



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**17 AĞUSTOS 1999 İZMİT-GÖLCÜK DEPREMİNİN  
( $M_w=7.4$ ) YALOVA'DA OLUŞTURDUĞU İVME  
DEĞERLERİNİN TAHMİN EDİLMESİ**

**Jeofizik Müh. Öznur ÜSKÜLOĞLU  
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı  
Yüksek Lisans Programı**

**Danışman  
Doç. Dr. Eşref YALÇINKAYA**

**Şubat, 2010**

**İSTANBUL**



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**17 AĞUSTOS 1999 İZMİT-GÖLCÜK DEPREMİNİN  
( $M_w=7.4$ ) YALOVA'DA OLUŞTURDUĞU İVME  
DEĞERLERİNİN TAHMİN EDİLMESİ**

**Jeofizik Müh. Öznur ÜSKÜLOĞLU  
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı  
Yüksek Lisans Programı**

**Danışman  
Doç. Dr. Eşref YALÇINKAYA**

**Şubat, 2010**

**İSTANBUL**

Bu çalışma 26/03/2010 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans programında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

  
Danışman Adı  
Doç. Dr. Eşref YALÇINKAYA  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi

  
Jüri Adı  
Prof. Dr. Demir KOLÇAK  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi

  
Jüri Adı  
Prof. Dr. Ali PINAR  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi

  
Jüri Adı  
Prof. Dr. Yıldız ALTINOK  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi

  
Jüri Adı  
Yrd. Doç. Dr. Yasin FAHJAN  
Gebze Yüksek Teknoloji Enstitüsü

## **ÖNSÖZ**

Yüksek lisans öğrenimim sırasında ve tez çalışmalarım boyunca gösterdiği her türlü destek ve yardımından dolayı çok değerli hocam Doç. Dr. Eşref YALÇINKAYA' ya en içten dileklerle teşekkür ederim.

Bu çalışma sürecinde her zaman yanımda olan maddi, manevi her türlü desteği üzerimden hiç eksik etmeyen aileme; annem Fatma ÜSKÜLOĞLU, babam Timur ÜSKÜLOĞLU, ablam Özlem ÜSKÜLOĞLU ve kardeşim Muhammet ÜSKÜLOĞLU' na sonsuz sevgi ve teşekkürlerimi bir borç bilirim. Aynı zamanda ailem gibi bu süreçte sürekli desteğini yanımda hissettiğim arkadaşım Gamze İNCE' ye çok teşekkür ederim.

Ayrıca yüksek lisans eğitimim aşamasında, halen çalışmakta bulunduğum şirketim Zemar Zemin Araştırma ve Yapı Malzemeleri Kalite Kontrol Laboratuvarı şirket müdürü Jeoloji Yüksek Mühendisi Emre YILMAZ' a , ve tüm mesai arkadaşlarıma tez yazımı aşamasında bana gösterdikleri anlayış ve özveriden ötürü çok teşekkür ederim.

Bu çalışma TÜBİTAK 109M317 no' lu proje ile kısmen desteklenmiştir.

**Şubat, 2010**

**Öznur ÜSKÜLOĞLU**

## İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ .....	i
İÇİNDEKİLER .....	ii
ŞEKİL LİSTESİ .....	iv
TABLO LİSTESİ .....	vii
SEMBOL LİSTESİ .....	viii
ÖZET .....	x
SUMMARY .....	xi
1. GİRİŞ .....	1
1.1. TEZİN AMACI .....	6
1.2. TEZİN ÖNEMİ .....	7
2. YÖNTEM .....	8
2.1. KUVVETLİ YER HAREKETİ MODELLEME YÖNTEMLERİ .....	8
2.1.1. Deterministik ( Tanımsal ) Yöntemler .....	9
2.1.2. Stokastik ( Rastlantısal ) Yöntemler .....	10
2.1.3. Hibrid (Melez) Yöntemler .....	10
2.2. SİSMOLOJİK MODEL .....	11
2.2.1. Kaynak Etkisi (S(M <sub>0</sub> ,f)) .....	11
2.2.2. Yol (Path) Etkisi (P(R,f)) .....	17
2.2.2.1. Geometrik Azalım (G(f)) .....	17
2.2.2.2. Elastik Olmayan Sönüm Fonksiyonu (A <sub>n</sub> (f)) .....	19
2.2.3. Zemin Etkisi (Z(f)) .....	21
2.2.3.1. Üst Kabuk Azalım Etkisi (Y(f)) .....	22
2.2.3.2. Üst Kabuk Büyütme Etkisi (V(f)) .....	22
2.3. NOKTA KAYNAK MODELİ .....	25
2.4. SONLU KAYNAK MODELİ .....	25
2.5. MODELLEME ADIMLARI .....	27
2.5.1. Gaussian Bant Sınırlı Beyaz Gürültü Üretimi (nt(t)) .....	27
2.5.2. Beyaz Gürültünün Pencerelemesi (st(t)) .....	28
2.5.3. Frekans Filtresi Türetilmesi (A <sub>at</sub> (f)) .....	29

2.5.4. Yapay Sismogram Üretimi (at(t)) .....	31
<b>3. BULGULAR .....</b>	<b>32</b>
3.1. STOKASTİK SONLU FAY MODELLEMESİ (FINSİM VE EXSİM).....	32
3.2. GÖZLEMSEL VERİLERİN HAZIRLANMASI .....	35
3.3. 17 AĞUSTOS 1999 İZMİT-GÖLCÜK DEPREMİ PARAMETRELERİ.....	38
3.4. MODELLEME PARAMETRELERİ.....	48
3.5. 17 AĞUSTOS 1999 İZMİT-GÖLCÜK DEPREMİNİN MODELLENMESİ .....	62
3.6. YALOVA İÇİN DEPREM KAYITLARININ TÜRETİLMESİ .....	67
3.6.1. Yalova'nın Jeolojik Yapısı ve Stratigrafisi .....	67
3.6.2. Yalova' da 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük Depremi Hasar Durumu .....	71
3.6.3. Deprem Kayıtlarının Yalova İçin Türetilmesi.....	73
<b>4. TARTIŞMA VE SONUÇ.....</b>	<b>83</b>
<b>KAYNAKLAR .....</b>	<b>85</b>
<b>ÖZGEÇMİŞ .....</b>	<b>93</b>

## ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1	:17 Ağustos İzmit-Gölcük depremi farklı kurumlara göre dış merkezler (Kandilli, Harvard Üniversitesi, Afet İşleri Gen. Müd. Deprem Araştırma Dairesi, NEIC(USGS)) .....2
Şekil 1.2	:17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi kırığı (İngiliz Deprem Konsorsiyumu) .....3
Şekil 1.3	:17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi eş şiddet haritası (DAD, Özmen, 2000) .....4
Şekil 1.4	:Türkiye Deprem bölgeleri haritası (DAD, 1997).....5
Şekil 2.1	:Sismik momente bağımlı kaynak yer değiştirme genliği frekans ilişkisi .....12
Şekil 2.2	:Sismik moment ve köşe frekansına bağımlı kaynak ivme genliği frekans ilişkisi .....13
Şekil 2.3	:Depremin büyüklüğüne bağılı olarak köşe frekansı değişimi .....13
Şekil 2.4	:a) Fay kayma fonksiyonu ve yükselme zamanı b) Dairesel fay kırığı ( $T_{rise}$ , yükselme zamanı; $\tau$ , yükselme zamanı parametresi; $r$ , dairesel fay yarıçapı) .....15
Şekil 2.5	:Geometrik azalım fonksiyonu (dalga kaynaktan 70 km uzaklığa kadar $1/R$ , 130km' den daha uzaklarda $1/\sqrt{R}$ ile yayılır) .....18
Şekil 2.6	:Elastik olmayan sönüm etkisi .....20
Şekil 2.7	:Kaynak ve Yol etkisini içeren ivme spektrumu frekans ilişkisi .....21
Şekil 2.8	:Üst kabuk azalım etkisi ( $\kappa$ azalım faktörü değişimleri görülmektedir) .....22
Şekil 2.9	:Farklı zemin sınıflarına göre büyütme frekans ilişkisi (Margaris ve Boore, 1998) .....23
Şekil 2.10	:Fourier genlik spektrumu frekans ilişkisi .....24
Şekil 2.11	:Uzak istasyon nokta kaynak modeli .....25
Şekil 2.12	:Sonlu fay modeli .....26
Şekil 2.13	:Gaussian band sınırlı beyaz gürültü .....27
Şekil 2.14	:Pencere fonksiyonu ( $\alpha$ , P dalga hızı; $\beta$ , S dalga hızı; $t_D$ , deprem süresi) .....28
Şekil 2.15	:Pencere fonksiyonu (Saragoni ve Hart, 1974)..... 28
Şekil 2.16	:Pencerelenmiş gürültü .....29
Şekil 2.17	:Pencerelenmiş gürültünün Fourier spektrumu .....30
Şekil 2.18	:Normalize edilmiş spektral genlikler .....30
Şekil 2.19	:Model ve biçimlendirilmiş gürültü spektrumu .....31
Şekil 2.20	:Yapay sismogram kaydı .....31
Şekil 3.1	:Statik köşe frekansı yaklaşımında alt fay boyutlarının etkisi .....33
Şekil 3.2	:Dinamik köşe frekansı yaklaşımında alt fay boyutlarının etkisi .....33
Şekil 3.3	:İletim alanı yüzdesinin tepki spektrumu üzerindeki etkisi .....34
Şekil 3.4	:IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni ivme zaman kaydı .....35

<b>Şekil 3.5</b>	:IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni filtre uygulanmış ivme zaman kaydı .....35
<b>Şekil 3.6</b>	:IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni Fourier dönüşümü uygulanmış 0.1Hz- 25Hz arası genlik-frekans kaydı .....36
<b>Şekil 3.7</b>	:IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni Fourier genliği- frekans ilişkisi ve yapılan yuvarlatmada kullanılan farklı işleç boyları .....37
<b>Şekil 3.8</b>	:IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni işleç boyu $b=40$ olan yuvarlatma .....37
<b>Şekil 3.9</b>	:17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi ivme kayıt istasyonları .....38
<b>Şekil 3.10</b>	:Farklı kurumlara göre 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi episantrı ve moment büyüklükleri .....41
<b>Şekil 3.11</b>	:Utkucu ve Durmuş (2009) fay geometrisi ve kayma modeli .....42
<b>Şekil 3.12</b>	:Çakır ve diğ. (2003) fay geometrisi ve kayma modeli .....42
<b>Şekil 3.13</b>	:Bouchon ve diğ. (2002) fay geometrisi ve kayma modeli .....43
<b>Şekil 3.14</b>	:Delouis ve diğ. (2002) fay geometrisi ve kayma modeli .....44
<b>Şekil 3.15</b>	:Durukal (2002) Finsim programıyla yaptığı 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi simülasyon modeli .....44
<b>Şekil 3.16</b>	:Sekiguchi ve Iwata (2002) fay geometrisi ve kayma modeli .....45
<b>Şekil 3.17</b>	:Yagi ve Kikuchi (2001) fay geometrisi ve kayma modeli .....46
<b>Şekil 3.18</b>	:Reilinger ve Diğ. (2000) fay geometrisi ve kayma modeli .....46
<b>Şekil 3.19</b>	:Belirlenen fay modeli ve ivme ölçer istasyonları (sarılar kaya, yeşiller sıkı zemin ve kırmızılar zemin üzerindeki istasyonları göstermektedir. Parantez içindeki sayılar istasyonlarda ölçülen en yüksek ivme değerlerini belirtmektedir) .....49
<b>Şekil 3.20</b>	:IZT istasyonu gerçek kayıtları ile farklı alt fay boyutu karşılaştırmaları .....49
<b>Şekil 3.21</b>	:Belirlenen fay geometrisi .....50
<b>Şekil 3.22</b>	:IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı gerilme düşümü değerleri simülasyon karşılaştırmaları .....51
<b>Şekil 3.23</b>	:GBZ istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı gerilme düşümü değerleri simülasyon karşılaştırmaları .....51
<b>Şekil 3.24</b>	:IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı kırılma hızı değerleri simülasyon karşılaştırmaları .....52
<b>Şekil 3.25</b>	:IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı kapp değerleri karşılaştırmaları .....54
<b>Şekil 3.26</b>	:IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ve farklı $Q(f)$ fonksiyonları simülasyon karşılaştırmaları .....55
<b>Şekil 3.27</b>	:IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı pencere fonksiyonları (Saragoni ve Hart, Boxcar) karşılaştırmaları .....56
<b>Şekil 3.28</b>	:Simülasyona uygun hale getirilmiş farklı çalışmacılara göre kayma modelleri ( a) Bouchon ve diğ., 2002; b) Delouis ve diğ., 2002; c) Sekiguchi ve Iwata, 2002; d) Utkucu ve Durmuş, 2009) .....58
<b>Şekil 3.29</b>	:IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı kayma modelleri karşılaştırmaları .....60
<b>Şekil 3.30</b>	:17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi yakın istasyon kayıtları ve simülasyon karşılaştırmaları ( mavi, kuzey-güney bileşeni; kırmızı, doğu-batı bileşeni ve yeşil simülasyon kayıtlarını göstermektedir) .....62
<b>Şekil 3.31</b>	:Yalovanın genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti ( 2004 Yılı İl Çevre Durum Raporu, 2005).....69



<b>Şekil 3.32</b>	:Yalova bölgesi jeoloji haritası (İngiliz Devleti Deprem Konsorsiyumu) .....70
<b>Şekil 3.33</b>	:Yalova merkez hasar derecesi haritası .....72
<b>Şekil 3.34</b>	:Yalova, Çınarcık ve Çiftlikköy' de seçilen noktalar ( burada açık sarı renk yüzey çökellerini, açık yeşil renk kılıç formasyonunu, bordo renk Taşköprü formasyonunu ve turuncu renk ise Sarısu formasyonunu göstermektedir) .....73
<b>Şekil 3.35</b>	:Yalova merkezi simülasyon noktaları (kırmızı üçgen, gevşek zemin ve yeşil üçgen, katı zemin olan noktaları göstermektedir) .....74
<b>Şekil 3.36</b>	:Yalova merkezi seçilen noktalarda türetilen deprem kayıtları .....75
<b>Şekil 3.37</b>	:Yalova Çiftlikköy ilçesi için seçilen simülasyon noktaları (kırmızı üçgen, gevşek zemin; yeşil üçgen, katı zemin ve sarı üçgen, kaya olan noktaları göstermektedir) .....77
<b>Şekil 3.38</b>	:Yalova Çiftlikköy ilçesi seçilen noktalarda türetilen deprem kayıtları .....77
<b>Şekil 3.39</b>	:Yalova Çınarcık ilçesi için seçilen simülasyon noktaları (kırmızı üçgen zemin ve sarı üçgen kaya üzerindeki noktaları göstermektedir) .....79
<b>Şekil 3.40</b>	:Yalova Çınarcık ilçesi seçilen noktalarda türetilen deprem kayıtları ...79
<b>Şekil 3.41</b>	:Yalova'da alüvyon üzerinde seçilen noktalar ve % 5 sönümlü tepki spektrumları .....80
<b>Şekil 3.42</b>	:Yalova'da Kılıç formasyonu üzerinde seçilen noktalar ve % 5 sönümlü tepki spektrumları .....81
<b>Şekil 3.43</b>	:Yalova'da Taşköprü ve Sarısu formasyonu üzerinde seçilen noktalar ve % 5 sönümlü tepki spektrumları .....81

## TABLO LİSTESİ

<b>Tablo 1.1</b>	:Farklı kurumlar tarafından belirlenmiş 17 Ağustos İzmit-Gölcük depremi parametreleri (USGS; United States Geological Survey, HRV; Harvard University, DAD; Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi, KANDİLLİ; Boğaziçi Üniversitesi Deprem Araştırma Enstitüsü).....2
<b>Tablo 1.2</b>	:Depremden etkilenen iller (İllerin yanında parantez içindeki sayılar kaçınıcı derece deprem bölgesinde olduklarını belirtmektedir. Özmen,2000).....4
<b>Tablo 2.1</b>	:Q(f) faktörü parametreleri.....20
<b>Tablo 3.1</b>	: 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremini kaydeden ve farklı kurumlar tarafından işletilen ivme kayıt istasyonları bilgileri.....39
<b>Tablo 3.2</b>	:Faya en yakın ve en büyük ivme değerlerine sahip istasyonlar.....40
<b>Tablo 3.3</b>	:Farklı kurumlara göre belirlenmiş koordinat ve parametre değerleri ...40
<b>Tablo 3.4</b>	: Farklı çalışmacılara göre 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi parametreleri (* süper kırılma hızı).....48
<b>Tablo 3.5</b>	:Seçilen 12 istasyonda karşılaştırmalar sonucu elde edilen kapa değerleri.....54
<b>Tablo 3.6</b>	:Farklı zeminlere göre kabuksal büyütme değerleri (Margaris ve Boore, 1998).....57
<b>Tablo 3.7</b>	:Simülasyon da kullanılacak 12 istasyonun VS30 hızlarına göre zemin sınıfları (* Akkar ve diğ. , 2009; Rathje, 2003' den alınmıştır.).....57
<b>Tablo 3.8</b>	:17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi optimum simülasyon parametreleri.....61
<b>Tablo 3.9</b>	:Yalova ili ilçelere göre konut hasar durumu .....72
<b>Tablo 3.10</b>	: Simülasyon noktaları enlem-boylam koordinatları ve formasyon tipleri.....74

## SEMBOL LİSTESİ

<b>A</b>	: dairenin alanı
<b>A(M<sub>0</sub>,R,f)</b>	: fourier spektrumu
<b>An(f)</b>	: elastik olmayan sönüm fonksiyonu
<b>C</b>	: ölçekleme faktörü
<b>D</b>	: kırıkta meydana gelen ortalama kayma
<b>F</b>	: serbest yüzey etkisi
<b>f</b>	: frekans
<b>f<sub>c</sub></b>	: köşe frekansı
<b>f<sub>0</sub></b>	: birim frekans
<b>G(f)</b>	: geometrik azalım
<b>M<sub>w</sub></b>	: moment magnetüdü
<b>M<sub>0</sub></b>	: sismik moment
<b>n</b>	: üssü
<b>P(R,f)</b>	: yol etkisi
<b>Q(f)</b>	: S dalgası kalite faktörü
<b>Q<sub>0</sub></b>	: bölgeye bağlı kalite faktörü
<b>R</b>	: hiposantral uzaklık
<b>R<sub>0</sub></b>	: birim uzaklık
<b>R<sub>0φ</sub></b>	: yayılım modeli
<b>r</b>	: fay yarıçapı
<b>S(M<sub>0</sub>,f)</b>	: kaynak etkisi
<b>T<sub>rise</sub></b>	: toplam kaymanın %50' si olan fay kayma süresi
<b>t<sub>D</sub></b>	: deprem süresi
<b>V</b>	: yatay bileşendeki toplam S dalga enerjisinin bir bölümü
<b>V(f)</b>	: üst kabuk büyütme etkisi
<b>V<sub>A</sub></b>	: kaynaktaki S dalga hızı
<b>V<sub>B</sub></b>	: yüzeydeki S dalga hızı
<b>V<sub>r</sub></b>	: kırılma hızı
<b>V<sub>S30</sub></b>	: 30 m' deki ortalama S dalgası hızı
<b>y</b>	: kırılma hızı faktörü
<b>Y(f)</b>	: üst kabuk azalım etkisi
<b>Z(f)</b>	: zemin etkisi
<b>α</b>	: P dalga hızı
<b>β</b>	: S dalga hızı
<b>β<sub>s</sub></b>	: kaynaktaki S dalga hızı
<b>Δl</b>	: doğrultu boyunca alt fay uzunluğu
<b>Δw</b>	: eğim boyunca alt fay uzunluğu
<b>Δσ</b>	: gerilme düşümü
<b>κ</b>	: azalım faktörü
<b>μ</b>	: katisallık katsayısı

$\rho_A$  : kaynaktaki yoğunluk  
 $\rho_B$  : yüzeydeki yoğunluk  
 $\rho_s$  : kaynaktaki yoğunluk  
 $\tau$  : yükselme zamanı parametresi

## ÖZET

### 17 AĞUSTOS 1999 İZMİT-GÖLCÜK DEPREMİNİN ( $M_w=7.4$ ) YALOVA'DA OLUŞTURDUĞU İVME DEĞERLERİNİN TAHMİN EDİLMESİ

Bu çalışmada, 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depreminde önemli can ve mal kaybının yaşandığı Yalova'da, depremi oluşturan fay modeli kullanılarak, gerçekleşmiş olabilecek kuvvetli yer hareketi kayıtlarının yapay olarak elde edilmesi amaçlanmıştır.

Bunun için, 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremini kayıt eden 37 kuvvetli yer hareketi istasyonundan faya yakın mesafede ve yüksek ivme değerlerine sahip olan 12 istasyon belirlenmiş ve bazı veri işlem adımlarından sonra yapay kayıtlarla karşılaştırılabilir hale getirilmişlerdir. Daha sonra Motazedian ve Atkinson (2005) tarafından geliştirilen sonlu faylarda stokastik modelleme tekniğini kullanan EXSIM programı ile deprem kayıtları bu istasyonlarda modellenmeye çalışılmıştır.

Gözlemsel ve model kayıtlar arasında en iyi uyumu elde etmek için simülasyonda bir çok parametre denenmiştir. En iyi uyumu veren parametreler Yalova'da seçilen 9 noktada yapay deprem kayıtlarını üretmek için kullanılmıştır.

Türetmeler sonucunda, Yalova merkezde alüvyon üzerinde ortalama  $172.53 \text{ cm/sn}^2$  ile  $200.72 \text{ cm/sn}^2$  arasında ivme değerleri ve sıkı zeminde ortalama  $146.47 \text{ cm/sn}^2$  ivme değerleri elde edilmiştir. Çiftlikköy ilçesinde alüvyon üzerinde ortalama  $253.61 \text{ cm/sn}^2$ , sıkı zemin üzerinde ortalama  $160.03 \text{ cm/sn}^2$  ve ana kaya üzerinde ortalama  $124.69 \text{ cm/sn}^2$  ivme değerleri elde edilmiştir. Çınarcık ilçesinde ise alüvyon üzerinde ortalama  $135.07 \text{ cm/sn}^2$  ve ana kaya üzerinde ortalama  $66.86 \text{ cm/sn}^2$  ivme değerleri elde edilmiştir. Yalova civarında en büyük spektral ivme değerleri yaklaşık 0.2 ile 0.4 sn aralığında periyodlarda görülmüştür. Bu değerler yaklaşık 2-4 katlı binaların doğal titreşim periyodlarına karşılık gelmektedir.

## **SUMMARY**

### **ESTIMATION OF ACCELERATION VALUES CAUSED OF THE AUGUST 17, 1999 İZMİT-GÖLCÜK EARTHQUAKE ( $M_w=7.4$ ) IN YALOVA**

The aim of this study is to simulate strong ground motion in Yalova which is one of the locations where high damage and losses occurred during the August 17, 1999 earthquake, by using the ruptured fault model of the earthquake.

For this, 12 stations which were located that near the fault and had the highest acceleration values were selected from 37 stations recorded the August 17, 1999 İzmit-Gölcük earthquake. The observed data have been processed to compare with the simulations. After that, earthquake records at these stations were simulated by using EXSIM code which is a stochastic modelling program for finite faults developed by Motazedian and Atkinson (2005).

A number of parameters have been tried in the simulations to obtain the best fit between the observations and simulations. The optimum parameters giving the best fit were used to simulate earthquake records in Yalova at 9 locations.

Simulation results show that peak ground acceleration values caused by the August 17, 1999 İzmit-Gölcük earthquake were estimated between average  $172.53 \text{ cm/sn}^2$  and  $200.72 \text{ cm/sn}^2$  on soft soil and average  $146.47 \text{ cm/sn}^2$  on stiff soil in central of Yalova. Peak ground accelerations were estimated as average  $253.61 \text{ cm/sn}^2$ ,  $160.03 \text{ cm/sn}^2$  and  $124.69 \text{ cm/sn}^2$  on soft soil, stiff soil and rock, respectively, in Çiftlikköy. In Çınarcık average  $135.07 \text{ cm/sn}^2$  and average  $66.86 \text{ cm/sn}^2$  accelerations were estimated on soft soil and rock, respectively. Maximum spectral accelerations were estimated at periods 0.2-0.4 sn on Yalova. These periods match nearly the natural periods of 2 and 4 story buildings.

## 1.GİRİŞ

Sismolojide önemli kavramlardan biri büyük depremler için kuvvetli yer hareketinin tahmin edilebilmesidir. İnsanları ve buldukları ortamı etkileyen can ve mal kaybına neden olabilecek yer içindeki güçlü aktivitelere kuvvetli yer hareketi adı verilmektedir. Bu kuvvetli yer hareketleri ivme ölçer adı verilen özel cihazlarla kayıt edilmektedir. Özellikle depreme dayanıklı yapı tasarımındaki mühendislik incelemelerde; beklenen yer hareketinin süre, frekans içeriği ve genlik tanımlı sismolojik verilere ihtiyaç duyulmaktadır. Bu sebeple ivme kayıtçılarının bulunmadığı yerlerde kuvvetli yer hareketi simülasyonları yapılmaktadır.

Kuvvetli yer hareketinin tahmin edilmesinde genellikle deprem yayılımının stokastik modellemesi başarıyla kullanılmaktadır (Örn; Hanks ve McGuire, 1981; Boore, 1983, 1996; Boore ve Atkinson, 1987; Atkinson ve Boore, 1997; Toro ve diğ., 1997; Atkinson ve Beresnev, 1998). Bu yöntemde, yüksek frekanslı deprem dalgaları  $w^2$  ortalama spektrumuna sahip band geçişli Gauss gürültüsü gibi gösterilmektedir. Burada kullanılan en önemli yaklaşım depremlerin nokta kaynaklar gibi ele alınmasıdır. Böylece kırılma geometrisi ve yönelme gibi sonlu fay etkileri göz önünde tutulmamaktadır. Bazı araştırmacılar daha sonradan sonlu fay boyunca kırılmayı göz önünde bulundurarak stokastik model tekniğini geliştirmişlerdir (Beresnev ve Atkinson, 1997, 1998; Schneider ve diğ. , 1993).

Bu çalışmada 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi ( $M_w=7.4$  DAD, Kandilli) Beresnev ve Atkinson (1997) tarafından geliştirilmiş stokastik sonlu fay modeli tekniği kullanılarak modellenmesi amaçlanmaktadır. Bu deprem Marmara bölgesinde son yüzyılda yaşanan en büyük depremdir. Depremi oluşturan kırık Gölyaka'dan başlayıp İzmit Körfezi'nin Marmara denizine açılan batı ucuna kadar devam etmekte (Armijo ve diğ., 2005) ve yaklaşık uzunluğu 145 km'dir (Parsons, 2004). Depremin merkezi Türkiye'nin kuzeybatısında Kocaeli kent merkezinin yaklaşık 12 km güneydoğusundadır. Farklı kurumlarca belirlenmiş dış merkezler Şekil 1.1'deki harita

üzerinde görülmektedir. Tablo 1.1 'de de bu kurumlar tarafından belirlenmiş deprem parametreleri görülmektedir. Depremi maksimum şiddeti MSK şiddet cetveline göre X olarak saptanmıştır. Depremde yaklaşık 18 000 kişi hayatını kaybederken, 94 000 bina ağır hasar görmüş ve toplam 16 milyar dolara varan zarar meydana gelmiştir (Bakır ve diğ., 2007). Bu depremde oluşan ağır hasarın %48'i Kocaeli ilinde, %29'u Sakarya ilinde ve %14'ü ise Yalova ilinde meydana gelmiştir (Özmen, 2000).



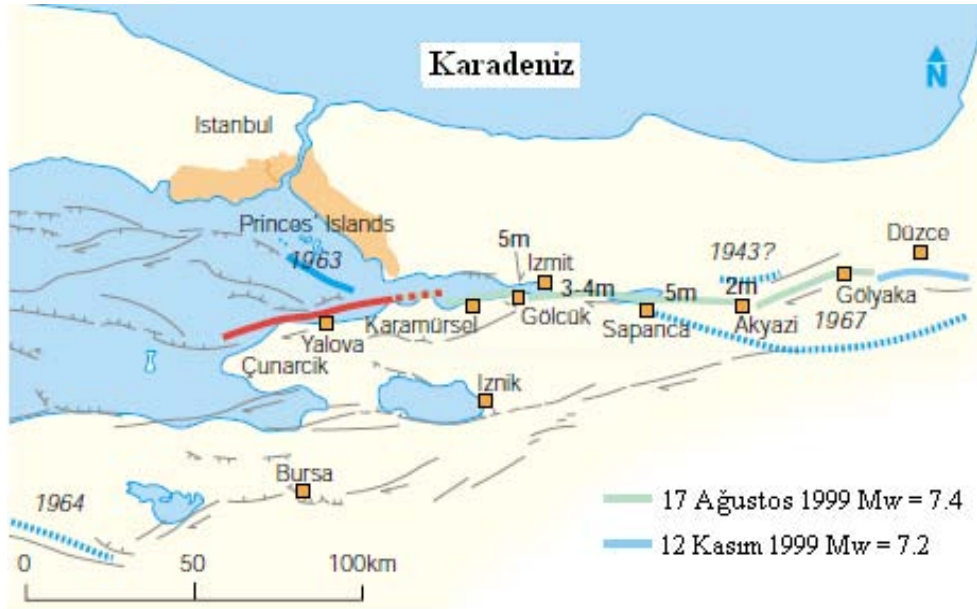
Şekil 1.1: 17 Ağustos İzmit-Gölcük depremi farklı kurumlara göre dış merkezler (Kandilli, Harvard Üniversitesi, Afet İşleri Gen. Müd. Deprem Araştırma Dairesi , NEIC(USGS))

Tablo 1.1: Farklı kurumlar tarafından belirlenmiş 17 Ağustos İzmit-Gölcük depremi parametreleri (USGS; United States Geological Survey, HRV; Harvard University, DAD; Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi, KANDİLLİ; Boğaziçi Üniversitesi Deprem Araştırma Enstitüsü)

KURUMLAR	DIŞ MERKEZ KOORDİNATLARI		DEPREMİN MOMENT BÜYÜKLÜĞÜ	ODAK DERİNLİĞİ
	ENLEM	BOYLAM		
DAD	40.70°K	29.91°D	Mw=7.4	15.9 km
HRV	40.81°K	30.08°D	Mw=7.6	17 km
KANDİLLİ	40.77°K	29.97°D	Mw=7.4	18 km
USGS	40.74°K	29.86°D	Mw=7.6	17 km

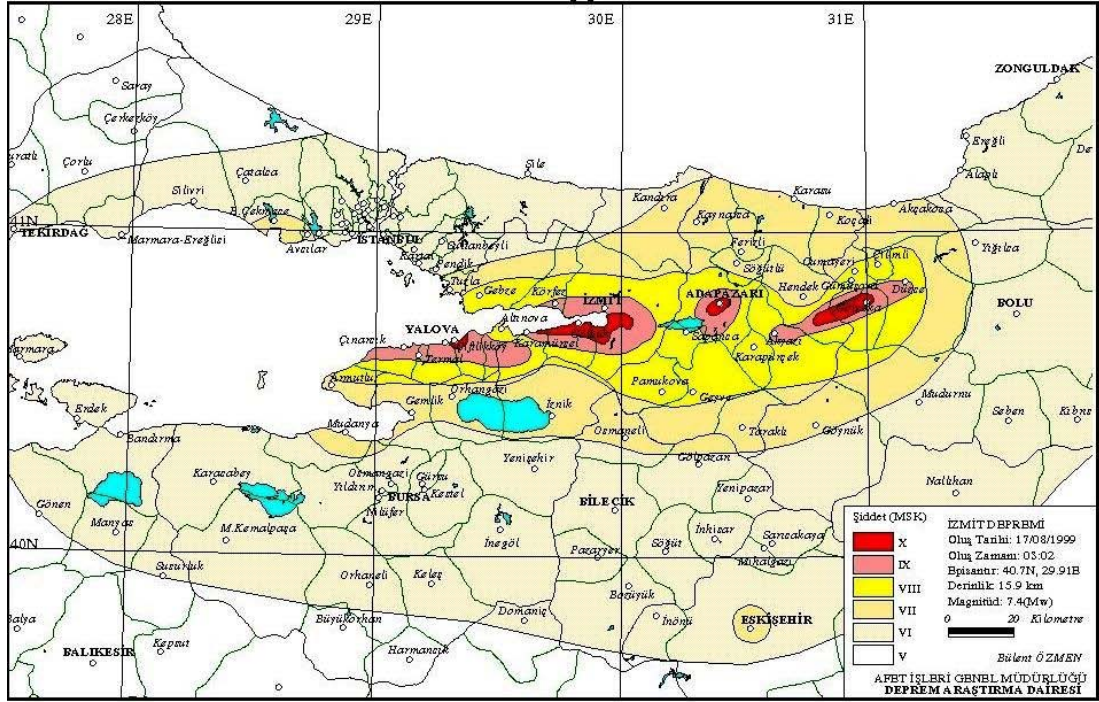


17 Ağustos 1999 depreminin kırığının karada en son gözleendiği yer İzmit Körfezinin Başiskele mevkiidir, daha sonra batıya doğru denizde devam eden kırık Gölcük ve Değirmendere’de karada gözlenmiş ve Hersek Burnu’nun, 10 km dolaylarında batısına kadar ilerlediği Arar gemisinin yaptığı sığ sismik çalışmalarıyla belirlenmiştir. Şekil 1.2’de deprem kırığı görülmektedir. Doğuda Sapanca Gölünün batısına kadar karada gözlenen fay, çek-ayır (pull apart) sıçramayla gölün güney kıyısına yaklaşarak devam etmiş ve Akyazı dolaylarına kadar arazide gözlenmiştir. Akyazı’dan sonra ani bir dönüşle kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda devam eden faylanma Gölyaka dolaylarında sonlanmıştır (Gündoğdu ve diğ., 2002).



Şekil 1.2: 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi kırığı (İngiliz Deprem Konsorsiyumu)

17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depreminin arazi gözlemleri, hasar tespitleri ve ivme kayıtları baz alınarak MSK şiddet cetveline göre hazırlanmış eş şiddet haritası Şekil 1.3’de görülmektedir. Aynı şiddet eğrisi içerisinde kalan yerleşmelerde farklı hasar dağılımlarına rastlanması, yerleşmelerde yer alan yapı tiplerinin nitelik ve niceliklerinden kaynaklanmaktadır.

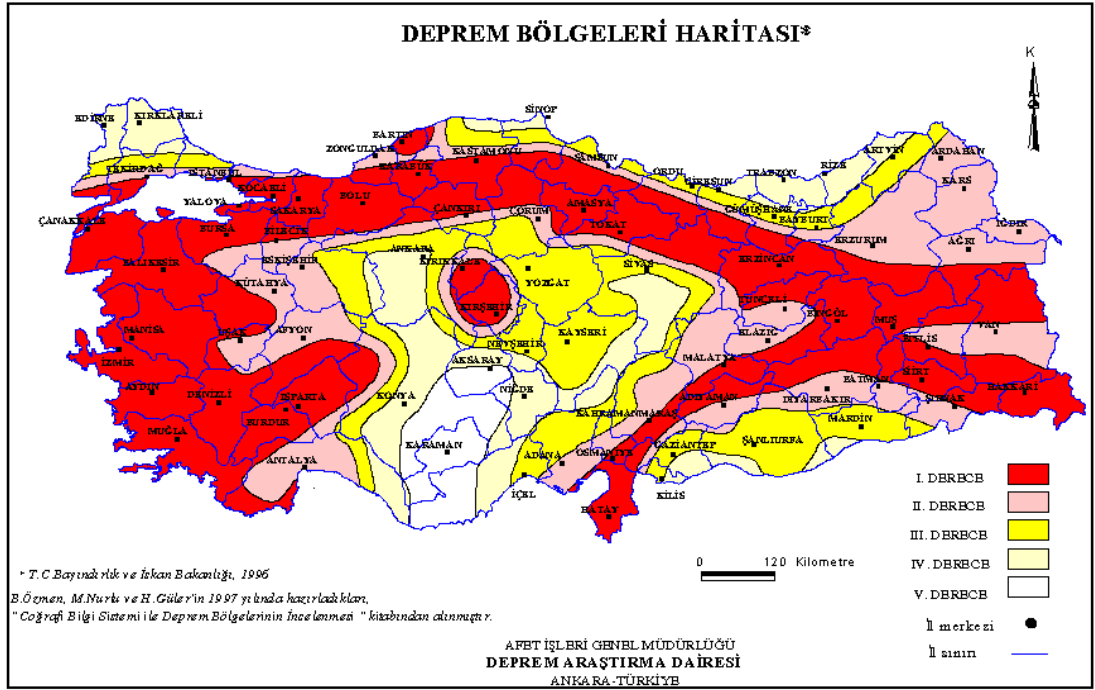


Şekil 1.3: 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi eş şiddet haritası (DAD, Özmen, 2000)

Depremden en çok etkilenen Kocaeli, Yalova ve Sakarya illerinin hemen hemen tamamı I. Derece deprem bölgesindedir. Depremden etkilenen diğer illerin hangi derece deprem bölgelerinde oldukları Tablo 1.2’de görülmektedir. Türkiye deprem bölgeleri haritası da Şekil 1.4’de görülmektedir.

Tablo1.2: Depremden etkilenen iller ( İllerin yanında parantez içindeki sayılar kaçınıcı derece deprem bölgesinde olduklarını belirtmektedir. Özmen, 2000)

İL ADI	DEPREM BÖLGELERİ (km <sup>2</sup> )				YÜZÖLÇÜMÜ km <sup>2</sup>	NÜFUS YOĞUNLUĞU
	I. DERECE	II. DERECE	III. DERECE	IV. DERECE		
BİLECİK(1)	1768	2542	0	0	4310	45
BOLU(1)	10453	457	0	0	10910	51
BURSA(1)	8011	2884	0	0	10895	180
ESKİŞEHİR(2)	0	6264	6014	1646	13924	47
İSTANBUL(1)	965	2193	1630	565	5353	1718
KOCAELİ(1)	3255	376	0	0	3631	324
SAKARYA(1)	4738	141	0	0	4879	150
TEKİRDAĞ(2)	1171	1723	2190	1246	6330	90
YALOVA(1)	828	0	0	0	828	198
ZONGULDAK(2)	1876	1428	0	0	3304	185
<b>TOPLAM</b>	<b>33065</b>	<b>18008</b>	<b>9834</b>	<b>3457</b>	<b>64364</b>	-



Şekil 1.4: Türkiye Deprem bölgeleri haritası (DAD, 1997)

Deprem sonrası yapılan araştırmalarda kalitesiz inşaat malzemesi kullanımı, deprem yönetmeliğine uyulmaması nedeniyle oluşan eksiklikler ve gerçekleşen kuvvetli yer hareketinin özellikleri hasara etki eden en önemli faktörler olarak sıralanmıştır (Aydan ve diğ. , 1999, 2000; Akkar ve Gülkan, 2002; Faccioli ve diğ. , 2002; Erdik 2004).

Depreme dayanıklı yapı tasarımında performansa dayalı tasarım yaklaşımının benimsenmesi ile birlikte, kuvvetli yer hareketinin gerçeğe en yakın şekilde simüle edilmesi konusu da giderek önem kazanmaktadır. Bunun ana sebebi zaman tanım alanında doğrusal olmayan dinamik analize girdi olarak kullanılan yapay sismogramlara duyulan gereksinimdir. Kuvvetli yer hareketleri kayıtlarının mühendislik analizlerinde uygun bir şekilde kullanılabilmesi için yapay olarak üretilmesi (simülasyonu) kuvvetli yer hareketi çalışmalarının ana hedeflerinden birisidir.

Kuvvetli yer hareketi simülasyonu için kullanılan yöntemler stokastik , deterministik ve hibrid yöntemler olarak üçe ayrılabilirler. Stokastik yöntemler deprem hareketlerinin rasgele (random) özellikleri üzerinde yoğunlaşırlar ve deprem hareketlerinin yüksek frekanslı kısmı (genellikle  $f > 1$  Hz) ile ilgilenirler. Deterministik yöntemler ise deprem

hareketinin düşük frekanslı kısmı (genellikle  $f < 1$  Hz) ile ilgilidir ve depremin meydana gelmesine neden olan kaynak koşullarının ve dalga yayılımının doğru bir şekilde modellenmesi üzerinde yoğunlaşırlar. Hibrid yöntemler ise bu iki yöntemden elde edilen sonuçların birleştirilerek deprem hareketinin tüm frekans bandında modellenmesini amaçlar.

17 Ağustos 1999 depremi kuvvetli yer hareketi kayıtlarının değişik amaçlarla modellendiği araştırmalar literatürde de mevcuttur. Bunlardan bir tanesi Bouchon ve diğ. (2002) tarafından kırılmanın özelliklerini ortaya çıkarabilmek amacıyla yapılan çalışmadır. Delouis ve diğ. (2002) kuvvetli yer hareketlerini modelledikleri çalışmada fay boyunca kaymanın uzaysal ve zamansal dağılımını belirlemeye çalışmışlardır. Sekiguchi ve Iwata (2002) depremi oluşturan kırılmanın özelliklerini kuvvetli yer hareketi kayıtlarını modelleyerek belirlemeye çalışmışlardır. Miksat ve diğ. (2005) üç boyutlu bir model ile sonlu farklar yöntemini kullanarak 0-1.25 Hz arası kuvvetli yer hareketi kayıtlarını modelleyerek belirlenen şiddet değerleriyle karşılaştırmışlardır. Bu çalışmaların tümünde modellemeler doğrudan ivme formlarında değil, integrasyon yoluyla elde edilen hız veya yerdeğiştirme kayıtları için yapılmıştır. Doğrudan ivme formlarının modellenmesi Durukal (2002) çalışmasında yapılmıştır.

## 1.1.TEZİN AMACI

Bu çalışmada, 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depreminde önemli can ve mal kaybının yaşandığı Yalova'da, depremi oluşturan fay modeli kullanılarak, gerçekleşmiş olabilecek kuvvetli yer hareketi kayıtlarının yapay olarak elde edilmesi amaçlanmaktadır.

Bu çalışmada tüm simülasyonlar sonlu fay modeli ile stokastik modellemeyi birleştiren FINSIM (Beresnev ve Atkinson, 1998) ve EXSIM (Motazedian ve Atkinson, 2005) programları kullanılarak yapılmıştır. Bu yöntemde sonlu kaynak dikdörtgen bir fay düzlemi ile temsil edilir. Fay düzlemi birçok sayıda alt fay parçacıklarına ayrılır. Her bir fay parçası nokta kaynak olarak düşünülür ve hiposantırın yeri küçük fay parçasının merkezi kabul edilir. Kırılma hiposantırda başlar ve radyal olarak yayılır, eriştiği

parçacığın merkezinde onu tetikler. Fay parçacığı ivme zaman formu gözlem noktasına deneysel bir uzaklık bağımlı süre fonksiyonu, geometrik yayılma ve sönüm fonksiyonları ile yayılır. Tüm parçacıkların katkısı uygun bir geciktirme ile alıcıda toplanırlar. Her bir alt parçacık  $w^2$  spektrumuna sahiptir. Bir gözlem noktasında yer hareketi, alt fay parçacıkların katkısının toplamı ile elde edilir. Tetiklenen alt parçacık sayısı model fay üzerinde homojen olmayan kayma (slip) dağılımı ile modellenen depremin toplam momentini koruyacak şekilde ayarlanır. Yöntemin uygulanabilirliği farklı tektonik ortamlarda birçok araştırmacı tarafından doğrulanmıştır (Berardi ve diğ. , 2000; Atkinson ve Beresnev, 2002; Erdik ve Durukal, 2003; Roumelioti ve Kiratzi, 2002; Roumelioti ve Beresnev, 2003; Benetatos ve Kiratzi, 2004; Yalçınkaya, 2005).

## **1.2.TEZİN ÖNEMİ**

17 Ağustos 1999 'da Yalova ve çevresinde meydana gelen ağır hasar, kayıt olmaması nedeniyle kuvvetli yer hareketi özellikleriyle ilişkilendirilememiştir. Sadece ampirik azalım ilişkilerinden elde edilen en büyük ivme değerleriyle kaba bir ilişki kurulabilmiştir.

Elde edilecek yapay kayıtlar, oluşan hasarın nedenlerini daha delile dayanır yorumlayabilmeye imkan verecektir. Bölge için modellemede kullanılan parametreler, Yalova ve çevresini etkileyebilecek diğer potansiyel fay parçalarının tehlikesini hesaplamakta kaynak olarak kullanılabilir.

## 2. YÖNTEM

### 2.1. KUVVETLİ YER HAREKETİ MODELLEME YÖNTEMLERİ

Kuvvetli yer hareketi simülasyonunun ana amacı deprem oluşumlarını kontrol eden fiziksel süreçlerin daha iyi anlaşılmasını sağlamak ve güvenilir deprem tehlikesi tahminleri ile gelecekte meydana gelecek depremlerin neden olacağı can ve mal kayıplarının en aza indirgenmesini sağlamaktır. Dünyanın sismik olarak aktif bölgelerinde şehirleşmenin giderek artmasına bağlı olarak deprem riskleri de artmakta ve deprem tehlikesindeki bölgesel farklılaşmaların belirlenmesi hususu bu riskin azaltılmasında giderek daha fazla önem kazanmaktadır. Depreme dayanıklı yapı tasarımında performansa dayalı tasarım yaklaşımının benimsenmesi ile birlikte, kuvvetli yer hareketinin gerçeğe en yakın şekilde simüle edilmesi konusu da giderek önem kazanmaktadır. Bunun ana sebebi zaman tanım alanında doğrusal olmayan dinamik analize girdi olarak kullanılan yapay ivme kayıtlarına duyulan gereksinimdir.

Kuvvetli yer hareketleri kayıtlarının mühendislik analizlerinde uygun bir şekilde kullanılabilmesi için yapay olarak üretilmesi (simülasyonu) kuvvetli yer hareketi çalışmalarının ana hedeflerinden birisidir. Simülasyon işlemi matematiksel olarak genellikle bir elastodinamik representasyon teoremi kullanılarak ifade edilir. Toplam yer hareketi, fay yüzeyi üzerindeki her bir noktanın yer hareketine olan katkısının (Green fonksiyonu) integrali alınarak hesaplanır.

Kuvvetli yer hareketi simülasyonu sismolojide iki şekilde uygulanmaktadır. Birinci uygulama ters çözüm adı verilen ve bir depremden elde edilen kayıtlar yardımıyla depremin kaynak özelliklerinin bulunması konusunu içermektedir. İkinci uygulama ise yeryüzünün herhangi bir noktasında oluşabilecek deprem hareketinin deprem kaynağının, yer kabuğun özelliklerinin ve topografya, havza ve zemin koşulları gibi yerel özelliklerin modellenmesi yolu ile zaman tanım alanında tahmin edilmesidir. Bu yöntem tüm dünyada önemli mühendislik uygulamalarında yaygın bir şekilde

kullanılmaktadır. Kuvvetli yer hareketi simülasyonu için kullanılan yöntemler stokastik, deterministik ve hibrid yöntemler olarak üçe ayrılabilirler. Stokastik yöntemler deprem hareketlerinin rasgele (random) özellikleri üzerinde yoğunlaşırlar ve deprem hareketlerinin yüksek frekanslı kısmı (genellikle  $f > 1$  Hz) ile ilgilendirilir. Deterministik yöntemler ise deprem hareketinin düşük frekanslı kısmı (genellikle  $f < 1$  Hz) ile ilgilidir ve depremin meydana gelmesine neden olan kaynak koşullarının ve dalga yayılımının doğru bir şekilde modellenmesi üzerinde yoğunlaşırlar. Hibrid yöntemler ise bu iki yöntemden elde edilen sonuçların birleştirilerek deprem hareketinin tüm frekans bandında modellenmesini amaçlar.

### **2.1.1. Deterministik ( Tanımsal ) Yöntemler**

Yapay sismogram üretmekte kullanılan en eski yöntemlerden bir tanesi Aki'nin (1968) nokta kayma yer değiştirme teorisi üzerine kuruludur. Bu yöntem, deprem kaynağını karakterize etmek için sismik momenti ve bir fay kayma modeli kullanır. Üretilen sismik kayma dalgalarının homojen yer içinde istenilen bir yere iletimini modellemek için de dalga teorisinden yararlanır. Bu yöntemin eksiklikleri kaynağı tanımlamakta kullanılan kayma fonksiyonunun basit kalması ve kırılma içindeki rastgele düzensizlikleri hesaba katamayışıdır. Bunun yanında homojen yayılma ortamı heterojen ortama ait dalga yansımalarını, kırılmalarını ve saçılmalarını modellemekte yetersiz kalır.

Günümüz deterministik modelleme yöntemleri daha gerçekçi sismogramlar üretmekte oldukça başarılıdır. En popüler yöntemlerden bir tanesi Empirical Green's Function (EGF) yöntemidir (Irikura, 1986; Irikura ve Kamae, 1994). EGF yönteminde, ampirik Green's fonksiyonu (küçük bir sinyal (impuls) tarafından üretilen ve elastik ortam içinde seyahat eden dalgayı tanımlar) küçük bir depremden elde edilir ve daha büyük bir deprem sismogramını üretmek için belirli bir ölçekleme altında kısa zaman gecikmeleri ile toplanır. Yöntemin basit olması avantajıdır, fakat büyük depremleri temsil edebilecek uygun Green's fonksiyonu her zaman elde edilemeyebilir.

### **2.1.2. Stokastik ( Rastlantısal ) Yöntemler**

Plaka içi deprem sismogramlarının üretiminde, stokastik yöntemin kullanılırken rastlantısal değişkenliklerin getirisi göz ardı edilmemelidir. Bilgisayarların ve Hızlı Fourier Dönüşüm algoritmalarının geliştirilmesiyle birlikte frekans ortamı analizler üzerine temellenen stokastik yöntemler gittikçe popüler olmaya başlamıştır. Stokastik yöntem genel olarak, frekans içeriğini tanımlayan deterministik bir hedef Fourier genlik spektrumu ve faz varışlarını tanımlayan rastgele bir faz açısı setinden oluşur (Vanmarcke, 1977). Gerçek bir süreden sismogram modellenmesinde büyütme fonksiyonu kullanılmıştır. Yapay sismogramların üretiminde Kanai-Tajimi filtresi stokastik bir çerçeve içerisinde geliştirilmiştir. Daha ayrıntılı Fourier spektrum modelleri, deprem büyüklüğü, kaynak uzaklığı ve yer sınıflamaları gibi kontrol parametreleri kullanılarak McGuire (1978) ve Trifunac (1976; 1989) tarafından geliştirilmiştir.

### **2.1.3. Hibrid (Melez) Yöntemler**

Çok büyük frekanslardan küçük frekanslara kadar olan sismogram kayıtlarının tahmin edilmesinde, Stokastik ve Deterministik yöntemlerini Hibrid yöntem adı altında birleştiren bir yöntem olarak Gibson (1993) tarafından önerilmiştir. Yöntem frekans ortamında çalışmaktadır ve McGuire yada Trifunac modellerinden türetilen ölçekleme faktörünü kullanan boyut etkisi için orijinal sismogramlardan Fourier genlikleri düzeltilir. Önemli ölçüde orijinal sismogramlarda faz açıları kullanılarak sismogram türetilir (ve kalan sürenin değişmediği farzedilir).

Yöntemin avantajı durağan olmayan karakterdeki depremlerde, özel yer-kaynak şartları için faz varış bilgilerinin korunacak olmasıdır. Yöntemin dezavantajı ise seyahat yayılım şartları ve kaynak değişkeni için çok sayıda sismogram kayıtları gerekmesidir.



## 2.2. SİSMOLOJİK MODEL

Sismolojik model ilk olarak Brune (1970) tarafından geliştirilmiştir. Kaynağın noktasal, yayılımında dairesel olarak düşünüldüğü bir modeldir. Sonradan Boore, Atkinson ve diğer araştırmacılar (Boore, 1983; Boore ve Atkinson, 1987; Hanks ve McGuire, 1981) tarafından çalışılmış ve daha da geliştirilmiştir. Modelin genel olarak kullanımı, deprenselliğin düşük olduğu alanlarda kaynağı bilinmeyen potansiyel depremlerin özelliklerinden sismik tehlike modellerinin oluşturulmasında oldukça uygun ve basittir. Modelde herhangi bir noktada yer hareketinin Fourier spektrumu kaynak etkisi, yol (path) etkisi ve zemin etkisinin çarpımı ile ifade edilmektedir .

$$A(M_0, R, f) = S(M_0, f)P(R, f)Z(f) \quad (2.1)$$

Burada;

$A(M_0, R, f)$ , Fourier spektrumu

$S(M_0, f)$ , kaynak etkisi

$P(R, f)$ , yol etkisi

$Z(f)$ , zemin etkisi

$M_0$ , sismik moment

$R$ , uzaklık

$f$ , frekans

olarak verilmektedir.

### 2.2.1. Kaynak Etkisi ( $S(M_0, f)$ )

Deprem kaynağından gelen sismik S dalgasının yer değiştirme Fourier genlik spektrumu Brune (1970) kaynak modelinden aşağıdaki eşitlik ile temsil edilmektedir.

$$S(M_0, f) = \frac{CM_0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right)} \quad (2.2a)$$

Burada C ölçekleme faktörü ,  $M_0$  sismik moment , f frekans ve  $f_c$  köşe frekansı'dır.

İvme bileşeni için kaynak spektrumu'na karşılık gelen eşitlik ise;

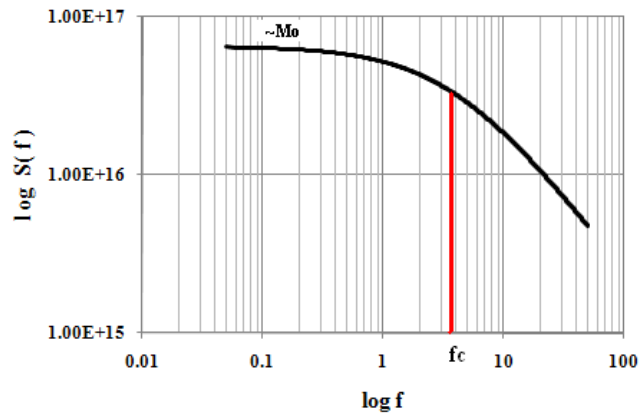
$$(2\pi f)^2 S(f) = \frac{CM_0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right)} (2\pi f_c)^2 \quad (2.2b)$$

ile verilmektedir.

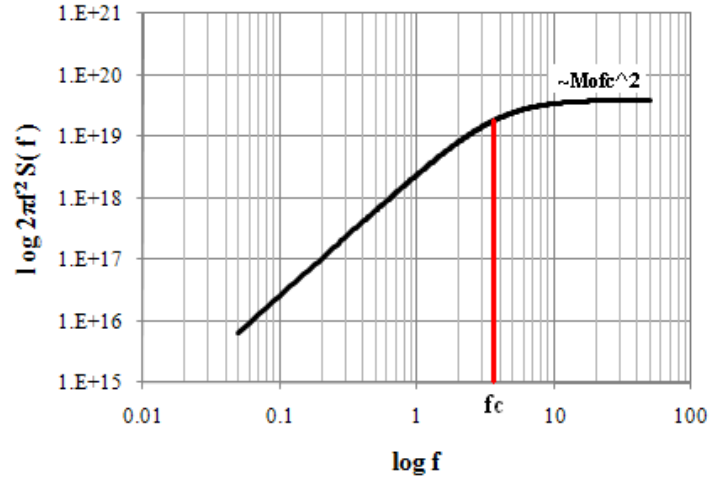
(2.2a) ve (2.2b) eşitliklerinde ki  $M_0$  sismik moment Hanks ve Kanamori (1979) tarafından geliştirilmiş moment magnetüdü  $M_w$  bağıntısından hesaplanabilir.

$$M_w = 0.67 \log M_0 - 10.7 \quad (2.3)$$

(2.2a) ve (2.2b) eşitliklerinden tanımlanan kaynak modeli “  $w^2$  kaynak modeli ” olarak da bilinir. Yer değiştirme genliği düşük frekanslarda  $M_0$  tarafından (eşitlik 2.2a ve Şekil 2.1), ivme genliği ise yüksek frekanslar da  $M_0 f_c^2$  ile kontrol edilir (eşitlik 2.2b ve Şekil 2.2).

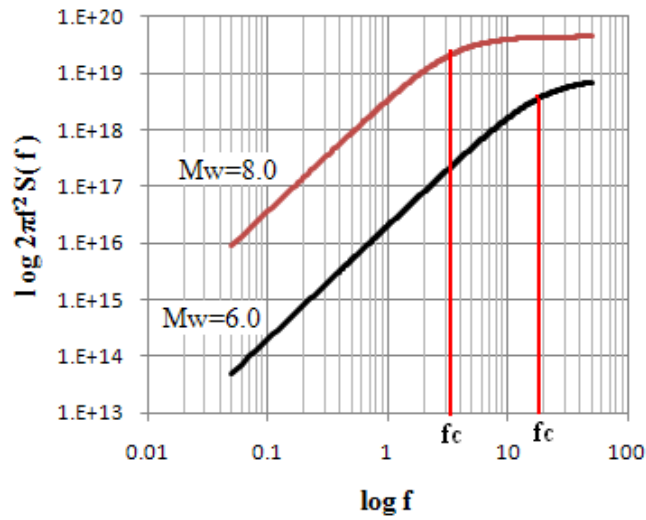


Şekil 2.1: Sismik momente bağımlı kaynak yer değiştirme genliği frekans ilişkisi



Şekil 2.2: Sismik moment ve köşe frekansına bağımlı kaynak ivme genliği frekans ilişkisi

Köşe frekansı  $f_c$ , kaynakta oluşan depremin frekans içeriğini kontrol eder ve ivme genliklerini belirler.  $f_c$  değeri matematiksel olarak, fayın kırılması için gerekli olan zamanla ters orantılıdır (Beresnev ve Atkinson, 1997). Böylece daha kısa bir kırılma süresi daha yüksek bir köşe frekansı değerine karşılık gelir. Bu aynı zamanda küçük depremlerin S dalga spektrum genliklerinin frekans içeriğinin yüksek, büyük depremlerin ise düşük frekans içeriğine sahip olduklarını gösterir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3: Depremin büyüklüğüne bağlı olarak köşe frekansı değişimi

Köşe frekansı  $f_c$  , aşağıdaki ifade (2.4) kullanılarak kırık yükselme zamanından (rise-time) türetilir (Beresnev ve Atkinson, 1997). Yükselme zamanı, fay düzlemi üzerindeki bir noktada faylanmanın oluşma süresidir ve “sn” ile ölçülür.

$$f_c = \frac{1}{(2\pi\tau)} = \frac{1,68}{(2\pi\tau_{rise})} = \frac{0,27}{\tau_{rise}} \quad (2.4)$$

Burada  $\tau$  yükselme zamanı parametresi ve  $T_{rise} (=1,68\tau)$  toplam kaymanın %50’ si olan fay kayma süresidir (Şekil 2.4a). Bu eşitlik (2.4) sadece “w<sup>2</sup> kaynak spektrumu” ile uyumlu fay kayma fonksiyonlarında geçerlidir.

Öngörülse olarak, büyük fay kırıkları uzun süreli kırıklar ve büyük yükselme zamanında sonuçlanırlar. Farz edelim ki kırık düzenli kırılma hızı  $V_r$  ile (Şekil 2.4b) dairesel fay yüzeyinin merkezinden radyal olarak yayılıyor olsun. Aşağıdaki eşitlikten  $T_{rise}$  ve fay yarıçapı  $r$  arasındaki ilişki tahmin edilebilir:

$$\tau_{rise} = \frac{\left(\frac{r}{2}\right)}{V_r} \quad (2.5)$$

$f_c$  köşe frekansı ve fay yarıçapı  $r$  arasındaki ilişki eşitlik (2.4)’ de  $T_{rise}$  yerine eşitlik (2.5) konularak:

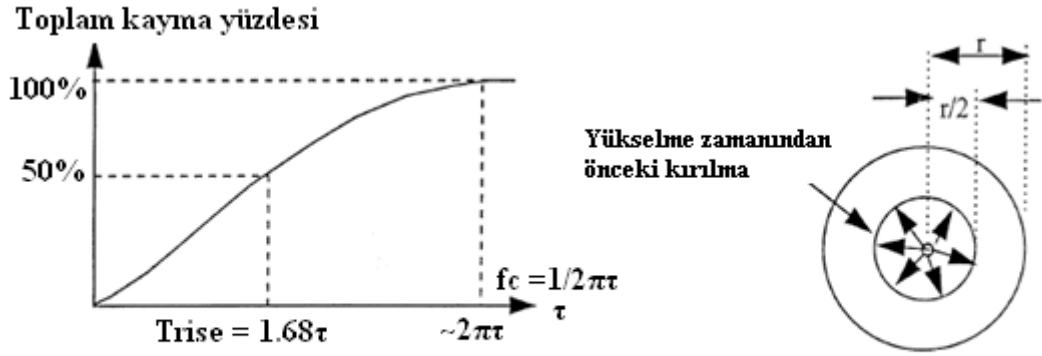
$$f_c = \frac{0.27V_r}{\left(\frac{r}{2}\right)} \quad (2.6)$$

elde edilebilir.

Kırılma hızı, fay düzlemi üzerinde belirli bir doğrultuda yayılan yırtılma cephesinin yayılma hızıdır ve “cm/sn” ile ölçülür. Brune (1970) geliştirdiği ifade de kırılma hızının S dalgı hızı ile 0.69’un çarpımına eşit olduğunu ileri sürmüştür. Bu durumda (2.6) no’lu eşitlik tekrardan yazılırsa;

$$f_c = \frac{0.27(0.69\beta)}{\left(\frac{r}{2}\right)} = 0.37 \frac{\beta}{r} \quad (2.7)$$

olur.



Şekil 2.4: a) Fay kayma fonksiyonu ve yükselme zamanı b) Dairesel fay kırığı (  $T_{rise}$ , yükselme zamanı;  $\tau$ , yükselme zamanı parametresi;  $r$ , dairesel fay yarıçapı)

Tanımlamada sismik moment  $M_0$  ile fay kırık alanı  $A$  arasındaki ilişki aşağıdaki eşitlikte (2.8) gösterildiği gibidir.

$$M_0 = \mu AD \quad (2.8)$$

Burada  $\mu$  katisallık katsayısı,  $A=\pi r^2$  ve D kırıkta meydana gelen ortalama kaymadır. Temel mekanik prensiplerine göre, faydaki ortalama kayma D, gerilme düşümü  $\Delta\sigma$  ve fay boyutu ile doğru orantılı, katisallık katsayısı  $\mu$  ile ters orantılıdır. Dairesel fay için (Kanamori ve Atkinson, 1975) eşitliğinden aşağıdaki gibi hesaplanabilir:

$$D = \frac{\left(\frac{16}{7}\pi\right)r\Delta\sigma}{\mu} \quad (2.9)$$

(2.8) eşitliğinde (2.9) eşitliğini yazarsak fay yarıçapı, sismik moment ve gerilme düşümünden ilişkilendirilerek:

$$r = \left(\frac{7M_0}{16\Delta\sigma}\right)^{1/3} \quad (2.10)$$

elde edilir.

(2.7) eşitliğinde (2.10) eşitliği yazılırsa köşe frekansı (Boore, 1983; Boore ve Atkinson, 1987) aşağıdaki gibi daha kullanışlı şekle getirilmiş olur:

$$f_c = 0.49\beta\left(\frac{\Delta\sigma}{M_0}\right)^{1/3} \quad (2.11a)$$

SI birim sisteminde yazılırsa tüm parametreler:

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0}\right)^{1/3} \quad (2.11b)$$

olarak yazılabilir. Burada  $\beta$  km/s,  $\Delta\sigma$  bar ve  $M_0$  dyne-cm cinsindedir.

Gerilme düşümü deprem öncesi ve sonrasında faylanma düzlemi üzerindeki ortalama gerilmenin farkıdır. Bar (1 bar =  $10^6$  dyn/cm<sup>2</sup>) yada benzer bir gerilme birimi ile belirlenir.

C ölçekleme faktörü de aşağıdaki eşitlikle verilmektedir:

$$C = (R_{\theta\phi}) VF / 4\pi\rho_s\beta_s^3R_0 \quad (2.12)$$

Burada  $R_{\theta\phi}$  yayınım örüntüsünü (S dalgası için ortalama değer 0.55) temsil etmektedir. V yatay bileşendeki toplam S dalgası enerjisinin bir bölümüdür (0.71). F serbest yüzey etkisi (2.0),  $\rho_s$  ve  $\beta_s$  kaynaktaki yoğunluk ve S dalgası hızı ve  $R_0$  referans uzaklık, genellikle 1 km olarak alınır.

### 2.2.2. Yol (Path) Etkisi (P(R,f))

Yol etkisi, sismik dalgaların kaynaktan alıcıların bulunduğu yerel zemine kadar geçirdiği değişimleri tanımlamakta kullanılır. Bu etki iki fonksiyonla ifade edilir: Bunlardan birincisi; genliklerin uzaklıkla azalmasını tanımlayan geometrik azalım fonksiyonu  $G(f)$ , ikincisi ise yol boyunca sönümü tanımlayan elastik olmayan (anelastik) sönüm fonksiyonu  $A_n(f)$ ' dir.

$$P(R, f) = G(f)A_n(f) \quad (2.13)$$

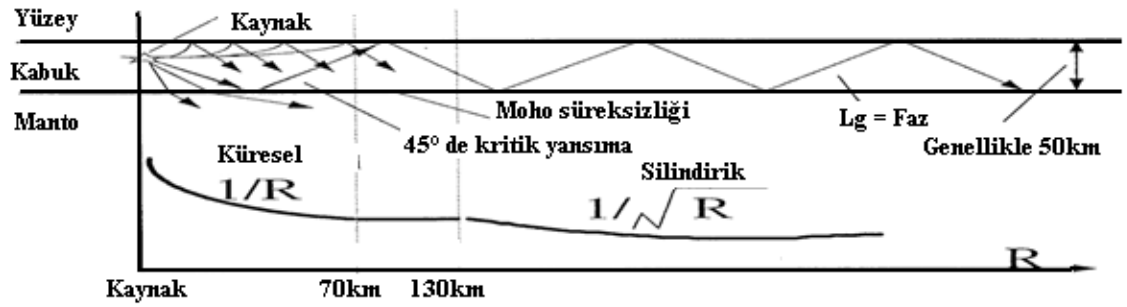
#### 2.2.2.1. Geometrik Azalım ( $G(f)$ )

Geometrik azalım fonksiyonu yer içinde ilerleyen dalganın genliğinin azalmasına etki eder. Aşağıdaki eşitlikten:

$$G(f) = \frac{R_0}{R^n} \quad (2.14)$$

elde edilmektedir.

Burada R, nokta kaynaktan ölçülen uzaklık;  $R_0$ , birim uzaklık (1 km) ve n, uzaklığa bağlı kuvvet'tir. Şekil 2.5'de geometrik azalım fonksiyonunun ifadesi görülmektedir.



Şekil 2.5: Geometrik azalım fonksiyonu (dalga kaynaktan 70 km uzaklığa kadar  $1/R$ , 130km' den daha uzaklarda  $1/\sqrt{R}$  ile yayılır)

Genel olarak 10 km odak derinliğine sahip depremlerde yeryüzünde gözlenen yer hareketleri ilk 70 km'ye kadar direkt gelen S dalgalarından oluşurlar. Bu dalgalar küresel yayılan dalgalardır ve Fourier genlikleri  $1/R$  ile orantılı olarak azalır (yani  $n=1$ 'dir). 70 km'nin ötesinde Şekil 2.5' deki gibi Moho süreksizliğinden yansıyan dalgalarla (yüzey dalgaları) doğrudan gelen S dalgaları birleşir. 70 ve 130 km arasındaki sismik dalgaların bu süperpozisyon bindirmesi nedeniyle genlik azalımı olmaz (yani  $n=0$ 'dır). 130 km'nin ötesinde silindirik yayılan yüzey dalgaları hakim olur ve bu dalga genlikleri  $1/\sqrt{R}$  ile azalır. Sonuçta  $L_g$  sismik dalga genliklerinin üç farklı fonksiyon ile azaldığı düşünülebilir (Kanamori ve Anderson, 1975).

$$G = \frac{R_0}{R} \quad R < 70 \text{ km} \quad (2.15a)$$



$$G = \frac{R_0}{R} \quad 70 \text{ km} < R < 130 \text{ km} \quad (2.15b)$$

$$G = \frac{R_0}{R} \sqrt{\frac{130}{R}} \quad R > 130 \text{ km} \quad (2.15c)$$

### 2.2.2.2. Elastik Olmayan Sönüm Fonksiyonu ( $A_n(f)$ )

Dalganın seyahat yolu boyunca enerji kaybı çok karmaşıktır.  $A_n(f)$ , geometrik azalım etkisi dışında kalan tüm kayıpları içerir ve ikisi birlikte yol etkisini oluşturur. Elastik olmayan sönüm fonksiyonu aşağıdaki eşitlikteki gibi tanımlanır (Boore ve Atkinson, 1987):

$$A_n(f) = e^{-\pi f R / Q(f) \beta} \quad (2.16)$$

Burada  $f$  dalganın frekansı,  $R$  dalganın seyahat yolu uzunluğu,  $\beta$  S dalga hızı ve  $Q(f)$  S dalgası sönüm fonksiyonunu temsil etmektedir. Aşağıda S dalgası sönüm fonksiyonu eşitliği verilmektedir.

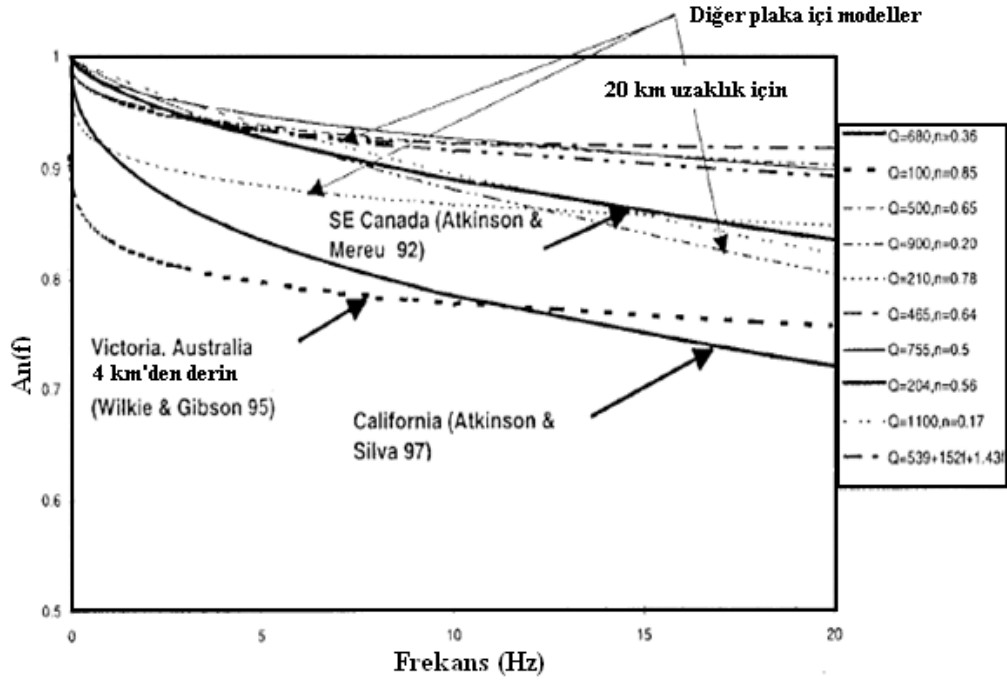
$$Q(f) = Q_0 \left( \frac{f}{f_0} \right)^n \quad (2.17)$$

Burada  $f_0$  birim frekans (1 Hz),  $Q_0$  ve  $n$  bölgeye bağlı kalite faktörü ve üssü' dür.

Aşağıdaki Tablo 2.1' de  $A_n(f)$  spektrumu için (farklı araştırmacılar tarafından) hesaplanmış  $Q(f)$  faktörü parametreleri ve Şekil 2.6' da da elastik olmayan sönüm etkisi görülmektedir.

Tablo 2.1 : Q(f) faktörü parametreleri

BÖLGELER	Q <sub>0</sub>	N	KAYNAKLAR
California	204	0.56	(Atkinson ve Silva, 1997)
California	1100	0.17	(Boore ve Joyner,1991)
New Brunswick (CENA)	500	0.65	(Shin ve Herrmann, 1987)
CENA (New Brunswick hariç)	900	0.2	(Hasegawa, 1985)
Central Mississippi Valley (CENA)	210	0.78	(Dwyer ve diğ., 1984)
Quebec (CENA)	755	0.5	(Boore ve Atkinson, 1992)
South eastern Canada (CENA)	680	0.36	(Atkinson ve Mereu, 1992)
Norwegian continental shelf	465	0.64	(Bungum ve diğ., 1990)
Intraplate areas (CENA, Europe, China)	$Q(f) = 539 + 152f + 1.43f^2$		(Dahle ve diğ., 1990)
Victoria, Australia	100	0.85	(Wilkie ve Gibson, 1995)



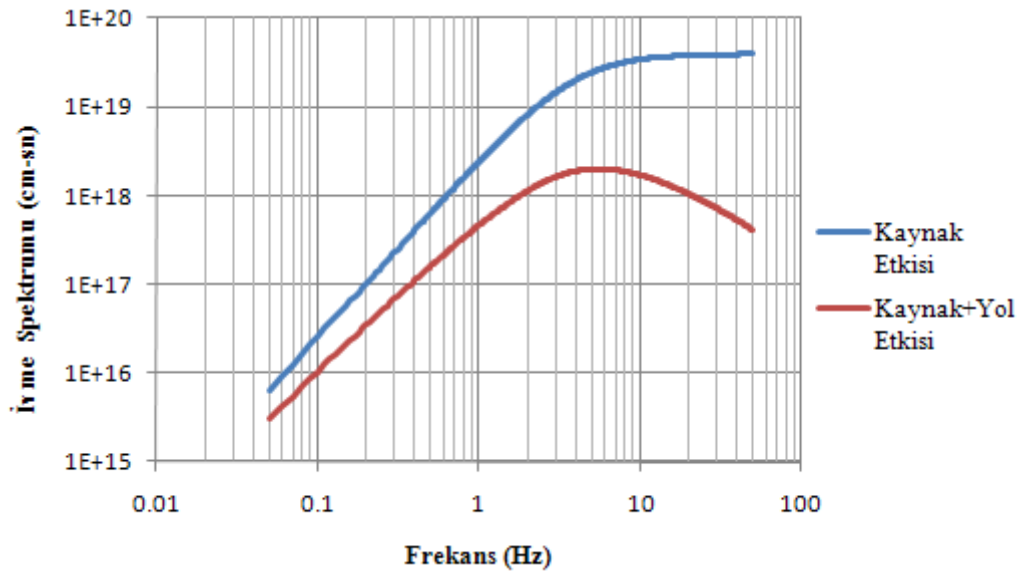
Şekil 2.6: Elastik olmayan sönüm etkisi

Yukarıda tek tek açıklanan geometrik azalış ve elastik olmayan sönüm evrişiminden yol etkisi eşitlik 2.13' de yerlerine yazılırsa;

$$P(R, f) = \frac{R_0}{R^n} e^{-\pi f R / Q_0 \left( \frac{f^n}{f_0^n} \right)^\beta} \quad (2.18)$$

elde edilir.

Kaynak etkisi ve ilave olarak yol etkisini içeren ivme spektrumu frekans ilişkisi Şekil 2.7 ' de görülmektedir.



Şekil 2.7: Kaynak ve Yol etkisini içeren ivme spektrumu frekans ilişkisi

Burada kaynak etkisine eklenen yol etkisi sonucu düşük frekanslarda küçük bir azalma görülürken yüksek frekanslarda geometrik sönüm ve elastik olmayan tüm yol azalım etkisiyle ivme spektrumunda büyük düşüş görülmektedir.

### 2.2.3. Zemin Etkisi (Z(f))

Zemin etkisi Z(f), üst kabuk azalım etkisi Y(f) ve üst kabuk büyütme etkisi V(f)' nin çarpımı ile temsil edilmektedir.

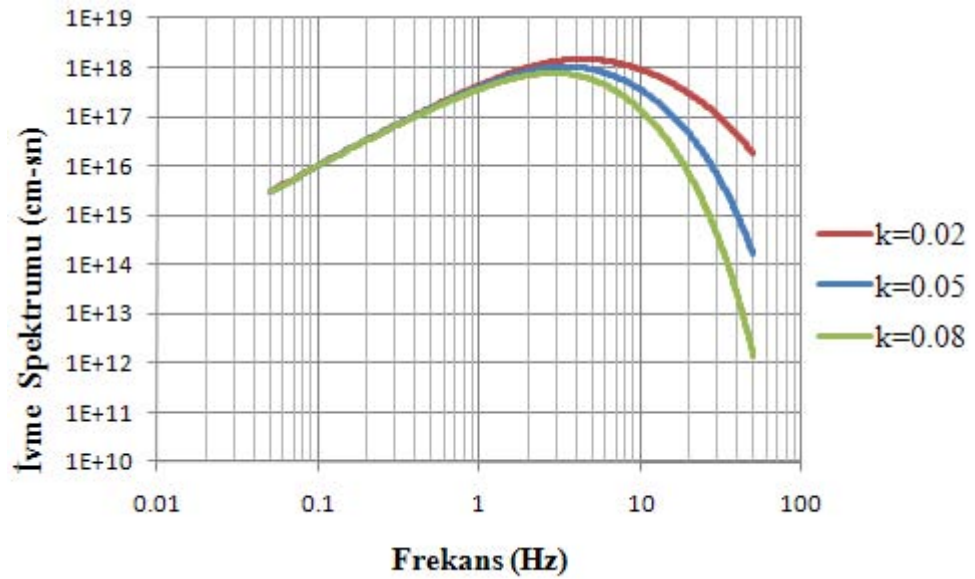
$$Z(f) = Y(f)V(f) \quad (2.19)$$

### 2.2.3.1. Üst Kabuk Azalım Etkisi ( $Y(f)$ )

Üst kabuk azalım etkisi elastik olmayan sönüm etkisiyle benzer olarak dalga üst kabukda yayılırken kaybettiği enerjiyi temsil eder.  $A_n(f)$ ' deki  $R/Q(f)\beta$  yerine  $Y(f)$ 'de  $\kappa$  "kappa" azalım faktörü yer alır.

$$Y(f) = e^{-\pi f \kappa} \quad (2.20)$$

Kappa değeri artarken, düşük frekanslarda bir değişim gözlenmezken yüksek frekanslarda azalima sebep olur (Şekil 2.8).



Şekil 2.8: Üst kabuk azalım etkisi ( kappa azalım faktörü değişimleri görülmektedir)

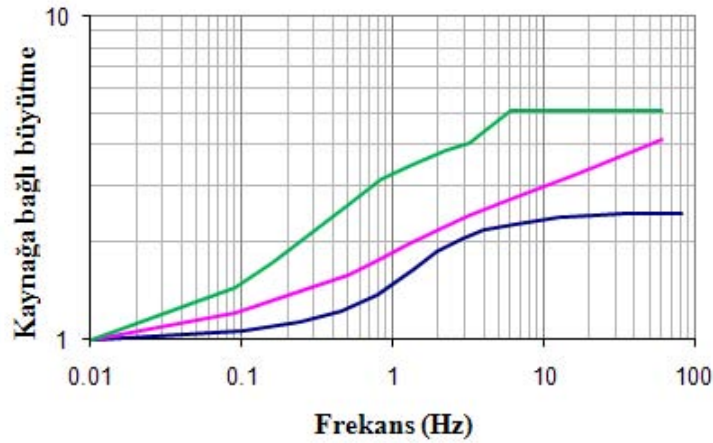
### 2.2.3.2. Üst Kabuk Büyütme Etkisi ( $V(f)$ )

Enerji korunumu yasası ile uyumlu iki ortam arasındaki sınırı geçen sismik S dalgasının genliğindeki değişimdir. Büyütme faktörü  $V$  aşağıdaki eşitlikten tanımlanabilir (Boore ve Joyner, 1997):

$$V = \sqrt{\frac{\rho_A V_A}{\rho_B V_B}} \quad (2.21)$$

Burada  $\rho_A$  ,  $\rho_B$  ve  $V_A$ ,  $V_B$  iki ortam için sırasıyla yoğunlukları ve S dalga hızlarını göstermektedir. Böylelikle bir ortamdan düşük hızlı bir ortama dalga geçerken S dalgası yayılımını güçlendirir. Dalga kayadan zemine doğru yüzeye seyahat ederken çok büyük bir büyütme beklenebilir. Bu büyütme mekanizması birçok büyütme modelinin temeli “empedans kontrastı” gibi tanımlanabilir (Borcherdt, 1994).

$\rho_A$  ,  $V_A$  kayadaki kaya özelliklerini ve  $\rho_B$  ,  $V_B$ ’ de yüzeydeki özellikleri temsil eder. Bu özellikleri eşitlik (2.21)’ de kullanılmasıyla üst kabuk büyütmesi tahmin edilebilir. Teoride, eğer ana kaya derinliği kullanılan en uzun dalga boyunu (en düşük frekans) önemli oranda aşarsa büyütme dalga frekansından bağımsızdır. Şekil 2.9’ da Margaris ve Boore’un (1998) belirlediği üç farklı zemin türüne göre büyütme frekansları görülmektedir.



Şekil 2.9: Farklı zemin sınıflarına göre büyütme frekans ilişkisi (Margaris ve Boore, 1998)

Burada A kaya zemini, B sıkı zemini ve C gevşek zemini temsil etmektedir (Margaris ve Boore, 1998). Bu durumda Şekil 2.9’ a bakıldığında en fazla büyütmenin gevşek zeminde ve en az büyütmenin kayada olduğu söylenebilir.

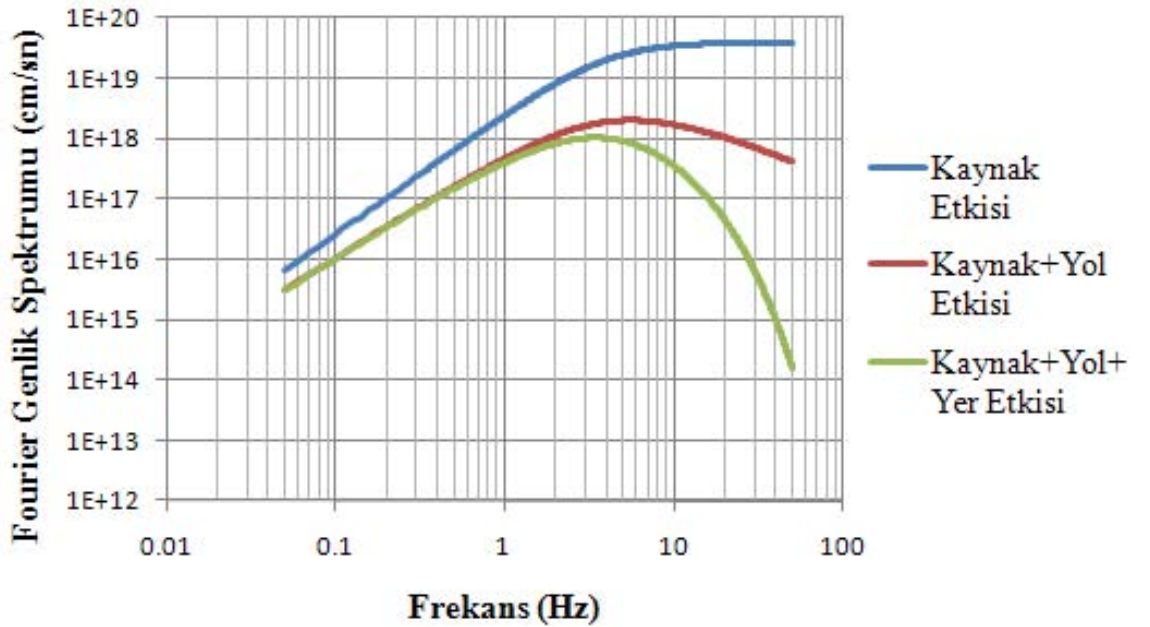
Yukarıda tek tek açıklanan üst kabuk azalımı ve üst kabuk büyütmesi eşitlik (2.19)' da yerine konulursa yer etkisi;

$$Z(f) = e^{-\pi f \kappa} \sqrt{\frac{\rho_A V_A}{\rho_B V_B}} \quad (2.22)$$

elde edilir.

Kaynak ve buna ilave olarak yol ve yer etkisinin evrişiminden oluşan Fourier genlik spektrumu frekans ilişkisi Şekil 2.10' da görülmektedir.

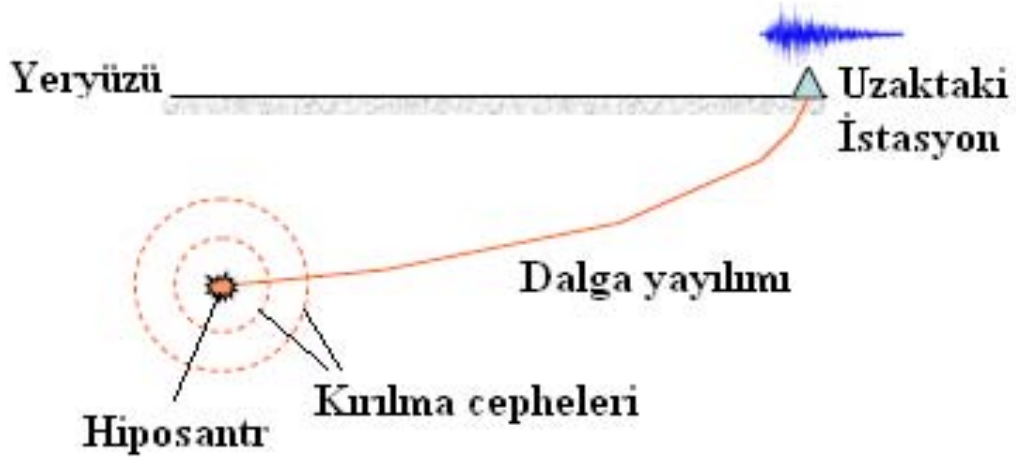
Burada kaynak ve yol etkisine yer etkisinin de eklenmesi sonucu Fourier genlik spektrumu elde edilmiş olur. Yer etkisinin ilave edilmesi düşük frekanslarda bir değişiklik yapmazken yüksek frekanslarda genlik değerlerinde önemli ölçüde düşüşe neden olduğu görülmektedir.



Şekil 2.10: Fourier genlik spektrumu frekans ilişkisi

### 2.3. NOKTA KAYNAK MODELİ

Nokta kaynak modelinde kaynağın bir noktada yoğunlaştığı ve bunun ivme zaman kayıtlarının, yer hareketi sarsıntısının hem deterministik hemde rassal olarak bir yere taşınırken üretildiği farzedilir. Deterministik görünüm genellikle uzaklık ve büyüklük fonksiyonları gibi ortalama Fourier spektrumundan belirlenir. Stokastik görünüm spektrumun altında belirlenen gürültü gibi hareketin modellenmesinde işlem görür. Kaynak – gözlem noktası uzaklığı kaynak boyutundan çok daha büyükken nokta kaynak varsayımı kabul edilebilirdir (Boore, 2003, 1983; Boore ve Atkinson, 1987; Atkinson ve Boore , 1995, 1997; Atkinson ve Silva, 1997, 2000). Yani nokta kaynak modeli uzak istasyonlarda kaydedilen depremler için uygundur diyebiliriz (Şekil 2.11).

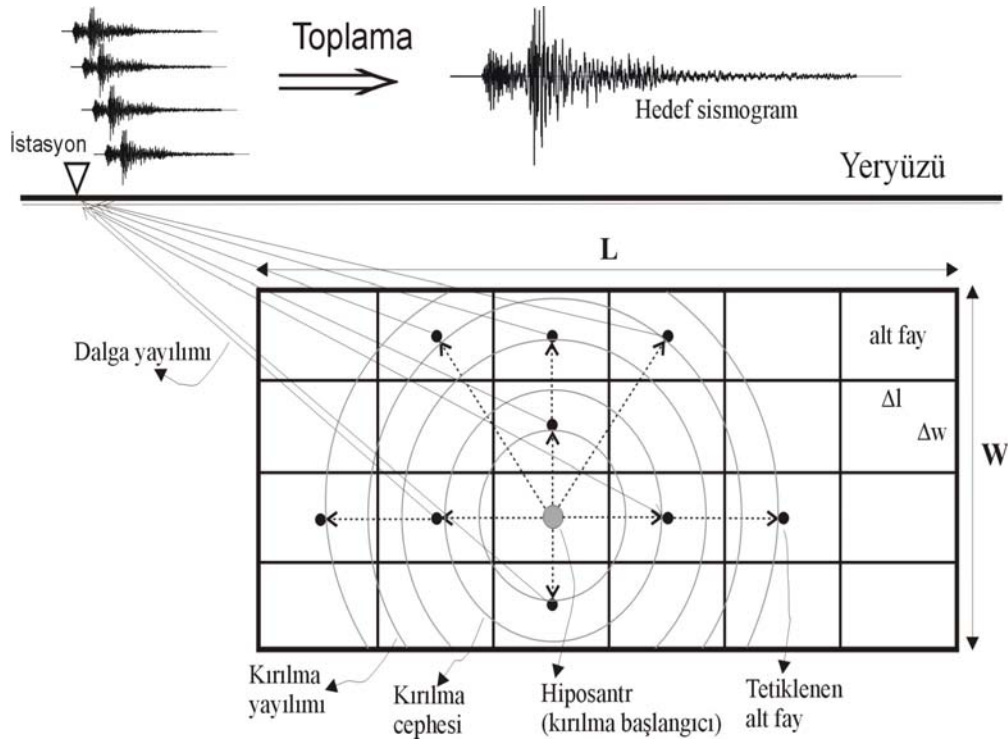


Şekil 2.11: Uzak istasyon nokta kaynak modeli

### 2.4. SONLU KAYNAK MODELİ

Nokta kaynak modelinde büyük depremlerdeki fay geometrisi, kırılma dağılımı ve homojen olmayan kırılma gibi yer hareketi etkileri uzak istasyonlara taşınmaz. Yakın istasyon yer hareketi modellenmesinde ise sonlu fay etkilerini göz önünde bulundurmak gerekir. Hartzell, (1978) depremdeki fay yüzeyini alt kaynaklarla kareleştirmiş ve bu alt

kaynakları bir nokta kaynak gibi ele alarak fayı parçalara ayırmayı önermiştir. Kırık alt kaynaklardan, alt kaynakları kapsayan fayın bütününden gecikmeli olarak yayılırken yer hareketinin katkısı gözlem noktasında toplanır. Bu temel düşünce bir çok çalışmada uygulanmıştır (Irikura, 1983; Irikura, 1992; Irikura ve Kamae, 1994; Bour ve Cara, 1997). Uygulamada yer hareketinin modellenmesinde stokastik yaklaşım için, Beresnev ve Atkinson (1998) fayı içinde alt kaynakların bulunduğu parçalara bölmüş ve her bir alt kaynak aktivasyonunda  $w^2$  stokastik nokta kaynağı uygulamıştır. Buradaki her bir alt kaynak aktivasyonunda Boore' un (2003;2005) her bir alt kaynak için dalga üretimi yaklaşımını kullanmıştır. Tanımlı geciktirilen alt kaynak etkileri, bir gözlem noktasında hareketi üretmek için zaman ortamında toplanırlar (Şekil 2.12). FINSIM isimli stokastik sonlu kaynak kodu Beresnev ve Atkinson tarafından (1997 ve 1998) yazılmıştır. Motazedian ve Atkinson (2005) tarafından FINSIM' de bazı değişiklikler yapılmış ve "dinamik köşe frekansı" kavramını EXSIM'in içine almışlardır ( Motazedian, 2002; Motazedian ve Atkinson, 2005).



Şekil 2.12: Sonlu fay modeli



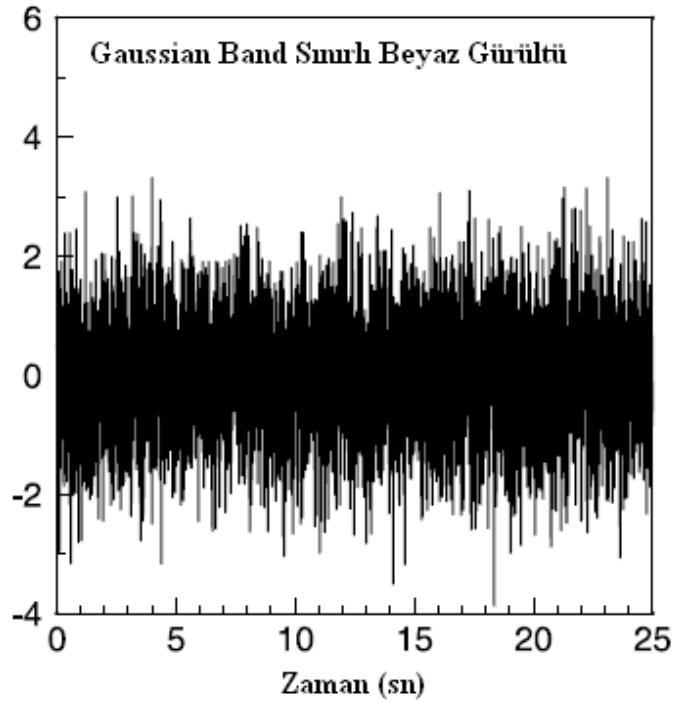
## 2.5. MODELLEME ADIMLARI

Fourier genlik spektrumu deprem yer hareketi frekans içeriğiyle tanımlanan sismolojik modelden türetilmiştir. Bu frekans bilgisi yapay ivme kayıtları üretiminde stokastik süreçte rassal faz açısı ile birleştirilebilir.

Yöntem kısaca aşağıdaki adımlarla özetlenebilir (Boore, 1983 ve Şafak, 1988):

### 2.5.1. Gaussian Bant Sınırlı Beyaz Gürültü Üretimi ( $nt(t)$ )

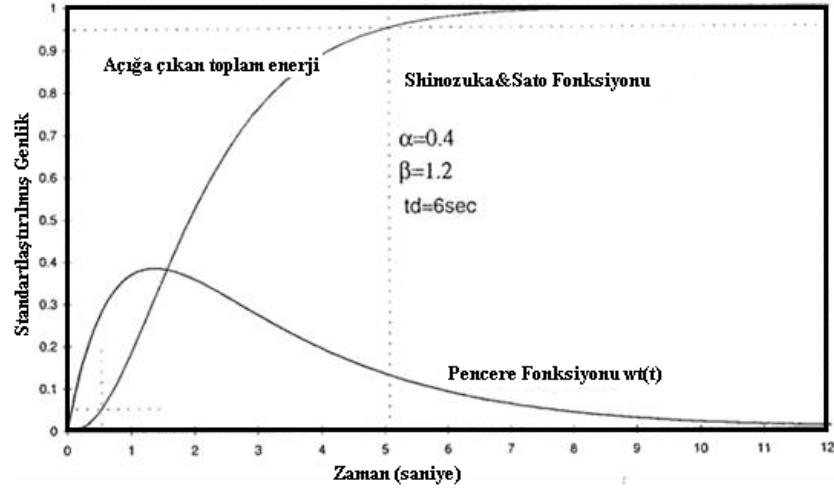
Beyaz gürültü ( $nt(t)$ ), Gaussian bağıntısından yada tekdüze (uniform) olarak yer hareketinin (depremin) süresinden üretilmektedir. Şekil 2.13' de Gaussian bağıntısından üretilmiş Gaussian band sınırlı beyaz gürültü görülmektedir. Beyaz gürültü içerisindeki sinyallerin tümü rassal olarak, belirlenmiş birim sınırlar arasında kalarak üretilmektedir.



Şekil 2.13: Gaussian band sınırlı beyaz gürültü

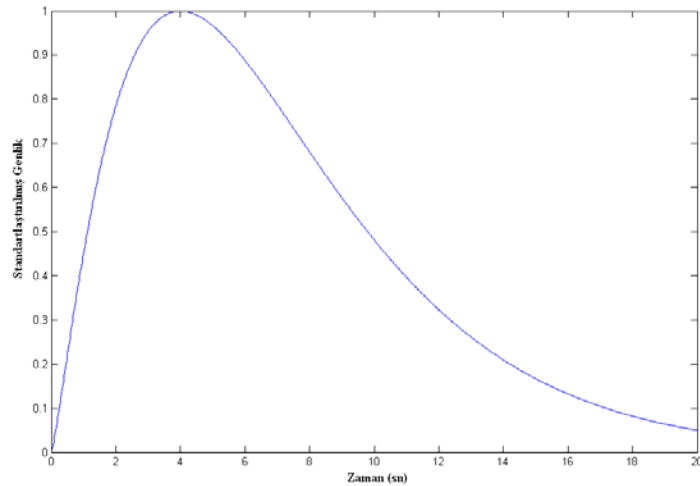
### 2.5.2. Beyaz Gürültünün Pencereleme (st(t))

Belirli bir süre (deprem süresi) boyunca tekdüze gerilime sahip band-sınırlı beyaz gürültü  $nt(t)$  birinci adımda türetilmişti. Bu gürültünün gerçek bir sismograma benzetilmesi için bir pencere fonksiyonu  $w(t)$  ile çarpılmalıdır. Örnek pencere fonksiyonu Şekil 2.14' de görülmektedir.



Şekil 2.14: Pencere fonksiyonu ( $\alpha$ , P dalga hızı;  $\beta$ , S dalga hızı;  $t_D$ , deprem süresi)

Kaydedilmiş yer hareketleri üzerinde yapılan çalışmalar sonucu Saragoni ve Hart (1974) gerçeğe çok yakın ivme zaman kaydı oluşturan pencere fonksiyonu belirlemişlerdir (Şekil 2.15). Finsim ve Exsim kodlarında da genellikle tercih edilen pencere fonksiyonudur.

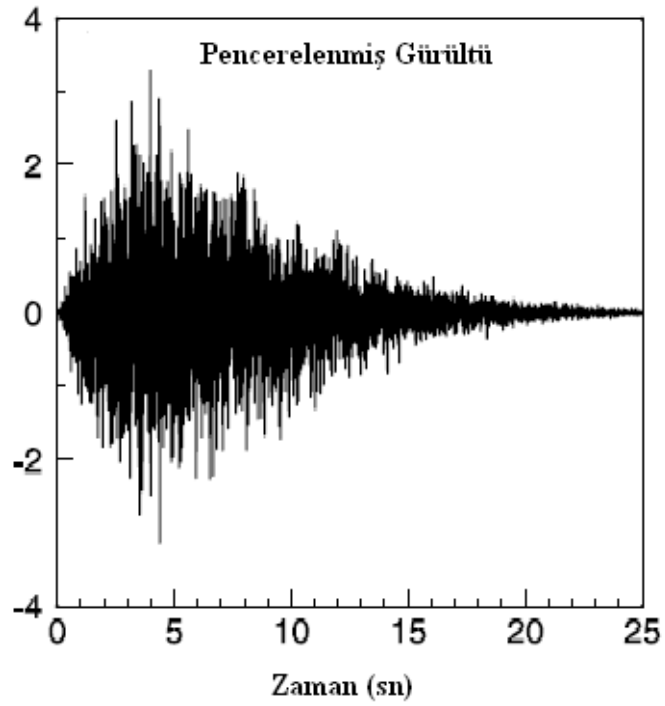


Şekil 2.15: Pencere fonksiyonu (Saragoni ve Hart, 1974)

Bu pencere fonksiyonunun beyaz gürültü ile çarpımından elde edilen pencerelemiş gürültü  $st(t)$ :

$$st(t) = nt(t)wt(t) \quad (2.23)$$

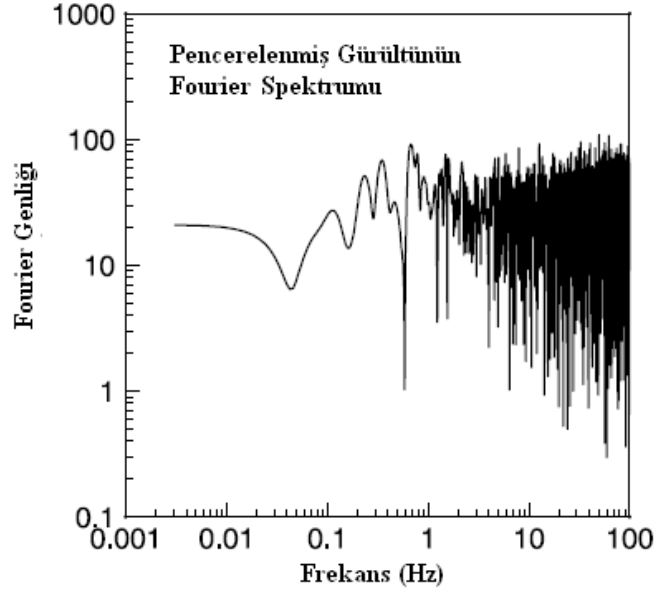
şeklinde verilmektedir (Şekil 2.16).



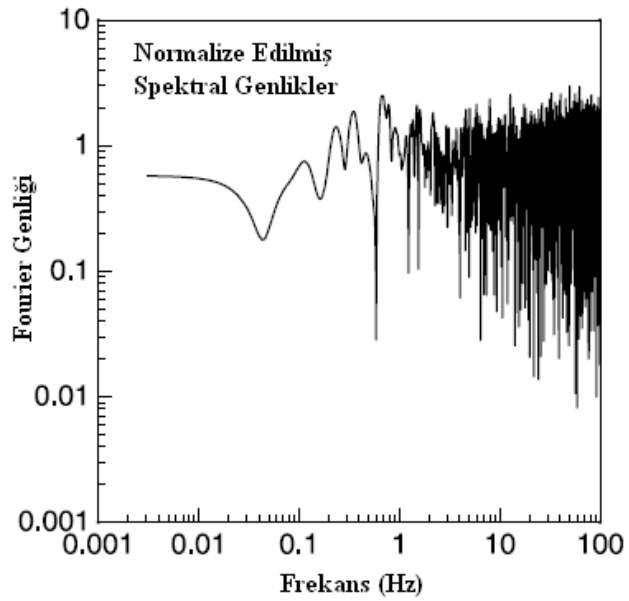
Şekil 2.16: Pencerelemiş gürültü

### 2.5.3. Frekans Filtresi Türetilmesi ( $A_{at}(f)$ )

Elde edilen pencerelemiş gürültüye frekans ortamına geçiş için Fourier dönüşümü uygulanır (Şekil 2.17). Uygulama sonucu meydana gelen Fourier genlik spektrumuna normalize etme işlemi (yani spektrum üzerindeki her bir nokta birim ölçekte sabitlenir) uygulanır (Şekil 2.18).

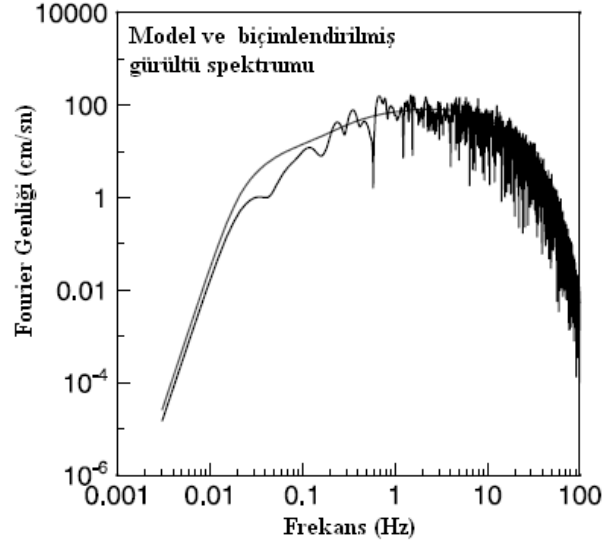


Şekil 2.17: Pencerelenmiş gürültünün Fourier spektrumu



Şekil 2.18: Normalize edilmiş spektral genlikler

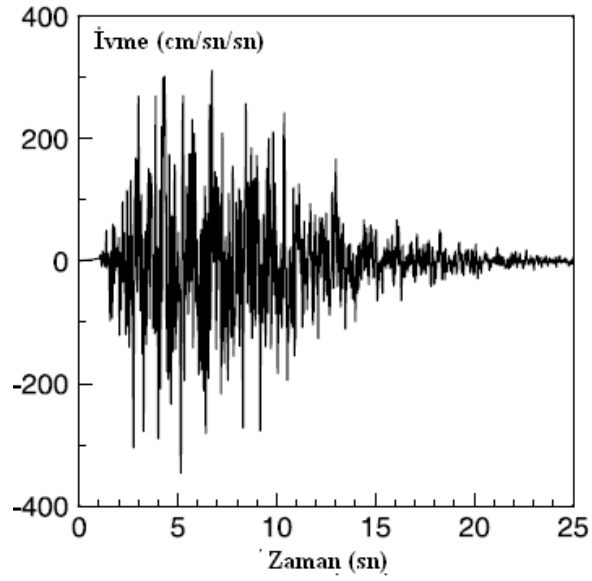
Normalize edilmiş genlik spektrumu yer hareketi spektrumu (kaynak yol ve zemin etkilerinden oluşan model) ile çarpılır. Biçimlendirilmiş gürültü spektrumu elde edilir (Şekil 2.19).



Şekil 2.19: Model ve biçimlendirilmiş gürültü spektrumu

#### 2.5.4. Yapay Sismogram Üretimi (at(t))

Gelinen tüm adımların sonunda elde edilen sonuç spektrumu ters Fourier dönüşümü uygulanarak zaman ortamı yapay sismogram kaydı üretilmiş olur (Şekil 2.20).



Şekil 2.20: Yapay sismogram kaydı

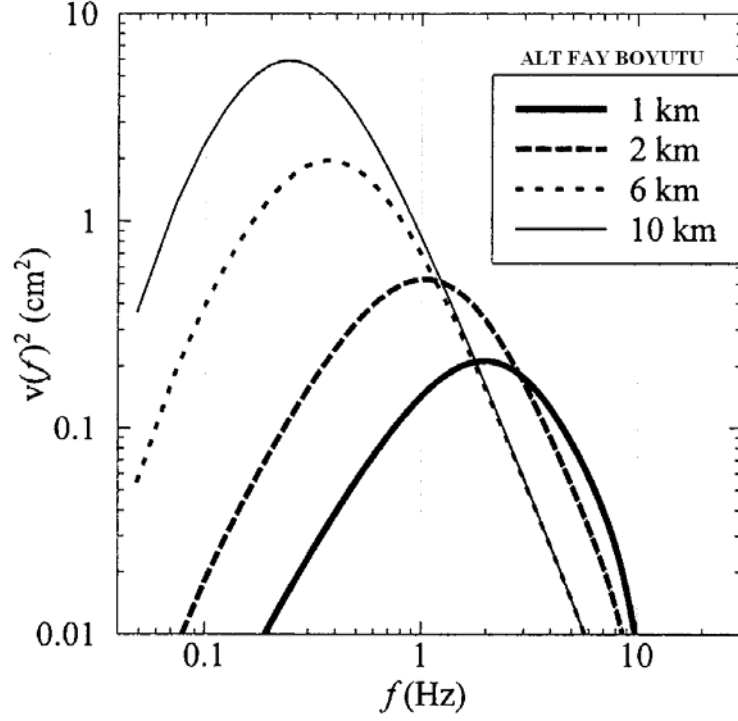
### 3. BULGULAR

#### 3.1. STOKASTİK SONLU FAY MODELLEMESİ (FINSİM VE EXSİM)

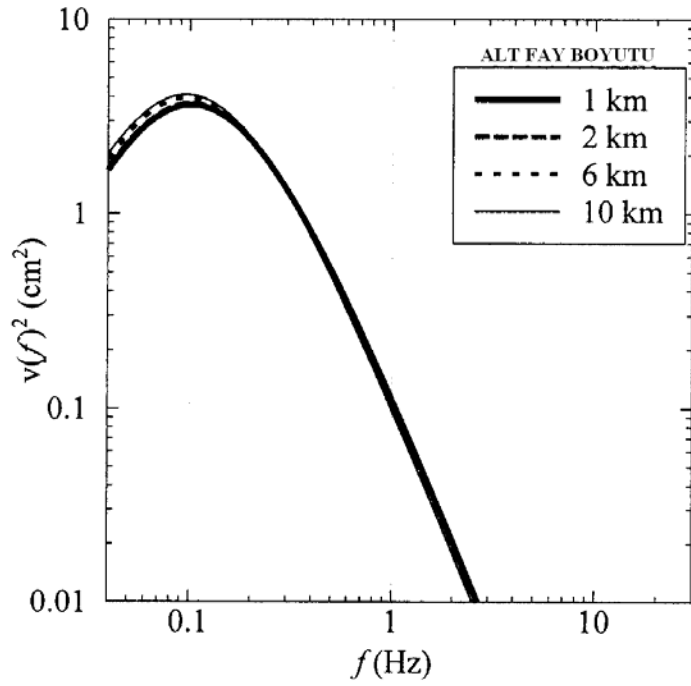
FINSİM, (Beresnev ve Atkinson, 1998a) bütün simülasyonlarda stokastik yer hareketi modelleme tekniği ile kırık yayılımından kinematik modeli birleştiren bilgisayar programıdır. Stokastik sonlu fay modellemesi fay geometrisi, bölgesel özellikleri tanımlayan yol etkisi alt fay boyutu ve yayılımın şiddetini kontrol eden faktör (maksimum kayma hızı ile ilişkili olarak) gibi parametreleri içerir. Bu yöntemde, sonlu kaynak dikdörtgen bir fay düzlemi ile temsil edilir. Bu düzlem bir çok sayıda alt faya bölünmüştür. Alt fayların her biri  $w^2$  nokta kaynak gibi davranır ve hiposantrının yeri alt fayın merkezindeymiş gibi seçilir. Kırılma hiposantrından başlar, radyal olarak yayılır, merkeze ulaşırken komşu alt fayları tetikler. Alt fay ivme zaman kayıtları, ampirik uzaklık bağımlı süre, geometrik yayılım ve sönüm ( $Q(f)$ ) modelinden gözlem noktasına yayılır. Tüm alt fayların katkısı gecikmeli olarak alıcıda toplanır. Gözlem noktasındaki yer hareketi birkaç alt fayın üzerindeki katkının toplamından elde edilir. Alt faylar üzerinde, depremin toplam momenti, hedef fay üzerinde homojen olmayan kayma dağılımlarına göre bölünür. Yöntemin detayları ve tüm tanımlamaları Beresnev ve Atkinson (1997,1998) tarafından verilmektedir. Stokastik simülasyonlar yer hareketi yatay bileşenlerinde rastlantısal olarak elde edilmektedir. Yer hareketi tahmininde yöntemin uygulanabilirliği farklı çalışmalarla desteklenmektedir (Berardi ve diğ. , 2000; Atkinson ve Beresnev, 2002; Erdik ve Durukal, 2003; Roumelioti ve Kiratzi, 2002; Roumelioti ve Beresnev, 2003; Benetatos ve Kiratzi, 2004).

EXSİM, (Motazedian ve Atkinson, 2005) FINSİM'in geliştirilmesi sonucu elde edilmiştir. EXSİM kullanıcının tanımlayacağı fay geometrisi ve bölgesi için birden fazla gözlem noktasında aynı anda çalışmak için hazırlanmıştır. Statik köşe frekansı yerine dinamik köşe frekansı tanımlanmıştır. Statik köşe frekansı yaklaşımında enerji alt fay boyutuna göre yayılır (Şekil 3.1). Dinamik köşe frekansı yaklaşımında ise bu bağımlılık

ortadan kaldırılmış, bütün durumlar için faydan toplam enerjinin yayılımının aynı olması sağlanmıştır (Şekil 3.2).



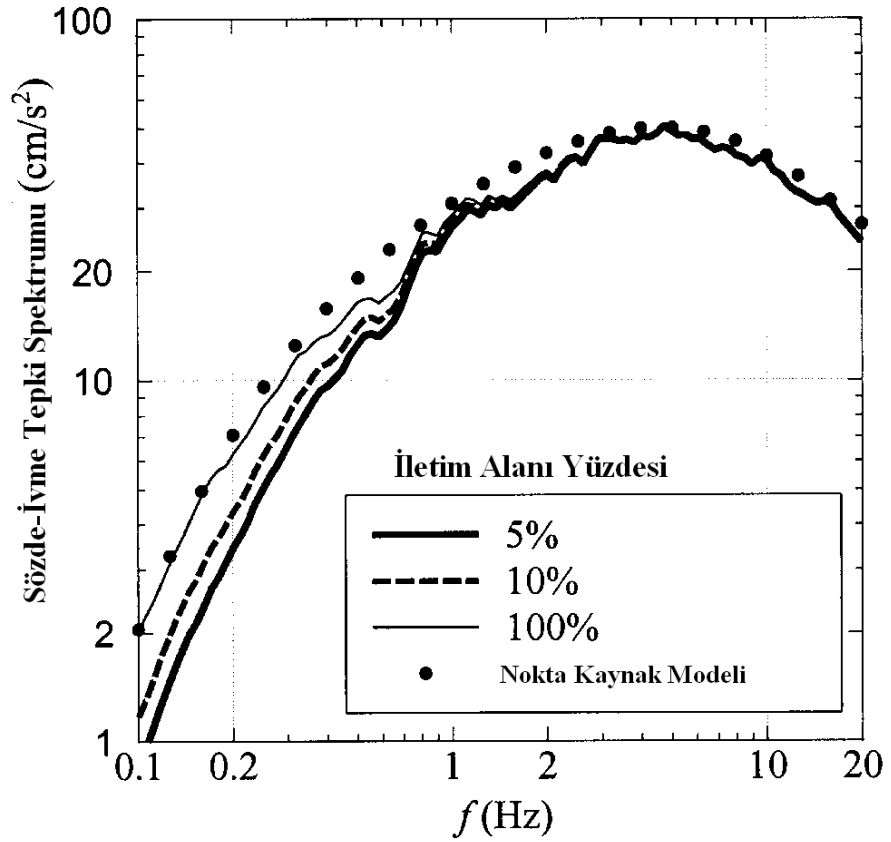
Şekil 3.1: Statik köşe frekansı yaklaşımında alt fay boyutlarının etkisi



Şekil 3.2: Dinamik köşe frekansı yaklaşımında alt fay boyutlarının etkisi

Kırılma başladığında dinamik köşe frekansı azalır ve sonra sabitlenir. Bu davranış en büyük aktif iletim alanını veren parametre ile kontrol edilir. Bu parametre köşe frekansının, alt fay etkisini giderirken bıraktığı kötü etkileri gidermek için EXSIM programına eklenmiştir.

Toplam alınan enerji iletim alanı yüzdesi gibi azalacaktır, fakat yer hareketleri alt fay boyutundan bağımsız kalacaktır. Şekil 3.3'de iletim alanı yüzdesinin tepki spektrumu üzerindeki etkisi görülmektedir.



Şekil 3.3: İletim alanı yüzdesinin tepki spektrumu üzerindeki etkisi

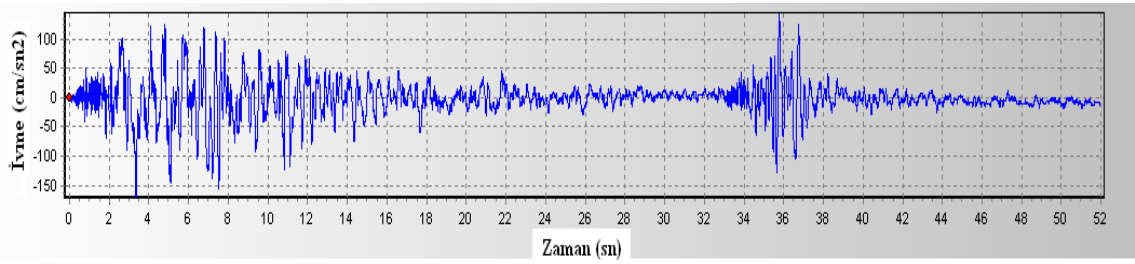
Bu çalışmada FINSIM' den daha gelişmiş, kullanımı daha basit bir program olması sebebiyle EXSIM tercih edilmiştir.



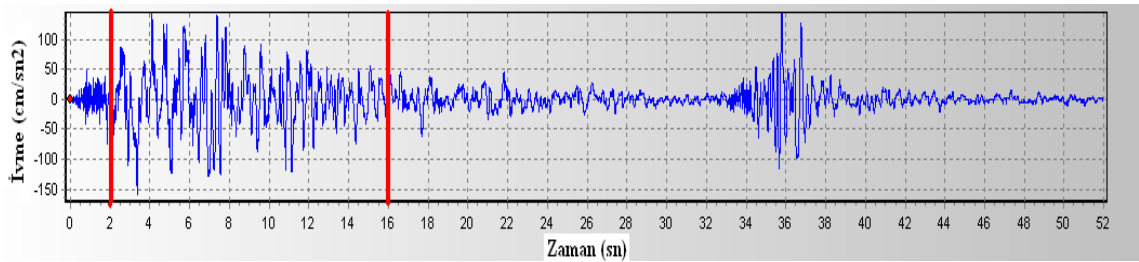
### 3.2. GÖZLEMSEL VERİLERİN HAZIRLANMASI

Çalışma kapsamında seçilen kuvvetli yer hareketi istasyonlarının sayısal verileri Seismosignal ([www.seismosoft.com](http://www.seismosoft.com)) programı ve Konno ve Ohmachi (1998) tarafından geliştirilmiş yuvarlatma fonksiyonu kullanılarak bazı veri işlemlerden geçirildikten sonra simülasyona hazır hale getirilmiştir. Bu veri işlem aşamaları aşağıda sırasıyla görülmektedir.

Öncelikle her bir istasyon kaydının kuzey-güney ve doğu-batı bileşenleri ivme kayıtlarına öncelikle 0.1Hz–25Hz frekansları arasında Butterworth Band Geçişli filtre uygulanmış, simülasyonda kullanılan frekans aralığı (0.1Hz–25Hz) dışında kalan frekanslar kayıtlardan atılmıştır. Şekil 3.4’de IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni ham kayıtları ve Şekil 3.5’de de filtre uygulanmış IZT istasyonu kayıtları görülmektedir.



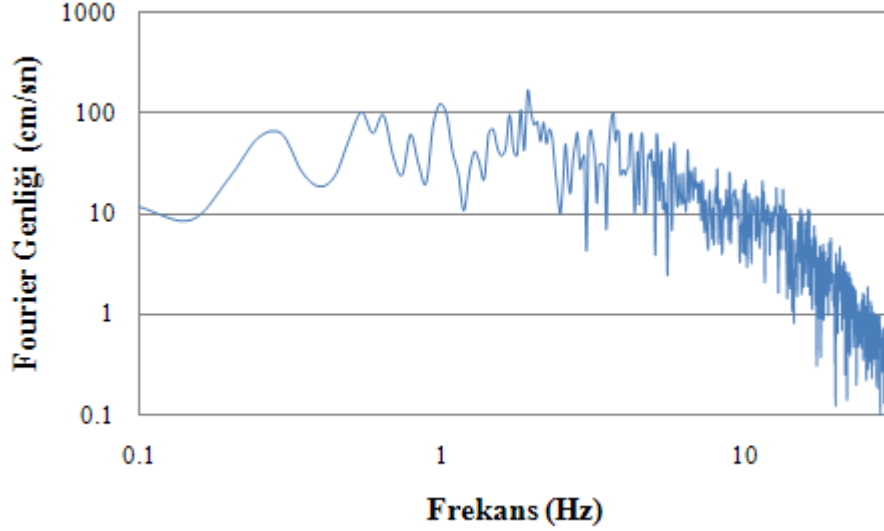
Şekil 3.4: IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni ivme zaman kaydı



Şekil 3.5: IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni filtre uygulanmış ivme zaman kaydı

İkinci işlem olarak ivme zaman kaydı üzerinde S dalgası genliklerinin bulunduğu kısım seçilerek (IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni için 2-16 sn aralığı Şekil 3.5’de kırmızı

çizgilerle sınırlandırılan alan) Fourier dönüşümü uygulamasıyla elde edilen Fourier Genlik – Frekans kaydı çizdirilmiştir (Şekil 3.6).



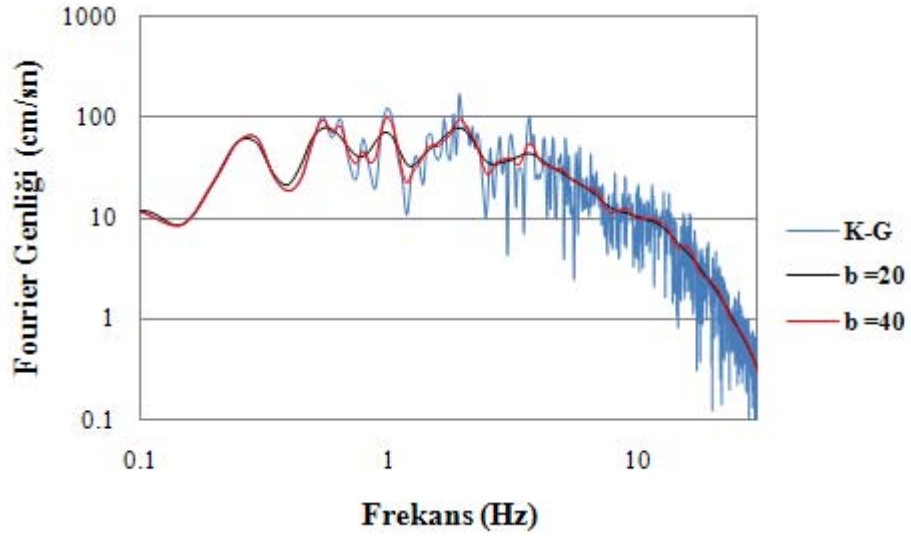
Şekil3.6: IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni Fourier dönüşümü uygulanmış 0.1Hz- 25Hz arası genlik-frekans kaydı

Konno ve Ohmachi (1998) tarafından geliştirilen yuvarlatma fonksiyonu kayan ortalama alan bir fonksiyondur. Bu yuvarlatma fonksiyonunun kullanıldığı programda giriş verisi olarak Nyquist frekansına ve işleç boyu uzunluğuna ( b ) ihtiyaç duyulmaktadır. Simülasyon yapılacak istasyonların hepsinin örnekleme aralığı 0.005 sn' dir. Bu durumda yuvarlatmada kullanılacak Nyquist frekansı eşitlik 3.1' den 100 Hz olarak elde edilir.

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \quad (3.1)$$

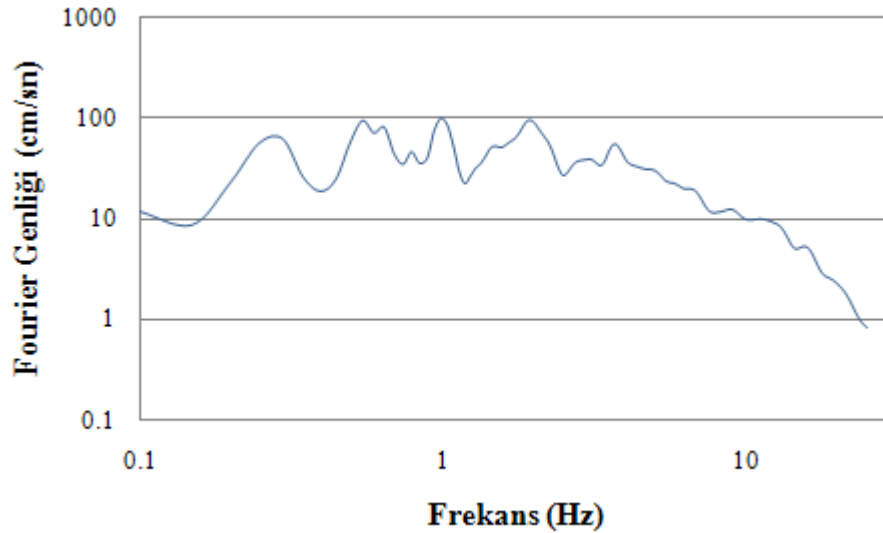
Burada  $f_N$  Nyquist frekansını ve  $\Delta t$  örnekleme aralığını temsil etmektedir.

İşleç boyu (b) istenilen uzunlukta seçilebilmektedir. Şekil 3.7'de farklı iki işleç boyu seçilmiş ve IZT istasyonu kuzey-güney bileşenine uygulaması karşılaştırmalı olarak gösterilmiştir.



Şekil 3.7: IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni Fourier genliği- frekans ilişkisi ve yapılan yuvarlatmada kullanılan farklı işleç boyları

Burada işleç boyu uzunluğunun artmasıyla yuvarlatmanın daha az olduğu Şekil 3.7' ye bakılarak rahatlıkla söylenebilir. Simülasyonda kullanılacak istasyonlara işleç boyu 40 ile yuvarlatma uygulanmış ve karşılaştırmalar bunun üzerinden yapılmıştır. Şekil 3.8'de IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni için işleç boyu 40 olan yuvarlatma görülmektedir.

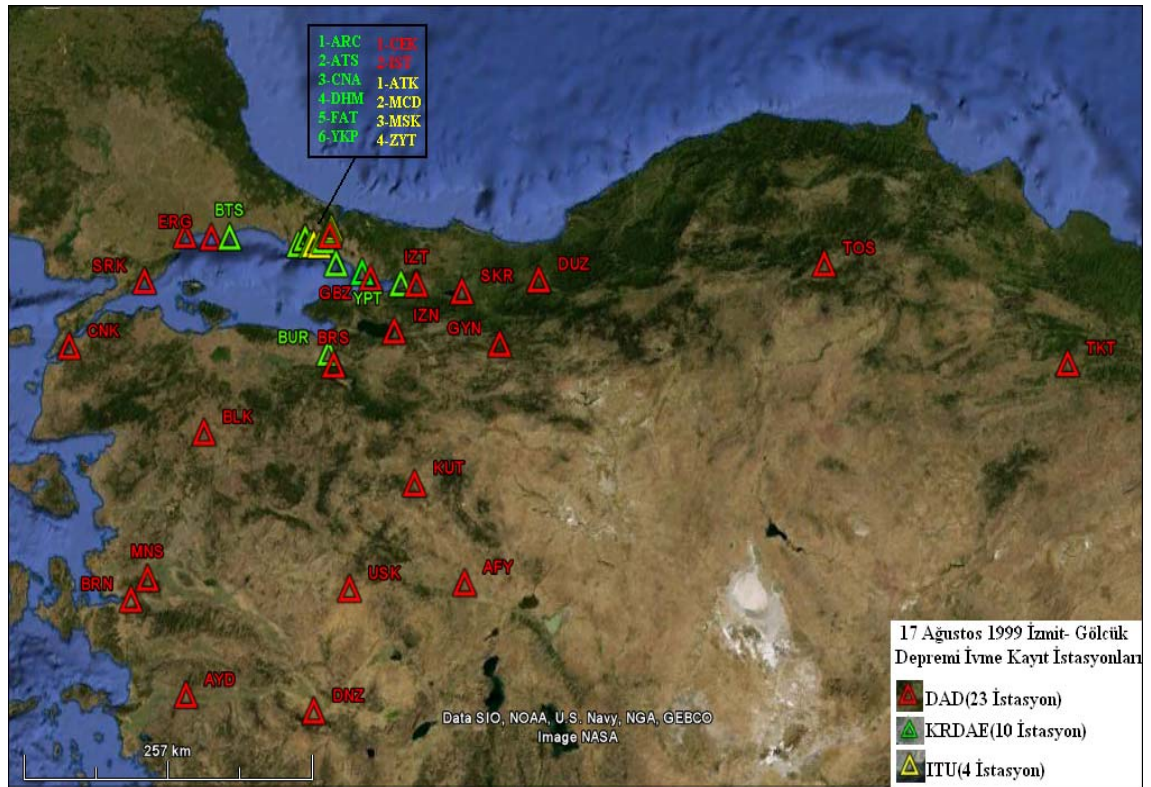


Şekil 3.8: IZT istasyonu kuzey-güney bileşeni işleç boyu b=40 olan yuvarlatma

Çalışma kapsamında bu veri işlem adımları 12 istasyonun iki yatay bileşenlerine de benzer olarak uygulanmış ve kayıtlar simülasyon karşılaştırmaları için hazır hale getirilmiştir.

### 3.3. 17 AĞUSTOS 1999 İZMİT-GÖLCÜK DEPREMİ PARAMETRELERİ

Bu çalışmada kullanılan 17 Ağustos 1999 kuvvetli yer hareketi verileri farklı kurumlar (Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi-DAD, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü-KRDAE ve İstanbul Teknik Üniversitesi-İTÜ) tarafından işletilen şebekelerin Marmara bölgesindeki ivme ölçer istasyonlarından elde edilen kayıtları içermektedir (Tablo 3.1). Bu istasyonlar Şekil 3.9' da ki harita üzerinde de görülmektedir.



Şekil 3.9: 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi ivme kayıt istasyonları

Tablo 3.1: 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremini kaydeden ve farklı kurumlar tarafından işletilen ivme kayıt istasyonları bilgileri

No	İşletme	İstasyon Kodu	Koordinatlar Enlem°(K)-Boylam°(D)	En Büyük İvmeler			Kayıttı Türü
				KG(mgal)	DB(mgal)	D(mgal)	
1	DAD	AFY	38.776-30.534	14	15	5	SM-2
2	KRDAE	ARC	40.824-29.361	211	134	83	GSR-16
3	ITU	ATK	40.989-28.849	168	103	68	SSA-2
4	KRDAE	ATS	40.981-28.692	253	186	80	GSR-16
5	DAD	AYD	37.837-27.838	6	5	3	GSR-16
6	DAD	BLK	39.650-27.857	18	18	8	GSR-16
7	DAD	BRN	38.455-27.227	10	11	3	GSR-16
8	DAD	BRS	40.183-29.127	54	46	26	GSR-16
9	KRDAE	BTS	40.992-27.979	87	99	24	GSR-16
10	KRDAE	BUR	40.261-29.068	101	100	48	GSR-16
11	DAD	CEK	41.026-28.759	118	90	50	SMA-1
12	KRDAE	CNA	41.024-28.759	177	132	58	GSR-16
13	DAD	CNK	40.141-26.399	25	29	8	GSR-16
14	KRDAE	DHM	40.982-28.820	90	84	55	GSR-16
15	DAD	DNZ	37.813-29.111	6	12	4	GSR-16
16	DAD	DUZ	40.844-31.149	315	374	480	SMA-1
17	DAD	ERG	40.980-27.790	91	101	57	SMA-1
18	KRDAE	FAT	41.020-28.950	189	162	132	GSR-16
19	DAD	GBZ	40.786-29.450	265	142	199	SMA-1
20	DAD	GYN	40.397-30.783	138	118	130	SMA-1
21	KRDAE	HAS	40.869-29.090	56	110	143	GSR-16
22	DAD	IST	41.058-29.010	61	43	36	GSR-16
23	DAD	IZN	40.442-29.717	92	123	82	SMA-1
24	DAD	IZT	40.767-29.917	171	225	146	SMA-1
25	DAD	KUT	39.419-29.997	50	60	23	GSR-16
26	ITU	MCD	41.065-28.990	70	54	38	SSA-2
27	DAD	MNS	38.613-27.381	13	7	5	SM-2
28	ITU	MSK	41.104-29.019	38	54	31	SSA-2
29	DAD	SKR	40.737-30.380	-	407	259	GSR-16
30	DAD	SRK	40.640-27.130	29	34	15	SMA-1
31	DAD	TKR	40.979-27.515	32	34	10	GSR-16
32	DAD	TKT	40.329-36.555	1	1	0	GSR-16
33	DAD	TOS	41.013-34.037	12	9	4	GSR-16
34	DAD	USK	38.672-29.404	9	7	3	GSR-16
35	KRDAE	YKP	41.081-29.011	41	36	27	GSR-16
36	KRDAE	YPT	40.764-29.760	230	322	241	GSR-16
37	ITU	ZYT	40.986-28.908	109	120	51	SSA-2

Çalışma kapsamında Tablo 3.1’de ki istasyonların hepsi kullanılmamıştır. Bunlardan faya en yakın ve en büyük ivme değerleri genel olarak yüksek olan 12 istasyon seçilmiş ve bu istasyonlar üzerinde çalışılmıştır (Tablo 3.2).

Tablo 3.2: Faya en yakın ve en büyük ivme değerlerine sahip istasyonlar

No	İşletme	İstasyon Kodu	Koordinatlar Enlem°(K)-Boylam°(D)	En Büyük İvmeler			Kırmaya Olan Uzaklık (km)	Kayıtcı Türü
				KG (mgal)	DB (mgal)	D (mgal)		
1	KRDAE	ARC	40.824-29.361	211	134	83	23.3	GSR-16
2	DAD	BRS	40.183-29.127	54	46	26	73.1	GSR-16
3	KRDAE	BUR	40.261-29.068	101	100	48	69.6	GSR-16
4	DAD	DUZ	40.844-31.149	315	374	480	10.6	SMA-1
5	DAD	GBZ	40.786-29.450	265	142	199	17.7	SMA-1
6	DAD	GYN	40.397-30.783	138	118	130	35	SMA-1
7	DAD	IST	41.058-29.010	61	43	36	61.9	GSR-16
8	DAD	IZN	40.442-29.717	92	123	82	33.3	SMA-1
9	DAD	IZT	40.767-29.917	171	225	146	4.7	SMA-1
10	DAD	SKR	40.737-30.380	-	407	259	3.2	GSR-16
11	KRDAE	YKP	41.081-29.011	41	36	27	63.6	GSR-16
12	KRDAE	YPT	40.764-29.760	230	322	241	3.7	GSR-16

Seçilen bu istasyon kayıtlarından sadece kuzey-güney ve doğu-batı bileşenleri kullanılmıştır. Düşey bileşenin kullanılmamasının sebebi simülasyon programının sadece yatay bileşenleri simüle edebilmesidir.

17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi parametrelerinden depremin büyüklüğü, episantırın yeri farklı kurumlarca Şekil 3.10’ daki gibi belirlenmiştir. Tablo 3.3’ de bu kurumlar ve belirlenen koordinat, parametre değerleri verilmiştir.

Tablo 3.3: Farklı kurumlara göre belirlenmiş koordinat ve parametre değerleri

KURUMLAR	DIŞ MERKEZ KOORDİNATLARI		DEPREMİN BÜYÜKLÜĞÜ	ODAK DERİNLİĞİ
	ENLEM	BOYLAM		
DAD	40.70°K	29.91°D	M <sub>w</sub> =7.4	15.9 km
HRV	40.81°K	30.08°D	M <sub>w</sub> =7.6	17 km
KANDİLLİ	40.77°K	29.97°D	M <sub>w</sub> =7.4	18 km
USGS	40.74°K	29.86°D	M <sub>w</sub> =7.6	17 km



Şekil 3.10: Farklı kurumlara göre 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi episantırı ve moment büyüklükleri

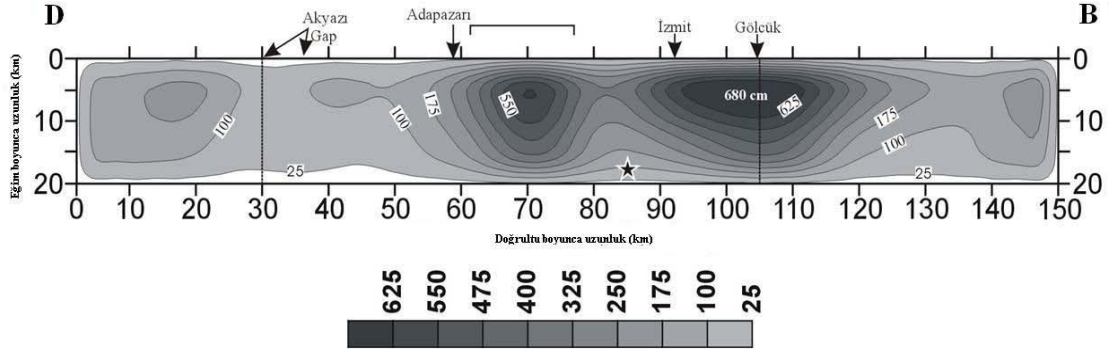
Çalışmada bir çok araştırmacının 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük Depremi için belirlediği parametreler incelenmiştir. Aşağıda sırasıyla incelenen parametrelerden kısaca bahsedilmiştir.

Utkucu ve Durmuş (2009) 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi kosismik kayma (slip) miktarlarını belirleme çalışmalarında moment büyüklüğü  $M_w=7.6$  , toplam sismik momenti  $2.6 \times 10^{20}$  Nm olarak belirlemişlerdir. Fay modelini, yüzeydeki kırılma miktarı 110 km olan 150 km uzunluğunda 5 parçalı olarak kırılmış bir fay olarak modellemişler. Bu faydaki en büyük kayma miktarını 6 m civarında saptamışlardır. Çalışmaları sırasında belirledikleri fay geometrisi ve kayma modeli Şekil 3.11' de görülmektedir.

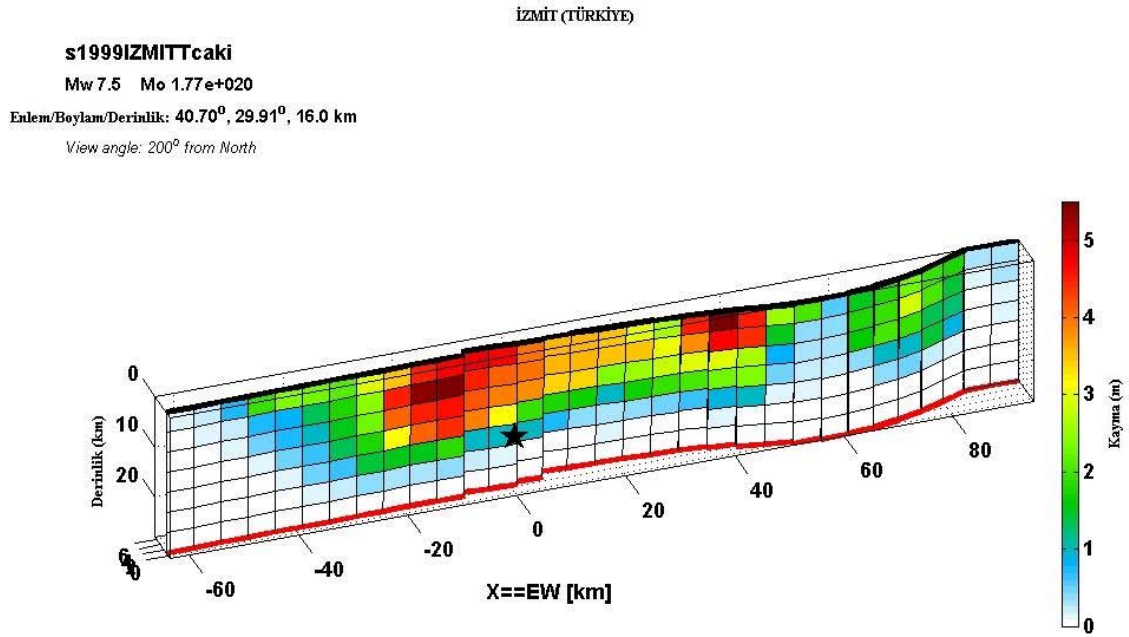
Çakır ve diğ. (2003) 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi kayma miktarlarını belirleme çalışmalarında episantır koordinatları  $40.70^\circ K-29.91^\circ D$ , odak derinliği 16 km' de olan bir fay modeli belirlemişlerdir. Bu modelde moment büyüklüğü  $M_w=7.47$ , ve toplam sismik moment  $M_0=1.77e+020$  Nm olarak saptanmıştır. Fay modeli 160km uzunluğunda 28 km genişliğinde 5x4 km alt faylara bölünmüştür ve 14 parçalı olarak



kırılmıştır. Bu fay modelinin doğrultu açısı  $269^\circ$ , eğim açısı  $89^\circ$  ve yırtılma açısı (rake)  $180^\circ$  dir. En büyük kayma miktarı 5.3 m civarında elde edilmiştir (Şekil 3.12).



Şekil 3.11: Utkucu ve Durmuş (2009) fay geometrisi ve kayma modeli

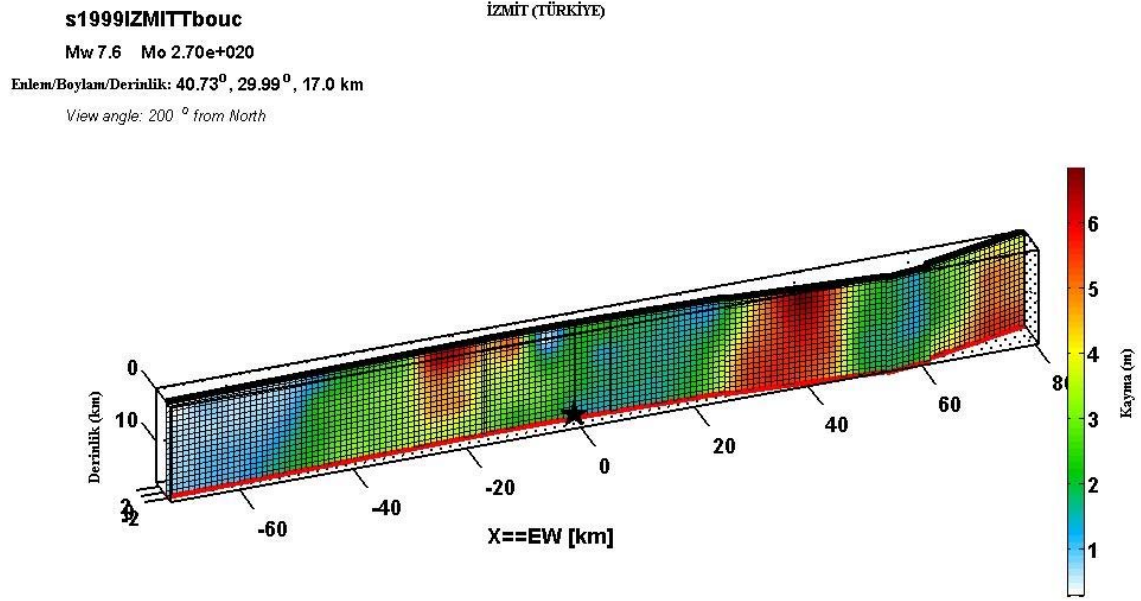


Şekil 3.12: Çakır ve diğ. (2003) fay geometrisi ve kayma modeli

Bouchon ve diğ. (2002) 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi kayma miktarlarını belirlerken episantr koordinatları  $40.73^\circ\text{K}-29.99^\circ\text{D}$ , odak derinliği 17 km olan bir fay modeli üzerinde çalışmışlardır. Bu fay modelinde moment büyüklüğü  $M_w=7.59$  ve



sismik momenti  $M_0=2.70e+020$  Nm olarak saptamışlardır. Model fay  $268^\circ$  doğrultulu  $90^\circ$  eğime sahip olan 155km uzunluğunda ve 18km genişlikte 1x1 km alt faylara bölünmüştür. 8 parçalı olarak kırılmıştır. Süper kırılma hızı 4.8 km/sn olduğu belirlenmiştir. Maksimum kayma miktarını 6.8 m civarında elde etmişlerdir (Şekil 3.13).

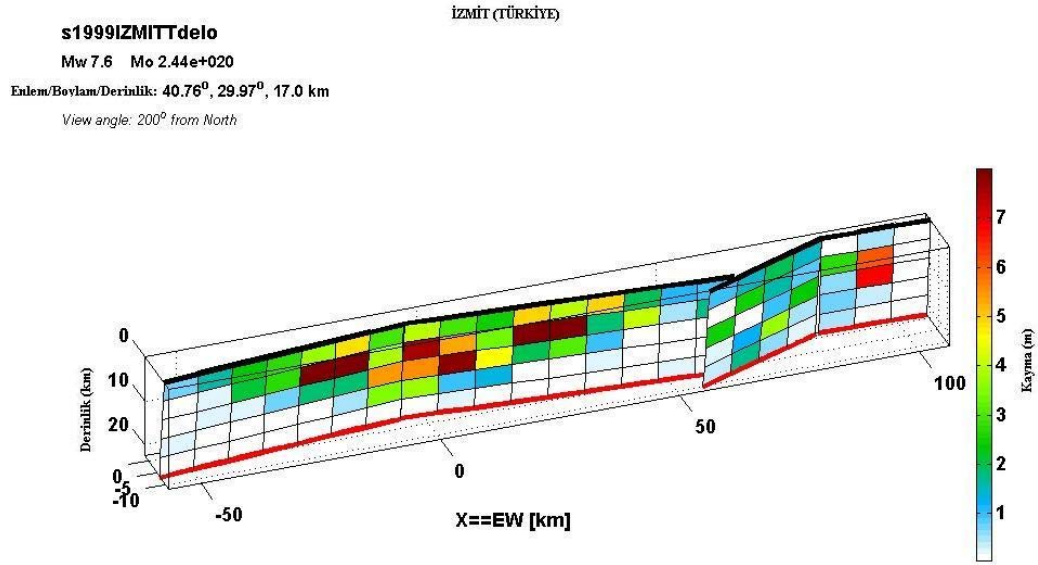


Şekil 3.13: Bouchon ve diğ. (2002) fay geometrisi ve kayma modeli

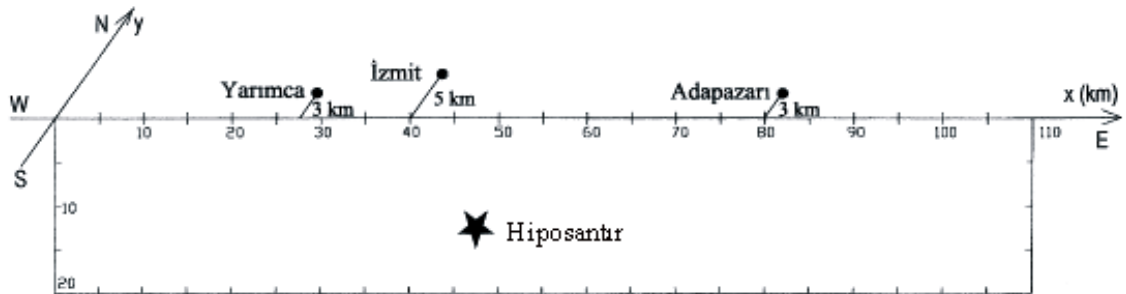
Delouis ve diğ. (2002) 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi kayma miktarlarını belirlerken episantır koordinatları  $40.76^\circ\text{K}-29.97^\circ\text{D}$  , odak derinliği 17 km olan bir model üzerinde çalışmışlardır. Bu modelde moment büyüklüğü  $M_w= 7.56$  ve sismik momenti  $M_0=2.442e+020$  Nm olarak saptamışlardır.  $268^\circ$  doğrultulu  $85^\circ$  eğime sahip , uzunluğu 173km ve genişliği 22.5km olan fay 7.5x4.5 km alt faylara bölünmüştür. 4 parçalı olarak kırılan fay modelinin en büyük kayma miktarı 8 m civarında elde edilmiştir (Şekil 3.14).

Durukal (2002) 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremini modellerken FINSIM programını kullanmıştır. Episantır  $40.639^\circ\text{K}- 29.830^\circ\text{D}$  koordinatlarında moment büyüklüğü  $M_w= 7.4$  , sismik momenti  $M_0=1.4 \times 10^{20}$  Nm olarak belirlemiştir. Fay geometrisini 110 km uzunluğunda 20 km genişliğinde bir fay düzlemi (Şekil 3.15)

üzerinde 5x5 km alt faylara bölmüştür. S dalga hızını 3.4 km/sn ve kırılma hızını 2.7 km/sn olarak belirlemiştir. Durukal (2002) ayrıca bu çalışmada kullanmak üzere kapa değerleri hesaplamış ve modellemede kullanmıştır. İzmit için yatay bileşenlerden hesapladığı ortalama kapa değeri 0.063s iken D tipi zeminler için 0.072s , B ve C tipi zeminler için ise 0.048s olarak hesaplamıştır.

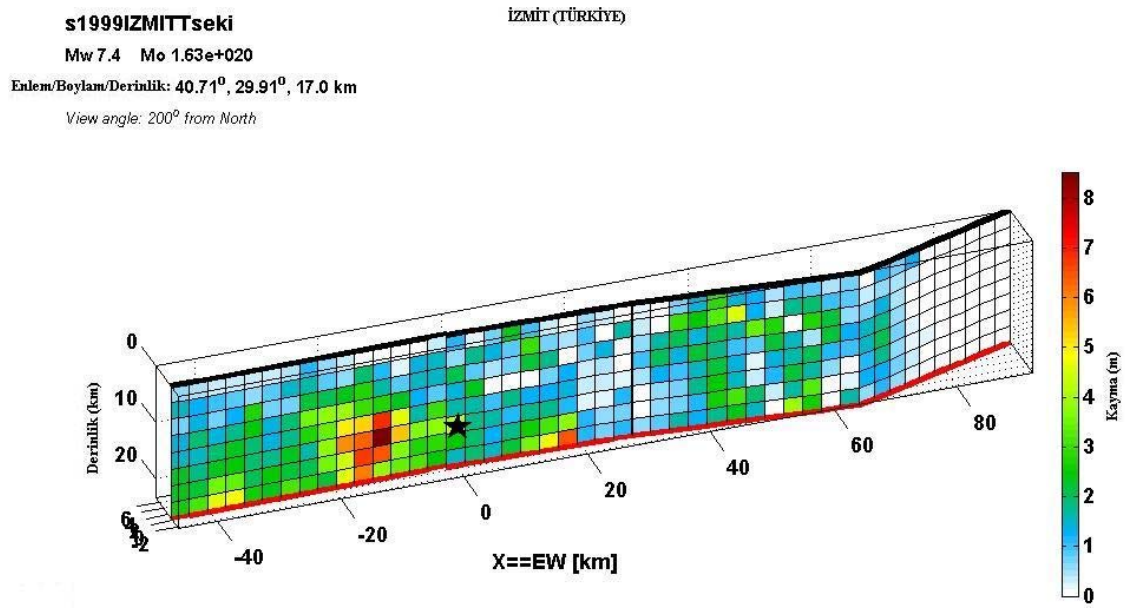


Şekil 3.14: Delouis ve diğ. (2002) fay geometrisi ve kayma modeli



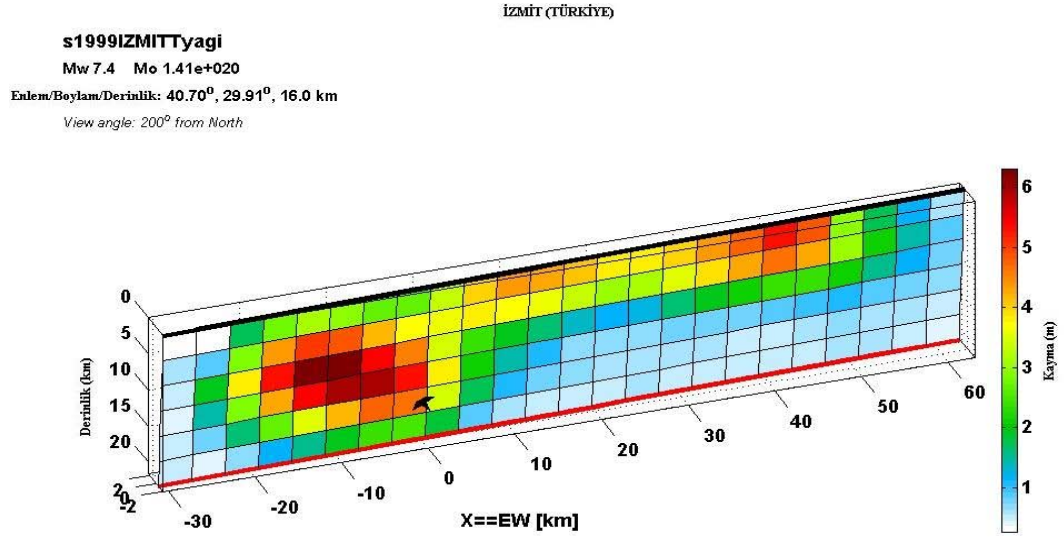
Şekil 3.15: Durukal (2002) Finsim programıyla yaptığı 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi simülasyon modeli

Sekiguchi ve Iwata (2002) 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi kayma miktarı belirleme çalışmalarında episantır koordinatları  $40.71^{\circ}\text{K}-29.91^{\circ}\text{D}$  , odak derinliği 17km olan bir fay modeli belirlemiştir. Bu modelde moment büyüklüğü  $M_w=7.44$  ve sismik momenti  $M_o=1.63e+020$  Nm olarak elde etmişlerdir.  $82^{\circ}$  doğrultulu,  $90^{\circ}$  eğime sahip , uzunluğu 141 km ve genişliği 23.3 km olan fay modeli 3x2.9 km alt faylara bölünmüştür. Fay modelinin 4 parçalı olarak kırıldığı belirlenmiştir. Kırılma hızı 3 km/sn' dir. En büyük kayma miktarını da 8.2 m civarında elde etmişlerdir (Şekil 3.16).



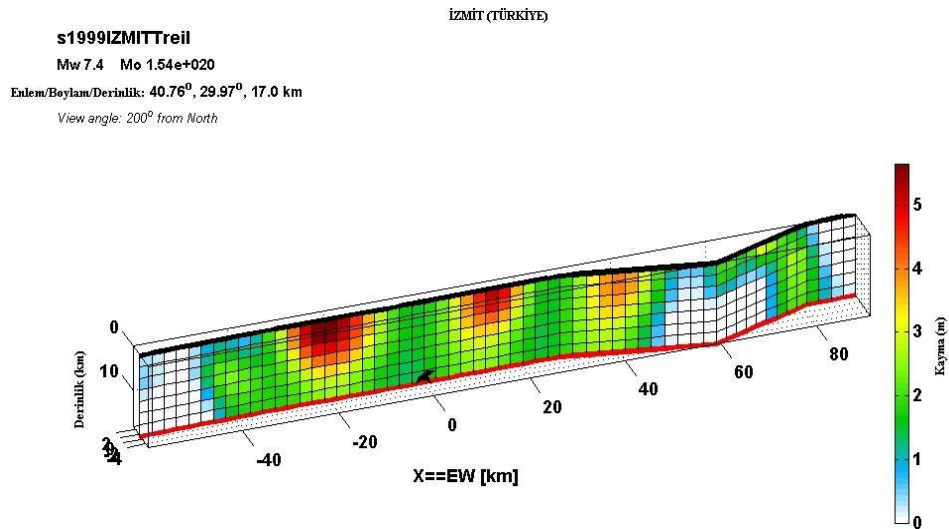
Şekil 3.16: Sekiguchi ve Iwata (2002) fay geometrisi ve kayma modeli

Yagi ve Kikuchi (2001) 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi kayma miktarını belirlerlerken episantır koordinatları  $40.70^{\circ}\text{K}-29.91^{\circ}\text{D}$  , odak derinliği 16km olan bir fay modeli üzerinde çalışmışlardır. Bu fay modelinin moment büyüklüğü  $M_w=7.4$  ve sismik momenti  $M_o=1.41e+020$  Nm olarak elde edilmiştir.  $268^{\circ}$  doğrultulu,  $86^{\circ}$  eğime sahip yırtılma açısı  $180^{\circ}$  olan 93.6km uzunluğunda ve 21.6km genişliğinde 3.9x3.6 km alt faylara bölünmüş, tek parçalı olarak kırılmış bir fay modelidir. Kırılma hızı 3 km/sn olarak belirlenmiştir. Çalışmaları sonucunda en büyük kayma miktarını 6.2 m civarında elde etmişlerdir (Şekil 3.17).



Şekil 3.17: Yagi ve Kikuchi (2001) fay geometrisi ve kayma modeli

Reilinger ve diğ. (2000) 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi kayma miktarı çalışmalarında episantr koordinatları 40.76°K-29.97°D , odak derinliği 17 km olan bir fay modeli belirlemiştir. Bu fay modelinin moment büyüklüğü  $M_w=7.42$  ve sismik momenti  $M_o=1.54e+020$  Nm olarak elde edilmiştir. 268° doğrultulu, 90° eğime sahip yırtılma açısı 180° olan fay modelinin uzunluğu 153 km ve genişliği 18.2 km' dir. 6 parçalı olarak kırılan fay modeli 2.6x2.6 km alt faylara bölünmüştür. En büyük kayma miktarı 5.3 m civarında elde edilmiştir (Şekil 3.18).



Şekil 3.18: Reilinger ve Diğ. (2000) fay geometrisi ve kayma modeli

Durukal ve Çatalyürekli (2004) yaptıkları çalışma sonucu NERPH'in (Ulusal deprem tehlikelerinin azaltma programı) zemin sınıflamasında (Boore ve Joyner, 1997) D sınıfı zeminler için ortalama kappayı değerini 0.056s olarak hesaplamışlardır. Akıncı ve diğ. (2006) ise marmara bölgesi için yaptıkları çalışmada Durukal ve Çatalyürekli'nin (2004) hesapladıkları değerle birbirini tutan kappayı değeri 0.055s olarak hesaplamışlardır.

Akıncı ve diğ. (2006) Marmara bölgesiyle ilgili yaptıkları çalışmalarda marmara bölgesi için ortalama kabuk yoğunluğunu  $2.8 \text{ g/cm}^3$ , S dalga hızını 3.5 km/sn olarak belirlemişlerdir. Bu parametrelerle birlikte gerilme düşümünü 80 bar ve  $Q(f)$  sönüm parametresini  $180f^{0.45}$  olarak belirlemişlerdir. Horasan ve diğ.' de (1998) Marmara bölgesi için sönüm parametresini  $50f^{1.09}$  olarak belirlemişlerdir.

Miksat ve diğ. (2005) 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi için yaptıkları çalışmalarda episantır koordinatları  $40.75^\circ\text{K}-29.86^\circ\text{D}$ , moment büyüklüğünü  $M_w=7.4$  olarak belirlemişlerdir. Ayrıca fayın yüzeydeki kırık uzunluğu 145km ve odak derinliğini 17km olarak belirlemişlerdir. En büyük kayma miktarını da 5 m olarak belirlemişlerdir.

Sucuoğlu (2002), Özel ve Sasatani (2004) 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi ile ilgili çalışmalarda depremin moment büyüklüğünü  $M_w=7.4$  ve fay kırığının uzunluğunu 140 km olarak belirlemişlerdir. Özalaybey ve diğ. (2002) çalışmalarında depremin episantırını  $29.967^\circ\text{K}-40.729^\circ\text{D}$  koordinatlarında ve deprem büyüklüğünü  $M_w=7.4$  olarak belirlemişlerdir.

Tibi ve diğ. (2000) 17 Ağustos İzmit-Gölcük depreminin kırılma süreci ile ilgili yaptıkları çalışmalarda episantır koordinatlarını  $40.702^\circ\text{K}-29.987^\circ\text{D}$  olarak belirlemişlerdir. 100km uzunluğunda 20km genişliğinde belirledikleri fayın doğrultusu  $270^\circ$ , eğimi  $83^\circ$  ve yırtılma açısı  $181^\circ$  dir. Toplam sismik moment  $M_0=1.47 \times 10^{20}$  Nm ve statik gerilme düşümü 4 Mpa (40 bar) olarak belirlenmiştir.

Farklı çalışmacıların belirlediği 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi parametreleri Tablo 3.4' de görölmektedir.

Tablo 3.4: Farklı çalışmacılara göre 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi parametreleri (\* süper kırılma hızı; KYH, kuvvetli yer hareketi; InSAR, uydu verisi ; GPS, küresel yer belirleme sistemi; TS, tele sismik)

ÇALIŞMACILAR	EPİSANTIR KOORD. (°)	FAY UZUNLUĞU (km)	ODAK DER. (km)	MOMENT BÜYÜKLÜĞÜ (Mw)	KULLANILAN VERİ	DOĞRULTU- EĞİM- YIRTIKMA (°)	ALT FAY BOYUTU (kmxkm)	KIRILMA HIZI (km/sn)	KAYMA MİKTARI (m)	KAPPA (sn)	SÖNÜM FONKS.	GERİLME DÜŞÜMÜ (bar)
Akinci ve diğ. 2002										0,055	180t <sup>0.45</sup>	80
Bouchon ve diğ. 2002	40.73K-29.99D	155	17	7,59	KYH	268-90	1x1	*4.8	6,8			
Çakır ve diğ. 2003					InSAR-GPS							
Delouis ve diğ. 2002	40.76K-29.97D	173	17	7,56	KYH-GPS- InSAR-TS	268-85	7.5x4.5		8			
Durukal 2002	40.639K- 29.830D	110		7,4			5x5	2,7		0,063		
Durukal ve Çatalyürekli 2004										0,056		
Horasan ve diğ. 1998											50t <sup>0.09</sup>	
Miksat ve diğ. 2005	40.75K-29.86D	145	17	7,4					5			
Özalaybey ve diğ. 2002	40.729K-29.967D		13	7,4								
Özel ve Sasatani 2004		140										
Reilinger ve diğ. 2000	40.76K-29.97D	153	17	7,42	GPS	268-90-180	2.6x2.6		5,3			
Sekiguchi ve Iwata 2002	40.71K-29.91D	141	17	7,44	KYH	82-90	3x2.9	3	8,2			
Sucuoğlu 2002		140		7,4								
Tibi ve diğ. 2000		100		7,4		270-83-181						40
Ütkücü ve Durmuş 2009	40.70K-29.91D	160	16	7,47	TS	269-89-180	5x4		5,3			
Yagi ve Kikuchi 2001	40.70K-29.91D	93,6	16	7,4	KYH-TS	268-86-180	3.9x3.6	3	6,2			

### 3.4. MODELLEME PARAMETRELERİ

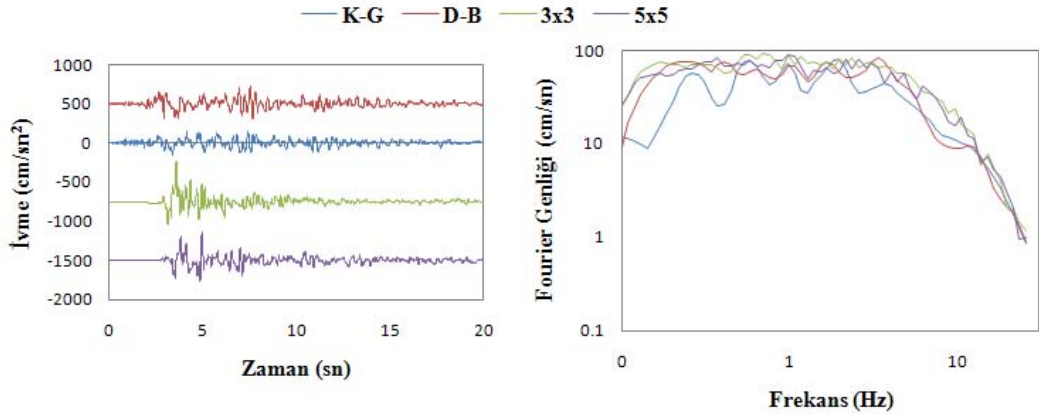
Çalışma kapsamında yapılan kaynak incelemeleri sonucu fay orijininin (başlangıcı) 40.72°K-29.25°D' da başladığı 90° doğrultulu 140 km uzunluğunda ve 90° eğime sahip 20 km genişliğinde bir fay modeli belirlenmiştir (Şekil3.19). Özalaybey ve diğ.' nin (2002) belirlediği episantr koordinatları 40.729°K-29.967°D çalışmada kullanılmak üzere seçilmiştir. Fayın odak derinliği yine yapılan kaynak incelemeleri sonucu 17 km olarak belirlenmiştir.





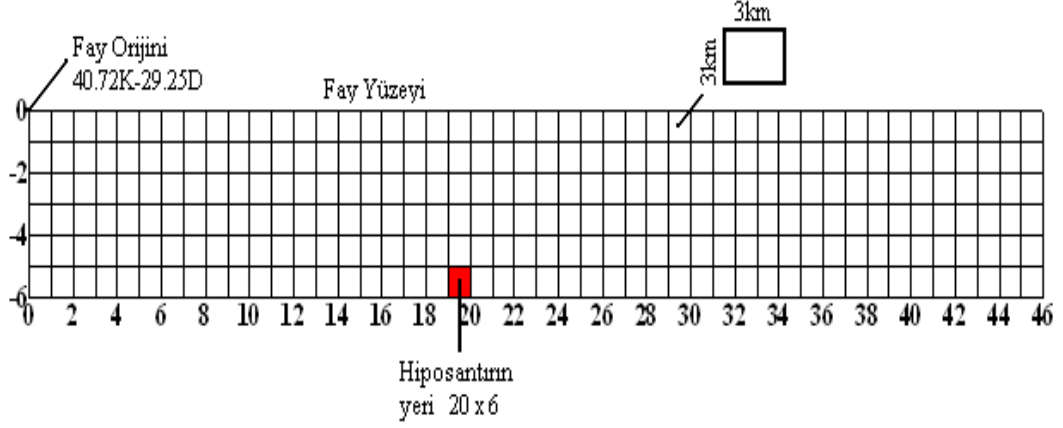
Şekil 3.19: Belirlenen fay modeli ve ivme ölçer istasyonları (sarılar kaya, yeşiller sıkı zemin ve kırmızılar zemin üzerindeki istasyonları göstermektedir. Parantez içindeki sayılar istasyonlarda ölçülen en yüksek ivme değerlerini belirtmektedir)

Belirlenen fay modeli alt fay boyutunu seçerken incelenen kaynaklarda kullanılmış alt fay boyutlarından 3x3 ve 5x5 fay boyutları seçilen 12 istasyonda da denenmiş örnek olarak IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile simülasyonlar karşılaştırılmıştır (Şekil 3.20). Karşılaştırmalar sonucu alt fay boyutunun simülasyonda belirgin bir etki oluşturmadığı görülmüştür. Zaten EXSIM programının FINSIM'den farklarından biri de dinamik köşe frekansına geçilmesiyle alt fay etkisinin kaldırılmış olmasıydı.



Şekil 3.20: IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı alt fay boyutu simülasyon karşılaştırmaları

Alt fay boyutu belirlendikten sonra hiposantırın yeri 20x6 olarak belirlenmiştir ( fay başlangıcından episantrıya kadar yaklaşık uzaklık 60 km ve odak derinliği 17 km' de dir). Belirlenen fayın geometrisi Şekil 3.21'de görülmektedir.



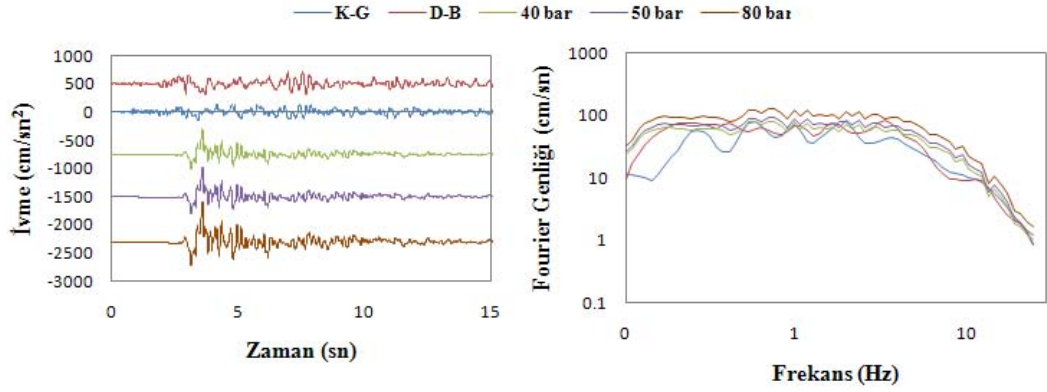
Şekil 3.21: Belirlenen fay geometrisi

Çalışma kapsamında incelenen kaynaklarda depremin moment büyüklüğü 7.4 ile 7.6 değerleri arasında değişmektedir. Bu çalışmada kullanılmak üzere sıklıkla kullanılan moment büyüklüğü 7.4 seçilmiştir.

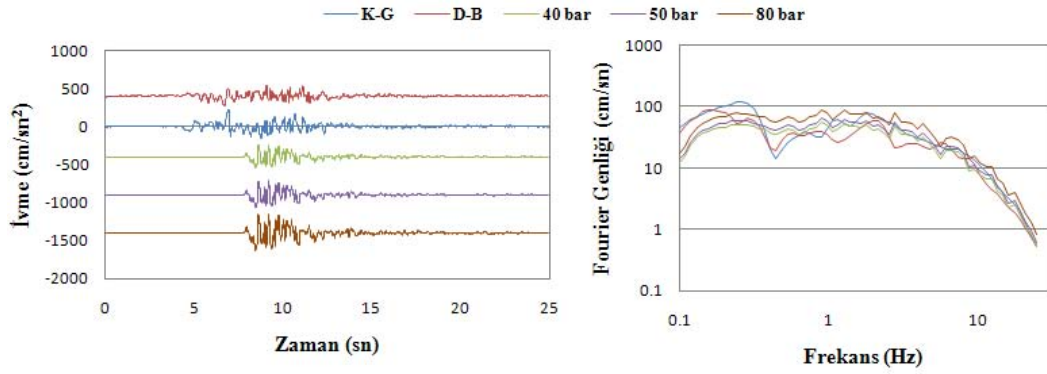
Marmara bölgesi için belirlenmiş (Akıncı ve diğ., 2006) kabuk yoğunluğu  $2.8 \text{ g/cm}^3$  ve S dalga hızı  $3.5 \text{ km/sn}$ , 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi simülasyonunda kullanılmak üzere seçilmiştir.

Gerilme düşümü ile ilgili kaynak araştırması sonucunda 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi için kullanılan 40 bar (Tibi ve diğ., 2000) ve 80 bar (Akıncı ve diğ., 2006) değerleriyle karşılaştırılmıştır. Denemelerde de 40, 50 ve 80 bar gerilme düşümleri 12 istasyonda karşılaştırılmıştır. Örnek olarak iki farklı istasyondaki (IZT ve GBZ) karşılaştırmalar Şekil 3.22 ve Şekil 3.23' görülmektedir. Karşılaştırmalar sonucunda 50 bar gerilme düşümü simülasyonlarda kullanılmak üzere seçilmiştir.



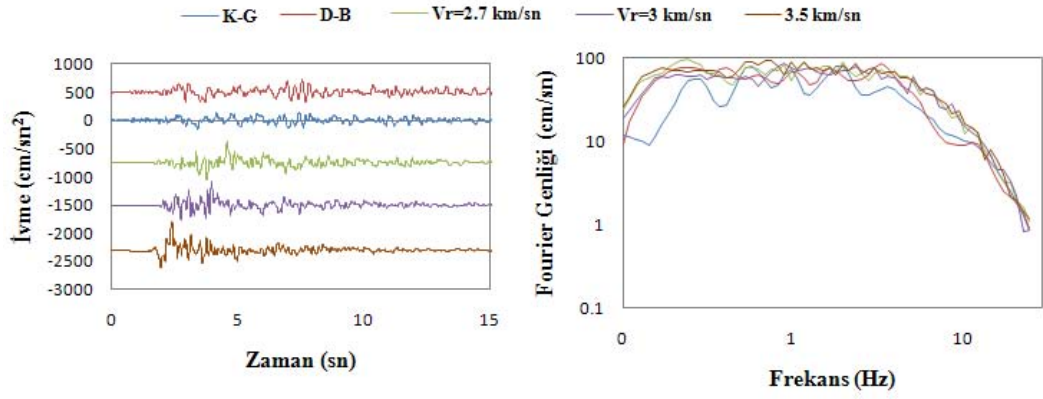


Şekil 3.22: IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı gerilme düşümü değerleri simülasyon karşılaştırmaları



Şekil 3.23: GBZ istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı gerilme düşümü değerleri simülasyon karşılaştırmaları

Yapılan kaynak incelemeleri sonucu 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi için yapılan çalışmalarda birçok kırılma hızı değeri kullanılmıştır. Bu çalışmada kırılma hızı belirlenirken 2.7 km/sn, 3 km/sn ve 3.5 km/sn kırılma hızı değerleriyle 12 istasyonda karşılaştırmalar yapılmıştır. Örnek olarak IZT istasyonu gerçek kayıtları ile farklı kırılma hızı değerleri simülasyonları Şekil 3.24' de görülmektedir. Karşılaştırmalar sonucunda kırılma hızı değeri 3.5 km/sn olarak belirlenmiştir.



Şekil 3.24: IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı kırılma hızı değerleri simülasyon karşılaştırmaları

Çalışma kapsamında Akıncı ve diğ. 'nin (2006) Marmara bölgesi için yaptıkları çalışma sonucu elde ettikleri geometrik azalım fonksiyonları (3.2) incelenmiştir.

Frekansın 1 Hz' den küçük olması durumunda ;

$$\begin{aligned}
 g(r) &= r^{-1/2} & , & \quad r \leq 30 \text{ km} \\
 &= r^{-0.7} & , & \quad 30 < r \leq 60 \text{ km} \\
 &= r^{-1.4} & , & \quad 60 < r \leq 100 \text{ km} \\
 &= r^{-0.1} & , & \quad r > 100 \text{ km}
 \end{aligned} \tag{3.2a}$$

Frekansın 1 Hz' den büyük olması durumunda ise ;

$$\begin{aligned}
 g(r) &= r^{-1.0} & , & \quad r \leq 30 \text{ km} \\
 &= r^{-0.6} & , & \quad 30 < r \leq 60 \text{ km} \\
 &= r^{-0.9} & , & \quad 60 < r \leq 100 \text{ km} \\
 &= r^{-0.1} & , & \quad r > 100 \text{ km}
 \end{aligned} \tag{3.2b}$$

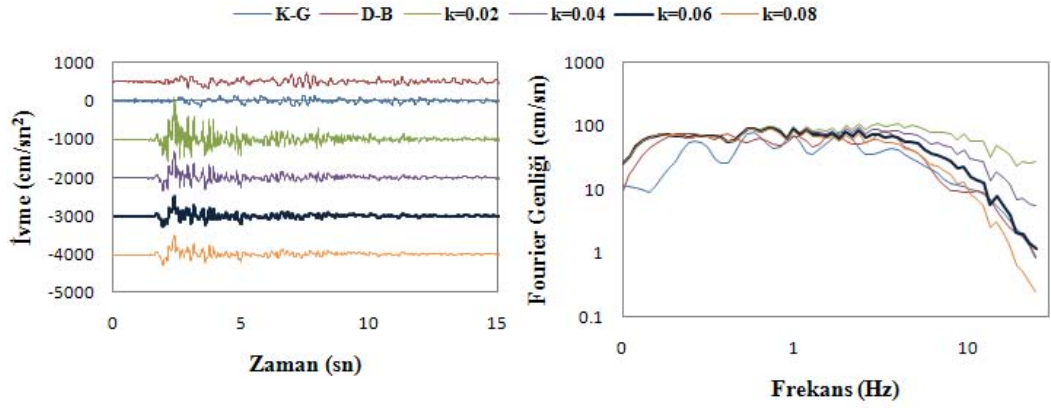
Simülasyonda 0.1Hz – 25Hz frekans aralığının kullanılması sebebiyle  $f > 1\text{Hz}$  olan denklem (3.2b) seçilmiş ve EXSIM programına uygun hale getirilerek (3.3) kullanılmıştır.

$$\begin{aligned}
 g(r) &= r^{-1.0} & , & \quad r \leq 30 \text{ km} \\
 &= r^{-0.75} & , & \quad 30 < r \leq 100 \text{ km} \\
 &= r^{-0.1} & , & \quad r > 100 \text{ km}
 \end{aligned} \tag{3.3}$$

Uzaklık bağımlı süre modeli seçilirken yapılan kaynak incelemesi sonuçlarında pek fazla bir sonuca ulaşılamamıştır. Türkiye için de kullanılan Kuzey Amerika'nın doğusu için hazırlanmış Atkinson ve Boore (1995) tarafından belirlenmiş fonksiyon 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi simülasyonunda da kullanılmıştır. Kuzey Amerika'nın doğusu için hazırlanmış fonksiyon (3.4) de görülmektedir.

0	R < 10 km	
0.16 R	10 < R < 70 km	
-0.03 R	70 < R < 130 km	
0.04 R	R > 130 km	(3.4)

Çalışma kapsamında yapılan kaynak incelemesi sonucu 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi için  $\kappa$  kappa azalım değeri ile ilgili çok fazla bir çalışma bulunmamaktadır. Genellikle kappa değerleri kaya zeminler için 0.035 sn, sıkı zeminler için 0.05 sn ve gevşek zeminler için 0.06 sn civarındadır (Margaris ve Boore, 1998). Bununla birlikte kappa azalım değerleri deneme yanılma yolu ile 0.2-1.0 arasında değerler denenerek her istasyon için bu aralıktaki en uygun değer seçilmiştir. Kappa azalım değerleri değişimini görmek için IZT istasyonu gerçek kayıtları ile farklı kappa azalım değerleri simülasyonları karşılaştırılmış ve diğer istasyonlarda da bu şekilde karşılaştırmalarla en iyi uyum sağlanmaya çalışılmıştır. IZT istasyonundaki zaman ve frekans ortamındaki değişimler Şekil 3.25 ' de görülmektedir.



Şekil 3.25: İZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı kapa değerleri simülasyon karşılaştırmaları

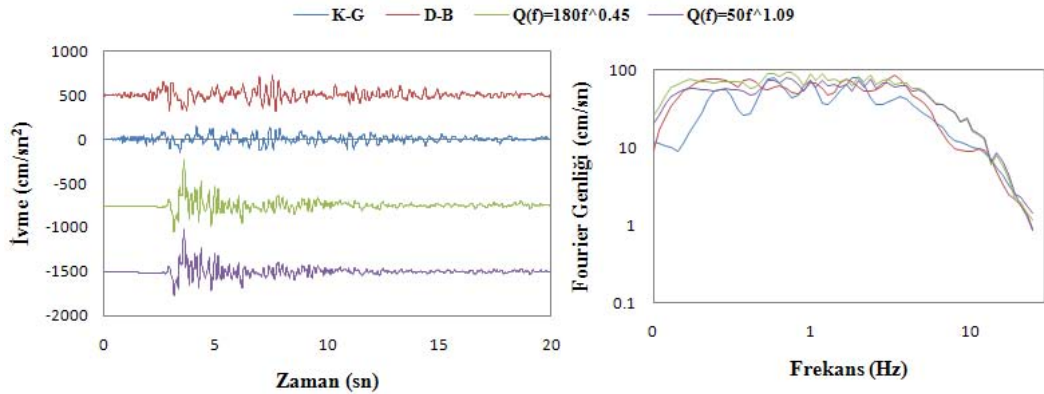
Karşılaştırmalar sonucu kapa değeri İZT istasyonu için 0.06s olarak belirlenmiştir. Seçilen 12 istasyonda karşılaştırmalar sonucu elde edilen kapa değerleri Tablo 3.5' de görülmektedir.

Tablo 3.5: Seçilen 12 istasyonda karşılaştırmalar sonucu elde edilen kapa değerleri

İSTASYON ADI	KAPPA (sn)
YKP	0.05
IZT	0.06
ARC	0.05
BRS	0.05
GBZ	0.06
IST	0.02
SKR	0.05
DUZ	0.06
GYN	0.06
IZN	0.07
YPT	0.08
BUR	0.06

S dalgasının yer içindeki geometrik yayılımı sırasında sönümlenmesine etki eden  $Q(f)$  parametresi depremin olduğu bölgeye bağlı olarak belirlenir. Kaynak incelemesi sonucunda; Horasan ve diğ. , 1998 Marmara bölgesi için  $Q_s(f) = 50 f^{1.09}$  ; Raof ve diğ. , 1999 California için  $Q_s(f) = 180 f^{0.42}$ ; Jeon , 2000 Utah için  $Q_s(f) = 145 f^{0.65}$  ve  $Q_s(f) = 180 f^{0.60}$  ; Baskoutas ve diğ. , 2000 Yunanistanın merkezi için  $Q_s(f) = 108 f^{0.65}$  ; Akyol ve diğ. , 2002 Marmaranın doğu kısmı Bursa bölgesi için  $Q_s(f) = 47 f^{0.67}$  ; Akıncı ve diğ. , 2006 Marmara bölgesi için  $Q_s(f) = 180 f^{0.45}$  belirlendiği tespit edilmiştir.

Çalışma kapsamında simülasyonda kullanılmak üzere Marmara bölgesi için belirlenmiş iki fonksiyon (Horasan ve diğ. (1998)  $Q_s(f) = 50 f^{1.09}$  , Akıncı ve diğ. (2006)  $Q_s(f) = 180 f^{0.45}$  ) 12 istasyonda da gerçek kayıtlarla karşılaştırılmış ve örnek olarak IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ve simülasyon karşılaştırmaları Şekil 3.26'da görülmektedir.

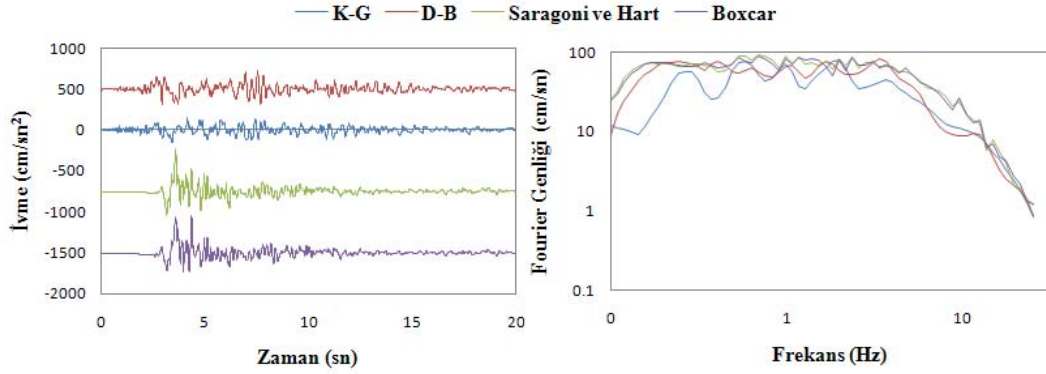


Şekil 3.26: IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ve farklı  $Q(f)$  fonksiyonları simülasyonu karşılaştırmaları

Karşılaştırmalar sonucu istasyonların çoğunda Akıncı ve diğ.' nin (2006) belirlediği sönüm fonksiyonu  $Q(f) = 180 f^{0.45}$  daha iyi uyum göstermiştir. Bu sebeple de simülasyonda kullanılmak üzere seçilmiştir.

Pencere fonksiyonları simülasyon kayıtlarını gerçek sismograma benzetmek için üretilmiş fonksiyonlardır. 12 istasyonda farklı pencereler denenmiş ve gerçek kayıtlarla

karşılaştırılmıştır. IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile Saragoni ve Hart penceresi, Boxcar penceresi karşılaştırmaları örnek olarak Şekil 3.27’ de görülmektedir.



Şekil 3.27: IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı pencere fonksiyonları (Saragoni ve Hart, Boxcar) karşılaştırmaları

Karşılaştırmalar sonucu gerçek kayıtlara en iyi uyumu sağlayan Saragoni ve Hart penceresi simülasyonlarda kullanılmak üzere seçilmiştir.

Kabuksal büyütme fonksiyonu enerji korunumu yasası ile uyumlu iki ortam arasındaki sınırı geçen sismik S dalgasının genliğindeki değişimi gösterir. Çalışma sırasında incelenen kaynaklardan Margaris ve Boore’ un (1998) yaptıkları çalışma sonucu elde ettikleri büyütme fonksiyonları simülasyonda kullanılmak üzere seçilmiştir. Farklı zemin türlerine (A,B,C) göre Margaris ve Boore , (1998) tarafından belirlenmiş fonksiyonların frekansa karşılık gelen büyütme değerleri Tablo 3.6’ da görülmektedir.

Margaris ve Boore , (1998) yaptıkları bu çalışmada A, B, C zemin sınıflarını Boore ve diğ. (1993)’ den alıntılanmışlardır. Bu zeminler yüzeyden 30m derindeki S dalga hızlarının ortalama değerlerine göre sınıflandırılmıştır.

$$A \quad V_{S30} > 750 \text{ m/sn}$$

$$B \quad 360 < V_{S30} < 750 \text{ m/sn}$$

$$C \quad 180 < V_{S30} < 360 \text{ m/sn}$$

(3.6)

Tablo 3.6: Farklı zeminlere göre kabuksal büyütme değerleri (Margaris ve Boore, 1998)

A		B		C	
Frekans(Hz)	Büyütme	Frekans(Hz)	Büyütme	Frekans(Hz)	Büyütme
0.01	1.00	0.01	1.00	0.01	1.00
0.10	1.06	0.09	1.21	0.09	1.44
0.24	1.13	0.16	1.32	0.16	1.73
0.45	1.22	0.51	1.59	0.51	2.62
0.79	1.38	0.84	1.77	0.84	3.12
1.38	1.65	1.25	1.96	1.25	3.42
1.93	1.86	2.26	2.25	2.26	3.86
2.85	2.05	3.17	2.42	3.17	4.07
4.03	2.17	6.05	2.70	6.05	5.11
6.34	2.28	16.60	3.25	16.60	5.11
12.54	2.38	61.20	4.15	61.20	5.11
21.23	2.42				
33.39	2.44				
82.00	2.46				

Çalışma kapsamında simülasyon yapılmak üzere kullanılacak 12 kuvvetli yer hareketi istasyonunun  $V_{S30}$  hızlarına göre zemin sınıfları Tablo 3.7' de görülmektedir.

Tablo 3.7: Simülasyon da kullanılacak 12 istasyonun  $V_{S30}$  hızlarına göre zemin sınıfları (\* Akkar ve diğ. , 2009; Rathje, 2003' den alınmıştır.)

No	İşletme	İstasyon Kodu	Koordinatlar Enlem°(K)- Boylam°(D)	En Büyük İvmeler			Kırılmaya Olan Uzaklık (km)	* $V_{S30}$ - Zemin Sınıfı
				KG (mgal)	DB (mgal)	D (mgal)		
1	KRDAE	ARC	40.824-29.361	211	134	83	23.3	500-B
2	DAD	BRS	40.183-29.127	54	46	26	73.1	457-B
3	KRDAE	BUR	40.261-29.068	101	100	48	69.6	C
4	DAD	DUZ	40.844-31.149	315	374	480	10.6	282-C
5	DAD	GBZ	40.786-29.450	265	142	199	17.7	701-B
6	DAD	GYN	40.397-30.783	138	118	130	35	347-C
7	DAD	IST	41.058-29.010	61	43	36	61.9	595-B
8	DAD	IZN	40.442-29.717	92	123	82	33.3	197-C
9	DAD	IZT	40.767-29.917	171	225	146	4.7	826-A
10	DAD	SKR	40.737-30.380	-	407	259	3.2	412-B
11	KRDAE	YKP	41.081-29.011	41	36	27	63.6	A
12	KRDAE	YPT	40.764-29.760	230	322	241	3.7	300-C

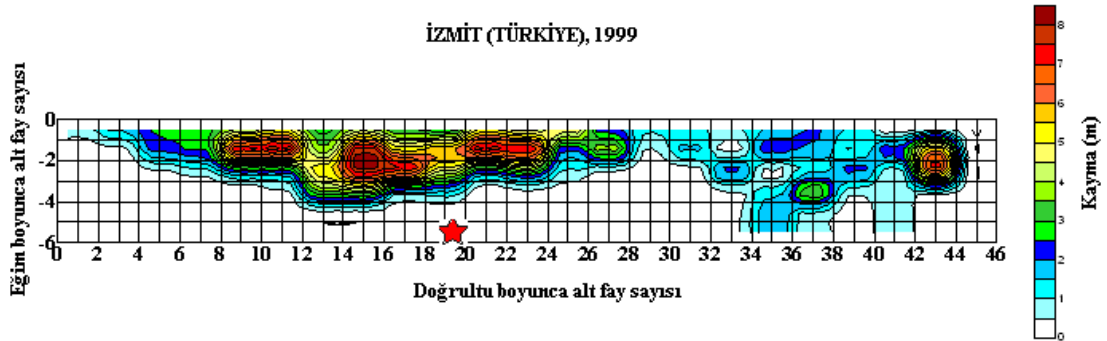
Kayma modeli sonlu fay modeli içindeki her bir alt fayın kayma miktarını gösteren farklı çalışmacılar tarafından düzenlenmiş modellerdir. EXSIM programında istendiği takdirde rassal olarak da seçilebilir. Bu durumda program fay modeli içerisine rassal olarak kayma miktarı değerleri atamaktadır.

17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük Depreminin fayının kayma miktarlarını belirleyen bazı araştırmacıların (Bouchon ve diğ. , 2002; Delouis ve diğ. , 2002; Sekiguchi ve Iwata, 2002; Utkucu ve Durmuş, 2009 ) kayma modelleri çalışma da kullanılacak simülasyon parametrelerine (140 km x 20 km ve 46x6 alt fay sayısı) indirgenerek simülasyonlara uygun hale getirilmiştir. Bu modeller Şekil 3.28’ de sırasıyla görülmektedir. Bu kayma modellerinde simülasyona indirgeme işlemi sırasında fay orijininin hangi yönde olduğu göz önünde bulundurularak işlem yapılmıştır.

a)



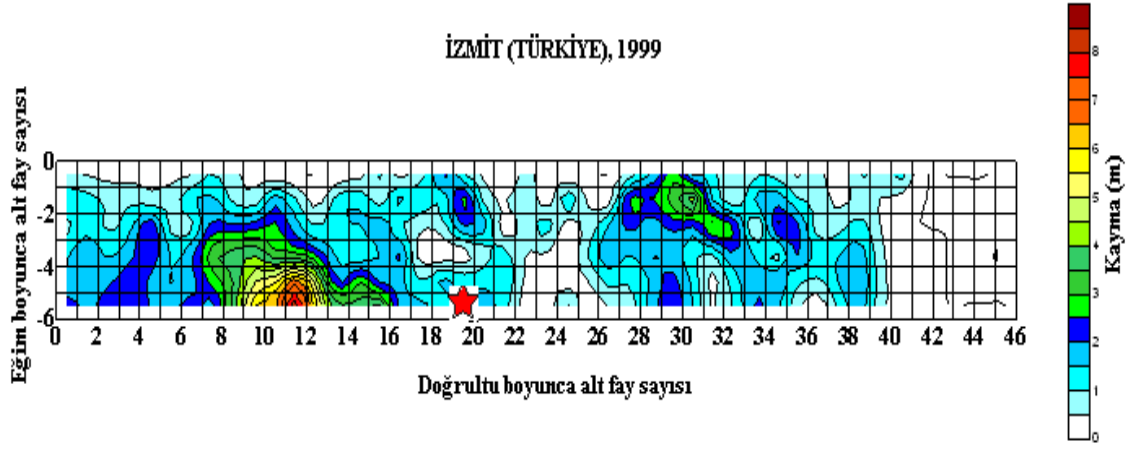
b)



Şekil 3.28: Simülasyona uygun hale getirilmiş farklı çalışmacılara göre kayma modelleri ( a) Bouchon ve diğ., 2002; b) Delouis ve diğ., 2002; c) Sekiguchi ve Iwata, 2002; d) Utkucu ve Durmuş, 2009)



c)



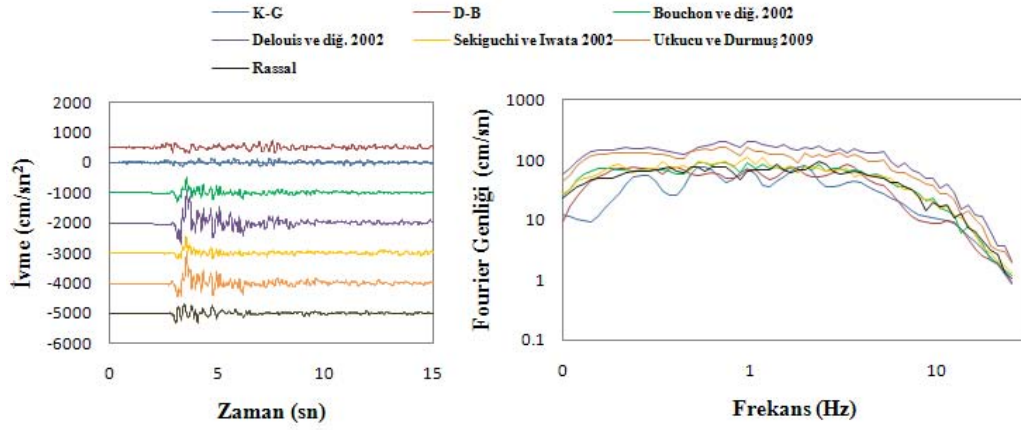
d)



Şekil 3.28: Devamı

Simülasyona indirgeme işlemi sonucu elde edilen kayma modelleri 12 istasyon kayıtlarında da denenmiş, örnek olarak IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı kayma modelleri karşılaştırmaları Şekil 3.29' da görülmektedir.

Karşılaştırma sonucu gerçek kayıtlara en iyi uyumu gösteren Bouchon ve diğ.'nin (2002) yaptığı çalışma sonucu elde ettikleri kayma miktarları simülasyonlarda kullanılmak üzere seçilmiştir.



Şekil 3.29: IZT istasyonu zaman ve frekans ortamı gerçek kayıtları ile farklı kayma modelleri karşılaştırmaları

IZT istasyonunda yapılan kayma modeli karşılaştırmaları sonucunda en iyi uyumu gösteren (12 istasyon için) Bouchon ve diğ.'nin (2002) belirlediği kayma modeli belirlenmiştir. Aynı zaman da Sekiguchi ve Iwata (2002), EXSIM programının oluşturduğu rassal kayma modelleride yakın sonuçlar vermektedir.

Çalışma kapsamında yapılan incelemeler ve simülasyon denemeleri sonucu gözlemsel ve teorik veriler arasında en iyi uyumu veren model parametreleri Tablo 3.8' de görülmektedir.

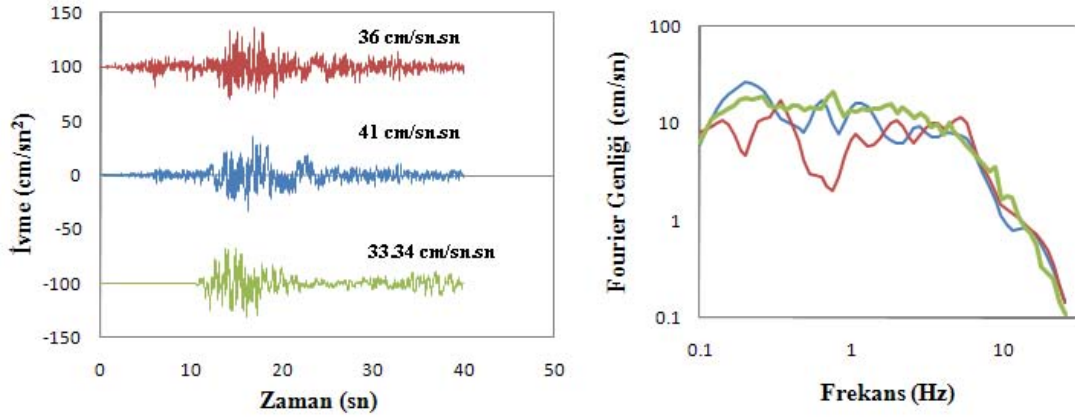
Tablo 3.8: 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi optimum simülasyon parametreleri

PARAMETRELER	PARAMETRE DEĞERLERİ
Depremin Büyüklüğü ( $M_w$ )	7.4
Gerilme Düşümü ( $\Delta\sigma$ , Bar)	50
Kappa ( $\kappa$ )	0.02-1.0
Fay Başlangıç Koordinatları ( Enlem-Boylam)	N 40.72°-E 29.25°
Doğrultu , Eğim ve Fay derinliği	90° / 90° / 0 km
Fay Uzunluğu ve Genişliği ( km )	140 / 20
Alt Fay Boyutları ( km x km )	3 x 3
Hiposantırın Yeri (alt fay sayısı doğrultu ve eğim boyunca)	20 / 6
S dalga Hızı ( km / sn )	3.5
Yoğunluk ( gr / cm <sup>3</sup> )	2.8
Kırılma Hızı ( km / sn )	3.5
Geometrik Azalım Fonksiyonu $f \geq 1$ hz, $g(r)$	$= r^{-1.0}$ için $r \leq 30$ km $= r^{-0.75}$ için $30 < r \leq 100$ km $= r^{-0.1}$ için $r > 100$ km
Sönüm Fonksiyonu $Q(f)$	$180f^{0.45}$ 0 (R<10 km), 0.16 R (10<R<70 km), -0.03 R (70<R<130 km), 0.04 R (R>130 km)
Uzaklık Bağımlı Süre Modeli	
Pencere Fonksiyonu	Saragoni-Hart
Kabuksal Büyütme	Margaris ve Boore, 1998
Kayma Modeli	Bouchon ve diğ., 2002

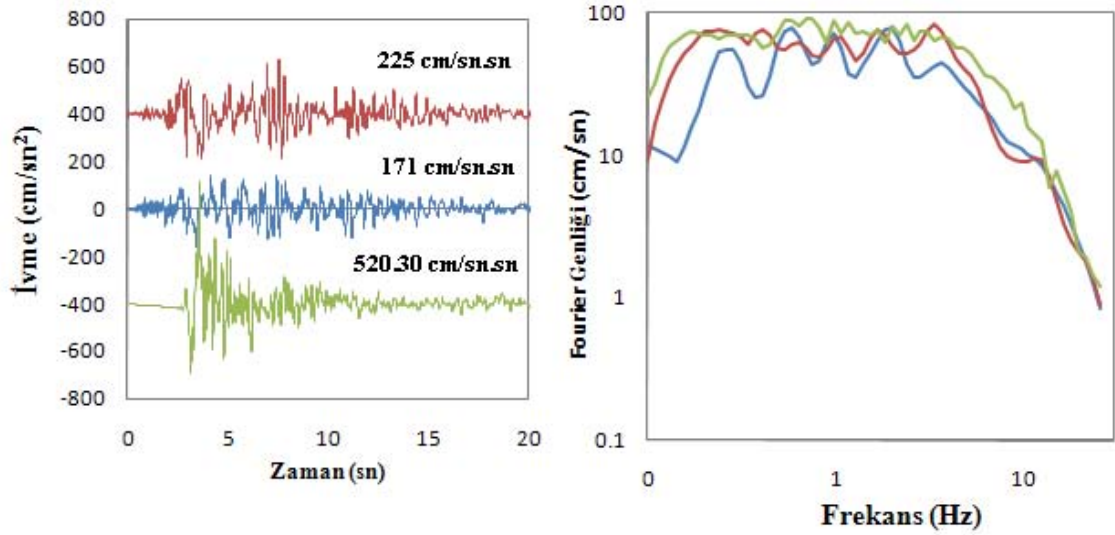
### 3.5. 17 AĞUSTOS 1999 İZMİT-GÖLCÜK DEPREMİNİN MODELLENMESİ

Optimum parametrelerle elde edilmiş 12 istasyonun simülasyon kayıtlarının 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi kayıtları ile karşılaştırmaları Şekil 3.30 'da görülmektedir.

#### YKP İSTASYONU

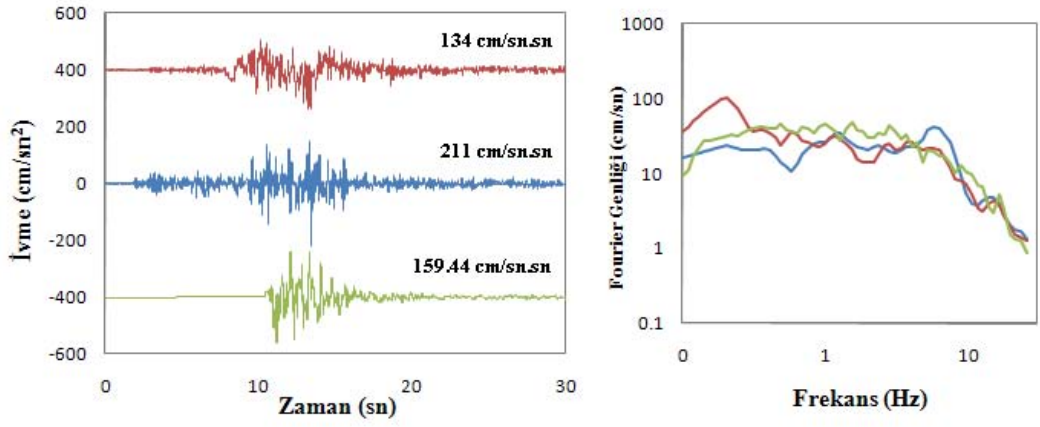


#### IZT İSTASYONU

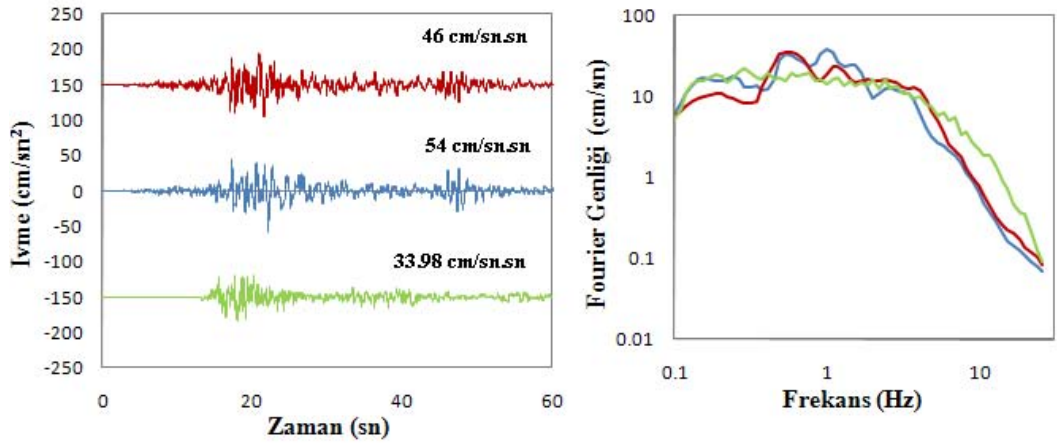


Şekil 3.30: 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi yakın istasyon kayıtları ve simülasyon karşılaştırmaları ( mavi, kuzey-güney bileşeni; kırmızı, doğu-batı bileşeni ve yeşil simülasyon kayıtlarını göstermektedir)

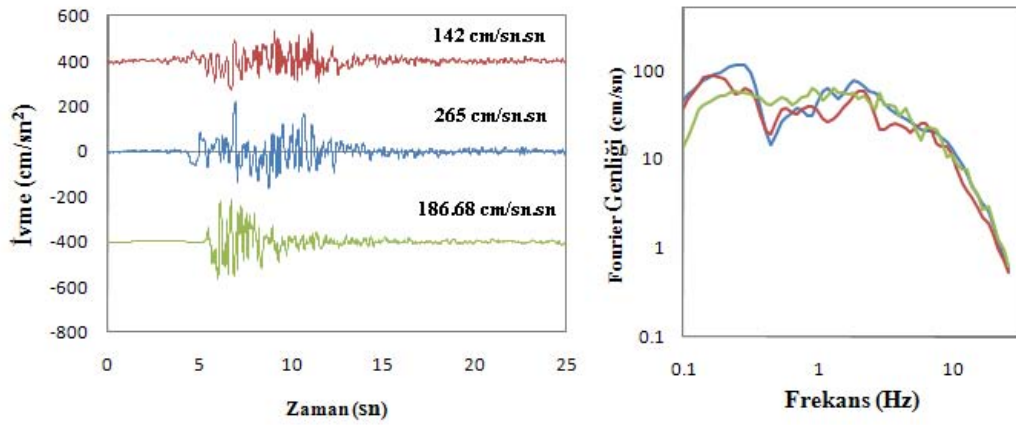
## ARC İSTASYONU



## BRS İSTASYONU

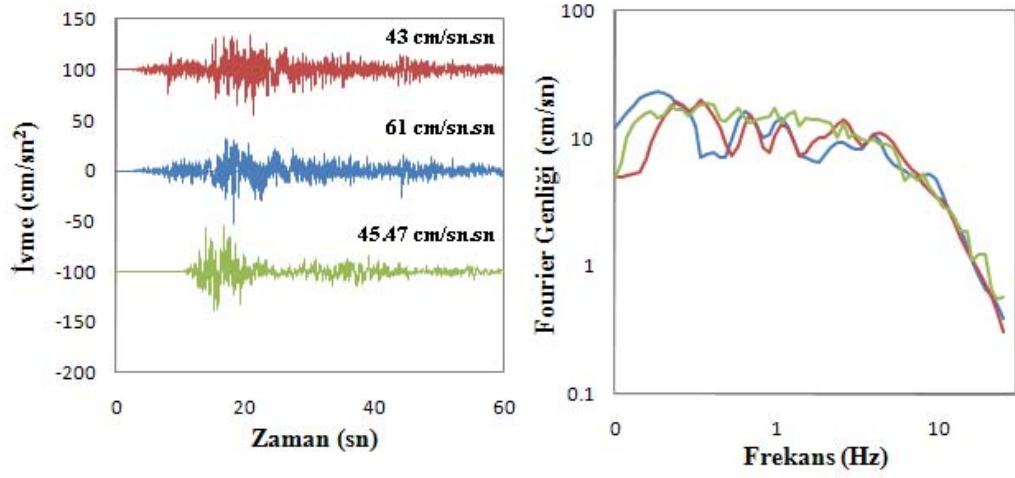


## GBZ İSTASYONU

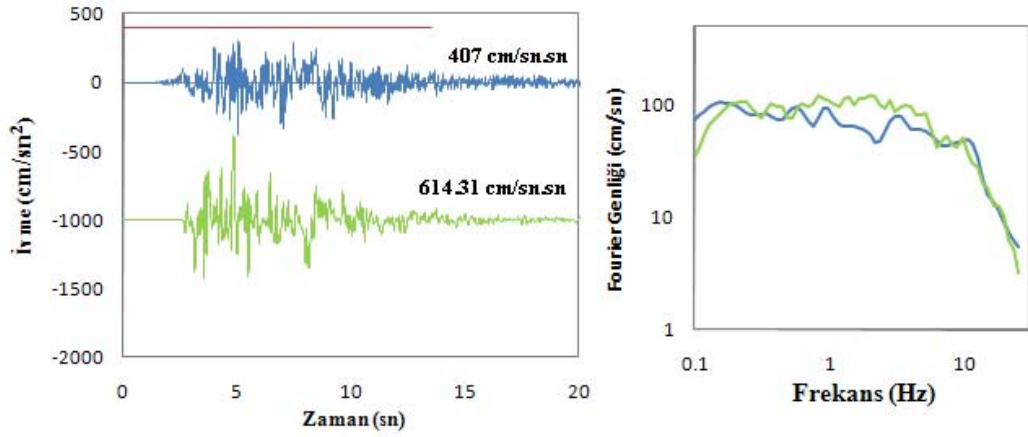


Şekil 3.30: Devamı

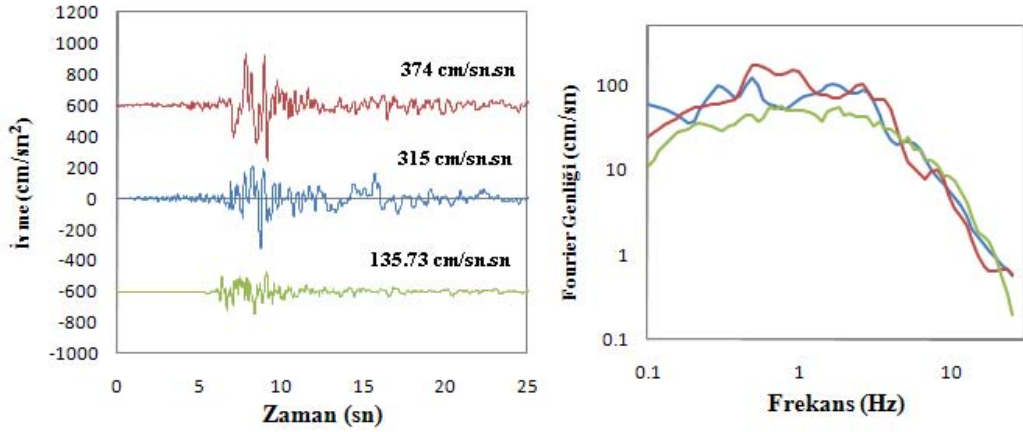
## IST İSTASYONU



## SKR İSTASYONU

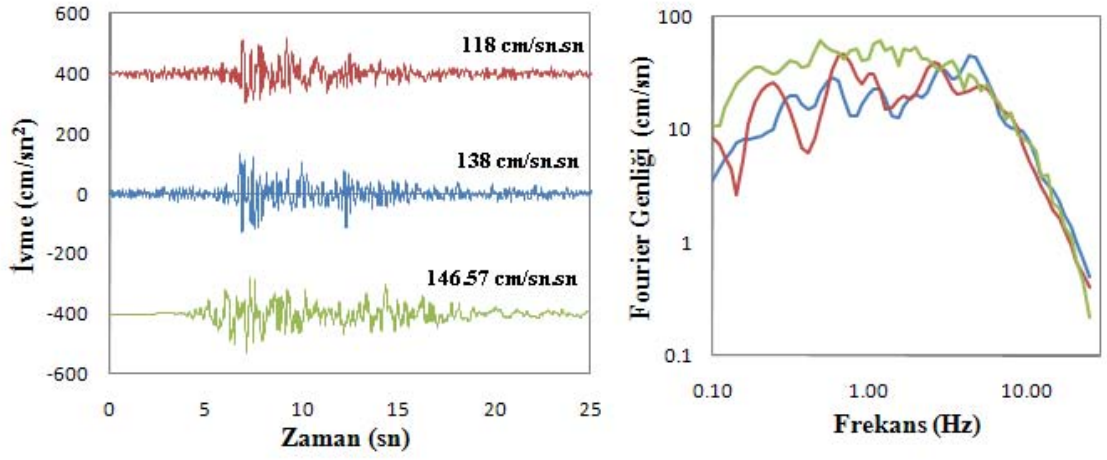


## DUZ İSTASYONU

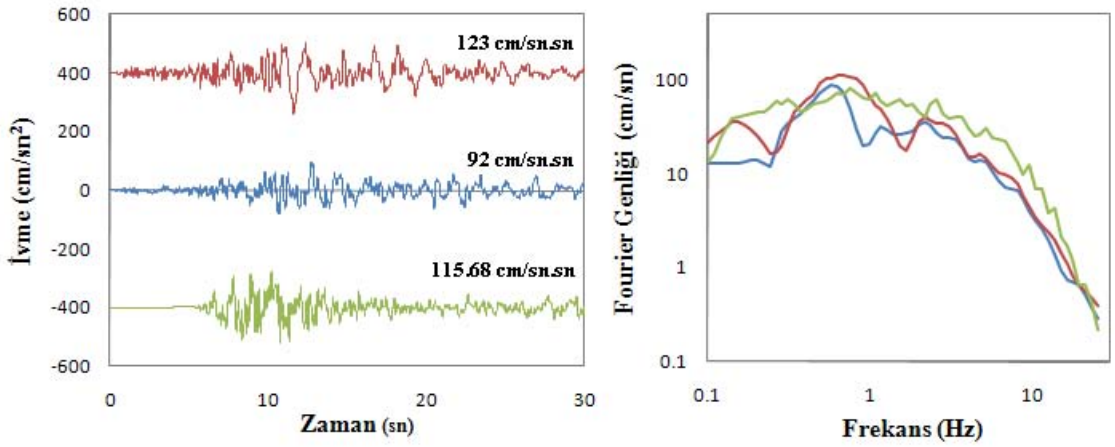


Şekil 3.30: Devamı

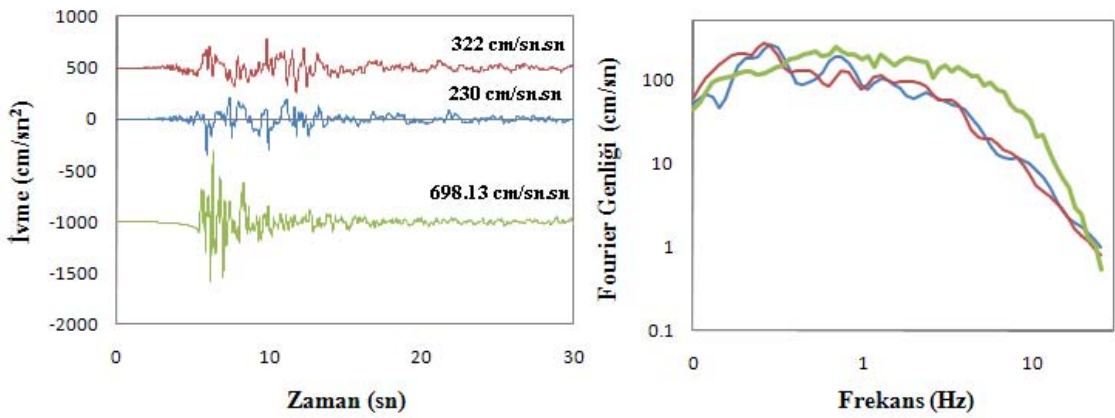
## GYN İSTASYONU



## IZN İSTASYONU



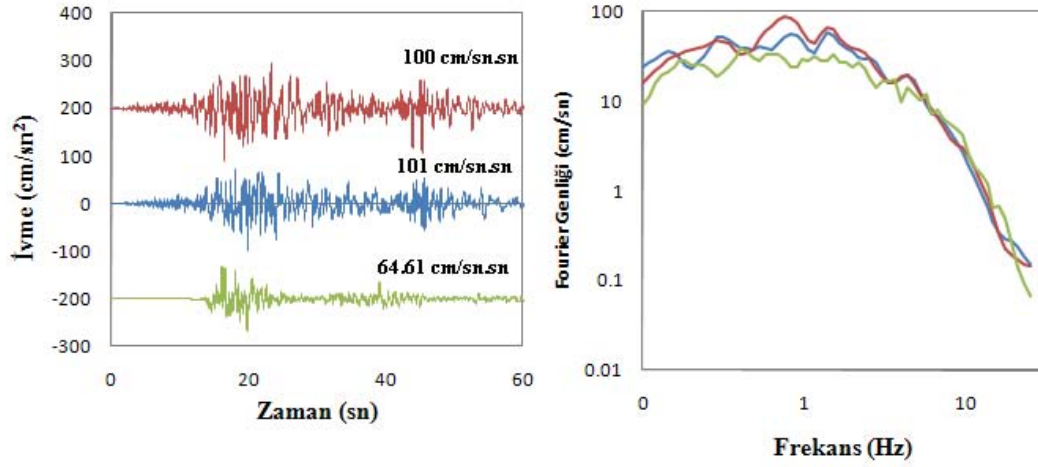
## YPT İSTASYONU



Şekil 3.30: Devamı



## BUR İSTASYONU



Şekil 3.30: Devamı

Burada zeminleri kaya olarak belirlenmiş ilk iki istasyonun (YKP ve IZT istasyonları) hem zaman ortamı hem de frekans ortamı modellemeleri oldukça başarılı sonuçlar vermiştir. Hafif de olsa kendi aralarında belirli bir zemin farklılığı olması sebebiyle denemelerde kapp değerleri iki istasyonda da farklı alınmış ve olumlu sonuçlara ulaşılmıştır. YKP istasyonunda kapp 0.05s ve IZT istasyonunda kapp 0.06s olarak alınmıştır. Bunun sebebi frekans ortamı kayıtlarındaki gerçek deprem kayıtları ile simülasyonlar arasındaki en iyi uyumu yakalamaktır.

Zeminleri sıkı zemin (stiff) olarak belirlenen 5 istasyonda (ARC, BRS, GBZ, IST ve SKR istasyonları) ise genel olarak kapp değerleri değişimiyle frekans ortamında başarılı sonuçlara varılmışken BRS istasyonunda diğer istasyonlar kadar başarılı olunamamıştır. Bunun sebebi olarak bu istasyonun yerel büyütme fonksiyonunun kullanılan büyütme fonksiyonundan farklı olabileceği de düşünülebilir. Kapp değerleri ARC istasyonunda 0.05s, BRS' de 0.05s, GBZ' de 0.06s, IST' de 0.02s ve SKR istasyonunda da 0.05s olarak alınmıştır.

Zeminleri gevşek zemin olarak belirlenen kalan 5 istasyonda (DUZ, GYN, IZN, YPT ve BUR) ise frekans ortamında yine başarılı sonuçlar elde edilmiş ancak zaman ortamı kayıtlarında DUZ, YPT ve BUR istasyonlarında gerçek değerlere yaklaşım pek sağlanamamıştır. Bunun sebebi yine sıkı zemindeki istasyonda (BRS) olduğu gibi yerel



büyütme fonksiyonunun kullanılan fonksiyondan farklı olması olarak düşünülebilir. Kappa değerleri DUZ istasyonunda 0.06s, GYN' de 0.06s, IZN' de 0.07s, YPT' de 0.08s ve BUR istasyonunda da 0.06s olarak alınmıştır.

Genel olarak simülasyon gerçek kayıt karşılaştırmalarına bakıldığında büyük oranda başarı sağlandığı görülmektedir.

### **3.6. YALOVA İÇİN DEPREM KAYITLARININ TÜRETİLMESİ**

#### **3.6.1. Yalova'nın Jeolojik Yapısı ve Stratigrafisi**

Bölgede Paleozoik, Mesozoik ve Senozoik yaşlı birimler yer almaktadır. Yalova ve civarında yaşlıdan gence doğru formasyonlar şu şekilde sıralanmaktadır:

- Paleozoik şist, mermer
- Triyas Kumtaşı-konglomera
- Üst Kretase Kalker-konglomera
- Eosen Filiş volkan tüfü, andezit lavı
- Neojen Marn, kil taşı, silt taşı, konglomera
- Kuvaterner Kil, kum, çakıl

Paleozoik oluşum Armutlu yarımadasının batı ucundan başlayarak Esenköy ve Kocadereye kadar sürer. Yarımada'nın batı, güney ve doğu kısımlarında geniş alanlar kaplayan paleozoik seri, kuzeybatı da Kocadere köyünde granit tabaka ve orta kısımlarda Dumanlıdağ'dan başlayıp kuzeydoğu doğrultusunda Çınarcık-Kurtköy çizgisine kadar yayılan volkanik arazi ile kesintiye uğramış ve çok büyük bir olasılıkla örtülmüş bulunmaktadır.

Taşköprü Formasyonu, (Triyas) kırmızı ve bordo renkleriyle (Şekil 3.32) tanınan istif genellikle kumtaşı ve silttaşlarından oluşur. Akartuna (1968) tarafından, İzmit Körfezi kuzeyinde Kocaeli Yarımadasında yüzeyleyen ve Triyas yaşında olduğu bilinen kumtaşlarına benzetilerek bu birime dahil edilmiştir. Birimden bugüne kadar fosil bulunmamıştır. Kumtaşları Armutlu fayına yakın kesimler dışında az çatlaklı ve masiftir. Rejyonal eğimler genellikle batıya doğrudur. Ancak Taşköprü fayına bitişik

kesimlerde kuzeye doğru eğimlenmekte ve sıkça devrik ve yatık şekilde kıvrımlanmaktadır.

İncebel Flişi ve Kızderbent volkaniti, (Orta Eosen) kumtaşı, silttaşı, şeyl ar dalanmasından oluşan, ve yer yer kalın, yeşil renkli tuf ve andezitik lav seviyeleri içeren volkano-tortul topluluğun çökeli kesimleri İncebel flişi (Göncüoğlu vd, 1987), lav ve piroklastik egemen kesimleri ise Kızderbent volkaniti (Genç, 1993) olarak tanımlanmıştır. Şekil 3.32' de pembe renkli kısımlar incebel formasyonunu göstermektedir. Eosen flişi Triyas kumtaşlarının doğusunda yüzeyler, Triyas kumtaşları ile olan ilişkisi olasılıkla ters faylıdır. Eosen çökelleri haki yeşil rengi, nispeten daha ince tabakalı oluşu ve silttaşı-marn ve kilttaşı seviyeleri içermesi ile Triyas kumtaşlarından kolaylıkla ayırdedilebilir özelliktedir.

Kılıç Formasyonu, (Ü. Miyosen) başlıca çakıltaşı, kumtaşı, marn ve killerden oluşur. Şekil 3.32' de açık yeşil renkler gösterilen birimlerdir. Birimin tabanı Taşköprü-Kılıç yolunun Kabaklı sapağındaki mıcır ocağında net bir şekilde görülmektedir. Burada Miyosen istifini Triyas birimleri üzerinde bariz bir açısız diskordansla oturur. İstifin altında birkaç metrelik bir taban çakıltaşı vardır. Yuvarlak taneli, tane destekli, yer yer çapraz tabakalanma gösteren zayıf tutturulmuş bu birim alttaki birimlerden çakıllar içermektedir. Üste doğru tane boyu hızla incir ve istif önce kumtaşlarına daha sonra da çamurtaşı, marn ve kilttaşlarına geçer. Bu birimin killi seviyeleri yoğun yüzeysel ayrışmaya uğramış, killeri şişerek akmış ya da kötü arazi topoğrafyası gelişimine neden olmuştur.

Yalacdere formasyonu, (Ü. Miyosen-Pliyosen) Armutlu fayı kuzeyinde, Taşköprü ilçesi yakın civarında bulunur (Bargu ve Sakınç, 1989). Şekil 3.32' de turuncumsu sarı renk ile gösterilen birimlerdir. Birim genellikle gevşek tutturulmuş veya tutturulmamış ince taneli konglomera ve kil ar dalanması ile temsil olunur ve Armutlu Fayı'nın kuzeyinde kalan kesimde düşük açılarla kuzeye eğimli konumdadır. Birim Bargu ve Sakınç'ın (1989) verilerine göre Üst Miyosen-Pliyosen yaşındadır. Yalacdere formasyonu üstte, Laledere deltasını oluşturan Pleistosen ve Holosen çökelleri ile örtülür.





### 3.6.2. Yalova' da 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük Depremi Hasar Durumu

Yalova yerleşim alanı ve yakın çevresinde genç alüvyon çökelleri bulunmaktadır. Bu çökeller özellikle Yalova merkezi, Safrandere ve Mandıra derenin taşıdığı kırıntıların Marmara Denizi'ne ulaştığı delta üzerinde yer almaktadır (Şekil 3.32). Bu birimde yeraltı suyu seviyesi yüzeye yakındır. Depremin Yalova'da büyük bir can ve mal kaybına neden olmasının en önemli nedeni zeminin bu özellikleri dikkate alınmadan yapılaşmaya gidilmesidir. Deprem sırasında yerel zemin tabakalarının statik ve dinamik davranış özelliklerinin yapısal hasar üzerindeki etkisi önemlidir. Yapıların deprem kuvvetlerine karşı tasarımında üzerinde buldukları zemin tabakalarının hakim periyod, büyütme düzeyi, sıvılaşma riski gibi dinamik özelliklerinin dikkate alınması gerekmektedir.

Yalova ili 6 ilçe ve 52 köyden meydana gelmiştir. Yalova ilinin nüfusu 1997 nüfus sayımına göre 163.916 dır. Bunun 110.106'sı ilçe merkezlerinde, 53.810'u köylerde yaşamaktadır. Yalova ilinde yüzde olarak en fazla can ve mal kaybı Çiftlikköy ilçesinde olmuştur. Çiftlikköy'deki konutların %19'u ağır hasara uğramış ve bu ilçede yaşayan 672 kişi ölmüştür. Yalova il ve ilçe merkezlerinin deprem merkez üssüne uzaklıkları Yalova(M) 53.45 km, Altınova 33.81 km, Armutlu 94.39 km, Çiftlikköy 50.08 km, Çınarcık 67.13 km ve Termal 62.54 km dir. Altınova ilçesi Yalova ve Çiftlikköy ilçesine göre deprem merkez üssüne daha yakın olmasına rağmen daha az hasara uğramıştır.

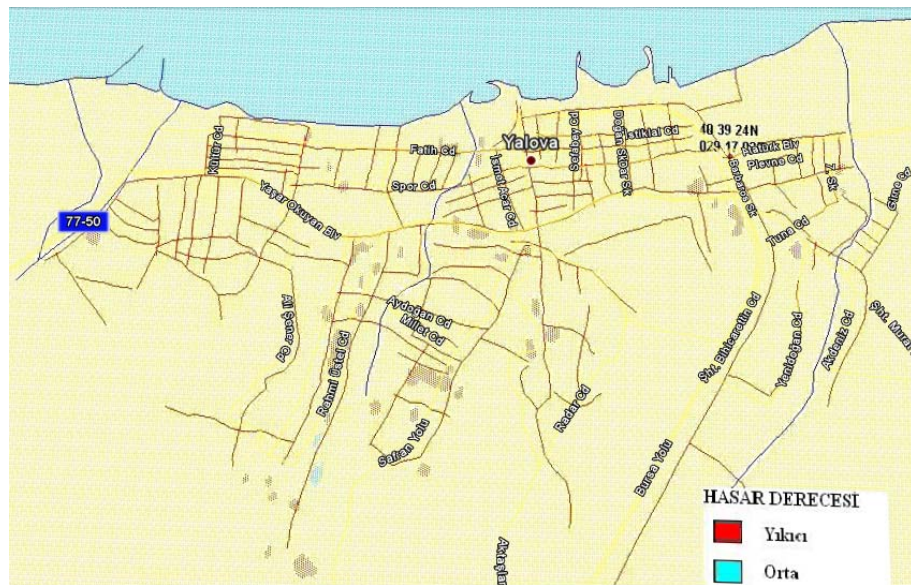
Yalova ilinde toplam 9.462 konut ağır, 7.917 konut orta, 12.685 konut hafif hasara uğramıştır. İzmit depremi nedeniyle meydana gelen ağır hasarın %14'ü , orta hasarın % 12'si ve hafif hasarın % 16'sı Yalova ilinde meydana gelmiştir. Yalova(M) il merkezindeki konutların % 16'sı, Altınova ilçe merkezindeki konutların % 7'si, Çiftlikköy ilçe merkezindeki konutların % 19.01'i, Çınarcık ilçe merkezindeki konutların % 4.43'ü ve Termal ilçe merkezindeki konutların % 2.07'si ağır hasara uğramıştır. Yalova ili ilçelere göre konut hasar durumu Tablo 3.9' da görülmektedir (Özmen,2000).



Tablo 3.9: Yalova ili ilçelere göre konut hasar durumu

YALOVA İLİ	Toplam Ağır	Toplam Orta	Toplam Hafif	Ağır Şehir	Orta Şehir	Az Şehir	Ağır Köy	Orta Köy	Az Köy
Yalova(M)	5172	4411	8228	4834	4072	7516	338	339	712
Altınova	561	438	643	85	65	85	476	373	558
Armutlu	0	15	33	0	15	29	0	0	4
Çiftlikköy	2303	1443	1297	1732	1154	857	571	289	440
Çınarcık	1374	1596	2129	746	1038	1176	628	558	953
Termal	52	14	355	18	0	202	34	14	153
<b>Toplam</b>	<b>9462</b>	<b>7917</b>	<b>12685</b>	<b>7415</b>	<b>6344</b>	<b>9865</b>	<b>2047</b>	<b>1573</b>	<b>2820</b>

Yalova(M)'e bağlı 12 yerleşim birimindeki konutların 338 tanesi ağır, 339 tanesi orta ve 712 tanesi hafif hasara uğramıştır. Altınova ilçesine bağlı 15 yerleşim birimindeki konutların 476 tanesi ağır, 373 tanesi orta ve 558 tanesi hafif hasara uğramıştır. Armutlu ilçesine bağlı 5 yerleşim birimindeki konutların hiçbiri ağır hasara uğramamış sadece 4 tanesi hafif hasara uğramıştır. Çınarcık ilçesine bağlı 7 yerleşim biriminden 5 tanesindeki konutların 628 tanesi ağır, 558 tanesi orta ve 953 tanesi hafif hasara uğramış 2 köyde hiçbir hasar meydana gelmemiştir. Çiftlikköy ilçesine bağlı 11 yerleşim birimindeki konutların 571 tanesi ağır, 289 tanesi orta ve 440 tanesi hafif hasara uğramıştır. Termal ilçesine bağlı 2 yerleşim biriminden 1 tanesindeki konutların 34 tanesi ağır, 14 tanesi orta ve 153 tanesi hafif hasara uğramış diğer köyde herhangi bir hasar meydana gelmemiştir. Şekil 3.33' de Yalova merkezinin aldığı hasarın derecesini gösteren harita görülmektedir.

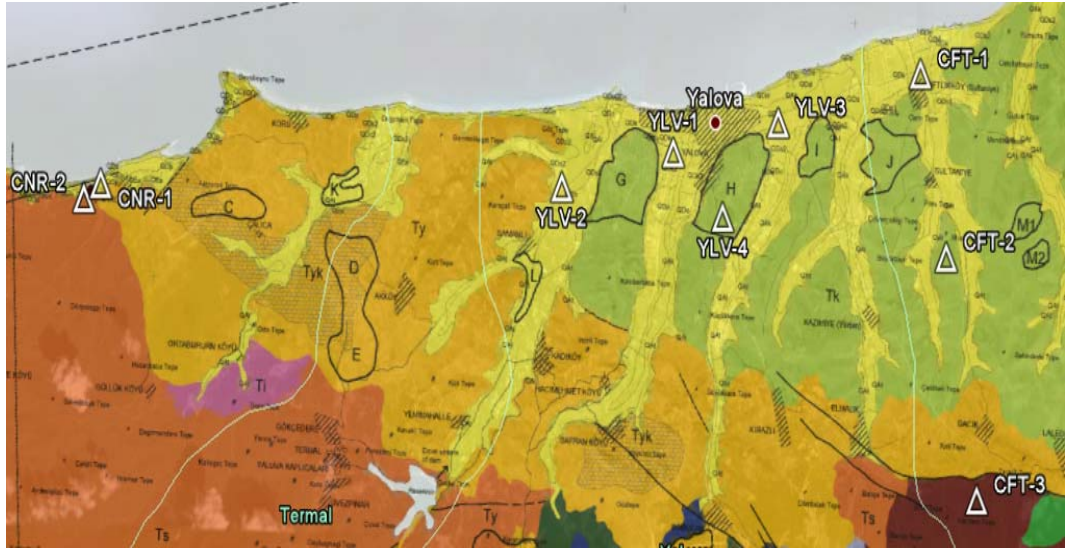


Şekil 3.33: Yalova merkez hasar derecesi haritası

### 3.6.3. Deprem Kayıtlarının Yalova İçin Türetilmesi

Çalışma kapsamında 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük Depremi belirlenen 12 istasyonda modellenmiş ve gerçek kayıtlarla karşılaştırma sonuçlarından elde edilen optimum deprem simülasyon parametreleri hasarın en çok olduğu Yalova merkez ve büyük ilçe merkezleri Çınarcık ve Çiftlikköy' de seçilen toplam 9 noktada deprem kayıtlarının türetilmesinde kullanılmıştır.

Yalova merkez' de yerleşim yerlerinin sık olduğu kısımlarda, şehir merkezine hakim iki formasyon üzerinde; yüzey çökellerinde (alüvyon) 3 nokta ( YLV-1, YLV-2, YLV-3) ve kılıç formasyonu üzerinde 1 nokta (YLV-4) olmak üzere 4 noktada deprem kayıtları türetilmiştir. Yine yerleşim sıklığına göre Çınarcık ilçesi merkezde yüzey çökelleri üzerinde 1 noktada (CNR-1) ve daha sert kaya zemin (Sarısu formasyonu) üzerinde 1 noktada (CNR-2) olmak üzere 2 noktada türetilmiştir. Çiftlikköy ilçesinde yüzey çökelleri üzerinde 1 noktada (CFT-1), kılıç formasyonunda 1 noktada (CFT-2) ve taşköprü formasyonu üzerinde 1 noktada (CFT-3) olmak üzere 3 noktada deprem kayıtları türetilmiştir (Şekil 3.34).



Şekil 3.34: Yalova, Çınarcık ve Çiftlikköy' de seçilen noktalar ( burada açık sarı renk yüzey çökellerini, açık yeşil renk kılıç formasyonunu, bordo renk Taşköprü formasyonunu ve turuncu renk ise Sarısu formasyonunu göstermektedir)

Seçilen noktaların enlem-boylam koordinatları ve buldukları formasyon tipi Tablo 3.10' da görülmektedir.

Tablo 3.10: Simülasyon noktaları enlem-boylam koordinatları ve formasyon tipleri

Simülasyon Noktaları	Enlem-Boylam Koordinatları ( ° )	Formasyon Tipi
YLV-1	40.651K-29.260D	Yüzey Çökelleri (alüvyon)
YLV-2	40.645K-29.231D	Yüzey Çökelleri (alüvyon)
YLV-3	40.656K-29.287D	Yüzey Çökelleri (alüvyon)
YLV-4	40.647K-29.273D	Kılıç Formasyonu (sıkı zemin)
CNR-1	40.643K-29.111D	Yüzey Çökelleri (alüvyon)
CNR-2	40.641K-29.107D	Sarısu Formasyonu (kaya)
CFT-1	40.664K-29.324D	Yüzey Çökelleri(alüvyon)
CFT-2	40.637K-29.332D	Kılıç Formasyonu (sıkı zemin)
CFT-3	40.601K-29.341D	Taşköprü Formasyonu (kaya)

Seçilen noktaların formasyonlarının zemin tipi sınıflaması sırasıyla yüzey çökelleri gevşek zemin, Kılıç formasyonu sıkı zemin, Taşköprü ve Sarısu formasyonları kaya olarak düşünülmüştür. Bu durumda simülasyonda kullanılan Margaris ve Boore'un (1998) zemin büyütme fonksiyonunu düzenledikleri sınıflamaya göre formasyonlar sınıflandırılırsa; Yüzey çökelleri, C; Kılıç formasyonu, B ve Taşköprü ve Sarısu formasyonları A sınıfı olarak isimlendirilebilir.

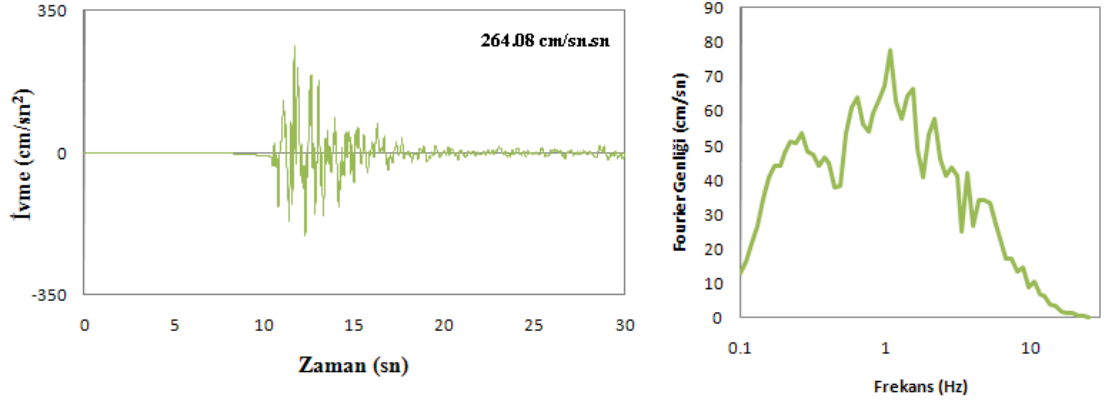
Yalova merkezi için seçilen noktalar YLV-1, YLV-2, YLV-3, YLV-4' tür (Şekil 3.35). Bu noktalar için türetilen zaman, frekans ortamı deprem kayıtları Şekil 3.36' da görülmektedir.



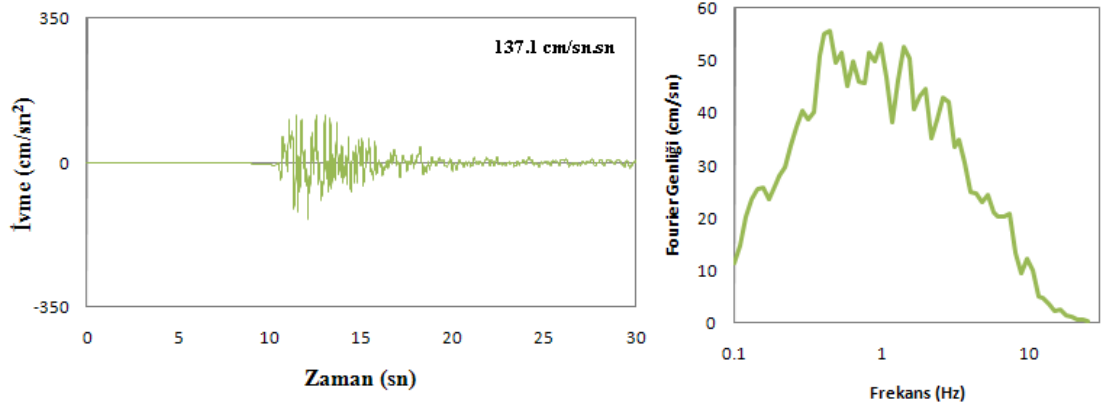
Şekil 3.35: Yalova merkezi simülasyon noktaları (kırmızı üçgen, gevşek zemin ve yeşil üçgen, sıkı zemin olan noktaları göstermektedir)



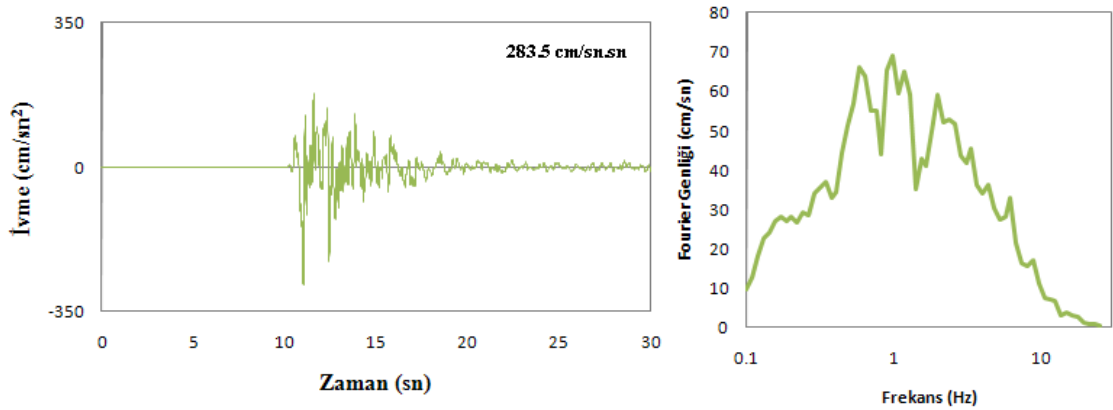
## YLV-1 NOKTASI



## YLV-2 NOKTASI

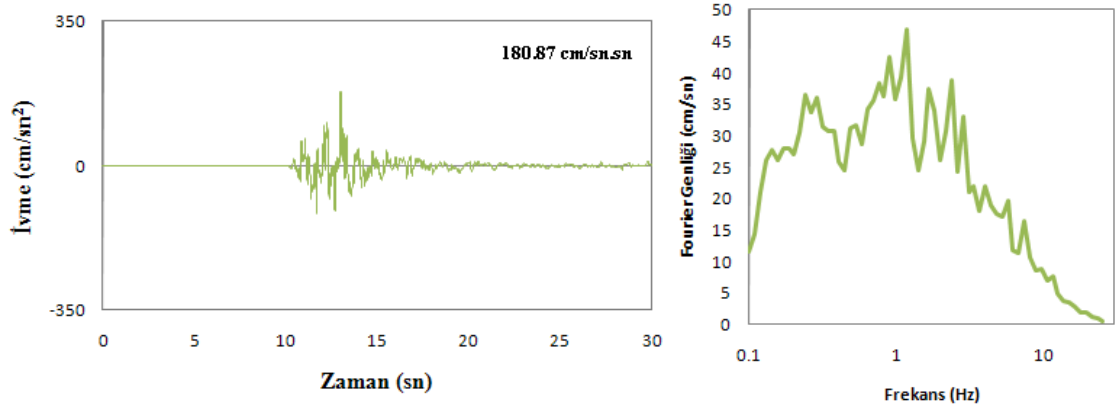


## YLV-3 NOKTASI



Şekil 3.36: Yalova merkezi seçilen noktalarda türetilen deprem kayıtları

## YLV-4 NOKTASI



Şekil 3.36: Devamı

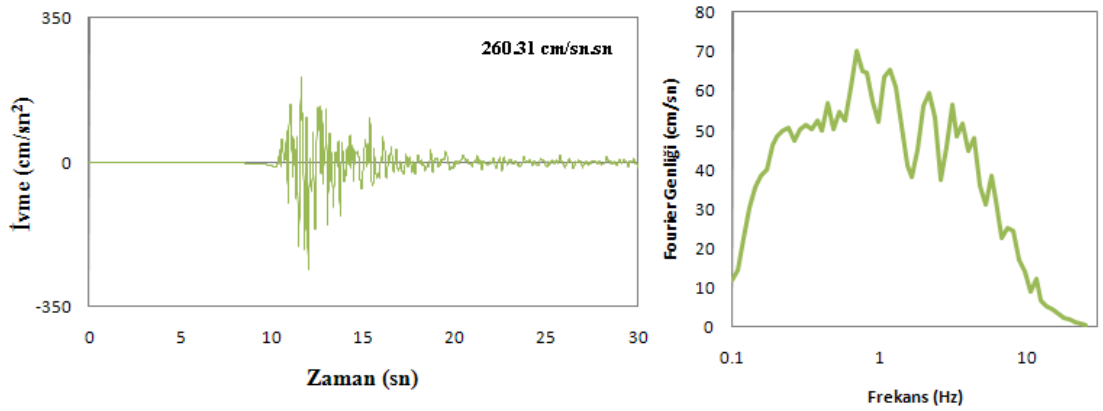
YLV-1, YLV-2, YLV-3 noktaları alüvyon (gevşek zemin) üzerinde ve Yalova'nın merkezinde en fazla hasar gören bölgelerde belirlenen noktalardır. Yapılan simülasyonlar sonucu ivme değerleri ortalama  $172.57 \text{ cm/sn}^2$  ile  $200.72 \text{ cm/sn}^2$  arasında değişmektedir. Hakim frekansın YLV-1 noktasında 1 Hz civarında, YLV-2 noktasında 0.4-1.0 Hz civarında ve YLV-3 noktasında 0.6-2.0 Hz civarında olduğu görülmektedir. YLV-4 noktasında ise ortalama  $146.47 \text{ cm/sn}^2$  ivme değeri elde edilmiştir. Hakim frekans bu noktada 1.5 Hz civarındadır. Yalova merkezindeki noktalara bakıldığında alüvyon birimdeki noktalarda (YLV-1, YLV-2, YLV-3) daha yüksek ivme değerleri görülmektedir. Bu bölgedeki ağır hasarın sebebinin alüvyon birimlerden kaynaklı olduğu düşünülebilir.

Yalova Çiftlikköy ilçesi için seçilen noktalar CFT-1, CFT-2, CFT-3' tür (Şekil 3.37). Bu noktalar için türetilen zaman, frekans ortamı deprem kayıtları Şekil 3.38' de görülmektedir.



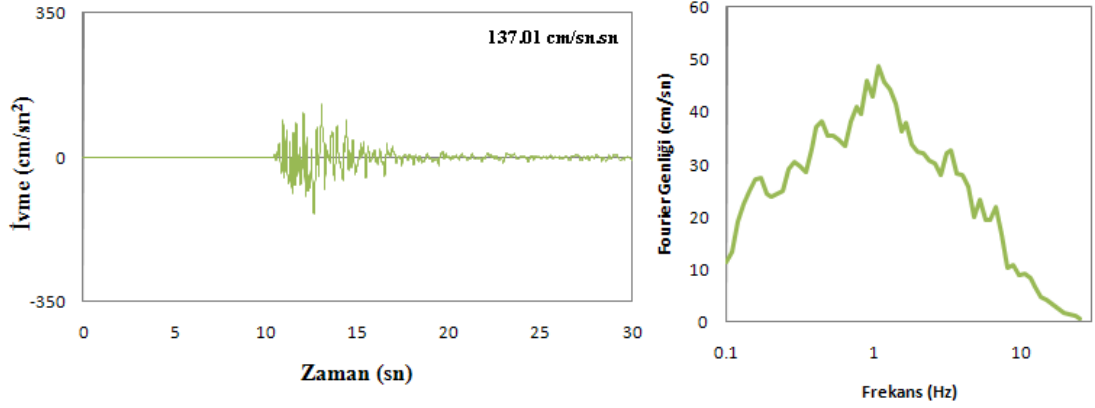
Şekil3.37: Yalova Çiftlikköy ilçesi için seçilen simülasyon noktaları (kırmızı üçgen, gevşek zemin; yeşil üçgen, sıkı zemin ve sarı üçgen, kaya olan noktaları göstermektedir)

### CFT-1 NOKTASI

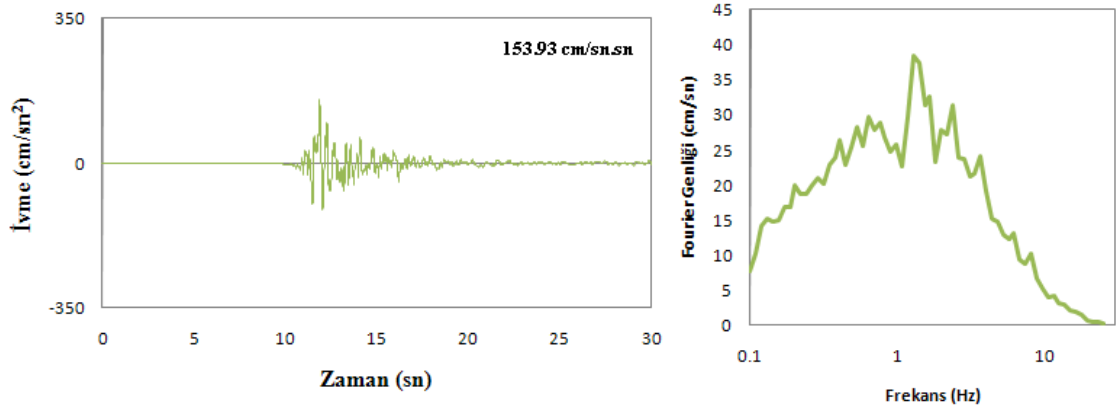


Şekil 3.38: Yalova Çiftlikköy ilçesi seçilen noktalarda türetilen deprem kayıtları

## CFT-2 NOKTASI



## CFT-3 NOKTASI



Şekil 3.38: Devamı

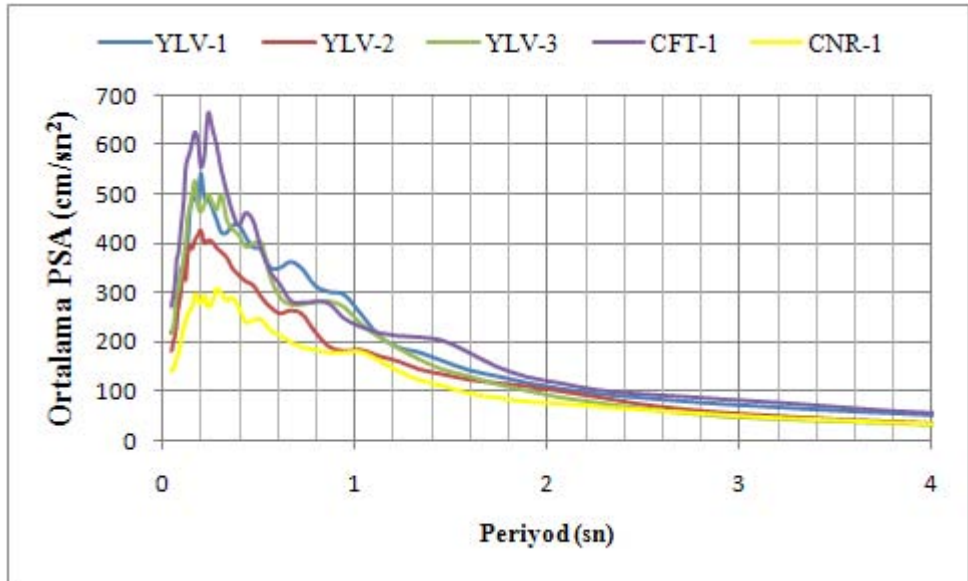
CFT-1 noktası alüvyon üzerinde hasarın fazla olduğu ilçe merkezinde seçilmiştir. Burada ortalama  $253.61 \text{ cm/sn}^2$  ivme değeri elde edilmiştir. Kılıç formasyonu (sıkı zemin) üzerindeki CFT-2 noktasında ise ortalama  $160.03 \text{ cm/sn}^2$  ivme değeri türetilmiştir. Yerleşimin çok fazla olmadığı Taşköprü formasyonu (ana kaya) üzerinde bulunan CFT-3 noktasında  $124.69 \text{ cm/sn}^2$  ivme değeri türetilmiştir. Hakim frekans CFT-1 noktasında 0.7 Hz, CFT-2 noktasında 1.5 Hz ve CFT-3 noktasında 2 Hz civarında tespit edilmiştir.

Yalova Çınarcık ilçesi için iki nokta (CNR-1, CNR-2) seçilmiştir (Şekil 3.39). Bu noktalar için türetilen zaman, frekans ortamı deprem kayıtları Şekil 3.40'da görülmektedir.



CNR-1 ve CNR-2 noktaları hasarın fazla olduğu Çınarcık ilçe merkezinde farklı formasyonlarda seçilmiş noktalardır. CNR-1 hasarın fazla olduğu alüvyon üzerinde seçilmiş ve türetmeler sonucu ortalama  $135.07 \text{ cm/sn}^2$  ivme değeri elde edilmiştir. Bu noktada ivme değerleri Yalova merkezinde elde edilen değerlere göre düşük kalmaktadır. Sarısu formasyonu üzerinde seçilen CNR-2 noktasındaki türetmeler sonucu  $66.86 \text{ cm/sn}^2$  ivme değeri elde edilmiştir. Hakim frekanslar CNR-1 noktasında 1 Hz ve CNR-2 noktasında 0.5 Hz civarında olduğu görülmektedir.

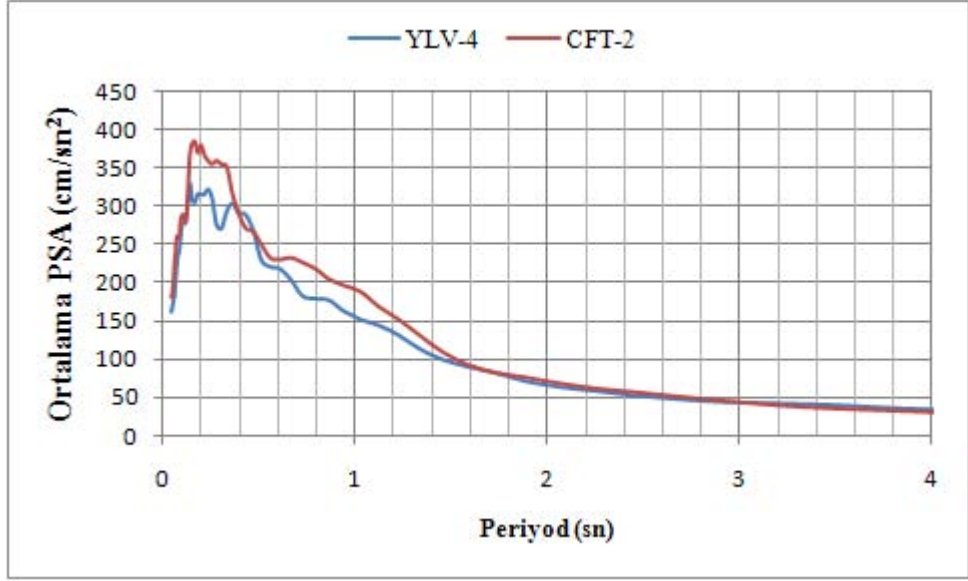
Yalova’ da seçilen 9 noktada yapılan deprem kayıtları türetmelerine ilaveten Şekil 3.41’ de alüvyon üzerindeki noktalar ( YLV-1, YLV-2, YLV-3, CFT-1, CNR1) için %5 sönümle tepki spektrumları, Şekil 3.42’ de Kılıç formasyonu üzerinde seçilen noktalar (YLV-4, CFT-2) için yine % 5 sönümle tepki spektrumları ve Şekil 3.43’ de benzer olarak Taşköprü ve Sarısu formasyonlarında seçilen noktalar (CFT-3, CNR-2) için %5 sönümle tepki spektrumları görülmektedir.



Şekil3.41: Yalova’da alüvyon üzerinde seçilen noktalar ve % 5 sönümlü tepki spektrumları

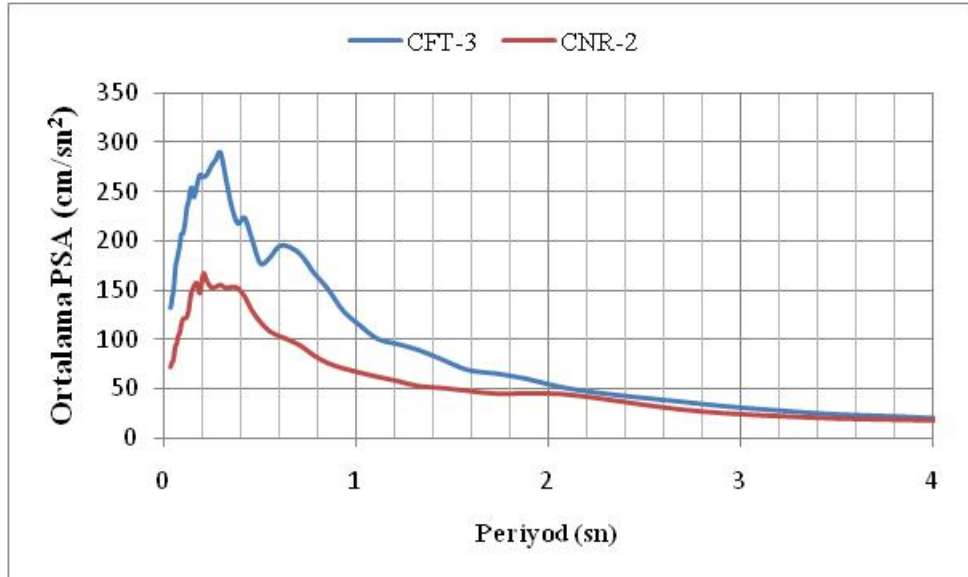
Alüvyon üzerinde seçilen noktaların (YLV-1, YLV-2, YLV-3, CFT-1, CNR-1) tepki spektrumlarına bakıldığında en büyük spektral ivmelerin (PSA) yaklaşık 0.1-0.4 sn aralığında olduğu görülmektedir. Bu periyod aralığı yaklaşık 1-4 katlı binaların hakim titreşim periyoduna ( bina hakim periyodu  $T = \text{Kat Sayısı} / 10$ ) karşılık gelir ve deprem sırasında en büyük enerjiyi bu binaların aldığını gösterir.





Şekil 3.42: Yalova'da Kılıç formasyonu üzerinde seçilen noktalar ve % 5 sönümlü tepki spektrumları

Kılıç formasyonu üzerinde seçilen noktaların (CFT-3, CNR-2) tepki spektrumlarına bakıldığında ise hakim periyodların yaklaşık 0.2-0.45 sn aralığında en yüksek enerjiye sahip olduğu görülmektedir. Bu durumda benzer hakim periyoda sahip 2-5 katlı binaların deprem sırasında en büyük enerjiyi alacağı düşünülebilir.



Şekil 3.43: Yalova'da Taşköprü ve Sarısu formasyonu üzerinde seçilen noktalar ve % 5 sönümlü tepki spektrumları

Taşköprü formasyonu üzerinde seçilen noktada (CFT-3) tepki spektrumuna bakıldığında en büyük spektral ivmenin yaklaşık 0.3 sn'de olduğu görülmektedir. Buna göre Taşköprü formasyonu üzerinde yapılmış benzer hakim periyoda sahip 3 katlı binaların deprem sırasında en büyük enerjiyi alacağı düşünülebilir. Sarısu formasyonunda seçilen noktada (CNR-2) tepki spektrumuna bakıldığında en büyük spektral ivme yaklaşık 0.2-0.4 sn aralığında görülmektedir. Buna göre Sarısu formasyonu üzerinde yapılmış benzer hakim periyoda sahip 2-4 katlı binaların deprem sırasında çok fazla enerji alacağı düşünülebilir.



#### 4. TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu çalışma ile 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük Depremi'nin zaman ortamı ve frekans ortamı kuvvetli yer hareketi kayıtları Yalova için modellenmiştir. Bu modelin deprem sırasında Yalova' da kuvvetli yer hareketi kayıtlarının olmaması sebebiyle bölge için yapılacak çeşitli mühendislik çalışmalarında , sismik tehlike analizlerinde ve ileri dönük tahminlerde kullanılması açısından önem taşıyacağı düşünülmektedir.

Çalışmada kullanılan 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük depremi kayıtları Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi (DAD), Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Deprem Araştırma Enstitüsü ve İstanbul Teknik Üniversitesi'nde ki toplam 37 istasyondan derlenmiştir. Simülasyonda kullanılmak üzere bu istasyonlardan faya en yakın ve en büyük ivme değerleri yüksek olan 12 istasyon seçilmiştir. Bu 12 istasyon kayıtları bazı veri işlem aşamalarından geçirilmiş ve simülasyona hazır hale getirilmiştir.

12 istasyonun zemin koşulları belirlenirken ortalama S dalga hızları ( $V_{S30}$ ) dikkate alınmıştır. İstasyonların zemin koşulları, Margaris ve Boore'un (1998) belirledikleri büyütme frekans fonksiyonları için kullandıkları zemin parametrelerine göre tanımlanmıştır. Bu tanımlamalar 3 bölümdür; A, kaya için B, sıkı zemin ve C, gevşek zemin olarak tanımlanmıştır.

Optimum simülasyon parametreleri elde edilirken konu ile ilgili kaynaklar yeniden taranmış, parametreler bir çok deneme yapılarak karşılaştırmalarla belirlenmiştir. Belirlenen parametreler 12 istasyonun zaman ve frekans ortamı kayıtlarının simülasyonunda kullanılmış ve birkaç istasyon (BUR, DUZ ve YPT) dışında başarılı sonuçlar elde edilmiştir. Bu istasyonlarda başarı sağlanamamasının sebebi yer büyütme fonksiyonunun iyi belirlenememiş olması düşünülebilir. Simülasyonlardaki yer etkisini iyi şekilde yansıtabilmek için büyütme fonksiyonu ile ilgili çalışmalar arttırılmalıdır.

Optimum simülasyon parametreleri 12 istasyonda denenip yüksek oranda başarılı sonuçlar alındıktan sonra Yalova'da belirlenen 9 noktada bu parametrelerle zaman ve frekans ortamında türetmeler yapılmıştır. Bu türetmeler sonucunda Yalova' da yerleşimin yoğun olduğu merkezde alüvyon (gevşek zemin) üzerindeki noktalarda (YLV-1, YLV-2, YLV-3) ortalama  $172.57 \text{ cm/sn}^2$  ile  $200.72 \text{ cm/sn}^2$  arasında ivme değerleri elde edilmiştir. Kılıç formasyonu (sıkı zemin) üzerinde ise (YLV-4) ortalama  $146.47 \text{ cm/sn}^2$  ivme değeri elde edilmiştir. Hakim frekanslar ise sırasıyla YLV-1 noktasında 1 Hz, YLV-2 noktasında 0.4-1.0 Hz, YLV-3 noktasında 0.6-2.0 Hz ve YLV-4 noktasında 1.5 Hz civarında tespit edilmiştir.

Çiftlikköy ilçesi için yapılan türetmeler sonucunda alüvyon üzerindeki noktada (CFT-1)  $253.61 \text{ cm/sn}^2$ , Kılıç formasyonu üzerindeki noktada (CFT-2) ortalama  $160.03 \text{ cm/sn}^2$  ve Taşköprü formasyonu (ana kaya) üzerindeki noktada (CFT-3) ortalama  $124.69 \text{ cm/sn}^2$  ivme değerleri elde edilmiştir. Hakim frekanslar CFT-1 noktasında 0.7 Hz, CFT-2 noktasında 1.5 Hz ve CFT-3 noktasında 2 Hz civarında tespit edilmiştir.

Çınarcık ilçesinde ise yerleşimin fazla olduğu alüvyon üzerindeki noktada (CNR-1) ortalama  $135.07 \text{ cm/sn}^2$  ve Sarısu formasyonu (ana kaya) üzerindeki noktada (CNR-2) ortalama  $66.86 \text{ cm/sn}^2$  ivme değerleri elde edilmiştir. Hakim frekanslar CNR-1 noktasında 1 Hz ve CNR-2 noktasında 0.5 Hz civarında tespit edilmiştir.

Ayrıca bu noktalarda tepki spektrumlarına da bakılmış ve en büyük spektral ivme değerlerine karşılık gelen periyodların yaklaşık 0.2-0.4 sn aralığında toplandığı görülmüştür. Bu durumda deprem sırasında Yalova'da 2-4 katlı binaların en çok etkiye maruz kalacağı düşünülebilir.

Bu tür çalışmaların daha güvenilir sonuçlar vermesi için simülasyon yapılan her bir nokta için zemin tepki fonksiyonunun belirlenmesi gerektiği açıktır. Kayıt olmayan yeni noktalar için simülasyon yapıldığında en büyük ivme değerlerinin çok değişken olduğu görülmektedir. Bu nedenle bu noktalarda spektrumların değerlendirilmesi daha doğru gözükmemektedir.

## KAYNAKLAR

AKARTUNA, M., 1968 “Armutlu Yarımadasının Jeolojisi”, *İ.Ü., Fen Fakültesi Monografisi*, Sayı 20, İstanbul

AKI, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum, *J.Geophys. Res.* 72, 1217–1231.

AKI, K., 1968, Seismic displacements near a fault, *J. Geophys. Res.* 73(6), 5359-5376.

AKINCI, A., MALAGNINI, L., HERRMANN, R.B., GÖK, R. and SORENSON, M.B., 2006, Ground motion scaling in the Marmara region, Turkey *Geophys. J. Int.*, 166, 635–651

AKKAR, S., and GÜLKAN, P., 2002, A Critical Examination of Near-Field Accelerograms from the Marmara Sea Region Earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 428–447.

AKKAR, S., ÇAĞNAN, Z., YENİER, E., ERDOĞAN, Ö., SANDIKKAYA, M.A., GÜLKAN, P., 2009, The recently compiled Turkish strong motion database: preliminary investigation for seismological parameters, *J Seismol*, DOI 10.1007/s10950-009-9176-9

AKYOL, N., AKINCI, A. and EYİDOĞAN, H., 2002, Site Amplification of S-waves in Bursa City and Its Vicinity, Northwestern Turkey: Comparison of Different Approaches, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22, 579-587.

ANDERSON, J. G., and HOUGH, S. E., 1984, A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74, 1969–1993.

ARMIJO, R., PONDART, N., MEYER, B., MERCIER DE LEPINAY, B., UCARKUS, G., MALAVIEILLE, J., DOMINGUEZ, S., GUSTCHER, M-A., BECK, ÇAĞATAY, N., ÇAKIR, Z., IMREN, C., KADİR, E. and NATALIN and MARMARASCARPS , 2005, Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): implications for seismic hazard in Istanbul, *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 1-29.

ATKINSON, G. M., and BOORE, D. M., 1995, Ground motion relations for eastern North America, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 85, 17–30.

ATKINSON, G. M. and BOORE, D.M., 1997, Stochastic point-source modeling of ground motions in the Cascadia region, *Seism. Res. Lett.*, 68, 74–85.

ATKINSON, G., BERESNEV, I. A., 1998, Compatible ground-motion time histories for new national seismic hazard maps, *Can J Civil Engng* 25:305-18.

- ATKINSON, G. M. and BERESNEV, I. A., 2002, Ground motions at Memphis and St. Louis from M 7.5–8.0 earthquakes in the New Madrid Seismic Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1015–1024.
- ATKINSON, G. and MEREU, R., 1992, The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 2014–2031.
- ATKINSON, G. M., and SILVA, W., 1997, An empirical study of earthquake source spectra for California earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87, 97–113.
- ATKINSON, G. M., and SILVA, W., 2000, Stochastic modeling of California ground motions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 255–274.
- AYDAN, Ö., ULUSAY, R., HASGÜR, Z. & TAŞKIN, B., 1999, A site investigation of Kocaeli earthquake of August 17, 1999. *Turkish Earthquake Foundation*.
- AYDAN, Ö., ULUSAY, R., KUMSAR, H. & TUNCAY, E., 2000, Site investigation and engineering evaluation of the Düzce-Bolu earthquake of November 12, 1999. *Turkish Earthquake Foundation*.
- BAKIR, P. G., ROECK, G., DEGRANDE, G. and REYNDERS, E., 2007, Seismic demands and analysis of site effects in the Marmara region during the 1999 Kocaeli Earthquake. *Nat. Hazards* 42(1), 169–191.
- BARGU, S. ve SAKINÇ, M., 1989, İzmit Körfezi ile İznik Gölü arasında kalan bölgenin jeolojisi ve yapısal özellikleri. *İstanbul Üniv. Müh. Fak.Yerbilimleri Dergisi*, 6,1-2, 45-76 .
- BASKOUTAS, I.G., KALOGERAS, I.S., KOUROUZIDIS, M., PANAPOULOU, G., 2000, A modern technique for the retrieval and processing of historical seismograms in Greece. *Natural Hazards* 21 (1), 55–64.
- BENETATOS, C. A. and KIRATZI, A. A., 2004, Stochastic strong ground motion simulation of intermediate depth earthquakes: the cases of the 30 May 1990 Vrancea (Romania) and of the 22 January 2002 Karpathos island (Greece) earthquakes, *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 24, 1–9.
- BERARDI, R., JIMENEZ, M. J., ZONNO, G., and GARCIA-FERNANDEZ, M., 2000, Calibration of stochastic finite-fault ground motion simulations for the 1997 Umbria-Marche, Central Italy, earthquake sequence, *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 20, 315–324.
- BERESNEV, I. A. and ATKINSON, G. M., 1997, Modeling finite-fault radiation from the  $\omega_n$  spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 67–84.
- BERESNEV, I. A. and ATKINSON, G. M., 1998a, FINSIM: a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults, *Seism. Res. Lett.*, 69, 27–32.

BERESNEV, I. A. and ATKINSON, G. M., 1998b , Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1994 Northridge, California, earthquake. I. Validation on rock sites, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 1392–1401.

BERESNEV, I.A. and ATKINSON, G.M., 1999, Generic finite-fault model for ground motion prediction in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 608–625.

BOORE, D. M., 1983, Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865–1894.

BOORE, D. M., 1996, SMSIM-Fortran programs for simulating ground motions from earthquakes: version 1.0, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept., 96- 80-A, 73 pp.

BOORE, D. M. , 2003, Simulation of ground motion using the stochastic method; Seismic motion, lithospheric structures, earthquake and volcanic sources; the Keiiti Aki volume, *Pure Appl. Geophys.* 160, 635–676.

BOORE, D. M. and ATKINSON, G. M., 1987, Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 440–467.

BOORE, D. and ATKINSON, G. M., 1992, Source spectra for the 1988 Sagueuay, Quebec earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 683-719.

BOORE, D. M. and BOATWRIGHT, J., 1984, Average Body-wave Radiation Coefficients, *Bull. Seismol. Soc.Am.* 74, 1615–1621.

BOORE, D. M. and JOYNER, W. B., 1991, Estimation of ground motion at deep-soil sites in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* 81(6), 2167-2185.

BOORE, D.M., JOYNER, W. and FUMAL, T., 1993, Estimation of response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: *an interim report*, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept., 93–509.

BOORE, D. M., JOYNER, W. B., FUMAL, T. E., 1997, Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra, *Seism. Res. Lett.* , 68(1):154–79.

BORCHERDT , R. D. , 1994 , New developments in estimating site effects on ground motion, Proceedings of ATC-35 seminar on New Developments in Earthquake Ground Motion Estimation and Implications for Engineering Design Practice, Applied Technology Council, paper No. 10, 10.1-10.44.

BOUCHON, M., TOKSOZ, M. N., KARABULUT, H., BOUIN M. P., DIETRICH, M., AKTAR, M., and EDIE, M., 2002, Space and time evolution of rupture and faulting during the 1999 Izmit (Turkey) earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 256– 266.

BOUR, M., and CARA, M., 1997, Test of a simple empirical Green's function method on moderate-sized earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87, 668–683.

BRUNE, J.N., 1970, Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75, 4997–5009; Correction (1971), 76, 5002.

BUNGUM, H., DAHLE, A., TORO, G., McGUIRE, R. and GUDMESTAD, O. T., 1992, Ground motions from intraplate earthquakes, Proceedings of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering, 611-616.

CHAPUT, E., 1957, Etudes sur les terrasses marines du littoral de la mer de Marmara, I. Les terrasses de Yalova, Travaux du Laboratoire de Geologie de la Faculte des Sciences de Dijon, 18, 129-136.

ÇAKIR, Z., DE CHABALIER, J-B., ARMIJO, R., MEYER, B., BARKA, A., PELTZER, G., 2003, Coseismic and early postseismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations. *Geophys. J. Int.*, 155, 93-110.

DAHLE, A., BUNGUM, H. and KVAMME, L. M., 1990, Attenuation models inferred from intraplate earthquake recordings, *Earthq. Engrg. Struct. Dyn.* 19, 1125-1141.

DE LOUIS, B., GIARDINI, D., LUNDGREN, P. and SALICHON, J., 2002, Joint inversion of InSAR, GPS, teleseismic, and strong-motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip: Application to the 1999 Izmit mainshock, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 278–299.

DURUKAL, E., 2002, Critical Evaluation of Strong Motion in Kocaeli and Düzce (Turkey) Earthquakes, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22, 589-609.

DURUKAL, E. and ÇATALYÜREKLİ, Y., 2004, “Spectral Analysis of Source Parameters of the 1999 Kocaeli and Duzce Earthquake Aftershock Sequences”, *Proceedings of 13th World Conference on Earthquake Engineering*, August 1-6 2004, Canada, paper no. 421

DWYER, J. J., HERRMANN, R. B. and NETTLI, O. W., 1984, Use of a digital seismic network to study Lg attenuation and the Coda Q in the Central Mississippi Valley, *Earthq. Notes* 55, 7-8.

ERDİK, M. and DURUKAL, E., 2003, Simulation modeling of strong ground motion, in *Earthquake Engineering Handbook*, edited by W. F. Chen and C. Scawthorn, CRC Press, Boca Raton, Florida, 6-16-67.

ERDİK, M., 2004, Report on 1999 Kocaeli and Düzce (Turkey) earthquakes. KOERI, <http://www.koeri.boun.edu.tr/deprenmuh/eqspecials/kocaeli/Kocaelireport.pdf>.

FACCIOLI, E., PAOLUCCI, R. and PESSINA, V., 2002, Engineering assessment of seismic hazard and long period ground motions at the Bolu Viaduct Site following the November 1999 earthquake. *Journal Seismology*, 6, 307-327.

GENÇ, Ş.C., 1993, İznik – İnegöl (Bursa) arasındaki tektonik birliklerin jeolojik ve petrolojik incelenmesi, *İTÜ Fenbilimleri Enst. Doktora Tezi*, 522s.

GIBSON, G., 1993, Artificial ground motions, Proceedings of a Seminar Held by the Australian Earthquake Engineering Society of The Institute for Engineers Australia, Melbourne, Australia, 83-86.

GÖNCÜOĞLU, C., 1987, Orta Anadolu Masifinin Güney Ucundan Jeokronolojik Yaş Bulguları *MTA Dergisi*, 105-106.

GÜNDOĞDU, O., ALTINOK, Y., AKKARGAN, Ş., SAYIN, N., HİSARLI, M., ÖZÇEP, F., ÖZÇEP, T., ÖZER, N., 2002, “17 Ağustos 1999 Gölcük Depremi Araştırması” Rapor, İstanbul Ün. Araştırma Fonu, Proje No: 1383/081299, İstanbul.

HANKS, T. , 1982,  $f_{max}$ , *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 1867-1879.

HANKS, T. C. and KANAMORI, H. , 1979, A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.* 84(B5), 2348-2350.

HANKS, T. C. and McGUIRE, R. K., 1981, The character of high-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2071–2095.

HARTZELL, S. H. , 1978, Earthquake aftershocks as Green’s functions, *Geophys. Res. Lett.* 5, 1–4.

HASEGAWA, H. S., 1985, Attenuation of Lg waves in the Canadian shield, *Bull. Seism. Soc. Am.* 75, 1569-1582.

HORASAN G., KAŞLILAR A., BOZTEPE A., and TÜRKELİ N., 1998, S- wave attenuation in the Marmara Region, northwestern Turkey, *Geophysical Research Letters*, 25 (14), 2733-2736.

IRIKURA, K. , 1983, Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst.* 33, 63–104.

IRIKURA, K., 1986, Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, 1986, 151-156.

IRIKURA, K. , 1992, The construction of large earthquake by a superposition of small events, Proc. of the 10th World Conf. on Earthquake Engineering, 727–730.

IRIKURA, K., and KAMAE, K., 1994, Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green’s function technique; *Earthquake source mechanics, Ann. Geophys.* 37, 1721–1743.

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ(İTÜ), 2002, 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi, [www.itu.edu.tr/deprem/rapor/deprem.html](http://www.itu.edu.tr/deprem/rapor/deprem.html)

- JEON, K.S., 2000 Second language acquisition study of Korean negation: Is preverbal universally easier than postverbal? In H-D. Ahn & N. Kim (Eds.) *Selected Papers from the Twelfth International Conference on Korean Linguistics* (pp. 137-149). Kyungjin Munwhasa: Seoul, Korea.
- KANAMORI, H. and ANDERSON, D., 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 1073-1095.
- KONNO, K., and OHMACHI, T., 1998 Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 228–241.
- LAM, N., WILSON, J., and HUTCHINSON, G., 2000, Generation of Synthetic Earthquake Accelerograms Using Seismological Modeling: A Review, *J. Earthq. Eng.* 4, 321–354.
- MARGARIS, B. N. and BOORE, D. M., 1998, Determination of  $\Delta\sigma$  and  $\kappa_0$  from Response Spectra of Large Earthquakes in Greece, *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 170–182.
- McGUIRE, R. K., 1978, A simple model for estimating Fourier amplitude spectra of horizontal ground acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.* 69, 803-822.
- MİKSAT, J., WENZEL, F. and SOKOLOV, V., 2005, Low Free-Field Accelerations of the 1999 Kocaeli Earthquake? *Pure Applied Geophysics* 162, 857-874
- MOTAZEDIAN, D., 2002, Development of earthquake ground motion relations for Puerto Rico, Ph.D. Theses, Carleton University, Ottawa, ON, Canada (CAN), Canada (CAN).
- MOTAZEDIAN, D., and ATKINSON, G. M., 2005, Stochastic finite-fault modeling based on a dynamic corner frequency, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 995–1010.
- ÖZALAYBEY, S., ERGİN, M., AKTAR, M., TAPIRDAMAZ, C., BİÇMEN, F. and YÖRÜK, A., 2002, The 1999 Izmit earthquake sequence in Turkey: seismological and tectonic aspects, *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, no. 1, 376–386.
- ÖZEL, O. and SASATANI, T., 2004, A site effect study of the Adapazarı basin, Turkey, from strong-and weak-motion data, *journal of seismology* 8: 559-572
- ÖZMEN B., 2000, İzmit körfezi depreminin hasar durumu (rakamsal verilerle), *Türkiye Deprem Vakfı*, İstanbul.
- PARSONS, T., 2004, Recalculated probability of  $M \geq 7$  earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey, *J. geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002667.
- RAOOF, M., HERRMANN, R.B. and MALAGNINI, L., 1999, Attenuation and excitation of three-component ground motion in Southern California, *Bull. seism. Soc. Am.*, 89, 888–902.



RATHJE, E.M., STOKOE, K.H., II. ROSENBLAD, B.L., 2003, Strongmotion station characterization and site effects during the 1999 earthquakes in Turkey. *Earthq Spectra* 19:653–676

REILINGER, R. E., ERGİNTAV, S., BURGMANN, R., McCLUSKY, S., LENK, O., BARKA, A., GÜRKAN, O., HEARN, L., FEIGL, K.L., ÇAKMAK, R., AKTUĞ, B., OZENER, H., TOKSÖZ, M.N., 2000, Coseismic And Postseismic Fault Slip For The 17 August 1999, M=7.5, İzmit, Turkey Earthquake, *Science*, 289, 1519-1524.

ROUMELIOTI, Z. and KIRATZI, A. A., 2002, Stochastic simulation of strong-motion records from the 15 April 1979 (M 7.1) Montenegro earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1095–1101.

ROUMELIOTI, Z. and BERESNEV, I. A., 2003, Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake: application to rock and soil sites with implications for nonlinear site response, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 1691-1702.

SARAGONI, G. R. and HART, G. C., 1974, Simulation of Artificial Earthquakes, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 2, 249-267.

SCHNEIDER, J. F., SILVA, W. J., and STARK, C., 1993, Ground motion model for the 1989 M 6.9 Loma Prieta earthquake including effects of source, path, and site, *Earthquake Spectra* 9, 251-287.

SHIN, T. C. and HERRMANN, R. B., 1987, Lg attenuation and source studies using 1982 Miramichi data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 384-397.

SEKIGUCHI, H. and IWATA, T., 2002, Rupture Process of the 1999 Kocaeli, Turkey, Earthquake Estimated from Strong-Motion Waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1, 300-311.

SUCUOĞLU, H., 2002, Engineering characteristics of the near-field strong motions from the 1999 Kocaeli and Düzce Earthquakes in Turkey *Journal of Seismology* 6: 347–355, 2002.

ŞAFAK, E., 1988, Analytical approach to calculation of response spectra from seismological models of ground motion, *Earthq. Engrg. Struct. Dyn.* , 16, 121-134.

TIBI, R., BOCK, G., XIA, Y., BAUMBACH, M., GROSSER H., MILKERIT, C., KARAKISA, S., ZÜNBL, S., KIND, R., and ZSCHAU, J., 2002, Rupture processes of the 1999 August 17 İzmit and November 12 Düzce (Turkey) earthquakes. *Geophys. J. Int.* 144, F1-F7.

TRIFUNAC, M. D., 1976, Preliminary empirical model for scaling fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in terms of earthquake magnitude, source-to-station distance and recording site conditions, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66(4), 1343-1373.

TRIFUNAC, M. D., 1989, Dependence of fourier spectrum amplitudes of recorded earthquake accelerations on magnitude, local soil conditions and on depth of sediments, *Earthq. Engrg. Struct. Dyn.* 18, 999-1016.

TORO, G. R., ABRAHAMSON, N. A., and SCHNEIDER, J. F., 1997, Model of strong ground motions from earthquakes in central and eastern North America: best estimates and uncertainties, *Seism. Res. Lett.*, 68, 41–57.

UTKUCU, M., DURMUŞ, H., 2009, Geniş-Bant Telesismik P ve SH Dalga Şekillerinin Etkilerinin Ters Dönüşümünden 17 Ağustos 1999 İzmit depreminin (  $M_w= 7.5$ ) kırılma süreci International Earthquake Symposium 17-19 August 2009 Kocaeli.

VANMARCKE, E. H., 1977, Seismic Risk and Engineering Decisions, Chapter 8 (editor:Lomnitz, C. and Rosenblueth, E.) Elsevier Publishing Co.

WILKIE, J. and GIBSON, G., 1995, Estimation of seismic quality factor Q for Victoria, Australia, *AGSO J. Geology Geophys.* 15(4), 511-517.

YAGI, Y. and KIKUCHI, M., 2001, <http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/> Aki-nada/

YALÇINKAYA, E. , 2005 , Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the June 27, 1998 Adana-Ceyhan earthquake. , *Earth Planets Space*, 57, 107–115.

## ÖZGEÇMİŞ

### ÖZNUR ÜSKÜLOĞLU

Doğum Tarihi : 02.07.1982  
Doğum Yeri : İstanbul  
Uyruđu : T.C.  
Medeni Hali : Bekar  
Ehliyet : B sınıfı ( 2005)

#### **Eđitim Durumu :**

2006 – ..... **İstanbul Üniversitesi (İstanbul)**  
Jeofizik Mühendisliği Yüksek Lisans Eđitimi

2001 – 2005 **İstanbul Üniversitesi (İstanbul)**  
Jeofizik Mühendisliği Lisans Eđitimi

1996 – 2000 **Yalova Lisesi YDAL (Yalova)**  
Ortaöđrenim

1994 1996 **Bahçelievler İ.Ö.O.(Yalova)**  
İlköđretim

**Deneyimler** :

2008 - .....

**Zemar Zemin Araştırma ve Yapı Malzeme Laboratuvarı****Görev Tanımı:** Yapı Malzeme Laboratuvarı Sorumlusu

Ayrıca zemin ve kaya mekaniği laboratuvar deney ve raporlama kısımlarında da görevler almaktayım.

2007 – 2008

**Zemar Cemre Ortak Girişimi**

Marmaray Project CR1 Raylı Sistem Zemin İyileştirme projesinde laboratuvar deney sorumlusu , arşiv ve hakediş düzenleme konularında görev yaptım.

2006 - 2007

**Cemre Yerbilimleri Laboratuvarı**

İstanbul'un Mikrobölgelendirmesi ( Oyo Corparation) Projesinde deney sorumlusu olarak görev yaptım.

**Staj** :

2004 (Eylül )

**İstanbul Üniversitesi (İstanbul)**

2 Haftalık Kamp Stajı (Jeofizikte Uygulamalı yöntemlerin kullanılması raporlarının hazırlanması)

2004 (Ağustos)

**DSİ 1. Bölge Müdürlüğü (Bursa)**

4 Haftalık Kurum Stajı ( Yeraltı Suları Şubesinde Jeofizik Uygulamalar ve Jeolojik Geziler )

**İletişim Bilgileri** :

Adres : Mahmut Şevket paşa mah. Ersan Sok. No:22/A Okmeydanı-Şişli/İstanbul  
 Tel : 0 212 237 38 39 / 0 530 464 28 93  
 e-mail : oznur@zemarzemin.com.tr