiş maddenin yeryüzüne çıkışı sırasında fiziksel ve kimyasal olaylarla oluşan gazların sebep olduğu, volkan püskürmeleri sonucu meydana gelen volkanik depremlerdir. Türkiye'de aktif yanardağ olmadığı için bu tip depremler olmamaktadır.

Diğere bir deprem tipi de, yer altı boşluklarının, kömür ocaklarının, galerilerin, tuz ve jipsli arazilerde erime sonucu oluşan boşlukların tavan bloğunun çökmesi ile oluşan çöküntü depremlerdir. Bu depremler yerel olup enerjileri ve verdikleri zarar az olmaktadır.



Şekil 1.2. Ana deprem – Artçı sarsıntı oluşumu (Mogi 1963)

### 1.3. Artçı Sarsıntı

Ana depremin yaşandığı merkez ve çevresinde ana depremden sonra meydana gelen daha küçük magnitudlü depremler artçı sarsıntı olarak isimlendirilmektedir (Şekil 1.2). Depremin artçı sarsıntı olup olmadığını depremin büyüklüğü belirlemektedir. Ana depremlerle boşalan enerjinin kalan kısmı yer kabuğundaki dengenin sağlanabilmesi için artçı sarsıntılarla boşalmaktadır. Öncü sarsıntılar ana deprem öncesi görülürken artçı sarsıntılar ana depremden sonra meydana gelmektedir.

Artçı sarsıntılar birkaç aydan birkaç yıla kadar devam edebilmekte, zamanla deprem magnitudü ve sayıları azalmakta, oluş aralıkları ise artmaktadır.

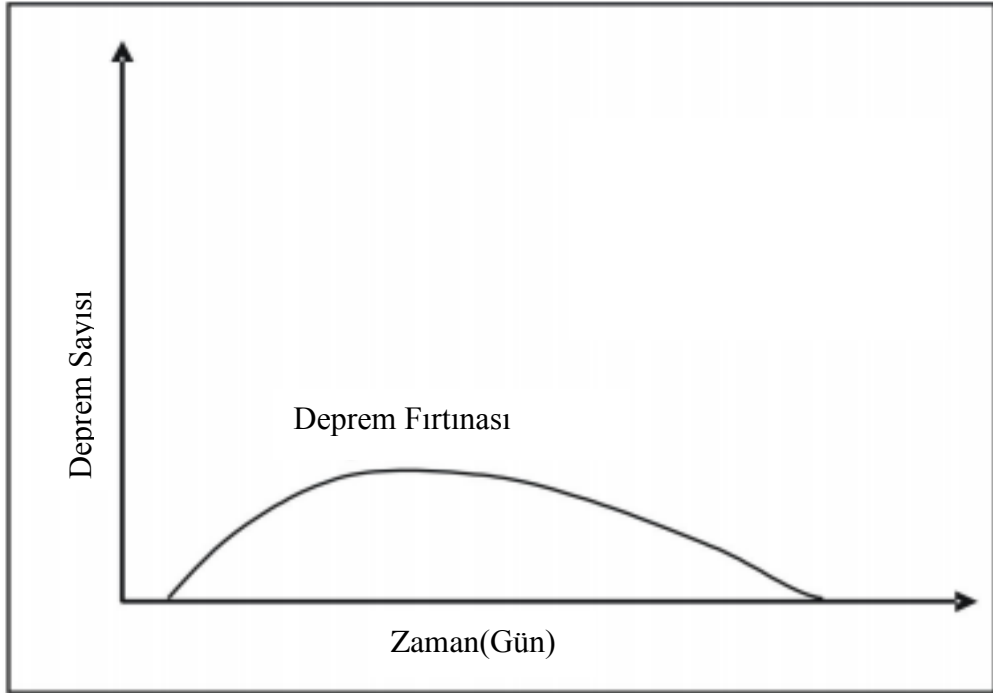
Öncü sarsıntılar ve ana depremler sonrasında hasar gören yapıların hasar oranı artçı sarsıntılarla artabileceği gibi, önemli hasar görmüş olan binalar artçı sarsıntılar sonucunda yıkılabilmektedir.

Ana depremlerle değişen katman şekillerindeki yer değiştirmeler ve sürtünmeler sonrasında da devam etmekte ve bu nedenle artçı sarsıntılar oluşmaktadır. Artçı sarsıntılarının genel olarak bir öncekine oranla daha küçük olması beklenir ve bazen başka fay hatlarında tetikleme etkisi yaparak başka büyük depremlere de neden olabilmektedirler.

#### 1.4. Deprem Fırtınası

Çok sayıda ve büyüklükleri birbirine yakın depremlerin, belirli bir zaman aralığında meydana gelmesi deprem fırtınası olarak isimlendirilmektedir. Bir deprem fırtınası, genellikle birkaç gün ile birkaç hafta arasındaki sürede, ufak bir bölgede meydana gelen çok sayıda depremlerden oluşmaktadır. Deprem fırtınalarında deprem fırtınasını oluşturan deprem grubu içerisinde, ana deprem olarak adlandırılacak büyük deprem olmadığı gibi bir ana depremle ilişkisi de bulunmamaktadır. Genellikle küçük ve orta büyüklükteki depremlerden meydana gelen deprem fırtınaları, genelde büyük bir depremi olmayan depremler kümesi olarak tanımlanabilir (Şekil 1.3).

Deprem fırtınaları, aktiviteleri birkaç saat ile bir yıldan fazla zamana kadar, az ya da çok düzensiz bir şekilde değişen olağan deprem fırtınaları ve birkaç haftadan aylara kadar sürebilen benzer büyüklükteki depremlerin ardışık durumlarından oluşan deprem fırtınaları olmak üzere iki gruba ayrılmaktadırlar.



Şekil 1.3. Deprem Fırtınasında deprem sayısının zamanla değişimi (Mogi 1963)

Bir deprem aktivitesinin, öncü bir deprem mi, yoksa geçici bir deprem fırtınası mı olduğu oldukça zor belirlenebilmektedir.

## 2. KULLANILAN YÖNTEMLER

Artçı şokların zamansal davranışını tanımlamak için Omori ile başlayan azalım modelleri;

### 2.1. Omori Kanunu (MOL)

Hiperbolik azalım modeli olarak tanımlanan Omori Kanunu (MOL), ana depremden sonra geçen zamanın tersi ile orantılıdır.

Ana deprem sonrası meydana gelen artçı sarsıntıların üstel olarak azaldığını ifade eden bu yaklaşım (Omori, 1894);

$$n(t) = K / (t + c)^p \quad (2.1)$$

şeklinde tanımlanır.

Burada;

t –Ana depremden sonraki zaman,

n(t) –Ana depremden sonraki t birim zaman içerisinde oluşan artçı sarsıntı sayısı,

p –Artçı sarsıntı aktivitesinin zamanla azalım hızının ölçüsü,

k artçı sarsıntıların toplam sayısına, c ise artçı sarsıntı serisinin başlangıcındaki artçı sarsıntı aktivitesinin oranına bağlı parametre sabitleridir (Ogata, 1999, Ramana ve diğ, 2009).

c değerinin yüksek olması, ana depremin ardından ilk zamanlarda artçı sarsıntı alanının genişlemesi, düşük olması ise artçı sarsıntı serisini meydana getiren küçük magnitüdü depremler ile ilişkilidir.

p değeri litosferin ve fay sisteminin özelliklerini yansıtan parametredir (Mogi, 1967, Kisslinger, 1996).

p değerinin ana şokun magnitudü ile görünür bir ilişkisi yoktur (Utsu ve diğ., 1995).

Birçok araştırmacı ısı akısı ile p değeri arasında bir ilişkinin olacağını belirtmiştir (Mogi, 1967, Creamer ve Kisslinger, 1993, Kisslinger, 1996).

Yüksek sıcaklık olan bölgelerdeki sonuçlarda ana şoktan sonraki stres azalımının hızlı olduğu ve yüksek p değerleri elde edildiği birçok çalışmada belirtilmiştir.

Dünyanın değişik bölgelerinde 0,6 – 2,5 arasında raporlanan (Utsu ve diğ., 1995) ve ortalama değeri 1 civarındaki p değeri, dalma batma zonlarında 0,98'den büyük, normal faylanma bölgelerinde 1,57-1,74 arasında, okyanus ortası yayılması ise 2,37 civarındadır.

Ana deprem sonrası ilk evrelerde meydana gelen artçı sarsıntı sayılarının azaldığı, Omori bağıntısı, Utsu (1957) tarafından;

$$n(t) = C_1 t^{-p}, \quad 0 < t < t_0 \quad (2.2)$$

biçiminde ifade edilerek, Değiştirilmiş Omori Bağıntısı olarak adlandırılmaktadır.

Bu ifadede;

$n(t)$  – Artçı sarsıntı sayısı,

$t$  – Ana depremden sonra geçen zaman,

$C_1$  ve  $p$  – Sabitlerdir.

Ana depremi izleyen sonraki evreler için ise Değiştirilmiş Omori Bağıntısı,

$$n(t) = C_2 e^{-pt}, \quad t > t_0 \quad (2.3)$$

şeklinde ifade edilir.

Burada  $t_0$ , genellikle 100 gün civarındadır,  $C_2$  ve  $p$  ise sabitlerdir.

$p$  sabiti, Omori yasasında artçı sarsıntıların üstel olarak azalım oranını belirleyen en önemli sabittir.  $p$  değerinin büyük olması hızlı bir azalım oranını, küçük olması ise artçı sarsıntı etkinliğindeki daha yavaş azalımı göstermektedir.

## 2.2. Tahmin Modeli (ETAS)

Model artçı sarsıntı aktivitesinin tanımlanması açısından diğer modellere oranla daha iyi bir yaklaşım olarak düşünülmektedir. Her depremin kendi artçı sarsıntısını yaratacağı gerçeğine dayanan model, artçı sarsıntıların düzgün bir şekilde azaldığını kontrol etmek ve ikinci bir artçı sarsıntı oluşmuşsa bundan sonraki artçı sarsıntı aktivitesini belirlemek için kullanılmaktadır. Belirli bir bölgenin sismik analiz çalışması için etkili bir yöntemdir (Ogata,1986;1988;1989;1992;1994).

Her olayın kendi olayını tetiklediği uyarıcı bir model ile tetikleyici modeller kıyaslanarak (t) zamandaki oluşum oranı (Hawkes ve Adamopoulos, 1973),

$$n(t) = \mu + \sum_{t_i < t} g(t - t_i) \quad (2.4)$$

formülü ile ifade edilmektedir.

Burada;

n(t) – Sismik aktiviteyi,  
 $\mu$  – Poisson dağılımlı sismik aktiviteyi

ifade etmektedir.

$$g(t - t_i) = K_0 \exp \{ \alpha (M_i - M_0) \} (t - t_i + c)^{-p} \quad t > t_i \quad (2.5)$$

şeklinde ifade edilmektedir.

Burada,

$K_0$ , c ve p, bölgesel parametreleri gösterir.

Böylelikle ifade,

$$n(t) = \mu + \sum_{t_i < t} K_i / (t - t_i + c)^p, \quad K_i = K_0 \exp [\alpha (M_i - M_0)], \quad (2.6)$$

biçiminde yazılabilir.

Burada,

$t$  – Zamanı,

$t_i$  –  $t$  zamandaki aktivite oranını,

$M_i$  – Katalogdaki  $i$  sayıdaki etkinliğin büyüklüğünü,

$M_0$ – En büyük magnitüdü,

$\mu$  – Sabit sismisite oranını ifade eder.

### 2.3. Sınırlı Güç Yasası Modeli (LPL)

İki tip arasındaki art arda diziler ve dönüşümlerin hiperbolik ve üstel türlerini açıklar.

$$n(t) = A \cdot t^{-q} [\gamma(q, \lambda_b t) - \gamma(q, \lambda_a t)], \quad (2.7)$$

şeklinde ifade edilen modelde;

$n$  = Artçı üretkenlik,

$t$  – Ana deprem zamanı,

$q$  – Enerji kanununun artçı sarsıntı hızı oranı eğrisi,

$\lambda_a$  – Uzun süreler boyunca karakteristik hız sabiti,

$\lambda_b$  – Uzun süreler boyunca karakteristik hız sabitini ifade eder.

En erken artçı sarsıntılar, fiziksel özellikleri nedeniyle, hem Omori yasası hem de değiştirilmiş Omori yasası tarafından tahmin edilenden daha az sıklıkta görülmektedir. Narteau ve diğ. (2002), sismik bölgede çok sayıda artçı dizileri araştırmış ve art arda meydana gelen artışın nedenleri ile art arda meydana gelen gerilme özelliklerini ilişkilendirmek için Sınırlı Güç Yasasını (LPL) önermektedirler.

LPL formülü en eski artçı sarsıntılar için Omori yasasından daha iyi performans gösterdiğinden, Omori yasasının yerini almaktadır.

#### 2.4. Değiştirilmiş Üstel Azalım Modeli (MSTREXP)

Üstel türlerin genel modelidir. Kisslinger (1993) tarafından modifiye edilmiş üs (MSTREXP) olarak adlandırılır.

$$n(t)=qN^* \exp[(d / t_0)^q]1 / t+d (t+d / t_0)^q \exp [-(t+d / t_0)^q] \quad (2.8)$$

şeklinde ifade edilir.

Burada,

d, t<sub>0</sub> - Rahatlama süresi,

q-1 ve N\*- Uygun parametreler ile tanımlanır.

MSTREXP' in, California'daki bazı artçı sarsıntıları MOL' den daha iyi tanımladığı Baranov (2011) tarafından belirtilmektedir.

Modellerden ETAS modeli haricindeki;

- MOL,

-LPL ve

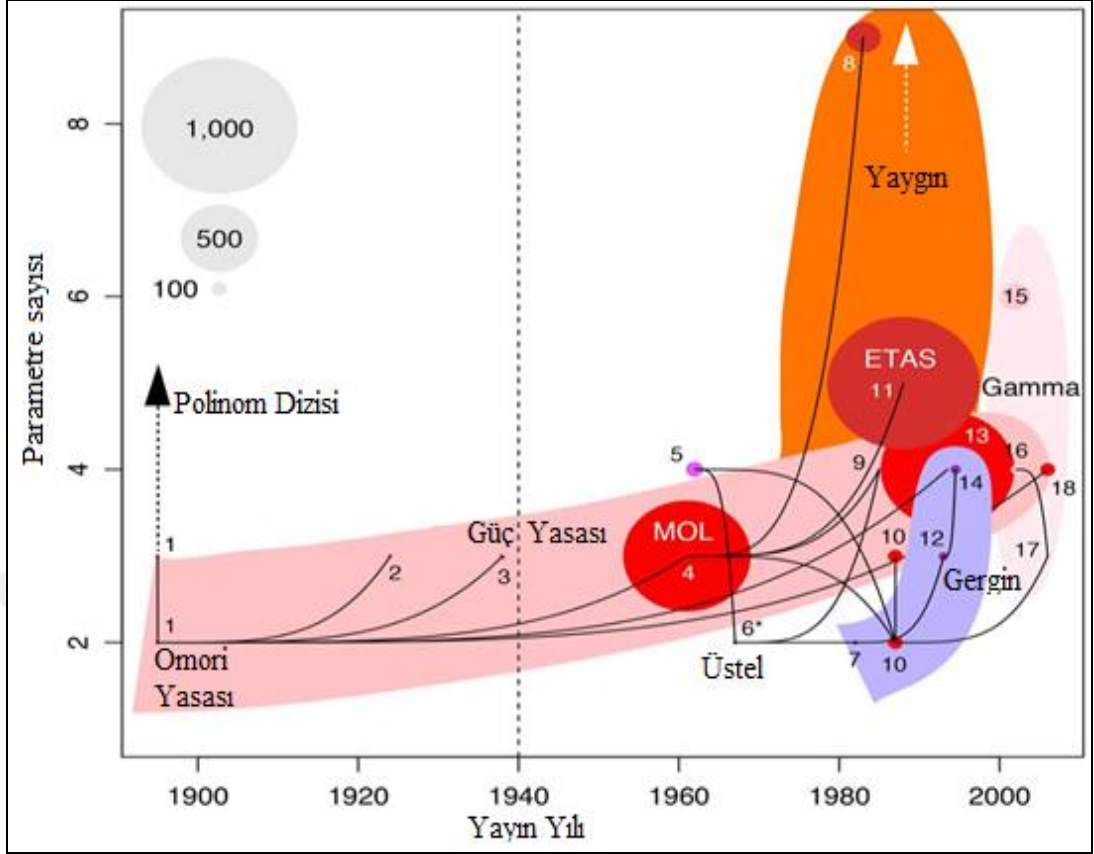
-MSTREXP

modelleri, hem arka plan sismisitesi ile hem de arka plan sismisitesiz kullanılabilir. Arka plan sismisitesi, ekstra bir r parametresi modele dahil edilerek oluşturulmaktadır.

Arka plan sismisitesini içeren modeller, artçı şokların herhangi bir ana şok meydana gelmediğinde ortaya çıkacak olan arka plan olayları olduğu hipotezlerini test etmek için kullanılmaktadır.

Ana şokun olduğu kısım yalnızca bu olaylar arasındaki zaman aralıklarını azaltmak içindir (Dieterich, 1986).





Şekil 2.1. Artçı azalım oranı formüllerinin meta analizi (Burrige and Knopoff 1967)

Literatürde önerilen artçı azalım oranı formüllerinin meta analizi (Şekil 2.1)'de gösterilmektedir.

Modellerin 1900 -2000 yılları arasında yayın yılına göre parametre sayılarının verildiği grafikte, her bir numara bir daire yayını temsil etmektedir.

İç içe formüller eğrilerle bağlanarak, farklı model kümeleri veya alt kümeleri farklı renklerle temsil edilmektedir.

### 3. UYGUN MODEL SEÇİMİNDE KULLANILAN BİLGİ KRİTERLERİ

#### 3.1. Akaike Bilgi Kriteri (AIC)

Modele eklenen değişkenlerin meydana getirdiği artışa sınırlama getirerek düzenlenen Akaike Bilgi Kriteri (Hurvich ve Tsai, 1989) mevcut modeller arasından en uygununu seçmek amacıyla kullanılmaktadır.

$$AIC = -2 \log(L) + 2k \quad (3.1)$$

Burada;

K– Belirlenen (uydurulan) parametrelerin sayısı

L – Olasılık fonksiyonunu ifade eder.

Uygulanan modeller arasında AIC değerinin en küçük olduğu model, uygun model olarak seçilmektedir. Parametre sayısının örnek büyüklüğüne göre büyük olduğu durumlar da ise AIC yerine önerilmiş olan (Hurvich ve Tsai, 1989)  $AIC_c$ ' nin kullanılması gerekir.

$AIC_c$ ' den türetilen ve küçük örnek zaman serisi modellerinde kullanılan  $AIC_c$ ,

$$AIC_c = AIC + 2k(k+1) / (n-k-1) \quad (3.2)$$

şeklinde hesaplanır.

Eşitlikte;

k –Modeldeki toplam parametre sayısını,

n –Gözlem sayısını,

l –Benzerliği

ifade eder.

Akaike Bilgi Kriterinin özellikleri:

- Model karşılaştırmalarında her zaman en düşük AIC değerini veren model tercih edilir.
- AIC sadece seçili örnek büyüklüğü içinde değil aynı zamanda seçili örnek büyüklüğü dışındaki gelecek tahmini için de geçerlidir.
- Yuvalanmış, yuvalanmamış ve geçikmeli modellerde rahatlıkla kullanılabilir.

### 3.2. Bayes Bilgi Kriteri (BIC)

Bayes Bilgi Kriteri (BIC) mevcut modeller arasından en uygununu seçmek amacıyla kullanılmaktadır. Schwarz (1978), tarafından önerilen ölçüt Schwarz ölçütü olarak da bilinmektedir. Kısmen, olasılık fonksiyonuna dayanır ve Akaike Bilgi Kriteri (AIC) ile yakından ilişkilidir. AIC ve BIC aralarında benzerlik olmasına rağmen, daha sonraları bayes yapısı içinde farklılıklar gösterdiği görülmektedir (Ucal 2006).

$$BIC = -2 \log(L) + k \log(n) \quad (3.3)$$

Formülü ile ifade edilen BIC eşitliğin sağ tarafındaki örnek büyüklüğüne bağlı olan ikinci kısım itibariyle AIC' den farklılık göstermektedir. BIC, veri dağıtımının üstel varsayımları altında türetilen asimptotik bir sonuçtur.

Eşitlikte;

L – Olasılık fonksiyonu,

n – x cinsinden veri noktalarının sayısı, gözlemlerin sayısı veya eşdeğerde örnek boyutu,

x – Gözlem sayısı,

k – Tahmin edilecek serbest parametrelerin sayısını

ifade eder.

BIC genellikle serbest parametreler n ve k' nın nispi büyüklüğüne bağlıdır. BIC' in tahmin edilen modelleri karşılaştırmak için yalnızca bağımlı değişkenin sayısal

değerlerinin tüm tahminler için aynı olduğu durumlarda karşılaştırılabileceği unutulmamalıdır.

Bayes Bilgi Kriterinin özellikleri:

- Öncekinden bağımsızdır veya önceki belirsiz (bir sabit) 'dir.
- Parametrenmiş modelin verimliliğini ölçebilir.
- Modelin karmaşıklığı, modeldeki parametrelerin sayısı ile ifade edilir.
- Yaklaşık minimum tanım uzunluğu ölçütüne eşittir, ancak negatif işaretlidir.
- Belirli bir veri kümesindeki karmaşıklığa göre kümelerin sayısını seçmek için kullanılabilir.
- AIC ile yakından ilişkilidir.

#### 4. KULLANILAN YARIÇAP VE ZAMAN FORMÜLLERİ

Artçı sarsıntı sürecinin incelenmesinde önemli iki parametre, artçı sarsıntı alanı ve artçı sarsıntıların meydana geldiği süredir. Artçı sarsıntı alanı içerisinde, tanımlanan zaman aralığında, ana depremden daha küçük magnitüde meydana gelen depremler artçı sarsıntı olarak tanımlanır.

İncelenen depremlerin artçı sarsıntı alanının hesaplanmasında,

$$\log_{10}A=1,02 M_S+6,0 \quad (4.1)$$

$$M_S=1,248M_L-1,38 \quad (4.2)$$

bağıntıları kullanılmıştır (Utsu ve Seki, 1954).

Bağıntıda,

A - Faylanmanın olduğu alandır (cm<sup>2</sup>).

Utsu ve Seki (1954), eşitlik (4.1) ile tanımlanan alanın eşdeğeri olan dairesel alanı veren yarıçapın 4 katı bir yarıçapla tanımlanan alanı artçı alanı olarak vermiştir.

Artçı sarsıntı süresinin hesaplanmasında,

$$\text{Zaman (Gün)} = 10(0,032M + 2,7389) \text{ for } M \geq 6,5 \quad (4.3)$$

$$= 10(0,5409M - 0,547) \text{ for } M < 6,5 \quad (4.4)$$

bağıntısı kullanılmıştır (Gardner ve Knopoff, 1974).

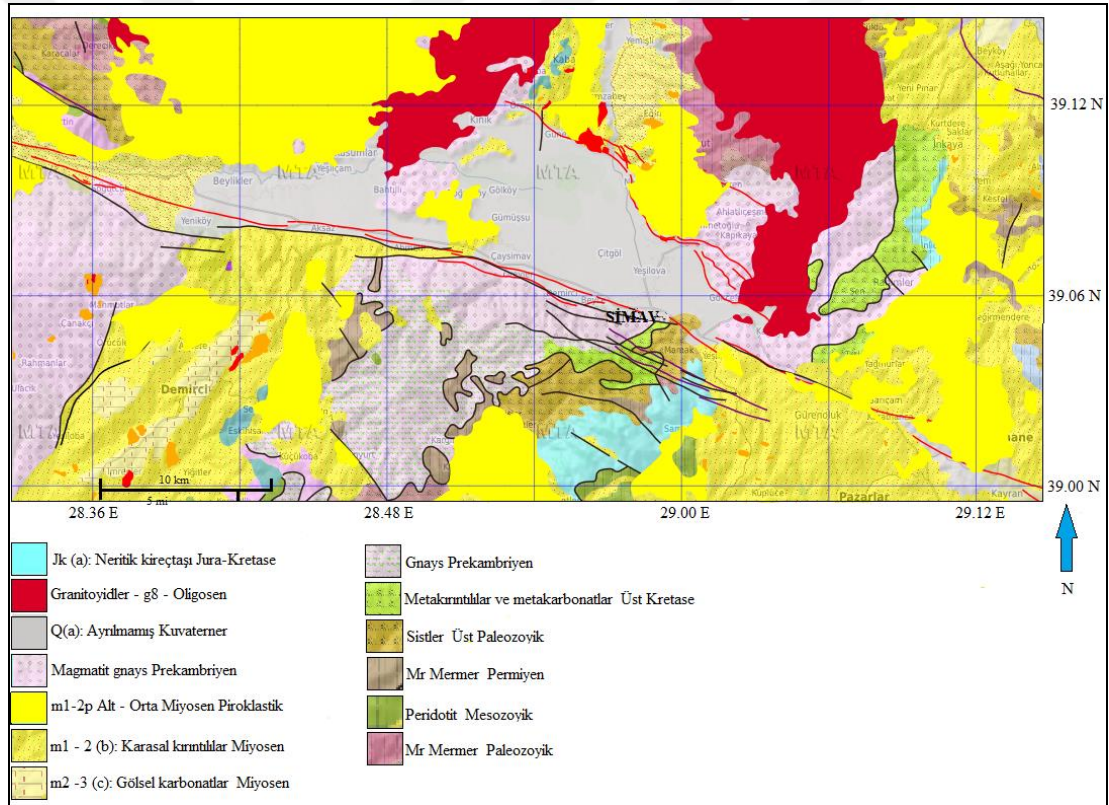
Bağıntıda,

M- Mw' ye eşdeğer kabul edilmiştir.

## 5. ÇALIŞMA ALANLARININ JEOLJİSİ VE TEKTONİĞİ

### 5.1. Simav Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği

Simav deprem bölgesi, depremlerin sıklıkla olduğu Türkiye'nin aktif bölgelerinden biri olan Menderes Masifinin kuzeydoğu kesiminde bulunmaktadır. Genişleme tektoniği rejimi etkilerini yaygınca taşıyan Menderes Masifi, Prekambriyen Tersiyer yaşını temsil eden farklı kaya birimlerinden oluşmaktadır (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. Simav ve çevresi jeoloji haritası (<http://yerbilimleri.mta.gov.tr>)

Akşehir-Simav fay sisteminin KB'sında bulunan Simav Grabeni, yaklaşık 1-9 km genişlikte ve 50 km uzunlukta aktif bir çöküntü alanıdır. Simav Fayı, bu çöküntü alanını güneyden sınırlar ve 45°-50° KD' ya eğimlidir.

Aletsel dönemde birçok depremin kaydedildiği Kütahya ve civarında elde edilebilen kayıtlara göre büyük hasarla ve/veya ölümlerle sonuçlanan başlıca depremler

04.01.1935 tarihinde M=6,4 büyüklüğünde Erdek Depremi, 25.06.1944 tarihinde M=6,0 büyüklüğünde Gediz Depremi, 06.10.1964 tarihinde M=7,0 büyüklüğünde Manyas Depremi, 27.07.1967 tarihinde M=6,8 büyüklüğünde Mudurnu Depremi, 23.03.1970 tarihinde M=6,5 büyüklüğünde Alaşehir Depremi, 28.03.1970 tarihinde M=7,2 büyüklüğünde Gediz Depremi, 03.02.2002 tarihinde M=6,4 büyüklüğünde Çay Sultandağı Depremi ve 19.05.2011 tarihinde M=5,9 büyüklüğünde Simav Depremi olarak sıralanabilir.

## 5.2. Elazığ Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği

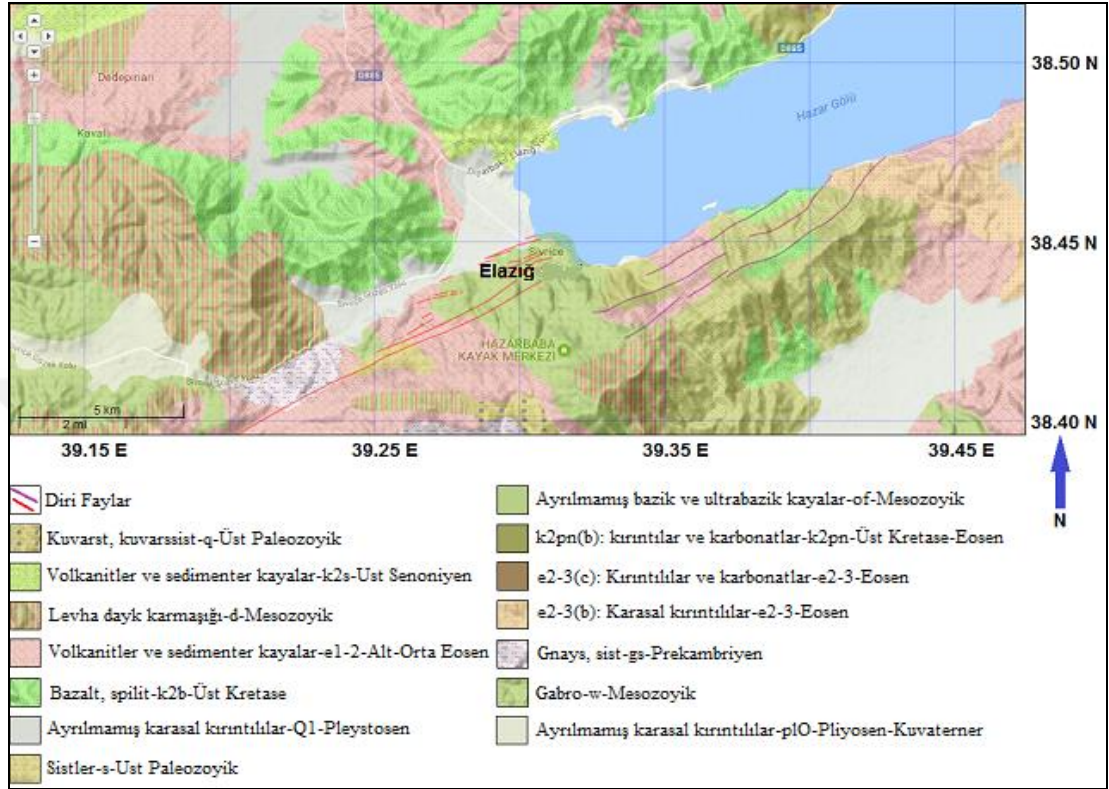
Paleozoik'ten Kuvaterner'e kadar çeşitli yaştaki metamorfik, magmatik ve sedimanter kaya birimlerini içeren Elazığ Havzasının temelini; Permo-Triyas yaşlı Keban metamorfikleri ve Geç Kretase yaşlı Elazığ magmatik karmaşığı oluşturmaktadır (Şekil 5.2).

Elazığ, sismik olarak Türkiye'nin en aktif fay sistemlerinden biri olan sol yönlü doğrultu atımlı faylanma gösteren Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma gösteren Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile ters faylanma gösteren Bitlis Bindirme Zonu (BBZ) arasında yer alır. Güncel tektonik deformasyonların yoğun olduğu bölgelerden biri olan DAFZ, KB-GD uzanımlı sağ ve KD-GB uzanımlı sol yanal doğrultu atımlı eşlenik kırık sistemleri içerir (Tepeuğur ve Yaman, 2007).

Önemli bir deformasyon alanının etkisindeki bölgede bulunan, İçme Beldesi'nin kuzeydoğusundan, Acıpayam Köyü kuzeydoğusuna kadar uzanan, yaklaşık 40 kilometre uzunluğa sahip, sol yönlü, KD-GB doğrultulu olan İçme-Mollakendi Fay Zonu, Korucu Fayı, Eyüpbağları Fayı, Demiryurdu Soğukpınar Fayı ve Ziyaret Tepe Fay Seti'nden oluşmaktadır.

Aletsel dönemde birçok depremin kaydedildiği Elazığ ve civarında 01.05.2003 tarihinde  $M_d = 6,4$  büyüklüğünde, 13.07.2003 tarihinde  $M_d = 5,3$  büyüklüğünde, 11.08.2004 tarihinde  $M_d = 5,3$  büyüklüğünde, 26.11.2005 tarihinde  $M_d = 5,1$  büyüklüğünde, 09.02.2007 tarihinde  $M_d = 5,2$  büyüklüğünde, 21.02.2007 tarihinde  $M_d = 5,6$  büyüklüğünde, 08.03.2010 tarihinde  $M_d = 6,0$  büyüklüğünde, 08.03.2010 tarihinde  $M_d = 5,3$  büyüklüğünde, 08.03.2010 tarihinde  $M_d = 5,1$  büyüklüğünde,

08.03.2010 tarihinde Md =5,1 büyüklüğünde, 24.03.2010 tarihinde Md =5,0 büyüklüğünde, 23.06.2011 tarihinde Md =5,2 büyüklüğünde, 03.12.2015 tarihinde Md =5,5 büyüklüğünde meydana gelen depremler bölgedeki önemli depremlerdir.



Şekil 5.2. Elazığ ve çevresi jeoloji haritası (<http://yerbilimleri.mta.gov.tr>)

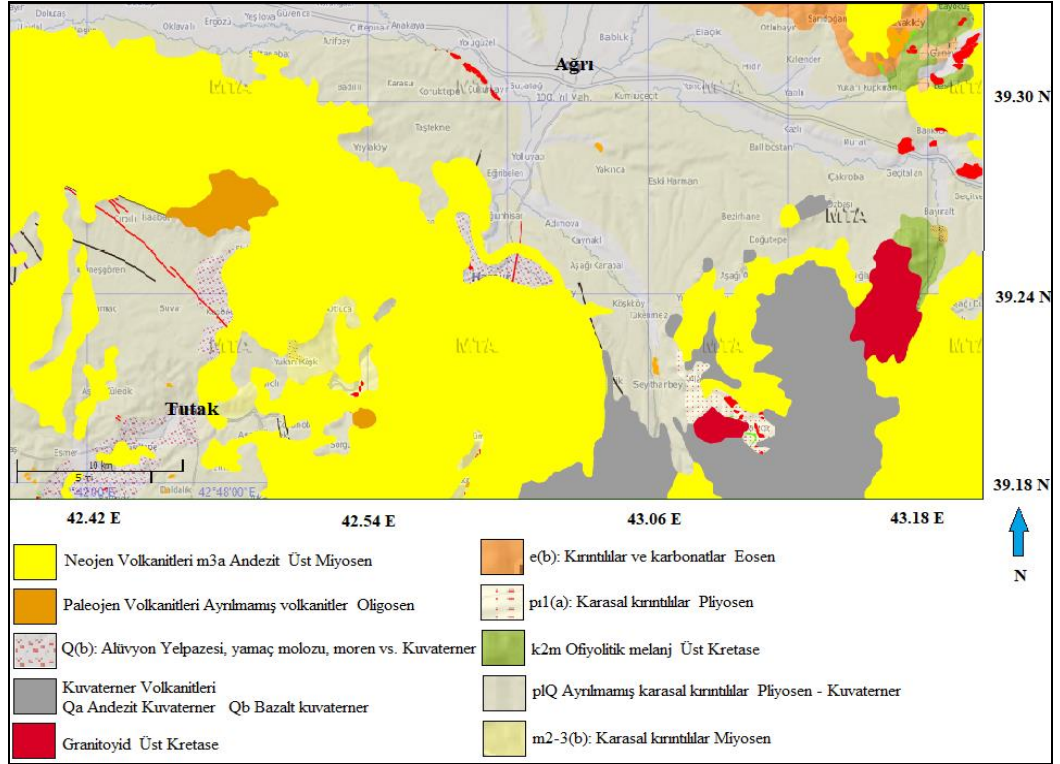
### 5.3. Ağrı Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği

Bölgede Oligosenden - geç çağa kadar oluşmuş olan volkanik kayalar, bazalt, andezitler geniş bir alana yayılmaktadır. Süphan, Tendürek, Büyük Ağrı ve Nemrut bölgenin önemli volkanikleridir. Volkanitlerin yayılım alanı jeoloji haritasında gösterilmektedir (Şekil 5.3).

İl sınırları içinde yer alan Kuzey Anadolu Fayı (KAF – D-B doğrultulu), Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Doğu Anadolu Fayı, Erciş Fayı, Erzurum Fayı ve Malazgirt Fayı ile sınırlanır. Bölgenin en belirgin fayı doğrultu atımlı olan Balıklı Göl Fayı'dır.

Balıklı Göl fayı, birbirine yaklaşık paralel olan birçok faydan meydana gelen ve toplam uzunluğu 100 km olan bir fay zonudur. Kağızman Fayı, Tutak Fayı, Çaldıran Fayı, Doğubayazıt Fayı, İğdir Fayı bölgeyi etkileyen aktif faylar olarak değerlendirilmektedir.





Şekil 5.3. Ağrı ve çevresi jeoloji haritası (<http://yerbilimleri.mta.gov.tr>)

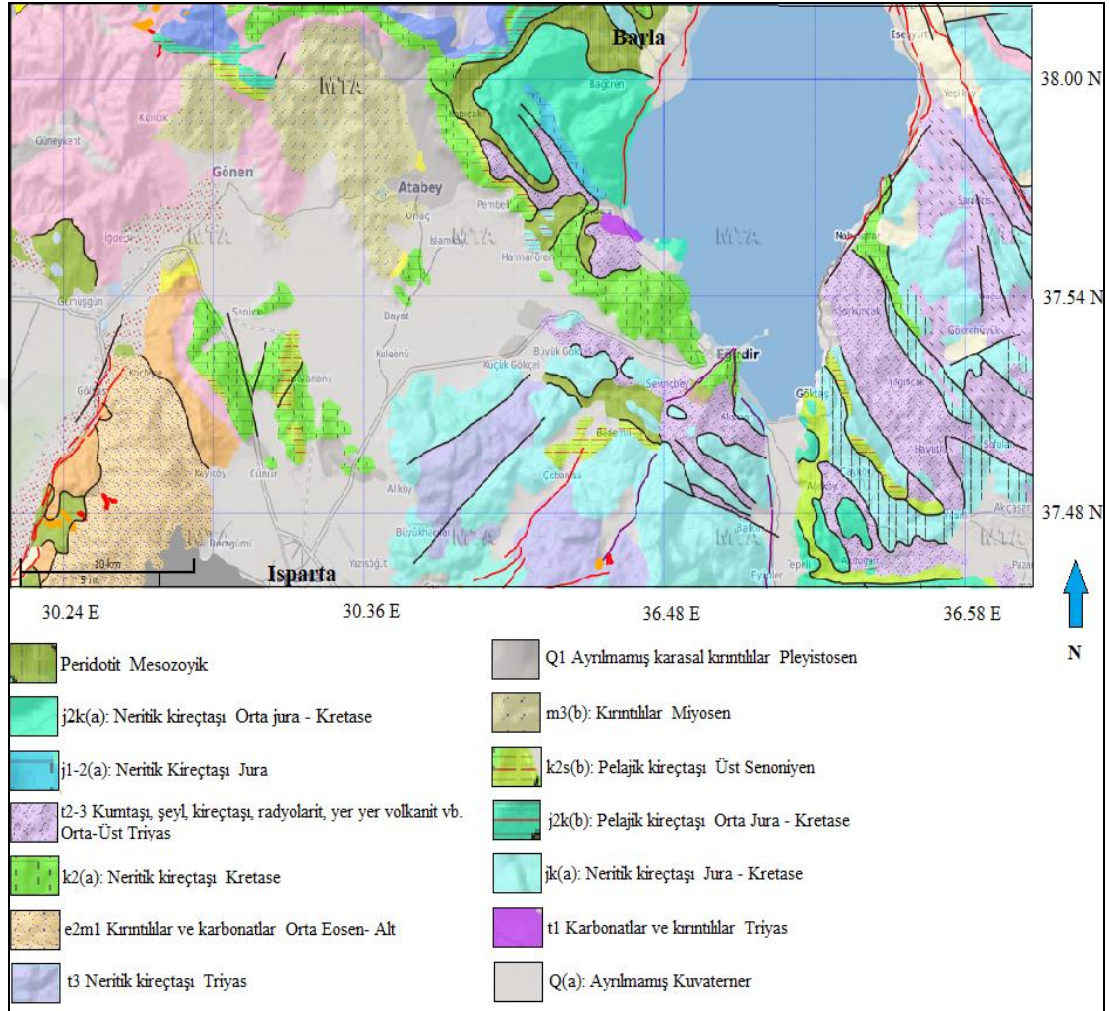
Aletsel dönemde birçok depremin kaydedildiği bölgedeki önemli depremler 1903 tarihli M= 6,3 büyüklüğündeki Patnos, 1962 tarihli M=5,5 büyüklüğündeki Iğdır, 1976 tarihli M=7,3 büyüklüğündeki Çaldıran ve 2005 tarihli M=5,2 büyüklüğündeki Ağrı Depremi olarak sıralanabilir.

#### 5.4. Isparta Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği

Genellikle Pliyosen, Miyosen ve Kuvaterner yaşlı denizel veya karasal ince kırıntılı kayaçların oluşturduğu killi jeolojik zeminlerin hakim olduğu Isparta ve çevresi volkanik kayaçlarla ve Mesozoyik yaşlı karbonatlarla kaplıdır. Isparta merkez İlçe'nin güneyi neojene ait volkanik kayalarla örtülüdür. Isparta'da volkanik çöküntü alanlarının tabanları, şilt, kil ve çakıllarla kaplıdır (Şekil 5.4).

Türkiye'nin birinci derecedeki deprem kuşağı üzerinde yer alan Isparta İli, Isparta-Dinar-Çivril-Uşak deprem hattı üzerinde yer almaktadır. Güneybatı Anadolu'daki K, KD ve KB gidişli aktif fay sistemleri aynı zamanda Isparta Bölümü'nü şekillendirmektedir. Fayların büyük bir kısmı Eğirdir Gölü çevresinde kesilmektedir.

Depremin meydana geldiği Barla Fayı yenilenmiş Türkiye Diri Fay Haritası'nda yaklaşık 14 km uzunlukta ve  $K30^{\circ}D$  doğrultulu,  $65^{\circ} - 70^{\circ}GD$ 'ya eğimli, normal fay karakterine sahiptir.

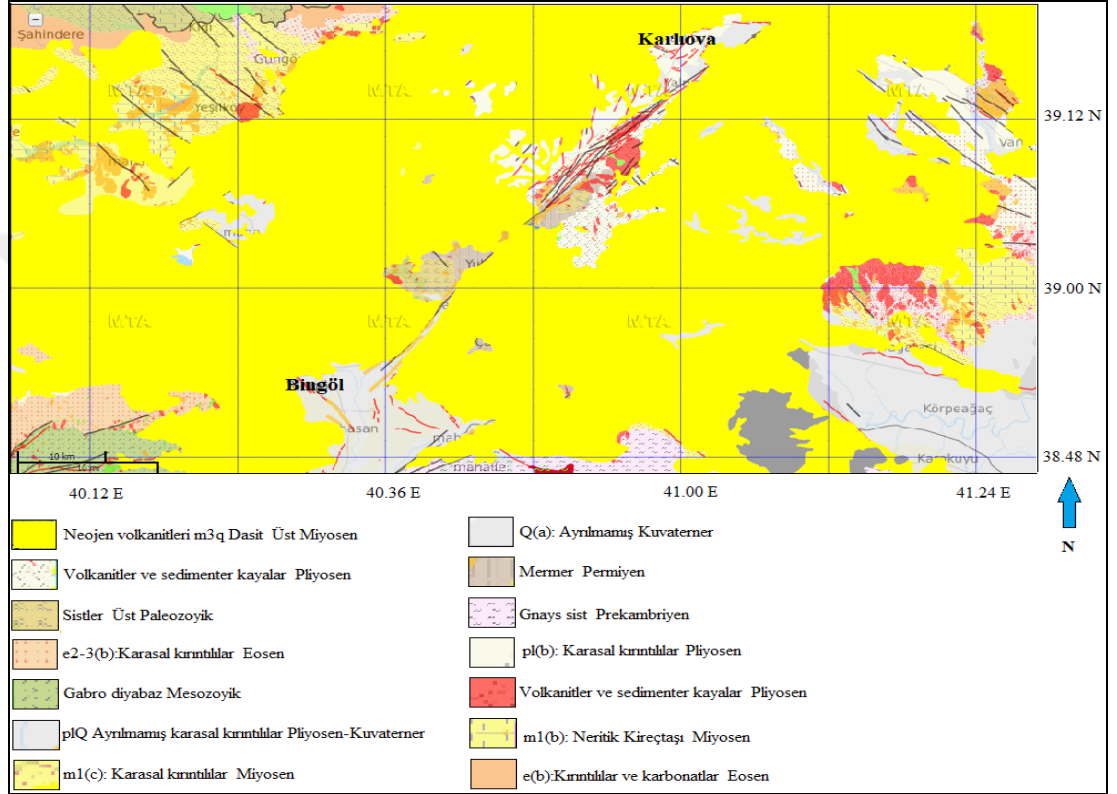


Şekil 5.4. Isparta ve çevresi jeoloji haritası (<http://yerbilimleri.mta.gov.tr>)

Aletsel dönemde birçok depremin kaydedildiği Isparta İli ve yakın çevresinde son yüzyılda meydana gelen önemli depremler; 3.10.1914 tarihli  $M_s=7,0$  büyüklüğündeki Burdur, 22.11.1963 tarihli  $M_s=4,6$  büyüklüğündeki Tefenni-Burdur, 12.05.1971 tarihli  $M_s=6,2$  büyüklüğündeki Burdur, 29.07.1978 tarihli  $M_s=4,5$  büyüklüğündeki Burdur Depremleri olarak sıralanabilir.

## 5.5. Bingöl Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği

Karlıova Havzası'nda en yaşlı birimler Hınıs Metaofiyoliti'ne ait alt birimler ve Paleozoyik Üst Miyosen metamorfikler olmakla birlikte havzada Paleozoyik' ten günümüze farklı dönemlerde oluşan magmatik, metamorfik ve tortul kayalar yüzeylenmektedir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5. Bingöl ve çevresi jeoloji haritası (<http://yerbilimleri.mta.gov.tr>)

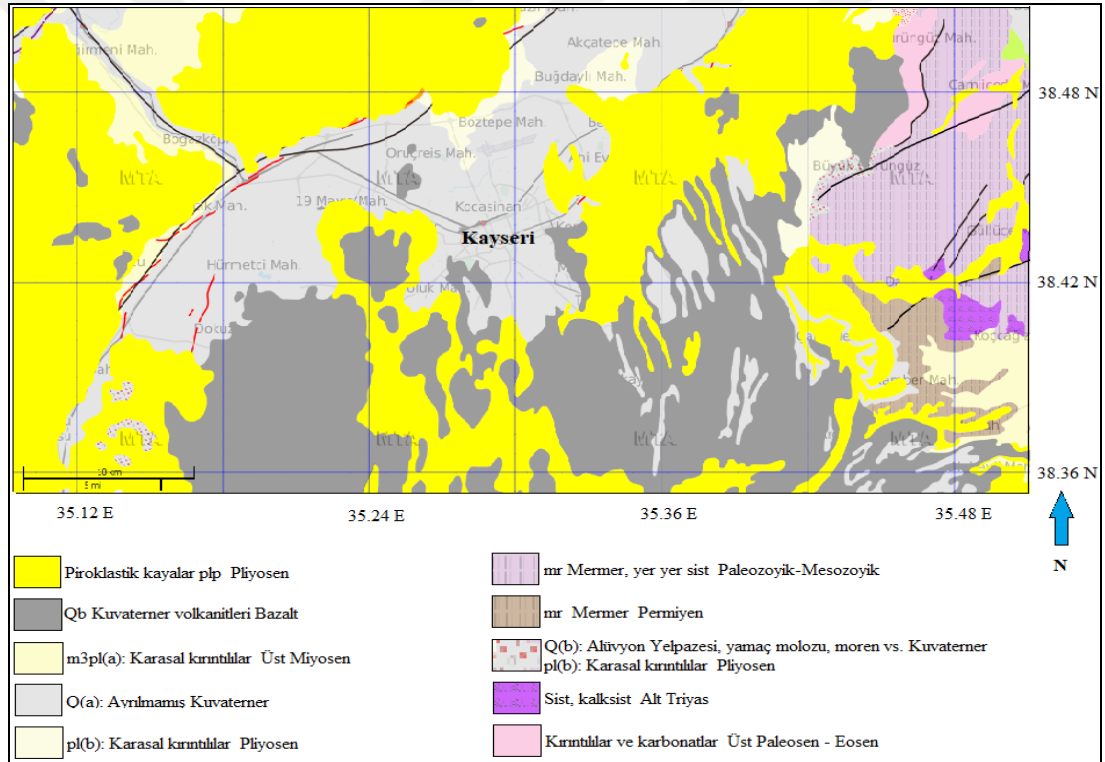
Karlıova (Bingöl) deprem bölgesi, Arap ve Avrasya levhalarının sıkışma bölgesinde, Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonu'nun kesişme alanında bulunmaktadır. Bu sebeple Doğu Anadolu'nun en önemli deprem yöresi durumundadır. KAF ve DAF' ın birbirini periyodik olarak ötelemesi sonucunda KB-GD ve KD-GB doğrultulu, kısa uzunluklu, sağ ve sol yönlü, doğrultu atımlı fay takımlarının meydana geldiği Karlıova Havzası ve çevresinde KAF, DAF ve Varto Fayları en önemli unsurlardır.

DAF zonu üzerinde yer alan ve KD-GB doğrultusunda uzanan tektonik denetimli Bingöl Ovası'nın bu yöndeki uzunluğu 26, genişliği ise ortalama 16 km dir.

Sık aralıklarla depremlerin meydana geldiği bölgede aletsel dönemdeki önemli depremler; 1949 tarihli  $M_s=6,7$  büyüklüğündeki Bingöl (Karlıova), 01.05.2003 tarihli  $M_s=6,4$  büyüklüğündeki Bingöl, 12.03.2005 tarihli  $M_l=5,7$  büyüklüğündeki Bingöl (Karlıova), 14.03.2005 tarihli  $M_l=5,9$  büyüklüğündeki Bingöl (Karlıova) Depremleri olarak sıralanabilir.

## 5.6. Kayseri Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği

Bölge, şist - pliyosen kırıntıları ve kireçtaşları, yaşlı mesozoyik yaşlı kırıntılar ve kireçtaşları, paleozoyik yaşlı metamorfikler, üst miyosen karasal kırıntılar, kireçtaşları ve bazalt kuvaterner volkanitlerden oluşmaktadır (Şekil 5.6).



Şekil 5.6. Kayseri ve çevresi jeoloji haritası (<http://yerbilimleri.mta.gov.tr>)

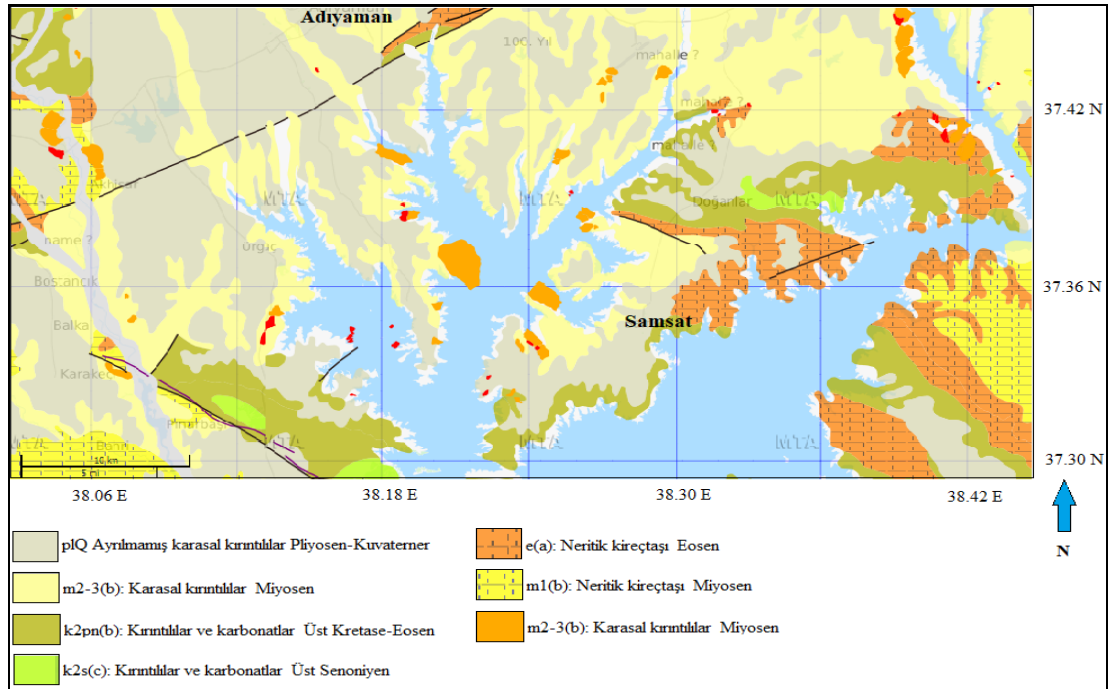
İç Anadolu'nun deformasyon bölgesi olan Kayseri il merkezi ve çevresi kuvaterner tektonizması sonrası oluşan graben çöküntü alanı içindedir. Bölgenin en önemli yapısal unsuru, sol yanal doğrultu atımlı Ecemiş Fay Zonu, Kayseri Çek- Ayrır Havzası'nın oluşumunu kontrol etmektedir. Erciyes Fay Zonu çevresinde bulunan aktif faylar Kuzeydoğu-Güneybatı gidişlidir ve orta büyüklükte depremler

üretebilecek niteliktedirler. Bölgede zaman zaman yerel ölçekte hafif şiddette depremler meydana gelmektedir.

Aletsel dönemde bölgede meydana gelen önemli depremler; 12.11.2008 tarihli M=4,9 büyüklüğündeki Kayseri (Güneşli Kocasinan), 16.08.2011 tarihli M=4,5 büyüklüğündeki Kayseri (Sarıoğlan), 22.11.2011 tarihli M=4,4 büyüklüğündeki Kayseri (Sarıoğlan) ve 18.02.2016 tarihli M= 4,0 büyüklüğündeki Kayseri (Palas Sarıoğlan) Depremleri sıralanabilir.

### 5.7. Adıyaman Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği

Tektonik kuşakta yer alan Adıyaman Bölgesi'nde, Güneydoğu Toroslar'ın kuzey kenarında yer alan mesozoyikten günümüze kadar olan jeolojik zaman aralığında oluşmuş magmatik, metamorfik ve sedimenter kayalardan meydana gelmiş çeşitli birimler bulunmaktadır. Bu jeolojik birimlerden en yaşlı olanlarını dağlık alandaki bindirme kuşağında ve havza tabanında bulunan mesozoyik birimleri oluşturmaktadır. Taban arazi ise tamamen pliyosen-kuvaterner dolgularından meydana gelmektedir. En genç oluşuklar ise vadi tabanı ve seki sistemlerinde görülen kuvaterner alüvyonlarıdır (Şekil 5.7).



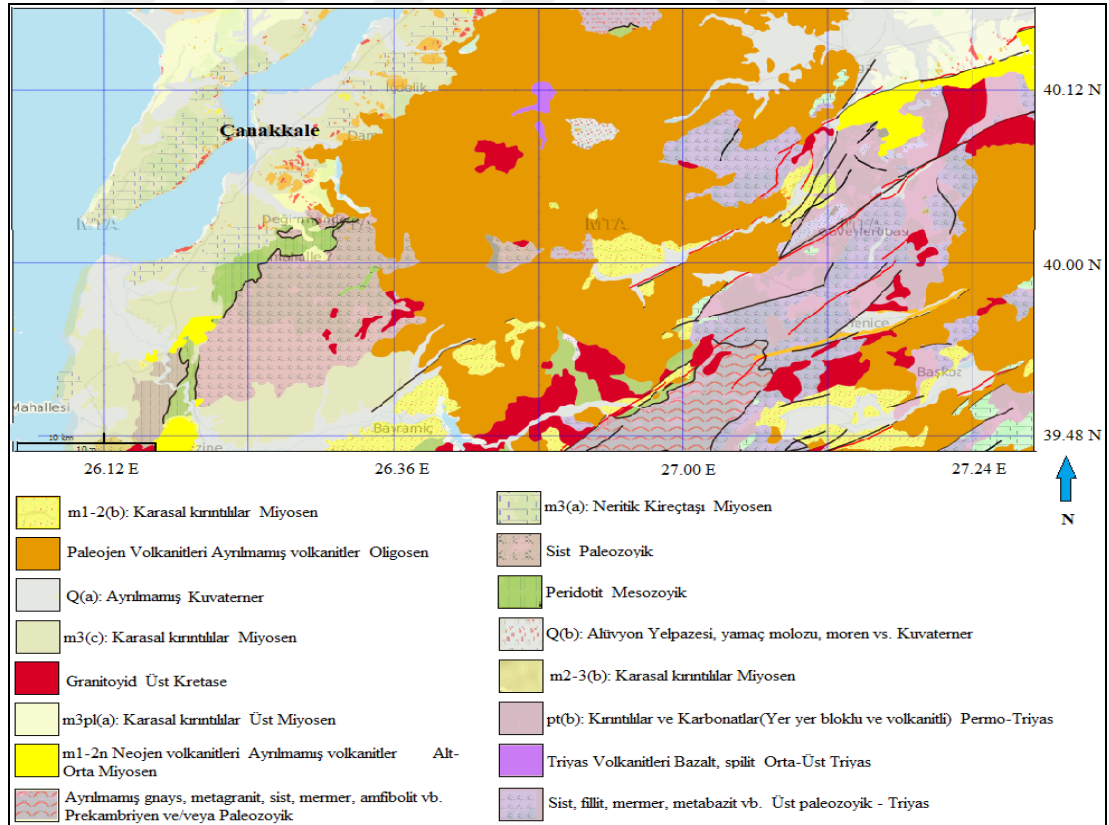
Şekil 5.7. Adıyaman ve çevresi jeoloji haritası (<http://yerbilimleri.mta.gov.tr>)

Adıyaman Fay Zonu yaklaşık 210 km uzunluğunda (Perinçek vd., 1987), sol yanal atımlı olup Palu İlçesi'nin batısında DAFZ' dan ayrılarak güneybatıya dönmektedir. Helindir ve Hazar yerleşimlerinden geçerek Adıyaman il merkezine ulaşmakta olan fay, Besni güneyinde çatallanmakta ve kaybolmaktadır.

Bölgede aletsel dönemde meydana gelen etkili depremler 1964 tarihli M= 6,0 büyüklüğündeki Adıyaman (Sincik), 1986 tarihli M=5,6 büyüklüğündeki ve M=5,8 büyüklüğündeki Malatya (Doğanşehir), 2004 tarihli M=5,9 büyüklüğündeki Elazığ (Sivrice ) ve 2007 tarihli M= 5,9 büyüklüğündeki Diyarbakır (Çüngüş) Depremleri sıralanabilir.

### 5.8. Çanakkale Bölgesi Jeolojisi ve Tektoniği

Bölge paleojen volkanitleri oligosen, sist paleozoyik, miyosen karasal kırıntılılar, miyosen kireçtaşı, alüvyon yelpazesi, yamaç molozu, moren kuvaterner, alt-orta miyosen neojen volkanitleri, paleozoyik gnays, sist ve permo triyas karbonatlardan oluşmaktadır (Şekil 5.8).



Şekil 5.8. Çanakkale ve çevresi jeoloji haritası (<http://yerbilimleri.mta.gov.tr>)

Kuzey Anadolu Fay Zonu etki alanında bulunan Çanakkale ve çevresi, Ganos Fayı, Saros – Gaziköy Fayı, Etili Fayı, Çan - Biga Fayı, Sarıköy Fayı, Yenice – Gönen Fayı, Bayramiç - Ezine Fayı, Gülpınar - Kestanbol Fayı gibi önemli faylardan da etkilenmektedir (Yalçın ve Sabah, 2016).

Çeşitli tektonik aktiviteler etkisindeki Çanakkale ve çevresinde, tarihsel verilere göre; 29, 155, 170, 543, 1737, 1855 ve 1875 yıllarında meydana gelen depremler ile aletsel dönemde kaydedilen depremler, sismik aktivite yoğunluğunu kanıtlamaktadır.

Çanakkale İli ve çevresinde aletsel dönemdeki önemli depremler 09.08.1912 tarihli  $M=7,3$  büyüklüğündeki Tekirdağ (Şarköy), 06.10.1944 tarihli  $M=6,8$  büyüklüğündeki Balıkesir (Ayvalık), 18.03.1953 tarihli  $M=7,2$  Çanakkale (Yenice – Gönen), 06.10.1964 tarihli  $M=7,0$  büyüklüğündeki Balıkesir (Manyas), 24.05.2014 tarihli  $M=6,5$  büyüklüğündeki Çanakkale (Gökçeada) Depremleri olarak sıralanabilir.

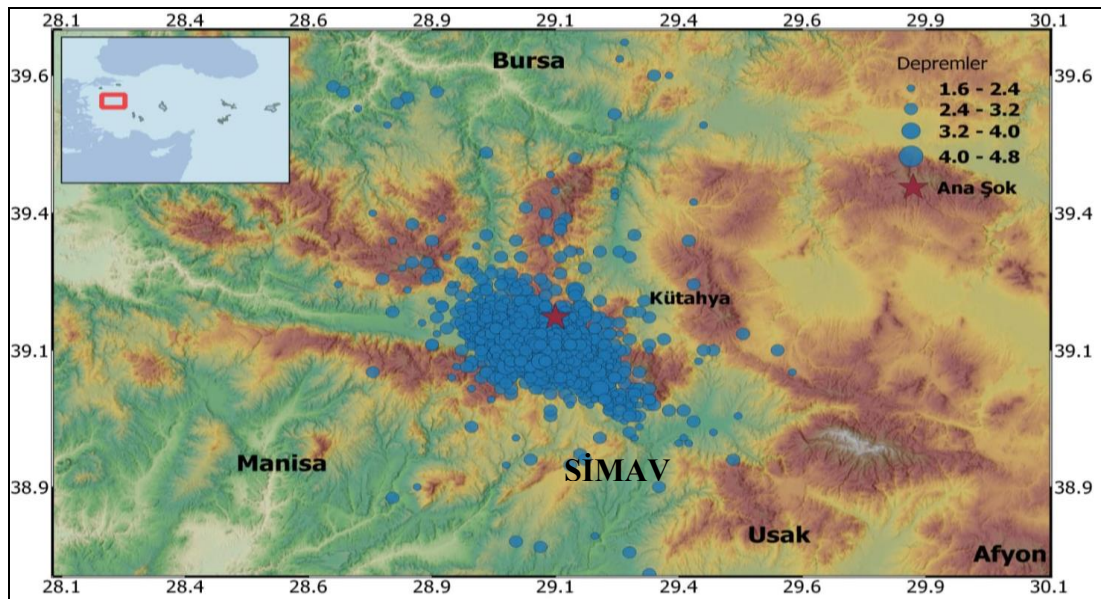
## 6. AZALIM MODELLERİNİN UYGULANDIĞI DEPREM AKTİVİTELERİ

### 6.1. Tanımlanabilen Deprem Aktiviteleri

#### 6.1.1. 19.05.2011 Kütahya (Simav) Depremi

Kütahya ve çevresi I. Derece Deprem Bölgesi içerisinde yer almaktadır. Aletsel dönemde birçok deprem kaydedilmiş olan bölgede Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) verilerine göre 19 Mayıs 2011 günü yerel saat ile 23:15' de Kütahya ili, Simav ilçesinde 39.139 K – 29.102 D Enlem – Boylamında, 8,0 km derinliğinde, büyüklüğü  $M_l=5,9$  olarak belirlenen, odak bölgesinde (  $I_o = VI-VII$  ) şiddetinde hissedilen bir deprem meydana gelmiştir.

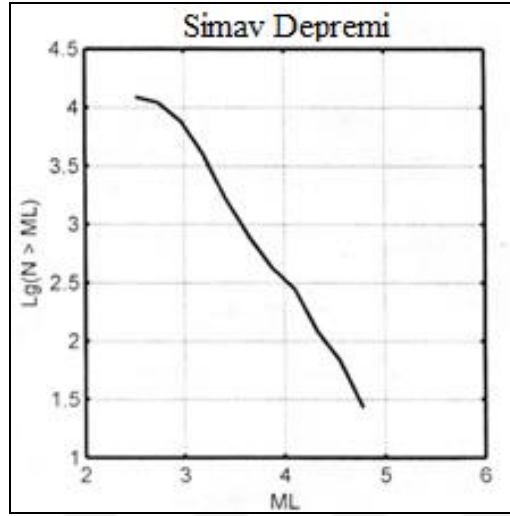
19 Mayıs 2011 tarihinde meydana gelen depremden sonra (31.08.2012 tarihine kadar) bölgede 6897 artçı sarsıntı meydana gelmiştir (Kartal ve Kadıroğlu 2014). 19.05.2011– 20.08.2011 tarihleri arasında KRDAE verilerine göre derinliği,  $26 \text{ km} \geq d \geq 2 \text{ km}$ , büyüklüğü,  $4,8 \geq ML \geq 1,6$  olan 2570 veri ile ana deprem ve artçıların (epicenter) dışmerkez dağılım haritası, açık erişimli QGIS programı kullanılarak oluşturulmuştur (Şekil 6.1).



Şekil 6.1. 19.05.2011 Kütahya (Simav) Depremi ve 20.08.2011 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı



Simav Depremi'nin Magnitüd - Frekans ilişkisine göre  $d \leq 10$  km ve  $ML \geq 3$  den büyük artçı sarsıntıları kullanılmıştır (Şekil 6.2).



Şekil 6.2. Simav deprem büyüklüğü frekans ilişkisi

Tüm modellerde maksimum olabilirlik yöntemi kullanılarak eğri geçirilmiştir. En iyi model belirlenirken istatistiksel kriterler olan Akaike Bilgi Kriteri (AIC) ve Bayes Bilgi Kriteri (BIC) kullanılmıştır.

$$AIC = -2\log(L) + 2k, \quad (6.1)$$

$$BIC = -2 \log(L) + k\log(n), \quad (6.2)$$

Burada  $k$ , belirlenen (uydurulan) parametrelerin sayısıdır.  $n$  - katalogdaki olay sayısı,  $L$  - olasılık fonksiyonunu temsil eder. Model gerçeğe ne kadar yakınsa, AIC ve BIC değerleri o kadar düşük değer almaktadır.

Modellerin tahmin edilen parametreleri ile istatistiksel kriterler olan AIC ve BIC değerleri hesaplanmış, en düşük AIC ve BIC değerleri ETAS modelinde elde edilmiştir. Tahmin edilen model parametreleri ile AIC ve BIC değerleri Tablo (6.1)'de gösterilmiştir.

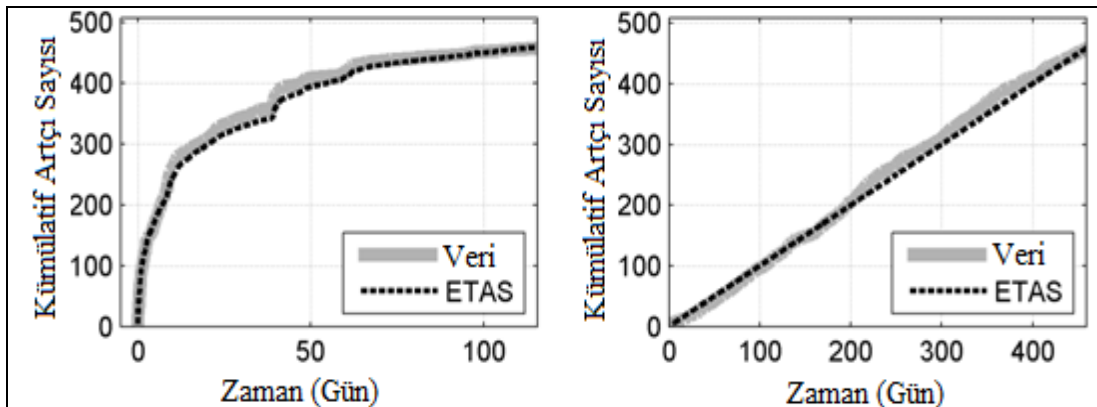
Simav depreminin artçı sarsıntı sürecini tanımlamak için ETAS modeli parametrelerinin Monte Carlo Simülasyonu kullanılarak elde edilen parametreler Tablo (6.1)'de gösterilmiştir.

Simülasyon, durağan olmayan bir nokta işleminin parçalı sabit oranlarda Poisson Prosesleri ile yaklaştırılmasına dayanan yöntem ile gerçekleştirilmiştir. Bu yaklaşım, denklem (2.6)' e göre her bir zaman aralığında oluşan artçı şok sayısını belirlemeye olanak sağlamaktadır. Magnitüdler katalogdan alınmıştır. Simülasyon, artçı sarsıntılarının sayısı katalogdaki sayısına ulaştığında durdurulmuştur.

Tablo 6.1. Modellerin tahmin edilen parametreleri ve AIC - BIC değerleri

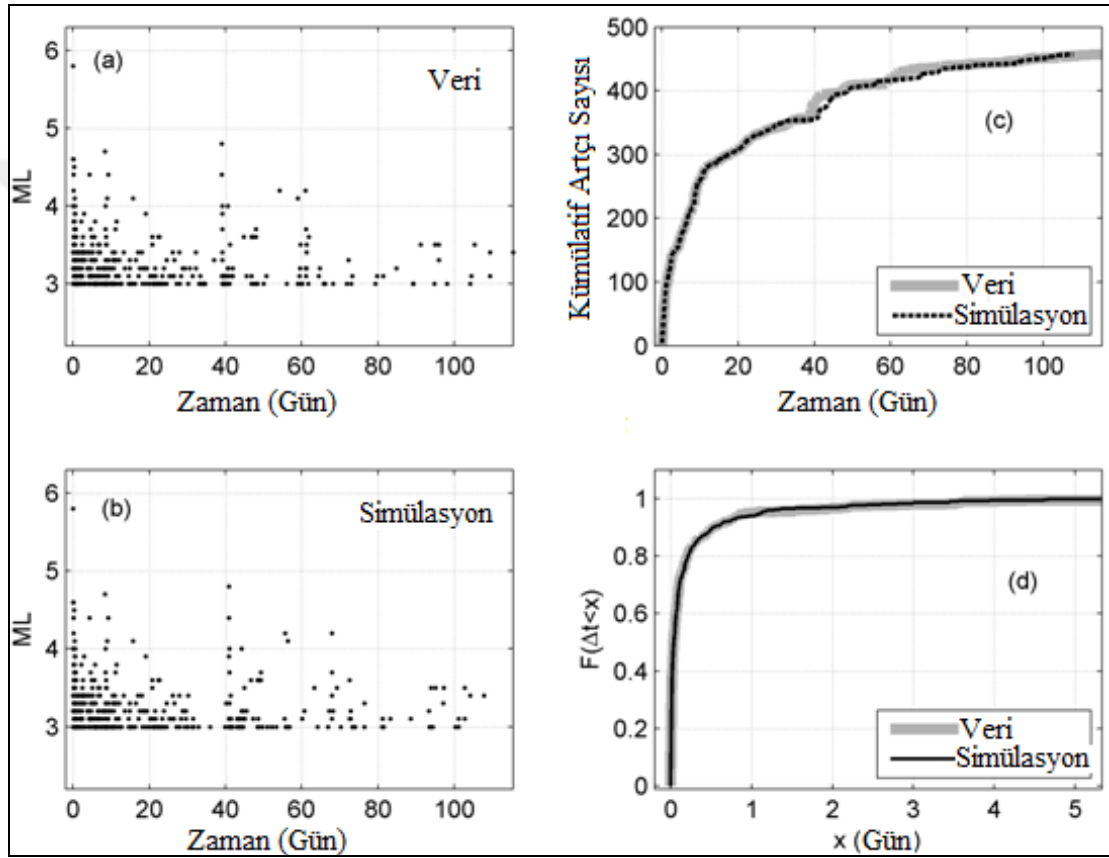
Model	Parameters	AIC	BIC
MOL	$K=105.56$ $c=0.855$ $p=1.057$	-1225.06	-609.10
MOL + r	$K=105.56$ $c=0.85$ $p=1.057$ $r=0$	-1223.06	-606.96
MSTREXP	$q=0.541$ $N^*=489.32$ $d=0.04$ $t_0=17.727$	-1245.58	-618.22
MSTREXP+r	$q=0.542$ $N^*=488.75$ $d=0.04$ $t_0=17.714$ $r=0.0015063$	-1243.57	-616.07
LPL	$A=52.151$ $\lambda_a=0.012$ $\lambda_b=6.35$ $q=0.569$	-1236.67	-613.76
LPL+r	$A=52.152$ $\lambda_a=0.012459$ $\lambda_b=6.3475$ $q=0.56939$ $r=0$	-1234.67	-611.62
ETAS	$\mu=0.13$ $c=0.09$ $p=1.36$ $K_0=0.073$ $\alpha=1.75$	<b>-1385.8</b>	<b>-687.18</b>

Elde edilen bilgilere göre, Simav Depremi artçı sarsıntı süreci için en iyi model ETAS' dır. Gözlenen artçı sarsıntı sayısı ile zamanın bir fonksiyonu olarak ETAS modeli karşılaştırıldığında Şekil (6.3), her iki eğrinin oldukça uyumlu olduğu görülmektedir.



Şekil 6.3. Simav deprem istasyonunda gözlenen zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif artçı sarsıntı sayıları, ETAS modeli (solda) ve artçı sarsıntı süreci (sağda) karşılaştırılması

Gözlenen ve simüle edilmiş artçı sarsıntı dizileri Şekil (6.4)' de gösterilmiştir.  $r = 26$  km yarıçapında yapılan çalışmada, 344 günlük çalışmanın, 120 gün sonrasında yeterli veri elde edilemediği görülmüş, ETAS Modeli Simülasyonu 120 günde sonlandırılmıştır. 120 günlük süreçte meydana gelen artçıların büyüklük - zaman dağılımına bakıldığında, magnitüd ve sayılarının oluşma sıklığının zamana bağlı olarak azaldığı, oluş aralıklarının ise arttığı görülmüştür. Artçı sarsıntılarının büyük bir kısmı 5-10 km derinlikte meydana gelmiştir.



Şekil 6.4. Simav Depremi'nde oluşan artçı sarsıntı süreci ile ETAS Modeli Simülasyonu. (a) Gözlenen artçı (b) Simüle edilmiş artçı sarsıntı dizileri. (c) Gözlenen ve simüle edilmiş kümülatif eğriler. (d) Seçilen zaman aralığında gözlenen ve simüle edilmiş artçı dizilerinin deneysel değişim fonksiyonları

Simav artçı sarsıntılarını için gözlenen ve simüle edilmiş olayların zamansal dağılımlarını bulmak için maksimum olasılık yöntemi ile bazı dağılım fonksiyonları hesaplanmıştır. Bu sonuçlar Tablo (6.2)'de gösterilmektedir. Denklem (6.1)'de verilen AIC kriterlerinin log normal dağılımı, gözlenen ve simüle edilmiş artçı sarsıntı dizisi için daha iyi bir uyum göstermiştir.

Lognormal dağılımın olasılık yoğunluğu;

$$f(x|\mu,\sigma)=\exp(-(\ln(x-\mu))^2/2\sigma^2), x>0 \quad (6.3)$$

olarak tanımlanır.

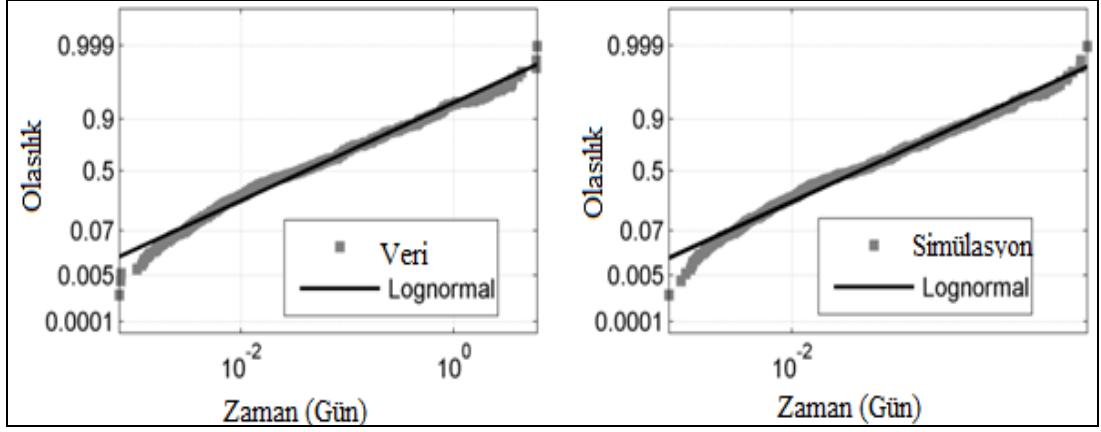
Modellenen zaman aralığında gözlenen ve simüle edilmiş artçı sarsıntı dizisine ilişkin tahmini log normal dağılım parametreleri, % 95 güven aralığındadır.

Tablo 6.2. Simav Depremi artçı sarsıntıları için gözlenen ve simüle edilmiş parametreleri tahmin etmek için log olasılık fonksiyonlarının (MaxLL) ve AIC kriterinin maksimum değerleri

Dağılım (parametre no)	Veri	Simülasyon
	BIC	BIC
Birnbaum ve Saunders	-507.42	-502.84
Üstel (1)	-168.37	-199.68
Gama (2)	-415.63	-415.42
Genelleştirilmiş mutlak değer (3)	-517.40	-502.18
Genelleştirilmiş pareto (3)	-511.01	-496.45
Wald (2)	-511.11	-497.82
Log Lojistik (2)	-511.40	-497.47
<b>Log normal (2)</b>	<b>-521.26</b>	<b>-508.61</b>
Nakagami (2)	-345.80	-350.50
Weibull	-471.95	-463.95

Dağılımın kalitesi, gözlemlenen kümülatif olasılıkları ve yukarıda gösterilen  $\mu$  ve  $\sigma$  ile Lognormal dağılım vasıtasıyla hesaplanan kümülatif olasılıkları karşılaştırarak Şekil (6.5)'de gösterilmektedir.

Elde edilen grafikte gözlenen olasılık eğrisinin şekli teorik çizgiyle aynıdır, ancak müdahale saatleri arasında 0,001'den az ve 3 günden fazla sapmalar bulunmaktadır. Bu tür sonuçlar % 5'ten azdır. Bu nedenle, Tablo (6.1)'deki parametrelerle ETAS modeli, Simav Depremi'nin artçı sarsıntı dağılım biçimini yeterince açıklamaktadır.



Şekil 6.5. Gözlenen (sol) ve simüle edilmiş (sağdaki) Simav deprem artçı sarsıntılarını gösteren bir günlük-log grafiği

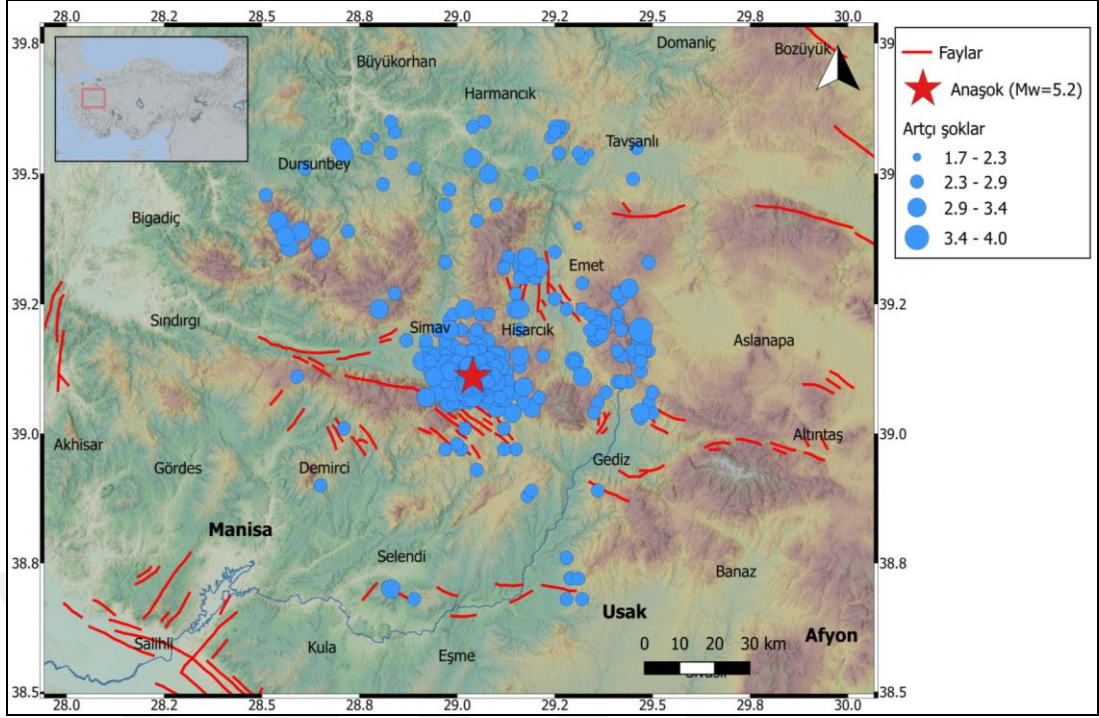
### 6.1.2. 17.02.2009 Kütahya (Simav) Depremi

Kütahya ve çevresi 1. derece deprem bölgesi içerisinde yer almaktadır. Aletsel dönemde birçok depremin kaydedildiği bölgede, KRDAE verilerine göre 17 Şubat 2009 günü yerel saat ile 07,28'de, 39,105 K – 29,003 D Enlem – Boylamında, 6,5 km derinliğinde, büyüklüğü  $M_l=5,0$  olarak belirlenen, bir deprem meydana gelmiştir. Depremi dış merkezi Kütahya İli - Simav İlçesi'nde Simav Fay Zonu olarak adlandırılan batı - kuzeybatı doğrultulu aktif faylarla çevrili bölgedir.

Depremi ardından hafif şiddette 13 adet artçı deprem daha meydana gelmiştir. Deprem, Simav, Demirci, Şaphane, Emet, Hisarcık, Tavşanlı, Kütahya, Altıntaş, Uşak ve Yalova'da hissedilmiştir.

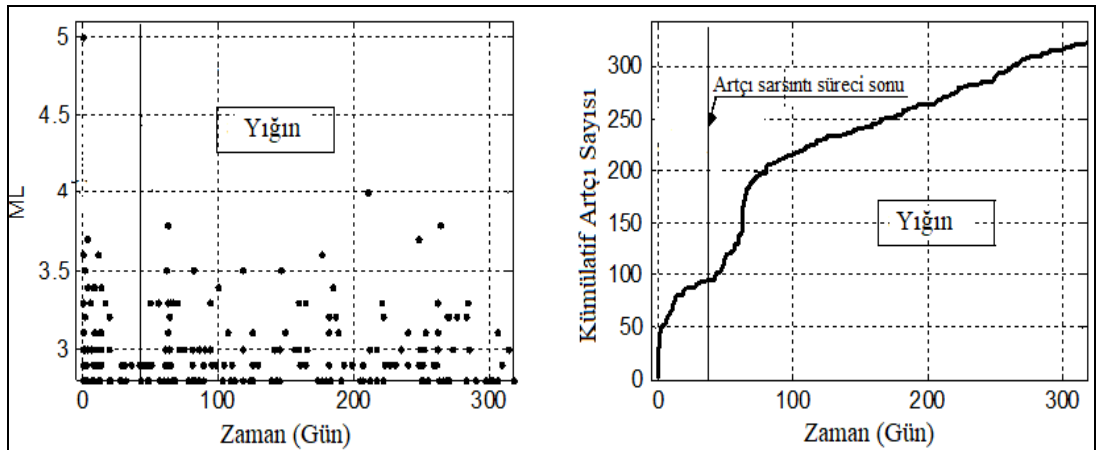
Çalışmada 17.02.2009 – 31.12.2009 tarihleri arasında KRDAE verilerine göre derinliği,  $31 \text{ km} \geq d \geq 2 \text{ km}$ , büyüklüğü,  $4,0 \geq M_L \geq 2,2$  olan 609 artçı sarsıntı verisi kullanılmıştır (Şekil 6.6).

$r = 7 \text{ km}$  yarıçapındaki bir alanda yapılan çalışmada, literatürdeki denklemlere göre 184 günlük bir zamanda incelenmesi gerekirken artçı sarsıntı süreci daha uzun alınarak 317 gün izlenmiştir.



Şekil 6.6. 17.02.2009 Kütahya (Simav) Depremi ve 31.12.2009 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı

Çalışma sonucunda ana deprem sonrası artçı sarsıntı sürecinin 35 günlük bir süreyi kapsadığı ve bu deprem için süre hesabının etkili bir sonuç vermediği görülmüştür. 317 günlük verilerle oluşturulan grafikte, meydana gelen artçıların büyüklük - zaman dağılımına bakıldığında, magnitüd ve sayılarının oluşma sıklığının ve oluş aralıklarının da zamana bağlı olarak değişmediği görülmüştür (Şekil 6.7).



Şekil 6.7. Kütahya (Simav) Depremi artçı sarsıntı süreci

Elde edilen verilerle MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile istatistiksel kriter olan AIC değeri hesaplanmış, ancak diğer modeller için parametre ile AIC ve BIC değerleri hesaplanamamıştır.

MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile hesaplanan AIC değeri Tablo (6.3)'de gösterilmiştir. Tablo (6.3)'de deki parametrelerle MOL modelinin, Simav Depremi'nin artçı sarsıntı dağılım biçimini açıklayan en uygun model olduğu düşünülmektedir.

Tablo 6.3. Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri

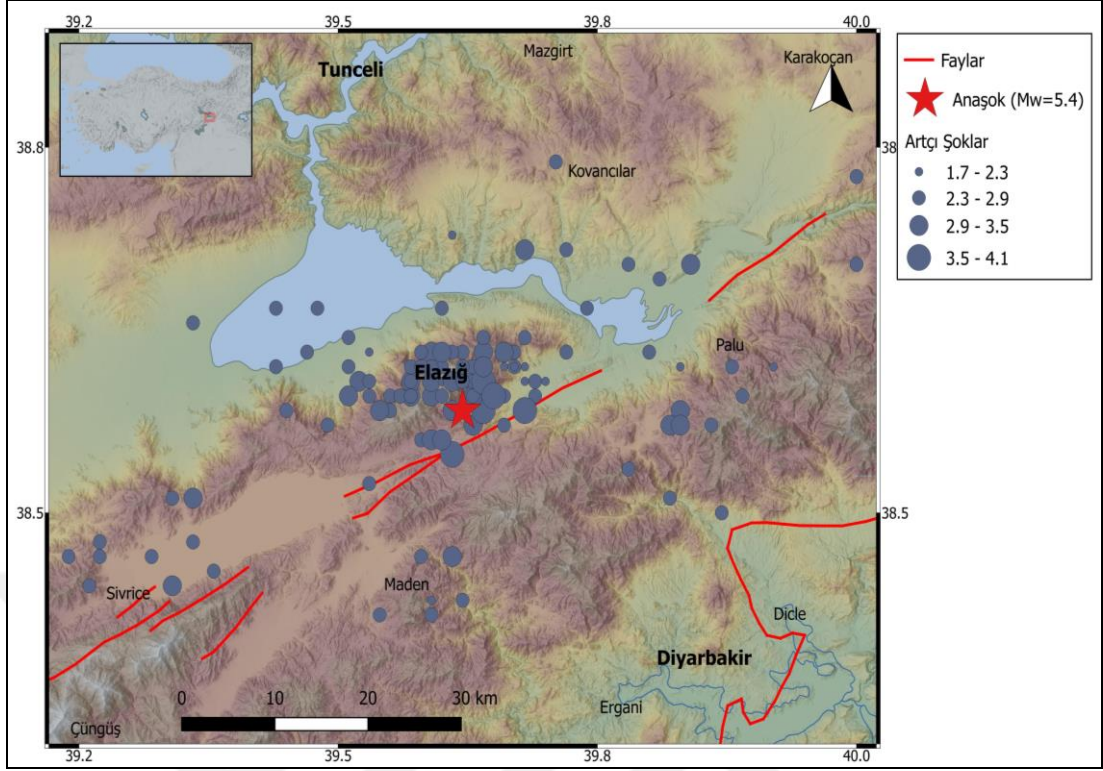
Model	Parameters	AIC
MOL	$K=11,22$ $c=0,008$ $p=0,84$	-210,64

### 6.1.3. 23.06.2011 Elazığ (İçme) Depremi

Elazığ ve çevresi I. derece deprem bölgesi içerisinde yer almaktadır. Aletsel dönemde birçok deprem kaydedilmiş olan bölgede KRDAE verilerine göre 23 Haziran 2011 günü yerel saat ile 10:34' de Elazığ ili, İçme beldesinde 38,57 Kuzey – 39,62 Doğu Enlem-Boylamında, 6,0 km derinliğinde, büyüklüğü  $M_l=5,4$  olarak belirlenen, odak bölgesinde ( $I_0=VI$ ) şiddetinde hissedilen bir deprem meydana gelmiştir.

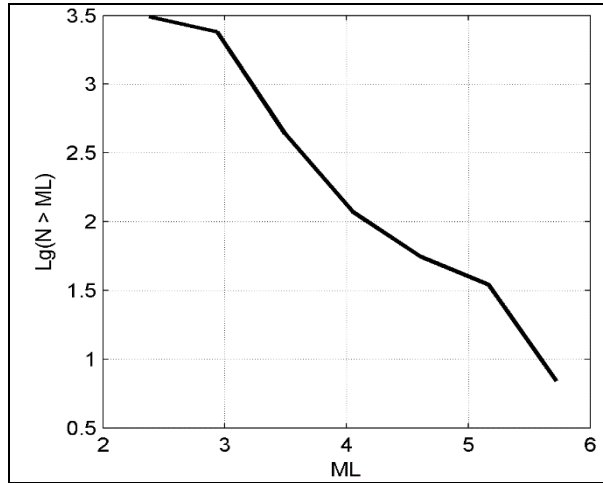
23 Haziran 2011 tarihinde meydana gelen depremden sonra (21.09.2011 tarihine kadar) bölgede 6897 artçı sarsıntı daha meydana gelmiştir (Kartal ve Kadirioğlu 2014).

23.06.2011 – 21.09.2011 tarihleri arasında KRDAE verilerine göre derinliği,  $32 \text{ km} \geq d \geq 2 \text{ km}$ , büyüklüğü,  $5,4 \geq M_L \geq 1,9$  olan 127 veri kullanılarak ana deprem ve artçıların (epicenter) dışmerkez dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 6.8).



Şekil 6.8. 23.06.2011 Elazığ (İçme) Depremi ve 21.09.2011 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı

Elazığ Depremi'nin Magnitüd - Frekans ilişkisine göre  $d \leq 10$  km ve  $ML \geq 3$  den büyük artçı sarsıntıları kullanılmıştır (Şekil 6.9).



Şekil 6.9. Deprem büyüklüğü frekans ilişkisi

Tüm modellerde maksimum olabilirlik yöntemi kullanılarak eğri geçirilmiştir. En iyi model belirlenirken istatistiksel kriterler olan Akaike Bilgi Kriteri (AIC) ve Bayes Bilgi Kriteri (BIC) kullanılmıştır.



Modellerin tahmin edilen parametreleri ile AIC ve BIC değerleri hesaplanmış, en düşük AIC ve BIC değerinin MSTREXP+r modelinde elde edildiği görülmüştür. Tahmin edilen model parametreleri ile AIC ve BIC değerleri Tablo (6.4)' de gösterilmiştir.

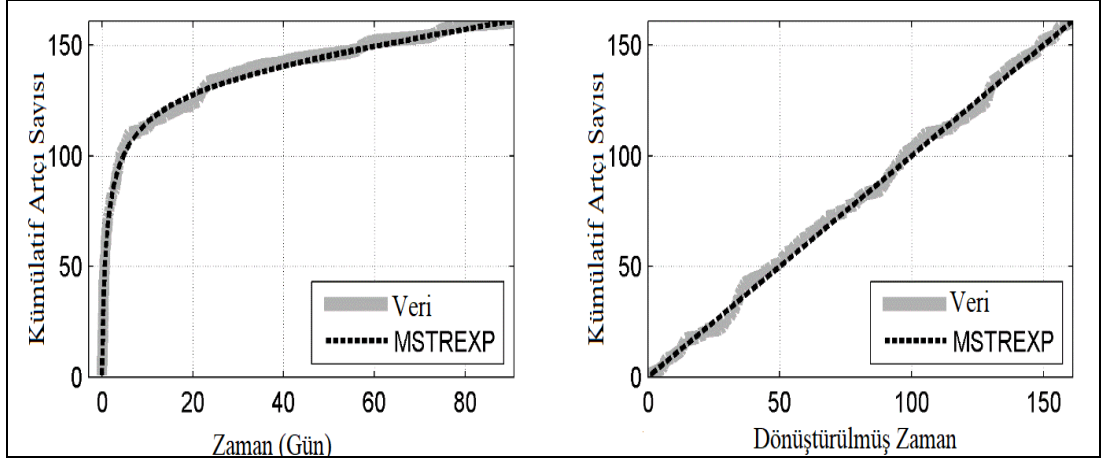
Tablo 6.4. Modellerin tahmin edilen parametreleri ve AIC - BIC değerleri

Model	Parameters	AIC	BIC
MOL	K=29,35 c=0,18 p=1,11	-377,66	-186,96
MOL+ r	K=37,3 c=0,32 p=1,34 r=0,23	-377,99	-186,51
MSTREXP	q=0,094N*= 253,5 d=0,129t <sub>0</sub> =0,02	-382,46	-188,74
<b>MSTREXP + r</b>	<b>q=0,174 N*=139,92</b> <b>d=0,22t<sub>0</sub>=0,01 r=0,31</b>	<b>-383,75</b>	<b>-188,77</b>
LPL	A=24,353 λ <sub>a</sub> =0,001 λ <sub>b</sub> =6,324 q=1,04	-374,39	-184,71
LPL+ r	A=25,821 λ <sub>a</sub> =0,001 λ <sub>b</sub> =4,859q=1,188r=0,21	-374,59	-184,19
ETAS	μ= 0,31 c= 0,329p=1,4 K <sub>0</sub> =1,1495e-006 α=5,746	-371,92	-182,85

En iyi model, arka plan sismisitesine sahip MSTREXP+r' dir. Yani artçı süreç üstel türe aittir. Deprem bölgesinde  $ML \geq 3$  büyüklüğünde depremlerin meydana gelebileceği anlamı taşımaktadır.

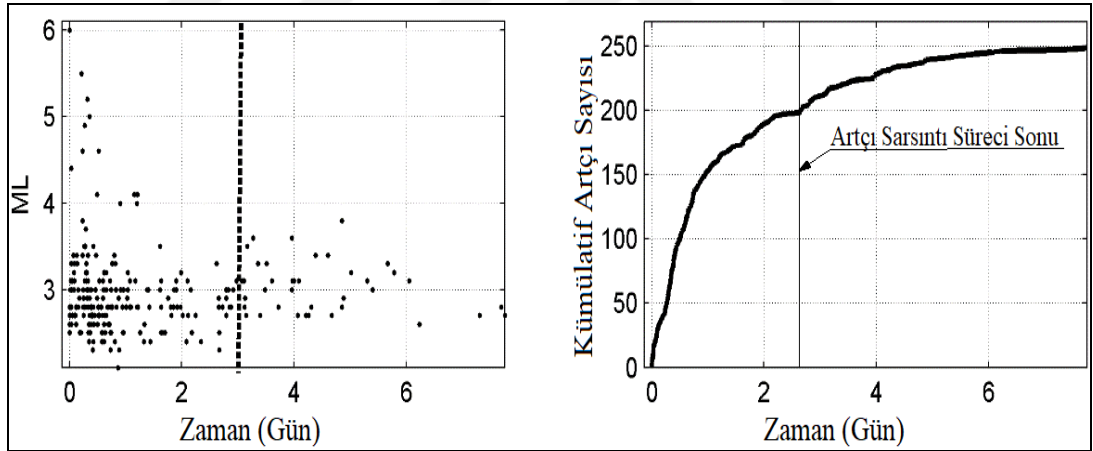
r = 11,44 km yarıçapında yapılan çalışmada, literatürdeki denklemlere göre 184 günlük bir zamanda incelenmesi gerekirken, çalışma 100 günde sonlandırılmıştır. Çalışmada, gözlenen artçı sarsıntı sayısı ile zamanın bir fonksiyonu olarak MSTREXP + r modeli karşılaştırmasında (Şekil 6.10), her iki eğrinin oldukça uyumlu olduğu görülmektedir.

Arka plan sismisitesi r olan tüm modeller, r (Tablo 6.4) olmayan aynı modellerden daha iyidir. r değerleri 0,21 (LPL-model) ila 0,31 (ETAS-model) arasında değişmektedir.



Şekil 6.10. Elazığ Depremi'nde gözlenen zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif artçı sarsıntı sayıları, MSTREXP+r modeli (solda) ve artçı sarsıntı süreci (sağda) karşılaştırılması

Elazığ Depremi artçı sarsıntı sürecine bakıldığında 2,7 gün sonra küçük büyüklükteki artçı depremlerin neredeyse kaybolduğu görülmektedir (Şekil 6.11).

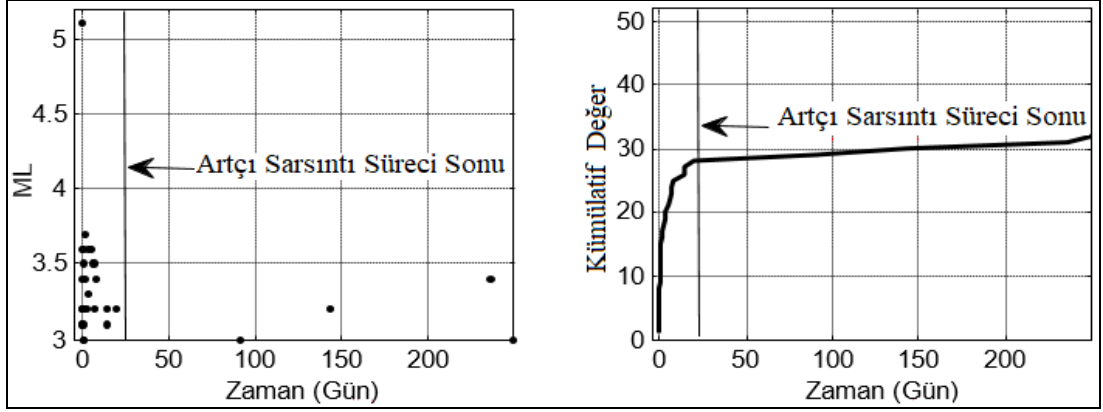


Şekil 6.11. Elazığ Depremi kümülatif artçı sarsıntı sayıları

#### 6.1.4. 21.01.2007 Ağrı (Tutak) Depremi

Türkiye'nin aktif bölgelerinden biri olan Ağrı Bölgesi, Doğu Anadolu Fay Zonu içerisinde kalmaktadır. Bölge Çaldıran – Iğdır - Ağrı arasındaki aktif faylarla çevrilidir. Aletsel dönemde birçok deprem kaydedilmiş olan bölgede Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) verilerine göre 21 Ocak 2007 'de yerel saat ile 09:38'de Ağrı ili, Tutak ilçesinde





Şekil 6.13. Ağrı (Tutak) Depremi artçı sarsıntı süreci

Elde edilen verilerle MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile istatistiksel kriter olan AIC değeri hesaplanmış, ancak diğer modeller için parametre ile AIC ve BIC değerleri hesaplanamamıştır.

MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile hesaplanan AIC değeri Tablo (6.5)'de gösterilmiştir. Tablo (6.5)'deki parametrelerle MOL modelinin, Ağrı (Tutak) Depremi'nin artçı sarsıntı dağılım biçimini açıklayan en uygun model olduğu düşünülmektedir.

Tablo 6.5. Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri

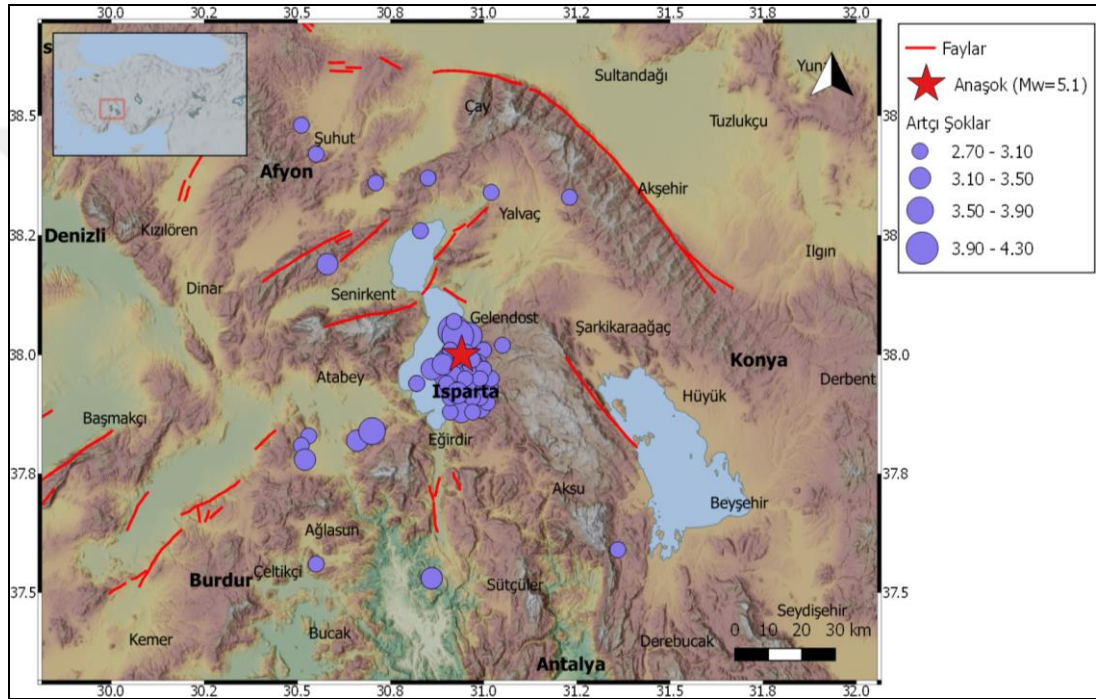
Model	Parameters	AIC
MOL	$K=6,535$ $c=0,22$ $p=1,15$	-10,29

#### 6.1.5. 11.04.2007 Isparta (Barla) Depremi

Isparta ve çevresi I. derece deprem bölgesi içerisinde yer almaktadır. Aletsel dönemde birçok depremin kaydedildiği bölgede Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) verilerine göre 11 Nisan 2007 günü yerel saat ile 01:00'de Isparta ili, Eğirdir ilçesi, Barla bucağında 38,003 K – 30,930 D Enlem – Boylamında, 8,1 km derinliğinde, büyüklüğü  $M_l=4,9$  olarak belirlenen, bir deprem meydana gelmiştir.

Ana sarsıntı öncesinde yerel saat ile (11.4.2007) 00:39 da büyüklüğü  $M=4,6$  ve ana deprem sonrasında yerel saat ile (11.4.2007) 11:59'da büyüklüğü  $M=4,3$  olan hafif şiddette depremler meydana gelmiştir.

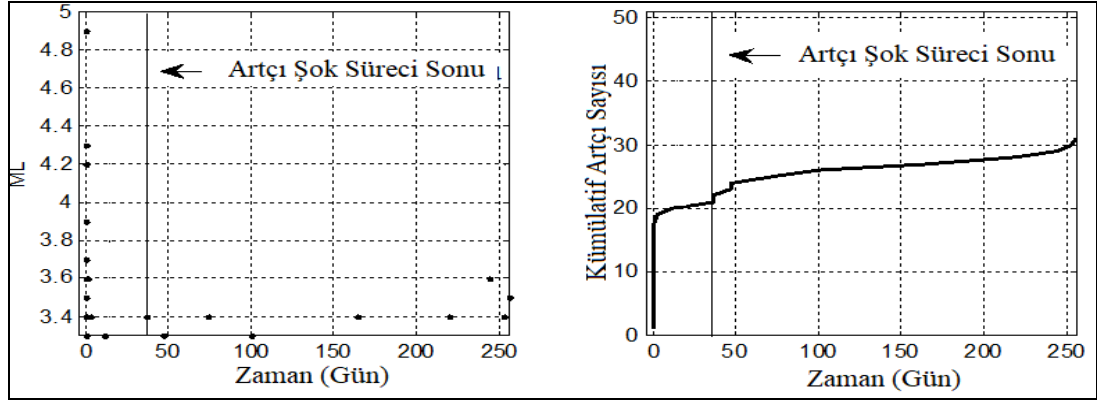
Çalışmada 11.04.2007 – 22.12.2007 tarihleri arasında KRDAE verilerine göre derinliği,  $24 \text{ km} \geq d \geq 1 \text{ km}$ , büyüklüğü,  $4,3 \geq ML \geq 2,7$  olan 102 veri kullanılarak ana deprem ve artçılarının (epicenter) dışmerkez dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 6.14).



Şekil 6.14. 11.04.2007 Isparta (Barla) Depremi ve 22.12.2007 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı

$r = 5,63 \text{ km}$  yarıçapında yapılan çalışmada, literatürdeki denklemlere göre 163 günlük bir zamanda incelenmesi gerekirken artçı sarsıntı süreci daha uzun alınarak 250 gün izlenmiştir.

Çalışmada, Isparta - Barla Deprem'i artçı sarsıntı sürecine bakıldığında, artçı sarsıntıların ana depremden 11,21 gün sonra sona erdiği görülmüştür (dikey çizgi) ( Şekil 6.15).



Şekil 6.15. Isparta (Barla) Depremi artçı sarsıntı süreci

Elde edilen verilerle MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile istatistiksel kriter olan AIC değeri hesaplanmış, ancak diğer modeller için parametre ile AIC ve BIC değerleri hesaplanamamıştır.

MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile hesaplanan AIC değeri Tablo (6.6)'de gösterilmiştir. Tablo (6.6)'deki parametrelerle MOL modelinin, Isparta Depremi'nin artçı sarsıntı dağılım biçimini açıklayan en uygun model olduğu düşünülmektedir.

Tablo 6.6. Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri

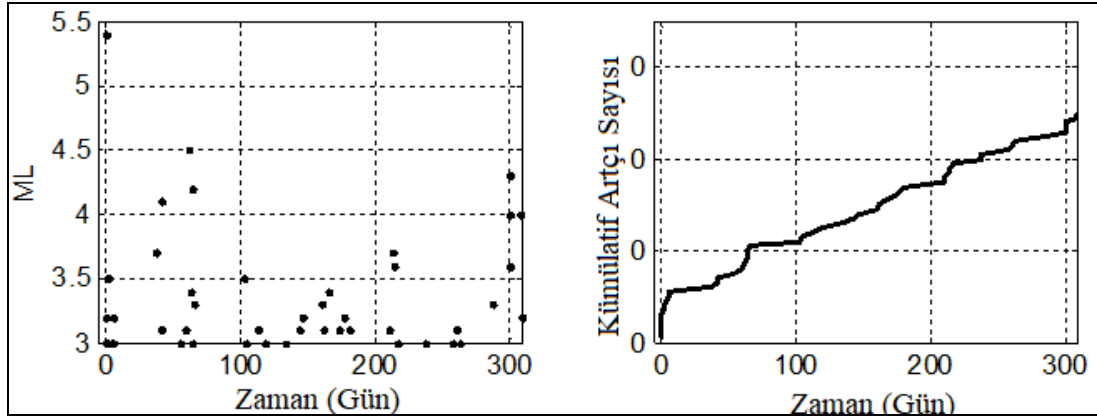
Model	Parameters	AIC
MOL	$K=5,26$ $c=0,28$ $p=2,08$	-52,16

#### 6.1.6. 25.08.2007 Bingöl (Karlöva) Depremi

Bingöl ve çevresi I. derece deprem bölgesi içerisinde yer almaktadır. Aletsel dönemde birçok deprem kaydedilmiş olan bölgede Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) verilerine göre 25 Ağustos 2007 günü yerel saat ile 22:05'de Bingöl ili Karlöva ilçesinde 39,259 K – 41,042 D Enlem – Boylamında, 5,0 km derinliğinde, büyüklüğü  $M_l=5,4$  olarak belirlenen, bir deprem meydana gelmiştir. Deprem dış merkezi Bingöl ili Karlöva ilçesinin yaklaşık 3 km. güneydoğusundadır. Deprem Karlöva ve yakın çevresinde hissedilmiştir.



magnitüd ve sayılarının oluşma sıklığının ve oluş aralıklarının zamana bağlı olarak değişmediği görülmüştür (Şekil 6.18).



Şekil 6.18. Bingöl (Karlıova) Depremi'nde oluşan artçı sarsıntı süreci

Elde edilen verilerle MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile istatistiksel kriter olan AIC değeri hesaplanmış, ancak diğer modeller için parametre ile AIC ve BIC değerleri hesaplanamamıştır.

MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile hesaplanan AIC değeri Tablo (6.7)'de gösterilmiştir. Tablo (6.7)'deki parametrelerle MOL modelinin, Bingöl (Karlıova) Depremi'nin artçı sarsıntı dağılım biçimini açıklayan en uygun model olduğu düşünülmektedir.

Tablo 6.7. Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri

Model	Parameters	AIC
MOL	$K=1,3$ $c=0$ $p=0,49$	254,6

### 6.1.7. 12.11.2008 Kayseri Depremi

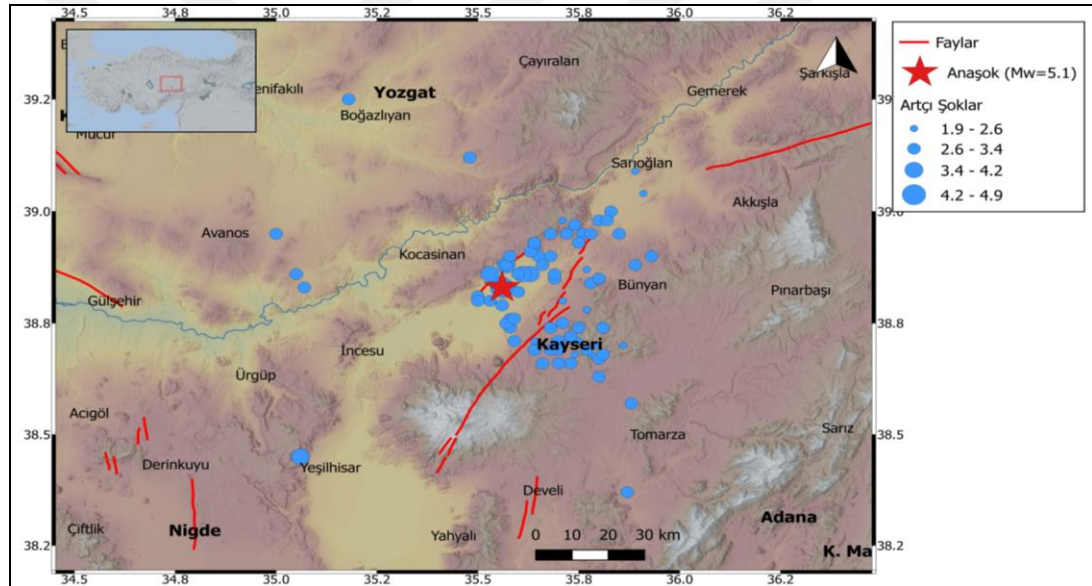
Kayseri ve çevresi III. derece deprem bölgesi içerisinde yer almaktadır. Zaman zaman yerel ölçekte hafif şiddette depremlerin meydana geldiği bölgede, KRDAE verilerine göre 12 Kasım 2008 günü yerel saat ile 16:03' de, 38,863 K – 35,539 D Enlem – Boylamında, 3,7 km derinliğinde, büyüklüğü  $M_l= 4,9$  olarak belirlenen bir deprem meydana gelmiştir. Dış merkezi Kayseri ili- Kocasinan ilçesi - Güneşli



beldesi, Kayseri'nin güneybatısına yaklaşık 7 km uzaklıkta olan deprem Güneşli, Kocasinan, Kayseri dışında Sivas, Yozgat ve Nevşehir illeri ve çevresinde de hissedilmiştir.

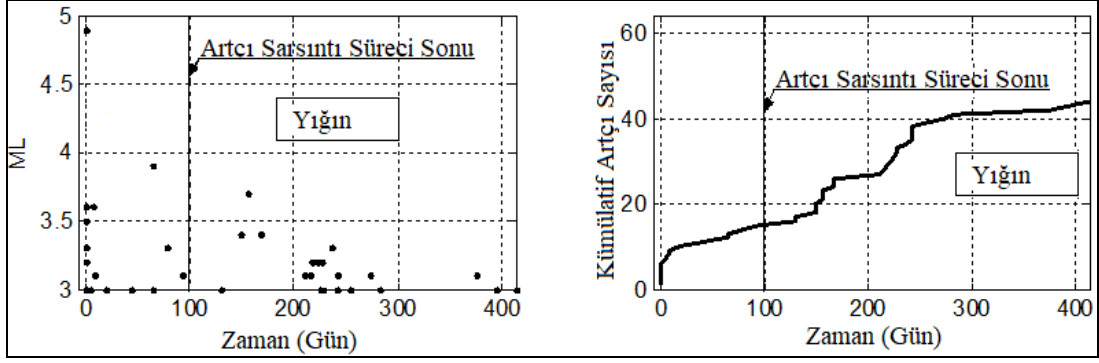
Zaman zaman yerel ölçekte hafif şiddette depremlerin meydana geldiği bölgedeki aktif faylar Kuzeydoğu-Güneybatı doğrultuludur ve Erciyes Fay Zonu civarında bulunmaktadır.

Çalışmada 12.11.2008 – 30.12.2009 tarihleri arasında KRDAE verilerine göre derinliği,  $23 \text{ km} \geq d \geq 2 \text{ km}$ , büyüklüğü,  $3,9 \geq ML \geq 1,9$  olan 95 veri kullanılarak ana deprem ve artçılarının (epicenter) dışmerkez dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 6.19).



Şekil 6.19. 12.11.2008 Kayseri Depremi ve 30.12.2009 tarihine kadar meydana gelen artçılarının dışmerkez dağılımı

$r = 5,63 \text{ km}$  yarıçapında yapılan çalışmada, literatürdeki denklemlere göre 163 günlük bir zamanda incelenmesi gerekirken çalışmaya 400 gün devam edilmiştir. Çalışmada, meydana gelen artçılarının büyüklük - zaman dağılımına bakıldığında, sadece 0 ile 92,85 gün arasının bir artçı süreci olduğu görülmektedir (Şekil 6.20). Bu deprem için süre hesabının etkili bir sonuç vermediği görülmüştür.



Şekil 6.20. Kayseri Depremi'nde oluşan artçı sarsıntı süreci

Çalışmaya devam edilerek artçı süreci 400 gün izlenmiş ancak yeterli veri elde edilememiştir.

Elde edilen verilerle MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile istatistiksel kriter olan AIC değeri hesaplanmış, ancak diğer modeller için parametre ile AIC ve BIC değerleri hesaplanamamıştır.

MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile hesaplanan AIC değeri Tablo (6.8)'de gösterilmiştir. Tablo (6.8)'deki parametrelerle MOL modelinin, Kayseri Depremi'nin artçı sarsıntı dağılım biçimini açıklayan en uygun model olduğu düşünülmektedir.

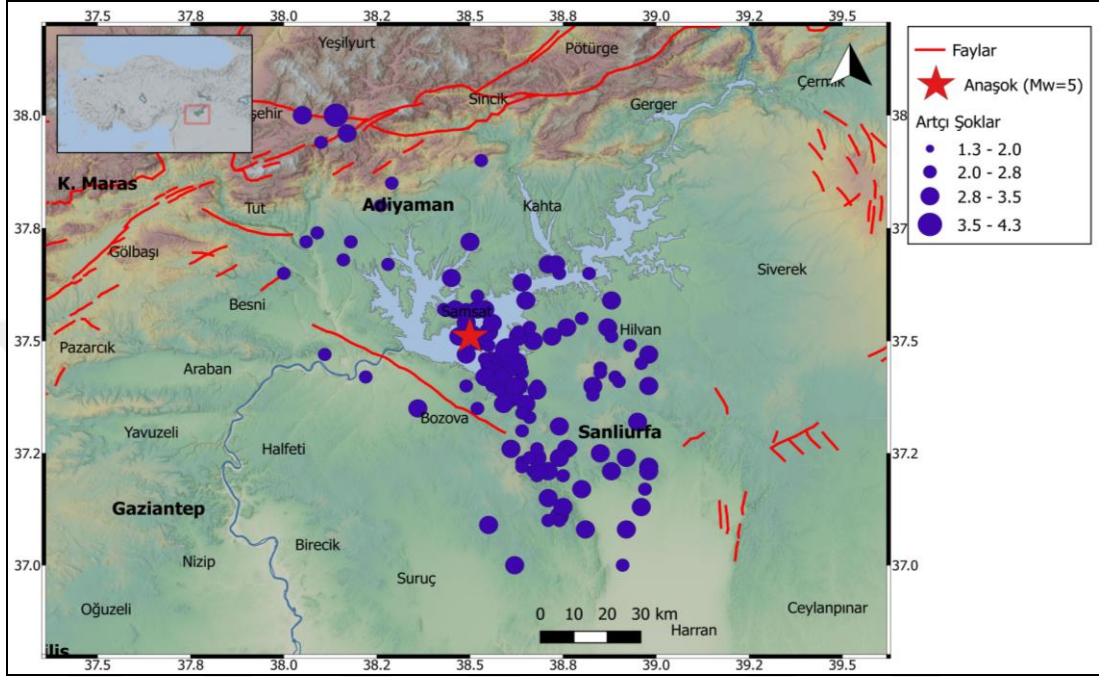
Tablo 6.8. Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri

Model	Parameters	AIC
MOL	$K=1,51$ $c=0,09$ $p=0,8$	83,22

### 6.1.8. 03.09.2008 Adıyaman (Samsat) Depremi

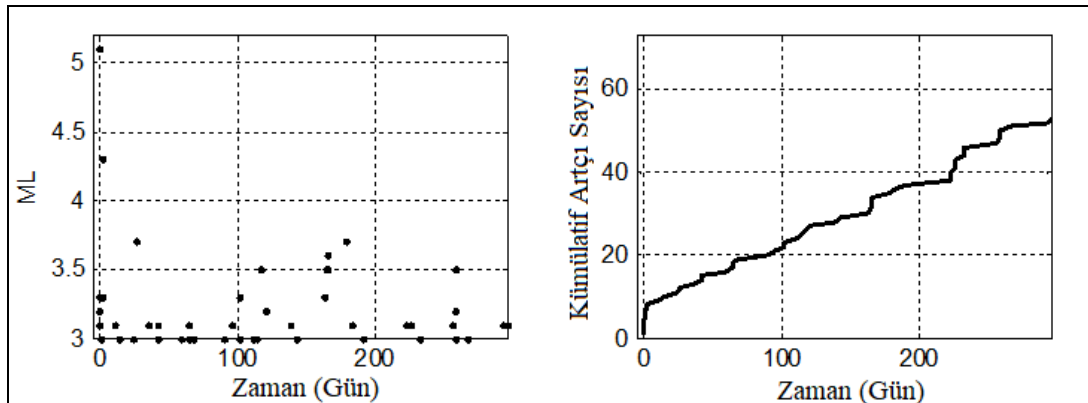
Adıyaman İli'nin bir bölümü I. derece, diğer kısmı da II. derece deprem bölgesi içerisinde yer almaktadır. Depremi merkezi olan Samsat ilçesi ise II. derece deprem bölgesindedir. Aletsel dönemde birçok deprem kaydedilmiş olan bölgede KRDAE verilerine göre 03 Eylül 2008 günü yerel saat ile 05:22' de Adıyaman ili, Samsat ilçesinde, 37,51K – 38,50D Enlem–Boylamında, 7,0 km derinliğinde, büyüklüğü  $M_l=5,1$  olarak belirlenen, bir deprem meydana gelmiştir.

Çalışmada 03.09.2008 – 25.06.2009 tarihleri arasında KRDAE verilerine göre derinliği,  $30 \text{ km} \geq d \geq 2 \text{ km}$ , büyüklüğü,  $4,3 \geq ML \geq 2,2$  olan 150 veri kullanılarak ana deprem ve artçılarının (epicenter) dışmerkez dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 6.21).



Şekil 6.21. 03.09.2008 Adıyaman (Samsat) Depremi ve 25.06.2009 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı

$r = 8,00 \text{ km}$  yarıçapında yapılan çalışmada, literatürdeki denklemlere göre 144 günlük bir zamanda incelenmesi gerekirken artçı süreci daha uzun alınarak 300 gün izlenmiştir. Ana deprem sonrası meydana gelen artçıların büyüklük - zaman dağılımına bakıldığında, magnitüd ve sayılarının oluşma sıklığının ve oluş aralıklarının zamana bağlı olarak değişmediği görülmüştür (Şekil 6.22).



Şekil 6.22. Adıyaman (Samsat) Depremi'nde oluşan artçı sarsıntı süreci

Elde edilen verilerle MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile istatistiksel kriter olan AIC değeri hesaplanmış, ancak diğer modeller için parametre ile AIC ve BIC değerleri hesaplanamamıştır.

MOL modelinin tahmin edilen parametreleri ile hesaplanan AIC değeri Tablo (6.9)'de gösterilmiştir. Tablo (6.9)'deki parametrelerle MOL modelinin, Adıyaman (Samsat) Depremi'nin artçı sarsıntı dağılım biçimini açıklayan en uygun model olduğu düşünülmektedir.

Tablo 6.9. Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri

Model	Parameters	AIC
MOL	$K=1,24$ $c=0$ $p=0,45$	264,36

#### 6.1.9. 21.02.2007 Elazığ (Sivrice) Depremi

Elazığ ili 2. derece deprem bölgesinde bulunmakla birlikte Sivrice ilçesi 2. derece deprem bölgesi içerisinde yer almaktadır. KRDAE verilerine göre 21 Şubat 2007 günü yerel saat ile 13:05'de, dış merkezi Doğu Anadolu Fay Zonu içerisindeki Elazığ ili, Sivrice ilçesi, 38,373 K – 39,321 D Enlem – Boylamında, 5,0 km derinliğinde, büyüklüğü  $M_l=5,9$  olarak belirlenen, bir deprem meydana gelmiştir. Deprem, Elazığ, Malatya, Hatay, Siirt, Diyarbakır, Adıyaman ve Kahramanmaraş'ta da hissedilmiştir. Bölgenin önemli depremleri; 11 Ağustos 2004 ( $M_l = 5,4$ ) ve 9 Şubat 2007 ( $M_l = 5,3$ ) depremleridir.

Çalışmada 21.02.2007 – 30.10.2007 tarihleri arasında KRDAE verilerine göre derinliği,  $29\text{km} \geq d \geq 2\text{km}$ , büyüklüğü,  $4,8 \geq M_L \geq 2,3$  olan 424 artçı sarsıntı veri kullanılarak ana deprem ve artçıların (epicenter) dışmerkez dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 6.23).



parametrelerle MOL modelinin, Elazığ (Sivrice) Depremi'nin artçı sarsıntı dağılım biçimini açıklayan en uygun model olduğu düşünülmektedir.

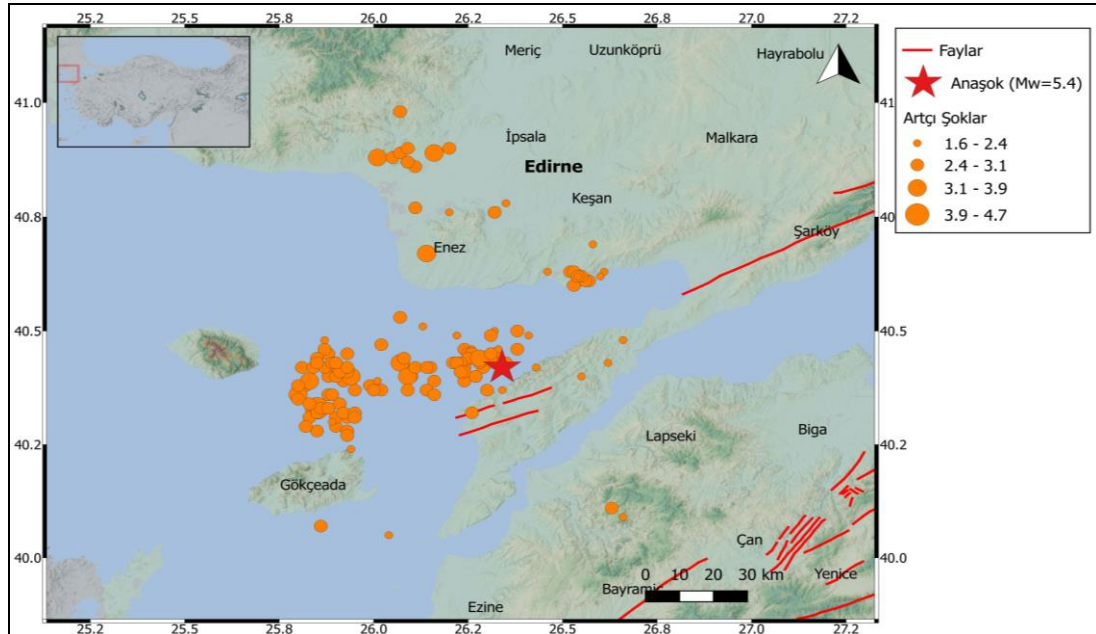
Tablo 6.10. Modelin tahmin edilen parametreleri ve AIC değeri

Model	Parameters	AIC
MOL	$K=27,42$ $c=0,81$ $p=0,98$	122,51

## 6.2. Tanımlanamayan Deprem Aktiviteleri

### 6.2.1. 03.11.2010 Çanakkale (Saroz) Depremi

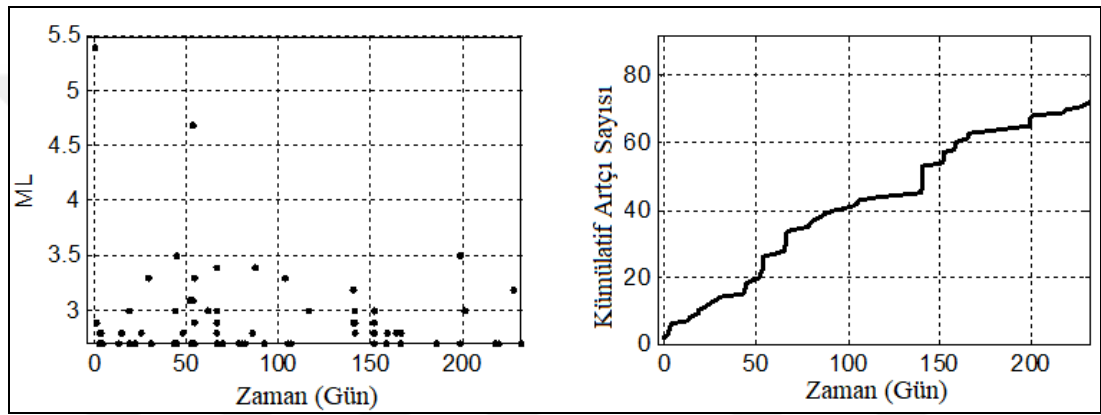
Çanakkale Saroz Körfezi I. derece deprem bölgesi içerisinde yer almaktadır. Aletsel dönemde birçok deprem kaydedilmiş olan bölgede KRDAE verilerine göre 03 Kasım 2010 günü yerel saat ile 04:51' de, 40,423 K – 26,333 D Enlem – Boylamında, 15,3 km derinliğinde, büyüklüğü  $M_l=5,3$  olarak belirlenen, bir deprem meydana gelmiştir. Deprem Çanakkale ili ve çevresi, İstanbul'un Avrupa yakası ve Marmara Denizi kıyısında bulunan bazı yerleşim birimlerinde hafif şiddette hissedilmiştir. Depremden hemen sonra büyüklükleri  $M=2,4 - 2,9$  olan 2 adet artçı deprem meydana gelmiştir.



Şekil 6.25. 03.11.2010 Çanakkale (Saroz) Depremi ve 28.06.2011 tarihine kadar meydana gelen artçıların dışmerkez dağılımı

Çalışmada 03.11.2010 – 28.06.2011 tarihleri arasında KRDAE verilerine göre derinliği,  $29\text{km} \geq d \geq 2\text{km}$ , büyüklüğü,  $4,7 \geq ML \geq 1,8$  olan 143 veri kullanılarak ana deprem ve artçıların (epicenter) dışmerkez dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 6.25).

$r = 10,13$  km yarıçapında, literatürdeki denklemlere göre 237 günlük çalışmada, meydana gelen artçıların büyüklük - zaman dağılımına bakıldığında, magnitüd ve sayılarının oluşma sıklığının ve oluş aralıklarının zamana bağlı olarak değişmediği görülmüştür (Şekil 6.26).



Şekil 6.26. Çanakkale (Saroz) Depremi artçı sarsıntı süreci

Denizde meydana gelmiş olan depremin, kara tabanlı sismik istasyonlar tarafından kaydedilmiş verileri ile yapılan çalışmada yeterli veri elde edilememiştir.

Verilere uygulanan modellerde tahmin edilen parametreler ile istatistiksel kriterler olan AIC ve BIC değerleri hesaplanamamıştır.

Bu depremde  $Ml=4,0$  ana şok olarak düşünülmüş, artçı sarsıntı olarak tanımlanan sarsıntıların aslında çalışma alanında meydana gelen bölgesel aktivite olduğu,  $Ml=4,0$  depreminin de öncesinde bu aktivitenin var olduğu şeklinde yorumlanmıştır.

Artçı sarsıntı sürecini tanımlayan bir model tanımlaması yapılamamış olan Çanakkale (Saroz) Depremi'nin bir deprem fırtınası olabileceği yorumlanmıştır.

## 7. BULGULAR

Çalışmada ele alınan depremlerin artçı verilerine tüm modeller uygulanarak model parametreleri hesaplanarak deprem aktivitesine en uygun model belirlenmeye çalışılmıştır. Çalışılan depremlerin bilgileri ile modellerin hesaplanan parametreleri değerleri Tablo (7.1)'de gösterilmiştir.

Tablo 7.1. Ana deprem ve artçı deprem bilgileri ile artçı sarsıntı model parametreleri

Deprem	ML	Kullanılan Artçılar	Model	Parameters	AIC	BIC
19.05.211 Kütahya (Simav) Depremi	5,9	26 km $\geq$ d $\geq$ 2 km 4,8 $\geq$ ML $\geq$ 1,6 2570 artçı verisi	ETAS	$\mu=0,13$ $c=0,09$ $p=1,36$ $K_0=0,073$ $\alpha=1,75$	-1385,8	-687,18
17.02.2009 Kütahya (Simav) Depremi	5,0	26 km $\geq$ d $\geq$ 2 km 4,8 $\geq$ ML $\geq$ 1,6 609 artçı verisi	MOL	$K=11,22$ $c=0,008$ $p=0,84$	-210,64	-
23.06.2011 Elazığ (İçme) Depremi	5.4	5,4 $\geq$ ML $\geq$ 1,9 32km $\geq$ d $\geq$ 2km 127 artçı verisi	MSTREXP +r	$q=0,174$ $N^*=139,92$ $d=0,22$ $t_0=0,01$ $r=0,31$	-383,75	-188,77
21.07.2007 Ağrı (Tutak) Depremi	5.0	26 km $\geq$ d $\geq$ 2 km 5,1 $\geq$ ML $\geq$ 2,5 60 artçı verisi	MOL	$K=6,535$ $c=0,22$ $p=1,15$	-10,29	-
11.04.2007 Isparta (Barla) Depremi	4.9	24 km $\geq$ d $\geq$ 1 km 4,3 $\geq$ ML $\geq$ 2,7 102 artçı verisi	MOL	$K=5,26$ $c=0,28$ $p=2,08$	-52,16	-
25.08.2007 Bingöl (Karlıova) Depremi	5.4	21 km $\geq$ d $\geq$ 2 km 4,5 $\geq$ ML $\geq$ 2,6 olan 85 artçı verisi	MOL	$K=1,3$ $c=0$ $p=0,49$	254,6	-
12.11.2008 Kayseri Depremi	4.9	23km $\geq$ d $\geq$ 2km 3,9 $\geq$ ML $\geq$ 1,9 95 artçı verisi	MOL	$K=1,51$ $c=0,09$ $p=0,8$	83,22	-
03.09.2008 Adıyaman (Samsat) Depremi	5.1	30 km $\geq$ d $\geq$ 2 km 4,3 $\geq$ ML $\geq$ 2,2 150 artçı verisi	MOL	$K=1,24$ $c=0$ $p=0,45$	264,36	-
21.02.2007 Elazığ (Sivrice) Depremi	5.9	29km $\geq$ d $\geq$ 2km 4,8 $\geq$ ML $\geq$ 2,3 424 artçı verisi	MOL	$K=2,42$ $c=0,81$ $p=0,98$	122,51	-



## 8. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Artçı şokların zamansal davranışını tanımlamak için, 19.05.2011 Simav Depremi'nin 2570, 23.06.2011 Elazığ Depremi'nin 127, 21.01.2007 Ağrı (Tutak) Depremi'nin 60, 11.04.2007 Isparta (Barla) Depremi'nin 102, 25.08.2007 Bingöl (Karlıova) Depremi'nin 85, 12.11.2008 Kayseri Depremi'nin 95, 02.09.2008 Adıyaman (Samsat) Depremi'nin 150, 03.11.2010 Çanakkale (Saroz) Depremi'nin 143, 17.02.2009 Kütahya (Simav) Depremi'nin 609, 21.02.2007 Elazığ (Sivrice) Depremi'nin 424 artçı sarsıntı verisi kullanılarak, MOL, ETAS, LPL, MSTREXP modelleri ile çalışılmıştır. Verilere tüm modeller uygulanmış, uygulanan modellerde Maksimum Olabilirlik Yöntemi kullanılarak eğri geçirilmiş ve en iyi modelin belirlenmesinde istatistiksel kriterler olan Akaike Bilgi Kriteri (AIC) ve Bayes Bilgi Kriteri (BIC) kullanılmıştır.

19.05.2011 tarihli  $M=5,9$  büyüklüğündeki Simav Depremi için ETAS modelinde  $\mu=0,13$ ,  $K_0=0,073$ ,  $p=1,36$  ve  $\alpha=1,75$  tahmin parametreleri elde edilerek diğer modellere kıyasla en düşük olan  $AIC=-1385,79$ ,  $BIC=-687,18$  değerleri bulunmuş, Simav Depremi artçı sarsıntı sayılarının en iyi ETAS modeliyle uyum gösterdiği ve artçı sarsıntı alanında  $ML \geq 3$  depremlerin meydana gelebileceği görülmüştür. Ana şoktan sonraki 1.gün içerisinde oluşan deprem verisiyle elde edilen model parametreleriyle 2.günde oluşan artçı şok sayısı tahmin edilmiş, daha sonra 1. ve 2. gün oluşan deprem verisi kullanılarak elde edilen model parametreleriyle 3.gün artçı şok sayısı tahmin edilmiştir. 7. gün için yapılan işlemin tahmin hatası 0,99 olarak elde edilmiştir. 120 günlük gözlemlenen artçı sarsıntı sayısı, ETAS modelinin zamanın bir fonksiyonu olarak beklediği ile karşılaştırıldığında, her iki eğri şeklinin neredeyse aynı olduğu görülmüş ve Simav Depremi artçı sarsıntı sürecini tanımlayan en iyi modelin ETAS olduğu sonucuna varılmıştır.

23.06.2011 tarihli  $M=5,4$  büyüklüğündeki Elazığ Depremi için  $MSTREXP+r$  modelinde  $q=0,174$ ,  $N^*=139,92$ ,  $d=0,22$ ,  $t_0=0,01$ ,  $r=0,3$  tahmin parametreleri elde edilerek diğer modellere kıyasla en düşük olan  $AIC=-383,75$ ,  $BIC=-188,77$  değerleri bulunmuş, Elazığ Depremi artçı sarsıntı sayılarının en iyi  $MSTREXP+r$

modeliyle uyum gösterdiği ve artçı şok alanında  $ML \geq 3$  depremlerin meydana gelebileceği görülmüştür. 100 günlük gözlemlenen artçı sarsıntı sayısı, MSTREXP+r modelinin zamanın bir fonksiyonu olarak beklediği ile karşılaştırıldığında, her iki eğri şeklinin neredeyse aynı olduğu görülmüş ve Elazığ Depremi artçı sarsıntı sürecini tanımlayan en iyi modelin MSTREXP+r olduğu sonucuna varılmıştır.

17.02.2009  $Ml=5,0$  büyüklüğündeki Kütahya(Simav) Depremi için MOL modelinde  $K=11,22$   $c=0,008$   $p=0,84$   $AIC= -210,64$ , 21.01.2007  $Ml= 5,0$  büyüklüğündeki Ağrı (Tutak) Depremi için MOL modelinde  $K=6,535$   $c=0,22$   $p=1,15$   $AIC=-10,29$ , 11.04.2007  $Ml=4,9$  büyüklüğündeki Isparta (Barla) Depremi için MOL modelinde  $K=5,26$   $c=0,28$   $p=2,08$   $AIC= -52,16$ , 25.08.2007  $Ml=5,4$  büyüklüğündeki Bingöl (Karlıova) Depremi için MOL modelinde  $K=1,3$   $c=0$   $p=0,49$   $AIC= 254,6$ , 12.11.2008  $Ml= 4,9$  büyüklüğündeki Kayseri Depremi için MOL modelinde  $K=1,51$   $c=0,09$   $p=0,8$   $AIC= 83,22$ , 03.09.2008  $Ml=5,1$  büyüklüğündeki Adıyaman (Samsat) Depremi için MOL modelinde  $K=1,24$   $c=0$   $p=0,45$   $AIC= 264,36$ , 21.02.2007  $Ml=5,9$  büyüklüğündeki Elazığ (Sivrice) Depremi için MOL modelinde  $K=27,42$   $c=0,81$   $p=0,98$   $AIC= 122,51$  değerleri hesaplanmış, diğer modeller için tahmin parametreleri ile AIC ve BIC değerleri hesaplanamadığından bu depremlerin artçı sarsıntı sürecini tanımlayan en iyi modelin de MOL olduğu sonucuna varılmıştır.

03.11.2010 tarihli  $Ml=5,3$  büyüklüğündeki Çanakkale (Saroz) Depremi içinse, uygulanan modellerde tahmin parametreleri ile istatistiksel kriterler olan AIC ve BIC değerleri hesaplanamamıştır. Artçı sarsıntı sürecini tanımlayan bir model tanımlaması yapılamamış olan deprem, bir deprem fırtınası olarak yorumlanmıştır.

Yapılan bu çalışma sonucunda, çalışma alanında uygulanan modeller arasında süreçlerle ilgili yedi artçı süreç için en uygun modelin MOL olduğu, ETAS ve MSTREXP+r modellerinin de birer artçı süreç modelleri ile uyumlu olduğu gözlemlenmiştir. Analiz edilen bölgelerde gelecekte olacak bir ana depremin artçılarının zamansal değişiminin bulunan modellerle tahmin edilebilir olmasının, bu bölgelerde çalışacak araştırmacılara ve yerel yönetimlere yol gösterici olabileceği düşünülmüştür.

## KAYNAKLAR

Akyol E., Kaya A., Taşdelen S., Beyaz T., Şen G., Gümüşler (Denizli) Yerleşim Alanının Jeolojik-Geoteknik Özellikleri, *S.Ü.Müh.-Mim. Fak. Derg.*, c.23, s.1-2, 2007.

Atabey E., Ilgar A., Sakıtaş A., Çanakkale Havzasının Orta – Üst Miosen Stratigrafisi, *Çanakkale, KB Türkiye, MTA Dergisi* 128, 79-97, 2004.

Avcı V., Günek H., Karlıova Havzası ve Çevresinde (Bingöl) Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı'na (DAF) Bağlı Olarak Gelişmiş Yerçekilleri, *Bingöl Araştırmaları Dergisi* 75-79, 2015.

Baranov S., Modeling and simulating an aftershock process caused by a strong earthquake in the Barents Sea shelf, *Russian Journal of Earth Sciences*, Vol. 12, ES1002, doi:10.2205/2011ES000502, 2011.

Baranov S., Shebalın P., Aftershock Process Forecast, *Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, 2014.

Başar S., Saroz Körfezi'nin Hidrokarbon Olanakları, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora Tezi, 2010.

Bilgin A., Kara V., Isparta Yöresinde Yerleşim Alanları Seçimi Açısından Jeolojik Tehlikeler, Süleyman Demirel Üniversitesi, Müh. Mim. Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Süleyman Demirel Üniversitesi, Müh. Mim. Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, Isparta.

Bohnenstiehl D.R., Tolstoy M., Dziak R.P., Fox C.G., Smith D.K., Aftershock sequences in the mid-ocean ridge environment: an analysis using hydroacoustic data, *Tectonophysics* 354, 49–70, 2002.

Burridge B., Knopoff L., Model and theoretical seismicity, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 57, 341–371, 1967.

Creamer F. H., Kisslinger C., The relation between temperature and the Omori decay parameter for aftershock sequences near Japan, *EOS* 74, 43, Supplement, 417, 1993.

Çelik Y., Isparta Ovası Mühendislik Jeolojisi Haritası Veri Tabanı Hazırlanması, Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, 2006.

Dieterich J., A model for nucleation of earthquake slip. In: Das, S., Boatwright, J., Scholz, C.H. (Eds.), *Earthquake Source Mechanics. Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 37. AGU, Washington, D.C., pp. 37-47, 1986.

Farrell J., Husen S., Smith R.B., Earthquake swarm and b-value characterization of the Yellowstone volcano-tectonic system, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 188, 260–276, 2009.

Fırat B., Öncü Şoklar ve Özellikleri, Türkiye’den Örnekler, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, 2008.

Hawkes A.G., Adamopoulos L., Cluster models for earthquakes, Regional comparisons, *Bull. Int. Stat. Inst.*, **45**, No. 3, 454-461, 1973.

Holschneider M., Narteau C., Shebalin P., Peng Z., Schorlemmer D., Bayesian analysis of the modified Omori law, *Journal of Geophysical Research*, 2012.

Hurvich C., Tsai C., Regression and time series model selection in small samples, *Biometrika*, 76, 297–307, 1989.

İbilioglu D., Bağlarca (Elazığ GB’sı) Yöresindeki Eosen İstifinin Ostrakod İçeriği ve Ortamsal Yorumu, *Dumlupınar Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, Sayı 23, ISSN 1302-3055, 2010.

Karadoğan S., Tonbul S., Adıyaman Havzasının Jeomorfolojik Özellikleri, *Akademik Sosyal Araştırmalar Dergisi*, Yıl 1, Sayı 1, s. 182-217, 2013.

Kartal R. F., Kadirioglu F. T., 2011-2012 Simav Depremleri (M<sub>l</sub>=5.7, M<sub>l</sub>=5.0, M<sub>l</sub>=5.4) ve Bölgenin Tektonik Yapısı ile İlişkisi, *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, Yerbilimleri, 35 (3), 185-198, 2014.

Kılıç S., Altınok Y., Türkiye’de iki farklı artçı deprem zonundaki sismisite parametrelerinin uzaysal ve zamansal değişimi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, 2006.

Kisslinger C., Aftershock and fault-zone properties. *Advances in Geophysics.*, 38, 1-34, 1996.

Kisslinger C., The Stretched exponential function as an alternative model for aftershock decay rate, *J. Geophys. Res.*, 98, B2, 1913-1921, 1993.

Lolli B., Gasperini P., Comparing different models of aftershock rate decay, The role of catalog in completeness in the first times after mainshock, *Tectonophysics* 423, 43-59, 2006.

Mignan A., Modeling aftershocks as a stretched exponential relaxation, *Geophysical Research Letters*, 9726-9731, 2015.

Mogi K., Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms-the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena, *Bull. Earthquake. Res. Inst.*, 41: 615-658, 1963.

Mogi K., Earthquakes and fractures, *Tectonophysics* 5, 35–55, 1967.

Narteau C., Shebalin P., Holschneider M., Temporal limits of the power law aftershock decay rate, *J. Geophys. Res.*, 107(B12), 2359, 2002.

Ogata Y., Detection of precursory relative quiescence before great earthquakes through a statistical model, *J. Geophys. Res.*, 97, 19845 – 19871, 1992.

Ogata Y., Seismicity analysis through point - process modeling, A review, *Pure appl. Geophys.*, 155, 471 – 507, 1999.

Ogata Y., Seismological application of statistical methods for point- process modeling, in proceedings of the first US/Japan conference on frontiers of statistical modeling, ed. H. Bozdogan, 37 - 163, *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, 1994.

Ogata Y., Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, *J.Am. Stat. Assoc.*, 83, 9 – 27, 1988.

Ogata Y., Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, *Mathematical Seismology*, 1, 228 – 281, 1986.

Ogata Y., Statistical model for standard seismicity and detection of anomalies by residual analysis, *Tectonophysics*, 169, 159 – 174, 1989.

Omori F. On after-shocks of earthquakes, *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 7, 111 – 200, 1894.

Oyan V., Tutak (Ağrı) Volkanitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi, Amfibolce Zengin Granat Peridotitin Kısmi Ergimesi, *Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 33(3), ss. 41-56, 2018

Özalp S., Doğan A., Emre Ö., 6 Haziran 2005 Karlıova Depremi'nin Değerlendirilmesi, Jeoloji Etütleri Dairesi Yer Dinamikleri Araştırma ve Değerlendirme Koordinatörlüğü Aktif Tektonik Araştırmaları Birimi, 2005.

Özçelik İ.Y., Boztepe Güney, E.A., Batı Anadolu Kara ve Kıyı Ötesi  $ML \geq 5.0$  Depremlerine ait Artçı Şok Dizilerinin (2005-2015) İstatistik Özellikleri, *3. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı DEÜ – İzmir*, 2015.

Öztürk S., Deprem Tehlikesi ve Artçı Şok Olasılığı Değerlendirme Yöntemlerinin Türkiye'deki Depremlere Bir Uygulaması, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora Tezi, 2009.

Öztürk S., Elazığ Depremleri İçin Gutenberg-Richter b-Değeri ve Fraktal Boyut Dc-Değerinin İstatistiksel bir Analizi, Eskişehir Anadolu Üniversitesi, *4. Uluslararası Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*, 2017.

Perinçek D., Günay Y., Kozlu H., Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesindeki Yanal Atımlı Faylar ile İlgili Yeni Gözlemler, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği, TMMOB Petrol Müh. Odası*, 89-104, 1987.

Ramana D. V., Srinagesh D., Chadha R. K., Spatial Analysis of the frequency-magnitude distribution of afterhock activity of the December 2004 tsunamigenic Sumatra earthquake, *Current Science, Cilt. 96, Sayı.6.of the dipping seismic zone and subduction mechanics in the Shumagin Islands, Alaska, J. Geophys. Res.*, **87**, 356 – 366, 2009.

Shcherbakoy R., Turcotte D.L., Rundle J.B., A generalized Omori's law for earthquake aftershock decay, *Geophysical Research Letters*, 2004.

Şahin Ş., Güneybatı Anadolu' da Gerilme Dağılımı ve Burdur Fayına Olan Etkisi, *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, C.17, S.1, SS.1-9, 2004.

Tepeuğur E., Yaman M., 21 Şubat 2007 Sivrice (Elazığ) deprem raporu, *Deprem Araştırma dairesi*, Rapor No :5690-1, 2007.

Topal S., Sançar T., Simav Fayının aktif tektoniği; Boyuna profiller ve anakaya kanal havzalarından çıkarımlar, İstanbul Teknik Üniversitesi-Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 2018.

Turkey Point Units 6 & 7 COL Application Part 2 — FSAR

Ucal M.Ş., Ekonometrik model seçim kriterleri üzerine kısa bir inceleme, *C.Ü. İktisadi ve İdari Bilimler Dergisi*, Cilt 7, Sayı 2, 2006.

Udias A., Principles of Seismology, *Cambridge University Press*, New York, Sf. 475, 1999.

URL-1:<https://www.afad.gov.tr/tr/4379/Deprem-Nedir> (Ziyaret tarihi: 10 Eylül 2018)

URL-2: <https://www.bilimgenç.tubitak.gov.tr> (Ziyaret tarihi: 15 Eylül 2018).

URL-3:[https://cdn.comu.edu.tr/cms/daum/files/1-comudaum\\_deprensellik.pdf](https://cdn.comu.edu.tr/cms/daum/files/1-comudaum_deprensellik.pdf) (Ziyaret tarihi: 20 Ekim 2018).

URL-4:<https://jeolojimuhandisleri.net/adiyaman-ili-genel-jeolojisi-il-il-genel-jeoloji> (Ziyaret tarihi: 25 Ekim 2018).

URL-5:<https://jeolojimuhandisleri.net/agri-ili-genel-jeolojisi-il-il-genel-jeoloji/> (Ziyaret tarihi: 25 Ekim 2018).

URL-6:<https://www.koeri.boun.edu.tr/bilgi/aktivite.htm> (Ziyaret tarihi: 15 Eylül 2018).

URL-7:<https://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/personel/comoglu/depremnedir/index.htm> (Ziyaret tarihi: 15 Eylül 2018).

Utsu T., Magnitudes of earthquakes and occurrence of their aftershocks, *Zisin*, 2, 10, 35-45, 1957.

Utsu T., Ogata Y., Matsu'ura R.S., The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity. *J. Phys. Earth* 43, 1 – 33, 1995.

Utsu T., Seki A., A relation between the area of after-shock region and the energy of main-shock, *J. Seism. Soc. Japan*, 7, 233-240 Japanese with English summary 1954.

Waite G.P., Seismicity of the Yellowstone Plateau; Space-time patterns and stresses from focal mechanism inversion, M.S. thesis, University of Utah, Salt Lake City, 1999.

Yalçın C., Sabah L., Deprem Verilerine Göre Çanakkale Sanayisinin Tematik Haritalarla Risk Analizinin Ortaya Konulması, *4th International Geography Symposium, Book of Proceedings*, ISBN: 978-605-66576-1-0, 2016.

Zülfikar C., Kamer Y., Vuran E., 19 Mayıs 2011 Kütahya (Simav) Depremi, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 2011.

## KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

- [1] Sertçelik F., **Kuşoğlu İ.**, Baranov S., Simav Depremi Artçı Sarsıntı Süreç Tahmini, *Ahtamara 1. Uluslararası Multidisipliner Çalışmalar Kongresi*, Gevaş/Van, Türkiye, 25-26 Ağustos 2018.





## **ÖZGEÇMİŞ**

1968 yılında Kandıra - Kocaeli' de doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Kocaeli' de tamamladı. 1990 yılında Karayolları 1. Bölge Müdürlüğü Tütünciftlik Bakım İşletme Şefliği' nde gişe memuru olarak göreve başladı. Aynı yıl İTÜ Sakarya Meslek Yüksek Okulu Makine Resim ve Konstrüksiyon Bölümü'nden mezun oldu. 1992 yılında Karayolları 1. Bölge Müdürlüğü Otoyol Proje Başmühendisliği' ne Makine Resim Konstrüksiyon Teknikeri olarak tayin oldu. 2015 yılında mezun olduğu Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde aynı yıl yüksek lisans eğitimine başladı. 2017 yılından beri Karayolları 1. Bölge Müdürlüğü Tütünciftlik Bakım İşletme Şefliği' nde Jeofizik Mühendisi / Sanat Yapıları Bakım Teknik Elemanı olarak görev yapmaktadır.