

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YEDİSU FAYI'NIN (KUZEY ANADOLU FAYI) SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Hatice Esra POLAT

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Mart 2015

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YEDİSU FAYI'NIN (KUZEY ANADOLU FAYI) SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Hatice Esra POLAT
(505111314)**

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. H. Serdar AKYÜZ

Mart 2015

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505111314 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi **Hatice Esra POLAT**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “**YEDİSU FAYI'NIN (KUZEY ANADOLU FAYI) SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ** ” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Prof. Dr. H. Serdar AKYÜZ**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. H. Serdar AKYÜZ**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. Şükrü ERSOY
Yıldız Teknik Üniversitesi

Teslim Tarihi : **13 Mart 2015**
Savunma Tarihi : **23 Mart 2015**

*Mutluluk kaynaklarım sevgili eşim Abdullah'a ve yeğenlerim Hüseyin Yiğit ve
Fatma Zehram'a,*

ÖNSÖZ

Tez konusunun belirlenmesinde, evlilik hazırlıklarından dolayı uzayan tez süreci boyunca bana yol gösteren, çalışma özgürlüğü açısından çok cömert davranan ve lisans bitirme tezim zamanımdan beri beni destekleyen değerli danışmanım Prof. Dr. H. Serdar Akyüz'e,

Gerek lisans bitirme tezimde gerek ise bu uzun süreç içerisinde her seferinde aynı samimiyeti, yardımseverliği ve sabrı ile istisnasız her takıldığım noktada sürekli bir çözüm ile bana destek olan, sorularıma en kısa zamanda geri dönüş yapan ve benim için bir abi olan sevgili Dr. Cengiz Zabcı'ya en içten teşekkürlerimi bir borç bilirim. Bu iki değerli insan ile çalışmaktan büyük bir onur duymaktayım.

Kimisi şu an bu ülkede olmasa da mesafelerin engel tanımadığını gösteren, yardımlarını hiçbir zaman esirgemeyen ve verdikleri motivasyon ile bana destek olan sevgili arkadaşlarım Eren Deniz Abuş'a, Gülüm Albut'a, Kübra Hoccoğlu'na, Mehmet Ali Aksu'ya, ayrıca Aslı ve Selahattin Özdeniz çiftine, İsmail Şahin'e, Tuğçe Font'a, Aytuğ Font'a, Gülay ve Emrah Dokur çiftine çok teşekkür ederim.

Kıymetlim olan ve kardeşi olmaktan gurur duyduğum abim Emre Can Yılmaz'a, ablam Sevde Yılmaz'a, zorlu süreçlerden geçip beni bugünlere getiren, hiçbir fedakârlıktan kaçınmayan, dualarını bir an eksik etmeyen annem Sâcide Nesrin Yılmaz'a ve babam Muammer Yılmaz'a karşı sonsuz vefa borcu taşımaktayım.

Tezin yazım aşamasının evlendiğim zamana denk gelmesi ve bu zorlu süreçte sabırlı ve anlayışlı olup bir an olsun desteğini esirgemeyen sevgili eşim Abdullah Polat'a, dualarını hiç esirgemeyen ve yardımsever annem Hatice Polat'a, babam Selçuk Polat'a ve kardeşim Merve Polat'a içten teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Dualarını ve desteklerini esirgemeyen kuzenim Esmâ Meriç ve Yılmaz ailesinin diğer fertlerine ile Kök ailesine teşekkür ederim.

Mart 2015

Hatice Esra Polat
Jeoloji Mühendisi

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	vii
İÇİNDEKİLER.....	ix
KISALTMALAR.....	xi
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xiii
ŞEKİL LİSTESİ	xv
ÖZET	xvii
SUMMARY	xix
1. GİRİŞ	1
1.1 Tezin Amacı	3
1.2 Çalışma Alanı ve Coğrafi Özellikleri.....	3
2. KUZEY ANADOLU FAY ZONU	7
2.1 Giriş.....	7
2.2 KAF Üzerinde Yapılan Çalışmalar	8
2.3 KAFZ'nın Türkiye Neotektoniğindeki Yeri	12
3. JEOLojİ.....	15
3.1 Giriş.....	15
3.2 Yedisu Segmenti ve Civarının Genel Jeolojisi.....	16
3.2.1 Paleozoyik Dönemi	16
3.2.2 Geç Paleozoyik – Mesozoyik Dönemi	17
3.2.3 Mesozoyik – Tersiyer Dönemi	18
3.2.4 Kuvarterner Dönemi.....	20
3.3 Yedisu Segmenti	21
4. PALEOSİSMOLOJİ.....	25
5. SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ	35
5.1 Giriş.....	35
5.2 Sismik Risk ve Sismik Tehlike	35
5.3 Sismik Tehlike Analizi.....	36
5.3.1 Sismik Tehlike Analizinin Amaçları.....	37
5.3.2 Sismik Tehlike Analizinde Kullanılan Yöntemler	38
5.4 Deterministik Sismik Tehlike Analizi (DSTA).....	39
5.5 Olasılıksal Sismik Tehlike Analizi (OSTA).....	41
5.6 DSTA ve OSTA İçin Eleştiriler	43
5.7 Deprem Uzaklıklarının Belirlenmesi	44
5.7.1 Nokta Kaynak.....	45
5.7.2 Çizgisel Kaynak	45
5.7.3 Alansal Kaynak	45
5.8 Kuvvetli Yer Hareketi	45
5.8.1 Genlik Parametresi	46
5.8.1.1 En Yüksek İvme	47

5.8.1.2 En Yüksek Hız ve En Yüksek Yer Değiştirme	47
5.8.2 Frekans İçeriği Parametresi ve Süre	48
5.9 Kuvvetli Yer Hareketi İçin Azalım İlişkisi	48
5.10 Deprem Şiddet,	49
5.10.1 Arıoğlu ve diğ. (2001) Deprem Şiddeti	50
5.10.2 Bilal ve Askan (2014) Deprem Şiddeti	52
6. MODELLER	53
6.1 Giriş	53
6.2 Kalkan ve Gülkan (2004)	59
7. SONUÇLAR	65
KAYNAKLAR	67
EKLER	75
ÖZGEÇMİŞ	77

KISALTMALAR

AVSS	: Anadolu Volkanik Sedimanter Serisi
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
DSTA	: Deterministik Sismik Tehlike Analizi
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KAFS	: Kuzey Anadolu Fay Sistemi
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KAK	: Kuzey Anadolu Kerojeni
KAMZ	: Kuzey Anadolu Makaslama Zonu
MMI	: Modified Mercalli Intensity (Değiştirilmiş Mercalli Yoğunluğu)
OSTA	: Olasılıksal Sismik Tehlike Analizi
PGA	: Peak Ground Acceleration (Pik Yer İvmesi)
PGV	: Peak Ground Velocity (Pik Yer Hızı)
PHA	: Peak Horizontal Acceleration (Pik Yatay İvme)
PVA	: Peak Vertical Acceleration (Pik Düşey İvme)
PHV	: Peak Horizontal Velocity (Pik Yatay Hız)

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 4.1 : Erzincan ve Karlıova arasında kalan bölge ve çevresinin tarihsel depremleri	28
Çizelge 4.2 : Erzincan ve Karlıova arasında kalan bölge ve çevresinin aletsel döneme ait deprem büyüklükleri kaydı	32
Çizelge 5.1 : Değiştirilmiş Mercalli şiddetleri için yer hareketlerinin aralıkları	39
Çizelge 5.2 : Deprem magnitüdü ve deprem şiddetinin karşılaştırılması	51
Çizelge 6.1 : Ortalama yatay PGA'nın azalım ilişkisi için gerekli olan katsayılar ...	60

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : KAF'ın genel görüntüsü, başlıca yerleşim yerleri ile birlikte çalışma alanının yer bulduru, Yedisu Segmenti ve KAF'ın uzantısı	2
Şekil 1.2 : Çalışma alanının sayısal yükseklik haritası.....	5
Şekil 2.1 : Türkiye'nin aktif tektonik haritası.....	13
Şekil 3.1 : Yedisu Fayı civarının genelleştirilmiş dikme kesiti	17
Şekil 3.2 : Karlıova-Bingöl-Kığı arasının diri fay haritası	23
Şekil 4.1 : a) Sarıkaya Hendeği'nin lokasyon görünümü, bakış yönü kuzeye (kırmızı oklar fay izini göstermektedir) b) Hendeğin genel görüntüsü.....	29
Şekil 4.2 : Sarıkaya Hendeği'nin batı duvarına ait ölçekli log. Üçgenlerle işaretlenmiş numaralar karbon örneklerinin yerini göstermektedir.....	30
Şekil 4.3 : a) Yedisu havzasına kuzeydoğudan bakış ve Tokmanik hendeğinin yeri, b) Hendeğin genel görünümü	30
Şekil 4.4 : Tokmanik Hendeği'nin batı duvarına ait ölçekli log	31
Şekil 4.5 : Yedisu segmenti çevresinin (Erzincan – Karlıova arası) aletsel döneme ait depremlerin büyüklüklerinin ve konumlarının gösterimi	34
Şekil 5.1 : Deterministik Sismik Tehlike Analizinin Dört Adımı	41
Şekil 5.2 : OSTA'nın temel beş adımının şematik gösterimi	44
Şekil 6.1 : Yedisu Segmenti ve çalışma alanının jeolojisi.....	55
Şekil 6.2 : Formasyon poligonlarının raster yapılması (<i>Poligon to Raster</i>).....	56
Şekil 6.3 : Raster yapılmış formasyon poligonlarının nokta haline dönüştürülmesi (<i>Raster to Point</i>) ve Yedisu havzasının 1/100.000 ölçekli raster to point görseli.....	57
Şekil 6.4 : Join seçeneği ile her noktaya atanan karakteristik özellikler	58
Şekil 6.5 : Kalkan ve Gülkan (2004) bağıntısına göre çalışma alanının zemin türünün maksimum yer ivmesi (PGA) ve faya dik uzaklığına (r_d) göre değişimleri	61
Şekil 6.6 : Kalkan ve Gülkan (2004) bağıntısı sonucu elde edilen PGA değerlerinin Arıoğlu ve diğ. (2001) denklemi ile oluşturdukları şiddet dağılımı	63
Şekil 6.7 : Kalkan ve Gülkan (2004) bağıntısı sonucu elde edilen PGA değerlerinin Bilal ve Askan (2014) denklemi ile oluşturdukları şiddet dağılımı	64

YEDİSU FAYI'NIN (KUZEY ANADOLU FAYI) SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ

ÖZET

Kuzey Anadolu Fayı Zonu'nun (KAFZ), doğu kesiminde yer alan Erzincan İli'nin Üzümlü İlçesi yakınları ile Bingöl İli'nin Yedisu İlçesi arasında yaklaşık K70B konumunda ve 72 km uzunluğundaki olan Yedisu Fayı'nın oluşturacağı sismik tehlikenin analizi oluşturulmuştur.

Yedisu segmenti boyunca ve çevresinin jeolojisi genel olarak Neotetis Okyanusu'nun kapanması ile oluşmuş ofiyolitik bir melanj, derin denizel pelajik çökeller, piroklastik kayalar, fliş, kireçtaşı, marn, aglomera, volkanik breş, bazalt, andezit gibi kaya türlerinden oluşmuştur. Havza ortalarında ve akarsu yataklarında alüvyon, alüvyon yelpaze ve yamaç molozu gibi genç çökeller görülür ve pekleşmemelerinden dolayı yumuşak zemin olarak adlandırılmıştır.

Türkiye'deki depremlerin aletsel döneme ait kayıtları incelendiğinde 1900 yıllarda oluşan deprem serisi içerisinde KAFZ boyunca sadece Marmara Denizi kesimi ve Yedisu segmentinin kırılmadığı görülmektedir. Tarihsel deprem kayıtlarına bakıldığında ise bu segment üzerindeki en son depremin 1784 yılında gerçekleştiği kayıtlarda yer almaktadır. Bu segment üzerinde yapılmış paleosismolojik araştırmalar ışığında depremin tekrarlama periyodunun 245 ± 55 yıl olarak belirlenmiştir. Sismik boşluk olarak adlandırılan bu segmentin gerek deprem serisi sırasında kırılmaması gerek son depremin üzerinden 231 sene geçmesi ve gerek ise KAF'ın yılda ortalama 2 cm kayması segmentin kırılma riskinin çok yüksek olduğu açıkça göstermektedir. Fayın doğusunda ve batısında daha önce gerçekleşen depremler, segmentin üzerinde biriken enerjiyi arttırmıştır.

Yedisu segmentinin kırılması halinde segment boyunca ve yakın çevresinde hissedilecek deprem şiddetinin modellenmesi yapılarak bölge için bir sismik tehlike analizi oluşturulmuştur. Sismik tehlike analizi, deterministik ve olasılıksal sismik tehlike analizi olmak üzere iki türe ayrılır ve bu tez kapsamında deterministik sismik tehlike analizi kullanılmıştır. Bu analiz için gerekli olan koşullar, deprem kaynak veya kaynaklarının belirlenmesi, yerleşim ya da çalışılan alan ile kaynak arasındaki en kısa mesafe olan dik uzaklığının bulunması, bu mesafeye bağlı olarak oluşacak yer hareketi parametresinin (PGA, PGV gibi) hesaplanması ve mesafeye göre değişimlerinin grafiksel olarak gösterilmesini kapsamaktadır.

Coğrafi bilgi sistem yazılımlarından biri olan ArcGIS programı kullanılarak çalışma alanının uydu görüntüleri eşliğinde ve MTA haritaları ile jeoloji haritası güncelleştirilmiştir. Her formasyon, yaş, litoloji, V_{s30} hız değerleri ve bu hızlara bağlı azalım ilişkilerinde kullanılacak katsayı bilgilerini içererek çizilmiştir. Güncel diri fay haritası ile segmentin konumu ve uzunluğunu harita üzerine işlenmiştir. Böylece segmentin uzunluğu ortalama 72 km olarak belirlenmiştir. Wells ve Coppersmith (1994)'e ait deprem büyüklüğünün fay uzunluğuna göre belirlenmesini

sağlayan ampirik denklem kullanarak moment büyüklüğü 7.2 olarak belirlenmiştir. Kalkan ve Gülkan (2004) öne sürdükleri V_{S30} hızları baz alınarak zemin türleri üçe ayrılmıştır. Buna göre Geç Pleistosen – Holosen yaşlı güncel çökeller ve alüvyon fanın olduğu kısımlara yumuşak zemin değeri olan 200 m/sn kayma hızı, Erken Miyosen – Erken Pliyosen yaşlı çakıltaşı, kumtaşı, kıltaşı grubuna sıkı zemin ortam değeri olan 400 m/sn kayma hızı; Pliyosen-Kuvaterner yaşlı lav kayaları ve Miyosen'den daha yaşlı olan metakırıntılı-metadunit-serpantin, ofiyolitik melanj, volkanik breş, resifal kireçtaşı grubuna ise kaya ortamlar için belirtilen 700 m/sn kayma hızı değeri verilmiştir.

Kuvvetli yer hareketinin karakteristik özelliklerinden olan genlik parametresinin en büyük ivme değerini hesaplamak için birçok azalım bağıntısı araştırılmış ve çalışma alanına bazıları uygulanabilmiştir. Bazı bağıntılar zemin türlerine göre hatalı sonuç verirken bazılarının ise sonuçları çok yüksek çıkmıştır. Yakın kaynak ile ilgili azalım ilişkilerinden Kalkan ve Gülkan (2004)'a ait bağıntı çalışma alanı için uygun sonuçlar vermiştir.

Kullanılan program sayesinde çalışma alanını 121.424 noktaya ayrılmış ve her nokta bulunduğu formasyona ait bilgileri taşımaktadır. Azalım ilişkileri için gerekli hesaplama işlemi yapıldıktan sonra bu noktaların her biri için artık bir pik ivme değeri (PGA) atanmış oldu. PGA değerlerinden hissedilen şiddet değerine geçiş yapabilmek için Arıoğlu ve diğ. (2001) ve Bilal ve Askan (2014)'e ait ampirik formüller kullanılmıştır. Arıoğlu ve diğ. (2001)'e ait denklem, uygulanan bağıntı için hissedilen şiddet değeri olarak sırasıyla 7, 8, 9 ve 10 değerlerini vermiştir. Bilal ve Askan (2014)'e ait denklem ise bu bağıntı için hissedilen şiddet değeri olarak sırasıyla en küçüğü 8 olmak üzere 9, 10 ve 11 değerlerini vermiştir. Bilal ve Askan (2014) ampirik formülü Arıoğlu ve diğ. (2001)'e oranla daha fazla deprem verisini kullanarak oluşturulduğu için daha güvenilir bir sonuç vermektedir.

SEISMIC HAZARD ANALYSIS OF YEDISU FAULT (NORTH ANATOLIAN FAULT)

SUMMARY

Seismic hazard analysis of Yedisu Fault between Üzümlü town of Erzincan and Yedisu town of Bingöl in the eastern part of the North Anatolian Fault (NAF) and approximately located in N70W was generated.

In general, the geology of throughout and around the segment of Yedisu has been composed of rock types such as the ophiolitic melange formed by the closure of the Neotethyan Ocean, deep-sea pelagic sediments, pyroclastic rocks, flysch, limestone, marl, agglomerate, volcanic breccia, basalt, and andesite. Alluvion, alluvial fan and talus are in the middle of the basins and riverbeds. These area is called soft soil resulting from these units not harden.

Turkey is the youngest and most active part of the Alpine orogenic system. Alpine orogenic system created by the closure of the different arms of the Tethys Ocean. During the closing of the Tethys Ocean, Gondwana and belong to different crustal fragments Lavrasya collide and merge into each other. Turkey is a collage composed of remains of this orogenic crustal fragments and fused them separating oceanic environment. Because of continent-continent collision depending on the Bitlis Suture closure of the Neo-Tethys during the middle Miocene, the neotectonic period starts. Turkey constitutes the more developed western part of asymmetric tectonic escape system due to after the convergence and collision of the Arabian Platform in Asia. The Arabian Peninsula has continued to move north along the Dead Sea and has created a compression tectonic regime at the East Anatolia. This compressional regime between 11 and 5 Ma has led to the rise of Eastern Anatolia and crustal thickening. During this time, the east-west trending reverse faults, thrusts, folds and some ramp basins are developed. Before the beginning of the Pliocene about 5 Ma, the location of this compressional regime has taken the escape regime. Anatolian plate began to move westward along the two-transform faults: North Anatolian Fault Zone (NAFZ) and East Anatolian Fault Zone (EAFZ). NAFZ is one of the most active of the major lateral faults on the world. NAFZ that approximately 1.200 km in length forms the northern boundary of the Anatolian Block. NAFZ is starting from the triple junctions Karlıova in the east, follows approximately 100 km south of the Black Sea coast line, and extends to the north of the Aegean Sea, the Gulf of Saros. It colligates high plateau of Anatolia and Aegean Taphrogen. NAFZ has formed by the beginning of neotectonic in Turkey. Many destructive earthquakes along the NAFZ have occurred during the escape regime.

While analyzing the records of the instrumental period of earthquakes in Turkey, throughout the NAFZ has observed that Marmara Sea section and the segment of Yedisu, called seismic gaps, are not broken into the earthquake serie formed in the 1900. Yedisu segment have examined with paleosismological studies. Sarıkaya Trench, the depth of 2.5 m, has opened at the western part of the segment and Tokmanik Trench, a depth of about 4 m, has opened at the eastern part of the

segment near to Yedisu Basin. Samples taken from these trenches were dated by ^{14}C test and the results indicate earthquakes located in the historical earthquake catalog. 1784 earthquake, the most recent earthquake occurred on this segment, was observed in both trenches. In the light of the paleoseismological research on this segment, the earthquake recurrence period is determined as 245 ± 55 years. The factors that the segment is unbroken during the earthquake series, any earthquake is recorded over the last 231 years, and NAF moves an annual average of 2 cm are clearly indicated that the breakage of this segment is very high. All these factors and earthquakes that occurred before the fault to the east and west are increased the accumulated energy on the segment.

In case of the breaking the Yedisu Segment, a seismic hazard analysis has generated to make the model of seismic felt intensity at throughout and around the segment. Seismic hazard analysis is divided into two types: deterministic and probabilistic. The deterministic seismic hazard analysis has been used within the scope of this thesis. Determination of the earthquake source or sources, finding the shortest distance between residential or study area with the source, the calculation of ground motion parameters (such as PGA, PGV) depending on this distance, and displaying the graphical of the changing PGA values based on distance constitute the necessary conditions for this analysis.

Using ArcGIS that one of the geographic information system software program, the geology map of the study area has been updated in company with satellite images and MTA geology maps. Each formation has been drawn containing the information about age, lithology, shear velocity (V_{S30}) values and the coefficient based on these values used in attenuation relationships. The location and the length of the segment is mapped by the current active fault map. Thus, the average length of the segment is determined as 72 km. The moment magnitude is determined as 7.2 using the empirical equation of Wells and Coppersmith (1994) which provides to define the earthquake magnitude with regard to the length of the fault. The soil types are divided into three based on V_{S30} values which argued by Kalkan and Güllkan (2004). Accordingly, the areas of Late Pleistocene – Holocene aged alluvium and alluvial fan has given 200 m/sec where the shear velocity value of soft soil. The group of agglomerate, sandstone and claystone that Early Miocene – Early Pliocene aged have given 400 m/sec the shear velocity value of stiff soil. The group of Pliocene – Quaternary aged lava rocks and meta-clastic, meta-dunite, meta-serpentine, ophiolitic melange, volcanic breccia and reef limestone that their age is older than Miocene has given 700 m/sec the shear velocity value of rock.

To calculate the value of peak ground acceleration of the amplitude parameter that the characteristic features of the strong ground motion, many attenuation relationships were researched and some of them is implemented to study area. While some of these relationships give erroneous results according to the soil types, the others give very high results. Therefore, the near source attenuation relationship belonging to Kalkan ve Güllkan (2004) is given convenient results for the study area.

The study area has been divided into 121.424 points by the agency of used program and each point has the information of their formation. After the necessary calculation for the attenuation relationships, now a peak ground acceleration (PGA) values for each of these points was assigned. To obtain the felt intensity from the PGA values, the empirical equations of Arıoğlu et al. (2001) and Bilal and Askan (2014) have been used. The equation of Arıoğlu et al. (2001) for the attenuation relationship gave the

values of the felt intensity as 7, 8, 9, and 10, respectively. The equation of Bilal and Askan (2014) for the attenuation relationship gave the values of the felt intensity as 8, 9, 10, and 11, respectively. The equation of Bilal and Askan (2014) gives a more reliable result than Arioğlu et al. (2001) because the equation was generated more seismic data than the other equation.

1. GİRİŞ

Türkiye, Alpin Orojenik Sistemi'nin en genç ve en aktif kısmını oluşturur. Alpin Orojenik Sistemi, Tetis Okyanusu'nun farklı kollarının kapanmasıyla oluşmuştur. Tetis Okyanusu'nun kapanması sırasında Gondvana ve Lavrasya'ya ait farklı kıtasal kabuk parçaları çarpıştı ve birbirinin içine kaynaştı. Türkiye, bu kaynaşmış kıtasal kabuk parçaları ve bunları ayıran okyanusal ortamların kalıntılarının oluşturduğu orojenik bir kolajdır. 11 My önce, Bitlis – Zagros sütürü boyunca Tetis Okyanusu'nun kapanması sonrası Türkiye için paleotektonik dönem kapandı ve neotektonik dönem başladı. Neotektonik dönem süresince Arap Yarımadası, Ölü Deniz Fayı boyunca kuzeye doğru hareketini devam ettirmiş ve Doğu Anadolu'da bir sıkıştırma tektonik rejimi oluşturmuştur. Bu sıkışmalı rejim, 11 ile 5 My arasında Doğu Anadolu'nun yükselmesine ve kabuksal olarak kalınlaşmasına neden olmuştur. Bu zaman zarfında, doğu – batı uzanımlı ters faylar, bindirmeler, kıvrımlar ve bazı rampa havzaları gelişmiştir. Yaklaşık 5 My önce Pliyosen dönemin başlamasıyla bu sıkışmalı rejimin yerini kaçış rejimi almıştır. Anadolu plakası, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) olmak üzere iki transform fay boyunca batıya doğru harekete başlamıştır.

KAFZ, dünyanın en büyük ve en aktif fay zonlarından biridir. Bölüm 2'de daha detaylı incelenecek olan KAFZ boyunca iki bölgede sismik boşluk mevcuttur. Bunlardan biri Orta Marmara Segmenti diğeri ise batıda Üzümlü (Erzincan) doğuda Yedisu İlçesi (Bingöl) arasında kalan Yedisu segmentidir. Bu tez kapsamında Yedisu segmentinden bahsedilecektir (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 KAF’ın genel görüntüsü, başlıca yerleşim yerleri ile birlikte çalışma alanının yer bulduru, Yedisu Segmenti (kırmızı çizgi) ve KAF’ın uzantısı (mavi çizgi). Görseller, Google Earth görüntüsünden oluşturulmuştur.

1.1 Tezin Amacı

Ağustos Gölçük ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinden sonra Marmara Bölgesi Kuzey Anadolu Fayı'nı (KAF) detaylı bir şekilde incelemek ve araştırmak için açık laboratuvar haline gelmiştir. Bu tezin amacı, KAF'ın batı kısmı kadar doğu kısmının da önemli depremler oluşturabileceğini hatırlatmak ve doğu kısımlarının da detaylı bir şekilde bilinmesini sağlamaktır.

Tarihsel kayıtlara bakıldığında Yedisu Fayı'nın 1784 yılında kırıldığı öne sürülmektedir (Ambraseys ve Finkel, 2003). Bu tarih taban alındığında son depremin üzerinden 231 yıl geçmiştir. Fay üzerinde yapılan paleosismolojik çalışmalara göre iki farklı tekrarlanma aralığı elde edilmiştir. Birinci aralığa göre 400 ± 200 yıllık bir tekrarlanma periyodu, ikinci aralığa göre ise 245 ± 55 yıllık bir tekrarlanma periyodu ortaya çıkmaktadır. İki farklı periyodun oluşmasındaki temel sebep açılan hendeklerde gözlemlenememiş deprem veya depremlerin olma olasılığıdır (Akyüz ve diğ., 2009). KAF'ın sürekli hareket halinde olmasından dolayı 231 yıllık hareketin biriktirdiği enerji ve bu fay segmentinin doğu ve batısında olan depremlerin gerilme transferinden dolayı faya aktarılan gerilme varolan enerjinin artmasına neden olmuştur. Birinci periyoda göre bu fay üzerinde yakın gelecekte bir depremin olma olasılığı düşüktür ancak ikinci periyoda göre bir deprem tehlikesi söz konusudur.

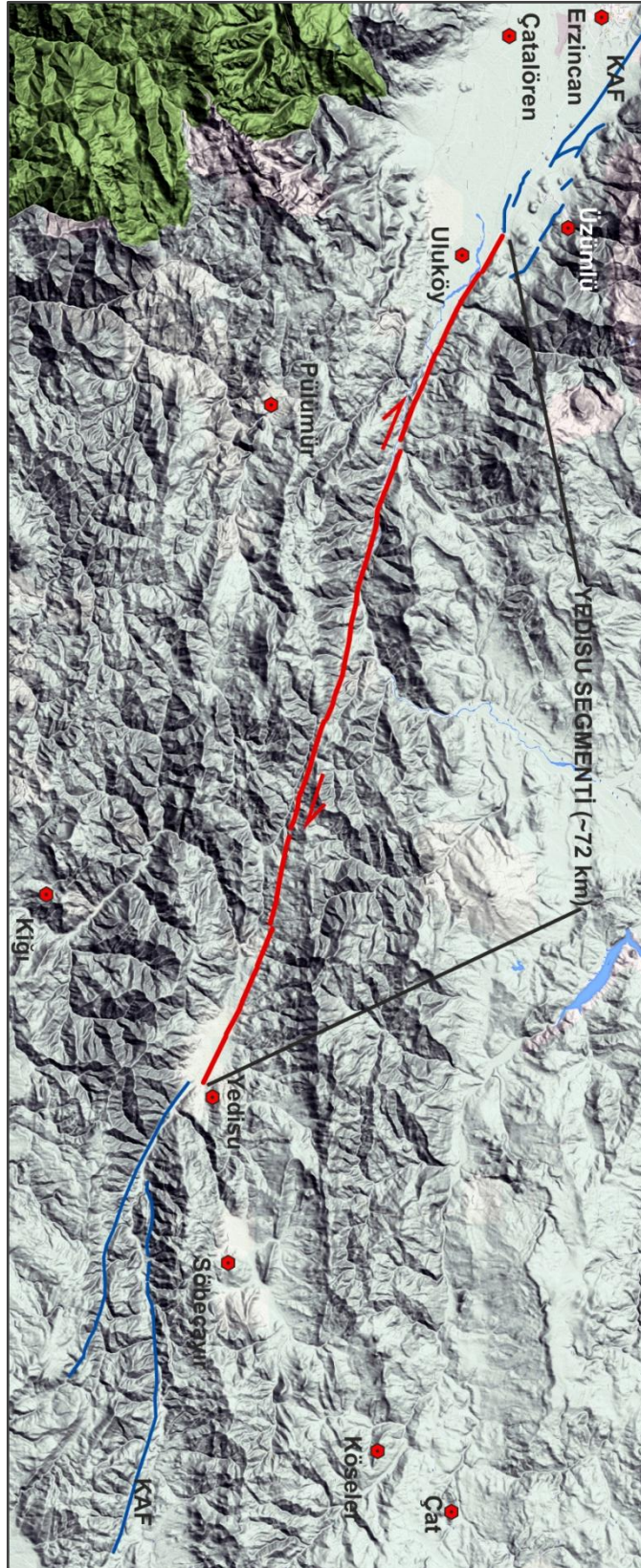
Bu tez kapsamında, Yedisu segmentinde biriken enerjinin salınması halinde deprem büyüklüğünün ve şiddetinin ampirik formüller ile hesaplanıp Yedisu Fayını içerisine alan bölgenin nasıl etkileneceği modeller üzerindeki incelenmesi yapılmıştır.

1.2 Çalışma Alanı ve Coğrafi Özellikleri

Çalışma alanı batıda Üzümlü İlçesi (Erzincan), doğuda Yedisu İlçesi (Bingöl) ile sınırlanan alandır. Bu alanın Yedisu Segmenti ve KAF'ın uzantısı ile gösterildiği sayısal yükseklik haritası Şekil 1.2'de yer almaktadır. Erzincan havzası 1150 m Yedisu havzası 1450 m kotlarındadır. Fay segmenti boyunca batıdan doğuya doğru yükselen ve engebeli bir morfoloji izlenir. Bu havzaların çevresinde yer alan dağlar ortalama 2500 m'ye kadar yükselir. Üzümlü İlçesi'nin kuzey sınırı Erzincan Ovası ile Çayırılı Ovası arasında su bölümü çizgisi oluşturan dağların zirvelerinden geçmektedir. Doğuda Sansa boğazının büyük bir bölümünü sınırları içerisine alan ilçenin güney sınırı genel olarak Karasu ırmağını takip eder. İdari bakımdan kuzeyde

Çayırlı (Erzincan), doğuda Tercan (Erzincan), güneydoğuda Pülümür (Tunceli), güneyde ve batıda Erzincan Merkez ile sınırlıdır. İlçenin temel geçim kaynaklarını tarım ve hayvancılık oluşturmaktadır. Literatüre geçmiş, sadece Üzümlü'de yetişen ve ilk patentli üzüm olan Cimin üzümü bu yöreye aittir. Bölgenin Erzincan Merkez'e yakın olması bölge halkı için iş imkanının artmasına neden olmuştur. Turizm açısından Urartulardan kalan Altıntepe Höyüğü yer almaktadır. Türkiye İstatistik Kurumu'nun adrese dayalı nüfus kayıt sisteminin 2013 yılı sonucuna göre Üzümlü İlçe merkezinde ve köylerde toplam 6.595 kişi ikamet etmektedir.

Bingöl İline bağlı olan ve kuzeyinde yer alan Yedisu İlçesi, Erzurum, Erzincan ve Tunceli il sınırlarının kesiştiği noktada yer almaktadır. Dağlık bir yapıya sahip olup doğuda Çavuşlu Dağı, güneyde Şeytan Dağı, batıda Bağır Dağı ve kuzeyde Koşan Dağları ile çevrilidir. İlçe merkezi ve ilçeye bağlı köylerin geneli Perisuyu Vadisi içerisinde yer almaktadır. Ortalama yükseklik 1500 m olup arazisi verimli ve her çeşit tarıma uygundur. Özellikle fasulye, mısır, ceviz, elma ve hububat bol miktarda yetiştirilmektedir. Ancak coğrafi yapısı ve iklim koşullarından dolayı hayvancılık başlıca geçim kaynağıdır. Türkiye İstatistik Kurumu'nun adrese dayalı nüfus kayıt sisteminin 2013 yılı sonucuna göre Yedisu İlçe merkezinde ve köylerde toplam 3.096 kişi ikamet etmektedir. Ayrıca bölgede yer alan Peri Çayı üzerinde Durusu Enerji Üretim A.Ş. tarafından gerçekleştirilmesi planlanan Duru Regülatörü, Duru 1 HES ve Duru 2 HES projesi hazırlanmıştır. Karlıova ve Yedisu İlçeleri, Peri Çayı üzerinde Anadolium Elektrik Ltd. Şti. tarafından yapılması planlanan Karataş Regülatörü ve HES projesi hazırlanmıştır. Yedisu İlçesi ve Tunceli İli, Pülümür İlçesi sınırlarında Şampaşa Deresi ve Kabayel Çayı üzerinde Yedisu Enerji Elektrik Ürt. Ltd. Şti. tarafından planlanan Abdalan Regülatörü ve HES projesi hazırlanmıştır.



Şekil 1.2 Çalışma alanının sayısal yükseklik haritası (Google Earth Terrain Map'ten elde edilmiştir)

2. KUZEY ANADOLU FAY ZONU

2.1 Giriş

Türkiye’deki ve etrafındaki tektonik aktivite Afrika, Ege, Anadolu, Karadeniz ve Avrasya Bloklarının birbirleri arasındaki göreceli hareketine dayanır. Türkiye’nin neotektoniği üç ana unsur tarafından kontrol edilir: (1) Ege – Kıbrıs Yayı, kuzeyde yer alan Anadolu Bloğunun altına güneyde yer alan Afrika Bloğu dalarak yaklaşan bir plaka sınırı oluşturur; (2) sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ); (3) sol yanal doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu.

KAFZ, dünyadaki aktif en büyük yanal atımlı faylardan biri olduğu için üzerinde çok sayıda çalışma yapılmıştır. Yaklaşık olarak 1200 km uzunluğunda olan KAFZ, Anadolu Bloğunun kuzey sınırını oluşturur ve doğuda Karlıova üçlü ekleminden başlayarak Karadeniz kıyı çizgisini yaklaşık olarak 100 km güneyden takip ederek Ege Denizi’nin kuzeyinde Saros Körfezine kadar uzanır. Yüksek Doğu Anadolu platosunu ve Ege Tafrojenini birbirine bağlar. Geç Paleozoik – Erken Tersiyer yaşlı Kuzey Anadolu Tetisid yığılma karmaşığı ile sınırlanmış tüm makaslama zonu Kuzey Anadolu Kerojenini (KAK) teşkil eder. KAFZ, Kuzey Anadolu Makaslama Zonu (KAMZ) olarak bilinen makaslama zonunun bir üyesidir. Bundan ötürü, KAMZ ve üyesi KAFZ, KAK’ın alt birimleridir (Şengör ve diğ., 2005).

Genel olarak, KAFZ doğudan batıya doğru genişler. Erzincan çevresinde ve 150 – 200 km batısında aşırı derece daralır, hemen hemen 10 km genişliğinde olmasına rağmen Karlıova yakınlarında tekrardan genişler. Tetis eklenir prizmasının içinde 100 km’den fazla genişlemeye başlar. Ancak bu geniş zonun güneyinde yer alan fayların çoğu etkinliklerini kaybetmişlerdir. Bütün lob genelinde sismik yoğunluk kuzey kesimde toplanır. Makaslama, Ilgaz Lobu’ndan batıya doğru genişleyerek devam ederken, sahip olduğu en yüksek genişliğe Marmara Lobu içerisinde ulaşır (Şengör ve diğ., 2005).

2.2 KAF Üzerinde Yapılan Çalışmalar

Kuzey Anadolu Fayı, doğuda Karlıova (Bingöl), batıda Ege Denizi arasında yaklaşık 1500 km'lik bir mesafe boyunca dış bükey bir yay şeklinde uzanarak, Türkiye'nin en önemli deprem kuşaklarından birisini oluşturur. 19. yy ortalarından itibaren aktifliği ve morfotektonik yapıları ile dikkat çeken KAFZ bu dönemden itibaren araştırılmaya başlanmıştır. Gerek oluşma yaşı gerek ise kayma hızı ile ilgili birçok araştırma yapılmıştır.

İlk olarak Mallet (1862), KAF'ın paralelinde kabaca 100 km genişliğinde bir depremsellik kuşağına dikkat çekmiştir. Yirminci yüzyılın ilk çeyreğinde Kober (1914 ve 1921) bu depremsellik zonunu, Anadolu Zwischengebirge (orta masif ya da dağların arasında) ile Alplerin kuzey kanadı arasında bir sınırla ilişkilendirip çizdi. Mallet'in Kuzey Anadolu sismik bantı ve Kober'in 'narbe' yani yara izi olarak adlandırdığı sınırı ile ilgili gerçek fay zonunun varlığına dair ilk jeolojik arazi verileri Ernst Nowack (1928) tarafından toplandı. 1936 yılında Wilhelm Salomon-Calvi, Nowack'ın makaslama zonunu Alfred Wegener'in kıtaların kayma teorisiyle Anadolu'nun yapısında Lavrasya ve Gondwana elemanları arasında bir kenet kuşağı (Synaphie) oluştuğuna inandığı Alplerin Tonale hattı olarak açıkladı. 1948 yılında İhsan Ketin, bu yapı için tamamıyla başka bir açıklama sundu.

1939 yılından beri Türkiye'nin kuzeyindeki önemli depremleri not eden Ketin, önceki çalışmaları ve yapmış olduğu saha çalışmalarını değerlendirerek yüzey kırıklarından KAF'ın doğu-batı yönlü olduğunu ve fayın hareketindeki düşey bileşenin her zaman güney bloğunun yükselmesi olarak açıklayarak KAF'ın sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olduğunu belirtmiştir. Ketin'in yazmış olduğu bu doküman dünyadaki en büyük ve en aktif doğrultu atımlı fayın varlığını belirtmektedir. San Andreas Fayı'nın doğrultu atımlı olduğu 1953 yılına kadar doğrulanmamıştır (Hill ve Diblee, 1953). Ketin, böyle bir hareketin gelişebilmesi için güneyde sol yanal doğrultu atımlı bir fayın olması gerektiğini vurgulamıştır ve çeyrek asır sonra Doğu Anadolu Fayı keşfedilmiştir (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Seymen ve Aydın, 1972). 1948 yılında Marmara Denizi'nin yakın kesimlerinde sonlandırdığı fay hattını 1953 yılında Yenice – Gönen depremi sonrası Franz Rösli ile birlikte yaptığı saha çalışması sonucunda değiştirmiştir (Ketin ve Rösli, 1953). Ketin (1969), KAF'ın tek bir kayma düzlemine sahip olmadığını, birçok parçalardan

meydana geldiğini ve yerine göre 500 – 1000 m genişliği olan bir fay zone durumunda olduğunu ifade etmiştir. Bu zone kayaçlar parçalanmış – ezilmiş, yer yer sıcak ve soğuk su kaynakları çıkmış, baraj gölleri meydana gelmiş ve volkanik erüpsiyonlar ortaya çıkmıştır.

KAF üzerinde 1939 ile 1967 yılları arasında olan depremleri inceleyen Ketin, 1939 yılında Erzincan depremi (şiddet: XI, büyüklük: 8) sonrasında 340 km’lik bir kısmın kırıldığını belirtmiştir. 1942 yılında Erbaa – Niksar arasında (şiddet: X, büyüklük: 7.3) 40 km’lik bir kırık; 1943 yılında Kastamonu – Samsun (Ladik – Kargı – Tosya – Ilgaz) depremi (şiddet: X, büyüklük: 7.6) ile 280 km’lik kırık; 1944 yılında Bolu – Gerede depreminde (şiddet: X, büyüklük: 7.4) yaklaşık 180 km’lik kırık; 1951 yılında Kurşunlu depreminde (şiddet: IX, büyüklük: 7) 12 km’lik kırık; 1953 yılında Yenice – Gönen depremi (şiddeti: X, büyüklük 7.5) ile 50 km’lik kırık; 1957 yılında Abant depremi (şiddeti: IX, büyüklük: 7) ile 40 km’lik bir kırık; 1967 yılında Adapazarı – Mudurnu depremi (şiddeti: IX, büyüklük: 7.1) ile yaklaşık olarak 60 km’lik bir kırık oluşturarak batıya doğru devam eden bir fay zoneunu teşkil eder (Ketin, 1969). Pavoni (1961), Ege Denizi’nden Van Gölü’ne kadar uzanan doğrultu atımlı KAF’da Tersiyer başlangıcından beri yaklaşık olarak 350 – 400 km’lik sağ yanal bir kayma hareketinin oluştuğunu tahmin etmektedir. Ketin (1969) ise, Erken Kuvaterner’den bu yana yatay kayma miktarının Reşadiye çevresinde 750 – 800 m, Gerede doğusunda ise 800 – 1000 m olduğunu tesbit etmiştir. KAF’ı için çok genç ve aktif bir harekete sahip olduğunu, Miyosen’den sonra Pliyosen – Kuvaterner esnasında hareket geçtiğini ve günümüze kadar birkaç on kilometrelik bir atım yaptığını savunmuştur. Pavoni’nin bahsetmiş olduğu atımların gerçekleştiğini kanıtlayan jeolojik verilerin bulunamadığını ve KAF’ın yaşının daha genç olduğunu vurgulamıştır.

Allen (1969) ve Ketin (1969) fay zone içinde yer alan derelerin ötelenmediğinden bahsetmişlerdir. Ambrasesy (1970), KAF üzerinde meydana gelen depremlerin tekrarlanma periyodu üzerinde yaptığı çalışmalar sonucu ortalama periyodu 150 yıl olarak belirtmiştir. Tokay (1973) Gerede – Ilgaz bölgesi için ötelenmenin 60 – 80 km olduğunu belirtmiştir. Ketin’in doktora öğrencisi olan Seymen 1975 yılında Erzincan’ın batısındaki Kuzey Neo-Tetis kenet zone KAF dolay 85±5 km ötelenmediğini belirtmiştir. Aynı yıl Ataman ve diğ. (1975) KAFZ süresizliğinin gerçekte aynı yerde geçmişte varolan eski bir Benioff zoneunun yüzeydeki kalıntısı

olduğunu ve sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak hareket ettiğini belirtmişlerdir. 1970ler ve 1980li yılların başında KAF ile ilgili yapılan çalışmalar toparlanıp plaka tektoniğinin ışığı altında Şengör (1979a), Şengör ve Canitez (1982) ve Şengör ve diğ. (1982, 1983, 1985) tarafından sentezlenerek bu fayın Orta – Geç Miyosen yaşında olduğunu ve bazı yerlerdeki atımların 50 – 100 km olduğu belirtmişlerdir. Şengör ve Canitez (1982) doğuda 80 – 100 km olan bu atımın batıda 30 km’ye kadar düştüğünü açıklamışlardır. Barka (1984), Havza- Ladik ve Kargı havzalarında yapmış olduğu araştırma sonucu KAF’ın buradaki kesimi için net atımının 25 ± 5 km, kayma hızını ise 0,4 – 0,5 mm/yıl olarak belirlemiştir. Barka ve Hancock (1984), jeolojik gözlemlerden elde edilen verilere göre KAF boyunca kayma oranı 50 – 80 mm/yıl olarak belirtmişlerdir. Şaroğlu (1988), Karlıova’daki Pliyosen volkanitlerinin toplam 7.5 km’lik bir atıma sahip olduğunu öngörmüştür. Barka (1992), KAFZ’nın 2 evrede oluşabileceğini belirtmiştir. İlk evrede, geniş makaslama zonu Geç Miyosenin başlangıcında devam eden kuzey güney sıkışmanın sonucu olarak gelişmiştir. İkinci evre, en çok yerdeğiştirmenin gerçekleştiği Erken Pliyosen döneminde ana fay düzleminin oluşumu ile ilgilidir. Fay zonu boyunca toplam yerdeğiştirme doğudan batıya doğru 40 ± 5 km’den 25 ± 5 km’ye kadar azalır. Bu miktar Marmara Bölgesi’nde tekrardan artabilir. Toplam ötelenmedeki azalma büyük ihtimalle Anadolu Bloğu’nun içsel deformasyonu ile ilgilidir. Marmara Bölgesi, genişleyen Ege Bölgesi ile birleştiği için burada artma olabilir. Kayma hızı ise doğudan batıya doğru 1 cm/yıl’dan 0.5 cm/yıl’a düşmektedir. Barka (1992), Peri Çayı’nın Yedisu Havzası içinde 30 ± 5 km, Fırat Nehri’nin Erzincan civarında 35-40 km atım yaptığını ileri sürmüştür. KAF’ın kuzey kolu üzerinde, geometrisi dikkate alındığı zaman Karamürsel çek-ayır havzasının 8 km’lik bir atım yaptığını varsaymıştır. Kiratzi (1993), tüm fay boyunca ortalama sağ yanal hareketin 23 mm/yıl olduğunu söylemiştir. Armijo ve diğ. (1999), KAF’ın batı kesiminin yaklaşık 5 My olduğunu ileri sürmüşlerdir. Okay ve Tüysüz (1999) ve Bozkurt (2001), uzunluğu boyunca KAFZ, pontit içi ve İzmir-Ankara-Erzincan suture yakınlarında yer almaktadır. Bu suturlar Afrika – Avrasya yakınlaşması sonucunda 60 ± 15 My önce Neotetis Okyanusu’nun kapanmasıyla oluşmuştur. Hubert-Ferrari ve diğ. (2002), büyük nehir vadilerini (80 ± 15 km) ve yapısal işaretleri (Pontit Suture, 85 ± 25 km; Tosya-Vezirköprü Havzaları 80 ± 10 km) kullanarak KAF’ın toplam yerdeğiştirmesini tekrar değerlendirmişlerdir. 13 My boyunca Neojen kayma oranını 6.5 mm/y olduğunu ileri sürmüşlerdir. Daha küçük bir ölçekte KAF boyunca küçük nehirlerin morfolojisi 200

m olarak ötelenmiştir. Bu yapıların yaşı Holosen'deki buzulların erimesiyle korele edilebilir ve kayma hızı 18 ± 3.5 mm/y olarak belirlenmiştir. Yedisu Fayı üzerinde yer alan Geç Senoniyen-Paleojen volkanik ve volkanoklastiklerin sahip olduğu ötelenme 50 km civarındadır (Herece ve Akay, 2003). Armijo ve diğ. (2002) ve Le Pichon ve diğ. (2003), Marmara Denizi içerisinde Batı Sirt ve Orta Çukurluğun sahip oldukları toplam yer değiştirmenin toplam 4 km olduğunu belirtmişlerdir. Şengör ve diğ. (2005), KAF'ın doğusunun Orta – Geç Miyosen ve batısının Geç Pleistosen yaşında olduğunu bu yaştaki havzaları örnek göstererek açıklar. Fayın bugünkü hareket oranı olan 2.5 cm/yıl miktarını sabit tutup zaman doğrusal olarak geriye doğru götürülürse toplam atımın yaklaşık 3.5 My içinde gerçekleşmesi gerektiğini belirtmiştir. Bu durumda, KAMZ ve KAF Erken Pliyosen'de (Zankleyen ve Piyezansiyen) arasında bir zamanda oluşmuş olmalıdır. Tektonik kökenli olarak 13-11 My önce oluşmuş havzalara bakıldığında bu yaş jeolojik olarak mümkün görünmemektedir. Fay, doğuda Erzincan yakınlarında yaklaşık 11 My önce oluşmuş ve eğer KAMZ'nın batıya doğru sürekli genişlediği varsayımı doğru ise, 11 cm/yıllık bir oranla batıya doğru göçmüştür. KAMZ ile ilişkili deformasyon burada Geç Miyosen'de başladığı halde, KAF Marmara Denizine 200 bin yıldan daha önce ulaşmadı.

Emre ve diğ. (2005), çalışma alanının dahil olduğu bölge ile ilgili olarak KAFZ'nu Erzincan ile Karlıova üçlü eklemi arasında üç ana segmente ayırır. Erzincan'ın batısında yer alan Tanyeri ile Bingöl'ün Yedisu ilçesi arasında uzanan fay kolunu Tanyeri – Yedisu segmenti, Yedisu ile Karlıova batısındaki Turnadağı arasında olan fay kolunu Elmalidere segmenti, Karlıova üçlü eklemi ile Kaynarıpınar köyü doğusu arasında yer alan fay bölümünü ise Ilıpınar segmenti olarak tanımlamıştır. Koçyiğit (2005), Kuzey Anadolu Fay Sistemi (KAFS)'ni Erzincan ili doğusunda 5 önemli segmente ayırmıştır. KAFS Erzincan ili doğusunda, güneydoğuya doğru sırayla 40 km uzunluğundaki Erzincan segmenti, 88 km uzunluğundaki Yedisu segmenti, 38 km uzunluğundaki Elmalı-Aktaş segmenti, 52 km uzunluğundaki Çatak-Ilıpınar segmenti, 30 km uzunluğundaki Kayık-Taşlıçay faylarından oluşmaktadır.

Bektaş vd. (2007), sağ yönlü Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin Doğu Anadolu'nun sıkışmalı tektonik rejimi ile Batı Anadolu'nun genişlemeli tektonik rejimi arasında uzanmakta olduğunu, bu farklı tektonik rejimlerden dolayı Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin doğuda dar bir deformasyon zonuna, batıda ise yarı paralel faylardan oluşan daha geniş bir deformasyon zonuna sahip olduğunu belirtmektedirler. Buna

bağlı olarak Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin Erzincan-Bolu arasında kalan 'doğu makro sismik zonu'nun 500 yıllık süreç içerisinde fay zonuna paralel, birbirini takip eden lineer deprem serileri ürettiğini ifade etmektedirler.

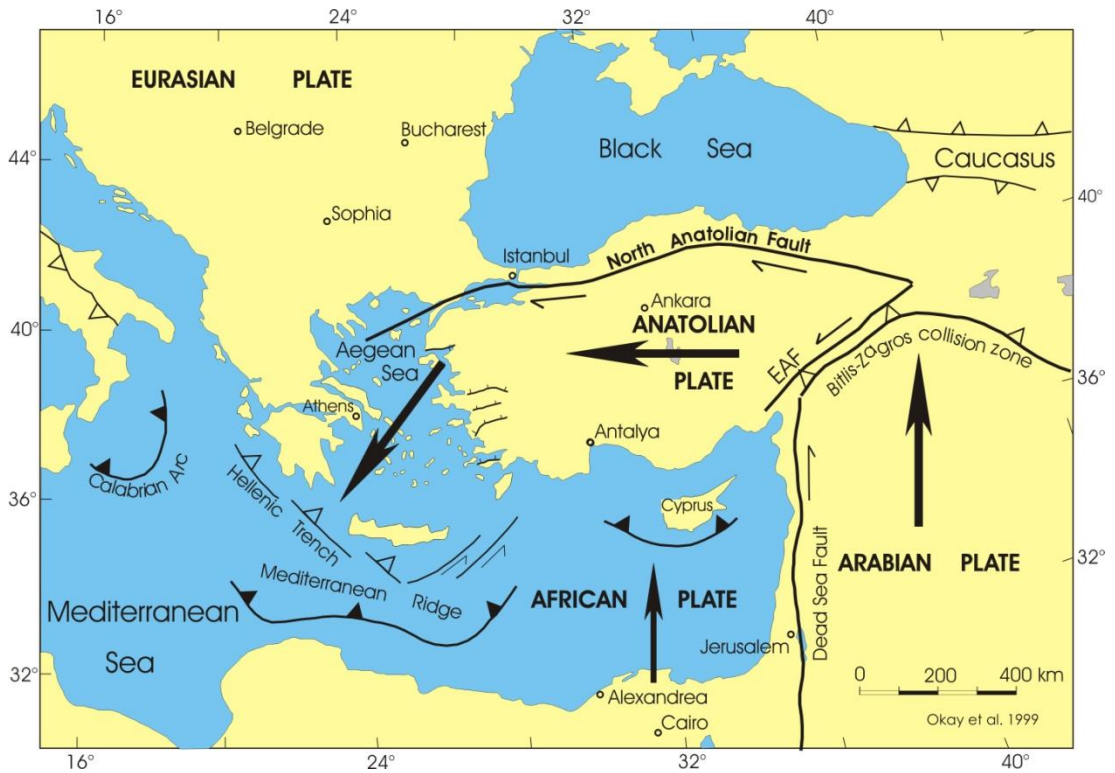
Hubbert-Ferrari ve diğ. (2009), KAFZ'nun doğu kesiminde çalışmalar yapmışlardır ve KAFZ'nun yaşı ve bölgedeki kayma hızını belirlemeye çalışmışlardır. Yazarlara göre, KAFZ'nun 12 My önce oluştuğunu ve ilk on milyon yılda kayma hızının 3 mm/yıl olduğunu, son 2.5 My'da ise kayma hızının 20 mm/yıl olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar ayrıca günümüzde Karlıova'da bulunan üçlü eklemle daha önceden Erzincan civarında olduğunu önermiş ve KAFZ'nin doğu kesimini 4 segmente ayırmışlardır. Buna göre, bu segmentlerin en batıda olanı K125D uzanımında olan ve Erzincan havzası içinde sonlanan Segment-1'dir. Segment-2, Erzincan havzasının doğusundan başlar Yedisu havzasına kadar K110D konumunda uzanan 80 km devam eder. Yedisu havzasının doğusunda KAFZ daha geniş bir deformasyon zonu oluşturur. Segment-3, Yedisu havzasının doğusundan 10 km güneydoğuya uzanır. Segment-3'ün doğu ucundan başlayıp DAFZ ile birleşen Segment-4 ise 30 km uzunluğundadır. Fichtner ve diğ. (2013), KAFZ'nin sadece bir kıtasal kabuk özelliği olmadığını belirtmektedir. Genç kıtasal kabuk fay zonunun evrimi (≤ 10 My), daha derinde yer alan yaşlı (60 ± 15 My) ve yapısal olarak zayıf suture zonu tarafından kontrol edildiğini ileri sürerler.

2.3 KAFZ'nin Türkiye Neotektoniğindeki Yeri

Neotektonik terimi ilk olarak Obruchev (1948) tarafından kullanılmıştır. Neojen'den başlayıp günümüze kadar devam eden en genç jeolojik tarihçenin tektoniği olarak tarif etmiştir. Şengör (1980), herhangi bir bölgede meydana gelmiş olan son tektonik rejim değişikliğinden günümüze kadar geçmiş olan zaman içerisindeki tektonizmanın tümüne "Neotektonik" demiştir. Bu dönemde oluşan yapılara ise neotektonik yapılar denir. Buna göre Türkiye'de neotektonik dönem Orta Miyosen'de Bitlis kenet kuşağında Neo-Tetis'in kapanmasına bağlı olarak gelişen kıta-kıta çarpışmasının sonucu olarak başlar (Şengör ve diğ., 1979). Türkiye, Arap Platformu ve Asya'nın çarpışma sonrası yakınsaması nedeniyle asimetric tektonik kaçış sisteminin daha gelişmiş batı bölümünü oluşturmaktadır (Şengör ve diğ., 1985). Erinc (1953), neotektonik dönem başladığında Doğu Anadolu'nun peneplen ya da peneplene yakın bir paleocoğrafyaya sahip olduğunu belirtmiştir. Bu dönem boyunca Doğu

Anadolu’da kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar, açılma çatlakları gelişmiştir. Doğu Anadolu’nun yapısal ve jeomorfolojik gelişimi değişmiştir. Bu çarpışmanın ürünü olarak Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) oluşmuştur. Bu zonlar ve diğer yapılar Doğu Anadolu’nun kabaca K – G yönünde daralıp, D – B yönünde uzamasına, kıta kabuğunun kalınlaşmasına ve bölgenin yükselmesine neden olmuştur. K – G yönünde meydana gelen açılma çatlakları ile sıçrama yapan doğrultu atımlı faylar arasında havzalar gelişmiştir. Kıta kabuğunun evrimine bağlı olarak bölgenin genç volkanları çoğunlukla açılma çatlaklarını kendilerine çıkış yolu olarak seçmiştir (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986).

KAFZ ve DAFZ’nun kesiştiği Karlıova kavşağının doğusunda ve Bitlis – Zagros kenet kuşağının kuzeyinde kalan bölge Doğu Anadolu’nun Sıkışma bölgesini oluşturur. Sıkışmadan dolayı kabukta kalınlaşma olur ve Anadolu bloğunun batıya doğru itilmesine neden olur (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 Türkiye’nin aktif tektonik haritası (Okay ve diğ. 1999).

3. JEOLojİ

3.1 Giriş

Doğu Anadolu’da neotektoniğin jeolojik gelişime etkisi Orta Miyosen’de başlamıştır (Şengör ve diğ., 1979). Doğu Anadolu’nun paleotektonik ve neotektonik dönemlerine bakarak bölgenin jeolojik evriminde dört yapısal dönem ayırtedilmiştir (Yılmaz ve Güner, 1981; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). Yaşlıdan gence doğru sıralandığında;

1. Dönem (Paleozoyik – Mesozoyik): Bölgenin en yaşlı birimlerini metamorfikler oluşturur. Kaya türleri gnays, granit, mikaşist, meta-volakanitler ve mermerlerdir. Bu kaya türlerinin üst düzeylerinin Erken Mesozoyik olabilecekleri düşünülmüştür.
2. Dönem (Geç Kretase): Ofiyolitik melanjdan oluşan bu dönemin kayaları metamorfiklerin üzerine Geç Kretase’de tektonik dokanakla yerleşmiştir. Bazik ve ultrabazik kayaları da kapsayan kumtaşı, kireçtaşı, tuf ve kireçtaşı bloklarından oluşur. Doğu Anadolu’da yaygın olan birim Neotetis’in kuzey kolunun ürünüdür.
3. Dönem (Eosen – Erken Miyosen): Bu dönemin özelliği denizel ve belirli bir çökelme ortamını belirleyen, volkanizmanın etkin olmadığı kaya türlerini kapsamasıdır. Bunlar alttan üstte doğru fliş, jipsli ara düzeyli kireçtaşı, killi kireçtaşı ve resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır. Çökelme ortamı derinden sığa doğru değişmektedir. Resif ortamını temsil eden Erken Miyosen döneminin önemli bir özelliği, geniş olan yayılma alanının tümünde aynı özellikte kaya türlerini kapsamasıdır.
4. Dönem (Geç Miyosen – Günümüz): Bu döneme ait kayalar, karasal ortamda gelişmiş çökellerle temsil edilen, etkin tektonik ve volkanizma ile karakterize edilen bir istiftir. Bu dönemin ürünleri, kumtaşı, marn, killi kireçtaşı, tuf, aglomera ve volkanik kayalardır.

3.2 Yedisu Segmenti Civarının Genel Jeolojisi

Yedisu fay segmenti, KAF'ın batıda Üzümlü (Erzincan) doğuda ise Yedisu ilçesi (Bingöl) arasında yaklaşık 70 km'lik bir kesimi oluşturur. Bu kesimi içerisine alan bölgenin jeolojisini anlatmada Tarhan ve diğ. (1991), Tarhan (1997; 2007) tarafından hazırlanmış olan MTA raporu ve 1:100 000 ölçekli açınısma nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları serisinin Erzurum – G31, F31 (1997) ve Erzincan – İ43, J43, İ44, J44 (2007) paftalarından yararlanılmıştır.

Çalışma alanı, Türkiye'nin jeolojik açıdan en karmaşık bölgelerinden birini teşkil etmektedir. Bölge bu karmaşık yapısını Mesozoyik başından Tersiyer ortasına kadar süren farklı okyanus açılma ve kapanma dönemlerinde kazanmıştır (Tüysüz, 1993). Bu karmaşağı sadeleştirip genelleştirmek için bölgenin genel jeolojisi sırasıyla yaşlı kayalardan güncel kayalara doğru 4 jeolojik dönem altında incelenecektir (Şekil 3.1).

3.2.1 Paleozoyik Dönemi

Hınıs Metaofiyoliti (Pzhp): İlk kez Tarhan (1989) tarafından adlandırılan Hınıs metaofiyolitinin bir üyesidir. Hınıs metaofiyoliti orijinalinde peridotit, piroksenit, olivinli gabro ve levha karmaşığından oluşur. Tüm bu kaya birimleri birbirleriyle ilksel ilişkili olup, düzenli bir ofiyolit istifi gösterirler. Tarhan (2007), bölgesel ve global ölçekte veriler dikkate alındığında; gerek Alp – Himalaya kuşağında ve gerekse bu kuşakta yer alan Türkiye'de yüzeylenen okyanus kabuğu ve onun tektonik eşdeğerleri olan tüm ofiyolitik kayalarının Pre-Kambriyen yaşlı olduğunu belirtmiştir.

İnceleme alanında ofiyolitler Pülümür, Bağırpaşa dağı ve Yedisu dolaylarında, yaklaşık doğu-batı yönünde dar bir koridor şeklinde uzanım gösterirler. Peridotitler içerisinde yer yer kromit oluşumları görülür. Bazı kesimlerde tektonik deformasyonlar nedeniyle ezilmiş, milonitleşmiş ve serpantinleşmiştir. Bu bölgedeki ofiyolitlerin hakim kaya birimlerini peridotit (dunit, harzburjit) oluşturmaktadır. Peridotitleri kesen faylar nedeniyle yer yer serpantinleşmiş ve içerisinde topoğrafyada sert çıkıntılar yapan listvenit oluşumları gelişmiştir.

SİSTEM	SERİ	FORMASYON	ÜYE	SİMGE	KAYA TÜRÜ AÇIKLAMASI
QUA.	Pleistosen	GÜNCEL ÇÖKELLER		Qal	Alüvyon, yamaç molozu ve taraça
TERSİYER	Pliyosen	YOLÜSTÜ		Ply	Uyumsuzluk Çakıltı, kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı, marn, gölsel kçt, tüfit ve aglomera
		HAMURPET VOLKANİTLERİ	Hamurpet Lavı	Plh	Uyumsuzluk Aglomera, lapilli, volk.breş, tuf, lav, bazalt, andezit, Çakıltı, kumtaşı, çamurtaşı, piroklastik kayalar
	Miyosen	ADİLCEVAZ		Ma	Uyumsuzluk Resifal kireçtaşı, kumtaşı, çakıltı, tüfit
		MOLLAKULAÇDERE		OIMm	Marn, kıltaşı, kumtaşı, çakıltı, kçt, tüfit, jips ve volkanit
	Eosen - Miyosen	BALPAYAM		EoMb	Çakıltı, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
		NAVRO		Eon	Marn, kıltaşı, kumtaşı, çakıltı, kçt, tüfit, jips ve volkanit
	Eosen	ELMALI		KEoe	Çakıltı, kumtaşı, kıltaşı, tüfit, marn, lav ve pirok. kayalar
		BAĞIRPAŞADAĞI		JKb	Marn, kıltaşı, çakıltı, kumtaşı, kireçtaşı, tüfit, lav ve piroklastik kayalar
	Jura - Kret.	MUNZUR KİREÇTAŞI		Mzm	Tektonik Dokanak Serisit-kolritşist, mikaşist, kuvarsit, mermer, metakırntı
		YONCAYOLU		PTry	Tektonik Dokanak Silis-çört yumru ve arakatlı kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı
GEÇ PALEOZOYİK - MESOZOYİK	Per - Triyas			PzMan	Uyumsuzluk Serisit-kolritşist, mikaşist, kuvarsit, mermer, metakırntı
	Devoniyen - Kretase	ANADOLU VOLKANİK SED. SERİSİ		PzMan	Tektonik Dokanak Derin denizel pelajik çökelleri, lav(spilit, bazalt, andezit, dasit), pirok. kayalar, kırıntılılar ve flış (ayrılanmamış) Ofiyolit blokları (of)
	Devoniyen Öncesi	HINIS METAOFYOLİTİ		Pzh	Uyumsuzluk Metaperidotit, metapiroksenit, metagabro, meta levha dayk karmaşığı (ayrılanmamış)
			Metaperidotit	Pzhp	Metadunit, metaharzburgit, serpantin, listvenit

Şekil 3.1 Yedisu Fayı civarının geliştirilmiş dikme kesiti (Ref. 1:100 000 ölçekli açın-sama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları ve MTA Raporu)

3.2.2 Geç Paleozoyik – Mesozoyik Dönemi

Anadolu Volkanik Sedimanter Serisi (PzMan): Genellikle düzenli sedimantolojik bir iç yapı ve istif sunan bu birimlerin çökelimi esnasında, ortamın tektonizma – volkanizma özelliklerinden ötürü, ortama yerli ve yabancı (ofiyolit, metamorfit gibi)

bazı olistolitler aktarılmıştır. Volcano – sedimanter seri, farklı kökenli kaya türlerinden (magmatik, volkanik ve sedimanter) farklı fasiyes ve ortamlarda (karasal, sıg, neritik, şelf ve derin deniz) çökelmiş yaygın ve sürekli kaya stratigrafi birimlerinden oluşup birbirleriyle düşey ve yanal geçişlidir. Farklı fasiyes, ortam ve farklı kökensel kayatürlerinden oluşmaları nedeniyle heterojen bir iç yapı gösterirler. K – G yönlü tektonik sıkışmalarla kıvrımlanma ve bindirmeler geliştirerek yerleşmesi heterojen iç yapısını daha da artırmıştır. Yedisu segmentinin daha çok kuzeyinde yaygın olan bu ofiyolitik melanj Neotetisin kuzey kolunun kapanmasının ürünüdür (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Anadolu volkanik sedimanter serisini (AVSS), genel olarak derin denizel pelajik çökelleri (türbiditik kumtaşı, kalkarenit, mikritik kireçtaşı, radyolarit, çört), piroklastik kaya (aglomera, tüfit, volkanik breş), lav (bazaltik andezit, andezit, dasit – riyolit), fliş türü kayalar oluşturur. Farklı fasiyes, ortam ve kayatürlerinden oluşmuş bu birimin yaşı için Geç Paleozoyik – Mesozoyik (Karbonifer – Kretase) aralığı verilmiştir. Tektonik bir dokanak ile Hınıs metaofiyolitlerini üzerler.

Yoncayolu Formasyonu (PTry): Birim, yeşilışt fayisesinde metamorfizma olmuştur. Genellikle mikaşist, serisit-klorit-kalk şist, fillat, mermer, rekristalize kireçtaşından oluşur. hakim kaya birimlerini metakırıntı ve metabazitler oluşturur. Birimin yaşı Permian – Triyas olarak verilmiştir.

Munzur Kireçtaşı (Mzm): Birim şelf türü neritik karbonatlardan oluşur. Algli, oolitli, biyomikrit, oosparit, kalkarent, pelajik ve çörtlü resifal kireçtaşlarından oluşur. Orta Triyas'tan Kampaniyen'e kadar çökme kesiksiz sürmüştür.

Bağırpaşadağı Metamorfizmaları (JKb): Genel olarak serisit-kloritşist, kalkşist, metakırıntı ve metabazitlerden oluşur. Metamorfizmanın az etkili olduğu kesimlerde kalkşist, fillat, sleyt ve yeşilşist oluşur. metamorfizmanın daha etkili olduğu kesimlerde ise piroksen-mikalı mermer, mikşist, amfibolşistlerden oluşur. Birimin yaşı ise Jura – Kretase olarak verilmiştir.

3.2.3 Mesozoyik – Tersiyer Dönemi

Elmalı Formasyonu (KEoe): Birim Şeytan Dağları, Perisuyu vadisinde, Pülümür – Balpayam dolayında doğu- batı yönünde yaygın ve sürekli yüzeylenimler gösterir. Formasyon, tüflü kireçtaşı, miktirik kireçtaşı, kıltaşı, marn, kumtaşı, lav (bazaltik

andezit, andezit, trakit) ve piroklastik (aglomera, tüfit, volkanik breş) kaya türlerinden oluşur. Birim kendisinden önceki Hınıs metaofiyolitini, AVSS'yi, Bağırpaşadağı metamorfiteğini açısız uyumsuzlukla örter. Birimin yaşı Geç Maastrichtiyen – Erken Eosen olarak verilmiştir.

Navru Formasyonu (Eon): Formasyon, tüflü kireçtaşı, çakıtaşı, kumtaşı çamurtaşı, marn, tüfit, kıltaşı, kalkarenitden oluşur. Yer yer lav ve piroklastik ara katkılarını içerir. Tabanındaki Elmalı Formasyonu ile uyumludur ve düşey geçişlidir. Birimin yaşı Erken – Orta Eosen olarak verilmiştir.

Balpayam Formasyonu (EoMib): Formasyon tüflü kireçtaşı, mikritik kireçtaşı, kıltaşı, marn, kumtaşı, çakıtaşı, lav (bazaltik andezit, andezit, dasit-riyolit) ve piroklastik (aglomera, tüfit, volkanik breş) kaya türlerinden oluşur. Yer yer karasal kırıntı ve jips-anhidrit ara katkılıdır. Birimin yaşı Orta Eosen – Erken Miyosen olarak belirlenmiştir. Birim Navru Formasyonu ile uyumludur ve düşey yönde tedrici geçişlidir.

Mollakulaçdere Formasyonu (OlMim): Birim, marn, kireçtaşı, tüfit, çamurtaşı, lav ve piroklastik kayalardan oluşur. Bitki ve kömür kırıntısı ve ara katkılarını içerir. Formasyon, bölgede farklı çökme ortamlarını (karasal, evaporit, denizel) temsil eden kaya türlerini içerir. İnceleme alanında, bu birimin çakıtaşı üyesi (OlMimç) gözlemlenir. Kızıl – şarabi renkli yer yer de sarımsı yeşil renkli gözlenen çakıtaşı, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşur. Birimin yaşı Oligosen – Erken Miyosen olarak verilmiştir.

Adilcevaz Formasyonu (Mia): Yedisu İlçesinin daha çok kuzey ve kuzeydoğusunda yer alan birim, tuf içerikli resifal kireçtaşı, tüfit, kalkarenit, kumtaşı, çakıtaşı, marnlardan oluşur. Yer yer kömür, bitki, jips-anhidrit-tuz ve karasal kaba kırıntılı ara katkılarını içerir. Mollakulaçdere Formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir. Birimin yaşı Erken Miyosen olarak belirlenmiştir.

Hamurpet Volkanitleri (Plhv): Erzincan havzasının daha çok kuzey ve kuzeydoğusunda görülen birim, piroklastik kaya ve lav kayatürlerinden oluşur. Yer yer karasal ara katkılarını içerir. Erken Pliyosen yaşı verilen birimin Çullu üyesi de aynı alanda gözlemlenir. Birimin hakim kaya türlerini bordo-kızıl, sarımsı yeşil

renkli karasal kaba ve ince kırıntılılar (çakıltası, kumtaşı, kıltaşı, silttaşı, çamurtaşı) oluşturur.

Yolüstü Formasyonu (Ply): Çakıltası, kumtaşı, silttaşı, marn, kıltaşı, tüfit ve gölsel kireçtaşından oluşan birim, kendisinden önceki birimleri uyumsuzlukla örter. Yer yer kömür ve aglomera ara katkılı olan formasyon gölsel ortamda çökelmiştir. Formasyonun yaşı Orta – Geç Pliyosen olarak verilmiştir. İnceleme alanında daha çok güncel çökellerin (alüvyon, yamaç molozu) olduğu yerlerde gözlemlenir.

3.2.4 Kuvarterner Dönemi

Alüvyon, Yamaç Molozu ve Heyelan Döküntüsü (Qal): Alüvyon, akarsu ve dere yataklarında çekişli kaya kırıntı ve parçalarını içeren, tutturulmamış çakıl, kum, mil, kil ve çamurdan oluşur. Yamaç molozu genellikle yüksek ve dik tepelerin eteklerinde tutturulmamış köşeli blok ve öakıl boyutundaki kayatürlerinden oluşur. Heyelanlar, tüfit, tuf, kıltaşı, marnlı birimlerde topoğrafya eğimine bağlı olarak gelişmiştir.

İnceleme alanı paleotektonik açıdan Pontid, Torid ve Sakarya kıtasal bloklarının ve bunları ayıran ofiyolitik sutureların, neotektonik açıdan ise sağ ve sol yanal atımlı fayların birbirine kavuştuğu bir düğüm noktasında yer alır. Bölge paleotektonik evrimini Liyas öncesinde Paleo-Tetis ve onun yayardı havzası olan Karakaya Okyanuslarının, Kretase sonunda ise Neo-Tetis Okyanusunun farklı kollarının kapanması ile kazanmıştır. Neo-Tetis'in kapanmasının ardından büyük ölçüde kara haline gelen bölge Eosen'de ve Erken Miyosen'de sığ denizlerle kaplanmıştır. Ancak her iki denizel ortam da bölgenin kuzey-güney sıkışmalarla birdirmeli bir yapı kazanması ve yükselmesi yüzünden uzun ömürlü olmamışlardır. Erken Miyosen sonundan itibaren başlayan neo-tektonik dönemde bölgede kaçma tektoniği etkin olmuş, farklı atım ve uzanımına sahip yanal atımlı faylar gelişmiştir. Erzincan ve Yedisu havzaları bu tektonik rejim altında Geç Pliyosen'den itibaren oluşmaya başlayan ve evrimini günümüzde de sürdüren bir çek-ayır havzadır (Tüysüz, 1993).

Çalışma alanının uydu görüntüleri ile bu bölgeye ait MTA jeoloji haritalarının coğrafi bilgi sistemlerinden ArcGIS programı yardımı ile karşılaştırılarak güncel çökellerin sınırları daha özenli çizilmiştir. Tutturulmamış ve az tutturulmuş birimler (güncel ve genç yaşlı birimler), daha yaşlı olan ve pekleşmiş birimlere oranla deprem tehlikesini çok daha şiddetli yaşayacak olan yerlerdir.

3.3 Yedisu Segmenti

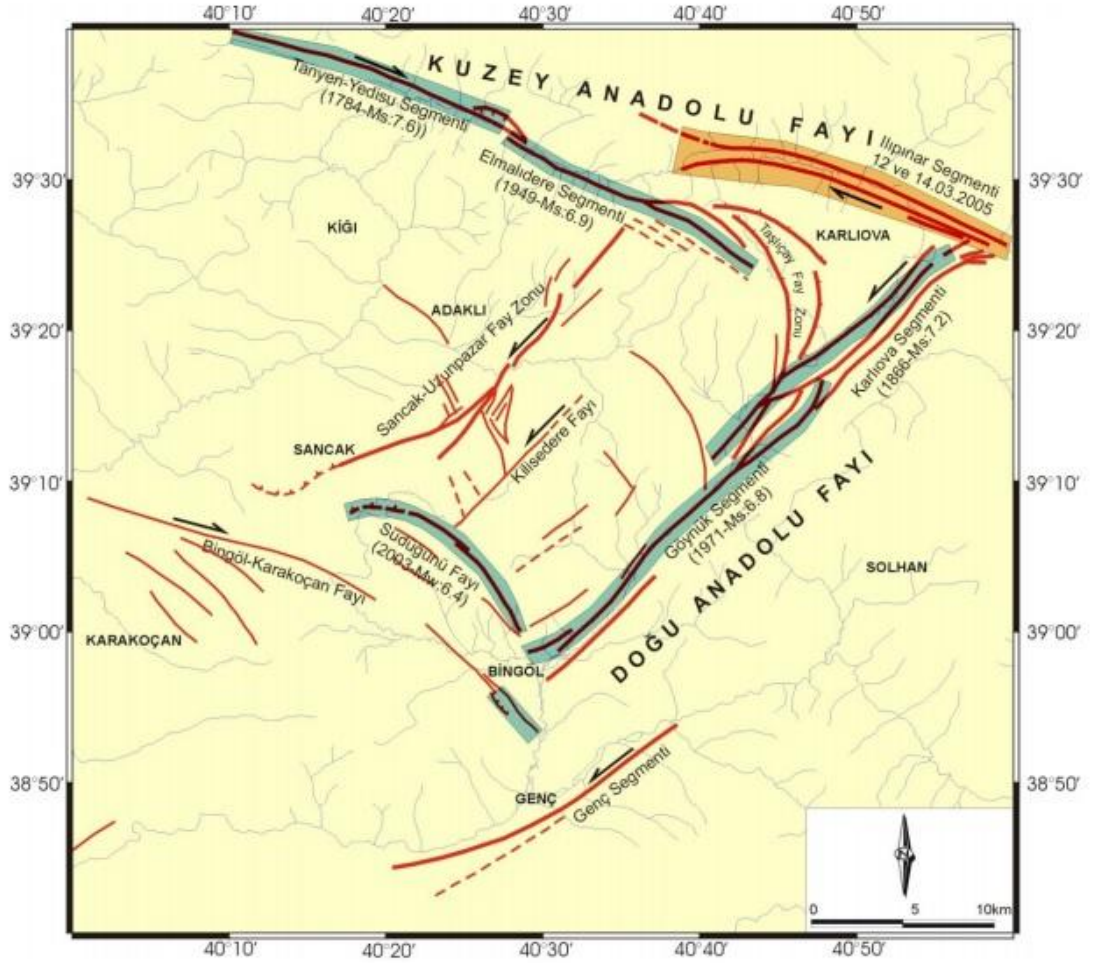
Allen (1969), Elmalı deresinin kuzeyden akan kollarında Yedisu yakınlarında pek çok dere ötelenmesinden bahsetmiştir. Barka ve Kadinsky-Cade (1988), Yedisu Havzasını bir çek-ayır havza olarak tanımlamışlardır. Fay kontrollü olarak gelişmiş olan havzanın uzun eksen 11 km ve ortalama eni ise 1.5 km'dir (Zabcı, 2012). Yedisu segmenti havzanın güneyinde ve kuzeyinde olmak üzere iki parçadan oluşur. Bunlardan güney kolun havzaya girişi doğudaki Ekşipınar köyü civarındadır. Ekşipınar köyü ile Güzgülü Köyü arasında yaklaşık olarak 7 km kesintisiz devam ederken Güzgülü köyünden KB yönünde bir sıçrama yaparak devam eder (Sançar, 2006). Erzincan'ın Üzümlü ilçesi yakınlarından başlayan Yedisu segmenti, buradan Yedisu havzasına kadar yaklaşık 70 km boyunca ortalama K70B doğrultusunda devam eder. Genelde kademeli (en echelon) karakterli bir geometri gösteren segmentasyon, Üçdam batısında sola doğru yaklaşık birer km arayla iki kademeli sıçrama yapar. Üçdam ile Yedisu ilçe merkezi arazında genelde bir iki düşük açılı farklı büküm hariç aynı doğrultuda devam eden fay, Yedisu havzasının doğu bitimine doğru sağ yönlü bir sıçrama ile havzanın güneyine geçer (Akyüz ve diğ., 2009).

KAF, Erzincan ve Yedisu arasında göreceli olarak daha dar bir makaslama zonu boyunca uzanır (Şengör, ve diğ. 2005). Yedisu Fayı, KAF'ın batıda Üzümlü (Erzincan), doğuda ise Yedisu İlçesi (Bingöl) arasında, yaklaşık 70 km'lik bir kesimini oluşturur. Ortalama K65-70°B doğrultusunda uzanan bu fay, dar bir zon boyunca devam eder. Yedisu Havzası'nın doğu bitimine doğru açılmalı bir sıçramayla havzanın güneyindeki Elmalı Segmenti'nden ayrılır. Fay üzerinde, batıdan doğuya doğru son birkaç onbin yıl içerisinde gerçekleşmiş depremlerin izi, faya dik olarak akan dereler üzerinde görülür (Zabcı, 2012).

KAF'ın sismik boşluğu niteliği taşıdığı iki bölgeden birini oluşturan Yedisu Fayının (Şekil 3.2) kırılma potansiyeli çok yüksektir (Barka ve diğ., 1987; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka ve Gülen, 1988; Barka, 1992). Son yüzyıl içerisinde 1967 Pülümür Depremi ($M_s = 5.6 - 6.0$) sonrası sadece 20 cm sağ yanal ötelenme gerçekleşen 4 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşmuştur (Ambraseys, 1975; Zabcı, 2012).

Yedisu fayının batısı 1939 ve 1992 Erzincan depremleriyle, batısındaki Elmalı segmenti ise 1949 depreminde kırılmıştır. Yedisu fayının en son ne zaman kırıldığına dair silik bir takım tarihsel kayıtlar mevcuttur ve bu kayıtlara göre segment 1784 yılında kırılmış olmalıdır. Yedisu segmentinde yapılmış olan paleosismolojik çalışmalar sonucunda bu segmente ait deprem tekrarlamaya periyodu belirlenmeye çalışılmıştır. Yapılan hendek çalışmalarında geçmiş depremlere ait yüzey kırıkları belirlenmiştir. Yedisu havzası içerisinde açılan Tokmanik hendeğinden 6 eski deprem verisi elde edilmiştir. Bu depremler MS 0-100 yılı civarında, MS 700 civarında, MS 1000 civarında, MS 1200 civarında (büyük olasılıkla 1268 (veya 1287)), MS 1400-1500 arasında (büyük olasılıkla 1457) ve 1784 yılı olarak tarihlenmiştir. Bu deprem tarihlerinde doğal olarak eksiklikler veya hatalı yorumlar da olabilir. Örneğin MS 100 ile MS 700 arasında gerçekten deprem olmamış olabileceği gibi arada bir (belki iki) deprem hendekte belirlenememiş veya hendek sınırları dışında kalmış olabilir. Bu da deprem tekrarlanma aralığının sağlıklı olarak belirlenmesinde sorun oluşturur. Ancak elde edilen veriler farklı senaryolarla değerlendirilerek bir yaklaşımda bulunulabilir. Birinci senaryoda hendekte elde edilen deprem verilerini birebir aldığımızda depremlerin arasında en çok 600, en az 190 yıllık süreler görülmektedir. Bu da 400 ± 200 yıllık bir tekrarlanma periyodu verir. Ancak, özellikle ilk iki deprem arasında belirleyemediğimiz bir deprem olması durumunda bu aralık 190 ile 300 yıl (veya daha fazla) arasına düşebilir ve deprem tekrarlanma periyodu 245 ± 55 yıl olarak sınırlanabilir (Akyüz ve diğ., 2009). Yedisu fayını kıran son depremin 1784 yılında meydana geldiği gözönüne alınırsa, son depremden itibaren 230 yıl geçtiği görülmektedir. İkinci senaryonun sağlanması durumunda Yedisu fayının önemli bir deprem tehlikesi taşıdığını göstermektedir. Birinci senaryoya göre de bir tehlike söz konusu olsa da, ikinci senaryoya oranla daha geniş bir aralık verdiğinden yakın gelecekte bir deprem olma olasılığı daha düşük olacaktır.

Sağ-yanal doğrultu atımlı faylar boyunca batıya stres aktarımı göz önüne alındığında, bu son depremler Yedisu Fay Segmenti üzerindeki stresi arttırabilir (Tüysüz ve Erturaç, 2005). Yapılan stres modellemesine göre, 1939 – 1992 depremleri sonrasında bu segment üzerindeki kırılma gerilmesi her seferinde artmıştır. 1939 depremi sonrasında 1.6bar; 1949, 1966 ve 1971 depremleri sonrası 1.8 bar; 1992 Erzincan depremi sonrasında 2.4 bar olarak belirlenmiştir ve buradaki stresin toplamı



Şekil 3.2 Karlıova-Bingöl-Kiğı arasının diri fay haritası. Yedisu segmentini içine alan mavi bantla gösterilen faylar 1784 – Günümüz arasında yıkıcı deprem üretmiş fayları gösterir (Emre ve diğ., 2005).

10.1 bar'a kadar çıktığı ileri sürülmüştür (Barka 1996; Stein ve diğ. 1997; Sançar, 2006). Ayrıca 2005 yılında meydana gelen 12 Mart (Ml = 5.7), 14 Mart (Ml = 5.9), 23 Mart (Ml = 5.5), 6 Haziran (Ml = 5.7) ve 12 Aralık (Ml = 5.3) Karlıova depremlerinin Yedisu segmenti üzerinde olan etkileri tam olarak bilinmese de, doğrultu atımlı fayların kinematığında genel bir kural olarak gerilmenin segmentin uçlarına doğru transfer edildiği düşünüldüğünde Yedisu segmentindeki gerilme birikiminin daha da arttığı açıktır (Sançar, 2006). Sismik boşluğu oluşturan bu segmentin üzerinde beklenen depremin büyüklüğü için minimum kayma hızı 1 cm/yıl alındığında 2 m üzerinde bir yer değiştirme söz konusudur ve bu durum 7.0 büyüklüğünde bir depreme karşılık gelmektedir (Barka, 1996).

Özener ve diğ. (2010), bu segmentin üzerindeki stres potansiyelinin oluşturacağı depremin büyüklüğünü 6.7 ve 7 arasında olacağını ileri sürmüşlerdir. Ayrıca, Yedisu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Ovacık Fayı üzerinde yaptıkları GPS araştırmalarına göre bu faylar üzerindeki iç deformasyonun ikincil faylar ve Yedisu Fayı üzerindeki kaymanın bölümlenmesinin bir göstergesi olduğunu düşünmüşlerdir ve bu bölümlenme sayesinde Yedisu Fayı üzerindeki gerilmenin azalabileceğini belirtmişlerdir. Öte yandan iç deformasyonun da Yedisu segmenti boyunca oluşan gerilme birikimini azaltabileceğini belirtmişlerdir.

4. PALEOSİSMOLOJİ

Bir bölgenin deprem tehlikesinin belirlenmesi için o bölgeye ait diri fay haritası çıkarılmalıdır. Belirlenen diri fayların aktifliği araştırılmalı ve bu faylardan hangilerinin çevreye yıkıcı bir etki ile tesir edeceği bulunmalıdır. Bunun için bölgeye ait tarihsel ve aletsel döneme ait deprem kataloglarının oluşturulması gerekmektedir. Bu kataloglar sayesinde yıkıcı depremlerin tekrarlama periyotları belirlenebilir. Deprem kayıtlarının aletsel dönemi 1900 yıllarda başlamış olsa da sağlıklı kayıtların son 50 – 60 yılda alındıkları kabul edilir. Yıkıcı depremlerin eski kayıtlarını bulabilmek için tarihsel deprem kataloglarına başvurmak gerekmektedir.

Tarihsel deprem kayıtlarının oluşmasında ise afet bölgelerinde faaliyet gösteren batılı tüccarların ve din adamlarının yazışmaları ile tuttukları kayıtlar, önemli tarihsel depremlerin anlaşılmasında kilit rol oynar. Ancak, bu eski büyük tarihsel depremlere ait yüzey kırıklarının tam yeri, eski yerleşim yerlerinin dağılımı, olayı kayıt altına alan tarihçilerin öznelliği, zaman içinde kayıtların kaybolması ve benzeri etkiler yüzünden KAF üzerinde yerleri tam olarak belli değildir. Gerek fay geometrisinin ortaya konması, gerekse bu yerlerin üzerinde yapılacak paleosismoloji çalışmaları, tarihsel verilerin kontrol edilerek doğrulanması veya eksiklerinin giderilmesi için büyük önem taşır (Akyüz ve diğ., 2009).

Anadolu topraklarının, antik çağlardan günümüze çok sayıda medeniyete beşiklik etmesi, tarihsel deprem kayıtlarının oldukça eski zamanlara kadar uzanmasına yol açarken, bunları derleyen çok sayıda ve zengin deprem kataloğunun varlığını sağlamıştır (örn: Ambraseys ve Finkel, 2003; Tan ve diğ., 2008). Çalışma alanı ile ilgili olarak Yedisu Segmenti ve civarı için tarihsel depremleri Çizelge 4.1’de verilmiştir. Yedisu segmentinde bilinen en son yıkıcı depremin 1784 yılında meydana geldiği belirtilmektedir. Ambraseys ve Finkel (2003) ait katalogda bu deprem Anadolu’nun doğusunda büyük bir deprem olarak geçmektedir. Hicri 1 Ramazan 1198 gecesini yani 18 Temmuz 1784’te meydana gelen şok, 7-8 dakika sürmüştür. Aralarında Muş, Kığı, Kozlıcan, Tercan ve Keyfiyet yörelerinin de bulunduğu Erzincan’dan Muş’a kadar olan geniş bir bölgeyi etkiledi. Depreme

tanıklık etmiş olan iki Osmnalı yetkilisinin raporunda katalogda yer almaktadır. Bu rapora göre şok Vezir Süleyman Paşa'nın araziye gelişine rastladı; devlet temsilcileri tarafından köylülere uygulanan baskıyı soruşturmak için bölgeye gönderilmiş bulunan Paşa, bu depremde yaşamını yitirmişti.

İlk raporda, Süleyman Paşa'nın maiyetindeki Ali Ağa şöyle yazıyor: '...Ramazan'ın 4'ü Çarşamba günü, Erzurum şehrine ulaştım ve raporumu hazırlamak için Mustafa Efendi ile görüştim. Erzincan'dan, Erzurum kazasına kaçanların ifadelerine göre Ramazan'ın ikinci gecesi büyük bir deprem meydana gelip Erzincan şehri tamamen kaybolmuş; yine de bir hamam ile Büyük Cami kurtulmuş, geriye kalanlar yıkılmıştır. Erzurum Valisi ve bütün yardımcılarını ölmüş; sadece uşağı ile kılıç taşıyıcısı ve diğer birkaçı kurtulabilmiş; çünkü o sırada kentin dışında bulunuyorlarmış. Erzincan'ın bazı köyleri de depremde yıkılmış ve Erzurum'da başka birkaç gün boyunca depremler meydana gelmiş, ancak herhangi bir hasar belirtisi yoktur...'.

Deprem meydana geldiğinde Erzurum havalisinde bulunan Mustafa Edendi'nin kendisi ise, depremde üç gün sonra Babıâli'ye gönderdiği mektupta şöyle der: '...Erzurum ve çevresinde beş veya altı ay boyunca, aralılarla depremler olmuştur. ...Mübarek Ramazan ayının ilk gününe rastlayan Pazartesi gecesi, saat 4-buçuk civarlarında, 7-8 dakika süren deprem... Erzurum şehrindeki bazı ev ve ocakların duvarlarını yıktı, diğerlerini yana yatırdı; hassaten, yaşamakta olduğum hane ağır hasar gördü, evimin ayarında kalacak yer bulamadığım için de 5-10 adamımla birlikte, kentten bir buçuk saat uzaklıktaki bir köye taşındım. Bundan sonra, aynı tarih öğlen yarımında, gece meydana gelen depremde daha şiddetli bir deprem oldu. O geceki büyük depremin sonucunda, Erzincan şehrinde... bir cami ile han dışında bütün camiler, dükkanlar ve binalar yıkıldı ve yardımcılarını ile birlikte Erzincan'a bir hafta önce gelmiş bulunan Süleyman Paşa; Erzurum Valisi, adamları ve kent nüfusunun yarısından fazlası ile birlikte öldü'... Mustafa Efendi, depremin Erzincan'da yol açtığı hasarla ilgili ayrıntılar da verir; bu ayrıntılar, Süleyman Paşa'nın mal varlığı konusunu çözmek için oradan Erzurum'a gitmiş bulunan üç yetkili tarafından Mustafa Efendi'ye 3 Ramazan'da verilmişti: Bunlar Ali Ağa'nın raporundakilerle benzeşiktir.

Yazarların binaya eklenmiş bir kitabeden öğrendiğine göre, Kurşunlu (Mustafa Çavuş) Camii de, Erzinca'da bulunan ve önceki depremleri atlatmış Sultan Süleyman Camii, Büyük Camii, İskender Hamamı, Ermenilerin kiliseleri olan Anamız, Aziz Sarkis, Kutsal İşaret, Aziz Teslis ve Bütün Azizler gibi az sayıdaki diğer tarihi binalar da yıkılmıştır. Kale harabeye dönmüş ve Taş Han'ın bazı kısımları çökmüştü, ne var ki hanın ahırları ile Çadırcı ve Purkalem hamamları ile bezestan, şoku atlatabilmişti Kentteki 8000 evden ancak 500 veya 600'ü depremde kurtulup, komşu üç köydeki evler de harabeye dönmüştü. Erzincan'da yaşamını yitürenlerin sayısı, 5000, 6000 ve hatta 10.000 olarak verilmektedir.

Erzurum'da ise, zaten bakımsız olan kale, daha da hasar görmüştü. Yıkım, Erzincan, Kığı ve Tercan kazaları ile Van Gölü'nün batısındaki Tarom yöresine kadar yayıldı. Yalnızca Kığı yöresinde, 1500 kişi yaşamını yitirdi; Tinik, Melikan, Arnis gibi Elmalı Dere boyundaki köyler ile Koşmur Dağı'nın kuzey eteklerindeki diğer köyler tamamen yıkıldı. Hicri 4 Cemaziyelevvel 1199 (15 Mart 1784) tarihindeki Kızocan (Kırocak / Kozlıcan) kazası halkı tarafından gönderilen bir dilekçe şöyle der: '... Kızocan kazasının 24 köyündeki evler harabeye döndü ve halkın büyük bir kısmı yıkılan binaların enkazı altında kaldı, kalanların birçoğu ise yaralandı; evlerin çoğu güçlükle ayakta duruyor. Halk çok perişan durumda... Bu nedenle bu yılın belirli vergilerinden muaf tutulmayı arz ediyorlar...' Babiâlî, hangi köylerin yıkıldığı, kaç kişinin öldüğü ve kaçının yaralandığı gibi daha ayrıntılı bilgiler rica etti. Erzincan, Kığı ve Tercan kazalarından da Babiâlî'ye benzer dilekçeler gönderildi. Ekilis vilayetindeki Argana'da (Ergani) bulunan gümüş madenleri de, bildirildiğine göre, yersarsıntısının sonucunda sular altında kalmıştı.

Daha güneydoğuda hasar, Tarom!a kadar uzandı. İstanbul'daki İngiliz Büyükelçi Ainslie'nin 10 Eylül 1784 tarihli mektubu şöyle der: '... Ezirghen'de (Erzincan) meydana gelen son depremle ilgili daha fazla şey duymadı isek de bu felaketin komşu vilayetlere kadar uzandığından korkuluyor; çünkü Angora'ya giden yol üzerindeki Chiamli Kilisesi'nden alınan güvenilir haber, o muhitte bulunan Ermeni Rahibe Manastırlarının bazılarının yerle bir olduğundan ve birçok İnsanın Yaşamlarını yitirdiğinden bahsedilmektedir.'

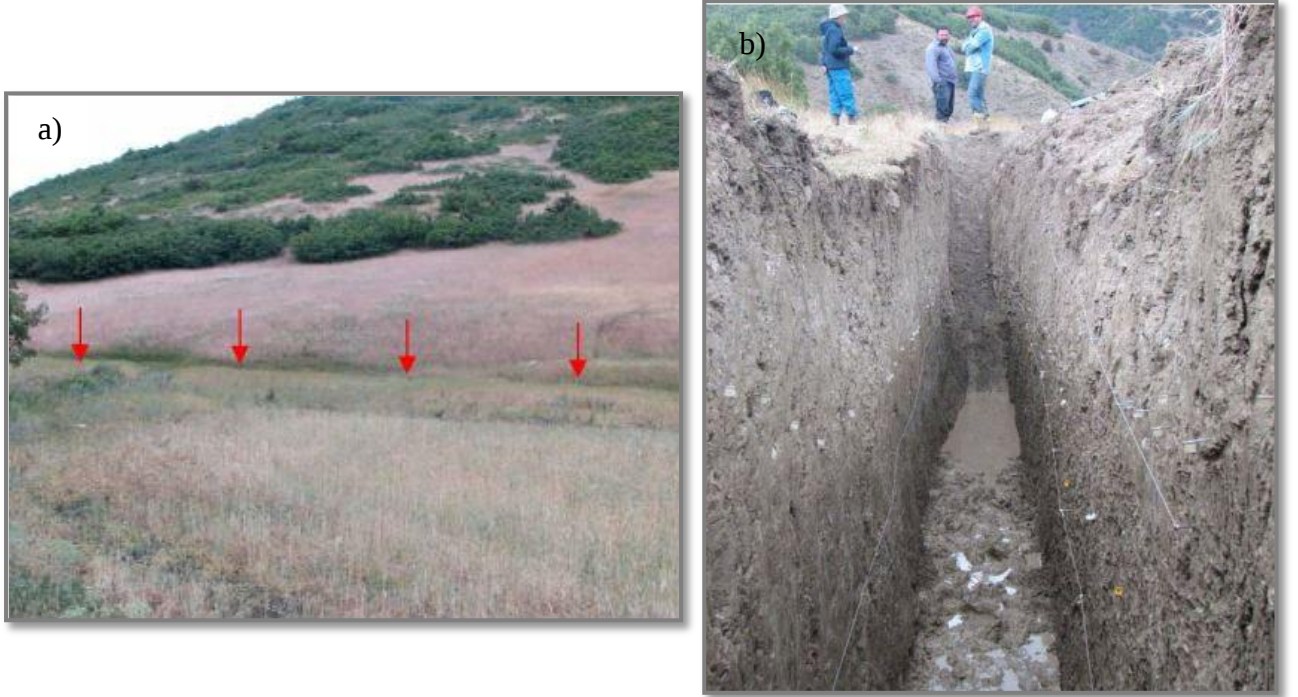
Bu depremde yaşamını yitirenlerin toplam sayısının 12.000'e ulaşabileceği tahmin edilmiştir. Günde üç beş kez tekrarlanan artçı şoklar, dört ay boyunca devam etti.

Çizelge 4.1. Yedisu Segmenti ve civarı için tarihsel depremleri (Akyüz ve diğ., 2009’dan alınmıştır. Referans ve diğer açıklamalar için Tan ve diğ., 2008’e bakınız).

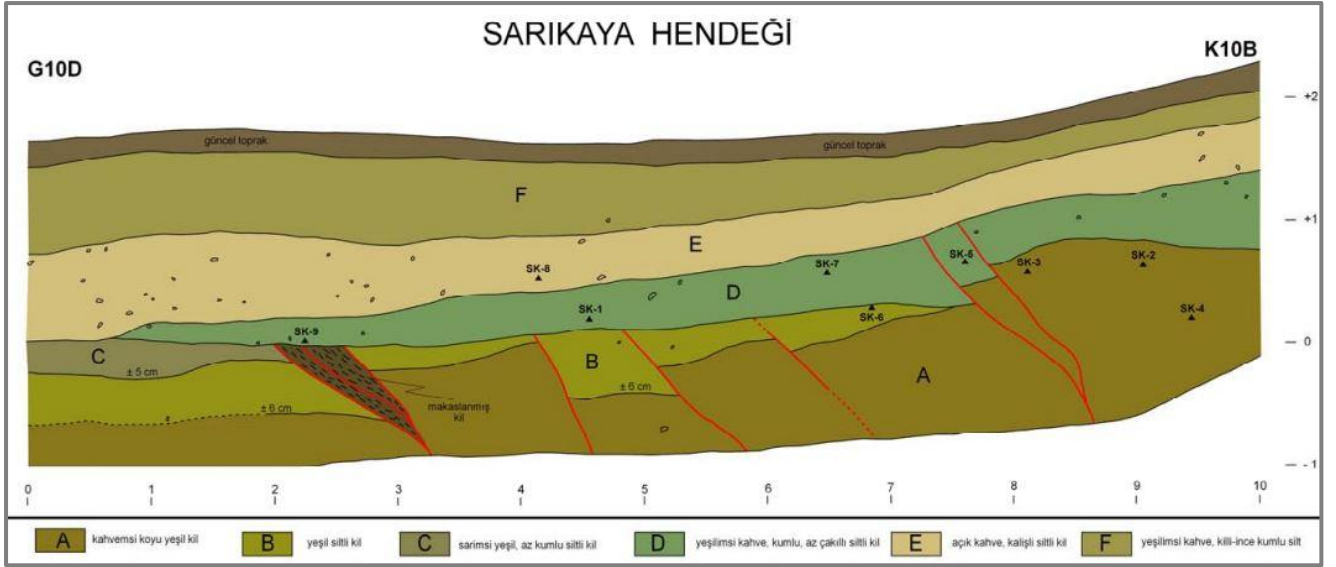
No	Enlem	Boylam	Yerleşim Yeri	Büyükölük (M)	Tarih	Ref.
1	39.70	39.50	Erzincan	6.5	802	ST
2	39.70	39.50	Erzincan	6.5	1011	ST
3	40.00	38.00	Suşehir	0	1045	AJ
4	39.75	39.50	Erzincan	0	1047	HS
5	39.75	39.50	Erzincan	0	1068	HS
6	40.20	38.30	Erzincan Batı	7.2	1254	ST
7	39.73	39.50	Erzincan	7.5	1254	EG2
8	39.75	39.50	Erzincan	0	1290	HS
9	39.74	39.50	Erzincan	6	1308	KU
10	39.75	39.50	Erzincan	0	1356	HS
11	39.73	39.50	Erzincan	6.3	1374	EG2
12	39.73	39.50	Erzincan	6.6	1419	EG2
13	39.90	40.40	Tercan	7.6	1457	ST
14	39.90	40.40	Tercan	7.8	1481	KU
15	39.74	39.50	Erzincan	6	1543	KU
16	39.74	39.50	Erzincan	6	1578	KU
17	39.75	39.50	Erzincan	0	1583	HS
18	39.74	41.30	Tekman	6.6	1660	KU
19	39.70	39.50	Erzincan	7.5	1666	ST
20	39.90	41.30	Erzurum	0	1781	HS
21	39.75	39.50	Erzincan	0	1787	HS
22	39.90	41.30	Erzurum	0	1790	HS
23	39.90	41.30	Erzurum	6.29	1852	KU
24	39.90	41.30	Erzurum	0	1852	HS
25	39.90	41.30	Erzurum	6.2	1859	KU
26	39.90	41.30	Erzurum	0	1860	HS
27	39.20	41.00	Karlıova	0	1866	AJ
28	39.90	41.30	Erzurum	0	1886	HS
29	39.75	39.50	Erzincan	0	1888	HS
30	39.90	38.80	Refahiye	0	1890	HS

Akyüz ve diğ. (2009), Yedisu segmenti için paleosismolojik çalışmalar yapıp önemli lokasyonlarda hendek çalışmaları gerçekleştirmişlerdir. Segmentin batı ucuna yakın, çizgisel bir çöküntü alanı olan Sarıkaya Hendeği açılmıştır. Hendek, topoğrafik bir dikliğin sınırını belirlemektedir (Şekil 4.1). Yaklaşık 2.5 m kazılan hendeğin duvarları birimlere ayrılarak logu oluşturulmuştur.

Stratigrafik birimleri etkileyen faylanmaların yaşlandırılması için ilgili birimlerden alınan numunelere 14C testi uygulanmıştır. Yaşlandırma sonuçlarına göre tarihsel döneme ait kayıtlarda yer alan 1254, 1258, 1287 depremleri gözlenmiştir. Şekil 4.2’de ise Sarıkaya Hendeği’nin batı duvarına ait ölçekli logda SK-8 örneği büyük olasılıkla 1784 depremini örten seviyeyi yansıtmaktadır.



Şekil 4.1 a) Sarıkaya Hendeği’nin lokasyon görünümü, bakış yönü kuzeye (kırmızı oklar fay izini göstermektedir) b) Hendeğin genel görüntüsü (Akyüz ve diğ., 2009).



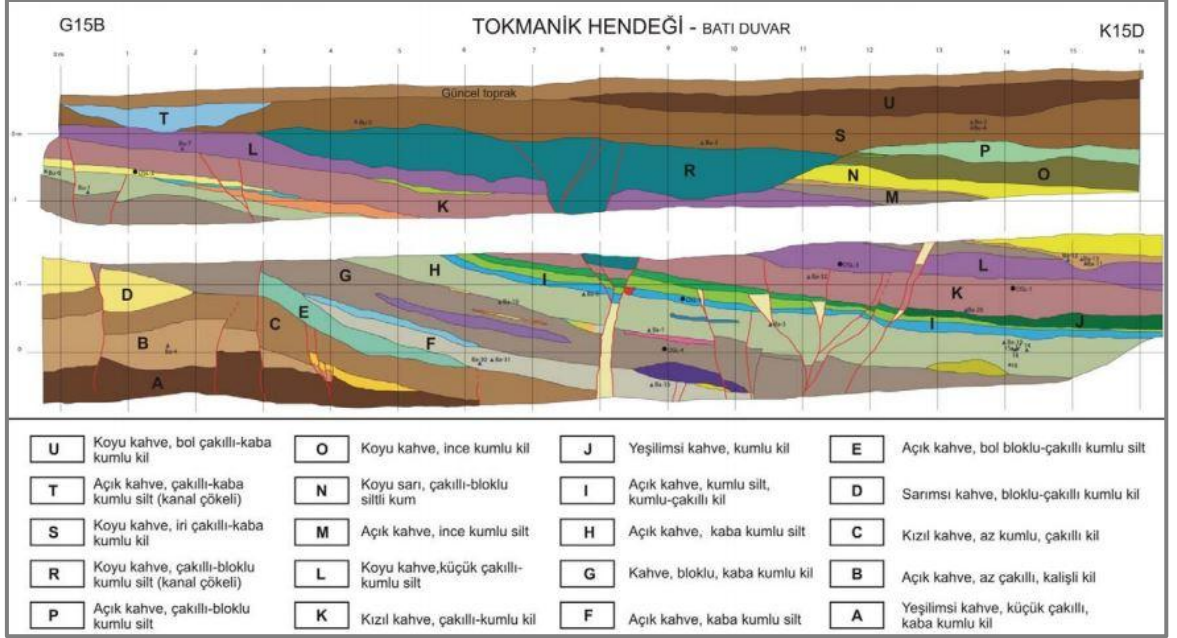
Şekil 4.2 Sarıkaya Hendeği'nin batı duvarına ait ölçekli log. Üçgenlerle işaretlenmiş numaralar karbon örneklerinin yerini göstermektedir (Akyüz ve diğ., 2009).

Yedisu segmentinin doğu ucuna yakın bir kesiminde, havzanın merkezi kesiminde görülen 80 m'lik bir dere ötelenmesinin hemen yanına açılan Tokmanik Hendeğinin uzunluğu 17 m ve ortalama derinliği ise 4 metredir. Birbirini üzerleyen alüval fan çökellerinin içinde açılan hendeğin duvarlarında stratigrafi oldukça belirgindir. Yeraltı su seviyesinin düşük olmasından dolayı basamaklı hendeğin açılmıştır (Şekil 4.3).



Şekil 4.3 a) Yedisu havzasına kuzeydoğudan bakış ve Tokmanik hendeğinin yeri, b) Hendeğin genel görünümü (Akyüz ve diğ., 2009).

Hendeğin basamaklı ve daha derin açılması nedeniyle pek çok eski depremin izi görülmüştür. Depremler, kesilen – örtülen birimler ve farklı yer değiştirme değerleri ile belirlenmiştir. Şekil 4.4'te Tokmanik Hendeği'nin batı duvarına ait ölçekli logda yer alan S biriminden alınan örnek yaşlandırıldığında 1784 depremini işaret eden MS 1717 – 1891 tarihleri arasını vermektedir.



Şekil 4.4 Tokmanik Hendeği'nin batı duvarına ait ölçekli log (Akyüz ve diğ., 2009).

Tokmanik hendeğinden elde edilen deprem verilerini özetlendiğinde MS 0 – 100 civarında, MS 700 civarında, MS 1000 civarında, MS 1200 civarında (büyük olasılıkla 1268 (veya 1287)), MS 1400-1500 arasında (büyük olasılıkla 1457) ve 1784 yılında olmak üzere 6 eski deprem belirlenmiştir. Bu depremlerde Yedisu fayı yüzey kırığı oluşturacak büyüklükte depremler üretmiştir. Belirlenen deprem tarihlerinde eksikler ya da hatalı yorumlar olabilir. Tarihler arasında bir deprem olmuş olabilir ya da hendekte gözlenmemiş olabilir veya hendek sınırları dışında kalmış olabilir. Bu olasılıklar depremin tekrarlanma aralığı ile ilgili olarak iki farklı senaryoların ortaya çıkmasına neden olmaktadır. Buna göre birinci senaryoda, hendekte belirlenen depremler birebir alındığında tekrarlama aralığı 400 ± 200 yıl olarak belirlenir. İkinci senaryoya göre ise, MS 0 – 100 ve MS 700 depremleri arasında belirlenemeyen bir depremin olması halinde depremin tekrarlama periyodu 245 ± 55 yıl olarak belirlenir. Yedisu fayını kıran son depremin 1784 yılında meydana geldiği göz önüne alınırsa üzerinden 231 yıl geçtiği ve ikinci senaryo düşünüldüğünde bu fayın önemli bir deprem tehlikesi taşıdığı görülmektedir.

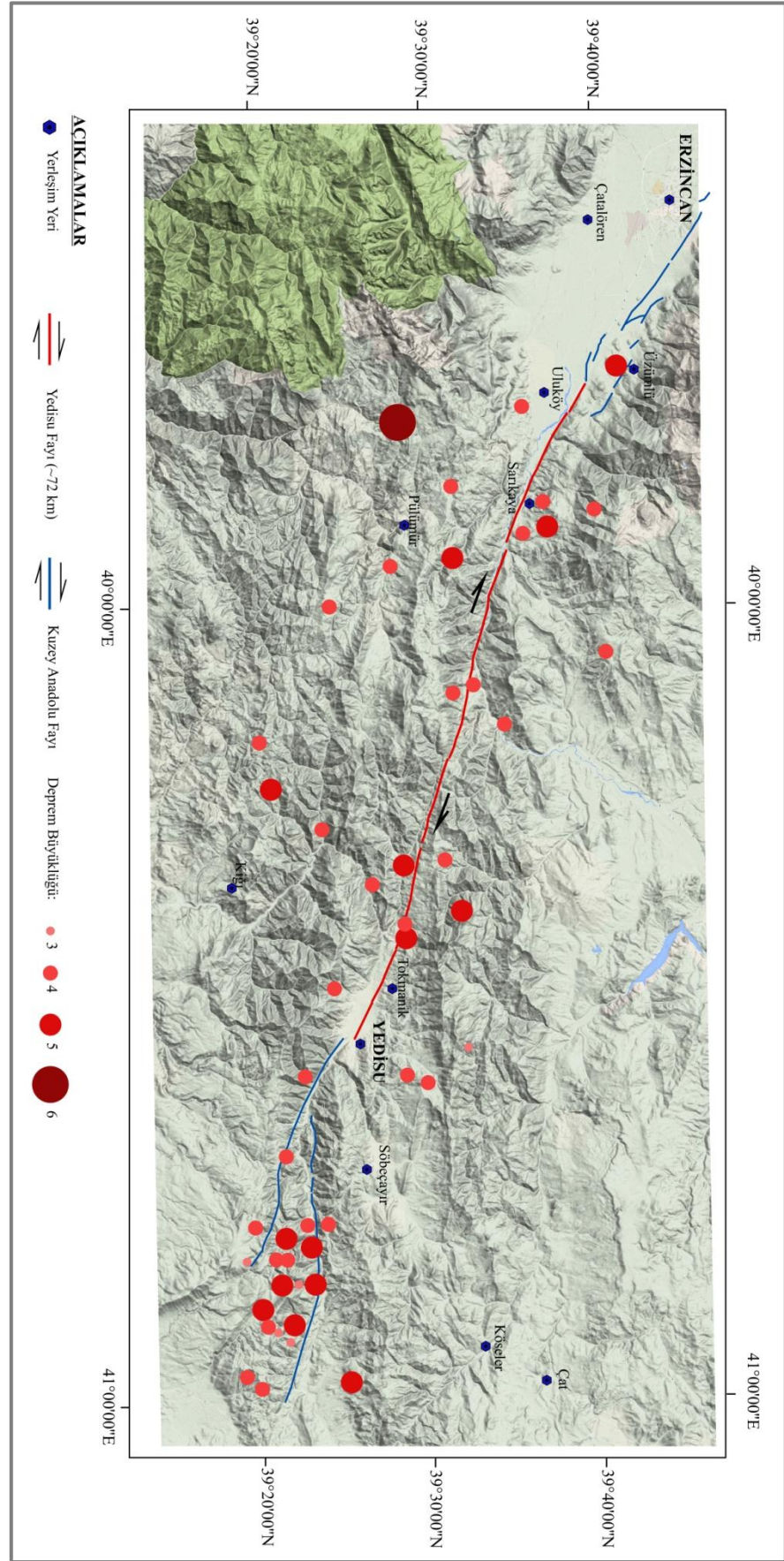
Yedisu segmenti çevresinin aletsel döneme ait hareketliliğini içeren harita Şekil 4.5'te yer alırken Çizelge 4.2'de haritada yer alan depremler listelenmiştir.

Çizelge 4.2 Erzincan ve Karlıova arasında kalan bölge ve çevresinin aletsel döneme ait deprem büyüklüklerinin kaydı

(Kaynak: <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/>)

No	Enlem	Boylam	Yerleşim Yeri	Büyüklik (Md)	Tarih
1	39.35	40.52	Bingöl - Yedisu	5.0	13.10.1935
2	39.62	39.89	Erzincan - Üzümlü	5.1	22.04.1940
3	39.41	40.00	Tunceli - Pülümür	4.8	29.05.1940
4	39.70	39.70	Erzincan - Üzümlü	5.4	08.11.1947
5	39.50	40.60	Bingöl - Yedisu	4.9	04.02.1950
6	39.48	40.41	Bingöl - Yedisu	5.3	14.01.1958
7	39.40	40.28	Tunceli - Pülümür	4.8	04.09.1964
8	39.52	40.32	Tunceli - Pülümür	4.9	16.11.1964
9	39.36	40.79	Bingöl - Karlıova	5.4	31.08.1965
10	39.42	40.98	Bingöl - Karlıova	5.8	20.08.1966
11	39.32	40.97	Bingöl - Karlıova	4.5	23.08.1966
12	39.54	40.38	Tunceli - Pülümür	5.9	26.07.1967
13	39.48	40.40	Bingöl - Yedisu	4.4	13.03.1968
14	39.19	40.29	Bingöl - Kiğı	5.0	24.09.1968
15	39.38	40.59	Bingöl - Yedisu	4.3	24.05.1971
16	39.48	40.59	Bingöl - Yedisu	4.3	28.03.1976
17	39.47	39.95	Tunceli - Pülümür	4.7	02.10.1976
18	39.67	39.88	Erzincan - Üzümlü	4.7	15.02.1978
19	39.58	40.15	Tunceli - Pülümür	4.6	30.04.1980
20	39.45	40.35	Bingöl - Yedisu	4.5	01.01.1983
21	39.55	40.10	Tunceli - Pülümür	4.3	03.10.1989
22	39.53	39.93	Tunceli - Pülümür	5.8	15.03.1992
23	39.62	39.87	Erzincan - Üzümlü	4.6	21.03.1992
24	39.53	39.85	Tunceli - Pülümür	4.6	20.04.1992
25	39.60	39.91	Erzincan - Üzümlü	4.2	28.04.1992
26	39.53	40.11	Tunceli - Pülümür	4.6	22.07.1993
27	39.53	39.93	Tunceli - Pülümür	5.8	15.03.1992
28	39.62	39.87	Erzincan - Üzümlü	4.6	21.03.1992
29	39.53	39.85	Tunceli - Pülümür	4.6	20.04.1992
30	39.60	39.91	Erzincan - Üzümlü	4.2	28.04.1992
31	39.53	40.11	Tunceli - Pülümür	4.6	22.07.1993
32	39.35	40.22	Bingöl - Kiğı	5.6	12.05.1995
33	39.48	40.32	Bingöl - Yedisu	5.3	12.05.1995
34	39.68	40.06	Erzincan - Üzümlü	4.0	11.12.1995
35	39.41	40.48	Bingöl - Yedisu	4.3	23.06.1996

36	39.33	40.98	Bingöl - Karlıova	4.3	04.03.1997
37	39.33	40.78	Bingöl - Karlıova	4.3	01.03.1999
38	39.34	40.17	Bingöl - Kiğı	4.7	22.10.2002
39	39.48	39.77	Tunceli - Pülümür	6.1	27.01.2003
40	39.38	40.85	Bingöl - Karlıova	5.7	12.03.2005
41	39.35	40.82	Bingöl - Karlıova	4.0	12.03.2005
42	39.34	40.88	Bingöl - Karlıova	5.9	14.03.2005
43	39.40	40.78	Bingöl - Karlıova	4.5	14.03.2005
44	39.38	40.80	Bingöl - Karlıova	5.5	23.03.2005
45	39.38	40.78	Bingöl - Karlıova	4.7	23.03.2005
46	39.36	40.91	Bingöl - Karlıova	5.7	06.06.2005
47	39.36	40.85	Bingöl - Karlıova	5.3	10.12.2005
48	39.34	40.90	Bingöl - Karlıova	4.9	02.07.2006
49	39.36	40.82	Bingöl - Karlıova	4.4	21.07.2006
50	39.60	39.75	Erzincan	5.0	30.07.2009
51	39.54	40.56	Bingöl - Yedisu	3.6	16.12.2011
52	39.32	40.82	Bingöl - Karlıova	3.6	20.08.2012
53	39.35	40.91	Bingöl - Karlıova	3.9	12.12.2012
54	39.37	40.85	Bingöl - Karlıova	3.6	15.01.2014
55	39.36	40.92	Bingöl - Karlıova	3.9	13.05.2014



Şekil 4.5 Yedisu segmenti çevresinin (Erzincan – Karlıova arası) aletsel döneme ait depremlerin büyüklüklerinin ve konumlarının gösterimi

5. SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ

5.1 Giriş

Yerkabuğu içindeki kırılmalar nedeniyle ani olarak ortaya çıkan titreşimlerin dalgalar halinde yayılarak geçtikleri ortamları ve yer yüzeyini sarma olayına deprem denir. Bu titreşimler yapıların mesnetlenmesinde zamana bağlı bir yer hareketi doğracak ve dinamik bir etki oluşturacaktır.

Depremlerin ne zaman, nerede ve hangi büyüklükte olacağı bilinmeyen bir olgudur. Buna bağlı olarak da deprem sırasında yüksek binaların, köprülerin, barajların, nükleer güç santrallerinin ve benzer önemli mühendislik yapılarının ayrıca zemin yapılarının hasar görmeleri kaçınılmazdır. Bu yapıların inşası öncesinde bölgenin sismolojik geçmişi ve sismotektonik yapıları incelenmelidir. Gerek istatistiksel gerekse deneysel yöntemler uygulanarak bölgenin sismik potansiyelleri yani faylanma mekanizmaları, zemin koşulları ve olası deprem özellikleri belirlenmelidir. İstatistiksel yöntemler, matematiksel ve istatistiksel işlemler kullanılarak bir yer hareketi parametresinin belirlenmesi ve bu parametrelerin belli bir zaman dilimi için aşılma olasılığının elde edilmesini içermektedir. Deneysel yöntemler ise faylanma mekanizması, zemin koşulları, sıvılaşma analizi gibi değerlendirmelerde kullanılır. Analizler sırasında sismik bölge, aktif fayları iyi bilinmeyen fakat gelişigüzel depremsellik dağılımına sahip olan bir alan olarak esas alınır.

5.2 Sismik Risk ve Sismik Tehlike

Sismik tehlike, depremin ya da depremin tetiklediği doğal afetlerin (toprak kayması, tsunami, denizaltı topografyasının değişmesi gibi) oluşma potansiyelidir. Örneğin, Atlantik Ortası Sırtı'nda birbirinden uzaklaşan levhalarda ya da KAFZ boyunca D-B yönelimli gelişen açılma zonlarında her zaman deprem oluşma potansiyeli, dolayısıyla sismik tehlike vardır. Sismik risk ise, sismik tehlikenin gerçekleşmesi durumunda, ekonomik ve sosyal kayıpların meydana gelme olasılığıdır. Sismik risk çalışmalarının temelini sismik tehlike analizleri oluşturur.

Bir bölgedeki sismik risk;

$$\text{Sismik Risk} = \text{Sismik Tehlike} \times \text{Hasar Görebilirlik}$$

şeklinde tanımlanabilir. Sismik riskin düşük olabilmesi için hasar görülebilirliğin en aza indirgenmesi gerekmektedir. Sismik tehlikenin aynı olduğu bölgelerde yapının ve yerel zemin koşullarının farklılık göstermesi, değişik sismik risk derecelerinin görülmesini sağlamaktadır. Bir bölgedeki sismik risk, hasar ve can kaybına sebep olabilecek bir depremde kaynaklanan yer hareketinin belirli bir yerde ve belirli bir zaman periyodu içinde meydana gelme olasılığı olarak ifade edilmektedir.

Yapıların tasarımı sırasında kullanılacak olan parametreler bölgenin depremselliğinin araştırılması sonucu elde edilir. Bölgenin depremselliğinin belirlenmesi sırasında iki unsur esas alınır. Birincisi geçmişte meydana gelmiş depremler ve buna bağlı bulunan sismik boşluklar, ikincisi de deprem üretebilecek tektonik yapıların varlığıdır. Sismik boşluk, bir bölgede fayın hareket edememesinden ötürü depremin meydana gelememesidir. Kilitlenen bölge olarak da adlandırılır. Enerjinin aşırı birikmesinden dolayı bu kilitlenen bölgede büyük bir deprem meydana gelir. KAF üzerindeki ve bu tezin konusunu oluşturan Yedisu Fayı ve Marmara Denizi'ndeki yer alan henüz kırılmayan faylar kitlenen bölgelere örnek verilmektedir.

5.3 Sismik Tehlike Analizi

Sismik riski bulabilmek için sismik tehlike analizini oluşturup incelememiz gerekmektedir. Sismik tehlike, hasar ve can kaybı oluşturabilecek büyüklükte bir depremde kaynaklanan yer hareketinin belli bir yerde ve belli bir zaman periyodu içerisinde belirlenmesi olarak tanımlanır. Sismik tehlike analizi, bir bölgenin belli bir yapı ömrü içinde yer sarsıntısı tehlikesinin nicel olarak hesaplanmasıdır.

İnceleme alanını etkileyecek deprem kaynakları (diri faylar), bu kaynaklarda olabilecek en büyük depremler, bu depremlerin yinelenme (tekrarlanma) aralıkları, doğurabileceği yer hareketinin büyüklüğü, yöntemlerdeki belirsizliklerin tahmini gibi konular deprem tehlike analizlerinin ana başlıklarını oluşturmaktadır. Amaç, inceleme alanını etkileyebilecek aktif faylar veya fay zonlarında meydana gelebilecek depremlerin inceleme alanında, yerel zemin özelliklerinden bağımsız

olarak doğurabileceği kuvvetli yer hareketlerinin ivme, hız, deplasman gibi mühendislik hesaplarında kullanılabilecek parametrelerle belirlenmesidir.

Deprem tehlike analizlerinin amacı, zeminin ve mühendislik yapılarının gelecekte maruz kalabileceği depremsel yükleme şartlarının hesaplanmasında gerekli olan depremsel yer hareketi ile ilgili parametrelerin (ivme, hız, deplasman) hesaplanmasıdır.

5.3.1 Sismik Tehlike Analizinin Amaçları

Sismik tehlike analizinin amacı, geçmişte meydana gelmiş depremlere ait mevcut verileri, jeolojik, sismolojik, istatistiksel ve diğer veriler ile birleştirilerek incelenen bölgede meydana gelmesi muhtemel sismik aktivite için belirli olasılık değerlerini saptamaktadır. Sismik tehlike analizi ile deprem tehlikesi niceliksel olarak belirlenir. Bu değerler deprem mühendisliğinde kullanılabilecek parametreleri ifade etmektedir.

Sismik tehlike analizi, bölgenin sismik potansiyelini, deprem oluşumlarının rassallığını, deprem nedeniyle oluşan yer hareketlerinin doğasını ve yer hareketinin hasar potansiyelini dikkate almaktadır. Özetle sismik tehlike analizi geçmişte meydana gelmiş depremlerle ilgili verileri göz önüne alarak bir bölgede ileride meydana gelebilecek sismik aktivite için çeşitli olasılık yöntemlerini kullanarak bir risk değeri belirlemeyi amaçlar. Sismik tehlike analizinde bir takım belirsizlikler bulunmaktadır:

- ❖ Sismik tehlike analizi kapsamında uygulanan yöntemlerdeki yaklaşıklıklardan kaynaklanan belirsizlikler
- ❖ Depremlerin ne zaman, nerede ve hangi büyüklükte meydana geleceklerinin bilinmemesi
- ❖ Sismik aktivite gösteren bölgenin sismik ve geometrik parametre değerlerinin yetersiz olması

Sonuçların daha gerçeğe yakın olması için bu belirsizliklerin analiz hesaplarında dikkate alınması gerekir.

5.3.2 Sismik Tehlike Analizinde Kullanılan Yöntemler

Sismik tehlike analizinde aşağıdaki yaklaşımlar kullanılmaktadır:

- ❖ Pik zemin ivmesi gibi zemin hareketi parametrelerinin bulunması
- ❖ Yer hareketinin süresinin ve incelenilen bölgenin sismik geçmişinin belirlenmesi
- ❖ Seçilen bir periyot aralığına göre ivme davranış spektrumunun belirlenmesi
- ❖ Tasarım deprem şiddetinin veya ani şiddet olasılığının tahmini

Sismik risk analizi ise,

- ❖ Potansiyel sismik kaynakların belirlenmesi
- ❖ Depremsellik parametrelerinin belirlenmesi
- ❖ Deprem oluş modelinin seçilmesi
- ❖ Azalım ilişkilerinin belirlenmesi
- ❖ Bölge merkez alınarak 200 – 300 km çapındaki alanda aşılma olasılığının hesaplanması adımlarını içerir.

Sismik tehlike sonucunda yapılacak tahminin doğruluğu kaynak mekanizmasının jeoteknik verilerine ve tarihsel sismik verilerin zenginliğine bağlıdır. Bir bölgede sismik risk analizi yapılmadan önce o bölge ile ilgili sismik veriler, jeolojik bilgiler ve jeoteknik faktörler belirlenmelidir.

Sismik veriler tarihsel ve aletsel veriler olmak üzere ikiye ayrılır. Tarihsel dönem deprem katalogları 1900 yılına kadar olan depremleri içermektedir. Bu kaynaklarda depremler meydana getirdikleri hasar ve hissedilme derecelerine göre bulunmaktadır. Deprem şiddetleri genellikle Değiştirilmiş Mercalli Şiddet Cetveli'ne göre yorumlanır (Çizelge 5.1). Aletsel dönem deprem katalogları 1900 yılından günümüze kadar meydana gelmiş hem aletsel hem de gözlemsel olarak belirlenmiş depremleri içermektedir.

Sismik tehlike analizi iki farklı yöntem ile yapılmaktadır. Bunlar;

- ❖ Deterministik Yöntem
- ❖ Olasılıksal (probabilistik) Yöntem (Mualchin, 2005).

Çizelge 5.1 Değiştirilmiş Mercalli şiddetleri için yer hareketlerinin aralıkları (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/shakemap/background.php#wills00> (detaylı bilgi için: Wald ve diğ. (1999b))

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	<0.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Her iki yöntemde de deprem kaynaklarında (diri faylar) meydana gelebilecek en büyük depremin büyüklüğü (magnitudü), şiddet veya en büyük yer ivmesi olarak belirlendikten sonra analizde kullanılması gereken azalım (sönümlenme) ilişkilerinin belirlenmesi gereklidir. Genel olarak araştırılan bölge için değişik sismik kaynakların varlığı durumunda olasılıksal yaklaşım uygun görülürken, bölgedeki tehlikeyi tek bir kaynak düzenliyorsa deterministik yaklaşım tercih edilmektedir. Bununla birlikte tehlike haritaları için olasılıksal yaklaşım, senaryolar için ise deterministik yaklaşım uygun görülmektedir.

5.4 Deterministik Sismik Tehlike Analizi (DSTA)

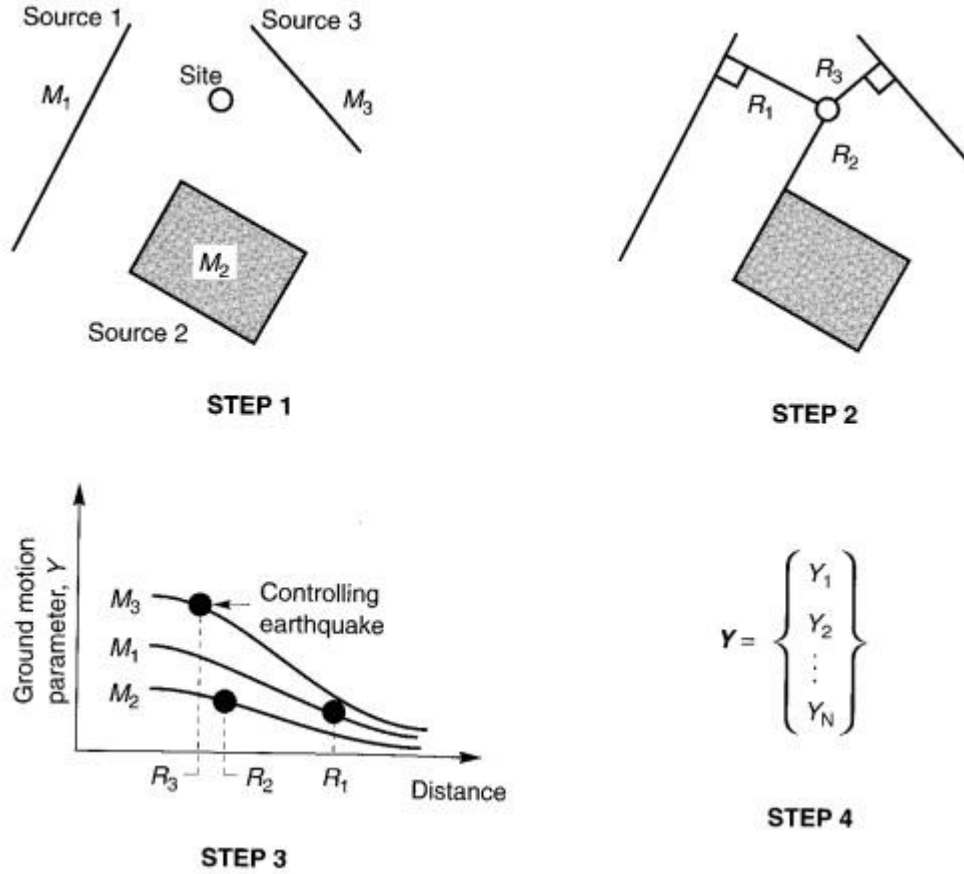
Bu yöntemde öncelikle, inceleme alanını etkileyebilecek deprem kaynakları (diri faylar) ile bu kaynaklarda daha önce meydana gelmiş ve meydana gelebilecek en büyük depremleri ortaya koymak gerekir. İkinci aşamada ise inceleme sahasının bulunduğu bölgenin karakteristiklerine en uygun azalım ilişkisi seçilir. İnceleme alanına belirli bir uzaklıkta bulunan deprem kaynağında oluşabilecek en büyük depremin (senaryo depremi) inceleme alanında oluşturacağı en büyük yer ivmesi, azalım ilişkisi yoluyla hesaplanır. Bu yöntemle hesaplanan yer ivmesi, bir belirsizlik veya aşılma olasılığı içermekte ve uygulamada yer hareketinin medyanı (ortalaması) veya medyan artı bir standart sapmaya karşı gelmektedir. Bu yaklaşım oldukça pratik olmasının yanı sıra, en büyük dezavantajı inceleme alanını etkileyebilecek en büyük yer ivmesi değerinin ortaya konulmasında rol oynayan belirsizliklerin yeterince hesaba katılmamasıdır (Kayabalı, 1995).

DSTA genellikle probabilistik çalışmayı takiben yapılmaktadır. Bunun nedeni deterministik hesaplamada kullanılan deprem senaryolarının bileşik probabilistik

tehlikenin ayrıştırılarak (deaggregation) belirli bir bölgedeki deprem tehlikesine en fazla katkı sağlayan deprem kaynaklarının belirlenmesi ile elde edilmesidir. Deterministik analiz sonucunda yer hareketi parametreleri veya yapay kuvvetli yer hareketi akselerogramları elde edilmektedir.

Deprem sonrası oluşabilecek zararı azaltmak amacıyla yapılacak en önemli çalışmalardan biri deprem senaryolarının DSTA hazırlanmasıdır. DSTA, belirli bir yerde ve belirli bir boyutta depremin oluşacağını varsayan sismik senaryoların geliştirilmesini kapsar. Tipik bir DSTA dört adımlı bir işlem olarak tanımlanabilir (Reiter, 1990):

- ❖ Belirli bir alanda önemli derecede yer hareketi oluşturabilecek kapasiteye sahip tüm deprem kaynakları belirlenmeli ve nitelendirilmelidir. Kaynak nitelendirilmesi, her bir kaynağın kaynak geometrisini (kaynak zonu) ve deprem potansiyelinin tanımını içerir.
- ❖ Her bir kaynak zonu için kaynak ile alan arasındaki uzaklık parametresi seçilir. DSTA'nın genelinde seçilen ilgili alan ile deprem kaynağı arasındaki mesafenin en kısa olanı tercih edilir.
- ❖ En yüksek seviyedeki yer hareketini üretmesi beklenen kontrol depremin seçilmesi genellikle o bölgedeki yer hareketi parametreleri cinsinden açıklanır. 1. adımda tanımlanmış olan depremlerin, 2. adımda belirlenmiş uzaklıklar için inceleme alanında ürettikleri yer hareketi seviyesi, seçilen parametreler cinsinden azalım ilişkilerine dayalı olarak belirlenir.
- ❖ Sismik tehlikenin, kontrol depreminin inceleme alanında ürettiği yer hareketi cinsinden tanımlanır. Sismik tehlikeyi tanımlamak için yaygın olarak kullanılan parametreler, en yüksek ivme (PGA), en yüksek hız (PGV) ve davranış spektrumu parametreleridir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1 Deterministik Sismik Tehlike Analizinin Dört Adımı (Kramer, 1996).

Pratikte DSTA, her bir kaynak zonundaki olası en büyük magnitüdlü depremin olası en kısa uzaklıkta olacağını varsaymaktadır. Yıkılması durumunda büyük felekatle karşılabilecek nükleer güç santraller ve büyük barajlar gibi yapılar için DSTA, ‘en kötü durum’ yer hareketinin değerlendirilmesini apaçık bir şekilde sağlar (Kramer, 1996).

5.5 Olasılıksal Sismik Tehlike Analizi (OSTA)

Sismik bakımdan hareketli bir bölgede gelecekte olabilecek depremlerin zamanı, yeri, büyüklüğü ve diğer özellikleri önceden kestirilemez. Deprem mühendisliğinde karşılaşılan en önemli sorunlardan birisi, belirli bir zaman aralığında olabilecek depremlerin inşaat sahasında yaratabilecekleri etkilerin, özellikle zemin hareketi ile ilgili parametreler için beklenebilecek en büyük değerlerin saptanmasıdır. İncelenen alandaki zemin titreşimlerinin özelliklerini yansıtan ivme, hız, yer değiştirme ve spektral ivme gibi parametrelere zemin ya da yer hareketi parametreleri denilmiştir.

Depremelerin zaman, yer ve şiddet bakımından gösterdikleri rassallık ve çeşitli belirsizlikler nedeni ile depreme dayanıklı yapıların projelendirilmesinde kullanılacak parametre değerlerinin saptanmasında olasılık yöntemine dayanan bir yaklaşım gereklidir.

Olasılıksal yöntemde, inceleme alanını etkileyebilecek tüm diri faylar (deprem kaynakları) ve tüm en büyük depremler, bunların tekrarlanma süreleri dikkate alınarak, incelenen alanda belirli bir zaman içerisindeki aşılması beklenen depremin olasılığı hesaplanmaktadır. Olasılık yöntemi, tehlike analizlerindeki belirsizlikleri miktarsal olarak hesaba katmasından dolayı deterministik yaklaşımdan daha çok tercih edilebilmektedir.

OSTA yöntemi yaklaşık olarak kırk yıl önce Cornell ve McGuire'nin dönüm noktası olan makalelerinde tanıtılmıştır. O zamandan beri mühendislik tasarımı için kuvvetli yer hareketinin karakterlerinin belirlenmesi probleminde çok yaygın olarak kullanılan bir yaklaşım olmuştur (Bommer, 2002).

Olasılıksal yaklaşımın avantajları şunlardır:

- ❖ Deprem tehlikesini dönüş periyodu şeklinde miktarsal olarak hesaplar.
- ❖ Tarihsel deprem kayıtlarını hesaba katar.
- ❖ Çalışmacının deneyim ve yargısını kullanmasına olanak sağlar.
- ❖ Fay konumu ile ilgili eksik verileri dikkate alır.
- ❖ Sismik tehlikeyi spektral ivme, hız ve deplasman cinsinden verme esnekliğine sahiptir.

Olasılıksal yaklaşımın dezavantajları ise deprem tasarımı kavramındaki kayıptır. Bu kusur OSTA'nın birleştirici doğasından doğrudan kaynaklanmaktadır ve süreklilik ve durağansızlık gibi yer hareketi özellikleri analiz veya tasarım için önemli ise geçici bir şekilde hesaplanması gerekmektedir (McGuire, 1995).

OSTA ile artık yer hareketi şiddetinin akla gelmeyen en kötü senaryosunun araması yapılmıyor. Bilakis, bazı oldukça düşük oranlarda yer hareketi şiddet aşımının seviyesini bulabilmek için deprem oluşum olasılıkları ilişkileriyle beraber tüm olası deprem olaylarına ve sonucundaki yer hareketleri dikkate alınmıyor.

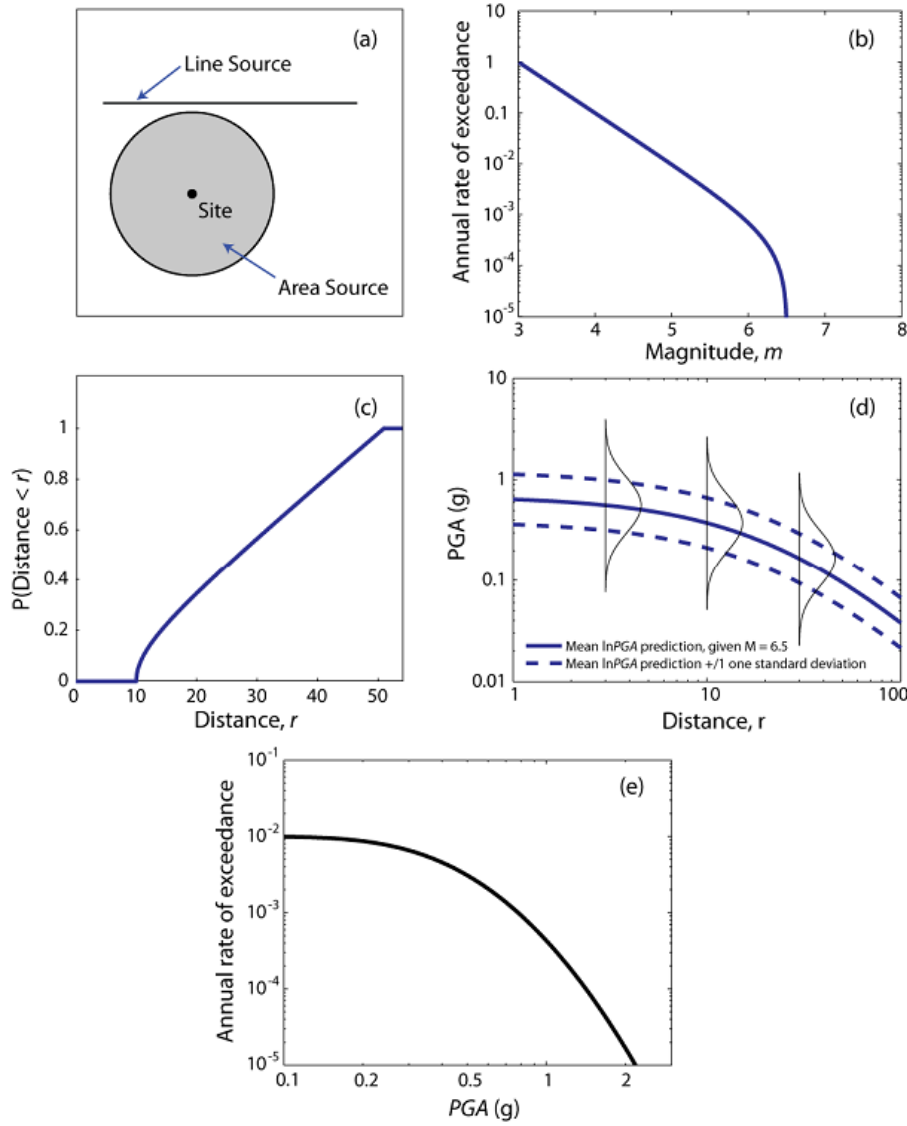
En temel seviyesinde OSTA beş aşamadan oluşur ve şematik gösterimi Şekil 5.2’tedir.

- ❖ Zararlı yer hareketi üretebilecek kapasitedeki tüm deprem kaynaklarının tanımlanması,
- ❖ Deprem büyüklükleri dağılımını nitelendirmek (Çeşitli büyüklükteki depremlerin oluşması beklenen oranları),
- ❖ Potansiyel depremlerle ilişkili kaynak-alan arasındaki mesafenin dağılımının nitelendirilmesi,
- ❖ Büyüklük, mesafe vb gibi bir deprem fonksiyonunda yer hareketi şiddeti dağılımının sonuçlarının tahmin etmek,
- ❖ Toplam olasılık teorimi olarak bilinen bir hesaplamayı kullanarak yer hareketi şiddetini, konumu ve deprem boyutu belirsizliklerinin birleştirilmesidir (Baker, 2008).

5.6 DSTA ve OSTA İçin Eleştiriler

Wang (2010), OSTA’nın geçerli bir deprem kaynağı modeline dayanmadığını ve yer hareketi belirsizliği doğru bir şekilde işlem görmediği belirtir. Öte yandan DSTA’nın güvenilir bir yaklaşım olarak etkilenmiş olmasına rağmen aslında daha geniş sismik tehlike değerlendirilmesinde kullanıldığı vurgulamaktadır. Kaliforniya’daki köprüler ve binalar için yer hareketi tasarımı OSTA’ya göre değil DSTA’ya göre belirlenmiştir. Wang (2010), DTSA’da açık bir şekilde deprem fiziğinin ve istatistiğinin olduğunu belirtmektedir. Özellikle OSTA savunucuları tarafından DSTA’ya yapılan en büyük eleştirinin belirsizliğin hesabının yetersiz olduğudur. DSTA açık ve uygun bir şekilde tüm doğal belirsizlikleri oluşturmaktadır. DSTA’nın en büyük dezavantajı zamansal özelliklerin (tekrarlanma aralığı veya yer hareketinin frekansı gibi) çoğu zaman ihmal olmasıdır. Bu durum DSTA’nın ele alınması ve geliştirilmesi gereken alanlarından biridir.

En kötü senaryolu tehlikelerin oluşma olasılığı düşük olabilir diye DSTA deprem tasarımında aşırı tutucu bulunduğu için eleştiriliyor. Aynı biçimde, OSTA’da farklı nedenlerden dolayı eleştirilmektedir. OSTA’da kullanılan algoritmaların deprem kuşağının kontrolü için fiziksel süreçleri doğru düzgün yansıtmadığı eleştiriliyor. Diğer bir nokta ise zarar veren eski depremler, aynı bölge için yapılan tahmini OSTA’dan daha fazla yer hareketi oluşturmuşlardır (McCalpin, 2009).



Şekil 5.2. OSTA'nın temel beş adımının şematik gösterimi (Baker, 2008).

5.7 Deprem Uzaklıklarının Belirlenmesi

Bir bölgedeki yer sarsıntısının tahmini için ilgili bölgenin depremlere olan uzaklıklarının dağılım modeli gereklidir. Verilen deprem kaynağı için eşit olasılıkla herhangi bir konumda bulunan fayın üzerinde genellikle depremlerin oluşacağı farz edilir. Konumların yeknesak dağıldığı göz önüne alındığında, sadece kaynak geometrisi kullanılarak kaynak-alan uzaklıklarının dağılımını belirlemek genellikle kolaydır (Baker, 2008). Geometrik özelliklerine bağlı olarak depremlerin mekan içinde oluşumu üç tür deprem kaynağına dayandırılmıştır. Bunlar nokta, çizgi ve alan kaynaklarıdır. Sismik kaynakların coğrafi konumlarının tayininde jeolojik, jeofiziksel ve sismolojik veriler ile geçmiş depremlerin merkez-üstlerinin konumlarını gösteren haritalardan yararlanılmalıdır (Yüçemen, 2011).

5.7.1 Nokta Kaynak

En basit sismik kaynak türüdür. Bir sismotektonik bölge ya da bir fay ile ilişkisi kurulamayan ve küçük bir bölge içinde yoğun bir şekilde toplandığı bilinen depremlerin bir nokta kaynaktan ortaya çıktığı varsayılabilir. “Nokta” kelimesi gerçek anlamda değil fakat kaynak boyutlarının, kaynağın etkilenecek bölgeye olan uzaklığına oranla küçük olduğu bir bölgeyi tasvir etmek amacıyla kullanılmıştır. Kaynak boyutları küçük olduğu için, bir nokta kaynak içinde oluşacak tüm depremlerin etkilenecek bölgeye olan uzaklıkları aynı ve ortalama uzaklığa eşit alınabilir.

5.7.2 Çizgisel Kaynak

Deprem kaynakları bazen çizgisel kaynak olarak da nitelendirilebilir (Baker, 2008). Sismik tehlike hesabında fay hatları genellikle birer çizgi kaynak olarak alınır. Çizgi kaynak, deprem odaklarının bir fay doğrultusu boyunca ortaya çıkacağını öngörür (Yüçemen, 2008). İki tektonik plaka sınırını modellemek için de bu kaynak türü kullanılır (Baker, 2008).

5.7.3 Alansal Kaynak

Bazı bölgelerde mevcut jeolojik yapı ile geçmiş deprem olayları arasında belirgin bir ilişki kurulamaz; varolan deprem kayıtları belirli bir fay sistemini kesinlikle ortaya çıkarmasına yetecek doğrultuda ve sayıda değildir. Ayrıca kalın örtü tabakaları fayların konumunun kesinlikle belirlenmesine olanak tanımayabilir. Böyle durumlarda, söz konusu bölge, depremlerin her yerde eşit olasılıkla oluşabilecekleri bir alan kaynak olarak alınabilir (Yüçemen, 2011). Alan kaynaklar, etrafındaki bölgelerden farklı ama kendi içlerinde aynı deprensellik özelliklerine sahip olan ve ayrıca belirlenmiş aktif fayları dışlayan bölgeleri tanımlamak için kullanılmaktadır (Thenhaus ve Campbell, 2003). Alansal kaynaklar sıklıkla arka plan deprenselliği için hesaplama pratikliğinde kullanılır ya da herhangi bir belirli fay ile ilgili olmayan depremlerin için kullanılır (Baker, 2008).

5.8 Kuvvetli Yer Hareketi

Potansiyel deprem büyüklüklerinin ve konumlarının dağılımı nicel olarak yapılabilmekte ancak burada asıl önemli olan depremler değil yer hareketlerinin

analiz edilebilmesidir. Bu nedenle şimdiki adım yer hareketi tahmin modelidir (Baker, 2008).

Belirli bir bölgedeki depremin etkisinin değerlendirilmesi için yüzeydeki kuvvetli yer hareketinin çeşitli şekillerde tanımlanması gerekir. Yer hareketi parametrelerinin belirlenmesi ve değerlendirilmesi, güncel depremlerde kuvvetli yer hareketlerinin ölçümlerine erişimini gerektirir. Pratikte yer hareketinin doğu-batı, kuzey-güney ve düşey bileşeni olmak üzere üç bileşeni ölçülür. Sismograf, göreceli olarak zayıf yer hareketlerinin ölçümü için kullanılır ve bunların kayıtlarına da sismogram denir. Kuvvetli yer hareketleri ise genellikle akselerograf (ivme-ölçer) ile ölçülür ve akselerograma kaydedilir. Mühendislik amaçları için deprem hareketinin başlıca önemli üç parametresi vardır. Bunlar; genlik, frekans ve depremin süresidir (Kramer, 1996).

Genel olarak, yapıların depreme dayanıklı tasarımının yeterli başarısını ve yıkıcı depremlerden gelen zararların ve kayıpların sonucunun azaltılması, özel deprem haritaların ve sismik koşulların ya da daha özel olarak bölgeye özel zemin araştırmalarının kullanılması yoluyla güvenilir bir yer hareketi tahminini gerektirir (Kalkan ve Gülkan, 2004).

Kuvvetli yer hareketinin önemli karakteristiklerini genliği, frekans içeriği ve süresi oluşturur. Genlik parametrelerinden en çok ivme, hız ve yer değiştirme değişkenleri kullanılır. İvme – zaman grafiği oluşturulduktan sonra hız ve yer değiştirmenin zamana bağlı grafikleri integrasyon ile belirlenebilir. Yer hareketi genlik parametresinde en çok kullanılan değişken maksimum yatay ivmedir (maksimum yer ivmesi). Bu ivme değeri katı yapıları etkileyen en büyük dinamik kuvvettir. Pik ivme değeri deprem şiddetiyle deneştirilebilir.

5.8.1 Genlik Parametresi

Bir yer hareketinin anlatan en yaygın yol, hareketin zaman ile olan geçmişidir. Hareket parametresi ise ivme, hız veya yerdeğiştirme olabilir. Bu üç parametrenin her birinde farklı baskın frekanslar kullanılarak zamana karşı grafiği oluşturulur. İvme – zaman grafiklerinde diğerlerine oranla daha daha yüksek frekanslar kullanılır. Göreceli olarak hız – zaman grafiklerinde daha düşük frekanslar, yerdeğiştirme – zaman grafiklerinde ise daha da düşük frekanslar kullanılır (Kramer, 1996).

5.8.1.1 En Yüksek İvme

Belirli bir yer hareketinin genliğinin ölçümünde yaygın olarak en büyük yatay ivme (Peak Horizontal Acceleration, PHA) kullanılır. Yatay ivmelerin iç kuvvetlerle doğal bir ilişkisi olduğu için yer hareketlerinin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılır. PHA, deprem şiddetiyle korele edilebilir.

Düşey ivmelere, deprem mühendisliğinde yatay ivmelere oranla daha az dikkat edilir. Bunun öncelikli nedeni, inşaat çalışmalarında yerçekimi kaynaklı statik düşey kuvvetlere karşı güvenlik marjları genellikle deprem sırasında düşey ivmelerin neden olduğu kuvvetlere karşı yeterli direnç sağlar (Kramer, 1996). Mühendislik amaçları için en büyük düşey ivme (Peak Vertical Acceleration, PVA) genellikle PHA'nın üçte ikisi olduğu farzedilir (Newmark and Hall, 1982). Orta dereceli ve büyük depremlerde kaynak yakınsa PVA'nın PHA'ya oranı 2/3'ten büyük olur. Eğer kaynak uzaksa bu oranın değeri 2/3'ten küçük olur (Campbell, 1985).

Maksimum yer ivmesinin büyüklüğüne etki eden belli başlı faktörler bulunmaktadır. Bunlar, deprem ile ilgili faktörler, topografya ve geometrik faktörler ve yapının (ivmeölçerin) oturduğu zemine ilişkin faktörlerdir. Deprem ile ilgili faktörlerin içerisinde depremin büyüklüğünü, odak derinliğini, fayın türünü (doğrultu atımlı, normal ve ters faylanma), fayın sismik aktivitesini (o yörede yer kabuğunun yıllık ortalama kayma miktarını), fayın geometrik büyüklüklerini (uzunluğu, yatay – düşey yöndeki atım miktarlarını) barındırır. Topografya ve geometrik faktörleri yöre ile yırtılan fay arasındaki dik uzaklık, kaynak ile yöre arasındaki morfolojik yapıların formu (aniden yükselen yamaç, vadi vb.), zemin formasyonlarının temel kaya tabakası üzerindeki istiflenme geometrisinin planda ve kesitte değişimlerini içerir. Son olarak yapının (ivmeölçerin) oturduğu zemine ilişkin faktörler ise, deprem dalgalarının katettiği birimlerin türünden (masif veya ayrılmış kaya, sıkı zemin, suya doygun çökeller vb.) ve jeomekanik büyüklüklerden (yerinde elastik modül, kayma hızı) oluşmaktadır (Arıoğlu vd., 2001).

5.8.1.2 En Yüksek Hız ve En Yüksek Yer Değiştirme

Yer hareketinin genliğinin nitelendirilmesi için diğer bir önemli parametre en büyük yatay hızdır (Peak Horizontal Velocity, PHV). Orta seviyeli frekanslarda yer hareketinin genliğini daha doğru nitelendirebilmek için PHA yerine PHV'yi kullanmak daha uygundur. PHV de deprem şiddetiyle korele edilebilir.

En büyük yer değiştirme genellikle bir deprem hareketi bileşenin en düşük frekansı ile ilgilidir (Kramer, 1996).

5.8.2 Frekans İçeriği Parametresi ve Süre

Frekans içeriği, bir yer hareketinin genliğinin farklı frekanslar arasında nasıl dağıldığını tanımlar. Frekans içeriği; yer hareketi spektrumu, spektral parametreler ve en yüksek hızların en yüksek ivmeye oranı (v_{max} / a_{max}) olmak üzere kendi içerisinde üçe ayrılır.

Kuvvetli yer hareketinin süresi, deprem hasarı üzerinde güçlü bir etkiye sahip olabilir. Doygun kumlardaki gibi boşluktaki gözenek suyu basıncındaki artış ve belirli tür yapıların bükölme direncinin ve mukavemetinin azalması gibi birçok fiziksel süreçler deprem boyunca oluşan yüklenme ya da gerilme terslenme sayısına duyarlıdır. Hareketin genliği büyük olsa bile kısa süreli bir hareket, bir yapıya zarar verecek yüklenmeyi üretmeyebilir. Diğer yandan, uzun süreli ve orta dereceli genlikteki bir hareket azımsanmayacak zarara neden olacak yüklemeyi üretebilir (Kramer, 1996). Kuvvetli yer hareketinin süresi, kırılan fay boyunca biriken enerjinin salınımı için gerekli olan zamana bağlıdır. Kırılan fayın uzunluğu arttıkça fayın kırılması için geçen süre de artacaktır. Sonuç olarak, kuvvetli yer hareketinin süresi deprem büyüklüğünün artmasıyla artar (Hanks ve McGuire, 1981).

5.9 Kuvvetli Yer Hareketi İçin Azalım İlişkisi

Maksimum yer ivmesine etki eden faktörlerden sonra bu ivmenin belirlenmesi amacıyla ölçölün ivme değerlerinden hareketle çok sayıda azalım formölü geliştirilmiştir. Bu formöllerde yukarıda sayılan parametreler kullanılarak deprem odağından belli bir uzaklıktaki alanda olabilecek maksimum yer ivmesi belirlenebilmektedir (Tüysüz, 2003).

Sismik tehlike hesaplarının önemli adımlarından biri de yer hareketinin mekansal değişimini modellemektir. Bir deprem sırasında oluşan zemin titreşimleri, deprem odağından çevreye yayılacak ve etkileri zemin koşullarına bağlı olarak odaktan uzaklaştıkça değişecek ve genellikle azalacaktır.

Bu değişim, azalım ilişkileri kullanılarak hesaba katılmaktadır. Genel olarak azalım ilişkileri; deprem büyüklüğü, kaynağa uzaklık, kaynak mekanizması ve yerel zemin

koşullarına bağlı olarak kuvvetli yer hareketinin ivme, hız ve yerdeğiştirme gibi farklı parametrelerinin standart sapmalarını veren ampirik ilişkilerdir. Azalım ilişkileri kullanılarak yer hareketlerinin tahmin edilmesinde en fazla gereksinim duyulan parametreler; deprem büyüklüğü (M), fay türü, incelenen alan ile deprem kaynağı arasındaki uzaklık (R) ve zemin sınıfı, ya da zeminin kaya, yumuşak ya da sıkı zemin olması gibi yerel zemin koşullarıdır.

$$Y = f(M, R, P_i)$$

Y: İlgili yer hareketi parametresi,

P_i: Diğer parametreler.

Azalım ilişkileri, kaydedilmiş kuvvetli yer hareketleri veri veri tabanlarından regresyon analizleri yoluyla geliştirilir. Zaman içerisinde daha çok kuvvetli yer hareketi verisi topladıkça değişirler.

5.10 Deprem Şiddeti

Deprem sırasında yer sallamasının derecesi, niteliksel ölçüm açısından kuvvetli yer hareketi parametrelerinin kaydı ile ya da niceliksel ölçüm açısından şiddetin ne kadar hissedildiği ile belirlenebilir. Enstrümantal pik yer hareketi paramtereleri yer ivmesinden ya da hızın kayıtlarından elde edilirken, hissedilen şiddet değerleri ise yer sallamasına karşı insan davranışları ve çevre yapılarıdaki hasarın gözlenmesine dayanarak atanır. Ölçülen yer hareketi parametreleri ile hissedilen şiddetin, tarihsel sismik değerlendirmesinden sismik tehlike ve risk çalışmalarındaki çeşitli uygulamalara kadar birçok amaç için ilişkilendirilmesi önemlidir.

İlişkilendirmeyi açıklamadan önce hissedilen şiddeti daha detaylı bir şekilde açıklamak gerekmektedir. Deprem ölçüsünü belirlemek amacıyla depremlerin yer yüzeyindeki etkilerinin sınıflandırılmasıyla ortaya çıkmış bir ölçek türü olan ‘şiddet’ kullanılmaktadır. Deprem şiddetini ölçmek için birçok ölçek oluşturulmuştur ancak en yaygın olarak Değiştirilmiş Mercalli Şiddet Ölçeği kullanılmaktadır. Bu ölçek, Romen rakamları ile belirlenen 12 düzeyden oluşur. Bu düzeylerden bahsedilirken genellikle deprem büyüklüğü ve deprem şiddeti terimlerinde kullanım hataları yapılmaktadır. Deprem büyüklüğü (magnitüdü), deprem kaynağında açığa çıkan enerjinin bir ölçüsüdür. Deprem büyüklüğü ve deprem şiddetinin karşılaştırılması

Çizelge 5.2’de yer almaktadır. Gözlemsel bilgilere dayanan deprem şiddeti ölçeğinin ampirik formüller kullanılarak pik yer ivmesi ve pik hız cinsinden denkliği sağlanır (Çizelge 5.1).

Çoğunlukla değiştirilmiş Mercalli yoğunluğu (Modified Mercalli Intensity: MMI) ve PGA arasındaki ampirik ilişkiler deprem şiddeti haritalarında kullanılır. Türkiye’deki büyük depremler boyunca yapılan son gözlemler, farklı tip yapılardaki hasarların, yapının sertlik özelliğine bağlı olarak PGA ile iyi bir korelasyon olabileceğini göstermektedir. Örneğin, PGA sert duvar taşıyan yığma binaların hasarı hasar ile bağlantıyken, PGV (pik yer hızı) nispeten daha esnek betonarme binalar için ana yer hareketi şiddeti parametresi olarak kullanılır (Bilal ve Askan, 2014). Türkiye’de binaların hala çoğu sünek olmayan, kırılabilir yapılar oldukları için PGA bu yapılarda daha hassas veri oluşturmaktadır. Bu parametrelere bağlı olarak oluşturulan deprem şiddet haritaları ile yapı stoku verileri sayesinde konut, fabrika ve sanat yapıları (baraj, tünel, galeri gibi yapılar) mali tasarruf sağlayıp yapının ömrünün belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır.

Tez kapsamında, Türkiye’ye ait MMI ve PGA denkliği için Arıoğlu ve diğ. (2001) ve Bilal ve Askan (2014)’a ait iki ampirik formül kullanılacaktır.

5.10.1 Arıoğlu ve diğ. (2001) Deprem Şiddeti

Yazarlar, deprem şiddeti ile pik yer ivmesi arasında doğal logaritmik bir model ile ifade edilen anlamlı bir ilişkiden söz ederler. Çalıştıkları alan ile ilgili, yer ivmesi değeri 100 cm/sn^2 olan yerde hissedilen deprem şiddetini $I = \text{VII}$ olarak verirken yer ivmesi değeri 400 cm/sn^2 olan yerde hissedilen deprem şiddetini $I = \text{X}$ düzeyinde olduğunu örneklemiştir. Buna göre deprem şiddetini aşağıdaki bağıntı ile açıklar.

$$I = 1.748 \ln a_y - 1.078$$

I: Değiştirilmiş Mercalli şiddet ölçeği bazında deprem bölge şiddetidir.

a_y : En büyük yer ivmesi (cm/sn^2)

Çizelge 5.2 Deprem magnitüdü ve deprem şiddetinin karşılaştırılması

Magnitüd	Şiddet	Açıklama
1.0 – 3.0	I	Hemen hemen hiç hissedilmez.
3.0 – 3.9	II	Özellikle üst katlardaki bazı insanlar tarafından hissedilir.
	III	Binalarda bulunanlar, özellikle üst katlarda yaşayanlar açıkça hissederler. Birçok insan sarsıntının deprem olduğunu farkedemez. Duran araçlar hafifçe sallanır. Sarsıntı, büyükçe bir kamyonun geçişi sırasındaki sarsıntıyı andırır. Başlangıcı ve bitişi insanlar tarafından hissedilebilir.
4.0 – 4.9	IV	Gündüz vakti binalarda bulunan hemen herkes tarafından hissedilir, dışarda bulunanların çok azı sarsıntıyı hisseder. Gece vakti bazılarını uykudan uyandırır. Evdeki eşyalar sarsıntının etkisiyle titreşime geçer. Büyük bir tırın binaya çarpmasına benzer bir etki uyandırır. Duran araçlar görünür bir şekilde sallanır.
	V	Hemen hemen herkes tarafından hissedilir ve gece vakti çoğu insanı uykusundan uyandırır. Bazı pencereler ve tabaklar kırılır. Dengesiz nesneler devrilir. Sarkaçlı saatler durabilir.
5.0 – 5.9	VI	Herkes tarafından hissedilir ve korku verir. Bazı ağır mobilyalar hareket eder; sıvalarda dökülmeler görülür. Genel olarak hafif hasarla sonuçlanır.
	VII	Tasarımı ve inşaatı çok iyi olan yapılarda gözardı edilebilecek hasara yol açarken; iyi inşaa edilmiş sıradan binalarda hafif ya da orta ölçekte hasar gözlenir; kötü malzeme kullanılmış ya da tasarımı kötü olan binalarda önemli ölçüde hasara neden olur. Bazı bacalar yıkılır.
6.0 – 6.9	VIII	Özel olarak tasarlanmış binalarda hafif hasar; normal yapılarda orta hasar zayıf binalarda ise oldukça büyük hasara yol açar. Bacalar devrilir, üst üste yerleştirilmiş malzemeler devrilir, duvar ve kolonlar yıkılır. Ağır mobilyalar devrilir.
	IX	Özel olarak tasarlanmış binalarda orta ölçekte hasar oluşurken; iyi dizayn edilmiş kafes yapılar ekseninden kayar.

		Normal binalarda büyük hasar oluşur ve yer yer yıkılmalar gözlenir. Binalar temellerinden kayarlar.
7.0 veya daha büyük	X	İyi inşa edilmiş ahşap yapılardan bazıları yıkılırken; taş ve kafes yapıların büyük bir çoğunluğu temelleriyle birlikte yıkılır. Demiryolları eğilir.
	XI	Birkaç yapı (özellikle taş) dışında tüm binalar ve köprüler yıkılır. Demiryolları büyük oranda eğilir ve bükülür.
	XII	Bütün binalar yerle bir olur. Ufuk çizgisi oynak bir yüzeye dönüşür. Nesneler havada uçar. Afet bölgesinin yeryüzü şekli değişir.

5.10.2 Bilal ve Askan (2014) Deprem Şiddeti

Yazarlar, veri olarak 1976 ile 2011 yılları arasında büyüklükleri 5.7 ile 7.4 arasında değişen 14 depreme ait 92 yer hareketi kaydını kullanmışlardır. Regresyon analizinde sadece yatay bileşen kullanılmıştır. Pik yer ivmesinin ve pik yer hızının kullanım alanlarının farklılık gösterdiği alanlar olduğu için hissedilen şiddet ile ilgili ayrı ayrı bağıntılar oluşturmuşlardır. Pik yer ivmesi için ilgili bağıntı aşağıdaki gibidir.

$$MMI = 0.132 + 3.884 \log(PGA)$$

MMI: Değiştirilmiş Mercalli Şiddetidir.

İki denklik birbirleri ile karşılaştırıldığında farklılıklar görülmektedir. Aynı PGA değerlerinde Arıoğlu ve diğ. (2001) tarafından önerilen ilişkide şiddet Bilal ve Askan (2014) tarafından önerilen ilişkiye göre biraz daha düşük görünmektedir. Bu farklılığın nedeni ise Arıoğlu ve diğ. (2001) tek bir deprem verisi kullanırken Bilal ve Askan (2014) 14 deprem verisi kullanmıştır.

6. MODELLER

6.1 Giriş

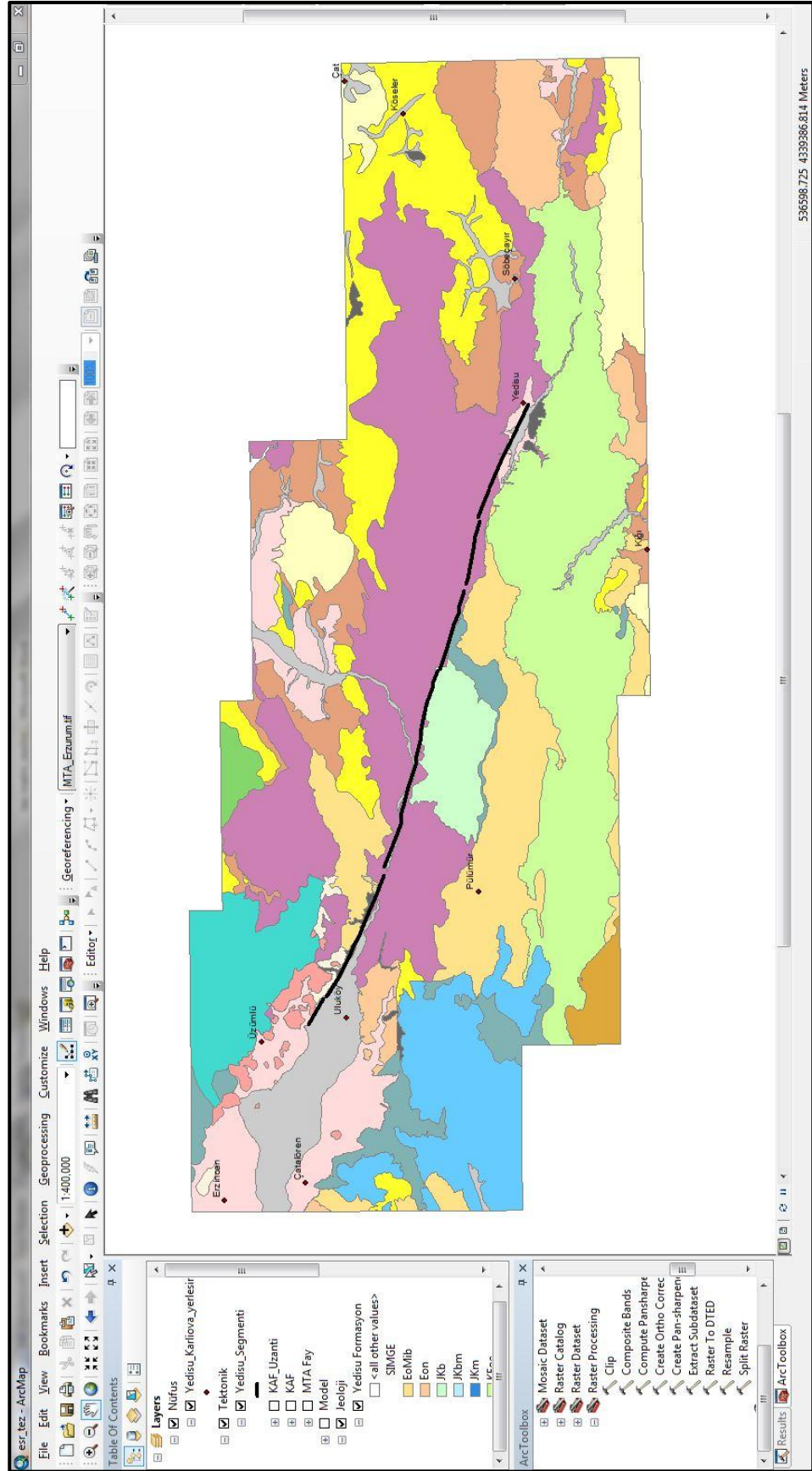
Şiddet eğrilerinin dağılımını gösteren modellemeler için bir coğrafi bilgi sistemleri (CBS) firması olan ESRI'nin ürettiği bilgisayar destekli ArcGIS paketinin ArcMap 10.2 ve ArcCatalog 10.2 programları kullanılmıştır. Farklı disiplinler arasında kullanılabilen bu programda birçok aşamalar uygulanmış ve veriler şiddet modellemesi için hazırlanmıştır. Öncelikle Yedisu Segmenti'ni içerisine alan bölgenin sayısal haritası hazırlanmıştır. Bunun için MTA'nın 1/100.000 ölçekli ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları serisinin Erzurum – G31, F31 (1997) ve Erzincan – İ43, J43, İ44, J44 (2007) paftalarından yararlanılmıştır.

Projeksiyon sistemi olarak European Datum 1950 UTM Zone 37N kullanılmıştır. Gerekli koordinat ayarı, kesme ve birleştirme işlemlerinden sonra Yedisu Segmenti çevresi bir bütün haline getirilmiştir. Bütün haline getirelen bu alanın ayrıca Google Maps'ten elde edilen uydu görüntüleri Global Mapper 13 ile birleştirilerek MTA jeoloji paftaları ile birebir örtüşecek şekilde karşılaştırılması yapılmıştır. Uydu görüntüleri ile güncel çökel sınırları daha detaylı bir şekilde belirlenmiştir. Formasyon sınırları çizilirken formasyon isimleri, simgeleri, yaşları, litolojik özellikleri, V_{s30} hızları gibi birimleri karakterize eden özellikleri kaydedilerek çizilmiştir.

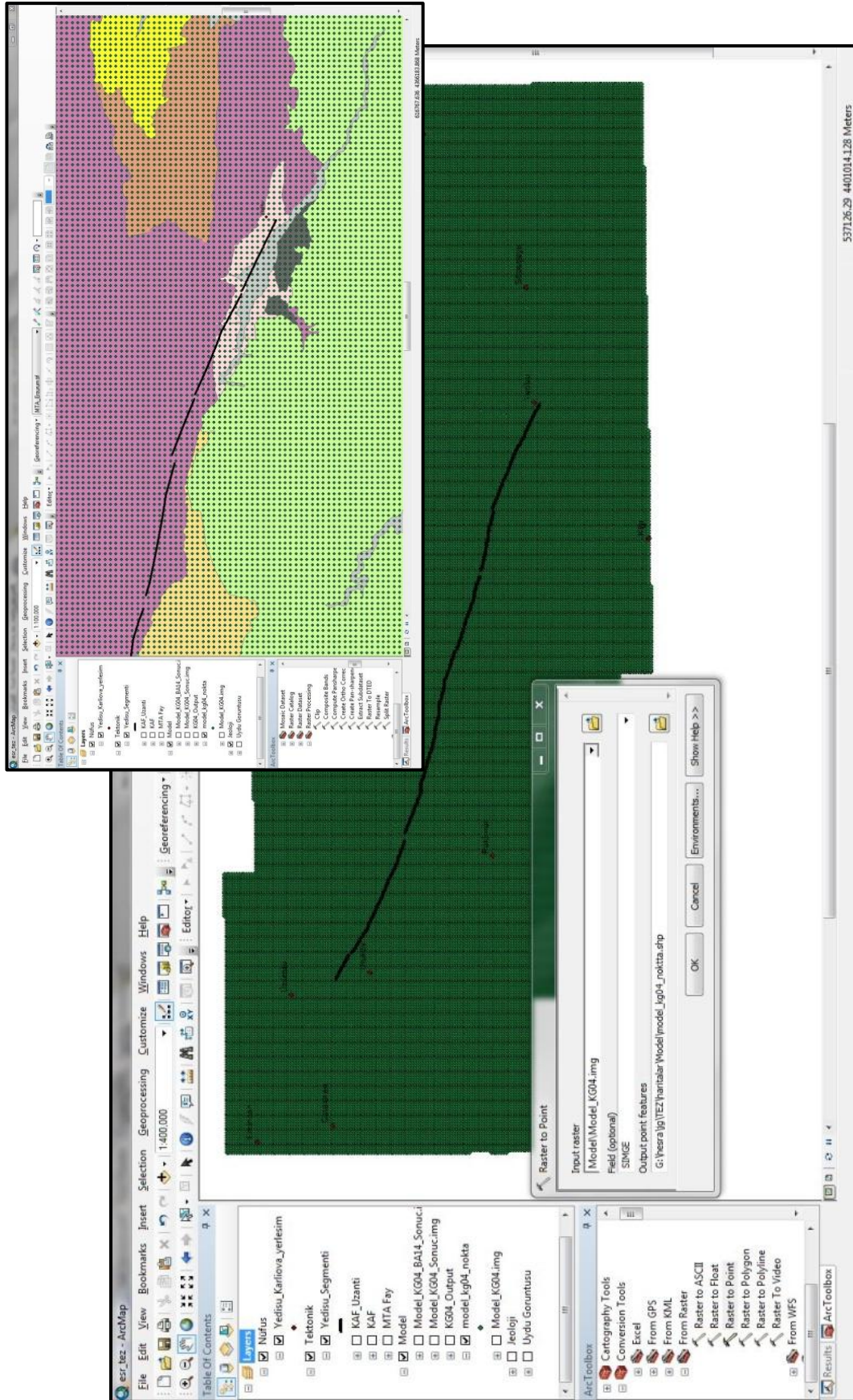
Yedisu Segmenti'nin konumu ve KAF'ın uzantıları MTA'nın diri fay haritasına göre belirlenmiştir. Segmentin XY koordinat sistemine göre başlangıç ve bitiş noktaları belirlenerek geometrik uzunluğu km cinsinden hesaplanmıştır. Elde edilen sonuç ile yukarıda bahsedilen Wells ve Coppersmith (1994) bağıntısı kullanılarak segmente ait moment magnitüd değeri hesaplanmıştır. Erzincan – Karlıova arasında kalan bölgenin dijital haldeki nüfus bilgisi haritaya eklenmiştir ve nüfus sayısı 250'den büyük olan yerleşim yerleri harita üzerinde gösterilmiştir.

Poligon olarak oluşturulan formasyonlar *Polygon to Raster* seçeneği ile tarandıktan sonra elde edilen grildenmiş şekil *Raster to Point* seçeneği ile çalışılan bölge 121.424 noktaya bölünerek nokta shape file haline getirilir. Bu yeni şekil dosyasının istenmeyen özellikleri silindikten sonra *Join* seçeneği ile her bir noktanın faya dik uzaklık hesaplatılmış olur. Yeni şekil dosyasının içeriğini artık formasyonlara ve faya ait azalım ilişkisinde kullanılacak veriler oluşturmaktadır. Bu verilerin hepsinin bir arada bulunmasıyla istenilen maksimum yer ivmesi ve buna bağlı şiddetin hesaplanması yapılabilir. Bu tarama ve ekleme işlemi sırasıyla şekillerle aşağıda anlatılmıştır.

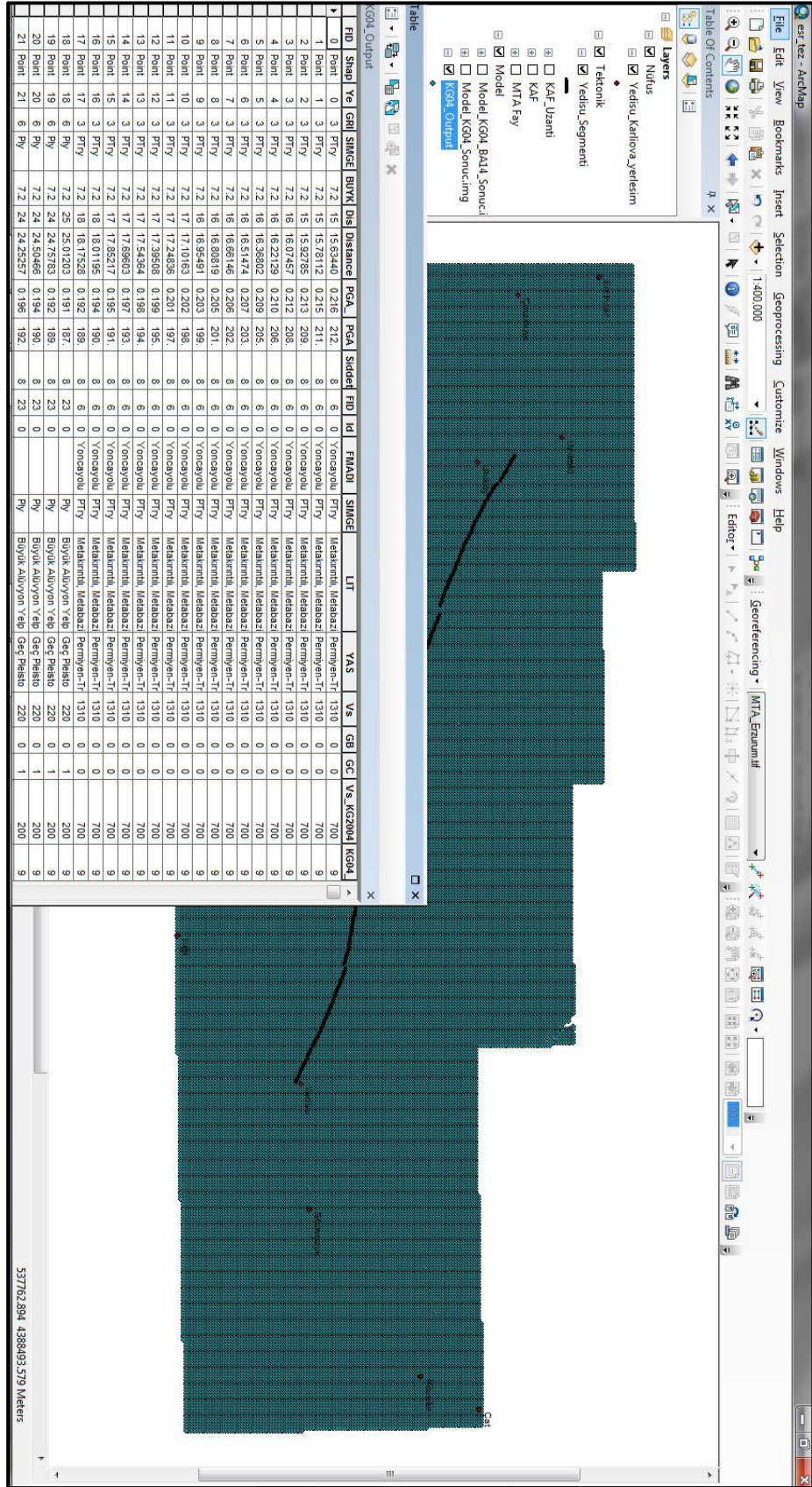
Tez kapsamı içerisinde pik yer ivmesinin bulunması için Kalkan ve Gülkan (2004) yazarlarına ait azalım ilişkisi kullanılarak hesaplama yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar Arnoğlu ve diğ. (2001) ve Bilal ve Askan (2014) yazarlarına ait ampirik formüller ile şiddeti hesaplanmış ve iki model oluşturulmuştur.



Şekil 6.1 Yedisu Segmenti ve çalışma alanının jeolojisi



Şekil 6.3 Raster yapılmış formasyon poligonlarının nokta haline dönüştürülmesi (*Raster to Point*) ve Yedisu havzasının 1/100.000 ölçekli raster to point görseli



Şekil 6.4 Join seçeneği ile her noktaya atanan karakteristik özellikler

6.2 Kalkan ve Gülkan (2004) Azalım İlişkisi

İnceleme alanına ait şiddet dağılımını gösteren modeller için gerekli olan pik yer ivme (PGA) değerleri öncelikli olarak Kalkan ve Gülkan (2004)'e ait azalım ilişkisini kullanılarak elde edilmiştir. Bu bağıntının oluşturulması için yazarlar, 1976 ve 2003 yılları arasındaki 57 tane depremin 112 kuvvetli yer hareketi kaydından elde edilen 223 yatay bileşen verilerini kullanmışlardır. Analizin daha güvenilir olması için deprem kayıtlarından büyüklüğüne $M_w \geq 4.0$ sınırlama yapılmıştır.

Buna göre, yer hareketi parametrelerinin genel formunu hesaplayan denklik aşağıdaki gibidir.

$$\ln Y = b_1 + b_2(M - 6) + b_3(M - 6)^2 + b_5 \ln r + b_v \ln\left(\frac{V_s}{V_A}\right)$$

$$r = \sqrt{r_{cl}^2 + h^2}$$

Y: Gal (g) cinsinden yer hareketi parametresi (pik yer ivmesi),

M: Moment magnitüd,

r_{cl} : İlgili alanın (veya noktanın) faya dik uzaklığı (km),

V_s : Yüzeyden itibaren 30 m derinlikli zemin katmanının ortalama kayma dalgası hızı (m/sn),

V_A ve h : Regresyon ile belirlenen imgesel hız ve derinlik,

b_1 , b_2 , b_3 , b_5 ve b_v denklemin katsayılarıdır (Çizelge 6.1). Sınır denklikleri ise aşağıdaki gibidir.

$$4.0 \leq M < 7.5$$

$$r_{cl} \leq 250 \text{ km}$$

Kuvvetli yer hareketinin genliğini karakterize eden maksimum yatay yer ivmesinin hesaplanmasında kullanılan ve zemin parametresini oluşturan V_{s30} için gerekli olan değerler yine Kalkan ve Gülkan (2004)'ten elde edilmiştir. Yazarlar, Türkiye'deki kayıt istasyonları için zemin gruplarını üçe ayırmışlardır. Buna göre ortalama V_{s30} hızı, kaya ortamlar için 700 m/sn; sıkı zemin ortamlar için 400 m/sn; yumuşak zemin ortamlar için ise 200 m/sn olarak belirtilmiştir. İnceleme alanı için bu değerler uygulandığında, Geç Pleistosen – Holosen yaşlı güncel çökeller ve alüvyon fanın olduğu kısımlara yumuşak zemin değeri; Erken Miyosen – Erken Pliyosen yaşlı

çakıltaşı, kumtaşı, kilitaşı grubuna sıkı zemin ortam değeri; Pliyosen-Kuvarterner yaşlı lav kayaları ve Miyosen'den daha yaşlı olan metakırıntılı-metadunit-serpantin, ofiyolitik melanj, volkanik breş, resifal kireçtaşı grubuna ise kaya ortamlar için belirtilen V_{S30} değeri verilmiştir. V_{S30} değerleri, PGA hesaplaması için kullanılacak bu üç azalım bağıntılarında aynı değerler baz alınarak kullanılmıştır.

Çizelge 6.1 Ortalama yatay PGA'nın azalım ilişkisi için gerekli olan katsayılar

b_1	b_2	b_3	b_5	b_v	V_A (m/sn)	h (km)
0.393	0.576	-0.107	-0.899	-0.200	1112	6.91

Wells ve Coppersmith (1994)'e ait deneysel bir denklem olan ve segment uzunluğunun fonksiyonu olarak hesaplanan deprem büyüklüğü aşağıdaki bağıntının kullanılması ile M_w değeri 7.2 olarak bulunmuştur.

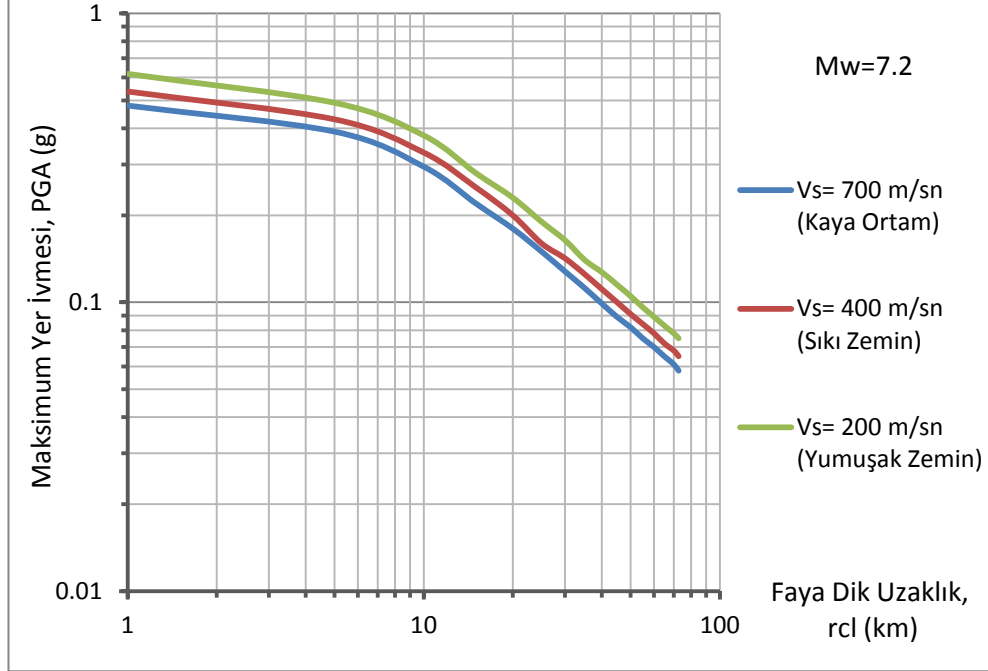
$$M = 5.08 + 1.16 \log(\text{Yüzey Kırığının Uzunluğu})$$

Kalkan ve Gülkan'ın (2004) öne sürdüğü azalım ilişkisi çalışma alanına uygulandığında, depremin elde edilen moment büyüklüğünde ve zemin türünde (V_{S30} hızlarına göre) maksimum yer ivmesi (PGA) faya dik uzaklık (r_{cl}) ile logaritmik olarak azaldığı Şekil 5.5'te açıkça görülmektedir. Örneğin faya dik uzaklık $r_{cl} = 5$ km ve kaya ortamda hesaplanan ivme değeri 0.39 g iken, $r_{cl} = 70$ km ve yine aynı kaya ortamdaki ivme değeri 0.061 g olmaktadır. İvmedeki azalım oranı, $[(0.39 - 0.061) / 0.39] \times 100 = \%84$ mertebesindedir.

Deprem büyüklüğü ve faya dik uzaklığın aynı olması durumunda zemin türü, ölçülen maksimum yer ivmesi büyüklüğü üzerinde etkili olmaktadır. Zemin dayanıklılığı arttıkça, diğer bir deyişle kayma dalga hızı arttıkça, ivmenin değeri belirgin şekilde azalmaktadır. Örneğin, yırtılan faya uzaklığı $r_{cl} = 5$ km olan yörede hesaplanan maksimum yer ivmesi büyüklüğü kaya ortamda ($V_{S30} = 700$ m/s) 0.39 g iken, aynı uzaklıkta yumuşak zeminde ($V_{S30} = 200$ m/s) 0.49g olarak belirlenmiştir.

Şekil 6.5'te yer alan grafikten anlaşılabacağı üzere, faya olan dik uzaklık arttıkça zemin türü fark etmezsiniz maksimum yer ivmesinde bir azalma görülmektedir. Ancak faya dik uzaklığın azalması sonucu aynı uzaklıkta bulunan farklı türdeki zeminlerde

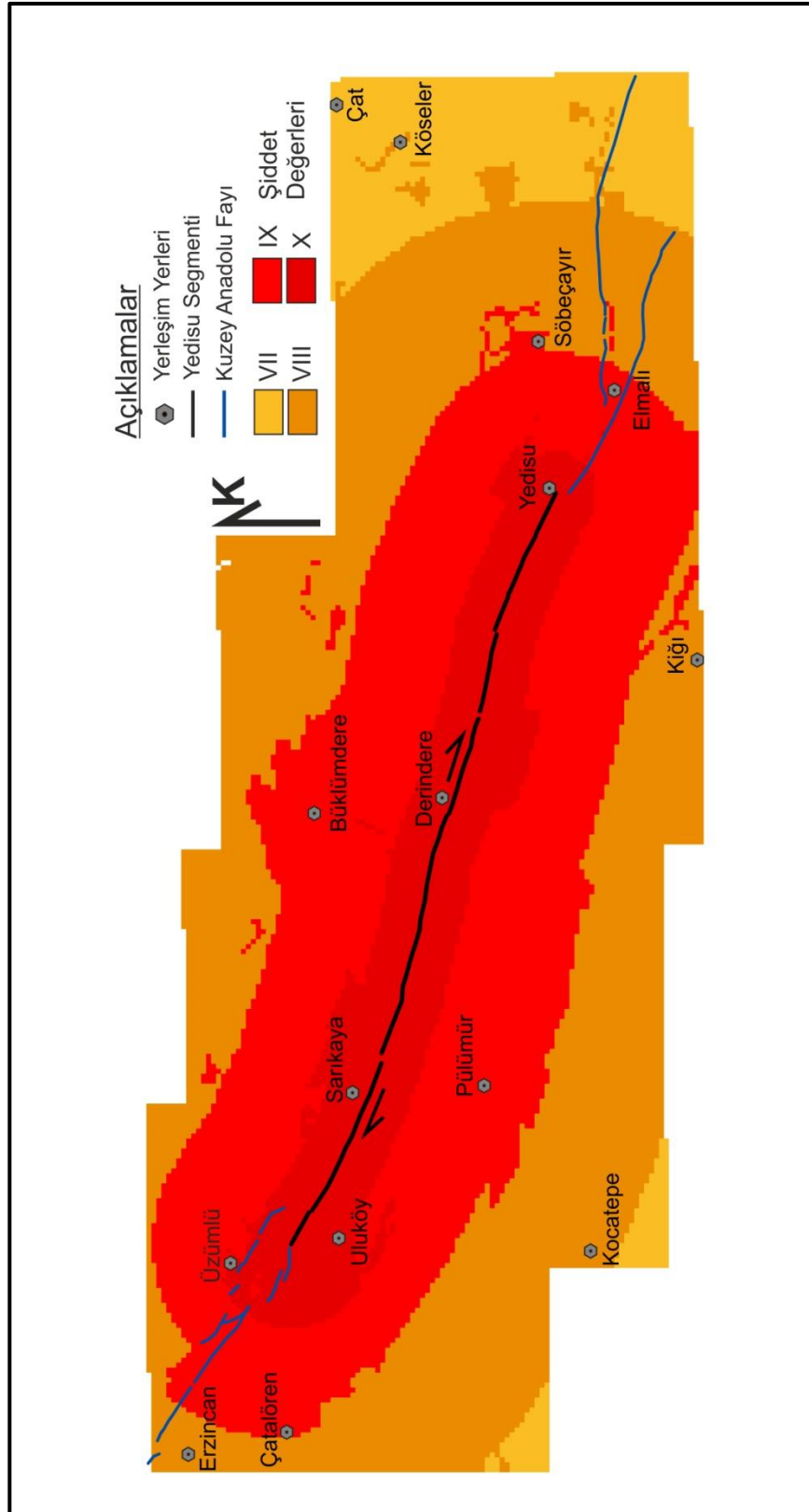
gözlemlenen maksimum yer ivmesi farklı görünmektedir. İvmenin en yüksek görüldüğü zemin türü yumuşak, ivmenin en düşük görüldüğü zemin türü ise kaya olarak adlandırılmıştır.



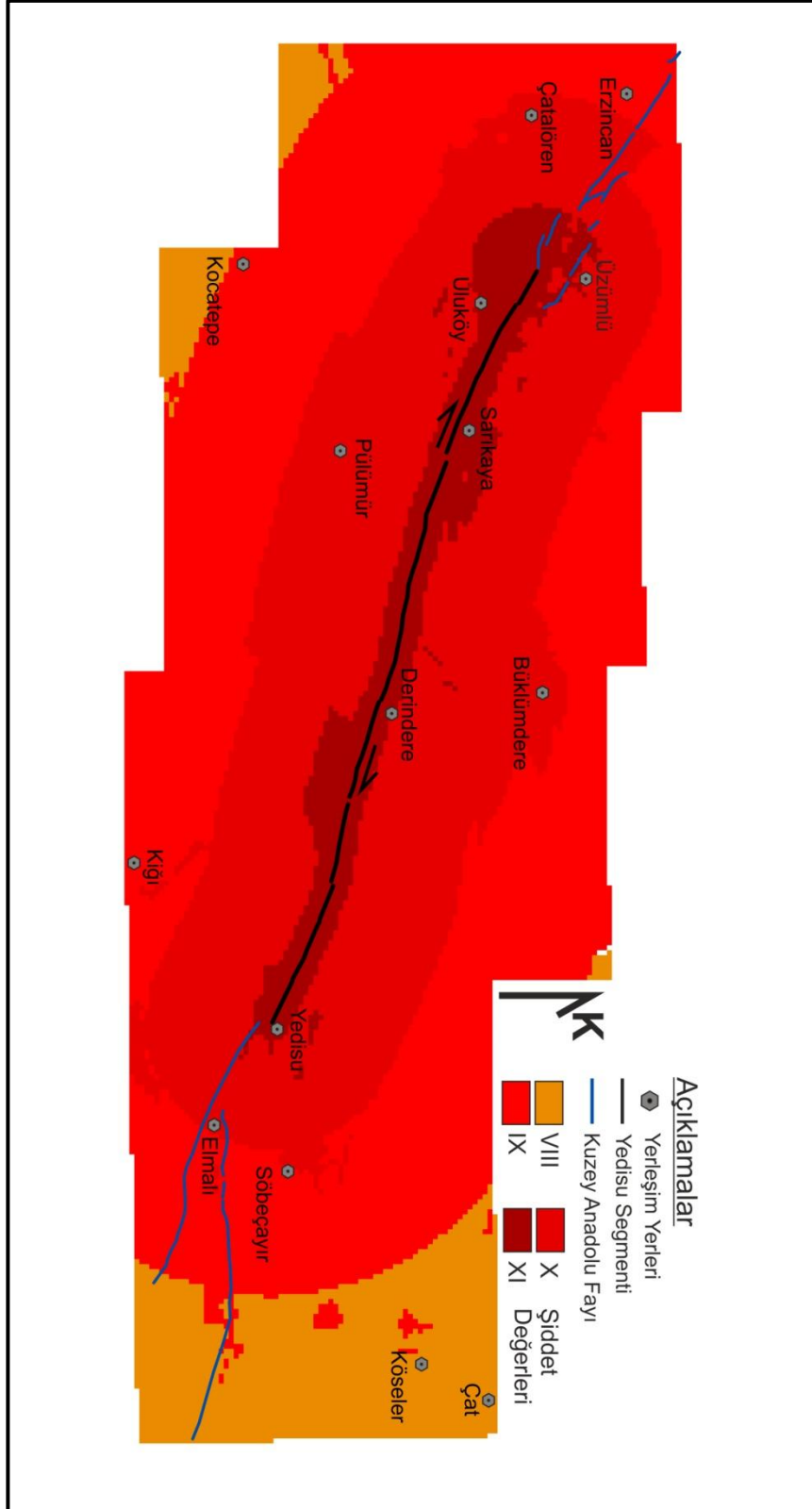
Şekil 6.5 Kalkan ve Gülkan (2004) bağıntısına göre çalışma alanının zemin türünün maksimum yer ivmesi (PGA) ve faya dik uzaklığına (r_{cl}) göre değişimleri

Kalkan ve Gülkan (2004) azalım bağıntısından elde edilen veriler ile deprem şiddeti başlığında açıklanan ampirik şiddet formülleri programın nokta olarak ayırdığı çalışma alanına uygulandığında her bir noktaya ait şiddet değeri belirlenmiştir. Bu değerler *ArcToolbox* kutucuğundaki *Conversion Tools* → *To Raster* → *Point to Raster* seçeneği ile .img formatında görsel hale getirilmiştir (Şekil 5.6 ve 5.7). Arıoğlu ve diğ. (2001) formülü kullanıldığında faya en yakın alüvyon alanlarda, fay boyunca ve yerleşim yeri olarak Üzümlü, Uluköy, Sarıkaya, Derindere ve Yedisu'da hissedilen şiddet değeri 10 olarak belirlenirken yine faya en yakın ancak zemin türü bakımından daha sert olan alanlarda yerleşim yeri olarak Çatalören, Pülümür, Büklümdere ve Söbeçayır'da hissedilen şiddet değeri 9 olarak belirlenmiştir. Faydan uzaklaştıkça ve çalışma alanının sınırlarına doğru gidildikçe zemin türü farketmeksizin hissedilen şiddet değeri sırasıyla 8 ve 7 olarak azalmaktadır (Şekil 6.6). Bilal ve Askan (2014) bağıntısı kullanıldığında faya en yakın alanlarda, fay boyunca ve yerleşim yeri olarak Üzümlü, Uluköy, Sarıkaya, Derindere ve Yedisu

bölgelerinde hissedilen şiddet değeri 11 olarak belirlenir. Faydan uzaklaştıkça hissedilen şiddet değerleri azalmaktadır. Pülümür, Çatalören, Büklümdere, Elmalı ve Söbeçayır yerleşim alanlarında hissedilen şiddet 10; Erzincan, Kocatepe ve Kığı bölgelerinde bu değer 9 olarak belirlenmiştir. Köseler, Çat ve çalışma alanının sınırlarında ise hissedilen şiddet 8 olarak belirlenmiştir (Şekil 6.7).



Şekil 6.6 Kalkan ve Güllü (2004) bağıntısı sonucu elde edilen PGA değerlerinin Arıoğlu ve diğ. (2001) denklemi ile oluşturdukları şiddet dağılımı



Şekil 6.7 Kalkan ve Güllan (2004) bağıntısı sonucu elde edilen PGA değerlerinin Bilal ve Askan (2010) denklemi ile oluşturdukları şiddet dağılımı

7. SONUÇLAR

Bu yüksek lisans tezi süresince kuzeybatıdaki sınırı Erzincan'ın Üzümlü İlçesinde başlayan ve doğuda Bingöl'ün Yedisu İlçesinde sonlanan Yedisu segmenti ve civarının 1:500 000 ölçekli jeoloji haritası uydu görüntüleri ve 1:100 000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları serisinin eşliğinde güncelleştirilmiştir.

Coğrafi bilgi sistem programlarından biri olan ArcGIS programı eşliğinde güncelleştirilen jeoloji haritasında yer alan her bir formasyonun yaşı, litolojik özellikleri, V_{S30} hızları ve bu hızlara ait azalım ilişkisi içerisinde kullanılacak katsayılar gibi karakteristik özellikleri işlenmiştir.

Oluşturulan jeoloji haritasına güncel diri fay haritasından elde edilen Yedisu segmentinin konumu işlenmiştir ve uzunluğu program sayesinde hesaplanmıştır. Wells ve Coppersmith (1994)'e ait ampirik formül ile Yedisu segmentinin yüzey kırığının uzunluğuna bağlı olarak oluşturacağı moment magnitüd değeri elde edilmiştir. Jeoloji haritası program eşliğinde 121.424 noktaya ayrılmış ve her noktanın faya dik uzaklığı hesaplatılmıştır. Bu noktaların her biri aynı zamanda litoloji bilgisi, yaşı, V_{S30} hızları ve hızlara ait katsayı bilgileri de içermektedir.

Kuvvetli yer hareketinin karakteristik özelliklerinden biri olan genlik parametresinin en büyük ivme değerini hesaplamak için birçok azalım bağıntısı araştırılmış ve çalışma alanına uygulanmıştır. Uygulanan bağıntılardan bazıları zemin türlerine göre hatalı sonuçlar verirken bazıları ise gerçekçiliğini koruyamayan yüksek sonuçlar vermiştir. Yakın kaynak ile ilgili azalım ilişkilerinde Kalkan ve Güllü (2004)'a ait bağıntı çalışma alanı için en uygun sonuçları vermiştir. Bağıntı için gerekli hesaplama işlemi yapıldıktan sonra yukarıda bahsedilen her nokta için artık bir pik yer ivme (PGA) değeri belirlenmiş oldu.

Arıoğlu ve diğ. (2001) ve Bilal ve Askan (2014)'e ait ampirik formülleri belirlenen PGA değerleri eşliğinde kullanılarak her noktaya ait hissedilen şiddet değeri bulunmuştur. Arıoğlu ve diğ. (2001), uygulanan bağıntı için de hissedilen şiddet değeri olarak sırasıyla 7, 8, 9 ve 10 değerlerini vermiştir. Bilal ve Askan (2014) ise bu bağıntı için hissedilen şiddet değeri olarak sırasıyla en küçüğü 8 olmak üzere 9,

10 ve 11 değerlerini vermiştir. Bilal ve Askan (2014) ampirik form l  Arıoğlu ve diğ. (2001)'e oranla daha fazla deprem verisini kullanarak oluşturulduğu için daha güvenilir bir sonuç vermektedir.

Tez kapsamında ayrıca çalışma alanına ait tarihsel ve aletsel döneme ait deprem kayıtlarından bahsedilerek bölgenin aktifliği vurgulanmak istenmiştir. Yedisu segmenti üzerinden daha önceden yapılan çalışmalara istinaden segmentin tekrarlamaya süresi 245 ± 55 yıl olarak ortaya çıkarılmıştır. Segmentin bilinen en son kırılması 1784 tarihinde gerçekleştiği göz önüne alınırsa son depremin üzerinden 231 yıl geçmiştir. Ayrıca segment 1900'l  yıllardaki deprem serisinde kırılmadan kalmış ve doğusunda ve batısında büyük depremlerin gerçekleşmesi segment üzerindeki stres birikimini arttırmıştır. KAF boyunca yıllık ortalama 2 cm kayma hızının olması segment üzerindeki deprem tehlikesini daha da arttırmaktadır. şiddet modellerinden elde edilen sonuçlara göre segment boyunca ve geniş çevresini yıkıcı bir şekilde etkileyeceği çok açıkça görülmektedir. Yedisu İlçesi ve civar köylerdeki binaların yığma bina türünden olması, ulaşım açısından yaz aylarında yolların kış aylarına oranla daha kullanılabilir olması, bölgenin deprem gerçeğine göre yapılandırılmaması sonucu belirlenen depremin olması halinde bölgede tam anlamıyla bir doğal afetin yaşanması kaçınılmazdır.

KAYNAKLAR

- Akyüz, H. S., Altunel, E., Zabcı, C., Sançar, T., Çakır, Z., Yalçın, Ç.** (2009). Kuzey Anadolu Fay Zonu Üzerindeki Yedisu Sismik Boşluğu ve Karlıova Fayı (Bingöl) Üzerinde Paleosismolojik ve Morfotektonik Araştırmalar. *TÜBİTAK-ÇAYDAG. 106Y174 nolu Proje*. 142 s.
- Allen, C. R.** (1969). Active Faulting in Northern Turkey. *Contribution No: 1577, Division of Geology Sciences, California Institute of Technology*: 32.
- Ambraseys, N.N.** (1970). Some Characteristic Features of the Anatolian Fault Zone. *Tectonophysics. Vol. 9*. pp. 143-165.
- Ambraseys, N.N.** (1975). Studies in historical seismicity and tectonics. *Geodynamics Today. The Royal Soc., London, UK*. pp. 7-16.
- Ambraseys, N. N. Ve Finkel, C. F.** (2003). Türkiye ve Komşu Bölgelerde Sismik Etkinlikler; Bir Tarihsel İnceleme 1500-1800. *Tübitak Yayınları Akademik Dizi-4*.
- Arioğlu, E., Arioğlu, B. ve Girgin, C.** (2001). Doğu Marmara Depreminin Yer İvme Değerleri Açısından Değerlendirilmesi. <http://www.ym.com.tr/formdata/pdf/dogumarmara.pdf>
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert-Ferrari, A. and Barka, A.A.** (1999). Westward Propagation of North Anatolian Fault Into the Northern Aegean: Timing and Kinematics. *Geology, Vol. 27*. pp. 267-270.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. and Barka, A.** (2002). Asymmetric Slip Partitioning in The Sea of Marmara pull-apart: A Clue to Propagation Processes of The North Anatolian Fault. *Terra Nova. Vol. 14*. 80.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F.** (1972). The east Anatolian fault system: thoughts on its development. *Bull. Miner. Res. Explor. Ins. Turk., No. 78*, pp. 33-39.
- Ataman, G., Buket, E. ve Çapan, U. Z.** (1975). Kuzey Anadolu Fay Zonu Bir Paleo-Benioff Zonu Olabilir Mi? *Maden Tetkik ve Arama Dergisi No. 84*, pp. 112-118.
- Baker, J. W.** (2008). An Introduction to Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA), *Version 1.3*.
- Barka, A. A.** (1984). Kuzey Anadolu Fay Zonundaki Bazı Neojen – Kuvarterner Havzalarının Jeolojisi ve Tektonik Evrimi. *Ketin Sempozyumu*, pp. 209-227.

- Barka, A. A.** (1992). The North Anatolian Fault Zone. *Annales Tectonicae (Special Issue)*. Vol. VI. pp. 164-195.
- Barka, A.A.** (1996). Kuzey Anadolu Fayı 1939-1967 Deprem göçünün sınırlı elemanlar yöntemi(coulomb) ile modellenmesi. *İTÜ Araştırma Fonu Projesi*.
- Barka, A.A. and Gülen, L.** (1988). New Constraints on Age and Total Offset of The North Anatolian Fault Zone: Implications For Tectonics of The Eastern Mediterranean Region, 1987 Melin Tokay Symposium. *Spec. Publ. Middle-east Technical University. Ankara*. pp. 39-65.
- Barka, A. A. and Hancock P. L.** (1984). Neotectonic Deformation Patterns in The Convex-Northwards Arc of The North Anatolian Fault Zone. *Geological Society.London (Special Publications)*. Vol. 17. pp. 763-774.
- Barka, A. A. ve Kadinsky-Cade, K.** (1988). Strike-slip Fault Geometry in Turkey and Its Influence on Earthquake Activity. *Tectonics*. 7(3). pp. 663-684.
- Barka, A.A., Toksoz, M.N., Gulen, L., Kadinsky-Cade, K.** (1987). Segmentation, seismicity, and earthquake potential of the eastern part of the North Anatolian Fault Zone. *Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Center of Hacettepe University*. 14. pp. 337–352.
- Bilal, M. ve Askan, A.** (2014). Relationships between Felt Intensity and Recorded Ground-Motion Parameters for Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 104. No. 1. pp. 484-496.
- Bommer, J.** (2002). Deterministic vs. Probabilistic Seismic Hazard Assessment: An Exaggerated and Obstructive Dichotomy. *Journal of Earthquake Engineering*. Vol. 5, Special Issue I, pp. 43-73.
- Boore, D. M., and Atkinson, G. M.** (2008). Ground-Motion Prediction Equations for The Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5%-Damped PSA at Spectral Periods Between 0.01s and 10.0s. *Earthquake Spectra*. Vol. 24. No. 1. pp. 99-138.
- Boore, D., Stewart, J. P., Seyhan, E., and Atkinson, G. M.** (2014). NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes. *Earthquake Spectra*. Vol. 30. No. 3. pp. 1057-1085.
- Bozkurt, E.** (2001). Neotectonics of Turkey: A Synthesis. *Geodynamics Acta*. Vol.14. pp. 3-30.
- Campbell, K. W.** (1985). Strong Ground Motion Attenuation Relations: A Ten Year Perspective. *Earthquake Spectra*. Vol. 1. No.4. pp. 759-804.

- Dirik, K.** (1994). Kuzey Anadolu Transform Fay Zonunun Beşpınar-Havza Kesimindeki Neotektonik Özellikleri. *MTA Dergisi*, 116, 37-50.
- Erinç, S.,** (1953). Doğu Anadolu Coğrafyası. *İst. Üni. Coğrafya Enst. Yayın No: 15*.
- Emre, Ö., Özalp, S., Yıldırım, C., Özaksoy, V. ve Doğan, A.** (2005). 12 ve 14 Mart 2005 Karlıova Depremleri'nin Değerlendirilmesi. *Jeoloji Etütleri Dairesi. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü*.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Olgun, Ş., ve Elmacı, H.** (2012). 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi. Dijital Veri. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Ankara-Türkiye*.
- Fichtner, A., Saygın, E., Taymaz, T., Cupillard, P., Capdeville, Y. and Trampert, J.** (2013). The Deep Structure of The North Anatolian Fault. *Earth and Planetary Science. Letters* 373. pp. 109-117.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F.** (1944), Frequency of Earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4), pp. 185-188.
- Hanks, T. C. ve McGuire R. K.** (1981). The Character of High-Frequency Strong Ground Motion. *Bulletion of Seismological Society of America. Vol. 71.* pp. 2071-2095.
- Herece, A. ve Akay, E.** (2003). Kuzey Anadolu Fay (KAF) Atlası/Atlas of North Anatolian Fault (NAF), *Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın, Ser. 2*.
- Hill, M. L. ve Dibblee T. W. Jr.** (1953). San Andreas, Garlock, and Big Pine Faults, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64: 443–58.
- Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B. and Barka, A. A.** (2002). Morphology, Displacement, and Slip Rates Along The North Anatolian Fault, Turkey. *Journal of Geophysical Research. Vol. 107. No.B10.* pp. ETG 9 1-33.
- Hubert-Ferrari, A., King, G., Woerd, J., Villa, I., Altunel, E. and Armijo, R.** (2009). Long-Term Evolution of The North Anatolian Fault: New Constraints from Its Eastern Termination. *Geological Society London Special Publications.* 311, 133.
- Kalkan, E. and Gülkan, P.** (2004). Site-Dependent Spectra Derived From Ground Motion Records in Turkey. *Earthquake Spectra. Vol. 20. No. 4.* pp. 1111-1138.
- Kasapoglu, K. E. ve Toksöz, M. N.** (1983). Tectonic consequences of the collision of the Arabian and Eurasian plates: finite element models. *Tectonophysics* 100: 71–95.
- Kayabali, K.** (1995). Sismik Tehlike Analizi: Teori ve Uygulama. *Jeoloji Mühendisliği*, 46/J8-43, pp. 28-43.

- Ketin, İ.** (1948). Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geol. Rund.* 36: 77–83.
- Ketin, İ.** (1969). Kuzey Anadolu Fayı Hakkında. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 72: 1-27.
- Ketin, İ. ve Rösli, F.** (1953). Makroseismische Untersuchungen über das nordwest-anatolische Beben vom 18 Marz 1953. *Eclogae Geol. Helv.* 46: 187–208.
- Kiratzı A. A.** (1993). A Study on The Active Crustal Deformation of The North And East Anatolian Zones. *Tectonophysics*. Vol. 225. pp. 191-203.
- Kober L.** (1914). Die Bewegungsrichtung der Alpinen Deckengebirge des Mittelmeeres. *Petermanns Geogr. Mitt. Jg. 60(Part 2)*: pp. 250–56.
- Kober L.** (1921). Der Bau der Erde. Gebrüder Borntraeger. Berlin [II] +324 pp.+1 foldout plate.
- Koçyiğit, A.** (2005) Kızılcubuk (Karlıova-Bingöl) Depremleri (Mw 5.7-5.8). ODTÜ. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü. Aktif Tektonik ve Deprem Araştırma Lab. Ankara.
- Kramer, S. L.** (1996). Strong Ground Motion. Chapter 3, Geotechnical Earthquake Engineering. *Bill Stenquist et al. (Editors). Prentice-Hall, Inc. Upper Saddle River, NJ.*
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Rangin, C. and Şengör, A. M. C.** (2003). The North Anatolian Fault in the Sea of Marmara, *Journal of Geophysical Research*, 108, No. B4, 2179.
- Mallet R.** (1862). Great Neapolitan Earthquake of 1857. *The First Principles of Observational Seismology*. Vol. II. London: Chapman & Hall. viii+399 pp.+3 foldout plates (Reprinted 1987 Storia Geofisica Ambiente, Bologna).
- McCalpin J. P.** (2009). Application of Paleoseismologic Data to Seismic Hazard Assessment and Neotectonic Research. *Chapter 9. Paleoseismology. Elsevier Inc.*
- Mualchin, L.** (2005). Seismic hazard analysis for critical infrastructures in California. *Engineering Geology*. Vol. 79, pp. 177–184.
- Newmark, N. M. and Hall, W. J.** (1982). Earthquake Spectra and Design. *EERI Monograph. Earthquake Engineering Research Institute. Berkeley, California.* 103pp.
- Nowack E.** (1928). Die wichtigsten Ergebnisse meiner anatolischen Reisen. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 80(Monatsbericht, No. 8–10): 304–12.

- Obruchev, V. A.**, (1948). Osnovnye Cherty Kinetiki i Plastiki Neotektonik. *Izv. Akad. Nauk, Ser. Geol.*, 5: 13-24.
- Okay, A. I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kuşçu, İ.** (1999). An Active, Deep Marine Strike-Slip Basin Along The North Anatolian Fault in Turkey. *Tectonics*, Vol. 18, No:1, pp. 129-147.
- Okay, A. I. Ve Tüysüz, O.** (1999). Tethyan Sutures of Northern Turkey. *Geol. Soc. London (Special Publication)*. Vol. 156. pp. 475-515.
- Pavoni, V. N.** (1961). Die Nordanatolische Horizontalverschiebung. *Geologische Rundschau*, 51: 122-139.
- Reiter, L.** (1990). Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights. *Columbia University Press. New York*. 254 pp.
- Salomon-Calvi W.** (1936). Die Fortsetzung der Tonalenlinie in Kleinasien. *Yüksek Ziraat Enst. Çalışmalarından*, No. 9, pp. 11-13.
- Sançar, T.** (2006). Yedisu Fay Segmentinin Paleosismolojik ve Morfotektonik Özellikleri. *Yüksek Lisans Tezi. Avrasya Yer Bilimleri Enst. İTÜ*.
- Seymen, İ.** (1975). Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği: *Dr. Eng. İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fak. XIX* +192 pp. +2 foldout maps.
- Seymen, İ. ve Aydın, A.** (1972). The Bingöl earthquake fault and its relation to the North Anatolian Fault Zone. *Bull. Miner. Res. Explor. Inst.*, No. 79, pp. 1-8.
- Stein, R.S., Barka, A.A. and Dieterich, J.H.** (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*. Vol. 128. pp. 594-604.
- Şaroğlu, F.** (1988). Age and Offset of The North Anatolian Fault, 1987 Melih Tokay Symposium. *Spec. Publ. Middle-East Technical University, Ankara*. pp. 65-79.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y.** (1986). Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 107 pp. 73-94.
- Şengör, A. M. C.** (1979). The North Anatolian Transform Fault: Its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. London* 136: 269-82.
- Şengör, A. M. C.** (1980). Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. *Türkiye Jeoloji Kurumu, Konferans Serisi:2*.
- Şengör, A. M. C., Burke, K. and Dewey J. F.** (1982). Tectonics of the North Anatolian Transform Fault. *See Işıkara & Vogel 1982*, pp. 3-22.

- Şengör, A. M. C., Büyükaşıkoglu, S. and Canitez, N.** (1983). Neotectonics of the Pontides: implications for ‘incompatible’ structures along the NorthAnatolian fault. *J. Struct. Geol.* 5: 11-16.
- Şengör, A. M. C. and Canitez, N.** (1982). The North Anatolian Fault. *In Alpine Geodynamics, ed. H. Berekhemer, K Hsü, Ser 7*, pp. 205-16.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. And Şaroğlu, F.** (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *In Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation, Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. 37* (in honor of J.C. Crowell), ed. KT Biddle, N Christie-Blick, pp. 227–64.
- Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X. and Rangin, C.** (2005). The North Anatolian Fault: A New Look. *Annual Reiew of Earth and Planetary Sciences*, 33(1): 37-112.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y.** (1981). Tethyan Evolution of Turkey – A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*. 75(3 – 4), pp. 181-241.
- Şengör, A. M. C., White, G. W. ve Dewey J.F.** (1979). Tectonic Evolution of The Bitlis Suture, Southeastern Turkey: Implications For The Tectonics of Eastern Medirerranean. *Rapp. Comm. Int. Mer Medit*, 25/26-2a, pp. 95-97.
- Tan, O., Tapırdamaz, M. C., and Yörük, A.** (2008). The Earthquake Catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*. Vol. 17. pp. 405-418.
- Tarhan, N.** (1989). Hınıs – Varto) Erzurum – Muş) dolayının Jeolojisi ve Petrolojisi. *Doktora Tezi. İÜ Fen Bilimleri Enst. Jeo. Müh. Ana Bilim Dalı, 181s. İstanbul.*
- Tarhan, N.** (1997). 1:100 000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Erzurum – G31 Paftası. *Jeoloji Etütleri Dairesi. Ankara. No:52.*
- Tarhan, N.** (2007). 1:100 000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Erzincan – J44 Paftası. *Jeoloji Etütleri Dairesi. Ankara. No:69.*
- Tarhan, N., Yusufoglu, H., Bağırsakçı, S., Parlak, İ. and Karabalık, N.N.** (1991). Bingöl-Karlıova-Yedisu Dolayının Jeolojisi ve Petrolojisi. *MTA Raporu. Derleme No: 9448.*
- Thenhaus, P. C. ve Campbell, K. W.** (2003). Seismic Hazard Analysis. Chapter 8, Earthquake Engineering Hand Book. *Wai-Fah Chen and Charles Schawthorn (Editors). CRC Press. Turkish Natural Committee for International Decade for Natural Disaster Reduction (1989) National Plan of Turkey: 1990-2000. Ministry of Public Works and Settlement, Ankara.*

- Tokay, M.** (1973). Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede ile Ilgaz Arasındaki Kisminda Jeolojik Gözlemler. *Symposium on The North Anatolian Fault and Earthquake Belt. MTA Enst. Ankara.* pp. 19-29.
- Tüysüz, O.** (1993). Erzincan Çevresinin Jeolojisi ve Tektonik Evrimi. 2. *Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı, İstanbul.* pp. 271-280.
- Tüysüz, O.** (2003). İstanbul İçin Deprem Senaryolarının Hazırlanmasında Coğrafi Bilgi Sistemlerinin Kullanımı. *İTÜ Avrasya Enst. İTÜ Rektörlüğü. Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi.* 80 syf.
- Tüysüz, O., Erturac, M. K.** (2005). March 12 and 14. Karlıova Earthquakes and Thoughts. *ITU Eurasia Earth Science Institute, Istanbul, Turkey.*
- Yüccemen, M. S.** (2008). Deprem Tehlikesinin Tahmininde Olasılıksal Yöntemler. 14. Bölüm, Binalar için Deprem Mühendisliği Temel İlkeleri. *E. Canbay vd. (Editorler) Bizim Büro Basımevi. Ankara.*
- Yüccemen, M. S.** (2011). Olasılıksal Sismik Tehlike Analizi: Genel Bakış ve İstatistiksel Modellemede Dikkat Edilmesi Gerekli Hususlar. 1. *Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı ODTÜ.*
- Wald, D.J., Quitoriano, V., Heaton, T.H., and Kanamori, H.** (1999b). Relationship between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California. *Earthquake Spectra*, v. 15, No. 3, p. 557-564.
- Wang, Z.** (2010). Seismic Hazard Assessment: Issues and Alternatives. *Pure Appl. Geophys. Springer Basel AG.* DOI 10.1007/s00024-010-0148-3.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J.** (1994). New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of Seismological Society of America.* Vol. 84. No. 4. pp. 974-1002.
- Zabcı, C.** (2012). Kuzey Anadolu Fayı'nın Ilgaz (Çankırı) – Karlıova (Bingöl) Arasında Kalan Kesiminin Morfokronoloji Tabanlı Son Beşbin Yıllık Kayma Hızı Tarihçesi ve Depremselliği. *Doktora Tezi. Avrasya Yer Bilimleri Enst. İTÜ*

Yerbilimsel Verilerin Planlamaya Entegrasyonu (YVPE) El Kitabı, (Aralık 2006).

T.C. Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü

<http://faculty.washington.edu/kramer/526/DSHA.pps>

<http://tuikapp.tuik.gov.tr/adnksdagitapp/adnks.zul>

<http://www.yedisu.gov.tr/>

<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/shakemap/background.php#wills00>

www.deprem.gov.tr/sarbis/DDK/DDK-IV/DDKIV.../B-Bölümü.doc

<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/bilgi/xMercalli.htm>

<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/>

EKLER

EK A: 1/500.000 Ölçekli Yedisu Fayı ve Civarının Jeoloji Haritası

ÖZGEÇMİŞ



HATİCE ESRA POLAT

GSM: 0505 477 40 40

E-mail: haticesra@gmail.com

KİŞİSEL BİLGİLER

Doğum Yeri: Edirne

Doğum Tarihi: 1 Ağustos 1988

Medeni Hali: Evli

EĞİTİM

Yüksek Lisans	İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği, 2015
Tez Danışmanı	Prof. Dr. H. Serdar AKYÜZ
Lisans	İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği, 2011
Yandal	İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği, 2012
Ortaöğretim	Bakırköy Lisesi

İŞ DENEYİMİ

- ❖ ZEMAR Zemin Araştırma ve Test Laboratuvarı, Kalite Yönetim Sistem Sorumlusu, 01.07.2013 – 01.03.2014

KONFERANS YAYINLARI

- ❖ Yılmaz, H. E., Akyüz, H. S. ve Zabcı, C., (2012). Prens Adaları'nın (İstanbul) Jeolojisi ve Olası İstanbul Depremi Senaryolarında Şiddet Modellemesi. 65. *Türkiye Jeoloji Kurultayı. Poster Sunumu.*
- ❖ Yılmaz, H. E., Akyüz, H. S. ve Zabcı, C., (2014). Yedisu Fayı'nın (Kuzey Anadolu Fayı) Sismik Tehlike Analizi 67. *Türkiye Jeoloji Kurultayı. Poster Sunumu.*

BİLİMSEL İLGİ ALANLARI

- ❖ Depremsellik
- ❖ Aktif Tektonik

BİLGİSAYAR BECERİLERİ

CorelDraw, ArcGIS

YABANCI DİLLER

İngilizce