

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**HATAY İLİ VE YAKIN ÇEVRESİ İÇİN DEPREM SENARYOLARININ CBS
İÇERİSİNDE HAZIRLANMASI VE BU SENARYOLARIN TARİHSEL
DEPREMLER İLE KARŞILAŞTIRILMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Sibel ÜSKÜPLÜ

İklim ve Deniz Bilimleri Anabilim Dalı

Yer Sistem Bilimi Programı

OCAK 2012

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

HATAY İLİ VE YAKIN ÇEVRESİ İÇİN DEPREM SENARYOLARININ CBS
İÇERİSİNDE HAZIRLANMASI VE BU SENARYOLARIN TARİHSEL
DEPREMLER İLE KARŞILAŞTIRILMASI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Sibel ÜSKÜPLÜ
(601091008)

İklim ve Deniz Bilimleri Anabilim Dalı

Yer Sistem Bilimi Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ

OCAK 2012

ÖNSÖZ

Öncelikle bu konuda çalışmam için bana fırsat sunan, çalışmamın her aşamasında beni yönlendiren, destekleyen, sabrını ve bilgisini esirgemeyen değerli hocam Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ'e teşekkürü bir borç bilirim.

Özellikle tarihsel depremlerin derlenmesinde büyük katkısı olan Dr. Levent Erel'e, çalışmam boyunca yönlendirmeleri ile tezimin şekillenmesine katkıda bulunan Dr. Ufuk Tarı'ya ve Dr. M. Korhan Erturaç'a teşekkür ederim. Arazi çalışmalarında aktardığı bilgi ve gösterdiği destekten ötürü Prof. Dr. Ş. Can Genç'e ve Yard. Doç. Dr. Caner İmren'e teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları süresince bana eşlik eden ve yardımlarını esirgemeyen arkadaşlarım Özge Tekeşin, Nalan Lom'a ve tez çalışmam boyunca önerileri ve desteğiyle yanımda olan arkadaşım Ö. Özden Akbaş'a, çalışma odalarını benimle paylaşan Burcu Kabataş ve Seden Baltacıbaşı'na teşekkür ederim.

Eşsiz kütüphanesinin kapılarını bana her zaman açık bırakan Prof. Dr. A. M. Celal Şengör'e çok teşekkür ederim.

Son olarak, bu günlere gelmemde en büyük emeğe sahip olan annem Cemile Üsküplü ve babam Ali Üsküplü'ye, her zaman yanımda olan kardeşlerim Selda ve Sevda Üsküplü'ye sonsuz teşekkür ederim.

Ocak 2012

Sibel Üsküplü
(Jeofizik Mühendisi)

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER.....	vii
KISALTMALAR	ix
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xi
ŞEKİL LİSTESİ	xiv
ÖZET	xvi
SUMMARY.....	xix
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanının Konumu	1
1.2 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı.....	2
1.3 Literatür Özeti.....	2
2. BÖLGESEL TEKTONİK	9
2.1 Doğu Anadolu Fay Zonu ve Genel Özellikleri	9
2.2 Ölü Deniz Fay Zonu ve Genel Özellikleri.....	10
3. ÇALIŞMA ALANI JEOLJİSİ.....	11
3.1 Kretase	11
3.1.1 Kızıldağ ofiyoliti	11
3.2 Eosen	14
3.2.1 Midyat grubu.....	14
3.3 Miyosen	15
3.3.1 Gildirli formasyonu	15
3.3.2 Karaisali formasyonu.....	15
3.3.3 Sebenoba formasyonu.....	15
3.4 Pliyosen	16
3.4.1 Samandağ formasyonu.....	16
3.5 Kuvaterner	17
3.5.1 Karasal taraçalar	17
3.5.2 Denizel taraçalar.....	18
3.5.3 Yamaç molozu.....	19
3.5.4 Traverten.....	19
4. YAPISAL JEOLJİ	21
4.1 Alazı-Günyazı Fayı	21
4.2 Altın Fayı.....	22
4.3 Sutaşı Fayı	22
4.4 Koçören Fayı.....	23
4.5 Antakya Fayı.....	23
4.6 Çöğürlü Fayı	23
4.7 Gözene Fayı	24
4.8 Nahırlı Fayı.....	24
5. HATAY'IN DEPREMSELLİĞİ	25
5.1 Aletsel Deprem Dönemleri	26

5.2 Tarihsel Dönem Depremleri	27
6. HATAY İÇİN DEPREM SENARYOSU	39
6.1 Materyal ve Yöntem.....	39
6.2 Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) Tanımı ve Kullanım Amaçları	39
6.3 Hatay İçin Deprem Senaryoları	40
6.3.1 Hatay’da deprem olasılığı.....	41
6.3.2 Maksimum yer ivmesi ve azalım ilişkileri	41
6.3.3 Deprem senaryolarının CBS içerisinde uygulanması	43
6.4 Hatay Civarı İçin Deprem Senaryoları.....	46
6.5 Deprem Senaryolarının Sonuçları.....	49
7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	59
KAYNAKLAR.....	63
EKLER.....	69
ÖZGEÇMİŞ.....	75

KISALTMALAR

DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
ÖDFZ	: Ölü Deniz Fay Zonu
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
MMI	: Modified Mercalli Intensity
MSK	: Medvedev-Sponheuer Karnik
CBS	: Coğrafi Bilgi Sistemleri

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 5.1 : İvme değerlerine karşılık gelen şiddet değerleri (Arioğlu ve diğ., 2001).....	25
Çizelge 6.1 : Hatay’ da belirli periyotlara göre deprem olma olasılıkları (Pampal, 2010)	41
Çizelge 6.2 : Analiz için Hatay bölgesinde seçilen fayların uzunluklarına bağlı olarak oluşacak depremlerin maksimum büyüklükleri.	46
Çizelge 6.3 : Analiz için seçilen Hatay civarındaki fayların uzunluklarına bağlı olarak oluşacak depremlerin maksimum büyüklükleri	47

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : Çalışma alanı yer bulduru haritası Şengör ve diğ., 1979'dan, faylar Över ve diğ., 2002'den uyarlanmıştır.....	1
Şekil 1.2 : Doğu Akdeniz Bölgesi'nde genişleyen ÖDFZ'nu üzerindeki tarihsel depremler (Kahir ve diğ., 2000).....	4
Şekil 1.3 : Tarihsel depremler ile ilişkilendirilen fay segmentleri. B: Beyrut, D: Şam'ı temsil etmektedir (Meghroui, 2003)	5
Şekil 1.4 : Arkeolojik yapılardan ölçülen atım miktarları (Marco, 2008).....	6
Şekil 3.1 : Karasu vadisi ve çevresinin bölgesel jeoloji haritası (Rojay ve diğ., 2001).....	11
Şekil 3.2 : Dursunlu Mevkii'nde ofiyolit serisine ait yastık lavlar.	14
Şekil 3.3 : Günyazı'nın kuzeyi, üst kısımdaki sarımsı birim Samandağ formasyonu, alttaki gri renkli birim Sebenoba formasyonudur (Lom ve diğ., 2011).....	17
Şekil 3.4 : Nahırlı Mevkii'nde 86 m'de ölçülen karasal taraça, aşağıdan yukarı doğru 5 m'lik kil tabkası, 30 cm kil seviyesi, toprak seviyesi, matrissiz çakıl seviyesi, taraça istifi (Tekeşin ve Tüysüz, 2011).	18
Şekil 3.5 : Tekebaşı Mevkii, Altın mahallesi 50 m. denizel taraçası. İstifin en altında kaba çakıl-kumtaşı aralanması	19
Şekil 3.6 : Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Tekeşin ve Tüysüz, 2011).....	20
Şekil 4.1 : Günyazı Mevkii'nde Sebenoba formasyonu ve Samandağ Formasyonu arası faylanma. Bakış yönü KD'dan GB'ya doğrudur.	22
Şekil 4.2 : Sümerler Mahallesi Mevkii'nde Kızıldağ ofiyoliti ile Sebenoba formasyonu arasında sınır oluşturan Antakya fayı.....	23
Şekil 4.3 : Çöğürlü fayına bakış, kırmızı kesikli çizgi fayı temsil etmektedir. Fayın arkasında kalan kireçtaşları Karaisalı formasyonuna, önünde kalan yumuşak topoğrafyaya sahip kısım ise Samandağ formasyonuna aittir. (Tarı ve diğ., 2011).....	24
Şekil 5.1 : Türkiye deprem bölgeleri haritasında Hatay ilinin konumu.....	26
Şekil 5.2 : 1900-2005 yılları arasında olan aletsel dönem depremlerin merkez üssü dağılımları Antakya- Samandağ civarında yoğunlaşıyor	27
Şekil 5.3 : Bölgenin tarihsel sismik aktivitesi. Çizelge A.1'de verilen depremlerin episantrlarının haritada gösterimi.....	28
Şekil 5.4 : MMI ve MSK ölçekleri arasındaki şiddet farkı (Pampal ve diğ., 2010)..	29
Şekil 5.5 : 528 depreminin lokasyonlara göre şiddet dağılımları	31
Şekil 5.6 : 860 depreminin lokasyonlara göre şiddet dağılımları MMI ölçeği esas alınarak oluşturulmuştur	32
Şekil 5.7 : 1738 depreminin lokasyonlara göre şiddet dağılımları MMI ölçeği esas alınarak oluşturulmuştur	35
Şekil 5.8 : 1822 depremine ait eş şiddet haritası. Ambraseys (1989)'dan alınarak tekrar çizilmiştir.....	36

Şekil 5.9	: 1872 depremine ait eş şiddet haritası. Ambraseys (1989)'dan alınarak tekrar çizilmiştir	37
Şekil 6.1	: Boore ve diğ. (1997) tarafından önerilen azalım formülleri (Arıoğlu ve diğ., 2001)	43
Şekil 6.2	: 109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi kapsamında hazırlanmış olan bölgenin sayısal jeoloji haritası	44
Şekil 6.3	: Sayısal jeoloji haritasında programa girişi yapılan verilerin tablosu.....	45
Şekil 6.4	: Deprem senaryoları için seçilen model fayların haritada gösterilmesi. Faylar yaklaşık uzunlukları ve oluşturması beklenen deprem büyüklükleri ile verilmiştir.	47
Şekil 6.5	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanmış bölgenin sayısal jeoloji haritası. Formasyonlar yaşlarına göre gösterilmiştir.	48
Şekil 6.6	: Antakya fayının kırılması durumunda meydana gelecek maksimum yer ivmesi büyüklükleri.	49
Şekil 6.7	: Antakya fayının kırılması durumunda oluşacak eş şiddet haritası	50
Şekil 6.8	: Antakya fayının kırılması durumunda oluşacak depremin Hatay ve yakın çevresinde yaratması beklenen maksimum yer ivmesi büyüklükleri	51
Şekil 6.9	: Tüm fayların kırılması durumunda oluşacak depremin Hatay ve yakın çevresinde yaratması beklenen şiddet değerleri ve dağılımları	52
Şekil 6.10	: Osmaniye-Karataş fayının kuzeydoğudaki 65 km'lik segmentinin kırılması durumunda bölgede oluşacak maksimum yer ivmesi değerleri	53
Şekil 6.11	: Osmaniye-Karataş Fayı'nın kuzeydoğudaki 65 km'lik segmentinin kırılması durumunda oluşacak eş şiddet haritası	59
Şekil 6.12	: Amanos fayının kırılması durumunda bölgede oluşacak maksimum yer ivmesi değerleri haritası.....	54
Şekil 6.13	: Amanos fayının kırılması durumunda oluşacak eş şiddet haritası	54
Şekil 6.14	: Ölü Deniz fayının kuzeyindeki 115 km'lik segmentinin kırılması durumunda oluşacak maksimum yer ivmesi değerleri ve haritası	55
Şekil 6.15	: Ölü Deniz fayının kuzeyindeki 115 km'lik segmentinin kırılması durumunda oluşacak eş şiddet haritası	55
Şekil 7.1	: 1822 depremi şiddet dağılımlarının sentetik deprem senaryolar ile kıyaslanması.....	57
Şekil 7.2	: 1872 depremi şiddet dağılımlarının sentetik deprem senaryolar ile kıyaslanması.....	57
Şekil 7.3	: 1738 deprem şiddet dağılımlarının sentetik deprem senaryolar ile kıyaslanması.....	58

HATAY İLİ VE YAKIN ÇEVRESİ İÇİN DEPREM SENARYOLARININ CBS İÇERİSİNDE HAZIRLANMASI VE BU SENARYOLARIN TARİHSEL DEPREMLER İLE KARŞILAŞTIRILMASI

ÖZET

Etkin deprem kuşakları üzerinde bulunan Türkiye tarihsel ve aletsel dönemde birçok yıkıcı depremlere maruz kalmış, bunun sonucunda önemli can ve mal kayıpları yaşanmıştır. Gelecekte de böyle büyük depremlerin yaşanacağı tartışma götürmez. Bugün depremlerin önceden kestirilmesi mümkün olmamakla birlikte deprem önlemlerinin planlanması oluşacak can ve mal kayıplarının en aza indirilmesinde önemlidir. Bunun için kullanılabilir yaklaşımlardan biri sentetik deprem senaryolarıdır. Deprem senaryoları ile gelecekte oluşacak depremlerin olası büyüklüğü ve yerleşim yerlerinin bu depremden hangi ölçüde etkileneceği tahmin edilebilir. Bu senaryoların hazırlanması ile ilgili parametrelerin işlenmesi ve bunların görsel ortamda sunulması Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) gereken ortamı sunmaktadır.

Bu tez çalışmasında, Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) arasında kalan Hatay ve yakın çevresine ait sentetik deprem senaryoları üretilmiştir. Bu amaçla CBS analiz teknikleri kullanılmıştır. Çalışmaların tamamı ESRI (Environmental Systems Research Institute Inc.) tarafından üretilmiş olan ArcGIS 10 programı kullanılarak yapılmıştır. Bölgenin sayısal jeoloji haritalarından yararlanarak her bir formasyona ait üst 30 metrelik kayma dalgası hızları V_{30} parametreleri belirlenmiş ve haritalamalar yapılmıştır. Bölgeye etki eden faylar belirlenmiş, bu fayların üretebileceği maksimum deprem büyüklükleri ampirik bağıntılar yardımıyla hesaplanmıştır. Hazırlanan deprem senaryolarında olması beklenen depremin Hatay ve yakın çevresine vereceği zararın şiddeti ortaya koyulmaya çalışılmıştır.

Tez çalışmasının diğer bir amacı bölgenin depremselliğini incelemektir. Çeşitli kataloglardan taranarak elde edilmiş tarihsel depremler ve USGS, ISC ve Kandilli Rasathanesi'nden alınan aletsel dönem depremleri ile bölgenin deprem aktivitesi ortaya konulmuştur. Tarihsel depremlerin episantr ve yakın çevresinde yarattığı etkinin (Modified Mercalli Intensity) MMI ölçeği esas alınarak şiddet dağılımları yapılmıştır. Hazırlanan deprem senaryoları ve tarihsel depremler arasında benzerlikler olduğu görülmüştür. Bu benzerliklerden yola çıkarak tarihsel depremlerin hangi faylar ile ilişkili olduğu tahmin edilmeye çalışılmıştır.

Deprem senaryolarının tarihsel deprem kayıtlarıyla birlikte değerlendirilmesi sonucu M.Ö. 148 ya da M.S.130, M.Ö. 65 ya da M.S. 64, 52 ya da 53, 110, 458, 500, 506, 526, 528, 580-588, 859 ya da 860, 972, 1072 ve 1091 veya 1092 depremlerinin Antakya fayı ile; 1114 ve 1115 depremlerinin Osmaniye-Karataş fayı ile; 1738, 1822 ve 1872 depremlerinin Amanos fayı ile ilişkili olabileceği sonucuna varılmıştır.

PREPARATION OF EARTHQUAKE SCENARIOS OF HATAY PROVINCE AND ITS SURROUNDINGS BY USING GIS ANALYSIS TECHNIQUES AND COMPARISON OF THESE SCENARIOS WITH HISTORICAL EARTHQUAKES

SUMMARY

Turkey, which is on the active earthquake zone, has been exposed to many destructive earthquakes during the historical and instrumental period, and those earthquakes caused a big loss of life and property. It is indisputable that the probability of occurrence of such big earthquakes in the future are quite high.

Although it is impossible to predict the earthquakes in advance, it is always possible to take precautions to minimize the loss of life and property. One of the approaches which can be used for this purpose is to prepare synthetic earthquake scenarios. Synthetic earthquake scenarios enable to estimate the possible magnitude of a future earthquake. They also give the information about how those earthquakes would affect the settlements. Geographical Information Systems (GIS) provide the environment to process the parameters related to those scenarios and to present them visually.

In this thesis, synthetic earthquake scenarios are prepared for Hatay province and its surroundings located between East Anatolian Fault Zone (EAFZ) and Oludeniz Fault Zone (OFZ). To accomplish this, GIS analysis techniques are used. The whole study is performed by using ArcGIS 10 program which is produced by ESRI. The upper 30 meter shear wave velocity V_{30} parameters are determined for every formation by using the numerical geological maps of the region. In addition, maps are drawn. The faults which affect this region are determined and the maximum magnitudes of the earthquakes which can be produced by those faults are calculated by using empirical formulas. In the earthquake scenarios presented here, it is aimed to determine the intensity of the damage which can be occurred by possible earthquake around Hatay province.

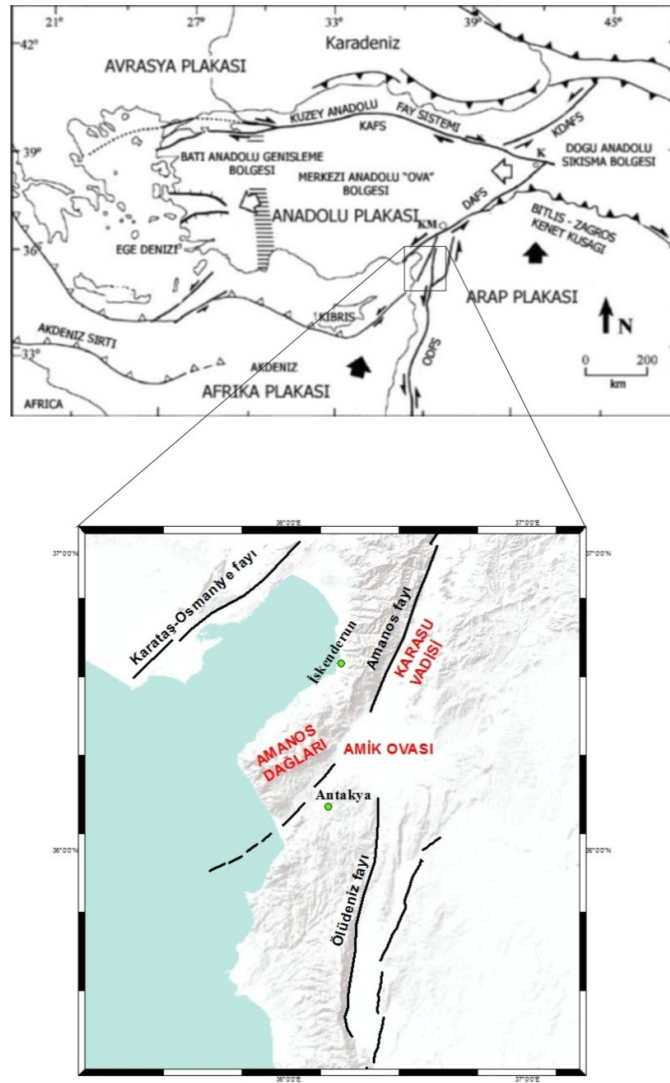
The other important purpose of this thesis is to investigate the seismicity of the region. The seismic activity of the region is indicated by using historical earthquakes which are scanned from various catalogs and instrumental period earthquakes which are taken from USGS, ISC and Kandilli Observatory. The intensity distributions of the effects created by historical earthquakes around epicenter and its immediate surroundings are performed by MMI Scale. It is observed that the earthquake scenarios presented in this thesis have similarities with the historical earthquakes. By using these similarities, it is also predicted which faults are related to which historical earthquakes.

It is concluded that Antakya Fault can be related to 148 A.D. or 130 B.C., 65 A.D. or 64 B.C., 52 or 53, 110, 458, 500, 506, 526, 528, 580-588, 859 or 860, 972, 1072, 1091 or 1092 earthquakes; Osmaniye-Karatas Fault can be related to 1114 and 1115 earthquakes and Amanos Fault can be related to 1738, 1822 and 1872 earthquakes by evaluating the earthquake scenarios with historical earthquake records.

1. GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanı Türkiye'nin güneydoğusunda Hatay İli ve yakın çevresini kapsamaktadır. Kuzeyde Amanos fayı, güneyde ÖDFZ'nun kuzey segmenti, kuzeybatıda Karataş-Osmaniye fayı ve güneydoğuda Suriye sınırına kadar olan bölge ile sınırlanmıştır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 : Çalışma alanı yer bulduru haritası Şengör ve diğ., 1979'dan, faylar Över ve diğ., 2002'den uyarlanmıştır.

1.2 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Bu çalışmada TÜBİTAK desteği ile yürütülmekte olan 109Y128 Numaralı “Asi Nehri ile Samandağ kıyılarındaki nehir ve deniz taraçaları ile bunların Güneydoğu Anadolu’ nun neotektoniğindeki yeri” isimli proje kapsamında Hatay ve yakın çevresi için üretilecek deprem senaryoları ile tarihsel depremlerin karşılaştırılması ve tarihsel depremlerin bölgedeki faylar ile ilişkisinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Bunun için öncelikle bölgenin depremselliği ortaya konulmaya çalışılmış, tarihsel dönem depremleri çeşitli kataloglardan taranarak bir tabloda toplanmıştır. Hazırlanan model deprem senaryoları ile kıyaslanmak üzere veri yeterliliği olan tarihsel depremler için şiddet dağılımları oluşturulmuştur. Senaryolardan yorumlanan şiddet değerleri ile geçmişte olmuş depremlerin şiddet dağılımları arasında kısmen benzerlikler bulunmuş depremlerin bölgedeki faylar ile ilişkili olduğu düşünülmüştür.

Çalışma kapsamında Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) analiz teknikleri kullanılmıştır. Haritalamaların tamamı ESRI (Environmental Systems Research Institute Inc.) tarafından üretilmiş olan ve konuyla ilgili tüm dünyada yaygın ArcGIS 10 programı kullanılarak yapılmıştır.

Çalışmalar esnasında 109Y128 No’lu TÜBİTAK Projesi kapsamında hazırlanmış olan sayısal jeoloji haritası ve Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesince hazırlanmış bölgenin sayısal jeoloji haritası kullanılmıştır.

1.3 Literatür Özeti

Ambraseys (1989) Arap levhasıyla sınır oluşturan Türkiye sınırları içerisindeki zon üzerinde (41° D- 39° K) $M > 6.5$ olan önemli depremleri MSK (Medvedev-Sponheuer-Karnik) ölçeğini kullanarak eş şiddet eğrilerini oluşturmuştur. MSK ölçeği depremlerin M_s büyüklüklerini ve lokasyonların episanırdan uzaklıklarını esas alarak hazırlanmış bir ölçektir.

Perinçek ve Çemen (1990) DAFZ ile ÖDFZ arasındaki tektonik ilişkiyi incelemiş, bu iki fayın nasıl birleşebileceği hakkında ön görüde bulunmuştur. Karasu grabeninin güneyini oluşturan Amik Ovası’nın oluşumunu ortaya koymuşlardır. Antakya’dan Türkoğlu’na kadar uzanan Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç havzanın yapısal özelliklerini incelemişlerdir.

Yürür ve diğ. (1994) Hatay grabeni içindeki mikrotektonik yapıları inceleyerek Miyosen sonrasında sıkışmalı rejimin sona erip genişlemeli bir rejimin başladığını öne sürmüşlerdir.

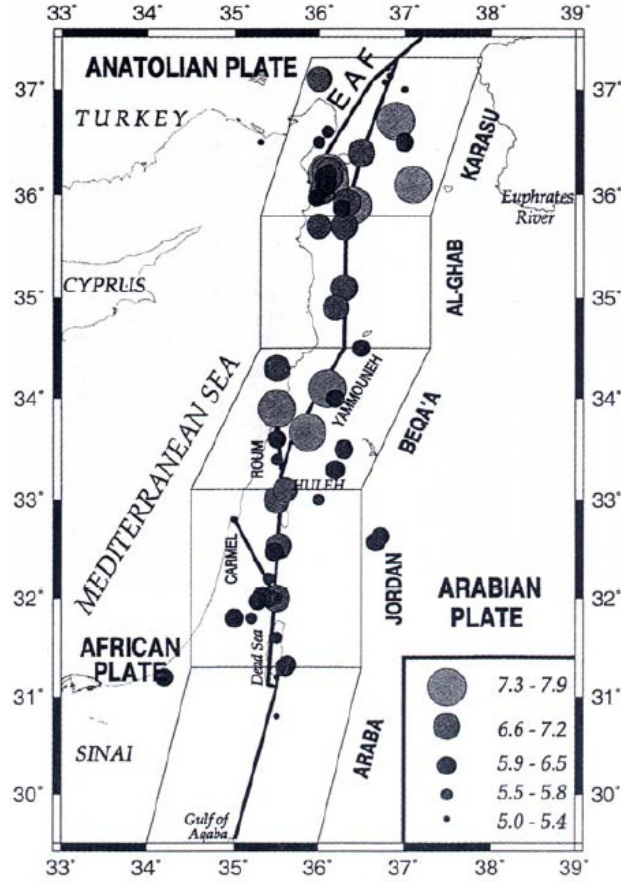
Westaway (1994) Hatay bölgesinin Doğu Akdeniz’de Türkiye’nin GD’sunda konumlanmış DAF, ÖDFZ ve Kıbrıs Yayı ile etkileşim içerisinde uzandığını belirterek bu etkileşimin Arap-Anadolu, Anadolu-Afrika ve Afrika-Arap levhaları ile ilişkili olduğunu ifade etmiştir.

Lyberis ve diğ. (1992) DAFZ’nun Karlıova’dan Hatay’a kadar olan kesimini Landsat-SPOT uydu görüntüleri ve arazi çalışmaları ile inceleyerek bölgedeki faylar ve kıvrımları olduğunu ortaya koymuşlar. Amik Havzası’nın yapısal özelliklerinden bahsetmişlerdir. Anadolu, Afrika ve Arap levhalarının kesişimindeki birçok yapının sıkışmadan kaynaklandığını ve belirgin sol yanallı doğrultu atımlı fayların olduğunu belirtmişlerdir.

Yüksel ve Esnaf (1993) Antakya ve çevresinin tarihsel ve aletsel dönem depremlerini inceleyerek ve istatistiksel verilere dayanarak tekrarlanma periyotları hesaplamışlardır. Fay terminolojisinin fazlaca değinilmediği çalışmada Antakya merkezinden geçen fay “Doğu Anadolu Fayı” olarak tanımlanmıştır.

Ambraseys ve Jackson (1998), Khair ve diğ. (2000) , Guidoboni ve diğ. (2004) Doğu Akdeniz Bölgesi’ndeki tarihsel deprem kayıtları incelenerek, bu bölgede geçmiş yüzyıllarda oluşmuş sismik aktiviteyi belirtmişler ve tarihsel deprem aktivitesinin hangi faya ait olduğunun çıkarımını yapmışlardır (Şekil 1.2).

Över ve diğ. (2001) Hatay bölgesinde meydana gelen sığ odaklı depremlerin odak mekanizmalarının ters çözümü sonucunda, bölgede Pliyo-Kuvaterner’den beri etkin olan kinematığı saptamışlardır. Bölgede gelişen etkin gerilme durumlarının Kıbrıs yayı ile Bitlis kenet zonu boyunca gelişen levha kenarı kuvvetlerin etkileşiminden kaynaklanmış olabileceğini söylemişlerdir. Bununla birlikte yitim sürecinin Hatay bölgesindeki KD-GB açılma rejiminin oluşumunda daha çok etkili olduğu kanısına varmışlardır.



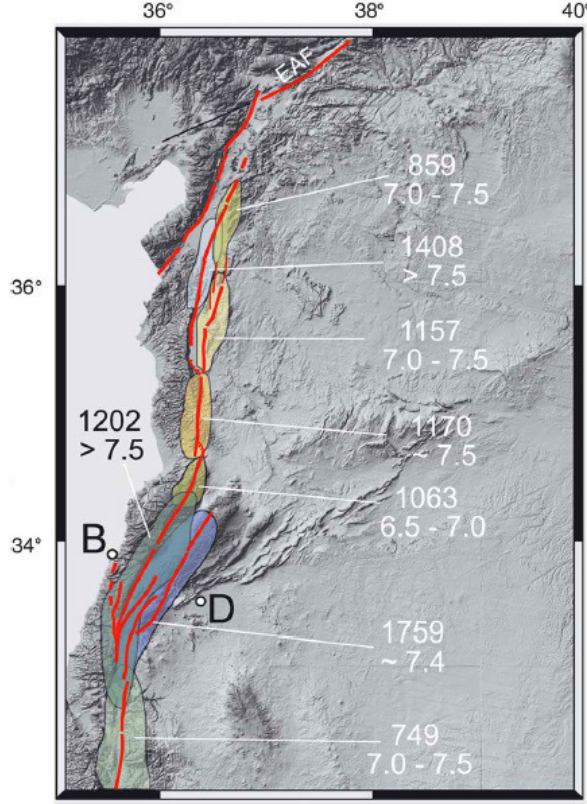
Şekil 1.2 : Doğu Akdeniz Bölgesi'nde genişleyen ÖDFZ'ni üzerindeki tarihsel depremler (Kahir ve diğ., 2000).

Marco ve diğ. (2001) Ölü Deniz Havzası'ndaki son 2000 yıllık paleosismik kayıtları incelemişlerdir. Bu süre boyunca Ölü Deniz seviyesinin düştüğünü ve küçük göl dalgalanmaları oluştuğunu belirtmişlerdir. Son 40 yıllık süre boyunca denizin çekildiğini ve Holosen yaşlı çökellerin taraça oluşturduğunu söylemişlerdir. Bu taraçalardan alınan örnekler üzerinde yaşlandırmalar yapmış ve bunları tarihsel depremlerle ilişkilendirmişlerdir.

Yurtmen ve diğ. (2002) Lübnan'ın kuzeyinde karmaşık bir yapı sunan ÖDFZ ülkemizin hemen güneyinde Ghab Havzası'nı sınırlamaktadır. Ghab Havzası'nın kuzeyinde ise fay zonu farklı kollara ayrılmaktadır. Fay zonunun Amik Ovası'nda sola sıçrayarak Karasu Vadisi batı yamaçları boyunca Amanos Fayı olarak KKD-GGB yönünde uzandığını ileri sürmektedirler.

Meghraoui ve diğ. (2003) Tarihsel Arap dökümanlarını göz önünde tutularak ÖDFZ'nun kuzey kesiminde 70 km'lik Missyaf segmenti üzerinde ortaya çıkarılan 830 yıllık sismik boşluğu, paleosismolojik çalışmalar ve arkeosismik incelemeler

yaparak elde ettikleri tarihsel deprem verileri ile karşılaştırmış, depremleri fay ile ilişkilendirip haritalamışlardır.

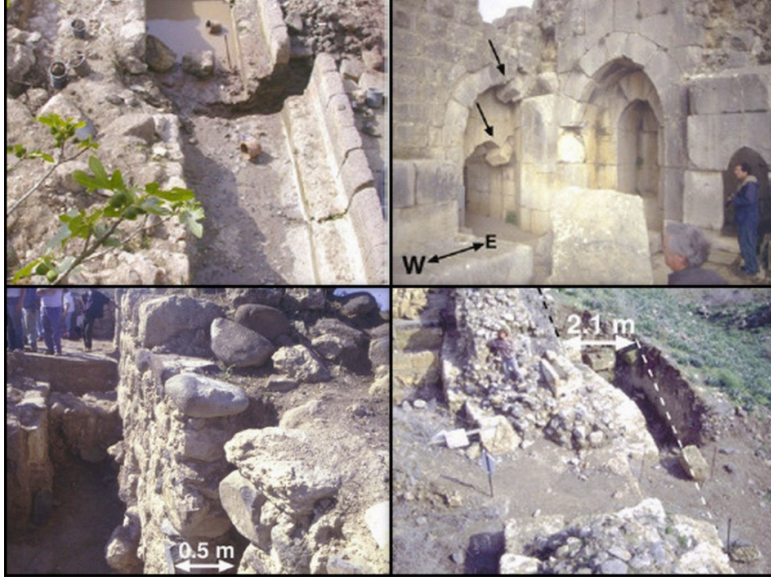


Şekil 1.3 : Tarihsel depremler ile ilişkilendirilen fay segmentleri. B: Beyrut, D: Şam'ı temsil etmektedir (Meghroui, 2003).

Menahem (1991), Marco (2008), Meghraoui ve diğ. (2003), ÖDFZ üzerinde arkeolojik çalışmalar yapmışlar. Arkeolojik yapılarda bloklar arası kırıntılar, çökmüş duvarlar, deforme olmuş duvarlar, zeminler ve kırıklı çatlaklı yapılar üzerinden yola çıkarak atımlar hesaplamış ve bunu paleosismolojik verilerle desteklemişlerdir. Sonuç olarak tarihsel depremlerle ilişkilendirmişlerdir (Şekil 1.4).

Över ve diğ. (2004) Doğu Akdeniz'in kuzeydoğusunda Karasu Vadisi boyunca Antakya, Osmaniye ve Kahramanmaraş'ı içine alan bir bölgede Miyo-Pliyosen'den günümüze kadar olan stres rejimini tanımlamışlardır. Doğu Akdeniz'de levha hareketlerinin Arap/Anadolu, Afrika/Arap ve Anadolu/Afrika sınırları boyunca Amanos fayı, Ölü Deniz fayı ve Kıbrıs Yayı arasında meydana geldiğini ve Amik Ovası'nın DAF'nın bir devamı niteliğinde ki Amanos Fayı, ÖDF ve Kıbrıs – Antakya Transform fayı etkileşimi ile şekillendiği ifade etmişlerdir. Aktif fayların adı geçen yapısal zonların

Antakya'nın KD'sundaki Amik Ovası'nda birleşmesiyle üçlü eklemi (triple junction) oluşturduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 1.4 : Arkeolojik yapılardan ölçülen atım miktarları (Marco, 2008).

Boulton ve diğ. (2006) Yapısal ve sedimanter açıdan Hatay grabeni için yeni yorumlar yapmışlardır. Bölge stratigrafisinin Geç Kretase yaşlı birimlerden başlayıp Kuvaterner yaşlı birimlere kadar devam eden bir istif sunduğunu belirtmişlerdir. Bölgeyi tabandaki Kızıldağ ofiyolitinin üstüne oturan 8 ayrı formasyonla karakterize etmişlerdir. Bunlar Kaleboğazı, Okçular, Kışlak, Balyatağı, Sofular, Nurzeytin, Vakıflı, Samandağ formasyonlarıdır.

Akyüz ve diğ. (2006) ÖDFZ'nun Türkiye sınırları içerisinde olan 65 km'lik kuzey kısmını Hacıpaşa fayı olarak adlandırmışlar ve bu fay üzerinde üç lokasyonda hendek (trench) açmışlar; hendeklerden elde ettikleri verileri tarihsel depremlerle kıyaslayarak, MS 859, 1408 ($M > 7$), 1872 ($M = 7,2$) depremleri ile ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır.

Boulton ve Robertson (2007) Hatay Bölgesi'ndeki Miyosen çökellerin bir önülke havzasında çökeldiğini ileri sürmüşlerdir. Bu havzanın oluşumuna ait teorik modeller geliştirmiş, bölgedeki çökel gelişiminin Güney Neotetis Okyanusu'nun kapanmasıyla olan ilişkisini ortaya koymuşlar ve diğer bölgelerle kıyaslanabilirliğini incelemişlerdir.

Altunel ve diğ. (2009) Ölü Deniz fayının Holosen boyunca olan aktivitesini anlamak amacıyla kuzey segmenti üzerinde paleosismik, arkeosismik ve jeofiziksel

araştırmalar yapmışlardır. Arkeolojik alanlarda fayın kesitiği bir antik yol bulunmuş (M.Ö. 5000-2000). Roma duvarlarında belirli sol yanal atımlar tespit edilmiştir. Trençlerden elde edilen verilere göre 1408 ve 1872 depremleri fayla ilişkilendirilmişlerdir.

Tatar ve diğ. (2009) Uzaktan algılama tekniklerini kullanarak Karasu vadisinin neotektonik yapılarını belirlemek ve bunların Kuvaterner volkanik aktivitesi ile arasındaki ilişkiyi belirlemeyi amaçlamışlardır. Bunun için Landsat ETM+ uydu verilerini kullanmışlardır. Veriler üzerinde görüntü işleme tekniklerini uygulayıp elde ettikleri haritalarda bölgedeki faylanmaları, alüvyal fanları ve volkanik sırtları açık bir şekilde göstermişlerdir.

Karabacak ve diğ. (2010) ÖDFZ ve DAFZ arasındaki ilişkiyi ortaya koymayı amaçlamışlardır. Amik Ovası ve Karasu Vadisi'nde belirledikleri lokasyonlarda özdirenç yöntemi uygulamışlar ve sondaj kuyusu açmışlardır. Elde ettikleri verileri kullanarak bölgedeki Kuvaterner tektonik aktivitesini ve Amik Ovası içinde ÖDFZ'nun kuzey kesiminin yaşlandırmasını yapmışlardır. Yapılan çalışmaların sonuçlarına göre ÖDFZ'nun Amik Ovası içindeki aktivitesinin Pliyosen'den sonra başladığını söylemişlerdir. Fayın bu bölgede 7.9 km'lik bir atım yaptığını ortaya koymuşlardır.

Fery ve diğ. (2011) l Deniz fayınının 120 km'lik Ürdün Vadisi segmenti boyunca 14 bin yıldan beri yüzey kırığı oluşturmuş depremleri ($M > 7$) tarihsel, arkeolojik ve paleosismolojik verilerle destekleyerek katalog oluşturmayı amaçlamışlardır. Ürdün segmenti boyunca 20 drenajda atım ölçmüşler, 2 bölgede 4 hendek açmışlar ve arkeolojik hasarları incelemişler, alınan örneklerde yaşlandırma yapmışlardır.

Över ve diğ. (2011) Hatay'da mikrozonlamaya yönelik çalışmalar yapmışlardır. Belirledikleri 69 istasyonda mikrotremör (ReMi) lmleri yaparak zemine ait bazı parametreleri belirlemişlerdir. V_s hızını, zemin hakim titreşim periyotlarını (T_0) belirleyerek Antakya için mikrozonlama haritaları oluşturulmuştur. Buna göre Antakya'yı sismik risk açısından 5 ayrı bölgeye ayırmışlardır. Antakya merkez ve Asi nehrinin her iki kıyısında en düşük zemin hakim periyotları hesaplanırken, şehrin doğusu ve batısında maksimum zemin hakim periyotları hesaplanmıştır.

2. BÖLGESEL TEKTONİK

İnceleme alanı Afrika, Avrasya ve Arap levhalarının sınırını oluşturan bir bölgede yer almaktadır. Avrasya levhası ile Arap-Afrika levhaları Geç Kretase'den günümüze kadar yaklaşık K-G yönlü yakınsama hareketi etkisi altında bulunmaktadır. Bu yakınsama hareketi ile ortaya çıkan sıkışma sonucunda Arap-Afrika levhaları ile Avrasya levhası arasındaki Neotetis okyanusunun güney kolu kuzeye doğru olan yitimle kapanmıştır. Kıta-kıta çarpışması Orta-Geç Miyosen'de başlayarak Bitlis-Zagros bindirme kuşağı boyunca gerçekleşmiştir (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Gülen ve diğ., 1987). Yakınsama hareketinin sürmesi nedeniyle Anadolu bloku doğuya doğru kaçarak, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının oluşmasına yol açmıştır (McKenzie, 1972; Le Pichon ve Angelier, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Le Pichon ve Gaulier, 1988). Çalışma bölgesi, tektonik açıdan önemli 2 fayın, sol yanal ÖDFZ'nun en kuzey segmenti ile yine sol yanal DAFZ'nun en güney segmenti arasında kalır. Bu deformasyon zonları Arap-Afrika levhaları ile Anadolu blokunun birbirleriyle olan göreceli hareketlerine bağlı olarak gelişmiştir (Mc Kenzie, 1972, 1978; Şengör, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1979; Jackson ve Mc Kenzie, 1988; Dewey ve diğ., 1986) (Şekil 1.1).

2.1 Doğu Anadolu Fay Zonu ve Genel Özellikleri

DAFZ Türkiye'nin doğusunda Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile birleştiği Karlıova'dan başlayan Amanos Dağları'na kadar uzanan KD-GB doğrultulu sol yanal atımlı bir fay zonudur (Şekil 1.1). ÖDFZ ile kesiştiği Maraş'ın Türkoğlu ilçe merkezinden sonraki devamı tartışmalıdır. Bazı yazarlar (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Lyberis ve diğ., 1992; Şaroğlu ve diğ., 1992) DAFZ'nun Antakya'ya kadar uzandığını ve burada ÖDFZ ile birleştiğini öne sürmektedirler. Diğer bir görüş ise, fay zonunun Akdeniz ya da Kıbrıs'a doğru uzandığıdır (Şengör ve diğ., 1985; Dewey ve diğ., 1986; Perinçek ve diğ., 1987; Perinçek ve Çemen, 1990; Westaway, 1994). Muehlberger ve Gordon (1987), fay zonunun Türkoğlu üçlü eklem noktasında sonlandığını söyler.

KKD-GGB yönlü Amanos fayı Kahramanmaraş ile Antakya arasında Doğu Anadolu fayının en güney segmentine karşılık gelmektedir (Perinçek ve Çemen, 1990). Güney Türkiye’de Amanos Dağları’nın doğu kenarını sınırlayan ve topografik olarak bölgede önemli bir çizgisellik yaratan, ters atım bileşeni egemen sol yanal atımlı bir faydır (Adıyaman ve Chorowicz, 2002). Fay üzerindeki toplam sol yanal atım yaklaşık 70 km (Freund ve diğ., 1970) ve/veya yaklaşık 80 km (Dewey ve diğ., 1986; Lyberis ve diğ., 1992)’dir.

1900’lü yılların başına kadar olan tarihsel dönemde birçok büyük depreme kaynaklık eden DAFZ, özellikle 19.yy da sismik olarak aktif bir dönem geçirmiştir. 1822 Antakya depremi ile başlayan 1866, 1872, 1874, 1875, 1893 depremleri ile devam eden ve son olarak geçen yüzyılın başında 1905 Malatya depremi ile tamamlanan bir deprem serisi oluşturmuş bu depremden sonra günümüze kadar geçen sürede göreceli daha sakin bir döneme girmiş yüzey kırığı oluşturabilecek büyüklükte bir deprem üretmemiştir.

2.2 Ölü Deniz Fay Zonu ve Genel Özellikleri

ÖDFZ sol yanal atımlı bir fay olup, güneyde Kızıl Deniz’den başlayıp Ası Nehri’nin batısı boyunca K-G doğrultusunda Amik Ovası’na uzanır, daha kuzeye devam ederek DAFZ ile birleşir. Toplam uzunluğu 1000 km’dir. Fay zonunun yaşı hakkında Erken Miyosen (Hempton, 1987; Garfunkel ve diğ., 1996), Orta Miyosen (Garfunkel ve diğ., 1981), Geç Miyosen (Lyberis, 1988) gibi farklı görüşler bulunmaktadır. Kuzeyde ve güneyde ötelenme miktarları farklıdır. Geç Kretase ofiyolitlerinin konumu göz önüne alındığında toplam atım 10-20 km’dir (Chaimov ve Barazangi, 1990). Ben-Menahem (1991)’e göre fay zonu güneyden kuzeye doğru Eilat, Arava, Ürdün Nehri ve Ölü Deniz, Beka’a, Güney Gharb, Kuzey Gharb ve Karasu olmak üzere 7 ayrı segmentten oluşmuştur.

Tarihsel dönemde ÖDFZ’nda magnitüdüleri 6.5-7.5 arasında olan çok sayıda tarihsel deprem oluşmuştur (Westaway, 1994). Aletsel dönemde Karasu segmenti üzerinde 1927 yılında M=6.2 olan bir deprem olmuştur. 1995 yılında Aqaba’nın 100 km güneyinde M=7.3 olan bir deprem olmuştur (Klinger ve diğ., 2000).

3. ÇALIŞMA ALANI JEOLJİSİ

Kuzeyde Karasu vadisi, güneyde Hatay grabeni ve bunların ortasında Amik ovasını içine alan çalışma bölgesi genelde çizgisel çöküntülerin ve dağ sıralarının izlendiği bir bölgedir. Asi nehri bu bölgede K-G doğrultusunda Suriye'den Amik ovasına ulaşır burdan geniş bir yay çizerek güneybatıya döner ve KB-GD doğrultulu Antakya-Samandağ koridoru boyunca uzanarak Akdeniz'e dökülmektedir.

Hatay grabeninin uzunluğu 150 km genişliği ise 10-25 km arasındadır. Morfolojik olarak geniş bir vadi ile temsil edilen graben Fevzipaşa ve Türkoğlu arasında yüzeylenen bir yükseltiyle Karasu vadisinden ayrılmaktadır. Kuzeyde KKD doğrultulu Karasu vadisi özellikle genç volkanitleri, aktif fay sistemleri ve güncel çökelleri ile ön plana çıkan jeolojik anlamda önemli bir bölgedir. Amik ovası bu bölgenin güneyinde yer almaktadır (Şekil 3.1).

Hatay grabeninin batısında uzanan Amanos dağları Kambriyen-Eosen yaşlı kayalardan, doğusundaki dağlar ise Miyosen-Kretase yaşlı çökellerden oluşmaktadır (Rojay ve diğ. 2001).

Çalışma bölgesi Kretase yaşlı birimlerden başlayan ve Kuvaterner yaşlı birimlere kadar süren bir istifile karakterize edilir.

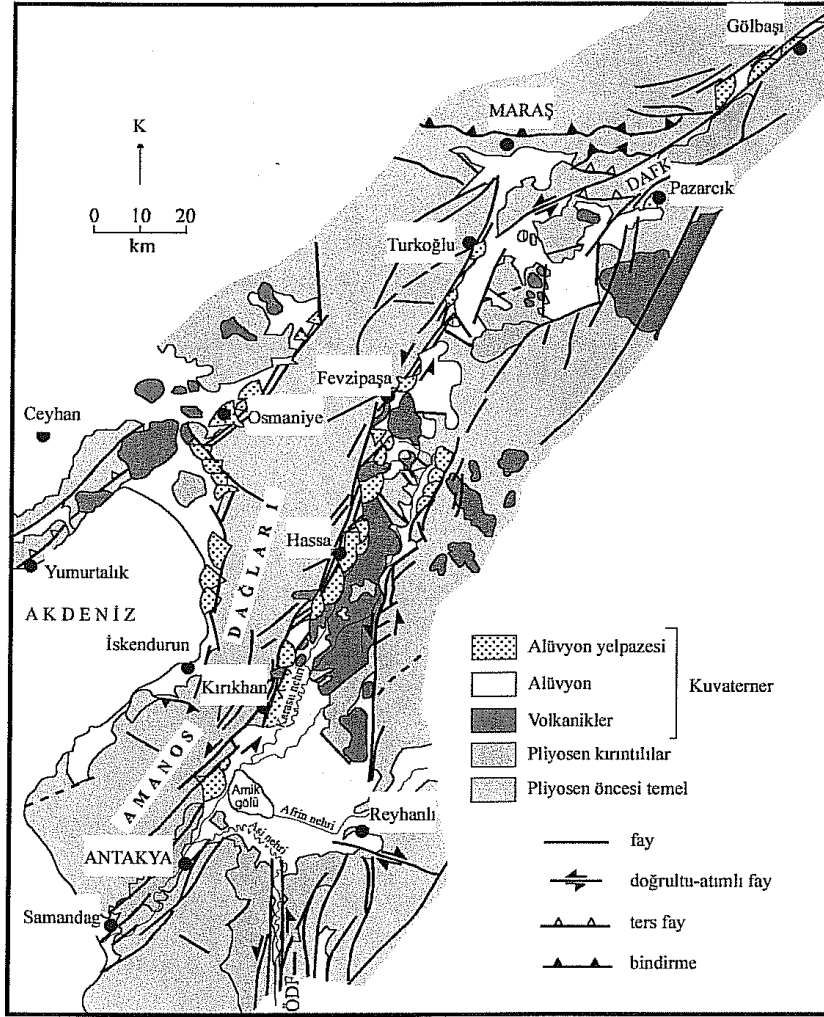
3.1 Kretase

3.1.1 Kızıldağ ofiyoliti

Çalışma bölgesinde ultra bazik kayalardan oluşan Kızıldağ ofiyoliti ilk defa Selçuk (1985) tarafından adlandırılmıştır. Kretase yaşlı Kızıldağ ofiyoliti Amanos yükseltilerinin güneyine doğru uzanır, Doğu Akdeniz kıyı falezleri boyunca geniş bir bölgeye yayılır.

KD-GB yayılım gösteren birim Çöğürlü, Sutaşı, Dursunlu Mah., Aydınbahçe (Güvere), Şeyhmaruf Çifliği dolayları, Dermaste Mah. ve Defne Mah. dolaylarında mostra vermektedir. Erken-Orta Maastrichtiyen'de Mesozoyik yaşlı Arap levhasının üzerine yerleşen Kızıldağ ofiyoliti (Dubertret, 1953; Delaloye ve diğ., 1980)

bölgenin görünür temelini oluşturur, kalınlığının 8500 m'den daha fazla olduğu düşünülmektedir (Yıldız ve Taptık, 2003). Ofiyolit yerleşmesinin sona ermesiyle birlikte başlayan neo-otokton örtü çökeli Üst Maastrichtiyen yaşlıdır (Selçuk, 1981). Bu sığ deniz çökelleri, tabanda alttaki ofiyolit kayalarından türemiş çakılları içeren konglomeralarla başlar, üst düzeylerde kumlu kireçtaşlarından oluşan bol fosilli Paleosen, Eosen yaşlı birimlere geçer (Aslaner, 1973). Ofiyolit dizilimi Tekeli ve Erendil (1986) tarafından tektonit peridotitler, tabakalı gabro, tabakalanmasız gabro, levha-dayk karmaşığı, volkanik karmaşık olmak 5 bölümde incelenmiştir.



Şekil 3.1 : Karasu vadisi ve çevresinin bölgesel jeoloji haritası (Rojay ve diğ., 2001).

Tektonit Peridotitler

Stratigrafik olarak gözlenilebilir en alt seviyede bulunan, % 70 harzburgit ve % 30 dunitlerden oluşan peridotitler, Kızıldağ ofiyolit litolojisinin çoğunluğunu oluşturur.

Kayaçlar ince-orta eş taneli dokuya sahiptir. Ayrışma yüzeyi; kıvılcık-kırmızı, kırmızı-bej, kırılma yüzeyi; koyu yeşil renklidir. Yer yer kromit mineralleri içerir. Camsal parlaklıkta ve yeşil zeytin rengindeki olivin kristalleri, gümüş parlaklığı olan piroksen kristallerinden kolayca ayrılır. Dunitler başta olmak üzere kayaçların alterasyona uğradığı ve serpantinleştiği gözlenmektedir. Serpantinleşmenin çok olduğu yerlerde kayaç rengi daha da açık gözlenmektedir. Serpantinleşme ile birlikte olivinler parlaklığını kaybeder matlaşır (Yıldız ve Taptık, 2003).

Birimi oluşturan kayaçlar aşınmaya karşı oldukça dayanıksız olduğundan, genellikle topoğrafik olarak düşük eğimli alanlarda mostralara vermektedir. Hatay grabeninin GD yamacında geniş yer tutarlar.

Tektonik peridotitler Amanos olistostromunun üzerine bindirmeyle yerleşirler (Tekeli ve Erendil, 1986). Birimin üzerine kümülatlar (tabakalı ve tabakasız gabrolar) gelir.

Kümülatlar (Tabakalı ve tabakasız gabrolar)

Kızıldağ'ın temelini oluşturan tektonitlerin güneydoğu ve kuzeybatı kesiminde 100 m²'lik bir alanda yayılım gösterirler. Kümülatların yapı ve dokusal özelliklerine dayanarak alttan üste doğru ultramafik kümülatlar, tabakalı kümülat gabrolar, tabakasız (heterojen) kümülat gabrolar birbirleriyle geçişli olarak sıralanırlar (Yıldız ve Taptık, 2003). Kümülatlar, diyabaz, gabro, pegmatitik gabro tarafından kesilmiştir.

Levha-Dayk Karmaşığı

Kızıldağ ofiyoliti yaklaşık %10'unu oluşturan iyi gelişmiş levha-dayk karmaşıkları içerir. Işıklı köyü, Soğukoluk ve Dermaste mahallesi civarında mostralara vardır (Yıldız ve Taptık, 2003). Dermaste mahallesinde yükseklikleri 6 m'yi bulan dayklar gözlemlenmiştir. Birim batısında travertenler ile faylı dokanak oluşturur.

Yastık Lavlar

Ofiyolit dizisinin en üst kısmını oluşturur. Düşük sıcaklık hidrotermal etkinlikle altere olmuş bazaltik yastık yapılı ve masif lav akıntıları şeklinde gözlemlenir. Yastık lavların çapı birkaç desimetreden iki metreye kadar değişmektedir. Kabuğu camsal bir yapıya sahip olup, siyah ve parlak renkte ve genellikle incedir (Yıldız ve Taptık, 2003). Kayaçların ana bileşenleri plajiyoklas, klinopiroksen (ojit) ve cam olan

bazaltlardır (Tekeli ve Erendil, 1986). İnceleme alanında, Dursunlu ve Şeyh Hıdır tepesinde mostra vermektedirler.



Şekil 3.2 : Dursunlu Mevkii'nde ofiyolit serisine ait yastık lavlar.

3.2 Eosen

3.2.1 Midyat grubu

Midyat grubu altta krem-beyazımsı-kirli sarı renkli, ince taneli, sıkı çimentolu, yumrulu ve bol fosil kavkılı kireçtaşından oluşur. Üst bölümünde ise beyazımsı-kirli sarı renkli, bol echinodermata, ostrea, gastropoda ve pelecypoda fosilli biyoklastik, mikritik kireçtaşları bulunmaktadır (Terlemez ve diğ., 1997). Tabanda belirgin olarak tabakalanma gösteren kireçtaşları üst seviyelere doğru daha masif bir görünüm sunmakta ve bu seviyelerde çörtlere daha az rastlanmaktadır.

Narlıca'dan Harbiye'ye kadar olan bölgede mostra verirler. Çörtlü kireçtaşları Yassı Tepe civarında yüzeylenirler.

Midyat kireçtaşının regresif aralıklar içeren transgresif bir istif olduğu ve sığ denizel bir ortamda çökeldiği belirtilmiştir (Yıldız ve Taptık, 2003). Eosen yaşlı (Sungurlu, 1974; Perinçek ve Çemen, 1990; Boulton ve diğ., 2007) Midyat grubu Kretase yaşlı Kızıldağ ofiyolitinin üstüne uyumsuz diskordansla gelir.

3.3 Miyosen

3.3.1 Gildirli formasyonu

Formasyonun tabanı ayrıışmış yüzeyi koyu gri renkli, kırık yüzeyi açık grimsi renkli, orta taneli kumtaşı ve serpantinit çakılları içeren, ince tabakalı, konglomeralardan üst kısmı ise kırmızı-mor konglomeralar ve kalın litarenitler ile koyu gri ve siyah çamurtaşından oluşmuştur. Kumtaşları çapraz tabakalı ve paralel laminalı olup biyotürbasyon yaygındır.

Formasyon, Zeytinliyazı Mevkii dolayları, Hünkar Çiftliği Köyü, Kuruyer Köyü'nün kuzeybatısında mostra vermektedir. Kalınlığı Kırıkhan ilçesi civarında ~100-150 m'dir (Boulton ve diğ., 2007).

Gildirli formasyonunun yaşı Ünlüenç ve Demirkol (1988), Lagap ve Yetiş (2004) tarafından Oligosen- Geç Miyosen, Görür (1992) tarafından Geç Miyosen, Boulton ve diğ. (2007) tarafından Akitaniyen-Burdigaliyen olarak vermiştir. Formasyon sedimanları kıyı ortamında oluşmuş, sığ denize açılan yelpaze deltası çökelleridir (Görür, 1977). Alt sınırdaki açıl uyumsuzlukla Eosen yaşlı Midyat Grubu ile, üst sınırdaki ise uyumlu bir şekilde Karaisali formasyonu ile bir araya gelir.

3.3.2 Karaisali formasyonu

Karaisali formasyonu genellikle taban seviyeleri kumlu sığ denizel kireçtaşı birimi ile temsil edilir. Bu birim, ince şeritler halinde genellikle, iyi çimentolanmış, açık gri renkte, masif, yüzeyi atmosferik etkilerle aşınmış, sert, ince-orta-kalın tabakalıdır. Bol miktarda istiridye, gastropod, alg, mercan ve ekinid fosili içermektedir.

Hatay'ın GD ve KB yamaçlarında bulunan birim içinde karst gelişimi belirgindir. Karaisali formasyonu Samandağı, Nahırlı dolayları, Yeşilyazı Mah., Sarpa Burnu, St. Simon dolaylarında mostra verir.

Yetiş (1988) Karaisali kireçtaşının içerdiği fosil bakımından Orta Miyosen yaşında olduğunu ifade etmiştir. Formasyon sığ denizel bir ortamda çökelmiştir. Tabanda Kızıldağ ofiyoliti üzerine açıl diskordansla, Gildirli formasyonu üzerine ise uyumlu şekilde konumlanır. Birimin üzerini Sebenoba formasyonu örter.

3.3.3 Sebenoba formasyonu

Altta marn-kiltaşı aralanması, üstte yer yer jips içeren kireçtaşları formasyonun genel litolojisini oluşturur. Marnlar, açık gri, yeşilimsi, açık kahverenkli,

katmanlanması çok iyi, yer yer laminalı, gözeneksiz, bitki izli ve bol fosillidir. Jipsler genellikle beyaz renklidir. Bazen 5-10 cm. uzunluğunda kristaller halinde bulunur. Bazende ince taneli olup süt beyaz renktedir. Kireçtaşları, beyaz renkli, ince taneli, sıkı çimentolu, kırılğan, kırılması konkoidal, ince katmanlı ve yer yerde laminalıdır (Yıldız ve Taptık, 2003).

Bu birimlerin aşınmaya karşı oldukça dayanıksız olmaları nedeniyle, inceleme alanında düzlük alanları oluşturmaktadır. Mostraları Çevlik'ten Anaçyazı'ya ve Sebenoba ile Narlıca arasında kalan bölgede geniş bir yer kaplar.

Marn fasiyesi içindeki bentik ve planktik foraminiferler derin deniz koşullarında çökeldiğini göstermektedir (Boulton ve diğ., 2006). Formasyon yaşı Boulton ve diğ. (2007) tarafından Üst Miyosen olarak verilir. Alt sınır Karaisali formasyonu ile geçişli üst sınır ise Samandağ formasyonu ile açısız uyumsuzluk göstermektedir.

3.4 Pliyosen

3.4.1 Samandağ formasyonu

Altta marn-kireçtaşı üstte şeyl-silttaşı-kumtaşı ardalanması Samandağ formasyonu genel litolojisini oluşturur. Kireçtaşları krem-bej renkli, ince taneli ve çubuğumsu kırılmalıdır. Birim içerisinde tabakalanmalar belirgin bir şekilde gözlenmekte olup, fosil içermektedir. Kumtaşları sarımsı kahverengi, açık gri, kırmızımsı renklidir. Belirgin katmanlı, tabaka kalınlığı 10-50 cm arasındadır. Kum taneleri iyi yuvarlaklaşmış, boylanması iyidir, kötü çimentolu olup çok kolay dağılmaktadır (Yıldız ve Taptık, 2003).

Marn çökelleri altta uzanan Miyosen çökelleri ile benzerlik gösterir ancak içerisinde sığ deniz ve sıkça rastlanan bitki fosilleri ile Miyosen çökellerinden ayrılır (Boulton ve diğ., 2006).

Samandağ formasyonu Hatay grabeninin ekseninde yer alır ve Akdeniz kıyısında Samandağ'dan başlayarak Asi Nehri boyunca Amik Ovası'na kadar olan kesimde en geniş yayılımını gösterir. Mostraları kuzeyde Hasanlı'ya kadar izlenmektedir.

Üst Pliyosen yaşındaki (Karakuş ve Güler, 1994) formasyon Kretase yaşlı güncel çökellerle örtülmüştür.



Şekil 3.3 : Günyazı'nın kuzeyi, üst kısımdaki sarımsı birim Samandağ formasyonu, alttaki gri renkli birim Sebenoba formasyonudur (Lom ve diğ., 2011).

3.5 Kuvaterner

Kuvaterner istifli karasal taraça, denizel taraça, yamaç molozu, traverten ve alüvyon olarak 5 ayrı formasyonla açıklanır.

3.5.1 Karasal taraçalar

Taraça tabanında Pliyosen yaşlı kiltası birimleri veya kil-kumtaşı ardalanması gözlemlenir. Taraça çökeli çakıl boyları 1-40 cm arasında değişmekte olup kötü boylanmıştır. Taneler arasında imbrikasyon gözlenmektedir. Matriksini kum, kil ve kırıntılı malzemeler oluşturur.

Karasal taraçalar, KB-GD doğrultulu olarak Küçük Karaçay ve Büyük Karaçay dereleri çevresinde istiflenir. Bölgede 20 m'den 120 m'ye kadar olan yüksekliklerde karasal taraçalar vardır bunlar basamaklı bir yapı sergilerler. Üstüne geldikleri yapıları uyumsuz olarak örterler.



Şekil 3.4 : Nahırlı Mevkii'nde 86 m'de ölçülen karasal taraça, aşağıdan yukarı doğru 5 m'lik kil tabkası, 30 cm kil seviyesi, toprak seviyesi, matrissiz çakıl seviyesi, taraça istifi (Tekeşin ve Tüysüz, 2011).

3.5.2 Denizel taraçalar

Denizel taraçalar, çakıl ve kum ardalanmasından oluşur. Tane boyları 1-50 cm arasında değişen çakıllar iyi tutturulmuştur. Kumlar denize doğru bir akıntıyı temsil eden çapraz tabakalanma gösterir. Kum tabakaları içinde gastropod, cardium, follat ve ostrealara rastlanır. Kum seviyeleri üstünde yamaç molozu seviyeleri gözlemlenir. Denizel taraçalar, Akdeniz kıyısından Samandağ ilçesine kadar gözlemlenir. Tekebaşı, Samandağ, Meydan, Mağaracık ve Çevlik'te mostra verirler. Taraçaların taban kotları 0-175 m arasında değişir.



Şekil 3.5 : Tekebaşı Mevkii, Altın mahallesi 50 m. denizel taraçası. İstifin en altında kaba çakıl-kumtaşı ar dalanması.

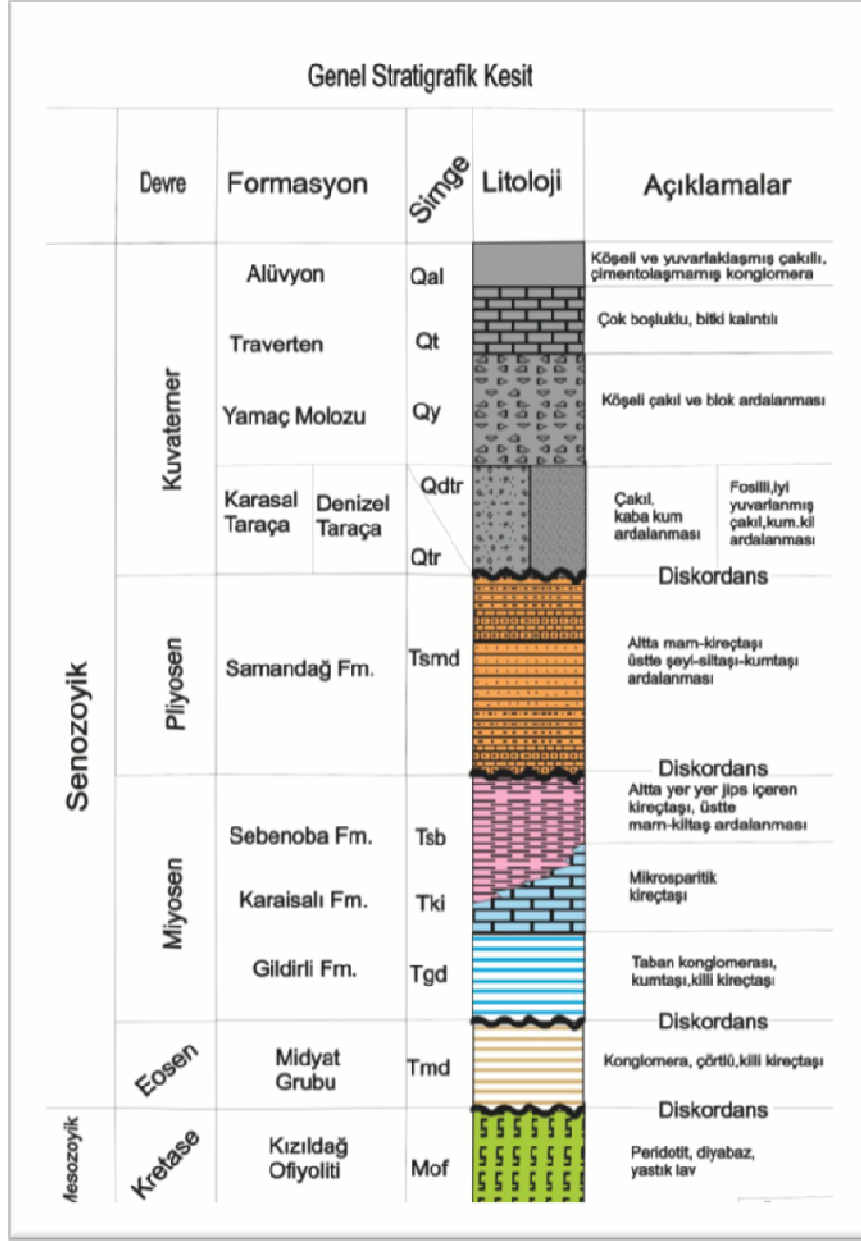
3.5.3 Yamaç molozu

Köşeli çakıl ve bloklar içeren, bazen çok kötü çimentolanmış bazen de hiç çimentolanmamış birikintiler yamaç molozu birimlerini oluşturur. Çalışma alanında çeşitli yerlerde mostraları görülür. Dursunlu'da en geniş mostrayı verirler.

3.5.4 Traverten

Travertenler genellikle pizolitik, nadirinde oolitiktir. Travertenler çok boşluklu olup bol bitki kalıntısı ihtiva eder, travertenleri oluşturan soğuk sulardır, kalınlıkları maksimum 10 metredir (Yıldız ve Taptık, 2003).

Kuvaterner yaşlı travertenler, Harbiye dolaylarında yaklaşık 5 km karelik bir alanda yayılım gösterir.



Şekil 3.6 : Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Tekeşin ve Tüysüz, 2011).

4. YAPISAL JEOLJİ

Bu tez çalışmasında, Hatay'a ve yakın çevresine ait deprem senaryolarının oluşturulması ve bölgenin depremselliğinin anlatılması amaçlanmıştır. Hazırlanacak deprem senaryoları bölgede etki yaratacak bir depremin büyüklüğünü, fay uzunluğuna bağlı olarak ortaya koymaktadır. Bölgede büyük magnitudlü ($M>6$) deprem oluşturması beklenen fayların seçilmesi deprem senaryolarının hazırlanma aşamalarından birini oluşturmaktadır. Çalışmanın amacı nedeniyle bu bölümde Hatay grabeni yapısal jeoloji unsurlarından sadece faylar anlatılacaktır.

Hatay grabeni sınırlayan ve güncel birimleri kesen faylar, bölgede KB-GD açılma rejimi ve KD-GB sol yönlü yanal atım rejimi olduğunu göstermektedir (Ek A.1).

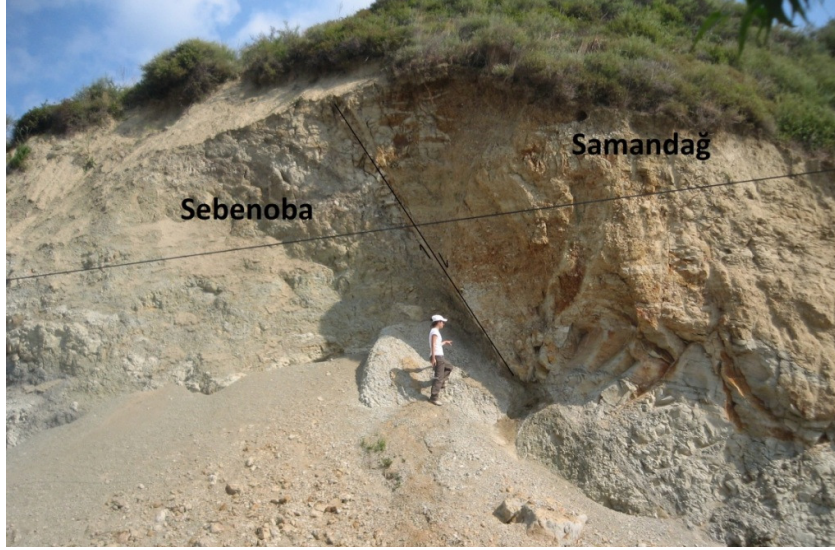
Bu bölgedeki faylar aşağıda ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

4.1 Alazı-Günyazı Fayı

Kuzeyde Anaçyazı'dan güneyde Ulaklı'ya kadar çığisel olarak uzanan, harita üzerinde yaklaşık 16 km uzunluğa sahip olan KD-GB doğrultulu faya Alazı-Günyazı fayı adı verilmiştir (Ek A.1). Fay Sebenoba ve Samandağ formasyonlarını dokanağa getirir. Fay üzerinde yapılan çizik ölçümlerine göre, normal bileşene sahip sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Tarı ve diğ., 2011). Alazı Mevkii'nde fay gözlemlenebilir.

4.2 Altın Fayı

Kuzeyde Çöğürlü Mevkii'nden güneyde Tekebaşı Mevkii'ne kadar uzanan Altın fayı KD-GB doğrultuludur. Fayın iç bükey şeklinde geliştiği gözlemlenir. Fay üzerinden alınan çiziklere göre fayın normal bir fay olduğu belirtilmiştir (Lom ve diğ., 2011).



Şekil 4.1 : Günyazı Mevkii'nde Sebenoba formasyonu ve Samandağ formasyonu arası faylanma.

4.3 Sutaşı Fayı

Kuzeyde Karaçay'dan, güneyde Sutaşı'na kadar uzanan KD-GB doğrultulu, görünür uzunluğu yaklaşık 7 km olan, Miyosen ve daha yaşlı birimler ile Samandağ formasyonu arasında sınır oluşturan bu faya Sutaşı fayı adı verilmiştir (Ek A.1) (Tarı ve diğ., 2011). Fay, Değirmenbaşı Mevkii'nde alüvyon tarafından örtülmüştür. Normal bileşene sahip sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Fay Samandağ formasyonu içinde de gözlenmekte ve Koyunoğlu ile Sutaşı arasında birbirine paralel basamaklı bir yapı sergilemektedir.

4.4 Koçören Fayı

Samandağ formasyonu içerisinde gelişmiş olan fay KD – GB doğrultulu yaklaşık 7 km uzunluğundadır. Sutaşı fayının devamı olarak kabul edilir. Normal bileşene sahip sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Arazide yapılan çalışmalarda Tavla Mevkii ve Tomruksuyu'nda Sebenoba formasyonu ile karasal taraçayı ötelediği gözlemlenmiştir (Tarı ve diğ., 2011).

4.5 Antakya Fayı

Kuzeyde Antakya merkezi Sanayi Mahallesi'nden başlayıp güneyde Defne Mahallesi'ne kadar devam eden, KD-GB doğrultulu, görünür uzunluğu yaklaşık 10

km olan bu fay (Ek A.1) kuzeyde parçalı bir yapı sergilerken güneyde daha doğrusal bir yapıya sahiptir. Fay yüzeyi Sümerler mahallesinde net bir şekilde izlenilebilir. Midyat grubu ile Sebenoba formasyonunu bir araya getirir. Fay çiziği ölçümlerine göre Antakya fayının sol yönlü doğrultu atım bileşenine sahip normal bir fay olduğu belirlenmiştir (Tarı ve diğ., 2011).



Şekil 4.2 : Sümerler Mahallesi Mevkii'nde Kızıldağ ofiyoliti ile Sebenoba formasyonu arasında sınır oluşturan Antakya fayı.

4.6 Çöğürlü Fayı

Kuzeyde Çöğürlü Mevkii'nden başlayıp güneyde Akdeniz'e kadar, yaklaşık olarak 6 km boyunca KD-GB doğrultulu olarak uzanan faya Çöğürlü fayı adı verilmiştir (Ek A.1). Fayın Çöğürlü Mevkii dolaylarındaki açılmış olan bir yol yarmasında serpantin ve yamaç molozunu dokanağa getirdiği net bir şekilde gözlemlenir. Tüysüz ve Genç (2006)'e göre fay sol yanal doğrultu atımlıdır. Çöğürlü fayının KB blokunda yer alan Samandağ formasyonu deformasyona uğrayarak yer yer düşey bir yapı kazanır. Deformasyonun iyi bir şekilde gözlemlendiği lokasyonlar Cemil Tepe ve Çöğürlü-Samandağ yolu üzeridir (Tüysüz ve Genç, 2006).



Şekil 4.3 : Çöğürlü fayına bakış, kırmızı kesikli çizgi fayı temsil etmektedir. Fayın arkasında kalan kireçtaşları Karaisalı formasyonuna, önünde kalan yumuşak topoğrafyaya sahip kısım ise Samandağ formasyonuna aittir. (Tarı ve diğ., 2011)

4.7 Gözene Fayı

Gözene Köyü doğusundan başlayarak Yenimahalle'ye doğru uzanan içbükey yapıda Gözene fayı 3 km kadar uzundur. K–G doğrultulu olarak başlayan fay içbükey bir şekilde dönerek KD-GB uzanımlı hale gelir (Ek A.1). Morfolojik olarak son derece belirgin olan fay Karaisalı formasyonu ile Sebenoba formasyonunu dokanağa getirmiştir (Tarı ve diğ., 2011). Gözene fayının gözlemlendiği yerler Yüksek Tepe ile Mollaahmet Tepe'nin ortalarında (Dadük Köyü) yer almaktadır. Fayın eğim atımlı normal bir fay karakterinde olduğu belirlenmiştir.

4.8 Nahırlı Fayı

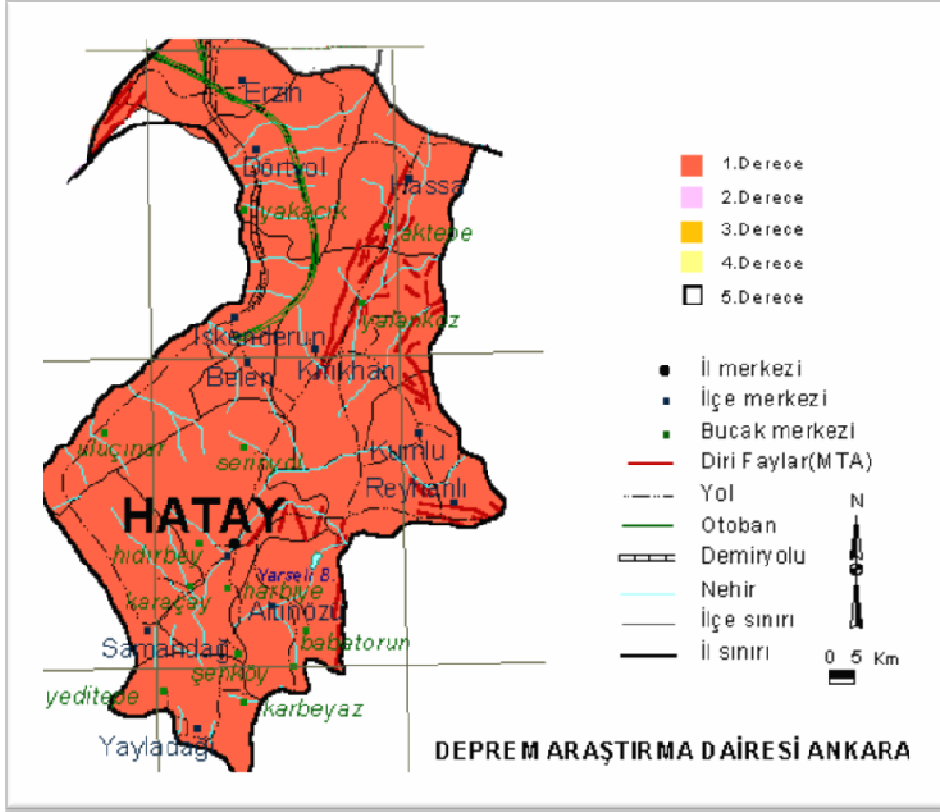
Nahırlı fayı Değirmenbaşı Mevkii dolaylarından başlayan ve Yeşilyazı Mah. GD'sundaki Karaköse köyünün GD'suna doğru uzanan K–G doğrultulu, sol yanallı bir faydır (Ek A.1). Yaklaşık uzunluğu 6 km olan fay Kızıldağ ofiyoliti, Karaisali formasyonunu ve Sebenoba formasyonunu dokanağa getirir. Nahırlı Mevkii kuzeyinde fay yüzeyleri birden fazla lokasyonda gözlemlenir. Fayın Kurt Tepe KD'sundaki eskiden krom işletilmiş olan bir lokasyonda Kızıldağ ofiyoliti ile Sebenoba formasyonunu dokanağa getirdiği gözlenebilmektedir.

5. HATAY'IN DEPREMSELLİĞİ

Şehir M.Ö. 300 yılında Makedon Kralı Seleucus I. tarafından Antioch adıyla kurulur. Bölgede yapılan kazı çalışmaları Kalkolitik çağdan (M.Ö. 5000-4000) itibaren yörenin yerleşim için kullanıldığını göstermektedir. Kuruluşundan itibaren sürekli istilalara uğrayan şehir, en çok depremlerden etkilenmiştir. Eski adıyla Antioch (modern Hatay) ve yakın çevresi aktif DAFZ ve ÖDFZ'nun etki alanında yer alır. Bu nedenle tarihsel dönemde birçok yıkıcı depreme maruz kalmıştır. Bu çalışmanın amaçlarından biri de, şehrin depremselliği incelemek ve geçmişte olmuş depremleri referans alarak, gelecekte olacak herhangi bir depremde şehrin nasıl etkilenebileceğini ortaya konulmasını sağlamaktır. Türkiye Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi tarafından hazırlanan Deprem Bölgeleri Haritası'nda Hatay ilinin konumu şekilde izlenmektedir. Haritada, olasılık metodu hesaplarına göre çizilen eş ivme kontur haritası esas alınarak deprem bölgeleri tespit edilmiştir. Bu haritaya göre, Hatay tüm ilçeleriyle 1. derece deprem bölgesidir yani olması muhtemel bir depremde zeminin maruz kalacağı beklenen ivme değeri 0.4 g'den büyüktür ($g = \text{yer çekimi ivmesi, } 981 \text{ cm/s}^2$).

Çizelge 5.1 : İvme değerlerine karşılık gelen şiddet değerleri (Arıoğlu ve diğ., 2001).

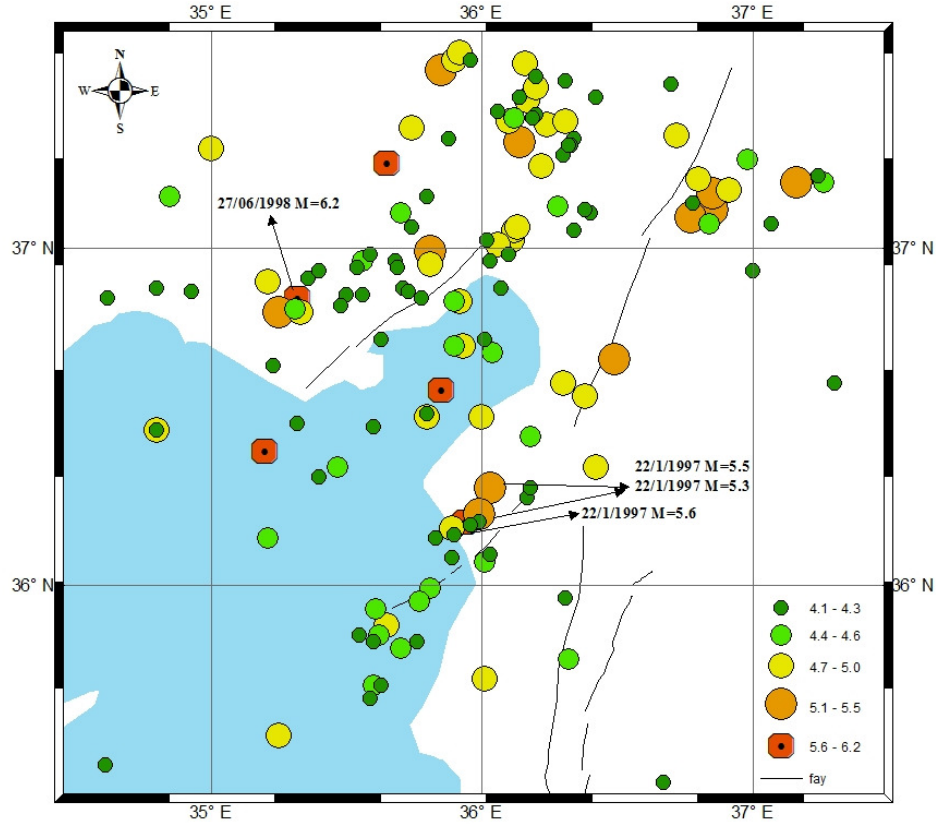
Şiddet	İvme Değeri
< VIII	0.2 g
IX	0.3 g
> X	0.4 g



Şekil 5.1 : Türkiye deprem bölgeleri haritasında Hatay ilinin konumu

5.1 Aletsel Dönem Depremleri

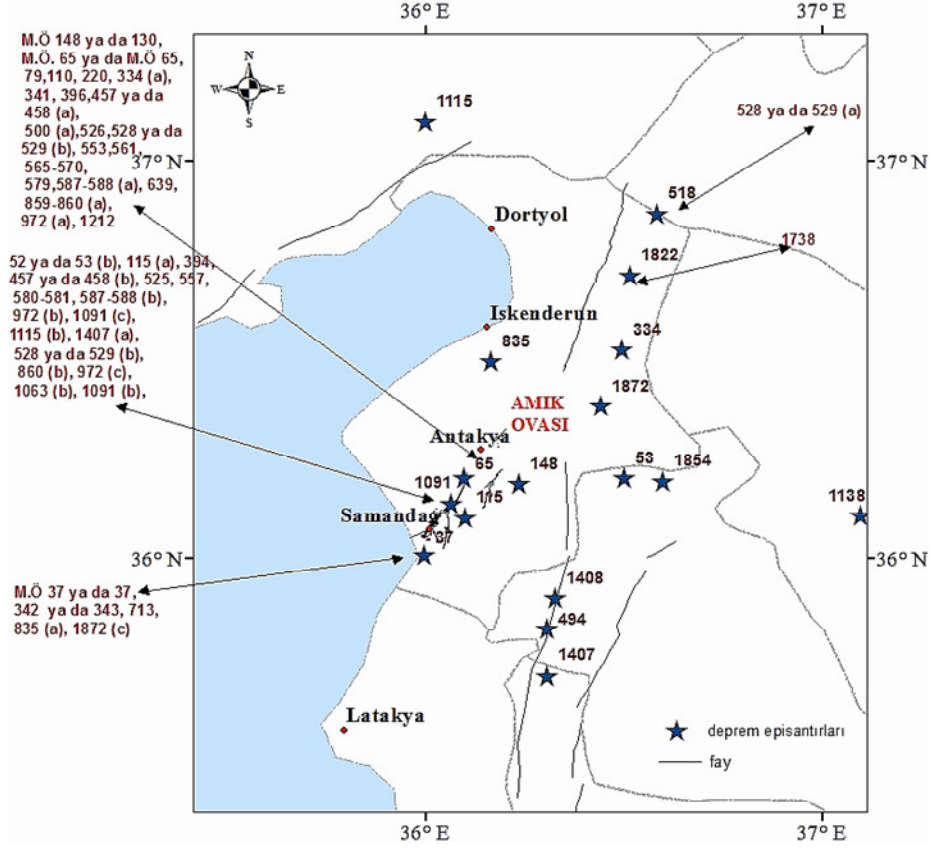
Aletsel dönemde Hatay’da yüzey kırığı meydana getirebilecek bir deprem olmadığı görülür. Bununla birlikte bölgede büyüklükleri 4.5 ve 5.5 arasında değişen bir çok deprem kaydedilmiştir. USGS, ISC ve Kandilli Rasathanesi gibi farklı organizasyonlara ait deprem kataloglarından elde edilen Hatay ve yakın çevresine ait verilere göre 1900-31.12.2005 tarihleri arasında bu bölgede olmuş tüm depremlerin merkez üssü dağılımları Şekil 5.2’de verilmiştir. Oluşan depremlere baktığımızda en dikkat çeken deprem 22 Ocak 1997’de gerçekleşen $M_w=5.6$ depremdir. Samandağ sahil şeridinde gerçekleşen deprem, herhangi bir yüzey kırığı oluşturmamıştır. Ancak alüvyonlar üzerinde önemli sayılabilecek hasarlara yol açmıştır. Ofiyolitlerden oluşan merkez üssünde ise hasar daha az olmuştur (Bayülke ve Demirtaş, 1997). Bu depremin $M_w=5.5$ ve $M_w=5.3$ olan artçıları vardır (B.Ü. Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi, 2010). Erdik ve diğ. (1997) yaptıkları mikrotremor çalışmalarına dayanarak bu depremin maksimum şiddetinin VI-VII olduğunu söyler.



Şekil 5.2 : 1900-2005 yılları arasında olan aletsel dönem depremlerin merkez üssü dağılımları Antakya- Samandağ civarında yoğunlaşıyor.

5.2 Tarihsel Dönem Depremleri

Tarihsel dönemde, Hatay ve yakın çevresinde şiddetleri V ile XI arasında değişen bir çok deprem meydana gelmiştir. Bu depremler büyük can ve mal kayıplarıyla sonuçlanmıştır. Bilinen son 2 büyük deprem yaklaşık 20-30 km uzunluğunda yüzey kırığı yaratmış olan 13 Ağustos 1822 M=7.3 ve 3 Nisan 1872 M=7.2 depremleridir (Ambraseys ve Jackson, 1998). Bu bölgede meydana gelmiş, çok sayıdaki tarihsel depremler tarih, koordinat, şiddetleriyle birlikte Ek A.2’de ayrıntılı olarak verilmiştir.



Şekil 5.3 : Bölgenin tarihsel sismik aktivitesi. Çizelge A.1’de verilen depremlerin episantırlarının haritada gösterimi.

Bölgede tarihsel dönemde meydana gelmiş önemli depremler aşağıda ayrıntılı bir biçimde ele alınmıştır. 1902 yılında Giuseppe Mercalli tarafından ortaya atılmış olan görünen şiddet, depremin yapılarda oluşturduğu görünen hasarlar, yeryüzünde meydana getirdiği değişiklikler ve insanlar tarafından hissedilen sarsıntı dikkate alınarak hazırlanmıştır. Görünen şiddet de gerçek şiddette olduğu gibi depremde ortaya çıkan enerjiyle doğrudan ilgilidir. Doğal olarak üst merkez çevresinde en yüksek değerine ulaşırken, buradan uzaklaştıkça azalmaktadır. Mercalli tarafından hazırlanmış olan görünen şiddet ölçeği 1931 yılında Amerikalı ve Avrupalı bilim adamlarınca oluşturulan Sismoloji Komisyonu tarafından birtakım değişiklikler yapılarak, MMI (*Modified Mercalli Intensity Scale*) ölçeği adıyla on iki derecelik bir şiddet ölçeği oluşturulmuştur. Çeşitli kataloglardan taranarak elde edilmiş Çizelge A.1’deki depremlerden bölgede büyük ölçüde etki yaratmış olan depremler seçilerek bazı lokasyonlarda görülen şiddet değerleri MMI Ölçeği’ne göre belirlenmiş ve bir sonraki bölümde hazırlamış olduğumuz sentetik deprem senaryoları ile kıyaslanmak üzere lokasyonlara göre şiddet

dağılımları yapılmıştır. Yalnızca 1822 ve 1872 depremleri Ambraseys (1989)' dan derlenmiştir (Şekil 5.8 ve Şekil 5.9). Ambraseys (1989), bu çalışmasında (Medvedev-Spoon-Karnik) MSK ölçeğini kullanmıştır. MSK ölçeği ile MMI ölçeği arasındaki fark Pampal (2010) tarafından Şekil 5.3' teki gibi verilmektedir.

MMI	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
MSK	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII

Şekil 5.4 : MMI ve MSK ölçekleri arasındaki şiddet farkı (Pampal ve diğ., 2010)

M.Ö. 148 veya M.Ö 130 21 Mart I=IX-XI

Kayıtlarda “tanrının gazabı” ‘Büyük Antakya Depremi’ olarak geçer. Şehir yerle bir olmuştur. Antiokhos IV. şehri yeniden kurmuştur. Yıkıcı dalgalar Suriye kıyılarını yıkmıştır (Guidoboni ve diğ., 1994; Sbeinati ve diğ., 2005).

M.Ö 64 veya M.Ö. 65 I=IX-IX

Antakya ve Suriye’de hissedilen depremdir. Suriye’de 170.000 insanın öldüğünden ve bir çok şehrin yıkılmış olduğundan bahsedilir. Ayrıca 64 ve 63 depremlerinin de bu depremle alakalı olabileceği söylenir (Guidoboni ve diğ., 1994). Ben-Menahem (1979)’ e göre deprem yaklaşık 7.7 büyüklüğünde olup Kıbrıs’ta da hissedilmiştir.

M.S. 110 I=VIII

Antakya, Samandağ ve Çukurova’da etkileri görülür. Antakya’da ağır hasar yaratan ikinci büyük deprem olarak bilinir (Pınar ve Lahn, 1952).

M.S. 115 13 Aralık I=IX-XI

Deprem Antakya’da önce yüksek bir uğultuyla gelmiş sarsıntı daha sonra hissedilmiştir. Bütün yerin havaya kalkmış, binalar havadan düşer gibi yere inip parçalara ayrılmış ve bazı ağaçlar kökleriyle yıkılmıştır (Guidoboni ve diğ., 1994). 260.000 can kaybı vardır. Bu depremde dönemin imparatoru Traianus canını zor kurtarmıştır (Pınar ve Lahn, 1952). 2 yıl sonra şehir Traianus tarafından yeniden imar edilmiştir. Sallantı öncesinde yıldırımların düştüğü, güçlü rüzgarların estiği rivayet edilir. Aynı gece Rodos’un batısında ikinci büyük deprem daha olmuştur (Guidoboni ve diğ., 1994).

29 Mayıs 526 I=IX

Antakya şehrinin kuruluşundan bugüne kadar yaşamış olduğu en çok zarar veren 5. deprem olduğu söylenir (Downey, 1938). 29 Mayıs’ta yaşanan bu deprem

Antakya'yı yerle bir etmiş binlerce insan hayatını kaybetmiştir. Şehirde festivallerin yapıldığı bir sırada depremin olması ve şehir dışından birçok insanın da festivaller sebebiyle burada bulunması can kayıplarının daha da artmasına sebep olmuştur. 250.000 kayıp olduğu söylenmektedir. Antakya Patriği Afronius da bu depremde ölenler arasındadır. Sadece dağlık bölgede bulunan evler zarar görmemiştir, kalan yapıların hepsi yıkılmıştır. Seleucia Pieria (modern Samandağ) ve Dafne (modern Harbiye)' de bulunan yapılar tamamıyla yıkılmıştır. Yıkılmayan yapıların taban ve tavanları ikiye bölünmüştür (Sbeinati ve diğ., 2005). Büyük Kilise yanmıştır. (Guidoboni ve diğ., 1994). Antakya şehri kuruluşundan beri tarihin en şiddetli ve tahripkar depremine maruz kalmış, şehir tamamıyla yıkılmış, 25.000 kişi enkaz altında kalmış ve şehir adeta halkın mezarı haline gelmiştir. İmparator Justinyen'in bağış ve yardımı ile kısa zamanda yeniden kurulmuştur. Depremin artçıları 18 ay sürmüştür.

29 Kasım 528 I=IX

526 depreminden 2 yıl sonra Antakya tarihinin en şiddetli 6. depremini yaşamış ve şehirde bulunan yapıların tamamına yakını yıkılmış, surlar büyük hasar görmüş ve surların yıkılması şehri savunmasız bırakmıştır. Halk bu dönemde Sasanilerin saldırılarından korunmak amacıyla kıyılara yerleşmek zorunda kalmıştır (Kaya ve Kıyılı, 2009). Ayrıca şehirde 526 depreminden sonra yapılan yeni yapılar yıkılmış, bazı kiliseler yerle bir olmuş ve 5000 kişi hayatını kaybetmiştir. Loadicea' nın (modern Lazkiye) yarısı yıkılmış ve yaklaşık 7500 insan ölmüştür. (Guidoboni ve diğ., 1994) Samandağ ağır hasar görmüştür (Kaya ve Kıyılı, 2009). Depremin lokasyonlara göre belirlenen şiddet dağılımları Şekil 5.5'te verilmiştir.



Şekil 5.5 : 528 depreminin lokasyonlara göre şiddet dağılımları

31 Ekim 587 – 588 I= VIII-IX

Antakya büyük bir depremle sarsılmıştır. Bu depremde yaklaşık 60000 insanın hayatını kaybettiği söylenir. Ana depremden sonra olan artçı şoklarında etkisiyle birçok bina yerle bir olmuştur. Şehrin doğusundaki yollar zarar görmüştür. (Guidoboni ve diğ., 1994) Büyük Kilise ile aşağı surların üstündeki kulelerin tamamı yıkılmıştır. Bu deprem şehirde yangınların da yaşanmasına sebep olmuştur. Deprem sonrasında şehrin onarılması için imparator para yardımı yapmıştır (Kaya ve Kıyılı, 2009).

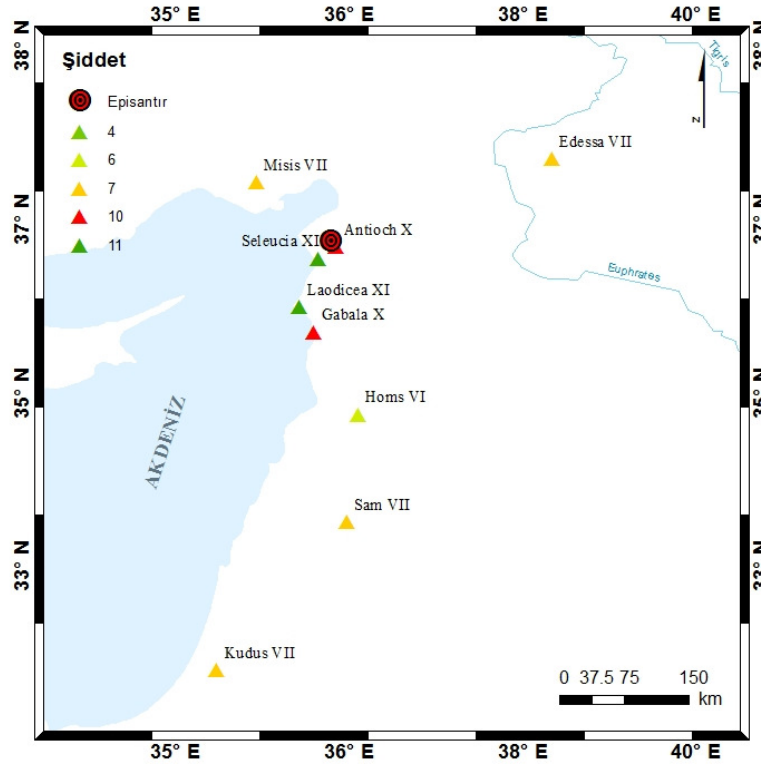
28 Şubat 10 Mart 713 I=IX

713 yılında şiddetli bir şekilde hissedilen ve ağır hasara sebep olan bir deprem daha yaşanmıştır. Bu deprem Şubat-Mart ayı içinde yaşanmış ve şehrin tamamına yakınının yıkılması ile sonuçlanmıştır. Antakya ve Halep ağır hasar görmüştür. Deprem Mısır'da da hissedilmiştir. Suriye 40 gün boyunca sarsıntıları hissetmiş ve ülkenin tamamı zarar görmüştür (Guidoboni ve diğ., 1994; Ben-Menahem, 1991).

8 Nisan 859 veya 860 I=XI

Bazı kaynaklar depremin büyüklüğünün $M=8.0-8.5$ olabileceğini söyler. Bu deprem sadece Antakya' da değil, çevresinde de önemli yıkımlara sebep olmuştur. Samandağ

ve Lazkiye’ de tsunami olmuştur. Bu deprem Antakya’da 1500 evi ve şehir surlarının 90’dan fazlasını yıkmıştır. Hatta Asi nehrinin yatağı da değişmiştir. Antakya’da yaşayan halkın çoğu bu depremden sonra yakın şehirlere göç etmişlerdir. Deprem sırasında şehirde daha önce işitilmemiş sesler duyulduğunu ve depremin Antakya civarında bulunan çıplak bir dağı da (Kel Dağ) etkilediğini, dağın parçalanarak kayaların denize yuvarlandığını söylemektedir. Bu deprem Suriye bölgesi ile Akdeniz sahili boyunca Anadolu’da da etkili olmuştur. Pınar ve Lahn (1952)’ de Rakka, Harran, Hıms, Urfa, Şam, Misis, Adana uzanan geniş alanda etkili olduğu söylenmiştir. Suriye’de Laodicea (modern Lazkiye) ve Gabala’ da birçok insan hayatını kaybetmiştir. Mekke’de kaynaklar kurumuştur. Horasan’da, Ermenistan’da hissedilmiştir. (Guidoboni ve diğ., 1994; Kaya ve Kıyılı, 2009; Sbeinati ve diğ., 2005)



Şekil 5.6 : 860 depreminin lokasyonlara göre şiddet dağılımları MMI ölçeği esas alınarak oluşturulmuştur.

1072 Depremi

Antakya bölgesinde büyük bir sarsıntı olmuş, can ve mal kaybına yol açmıştır. Ölenlerin sayısı hakkında çok bir bilgi olmamakla birlikte buradaki Rum patriği tuttuğu kayıtlarda “yarılmış toğrağa gömüldük” tabirini kullanmış, Sen Bedros kilisesinin yıkıldığını söylemiştir.

17-26 Eylül 1091 I= X-XI

Deprem şehirde can ve mal kayıplarına da sebep olmuş ve birçok kişi enkaz altında kalmıştır. Birçok yerde şiddetli bir şekilde hissedilen depremde en büyük hasarı Antakya ve Nusaybin almıştır. Antakya'da 70 kule surlardan çökmüştür. Poirier ve Taher (1980), Kaya ve Kıyılı (2009) ve Arık (1992) şehirde bulunan kiliselerin yıkıldığını söylemiştir. Başka bir kaynağa göre depremin merkezi Suriye'dir. Bununla beraber deprem Antakya'yı da etkilemiştir (Sbeinati ve diğ., 2005). Honingman (1970)'e göre deprem 1092 yılında gerçekleşmiştir.

1114 Ağustos – Kasım I=X

Depremin hem Ağustos hem de Kasım ayında oluşan 2 şok şeklinde gelişmiştir. Bunlardan ilki, St. Lauren Festivali sırasında olmuştur. Muhtemelen Antakya'da kuvvetli hissedilmiş olan deprem, deniz kenarındaki şehirlere zarar vermiş, buralarda yaşayan bir çok insan hayatını kaybetmiştir. İkinci şok, St. Bricious Günü'nde Adana Ovası'nın güneydoğu kesiminde muhtemelen Antakya'ya yakın bir bölgede olmuştur (Ambraseys, 2004). Bu deprem sırasında şehrin kuzey kapısının burcu ile şehirdeki bir çok ev yıkılmış insanlar enkaz altında kalarak can vermişlerdir. 1114 depremi sadece Antakya'da değil, hissedildiği birçok yerde büyük yıkıma sebep olmuştur. Maraş, Hısnımansur (modern Adıyaman), Keysun, Raban, Harran, Balaş, Kişum ve bu gibi yerlerde büyük tahribata yol açmıştır. Kilikya (modern Çukurova)'daki Sis (modern Kozan) şehri de ağır hasar almıştır. Meşhur Basilien Manastırı bu depremde yıkılmıştır. Depremin ÖDFZ'nu konu alan makalelerde bahsedilmemesi DAFZ üzerinde olabileceği üzerine kuşku yaratır. Bazı kaynaklar depremin tarihini 1113, 1114, 1115 olarak merkez üssünün ise İskenderun tarafında açık denizde olduğunu söylemektedir (Honingman, 1970; Ambraseys, 2004; Kaya ve Kıyılı, 2009; Arık, 1994).

9 Ağustos – 10 Eylül 1156 – 1159 Deprem Serisi I=VII

Bu depremin merkezi Suriye olarak belirtilmiştir. Suriye'de bir çok yer yıkılmıştır. Antakya da depremden ağır etkilenen bir yer olmuştur. Sarsıntılar 14 ay devam etmiştir. Baalbek'te ciddi hasarlar oluşmuştur. Aleppo (modern Halep) ve Edessa (modern Urfa)'yı içine alan geniş bir bölge etkilenmiştir (Ben-Menahem, 1991; Khair ve diğ., 2000; Guidobani ve diğ., 2004)

29 Haziran 1170 I=IX-X

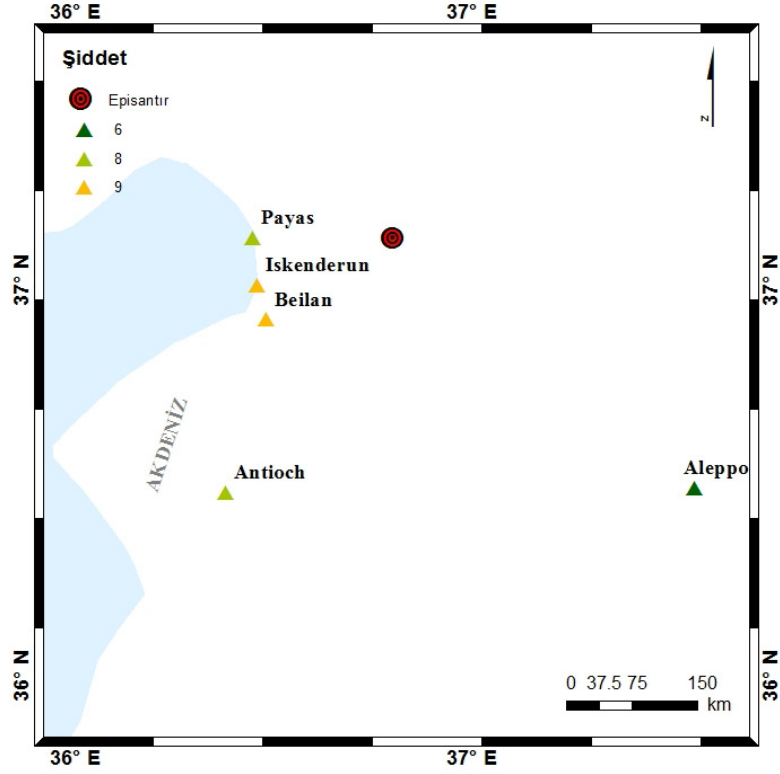
Suriye merkez olmak üzere bir çok yer etkilenmiştir. Deprem Antakya'da dahil olmak üzere Doğu Akdeniz Bölgesi'nde önemli hasarlara sebep olmuştur. Antakya'da surlarla birlikte St. Pierre Kilisesi, Büyük Rum Kilisesi ve Rusyana Kilisesi tamamen yıkılmıştır. Orontos Vadisi'nde önemli hasarlar yaratmıştır. Aleppo (modern Halep) tamamiyle yıkılırken, 80.000 insan hayatını kaybetmiştir. Deprem Mezopotamya, Kıbrıs ve kuzey Mısır'ı içine alan geniş bir alanda hissedilmiştir. Şam, Sidon ve Baalbek zarar görmüştür. Depremin artçıları 1 ay süreyle devam etmiştir (Poirier and Taher, 1980; Arık, 1994; Ben-Menahem, 1991).

29 Nisan-8 Mayıs 1407

Ambraseys ve Melville (1995)'e göre deprem Antakya'da olmuştur. 100 veya daha fazla insan hayatını kaybetmiştir. Depremin aynı tarihte Kıbrıs'ta da hissedilen büyük bir şokla aynı olay olduğu yönünde tahminler vardır. Ambraseys ve Barazangi (1989), Sbeinati ve diğ. (2005) depremin yüzey kırığı oluşturacak büyük bir deprem (M=7) olduğu söylenmiştir.

25 Eylül 1738

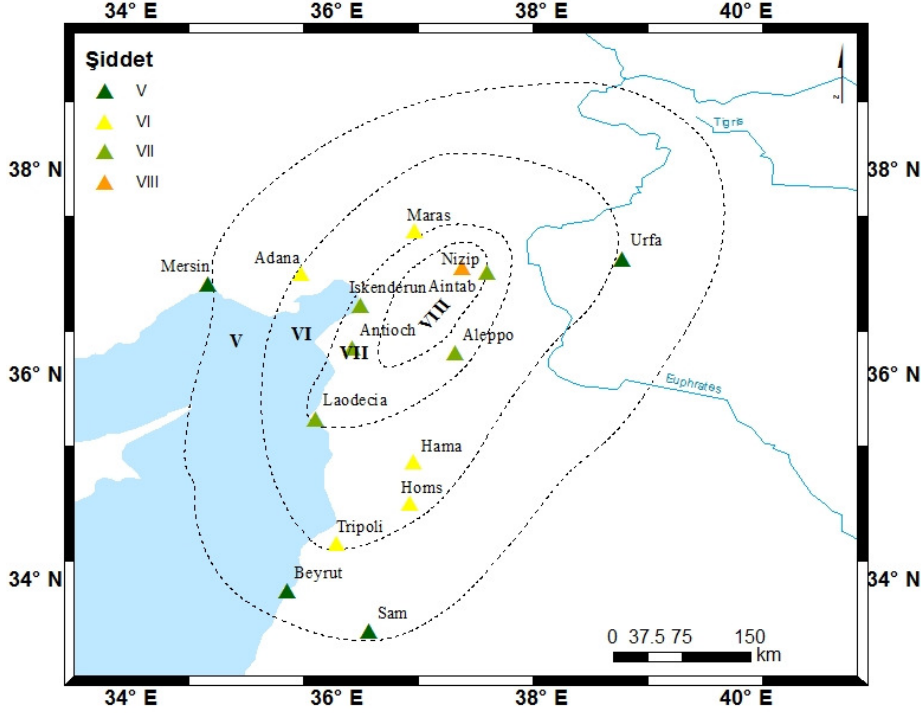
Bu deprem Amanus (Elma Dağı) bölgesinde büyük hasara neden oldu. Beilan (modern Belen) geçidinin doğu tarafında yer alan isimleri belirtilmemiş çok sayıda köy harabe olmuştur. Avrupalı bir gezgine göre, Antakya'daki kent surlarının bir kısmı ve bazı evler yıkılmıştır. Payas ile İskenderun merkezi arasında bulunan deniz kıyısındaki Kız Kalesi'nin bir bölümü depremden yıkılmıştır. Deprem Halep'te de kuvvetli bir biçimde hissedilmiş ancak bir hasara sebep olmamıştır (Ambraseys ve Finkel, 1995).



Şekil 5.7 : 1738 depreminin lokasyonlara göre şiddet dağılımları MMI ölçeği esas alınarak oluşturulmuştur.

13 Ağustos 1822 I=IX

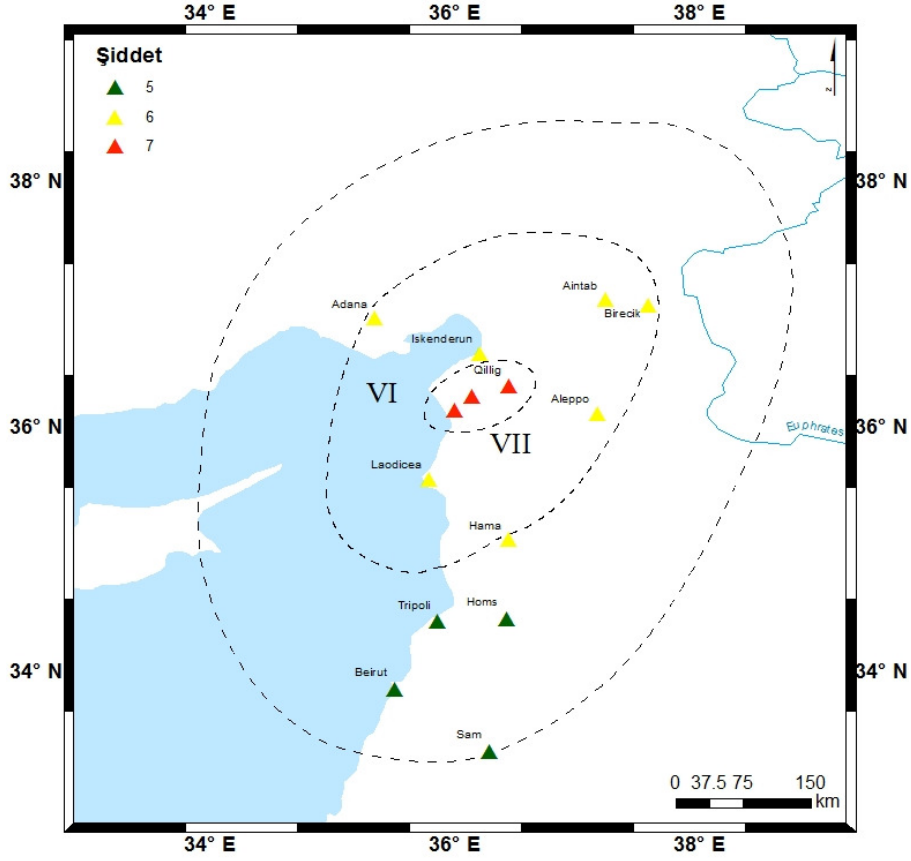
1822 depremi geniş bir zonda etkili olmuştur. Karadeniz kıyılarından Gazze'ye kadar hissedilmiştir. Yüzeyde fay kırıkları oluşturan, sahil kesiminde sıvılaşma ve tsunami meydana gelmesine neden olan depremin artçı sarsıntıları 1873 Şubat'ına kadar devam etmiştir. Deprem Türkiye'de Gaziantep ve Antakya; Suriye'de Halep'i yıkıma uğratmıştır. Lazkiye'de ağır bir şekilde hissedilmiştir. Ası Nehri taşmış, üzerinde bulunan bir çok köprü yıkılmıştır. İskenderun'da bir çok evin zemininde sıvılaşmalar gözlenmiştir. Payas'ta bir çok yapı yıkılmış ancak ölen olmamıştır. Kilis'in büyük bir kısmı yıkılmıştır. Adana ve Misis de yıkılan bölgeler arasındadır. Urfa, Diyarbakır, Fırat'ta bazı yapılarda hasar oluşmuştur. Deprem Beyrut, Sidon, Kudüs, Gazze, Şam, Trabzon, Tokat, Merzifon'a kadar bir çok yerde hissedilmiştir. Halep'te enkaz altında kalarak 7.000 insan toplamda ise 30.000-60.000 arasında insan hayatını kaybetmiştir (Ambraseys, 1989; Sbeinati ve diğ., 2005; Ambraseys ve White, 1997).



Şekil 5.8 : 1822 depremine ait eş şiddet haritası. Ambraseys (1989)'dan alınarak tekrar çizilmiştir.

3 Nisan 1872 $I=IX$ $M=7.3$

Bu bölgeyi etkileyen son yıkıcı depremdir. Sarsıntı 40 sn kadar sürmüştür. 500 insan hayatını kaybetmiştir bunun yarısı kadar insan da yaralanmıştır. Antakya'daki 3003 evin 1960 tanesi tamamiyle yıkılmış, 894 tanesi hasar almıştır. Rum Katedrali, Amerikan Protestan Kilisesi çökmüş bu binalardaki 4 kişi hayatını kaybetmiştir. Şehrin doğu ve kuzey kapıları yıkılmıştır. Samandağ ve Belen arasındaki 38 köy tamamen yıkılmıştır. Samandağ'da 250 ev yıkılmış, 300'den fazla insan ölmüştür. Deprem Akdeniz sahilinde önemli etkiler yaratmıştır. Deniz yükselmiş, kıyı bölgeleri sular altında kalmıştır. Karamut tamamiyle yıkılmış, buradaki 170 kişi ölmüştür. Amik Gölü doğusu ve Killik'te ağır hasarlara sebep olmuştur. Halep'te 100 ev çökmüş ve 7 insan hayatını kaybetmiştir. Sarsıntı Adana, Antep, Birecik, Hama, Homs ve Tripoli'de güçlü bir şekilde hissedilmiştir. Rodos, Konya, Diyarbakır, Beyrut ve Şam'da deprem rapor edilmiştir. Mısır'da hissedilmediği yazılmıştır (Ambraseys, 1989; Ambraseys ve White, 1997; Ergin ve diğ., 1967; Sbeinati ve diğ., 2005).



Şekil 5.9 : 1872 depremine ait eş şiddet haritası. Ambraseys (1989)'dan alınarak tekrar çizilmiştir.

Kayıtlardan 15. yy'dan sonra Antakya'da deprem sayısının giderek azaldığı görülür. Bunun sebebini Antakya tarihinde aramak lazımdır. Antakya şehrini M.Ö. 300'lerde Seleukos I. Nikator, Orontes (Asi) Irmağı'nın verimli sulak ovasında kurarak babasının adını vermiştir. Ticaret sayesinde zenginliği artmış, Roma Çağı'nda imparatorluğun en büyük 3. şehri, Persler'in M.S. 540 yılında Justinianus tarafından şehri işgal edip 'Theupolis' adını almıştır. I. Selim'in 1516 da şehri aldıktan sonra, şehrin önemi şiddetle azalır. Şehrin önemini yitirmesi bu tarihlerde oluşan depremler için kaynak sıkıntısı yaratır.

6. HATAY İÇİN DEPREM SENARYOSU

6.1 Materyal ve Yöntem

Bu tez çalışmasında, Hatay ve yakın çevresinde olabilecek depremin maksimum büyüklüğünü ve bölgede yaratacağı etkiyi ortaya koymak için çalışma alanı içerisinde model faylar ile model deprem senaryoları oluşturulmuştur. Senaryolar Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) analiz teknikleri kullanılarak hazırlanmıştır. CBS, yeryüzüne ait bilgileri belirli bir amaca yönelik olarak toplama, bilgisayar ortamında depolama, işleme, güncelleştirme, kontrol etme, analiz ve sorgulama ve görüntüleme gibi işlemlere imkan veren bir bilgi yönetim sistemidir (Antenucci ve diğ., 1991; Tecim, 2001). CBS üzerinde başarılı bir senaryo hazırlanmadan önce gerekli altyapı hazırlanmalı bunun için gerekli veriler tespit edilmeli ve gerekli bilgisayar yazılımı seçilmelidir. Bu tez çalışmasında, amaca en uygun olarak ESRI (Environmental Systems Research Institute Inc.) tarafından üretilmiş olan ve konuyla ilgili tüm dünyada yaygın ArcMap 10 programı kullanılmıştır. Tez bölümleri içinde programın amaca yönelik kullanım aşamalarına ayrıntılı olarak yer verilmeyecektir. Detaylı kullanım aşamaları Tüysüz (2003)'te anlatılmaktadır. Programda oluşturulan deprem senaryoları, sonuçlar kısmında irdelenecektir.

6.2 Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) Tanımı ve Kullanım Amaçları

CBS, konumsal veri ve ilişkili bilgilerin toplandığı, depolandığı, görselleştirildiği, yönetildiği, analiz edildiği ve sorgulandığı, veri, bilgisayar donanım ve yazılımından oluşan bir sistemdir.

Yeryüzünü modellemek üzere kullanılan bu sistemde belirli veri grupları (yollar, binalar) farklı katmanlarda tutulur. Bu katmanlarda tutulan her grafik gösterim gerçek dünyada o objenin konum, koordinat ve şekil özelliklerini taşır ve veri tabanında da temsil ettiği nesneye ait bilgiler ile ilişkili olarak saklanır. Bir CBS farklı çalışmalar için sadece gerekli katman ve veri tablolarının kullanılmasına uygundur. Aynı zamanda hızlı sonuçlara ve daha gerçekçi yaklaşımlara ulaşılmasını

sağlayan bir teknolojidir. CBS bir çeşit modelleme olarak düşünülebilir. Geometrik veri ve veritabanında tutulan bilgi ilişkilidir. Bu sayede hem grafik hem de yazılı bilginin sorgulanması sağlanır. Sonuçlar geometrik, metin, grafik veya istatistik bilgi gibi farklı formatlarda alınabilir. CBS'nin en temel kazançları organizasyon ve kaynakların yönetilmesinde sağlanan hız, hassasiyet ve başarıdır. CBS genellikle devletle ilişkili, şehir bölge planlama, altyapı planlaması, kaynak yönetimi, çevre, mühendislik, pazarlama, ulaşım gibi uygulamalar ve daha çok belediyecilik ile ilgili çalışmalarda kullanılır.

CBS yazılımları, coğrafi verinin depolanması, analizi ve görüntülenmesi için gerekli fonksiyon ve araçları sağlar.

6.3 Hatay İçin Deprem Senaryoları

Deprem Senaryoları, gelecekte olabilecek depremleri anlamak ve oluşabilecek hasara karşı tedbir almak amaçlı yapılan bir planlama türüdür. Bu planlama çalışmalarının iyi bir biçimde yapılması, gelecekte oluşacak depremin ne kadar büyüklükte bir deprem olacağı ve yerleşim merkezlerinin bu depremden hangi oranda etkilenebileceğini bilmek açısından önemlidir. Depremlerin oluşmasını engellemek veya önceden haber vermek bugünkü teknoloji ile mümkün değildir. Fakat deprem zararlarının azaltılmasına yönelik tedbirleri almak mümkündür. Alacağımız bu tedbirleri belirlemede deprem senaryoları önemli bir yer tutar. Sismik tehlikesi yüksek olan bölgelerde deprem senaryoları güçlü sarsıntıların etkilerini araştırmaya yönelik etkili tek yoldur. Bir deprem senaryosunun ilk ve temel aşaması tehlikenin ve bu tehlikenin gerçekleşme olasılığının saptanmasıdır. Deprem açısından ele alındığında ise bir senaryonun ilk aşaması bir bölgeyi etkilemesi muhtemel depremin olma olasılığı ve o bölgede yaratacağı yer sarsıntısının belirlenmesidir (Tüysüz, 2003).

Hatay'da bölgeyi etkilemesi muhtemel depremin olma olasılığı daha önce çeşitli çalışmalarda ele alınmış ve bir depremin olma olasılığını Öztelir ve diğ. (2000) ve Pampal ve Özmen (2010) deprem kataloglarından bölgeye ait verileri kullanarak hesaplamışlardır. Hesaplanmış en güncel veri olduğu için biz bu tez çalışmasında Pampal ve Özmen (2010)'u dikkate alacağız. Depremin bölgede yaratacağı yer sarsıntısı için Hatay ili sınırları içinde yer alan, kırılması durumunda büyük magnitudlü ($M>6$) depremler üretebilecek faylar ve kırılması durumunda Hatay'ı

etkileyeceğini düşündüğümüz civar bölgedeki faylar için tasarım depremler oluşturulmuş, bu depremlerden maksimum yer ivmesi değerleri hesaplanmıştır.

6.3.1 Hatay’da deprem olasılığı

Hatay’da bir depremin olma olasılığı ve olabilecek deprem büyüklükleri daha önce de değinildiği gibi deprem katalogları ele alınarak Pampal ve Özmen (2010) tarafından hesaplanmıştır. Burada Hatay ili merkez olmak üzere çizilen 120 km yarıçaplı bir bölge içinde oluşmuş aletsel dönem içinde $M > 4$ olan depremler kullanılarak belirli yıllar için sismik tehlike değerleri ve dönüş periyotları Poisson Olasılık Modeli kullanılarak hesaplanmıştır. Buna göre Pampal ve Özmen (2010) Hatay ilinde önümüzdeki 30 yıl içinde, 6.0 büyüklüğündeki bir depremin olma olasılığını % 49, bu deprem için dönüş periyodunu 45 yıl olarak hesaplamışlardır (Çizelge 6.1) inceleme alanında büyük magnitudlü ($M \geq 7$) bir depremin olma olasılığının çok düşük olduğu görülür.

Çizelge 6.1 : Hatay’da belirli periyotlara göre deprem olma olasılıkları (Pampal ve diğ., 2010).

M	N(M)	10	20	30	40	50	75	100	D.P. *
5.0	0.1464	0.77	0.95	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	6.8
5.5	0.0570	0.43	0.68	0.82	0.90	0.94	0.99	1.00	17.5
6.0	0.0222	0.20	0.36	0.49	0.59	0.67	0.81	0.89	45.0
6.5	0.0087	0.08	0.16	0.23	0.29	0.35	0.48	0.58	115.4
7.0	0.0034	0.03	0.07	0.10	0.13	0.16	0.22	0.29	296.1
7.5	0.0013	0.01	0.03	0.04	0.05	0.06	0.09	0.12	759.9

*Dönüş Periyodu (Yıl)

6.3.2 Maksimum yer ivmesi ve azalım ilişkileri

Fay uzunluğu-magnitud arasında, Ambraseys ve Zatopek (1968); Douglas ve Ryall (1975); Wells ve Coppersmith (1994) gibi çeşitli araştırmacılarca geliştirilen ampirik bağıntılar vardır. Wells ve Coppersmith (1994)’e göre, eğer bir fayın ‘kırılma

miktarı' biliniyorsa ve burada 'fay uzunluğu' elde edilebiliyorsa, bu fay uzunluğu ile deprem magnitudü arasında bir bağıntı kurulabilmektedir. Bu formül Wells ve Coppersmith (1994) ve Denklem (6.1)'de verilmektedir. Depremin moment büyüklüğü M_w , fayın uzunluğu L (km) olarak ifade edilmiştir.

$$M_w = 5.16 + 1.12 \log L \quad (6.1)$$

Deprem sonrası bölgede oluşacak hasarın tayini o bölgede depremin zeminde oluşturacağı yer ivmesi değerlerinin hesaplanması ile yapılabilir. Kuvvetli yer hareketinin genliğini karakterize eden "maksimum yer ivmesi" 'nin ölçülmesi ve uzaklığa bağlı olarak değerlendirilmesi deprem senaryolarının temel aşamalarından biridir. Herhangi bir bölgede oluşabilecek bir depremden kaynaklı yer hareketinin etkisi bir azalım ilişkisi ile belirlenir. İlk ivme azalım ifadeleri 1970'lerin başında depremin büyüklüğü ve odak uzaklığına bağlı Donovan ve Esteva bağıntıları ile başlar. 1980'lerde zemin özellikleri 1990'larda ise "faylanma türü" esas alınmış, zemin türü kayma dalgası hızına göre sınıflandırılmıştır. Azalım ilişkileri konusunda bugüne kadar yapılan çalışmaların özetini Campbell (1985) ve Joyner ve Boore (1988)'de bulmak mümkündür. Yer ivmesinin değeri deprem büyüklüğü, depremin odak derinliği, fayın türü (doğrultu atımlı, normal, ters faylanma), fayın sismik aktivitesi, fayın geometrik büyüklükleri (uzunluğu, yatay-düşey yöndeki atım miktarları), faya olan uzaklık, morfolojik yapı ile alakalı olarak değişir. Boore ve diğ. (1993) bağıntısının daha önceki ivme azalım bağıntılarından temel farklılığı, ilk defa "fay türü" nün dikkate alınması ve zemin türünün "kayma dalgası hızı" (V_S) ile ifade edilmesidir (Tüysüz, 2003). V_S hız değerleri, zeminin yoğunluğuna bağlı olarak değişen, yapıların deprem kuvvetleri altındaki davranışlarının belirlenmesi için önemli parametrelerden biridir. Bu değerler aynı jeolojik oluşum içerisinde farklı nokta ve derinliklerde bile değişiklik gösterebilmektedirler (Ünen ve Coşkun, 2007). Jeoloji haritasından elde edilen V_S değerleri, her oluşum için üst 30 metrelik kısımdaki değerlerin ortalaması olarak tanımlanmıştır (V_{30}).

Depremin moment büyüklüğü (M_w) ve doğrultu atımlı fay için, maksimum yer ivmesinin (a_y) faya dik uzaklık (D) ile değişimleri G_B ve G_C katsayıları ile ifade edilmiş zemin türlerine bağlı olarak Boore ve diğ. (1993 ve 1997) tarafından önerilen iki formül Şekil 6.1'de görülmektedir.

- ① Boore, Joyner ve Fumal (1993) bağıntısı : (Scawthorn, 1997)
- $$\log_{10} a_y = b_1 + b_2(M_w - 6) + b_3(M_w - 6)^2 + b_4(D^2 + h^2)^{1/2} + b_5 \log_{10}(D^2 + h^2)^{1/2} + b_6 G_B + b_7 G_C + \varepsilon_1$$
- 5 < M_w < 7.7 ve D ≤ 100 km için geçerlidir. Burada,
- o Doğrultu atımlı faylanma için b₁ = -0.136
 - o Ters faylanma için b₁ = -0.051
 - o Tüm faylanma türleri için b₁ = -0.105

Katsayılar çizelgesi							
b ₂	b ₃	b ₄	b ₅	b ₆	b ₇	h	ε ₁
0.229	0	0	-0.778	0.162	0.251	5.57	0.226

Zemin tanımları :

- 180 m/sn < V_s < 360 m/sn ise yumuşak, gevşek zemin, G_B= 0 , G_C=1
 360 m/sn < V_s < 750 m/sn ise katı, sıkı zemin, G_B= 1 , G_C= 0
 V_s > 750 m/sn ise kaya , G_B= 0 , G_C= 0

- ② Boore, Joyner ve Fumal (1997) bağıntısı

$$\ln a_y = b_1 + b_2(M_w - 6) + b_3(M_w - 6)^2 + b_5 \ln(D^2 + h^2)^{1/2} + b_v \ln(V_s/V_a) + \varepsilon_2$$

5.5 < M_w < 7.5 ve R ≤ 80 km için geçerlidir.

- o Doğrultu atımlı faylanma için b₁ = -0.313
- o Ters faylanma için b₁ = -0.117
- o Tüm faylanma türleri için b₁ = -0.242

Katsayılar çizelgesi							
b ₂	b ₃	b ₅	b _v	h	V _a	ε ₂	
0.527	0	-0.778	-0.371	5.57	1396	0.52	

Burada,

a_y = Maksimum yatay yer ivmesi büyüklüğü (.g)

M_w = Depremin moment büyüklüğü

b₁ = Regresyon analizinin katsayısı (Bkz. Yukarıdaki çizelgelere)

R = Odak (hiposantr) uzaklığı (km) , $R = \sqrt{h^2 + D^2}$

h = Fiktif odak (hiposantr) derinliği -regresyon analizinden elde edilen büyüklük-, (km) (Bkz. Çizelgelere, h= 5.57 km)

D = Faya dik uzaklık (km)

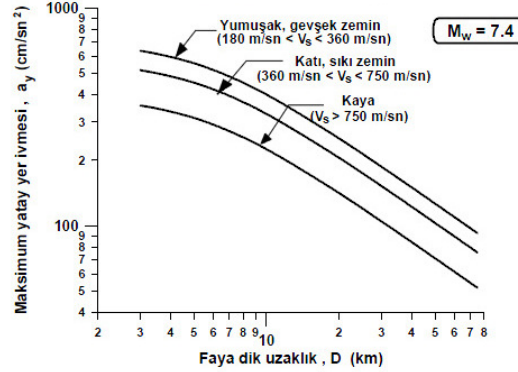
V_s = Yüzeyden itibaren 30 m derinlikli zemin katmanının ortalama kayma dalgası hızı , (m/sn)

V_a = Etketif kayma dalga hızı değeri V_a = 1396 m/sn'dir (Pratik olarak V_a ≈ 1400 m/sn alınabilir), (m/sn)

(Bkz. Yukarıdaki çizelge)

G_B, G_C = Zemin sınıfı faktörleri

ε = Belirsizliği açıklayan istatistiksel bir faktör. Orta değer için ε = ε₁ = ε₂ = 0 'dir ve birinci ve ikinci bağıntılara ait standart sapma "σ" aralıkları sırası ile ε₁ = ± σ_{log10}(a_y) ve ε₂ = ± σ_{ln}(a_y) olmaktadır. Alındığı değerler katsayı çizelgelerinde belirtilmiştir.



Şekil 1 Mw = 7.4 için ay = f(zemin türü, faya dik uzaklık) değişimleri

Şekil 6.1 : Boore ve diğ. (1997) tarafından önerilen azalım formülleri (Arioğlu ve diğ., 2001).

6.3.3 Deprem senaryolarının CBS içerisinde uygulanması

CBS konuma dayalı işlemlerle elde edilen grafik ve grafik olmayan verilerin toplanması, saklanması, analizi ve kullanıcıya sunulması işlevlerini bir bütünlük içinde gerçekleştiren bir bilgi sistemidir. Çalışmada CBS analiz teknikleri Hatay için deprem senaryolarının hazırlanmasında verilerin analizi ve kullanıcıya sunulması için kullanılmıştır. Uygulama kapsamında amaca uygun olarak ESRI (Environmental

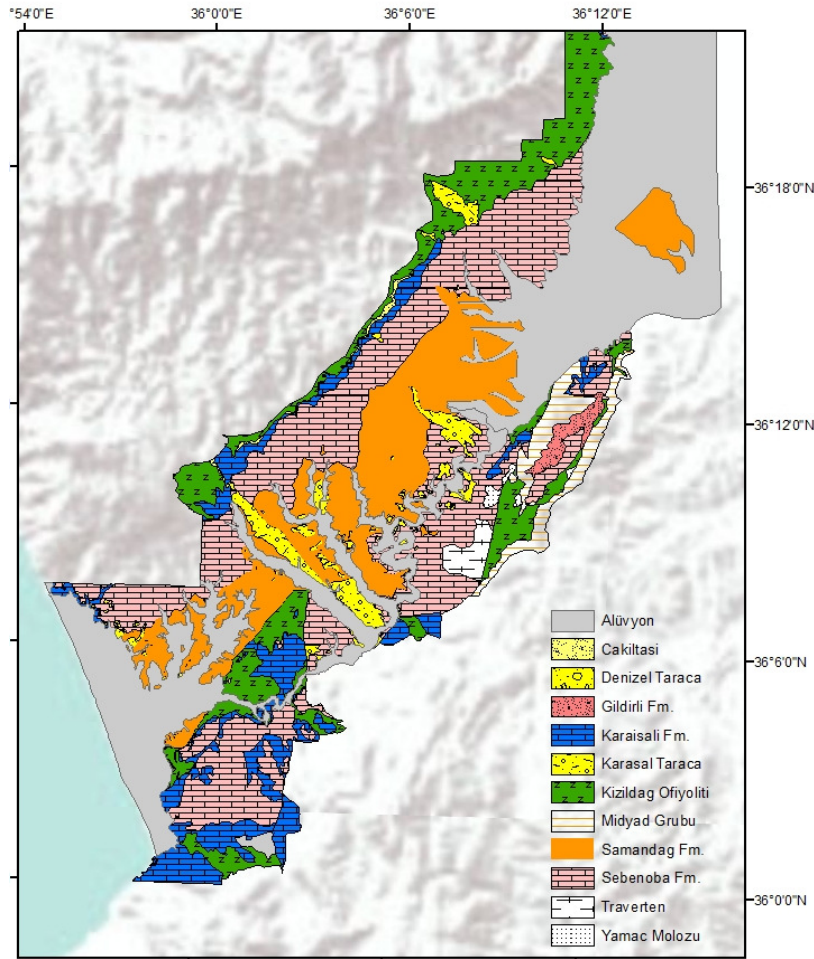
Systems Research Institute Inc.) tarafından üretilmiş olan ve konuyla ilgili tüm dünyada yaygın ArcMap 10 programı kullanılmıştır.

Uygulamanın ilk aşaması zemine ait bazı parametrelerin belirlenip programa işlenmesidir. 109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi kapsamında hazırlanmış olan bölgenin sayısal jeoloji haritası verilerin işlenmesi ve gerekli hesaplamaların program üzerinde yapılması için kullanılmıştır. Hazırlanan jeoloji haritasında her bir formasyon için V_{30} parametreleri girilmiş ve zemin sınıflaması her bir V_{30} parametresine ait G_B ve G_C parametreleri ile yapılmıştır.

180 m/sn < V_{30} < 360 m/sn için $G_B=0$, $G_C=1$

360 m/sn < V_{30} < 750 m/sn için $G_B=1$, $G_C=0$

$V_{30} > 750$ m/sn için $G_B=0$, $G_C=0$



Şekil 6.2 : 109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi kapsamında hazırlanmış olan bölgenin sayısal jeoloji haritası

FID	Shape *	Id	Formasyon *	Simge	Yas	Vs_HIZ	Gb	Gc
0	Polygon	0	Kiziladag Ofiyoliti	Mof	Kretase	750	0	0
1	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
2	Polygon	0	Sebenoba Fm.	Tsb	Miyosen	450	1	0
3	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
4	Polygon	0	Karaisalı Taraca	Qtr	Kuvaterner	180	0	1
5	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
6	Polygon	0	Kiziladag Ofiyoliti	Mof	Kretase	750	0	0
7	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
8	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
9	Polygon	0	Sebenoba Fm.	Tsb	Miyosen	450	1	0
10	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
11	Polygon	0	Kiziladag Ofiyoliti	Mof	Kretase	750	0	0
12	Polygon	0	Sebenoba Fm.	Tsb	Miyosen	450	1	0
13	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
14	Polygon	0	Kiziladag Ofiyoliti	Mof	Kretase	750	0	0
15	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
16	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
17	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
18	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
19	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
20	Polygon	0	Kiziladag Ofiyoliti	Mof	Kretase	750	0	0
21	Polygon	0	Kiziladag Ofiyoliti	Mof	Kretase	750	0	0
22	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
23	Polygon	0	Karaisalı Fm.	Tki	Miyosen	220	0	1
24	Polygon	0	Sebenoba Fm.	Tsb	Miyosen	450	1	0
25	Polygon	0	Sebenoba Fm.	Tsb	Miyosen	450	1	0

Şekil 6.3 : Sayısal jeoloji haritasında programa girişi yapılan verilerin tablosu

Deprem senaryolarının CBS içerisinde uygulamanın bir sonraki aşaması olan fay boyları ile ilişkili üretebilecekleri maksimum deprem büyüklüğünün belirlenip programa işlenmesi amacıyla Hatay'ı etkilemesi olası model faylar Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesince hazırlanmış bölgenin sayısal jeoloji haritası ve 109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi kapsamında hazırlanmış bölgenin sayısal jeoloji haritasından çizilmiştir (Şekil 6.2).

Haritalanan faylardan Wells ve Coppersmith (1994) bağıntısı kullanılarak 50 km'lik Antakya-Samandağ koridoru boyunca haritalanan Çöğürlü fayı, Sutaşı fayı, Koçoören fayı ve Alazı-Günyazı faylarının tümünün (Bu tez çalışmasında Antakya-Samandağ koridoru boyunca ismi verilen fayların tümü birden Antakya fayı olarak incelenmiştir. Şekil 4.1'deki Antakya fayı bu faydan bağımsızdır.) tek seferde kırılması durumunda meydana gelebilecek depremin maksimum büyüklüğü 7.2 olarak hesaplanmıştır (Çizelge 6.1). Elde edilen model depremi üretecek faya olan en yakın uzaklık (D), ivme-azalım formülünde kullanabilmek amacıyla programa hesaplatılmıştır.

Çizelge 6.2 : Analiz için Hatay bölgesinde seçilen fayların uzunluklarına bağlı olarak oluşacak depremlerin maksimum büyüklükleri

Faylar	Yüzeydeki Toplam Fay Uzunluğu (km)	Magnitüd (Wells ve Coppersmith, 1994)
Tüm Faylar (Antakya fayı)	50	7.2

Boore ve diğ. (1993) azalım formülü Hatay için uygulanmıştır. CBS içerisinde hazırlanan Hatay ili sınırları içinde olası bir deprem sonrası oluşacak maksimum yer ivmesi değerleri dağılımı haritalanmıştır.

$$\log_{10} a_y = b_1 + b_2 (M_w - 6) + b_3 (M_w - 6)^2 + b_4 (D^2 + h^2)^{1/2} + b_5 \log_{10} (D^2 + h^2)^{1/2} + b_6 G_B + b_7 G_C + e_1 \quad (6.2)$$

Burada doğrultu atımlı faylanma için $b_1 = -0.136$, $b_2 = 0.229$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $b_5 = -0.778$, $b_6 = 0.162$, $b_7 = 0.251$, $D =$ Faya olan uzaklık (km), $h =$ odak derinliği (burada 10 km alınmıştır), $e_1 =$ belirsizliği açıklayan istatistiksel faktör (burada 0 alınmıştır)

Hesaplanan ivme değerlerinin şiddet değerlerine dönüştürülmesi için

$$I = 1.748 \ln a_y - 1.078 \quad (6.3)$$

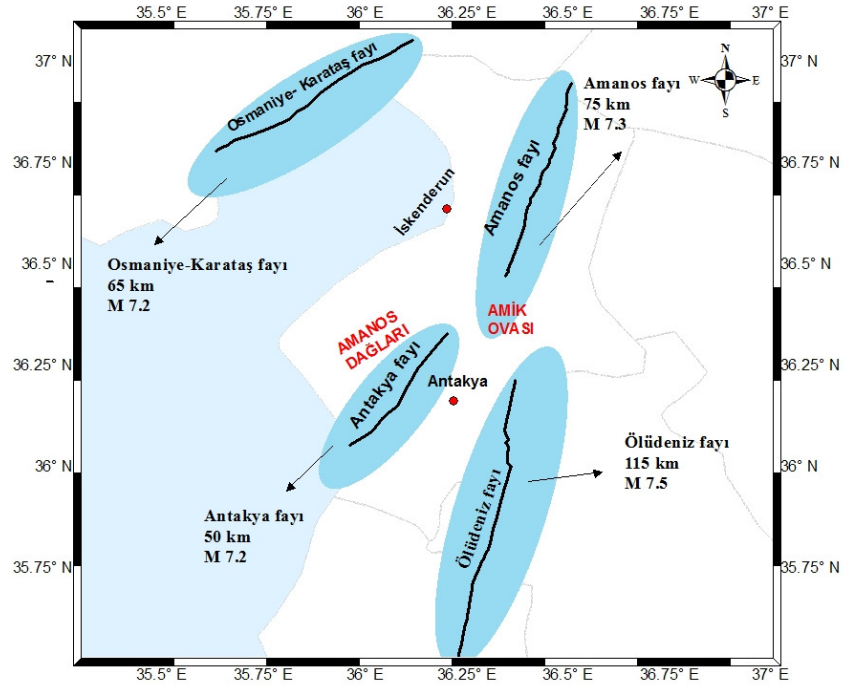
formülü (Arnoğlu ve diğ. 2001) kullanılmıştır ($I =$ şiddet, $a_y =$ yatay ivme). Sonuç olarak, seçilen faylarda üretilen model depremler için şiddet dağılım haritaları oluşturulmuştur.

6.4 Hatay Civarı İçin Deprem Senaryoları

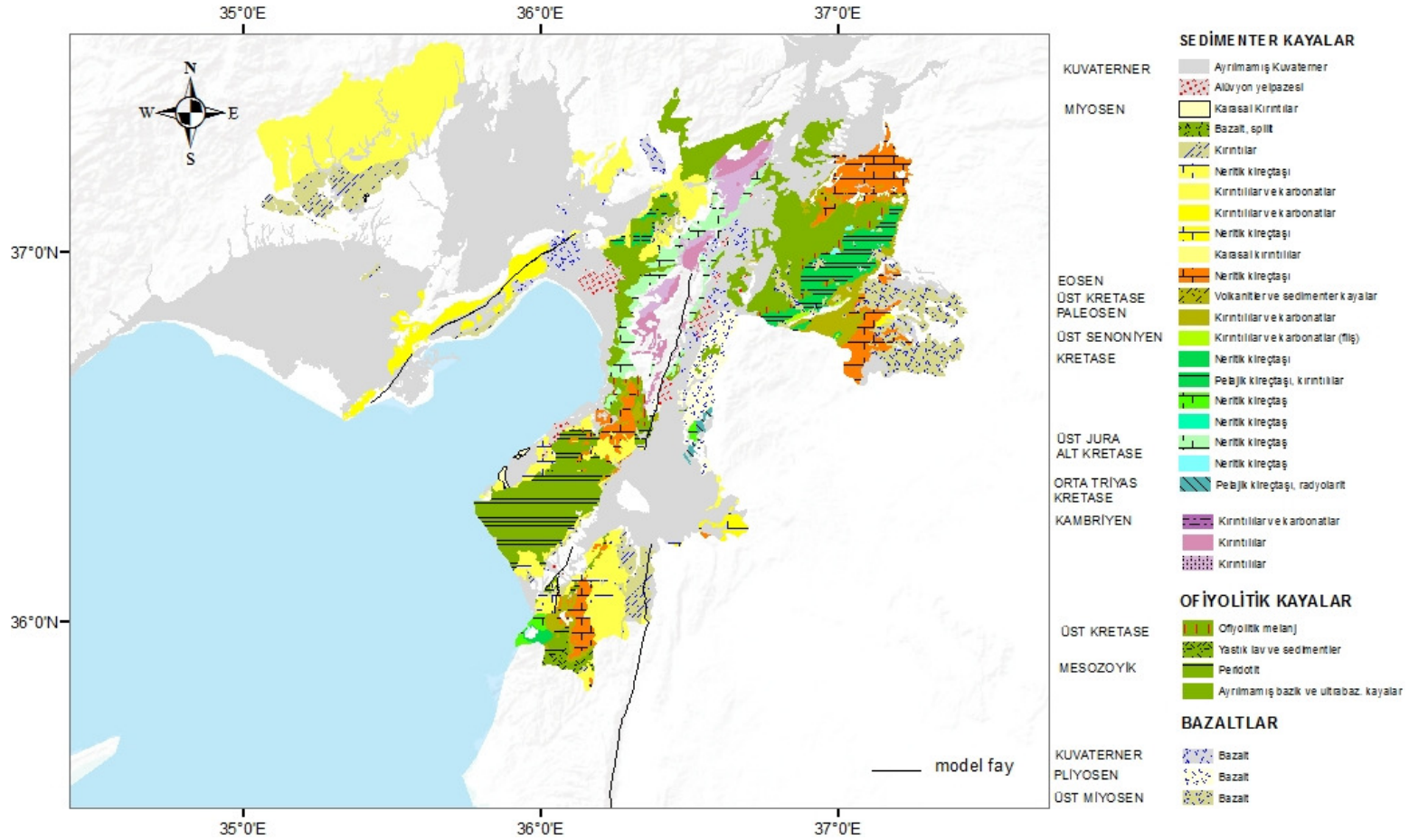
Hatay Bölgesi tarihten bu yana büyük depremlerden etkilenmiş, şehir bir çok defa tamamen yıkılmıştır. DAFZ ve ÖDFZ etkisi altında kalan bölge sadece Hatay merkezli depremlerden değil, Doğu Akdeniz Bölgesin'nde olan bir çok depremden etkilenmiştir. Bu tez çalışmasında, civar faylarda oluşabilecek bir depremin bölgeyi hangi şiddetlerde etkileyebileceğini görmek amacıyla, bölgeye yakın 3 fay seçilmiştir. Yüzeydeki toplam fay uzunluğuna bağlı olarak bu faylarda üretilen maksimum büyüklükteki depremler için yer sarsıntı haritaları ve senaryolar hazırlanmıştır. Wells ve Coppersmith (1994) bağıntıları göz önünde tutularak 65 km'lik Osmaniye–Karataş fayı, 75 km'lik Amanos fayı, 115 km'lik Ölü Deniz fayının en kuzey segmentinin kırılması durumunda meydana gelebilecek olan depremlerin magnitüdüleri sırasıyla 7.2, 7.3 ve 7.5'tir (Çizelge 6.2).

Çizelge 6.3 : Analiz için seçilen Hatay civarındaki fayların uzunluklarına bağlı olarak oluşacak depremlerin maksimum büyüklükleri

Faylar	Yüzeydeki Toplam Fay Uzunluğu (km)	Magnitüd (Wells ve Coppersmith, 1994)
Osmaniye - Karataş Fayı	65	7.2
Amanos Fayı	75	7.3
Ölü Deniz Fayı	115	7.5



Şekil 6.4 : Deprem senaryoları için seçilen model fayların haritada gösterilmesi. Faylar yaklaşık uzunlukları ve oluşturması beklenen deprem büyüklükleri ile verilmiştir.

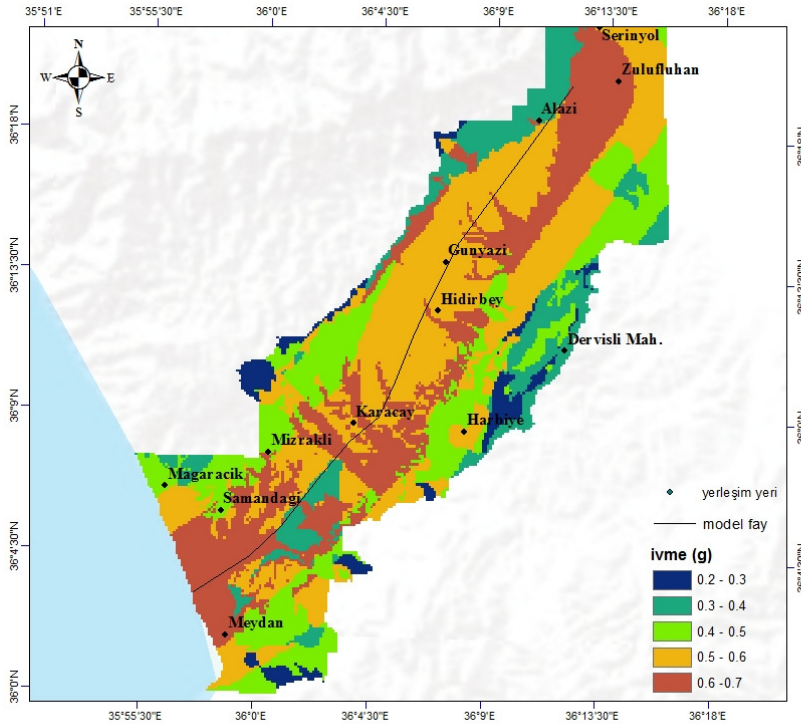


Şekil 6.5 : Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesince hazırlanmış bölgenin sayısal jeoloji haritası.

Bölgesel deprem senaryolarının oluşturulmasında Şekil 6.5'te verilen Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesince hazırlanmış sayısal jeoloji haritası kullanılmış ivme azalım formülünde kullanılmak üzere veriler haritaya işlenmiştir.

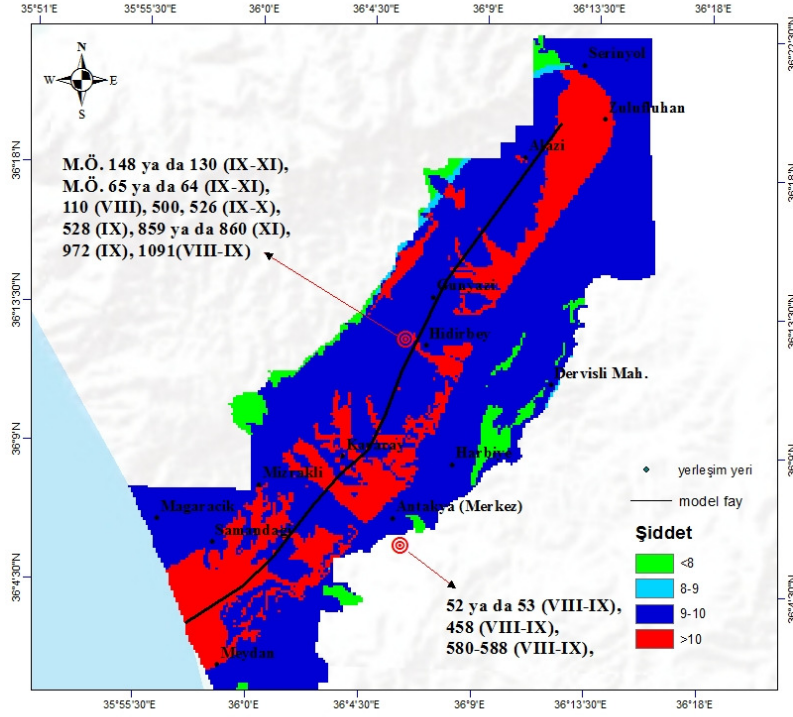
6.5 Deprem Senaryolarının Sonuçları

- 1- Antakya-Samandağ koridorunda haritalanan faylara baktığımızda genelde doğrultu atımlı bir faylanma söz konusudur. Burada haritalanan Çöğürlü, Sutaşı, Koçören, Alazı-Günyazı faylarının tümünün birden kırılması durumunda oluşacak fay kırığının 50 km ve bu kırığın yaratacağı muhtemel depremin büyüklüğünün 7.2 olması beklenir. Bu durumda depremin oluşturacağı yer sarsıntı haritası ve senaryosu Şekil 6.6'da ve Şekil 6.7'de verilmiştir. Buna göre sahilden Serinyol'a kadar olan bölge içinde alüvyon egemen yerlerde en yüksek ivme değerinin 0.6 g olması beklenir. Harbiye, Hıdırbey, Günyazı, Karacay gibi Sebenoba ve Samandağ formasyonu egemen yerlerde ivme değeri 0.6-0.5 g arasında olurken, ana kayanın bulunduğu dağlık alanlara yakın bölgelerde 0.2 g'ye kadar düşer (Şekil 6.6).



Şekil 6.6 : Antakya fayının kırılması durumunda meydana gelecek

maksimum yer ivmesi büyüklükleri.

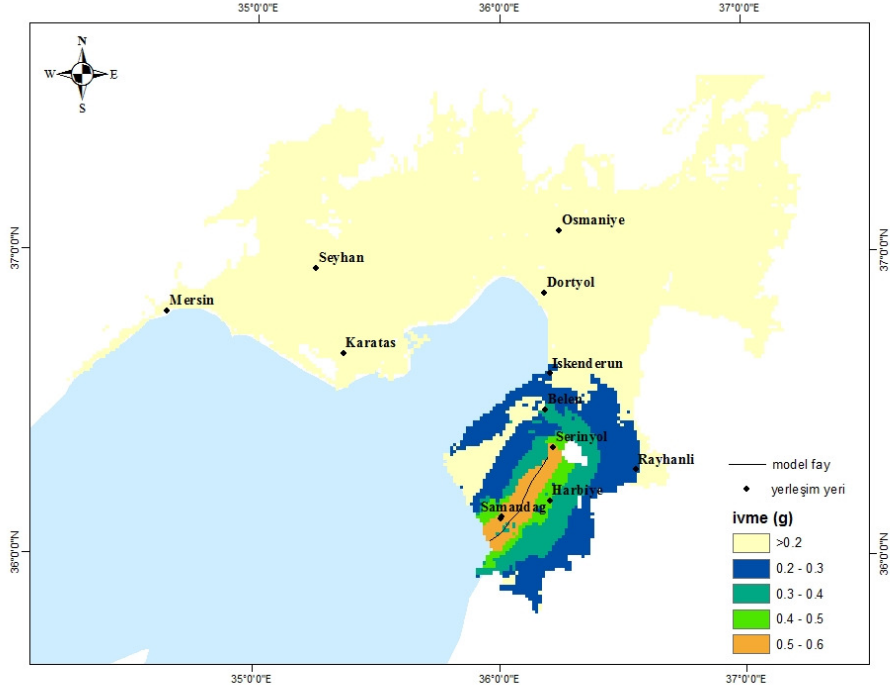


Şekil 6.7 : Antakya fayının kırılması durumunda oluşacak eş şiddet haritası

Bu durumda hazırladığımız deprem senaryosunda, tüm fay segmentlerinin kırılması durumunda oluşacak depremde Hatay'ın 10-8 arasında bir şiddette etkilenmesi beklenir. Meydan-Samandağ sahilinden kuzeydoğuya doğru Asi alüvyonu boyunca şiddet en yüksek 10 değerinde olurken, Samandağ ve Sebenoba formasyonun hakim olduğu bölgelerde 9 Antakya-Samandağ koridorunu sınırlayan ana kaya ofiyolitlerinde şiddetin en düşük 8 değerini alması beklenir. Senaryoyu ve tarihsel depremleri göz önüne aldığımızda bazı depremlerin bu fay kırığıyla ilişkili olabileceği düşünülür. 526 veya 528 (IX-X), 580-588 (VIII-IX), 859 ya da 860 (XI), 972 (IX), 1072 (VIII), 1091(VIII-IX) depremlerinin bu fay hattındaki tüm segmentlerin kırılması durumunda yaratması beklenen etkiyle kıyaslanabilir olduğu düşüncesini yaratır.

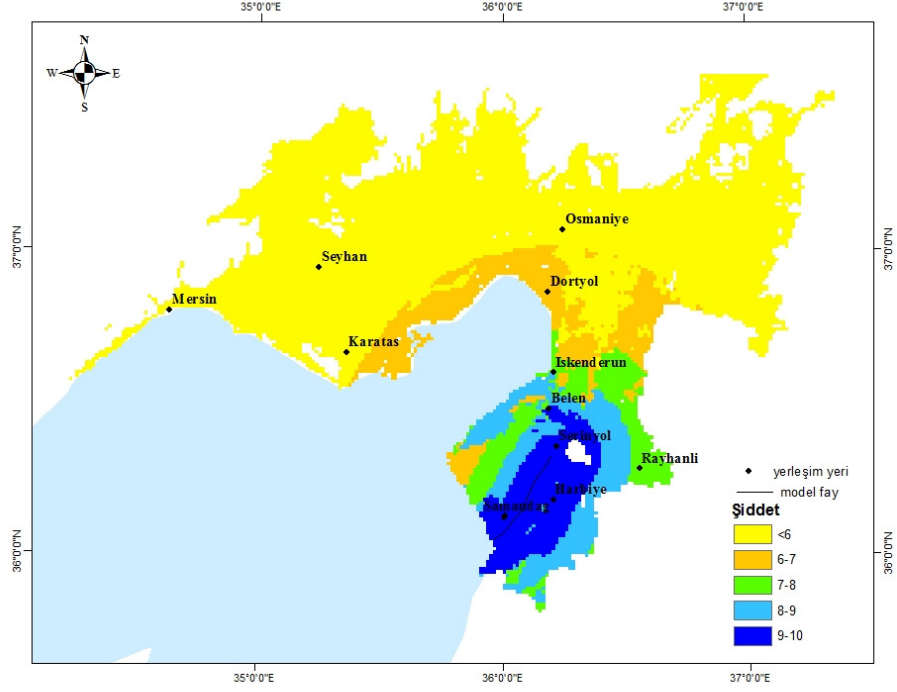
- 2- Tarihsel depremlere baktığımızda Hatay'da olmuş bir çok depremde Hatay'ın yakın çevresinin de etkilenmiş olduğu görülür. Hatay'ın İskenderun ilçesi başta olmak üzere, Adana, Mersin, Gaziantep hasar alan başlıca şehirlerdir. 50 km'lik Antakya fayının kırılması durumunda oluşacak 7.2 büyüklüğündeki depremin ivme değerlerinin Hatay'da 0.6-0.3 arasında olması beklenir (Şekil 6.8). Hatay ve yakın çevresi için hazırlanmış olan senaryoda faya yakın

bölgelerde şiddetin 10 olması beklenir. Dağlık alanlarda 7'ye düşen şiddet İskenderun sahil kesiminde tekrar 8 olur. Osmaniye-Karataş arasında sahile yakın bölgede şiddet 8 olurken batıda Mersine doğru 6'ya düşer (Şekil 6.9).

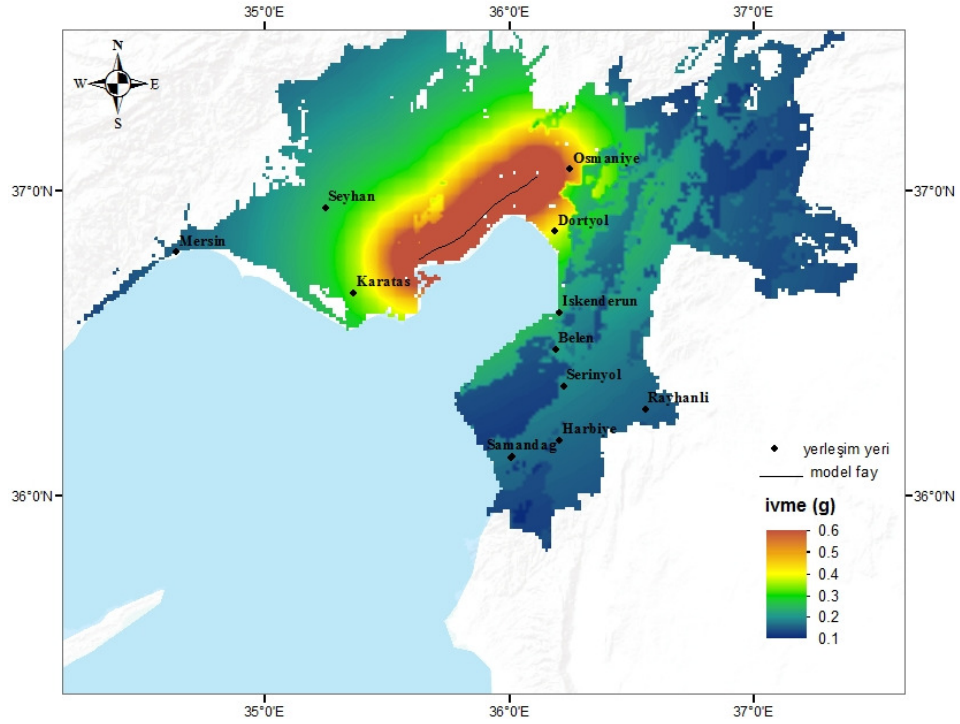


Şekil 6.8 : Antakya fayının kırılması durumunda oluşacak depremin Hatay ve yakın çevresinde yaratması beklenen maksimum yer ivmesi büyüklükleri

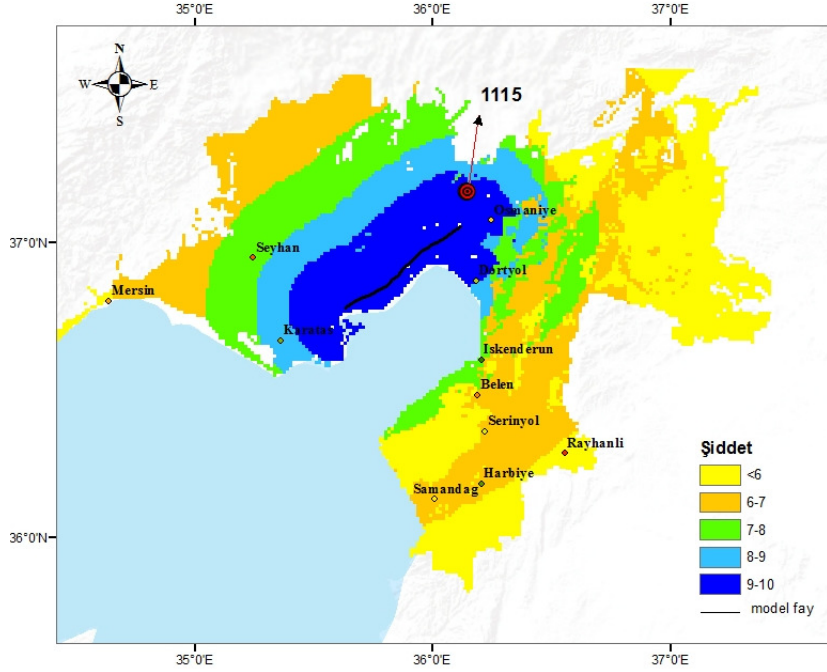
- 3- Osmaniye–Karataş Fayı'nın kuzeydoğuya uzanan 65 km'lik segmentinin kırılması durumunda olması beklenen depremin büyüklüğü 7.2'dir. Bu durumda model depremin oluşturacağı yer sarsıntı haritası ve senaryosu Şekil 6.10'da ve Şekil 6.11'de verilmiştir. Buna göre fayın yakın çevresinde Karataş'tan Osmaniye'ye kadar olan bölgede 0.6 g'lik bir ivme değeri beklenir. Bu fay üzerinde oluşabilecek depremin Hatay ve İskenderun ilçesi sahil kesiminde 0.4-0.2 g arasında ivme değerleri oluşturması beklenir (Şekil 6.10).



Şekil 6.9 : Tüm fayların kırılması durumunda oluşacak depremin Hatay ve yakın çevresinde yaratması beklenen şiddet değerleri ve dağılımları



Şekil 6.10 : Osmaniye-Karataş fayının kuzeydoğudaki 65 km'lik segmentinin kırılması durumunda bölgede oluşacak maksimum yer ivmesi değerleri

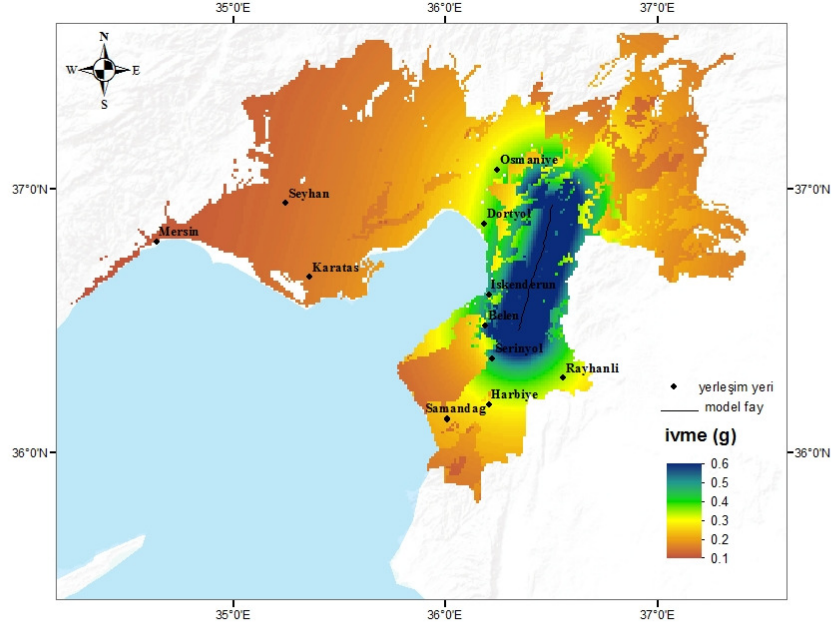


Şekil 6.11 : Osmaniye-Karataş Fayı'nın kuzeydoğudaki 65 km'lik segmentinin kırılması durumunda oluşacak eş şiddet haritası

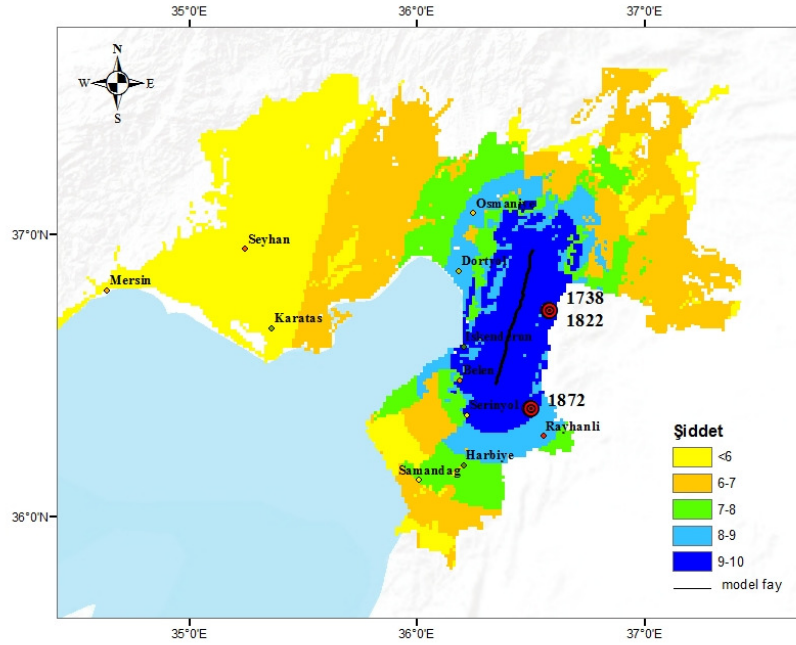
Bu depremde Karataş'tan başlayıp Yakapınar, Yumurtalık ve Ceyhan'ın bir kısmını içerisine alan Osmaniye'ye kadar uzanan bölge içerisinde şiddetin 10 olması beklenirken, Adana'da 8 ve Mersin sahil şeridinde 7 olması beklenmelidir. Fayın kırılması durumunda depremin, İskenderun sahil kesiminde 8-7 arasında, Hatay merkez ve Harbiye İlçesini içerisine alan bölgede 7-6 arasında bir şiddette olur (Şekil 6.11). 1114 ve 1115 depremlerinin bu fayla ilişki olduğu düşünülmektedir.

- 4- 75 km'lik Amanos fayının kırılması durumunda olması muhtemel depremin büyüklüğü 7.3'tür. Bu durumda model depremin oluşturacağı ivme dağılım haritası ve senaryosu Şekil 6.12'te ve Şekil 6.13'te verilmiştir. Maksimum ivmenin Osmaniye'nin güney kesiminden başlayıp İskenderun'u içine alarak Hatay'ın Serinyol ilçesine kadar olan kesimde 0.6 g'lik bir değer alması beklenir. Dört Yol, Osmaniye, Reyhanlı, Harbiye'nin oluşturduğu çemberde ivme değeri 0.4 g olur (Şekil 6.12). Yine bu senaryoya bakılarak, faya yakın İskenderun, Belen, Osmaniye'yi içine alan bölge depremden 10-9 arası bir şiddette etkilenir. Deprem Samandağ ve Harbiye'yi 8-7 arası bir şiddetle etkiler. Hatay'ın dağlık kesimlerinin 7-6 arası bir şiddetle etkilenmesi beklenir. Şiddet batıda Mersine doğru 6 ve altında değer alır (Şekil 6.13).

Tarihsel depremlere baktığımızda 1738, 1822 ve 1872 depremlerini bu fay kırığı ile ilişkili olabileceği görülür.



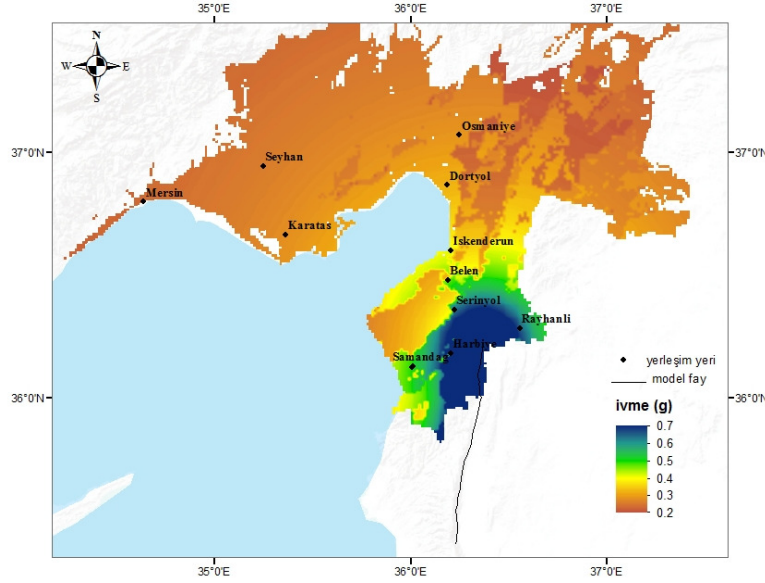
Şekil 6.12 : Amanos fayının kırılması durumunda bölgede oluşacak maksimum yer ivmesi değerleri haritası.



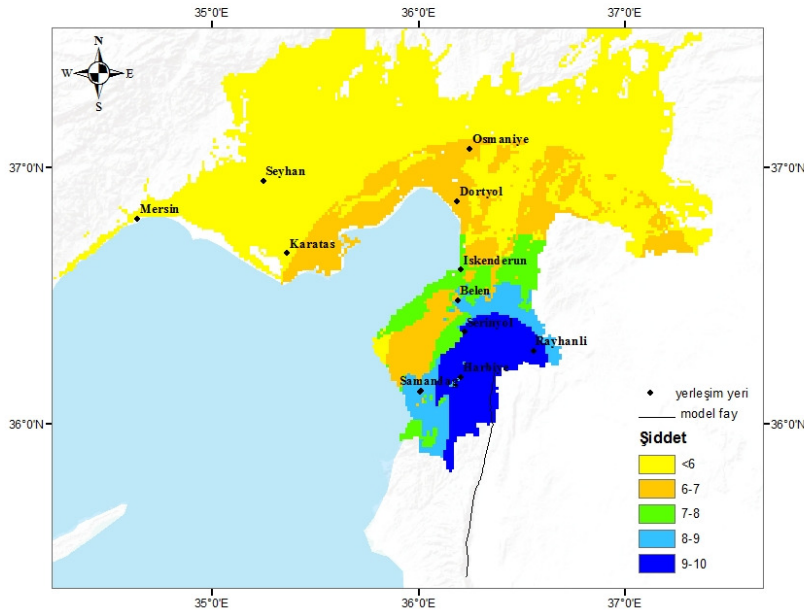
Şekil 6.13 : Amanos fayının kırılması durumunda oluşacak eş şiddet haritası

- 5- Bir kısmı Türkiye sınırları dışında olan ÖDFZ'nun 115 km'lik kısmının tamamının kırılması durumunda meydana gelebilecek depremin büyüklüğü 7.5'tir. Oluşacak depremde Hatay'ın etkilenmesi durumu açıktır. Bu fayın

kırılması durumunda maksimum yer ivmesi değerlerinin Hatay'ın Harbiye ve Reyhanlı ilçelerini içine alan bölgede 0.7 g olarak beklenirken değerler giderek azalan bir dağılım gösterir (Şekil 6.14). Bu durumda şiddetin bölgenin güneydoğusunda 10, Samandağı'nın sahil kesiminde 9-8 dağlık bölgelerinde 7-6 arası olması beklenir. İskenderun sahili 8-7 şiddetlerinde etkilenirken Adana sahil kesimi 7-6 şiddetlerinde etkilenir. Mersin'de şiddet 6'ya düşer (Şekil 6.15).



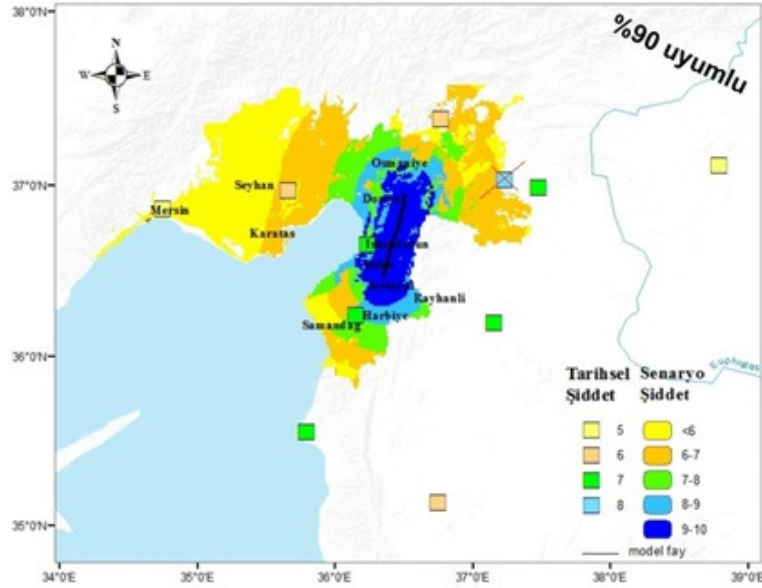
Şekil 6.14 : Ölü Deniz fayının kuzeyindeki 115 km'lik segmentinin kırılması durumunda oluşacak maksimum yer ivmesi değerleri ve haritası



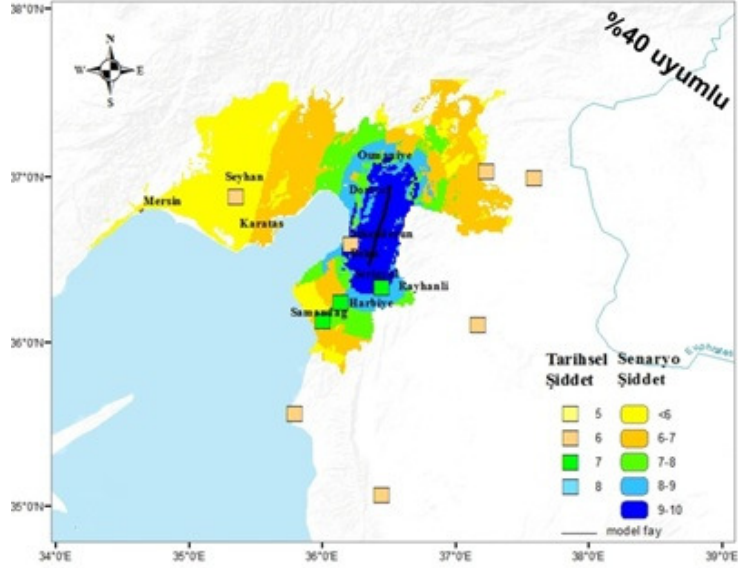
Şekil 6.15 : Ölü Deniz fayının kuzeyindeki 115 km'lik segmentinin kırılması durumunda oluşacak eş şiddet haritası

7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Yerleşik yaşam tarihi M.Ö. 5000 yıllarına dayanan Hatay ilinin depremselliğini ortaya koymak amacıyla bölgede kaydedilen depremler çeşitli araştırmacılara ait kataloglardan taranarak derlenmiştir. Bu alanda büyük ölçeklerde etkili olmuş 77 tarihsel deprem ayrıntılı bir tabloda toplanmış, depremlerin olası lokasyonları haritada gösterilmiştir. Bu depremlerden M.Ö. 148 veya M.Ö. 130, M.Ö. 64 veya M.Ö. 65, 110, 115, 526, 528, 587-588, 713, 859 veya 860, 1072, 1091, 1156-1159, 1170, 1407, 1738, 1822, 1872 depremlerinden ayrıntılı şekilde bahsedilmiştir. Depremlerin çevrede yarattığı hasarın boyutu, veri yeterliliği olan için şiddet dağılımı yapılarak ortaya konulmaya çalışılmıştır. Şiddet dağılımları için on iki derecelik MMI ölçeği kullanılmıştır.



Şekil 7.1 : 1822 depremi şiddet dağılımlarının sentetik deprem senaryolar ile kıyaslanması.



Şekil 7.2 : 1872 depremi şiddet dağılımlarının sentetik deprem senaryolar ile kıyaslanması.

koşulu ile sentetik deprem senaryoları ile tarihsel depremlerin kıyaslanmasında uygulanan yöntemin tarihsel depremler ile aktif fay ilişkilendirilmesinde etkili bir yöntem olduğu düşünülebilir.

Bölgede aletsel dönemde yüzey kırığı oluşturacak bir depremin olmaması ve tarihsel depremler arasındaki tekrarlanma sıklığı arasında bir çelişki olduğu görülmektedir. Pirazolli (1996)'ya göre, Hatay'da kıyı şeridi iki kere yükselmiştir. Bu yükselmeden ilki M.Ö. 4500 ve M.Ö. 1000 yılları arasında 1.7 m ve muhtemelen depremler ile olmuştur. İkinci yükselme 430-710 yılları arasında 0.7-0.8 m civarında olmuştur. Tarihsel depremlerdeki sıklığın bu aktif dönem ile alakalı olabileceği düşünülmektedir. Pirazolli (1996) tarafından bu döneme "Early Byzantine tectonic paroxysm" (EBTP) ismi verilmiştir.

Mühendislik çalışmalarında genel olarak, veri setlerini temsil eden değerlerin bilinmesi ve ortalama etrafında değişim ortaya konulması oldukça önemlidir. Bunun için merkezi eğilim (mod, medyan, aritmetik ortalama vb.) ve dağılım ölçülerinin (varyans, standart sapma, değişkenlik katsayısı vb.) bulunması gereklidir. Böylece sonuçların birbirleriyle kıyaslanması da mümkün olabilmektedir. Yaptığımız bu sentetik deprem senaryosu çalışmasında bölge içinde V_f parametre ölçümlerinin yetersiz olması verilerin istatistiksel yöntemler kullanılarak analizinin gerekliliğini ortaya koymuştur.

KAYNAKLAR

- Adyaman, O. ve Chorowicz, J.** (2002). Late Cenozoic tectonics and volcanism in the northwestern corner of the Arabian plate: a consequence of the strike-slip Dead Sea fault zone and the lateral escape of Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114**, 327-345.
- Akyüz, H. S., Altunel, E., Karabacak, V. ve Yalçın, C. C.** (2006). Historical earthquake activity of the northern part of the Dead Sea Fault Zone, southern Turkey. *Tectonophysics*, **426**, 281-93.
- Altunel E., Meghraoui M., Karabacak V., Akyüz S.H. ve diğ.** (2009). Archaeological sites (Tell and Road) offset by the Dead Sea Fault in the Amik Basin, Southern Turkey, *Geophys. J. Int.* (2009) **179**, 1313-1329
- Antenucci, J. C., Brown, K. ve Crosswell, P. T.,** (1991). Geographic information system-A guide to technology, Chapman ve Hall, New York, USA.
- Ambraseys N. ve Zatopek A.** (1968). The Varto-Ustukran, Turkey, earthquake of 19 Aug. 1966, UNESCO Publ. no.WS.0267.81, pp.81, Paris.
- Ambraseys, N. N.,** 1989, Temporary seismic quiescence: SE Turkey. *Geophysical Journal International*, **96**.
- Ambraseys, N. N. ve Barazangi, M.** (1989). The 1759 earthquake in the Bekaa Valley: implications for earthquake hazard assessment in the Eastern Mediterranean Region, *Journal of Geophysical Research*, **94**, 4007-4013
- Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F.** (1995). The seismicity of Turkey and adjacent areas: a historical review, 1500-1800, Eren Yayıncılık, İstanbul, 240 s.
- Ambraseys, N. ve Melville, C.P.** (1995). Historical evidence of faulting in Eastern Anatolia and northern Syria, *Annali di Geofisica*, **38**, 337-343.
- Ambraseys, N. N.,** 1997, The little-known earthquakes of 1866 and 1916 in Anatolia (Turkey), *Journal of Seismology*, **1**, 289-299
- Ambraseys, N. N. ve White, D.** (1997). The seismicity of the Eastern Mediterranean Region 550-1 BC: a re-appraisal, *Journal of Earthquake Engineering*, Vol. 1, No. 4, 603-632.
- Ambraseys, N. N. ve Jackson, J. A.** (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int.*, **133**, 390-406.
- Ambraseys, N. N.** (2004) The 12th century seismic paroxysm in the Middle East: a historical perspective, *Annals of Geophysics*, **47**, 2/3
- Arık F. Ş.** (1994). Selçuklular zamanında Anadolu'da meydana gelen depremler. *Tarih Araştırmaları Dergisi XVI*, **27**, 19-33. Ankara Üniversitesi D.T.C.F. Yayınları, Ankara.
- Arioğlu, E., Arıoğlu, B.M. ve Girgin, C.** (2001). Doğu Marmara depreminin yer ivme değerleri açısından değerlendirilmesi. Beton Prefabrikasyon, Ocak-Nisan 2001, 57-58, 5-15.

- Arpat, E. ve Şaroğlu, F.** (1975). Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **18**, 91-110, Ankara.
- Aslaner, M.** (1973) İskenderun–Kırıkhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeoloji ve petrografisi, *MTA Enst. Yay.*, **150**, Ankara.
- Bayülke, N. ve Demirtaş, R.** (1997). 22 Ocak 1997 Antakya depremi raporu, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, *Deprem Araştırma Dairesi Bakanlık Yayınları*, Ankara.
- Ben-Menahem A.** (1991). Four thousand years of seismicity along the Dead Sea Rift. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 20, 195-20, 216
- Boore, D. M., Joyner, W. B. ve Fumal, T. E.** (1993). Estimation of response spectra and peak acceleration from western North American earthquake: An interim report. Open-File Report 93-509. *U.S. Geological Survey*. 70.
- Boore, D. M., Joyner W. B. ve Fumal, T. E.** (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: A Summary of recent work. *Seismological Research Letters*, **68** (1), 128-153.
- Boulton, S. J., Robertson, A. H. F. ve Ünlüoğlu, Ü.C.** (2006). Tectonic and sedimentary evolution of the Cenozoic Hatay Graben, Southern Turkey: A two-phase, foreland basin then transtensional basin model. In Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region (eds A. H. F. Robertson & D. Mountrakis), *Geological Society of London*, pp. 613–34, special publication no. 260.
- Boulton, S. J. ve Robertson, A. H. F.** (2007). The Miocene of the Hatay area, S Turkey: transition from the Arabian passive margin to an underfilled foreland basin related to closure of the Tethys Ocean. *Sedimentary Geology* **198**, 93–124.
- Boulton, S. J., Robertson, A. H. F., Ellam, R. M., Şafak, U. ve Unlugenc., U. C.,** (2007). Strontium isotopic and micropalaeontological dating used to help redefine the stratigraphy of the Neotectonic Hatay Graben, southern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **16**, 1-39.
- Boulton, S. J. ve Robertson, A. H. F.** (2008). The Neogene–Recent Hatay Graben, South Central Turkey: graben formation in a setting of oblique extension (transtension) related to post-collisional tectonic escape. *Geol. Mag*, **145** (6), 2008, pp. 800–821
- Campbell, K.W.** (1985). Strong motion attenuation relations: A ten-year perspective. *Earthquake Spectra*, **1**(4), 759–804.
- Chaimov, T. A. ve Barazangi, M.** (1990). Crustal shortening in the Palmyride Fold Belt, Syria, and implications for movement along Dead Sea fault system, *Tectonics*, 1369–1386.
- Delaloye, M., Vuagnat, M., Wagner, J. ve Selçuk, H.** (1980). Geological section through the Hatay ophiolite along the Mediterranean Coast, Southern Turkey, **5**, 205-216.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F. ve Şengör, A. M. C.** (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia – a young collision zone: in Coward. M. P. and Ries, A. C., eds., Collision Tectonics, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **19** (R. M. Shackleton volume), 3-36.
- Douglas, B. M. ve Ryall A.** (1975). Return periods for rock acceleration in western Nevada, *Bull. Seism. Soc. Am.* **65**, 1599-1611.

- Downey G. A.** (1938). Seleucid Chronology in Malalas American Journal of *Archaeology*, **42**, 106
- Dubertret, L.** (1953). Geologie des roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay (Turquie): Notes Mem. *Moyen Orient*, **6**, 227.
- Erdik, M., Aydınöğlu, N., Pınar, A. ve Kalafat, D.** (1997). Hatay Deprem Raporu. Kandilli Rasathanesi Kayıtları, İstanbul.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z.** (1967). Türkiye ve civarının deprem kataloğu (MS 11 yılından 1964 sonuna kadar) (Earthquake catalogue of Turkey and surroundings from AD 11 to 1964). ITU Maden Fakültesi, *Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları*, No: 24.
- Ferry M., Meghraoui M., Karaki N. A., Al-Taj M. ve Khalil L.** (2011). Episodic behavior of the Valley section of Dead Sea fault inferred a 14-ka-long integrated catalog of large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**, 39-67
- Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, I., Goldberg, M., Weissbrod, T. ve Berin, B.,** (1970). The shear along the Dead Sea rift, Phil. Trans. *Roy. Soc., London*, Serie A, **267**, 107-130.
- Garfunkel, Z., Zak, I. ve Freund, R.** (1981). Active Faulting in the Dead Sea Rift, *Tectonophysics*, **80**, 1-26.
- Garfunkel, Z., Zak, I. ve Ben-Avraham. Z.** (1996). The structure of the Dead Sea Basin. *Tectonophysics*, **266**, 155-176.
- Görür, N.** (1977) Sedimentology of the Karaisali limestone and associated clastics (Miocene) of the northwest flank of the Adana Basin, Turkey. Univ. London, Imperial Coll., (Doktora Tezi), 244.
- Görür, N.** (1992). A tectonically controlled alluvial fan which developed into a marine fan-delta at a complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*. Volume **81**, Issues 3-4, Pages 243-252
- Guidoboni, E., Comastri, A. ve Traina, G.** (1994). Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century, *Instituto Nazionale di Geofisica e Vulconagia*, Italy.
- Guidoboni, E., ve comastri, A.** (1994). Catalogue of earthquakes and tsunamis in Mediterranean area from the 11th to the 15th century. *Instituto Nazionale di Geofisica e Vulconagia*, Italy
- Guidoboni, E., Bernardini, F. ve Comastri, A.,** (2004). The 1138-1139 and 1156-1159 destructive seismic crises in Syria, south-eastern Turkey and northern Lebanon. *Journal of Seismology*, **8**, 105-127.
- Gülen, L., Barka, A. A., ve Toksöz, M. N.** (1987). Kitaların çarpışması ve ilgili kompleks deformasyon:Maraş eklemi ve çevre yapıları, *Yerbilimleri*, **14**, 319-336.
- Hempton, M. R.** (1987). Constraints on Arabian Plate motion and extensional history of the Red Sea, *Tectonics*, **6**, 687-705.
- Honigmann, E.** (1970). Bizans Devleti'nin doğu sınırı. Çeviren, F. Işıltan, *İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları* 1528, İstanbul.
- Jackson, J. ve McKenzie, D. P.** (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.* **93**, 45-73.
- Joyner, W. B. ve Boore, D. M.** (1988). Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion: Earthquake engineering and soil dynamics, 2, Recent Advances in Ground Motion Evaluation, 43-102

- Karabacak, V.** (2007). *Ölü Deniz Fay Zonu Kuzey Kesiminin Kuvaterner Aktivitesi*. (Doktora Tezi). Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Karabacak V., Altunel E., Meghraoui M., ve Akyüz S.** (2010). Field evidences from northern Dead Sea Fault Zone (south Turkey) : new findings for the initiation age and slip rate. *Tectonophysics*, **480**, 172-182
- Karaki, N. A.** (1987). Synthèse et carte sismotectonique des pays de la bordure orientale de la méditerranée: sismicité du système de failles du jourdain-mer morte, (PhD Thesis), Louis Pasteur University, Franc, (yayınlanmamıştır).
- Karakuş, K. ve Güler, T.** (1994). Samandağ Formasyonun (Antakya Havzası) Yaşı ve Mollusk Faunasına Bağlı Paleokolojik Özellikleri, T.J.B., c.37, Sayı 2, s.87-109, Ankara.
- Kaya, S. ve Kiyılı, R.,** (2009). Antakya’da ortaçağda meydana gelen doğal afet ve salgın hastalıklar, *Mustafa Kemal Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, **12**, 403-418.
- Khair, K., Karakaisis, G. F. ve Papadimitriou, E. E.** (2000). Seismic zonation of the Dead Sea transform fault area, *Annali di Geofisica*, **43**, 1, 61-79.
- Klinger, Y., Avouac, J.P., Karaki, N.A., Dorbath, L., Bourles, D. ve Reyss, J.L.** (2000). Slip rate on the Dead sea transform fault in northern Araba valley (Jordan). *Geophys. J. Int.*, **142**, 755-768.
- Lagap, H. ve Yetiş, C.** (2004). Hovdu-Hokkadağ-Uğurlubağ (Feke-KD Adana) alanının stratigrafisi. *57. Türkiye Jeoloji Kurultayı*
- Le Pichon, X. ve Angelier, J.** (1979). The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, **60**, 1-42.
- Le Pichon, X. ve Gaulier, J. M.** (1988). The rotation of Arabia and the Levant fault system, *Tectonophysics*, **153**, 271-294.
- Lom, N., Tari, U., Tüysüz, O., Genç, Ş. C. ve Tekeşin, Ö.** (2011). Antakya ve çevresindeki aktif fayların araştırılması ve haritalanması. 64. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Sözlü Bildiri.
- Lyberis, N.** (1988). Tectonic evolution of the Gulf of Suez and the Gulf of Aqaba, *Tectonophysics*, **153**, 209–220.
- Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E. ve Gündoğdu, N.** (1992). The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt. *Tectonophysics*, **204**, 1-15.
- Marco, S.** (2008). Recognition of earthquake-related damage in archaeological sites: examplea from the Dead Sea fault zone. *Tectonophysics*, **453**, 148-156.
- Marco, S., Ken-Tor, R., Agnon A., Enzel Y., Stein M. ve Negendank J. F. W.,** (2001). High-resolution geological record of historic earthquakes in the Dead Sea basin. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 2221-2234.
- McKenzie, D. P.** (1972). Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **30**, 109–185.
- Meghraoui, M., Gomez, F., Sbeinati, R., Woerd, J., Mouty, M., Darkal, A. N., Radwan, Y., Layyous, I., ve diğ.** (2003). Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria. *Earth and Planetary Science Letters*, **210**, 35-52.

- Muehlberger, R.W.** (1981) The splintering of the Dead Sea Fault Zone in Turkey, *Hacettepe Univ. Earth Sci.*, **8**, 123–130.
- Muehlberger, W.R., ve Gordon, M. B.** (1987). Observations on the Complexity of the East Anatolian Fault, Turkey. *Journal of Structural Geology*, **9**, 899-903.
- Över, S., Kavak, K. Ş., Bellier, O. ve Özden, S.**, 2004, Is the Amik Basin (SE Turkey) a triple-junction area? Analyses of SPOT XS imagery and seismicity, *Int. J. Remote Sensing*, **25**, 19, 3857-3872.
- Över, S., Büyüksaraç, A. ve Bekta, Ö.** (2011). Assessment of potential seismic hazard and site effect in Antakya (Hatay Province), SE Turkey, *Environ. Earth Sci.*, 10.1007/s12665-010-0525-3
- Över, S., Ünlügenç, U. C. ve Özden, S.** (2001). Hatay bölgesinde etkin gerilme durumları, *Yerbilimleri*, **23**, 1-14.
- Öztemir, F., Necioğlu, A. ve Bağcı, G.** (2000). Antakya ve çevresinin deprenselliği ve odak mekanizması çözümleri, *Jeofizik*, **14**, 87-102.
- Pampal, S. ve Özmen, B.** (2010). Hatay ilinin deprenselliği, deprem tehlikesi ve riskleri, *Türkiye Hazır Beton Birliği Yayınları*.
- Perinçek, D., Günay, Y. ve Kozlu, H.** (1987). Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesindeki yanallı faylar ile ilgili yeni gözlemler, *Türkiye 7. Petrol Kongresi*, 89-103.
- Perinçek, D. ve Çemen, İ.** (1990). The structural relation between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in southeastern Turkey. *Tectonophysics*, **142**, 331-340.
- Pınar, N. ve Lahn, E.** (1952). Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu, *T.C. Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları*, **6**, 36, Ankara.
- Pişkin, O., Delaloye, M., Sencuk, H. & Wagner, J.**, 1986. Guide to Hatay Geology, SE Turkey. *Ofloliti* 11, 87. 104.
- Poirier, J. P. ve Taher, M. A.** (1980). Historical seismicity in the near and Middle East, North Africa, and Spain from Arabic Documents (VIIth - XVIIIth Century). *Bulletin of the seismological Society of America*, **70**, 6, 2185-2201.
- Rojay B., Heimann A., Toprak V.** (2001). Neotectonic and volcanic characteristics of the Karasu Fault Zone (Anatolia, Turkey): The transition zone between the Dead Sea transform and the East Anatolian fault zone. *Geodinamica Acta*, **14**, 1–17
- Sbeinati, M. R., Darawchah, R. ve Mouty, M.** (2005). The historical earthquakes of Syria: an analysis of large and moderate earthquakes from 1365 B.C. to 1900 A.D., *Annals of Geophysics*, **48**, 3, 347-435.
- Selçuk, H.** (1981). Etude geologique de la partie meridionale du Hatay (Turquie), (Ph.D. Thesis). Univ. Geneve, Fac. Science, 116.
- Selçuk, H.** (1985). Kızıldağ–Keldağ–Hatay dolayının jeolojisi ve jeodinamik evrimi. M.T.A Rapor No 7787, Ankara.
- Sungurlu, O.** (1974). VI. Bölge Kuzey sahalarının Jeolojisi. *Türkiye Petrolleri A.O.*, 85-107
- Şaroğlu, F., Emre, O., ve Kuşçu, (1992).** The East Anatolian fault zone of Turkey. *Anales Tectonicae*, **6**, 99-125.
- Şengör A. M. C.** (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance, *J. Geol. Soc. London*, **136**, 269-282.
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y.**, 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181.241.

- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F.** (1985). Strike Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, **37**, 227-264.
- Tarı, U., Tüysüz, O., Genç, Ş. C., Lom, N. ve Tekeşin, Ö.** (2011). Hatay grabeni'nin evrimi, Güneydoğu Türkiye: Yapısal ve morfolojik bulgular. 64. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Sözlü Bildiri.
- Tatar O., Kavak K. S., Piper J. ve Koçbulut F.** (2009). Determination of neotectonic features of the Karasu Basin (SE Turkey) and their relationship with Quaternary volcanic activity using Landsat ETM+ imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 4507-4524.
- Tecim, V.** (2001). İnternet tabanlı coğrafi bilgi sistemleri ile planlama, yönetim ve bilgilendirme.
- Tekeli, O. ve Erendil, M.** (1986). Kızıldağ ofiyolitinin Jeoloji ve Petrolojisi: *M.T.A Dergisi*, **107**, 33-49.
- Tekeşin, Ö. ve Tüysüz, O.** (2011). Neotectonic structures between Hatay (Antakya)-Samandağ corridor, Southern Turkey. EGU, Viyana
- Terlemez, H.C., Şentürk, K., Sümengen, M. ve Oral, A.** (1997). 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, *MTA Dergisi*, **45**, 9-10.
- Tüysüz, O.** (2003). İstanbul için deprem senaryolarının hazırlanmasında coğrafi bilgi sistemlerinin kullanımı, İstanbul Teknik Üniversitesi Rektörlüğü, Bilimsel Araştırma Projeler Birimi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü
- Tüysüz, O. ve Genç, C.** (2006). Hatay Samandağ ve Yayladağı ilçeleri Gözene-Sebenoba köyleri arasındaki bölgenin yerleşime uygunluk amaçlı jeolojik jeoteknik etüdü. *İTÜ Avrasya Yer Bilimleri*.
- Ünen H. C. ve Coşkun M. Z.** (2007). Coğrafi bilgi sistemlerinde interaktif sismik modelleme. TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, 11. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Ankara.
- Ünlügenç, U. C. ve Demirkol, C.** (1988). Kızıldağ Yayla (Adana) dolayının stratigrafisi. *Jeoloji Mühendisliği*, 32-33
- Wells, D. L., ve Coppersmith, K. J.** (1994). New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 974-1002.
- Westaway, R.** (1994). Present-day kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, **99**, 12071-12090.
- Yetiş, C.** (1988). Reorganization of the Tertiary Stratigraphy in the Adana Basin, Southern Turkey, *Newsletter Stratigraphy*, **20**, 43-58.
- Yıldız, H. ve Taptık, M.A.** (2003). Hatay ilinin Jeolojisi. MTA.
- Yurtmen S., Guillou H. Westaway R., Rowbotham G., Tatar O.** (2002). Rate of strike-slip motion on the Amanos Fault (Karasu Valley, southern Turkey) constrained by K-Ar dating and geochemical analysis of Quaternary basalts, *Tectonophysics*, 344 (2002) 207- 246
- Yüksel, F. A. ve Esnaf, Ş.** (1993). Antakya'nın tarihsel ve aletsel dönem depremselliği ve sismotektoniği, TUJJB Türkiye Ulusal Jeodezi-Jeofizik Birliği Genel Kurulu Bildiri Kitabı, 8-11 Haziran 1993, s. 393-421, Temsilci Kurum MSB. Harita Genel Komutanlığı, Ankara
- Yürür, T., Gündoğdu, M. N. ve Vidal, Ph.** (1994). Relation between the tectonics and the volcanic activity in the Hatay graben, (SE Turkey). IAVCEI-94, Ankara, Abstracts,p.

EKLER

Çizelge A.1 : Çizelge

Ek A.1 : Harita

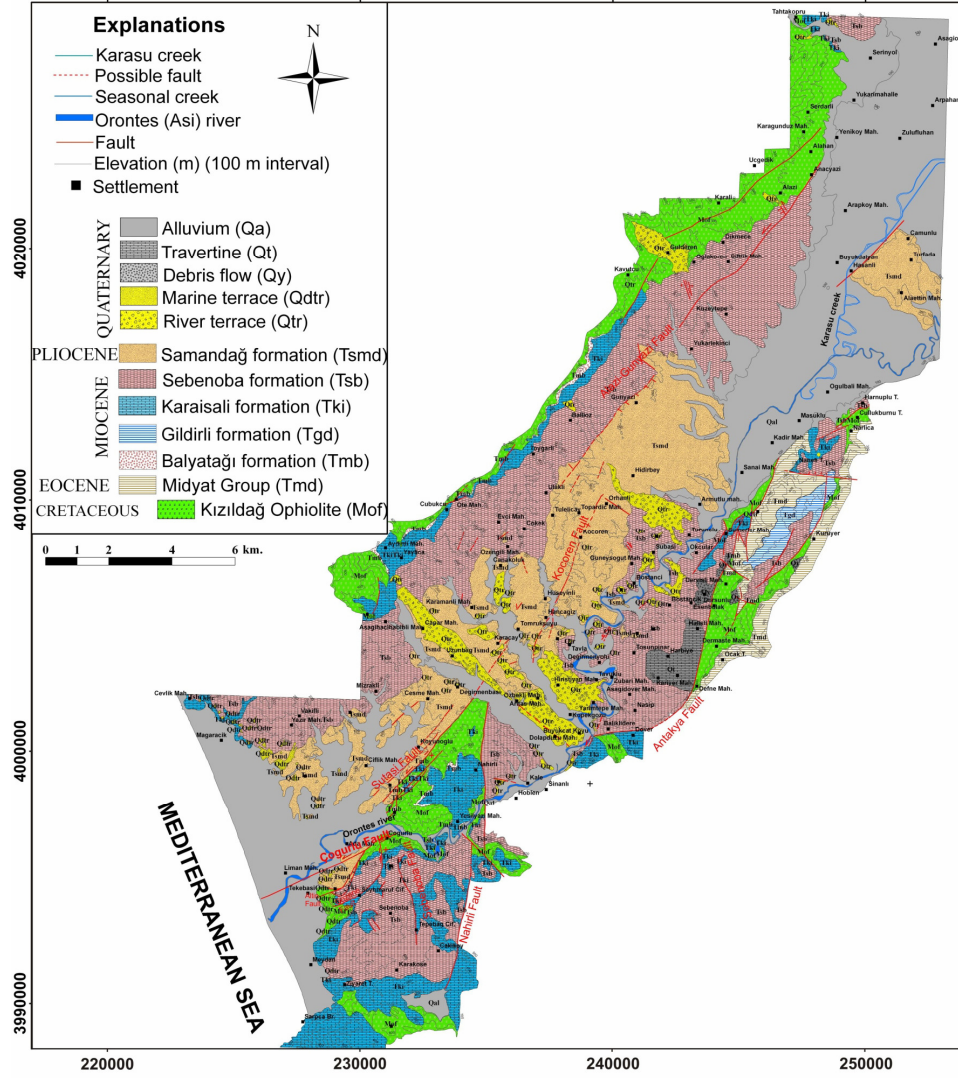
Çizelge A.1 : Hatay ve yakın çevresine ait tarihsel depremler (1.Sbeinati ve diğ., 2005; 2. Khair ve diğ., 2000; 3. Guidobani ve diğ., 1994; 4. Ben-Menahem, 1991; 5. Ambraseys ve Finkel, 1995; 6. Ambraseys ve Jackson, 1998; 7.Karaki, 1987; 8. Poirier ve Taher, 1980; 9. Öztemir ve diğ., 2000; 10. Ambraseys ve White, 1997. 11. Ambraseys, 1989 12. Pampal ve diğ., 2010)

No	Tarih	Koordinat K-D	Etkilenen Yerler	I	Can Kaybı	Kaynak
1	M.Ö. 148 ya da 130	36.25-36.1	Antakya, Suriye	IX-XI	40000	3,4
2	M.Ö 65 ya da 64	36.20-36.10	Antakya, Suriye	IX-XI	170000	2,3,4
3	M.Ö. 23.03.37	36.00-36.00	Harbiye, Antakya			
4	37	36.00-36.00	Antakya, Harbiye	VIII-IX		2,3,4,5
5	47	?	Antakya	VIII-IX		2,3
6	52 ya da 53	36.20-36.50 (a) 36.10-36.10 (b)	Antakya, Afamia, Manbej, Lazkiye	VIII-IX		2
7	79	36.25-36.10	Antakya			9
8	82-94	?	Antakya, Suriye	VI-VII		1
9	110	36.20-36.10	Antakya, Samandağ	VIII		9,12
10	13.12.115	36.10-36.10 (a) 36.00-36.00 (b)	Antakya, Karasu Vadisi, Rodos, Caesaria	IX-XI	260000	1,2,3,4,5, 6,7,12
11	10.11.117	?	Antakya			
12	220	36.25-36.10	Antakya	VI		1
13	242-245	?	Antakya, Suriye, Mısır, İran	X		1,2
14	272	?	Antakya, Suriye	VIII		1
15	334	36.25-36.10 (a) 36.50-36.50 (b)	Antakya, Beyrut, Kıbrıs	IX	40000	2,3,4,7
16	340	?	Antakya	IX		
17	341	36.20-36.10	Antakya	VIII		2,3
18	342 ya da 343	36.00-36.00	Antakya		40000	7
19	344	?	Antakya			
20	387	?	Antakya	VI		9
21	394	36.10-36.10	Antakya	IX		2
22	386	36.25-36.10	Antakya	IX-VIII		
23	14.09.457 ya da 458	36.20-36.10 (a) 36.10-36.10 (b)	Antakya	VIII-IX		2,3,4
24	494	35.80-36.30	Antakya, Tripoli, Lazkiye	VII-VIII		1,2
25	500	36.20-36.10 (a) 37.00-37.00 (b)	Antakya, Samandağ, Urfa, Safad		100000	1,2,4,7
26	506	?	Antakya			
27	518	36.88-36.6	Antakya	VIII		10
28	525	36.10-36.10	Antakya			2
29	20 ya da 29.05.526	36.20-36.10	Antakya, Harbiye, Samandağ	IX-X	250000	2,3,4
30	29.11.528 ya da 529	36.88-36.60 (a) 36.20-36.10 (b) 36.50-36.15 (c)	Antakya, Suriye	IX	5000	2,4,7,8
31	531-534	?	Halep ve Homs arası, Antakya, Mezopotamya	VI-VII		3
32	553	36.25-36.10	Antakya	VI-VII		3
33	557	36.10-36.10	Antakya	V		1,2
34	561	36.25-36.10	Kilikya, Anazarbos, Antakya	VII		
35	565-570	36.20-36.10	Karasu vadisi, Ölü Deniz fayı			2,4,3
36	579	36.23-36.10	Antakya, Harbiye			2,1

37	580-581	36.10-36.10	Antakya, Harbiye	VIII-IX		2,3
38	31.10.587-588	36.25-36.10 (a) 36.10-36.10 (b)	Antakya	VIII-IX	60000	2,3,4,8
39	639	36.25-36.10	Antakya	IV-VII		1
40	28.02.-10.03. ya da 20.03.713	36.00-36.00	Antakya, Halep, Quenneshrin, Suriye			2,3,4,8
41	24.12.717	?	Suriye, Antakya, Batman, Urfa	VI-VII		1,2
42	775	?	Antakya	IV-V		1
43	791	36.20-37.10	Halep	VIII		
44	5.01.-25.12.835	36.00-36.00 (a) 36.50-36.15 (b)	Karasu Vadisi, Antakya	VIII-IX		2,3,8
45	845	?	Antakya, Halep	IX		2
46	24.11.847	36.00-37.50 (a) 33.50-36.30 (b)	Şam, Antakya	IX-XI		1,2,3
47	8.04.859- 29.01.860	36.20-36.10 (a) 36.50-36.15 (b)	Antakya, Şam, Lazkiye	XI	60000	2,3,4,
48	867	?	Antakya	IX		9
49	972	36.25-36.10 (a) 36.10-36.10 (b) 36.50-36.15 (c)	Antakya	IX		1,2,3,4
50	30.06.-27.08.1063	35.00-36.00 (a) 36.50-36.15 (b)	Tripoli, Latakya, Antakya, Tire	VIII		2,3
51	1072	?	Antakya	VIII		9
52	17.09.-26.09.1091	36.14-36.07 (a) 36.50-35.15 (b) 35.10-36.10 (c) 37.05-41.11 (d)	Antakya, Nusaybin	VIII-IX		2,3,8
53	30.12.1097	36.14-36.07	Antakya	VII-VIII		3,8
54	11.1114	37.24-37.40 (a) 37.50-37.50 (b) 37.08-37.45 (c)	Urfa, Maraş, Antakya	X	100000	3,6,8
55	29.11. ya da 25.12.1115	37.17-36.16 (a) 36.10-36.10 (b)	Mamistra, Antakya	X		2,3
56	1123-1124	?	Antakya			
57	12.10.1138 ya da 1139	36.10-37.10 (a) 33.30-36.19 (b)	Şam, Antakya			2,4,8
58	9.12.1156	38.30-38.30	Malatya, Türkiye doğusu			4
59	9.08.-7.09.1157	35.10-36.30	Apamea, Hama, Halep, Ghab vadisi, Antakya			3,4
60	8.1163	36.14-36.07	Antakya	IX-X		3
61	29-30.06.1170	36.14-37.10 35.90-36.40	Şam, Antakya	IX-X X-XI	80000	1,2,4,8
62	20.05.1201 ya da 1202	33.26-35.43 (a) 34.10-36.10 (b) 32.50-35.50 (c)	Suriye, Lübnan, Antakya	X		2,3,4
63	1212	36.23-36.10	Antakya	VI		
64	22.03.1259	33.30-36.19	Şam	VI		3,8
65	22.02.1404	35.90-36.30	Karasu vadisi			2
66	29.04.-8.05.1407	36.14-36.07 (a) 35.70-36.30 (b)	Antakya, Asi vadisi, Kıbrıs	IX		1,2,3,4,8
67	7.01.1537 ya da 1538	?	Antakya, Şam, Dimyat, Mısır	VIII		5
68	1546	32.00-35.50	Ölü Deniz fayı, Tiberias			4
69	1568	?	Lazkiye			5
70	1616	?	Antakya			
71	1738	36.70-36.50	İskenderun, Beilan, Antakya, Jabal Al- Amanus, Halep	VIII		1
72	25.11.1759	33.70-35.90	Antakya, Halep	X-XI	60000	1,4
73	13.08.1822	36.70-36.50	Antakya, Samandağ, Karasu vadisi, İskenderun, Kilis	IX	60000	10

74	1849	?	Antakya, Rodos	VI	10
75	1854	36.20-36.60	Samandağ, Antakya, Halep	VII	10
76	1858	?	Antakya		10
77	2-3.04.1872	36.40-36.50 (a) 36.20-36.20 (b) 36.00-36.00 (c)	Antakya, Samandağ, Amik ovası, Karasu vadisi		10

EK A.1



Şekil A.1 : Bölgenin fay haritası

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Sibel ÜSKÜPLÜ

Doğum Yeri ve Tarihi: Bakırköy, 25.03.1986

Adres: İTÜ, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Maslak/İSTANBUL

E-Posta: sibeluskuplu@gmail.com

Lisans: İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü