

YILDIZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

128178

İZMİR VE CİVARI DEPREM RİSK ANALİZİ VE DEPREM
YÜKLERİ ALTINDA İSTİNAD DUVARI İNCELEMELERİ

İnşaat Mühendisi Gonca KILINÇOSMAN

F.B.E. İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı Geoteknik Programında
Hazırlanan

YÜKSEK LİSANS TEZİ

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

Tez Danışmanı: Yrd. Doç. Dr. Nejat Nuri ÇETİNKAYA

Yrd. Doç. Dr. Nejat N. Çetinkaya

Prof. Dr. Gökhan Baykal

Prof. Dr. Kutay Üzaydın

İSTANBUL, 2002

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
SİMGE LİSTESİ.....	iv
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xi
ÖNSÖZ.....	xii
ÖZET.....	xiii
ABSTRACT	xiv
1. GİRİŞ.....	1
2. DEPREM	4
2.1 Giriş.....	4
2.2. Deprem ve Levha Tektoniği.....	5
2.2.1 Yerin Tarihi ve Jeolojik Zaman Dilimleri.....	5
2.2.2 Yerin Yapısı.....	6
2.2.3 Levha Tektoniği.....	8
2.2.3.1 Uzaklaştıran Levha Sınırları.....	10
2.2.3.2 Yakınlaştıran Levha Sınırları.....	12
2.2.3.3 Transform Faylı Sınırlar.....	13
2.3 Depremlerin Oluşum Mekanizması.....	13
2.3.1 Faylar.....	16
2.3.2 Deprem Türleri.....	19
2.3.3 Deprem Parametreleri.....	20
2.3.3.1 Oluş Zamanı.....	20
2.3.3.2 Odak Noktası (Hiposantr)	20
2.3.3.3 Dış Merkez (Episantr)	21
2.3.3.4 Odak Derinliği.....	21
2.3.3.5 Eş Şiddet (İzoseit) Eğrileri.....	21
2.3.3.6 Şiddet.....	22
2.3.3.7 Magnitüd.....	29
2.3.4 Deprem Dalgaları.....	33
2.4 Zemin Durumunun Deprem Hareketine Etkisi.....	36
2.4.1 Maksimum İvme.....	37
2.4.2 Maksimum Hız.....	38
2.4.3 Spektrum.....	38
2.4.4 Zemin Sıvılaşması.....	41
2.5 Depremin Birbirini Tetiklemesi ve Deprem Riskine Etkisi	41
2.5.1 Metod.....	42
2.5.2 Deprem Kümelenmesi ve Yalnız Depremler.....	45
2.5.3 Tetikleme Etkisi.....	46
2.6 Depremin Doğa ve Yapılar Üzerindeki Etkisi.....	48
2.7 Türkiye ve İzmir Yöresinin Jeolojik ve Depremsellik Özellikleri.....	50
2.7.1 Türkiye' nin Deprem Potansiyeli.....	50
2.7.1.1 Türkiye' nin Deprem Bölgeleri.....	54
2.7.1.1.1 Kuzey Anadolu Deprem Zonu.....	54
2.7.1.1.2 Batı Anadolu Deprem Zonu.....	55

2.7.1.1.3	Doğu Anadolu Deprem Zonu.....	55
2.7.1.1.4	Yerel Episantr Zonları.....	55
2.7.2	İzmir Yöresi Depremselliği.....	56
2.7.2.1	Batı Anadolu’ da Yer Alan Önemli Fay veya Fay Zonları.....	56
2.7.2.2	Deprem Oluşumları.....	59
2.7.2.2.1	Tarihsel Dönemde İzmir ve Civarında Hasar Yaratmış Depremler.....	59
2.7.2.2.2	Yüzyılda İzmir ve Civarında Hasar Yapan Depremler.....	60
2.7.2.3	Sonuçlar.....	64
3.	İSTİNAD DUVARLARI.....	65
3.1	Giriş.....	65
3.2	İstinat Duvarlarına Etkiyen Zemin İtkisi.....	66
3.2.1	Aktif Toprak Basıncı.....	66
3.2.2	Pasif Toprak Basıncı.....	68
3.2.3	Coulomb Toprak Basıncı Teorisi.....	68
3.2.4	Rankine Zemin Basıncı.....	72
3.3	Deprem İtkisi	78
4.	SİSMİK RİSK ANALİZİ	80
4.1	Giriş	80
4.2	Sismik Tehlike Analizinde Kullanılan Yöntemler.....	83
4.2.1	Gutenberg – Richter Yöntemi.....	84
4.2.2	Gumbel Yöntemi (Yıllık Maksimum Değerler Metodu).....	86
4.2.3	Poisson Yöntemi.....	91
4.2.4	Weibull Yöntemi.....	94
4.3	Sonuçlar.....	96
5.	YILLIK MAKSİMUM DEĞERLER METODU İLE İZMİR SİSMOTEKTONİK YÖRESİ RİSK ANALİZİ.....	98
5.1	Giriş.....	98
5.2	Gumbel Yöntemi Uygulamaları.....	98
5.2.1	Yıllık Risk Analizi.....	104
5.2.2	Aşılma Olasılığı.....	105
5.2.2.1	Çalışma Periyodu Aşılma Olasılığı İlişkisi.....	107
5.3	Azalış İlişkileri – Maksimum İvme Önerileri.....	108
5.3.1	Newmark – Posenblueth Maksimum İvme Önerileri.....	109
6	İSTİNAT DUVARLARINDA DEPREM HALİNDE OLUŞACAK TOPRAK BASINÇLARI GRAFİKLERİ.....	118
6.1	Giriş.....	118
6.2	Monobe – Okabe Metoduna Göre Elde Edilen Grafikler (Zemin Suyunun Etkisi Göze Alınmadan).....	118
6.2.1	Risk Olasılıklarının Sabit Değerleri için İstinat Yapısına Etkiyecek Yüklerinin Yükseklik ve İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi.....	120
6.2.2	İçsel Sürtünme Açılarının Sabit Değerleri için İstinat Yapısına Etkiyecek Yüklerinin Yükseklik ve Açısı ile Değişimi.....	143
6.3	Mononabe-Okabe Metoduna Göre Elde Edilen Grafikler (Zemin Suyunun Etkisi Göze Alınarak).....	164

7	BULGULARIN TARTIŞILMASI.....	188
8	SONUÇLAR	195
	KAYNAKLAR.....	197
	ÖZGEÇMİŞ	199



SİMGE LİSTESİ

A	Deprem en büyük amplitüdü
a	Maksimum zemin ivmesi
a	Gumbell dağılımında regresyon katsayısı
b	Gumbell dağılımında regresyon katsayısı
c	Sönüm katsayısı
D	Relatif sıklık
d	Zemin deplasmanı
d	Zemin yoğunluğu
E	Enerji
F_r	Atalet kuvveti
F_D	Sönümleyici kuvvet
F_s	Elastik kuvvet
F_c	Güvenlik faktörü
$G(M)$	Gumbell dağılımında eklenik frekans
$f(M)$	Gumbell dağılımında frekans fonksiyonu
H	İstinat duvarı yüksekliği
I_0	I MM skalası episantr deprem magnitüdü
i	Dolgu sevi açısı
M	Richter skalası deprem magnitüdü
m	Kütle
N	Bir yıl içinde magnitüdü M veya daha büyük olan depremlerin sayısı
P_{AE}	Aktif deprem kuvveti
K_{AE}	Aktif basınç katsayısı
P_{PE}	Pasif deprem kuvveti
K_{PE}	Pasif basınç katsayısı
Q	Kesme basınç dayanımı
R	Episantr uzaklığı
R	Yıllık risk değeri
r	Pearson Braviskorelasyon katsayısı
S_v	Spektral hız
S_d	Spektral deplasman
T	Yapı periodu
T_d	Yapının ekonomik ömrü
T_r	Deprem tekrarlama periyodu
v	Zemin hızı
V	Dalga hızı
α	Regresyon katsayısı
α_{AE}	Bir depremde kırılan yüzeyin şev açısı
δ	Duvar sürtünme açısı
ϕ	Kesme dayanımı efektif açısı
σ_0	Toplam basınç
σ_0	Efektif basınç
γ_d	Zemin birim hacim ağırlığı

ŞEKİL LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 2.1	Yerkürenin katmanlı iç yapısı (Press ve Siever, 1999)..... 7
Şekil 2.2	Dünyamızın dış kısmındaki katmanları gösteren blok diyagram (Press ve Siever, 1999)..... 7
Şekil 2.3	Litosferi oluşturan levhalar..... 9
Şekil 2.4	Astenosfer üzerinde yüzmekte olan Litosfer parçaları (Levhalar) birbirlerine yaklaşır, uzaklaşır ya da birbirlerine göre kayarlar..... 10
Şekil 2.5	Astenosfer üzerinde yüzmekte olan kıtasal litosfer düşük yoğunluklu kayalardan oluştuğu için ağır okyanusal litosfer gibi astenosfere dalamaz. Bu nedenle iki kıtasal litosferin birbirine yaklaştığı yerlerde bunların çarpışması sonucunda büyük dağ dıraları oluşur (Press ve Siever, 1999).... 13
Şekil 2.6.	Depremler dar kuşaklarda meydana gelmekte, bu kuşakların levha sınırları ile çakışması depremlerin levha hareketleri sonucunda oluştuğunu açık bir şekilde ispat etmektedir (Press ve Siever, 1999'dan alınmıştır)..... 15
Şekil 2.7	Astenosfer üzerinde yüzmekte olan Litosfer parçaları (Levhalar) birbirlerine yaklaşır, uzaklaşır ya da birbirlerine göre kayarlar..... 17
Şekil 2.8	Fay çeşitleri..... 18
Şekil 2.9	Horst ve Graben..... 19
Şekil 2.10	Odak noktası, dış merkez ve sismik deprem dalgalarının yayılışı..... 21
Şekil 2.11	Bir faylanma sonucu oluşan deprem odağından yayılan sismik enerjinin yer içinde yayılması ve bu sismik enerjinin neden olduğu hasara bağlı olarak çizilen eş-şiddet eğrilerinin gösterimi..... 28
Şekil 2.12	Cisim dalgaları..... 33
Şekil 2.13	P Dalgası..... 34
Şekil 2.14	S Dalgası..... 34
Şekil 2.15	Love Dalgası..... 35
Şekil 2.16	Rayleigh Dalgası..... 35
Şekil 2.17	S ve P bileşenleri..... 36
Şekil 2.18	Maksimum deprem ivmesinin zemin durumuna ve uzaklığa bağlılığı (Celep, Kumbasar, 1991)..... 37
Şekil 2.19	Değişik zemin durumları için maksimum deprem ivmesi..... 37
Şekil 2.20	Maksimum deprem hızının depremin merkezine olan uzaklığa bağlılığı 38
Şekil 2.21	Deprem ivme spektrumunun normalize edilmesi..... 39
Şekil 2.22	Değişik yerel zemin durumları için ortalama ivme spektrumu 40
Şekil 2.23	San Francisco 1957 depreminde zemin kalınlığının maksimum kesme kuvvetine olan etkisi 40
Şekil 2.24	1903-1999 yılları arasında Türkiye’de olmuş hasar yapıcı depremlerin (Ms>5.5) neden olduğu insan ve yapı kayıplarının karşılaştırılması. (Veriler www.kocri.boun.edu.tr den alınmıştır.)..... 49
Şekil 2.25	Alpin sistemi ve Türkiye’ nin yeri (McKenzie, 1972)..... 51
Şekil 2.26	Türkiye’deki aktif faylar..... 52
Şekil 2.27	1900 – 2000 yılları arasında Türkiye’de meydana gelmiş, Md>5 olan depremler..... 53
Şekil 2.28	Deprem Bölgeleri Haritası (Deprem Araştırma Dairesi, 1996)..... 56
Şekil 2.29	Ege denizi ve çevresinin ana tektonik özellikleri ve GPS ölçümlerinden elde edilen hız vektörleri gösterilmektedir (Barka ve Reilinger, 1997. Reilinger ve diğ., 1997)..... 58

Şekil 2.30	Bu yüzyılda Batı ve İç Anadolu'da meydana gelen depremlerin ana fay zonlarına göre dağılımları gösterilmektedir (Barka ve Reilinger,1997)....	59
Şekil 3.1	Klasik Duvar Türleri.....	65
Şekil 3.2	Elastik ve plastik denge durumunun gösterimi Göçmeden önceki (elastik) ve göçme durumundaki (plastik) gerilme, OA sabit yüzey gerilmesinin başlangıç durumu, Aktif toprak basıncı teorisi için kesme- göçme yüzeyleri. Pasif toprak basıncı teorisi için kesme- göçme yüzeyleri. c ve d deki kayma çizgileri idealize edilmiştir (Bowles, 1982).....	67
Şekil 3.3	Kohezyonlu ve kohezyonsuz zeminler için aktif ve pasif basınç değerleri (Bowles, 1982).....	69
Şekil 3.4	a) Göçme için tahmin edilen durumlar; b) Bileşke kuvvet denge sağlanamadığından O noktasından geçmez; c) Pa' yı bulmak için kuvvet üçgeni oluşturulur (Bowles, 1982).....	70
Şekil 3.5	a) Pasif basınçtaki göçme kaması ve etkiyen faktörler; b) Pasif basıncı oluşturan kuvvet poligonu (Bowles, 1982).....	72
Şekil 3.6	a) Rankine çözümü için $\alpha = 90^\circ$ deki zemin sistemi; b) Rankine çözümünde kuvvet üçgeni (Bowles, 1982).....	73
Şekil 3.7	Depremler Durumunda Duvarlarda İtkiler.....	78
Şekil 5.1	Log N - M dispersiyon diyagramı ve regresyon doğrusu.....	102
Şekil 5.2	Magnitüd - risk ilişkisi.....	105
Şekil 5.3	Aşılma Olasılığı - Magnitüd ilişkisi.....	106
Şekil 5.4	Tekrarlama Periyodu - Magnitüd ilişkisi.....	106
Şekil 5.5	Aşılma olasılığı, magnitüd ilişkisi.....	108
Şekil 5.6	Kayada ivme - mesafe eğrileri (Schnabel - Seed, 1973).....	111
Şekil 5.7	Newmark - Rosenblueth Yöntemi ile İzmir Bölgesi Zemin ivmesi - Episantr uzaklığı değişimi.....	114
Şekil 5.8	Newmark - Rosenblueth Yöntemi ile İzmir Bölgesi Zemin ivmesi - Yıllık risk değişimi.....	115
Şekil 5.9	Schnabel - Seed Yöntemi ile İzmir Bölgesi Zemin ivmesi - Yıllık Risk değişimi.....	115
Şekil 5.10	Zemin hızı - Yıllık risk değişimi.....	117
Şekil 5.11	Zemin deplasman - Yıllık risk değişimi.....	117
Şekil 6.1	R = %15, Episantr Uzaklığı = 20 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	121
Şekil 6.2	R = %15, Episantr Uzaklığı = 20 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	121
Şekil 6.3	R = %15, Episantr Uzaklığı = 40 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	122
Şekil 6.4	R = %15, Episantr Uzaklığı = 40 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	122
Şekil 6.5	R = %15, Episantr Uzaklığı = 60 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	123
Şekil 6.6	R = %15, Episantr Uzaklığı = 60 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	123
Şekil 6.7	R = %15, Episantr Uzaklığı = 80 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	124
Şekil 6.8	R = %15, Episantr Uzaklığı = 80 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	124
Şekil 6.9	R = %15, Episantr Uzaklığı = 100 km için toplam deprem yükünün	

	yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	125
Şekil 6.10	R = %15, Episantr Uzaklığı = 100 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	125
Şekil 6.11	R = %15, Episantr Uzaklığı = 120 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	126
Şekil 6.12	R = %15, Episantr Uzaklığı = 120 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	126
Şekil 6.13	R = %15, Episantr Uzaklığı = 140 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	127
Şekil 6.14	R = %15, Episantr Uzaklığı = 140 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	127
Şekil 6.15	R = %15 için toplam deprem yükü / durgun haldeki yükün episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	128
Şekil 6.16	R = %5, Episantr Uzaklığı = 20 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	130
Şekil 6.17	R = %5, Episantr Uzaklığı = 20 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	130
Şekil 6.18	R = %0.5, Episantr Uzaklığı = 20 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	131
Şekil 6.19	R = %0.5, Episantr Uzaklığı = 20 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	131
Şekil 6.20	R = %15, H = 4 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	133
Şekil 6.21	R = %15, H = 4 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	133
Şekil 6.22	R = %15, H = 6 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	134
Şekil 6.23	R = %15, H = 6 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	134
Şekil 6.24	R = %15, H = 8 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	135
Şekil 6.25	R = %15, H = 8 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	135
Şekil 6.26	R = %15, H = 10 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	136
Şekil 6.27	R = %15, H = 10 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	136
Şekil 6.28	R = %15, H = 12 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	137
Şekil 6.29	R = %15, H = 12 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	137
Şekil 6.30	R = %15, H = 14 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	138
Şekil 6.31	R = %15, H = 14 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	138
Şekil 6.32	R = %15 için toplam deprem yükü / durgun haldeki yükün episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	139
Şekil 6.33	R = %5, H = 4 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	141

Şekil 6.34	R = %5, H = 4 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	141
Şekil 6.35	R = %0.5, H = 4 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	142
Şekil 6.36	R = %0.5, H = 4 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	142
Şekil 6.37	R = %15 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	144
Şekil 6.38	R = %15 için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	144
Şekil 6.39	R = %10 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	145
Şekil 6.40	R = %10 için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	145
Şekil 6.41	R = %5 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	146
Şekil 6.42	R = %5 için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	146
Şekil 6.43	R = %2 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	147
Şekil 6.44	R = %2 için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	147
Şekil 6.45	R = %1 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	148
Şekil 6.46	R = %1 için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	148
Şekil 6.47	R = %0.5 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	149
Şekil 6.48	R = %0.5 için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	149
Şekil 6.49	M = 4.65 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	151
Şekil 6.50	M = 4.65 için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	151
Şekil 6.51	M = 6.80 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	152
Şekil 6.52	M = 6.80 için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	152
Şekil 6.53	M = 7.69 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	153
Şekil 6.54	M = 7.69 için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	153
Şekil 6.55	Episantr uzaklığı 20 km için toplam deprem yükünün risk olasılığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	155
Şekil 6.56	Episantr uzaklığı 40 km için toplam deprem yükünün risk olasılığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	155
Şekil 6.57	Episantr uzaklığı 140 km için toplam deprem yükünün risk olasılığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$).....	156

Şekil 6.58	Episantr uzaklığı 20 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	158
Şekil 6.59	Episantr uzaklığı 40 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	158
Şekil 6.60	Episantr uzaklığı 140 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	159
Şekil 6.61	Risk olasılığı $R = \%0.5$ için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	161
Şekil 6.62	Risk olasılığı $R = \%1$ için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	161
Şekil 6.63	Risk olasılığı $R = \%2$ için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	162
Şekil 6.64	Risk olasılığı $R = \%5$ için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	162
Şekil 6.65	Risk olasılığı $R = \%10$ için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	163
Şekil 6.66	Risk olasılığı $R = \%15$ için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)	163
Şekil 6.67	Risk olasılığı $R = \%15$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 20 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	166
Şekil 6.68	Risk olasılığı $R = \%15$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 60 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	166
Şekil 6.69	Risk olasılığı $R = \%15$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 100 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	167
Şekil 6.70	Risk olasılığı $R = \%15$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 140 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	167
Şekil 6.71	Risk olasılığı $R = \%5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 20 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	168
Şekil 6.72	Risk olasılığı $R = \%5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 60 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	168
Şekil 6.73	Risk olasılığı $R = \%5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 100 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	169
Şekil 6.74	Risk olasılığı $R = \%5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 140 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	169
Şekil 6.75	Risk olasılığı $R = \%0,5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 20 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	170
Şekil 6.76	Risk olasılığı $R = \%0,5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 60 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	170
Şekil 6.77	Risk olasılığı $R = \%0,5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 100 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	171
Şekil 6.78	Risk olasılığı $R = \%0,5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 140 \text{ km}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	171
Şekil 6.79	Risk olasılığı $R = \%15$ ve Duvar yüksekliği $H = 4 \text{ m}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	173
Şekil 6.80	Risk olasılığı $R = \%15$ ve Duvar yüksekliği $H = 8 \text{ m}$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	173
Şekil 6.81	Risk olasılığı $R = \%15$ ve Duvar yüksekliği $H = 12 \text{ m}$ için toplam deprem	

	yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	174
Şekil 6.82	Risk olasılığı R = %15 ve Duvar yüksekliği H = 16 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	174
Şekil 6.83	Risk olasılığı R = % 5 ve Duvar yüksekliği H = 4 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	175
Şekil 6.84	Risk olasılığı R = % 5 ve Duvar yüksekliği H = 8 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	175
Şekil 6.85	Risk olasılığı R = % 5 ve Duvar yüksekliği H = 12 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	176
Şekil 6.86	Risk olasılığı R = % 5 ve Duvar yüksekliği H = 16 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	176
Şekil 6.87	Risk olasılığı R = % 0,5 ve Duvar yüksekliği H = 4 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	177
Şekil 6.88	Risk olasılığı R = % 0,5 ve Duvar yüksekliği H = 8 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)	177
Şekil 6.89	Risk olasılığı R = % 0,5 ve Duvar yüksekliği H = 12 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$).....	178
Şekil 6.90	Risk olasılığı R = % 0,5 ve Duvar yüksekliği H = 16 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$).....	178
Şekil 6.91	Risk olasılığı R = %15 ve $H_w/H = 0$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m).....	180
Şekil 6.92	Risk olasılığı R = %15 ve $H_w/H = 0,25$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	180
Şekil 6.93	Risk olasılığı R = %15 ve $H_w/H = 0,50$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	181
Şekil 6.94	Risk olasılığı R = %15 ve $H_w/H = 0,75$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	181
Şekil 6.95	Risk olasılığı R = %15 ve $H_w/H = 1$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	182
Şekil 6.96	Risk olasılığı R = % 5 ve $H_w/H = 0$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	182
Şekil 6.97	Risk olasılığı R = % 5 ve $H_w/H = 0,25$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	183
Şekil 6.98	Risk olasılığı R = % 5 ve $H_w/H = 0,50$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	183
Şekil 6.99	Risk olasılığı R = % 5 ve $H_w/H = 0,75$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	184
Şekil 6.100	Risk olasılığı R = % 5 ve $H_w/H = 1$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	184
Şekil 6.101	Risk olasılığı R = % 0,5 ve $H_w/H = 0$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	185
Şekil 6.102	Risk olasılığı R = % 0,5 ve $H_w/H = 0,25$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	185
Şekil 6.103	Risk olasılığı R = % 0,5 ve $H_w/H = 0,50$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	186
Şekil 6.104	Risk olasılığı R = % 0,5 ve $H_w/H = 0,75$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	186
Şekil 6.105	Risk olasılığı R = % 0,5 ve $H_w/H = 1$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)	187

ÇİZELGE LİSTESİ

	Sayfa
Çizelge 2.1	Jeolojik zaman cetveli. Ölçek, bugünkü yaş sıfır alınarak belirlenmiştir..... 6
Çizelge 2.2.	Dünyadaki depremlerin yıllık oluşum sayısına göre büyüklüklerinin sınıflanması (Kaynak:USGS)..... 16
Çizelge 2.3.	Şiddet ölçeklerinin karşılaştırılması. Değiştirilmiş Mercalli (MM) ve (MSK) ölçekleri birbirlerine eş değer olarak kullanılabilir..... 23
Çizelge 2.4.	Şiddet, Zemin İvmesi, Hız Ve Yapı Tiplerindeki Hasar Arasındaki İlişkiler (Deprem Araştırma Bülteni, No:11)..... 29
Çizelge 2.5.	Şiddet ve Magnitüd değerleri arasındaki dönüşüm..... 30
Çizelge 2.6.	Büyüklik, genlik ve sismik enerji arasındaki sayısal ilişki (Kaynak:USGS). 31
Çizelge 2.7	Sismolojinin Gelişiminde Tarihsel Olarak Önemli Dönüm Noktaları (Bath, 1979; Alptekin, 1996; Ben-Menahem ve Singh, 2000'den yararlanarak hazırlanmıştır)..... 32
Çizelge 3.1	Coulomb denklemine göre aktif toprak basıncı katsayısı, K_a 75
Çizelge 3.2	Coulomb denklemine göre pasif toprak basıncı katsayısı, K_p 76
Çizelge 3.3	Rankine denklemine göre aktif toprak basıncı katsayısı, K_a ($\beta > \phi$ için değerler verilmemiştir)..... 77
Çizelge 3.4	Rankine denklemine göre pasif toprak basıncı katsayısı, K_p 77
Çizelge 5.1	İzmir Sismoteknik Bölgesinde 1900 - 1999 yılları arasında meydana gelen depremlerin yıllık maksimum magnitüd değerleri..... 99
Çizelge 5.2	Gumbel yıllık maksimum değerler dağılımı analizi..... 100
Çizelge 5.3	Regresyon analizi değerleri..... 101
Çizelge 5.4	"a" ve "b" regresyon katsayıları ve Pearson - Bravis korelasyon katsayısı 101
Çizelge 5.5	Yıllık risk ve magnitüd değerleri..... 104
Çizelge 5.6	Yıllık risk ve deprem tekrarlama periyotları..... 105
Çizelge 5.7	Çeşitli çalışma periyotları için regresyon katsayıları, regresyon uyumluluk parametreleri..... 107
Çizelge 5.8.a	Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri (R = episantr uzaklığı = 20 km)..... 112
Çizelge 5.8.b	Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri (R = episantr uzaklığı = 40 km)..... 112
Çizelge 5.8.c	Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri (R = episantr uzaklığı = 60 km)..... 112
Çizelge 5.8.d	Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri (R = episantr uzaklığı = 80 km)..... 113
Çizelge 5.8.e	Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri (R = episantr uzaklığı = 100 km)..... 113
Çizelge 5.8.f	Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri (R = episantr uzaklığı = 120 km)..... 113
Çizelge 5.8.g	Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri (R = episantr uzaklığı = 140 km)..... 114
Çizelge 5.9	Zemin hızları (Yıllık risk R = % 15, 10, 5, 2, 1, 0.5)..... 116
Çizelge 5.10	Zemin deplasmanları (Yıllık risk R = % 15, 10, 5, 2, 1, 0.5)..... 116
Çizelge 5.11	Zemin deplasman analizleri..... 116

ÖNSÖZ

Çalışmam süresince bana her türlü yardımı gösteren Sayın Hocam Yrd. Doç.Dr. Nejat N. Çetinkaya'ya ve desteklerinden dolayı tüm Geoteknik Anabilim Dalı Üyelerine, Araştırma Görevlisi Şenol Adatepe'ye, sabırlarından dolayı çalışma arkadaşlarıma ve her zaman yanımda olan aileme teşekkürlerimi sunarım.



ÖZET

Tüm doğa olaylarında olduğu gibi depremlerde zaman, yer ve büyüklük bakımından belirsizlik gösteren olaylardır. Depremler sırasında mühendislik yapılarının ve doğal zemin tabakalarının hasar görmesi dolayısıyla büyük maddi ve manevi kayıplar ve felaketler meydana gelir. Depremlerin zamanı, yeri ve büyüklüğü ve diğer özellikleri önceden kestirilememekle birlikte bölgelerin sismik potansiyelleri yani faylanma mekanizmaları, zemin koşulları olası deprem özellikleri belirlenebilmektedir. Yapıların projelendirilmesinde kullanılacak deprem parametreleri olasılık ve istatistik yöntemlere dayanan yaklaşımlarla belirlenmektedir.

Bu çalışmada sürekli hareket halinde bulunan levhaların meydana getirdiği jeolojik oluşumlar, levha tektoniği teorisi ile açıklanmıştır. Daha sonra deprem konusu; oluşum mekanizması, faylar, deprem parametreleri, depremlerin birbirlerini tetiklemesi ve depremlerin sebep olduğu hasarlar irdelenmiştir. Bu bölümde ayrıca Türkiye'nin ve teze konu olan İzmir yöresinin depremsellik özellikleri incelenmiştir.

Bir sonraki bölümde istinad yapıları genel olarak irdelenmiş, bu yapılara etki edecek toprak basınçları anlatılmıştır.

Yukarıda bahsi geçen konuları takiben sismik tehlike analizi konusu incelenmiştir. Teorik anlatımlardan sonra İzmir yöresinde 1900-1999 yılları arasındaki 99 sene içinde meydana gelen büyüklüğü 4'ten fazla olan depremler göz önüne alınarak analizler yapılmıştır. Gumbel Risk olasılığı metodu kullanılarak yapılan analizlerde, çeşitli risk olasılıkları ve episantr uzaklıkları için maksimum magnitüd, ivme, hız ve deplasman tahminleri yapılmıştır. Bulunan ivme değerleri ile Mononobe – Okabe yöntemi kullanılarak istinad duvarlarında deprem halinde oluşacak toprak basınçları hesaplanmıştır. Yapılan hesaplamalarda deprem yükünün risk olasılıkları, içsel sürtünme açısı, episantr uzaklıkları ve duvar yüksekliği ile değişimleri grafikler halinde verilmiştir.

Anahtar Kelimeler : İzmir Yöresi, Deprem Hareketi, Deprem Risk Analizi, Yanal Zemin Basıncı, İstinad Duvarları.

ABSTRACT

As is the case in most natural events, earthquakes too are phenomena occurring from time to time and showing uncertainty, as far as their their location and size are concerned. During earthquakes, substantial material and moral losses as well as disasters occur, following damage to engineering structures and natural ground layers. Whereas it is impossible to have an estimation of the date, location, magnitude and other particulars of a prospective earthquake, it is however possible to determine zones' seismic potentials. that is mechanisms of fault occurrences, soil conditions and particulars of probable earthquakes. Earthquake parameters to be applied when projecting buildings are determined by means of approaches based on probability and statistical methods.

In this write-up, geological formations formed by continuously moving layers are explained by The Plate Thectonics Theory. Then, the subject of seismicity, the formation mechanism, faults, earthquake parameters, earthquakes triggering each other as well as damages resulting from earthquakes have been examined. Besides, seismicity particulars of Turkey and of the Izmir Region, representing the subject of the thesis have been examined in this section.

In the next section, bearing buildings have been examined in general, explaining how soil pressures would affect these structures.

After dealing with the above mentioned subjects, the topic of seismic threat analysis has been dealt with. After theoretical explanations, analysis of quakes have been carried out, bearing in mind seismic activities occurred for the last 99 years at the Izmir Region between 1900-1999, at a magnitude exceeding 4. In analysis carried out by using Gumbel's risk probability method, estimates of max. magnitudes, acceleration, velocity and displacements have been made in respect of various risk probabilities and epicentre distances. By using acceleration values thus found as well as the Mononobe-Okabe process, soil pressures that might occur at supporting walls in case of an earthquake have been calculated. Risk probabilities of the seismic activity, the interior friction angle, epicentres' distances as well as wall height changes have been shown in graphics when making calculations.

Key Words : İzmir Region, Earthquakes, Earthquake Risk Analysis. Lateral Earth Pressures, Retaining Walls.

1. GİRİŞ

Depremler doğal afetler arasında önemli bir yer tutar. Ülkemizde meydana gelen doğal afet zararlarının üçte ikisi depremden dolayı olmaktadır. (Gülkan, Yüçemen. Başöz; 1999). Dolayısıyla deprem zararlarının azaltılması çabası içinde depremlerin oluşumlarının iyi analiz edilmesi, hangi yörelerde hangi aralıklarla ve hangi şiddetle depremlerin etkilerinin hissedilebileceğinin önceden kestirilebilmesi lazımdır. Hasar görülebilirliğin azaltılmasında, sismik verilere ve tektonik yapıya bağlı olarak yapılan deprem riski araştırmalarının yanısıra, yapısal hasara etki eden yerel zemin ve yapı özellikleri faktörlerinin de irdelenmesi gerekmektedir.

Depremlerin çok büyük bir bölümü, yer kabuğunda soğumadan veya çeşitli etkilerden meydana gelen şekil değiştirme enerjisinin ani olarak açığa çıkmasından meydana gelir. Böyle bir olay sırasında yer kabuğunu oluşturan plakalar kendisini sınırlayan çizgiler olan faylar boyunca ani olarak kayar. Bu tür tektonik depremde ortaya çıkan yer değiştirme dalgaları, sönmümlenerek uzaklara yayılır. Deprem yer ve şiddetine göre yer kabuğunda yeni fayları da oluşturabilir. Deprem hareketinin bu tür açıklaması Elastik Geri Sekme teorisi olarak isimlendirilir.

Bazı depremler, volkanik hareketlere, yer altı mağaralarının çökmesine ve hatta yer altında basılarak uzaklaştırılan kullanılmamış suların ortaya çıkardığı gerilmelere bağlı olarak da oluşabilmektedir. Ancak tektonik olmayan bu depremlerin sayısı ve şiddeti azdır.

Levha tektoniği olarak bilinen bilim dalı, yer kabuğunun birkaç parçadan oluştuğunu, bu plakaların birbirine göre hareket ettiklerini kabul etmekte ve birçok tektonik olayı bu esasa göre açıklamaktadır. Bu plaka parçaları sınırlarda birbirine göre kaymakta veya biri diğerinin üzerine çıkabilmektedir. Bu hareketlerin ve yer kabuğu altında sıvı halde bulunan magmanın basıncında soğuma veya benzeri nedenlerle meydana gelen basınç değişimlerinin, yer kabuğunda gerilmeler oluşturacağı açıktır. Öte yandan kabuğun birçok yerde faylarla kesilmiş olduğu da bilinmektedir. Yer kabuğunda artan gerilmeler, zayıf olan bu çizgiler üzerinde veya belirli zayıf bölgelerde yer kabuğunun taşıma gücünü aşarak ani bir kayma (yırılma) olmasına neden olur. Böylece uzun zamanda toplanan şekil değiştirme enerjisi yırılma hareketiyle yer kabuğunun taşıyabileceği seviyeye ani boşalma ile iner. Yer kabuğunda meydana gelen kaymanın bir dalga hareketi olarak yayılması sonucu oluşan yüzey titreşimleri

deprem olarak algılanır. Sözü edilen yırtılmanın fay ortak yüzeyinde ne kadarlık bir alan üzerinde olduğu depremin büyüklüğünü belirleyen etkenlerden biridir.

(Celep, Kumbasar; 1996)

Dünyada ortalama 30 saniyede bir deprem meydana gelmektedir. Günümüzde deprem oluş mekanizmaları bilinmekle birlikte, depremin ne zaman ne büyüklükte olacağını bilmek mümkün değildir. Bunun en gerekçi yaklaşımı, geçmiş depremlerin değerlendirilip, olasılıksal yaklaşım ile gelecekte olabilecek depremler için tasarım kriterleri geliştirmektir.

Sismik tehlike analizinin amacı, tarihi deprem verilerinin analizi ile bölgede ileride beklenebilecek sismik etkinlik için belirli olasılık değerleri elde etmektir. Sismik tehlike analizinin sonucu, genellikle bölgedeki belirli bir zemin parametresinin veya deprem şiddetinin bir yıldaki aşılma olasılığını gösteren bir eğri ile ifade edilebilir. Sismik tehlike analizi ile deprem tehlikesi niceliksel olarak değerlendirilip mühendislik yapıların tasarımlarına yansıtılabilir (Yüçemen, 1982).

Gelecekte oluşabilecek depremlerin etkinliklerinin ve geri dönüş periyotlarının belirlenebilmesi için geçmişte meydana gelen depremlerin oluş tarihi, dışmerkez koordinatları, magnitüd veya şiddeti, odak derinliği ve azalım ilişkilerinin ortaya çıkarılması gerekir. Yapılacak çalışmanın sağlıklı olabilmesi için inceleme süresinin mümkün olduğu kadar geniş tutulması ve eldeki verilerin güvenilir olması gerekir. Deprem parametrelerin sağlıklı bir şekilde belirlenmesi ise aletsel çalışmalar ile mümkündür. Deprem kayıt istasyonları sayısının çok olması bu gibi parametreleri gerçeğe yakın bir doğrulukla belirlemeye olanak sağlar. Depremler belirli bir zaman ve uzay boyutu içinde oluşmaktadır. Oluş zamanı, dış merkezi, odak derinliği ve büyüklüğünü belirleyen bilgiler depremlerin ilksel verileridir. Depremlerin ilksel parametreleri gözlemsel ve aletsel dönem parametreleri olmak üzere ikiye ayrılır. Aletsel olarak ilk deprem kayıtları 1900'lü yıllarda başladığından 1900'lü yıllardan önce meydana gelen depremler hakkında fazla bir bilgi bulunmamaktadır. Ancak bazı tarihsel kaynaklarda bu depremlerin neden oldukları hasar, can ve mal kaybı hakkında bilgiler bulunmaktadır. 1900'lü yıllardan sonra aletsel deprem verileri sismik istasyonlardan elde edilen kayıtlara dayanmaktadır. Teknolojik gelişmelere paralel olarak aletlerin hem duyarlılıklarının hem de sayılarının artması daha çok deprem kaydına olanak sağlamıştır.

Yerkürenin depremesel özelliklerini açıklamak için bir çok teori geliştirilmiştir. Bunlardan en güncel olanı levha tektoniği kavramıdır. Bu teori yer kabuğunun bir çok levhadan oluştuğunu, bu levhaların birbirine göre hareket ettiklerini kabul etmekte ve bir çok tektonik olayı bu esasa göre açıklamaktadır. Geçmişte ve günümüzde etkinlikleri bilinen fay zonları bu levhaların sınırlarını oluşturur. Bu fay zonlarından en önemlisi kuzey Anadolu Fay Zonu olup Karadeniz levhası ile Ege ve Anadolu levhaları arasındaki sınırı oluşturmaktadır (Kolçak ve diğ., 1987). Türkiye %90'ı deprem kuşağı içinde olup sismik olarak aktif bir bölgedir.

Bu çalışmada Ege bölgesinde bulunan ve sismik olarak aktif bir il olan İzmir ve yöresinin depremselliği irdelenmiştir.

37.0° N – 40.0° N enlemleri ile 26.0° E – 29.0° E boylamları arasındaki bölge için 1900 – 1999 yılları arasında meydana gelen depremler değerlendirmeye alınmış yapılan regresyon analizleri sonucunda, regresyon ve korelasyon katsayıları hesaplanmıştır. Sismo tektonik bölge için yıllık maksimum magnitüd, yıllık risk değerleri araştırılmış, zemin ivmeleri, hızı ve deplasmanları hesaplanmıştır.

Belirlenen sismotektonik bölgedeki istinad duvarları, deprem sırasında oluşacak toprak basınçlarının çeşitli risk olasılıkları, episantr uzaklıkları ve duvar yükseklikleriyle değişimleri son bölümde verilmiştir. Hesaplamalarda Mononobe – Okabe denklemi esas alınmış. zemin suyunun etkisi dikkate alınmadan ve zemin suyunun etkisini de göz önünde bulundurarak 2 grup halinde analizler gerçekleştirilmiştir.

2.DEPREM

2.1 Giriş

Normal şartlarda dikkatimizden kaçan pek çok olay, eğer aletler kadar ya da hiç olmazsa diğer bazı canlılar kadar insanlar tarafından da fark edilebilseydi bugün sandığımız gibi dünyanın katı, hareketsiz ve değişmez bir yapıda olmadığını kolayca anlayabilirdik. Dünya, özellikle de litosfer adı verilen yerkabuğu, canlı bir varlık gibi sürekli bir şekilde değişen, gelişen özelliklere sahiptir.yavaş ve hızlı hareketleri olan sürekli bir değişim sürecini yaşayan yerkabuğunun yılda yaklaşık 1-2 cm'lik yavaş hareketleri yalnızca çok hassas ölçümlerle anlaşılabilirken, deprem adını verdiğimiz hızlı hareketlerin önemli bir kısmı insanlar tarafından da duyulmakta ve bazen yaptığı hasarlar karşısında dehşete düşülmektedir.

Yerkabuğunun yavaş hareketleri yatay ve/ ya düşey yönde olmakta ve milyonlarca yıl süren bir zaman dilimi içinde dünyanın şekillenmesini sağlamaktadır. Düşey yöndeki hareketlere epirojenik hareketler, yatay kuvvetlerin etkisiyle yerkabuğunu meydana getiren rijit levhaların birbirine yaklaşması şeklinde gelişen hareketlere de orojenik (Dağ oluşturan) hareketler adı verilmektedir. Benzer şekilde birbirinden uzaklaşan levhaların arasında kalan bölgede okyanuslaşma denilen bir süreçle, okyanuslar da yatay hareketlerin bir sonucu olarak ortaya çıkmaktadır. Deprem adı verilen ve farklı birtakım nedenlere dayanan hareketlerin en önemli nedeni ise yerkabuğunun yavaş hareketleri sonucu belli bölgelerde biriken enerjidir. Yani kısaca hızlı hareketlerin kaynağı yavaş hareketlerdir denilebilir.

Depremlerle ilgili ilk kayıtlar Milattan Önce 2000'li yıllara kadar geriye gitmektedir. Aristo depremlerle ilgilenmiş, sınıflamalar yapmıştır. Deprem hareketini kaydeden ilk alet ise Milattan Sonra 132'de Çin'de yapılmıştır. John Mitchel 1760'da İngiltere'de yazdığı yazılarda depremlerin yerkabuğundaki dalga hareketleriyle ilgili olduğundan söz etmiştir. John Hoff 1840'da bütün dünyayı kapsayan bir deprem kataloğu yayınlamıştır.Robert Mallet 1857 Napoli Depreminden sonra ilk arazi çalışmasını yaparak hasar tespitlerinde bulunmuş, deprem gözlemevlerinin kurulması önerisini getirmiştir. Daha sonra Palmieri İtalya'da depremleri kaydedebilecek ilkel bir sismograf yapmıştır. 1897'de Oldham, sismograflardan alınan kayıtlardan yararlanarak P ve S dalgalarının matematiksel denklemini ortaya koymuştur. Daha sonra depremlerle ilgili bilimsel çalışmalar hızla gelişmeye başlamış ve bugün bir çok problem çözülmüş durumdadır. Ancak henüz çözülemeyen pek çok problem de varlığını sürdürmektedir.

Doğal nedenlere bağlı olarak oluşan ve yeryüzünde hissedilen yer sarsıntılarında deprem denilmektedir. Oluşumları rijit, katı litosfer parçalarının kırılması veya kayması, ya da dünyanın iç ısısında meydana gelen artışlara bağlanmaktadır. Genellikle yer kabuğunu oluşturan katı kaya tabakalarında, nadiren de üst mantoda oluşurlar. Pek çoğu da büyük boyutlu yer kabuğu kırıkları olan faylara bağlıdır. Özellikle diri fay adı verilen aktif, genç faylar tektonik depremlerin ortaya çıkmasına neden olur. Türkiye’de ve dünyada meydana gelen pek çok önemli deprem bu türdendir. Türkiye’nin deprem olaylarını kontrol eden en önemli etken, ülkeyi bir uçtan öbür uca kadar doğu-batı yönünde kat eden Kuzey Anadolu Fayı’dır. Bunun çok benzeri bir kırık da Amerika Birleşik Devletlerinde, California’da San Fransisco yakınlarındaki San Andreas Fayı’dır. Bu bölge de dünyanın önemli deprem kuşaklarından biri üzerinde bulunmaktadır.

Bu bölümde levha tektoniği, depremlerin oluşum mekanizması, zemin durumunun deprem hareketine etkisi, depremlerin birbirlerini tetiklemesi, depremlerin doğa ve yapılar üzerindeki etkisi ve son olarak da Türkiye ve İzmir Bölgesinin Jeolojik ve depremsellik özellikleri hakkında bilgiler verilmiştir.

2.2. Deprem ve Levha Tektoniği

2.2.1 Yerin Tarihi ve Jeolojik Zaman Dilimleri

Dağların oluşumu, depremler ve yanardağ etkinlikleri gibi jeolojik olayları inceleyen yerbilimciler, bu olayların nedenleri ve oluşum mekanizmaları ile ilgili çok çeşitli varsayım ve kuramlar ortaya atmışlardır. 19’uncu yüzyılın başından bu yana sayıları oldukça kabarık olan jeotektonik varsayımların ve kuramların başlıcaları: Büzülme-Buruşma Kuramı; Büyüme-Genişleme Kuramı; Mağmatik Yükselme- Kabarma Kuramı; Konveksiyon Akıntıları Kuramı ve Kıtaların Kayması ve bunu izleyen Levha Tektoniği Kuramıdır. Bugün hemen hemen tüm yerbilimciler tarafından benimsenen kuram Levha Tektoniği Kuramı’dır.

Bugün yeryüzünden elde edilen en eski kayacın yaşı 3.5-3.7 milyar yıldır. Bir kayacın ve geliştiği ortamın oluşabilmesi için belirli bir zamanın geçmesi gereği de gözönüne alınırsa, yeryuvarının oluşumuna başladığı zaman dilimi daha da eski olacaktır. Bilim adamları yerin 4.5 milyar yıl önce oluşmaya başladığını ve bu zaman dilimi içerisinde çeşitli evrimler geçirdiğini ortaya koymuşlardır.

Yerkabuğunun üst bölümlerinde bulunan kayalar, fosil içeriklerine ve radyometrik yöntemlerle saptanan yaşlarına göre, değişik süreli bölümlere ayrılır ve böylece çok uzun geçmişi olan yer tarihi zamanlara, devirlere, devrelere ve çağlara bölünür. Bu sınıflama sonucu elde edilen cetvele jeolojik zaman cetveli denir (Tablo 2.1) (Tüysüz, 2000; Eyidoğan, 2000)

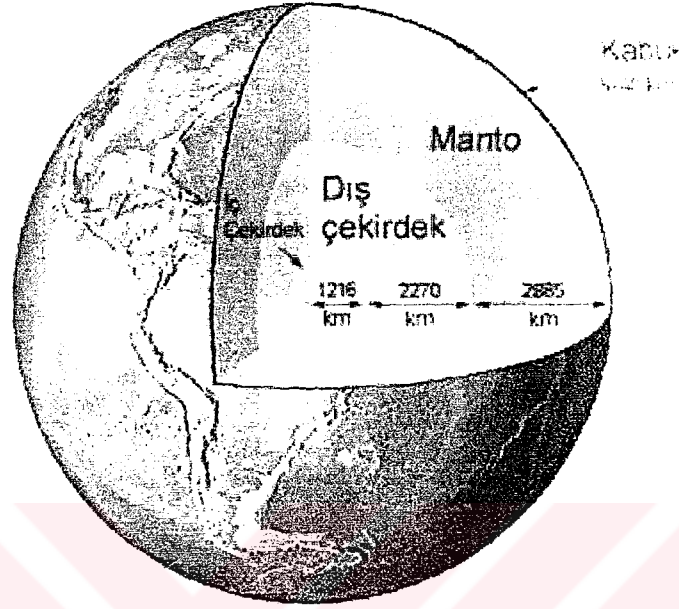
Tablo 2.1 Jeolojik zaman cetveli. Ölçek, bugünkü yaş sıfır alınarak belirlenmiştir

ZAMANLAR	DEVİRLER	DEVRELER	ÇAĞLAR	YAŞ Milyon Yıl
SENOZOYİK	KUVATERNER	NEOJEN	Holosen	0,01
			Pleistosen	0.01-1.64
	TERSİYER	PALEOJEN (NÜMÜLİTİK)	Pliyosen	5.2-1.64
			Miyosen	5.2-23.3
			Oligosen	23.3-35.4
			Eosen	35.4-56.5
			Paleosen	56.5-65
MESOZOYİK	KRETASE	ÜST KRETASE	65-97	
		ALT KRETASE	97-145	
	JURA	ÜST JURA (MALM)	145-157	
		ORTA JURA (DOGGER)	157-178	
		ALT JURA (LİYAS)	178-208	
	TRİYAS	ÜST TRİYAS	208-235	
		ORTA TRİYAS	235-241	
		ALT TRİYAS	241-245	
	PERMİYEN	ÜST PERMİYEN	245-256	
		ALT PERMİYEN	256-290	
KARBONİYER	ÜST KARBONİFER	290-322		
	ALT KARBONİFER	322-362		
PALEOZOYİK	DEVONİYEN	ÜST DEVONİYEN	362-377	
		ORTA DEVONİYEN	377-386	
	SİLÜRİYEN	ALT DEVONİYEN	386-408	
		ÜST SİLÜRİYEN	408-424	
ORDOVİSİYEN	ORTA SİLÜRİYEN	424-430		
	ALT SİLÜRİYEN	430-439		
KAMBRİYEN	ÜST ORDOVİSİYEN	439-463		
	ORTA ORDOVİSİYEN	463-476		
	ALT ORDOVİSİYEN	476-510		
	ÜST KAMBRİYEN	510-530		
	ORTA KAMBRİYEN	530-536		
	ALT KAMBRİYEN	536-570		

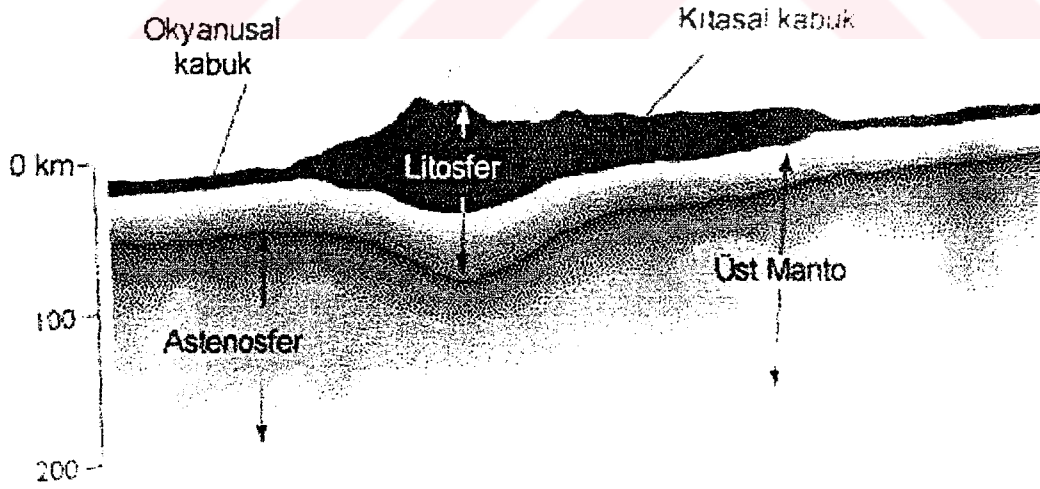
2.2.2 Yerin Yapısı

Depremlerin anlaşılması açısından Dünyamızın iç yapısının bilinmesi önemlidir. 6371 km yarıçapında olan yerküremiz, dıştan içe doğru Yerkabuğu, Manto ve Çekirdek olarak adlandırılan katmanlardan oluşmuştur. Manto, Üst ve Alt Manto olarak iki bölüme ayrılırken.

Çekirdek de Dış ve İç Çekirdek olarak alt katmanlara ayrılmaktadır. Şekil 2.1, yerkürenin katmanlarını göstermektedir. Yerkabuğu yer hacminin yüzde % 1'ini, ağırlığının ise % 2.5'ü oluşturur. Tüm manto ise yer hacminin % 84'ünü, ağırlığının ise % 67'sini kapsar. Çekirdek yer hacminin % 15'ini oluştururken, tüm ağırlığın % 32'sine sahiptir.



Şekil 2.1 Yerkürenin katmanlı iç yapısı (Press ve Siever, 1999)



Şekil 2.2 Dünyamızın dış kısmındaki katmanları gösteren blok diyagram (Press ve Siever, 1999)

Yerin en dıştaki katmanı olan yerkabuğu, karalarda ortalama 25-80 km, okyanusların altında ise 5-8 km'lik bir kalınlığa sahiptir (Şekil 2.2). Yerkabuğu kendisi gibi katı olan ve Litosfer adı verilen ve yaklaşık olarak 70-100 km kalın bir katmanın en üst kısmını oluşturur. Litosferin

sıcaklığı altta 1300 °C derece civarındadır. Kabuğun Litosfer içindeki alt sınırına Mohorovicic sınırı denir. Litosferin altında ise Üst Mantonun daha yumuşak (akıcı) bölgesi olan ve Astenosfer olarak adlandırılan bölüm yer alır.

Şekil 2.2 den de görüldüğü gibi Yerkabuğu kıtalar ve okyanuslar altında farklı fiziksel ve kimyasal özelliklere sahiptir. Granit, kumtaşı ve kireçtaşı gibi alüminyum oksit ve silisyum oksitçe zengin ve az yoğun (2.7-2.9 gr/cm³) kayalar kıtaların altındaki kabuğu, demir oksit ve magnezyum oksitçe zengin bazalt cinsinden daha yoğun (2.9-3.0 gr/cm³) kayalar ise okyanusların altındaki kabuğu oluştururlar.

Alt ve Üst Manto önemli oranda demir, magnezyum, silikat ve oksijenden oluştuğuna inanılmakta, ancak kimyasal yapısı ayrıntılı olarak bilinmemektedir. Yerin sıvı nitelikli Dış Çekirdeğinin % 8-20 arasında alaşımli olduğu, erimiş demirden oluştuğu öne sürülmektedir. Yerin İç Çekirdeği ise katı olup, bileşiminin yüzde 80-85 oranında demir içermektedir. (Tüysüz. 2000; Eyidoğan, 2000)

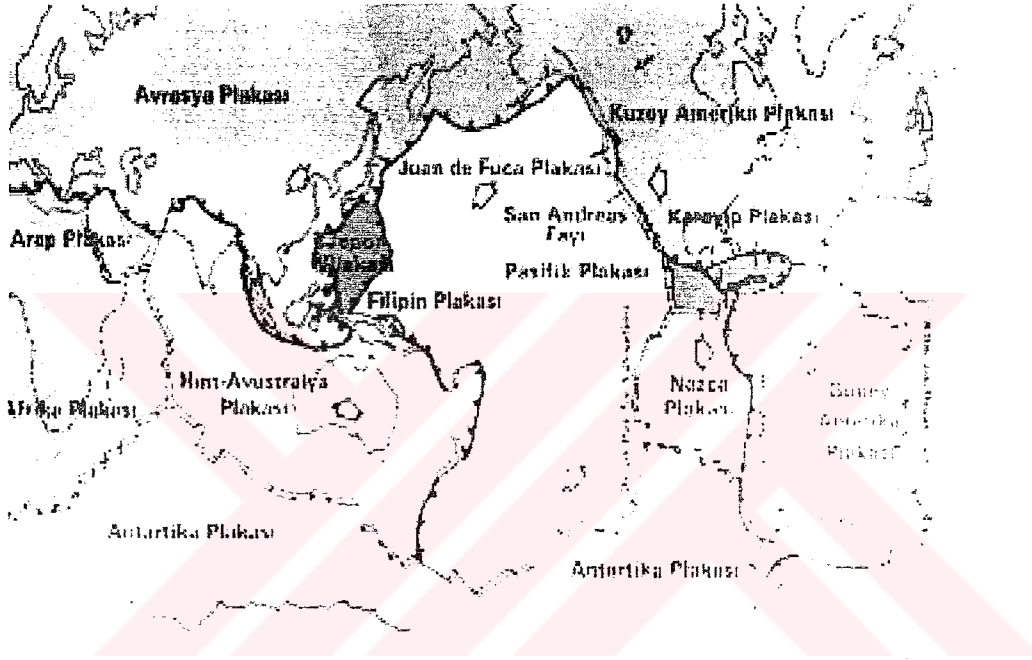
2.2.3 Levha Tektoniği

Yeryuvarının taşküre adı verilen ve yerkabuğu ve üst mantonun katı ve kırılğan en üst kesimlerinden oluşan en dış tabakası bir mozayik oluşturacak şekilde plakalara bölünmüştür. Bu plakalar üst mantonun astenosfer katmanı üzerinde birbirlerine göre hareket ederler. Her ne kadar astenosfer de katı olarak kabul edilmekteyse de uzun süreli basınçlar altında akabilir. sünebilir. Bu özellik astenosfer ergime sıcaklığında olmasına rağmen yüksek basınç altında katı özelliği de göstermesindedir. Ancak basınç düşmeleri olduğu zaman yumuşak küre içinde kısmi ergimeler olur ve bunlar magmanın da esas kaynağıdır. Astenosfer içinde ısı ve madde akımları şeklinde binlerce kilometre ile ifade edilebilecek boyutlarda sorguclar da oluşmaktadır. Taşküre plakaları astenosferin bu özellikleri sayesinde bu katman üzerinde kayarak hareket edebilir. Litosfer birbirine göre hareket eden çeşitli boyutlardaki parçalara ayrılmıştır. Bu litosfer parçalarına Levha, bunların hareketini inceleyen bilim dalına da Levha Tektoniği adı verilir. (Bayrak; 2000)

Dünyada yedi tane büyük, çok sayıda da küçük levha bulunur. Bunlar her yıl birbirlerine göre 1 ile 10 santimetre arasında hareket etmektedirler. Bu levhalardan bazıları Avrasya, Anadolu, Arabistan, Afrika. Hint Avustralya, Filipinler, Japonya, Pasifik, Juan de Fuca. Kuzey Amerika, Karaipler, Nazca, Güney Amerika ve Antartika plakalarıdır. Kıta sınırları plaka sınırı ile birebir örtüşmez. Bir plakanın kapsadığı alan kara ve denizi kapsayabildiği gibi

(örneğin Afrika Plakası), sadece kara alanını (Arabistan Plakası) ya da sadece deniz alanını (Nazca Plakası) kapsıyor da olabilir. Manto üzerinde bu plakalar birbirlerine , göre sürekli yer değiştirirler ve onbinlerce-milyonlarca yıl içinde, yeryüzü coğrafyasının değişmesine yolaçarlar.

Çok yavaş olduğu için insan gözü ile fark edilmesi mümkün olmayan bu hareketler günümüzde uydular ile bağlantılı olarak çalışan GPS (Coğrafi Pozisyon Sistemi) cihazları yardımıyla ile hassas olarak ölçülebilmektedir. (Şekil 2.3)



Şekil 2.3 Litosferi oluşturan levhalar

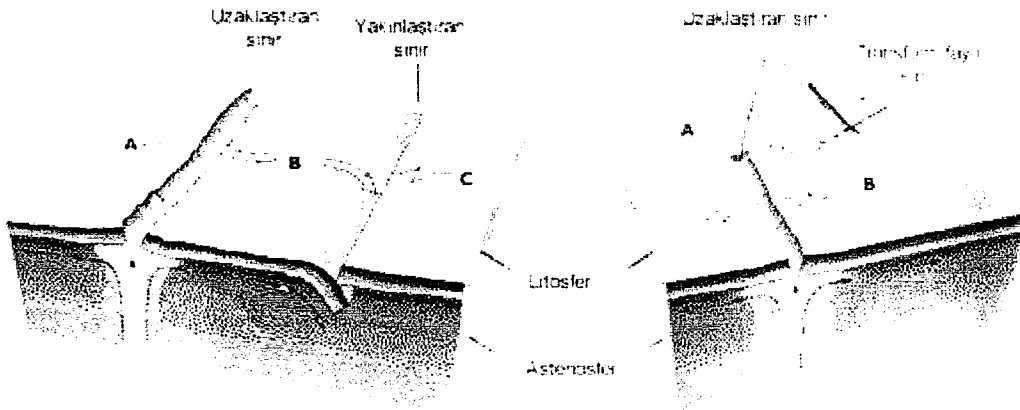
Yer kabuğunda Büyük Okyanus, Avrasya, Arabistan, Güney Amerika, Kuzey Amerika, Afrika, Nazca, Hindistan-Avustralya, Antarktika, Kokos, Tongo, Anadolu levhası gibi levhaların dışında birçok küçük levha daha bulunmaktadır . Levhalar kıtaları oluşturan kıtasal kabuk ile okyanusların tabanındaki kısmı oluşturan okyanusal kabuktan, ya da sadece bunlardan birinden meydana gelebilirler. Dünyanın merkezî kısımlarında üretilen ısı mantodan geçerek daima dışarıya doğru ilerlemeye çalışır. Bu olay üst mantonun hareketlenmesine ve burada konveksiyon akımlarının gelişmesine neden olur. Bu hareketler yeryüzünü kaplayan kırılğan yer kabuğu parçalarıyla (levhalar) sürtünme nedeniyle, onların hareket etmesine, buna bağlı olarak oluşan kırıklardan da yanardağların püskürmesine, kıtalar arasındaki okyanusların açılmasına ya da kapanmasına neden olurlar. Levhaların kıtasal kabukları kimi zaman gölde serbestçe yüzen sallar gibi birbirinden uzaklaşırken, kimi zaman da birbirine yaklaşırlar. Yakınlaşma, okyanusal kabuğun kırılarak yerin içerisine doğru

dalmasına, bu şekilde okyanusal kabuğun dalarak tükenmesinden sonra da çarpışmasına neden olur. Kıtasal kabuk kesimlerinin, birbirinden uzaklaşan konveksiyon akımlarının etkisi altında kalmasıyla ise, kabuk iki parçaya ayrılır ve parçalar birbirinden uzaklaşmaya başlarlar. Bu uzaklaşma iki parça arasında genişleyen bir okyanus ile büyüyen bir okyanusal kabuğun gelişmesini sağlar. Levhaların hareket hızları 24 cm/yıla kadar değişiklik göstermektedir. Bu da Şekil 2.3' de de görüldüğü gibi kıtaların coğrafyasında ve mekânında sürekli değişikliklere neden olmaktadır.

Tektonik açıdan Dünya'nın en hareketli yerleri olan levha sınırlarında farklı jeolojik olaylar meydana gelmektedir. Plakalar arasında (birbirlerine göre) üç tür yer değiştirme söz konusudur. Bu yer değiştirmeler sırasında, her bir plakanın kendi içinde de kırılmalar ve kıvrılmalar gelişir ve bunun sonucunda büyük plakalar plakacıklara bölünebilir. Aşağıda levha sınırlarının başlıca özellikleri kısaca ele alınmıştır.

2.2.3.1 Uzaklaştıran Levha Sınırları

Levhaların birbirlerinden uzaklaştığı sınırlar okyanus tabanlarında ve kıtaların içlerinde görülmektedir. Batimetri (deniz tabanı) haritaları okyanusların dibinde karalardan çok daha uzun dağ sıralarının (okyanus ortası sırt) bulunduğunu göstermiştir. Bu dağ sıraları bugün Atlantik, Hint ve Pasifik Okyanusları içerisinde binlerce kilometre uzunluğunda yer kaplamaktadır. Bu dağ sıralarının ortasında derin bir çukurluk (rift vadisi) bulunmakta. bu çukurluklarda sürekli bazalt volkanizması ve sığ odaklı depremler meydana gelmektedir.



Şekil 2.4 Astenosfer üzerinde yüzmekte olan Litosfer parçaları (Levhalar) birbirlerine yaklaşır, uzaklaşır ya da birbirlerine göre kayarlar.

Okyanus ortası sırtlarda yapılan manyetik çalışmalar okyanus tabanının dağ sırasının ortasındaki rift vadisinin eksenine göre simetrik bir yapıya sahip olduğunu göstermiştir. Bu durum okyanus tabanının okyanus ortası sırtta oluşup iki kenara doğru hareket ettiğini göstermektedir. Okyanus ortası sırttaki manyetik anomalilerin simetrik olması okyanus tabanı yayılmasını işaret etmektedir.

Benzer şekilde okyanus tabanının yaş dağılımını bakıldığında okyanus tabanını oluşturan kayaların okyanus ortası sırttan uzağa doğru simetrik olarak yaşlarının arttığı izlenmektedir. Bu durum da okyanus tabanının okyanus ortası sırtlarda oluşturulduğunu ve iki kenara doğru simetrik olarak yayıldığını işaret etmektedir.

Okyanus ortası sırtın iki tarafındaki levhalar alttaki konveksiyon akımlarının zorlaması ile sırt eksenine dik yönde birbirlerine zıt olarak hareket etmekte, arada meydana gelen boşluk astenosferden gelen sıcak magmanın her iki kenardaki levhalara eklenmesi yolu ile doldurulmaktadır (Şekil 2.4). Bu sürekli hareket sonucu okyanus tabanları her yıl uzaklaşma miktarı kadar büyümektedir.

Okyanus ortası sırtların altında büyük bir magma odası mevcuttur. Şekli okyanus tabanının yayılma hızına bağlı olarak değişen bu oda içerisinde yer alan magma iki kenardaki levhalara yapışarak ve okyanus ortasındaki rift vadilerinde püskürerek soğur ve litosfere ilave edilir.

Okyanus tabanları okyanus ortası sırtlarda birbirinden uzaklaşırken bir küre şeklinde olan dünyanın geometrisi gereği transform faylarla kesilir ve kendilerine has bir yapı oluştururlar (Şekil 2.4).

Uzaklaşan levha sınırları kıtalar içerisinde oluşmaya (riftleşmeye) başlarlar. Kıtalar riftleşme öncesi termal olarak yükselir, domlaşırlar. Bu büyük dom üç kollu bir kırık sistemi ile parçalanır. Kollar normal faylarla parçalanarak gerilmeye ve açılmaya başlar. Bu açılma zonları içerisinde bazaltik volkanik aktivitenin geliştiği, sığ odaklı depremlerle karakterize edilen normal faylarla sınırlı derin yarıklar halindedir. Riftleşmenin ileri aşamalarında iki kol giderek açılır ve aradaki boşluk magma tarafından doldurularak burada okyanusal kabuk oluşturulmaya başlar. Üçüncü kol ise okyanus aşamasına varamadan çökellerle dolarak kapanır. Bu kola Alakojen (başarısız rift) adı verilir. Bu açılmanın en güzel örneği Kızıldeniz ve Doğu Afrika riftidir. Yaklaşık 10 milyon yıl önce Arap yarımadası Afrika'dan kopmaya başlamış, Doğu Afrika rifti başarısız kalırken diğer iki kol açılmaya devam ederek Kızıldeniz'i oluşturmuşlardır.

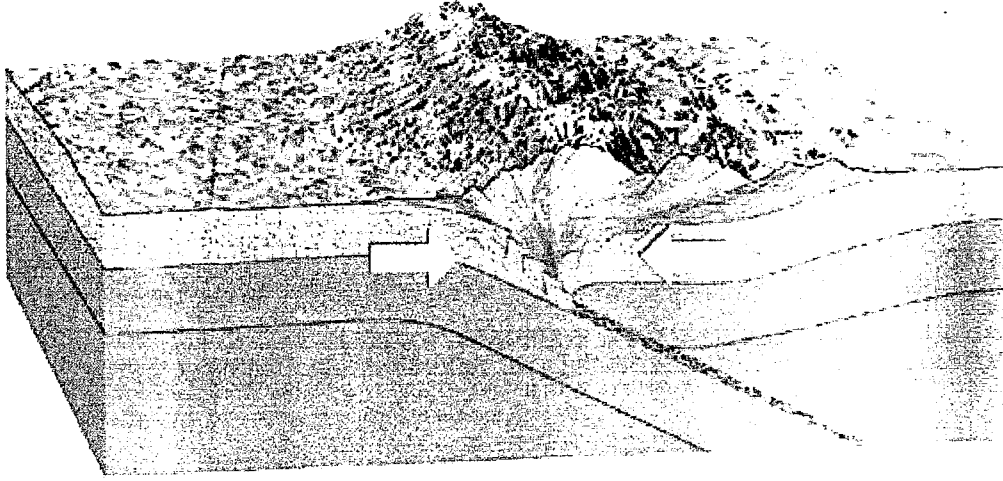
Yukarıda anılan açılma mekanizması jeoloji tarihi boyunca sürmüş ve Dünyanın çehresini sürekli olarak değiştirmiştir. Yaklaşık 250 milyon sene önce Dünya'daki kıtalar tek bir kıta halinde idi. Pangaea adı verilen bu süper kıta riftleşme yolu ile parçalanmış, farklı kıtalara bölünmüştür. (Tüysüz, 2000; Eyidoğan, 2000)

2.2.3.2 Yakınlaştıran Levha Sınırları

Okyanus ortası sirtlarda yaratılan levhalar bu sınırlardan uzaklaştıkça soğur, yaşlanır ve bu nedenle yoğunluğu giderek artar. Yaşlı okyanus kabuğunun yoğunluğu astenosferin yoğunluğuna yakındır. Bu durum okyanusal litosferin kolayca astenosfer içerisine batmasına neden olur (Şekil 2.4). Okyanusal litosferin astenosfer içerisine batmasına dalma-batma (subduction) adı verilir. Pasifik çevresinde görüldüğü gibi derin okyanus hendekleri (trench) boyunca meydana gelen bu dalma-batma ile okyanusal litosfer yeniden astenosfere döner, burada eritilerek astenosfer içerisinde özümseilir ve tüketilir. Bu nedenle yakınlaştıran levha sınırlarına tüketen levha sınırları adı da verilir.

Astenosfere dalan okyanusal litosfer sürtünme ve derine doğru artan sıcaklık nedeniyle erimeye başlar. Okyanus kabuğu üzerinde çökelen ve kısmen astenosfere dalan çökellerdeki su da erimeyi hızlandırır. Eriyen malzeme sıcak ve az yoğun olduğu için yükselerek üstteki levha içerisine sokulur ve burada dalma-batma zonuna paralel uzanan magmatik bir kuşak (magmatik yay) oluşturur.

Dalma-batma okyanusun kapanarak okyanusun iki kıyısını oluşturan iki kıtanın çarpışmasına kadar sürer. Hafif olan kıtasal malzeme dalamaz, bu nedenle çarpışır. Çarpışma sonucunda aradaki çökeller ve çarpışan kıtalar sıkışır, bindirmelerle birbiri üzerine itilir ve sonuçta büyük dağ sıraları meydana gelir. Bu olaya orojenez (dağ oluşumu) adı verilir. Alp-Himalaya sistemi, Kayalık Dağlar gibi büyük dağ kuşakları bu şekilde kıtalar arasındaki okyanusların dalıp batarak tüketilmesi sonucunda oluşmuştur (Şekil 2.5). (Tüysüz, 2000; Eyidoğan, 2000)



Şekil 2.5 Astenosfer üzerinde yüzmekte olan kıtasal litosfer düşük yoğunluklu kayalardan oluştuğu için ağır okyanusal litosfer gibi astenosfere dalamaz. Bu nedenle iki kıtasal litosferin birbirine yaklaştığı yerlerde bunların çarpışması sonucunda büyük dağ dıraları oluşur (Press ve Siever, 1999).

2.2.3.3 Transform Faylı Sınırlar

Transform faylı sınırlar boyunca levhalar birbirlerine göre kayarlar. Buralarda levhalar ne yaratılır ne de tüketilirler. Transform fayların büyük bir kısmı okyanus tabanı içerisinde bulunur. Bunlar okyanus ortası sırtları biçerek birbirine bağlarlar. Transform faylar doğrultu atımlı faylardan farklı olarak sadece levha sınırları arasında uzanırlar (Şekil 2.4). Bunun yanı sıra kıta içlerinde de büyük transform faylar bulunmaktadır. San Andreas ve Kuzey Anadolu fayları kıtalar üzerinde yer alan büyük transform faylardır. (Tüysüz, 2000; Eyidoğan, 2000)

2.3. Depremlerin Oluşum Mekanizması

Önceden bir uyarı olamadan meydana gelmesi yönünden deprem, doğal afetler arasında kendine has bir özelliğe sahiptir. Deprem meydana gelmeden önce bazı ön işaretler görülebilse de, günümüzde depremin önceden tahmin edilebilmesi konusunda güvenilir sonuçlar henüz mevcut değildir. Bu konuda 1975 Hai Cheng (Çin) depreminde birkaç saat önce yapılan ön uyarı sonucu belki de binlerce hayat kurtarılmıştır. Ancak daha sonraki birçok deprem, önceden beklenmeden meydana gelmiş veya yapılan tahminleri doğru çıkarmamıştır. Güvenilir bir uyarı sisteminin henüz mevcut olmaması, yapıların depreme

karşı düzenlenerek, depremin etkilerinden korunmanın sağlanması gereğini ortaya çıkarmıştır. (Celep, Kumbasar, 1992)

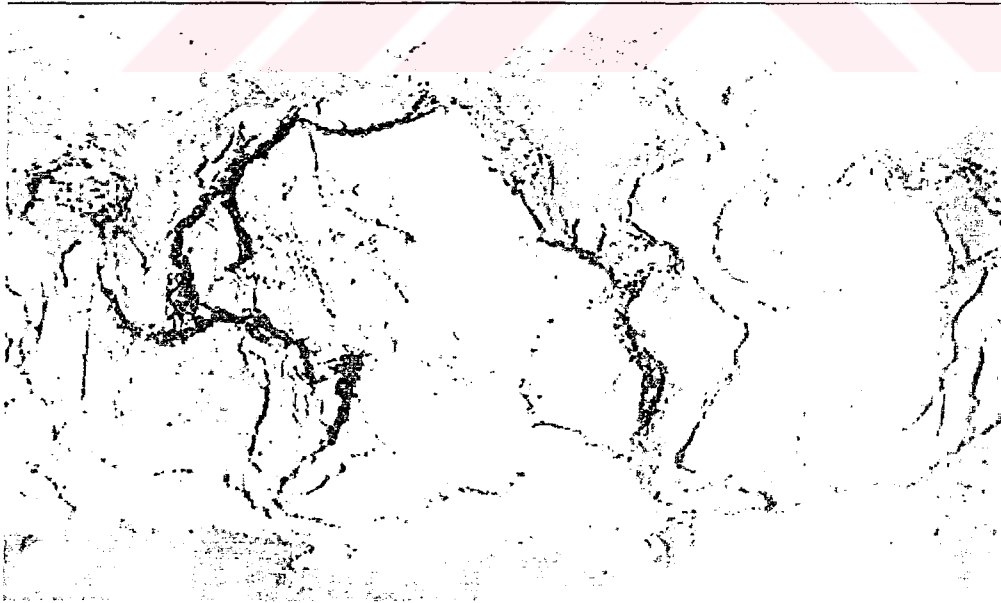
İnsanlığın varoluşundan bu yana depremler insanları etkileyen en önemli doğal afetlerden biri olmuştur. Yapılaşma ve nüfus artışına bağlı olarak depremlerin insanlar ve mal varlıkları üzerindeki etkileri de hızla artmıştır. İnsanlar ilk önceleri depremlerin oluş nedenlerini bir takım hurafelerle açıklamaya çalışmışlardır. Örneğin, ülkemizde, dünyanın bir öküzün boynuzları üzerinde durduğu ve öküzün başına konan sinekleri kovmak için başının sallanması ile depremlerin oluştuğu; çok sayıda deprem olan Japonya'da ise, dünya kurulurken toprağın içinde kalan bir balığın dışarı çıkmak için yaptığı çırpınmaların depremleri oluşturduğuna inanılmıştır. Yeni Zelanda'nın ilkel kavimlerinin inançlarına göre deprem, deprem yaratan bir tanrının arzusuna bağlı olarak oluşmaktaydı. Diğer bazı ilkel kabilelerde, deprem sarsıntılarını kesmek için yere çiviler çakmak geleneği vardı. Bazı toplumlar depremi, tanrının insanları sınama ya da cezalandırma aracı olarak tanımlamayı uygun bulmuşlardı. Bu tür bilim dışı tanımlamalar 18. yüzyılın sonuna kadar sürdü. Ancak insanlar çeşitli hurafelerin etkisinden kurtulup, bilimsel düşünmeye ve gözlemlerini bilimsel yöntemlerle değerlendirmeye başladıktan sonra depremlerle ilgili bilimsel açıklamalar ortaya çıkmıştır. (Tüysüz, 2000; Eyidoğan, 2000)

Bir önceki bölümde belirtilen levha hareketleri nedeniyle kayaçlar, zaman ve uzayda yavaş ama sürekli bir değişim (yer değiştirme, bükülme, yükselme, alçalma, kıvrılma) içindedirler. Bu devingenlik ve değişim yeryüzünü kaplayan yerkabuğunda deformasyonlar, gerilme birikimleri ve dolayısıyla kırılmalar oluşturmaktadır. İşte bu kırılmalar depremlerin oluşmasını sağlamaktadırlar. Yerkürenin oluşumunun başlangıcından bu yana var olan deformasyonlar ve depremler, yerküre ömrünün sonuna kadar da varolacaklardır.

Yerkabuğu ve litosferde deformasyonlara neden olan enerji, gravitasyonel potansiyel enerji, kinetik enerji, kimyasal enerji ve esnek yamulma enerjisidir. Jeodinamik araştırmaların yanıt bulmak istediği temel sorulardan biri de işte bu enerji türlerinin hangi mekanizmalar nedeniyle oluştuğudur. Deprembilim çalışmaları bu enerji türlerinden yalnızca esnek yamulma enerjisinin büyük depremleri oluşturacak kadar güçlü olabildiğini göstermiştir. Deprem odakları yakınındaki malzemenin dayanma gücü ile depremde salınan enerji düzeyi arasında bağ vardır. Büyük depremlerde 10^{24} erg düzeyinde sismik enerji açığa çıkmaktadır. Tablo 1.2' de Dünyada oluşan depremlerin büyüklük ölçeğine göre sınıflanmaları verilmiştir. Deprem büyüklüğü küçüldükçe oluş sayısı da 10 un katları ile artar.

H.F. Reid, 1906 San Francisco depremi öncesi ve sonrası yaptığı gözlemlere dayanarak depremlerle esnek yamulma enerji salınması (rebound) arasında ilişkiyi bulan ilk bilim adamıdır (Reid, 1910). Bu kurama göre mevcut bir fayın iki tarafındaki bloklar fay düzlemi boyunca birbirlerine sürtündükleri için hareket edemez, levha hareketleri sonucunda üzerlerine gelen kuvvetleri deforme olarak karşılarlar. Bu durumdaki faylara kilitli fay denir. Üzerlerine yüklenen enerjiyi biriktiren ve deforme olan kayalar deformasyonun gücü sürtünme kuvvetini (ya da kayanın kırılma dayanımını) yenecek seviyeye gelince aniden kırılırlar ve fay oluşur. Kayalar içerisinde biriken enerji depremin odak noktasında boşalır, fay harekete geçerek kırılır ve bloklar bir miktar atılır. Fayın iki tarafındaki kayalar deformasyon öncesindeki hallerine dönerler. Fay blokları arasında kaymanın başladığı yere depremin odak noktası, bu noktanın yeryüzündeki izdüşümüne merkez üssü ya da dış merkez denir.

Volkanların püskürmesi, yeraltı boşluklarının çökmesi gibi nedenlerle de depremler oluşmakta ise de bunlar genellikle önemsenecek boyutlarda değildir. Buna karşılık levha sınırlarında ya da levha hareketlerinin neden olduğu büyük kırık zonlarında meydana gelen depremler hem büyüklükleri hem de sıklıkları açısından en önemli depremlerdir. Dünyada oluşan önemli depremlere ait odak noktaları bir haritaya izdüşürüldüğünde bunların dar zonlara özgü olduğu görülmektedir (Şekil 2.6). Depremlerin oluştuğu bu zonlar levha sınırları ile bire bir çakışırlar.



Şekil 2.6. Depremler dar kuşaklarda meydana gelmekte, bu kuşakların levha sınırları ile çakışması depremlerin levha hareketleri sonucunda oluştuğunu açık bir şekilde ispat etmektedir (Press ve Siever, 1999'dan alınmıştır).

Tablo 2.2. Dünyadaki depremlerin yıllık oluşum sayısına göre büyüklüklerinin sınıflandırılması
(Kaynak:USGS).

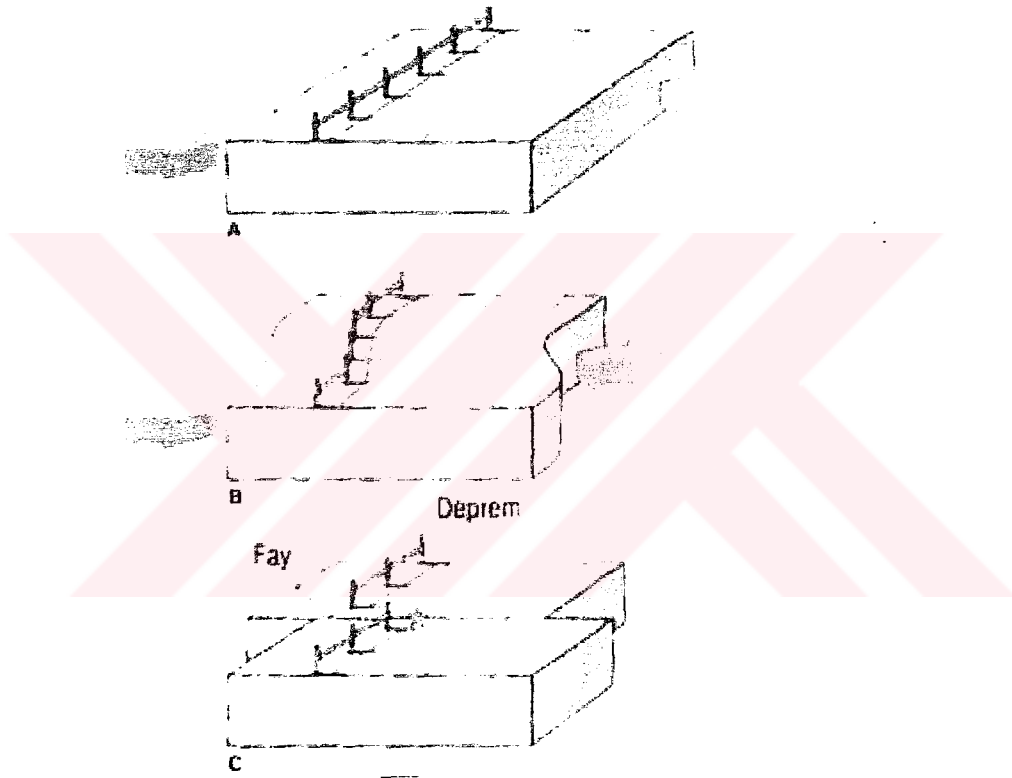
SINIFLAMA	BÜYÜKLÜK (M)	YILLIK ORTALAMA
Çok Büyük	8 ve daha büyük	1
Büyük	7 - 7.9	18
Kuvvetli	6 - 6.9	120
Orta	5 - 5.9	800
Hafif	4 - 4.9	6,200 (tahmin)
Küçük	3 - 3.9	49,000 (tahmin)
Çok Küçük	< 3.0	2 – 3 büyüklüğünde: ortalama günde 1,000 adet 1 – 2 büyüklüğünde: ortalama günde 8,000 adet

2.3.1 Faylar

Dünyamızda oluşan yıkıcı depremlerin hemen hemen tamamı faylarla ilişkilidir. Bu nedenle faylar depremlerin anlaşılması açısından en önemli unsurlardan biridir. Eğer bir kırığın iki tarafındaki kayalar birbirlerine göre gözle görülür miktarda hareket etmişlerse (atım gelişmiş ise) bu kırığa *fay* adı verilir. Fayların boyutları birkaç santimetreden birkaçbin kilometreye. atım miktarları ise birkaç santimetreden onlarca hatta bazen yüzlerce kilometreye kadar değişmektedir. Fayların boyu depremin büyüklüğü ile logaritmik olarak oranlıdır. Büyük ve sığ depremlerde yeryüzünde gözlenen fayın boyu yüzlerce kilometreye erişebilmektedir. Örneğin 1939 Erzincan depreminde oluşan fayın boyu 360 km olup üzerindeki en büyük yerdeğiştirme ise 750 cm'dir. (Tüysüz, 2000; Eyidoğan, 2000)

Depremlerin önemli bir bölümü yeryüzünden yaklaşık 12km derinliklere kadar uzanan elastik kısımda üst kabuk içinde meydana gelmektedir. Bu derinlikten daha derinliklerde sıcaklık 400 derecenin üzerinde olduğu için yerdeğiştirme hareketi depremsiz, krip denilen yavaş plastik şekil değiştirme enerjisi şeklinde yutulur. Buna karşılık elastik üst kısımda ise her yıl birkaç cm'lik yerdeğiştirme yüzyıllarca birikerek birkaç metre birden büyük bir depremle meydana gelmektedir. Depremler sırasında ilk kırılma başlangıcının bu elastik alan sınırında meydana geldiği anlaşılmaktadır.

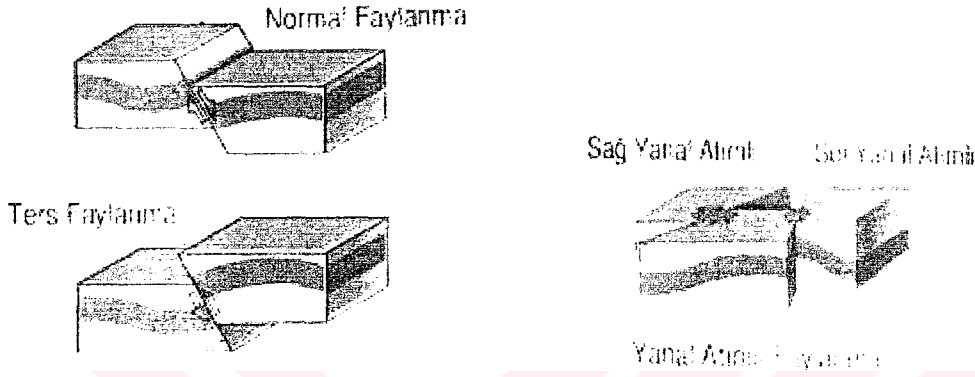
Deprem yer içinde fay olarak adlandırılan kırıklar üzerinde biriken biçim değiştirme enerjisinin aniden boşalması sonucunda meydana gelen yerdeğiştirme hareketinin neden olduğu karmaşık elastik dalga hareketleridir. Bu yerdeğiştirme miktarı depremin büyüklüğü ile doğru orantılı olup özellikle sığ depremlerde belli bir büyüklükten sonra faylanma ile ilgili kırıklar yeryüzünde görülmektedir. Faylar kayaların sıkışması, gerilmesi ya da makaslanması ile gelişirler. Sıkışma sonucu oluşan ters faylar oluştukları bölgenin kısalıp kalınlaşmasına, gerilme sonucu oluşan normal faylar ise oluştukları bölgenin inceliş ve genişlemesine neden olurlar. Makaslama kuvvetleri etkisi ile gelişen yanıl atımlı faylarda ise yanıl yerdeğiştirme görülür. Faylanma teorisi ile ilgili gösterim Şekil 2.7' de izlenmektedir.



Şekil 2.7 Astenosfer üzerinde yüzmekte olan Litosfer parçaları (Levhalar) birbirlerine yaklaşır, uzaklaşır ya da birbirlerine göre kayarlar.

Şekil 2.7 A kısmına iki yönden sıkıştırılan kaya görülmektedir. B' de ise bu sıkışma kuvveti altında kayanın zamanla şekil değiştirmesi izlenmektedir. Son olarak şeklin C bölümünde de görüldüğü kaya aniden kırılarak fay oluşur ve ortaya çıkan enerji deprem dalgaları halinde yayılır. Hareket yatay olduğu gibi düşey de olabilir. Kırılmanın olduğu noktaya "Odak" (iç merkez) denir. Odak noktasının düşey olarak yeryüzüne rastladığı noktaya "Episantr" (dış merkez) denir.

Yerkabuğu içinde oluşan faylanmalar kırılma geometrilerine göre sınıflanırlar. Bunlar sırasıyla eğim atımlı , verev (oblik) ve doğrultu atımlı faylardır. Faylar sıkışma, gerilme ya da makaslama kuvvetlerinin etkisi ile gelişir, kendilerini oluşturan kuvvete bağlı olarak farklı şekiller alırlar. Kırılan yerkabuğu bloklarının hareket yönlerine göre eğim atımlı faylar ters ve normal faylar, doğrultu atımlı faylar ise sağ ve sol yönlü faylar olarak gruplara ayrılırlar. Şekil 2.8 sözü geçen fay çeşitlerini göstermektedir. (Eyidoğan, Güçlü, Değirmenci, 1991)



Şekil 2.8 Fay çeşitleri

Fay düzlemi boyunca kayaların birbirinden uzaklaşma miktarına *atım* veya *ötelenme* denir. Bir fay düzleminin iki tarafında yeralan ve fay tarafından birbirine göre ötelenen kayalar fay bloklarını oluştururlar. Fay düzlemi düşey ise bu bloklar hareket ettikleri yöne bağlı olarak alçalan veya yükselen blok adı ile bilinirler. Eğer fay düzlemi eğimli ise fay düzleminin eğimi yönündeki bloka tavan bloku, tersi yönündeki bloka da taban bloku adı verilir. Faylar, fay bloklarının fay düzlemine göre hareket ettikleri yön dikkate alınarak adlandırılırlar.

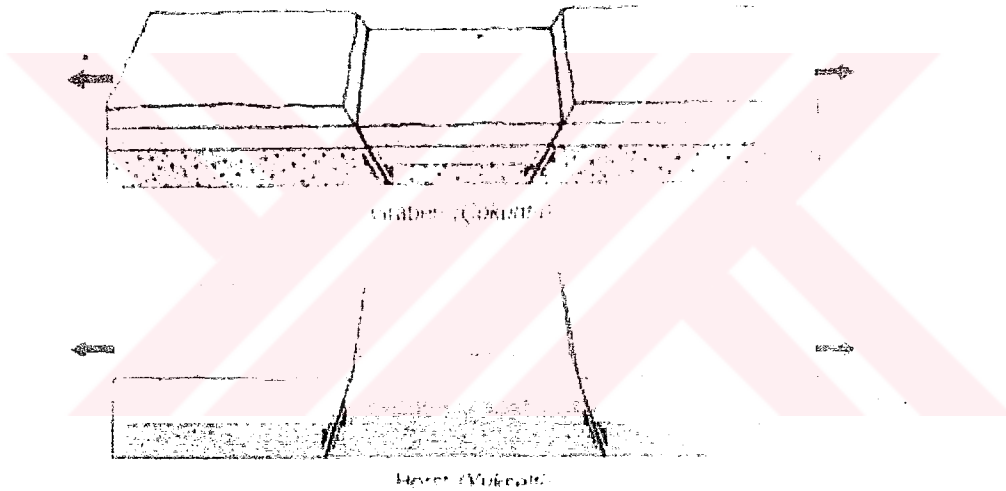
Eğim atımlı faylar blokların fay düzleminin eğimi yönünde (doğrultusuna dik olarak) hareket ettiği faylardır. Tavan bloku taban blokuna göre aşağı düşmüşse eğim atımlı normal faydan, tavan bloku taban blokuna göre yukarı çıkmışsa eğim atımlı ters faydan sözedilir. Normal faylar gerilmeli tektonik rejim altında gelişir ve bölgenin genişlemesine neden olurlar. Ters faylar ise kompresyonel (sıkışmalı) tektonik rejim altında gelişir ve bölgenin kısılmasına neden olurlar.

Doğrultu (yanal) atımlı faylar blokların fay düzleminin doğrultusu boyunca hareket ettiği faylardır. Bloklardan biri üzerinde durulup karşı bloka bakıldığında karşı blok sağa doğru hareket etmişse sağ yanal, sola doğru hareket etmişse sol yanal atımlı faydan sözedilir.

Oblik (verev) faylar blokların hem doğrultu hem de eğim yönünde hareket ettiği faylardır. Bunlar eğer tavan bloku alçalmışsa oblik normal fay, eğer tavan bloku yükselmişse oblik ters fay olarak adlandırılır.

Ters fayların eğim açısı düşükse bindirme fayı (thrust) adını alırlar. Yatay ya da yataya yakın eğimdeki ters faylara ise nap adı verilir. Bunlar atımı yüzlerce kilometreyi bulan ve büyük dağ sıralarının oluşumu esnasında gelişen kompresyonel yapılardır. Karadeniz Bölgesinde, İç Anadolu'da, Toroslarda ve Güneydoğu Anadolu'da ilginç örnekleri vardır.

Bir bölgede normal faylar ardışıklı olarak geliştikleri zaman *horst-graben* yapısının gelişimine yolaçarlar (Şekil 2.9). Horstlar yükselen, grabenler ise alçalan fay bloklarına karşılık gelirler. Horstlar dağlık ve yüksek alanları, grabenler ise alçak ve düzlük alanları oluştururlar. Ege bölgesi bu tür horst-graben yapıları için iyi bir örnektir.



Şekil 2.9 Horst ve Graben

2.3.2 Deprem Türleri

Depremler oluş nedenlerine göre değişik türlerde olabilir. Dünyada olan depremlerin büyük bir bölümü yukarıda anlatılan biçimde oluşmakla birlikte az miktarda da olsa başka doğal nedenlerle de olan deprem türleri bulunmaktadır. Yukarıda anlatılan levhaların hareketi sonucu olan depremler genellikle "TEKTONİK" depremler olarak nitelenir ve bu depremler çoğunlukla levhalar sınırlarında oluşurlar. Yeryüzünde olan depremlerin %90'ı bu gruba girer. Türkiye'de olan depremler de büyük çoğunlukla tektonik depremlerdir. İkinci tip depremler "VOLKANİK" depremlerdir. Bunlar volkanların püskürmesi sonucu oluşurlar. Yerin derinliklerinde ergimiş maddenin yeryüzüne çıkışı sırasındaki fiziksel ve kimyasal olaylar

sonucunda oluşan gazların yapmış oldukları patlamalarla bu tür depremlerin meydana geldiği bilinmektedir. Bunlar da yanardağlarla ilgili olduklarından yereldirler ve önemli zarara neden olmazlar. Japonya ve İtalya'da oluşan depremlerin bir kısmı bu gruba girmektedir. Türkiye'de aktif yanardağ olmadığı için bu tip depremler olmamaktadır.

Bir başka tip depremler de "ÇÖKÜNTÜ" depremlerdir. Bunlar yer altındaki boşlukların (mağara), kömür ocaklarında galerilerin, tuz ve jipsli arazilerde erime sonucu oluşan boşlukları tavan bloğunun çökmesi ile oluşurlar. Hissedilme alanları yerel olup enerjileri azdır fazla zarar getirmezler. Büyük heyelanlar ve gökten düşen meteorların da küçük sarsıntılara neden olduğu bilinmektedir.

Odağı deniz dibinde olan Derin Deniz Depremlerinden sonra, denizlerde kıyılarına kadar oluşan ve bazen kıyılarda büyük hasarlara neden olan dalgalar oluşur ki bunlara (Tsunami) denir. Deniz depremlerinin çok görüldüğü Japonya'da Tsunami'den 1896 yılında 30.000 kişi ölmüştür. (Eyidoğan, Güçlü, Değirmenci, 1991)

2.3.3 Deprem Parametreleri

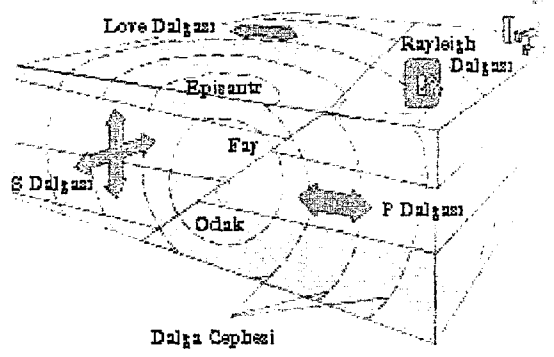
Herhangibir deprem oluştuğunda, bu depremin tariflenmesi ve anlaşılabilmesi için "DEPREM PARAMETRELERİ" olarak tanımlanan bazı kavramlardan söz edilmektedir. Aşağıda kısaca bu parametrelerin açıklaması yapılacaktır.

2.3.3.1 Oluş Zamanı

Fiziksel anlamda oluş zamanı, fay üzerinde ilk kırılmanın olduğu andır. Depremle ilgili araştırmalarda depremlerin tarih ve GMT (Greenwich Saati) ye göre oluş zamanının belirlenmesi istenir. Bu hem arşivleme, hem de fiziksel ve istatistik araştırmalarda gerekli olmaktadır. Depremin yerinin ve oluş zamanının doğru olarak saptanması için deprem istasyonlarında kullanılan saatlerin çok duyarlı olması (0-10 milisaniye/gün) gerekmektedir.

2.3.3.2 Odak Noktası (Hiposantr)

Odak noktası yerin içinde depremin enerjisinin ortaya çıktığı noktadır. Bu noktaya odak noktası veya iç merkez de denir. Gerçekte , enerjinin ortaya çıktığı bir nokta olmayıp bir alandır , fakat pratik uygulamalarda nokta olarak kabul edilmektedir.



Şekil 2.10 Odak noktası, dış merkez ve sismik deprem dalgalarının yayılışı

2.3.3.3 Dış Merkez (Episantr)

Odak noktasına en yakın olan yer üzerindeki noktadır. Burası aynı zamanda depremin en çok hasar yaptığı veya en kuvvetli olarak hissedildiği noktadır. Aslında bu, bir noktadan çok bir alandır. Depremin dış merkez alanı depremin şiddetine bağlı olarak çeşitli büyüklüklerde olabilir. Bazen büyük bir depremin odak noktasının boyutları yüzlerce kilometreyle de belirlenebilir. Bu nedenle "Episantr Bölgesi" ya da "Episantr Alanı" olarak tanımlama yapılması gerçeğe daha yakın bir tanımlama olacaktır.

2.3.3.4 Odak Derinliği

Depremde enerjinin açığa çıktığı noktanın yüzünden en kısa uzaklığı, depremin odak derinliği olarak adlandırılır. Depremler odak derinliklerine göre sınıflandırılabilir. Bu sınıflandırma tektonik depremler için geçerlidir. Yerin 0-60 km. derinliğinde olan depremler sığ deprem olarak nitelenir. Yerin 70-300 km. derinliklerinde olan depremler orta derinlikte olan depremlerdir. Derin depremler ise yerin 300 km. den fazla derinliğinde olan depremlerdir. Türkiye'de olan depremler genellikle sığ depremlerdir ve derinlikleri 0-60 km. arasındadır. Orta ve derin depremler daha çok bir levhanın bir diğer levhanın altına girdiği bölgelerde olur. Derin depremler çok geniş alanlarda hissedilir, buna karşılık yaptıkları hasar azdır. Sığ depremler ise dar bir alanda hissedilirken bu alan içinde çok büyük hasar yapabilirler. (Eyidoğan, Güçlü, Değirmenci, 1991)

2.3.3.5 Eş Şiddet (İzoseit) Eğrileri

Aynı şiddetle sarsılan noktaları birbirine bağlayan noktalara denir. Bunun tamamlanmasıyla eşşiddet haritası ortaya çıkar. Genelde kabul edilmiş duruma göre, eğrilerin oluşturduğu yani

iki eğri arasında kalan alan, depremlerden etkilenme yönüyle, şiddet bakımından sınırlandırılmış olur. Bu nedenle depremin şiddeti eş şiddet eğrileri üzerine değil, alan içerisine yazılır.

2.3.3.6 Şiddet

Herhangi bir derinlikte olan depremin, yeryüzünde hissedildiği bir noktadaki etkisinin ölçüsü olarak tanımlanmaktadır. Diğer bir deyişle depremin şiddeti, onun yapılar, doğa ve insanlar üzerindeki etkilerinin bir ölçüsüdür. Bu etki, depremin büyüklüğü, odak derinliği, uzaklığı yapıların depreme karşı gösterdiği dayanıklılık dahi değişik olabilmektedir. Şiddet depremin kaynağındaki büyüklüğü hakkında doğru bilgi vermemekle beraber, deprem dolayısıyla oluşan hasarı yukarıda belirtilen etkenlere bağlı olarak yansıtır.

Depremin şiddeti, depremlerin gözlenen etkileri sonucunda ve uzun yılların vermiş olduğu deneyimlere dayanılarak hazırlanmış olan "Şiddet Cetvelleri"ne göre değerlendirilmektedir. Diğer bir deyişle "Deprem Şiddet Cetvelleri" depremin etkisinde kalan canlı ve cansız herşeyin depreme gösterdiği tepkiyi değerlendirmektedir. Önceden hazırlanmış olan bu cetveller, her şiddet derecesindeki depremlerin insanlar, yapılar ve arazi üzerinde meydana getireceği etkileri belirlemektedir.

Sismografların olmadığı dönemlerde, depremin gücünü belirleme amacıyla depremlerin canlılar, yapılar ve toprak üzerindeki etkileri sınıflanmış ve şiddet adı verilen ölçek ortaya çıkmıştır. Çok çeşitli deprem şiddet ölçekleri önerilmiş ve kullanılmıştır. Örneğin Rossi-Forel (RF), Mercalli-Sieberg (MS), Omori-Cancani (OC), Mercalli-Cancani (MC), Değiştirilmiş Mercalli (MM), Medvedev-Sponheur-Karnik (MSK) ve Japon (JM) ölçekleri en çok kullanılan ölçeklerdir. Günümüzde yaygın olarak kullanılan ölçekler MSK, MM ve JM'dir. Çizelge 4 de bu ölçeklerden bir bölümü karşılaştırmalı olarak verilmiştir.

Tablo 2.3. Şiddet ölçeklerinin karşılaştırılması. Değiştirilmiş Mercalli (MM) ve (MSK) ölçekleri birbirlerine eş değer olarak kullanılabilir.

MM - MSK	Rossi-Forel	Japon
I	I	0
II	II	1
III	III	2
IV	IV	2-3
V	V-VI	3
VI	VII	4
VII	VIII	4-5
VIII	IX	5
IX	X	6
X	X	6
XI	X	7
XII	X	7

Bir deprem oluştuğunda, bu depremin herhangi bir noktadaki şiddetini belirlemek için, o bölgede meydana gelen etkiler gözlenir. Bu izlenimler Şiddet Cetveli'nde hangi şiddet derecesi tanımına uygunsa, depremin şiddeti, o şiddet derecesi olarak değerlendirilir. Örneğin; depremin neden olduğu etkiler, şiddet cetvelinde VIII şiddet olarak tanımlanan bulguları içeriyorsa, o deprem VIII şiddetinde bir deprem olarak tariflenir. Deprem Şiddet Cetvellerinde, şiddetler romen rakamıyla gösterilmektedir. Bugün kullanılan batılıca şiddet cetvelleri değiştirilmiş "Mercalli Cetveli (MM)" ve "Medvedev-Sponheur-Karnik (MSK)" şiddet cetvelidir. Her iki cetvelde de XII şiddet derecesini kapsamaktadır. Bu cetvellere göre, şiddeti V ve daha küçük olan depremler genellikle yapılarda hasar meydana getirmezler ve insanların depremi hissetme şekillerine göre değerlendirilirler. VI-XII arasındaki şiddetler ise, depremlerin yapılarda meydana getirdiği hasar ve arazide oluşturduğu kırılma, yarıma, heyelan gibi bulgulara dayanılarak değerlendirilmektedir.

Şiddet cetvellerinin açıklamasına geçmeden önce, burada kullanılacak terimlerin belirtilmesine çalışılacaktır. Özel bir şekilde depreme dayanıklı olarak projelendirilmemiş yapılar üç tipe ayrılmaktadır:

A Tipi : Kırsal konutlar, kerpiç yapılar, kireç ya da çamur harçlı moloz taş yapılar.

B Tipi : Tuğla yapılar, yarım kagir yapılar, kesme taş yapılar, beton biriket ve hafif prefabrike yapılar.

C Tipi : Betonarme yapılar, iyi yapılmış ahşap yapılar.

Siddet derecelerinin açıklanmasında kullanılan az, çok ve pekçok deyimleri ortalama bir değer olarak sırasıyla, %5, %50 ve %75 oranlarını belirlemektedir.

Yapılardaki hasar ise beş gruba ayrılmıştır :

Hafif Hasar : İnce sıva çatlaklarının meydana gelmesi ve küçük sıva parçalarının dökülmesiyle tanımlanır.

Orta Hasar : Duvarlarda küçük çatlakların meydana gelmesi, oldukça büyük sıva parçalarının dökülmesi, kiremitlerin kayması, bacalarda çatlakların oluşması ve bazı baca parçalarının aşağıya düşmesiyle tanımlanır.

Ağır Hasar : Duvarlarda büyük çatlakların meydana gelmesi ve bacaların yıkılmasıyla tanımlanır.

Yıkıntı : Duvarların yarılması, binaların bazı kısımlarının yıkılması ve derzlerle ayrılmış kısımlarının bağlantısını kaybetmesiyle tanımlanır.

Fazla Yıkıntı : Yapıların tüm olarak yıkılmasıyla tanımlanır.

Şiddet çizelgelerinin açıklanmasında her şiddet derecesi üç bölüme ayrılmıştır.

Bunlardan;

- a) Bölümünde depremin kişi ve çevre,
- b) Bölümünde depremin her tipteki yapılar,
- c) Bölümünde de depremin arazi üzerindeki etkileri belirtilmiştir.

MSK Siddet Cetveli

I- Duyulmayan

(a) : Titreşimler insanlar tarafından hissedilmeyip, yalnız sismograflarca kaydedilirler.

II- Çok Hafif

(a) : Sarsıntılar yapıların en üst katlarında ,dinlenme bulunan az kişi tarafından hissedilir.

III- Hafif

(a) : Deprem ev içerisinde az kişi, dışarıda ise sadece uygun şartlar altındaki kişiler tarafından hissedilir. Sarsıntı, yoldan geçen hafif bir kamyonetin meydana getirdiği sallantı gibidir. Dikkatli kişiler, üst katlarda daha belirli olan asılmış eşyalardaki hafif sallantıyı izleyebilirler.

IV- Orta Şiddetli

(a) : Deprem ev içerisinde çok, dışarıda ise az kişi tarafından hissedilir. Sarsıntı, yoldan geçen ağır yüklü bir kamyonun oluşturduğu sallantı gibidir. Kapı, pencere ve mutfak eşyaları v.s. titrer, asılı eşyalar biraz sallanır. Ağız açık kaplarda olan sıvılar biraz dökülür. Araç içerisindeki kişiler sallantıyı hissetmezler.

V- Şiddetli

(a) : Deprem, yapı içerisinde herkes, dışarıda ise çok kişi tarafından hissedilir. Uyumakta olan çok kişi uyanır, az sayıda dışarı kaçan olur. Hayvanlar huysuzlanmaya başlar. Yapılar baştan aşağıya titrerler, asılmış eşyalar ve duvarlara asılmış resimler önemli derecede sarsılır. Sarkaçlı saatler durur. Az miktarda sabit olmayan eşyalar yerlerini değiştirebilirler ya da devrilebilirler. Açık kapı ve pencereler şiddetle itilip kapanırlar. iyi kilitlenmemiş kapalı kapılar açılabilir. İyice dolu, ağız açık kaplardaki sıvılar dökülür. Sarsıntı yapı içerisine ağır bir eşyanın düşmesi gibi hissedilir.

(b) : A tipi yapılarda hafif hasar olabilir.

(c) : Bazen kaynak sularının debisi değişebilir.

VI- Çok Şiddetli

(a) : Deprem ev içerisinde ve dışarıda hemen hemen herkes tarafından hissedilir. Ev içerisindeki birçok kişi korkar ve dışarı kaçarlar, bazı kişiler dengelerini kaybederler. Evcil hayvanlar ağıllarından dışarı kaçarlar. Bazı hallerde tabak, bardak v.s.gibi cam eşyalar kırılabilir, kitaplar raflardan aşağıya düşerler. Ağır mobilyalar yerlerini değiştirirler.

(b) : A tipi çok ve B tipi az yapılarda hafif hasar ve A tipi az yapıda orta hasar görülür.

(c) : Bazı durumlarda nemli zeminlerde 1 cm.genişliğinde çatlaklar olabilir. Dağlarda rastgele yer kaymaları, pınar sularında ve yeraltı su düzeylerinde değişiklikler görülebilir.

VII- Hasar Yapıcı

(a) : Herkes korkar ve dışarı kaçar, pek çok kişi oturdukları yerden kalkmakta güçlük çekerler. Sarsıntı, araç kullanan kişiler tarafından önemli olarak hissedilir.

(b) : C tipi çok binada hafif hasar, B tipi çok binada orta hasar, A tipi çok binada ağır hasar. A tipi az binada yıkıntı görülür.

(c) : Sular çalkalanır ve bulanır. Kaynak suyu debisi ve yeraltı su düzeyi değişebilir. Bazı durumlarda kaynak suları kesilir ya da kuru kaynaklar yeniden akmaya başlar. Bir kısım kum çakıl birikintilerinde kaymalar olur. Yollarda heyelan ve çatlama olabilir. Yeraltı boruları ek yerlerinden hasara uğrayabilir. Taş duvarlarda çatlak ve yarıklar oluşur.

VIII- Yıkıcı

(a) : Korku ve panik meydana gelir. Araç kullanan kişiler rahatsız olur. Ağaç dalları kırılıp, düşer. En ağır mobilyalar bile hareket eder ya da yer değiştirerek devrilir. Asılı lambalar zarar görür.

(b) : C tipi çok yapıda orta hasar, C tipi az yapıda ağır hasar, B tipi çok yapıda ağır hasar. A tipi çok yapıda yıkıntı görülür. Boruların ek yerleri kırılır. Abide ve heykeller hareket eder ya da burkular. Mezar taşları devrilir. Taş duvarlar yıkılır.

(c) : Dik şevli yol kenarlarında ve vadi içlerinde küçük yer kaymaları olabilir. Zeminde farklı genişliklerde cm.ölçüsünde çatlaklar oluşabilir. Göl suları bulanır, yeni kaynaklar meydana çıkabilir. Kuru kaynak sularının akıntıları ve yeraltı su düzeyleri değişir.

IX- Çok Yıkıcı

(a) : Genel panik. Mobilyalarda önemli hasar olur. Hayvanlar rastgele öte beriye kaçar ve bağırsırlar.

(b) : C tipi çok yapıda ağır hasar, C tipi az yapıda yıkıntı, B tipi çok yapıda yıkıntı, B tipi az yapıda fazla yıkıntı ve A tipi çok yapıda fazla yıkıntı görülür. Heykel ve sütunlar düşer. Bentlerde önemli hasarlar olur. Toprak altındaki borular kırılır. Demiryolu rayları eğrilip, bükülür yollar bozulur.

(c) : Düzlük yerlerde çokça su, kum ve çamur tasmaları görülür. Zeminde 10 cm. genişliğine dek çatlaklar oluşur. Eğimli yerlerde ve nehir teraslarında bu çatlaklar 10 cm.den daha büyüktür. Bunların dışında, çok sayıda hafif çatlaklar görülür. Kaya düşmeleri, birçok yer kaymaları ve dağ kaymaları, sularda büyük dalgalanmalar meydana gelebilir. Kuru kayalar yeniden sulanır, sulu olanlar kurur.

X- Ağır Yıkıcı

(b) : C tipi çok yapıda yıkıntı, C tipi az yapıda yıkıntı, B tipi çok yapıda fazla yıkıntı. A tipi pek çok yapıda fazla yıkıntı görülür. Baraj, bent ve köprülerde önemli hasarlar olur. Tren yolu rayları eğrilir. Yeraltındaki borular kırılır ya da eğrilir. Asfalt ve parke yollarda kasisler oluşur.

(c) : Zeminde birkaç desimetre ölçüsünde çatlaklar oluşabilir. Bazen 1 m. genişliğinde çatlaklar da olabilir. Nehir teraslarında ve dik meyilli yerlerde büyük heyelanlar olur. Büyük kaya düşmeleri meydana gelir. Yeraltı su seviyesi değişir. Kanal, göl ve nehir suları karalar üzerine taşar. Yeni göller oluşabilir.

XI - Çok Ağır Yıkıcı

(b) : İyi yapılmış yapılarda, köprülerde, su bentleri, barajlar ve tren yolu raylarında tehlikeli hasarlar olur. Yol ve caddeler kullanılmaz hale gelir. Yeraltındaki borular kırılır.

(c) : Yer, yatay ve düşey doğrultudaki hareketler nedeniyle geniş yarık ve çatlaklar tarafından önemli biçimde bozular. Çok sayıda yer kayması ve kaya düşmesi meydana gelir. Kum ve çamur fışkırımları görülür.

XII- Yok Edici (Manzara Değişir)

(b) : Pratik olarak toprağın altında ve üstündeki tüm yapılar baştanbaşa yıkıntıya uğrar.

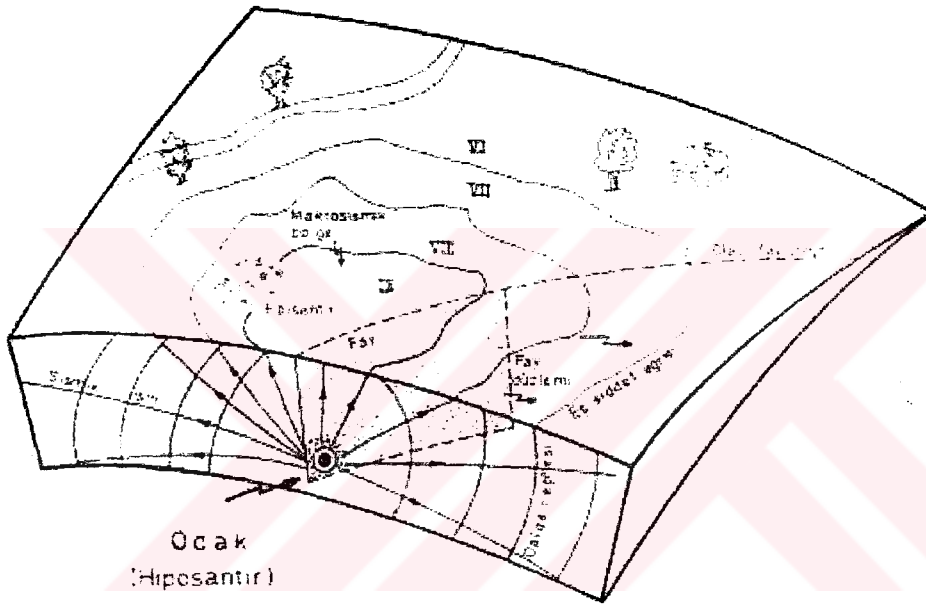
(c) : Yer yüzeyi büsbütün değişir. Geniş ölçüde çatlak ve yarıklarda, yatay ve düşey hareketlerin yön miktarları izlenebilir. Kaya düşmeleri ve nehir versanlarındaki göçmeler çok geniş bir bölgeyi kaplarlar. Yeni göller ve çağlayanlar oluşur.

Şiddet ölçeği niteliksel bir ölçek özelliği taşır ve bu nedenle depremin büyüklüğünün tam bir ölçüsü değildir. Aletsel kayıt dönemi başladıktan sonra şiddet verileri ile sismik kayıtlardan elde edilen büyüklük verileri ilişkilendirilmeye çalışılmış ancak net sonuçlar alınamamıştır. Deprem sonrası yapılan makrosismik gözlemler sonucu elde edilen şiddet değerlerinde birçok etmenin etkisi vardır. Bu etmenler arasında; odak bölgesinin yeri, odak bölgesinde depremin oluş mekanizması, açığa çıkan enerjinin zaman ve uzaydaki davranışı, depremin süresi, sarsılan bölgedeki yer kabuğu yapısı, sarsılan noktanın odağa uzaklığı, sarsılan bölgenin esneklik ve diğer fiziksel parametreleri, yerel jeolojik ve jeofiziksel yer yapısı ve yapıların depreme dayanıklılığını sayabiliriz. Ayrıca, değerlendirmeyi yapan gözlemcinin kişisel değerlendirmedeki subjektifliği de sonuca yansımaktadır.

Deprem sonrası yapılan makrosismik gözlemlerden elde edilen şiddet dağılımlarının konturlanarak haritalanması ile Eş-şiddet (izoseist) eğri haritaları elde edilir (Şekil 2.10). Yerin jeolojik, jeomorfolojik ve jeofiziksel özelliklerine ve deprem kaynağının mekanizma türüne bağlı olarak eşşiddet eğrileri beklenildiği gibi simetrik bir dağılım vermezler. Ayrıca, verilen bir şiddetle ilgili olan eşşiddet eğrileri bazen birden fazla kapalı eğriden oluşur. Aynı şiddette bir ya da birden fazla eğri küçük şiddette bir eşşiddet eğrisinin tümüyle dışında ve daha yüksek

şiddette bir eşşiddet eğrisinin içinde kalabilir (şiddet adaları). Deprem dış merkezinin en yüksek eşşiddet eğrisinin kapsadığı alan içersinde bulunması beklenir, ancak bu kuralın çalışmadığı durumlarla da karşılaşmıştır.

Şiddetin en yüksek olduğu bölgeye makro-sismik bölge ya da makro-sismik episantr bölgesi denir. Bir depremin şiddeti belirtildiğinde, episantr bölgesindeki maksimum şiddet değeri verilir. Episantr bölgesinden uzaklaştıkça depremin şiddeti azalır (Şekil 2.11). Bu azalış oranına şiddetin sönüm oranı denir. Derin depremlerin şiddet değerlerinin sönümü sığ depremlere kıyasla daha azdır.



Şekil 2.11 Bir faylanma sonucu oluşan deprem odağından yayılan sismik enerjinin yer içinde yayılması ve bu sismik enerjinin neden olduğu hasara bağlı olarak çizilen eş-şiddet eğrilerinin gösterimi.

Yıkıcı depremlerden sonra yapılan makro-sismik gözlemler, deprem sismolojisi ve deprem mühendisliğine her zaman önemini koruyan bilgiler sağlamışlardır. Aletsel sismolojideki ilerlemelere karşın, deprem bölgelerinde çok sayıda sismograf yerleştirmek organizasyon ve maliyet açısından birçok zorluklar getirmektedir. Makro-sismik gözlemler zaman zaman objektif değerlendirmelerin dışına çıkmakla birlikte deprem mekanizması, yapıların davranışı, zemin-yapı ilişkileri gibi konularda önemli bilgiler vermektedir. Makro-sismik gözlemler depremin bir tür laboratuvar sonuçlarıdır. Bu gözlemler depreme karşı korunmada neleri eksik bıraktığımızı, ne tür çalışmalara daha fazla önem vermemiz gerektiğini gösteren bir rehber olmaktadır. (Tüysüz, 2000; Eyidoğan, 2000)

Tablo 2.4 de ise şiddet ile zemin ivmesi, hız ve yapı tiplerindeki hasar arasındaki ilişkiler ile değerlendirilmesi verilmiştir.

Tablo 2.4. Şiddet, Zemin İvmesi, Hız Ve Yapı Tiplerindeki Hasar Arasındaki İlişkiler
(Deprem Araştırma Bülteni, No:11)

Şiddet	Zemin İvmesi (gal) (0.1-0.5 sn periyod aralığı için)	Yer Titresiminin (0.5-2 sn periyod hızı cm/sn aralığı için)	YAPI TİPLERİ		
			Ax	Bx	Cx
V	12-15	1.0-2.0	%5 Hafif hasar	-	-
VI	25-50	2.1-4.0	% 5 Orta Hasar % 50 Hafif Hasar	%5 Hafif hasar	-
VII	50-100	4.1-8.0	% 5 Yıkıntı % 50 Ağır Hasar	%5 Orta hasar	% 5 Hafif hasar
VIII	100-200	8.1-16.0	% 5 Fazla Yıkıntı % 50 Yıkıntı	%5 Yıkıntı % 50 Ağır Hasar	

2.3.3.7 Magnitüd

Deprem sırasında açığa çıkan enerjinin bir ölçüsü olarak tanımlanmaktadır. Enerjinin doğrudan doğruya ölçülmesi olanağı olmadığından, Amerika Birleşik Devletleri'nden Prof.C.Richter tarafından 1930 yıllarında bulunan bir yöntemle depremlerin aletsel bir ölçüsü olan "Magnitüd" tanımlanmıştır. Prof .Richter, episantrdan 100 km. uzaklıkta ve sert zemine yerleştirilmiş özel bir sismografla (2800 büyütme, özel periyodu 0.8 saniye ve %80 sönümü olan bir Wood-Anderson torsiyon Sismografi ile) kaydedilmiş zemin hareketinin mikron cinsinden (1 mikron 1/1000 mm) ölçülen maksimum genliğinin 10 tabanına göre logaritmasını bir depremin "magnitüdü" olarak tanımlamıştır. Bugüne dek olan depremler istatistik olarak incelendiğinde kaydedilen en büyük magnitüd değerinin 8.9 olduğu görülmektedir(31 Ocak 1906 Colombiya-Ekvator ve 2Mart 1933 Sanriku-Japonya depremleri). (Celep, Kumbasar; 1993)

Magnitüd, aletsel ve gözlemsel magnitüd değerleri olmak üzere iki gruba ayrılabilir. Aletsel magnitüd, yukarıda da belirtildiği üzere, standart bir sismografla kaydedilen deprem hareketinin maksimum genlik ve periyod değeri ve alet kalibrasyon fonksiyonlarının kullanılması ile yapılan hesaplamalar sonucunda elde edilmektedir. Aletsel magnitüd değeri, gerek hacim dalgaları ve gerekse yüzey dalgalarından hesaplanılmaktadır.

Genel olarak, hacim dalgalarından hesaplanan magnitüdü (m), ile yüzey dalgalarından hesaplanan magnitüdü (M) ile gösterilmektedir. Her iki magnitüd değerini birbirine dönüştürecek bazı bağıntılar mevcuttur.

Gözlemsel magnitüd değeri ise, gözlemsel inceleme sonucu elde edilen episantr şiddetinden hesaplanmaktadır. Ancak, bu tür hesaplamalarda, magnitüd-şiddet bağıntısının incelenilen bölgeden bölgeye değiştiği de gözönünde tutulmalıdır.

Gözlemleri tarafından bildirilen bu depremin magnitüdü depremin enerjisi hakkında fikir vermez. Çünkü deprem sığ veya derin odaklı olabilir. Magnitüdü aynı olan iki depremden sığ olanı daha çok hasar yaparken, derin olanı daha az hasar yapacağından arada bir fark olacaktır. Yine de Richter ölçeği (magnitüd) depremlerin özelliklerini saptamada çok önemli bir unsur olmaktadır.

Depremlerin şiddet ve magnitüdüleri arasında birtakım ampirik bağıntılar çıkarılmıştır. Bu bağıntılardan şiddet ve magnitüd değerleri arasındaki dönüşümleri aşağıdaki gibi verilebilir.

Tablo 2.5. Şiddet ve Magnitüd değerleri arasındaki dönüşüm

Şiddet	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Richter Magnitüdü	4	4.5	5.1	5.6	6.2	6.6	7.3	7.8	8.4

1935 de Charles Richter geliştirdiği ölçeğin yararı depremin ölçüsünü bulunduğumuz konumdan bağımsız olarak saptayabilmeyi olanaklı kılmaktır. Richter büyüklük ölçeği logaritmiktir, yani 5 büyüklüğünde bir depremin yer hareketi 4 ölçeğindeki depreminkinden 10 kat daha fazladır. Ancak enerji açısından ele aldığımızda, 5 ölçeğindeki depremin enerjisi 4 ölçeğindeki kıyasla 30 kat daha fazla olmaktadır (Tablo 2.6). Richter büyüklük ölçeğinin basit bir sismografa bağımlı olması, yalnızca sığ ve yakın depremler için kullanılabilmesi ve 2

den küçük depremlerin büyüklüğünü saptayamama gibi sınırlamaları vardır. Bu nedenle daha geniş kullanım alanı olan deprem büyüklük ölçekleri üzerinde çalışmalar yapılmıştır. Gutenberg ve Richter (1956)'in geliştirdikleri cisim ve yüzey dalgası büyüklükleri (sırasıyla mb ve Ms) her türlü depreme uygulanabilmekte ve bu büyüklükler birbirleri cinsinden tanımlanabilmekteydi. Ancak, sismolojik çalışmalar, çok büyük depremler için bu büyüklük ölçeklerinin yeterli olmadığını göstermiştir. Aki (1967) yaptığı çalışmalar sonucu kuramsal temeli daha sağlam olan ve Mo simgesiyle verilen Sismik Moment adlı yeni bir ölçek geliştirmiştir. Sismik Moment deprem kaynağındaki kuvvetlerin mekanik momentinin karşılığıdır ve birimi Newton.metre ya da dyne.cm'dir. Bugün büyüklük ölçekleri ile sismik moment ilişkilendirilmiş olarak kullanılabilir. Sismik moment kökenli büyüklüğe Moment Büyüklüğü denir ve Mw ile gösterilir.

Tablo 2.6. Büyüklük, genlik ve sismik enerji arasındaki sayısal ilişki (Kaynak:USGS).

Büyüklük Farkı	Yerdeki Hareket Farkı	Sismik Enerji Farkı
1.0	10.0 kez	32 kez
0.5	3.2 kez	5.5 kez
0.3	2.0 kez	3 kez
0.1	1.3 kez	1.4 kez

Özellikle yakın ve çok ufak depremlerin büyüklüklerini belirlemede kullanılan diğer bir büyüklük ölçeği de "süre büyüklüğüdür". Bu büyüklük deprem kaydının toplam kayıt uzunluğu (saniye) cinsinden elde edilir ve en fazla 200 km uzaklıkta olmuş küçük depremler için kullanılır.

Son yıllarda yapılan araştırmalarda depremlerin kaynaklarını ölçeklendirmekte ve kimliklendirmede kullanılan çeşitli parametreler gündeme gelmiştir. Kaynak boyutu, gerilme düşümü, kırılma hızı, kırılma zamanı, yükselme zamanı, yönlülük (directivity) ve köşe frekansı gibi parametreler bunlara örneklerdir. Bu parametrelerin yeryüzünde ölçülen deprem yer hareketlerinin (yerdeğiştirme, hızı ve ivme) genlik ve frekans içeriklerini önemli ölçüde etkilediği anlaşılmıştır. Normal koşullarda insanlar büyüklüğü en az 2'ye kadar olan depremleri algılayabilmektedirler. Daha küçük depremler ise yüksek duyarlıklı sismograflarla algılanmakta ve kaydedilmektedir. (Tüysüz, 2000; Eyidoğan, 2000)

Tablo 2.7' de simoloji gelişiminde tarihsel olarak önemli sayılacak dönüm noktaları özetlenmiştir.

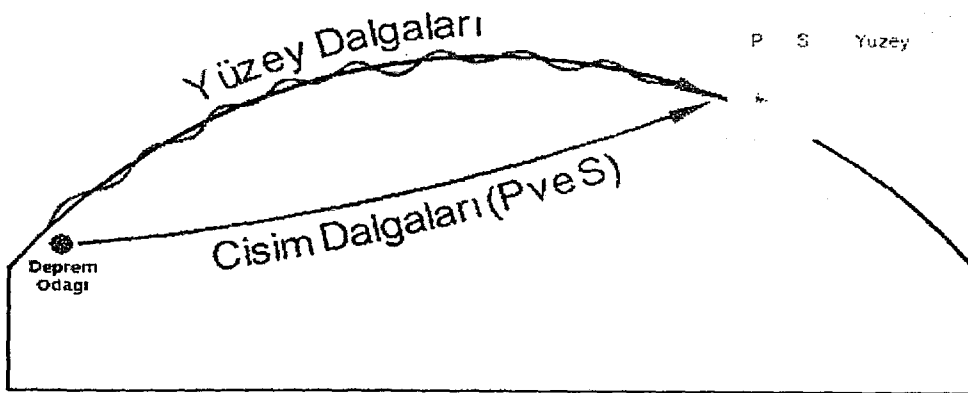
Tablo 2.7 Sismolojinin Gelişiminde Tarihsel Olarak Önemli Dönüm Noktaları (Bath, 1979; Alptekin, 1996; Ben-Menahem ve Singh, 2000'den yararlanarak hazırlanmıştır).

1638	Galileo	Çubukların defarmasyonu (Galileo problemi).
1660	Robert Hooke	Hooke yasası.
1760	John Michell	Depremlerin yerin içinden kaynaklandığını ve elastik dalgaların yer içi boyunca yayılımı.
1799	Cavendish	Yerin ortalama yoğunluğunun saptanması.
1821	Louis Navier	Elastisite kuramının diferansiyel denklemlerinin çıkarılması.
1822	Cauchy	Elastisitenin temelini gelişmesi.
1828	Simeon-Denis Poisson	Boyuna ve enine elastik dalgaların varlığını kuramsal olarak öngörülmesi, kürenin titreşimi.
1857	Robert Mallet	Depremlerin etkileri üzerine fiziksel ilkelerin uygulanmasına yönelik ilk sistematik girişim. Dünya depremsellik haritası.
1874	De Rossi-Forel	Deprem etkilerini belirlemek için kullanılan ilk şiddet ölçeği.
1878	Hoernes	Depremlerin sınıflandırılması.
1880	Gray, Milne Ewing	Sismografin yapımı.
1885	C. Somigliana	Navier denklemlerinin çözümü.
1887	Lord Rayleigh	Rayleigh tipi yüzey dalgaları.
1888	Schmidt	Yer içinde dalga yayılımı.
1892	John Milne	Japonya'da dünya çapında kullanılan bir sismograf yapılması ve yer hareketlerinin ölçülmesi için global olarak sismoloji rasathanelerinin kurulması.
1897	Emil Wiechert	Demir çekirdek hipotezi.
1897	R.D. Oldham	Sismograflarda üç tür sismik dalganın tanınması.
1899	C. G. Knott	Düzlem sınırlarında sismik dalgaların yansıma ve kırılmaları için genel denklemlerin türetilmesi.
1900	Wiechert Wiechert	Wiechert sismografin yapılışı.
1900	Montessus, Ballore, Milne	De Dünya depremsellik haritaları.
1901		Almanya'da Göttingen'de ilk Jeofizik Enstitüsü'nün kurulması.
1903	A.E. Love	Sınırsız bir elastik uzayda, nokta kaynaklar için temel kuramın geliştirilmesi. Uluslararası Sismoloji Birliği'nin kurulması.
1904	Horace Lamb	Tabakalı ortamda sismik dalgaların yayılımı için kuramsal temellerin ortaya konması.
1906	Oldham	Demir-çekirdek hipotezinin sismolojik olarak doğrulanması.
1906	Galitzin	Elektromagnetik sismografin yapılışı.
1906	Reid	Elastik Rabound Kuramı-tektonik depremlerin açıklanması.
1909	Mohorovicic	Manto ve yerkabuğu arasındaki süreksizliğinin (Mohorovicic) saptanması.
1909	K. Zoepritz-L. Geiger	Manto'daki boyuna dalgaların hızlarının hesaplanması
1911	Love	Love dalgalarının saptanması.
1913	Gutenberg	Çekirdek sınırının derinliğinin (2900 km.) saptanması
1922	Turner	Derin depremlerin belirtisi.
1928	Wadati	Wadati Derin depremlerin varlığının kanıtlanması.
1935	H. Beniof	Deformasyon (streyn) sismografinin yapılması.
1935	C. Richter	Depremlerin Magnitüd (büyüklük) ölçeği.
1936	Lehman	İç çekirdeğin keşfi.
1940	H. Jeffreys-K.E. Bullen	Yerküre için sismik dalgalara yönelik zaman uzaklık tablolarını yayınlanması.

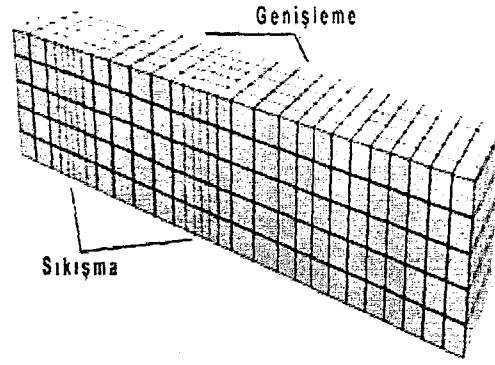
1952	M. Ewing-F. Press	Press Duyarlı uzun peryot sismografinin geliştirilmesi.
1959	Ari Ben Menahem	Depremlerde açığa çıkan enerjinin neden olan fay. Üzerinde kırılma boyunca yayıldığını ortaya konulması.
1960		22 Mayıs 1960 depreminin kayıtlarının analizinden yerin serbest salınımlarının varlığının ilk olarak ortaya konması. G.L. Pekeris, G. Bakus ve F. Gilbert tarafından serbest salınımların rotasyonel splitting'inin saptanması.
1967		Levha hareketleriyle ilişkili olarak küresel ölçekteki sismisite ile deprem oluşumu arasındaki ilişkilerin kurulması.
1970		NASA (ABD) tarafından, Ay'a bir sismograf yerleştirilmesi.
1970'ler-Günümüz		Deprem Mekanizmalarının İncelenmesi. Derin Depremeler. Uygulamalı Sismolojinin Gelişimi. Yer'in Tamamına ait Tomografi Çalışmaları.

2.3.4 Deprem Dalgaları

Deprem sırasında açığa çıkan enerji, ses veya su dalgalarına benzeyen ve sismik dalgalar adı verilen dalgalar ile yayılır. Bu dalgalardan Cisim Dalgaları, P dalgaları ve S dalgaları olarak ikiye ayrılır. P dalgaları, en hızlı yayılan bu yüzden deprem kayıt aletlerinde (sismograf) en önce görülen dalgalardır. P dalgalarında, titreşim hareketi yayılma doğrultusu ile aynıdır. Daha yavaş yayılan S dalgaları, kayıt aletlerinde ikincil olarak görülen ve titreşim hareketi yayılma doğrultusuna dik olan dalgalardır. S dalgaları sıvı içinde yayılamazlar. Yüzey Dalgaları ise Cisim Dalgaları'na göre daha yavaş yayılırlar ancak genlikleri daha büyüktür. Hızı daha fazla olan Love ve genliği daha büyük olan Rayleigh dalgaları olarak ikiye ayrılırlar. Yapılarda yıkıma yol açan dalgalar S dalgaları ile yüzey dalgalarıdır. (Şekil 2.12)

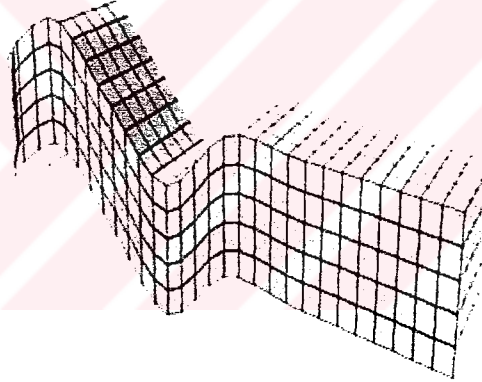


Şekil 2.12 Cisim dalgaları



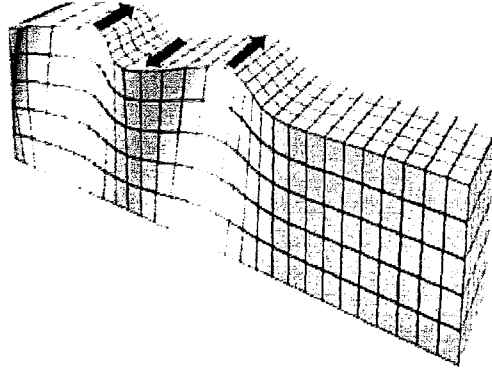
Şekil 2.13 P Dalgası

P dalgası : Kayıtlara ilk ulaşan deprem dalgasıdır. Hızı kabuğun yapısına göre 1.5 ile 8 km/sn arasında değişir. Tanecik hareketleri yayılma doğrultusundadır (boyuna dalga). Yıkım etkisi düşüktür. Bunlar, içerisinden geçtikleri cisimlerin zerrecelerini birbirine yaklaştırır veya uzaklaştırır; bu nedenle de dilatasyon dalgaları da denir. P-dalgalarının hızı (V_p), dalganın yayıldığı ortamın elastik özelliğine, rijidite ve yoğunluğuna bağlıdır. Bu dalgaların yer kabuğu içindeki hızı 6-7 km/sn' dir. (K.Ergin, 1973; Ketin, 1977)



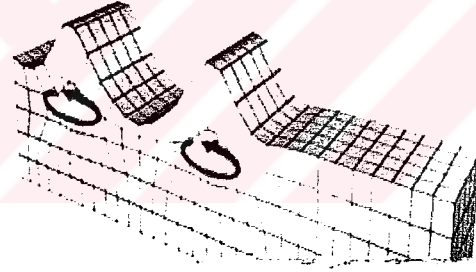
Şekil 2.14 S Dalgası

S dalgası: Kayıtlara ikincil olarak ulaşan deprem dalgasıdır. Hızı P dalgası hızının %60'ı ile %70'i arasında değişir. Tanecik hareketleri yayılma doğrultusuna dik ya da çaprazdır (enine dalga). Yıkım etkisi yüksektir. S dalgaları cismin elastik şekil değişikliğine karşı gösterdiği dirençten ileri gelirler ve dolayısıyla cismin rijiditesine bağlıdır. Hacim değişikliği olmaksızın meydana gelen kayma hareketleri sırasında ortaya çıktıklarından, kayma dalgaları veya rotasyon dalgaları olarak da anılırlar. S dalgalarının hızı, içerisinden geçtikleri cismin rijidite ve yoğunluğuna bağlıdır. Bu bakımdan rijiditesi olmayan sıvı maddelerde S dalgaları oluşmaz. (K.Ergin, 1973; Ketin, 1977)



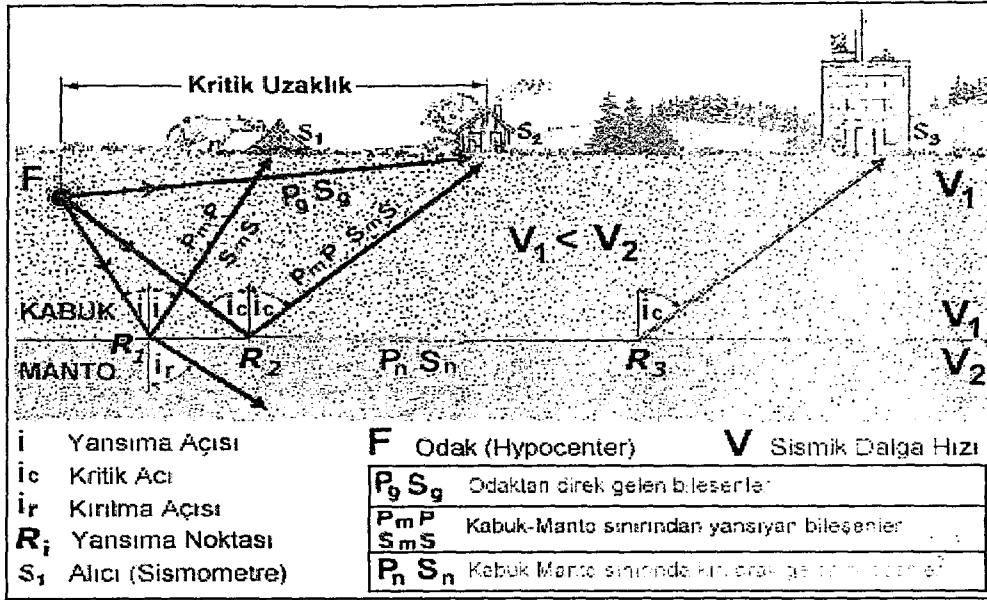
Şekil 2.15 Love Dalgası

Love dalgası : Elastik dalga hızları birbirinden farklı tabakaların bulunduğu bir ortamda, hızı az olan bir tabakanın üst ve alt sınırından tekrar tekrar yansıyan ve frekansları birbirine yakın olan SH tipi dalgaların yapıcı girişimi sonucu oluşurlar. Titreşim hareketi yayılma doğrultusuna yatay ve dikeydir; düşey bileşeni yoktur, düşey bileşen sismogramlarında görülmezler. Depremlerde Love dalgalarının izlenmesi yer kabuğunun tabakalı olduğunun bir kanıtı olarak belirlenmektedir. Dalganın hızı derinlikle artar ve dalga boyuna bağlıdır. Hızı S dalgalarının hızı kadardır. (K.Ergin, 1973; Ketin, 1977)



Şekil 2.16 Rayleigh Dalgası

Rayleigh Dalgası : Yerin serbest yüzeyinin oluşturduğu dalgalardır. Hızları S dalga hızının $0,92'$ si kadardır. Düşey, kuzey-güney ve doğu-batı bileşen sismogramlarının her üçünde de bu dalgalar görünebilir. Bunlar normal olarak dispersiyon (dağılma, yayılma) göstermezler ise de yerin elastik özellikleri derinlikle değiştiğinden, depremlerde görünen gerçek Rayleigh dalgaları dispersiyon gösterirler. (K.Ergin, 1973; Ketin, 1977)

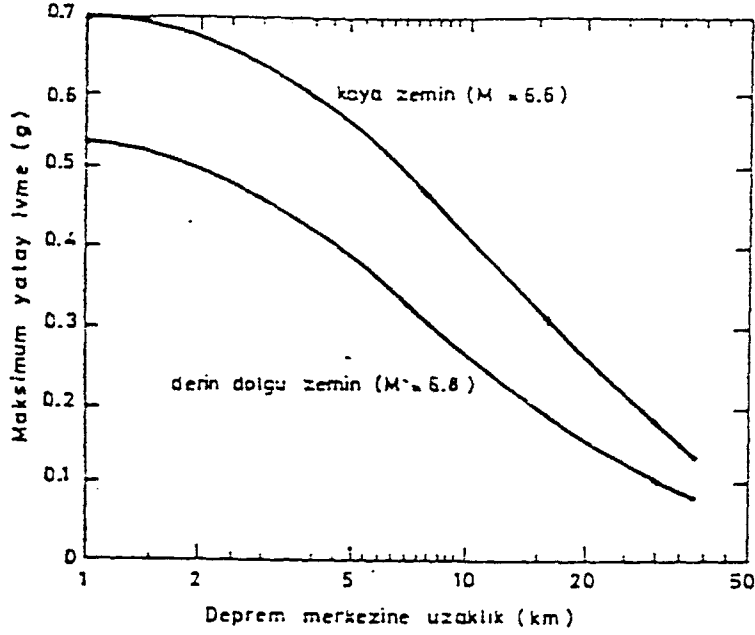


Şekil 2.17 S ve P bileşenleri

2.4 Zemin Durumunun Deprem Hareketine Etkisi

Deprem yer altındaki bir kaynaktan yayılan titreşim hareketi olduğu bilindiğine göre, yer yüzündeki bir bölgede meydana getirdiği etkinin bağlı olduğu belli başlı parametreler:

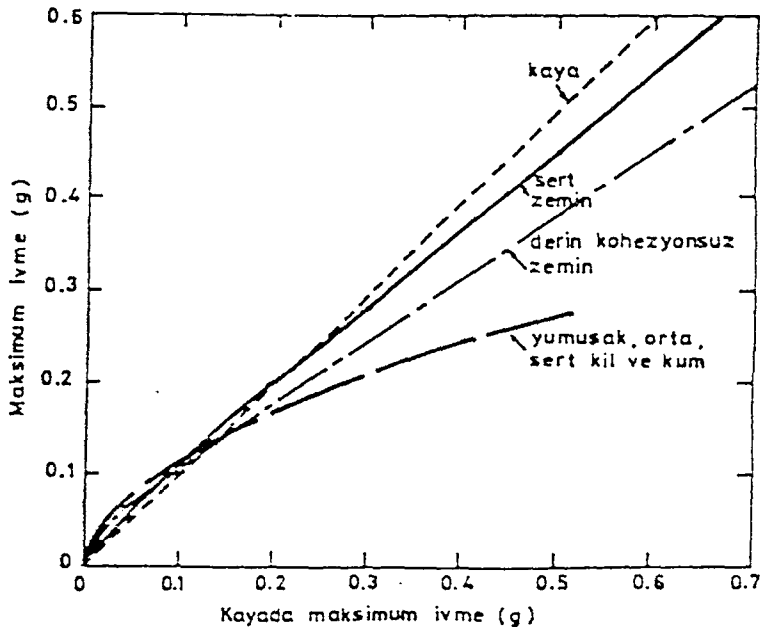
- Deprem şiddeti,
- Göz önüne alınan bölgenin enerjinin açığa çıktığı kaynağa olan uzaklığı,
- Kaynaktan yayılan deprem dalgasının göz önüne alınan yere gelinceye kadar geçtiği ara bölgenin jeolojik durumu,
- Deprem enerjisinin kaynakta açığa çıkma türü,
- Ara bölgede bulunan faylardan veya serbest yüzeylerde deprem dalgasının kırılması ve yansımaları,
- Göz önüne alınan bölgedeki zemin durumu, olarak sıralanabilir. Bu sayılan parametrelerden zemin durumu ile ilgili olanların deprem karakterine olan etkisi aşağıda açıklanacaktır. (Celep, Kumbasar, 1991)



Şekil 2.18 Maksimum deprem ivmesinin zemin durumuna ve uzaklığa bağlılığı (Celep, Kumbasar, 1991)

2.4.1 Maksimum İvme

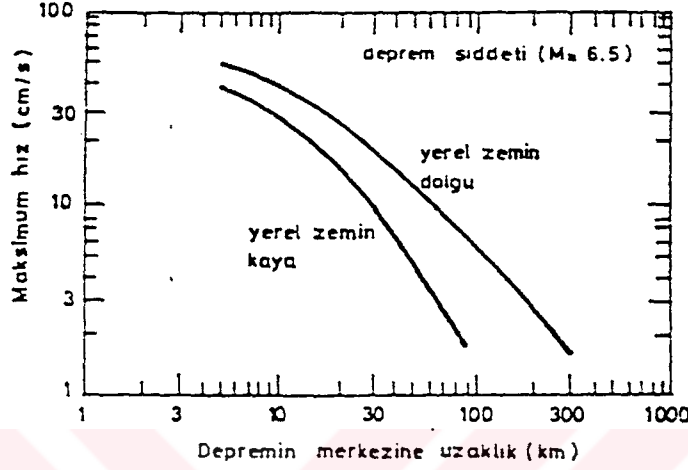
Zemin durumunun maksimum yer ivmesine olan etkisini Şekil 2.18 göstermektedir. Buna göre kayada ölçülen ivme, derin dolguya sahip zeminde ölçülenden daha fazladır. Ancak, daha ayrıntılı yapılan araştırmalardan bu durumun maksimum ivmenin 0.1 g' den büyük olması halinde ortaya çıktığını göstermiştir. Şekil 2.19' de görüldüğü gibi eğer maksimum ivme 0.1 g' den küçük ise durum tersine dönmekte ve maksimum ivme derin dolguda kayadakinin daha fazla ortaya çıkmaktadır. Aradaki yumuşak ve orta derinlikteki kil ve kumlar için oldukça belirgindir. Diğer zemin çeşitleri için ise, zemin durumunun maksimum ivme değerine önemli bir etkisinin olmadığı söylenebilir. (Celep, Kumbasar, 1991)



Şekil 2.19 Değişik zemin durumları için maksimum deprem ivmesi

2.4.2 Maksimum Hız

Zemin durumunun maksimum hıza olan etkisi Şekil 2.20' de verilmiştir. Bu durumda, yerel zeminin meydana gelecek maksimum hıza önemli etkisi olduğu görülmektedir. Dolgu zeminde meydana gelen hız yaklaşık olarak kayadaki hızın iki katı civarındadır. (Celep, Kumbasar, 1991)



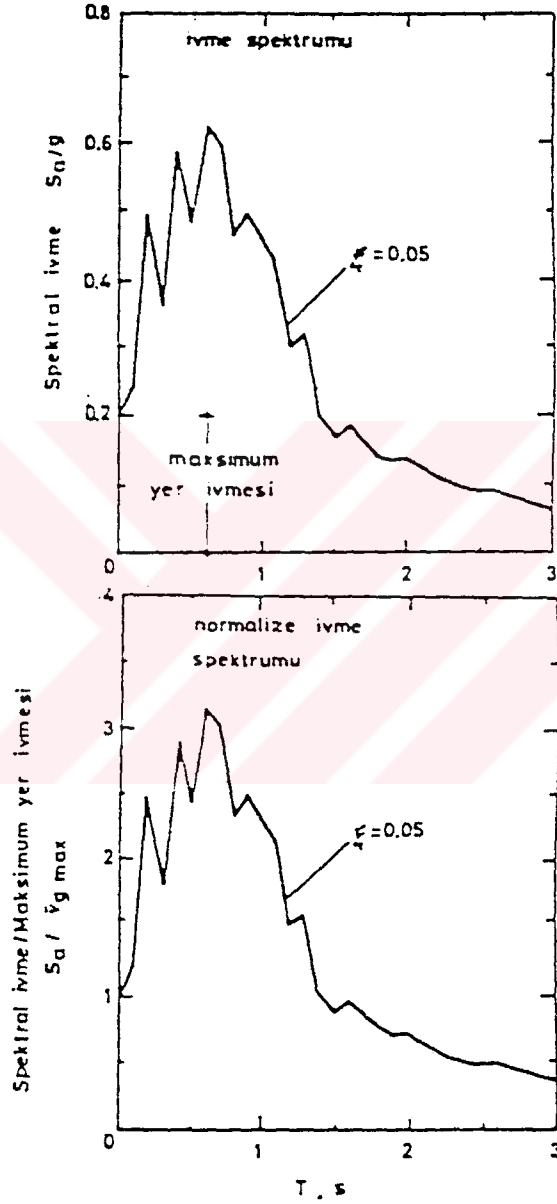
Şekil 2.20 Maksimum deprem hızının depremin merkezine olan uzaklığa bağlılığı

2.4.3 Spektrum

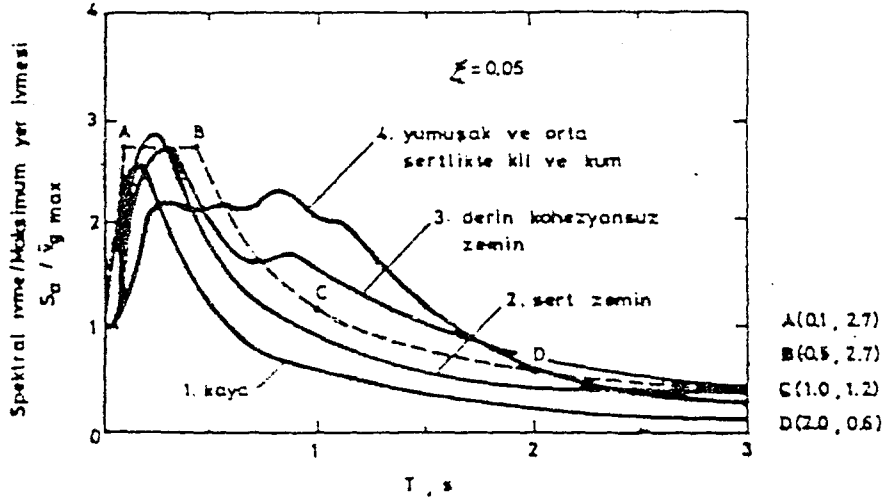
Deprem hareketinin spektrumu zemin durumundan önemli derecede etkilenir. Farklı zemin durumlarına ait spektrum eğrilerinin birbiriyle kıyaslanması amacıyla, önce spektrum eğrilerinin normalize edilmesi gerekir. Örneğin Şekil 2.21' de alışagelen bir ivme spektrum eğrisi ve onun sıfır periyottaki değerine göre normalize edilmiş şekli gösterilmiştir. Şekil 2.22' de dört tür yerel zemin durumu için spektrum eğrileri verilmiştir. 1) Kaya, 2) 70 metreden daha az kalınlıkta sert zemin, 3) 80 metreden fazla kalınlıkta kohezyonsuz zemin, 4) Yumuşak ve orta sertlikte kil ve kum dolgusunun bulunduğu yerel zemin. Eğrilerin incelenmesinden özellikle 0,5 s den büyük periyot için önemli farklılıkların bulunduğu görülür. Kohezyonsuz zeminde ve yumuşak ve orta sertlikteki kil dolgusunda spektral değerler 0,5 s lik periyodun üzerinde, sert zemin ve kayaya göre daha büyük olduğu görülmektedir. Bu ise, söz konusu zeminlerin uzun periyoda ait titreşim bileşenlerinin daha büyük oranda yer hareketi ile etkileşime girdiğini gösterir. Bu özelliğin zemin derinliği ve yumuşaklığı ile arttığı da Şekil 2.22 den görülmektedir.

Şekil 2.23' da ise on katlı bir yapıdaki deprem taban kesme kuvvetinin ana kaya üzerindeki dolgu zemin yüksekliğine olan bağlılığı gösterilmiştir. Şekilden yapı ile ana kaya arasındaki zemin kalınlığı arttıkça, taban kesme kuvvetinin de büyüdüğü görülmektedir. Bu durum Şekil

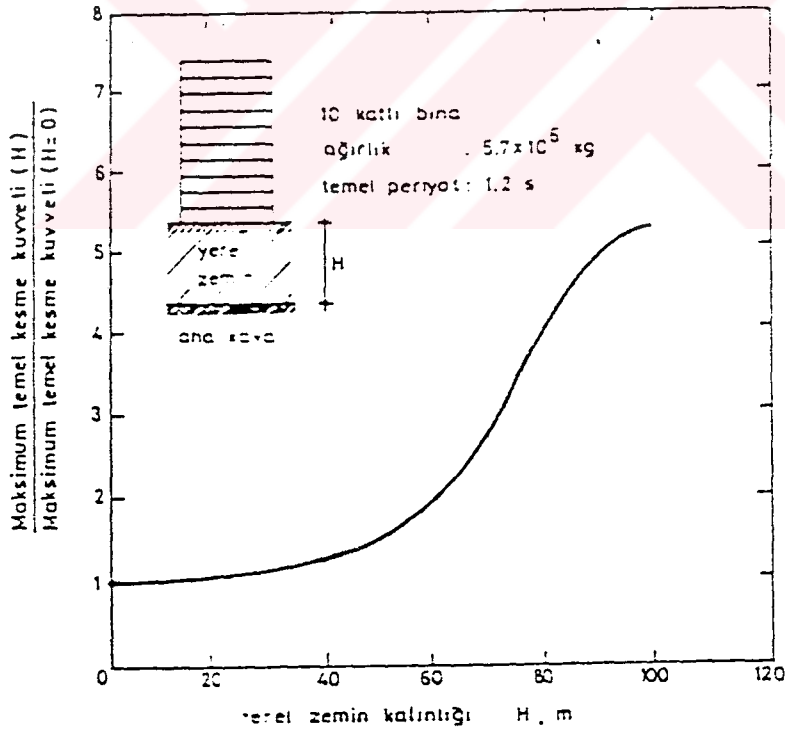
2.22' de verilen spektrum eğrileri ile de uyuşmaktadır. Göz önüne alına yapının periyodu $T=1.2$ s için yerel zeminin kaya olması durumunda spektral ivme değeri en düşük olarak belirlemektedir. Zemin tabakalarının dinamik davranışını temsil eden en pratik model, sadece yatay yer değiştirme ve bu yönde kayma gerilmesinin göz önüne alınmasıyla elde edilir.



Şekil 2.21 Deprem ivme spektrumunun normalize edilmesi



Şekil 2.22 Değişik yerel zemin durumları için ortalama ivme spektrumu



Şekil 2.23 San Francisco 1957 depreminde zemin kalınlığının maksimum kesme kuvvetine olan etkisi

2.4.4 Zemin Sıvılaşması

Deprem sırasında yapılarda meydana gelen hasarların en önemli sebeplerinden birisi de, suya doymun kumlu dolgularda sıvılaşmanın ortaya çıkmasıdır. Bu durumda, zemin yüzünde kabarmalar belirebilir ve akma eğilimi gösteren kısımlar oluşabilir. Zeminin sıvılaşması sonucu yapı zemine batma veya hafif yapılarda yukarı doğru hareket ederek yüzme eğilimi gösterebilir. Zeminde sıvılaşma olayı pek çok depremde gözlenmiştir. Ancak 1964 Niigata (Japonya) ve Alaska (Amerika) depremlerinde bu olaydan ortaya çıkan hasarlar önemli boyutlara ulaşmıştır. Depremden hemen sonra zeminde meydana gelen çatlaklardan su akmaya başlamış, bazı yerlerde 1 metreye varan oturmalar görülmüştür. Zemindeki düşey hareket, yapılarda dönmelere sebep olmuş ve binlerce binada ağır hasarlar meydana gelmiştir.

Kumlu zeminler, diğer zeminlere göre; sıkıştırılmış kumlar sıkışmamış olanlara göre sıvılaşma yönünden daha hassastırlar. Özellikle suların yığıldığı kumlar boyutlarındaki düzgünlük nedeniyle sıvılaşmaya eğilimlidirler. Kohezyonsuz suya doymun zeminde sıvılaşmanın en önemli nedeni, yer hareketiyle meydana gelen yön değiştiren kayma gerilmelerinin, hidrostatik basıncı arttırması olarak kabul edilmektedir (Şekil 2.24). Bu kayma gerilmelerinin etkisiyle, zeminin hacmi küçülür ve daha sıkı duruma gelirken, zemin danelerindeki gerilme azalır. Eğer su zeminden ayrılamıyorsa, boşluk suyu basıncı artar. Boşluk suyu basıncı, uygulanan basınca eşit olduğunda, etkili gerilme sıfır olur ve kumun yapısında şekil değiştirmeler meydana gelir. Eğer kum gevşekse, boşluk suyu basıncı ani olarak uygulanan basınca ulaşır ve kumda büyük şekil değiştirmeler oluşur. Şekil değiştirmelerin çok büyümesiyle sıvılaşma olayı ortaya çıkar. Eğer kum sıkı ise, yön değiştiren deprem etkisi altında kumun yapısı şekil değiştirme yaparak etkilere karşı koyacak kararlı duruma gelir. Ancak kararlı duruma gelmek için gereken şekil değiştirme, dış etkinin uzun süre devam etmesiyle artabilir. Dış etkinin kaybolmasından sonra, artık bir boşluk suyu basıncı kalır. Bu ise, boşluk suyunun yukarı doğru hareketine neden olabilir.

2.5 Depremlerin Birbirini Tetiklemesi ve Deprem Riskine Etkisi

Ülkemizde son yıllara kadar yapılan deprem risk belirleme çalışmaları deterministik metod ile yapılmış olup veri olarak aletsel ve tarihsel deprem dağılımları ve bazı bilinen aktif faylar kullanılmıştır. Bu yaklaşım çoğu zaman sürpriz sonuçlar verebilmektedir. Örneğin, 1970 Gediz, 1975 Lice, 1976 Çaldıran depremleri 3. derece deprem riski alanlarında meydana gelmiştir.

Son yıllarda yapılan deprem riskinin belirlenmesi çalışmalarında olasılık hesapları yapılmış ve bu hesaplar belirli fay veya fay segmentlerinin üzerindeki;

- a) fayların detay geometrisi ve kinematiği,
 - b) fayların semantasyonu,
 - c) hareket hızlarını (uzun, orta ve kısa dönem olarak),
 - d) deprem tekrarlanma aralıklarını,
 - e) son depremden günümüze geçen zamanı,
 - f) her depremde meydana gelen yer değiştirme dağılımı,
 - g) deprem tekrarlanma modellerinin oluşturulması,
- gibi bilgileri gerektirmektedir (Erdik, 1996).

Bu bilgiler, detay uydu ve hava fotoğrafı çalışmaları, jeolojik ve jeomorfik arazi gözlemleri, tarihsel ve aletsel deprem verileri, fay kazıları (trench), arkeolojik araştırmalar, GPS ölçümleri gibi çok disiplinli araştırmalardan elde edilmektedir.

Yine son yıllarda dünyanın birçok yerinde yapılan deprem çalışmaları bize büyük depremlerin dar bir alanda veya bir fay zonu boyunca kısa bir zaman aralığında meydana geldiğini göstermektedir. Bu veriler ayrıca bazılarının da birbirinden zaman ve mekan açısından uzakta meydana geldiğini göstermektedir. Dünyanın birçok yerinde örneğin Kaliforniya, Çin, Japonya ve İran'ın yanısıra ülkemizde de birçok örnekleri vardır. Örneğin. 1939 - 1967 yılları arasında Kuzey Anadolu fayı boyunca M₃7.6 büyük deprem batıya doğru göç etmiş ve yaklaşık 900 km. uzunluğunda bir kırık meydana getirmiştir. Yine 1719 - 1766 yılları arasında Marmara Denizi içinde en az 4 büyük deprem meydana gelmiştir. Bunların yanısıra 1938 Kırşehir, 1968 Bartın depremleri yalnız depremlerdir. Son zamanlarda yapılan Coulomb kırılma modellemeleri depremler arasındaki bu ilişkiye fiziksel bir açıklama getirmiştir (Barka, Nalbant, 1997). Çalışmada kırılma stresi hakkında bazı teorik bilgilerin yanısıra birkaç örnek verilmiştir.

2.5.1 Metod

Kayma kırılmasının Coulomb kriteri olarak adlandırılan bu formülasyon ufak değişikliklerle günümüzde kabul edilen ve kullanılan en yaygın kriterdir (Jeager, 1979). Faylanma yada deprem olayını açıklamak için bu kriterler kullanılmaktadır. Buna göre bir düzlem boyunca kırılmada rol oynayan asal kuvvet kayma gerilmesi veya teğetsel (shear) gerilmelerdir (τ). Bu

gerilmeyi azaltacak yönde işlev gören, daha doğrusu kırılma ve kaymayı engelleyecek yönde etkileyen kuvvet ise düzleme etkileyen normal kuvvet (σ_n) ile iç sürtünme açısının çarpımıdır. Bu kuvvetlere bağlı olarak Coulomb kırılma kriteri şu şekilde formüle edilmiştir:

$$\tau = S_0 + \mu \cdot \sigma_n \quad (2.1)$$

burada S_0 kohezyon veya malzemenin dayanım gerilmesi olarak tanımlanır. τ ' nun işareti kırılmanın yönünü belirlediğinden mutlak değer içerisinde gösterilmiştir.

Boşluk sıvı basıncını içeren Coulomb kırılma kriterin, Coulomb fonksiyonu veya Coulomb kırılma gerilmesi (σ_f) olarak adlandırılmıştır (Reasengerg, Simpson, 1992)

$$\sigma_f / S_0 = \tau - \mu \cdot (\sigma_n - P) \quad (2.2)$$

σ_f , S_0 ' a eşit veya büyük olduğunda kırılma koşulu oluşmaktadır. Bu bağıntıdan da görüldüğü gibi boşluk sıvı basıncı kırılma yüzeyine etkileyen normal gerilmeyi azaltacak yönde etki etmekte dolayısıyla kırılmayı kolaylaştırmaktadır.

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ kırılma yüzeyine etki eden asa (principal) gerilme değeri olsun ve $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ olduğu kabul edilsin. $\sigma_2 = \sigma_3$ veya $\sigma_2 = \sigma_1$ olması durumunda ve kırılma yüzeyinin σ_1 gerilme eksenine ile arasındaki açının β olduğu kabul edilirse normal ve kayma gerilme değerleri asal gerilme değerleri cinsinden aşağıdaki gibi yeniden yazılabilir:

$$\sigma_n = 0.5 (\sigma_1 + \sigma_3) + (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \cos 2\beta \quad (2.3)$$

ve

$$\tau = 0.5 (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \sin 2\beta \quad (2.4)$$

Bu durumda (X.2) denklemi yeniden yazılacak olursa,

$$\sigma_f = 0.5 (\sigma_1 - \sigma_3) (\sin 2\beta - \mu \cos 2\beta) - 0.5 \mu (\sigma_1 + \sigma_3) + \mu p \quad (2.5)$$

σ_f Coulomb gerilmesi β açısının

$$\tan 2\beta = 7.1 / \mu \quad (2.6)$$

olması durumunda en büyük değere ulaşır (Jeager, 1979).

Faylanma veya kırılma nedeni ile oluşan kalıcı gerilme veya Coulomb kırılma gerilmesindeki değişim,

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau - \mu \cdot (\Delta\sigma_n - \Delta P) \quad (2.7)$$

şeklinde yeniden yazılabilir. Burada $\Delta\sigma_n$ ve $\Delta\tau$ sırası ile kırılma yüzeyine etki eden normal ve kayma gerilme değerindeki değişimlerdir. ΔP ise boşluk sıvı basıncındaki değişim olarak ifade edilir. Eğer ortamdaki gerilme değişimi akma yolu ile kendini dengelemeye çalışan boşluk sıvı basıncındaki değişimden daha hızlı olursa, ΔP ortamdaki çevresel gerilme ile ilişkilendirilir (King, Stein, 1994). Δp ile çevre basıncı arasındaki ilişki 0 ile 1 arasında değişen ve Skempton katsayısı olarak adlandırılan "B" ile ifade edilir. $\Delta\sigma_n$ ' in aynı zamanda çevresel gerilme değişimini karşıladığı kabul edilir (Simpson ve Reasenber, 1994). Bu durumda σ_{11} , σ_{22} , σ_{33} fay zonundaki normal gerilmeler olmak üzere, ortalama normal gerilme (σ_o),

$$\sigma_o \cong (\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}) / 3 \quad (2.8)$$

olacaktır (Jeager, 1979). Bu durumda boşluk sıvı basıncı değişimi,

$$\Delta P = -B \cdot \Delta\sigma_o \quad (2.9)$$

veya

$$\Delta P = -B \cdot \Delta\sigma_n \quad (2.10)$$

şeklindedir. Coulomb gerilmesindeki değişim ise,

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau - \mu' \cdot (\Delta\sigma_n) \quad (2.11)$$

olarak yeniden yazılır. Bu eşitlikteki μ' efektif veya görünür sürtünme katsayısı olarak isimlendirilir ve boşluk sıvı basıncını da içerir; $\mu' = \mu \cdot (1 - B)$ (Simpson, Reasenberg, 1994). $\Delta\sigma_f$ değerindeki pozitif bir değişim fayın kırılmaya yaklaştığını ifade ederken negatif bir değişim ise kırılmadan uzaklaştığını ifade etmektedir.

Coulomb kırılma gerilmesinin modellenmesi büyük ölçüde optimum geometrideki kayma yüzeylerinin elde edilmesine bağlıdır. Kayma yüzeylerinin geometrisini belirleyen en önemli etken ise bölgesel gerilmenin etkidiği doğrultudur. Bu doğrultunun $7-15^\circ$ hata ile bilinmesi yeterlidir (King, Stein, 1994). Bölgesel gerilme büyüklüğü daha önceki çalışmalara (King, Stein, 1992) uygun olarak 100 bar alınmıştır.

2.5.2 Deprem Kümelenmesi Ve Yalnız Depremler

Bu konuda hem ülkemizden ve hem de dünyanın birçok yerinden örnekler verilebilir. Bunların başında 1939 - 1967 yılları arasında Kuzey Anadolu fayı boyunca 6 büyük depremin meydana gelmesi yer almaktadır (Barka, 1992). 1939 Erzincan depremi, $M = 7.9$ ile başlayan bu deprem serisinde, 1942 Erbaa - Niksar depremi, $M = 7$, 1943 Toya - Ilgaz depremi, $M = 7.6$, 1944 Bolu - Gerede depremi, $M = 7.4$, 1957 Abant depremi, $M = 7$, 1967 Mudurnu Vadisi depremi, $M = 7.1$ meydana gelmiştir. Bu deprem göçü sırasında ayrıca 1951, $M = 6.9$ Çerkeş - Kurşunlu depremi de bu deprem kümesinin içinde yer almıştır. 17 Ağustos 1999 Gölcük depremi, $M = 7.2$ deprem kümesinin son oluşumudur. Bu depremler ortalama olarak bir sonraki deprem alanında 3 - 6 barlık kırılma stresi artışlarına sebep olmuşlardır ((Stein, Barka, Dietrich, 1997).

Diğer güncel bir örnek Güney Kaliforniya' da Landers depremi öncesinde yaşanmıştır. 1975 yılında $ML = 5.2$ Galway Lake, 1979 $ML = 5.2$ Homestead Valley, 1986 $ML = 6$ North Palm Springs ve 1992 $ML = 6.1$ Jashua Tree depremleri 1992 Landers, $ML = 7.4$, episantr alanında yaklaşık 1 barlık bir kırılma stresi yükselimine sebep olmuştur (King, Stein, 1994).

Diğer bir çarpıcı örnek İran' da Dasht-e-Beyaz fayı çevresinde meydana gelmiştir. Bu çevrede yer alan Dasht-e-Beyaz, Ferdows, Abiz ve Tabas fayları üzerinde 1968 - 1997 yılları arasında büyük depremler meydana gelmiştir. Bu depremlerin ilki 31.08.1968 Dasht-e-Beyaz depremi, $M = 7.4$, depremi olup 01.09.1968 Ferdows depremi, $M = 6.4$ depremi devam etmiştir. Ferdows depremi sonrasında Tabas fayı üzerinde 16.09.1978, $M = 7.4$ depremi, Abiz Fayı üzerinde 14.11.1979 tarihinde, $M = 6.6$ büyüklüğünde bir deprem ve yine Dasht-e-

Beyaz fayı üzerinde 27.11.1979, $M = 7.1$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Son ve 6. deprem yine Abiz fayı üzerinde 10.05.1997, $M = 7.3$ büyüklüğünde meydana gelmiştir. Depremlerin hepsinin birbiri üzerindeki kırılma stresini arttırdığı açıktır. Bu kümelenmenin Abiz fayının güneyinde de gelecekte devam etmesi mümkün görünmektedir.

Bu güncel örneklere tarihsel dönemlerde meydana gelmiş birçok deprem eklenebilir. Bunlardan İstanbul açısından en önemli olanı 1719 - 1766 yıllarında meydana gelen deprem serisidir (Ambraseys, Finkel, 1995). 1719 yılında İzmit Körfezi'nde $I = IX$ bir deprem meydana gelmiştir. Bu depremi batıya doğru 1754 depremi, $I = IX$ takip etmiştir. Bu depremlerden sonra 1766 yılında ilk önce orta ve daha sonra batı Marmara' da (Gazi - Saros segmentinin batı parçası üzerinde) iki $I = IX$ deprem meydana gelmiştir.

Bütün bu deprem kümelenmelerinin dışında tek bir büyük deprem meydana gelebilmektedir. Bu depremler "yalnız deprem" olarak adlandırılmıştır (Barka, Nalbant, 1997). Örneğin 1938 Kırşehir depremi "yalnız deprem" olarak yorumlanabilir. Bu depremin dışında Kuzey Anadolu fayı üzerinde tarihsel dönemde de bazı tek depremler meydana gelmiştir. Örneğin 1254 depremi Erzincan çevresinde meydana gelmiştir ve sonrasında fay üzerinde başka bir deprem meydana gelmemiştir (Ambraseys, Melville, 1994). Yine Erzincan'ın doğusu 1784 yılında $I = IX$ depremle kırılmıştır ve bu deprem de herhangi bir deprem kümelenmesine sebep olmamıştır. Bu örnekleri arttırmak mümkündür.

Yalnız depremlerin en olası fiziksel açıklamalarından biri deprem sonrası kırılma stresinin azalması varsayımdır. Deprem sonrası faylanmanın mekanizması, büyüklüğü ve yer değiştirme dağılımına göre değişen kırılma stresinin arttığı ve azaldığı alanlar meydana gelmektedir. Bu alanlar içine giren faylar ve fay segmentlerinin bir kısmı faylanma için gerekli stres seviyesine yakın, bir kısmı da bu seviyenin çok altında olabilir. "Yalnız deprem" konumunda kırılmaya yakın fay segmentleri kırılma stresinin azaldığı alanlara ve kırılmak için uzun dönem stres birikimi gereken faylar da stres artışı olan alanlar içine düşebilir.

2.5.3 Tetikleme Etkisi

Stein, Barka ve Diethrich kırılma stresinin ani artışı ile tetikleme arasındaki ilişkiyi değerlendirmişlerdir. Buna göre kırılma stresinin ani artışlarının iki önemli etkisi olmaktadır. Bunlardan birincisi geçici artış, diğeri ise kalıcı artıştır. Geçici artış komşu bir fayın üzerine saniye bazında çok kısa zamanda ani stres artışının gelmesinden kaynaklanmaktadır. Bu etki

sonucu ikinci bir büyük depremin meydana gelmesi ilk 5 - 10 yıl içinde yüksek olasılığa sahiptir. Başka bir ifade ile, geçici etki 5 - 10 yıl sürmektedir. Ancak, kalıcı stres artışı deprem sonrasında komşu fayın üzerinde meydana gelen net stres artışını temsil etmektedir ve bu, zaman içinde ortadan kalkmamaktadır.

Bu olayın daha iyi anlaşılması için şöyle düşünebiliriz. Eğer Kuzey Anadolu fayı üzerindeki hareket hızını yaklaşık 25 mm / yr olarak düşünürsek, bu yıllık hızın fay üzerine yüklediği stres yaklaşık 0.15 bar' dır. Başka bir ifade ile Kuzey Anadolu fayı üzerine 365 günde 0.15 barlık bir stres yükselmesi meydana gelmektedir (0.15 / 365). Kuzey Anadolu fayına yakın bir alanda veya fayın bir segmenti üzerinde meydana gelen depremin fayın bir kesimi üzerine 6 barlık bir ani (saniye bazında) stres artışı getirdiğini düşünelim. Normalde 0.15 bar / 365 gün hızla yüklenen stres, birkaç saniye içinde maksimum bir dakika içinde 6 barlık, yani 6 kere daha büyük bir stresin ani yüklenmesiyle karşı karşıya kalmaktadır. Bunu zaman boyutunda stres artışı olarak düşündüğümüzde en az 10 milyon kat daha hızlı bir şekilde stresin yüklenmesine karşılık geldiği ortaya çıkmaktadır. Bu hızlı ani artış geçici artış olarak kabul edilmektedir. Yüklenen 6 bar ise normalde 0.15 bar / yıl 'lık artış ele alındığında fayın 20 yıllık stres artışına karşılık gelmektedir. Bu da net kalıcı strestir. Bu, segment üzerinde meydana gelebilecek bir depremi zaman açısından 20 yıl öne çekmektedir(Barka, Nalbant, 1997).

Sonuç olarak deprem riskinin belirlenmesinde önemli olan parametreler yukarıda özetlenmiştir. Bu parametreler iyi bilindiği takdirde deprem riskinin çok daha ayrıntılı olarak belirlenmesinin yanı sıra meydana gelen deprem sonrasında bir kümelenme meydana gelmeyeceği hakkında yorumlar yapabileme imkanı doğabilir. Örneğin fayların hızları, ortalama tekrarlanma aralıkları ve son deprem tarihleri bilindiği takdirde hangi fayların olası olarak büyük deprem oluşturma şanslarının daha fazla olduğu hakkında yorum yapılabilir. Bütün bunların yanısıra, deprem riski hesaplarına Coulomb stres değişimi sebebiyle zaman boyutunda değişen bir olgu olarak bakmamız gerekmektedir. Çünkü bazı alanlarda stres artarken, bazı alanlarda da stres azalmaktadır. Arta alanların deprem riski artarken, özellikle bu ilk 10 yıl için geçici artma sebebiyle çok daha fazladır, bazı alanlarda da deprem riski azalmaktadır.

Bütün bu güncel gelişmeler çerçevesinde deprem riskinin ülke bazında değerlendirilmesinde daha önceki sadece aletsel ve tarihsel depremleri ve bazı aktif fayları içeren sınırlı yaklaşımlar (deterministik) yerine daha spesifik bilgilerle donatılmış olasılık hesapları ile yapılması

gerekmektedir. Ülke genelinde bu tür risk hesaplarının yapılması, ihtiyaç duyulan bilgilerin ülke bazında toplanması gerekliliği sebebiyle daha uzun zaman alacağı açıktır. Ancak önemli yapıların yer seçiminde ve yoğun yerleşim ve endüstri alanlarında güncel metodlara göre deprem riskinin detaylaştırılması gerekmektedir. Bu bilgilerin yanısıra, meydana gelmiş depremlerin kırılma stresi modelleri yapılarak gelecekte olabilecek depremler hakkında senaryolar üretilebilir.

2.6 Depremın Doğa ve Yapılar Üzerindeki Etkisi

Bir depremin herhangi bir uzaklıktaki ve konumdaki hareketlerinin özelliklerini belirleyen etmenlerin sayısı oldukça fazladır. Deprem kaynağı, deprem dalga fazları, deprem odağı ile algılanan nokta arasındaki yer yapısı, algılama noktasındaki zeminin ve yapının karşılıklı etkileşimleri gibi özellikler deprem kökenli yer hareketinin karakterini belirleyen unsurlardan bazılarıdır.

Depremlerin etkileri genellikle üç grupta incelenebilir. Bunlar:

- i. Depremlerin yapılara etkileri ve zararları,
- ii. Depremlerin yeryüzündeki etkileri,
- iii. Depremlerin neden oldukları diğer etki ve zararlar.

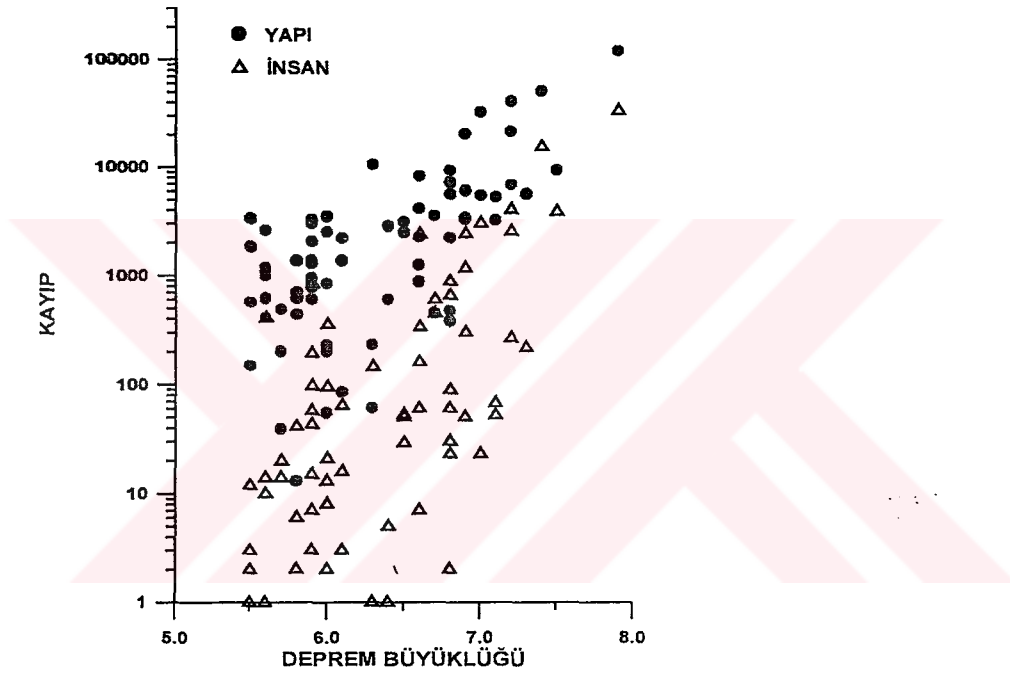
i. Depremlerin yapılara etkileri ve zararları

Deprem nedeniyle bir yapıda gözlenen hasar ve etkilerin oluşmasında etkili olan unsurlar; depremin kaynak mekanizması, büyüklüğü ve derinliği, zeminin türü, zemin-yapı etkileşmesinin durumu ve yapının mühendislik parametreleridir.

Aynı tür zemin üzerinde bulunan ve depremden aynı uzaklıktaki yapıların aynı büyüklükteki bir depremden etkilenme ve hasar görme derecesi o yapıların türüne, salınım periyotlarına ve altındaki yer yapısına göre değişmektedir. En az hasar derecesinden en çok hasar derecesine göre sıralarsak, yapı türlerini hafif çelik, betonarme döşemeli çelik, betonarme, ahşap, kagir ve kerpiç yığma yapılar biçiminde bir sınıflamaya sokabiliriz.

Hafif çelik yapılarda zemin problemleri olmadığı sürece deprem hasarına az raslanır. Çelik iskelette deformasyonlara rastlanılsa bile yapının tümüyle çökmesi beklenmez. Betonarme yapılar depreme iyi dayanan yapılardır, ancak üst yapının, temelin ve zeminin yetersizliği nedeniyle önemli hasarlara uğradıkları gözlenmiştir (örn. 17 Ağustos 1999 Gölcük depremi).

Ahşap yapılar büyük depremlerde eğilme ve katlar arasında kayma göstermekle birlikte orta büyüklükteki depremlerde iyi davranırlar. Ülkemizdeki geleneksel ahşap yapıların yatay etkilere dirençleri fazla değildir. Kagir ve kerpiç yığma yapılar depreme en az direnç gösteren yapılardır. Özellikle kerpiç yığma yapılar ortanın altında sayılabilecek büyüklükteki depremlerde dahi yıkılmakta ve ölümcül olmaktadır. Türkiye’de son yüzyılda depremlerin neden olduğu can ve mal kayıplarının sayısal grafiği Şekil 24 de verilmiştir. Grafik incelendiğinde Türkiye de depremlerin neden olduğu can ve mal kayıplarının gelişmiş ülkelerinkine kıyasla büyük olduğu görülmektedir. (Tüysüz, 2000; Eyidoğan, 2000)



Şekil 2.24 1903-1999 yılları arasında Türkiye’de olmuş hasar yapıcı depremlerin (Ms>5.5) neden olduğu insan ve yapı kayıplarının karşılaştırılması. (Veriler www.koeri.boun.edu.tr den alınmıştır.)

ii. Depremlerin yeryüzündeki etkileri

Faylar : Faylarla ilgili jeolojik bilgiler daha önceki bölümlerde verilmişti. Faylar yerkabuğu içinde yatay ve düşey yöndeki süreksizlikler olarak belirir ve bu arakesitin her iki tarafında kalan yer blokları kayarak birbirine zıt yönde yerdeğiştirirler Genellikle bloklar iki yana açılıp yeryüzündeki varlıkları yutan bir olgu gibi yanlış algılanmaktadır. Bu tür olaylar ancak depremlerin heyelan, kayma ve çökme gibi yan etkilerinden kaynaklanabilir. Faylar genellikle kesiksiz bir çizgi değildir. Ana kırık boyunca çeşitli türde kırıkların yer aldığı bir 'kırıklar topluluğu' ya da bir 'kırık zonu' dur. Ancak 6 dan büyük ve sığ depremler yeryüzünde fay

kırıkları oluşturabilirler. Faylar boyunca iki yer bloğunun yerdeğiştirme değeri depremin büyüklüğüne bağlıdır.

Heyelan (yer kayması), kopma ve çökme : Heyelanlar, depremler olmadığı zamanlarda da ortaya çıkan bir yer hareketidir. Özellikle çok yağışlı mevsimlerde, yamaçlarda konumlanmış gevşek ve dolgu tabakalar altlarındaki sağlam zemin üzerinde ve eğim yönünde hareket ederler. Depremler sırasında bu tür alanlarda büyük ölçekli heyelanlar tetiklenir. Kopma ve çökme ise yamaçlarda konumlanan kaya ve toprak parçalarının depremler sırasında eğim aşağı hareket etmeleridir.

Toprak ve çamur akması : Depremler zaman zaman yeraltısuyu içeren tabakaları etkileyerek suyun mevcut çatlaklardan yeryüzüne çıkmasını ve çamurla birlikte akmasına neden olmaktadır.

Sıvılaşma : Kum oranının fazla olduğu ya da zeminin gevşek olduğu ortamlar, depremlerin sarsıntı etkisiyle sıvı gibi davranır ve duraylılıklarını kaybederler.

iii. Depremlerin neden oldukları diğer etki ve zararlar :

Yangınlar : Depremlerin zarar verici yan etkilerinden biride yangınlardır. Yerleşimin sık olduğu şehir ve kasabalarda deprem sırasında oluşan yangınlar, önlem alacak araçların felce uğramasıyla birlikte hızla yayılma ve büyük boyutlarda zarar verme eğilimi göstermektedir. Susuzluk, cadde ve sokaklardaki enkaz nedeniyle ulaşım zorluğu, gaz ve akaryakıt gibi maddelerin tutuşması ve hızla yayılması buna nedendir.

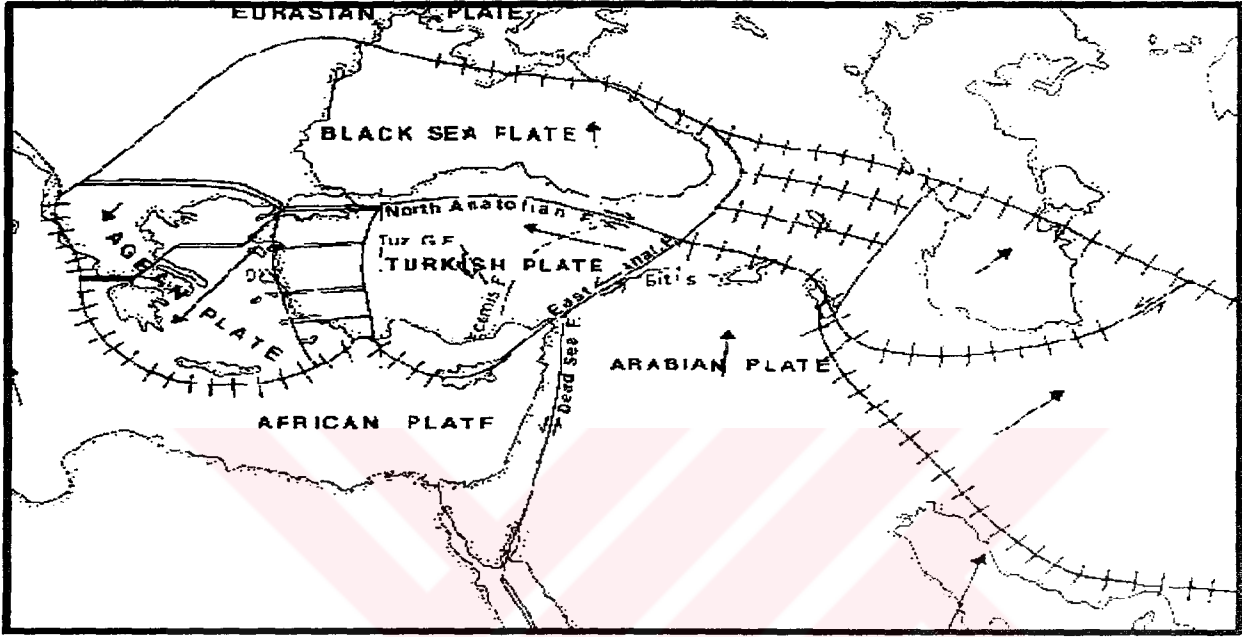
Tsunami : Denizler altındaki yerkabuğundaki depremlerde oluşan faylanma ve deformasyonlar çok büyük su hacimini harekete geçirerek kıyılarda deniz basmasına ve büyük dalgalara neden olur. Bu dalgalara **Tsunami** denir. Tsunami dalgalarının dalga boyu birkaç yüz kilometre, genlikleri ise birkaç metredir. Kıyıya yakın yerlerde dalga yüksekliği artar ve kıyılarda çok büyük zararlara neden olur. (Tüysüz, 2000; Eyidoğan, 2000)

2.7 Türkiye ve İzmir Yöresi' nin Jeolojik ve Depremsellik Özellikleri

2.7.1 Türkiye' nin Deprem Potansiyeli

Türkiye, Akdeniz'den Asya'ya B-D doğrultusunda uzanan Alp-Himalaya orojenik sisteminin Akdeniz'deki bir parçasıdır. Alp orojenezini, Avrupa ve Asya arasındaki sıkışma hareketinin.

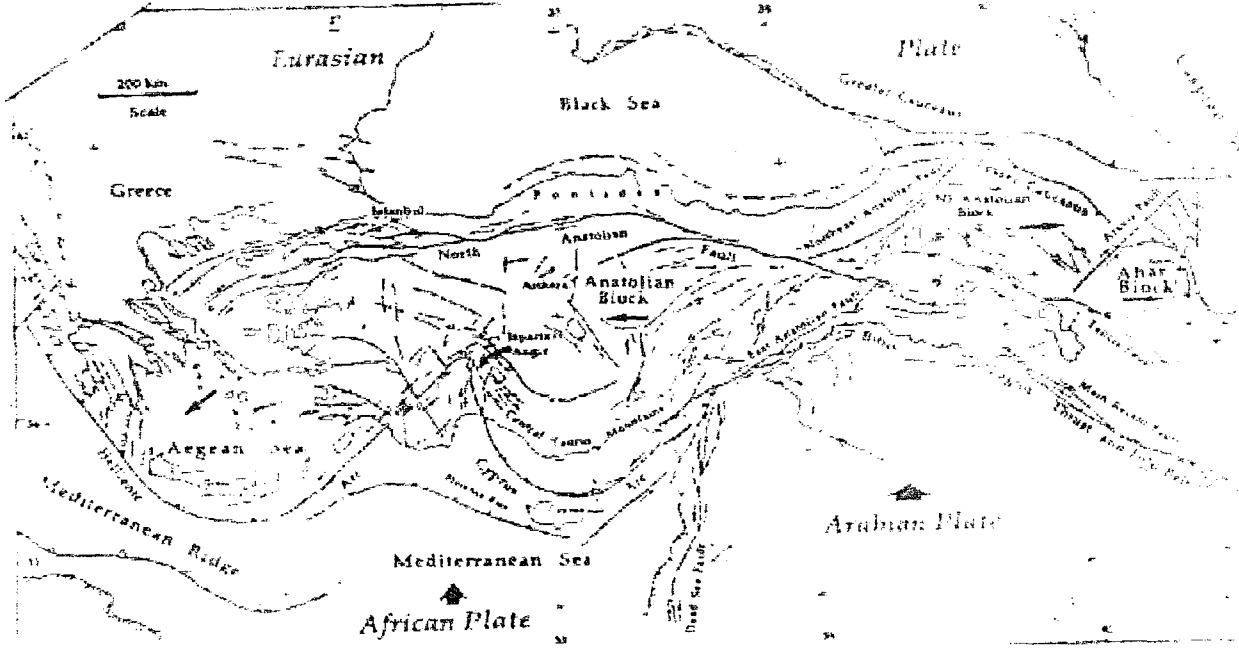
Himalaya orojenezini ise Hindistan-Asya çarpışmasının birer sonucudur. Türkiye'nin tektonik gelişim modeli konusunda yapılan çalışmalar arasında başlıcaları McKenzie (1972), Dewey vd. (1973) ve Şengör (1979) tarafından ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalara göre Türkiye; Afrika, Avrasya ve Arap plakalarıyla sınırlanmış olup, Ege ve Anadolu mikroplakaları olarak adlandırılan iki plakacıktan oluşmaktadır. (Şekil 2.25)



Şekil 2.1: Alpin sisteminin neotektonik konumu ve Türkiye'nin yeri (McKenzie, 1972'den).

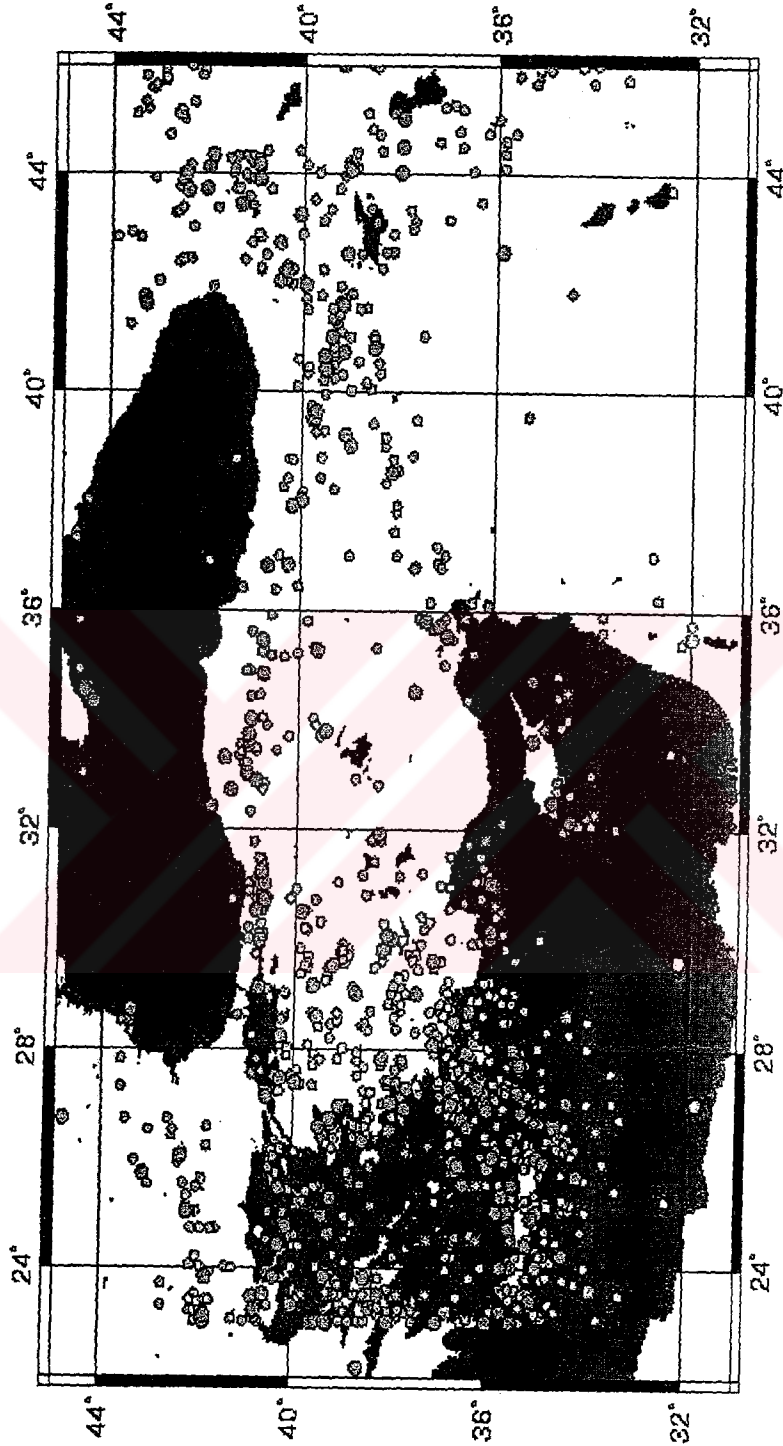
Şekil 2.25 Alpin sistemi ve Türkiye'nin yeri (McKenzie, 1972)

Türkiye'nin büyük bir bölümü aktif fay hatlarını ile çevrilmiştir. Bunların içinde en önemli olanlardan birisi Kuzey Anadolu Fay Zonu'dur (NAFZ). Resimde görüleceği gibi Türkiye'nin çevresinde çeşitli plakalar bulunmaktadır. Avrasya (Eurasian), Kafkasya (Caucasian), Afrika (African) ve Arap (Arabian) plakaları. Bugüne kadar yapılmış olan çeşitli çalışmalar sonucunda, Arap plakasının kuzey-kuzeybatı yönünde (Avrasya plakasına rölatif olarak) yılda yaklaşık 25 mm. kadar hareket ettiği ortaya çıkmıştır. Bu hareket, Bitlis-Zargos çukuru bölgesinde kıtasal çarpışmaya ve yoğun sismik aktiviteye neden olmaktadır. Afrika plakası ise, (Avrasya plakasına rölatif olarak) kuzey yönünde yılda yaklaşık 10 mm. hareket etmektedir. Böylece, Avrasya ve Arap plakasının çarpışması sonucu Anadolu bloğu, Doğu Anadolu'dan uzaklaşmakta ve Afrika okyanus plakası üzerinde hareket etmektedir. (Active tectonics of Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectic and seismicity data. Prof. Aykut Barka & Robert Reilinger, *Annali di Geofisica*, Vol XL, N.3, June 1997, pp. 587-610) (Şekil 2.26)



Şekil 2.26 Türkiye’deki aktif faylar

Türkiye’de meydana gelen ve büyüklüğü 5 ve 5’ten fazla olan depremlerin merkez üstlerinin dağılımı 2.23’deki haritada gösterilmiştir. Haritadan da görüleceği gibi, merkez üstlerinin özellikle KAFZ ile Batı Türkiye’deki graben sistemi ve kısmen de DAFZ üzerinde yoğunlaştığı anlaşılmaktadır. Gerek KAFZ boyunca, gerekse Batı Anadolu’daki graben havzalarında deprem odaklarının 10 ile 20 km arasında değişen derinliklerde yer alması, bunların sığ odaklı olduklarını göstermektedir. Buna karşın, DAFZ boyunca meydana gelen depremler diğer bölgelerdekine oranla biraz daha derin odaklı olup, bu durum Arap plakası ve Anadolu plakası arasındaki bir yitim (dalım) zonunun varlığıyla ilişkilidir.



Şekil 2.27 1900 – 2000 yılları arasında Türkiye’ de meydana gelmiş, $M_d > 5$ olan depremler

2.7.1.1 Türkiye'nin Deprem Bölgeleri

Türkiye Alp-Himalaya Deprem Kuşağının üzerinde, hem de en aktif bölgesinde bulunmaktadır. Özellikle batıdan doğuya tüm Türkiye'yi kateden, Erzincan yöresinde ikiye ayrılarak biri İran öteki Ermenistan'a doğru uzanan Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın çevresi en aktif bölgeyi oluşturur. Bunun dışında Batı Anadolu'da Ege Graben Sistemi (EGS) ve Doğu Anadolu Fayı'nın (DAF) etki alanı içinde kalan sismik aktivitesi çok yüksek olan bölgelerdir. Doğuda sıkışma rejimi egemen olup, buna bağlı bindirme ve ters faylar, batıda ise açılma rejimi egemen olup, etkili çekme gerilmelerine bağlı olarak oluşan normal faylar sismik aktivitenin nedenidir.

Orta Anadolu'dan başlayıp, güneyde Akdeniz'e kadar inen, Aksaray ve Karaman illeri ile Mersin ilinin batı kesimlerini içine alan –ki ülke yüzölçümünün %4'lük kısmını kapsar– deprem tehlikesi ve riski altında bulunmamaktadır. Bunun dışında kalan bölgeler belli başlı deprem zonları olarak ayrılmıştır.

2.7.1.1.1 Kuzey Anadolu Deprem Zonu

Batı Anadolu'da Biga Yarımadası'ndan başlayıp Çanakkale kuzeyinden Marmara Denizini geçip, Bursa-Çankırı-Çorum hattının yakın kuzeyinden Çorum, Amasya, Tokat üzerinden Erzincan'a ulaşan ve burada bir kolu kuzeye yönelerek Erzurum-Kars üzerinden Ermenistan sınırına kadar giden, öbür kolu ise Van Gölüne kadar uzanan zon, Türkiye'nin en tehlikeli deprem zonu olan Kuzey Anadolu Deprem Zonu'nu oluşturur.

Toplam 1600 km E-W yönünde uzanan bu zon, KAF'nın kuzey ve güneyinde yaklaşık 50 km'lik bir alanı kapsamaktadır.

Türkiye'de meydana gelmiş büyük depremlerin pek çoğu bu zon üzerinde bulunmaktadır. 1939 ve 1992 Erzincan Depremleri, 1942 Niksar Erbaa Depremi, 1943 Tosya-Ladik Depremi, 1944 Bolu-Gerede Depremi, 1951 Kurşunlu-Ilgaz Depremi, 1957 Abant-Bolu Depremi, 1966 Varto Depremi, 1967 Adapazarı Depremi, 1971 Bingöl depremi ve 17 Ağustos 1999 İzmit-Gölcük Depremleri hep bu zon üzerinde meydana gelmiştir. 1900'lü yıllardan itibaren Türkiye'de meydana gelmiş olan en büyük depremlerin pek çoğunun bu kuşak üzerinde olması, sismik aktivitenin ne denli yoğun olduğunu göstermektedir.

2.7.1.1.2 Batı Anadolu Deprem Zonu

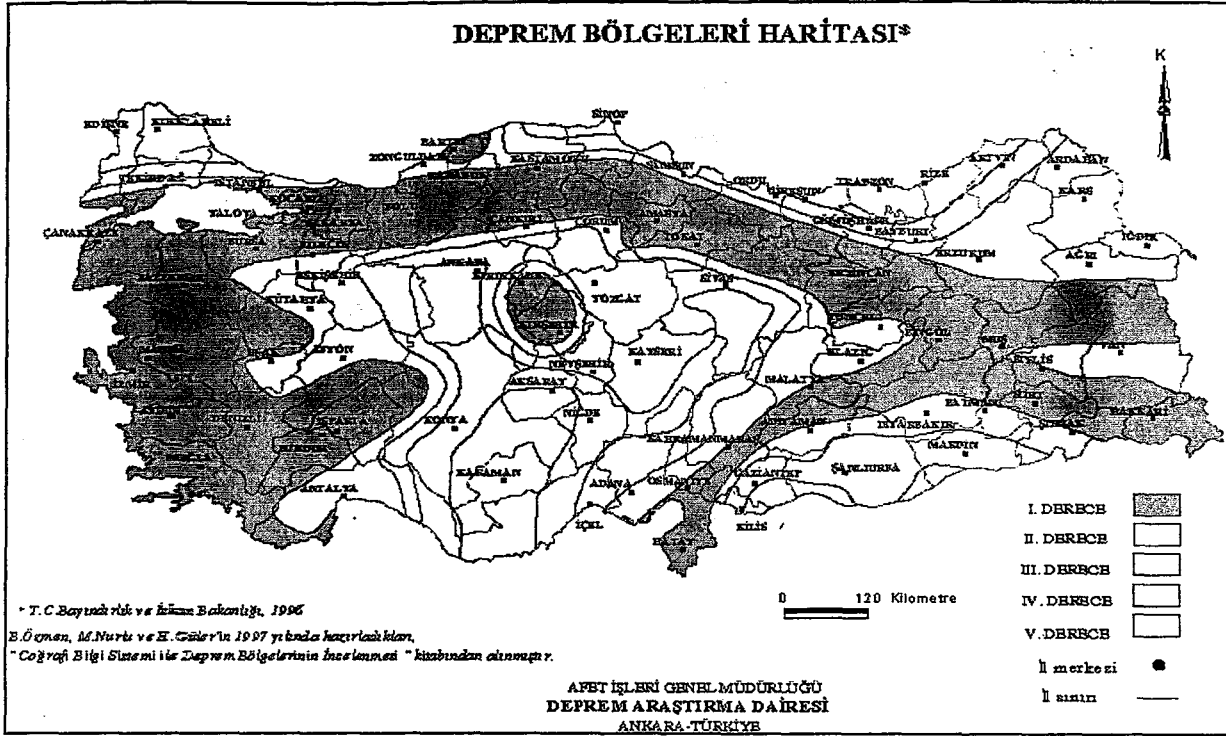
Anadolu'nun batısında, Edremit Körfezinden Toros Dağ Zincirinin başladığı Akdeniz'e kadar uzanan bölgeyi kapsar. Büyük ve Küçük Menderes Vadisi, Gediz Vadisi, Edremit ve Kemre Körfezi gibi Ege Graben Sistemini (EGS) oluşturan graben alanlarındaki normal fay sistemleri, bu zonun önemli deprem kaynaklarını oluşturmaktadır. Bu zonun özellikle batısında, Ege Denizinin çevresinde, orta derinlikteki depremlerin yoğun olduğu görülür.

2.7.1.1.3 Doğu Anadolu Deprem Zonu

Kızıl Deniz'in kuzey ucuna bağlanan Ölü Deniz Fayı ile Doğu Anadolu Fay (DAF) zonunu oluşturan faylardan kaynaklanan depremlerin etkili olduğu bölgede, Arap-Afrika Levhası ile Anadolu Levhacığının çarpışmasına bağlı olarak meydana gelen sıkışma rejimi sonucu ortaya çıkan bindirme ve ters faylar bu bölgede depremin kaynağını oluşturmaktadır. Hatay'dan başlayıp, Amik Ovası, İslahiye, Kahramanmaraş, Adıyaman yöresinde KAF Zonu ile birleşen bu zon üzerinde de özellikle tarihsel dönemlerde çok büyük depremlerin olduğu bilinmektedir (1268 Hatay Depreminde 60 000'den fazla can kaybı olduğu belirtilmektedir).

2.7.1.1.4 Yerel Episantr Zonları

Orta Anadolu'da Afyon-Akşehir Çukurluğu, Ankara-Eskişehir Kırık Hattı, Kırşehir-Yerköy, Kayseri ve Göller Bölgesi ile Güneydoğu Anadolu'da Urfa yöreleri geçmişte sismik bakımdan aktif olmuş ve gelecekte de deprem tehlikesi ve riski taşıyan bölgeler olarak değerlendirilmektedir. Örneğin başkent Ankara, bir taraftan Kırıkkale Kırşehir arasında bulunan Keskin Fayı, öte yandan Kuzey Anadolu Fayı etkisindeki Bolu-Gerede ve Çankırı bölgelerine olan yakınlığı nedeniyle buralarda meydana gelecek büyük hasar yapıcı depremlerden etkilenecektir. Nitekim 1944 Bolu-Gerede Depreminde Ankara il sınırları içinde önemli can ve mal kayıpları ortaya çıkmıştır.



Şekil 2.28 Deprem Bölgeleri Haritası (Deprem Araştırma Dairesi, 1996)

2.7.2 İzmir Yöresi Depremselliği

Bu bölümde yurdumuzda deprem riski yüksek bölgelerimizden biri olan İzmir Bölge'sinin depremselliği ele alınmıştır. Daha sonraki bölümlerde deprem risk analizi çalışması söz konusu bölge üzerinde yapılacaktır.

2.7.2.1 Batı Anadolu' da Yeralan Önemli Fay veya Fay Zonları

Batı Anadolu'da yaklaşık K-G yönlü genişleme tektoniğine bağlı olarak D-B ve BKB-DGD doğrultulu birçok graben gelişmektedir (Şekil 2.29), (Philippson 1910-1915, 1918; Ketin 1968; McKenzie, 1978; Dewey ve Şengör 1979; Jackson ve McKenzie 1984; Şengör 1982, 1987; Şengör ve diğ., 1984). Bunlar, Gökova, Büyük Menderes, Küçük Menderes, Gediz, Bakırçay ve Simav riftleri, Kütahya ve Eskişehir. Bunların yanısıra KD-GB hatların normal bileşeni olan doğrultu atımlı faylara karşılık geldiği ve bu yörenin tektoniğinde önemli rol oynadığına inanılmaktadır. Bunlar arasında Fethiye-Burdur fay zonu, Tuzla fayı, Bergama Foça fayı sayılabilir. KB-GD normal faylar daha çok GB Anadolu' da yer almaktadır. Örneğin, Pamukkale, Dinar ve Yatağan-Muğla fayları gibi. Batı Anadolu' yu etkileyen K-G gerilmesinin Marmara Denizi ve Bulgaristan'a kadar etkili olduğu sanılmaktadır. Kuzey

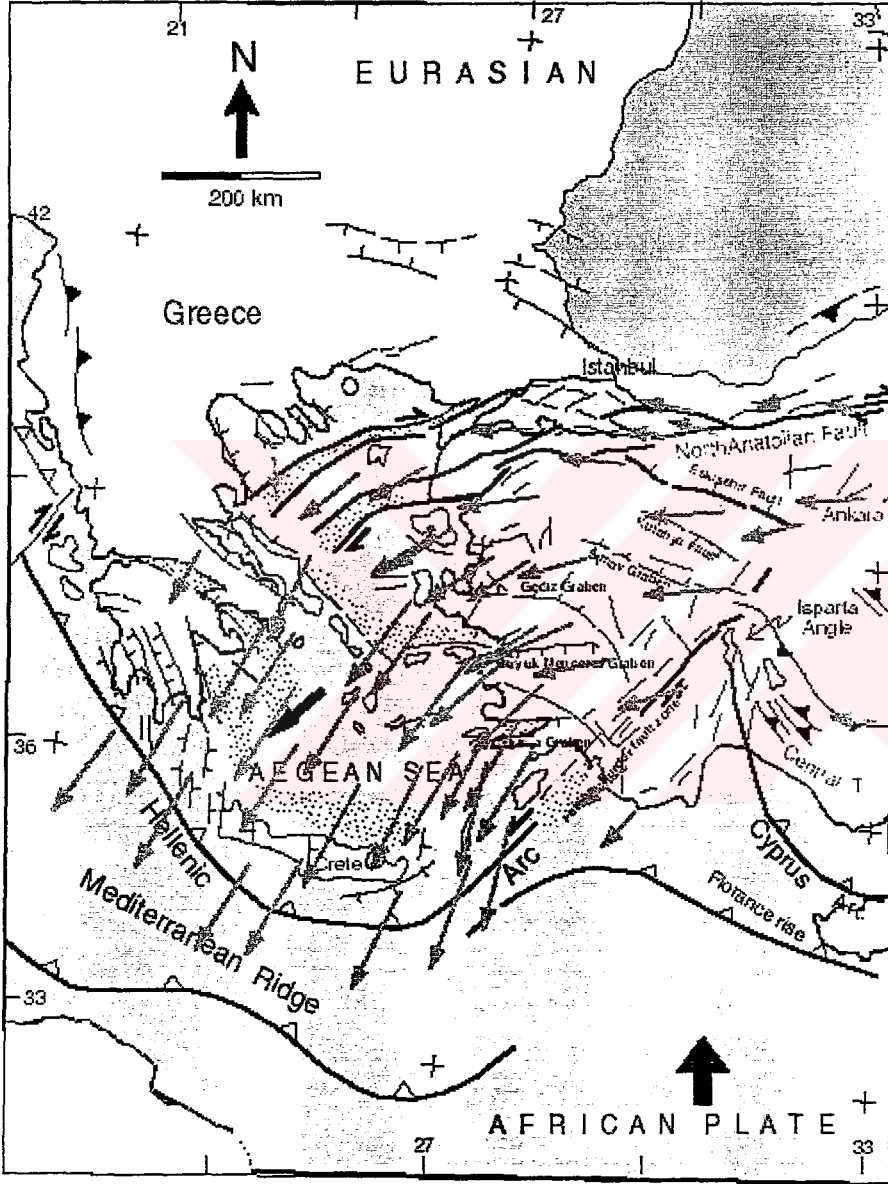
Anadolu Marmara Denizi çevresinde üç kola ayrılmaktadır ve Anadolu bloğu ile Avrupa arasında geniş bir sınır oluşturur (Dewey ve Şengör 1979; Şengör ve diğ. 1985; Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Barka 1992).

Batı Anadolu' da genelde orta kısmında D-B doğrultulu Gediz, Büyük Menderes ve Küçük Menderes fayları yer almaktadır. Bu fayların Kuzeyinde kalan alanda Simav, Kütahya ve Eskişehir fayları yine benzer özellikler sunar. Bu D-B ve BKB-DGD doğrultulu normal faylar arasında KD-GB basenler yer almaktadır ve daha önce de bahsedildiği gibi bu basen Erken Miyosen'de şekillenmeye başlamıştır. İzmir kuzeyindeki KD-GB hatlar D-B yapılarına göre önem kazanmaktadır. Büyük Menderes grabenin güneyinde ise KB-GD basenler vardır ve bu doğrultuda gelişen fayların aktif olduğu güncel depremler tarafından da doğrulanmaktadır (Price ve Scott, 1994; Eyidoğan ve Barka 1996). Bu yapıların bazılarının daha eski olmasına rağmen güncel sistemde nasıl çalıştığı hala anlaşılmamaktadır. Bütün bu kompleks ilişkiler Helenik yayının iki kenarındaki farklı yöndeki yayılmadan kaynaklandığı sanılmaktadır.

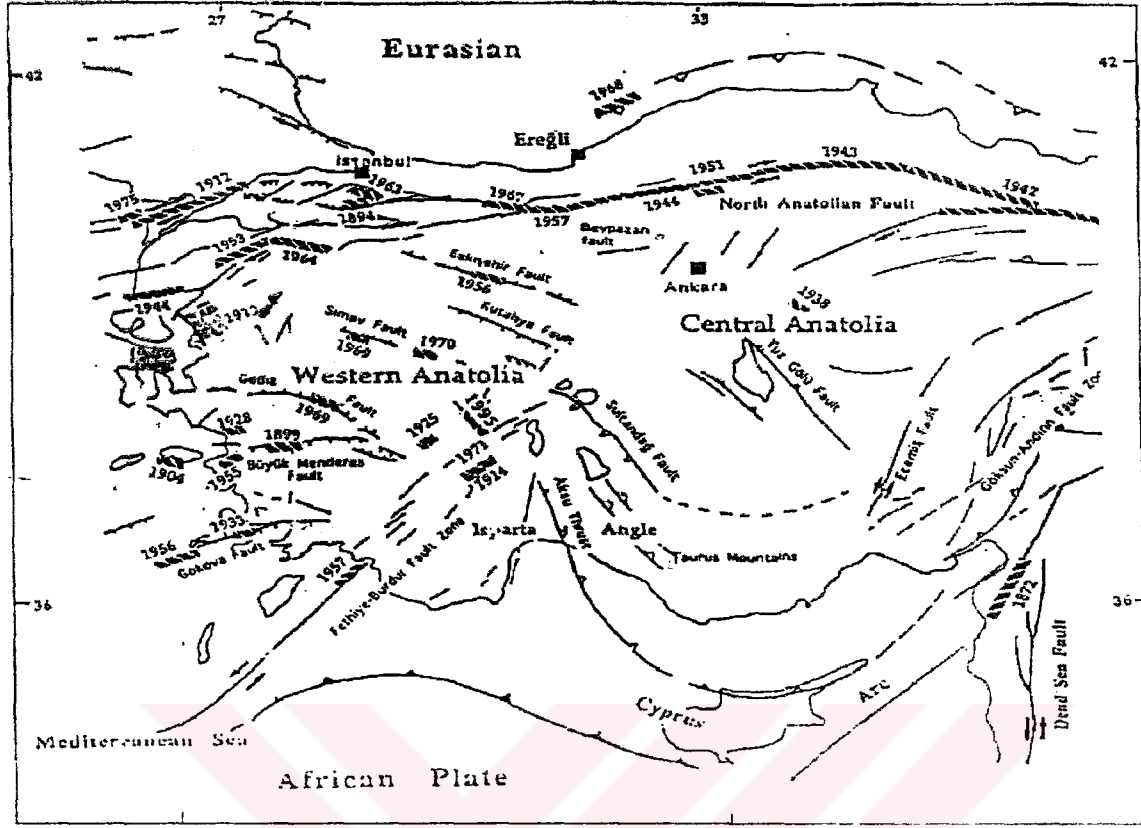
Batı Anadolu' da yer alan grabenlerdeki (Gördes, Simav, Soma, Alaşehir, Büyük ve Küçük Menderes) çökellerin yaşlarını saptamaya yönelik olarak çeşitli çalışmalar yapılmıştır (Becker-Platen, 1970; Nebert, 1978, Emre, 1988, 1996; Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1994, 1996). Örneğin, Gediz grabeninin oluşum yaşı, metamorfik temel ile Neojen arasında gelişen ana güney fayın tavan bloğunda yer alan ve graben çökellerinin en alt kesimine karşılık gelen Kurşunlu formasyonu içerisindeki linyitli düzeylerden elde edilen Eskişehir sponomorf topluluğuna göre Orta Burdigaliyen-Orta Serravaliyen (Erken Miyosen) olarak verilmektedir (Seyitoğlu ve Scott, 1996). Bununla beraber Yılmaz (1998. sözlü görüşme) Kurşunlu formasyonunun Gediz grabeni öncesi çökeldiğini belirlemiştir. Gediz grabeni çökellerinin en üst kesimine karşılık gelen Sart Formasyonu içerisinde elde edilen paleontolojik bulgulara göre ise Dasiyen (Erken Pliyosen) yaşı verilmektedir (Emre, 1996).

Tarihsel ve aletsel dönem depremlerinin iyi bilinmesi Batı Anadolu' nun tektoniğinin anlaşılması açısından son derece önemlidir. Fay sistemlerine bağlı olarak Batı Anadolu' da yoğun bir deprem aktivitesi görülmektedir ve çok sayıdaki eski uygarlıkların yerleşim birimlerine ait çeşitli veriler ve tarih kaynaklarından elde edilen bilgilere göre, bölgenin tarihsel dönemde de (1900 yılı öncesi) birçok yıkıcı depremin etkisinde kaldığı ortaya çıkmaktadır (Ambraseys, 1970; Altunel ve Hancock, 1993; Altunel ve Barka, 1997). Yalnız bu yüzyılda normal faylarla ilgili olarak 1899 Büyük Menderes, 1928 Torbalı, 1955 Balat, 1969 Alaşehir, 1969 Simav, 1970 Gediz and 1995 Dinar depremleri meydana gelmiştir (Ambraseys 1988; Eyidoğan ve diğ., 1991). Bu yüzyıldaki yıkıcı depremlere bakıldığında bu

depremlerin önemli bir kısmının belirgin faylar üzerinde meydana geldiği görülmektedir (Şekil 2.30). Bu depremlerin fay düzlemi çözümleri ile fayların kinematik özellikleri uyum içindedir.



Şekil 2.29 Ege denizi ve çevresinin ana tektonik özellikleri ve GPS ölçümlerinden elde edilen hız vektörleri gösterilmektedir (Barka ve Reilinger, 1997, Reilinger ve diğ., 1997).



Şekil 2.30 Bu yüzyılda Batı ve İç Anadolu'da meydana gelen depremlerin ana fay zonlarına göre dağılımları gösterilmektedir (Barka ve Reilinger, 1997).

2.7.2.2 Deprem Oluşumları

Deprem oluşumları ile ilgili bilgiler (depremin oluş tarihi ve zamanı, merkez ve merkez üstü konumu, kaynak parametreleri ve yarattığı etkilerle ilgili makrosismik veriler) bir yörenin deprem tehlikesinin belirlenmesindeki en önemli iki unsurdan birisini teşkil eder. Diğer önemli unsur yörenin jeolojik ve tektonik yapısıdır.

2.7.2.2.1 Tarihsel dönemde İzmir ve Civarında hasar yaratmış depremler

17, Ön Asya (İzmir, Efes, Sart, Aydın, Manisa ve Alaşehir; $I_0=X$) : Ön-Asya'daki 12 önemli İyon şehri yıkılmıştır. Gediz ve Büyük Menderes nehirlerinin vadilerinde büyük tahribat yapmıştır. Ege bölgesindeki en büyük felaketlerden biridir.

178, İzmir ($I_0=VIII$) : İzmir şehri harabolmuş, pek çok yangın çıkmış, zeminde çatlaklar açılmış ve küçük iç liman kapanmıştır. Şehir tekrar inşası için 10 yıl süreyle vergilerden muaf tutulmuştur.

688, İzmir ($I_0=IX$) : İzmir'de şiddetli ve tahripkar bir deprem. 20000 ölüden bahsedilir.

1039, İzmir (Io=VIII) : İzmir bu deprem dolayısıyla ağır hasar görmüş, en güzel binalar çökmüş ve birçok insan ölmüştür.

1056, İzmir (Io=VIII)

20 Mayıs 1654, İzmir (Io=VIII) : Deprem İzmir'de, birçok kule ve caminin yıkılmasına, evlerin çökmesine ve can kaybına neden olmuştur.

10 Temmuz 1688, İzmir (Io= X) : İzmir'de özellikle şehrin aşağı kısmında (deniz kıyısı) yoğun hasar oluşmuş, kamu binalarının dörtte üçünü yıkılmış ve 5000'den daha fazla insan ölmüştür. Zemin göçmeleri nedeni ile sahil hattı ve topoğrafya değişmiştir.

Eylül-Ekim 1723, İzmir (Io=VIII) : İzmir'de yüze yakın ev yıkılmış, 500 insan ölmüştür.

24 Mart 1739, İzmir (Io=VIII)

4 Nisan 1739, İzmir Körfezi (Io=IX) : İzmirdeki tüm evlerin hasar gördüğü bildirilmiştir. Foça ve Sakız'da da hasar büyüktür.

3-5 Temmuz 1778, İzmir (Io=IX) : İzmir tamamıyla harab olmuş, 200 den fazla insan ölmüştür. Bazı yerlerde zemin göçmüştür.

2.7.2.2.2 Yüzyılda İzmir ve civarında hasar yapan depremler

19 Ocak 1909, Foça (38.66N - 26.94E; M=5.8; Io=IX) : Gediz Deltası, Güzelhisar, Menemen ve Foça arasında meydana gelen bu depremde bin kadar ev hasar görmüştür.

31 Mart 1928, Tepeköy-Torbalı (38.09N - 27.35E; M=6.5; Io=IX) : İzmir'in güneydoğusunda, Cuma vadisinde, Küçük Menderes ovasında, kuzeyde Gazimir'den güneyde Cellat'a binlerce ev harabolmuş, 30 kişi ölmüştür.

22 Eylül 1939, Dikili (39.05N - 26.93E; M=6.5; Io=VIII) : Bakırçay vadisinde (Dikili, Çandarlı ve Bergama) hasara yol açmış, 2000 civarında ev yıkılmış, 68 kişi hayatını kaybetmiştir.

23 Temmuz 1949, Karaburun-Çeşme (38.55N - 26.27E; M=6.6; Io=VIII) : Sakız Adasında, Karaburun yarımadasının doğu kısmında, Mordoğan ile yarımadanın kuzey burnu arasındaki köylerde ve Çeşme yarımadasındaki köylerde 2000 civarında ev hasar görmüş ve 10 kişi hayatını kaybetmiştir.

18 Mart 1953, Yenice-Gönen (40.00N - 27.50E; M=7.2; Io=IX) : Yenice ve Gönen'de ağır hasar vardır. 2000 civarında ev hasar görmüş, 265 kişi hayatını kaybetmiştir. Deprem, Foça ve Karaburun'da VI, İzmir'de ise V ile VI şiddetinde algılanmıştır.

2 Mayıs 1953, Karaburun (38.60N - 26.60E; M=5.6; Io=VIII) : Karaburun ve civarında 300 kadar ev hasar görmüştür.

16 Temmuz 1955, Söke-Balat (37.70N - 27.20E; M=6.7; Io=VIII) : Söke, Balat ve Sisam Adasında 500 kadar ev hasar görmüş, 23 kişi hayatını kaybetmiştir. İzmir'de birçok yapının duvarları çatlamıştır.

19 Haziran 1966, Menemen (38.51N - 27.21E; M=4.9; Io=VI) : Menemen'de 100 kadar evin duvarları çatlamıştır.

23 Mart 1969, Demirci (39.10N - 28.50E; M=5.9) : Demirci ve civarında 1000 kadar evde hasar meydana gelmiştir.

25 Mart 1969, Demirci (39.20N - 28.40E; M=6.1; Io=VIII) : Demirci ve civarında 2000 kadar evde hasar meydana gelmiştir.

28 Mart 1969, Alaşehir (38.45N - 28.50E; M=6.5; Io=VIII) : Gediz vadisinde hasara neden olmuştur. Alaşehir'de 3700 ev yıkılmış, 41 kişi hayatını kaybetmiştir.

6 Nisan 1969, Karaburun (38.35N - 26.40E; M=5.8; Io=VII) : Karaburun, Sakız Adası ve Çeşme'de 500 kadar ev hasar görmüştür.

23 Nisan 1970, Demirci (39.13N - 28.65E; M=5.6; Io=VII) : Demirci'de 300 kadar ev hasar görmüştür.

1 Şubat 1974, İzmir (38.50N – 27.20E; M=5.5; Io=VII) : İzmirde Alsancak, Konak ve Karşıyaka semtlerinde 47 yapıda ağır hasar meydana gelmiş, 2 kişi ölmüş ve 7 kişi yaralanmıştır.

9 Aralık 1977, İzmir (38.56N - 27.47E; M=4.8) : İzmir’de 10 kadar yapıda hasar vardır.

16 Aralık 1977, İzmir (38.41N - 27.19E; M=5.5; Io=VII) : İzmir’de (Alsancak, Hatay, İkiçeşmelik, Karşıyaka, Bornova, Gültepe, Gürçeşme ve Tepecik semtlerinde) 40 kadar ev hasar görmüş, 20 kişi yaralanmıştır.

14 Haziran 1979, Karaburun (38.79E - 26.57N; M=5.7; Io=VII) : Karaburun’da 2 ev yıkılmış, 1 kişi yaralanmıştır. Alsancak’ta bazı evlerde hasar meydana gelmiştir.

6 Kasım 1992, Doğanbey (38.16E - 27.00N; M=6.0; Io=VII) : Doğanbey civarında 60 kadar yapıda ciddi hasara sebebiyet vermiş; İzmir’de kuvvetli olarak hissedilmiştir.

28 Ocak 1994, Manisa (38.69N - 27.49E; M=5.1; Io=VII) : Manisa ve civarında 60 kadar yapıda hasar vardır.

24 Mayıs 1994, Karaburun (38.66N - 26.59E; M=5.4; Io=VII) : Karaburun ve civarında 10 kadar yapıda hasar vardır.

İzmir’de hasar ve can kaybı/yaralanma yaratmış olan depremlerle ilgili eş-şiddet haritaları, yapısal hasar istatistikleri ve dağılımları, heyelan ve sıvılaşma gibi zemin problemleri rapor, arşiv ve gazetelerden orijinal kaynaklarına inilerek incelenmiş ve kent dahilinde yapmış oldukları hasarlar kritik bir incelemeye tabi tutulmuştur. Özellikle bu yüzyılda meydana gelmiş fiziksel deprem hasarları, can kaybı ve yaralanmalar, heyelan ve sıvılaşma gibi zemin problemleri İzmir’de yayınlanmış gazete kupürlerinden ve Prof.Dr.Rauf Beyru tarafından yapılmış derlemelerden yararlanarak elde edilmiştir. Bu bölümde bu bilgiler özetlenerek sunulmaktadır. (İzmir Deprem Seneryosu ve Deprem Master Planı, İBB 2000)

10 Temmuz 1688 Depremi:

İzmir bu deprem felaketiyle büyük ölçüde harap olmuştur. Öğle zamanından biraz önce başlayan bu büyük depremin merkezinin İzmir Koyu girişinde bulunan Sancak Kalesi civarında olduğu saptanmıştır. Adı geçen kale depremden sonra harabe haline gelmiştir. Kale

toprağa öylesine batmıştır ki kalenin duvarlarında bulunan toplar görünmez olmuştur. Şehrin büyük yapılarından eski gümrük binasının duvarları yıkılmış ve tavanı çökmüştür. İzmir Limanı hasar görmüş ve kıyı şeridi 60cm çökerek bir kanal oluşturmuştur. Pamuk İpliği Hanının yanından başlayıp pazar yerinin sonuna kadar olan kervansarylar ve diğer binaların çoğu yıkılmış, Büyük Rum Kilisesi, Rum mezarlığı içinde bulunan St.George Kilisesi ve Ermeni Kilisesi tamamen harap olmuştur.

3-5 Temmuz 1778 Depremi:

Bu depremde pazar ve bedestenin kubbesi hasır görmüş, Büyük Camii tamamen yıkılmıştır. Frenk mahallesin kıyı kesiminde, deniz üzerinde kazıklar üstünde duran evler çökmüştür.

29 Temmuz 1880 Depremi:

Bu depremden İzmir şehir merkezi büyük zarar görmüştür. İzmir'deki postane ve telgrafhane binası duvarının iki üç yerden çatlayarak ayrıldığı belirtilmektedir. Depremde, Fransız Hastanesi ile Fransız Konsoloslğunun, Hisar Camii'nin, St. Jean Katedralinin, Alsancak Garının, Kapusin Kilisesinin ağır hasarlar aldığı, Türk Mahallesinde bulunan Vilayet Konağının ve özellikle İkiçeşmelik semtindeki evlerin büyük bir kısmının duvarlarının çatladığı, Ali Paşa Meydanı'nda yer alan eski bir hanla, birkaç dükkanın çöktüğü belirtilmektedir. Yine, Kızlarağası hanının kubbesinin sarsıntıya dayanamayarak çöktüğü ve Kerestecilerde binaların kısmen harap olduğu bildirilmiştir. Depremden en büyük zararı gören yerlerden biri Bornovaydı. Binaların büyük bölümü çatlamış ve köyün iki camisi tamamen yıkılmıştır. Deprem, İzmir yakınındaki yerleşimlerden, Narlıköy, Pınarbaşı, Işıklar ve Kemalpaşa 'da da kuvvetle hissedildiği, Kokluça kilisesiyle, çan kulesinin hasar gördüğü de anlatılmırlar arasındadır.

1 Nisan 1928 Depremi:

Bu deprem sırasında Konak'taki saat kulesinin kubbesi çökmüş, Vilayet Konağında çatlaklar oluşmuş, Pasaport binasının bacası uçmuş ve Teyyare sinemasının karşısında bulunan rıhtım 10metre uzunlukta ve birkaç santimetre genişlikte kıyıya paralel olarak yarılmış, kopan bölüm denize doğru ilerlemiştir. Deprem Karşıyaka, Bornova ve Balçova'daki binalarda da hasara sebep olmuştur. Bu binalar arasında Ziraat ve Yeni Osmanlı Bankası da yer almaktadır. Karataş, Karantina ve Göztepe'de evlerde hafif çatlaklar ve sıva dökülmeleri gözlenmiştir.

1 Şubat 1974 Depremi:

Deprem en çok Alsancak semtinde hasar yapmıştır. Buradaki eski yığma yapıların duvarları çatlamış ve camları kırılmıştır. 1488. sokakta 25 yıl önce iki katlı tuğla yığma olarak yapıp daha üstüne iki kat daha eklenmiş olan yapıların bazılarında zemin kat duvarlarında kesme çatlakları ve balkon kolonlarında da basınç kırılmaları gözlenmiştir. Konak meydanındaki saat kulesinin taç kısmı yıkılmış ve saati durmuştur. Devlet hastanesinde, Özel idare işhanında hasar meydana gelmiştir.

2.7.2.3 Sonuçlar

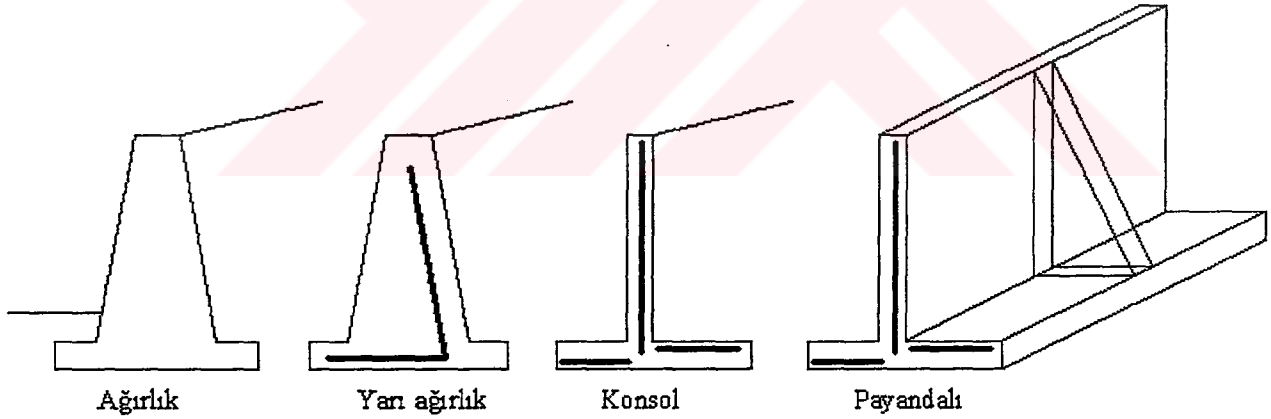
Türkiye'deki diğer bölgelere kıyasla, Ege bölgesindeki deprem kaynaklarında meydana gelen büyük depremlerin tekerrür aralıkları daha uzun olmaktadır. Bu durum uzun bekleme periyotlarındaki probabilistik deprem tehlikesini kısmen azaltmakta ancak kaynak sayısının çokluğu kısa bekleme periyotlarında deprem tehlikesinin göreceli olarak artmasına neden olmaktadır. (İzmir Deprem Seneryosu ve Deprem Master Planı, İBB 2000)

3. İSTİNAD DUVARLARI

3.1 Giriş

Genellikle toprak itkisine maruz yapıların projelendirilmeleri, yapıya etki eden zemin tabakalarının davranış belirsizliğinden dolayı daha da önem kazanmaktadır. İstinad yapılarına etki eden kuvvetlerin mümkün olduğu kadar doğru bir şekilde belirlenmesiyle, yapı hem ekonomik, hem de istenilen sağlamlıkta projelendirilebilir. Aksi takdirde, zaten maliyetleri oldukça yüksek olan bu yapı elemanlarında ekonomik olmayan sonuçlar ortaya çıkacaktır.

Ölü veya canlı sürşarj yükleri, duvar ağırlığı, ısı ve büzülme etkileri ile deprem yüklerini içeren zemin ve su basıncı için tasarımı yapılan bu dayanma yapıları genelde kalıcı birer yapı elemanıdır. Ağırlık (taş) duvarları, yarı ağırlık duvarları (beton) ve konsol (betonarme) olmak üzere başlıca üç türleri vardır. Konsol duvarlarda yüksekliğin fazla olması halinde daha ekonomik kesitlerle çözüm oluşturmak amacıyla duvar arkası veya önünde duvarın gövde ve taban plağını birleştiren üçgen şekilli payandalar oluşturabilir. Klasik duvarlar aşağıda Şekil 3.1' de gösterilmektedir.



Şekil 3.1 Klasik Duvar Türleri

Yukarıda sıralananlar dışında dik veya dike yakın bir yamaca destek niteliğindeki duvar, geotekstil malzemelerin katmanlar halinde dolgu ile birlikte zemin içerisine yerleştirilip ön yüzde boğçalama yapmak biçiminde oluşturulabilir. Benzer şekilde dolgu yapılırken katmanlar halinde donatı yerleştirilip ön yüzünde dikey plakalarla bir düşey yüzey elde etmek şeklinde yapılan donatılı duvarlar oldukça yaygın uygulama alanı bulmaktadır. Prefabrik elemanların bir kafes teşkil edecek şekilde yerleştirilip içinin zeminle doldurulması şeklinde oluşturulan kafes duvarlar birer yaşayan duvar olup elemanlar arasında zeminde bitki

üremesine izin verildiklerinden estetik olarak tercih edilmektedirler. Tel kafeslerin içine taş doldurulup elde edilen blokların üst üste konulması şeklinde teşkil edilen gabion duvarlar daha çok yamaç-kıyı koruması amacıyla yapılmaktadır. Yine bu bağlamda zeminde kazı yapıldıkça belirli bir düzende delik delinip içleri enjeksiyon şerbeti ile doldurulduktan sonra deliğe tek bir donatı yerleştirilip oluşturulan zemin çivili duvarlar da yerinde ekonomik bir duvar elde etmek açısından kullanım alanı bulmuş uygulamalardır. Bu uygulamada kendini tutabilen bir derinlikte kazı yapıp zemin yüzeyine tel kafes yerleştirilip püskürtme betonu ile kaplanmakta daha sonra zemin çivileri başlık plakası ile birlikte yerleştirilince ikinci bir sıra tel kafesle ikinci püskürtme beton perde teşkil edilmektedir. (Yıldırım, 2001)

3.2 İstinat Duvarlarına Etkiyen Zemin İtkisi

3.2.1 Aktif Toprak Basıncı

Aktif toprak basıncı şekil 3.2 a'da AC göçme dairesi ile verilen plastik denge durumunu gösterir. Şekil 3.2 b ve c' de gösterilen denge durumu aşağıdaki gibidir. Öncelikle OA ve OE gerilmeleri uygulanarak K_0 durumu elde edilir. Daha sonra OE gerilmesi OC' ye düşürülerek kayma açısı elde edilir. OA (maksimum) ve OC (minimum) gerilmeleri Mohr dairesini oluşturmakta kullanılabilir. OA ile OC arasındaki fark ise, daire çapı ve aynı zamanda deviatör gerilmesi olup, labaratuarda üç eksenli gerilme deneyinden elde edilebilir. Şekil 3.2 b' deki zemin elemanını tanımlayan düşey ve yatay düzlemler K_0 durumundaki ana düzlemler olduğu için kayma çizgileri aşağıdaki gibi oluşur.

Minimum gerilme $OC = \sigma_3$ aşağıdaki (3.1) denklemini kullanılarak hesaplanır

$$\sigma_3 = \sigma_1 \tan^2\left(45 - \frac{\phi}{2}\right) - 2c \tan\left(45 - \frac{\phi}{2}\right) \quad (3.1)$$

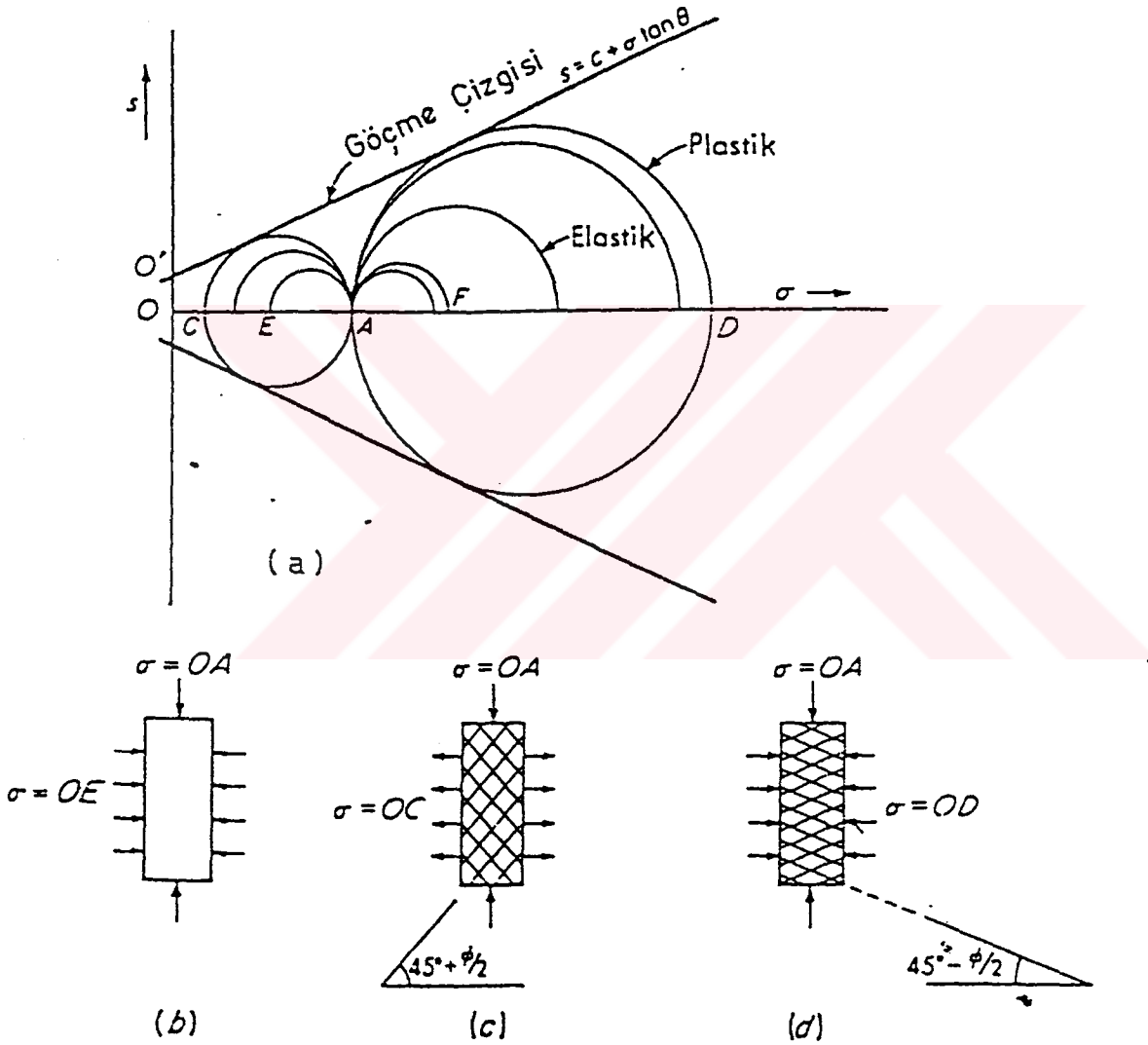
Bell tarafından verilen bu denklem 1776' da Coulomb tarafından belirgin bir şekilde değiştirilmiştir. Denklem Avrupa literatüründe tanjant fonksiyonu için aşağıdaki trigonometrik bağlantı ile verilmektedir.

$$\tan^2\left(45 - \frac{\phi}{2}\right) = \frac{1 - \sin \phi}{1 + \sin \phi} \quad \tan\left(45 - \frac{\phi}{2}\right) = \frac{1 - \sin \phi}{\cos \phi} \quad (3.2)$$

Gerilmeyi her zaman deformasyon takip ettiği için Şekil 3.2 b ve c' de görüldüğü gibi gerilme OE' den OC' ye düştüğü zaman zemin yanal olarak genişir. Bu yanal genişleme kazıklarda

OE' nin OC' ye değil de sıfıra eşit olduğu zamanlarda da görülür ve bu durum aynı zamanda K_0 in ölçülme zorluğunun da sebebidir.

Duvar arkasındaki basınç aktif duruma gelirse (minimum) duvar yanıl olarak döner. Duvar beklenen değerlerde dönmezse, bunun sonucunda daha fazla yanıl basınç oluşacaktır. Her hangi ilave bir dönme aktif toprak basıncında düşmeye sebep olacaktır. Bu sebeple çoğu durumda aktif toprak basıncı duvar tasarımı için kritik bir değerdir.



Şekil 3.2

Elastik ve plastik denge durumunun gösterimi

- Göçmeden önceki (elastik) ve göçme durumundaki (plastik) gerilme,
 - OA sabit yüzey gerilmesinin başlangıç durumu,
 - Aktif toprak basıncı teorisi için kesme- göçme yüzeyleri,
 - Pasif toprak basıncı teorisi için kesme- göçme yüzeyleri,
- c ve d deki kayma çizgileri idealize edilmiştir (Bowles, 1982).

3.2.2 Pasif Toprak Basıncı

Eğer Şekil 3.2 b' den (K_0 durumu) başlarsak, OA' yı sabit tutarak yanal gerilme OE' yi göçme gerilmesi OD' ye getirirsek Şekil 3.2 a' daki OD dairesini oluşturmak için gerekli verileri elde ederiz. Bu ikinci göçme dairesi ile tanımlanan pasif toprak basıncı durumudur. Bu durumda AD uzunluğu deviator gerilmeyi vermektedir. Kayma düzlemleri yatayla ϕ açısını yapmaktadır ki, bu açı malzemenin yalnızca mekaniği ile ilgilidir. Ana gerilme OD= σ_1 aktif basınçtaki gibi Mohr dairesinden, aşağıdaki denklemle elde edilir.

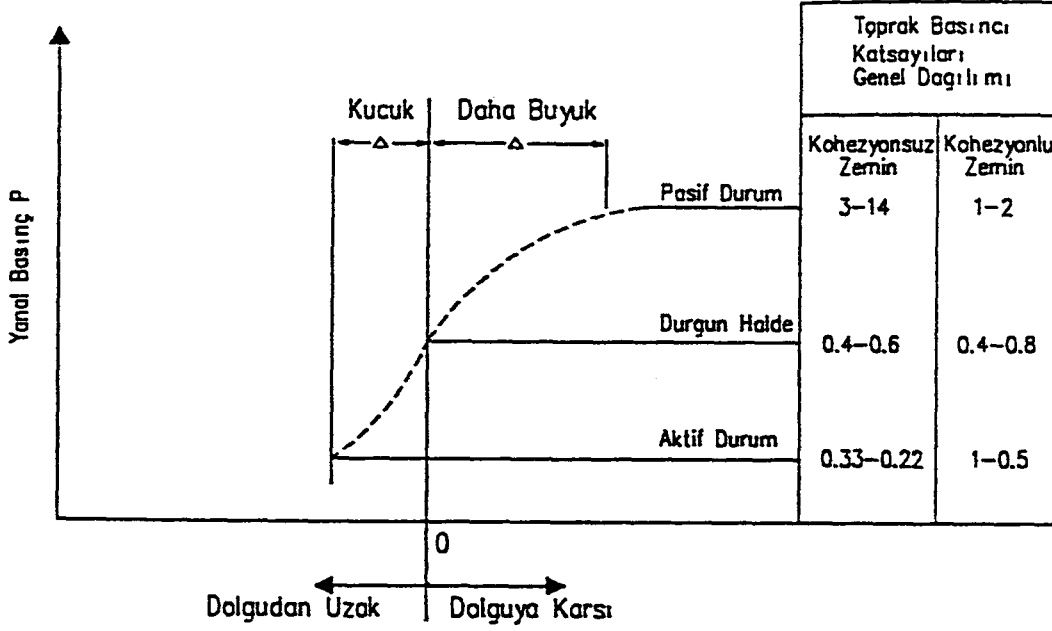
$$\sigma_1 = \sigma_3 \tan^2\left(45 - \frac{\phi}{2}\right) - 2c \tan\left(45 - \frac{\phi}{2}\right) \quad (3.3)$$

Pasif toprak basıncı, şekil 3.2 b ve c' de görüldüğü gibi yanal basıncı OE' den OD' ye arttırarak elde edilir. Bu duvarı yatay şekilde zemine itmeye hemen hemen aynıdır. Duvarlar nadiren pasif toprak basıncına göre tasarlanırlar. (Bowles, 1982).

3.2.3 Coulomb Toprak Basıncı Teorisi

OA, Coulomb tarafından 1776' da sürülen toprak basıncı kabulleri (Coulomb toprak basıncı teorisi) şöyledir;

- 1) Zemin izotropik ve homojendir. Ayrıca içsel sürtünme ve kohezyonu da içermektedir.
- 2) Göçme yüzeyi düzlemseldir. Coulomb bunun böyle olmadığını farketmiştir fakat hesapları kolaylaştırmak için kullanmıştır. Arka dolgu yüzeyi düzlemseldir.
- 3) Sürtünme kuvvetleri göçme yüzeyine uniform bir şekilde dağılmıştır ve $\phi = \tan \phi$ (sürtünme katsayısı = ϕ)
- 4) Göçme kaması rijit bir küledir.
- 5) Duvar sürtünmesi vardır; göçme kaması duvar arkası boyunca hareket eder ve duvar sınırı boyunca sürtünme oluşur.
- 6) Göçme düzlemsel bir eğilmedir, sonsuz uzun kütlelerin birim uzunluğu göz önüne alınacaktır.



Şekil 3.3 Kohezyonlu ve kohezyonsuz zeminler için aktif ve pasif basınç değerleri (Bowles, 1982).

Coulomb teorisindeki ana kusurlar ideal zemin kabulü ve göçme yüzeyinin düzlem tarif edilmesidir. Coulomb teorisine dayanan kohezyonsuz zemin için Şekil 3.4 den elde edilebilir. ABE zemin kamasının ağırlığı;

$$W = \gamma A(1) = \frac{\gamma H^2}{2 \sin^2 \alpha} \left[\sin(\alpha + \rho) \frac{\sin(\alpha + \beta)}{\sin(\rho - \beta)} \right] \quad (3.4a)$$

Aktif kuvvet P_a , Şekil 3.4 c' de gösterilen ağırlık vektörünün bileşenidir. Sinüs kuralı uygulanırsa;

$$\frac{P_a}{\sin(\rho - \phi)} = \frac{W}{\sin(180 - \alpha - \rho - \phi + \delta)}$$

veya

$$P_a = \frac{W \sin(\rho - \phi)}{\sin(180 - \alpha - \rho - \phi + \delta)} \quad (3.4b)$$

elde edilir.

a ve b denklemlerini birleştirirsek,

$$P_a = \frac{\gamma H^2}{2 \sin^2 \alpha} \left[\sin(\alpha + \rho) \frac{\sin(\alpha + \beta)}{\sin(\rho - \beta)} \right] \frac{\sin(\rho - \phi)}{\sin(180 - \alpha - \rho - \phi + \delta)} \quad (3.5a)$$

ilk değişkeni sıfıra eşitlersek,

$$\frac{dP_a}{d\rho} = 0$$

P_a aktif duvar kuvvetinin maksimum değeri

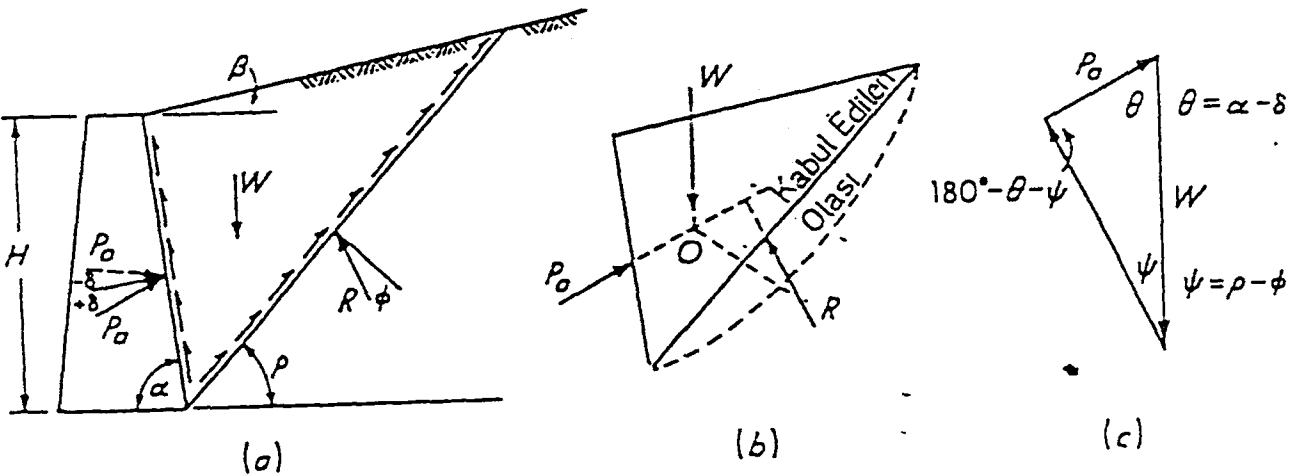
$$P_a = \frac{\gamma H^2}{2} \frac{\sin^2(\alpha + \beta)}{\sin^2 \alpha \sin(\alpha - \delta) \left[1 + \sqrt{\frac{\sin(\phi + \delta) \sin(\phi - \beta)}{\sin(\alpha - \delta) \sin(\alpha + \beta)}} \right]^2} \quad (3.5b)$$

bulunur.

Eğer $\beta = \delta = 0$ ve $\alpha = 90^\circ$ (düzgün düşey bir duvar ve yatay bir dolgu) olursa, denklem daha da basitleşerek,

$$P_a = \frac{\gamma H^2}{2} \frac{(1 - \sin \phi)}{(1 + \sin \phi)} = \frac{\gamma H^2}{2} \tan^2 \left(45 - \frac{\phi}{2} \right) \quad (3.6)$$

haline gelir.



Şekil 3.4

- a) Göçme için tahmin edilen durumlar;
b) Bileşke kuvvet denge sağlanamadığından O noktasından geçmez;
c) P_a 'yı bulmak için kuvvet üçgeni oluşturulur (Bowles, 1982).

Denklem aktif toprak basıncı için Rankine' in de kabul ettiği genel hale getirilirse,

$$P_a = \frac{\gamma H^2}{2} K_a$$

$$K_a = \frac{\sin^2(\alpha + \phi)}{\sin^2 \alpha \sin(\alpha - \delta) \left[1 + \sqrt{\frac{\sin(\phi + \delta) \sin(\phi - \beta)}{\sin(\alpha - \delta) \sin(\alpha + \beta)}} \right]^2} \quad (3.7)$$

olur.

Pasif toprak basıncı da Şekil 3.5' de gösterilen duvarın eğimi ve kuvvet üçgeni dışında benzer şekilde elde edilir.

Şekil 3.5' den tahmini göçme kütlesi;

$$W = \frac{\gamma H^2}{2} \sin(\alpha + \rho) \frac{\sin(\alpha + \beta)}{\sin(\rho - \beta)} \quad (3.8)$$

ve kuvvet üçgeninden sinüs kuralı uygulanarak,

$$P_p = W \frac{\sin(\rho + \phi)}{\sin(180 - \rho - \phi - \delta - \alpha)} \quad (3.9)$$

bulunur.

D $P_p / d\rho = 0$ türevi P_p ' nin minimum değerini verir.

$$P_p = \frac{\gamma H^2}{2} \frac{\sin^2(\alpha - \phi)}{\sin^2 \alpha \sin(\alpha + \delta) \left[1 + \sqrt{\frac{\sin(\phi + \delta) \sin(\phi + \beta)}{\sin(\alpha + \delta) \sin(\alpha + \beta)}} \right]^2} \quad (3.10)$$

Düzgün düşey bir yük ve yatay dolgu için ($\delta=0$ ve $\alpha=90^\circ$) denklem basitleşerek;

$$P_p = \frac{\gamma H^2}{2} \frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi} = \frac{\gamma H^2}{2} \tan^2(45 + \phi/2) \quad (3.11)$$

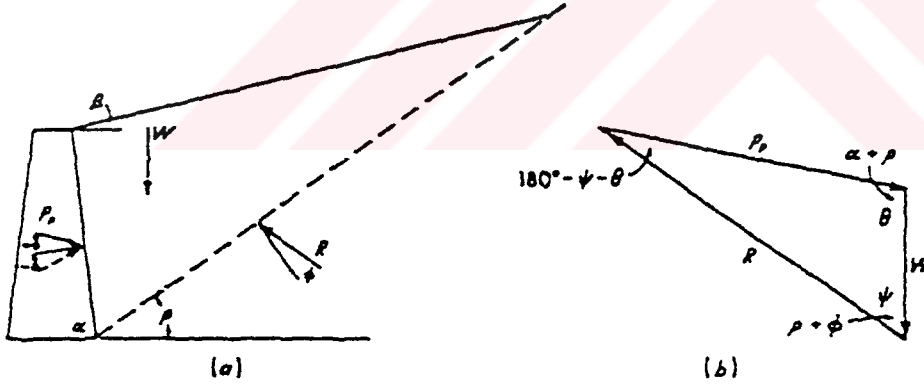
şeklini alır.

3.11 denkleminin şu şekilde de yazılabilir.

$$P_p = \frac{\gamma H^2}{2} K_p \quad (3.12)$$

$$K_p = \frac{\sin^2(\alpha - \phi)}{\sin^2 \alpha \sin(\alpha + \delta) \left[1 + \sqrt{\frac{\sin(\phi - \delta) \sin(\phi + \beta)}{\sin(\alpha + \delta) \sin(\alpha + \beta)}} \right]^2}$$

Şekil 3.4 zemin basıncının toplam basınca değil, efektif gerilmeye bağlı olduğunu göstermektedir. Su tablasının altındaki duvar basıncı hidrostatik basıncın ve zeminin efektif birim ağırlığından (γ') oluşan yanal kuvvetlerin toplamıdır.

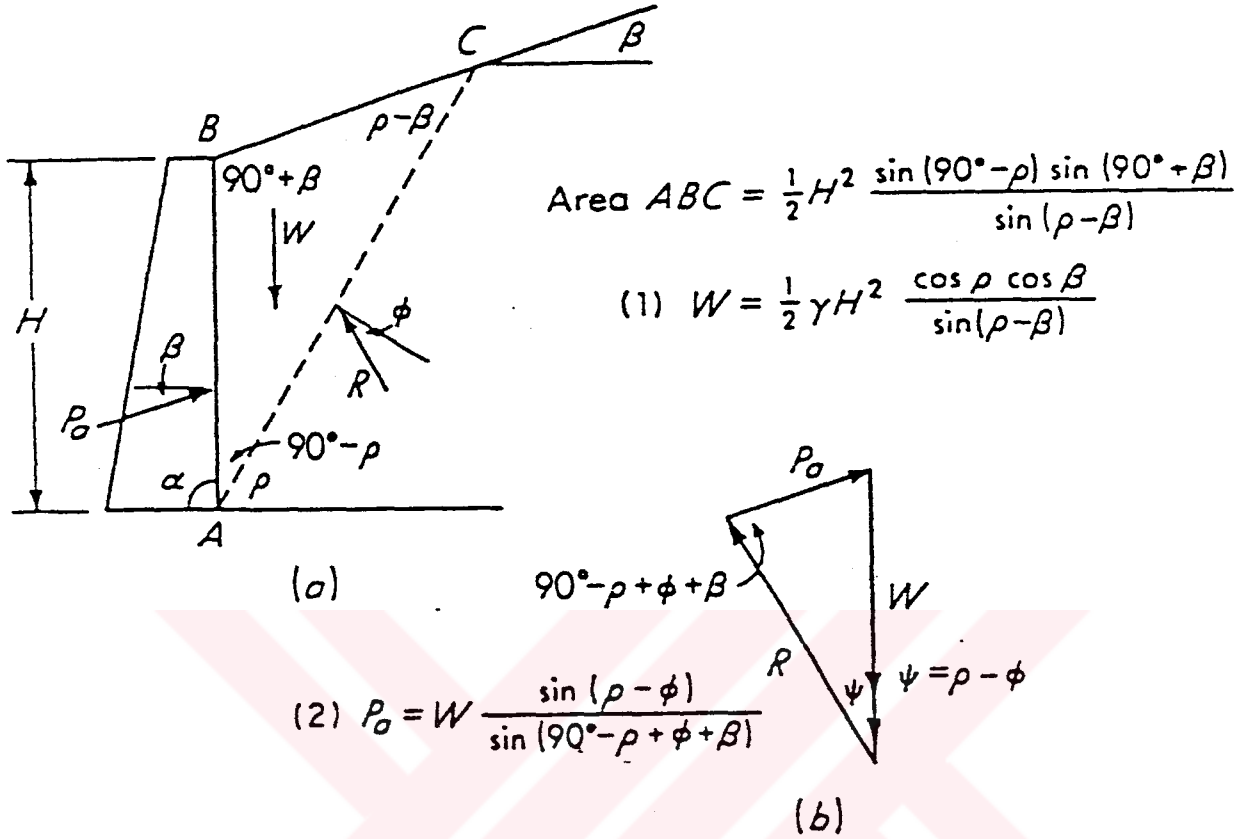


Şekil 3.5 a) Pasif basınçtaki göçme kaması ve etkiyen faktörler;
b) Pasif basıncı oluşturan kuvvet poligonu (Bowles, 1982).

3.2.4 Rankine Zemin Basıncı

Rankine (1857) zemini plastik denge halinde düşünmüş ve Coulomb' la aynı varsayımları yapmıştır. Coulomb' dan farklı olarak Rankine kohezyonu ve duvar sürtünmesini göz önüne

almayarak problemi daha basit hale getirmiştir. Rankine durumu Şekil 3.6' da gösterilmektedir.



Şekil 3.6 a) Rankine çözümü için $\alpha = 90^\circ$ deki zemin sistemi;
b) Rankine çözümünde kuvvet üçgeni (Bowles, 1982).

Şekil 3.6' daki 1 no' lu denklem 2 no' lu denklemde yerine konur ve $dP_a/d\rho = 0$ alınırsa P_a değeri aşağıdaki gibi bulunur.

$$P_a = \frac{\gamma H^2}{2} \cos \beta \frac{\cos \beta - \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}}{\cos \beta + \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}} = \frac{1}{2} \gamma H^2 K_a \quad (3.13)$$

$$K_a = \cos \beta \frac{\cos \beta - \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}}{\cos \beta + \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}} \quad (3.14)$$

$\delta = 0$ olduğunda, duvarda kesme gerilmeleri olmaz ve aktif gerilme P_a ana gerilme durumuna gelir. Bu durum zemin elemanına gerilme analizi yapılarak görülebilir ki bu durumda P_a dolgu eğimine paralel etkir.

Benzerlik sonucu Rankine pasif basıncı da,

$$P_p = \frac{\gamma H^2}{2} \cos \beta \frac{\cos \beta + \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}}{\cos \beta - \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}} = \frac{1}{2} \gamma H^2 K_p \quad (3.15)$$

şeklinde bulunur.

K_p değerleri, Tablo 3.4' de verilmiştir.

Tablo 3.1 Coulomb denklemine göre aktif toprak basıncı katsayısı, K_a

Alfa =90

Beta =0

δ	$\phi =26$	28	30	32	34	36	38	40
0	0.390	0.361	0.333	0.307	0.283	0.26	0.238	0.217
16	0.349	0.324	0.300	0.278	0.257	0.237	0.218	0.201
17	0.348	0.323	0.299	0.277	0.256	0.237	0.218	0.200
20	0.345	0.32	0.297	0.276	0.255	0.235	0.217	0.199
22	0.343	0.319	0.296	0.275	0.254	0.235	0.217	0.199

Alfa =90

Beta =5

δ	$\phi =26$	28	30	32	34	36	38	40
0	0.414	0.382	0.352	0.323	0.297	0.272	0.249	0.227
16	0.373	0.345	0.319	0.295	0.272	0.25	0.229	0.210
17	0.372	0.344	0.318	0.294	0.271	0.249	0.229	0.210
20	0.370	0.342	0.316	0.292	0.270	0.248	0.228	0.209
22	0.369	0.341	0.316	0.292	0.269	0.248	0.228	0.209

Alfa =90

Beta =10

δ	$\phi =26$	28	30	32	34	36	38	40
0	0.443	0.407	0.374	0.343	0.314	0.286	0.261	0.238
16	0.404	0.372	0.342	0.315	0.289	0.265	0.242	0.221
17	0.404	0.371	0.342	0.314	0.288	0.264	0.242	0.221
20	0.402	0.370	0.340	0.313	0.287	0.263	0.241	0.220
22	0.401	0.369	0.340	0.312	0.287	0.263	0.241	0.220

Tablo 3.2 Coulomb denkleminde göre pasif toprak basıncı katsayısı, K_p

Alfa =90

Beta =0

δ	$\phi =26$	28	30	32	34	36	38	40
0	2.561	2.770	3.000	3.255	3.537	3.852	4.204	5.599
16	4.195	4.652	5.174	5.775	6.469	7.279	8.230	9.356
17	4.346	4.83	5.385	6.025	6.767	7.636	8.662	9.882
20	4.857	5.436	6.105	6.886	7.804	8.892	10.194	11.771
22	5.253	5.910	6.675	6.675	8.641	9.919	11.466	13.364

Alfa =90

Beta =5

δ	$\phi =26$	28	30	32	34	36	38	40
0	3.943	3.203	3.492	3.815	4.177	4.585	5.046	5.572
16	5.250	5.878	6.609	7.464	8.474	9.678	11.128	12.894
17	5.475	6.146	6.929	7.850	8.942	10.251	11.836	13.781
20	6.249	7.074	8.049	9.212	10.613	12.321	14.433	17.083
22	6.864	7.820	8.960	10.334	12.011	14.083	16.685	20.011

Alfa =90

Beta =10

δ	$\phi =26$	28	30	32	34	36	38	40
0	3.385	3.713	4.080	4.496	4.968	5.507	6.125	6.841
16	6.652	7.545	8.605	9.876	11.417	13.309	15.665	18.647
17	6.992	7.956	9.105	10.492	12.183	14.274	16.899	20.254
20	8.186	9.414	10.903	12.733	15.014	17.903	21.636	26.569
22	9.164	10.625	12.421	14.659	17.497	21.164	26.013	32.602

Tablo 3.3 Rankine denklemine göre aktif toprak basıncı katsayısı, K_a
($\beta > \phi$ için değerler verilmemiştir)

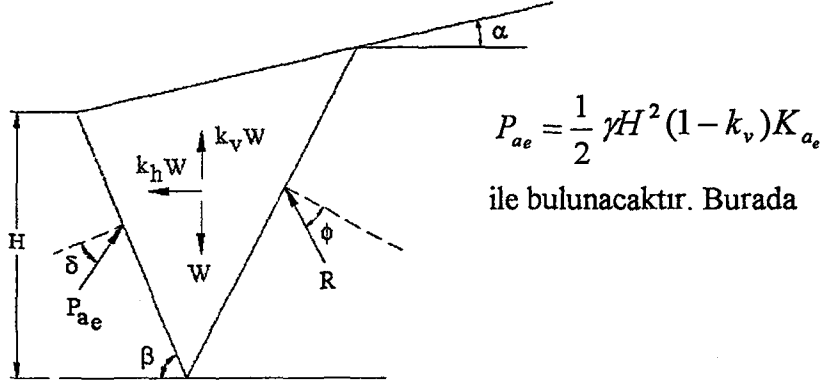
β	$\phi = 26$	28	30	32	34	36	38	40	42
0	0.3905	0.3610	0.3333	0.3073	0.2827	0.2596	0.2379	0.2174	0.1982
5	0.3959	0.3656	0.3372	0.3105	0.2855	0.2620	0.2399	0.2192	0.1997
10	0.4134	0.3802	0.3495	0.3210	0.2944	0.2696	0.2464	0.2247	0.2044
15	0.4480	0.4086	0.3730	0.3405	0.3108	0.2834	0.2581	0.2346	0.2129
20	0.5152	0.4605	0.4142	0.3739	0.3381	0.3060	0.2769	0.2504	0.2262
25	0.6999	0.5727	0.4936	0.4336	0.3847	0.3431	0.3070	0.2750	0.2465
30	0.0000	0.0000	0.8660	0.5741	0.4776	0.4105	0.3582	0.3151	0.2784
35	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.5971	0.4677	0.3906	0.334
40	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.7660	0.4668

Tablo 3.4 Rankine denklemine göre pasif toprak basıncı katsayısı, K_p

β	$\phi = 26$	28	30	32	34	36	38	40	42
0	2.5611	2.7698	3.0000	3.2546	3.5371	3.8518	4.2037	4.5989	5.0447
5	2.5070	2.7145	2.9431	3.1957	3.4757	3.7875	4.1360	4.5272	4.9684
10	2.3463	2.5507	2.7748	3.0216	3.2946	3.5979	3.9365	4.3161	4.7437
15	2.0826	2.2836	2.5017	2.7401	3.0024	3.2925	3.6154	3.9766	4.3827
20	1.7141	1.9175	2.1318	2.3618	2.6116	2.8857	3.1888	3.5262	3.9044
25	1.1736	1.4343	1.6641	1.8942	2.1352	2.8938	2.6758	2.9867	3.3328
30	0.0000	0.0000	0.8660	1.3064	1.5705	1.8269	2.0937	2.3802	2.694
35	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	1.1238	1.4347	1.7177	2.0088
40	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.7660	1.2570

3.3 Deprem İtkisi

Coulomb aktif itki kuramı depremli durumda deprem etkisi de göz önüne alınarak Manonobe-Okabe tarafından geliştirilmiştir. Depremi düşey ve yatay ivme katsayısı k_v ve k_h kama ağırlığı ile çarpılıp depremli durumdaki kuvvetler elde edilmektedir. Depremli durumda gelecek toplam itki,



$$K_{ae} = \frac{\sin^2(\varphi + \beta - \theta')}{\cos \theta' \sin^2 \beta \sin(\beta - \theta' - \delta) \left[1 + \sqrt{\frac{\sin(\varphi + \delta) \sin(\varphi - \theta' - \alpha)}{\sin(\beta - \delta - \theta') \sin(\alpha + \beta)}} \right]^2} \quad (3.16)$$

ve

$$\theta' = \text{tg}^{-1} \left(\frac{k_h}{1 - k_v} \right) \text{ dir.} \quad (3.17)$$

Şekil 3.7 Depremli Durumda Duvarı İtkiler

Deprem yüklerinin büyüklüğünün bilinmesi yanı sıra bu itkinin etkime yerinin bilinmesi güvenlik araştırmasında gerekli olmaktadır. Prakash ve Basavanna (1969) kuramsal olarak aktif itkinin sismik bileşeninin duvar üstünden $H/3$ kadar altta etkimesi gerektiğini göstermiştir. Whitman (1990) model ve gerçek duvarların davranışlarına göre aktif basıncın sismik bileşeninin tabandan $0.6 H$ yukarıda etkidiğini belirtmektedir. Lam ve Martin (1986)' a göre pratik amaçlar için toplam aktif gerilmenin duvar yüksekliği boyunca uniform dağıldığını ve bileşkenin duvarın yarı yüksekliğinde etkidiği varsayılabilir. Bu öneri Amerikan Karayolları tarafından da benimsenmiştir.

Mononobe-Okabe eşitliği hemen tüm dayanma yapıları için kullanılmaktadır. Örneğin ağırlık duvarları, ankrajlı duvarlar, mekanik olarak iyileştirilmiş (donatılı vs) duvarlarda aynı yöntem uygulanabilir. Uygulamada diğer statik benzeşimi uygulamalarda olduğu gibi uygun sismik katsayının seçimi önem kazanmaktadır. Whitman (1990) dayanım yapılarına gelen pik yatay zemin itkisini bulmak için pik zemin ivmesi kullanmak gerektiğini sarsma tablası ve sentrifüj deneyleri sonucunda ileri sürmektedir. Deformasyona izin verilmeyen rijit duvar ve eklentilerinin olduğu durumlarda, kısmen tutulu kenar ayaklarda veya yanıl hareketleri eğik kazıklarla tutulmuş duvarlarda bu yaklaşım uygun olmaktadır. Ancak sınırlı sismik deformasyonlara izin verilen durumlarda ise pik yatay zemin ivmesinin 1/2 veya 2/3 kadarının sismik katsayı olarak alınması tasarım için uygun olmaktadır. Amerikan Karayolları yamaç duraylılığında olduğu gibi düşey ivmenin dayanma yapılarında da göz önüne alınmayabileceğini belirtmektedir. Yürürlükteki Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında yönetmeliğe göre düşeyde serbest konsol olarak çalışan dayanma yapılarında ,

$$c_h = 0.2(1 + I)A_0 \quad (3.18)$$

$$c_v = \frac{2}{3}c_h \quad (3.19)$$

ve yanıl doğrultuda mesnetlenmiş yapılarda bunun 1.5 katının alınması önerilmektedir. Burada A_0 deprem bölgesine göre alınacak etkin yer ivmesi katsayısı (1. bölge için 0.40) , I ise yapı önem katsayısı (1.5 ~ 1.0) dır (Yıldırım, 2001).

4. SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ

4.1. Giriş

Bazı bölgeler buldukları yerler, bölgenin sismolojik geçmişi ve sismoteknik yapısı nedeniyle daha fazla deprem yaşarlar ve gelecekte de daha fazla deprem ile karşılaşma olasılıkları yüksektir. Depremlerin yeri, zamanı, büyüklüğü ve diğer özellikleri önceden kestirilememekle birlikte, bölgelerin sismik potansiyelleri yani faylanma mekanizmaları, zemin koşulları, olası deprem özellikleri belirlenebilmektedir.

Deprem hasarlarını etkileyen önemli parametrelerin bilinmesiyle deprem etkilerini azaltmak ve önlemek mümkün olabilmektedir. Depremler sırasında yapısal hasarı belirleyen faktörler; deprem özellikleri, yerel zemin özellikleri ve yapı özellikleridir (Ansal, 1991). Depremin magnitüdü, süresi ve bölgenin dış merkeze uzaklığı olarak tanımlanabilecek deprem özellikleri yapısal hasar oluşmasında önemli rol oynar. Deprem magnitüdü ve dış merkeze yakınlık ile hasar arasında artan bir ilişki olduğu kabul edilebilir (Ansal, 1991). Depremler sonucu yapılan değerlendirmelerde yapısal hasar ile deprem özellikleri arasında yaklaşık ilişkiler ortaya çıkarılmıştır. Yapısal hasara yol açan ikinci önemli neden bölgenin topoğrafik, jeolojik yapısı ve zemin koşullarıdır. Bu koşulların değişmesi hasar dağılımlarını etkilemektedir. Son depremler ve bunların değerlendirilmesi sonucu bu faktörün çok önemli olduğu ortaya konmuştur (Ansal vd., 1993; Ansal, 1994). Diğer bir faktörde yapısal özelliklerdir. Ülkemizde yaşanan deprem hasarlarına bakıldığında tasarım ve inşaat hataları öne çıkmaktadır (Ersoy, 1993; Okutucu, 1993). Yapılar o bölgede beklenen deprem özellikleri ve yerel zemin koşulları göz önüne alınarak gerektiği gibi yapılsa depremlerden daha az etkilenecekleri kuşkusuzdur. Bütün bu etkilerin göz önüne alınabilmesi için mühendislik tasarımında sayısal verilere gereksinim vardır. Bu sayısal veriler depremselliğin değerlendirilmesi sonucu bulunan deprem özellikleri, aşılma olasılıkları ve hasar görülebilirliğin tahmini olmalıdır. Bir bölgede beklenen deprem özelliklerini bir anlamda deprem tehlikesini değiştirmek mümkün olmayacağına göre deprem hasarının azaltılmasında diğer iki faktörün önemi ortaya çıkmaktadır. Değiştirilememesine rağmen sismik riskin doğru bir şekilde belirlenmesi gerekir.

Sismik tehlike, herhangi bir bölgede ileride meydana gelmesi beklenen sismik aktivitenin istatistik yöntemlerle belirlenmesi ile anlaşılır. Sismik risk ise, herhangi bir bölgede ileride

meydana gelmesi beklenen sismik aktivitenin sonucunda ortaya çıkacak hasarın olasılık yöntemleriyle belirlenmesi ile bulunur. Sismik risk terimi yalnızca depremlerin oluşmasını değil, aynı zamanda depremden dolayı ortaya çıkacak sonuçları da içine almaktadır.

Aynı bölgede inşa edilmiş iki farklı yapı için sismik tehlike aynı iken ikisi açısından sismik risk çok farklı olabilir. Bu farklılık;

- Binanın üzerinde bulunacağı zeminin özelliklerine,
- Yapıların dinamik özelliklerine,
- Yapıların hasar görmesi durumunda ortaya çıkabilecek can ve mal kaybı farklarına bağlıdır.

Sismik risk analizlerinin yapılmasıyla ulaşılabilecek veriler yardımıyla, inşası düşünülen yapının karşılaşması olası depremlerin frekansı ve magnitudüne göre;

- Dizaynı,
- Hesaplama yöntemi,
- Malzeme seçimi,
- Yapım metoduna, karar verilir. (Pampal, 2000)

Bir bölgede depremsellik belirlenirken iki unsur göz önüne alınır. Birincisi bölgeye geçmişte etkilemiş depremler (sismolojik geçmiş), ikincisi bölgede deprem üretebilecek tektonik yapılardır. Sismolojik verilerin uzun dönemlere yayılması ve sismotektonik yapının doğru belirlenmesi daha gerçekçi bir değerlendirme sağlar. Bir bölgedeki sismik riskin değerlendirilmesi için bir seçenek, tanımlanan bir yapı ömrü içinde o bölgede deprem magnitudlerine aşılma olasılıklarının bulunmasıdır. Diğer bir seçenek deprem magnitudlerine göre dönüşüm periyotlarının hesaplanması olmaktadır. Gerçekçi ve güvenilir bir sismik tehlike hesabı için her iki yöntemin de irdelenmesi gerekmektedir. Sismik tehlike hesaplanmasında ilk aşama, incelenen bölgenin etkilenebildiği sınırlar içinde geçmişte olmuş depremlerin magnitudlerine göre dağılımlarının bulunması ve bölgenin depremselliğini yansıtan parametrelerin hesabıdır.

Depreme dayanıklı yapıların tasarlanmasında ve bölgelerin planlanmasında kullanılacak parametrelerin saptanmasında deterministik ve olasılıksal yöntemlere dayanan yöntemler

kullanılmaktadır. Depremlerin oluşmasındaki çeşitli belirsizlikler nedeniyle olayın irdelenmesinde olasılıksal yöntemler tercih edilmelidir. Olasılıksal analiz yöntemleri deterministik analiz yöntemlerine göre jeolojik, sismolojik ve tarihsel verilerin daha gerçekçi göz önüne alınmasını sağlar. Deprem gibi bir doğa olayı değişkenlerin çokluğu ve karmaşıklığı nedeniyle ancak olasılıksal yaklaşımlarla yorumlanmalı yani sonuçlar belli olasılıkla verilmelidir. Deprem mühendisliğinde karşılaşılan en önemli sorunlardan biri belirli zaman aralığında olabilecek depremlerin bir bölgede yaratabileceği etkilerin, özellikle zemin hareketi ile ilgili parametreler için beklenebilecek en büyük değerlerinin saptanmasıdır.

Binaların sismik tasarım düzeylerinin belirlenmesinde, yönetmeliklerin oluşturulmasında, mevcut yapıların sismik güvenliğinin hesaplanmasında, sosyal ve ekonomik aciliyetlerin planlanmasında, sismik risk ve riskin azaltılmasındaki önceliklerin belirlenmesinde olasılıksal yaklaşımlar son yıllarda önem kazanmıştır. Yeni bir karar verme mekanizması olarak Sismik Risk Analizi (SRA) geleneksel deterministik yöntemlere göre olasılıksal bir yaklaşım olarak geliştirilmiştir (EEIR, 1989).

Sismik tehlike analizinde amaç, eskiden oluşmuş depremlere karşı eldeki verileri jeolojik, sismolojik, istatistiksel ve diğer bilgilerle düzenli bir şekilde birleştirerek, göz önünde tutulan bir bölgede beklenecek sismik etkinlik için belirli olasılık değerlerini saptamaktır. Sismik tehlike analizi ile deprem tehlikesinin niceliksel olarak ve deprem mühendisliğinde kolayca kullanılacak parametreler cinsinden ortaya konulması, mühendislik yapılarının sismik yükler açısından tasarlanması ile ilgili kararların rasyonel bir şekilde verilmesine olanak tanır.

Sismik risk ise üç bileşenden oluşmaktadır; riskin hesaplandığı belli süre, kayıpların değerlendirilmesi, belli bir süre boyunca kayıpların tekrarlanma olasılığı. Sismik risk analizinden temel beklenti, belli bir süre için sismik tehlikenin oluşma olasılığını tahmin edecek bir sismik risk analizi ortaya çıkarılmasıdır. Sismik tehlikelerin hemen hepsinde yer hareketleri depremler sırasındaki hasarın ana nedenidir; binaların yıkılması, baraj göçmeleri, heyelanlar ve sıvılaşma yer hareketlerinin doğrudan bir sonucudur. Deprem hasarlarının diğer önemli nedenlerinden biri de temelleri ve boru hatlarını bozan fay hareketleri ve kıyılarda su basmalarına ve zarara neden olan tsunamilerdir. Sismik risk analizi, bölgenin sismik potansiyelini, deprem nedeniyle oluşan yer hareketlerinin gelişigüzel doğasını ve yer hareketlerinin hasar potansiyelini dikkate alır (EEIR, 1989). Kısaca sismik risk analizinin amacı geçmişte meydana gelmiş depremlerle ilgili verileri göz önüne alarak bir bölgede ileride

meydana gelebilecek sismik aktivite için çeşitli olasılık yöntemlerini kullanarak bir risk değeri saptayabilmektir.

4.2. Sismik Tehlike Analizinde Kullanılan Yöntemler

Sismik tehlike analizinde kullanılan yaklaşımlar;

- 1) Tasarımda sismik gözlemlerin gerekliliğine dayanarak, tasarım deprem şiddetinin veya ana şiddet olasılığının tahmin edilmesi.
- 2) Yer hareketi parametrelerinin özellikle pik yer ivmesinin bulunması,
- 3) İncelenen bölgeye uygun belirli bir periyot aralığına göre ivme davranış spektrumunun belirlenmesi,
- 4) Yer hareketinin süresinin ve sismik geçmişinin tespiti, aşamalarını içerir.

Sismik risk analizi ise;

- 1) Potansiyel sismik kaynakların bölgenin belirlenmesi,
- 2) Sismisite parametrelerinin belirlenmesi,
- 3) Deprem oluş modellerinin seçilmesi,
- 4) Azalım ilişkilerinin belirlenmesi,
- 5) Bölge merkez alınarak 150 - 250 km. çapındaki alanda aşılma olasılığını hesaplanması, adımlarını içerir.

Gelecekte olası depremlerin tahmin edilmesinde, sismik verilerin ve deprem kaynak mekanizmasının belli olduğu sismik bölgeler için çeşitli yöntemler mevcuttur. Tahminin doğruluğu kaynak mekanizmasının geoteknik verilerine ve tarihsel sismik verilerin zenginliğine bağlıdır (Tezcan, 1994). Bir bölge için sismik tehlike analizi yapılmadan önce ilk olarak o bölge ile ilgili sismik veriler, jeolojik bilgiler ve geoteknik faktörler belirlenmelidir (Cornell, 1968). Sismik veriler tarihsel ve aletsel olmak üzere ikiye ayrılır. Tarihsel dönem deprem katalogları aletsel sismolojinin başladığı 1900 yılına kadar olan ve yalnızca yaptıkları hasar veya hissediliş derecelerine göre belirlenmiş ve hasar dereceleri genellikle Mercalli Şiddet Cetveli'ne göre verilmiş depremleri içermektedir. Ayrıca tarihsel depremlere ait magnitüd bilgileri makrosismik gözlemlere dayandığından ve genelde bu gözlemler yeterince açık olmadığından yorumcuya göre değişebilen büyük belirsizlikler içerir. Bu kataloglarda belirli bir magnitüdden daha küçük magnitüdü depremler eksik olmakla beraber kayıtlardaki düzensizliklerden doğan boşluklar da bulunmaktadır. Aletsel dönem katalogları ise 1900 yılından günümüze kadar olan ve hem aletsel hem de gözlemsel olarak belirlenebilmiş

depremleri içermektedir. Bu kataloglar da kullanılan aletlerin algılama kapasitelerine ancak belirli bir magnitüden daha büyük depremler için tamam sayılabilmekte ve aletsel problemlerden kaynaklanan boşluklar içermektedir. Skipp (1995)'e göre gelecek 50 yıl içerisindeki depremlerin tahmininde geçmiş 100 yıllık deprem verileri kullanılarak yapılan istatistiksel tahmin en iyi sonucu vermektedir.

Sismik tehlike analizinin ilk modeli Cornell (1968). tarafından ortaya konmuştur. Modelde çizgi, nokta ve alan gibi farklı sismik kaynaklar için sismik risk analizi yöntemleri önerilmektedir. Bilgisayar programları kullanılarak da çeşitli araştırmacılar tarafından çeşitli bölgeler için tehlike analizleri yapılmıştır. Algermissen ve Perkins, A.B.D.'de geçmişte yaşanmış depremlerden bulunan maksimum yer ivmelerine göre harita oluşturularak. Cornell yöntemini uygulamışlardır (Skipp, 1995). Mortgat, sismik risk haritası için Bayes modeli önermektedir. Çalışmasında geniş bölgeler için sismik risk haritaları oluşturmayı amaçlamış, batma bölgelerini düzlem üçgen ve trapez alanlar olarak göz önüne alan bir yöntem önermiştir. Deprem oluşum modeli olarak Poisson modeli, magnitüd frekans ilişkisi için standart logaritmik Gutenberg-Richter ilişkisi yerine Woodward-Clyde, belirli bir magnitüdün altındaki magnitüdlere oluş zamanları için Poisson modeli, bu magnitüdlere üzerindeki magnitüdlere için ise Yarı-Markov modeli ile hesaba dayanan bir yaklaşım önermektedir. Woodward-Clyde tarafından geliştirilen diğer bir program ise standart Gutenberg-Richter ilişkisini ve Poisson modelini geçici oluşumlara uyarlamaktır (Skipp, 1995).

4.2.1. Gutenberg-Richter Yöntemi

Gutenberg ve Richter gelecekte olabilecek depremlerin magnitüdlерinin hesaplanmasında, geçmişte meydana gelmiş bütün depremleri hesaba katan bir istatistiksel yöntem önermiştir. seçilmiş bir sismik bölge için sismik veri kayıtlarının yeterli bilgiler içerdiği kabul edilerek, geçmişte meydana gelmiş bütün depremlerin istatistiksel bir sınıflandırması yapılır. Sismik geçmiş içinde belli periyotta belli bir eşik magnitüdün üzerinde olan magnitüdlere (M) küçükten büyüğe doğru sıralanır ve her magnitüdün karşısına bu magnitüd ve üzerinde kaç tane (N) olduğu belirtilir. Logaritmik düşey ekseninde (N) değerleri, yatay ekseninde magnitüd (M) değerleri alınır, bu koordinatların gösterdiği veri noktalarından geçen en yakın doğru parçasının denklemi;

$$\text{Log } N = a - b.M$$

(4.1)

şeklinde ifade edilebilir. Bu bağıntıda N_1 belli bir (M_1) magnitudünde ve bundan daha küçük depremlerin toplam sayısıdır. a ve b regresyon katsayıları olup En Küçük Kareler Yöntemi ile bulunurlar. (4.1) eşitliği ile verilen Richter formülü, incelenen T_2 yıllık sismik gözlem periyoduna karşılıktır. T_1 yıllık sismik yeni bir periyot göz önüne alınırsa, iki grup arasında,

$$N_1 / N_2 = T_1 / T_2 \quad (4.2)$$

Şeklinde bir ilişki kurulabilir. Yapılan kabulde belli M_1 magnitudüne eşit veya daha büyük depremlerin sayısı ile zaman periyodu arasında bir oran vardır. Zaman periyodu büyüdükçe deprem sayısı da artar. (4.2) eşitliğinde her iki tarafın logaritması alınıp düzenlenirse,

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

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

$$\log N_1 = a - b.M + \log (T_1 / T_2) \quad (4.3)$$

elde edilir. T_1 veya T_2 yeni çalışma periyotları için (4.3) bağıntısı kullanılmalıdır. T_2 yıllık gözlem periyodunda sismik veriler için regresyon analizi tamamlandıktan sonra (4.2) ve (4.3) no'lu denklemlerden aşağıdaki sonuçlar çıkarılabilir;

- 1) T_2 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum olası magnitud, (4.1) eşitliğinde $N = 1$ konularak,

$$M_{\max} = a / b \quad (4.4)$$

elde edilir.

- 2) Maksimum olası deprem magnitudü M_{\max} için dönüş periyodu T_2 yıldır.

- 3) T_2 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum deprem sayısı N_2 (4.1) eşitliğinde $M = 0$ konularak,

$$N_2 = 10^a \quad (4.5)$$

elde edilir.

- 4) Herhangi yeni T_1 yıllık bir periyotta maksimum olası magnitüd değeri (4.3) no'lu bağıntıdan, $N=1$ konularak,

$$M_{\max} = [a + \log (T_1/T_2)] / b \quad (4.6)$$

şeklinde elde edilir.

- 5) Her yıl meydana gelen (dönüş periyodu $T_1=1$ yıl) ortalama magnitüd değeri (4.6) eşitliğinde $T_1 = 1$ konularak,

$$M_m = (a - \log T_2) / b \quad (4.7)$$

şeklinde bulunur.

- 6) Maksimum magnitüd (M_d), için dönüş periyodu (T_d), (4.3) no'lu bağıntıda $N_1=1$ yazılarak

$$T_d = 10^{(\log T_2 - (a-b.M_d))} \quad (T_1 = T_d) \quad (4.8)$$

bağıntısından hesaplanabilir.

- 7) M_d magnitüde bir depremin bir yıl içinde meydana gelme olasılığı ise,

$$R = pr = 1 / T_d \quad (4.9)$$

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

4.2.2 Gumbel Yöntemi (Yıllık Maksimum Değerler Metodu)

Tarihsel dönem deprem kataloglarında (1900 yıl öncesi) verilerin yetersizliğinden dolayı eksiklikler içermektedir. Gumbel yöntemi katalog bilgilerinin eksikliğini gidermek ve bir yıl içinde meydana gelen depremlerin en şiddetli olanından geri kalanlarının sonuçlarına etkisini

ortadan kaldırmak amacı ile, sadece yıllık en şiddetli deprem magnitudünü esas alacak şekilde geliştirilmiştir. Gumbel tarafından önerilen ekstrem değerler yöntemi ile ekstrem olayların dağılımları ve bu olayların tekrar oluş zamanları güvenilir şekilde hesaplanabilir (Knopoff ve Kagan, 1977). Gumbel Yöntemi'nde;

$N(M)$: Belli bir M değerine eşit yada büyük deprem sayısı,

$f(M)$: M magnitudünde bir depremin gruptaki diğer bütün depremlere göre relatif frekansı,

$G(M)$: Magnitudlerin dağılım fonksiyonu, M veya daha küçük deprem oluşumlarının eklenik relatif frekansı,

$R(M)$: M veya daha büyük deprem oluşumlarının olasılığı,

olacak şekilde hesaplanması gereken 4 farklı magnitud fonksiyonu vardır.

Frekans fonksiyonu $f(M)$ ise,

$$f(M) = J / (N_0 + 1) \quad (4.10)$$

şeklinde hesaplanır. Bu eşitlikte N_0 , ele alınan toplam deprem sayısı, basit olarak sismik gözlem periyodundaki yıl sayısıdır.

Eklenik frekans $G(M)$ frekans fonksiyonu $f(M)$ değerleri yukarıdan aşağıya toplayarak elde edilir. Yıllık maksimum şiddetli deprem magnitudlerinin dağılımı Gumbel (1958) tarafından,

$$G(M) = \exp(-\alpha \cdot \exp(-\beta \cdot M)) \quad (4.11)$$

bağıntısı ile verilir. Burada M , deprem magnitudü; α , β ise regresyon katsayıları, $G(M)$ ise bir yılda magnitudü M 'den büyük depremlerin aşılma olasılığıdır. Aşılma olasılığı,

$$R(M) = \Pr(M) = 1 - G(M) \quad (4.12)$$

şeklinde tanımlanır. Burada $R(M)$, magnitudü M 'den büyük bir depremin aşılma olasılığıdır.

Regresyon katsayılarını bulmak için, önce her yılda bir meydana gelen en şiddetli deprem magnitudü saptanır. Daha sonra, Gumbel dağılım sayılarını bulmak için depremler en küçük magnitudüden başlamak üzere gittikçe büyüyen sıraya dizilerek, herbirinin karşısına tekerrür

sayıları, frekansları ve kümülatif Gumbel dağılımları yazılır. Log N ile M magnitüdlerini temsil eden doğru parçasının,

$$\text{Log } N = a - b \cdot M$$

Denklemine ait a ve b regresyon katsayıları en küçük kareler yöntemi ile hesaplanır. Gumbel ve Richter formülasyonlarının korelasyonu (4.11) bağıntısının her iki tarafının iki kare doğal logaritması alınarak,

$$\ln - (\ln G) = \ln \alpha - \beta \cdot M$$

elde edilir. Her iki taraf $\log(e)$ ile çarpılarak 10 tabanına göre,

$$\log (-\ln G) = \log \alpha - \beta (\log e) \cdot M$$

şeklinde dönüştürülür. Buradan,

$$N = -\ln G \quad (4.13)$$

$$a = \log \alpha \quad (4.14)$$

$$b = \beta \cdot \text{Log } e \quad (4.15)$$

yerine konularak,

$$\log N = a - b \cdot M$$

Gutenberg - Richter eşitliği elde edilmiş olur. Gutenberg - Richter ve Gumbel yöntemleri arasında (4.14) ve (4.15) bağıntılarından,

$$\alpha = 10^a \quad (4.16)$$

$$\beta = b / \log e \quad (4.17)$$

$$N = \alpha \cdot \exp(-\beta \cdot M) = -\ln G \quad (4.18)$$

matematiksel ilişkileri elde edilir. Bu sonuçlardan hareketle,

1) Her yıl meydana gelen ortalama magnitüd değeri,

$$M_m = M_{\min} + 1 / \beta \quad (4.19)$$

ile hesaplanır.

2) En sık meydana gelen yıllık magnitüd,

$$M_{m,\max} = (\ln \alpha) / \beta \quad (4.20)$$

şeklindedir. Bu değere modal maksimum denir, bu magnitüdün tekrarlama periyodu bir yıldır. Modal maksimum magnitüdün değerini bir yıllık baz süre içindeki deprem sayısını veren (4.1) denkleminde $N = 1$ koymak suretiyle de bulunabilir.

3) İncelemeye konu olan sismik gözlem periyodu T_r yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd, başka bir deyişle tekrarlama periyodu T_r olan magnitüd,

$$M_{m,\max} = (a + \log T_r) / b \quad (4.21)$$

elde edilir. Hesaplar birer yıl içindeki maksimum deprem yerine, dönüş periyodu T_d yıl olan depremler için yapılsaydı, $T_d = 1$ yıl yerine T_d yıl konulmalıydı. Dönüş periyodu T_d olan, magnitüdü M veya daha büyük depremlerin sayısı N için,

$$N = T_d \cdot \alpha \cdot \exp(-\beta \cdot M) \quad (4.22)$$

$$N = -\ln G = -\ln (\exp (\alpha \cdot T_d \exp (-\beta \cdot M))) \quad (4.23)$$

yazılır.

4) Yıllık aşılma olasılığı, R , seçilen " M " magnitüde veya daha büyük bir depremin aşılabilme ihtimalidir. Yıllık aşılma olasılığı, Gumbel dağılımının 1'den farkı olup,

$$R = 1 - G = 1 - \exp(-\alpha \cdot \exp(-\beta \cdot M)) \quad (4.24)$$

şeklindedir.

5) Yıllık olasılığın tersi, depremin tekrarlama periyodu olan,

$$T_r = 1 / R \quad (4.25)$$

değerini verir. Yıllık aşılma olasılığı değeri, R bilindiği takdirde bu aşılma olasılığına karşılık gelen magnitüd değeri,

$$M = (1 / \beta) \cdot \ln(\alpha / -\ln(1 - R)) \quad (4.26)$$

İfadesinden bulunabilir.

6) T_d yıllık periyotta meydana gelebilecek maksimum magnitüd,

$$M_{\text{maks}} = (\ln \alpha \cdot T_d) / \beta \quad (4.27)$$

ifadesinden bulunabilir.

Aynı şekilde, ekonomik ömrü T_d yıl olan bir yapının ömrü içinde meydana gelebilecek ve magnitüdü M veya daha büyük depremlerin meydana gelme ihtimalini veren,

$$R = 1 - \exp(-\alpha \cdot T_d \cdot \exp(-\beta \cdot M)) \quad (4.28)$$

Bağıntısında, $(-\beta \cdot M) = \alpha \cdot T_r$ konursa, yıllık aşılma olasılığı değeri ile yapının ekonomik ömrü ve maksimum magnitüdün tekrarlama periyodu arasındaki,

$$R = 1 - \exp(-T_d / T_r) \quad (4.29)$$

Bağıntısı bulunur. Buradan yapı ekonomik ömrü T_d biliniyorsa, maksimum tekrarlama periyodu T_r (4.29)' dan,

$$T_r = - T_d / (\ln (1 - R)) \quad (4.30)$$

olarak bulunur. Örneğin yıllık aşılma olasılığı $R = 0.15$ olan bir depremin $T_d = 50$ yıllık bir yapı ömrü için maksimum tekrarlama periyodu $T_r = 308$ yıldır.

4.2.3 Poisson Yöntemi

Deprem oluşumları zaman içinde rassallık gösterdiği için geçmişteki depremler kullanılarak gelecekteki depremlerin tahmininde kullanılan diğer bir yöntem Poisson dağılımıdır. İlk olarak Lomnitz (1966) tarafından büyük depremlerin oluşumu için Poisson yöntemini kullanmıştır. Poisson dağılımının üç temel özelliği vardır:

a) Bağımsızlık; Δt küçük bir zaman aralığı olsun. t zamanından $t+\Delta t$ zamanına kadar oluşan olayların sayısı $N(t, t+\Delta t)$ olsun. t den önceki herhangi bir zaman ise τ ile gösterilirse, $N(t, t+\Delta t)$, $N(\tau, \tau+\Delta \tau)$ den bağımsızdır. Bu özellik olayların gerçekleşmesinin tamamen raslantı sonucu olduğunun ifadesidir.

b) Düzenlilik; Olayların zaman içinde geniş geniş bir biçimde yayılması ve iki veya daha fazla olayın aynı anda gerçekleşme olasılığının sıfıra gitmesidir. Buna göre, olayların tek tek oluştuğu varsayılır.

c) Kararlılık; Oluşumların birim zamandaki ortalama sayısı λ 'ya dağılım oranı denir.

Eğer λ zamanın bir fonksiyonu değilse, dağılım kararlılık özelliğine sahiptir. Başka bir deyişle, zaman eksenini boyunca herhangi bir elemanter bir aralık için bir oluşumun gerçekleşme olasılığı tamamen aynıdır. Poisson dağılımı matematiksel olarak,

$$P(N,t) = ((\lambda \cdot t)^N \cdot e^{-\lambda t}) / N! \quad (4.31)$$

ifade edilir. Bu bağıntı, olasılık yoğunluk fonksiyonu olup, birim zamanda n tane olayın gerçekleşme olasılığını verir. Burada, λ , birim zamandaki deprem sayısıdır. deprem

oluşumlarının Poisson dağılımıyla verilebilmesi için yukarıdaki özellikleri göstermesi gerekmektedir. Deprem oluşumlarının birbirinden bağımsız oldukları kabul edilir. İki veya daha fazla olayın ortaya çıkması birbirine bağlı değilse bu olaylar bağımsız olaylardır. Doğada, tam olarak, birbirinden bağımsız olay yoktur. Fakat, ard arda oluşan olaylar arasındaki etkileşim ihmal edildiği zaman, bağımsızlığı bir sınır koşulu olarak düşünmek bazı problemlerin çözümünde kolaylık sağlar. Örneğin artçı şok ana şoktan bağımsız düşünülemez gibi, büyük depremlerin zaman serileri birbirinden bağımsız sayılabilirler. Deprem oluşumlarının bağımsızlık özelliği, bunların gelişigüzel ortaya çıktıklarını betimler. Bu nedenle, depremlerin periyodik kuvvetlerin etkisiyle oluşmadıkları, örneğin Güneş, Dünya ve Ay'ın periyodik konumlardaki çekim kuvvetleri ile deprem oluşumları arasında bir paralellik bulunmadığı varsayılmıştır. Depremlerin belli bir zaman aralığındaki sayısının sabit olduğu varsayılır. Dolayısıyla, herhangi bir aralık için, deprem oluşumunun meydana gelme olasılığı değişmez. Bu özellik, oluşumların zamandan bağımsız ve bölgenin sismik etkinliğinin sürekli bir zaman aralığı boyunca aynı kaldığı varsayımına dayandırılmıştır. Deprem sayıları yıllara göre düzenlenerek depremlerin yıllık sayılarının gerçek dağılımı hesaplanabilir ve hesap sonucu Poisson dağılımı ile karşılaştırılabilir. buradan (4.31) no'lu denklem depremlerin zaman içinde Poisson dağılımına uyduğu,

$$Pr = (h^r \cdot e^{-h}) / r! \quad (4.32)$$

bağıntısı ile ifade edilir. Burada h depremlerin yıllık ortalama sayısıdır. gerçek dağılım ise,

$$Pr = n_r / \sum n_r \quad (4.33)$$

şeklinde olup, n_r ; r sayıdaki depremlerin yıllık oluşumlarıdır. Her iki dağılımda r, bir yılda olan depremlerin sayısıdır.

Poisson yönteminde kümülatif frekans dağılımı, (t zaman aralığında N veya daha fazla deprem bulunma olasılığı)

$$Pr(N,t) = \sum (\lambda \cdot t)^k \cdot e^{-\lambda \cdot t} / k! \quad (4.34)$$

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

$$P(t) = -\lambda \cdot e^{-\lambda \cdot t} \cdot dt \quad (4.35)$$

Burada P, iki deprem arasındaki verilen bir zaman aralığının, (t, t+dt) zaman aralığı içerisine düşme olasılığıdır. Buna karşılık gelen kümülatif dağılım fonksiyonu,

$$F(t) = 1 - e^{-\lambda \cdot t} \quad (4.36)$$

şeklindedir. F(t), iki deprem arasındaki verilen bir zaman aralığının t ve daha az olma olasılığıdır.

Verilen bir zamanda, magnitüdlere verilen M_1 değerinden büyük veya ona eşit olan depremlerin yıllık ortalama sayısı $n(M / M_1)$, ve sismik risk değerleri hesaplanabilir. M magnitüdüne eşit yada büyük depremlerin toplam sayısı Gutenberg - Richter tarafından verilen (4.1) bağıntısından,

$$N(M) = 10^{a - b \cdot M} \quad (4.37)$$

şeklinde yazılabilir. Bu bağıntı incelenen zaman periyodu T ile bölünürse,

$$N(M) / T = 10^{a - b \cdot M} / T \quad (4.38)$$

elde edilir. Her iki tarafın logaritması alınarak,

$$\text{Log}(N(M) T) = a - b \cdot M - \text{log}T \quad (4.39)$$

ve belli M magnitüdüne eşit yada daha büyük depremlerin yıllık kümülatif sayısı (4.39) bağıntısından,

$$n(M / M_1) = 10^{a - b \cdot M - \text{log}T} \quad (4.40)$$

şeklinde elde edilir. Sismik risk değeri, diğer bir deyişle belirli bir T periyodunda magnitüdü verilen bir M değerinden daha büyük yada daha fazla yıkıcı depremlerin oluş ihtimali,

$$R(M) = 1 - e^{-n \cdot (M) \cdot T} \quad (4.41)$$

bağıntısından bulunur. Çalışma periyodu içerisinde meydana gelen depremlerin magnitüd ortalaması,

$$M_m = \Sigma M_i \cdot N_i / \Sigma N_i \quad (4.42)$$

bağıntısından hesaplanabilir.

Poisson verilerinin deprem modeli ile uyumlu olup olmadığının araştırılması için değişik istatistiksel testlerden yararlanılabilir. Türkiye'nin çeşitli bölgeleri için Poisson modelinin uygunluğu Gülkan ve Gülpınar (1977), Gülpınar (1978) tarafından incelenmiştir. Gözlenen geçmiş deprem kayıtlarında artçı depremler ayıklandığında, geriye kalan büyük magnitüdü ana şoklar için Poisson sürecinin geçerli bir varsayım olduğu görülmüştür. Poisson varsayımının başlıca eksikliği depremler büyük bir ana şok etrafında toplanma eğilimlerini içermemesidir (Yüce, 1982).

4.2.4 Weibull Yöntemi

Yönyemi, Weibull (1951), kalite kontrolü, binaların ekonomik ömrü ve fabrika üretimi ile ilgili olarak kullanmış, pratik sonuçlar elde etmiştir. Yer kabuğundaki birim deformasyonların zaman içerisinde doğrusal olarak arttığı kabul edilirse, belli bir süre sonra deprem oluşumu kaçınılmazdır. Fabrikasyon ürünlerin ekonomik ömrü bu tür bir kalite - kontrol yöntemi ile denetlenebiliyorsa buradan hareketle yer kabuğunun ekonomik ömrü de nihai kabuk birim deformasyonların istatistikleri ele alınarak çözümlenebilir (Hagiwara, 1974). Günümüzde kalite - kontrol araştırmalarında geniş kullanım alanı bulunan bu yöntem deprem oluşumlarının araştırmalarında Hagiwara (1974), Rikitake (1975) ve Işıkara (1984) tarafından kullanılmıştır. Weibull yöntemi deprem oluşları arasında geçen t_1 zaman aralıklarını dikkate alır. Weibull yoğunluk fonksiyonu,

$$f_i(t) = \mu \cdot \gamma \cdot t^{(\gamma-1)} \cdot \exp(-\mu \cdot t^\gamma) \quad \mu, \gamma \geq 0 \quad (4.43)$$

şeklinde tanımlanmıştır. Dağılım fonksiyonu ise,

$$F_T(t) = 1 - \exp(-\mu \cdot t^\gamma) \quad \mu, \gamma \geq 0 \quad (4.44)$$

şeklindedir. Bu bağıntılarda μ ölçek, γ ise şekil parametresi olup dağılımlardan bulunur. Küçük zaman aralıkları Δt olsun. t ile $t+\Delta t$ zaman aralığında deprem olma olasılığı, depremin t zamanından önce olmaması koşulu ile $\lambda(t)$. Δt ile belirlenir. Burada $\lambda(t)$ tehlike oranı olup,

$$\lambda(t) = f_T(t) / (1 - f_T(t)) \quad (4.45)$$

şeklinde tanımlanır. (4.44), (4.45) bağıntılarından,

$$\lambda(t) = \mu \cdot \gamma \cdot t^{(\gamma-1)} \quad (4.46)$$

olarak elde edilir. (4.46) bağıntısından da görüleceği üzere şekil parametresinin (γ) değişimi ile tehlike oranı $\lambda(t)$ zamanla artar veya azalır. $\gamma = 1$ olduğu zaman $\lambda(t)$ sabit bir değere eşit olup Poisson dağılımını verir (Yüksel ve Khalili, 1989).

Weibull dağılımının saptanmasında grafik yöntem kullanıldığı taktirde dönüşüm için gerekli olan değişken,

$$G = \ln(\mu \cdot T^\gamma) \quad (4.47)$$

şeklinde tanımlanmıştır. Dağılım fonksiyonu ise (4.47) bağıntısından,

$$F_G(G) = 1 - \exp(-\exp(G)) \quad (4.48)$$

şekline dönüşür. t_i i'ninci zaman aralığı olmak üzere,

$$G_i = \ln \mu + \gamma \cdot \ln t_i \quad (4.49)$$

Doğrusal hale dönüşür. Bağıntıda yer alan μ ve γ En Küçük Kareler Yöntemi ile hesaplanır. R , olabilirlik yada geçerlilik fonksiyonu (reliability function) (4.48) no'lu denklemden,

$$R = 1 - F_G(G) \quad (4.50)$$

$$G_i = \ln \ln (1 / R) \quad (4.52)$$

elde edilir. μ ve γ parametrelerinden yararlanılarak aşılma olasılığı bağıntısı,

$$P = 1 - \exp(-\mu \cdot t^\gamma) \quad (4.52)$$

şeklinde bulunur. (4.52) bağıntısından, r yineleme periyodu, D tasarım periyodu ve $B = r / D$ boyutsuz parametreleri kullanılarak,

$$P = 1 - \exp(-(1 / B)^\gamma) \quad (4.53)$$

şeklinde yazılır. Yineleme periyodu μ ve γ parametreleri cinsinden,

$$r = (1 / \mu)^{1/\gamma} \quad (4.54)$$

yazılabilir.

4.3. Sonuçlar

Sismik tehlike analizlerinde birtakım belirsizlikler bulunmaktadır. Bu belirsizlikler üç grupta toplanabilir; Depremlerin şiddet, zaman ve yer bakımından gösterdikleri rastlantısallık, bölgenin sismik ve geometrik parametre değerlerinin yetersiz verilerinden kaynaklanan belirsizlikler ve kullanılan modellerdeki yaklaşımların meydana getirdiği belirsizlikler

Gerçekçi bir analiz için bu belirsizliklerin sismik tehlike analizine katılması gerekir. Bir bölgede deprem tehlikesinin bulunması ile ilgili yöntemlerin olasılıksak kurumlar çerçevesinde geliştirilmesi ve niceliksel bir ölçü ile ifade edilmesi gerekliliğinden ortaya çıkan sismik tehlike analizlerinde, sadece depremlerin şiddet, zaman ve yer bakımından gösterdikleri rassallık göz önünde tutulmuştur. Oysa sismik tehlike analizi için gerekli olan sismik ve geometrik parametreler kısa bir gözlem süresine dayanan yetersiz verilerden bulunduğundan, kesin olmayıp bir belirsizlik taşırlar. Parametrelerin tahmin edilmesindeki belirsizliklerin yanında, kullanılan modellerdeki yaklaşımlar ve basitleştirici varsayımlardan

doğan hatalar da önemli yer tutar. Yeterli bir sismik tehlike analizi için söz konusu hataların da göz önüne alınması gerekmektedir.



5. YILLIK MAKSİMUM DEĞERLER METODU İLE İZMİR SİSMOTEKTONİK YÖRESİ RİSK ANALİZİ

5.1 Giriş

Depremselliğin önemli unsurlarından olan sismik aktivite depremlerin oluşumu ile doğrudan ilişkilidir. Bu bölümde yurdumuzda deprem riski yüksek bölgelerimizden biri olan İzmir bölgesi ele alınmıştır ve yapılan analizlerde 37.0° N - 40.0° N enlemleri ile 26.0° E - 29.0° E boylamları arasında kalan bölge İzmir Sismoteknik Bölgesi olarak kabul edilmiştir. Bu bölgede aletsel deprem kayıtları incelenerek Gumbel Yöntemi (Yıllık Maksimum Değerler Metodu) ile sismik tehlike analizi yapılmıştır. Adı geçen bölge sismik etkinliği yüksek ve buna ek olarak nüfus yoğunluğu en yüksek olan bölgeler arasında yer almaktadır. Bölgenin çeşitli belgelere dayanan tarihsel deprem kayıtları olmasına karşın, kayıtlarda sadece büyük can ve mal kaybına yol açan ve yerleşim merkezlerine yakın olan bölgeler yer almaktadır. 1900 yılından itibaren aletsel kayıtlar alınmaya başlanmış, böylece daha sağlıklı gözlemler yapılabilmektedir. 1900 yılından önce meydana gelmiş depremler 100'er yıllık periyotlar halinde İzmir Sismoteknik Bölgesi için incelenmiş ve deprem sayıları arasında büyük farklılıklar görülmüştür. Bu bölgenin sismisitesi tarih boyunca büyük farklılıklar göstermediğine göre, deprem sayıları arasındaki farklılık yukarıda belirtildiği üzere kayıtların tam tutulmamasından ileri gelmektedir. Bu nedenle, çalışmada 1900 yılı sonrası aletsel dönem kayıtları kullanılmış, tehlike analizi 99 yıllık zaman periodu için yapılmıştır.

İzmir bölgesi sismotektonik yöresi için 1817 - 1999 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin maksimum değerleri Kandilli Rasathanesi Türkiye Deprem Veri Kataloğu; Tezcan, Acar ve Çivi (1979); Tabban (1970); Öcal (1968); Ergin, Güçlü ve Uz (1967); Alsan Tezuçan ve Bath 'ın (1975) çalışmalarından alınan bilgiler doğrultusunda tespit edilmiştir.

5.2. Gumbel Yöntemi Uygulamaları

İzmir bölgesi için Bölün X' de anlatılan Gumbel Yöntemi ile analiz yapılmıştır.

Tablo 5.1 İzmir Sismoteknik Bölgesinde 1900 - 1999 yılları arasında meydana gelen depremlerin yıllık maksimum magnitüd değerleri

YIL	N	E	M
1901	38,12	27,42	5,00
1902	37,48	27,54	4,00
1903	39,00	28,00	5,50
1904	37,42	26,54	6,20
1905	39,36	27,54	5,00
1906	37,30	28,00	4,20
1907			4,00
1908	38,12	27,42	5,30
1909	38,00	26,30	6,00
1910	37,48	28,42	5,30
1911			4,00
1912			4,00
1913			4,00
1914	40,00	26,00	4,50
1915			4,00
1916	38,12	26,12	4,70
1917	37,00	26,00	4,70
1918	37,48	27,18	5,20
1919	39,15	26,42	7,00
1920	37,53	28,21	5,70
1921	38,48	26,30	5,20
1922	37,30	29,00	5,20
1923	38,00	29,30	4,60
1924	39,36	27,42	5,40
1925	38,60	29,48	5,90
1926	37,90	29,36	6,40
1927	37,30	27,30	4,50
1928	38,10	27,48	6,50
1929	38,00	29,30	4,50
1930	38,36	26,12	4,50
1931	39,90	26,20	5,30
1932			4,00
1933	38,11	29,47	6,00
1934	39,30	26,00	4,30
1935			4,00
1936	37,26	29,26	5,00
1937	38,41	27,46	5,40
1938	40,10	27,52	5,00
1939	39,40	26,56	6,60
1940	38,30	27,12	4,30
1941	37,70	28,30	6,50
1942	39,33	28,34	6,10
1943	37,00	27,24	5,20
1944	39,28	26,33	6,80
1945	37,54	29,00	4,70
1946			4,00
1947			4,00
1948	38,28	28,56	4,90
1949	38,34	26,17	6,60

YIL	N	E	M
1950	39,43	28,30	5,10
1951			4,00
1952	39,36	28,38	5,40
1953	39,59	27,21	7,20
1954	37,46	27,70	5,20
1955	37,38	27,15	6,80
1956	39,21	26,24	5,40
1957	36,25	28,40	7,10
1958	38,16	28,11	4,60
1959	38,53	26,39	5,30
1960	37,43	27,48	4,80
1961	37,52	28,46	5,40
1962	39,34	28,10	4,50
1963	37,57	29,80	5,50
1964	37,24	29,53	5,50
1965	37,51	29,19	5,70
1966	37,45	27,42	5,40
1967	37,13	29,30	4,90
1968	38,48	29,60	5,00
1969	38,33	28,27	5,90
1970	39,12	29,30	6,00
1971	39,30	29,42	5,70
1972	39,19	29,28	5,30
1973	37,19	29,45	4,50
1974	38,33	27,13	5,20
1975	37,41	27,18	4,30
1976	37,48	28,48	5,30
1977	38,24	27,11	5,30
1978	37,28	28,51	4,90
1979	39,39	28,39	5,20
1980	37,00	28,48	5,00
1981	37,40	29,46	4,60
1982	39,19	28,15	4,90
1983	40,19	27,12	5,50
1984	37,12	28,40	5,00
1985	38,30	27,41	4,70
1986	39,29	28,25	4,50
1987	39,15	26,15	4,60
1988	37,53	29,14	4,70
1989	37,10	28,60	5,10
1990	39,58	27,28	4,20
1991	37,70	29,28	5,30
1992	38,96	26,59	5,70
1993	38,57	29,56	4,70
1994	38,41	27,29	5,20
1995	37,90	27,37	4,70
1996	37,46	26,38	4,90
1997	38,70	28,55	4,80
1998	37,47	29,33	4,20
1999	39,10	27,55	4,10

Çalışma periyodu, 1900 - 1999 yılları arasında alınmış, sismotektonik bölge olarak kabul edilen alanlarda bu periyotta yıllık maksimum deprem magnitüdü Tablo 5.1' de verilmiştir. Deprem olmayan yıllarda alınan eşik magnitüdü, $M_{\min} = 4.0$ büyüklüğünde alınmıştır.

"a" ve "b" regresyon katsayılarının tahmin edilebilmesi için Tablo 5.2 hazırlanmıştır. Bu tablolarda "j" yenileme periyotlarını, "f" ise frekansları temsil etmekte olup, Kümülatif Gumbel Dağılımları hesaplanmıştır. Regresyon analizleri Velicangil (1975) tarafından tavsiye edilen metotlarla yapılmıştır. Bu analizler sonucunda "a" ve "b" regresyon katsayıları ve ayrıca Pearson - Bravis Korelasyon Katsayısı "r" hesaplanmıştır. İzmir Bölgesi için Magnitüd - Log N bağıntısı, dispersiyon diyagramı ve regresyon doğrusu Şekil 5.2' de verilmiştir. Hesaplanan "r" değeri ileri derecede tam bağıntıyı göstermektedir. Hesaplanan "a" ve "b" değerleri yardımıyla " α " ve " β " değerleri elde edilmiştir.

Tablo 5.2 Gumbel yıllık maksimum değerler dağılımı analizi

M	j	f= j / (n+1)	G (M)	N = -ln (G)	log (N)
4,00	11	0,11	0,11	2,20727	0,34386
4,10	1	0,01	0,12	2,12026	0,32639
4,20	3	0,03	0,15	1,89712	0,27809
4,30	3	0,03	0,18	1,71480	0,23421
4,50	7	0,07	0,25	1,38629	0,14186
4,60	4	0,04	0,29	1,23787	0,09268
4,70	7	0,07	0,36	1,02165	0,00930
4,80	2	0,02	0,38	0,96758	-0,01431
4,90	5	0,05	0,43	0,84397	-0,07367
5,00	7	0,07	0,50	0,69315	-0,15917
5,10	2	0,02	0,52	0,65393	-0,18447
5,20	8	0,08	0,60	0,51083	-0,29173
5,30	8	0,08	0,68	0,38566	-0,41379
5,40	6	0,06	0,74	0,30111	-0,52128
5,50	4	0,04	0,78	0,24846	-0,60474
5,70	4	0,04	0,82	0,19845	-0,70235
5,90	2	0,02	0,84	0,17435	-0,75857
6,00	3	0,03	0,87	0,13926	-0,85617
6,10	1	0,01	0,88	0,12783	-0,89336
6,20	1	0,01	0,89	0,11653	-0,93355
6,40	1	0,01	0,90	0,10536	-0,97732
6,50	2	0,02	0,92	0,08338	-1,07893
6,60	2	0,02	0,94	0,06188	-1,20848
6,80	2	0,02	0,96	0,04082	-1,38911
7,00	1	0,01	0,97	0,03046	-1,51628
7,10	1	0,01	0,98	0,02020	-1,69459
7,20	1	0,01	0,99	0,01005	-1,99782

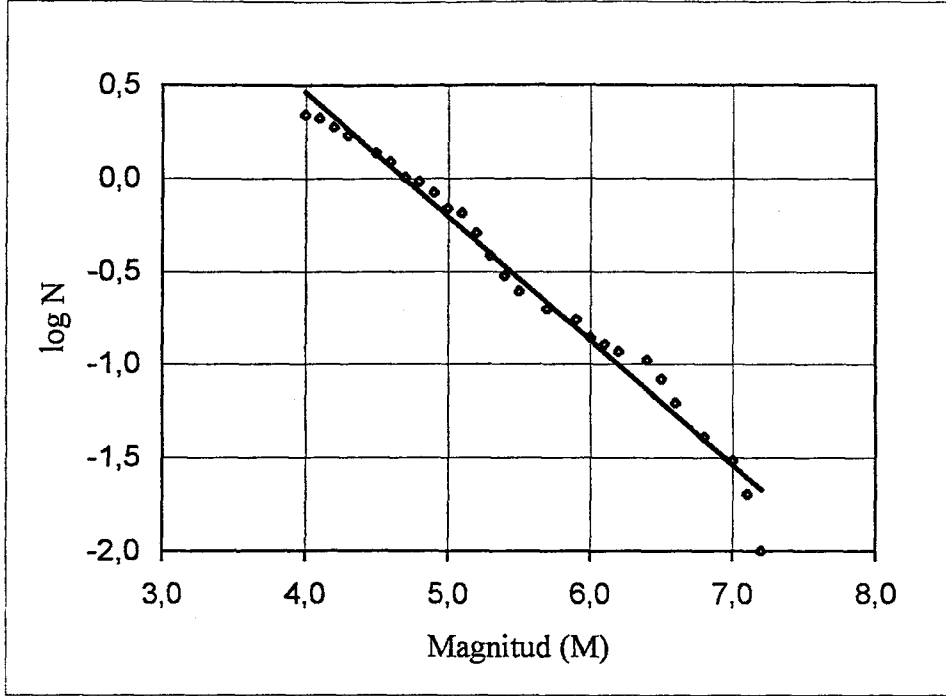
* Deprem olmayan yıllar için $M_{\min} = 4.0$ kabul edilmiştir.

Tablo 5.3 Regresyon analizi değerleri

M (x)	log (N)	x ²	y ²	x.y
4,00	0,34386	16	0,11824	1,37543
4,10	0,32639	16,81	0,10653	1,33820
4,20	0,27809	17,64	0,07734	1,16800
4,30	0,23421	18,49	0,05486	1,00712
4,50	0,14186	20,25	0,02012	0,63835
4,60	0,09268	21,16	0,00859	0,42631
4,70	0,00930	22,09	0,00009	0,04372
4,80	-0,01431	23,04	0,00020	-0,06869
4,90	-0,07367	24,01	0,00543	-0,36100
5,00	-0,15917	25	0,02534	-0,79587
5,10	-0,18447	26,01	0,03403	-0,94080
5,20	-0,29173	27,04	0,08510	-1,51698
5,30	-0,41379	28,09	0,17122	-2,19310
5,40	-0,52128	29,16	0,27173	-2,81492
5,50	-0,60474	30,25	0,36571	-3,32608
5,70	-0,70235	32,49	0,49329	-4,00338
5,90	-0,75857	34,81	0,57543	-4,47556
6,00	-0,85617	36	0,73302	-5,13700
6,10	-0,89336	37,21	0,79808	-5,44947
6,20	-0,93355	38,44	0,87151	-5,78800
6,40	-0,97732	40,96	0,95516	-6,25486
6,50	-1,07893	42,25	1,16409	-7,01304
6,60	-1,20848	43,56	1,46043	-7,97598
6,80	-1,38911	46,24	1,92961	-9,44592
7,00	-1,51628	49	2,29911	-10,61397
7,10	-1,69459	50,41	2,87164	-12,03159
7,20	-1,99782	51,84	3,99128	-14,38430
T _x = 149,10	T _y =-14,84330	Σx ² =848,25	Σy ² =19,48719	Σxy=-98,59340

Tablo 5.4 "a" ve "b" regresyon katsayıları ve Pearson - Bravis korelasyon katsayısı

Sismotektonik Yöre			Durgunoğlu, etinkaya, Kulaç, Karadayılar		
a	b	r (%)	a	b	r (%)
3,1393	0,668	-0,9805	2,6260	0,573	-0,9800



Şekil 5.1 Log N - M dispersiyon diyagramı ve regresyon doğrusu

Hesaplanan "a" ve "b" değerleriyle Bölüm 5' de belirtilen denklemler kullanılarak bulunan "α" ve "β" regresyon katsayısı değerleri aşağıdaki gibidir;

$$T_x = 149.10 \quad m_x = T_x / n = 5.5222$$

$$T_y = -14.8433 \quad m_y = T_y / n = -0.5498$$

$$b = \frac{\sum x.y - (T_x \cdot T_y / n)}{\sum x^2 - (T_x^2 / n)} = -0.668$$

$$a = m_y - b \cdot m_x = 3.1391$$

Pearson - Bravis korelasyon katsayısı değeri ise;

$$r = \frac{\sum x.y - (T_x \cdot T_y / n)}{\sqrt{\sum x^2 - (T_x^2 / n)} \sqrt{\sum y^2 - (T_y^2 / n)}}$$

$$\alpha = 10^a = 1378.161$$

$$\beta = b / \log e = 1.5381$$

İzmir Bölgesi deprem magnitüdü dağılımı,

$$G = e^{-\alpha \exp(-\beta M)} = e^{-1378.161 \exp(-1.5381M)}$$

ve

$$\log N = 3.1393 - 0.668M$$

bağıntıları ile ifade edilebilmektedir. Bu dağılımlar bir yıllık baz süreler içindir. İhtimal hesapları için Tezcan ve diğerleri (1991) tarafından faydalanılan denklemler kullanılmış olup;

1. Yıllık maksimum magnitüdülerin ortalaması

$$M = M_{\min} + (1/\beta) = 4.65$$

2. En sık meydana gelen magnitüd

$$M_{\text{modal max}} = (\ln \alpha) / \beta = 6.80$$

Bu değere modal maksimum denir, bu magnitüdün tekrarlama periyodu bir yıldır. Modal maksimum magnitüdün değeri bir yıllık baz süre içinde deprem sayısını veren Log N denkleminde $N = 1$ koyarak da bulunabilir.

3. İncelemeye konu olan sismik tarihçe $T_r = 99$ yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd, başka bir deyişle tekrarlama periyodu $T_r = 99$ yıl olan magnitüd;

$$\log N = a - bM + \log T_r \quad (N=1, T_r = 99)$$

$$M_{\max} = (a + \log T_r) / b$$

Olur. Bu durumda,

$$M_{\max} = 7.69 \text{ olarak bulunur.}$$

5.2.1 Yıllık Risk Analizi

Yapı ekonomik ömrü 1 yıl kabul edilirse, herhangi bir M veya daha büyük magnitüdüde depremin herhangi bir yıl içinde meydana gelme olasılığına, o magnitüde ait yıllık risk denir. Dolayısıyla R değeri, seçilen M magnitüdünde veya daha büyük bir depremin 1 yıl içinde aşılabilme ihtimalidir. Yıllık risk (R) değeri bilindiği takdirde, bu riske karşılık gelen M (Magnitüd) değeri denklem (4.26) kullanılarak hesaplanabilir. Sekil 5.2 bu denklem yardımıyla oluşturulmuş Magnitüd - Risk ilişkisini göstermektedir.

Normal binalarda ve önemsiz yapılarda, yıllık aşılma olasılığı $R = 0.10$ ile $R = 0.15$ alınır. Amerika Birleşik Devletleri'ndeki uygulamalarda $R = 0.10$ alınmaktadır. Ancak, $R = 0.10$ olarak yapılan deprem hesaplarının, yönetmeliklerde öngörülen yatay yüklere göre daha tutucu tarafta olduğu anlaşılmıştır. Elektrik santralleri, postane, hastane, okul ve benzeri kamu yaşantısı ile ilgili önemli yapılarda yıllık aşılma olasılığının $R = 0.05$, $R = 0.02$, $R = 0.01$, nükleer santral gibi radyasyon ihtimali bulunan çok önemli yapılarda ise yıllık aşılma olasılığının $R = 0.005$ alınması önerilmektedir (Tezcan vd., 1991). Bu çalışmada da normal yapılar, önemli yapılar ve nükleer santraller için yukarıda bahsedilen yıllık risk (R) değerinin aynen kabul edilmesi uygun görülmüştür. Bu risk değerine karşılık gelen magnitüdüler Tablo 5.5' de verilmektedir.

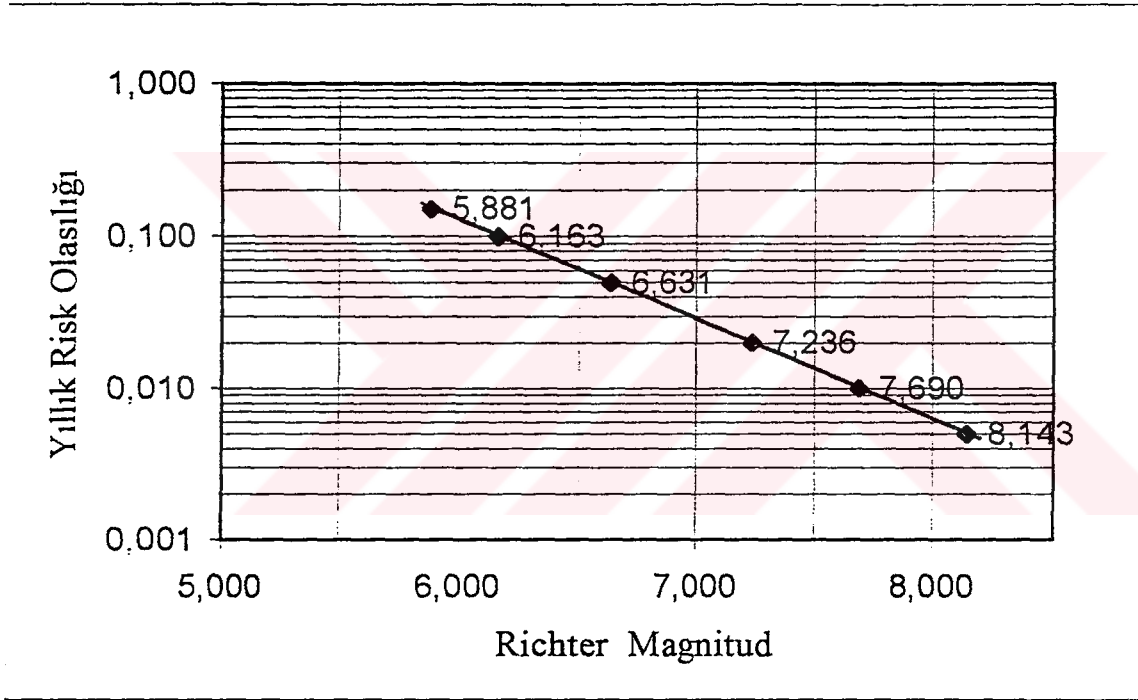
Normal yapılar, önemli yapılar ve nükleer santraller için risk değerleri ve yapı ekonomik ömürleri ile tekrarlama periyotları denklem 4.30 kullanılarak hesaplanmış olup, Tablo 5.6' da sunulmaktadır.

Tablo 5.5 Yıllık risk ve magnitüd değerleri

Yıllık Risk Olasılığı (R)	Richter Magnitüd (M)
0,15	5,881
0,10	6,163
0,05	6,631
0,02	7,236
0,01	7,690
0,005	8,143

Tablo 5.6 Yıllık risk ve deprem tekrarlama periotları

YAPI CİNSLERİ	R (%)	DEPREM TEKRARLAMA PERİODU			
		TR Td (YIL)			
		1	30	50	100
NORMAL YAPILAR	15	6,2	184,6	307,7	615,3
	10	9,5	284,7	474,6	949,1
ÖNEMLİ YAPILAR	5	19,5	584,9	9251,9	1949,6
	2	49,5	1484,9	2474,9	4949,8
NÜKLEER SANTRAL	1	99,5	2985,0	4975,0	9949,9
	0,5	199,5	5985,0	9975,0	19950,0

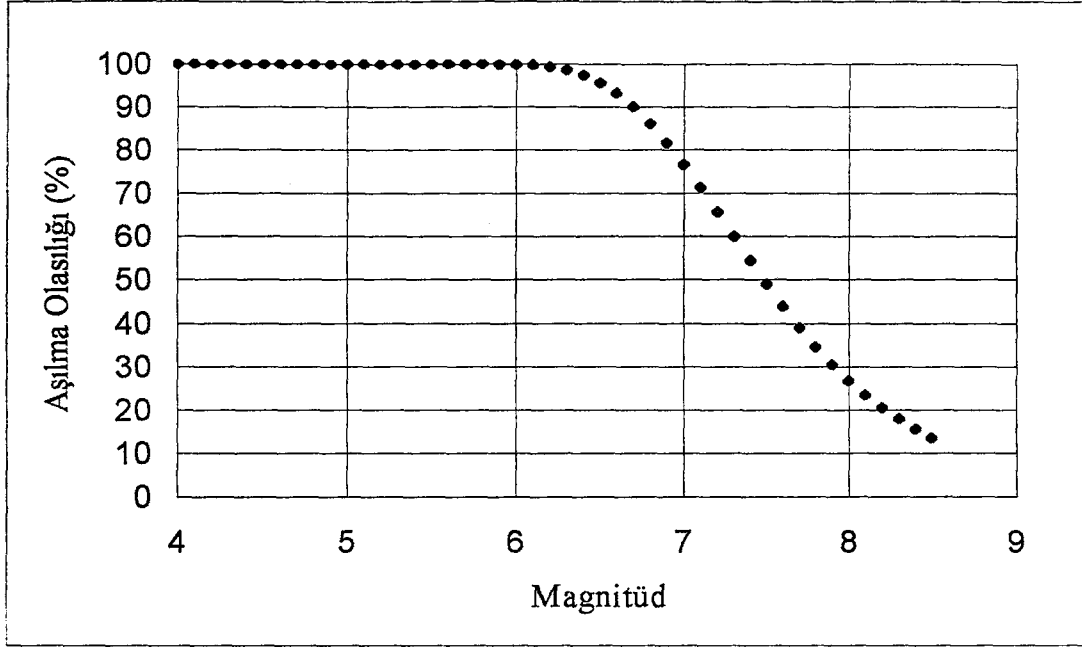


Şekil 5.2 Magnitüd - risk ilişkisi

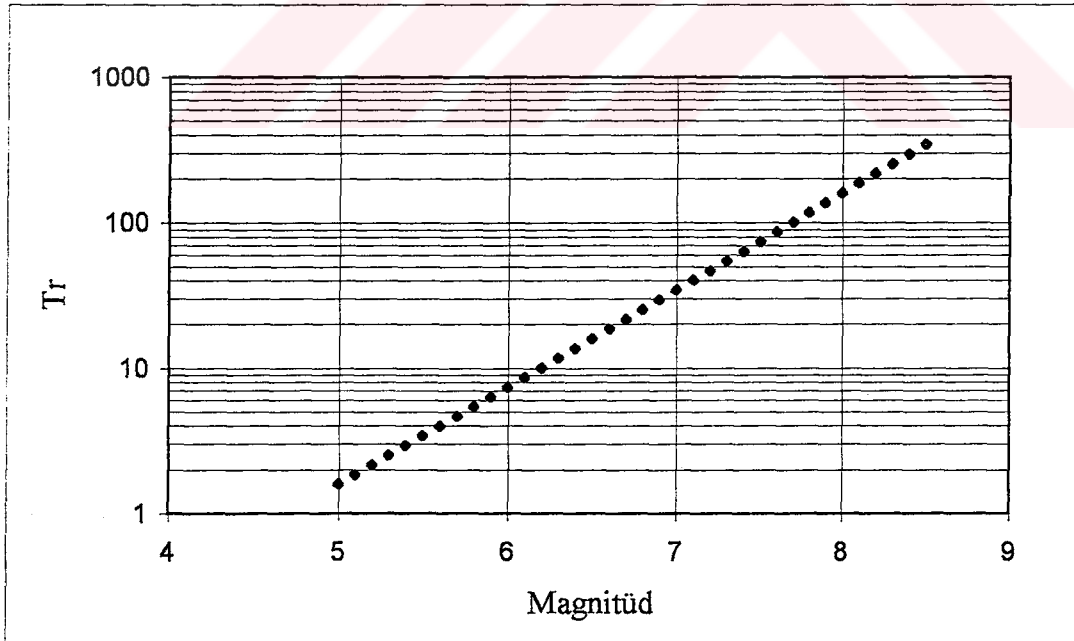
5.2.2 Aşılma Olasılığı

Yapı ömrü 50 yıl alındığında, aşılma olasılığı seçilen "M" magnitüdünde veya daha büyük bir depremin 50 yıl içinde aşılabilme olasılığı olup denklem (4.28)' den hesaplanmıştır. Şekil 5.3' de 50 yıllık yapı ömrü için magnitüd - aşılma olasılığı ilişkisi verilmiştir.

Yıllık aşılma olasılığının tersi depremlerin tekrarlama periodu olan T_r , denklem (4.30)' den hesaplanmış ve şekil 5.4' de verilmiştir.



Şekil 5.3 Aşılma Olasılığı - Magnitüd ilişkisi



Şekil 5.4 Tekrarlama Periyodu - Magnitüd ilişkisi

5.2.2.1 Çalışma Periyodu Aşılma Olasılığı İlişkisi

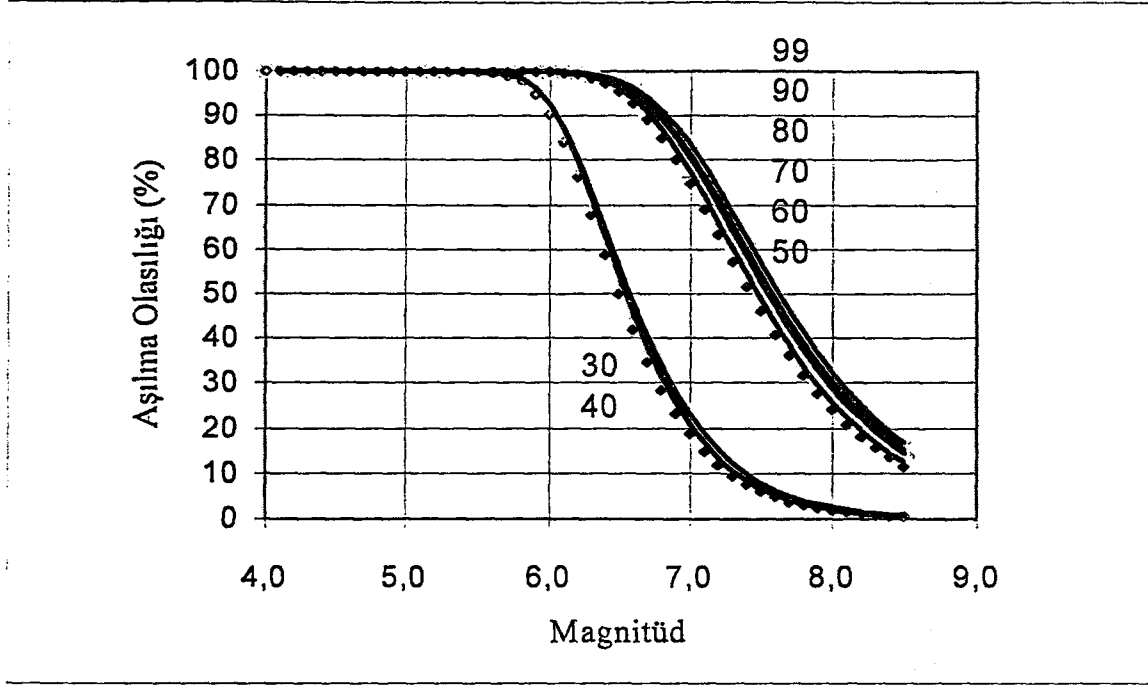
Bu kısımda periyotlar ile aşılma olasılığı arasındaki ilişki incelenmiştir. İzmir Bölgesi aletsel dönem kayıtları ele alınarak Gumbel yöntemi için çalışma periyodundaki veriler azaltılıp, aşılma olasılığındaki değişim incelenmiştir.

Gumbel yöntemi aynı şekilde gözlem dönemi 10' ar yıl azaltılarak Bölüm 4' de anlatıldığı gibi uygulanmıştır. 99, 90, 80, 70, 60, 50, 40, 30 yıllık periyotlardaki deprem sayıları ile magnitüd arasındaki ilişki sonucu bulunan regresyon katsayıları ve regresyon uyumluluk parametreleri Tablo 5.7' de verilmiştir.

Gumbel yöntemi regresyon katsayılarında gözlem dönemi azaltılmasına rağmen büyük farklılıklar gözlenmemiştir. Yapı ömrü 50 yıl alınarak, 99, 90, 80, 70, 60, 50, 40, 30 yıllık periyotlardaki deprem sayıları ile hesaplanan aşılma olasılıkları Şekil 5.5' de verilmiştir.

Tablo 5.7 Çeşitli çalışma periyotları için regresyon katsayıları, regresyon uyumluluk parametreleri

Çalışma Periyotları	a	b	R	α	β
99	3.1393	0.668	0.98	1378.16	1.5381
90	3.0833	0.656	0.98	1211.43	1.5105
80	3.2336	0.679	0.98	1712.38	1.5634
70	3.1623	0.667	0.98	1453.12	1.5358
60	3.1670	0.663	0.98	1468.93	1.5266
50	3.3330	0.669	0.96	2152.78	1.6095
40	5.0064	1.056	0.96	101484.57	2.4315
30	4.712	1.006	0.97	51522.86	2.3164



Şekil 5.5 Aşılma olasılığı, magnitüd ilişkisi

5.3 Azalım İlişkileri - Maksimum İvme Önerileri

Depremi yeraltındaki bir kaynaktan yayılan titreşim hareketi olduğu bilindiğine göre, yeryüzünde bir bölgede meydana getirdiği hasarın bağlı olduğu belli başlı parametreler

- 1) Depremi şiddeti,
- 2) İncelenen bölgenin enerjinin açığa çıktığı kaynağa olan uzaklığı,
- 3) Kaynaktan yayılan deprem dalgasının göz önüne alınan yere gelinceye kadar geçtiği bölgenin jeolojik durumu,
- 4) Deprem enerjisinin kaynaktan açığa çıkma türü,
- 5) Ara bölgede bulunan faylarda veya serbest yüzeylerde deprem dalgasının kırılması ve yansması,
- 6) Göz önüne alınan bölgedeki zemin durumu, olarak sıralanabilir (Celep, Kumbasar, 1992)

Deprem oluşumunun değerlendirilmesi, potansiyel büyük depremler tarafından üretilecek kuvvetli zemin hareketinin önceden tespitini gerektirir. Sismik bölgelerde deprem hasarının tespitinde kayıtların yetersiz veya az güvenilir olduğu yerlerde azalım ilişkileri kullanılmaktadır. Azalım ilişkileri deprem hareketini; depremin kaynağı, depremin

büyüklüğü, yayıldığı ortam ve yerel jeolojiyi nitelendiren parametreler cinsinden ifade ederler.

Kuvvetli - hareket azalım denklemleri deprem tehlike analizlerinde ve deprem tasarım yüklerinin tespitinde önemli etkilere sahiptir (Ambrasseys, Bommer, 1992). Deprem verilerinin, azalım ilişkilerinin oluşturulması sırasında, bölgelerin kaynak ve azalım karakteristiklerinin tek düzeliğın, kayıtların işlenmesi ve aletlerin düzenlenmesindeki tutarlılığın, kaydın, depremin yayılma alanının ve yapı yeri karakteristiklerinin doğru tanımlanması gerekir.

Azalım ilişkilerini oluşturan parametrelerden en yaygın olarak kullanılanları Pik Zemin İvmesi (PGA), Pik Zemin Hızı (PGV) ve Pik Zemin Yerdeğıştirmeleri (PDG)' dir. Pik Zemin İvmesi, Pik Zemin Hızı ve Pik Zemin Yerdeğıştirme azalım ilişkilerinin araştırıcılar tarafından kullanılan biçimleri,

$$Y = b_1 \cdot f_1(M) \cdot f_2(R) \cdot f_3(M,R) \cdot f_4(P_i) \cdot \varepsilon \quad (5.1)$$

Şeklindedir. Burada ;

Y : Tahmin edilecek kuvvetli hareket parametresidir.

$f_1(M)$: M magnitüd ölçeğinin fonksiyonu olup genellikle $f_1(M) = \exp(b_2 \cdot M)$ şeklinde ifade edilir.

$f_2(R)$: R uzaklığının bir fonksiyonu olup $f_2(R) = \exp(b_4 \cdot R) \cdot (R + b_5)^{-b_3}$ şeklinde ifade edilir. Bu bağıntıda b_5 ve b_4 geometrik ve elastik olmayan azalım ilişkilerini temsil eder.

$f_3(M,R)$: Uzaklıkla magnitüd ölçeğindeki değışim içi kullanılır.

$f_4(P_i)$: Deprem yayılma alanını ve yerel zemin parametrelerini temsil eder.

ε : Y' deki belirsizliğı ihtiva eden rasgele değışkendir.

Çok sayıda kuvvetli - hareket azalım ilişkileri günümüz mühendislik amaçlarında kullanılmakta olup, deprem mühendisleri tasarım durumlarına uygun ve güvenilir pek çok bağıntıdan birisini veya birkaçını kullanabilir (Ambraseys, Bommer, 1992).

5.3.1 Newmark - Posenblueth Maksimum İvme Önerileri

100 yıllık bir yapı ömrü içinde %72 olasılık beklenen $M = 6.6$ magnitüdünde bir depremin meydana getireceğı maksimum zemin ivmesi (a , cm / sn²) ve zemin deplesmanı (d , cm)

Newmark - Rosenblueth (1971) tarafından sıkı zeminler için verilen aşağıdaki bağıntılar ile tahmin edilebilmektedir (Tezcan, 1988);

$$a = 1230 e^{0.8M} (R + 13)^{-2} \quad (5.2)$$

$$v = 15 e^M (R + 0.17 e^{0.69M})^{-1.7} \quad (5.3)$$

$$d = 15 v^2 / a \quad (5.4)$$

Burada,

M = Deprem magnitüdü

R = Episantr uzaklığı, şeklinde ifade edilmektedir.

Diğer taraftan, Schnabel ve Seed (1973) tarafından tavsiye edilen kayada ivme eğrileri Şekil 5.3' de sunulmaktadır. Bu ivmeler kaya bir zemin (kayma dalgası hızı 700 m/sn' den büyük zeminler) için geçerlidir. Yumuşak zeminler için zemin ivme büyütme analizleri yapılarak taban kayada kabul edilecek bir ivmenin zemin yüzüne yansımaları saptanmalıdır.

Bu bağıntılar yardımıyla hesaplanan maksimum yer ivmeleri Tablo 5.7' de 20 km, 40 km, 60 km, 80 km, 100km, 120 km ve 140 km episantr uzunlukları için özetlenmiştir. Bu hesaplarda $g = 980.7 \text{ cm} / \text{sn}^2$ olarak kabul edilmiştir. Diğer taraftan maksimum yer ivmesinin episantr uzaklığı ile değişimi Şekil 5.4' de sunulmaktadır.

Newmark ve Rosenblueth (1971) tarafından açıklandığı üzere depremlerin bir çoğu için pratik olarak denklem 5.3 ;

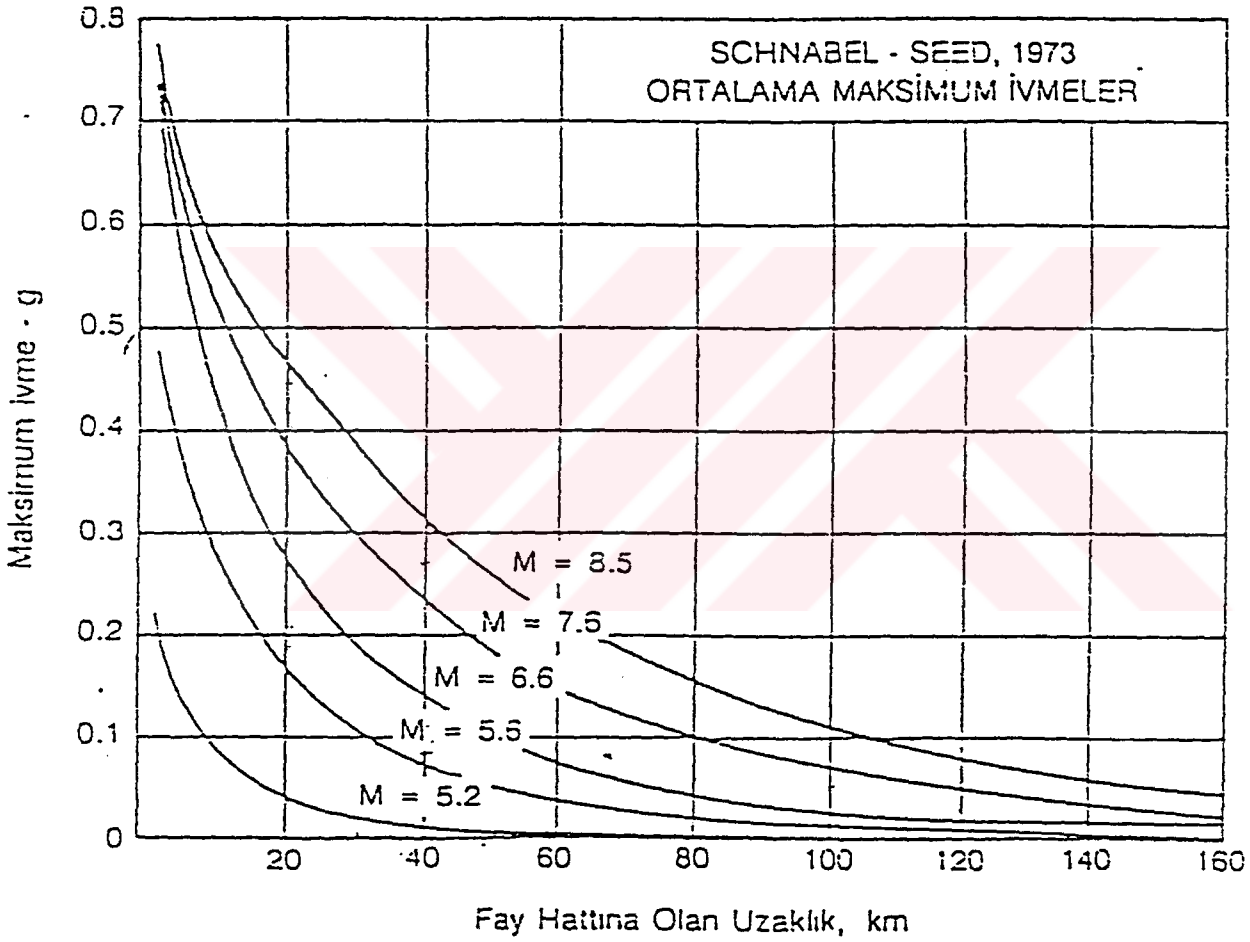
$$a d / v^2 = 1 + (400 / R^{0.6})$$

şeklinde verilmektedir. Bu denklem, R (episantr uzaklığı) sıfıra ve sonsuza giderken değerlendirilmiş ve deprem verileri ile kontrol edilmiş olup, depremlerin çoğu için ve pratik olarak, $a d / v^2 = 5 - 15$ olarak kullanılmıştır. Bu bağıntı, Tezcan (1988) tarafından da tercih edildiği gibi, $a d / v^2 = 15$ olarak kabul edilmiş olup, Tablo 5.7' de özetlenen magnitüd değerleri için hesaplanan zemin hızları ve zemin deplasman değerleri Tablo 5.8 ve Tablo 5.9' da verilmiştir.

Diğer taraftan, Tablo 5.10' da;

- Yıllık maksimum magnitüdlerin ortalaması, M
- En sık meydana gelen yıllık magnitüd (modal maksimum), $M_{\text{modal maks}}$
- 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd M_{maks}

değerleri ile yapılan analizler sonucunda bu magnitüd değerlerine karşılık gelen zemin ivmesi ve zemin deplasman değerleri verilmiştir.



Şekil 5.6 Kayada ivme - mesafe eğrileri (Scnabel - Seed, 1973)

Tablo 5.8.a Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri
(R = episantr uzaklığı = 20 km)

YAPI CİNSLERİ	R (%)	SİSMO TEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			*	**
NORMAL	15	5,881	0,13g	0,18g
YAPILAR	10	6,163	0,16g	0,22g
ÖNEMLİ	5	6,631	0,23g	0,29g
YAPILAR	2	7,236	0,38g	0,34g
NÜKLEER	1	7,690	0,54g	0,39g
SANTRAL	0,5	8,143	0,78g	0,43g

* Newmark - Rosenblueth

** Schnabel - Seed

Tablo 5.8.b Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri
(R = episantr uzaklığı = 40 km)

YAPI CİNSLERİ	R (%)	SİSMO TEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			*	**
NORMAL	15	5,881	0,05g	0,09g
YAPILAR	10	6,163	0,06g	0,11g
ÖNEMLİ	5	6,631	0,09g	0,15g
YAPILAR	2	7,236	0,15g	0,19g
NÜKLEER	1	7,690	0,21g	0,24g
SANTRAL	0,5	8,143	0,30g	0,28g

* Newmark - Rosenblueth

** Schnabel - Seed

Tablo 5.8.c Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri
(R = episantr uzaklığı = 60 km)

YAPI CİNSLERİ	R (%)	SİSMO TEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			*	**
NORMAL	15	5,881	0,026g	0,045g
YAPILAR	10	6,163	0,033g	0,060g
ÖNEMLİ	5	6,631	0,047g	0,085g
YAPILAR	2	7,236	0,077g	0,120g
NÜKLEER	1	7,690	0,111g	0,155g
SANTRAL	0,5	8,143	0,159g	0,180g

* Newmark - Rosenblueth

** Schnabel - Seed

Tablo 5.8.d Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri
(R = episantr uzaklığı = 80 km)

YAPI CİNSLERİ	R (%)	SİSMO TEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			*	**
NORMAL YAPILAR	15	5,881	0,016g	0,025g
	10	6,163	0,020g	0,030g
ÖNEMLİ YAPILAR	5	6,631	0,029g	0,045g
	2	7,236	0,047g	0,085g
NÜKLEER SANTRAL	1	7,690	0,068g	0,110g
	0,5	8,143	0,098g	0,140g

* Newmark - Rosenblueth

** Schnabel - Seed

Tablo 5.8.e Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri
(R = episantr uzaklığı = 100 km)

YAPI CİNSLERİ	R (%)	SİSMO TEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			*	**
NORMAL YAPILAR	15	5,881	0,011g	0,020g
	10	6,163	0,014g	0,025g
ÖNEMLİ YAPILAR	5	6,631	0,020g	0,030g
	2	7,236	0,032g	0,055g
NÜKLEER SANTRAL	1	7,690	0,046g	0,065g
	0,5	8,143	0,066g	0,098g

* Newmark - Rosenblueth

** Schnabel - Seed

Tablo 5.8.f Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri
(R = episantr uzaklığı = 120 km)

YAPI CİNSLERİ	R (%)	SİSMO TEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			*	**
NORMAL YAPILAR	15	5,881	0,008g	0,016g
	10	6,163	0,010g	0,021g
ÖNEMLİ YAPILAR	5	6,631	0,014g	0,025g
	2	7,236	0,023g	0,040g
NÜKLEER SANTRAL	1	7,690	0,033g	0,050g
	0,5	8,143	0,048g	0,080g

* Newmark - Rosenblueth

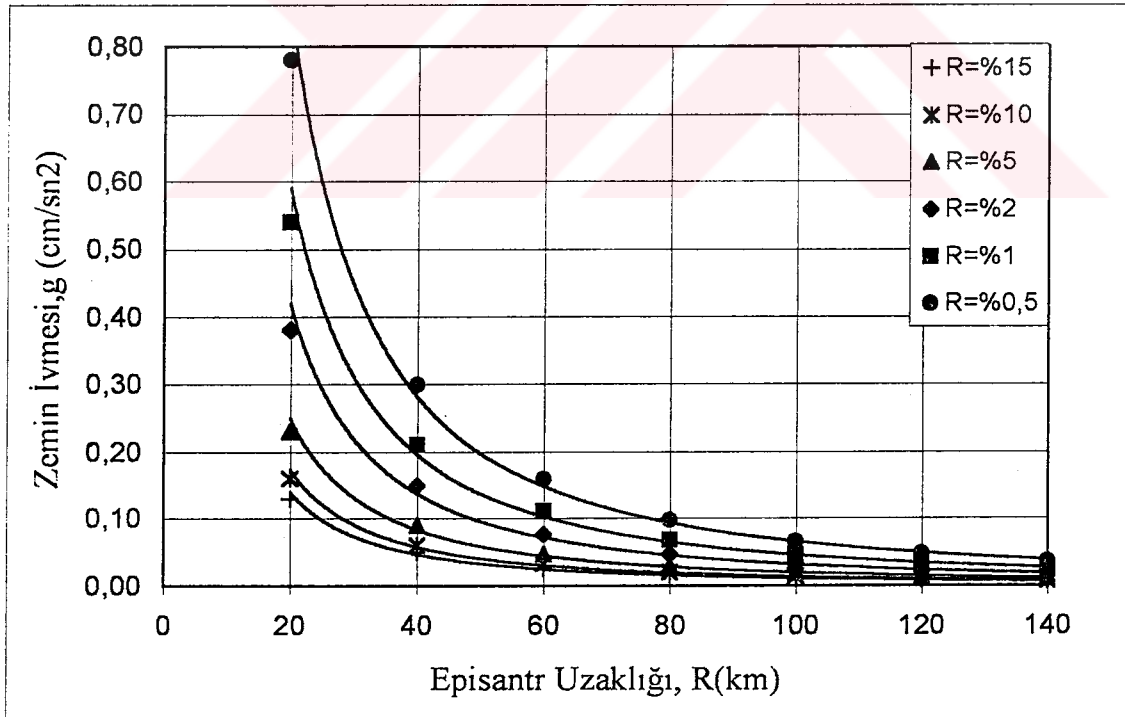
** Schnabel - Seed

Tablo 5.8.g Yıllık risk, magnitüd ve maksimum ivme değerleri
(R = episantr uzaklığı = 140 km)

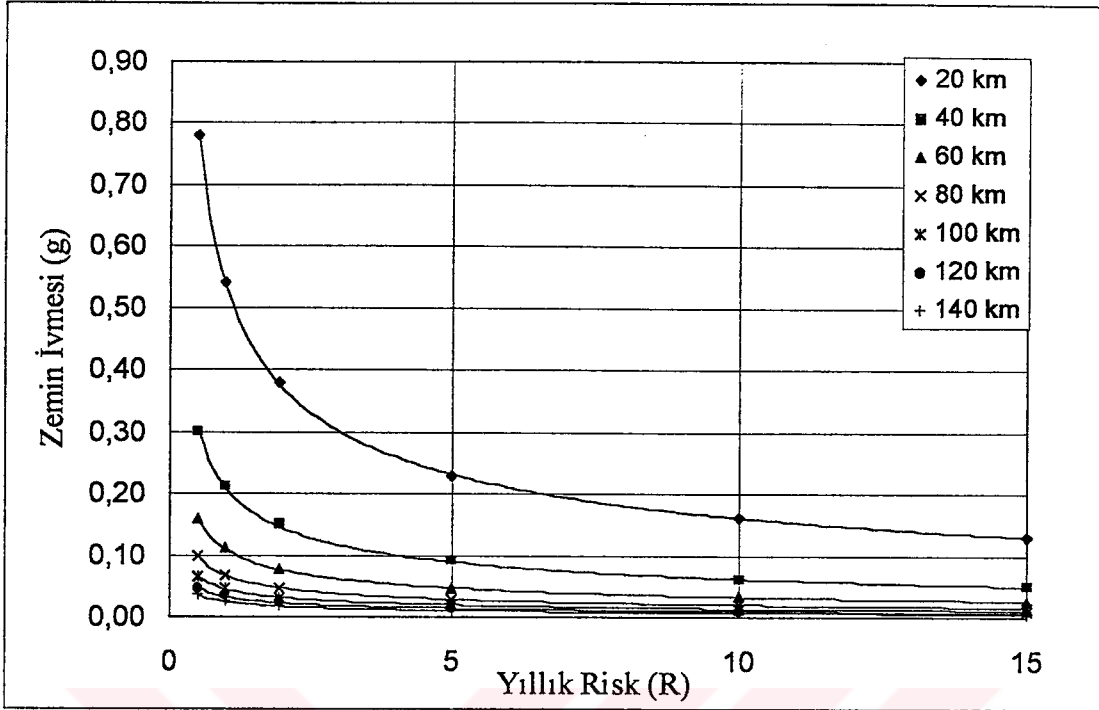
YAPI CİNSLERİ	R (%)	SİSMO TEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			*	**
NORMAL	15	5,881	0,006g	0,010g
YAPILAR	10	6,163	0,007g	0,013g
ÖNEMLİ	5	6,631	0,011g	0,017g
YAPILAR	2	7,236	0,017g	0,021g
NÜKLEER	1	7,690	0,025g	0,036g
SANTRAL	0,5	8,143	0,036g	0,050g

* Newmark - Rosenblueth

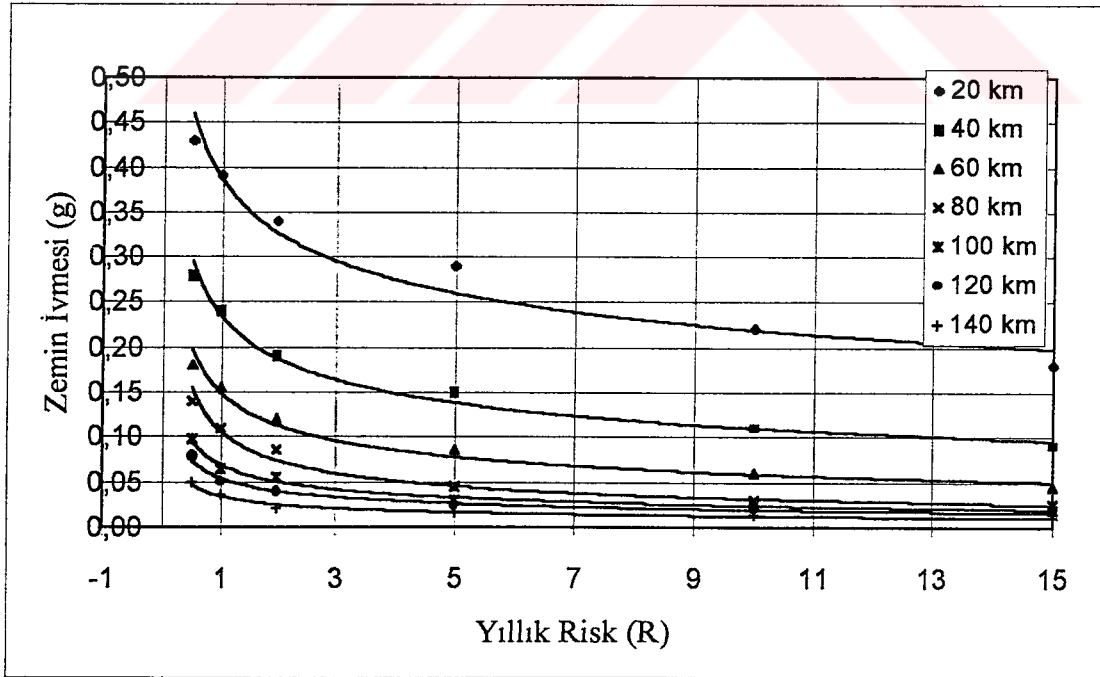
** Schnabel - Seed



Şekil 5.7 Newmark - Rosenblueth Yöntemi ile İzmir Bölgesi
Zemin ivmesi - Episantr uzaklığı değişimi



Şekil 5.8 Newmark - Rosenblueth Yöntemi ile İzmir Bölgesi
Zemin ivmesi - Yıllık risk değişimi



Şekil 5.9 Schnabel - Seed Yöntemi ile İzmir Bölgesi
Zemin ivmesi - Yıllık Risk değişimi

Tablo 5.9 Zemin hızları (Yıllık risk R = % 15, 10, 5, 2, 1, 0.5)

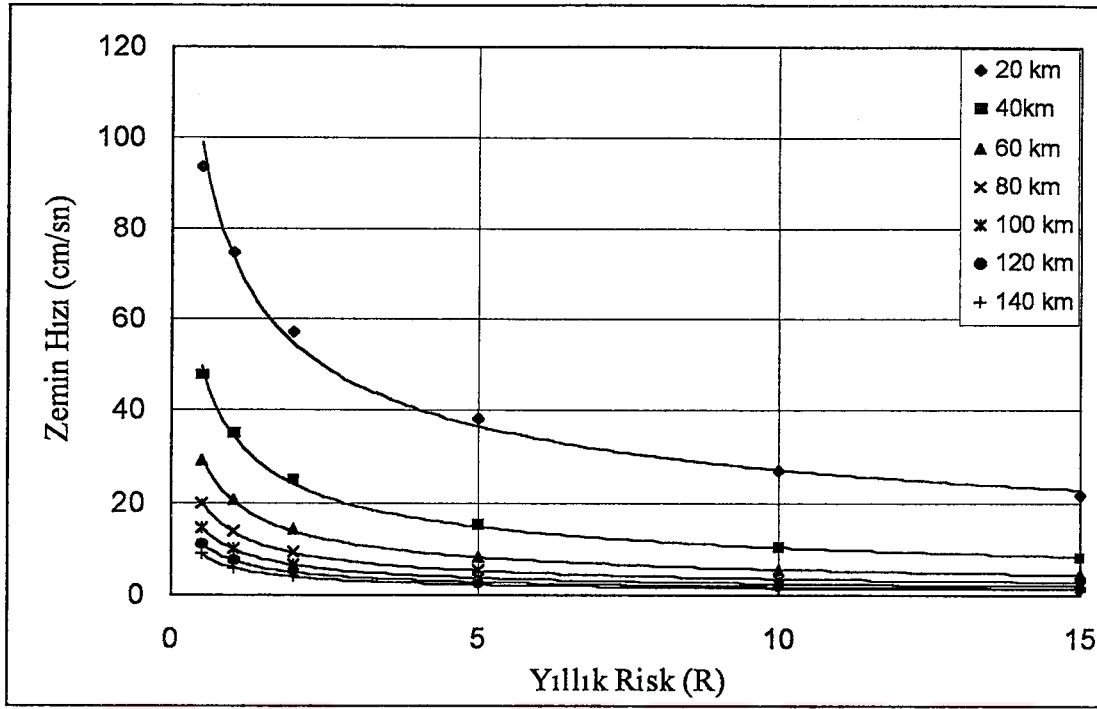
M	R (%)	ZEMİN HIZI, v (cm/sn)						
		EPİSANTR UZAKLIĞI						
		20 km	40 km	60 km	80 km	100 km	120 km	140 km
5,881	15	21,89	8,17	4,40	2,79	1,95	1,45	1,31
6,163	10	27,18	10,44	5,68	3,63	2,55	1,90	1,48
6,631	5	38,25	15,49	8,61	5,57	3,94	2,96	2,31
7,236	2	57,07	25,08	14,44	9,53	6,82	5,16	4,06
7,690	1	74,57	35,11	20,87	14,02	10,16	7,75	6,14
8,1275	0,5	93,77	47,44	29,20	20,03	14,72	11,34	9,04

Tablo 5.10 Zemin deplasmanları (Yıllık risk R = % 15, 10, 5, 2, 1, 0.5)

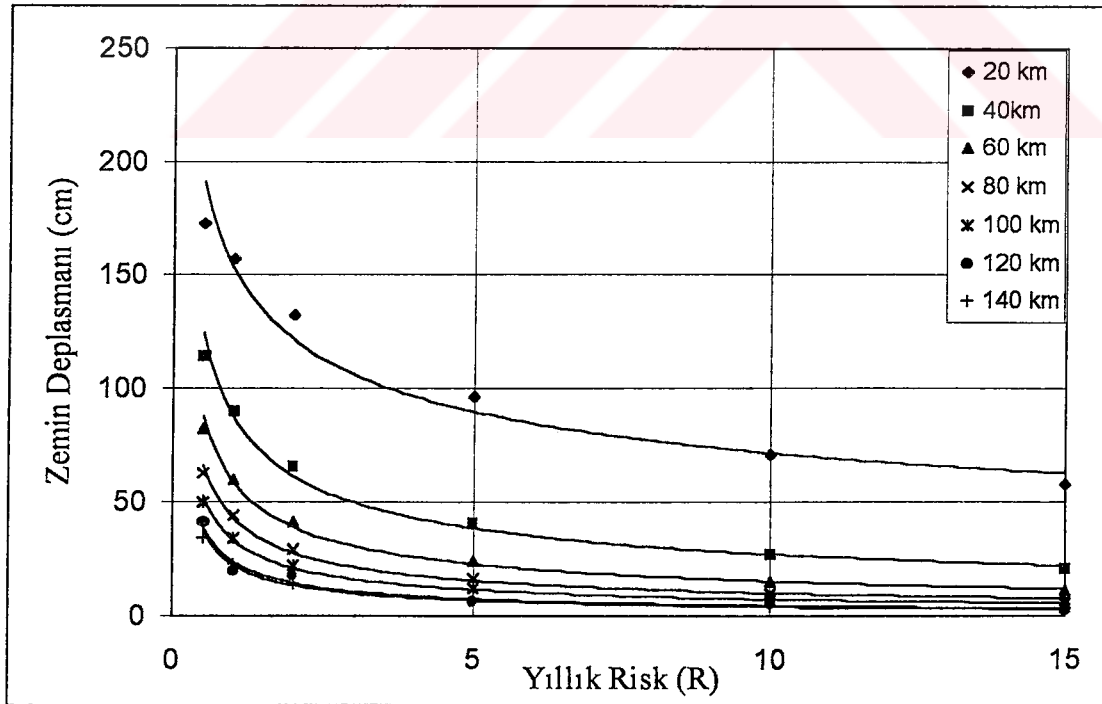
M	R (%)	ZEMİN DEPLASMANI, d (cm)						
		EPİSANTR UZAKLIĞI						
		20 km	40 km	60 km	80 km	100 km	120 km	140 km
5,881	15	57,58	20,70	11,37	7,45	5,38	2,98	2,47
6,163	10	70,87	26,98	15,15	10,05	7,31	5,64	4,53
6,631	5	96,54	40,85	23,96	16,27	12,02	6,76	7,58
7,236	2	132,45	65,97	41,50	29,32	22,20	17,60	14,42
7,690	1	157,24	89,93	60,29	44,17	34,24	19,93	22,90
8,1275	0,5	173,04	114,23	82,13	62,72	49,97	41,08	34,58

Tablo 5.11 Zemin deplasman analizleri

EPİSANTR R UZAKLIĞI	ZEMİN İVMESİ g, (cm/sn ²)			ZEMİN HIZI v, (cm/sn)			ZEMİN DEPLASMANI d, (cm)		
	M=4,65 (g)	M=6,80 (g)	M=7,69 (g)	M=4,65 v	M=6,80 v	M=7,69 v	M=4,65 d	M=6,80 d	M=7,69 d
20 km	0,048	0,265	0,541	7,802	42,979	66,524	19,591	106,457	125,139
40 km	0,018	0,103	0,210	2,660	17,785	30,362	5,873	47,020	67,240
60 km	0,010	0,054	0,111	1,383	9,978	17,788	3,013	28,078	43,784
80 km	0,006	0,033	0,068	0,864	6,487	11,851	1,906	19,263	31,540
100 km	0,004	0,023	0,046	0,598	4,603	8,541	1,347	14,315	24,184
120 km	0,003	0,016	0,033	0,441	3,460	6,490	1,019	11,205	19,347
140 km	0,002	0,012	0,025	0,342	2,710	5,124	0,807	9,097	15,960



Şekil 5.10 Zemin hızı - Yıllık risk değişimi



Şekil 5.11 Zemin deplasmanı - Yıllık risk değişimi

6. İSTİNAT DUVARLARINDA DEPREM HALLERİNDE OLUŞACAK TOPRAK BASINCI GRAFİKLERİ

6.1 Giriş

Bölüm 6'da yapılan analizler sonucu elde edilen verilerin, deprem durumunda istinat duvarları üzerinde meydana gelebilecek toprak basınçları üzerindeki etkileri bu bölümde incelenmiştir.

Gumbel risk olasılığı yöntemi ile risk olasılıkları %15, %10, %5, %2, %0.5 ile episantr uzaklıkları 20 km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km için verilen magnitüde karşılık gelen zemin ivmeleri bulunmuştur. Newmark-Rosenblueth ve Schnabel-Seed'e göre zemin ivme değerlerinin ayrı ayrı hesaplamaları sonucunda ortaya çıkan ivmelerden büyük olanı alınarak istinat duvarları üzerinde deprem etkileri araştırılmıştır.

Parabolistik metodla elde edilen ivme değerlerinden büyük olanları alınarak Mononabe-Okabe yöntemi kullanılarak toprak basınçları hesaplanmıştır. Aktif toprak basıncından doğan deprem yatay yükünü hesaplamak amaçlı kullanılan katsayı gereği, daha önceden bulunan zemin ivme değerleri yerçekimi ivmesine bölünmüş ve k_h değerleri, episantr uzaklıkları 20 km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km'ye karşılık gelen risk olasılıkları %15, %10, %5, %2, %0.5 için hesaplanmıştır. Hesaplamalarda zeminin kohezyonsuz, istinat perdesinin düşey ($\alpha=0$), dolgu üst yüzeyinin yatay ($\beta=0$), perde ile zemin arasındaki sürtünmenin sıfır ($\delta=0$) ve birim hacim ağırlığın 17 kN/m^3 olduğu varsayılmıştır.

İlk grup grafikler zemin suyunun etkisi göze alınmadan oluşturulurken, ikinci grup grafiklerde zemin suyunun etkisi de dikkate alınmıştır. Son aşamada ise istinat yapısında yayılı yük bulunması durumu değerlendirilip aktif toprak basınçları hesaplanmış ve toplam deprem yükleri bulunmuştur.

6.2 Mononabe-Okabe Metoduna Göre Elde Edilen Grafikler (Zemin Suyunun Etkisi Göze Alınmadan)

Bu kısımda verilen grafiklerde zemin suyunun etkisi göze alınmadan, toplam deprem basıncının, yalnız deprem basıncının ve toplam deprem basıncının durgun haldeki toprak basıncına oranlarının episantr uzaklıkları, duvar yükseklikleri, içsel sürtünme açıları ve risk olasılıkları ile değişen değerleri verilmiştir.

Tüm grafikler için öncelikle depremsiz haldeki toprak basıncı hesaplamaları yapılmıştır. İlk olarak $\phi = 26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° içsel sürtünme değerleri için aktif toprak basıncı katsayıları hesaplanmıştır. Daha sonra Coulomb denklemi yardımı ile $H=4m, 6m, 8m, 10m, 12m$ ve $14m$ duvar yükseklikleri için durgun haldeki toprak basınçları elde edilmiştir. Bu sonuçlar daha sonra deprem yükünün hesaplanmasında kullanılmıştır.

Sonra deprem halinde oluşacak toplam deprem basınçlarının hesaplanmalarına geçilmiştir. Bu hesaplamalarda Gumbel risk dağılımı sonucunda bulunan zemin ivmelerinin büyük değerleri kullanılarak θ açıları hesaplanmış ve açı değerleri Mononobe - Okabe denkleminde yerine konularak aktif toprak basıncı katsayıları bulunmuştur.

İlk grup grafiklerde risk olasılıkları sabit tutulup, toplam deprem yükünün, yalnız deprem yükünün ve toplam deprem yükünün yalnız deprem yüküne oranlarının çeşitli duvar yükseklikleri ve içsel sürtünme açıları ile değişimi incelenmiştir.

Söz konusu grafikleri incelerken; yükseklikle yük değişiminin verildiği grafiklerde değişkenlerin yerleri değiştirilerek farklı grafikler hazırlanmıştır. Amaç istinat yapısına etkiyecek yüklerin episantr uzaklıkları ve içsel sürtünme açılarının farklı değerleri için duvar yükseklikleri ile değişimleri incelemektir.

İçsel sürtünme açısı ile istinat yapısına etkiyecek yük değişiminin verildiği grafiklerde ise; farklı episantr uzaklıkları ile farklı duvar yükseklikleri göz önüne alınarak yine toplam deprem yükünün, yalnız deprem yükünün ve toplam deprem yükünün yalnız deprem yüküne oranlarının değişimleri incelenmiştir.

İkinci grup grafiklerde ise içsel sürtünme açıları sabit tutulmuş, toplam deprem yükünün, yalnız deprem yükünün ve toplam deprem yükünün yalnız deprem yüküne oranlarının çeşitli risk olasılıkları, duvar yükseklikleri ile değişimi incelenmiştir.

Yine adı geçen grafikleri oluşturma aşamasında içsel sürtünme açısının sabit değeri için, aktif toprak basıncının hesaplanarak, farklı episantr değerleri ve risk olasılıkları yardımıyla yapıya etkiyecek yükün yapı yüksekliği ile değişimi incelenmiştir. Diğer bir grup grafikte ise yine değişkenler değiştirilerek yapıya etkiyecek yükün risk olasılığı ile değişimi gözlenmiştir.

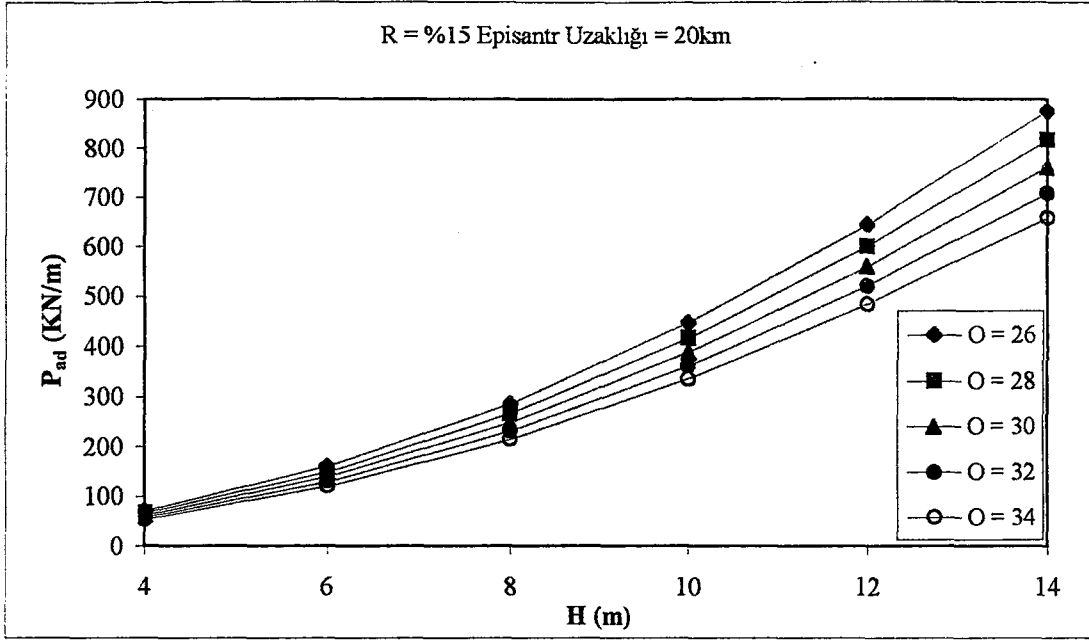
6.2.1 Risk Olasılıklarının Sabit Değerleri için İstinad Yapısına Etkiyecek Yüklerinin Yükseklik ve İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi

Şekil 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, 6.9, 6.10, 6.11, 6.12, 6.13 ve 6.14' de risk olasılığı $R=15\%$, içsel sürtünme açısı $\phi= 26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ve yalnız deprem basınçları ile duvar yüksekliği 4m, 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m arasındaki ilişki episantr uzaklığı 20 km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km için ayrı ayrı gösterilmiştir.

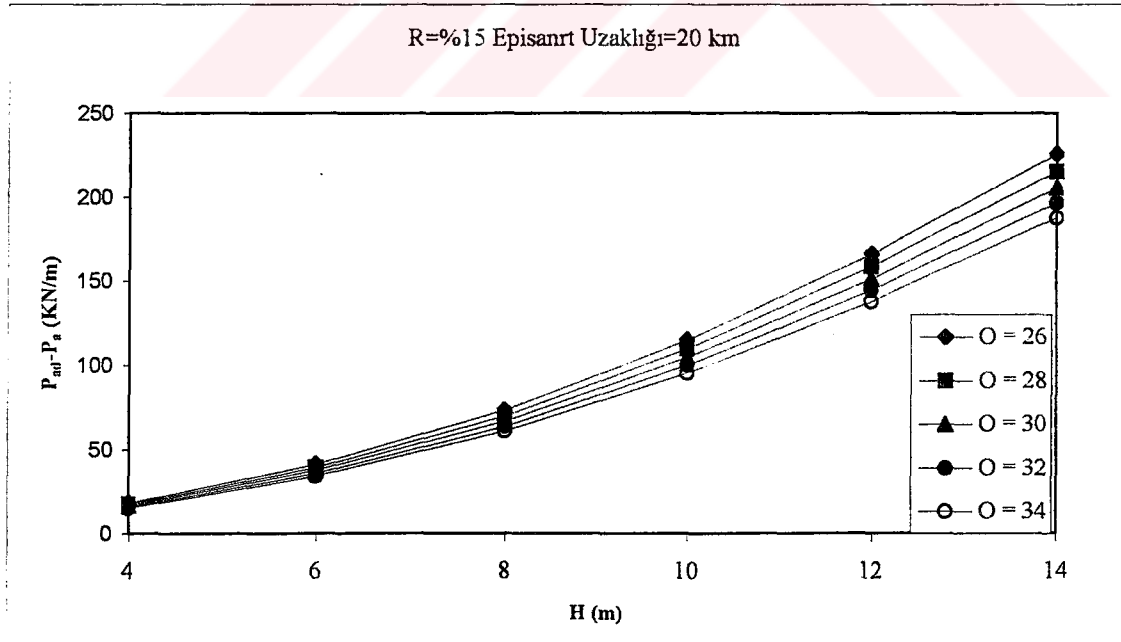
Grafiklerde; duvar yükseklikleri arttıkça basınçların da arttığı, buna karşılık içsel sürtünme açısı artışlarının basınç değerinde azalma sebep olduğu gözlenmektedir. Episantr uzaklıklarının artışıyla birlikte de basınç değerlerinin azaldığı gözlenmektedir. Bu azalmanın episantr uzaklığı $\Delta=20$ km ile $\Delta=100$ km arasında büyük fark gösterirken, $\Delta=100$ km - $\Delta=140$ km arasındaki azalım değerlerinin daha küçük farklar gösterdiği görülmektedir.

İçsel sürtünme açıları $\phi= 26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

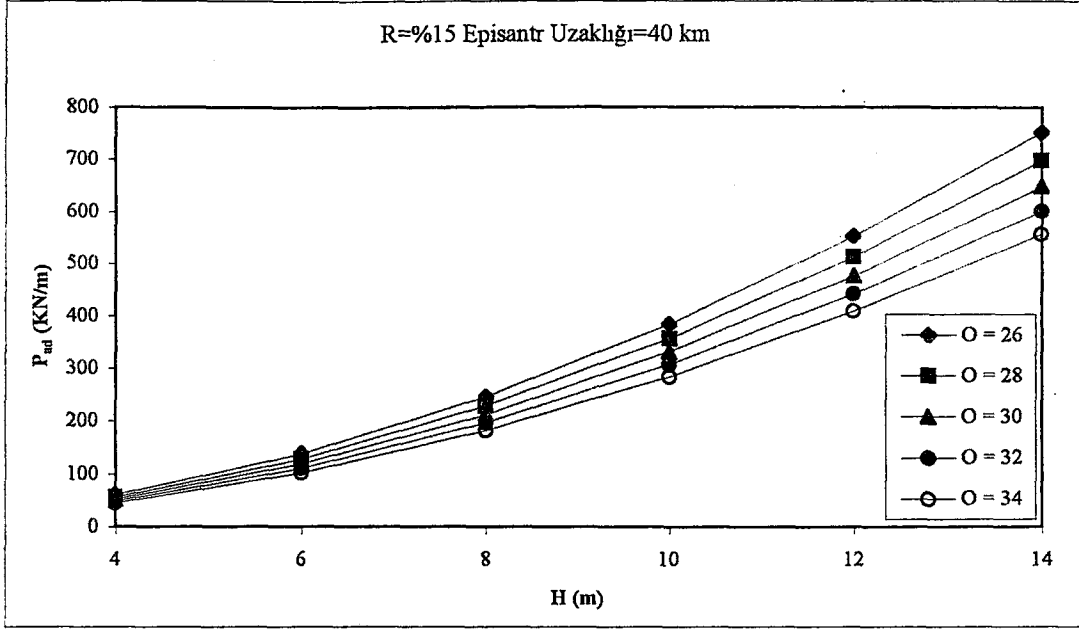
GRAFİK NO	H (m)	R (%)	Δ (km)	ANALİZ
6.1	4 - 14	15	20	P_{AD}
6.2	4 - 14	15	20	$P_{AD} - P_A$
6.3	4 - 14	15	40	P_{AD}
6.4	4 - 14	15	40	$P_{AD} - P_A$
6.5	4 - 14	15	60	P_{AD}
6.6	4 - 14	15	60	$P_{AD} - P_A$
6.7	4 - 14	15	80	P_{AD}
6.8	4 - 14	15	80	$P_{AD} - P_A$
6.9	4 - 14	15	100	P_{AD}
6.10	4 - 14	15	100	$P_{AD} - P_A$
6.11	4 - 14	15	120	P_{AD}
6.12	4 - 14	15	120	$P_{AD} - P_A$
6.13	4 - 14	15	140	P_{AD}
6.14	4 - 14	15	140	$P_{AD} - P_A$



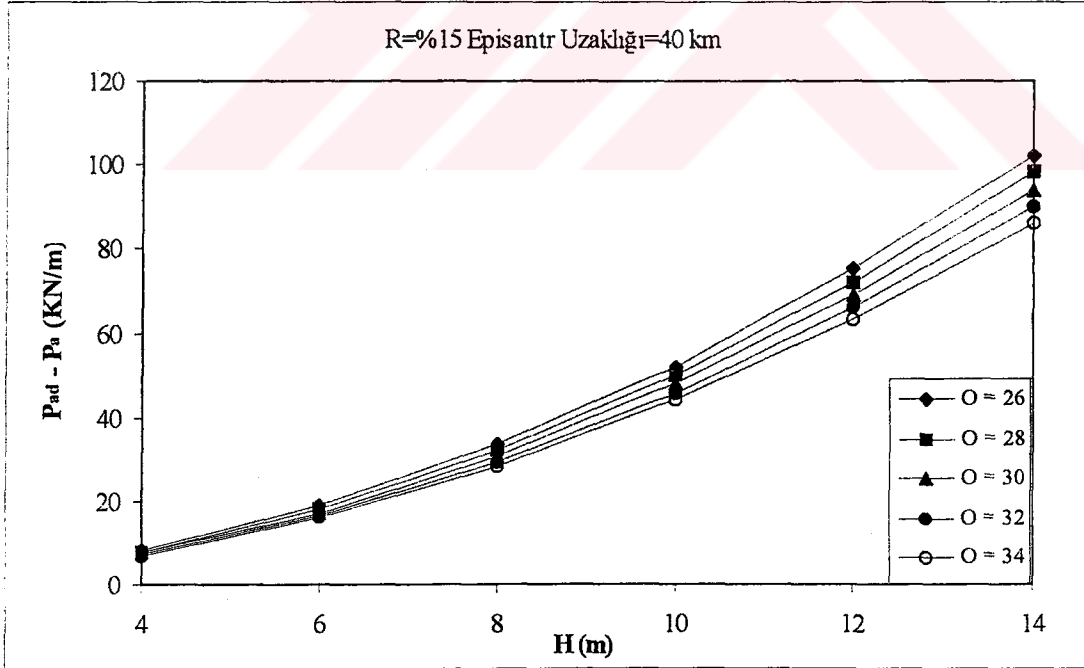
Şekil 6.1 R = %15, Episantr Uzaklığı = 20 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



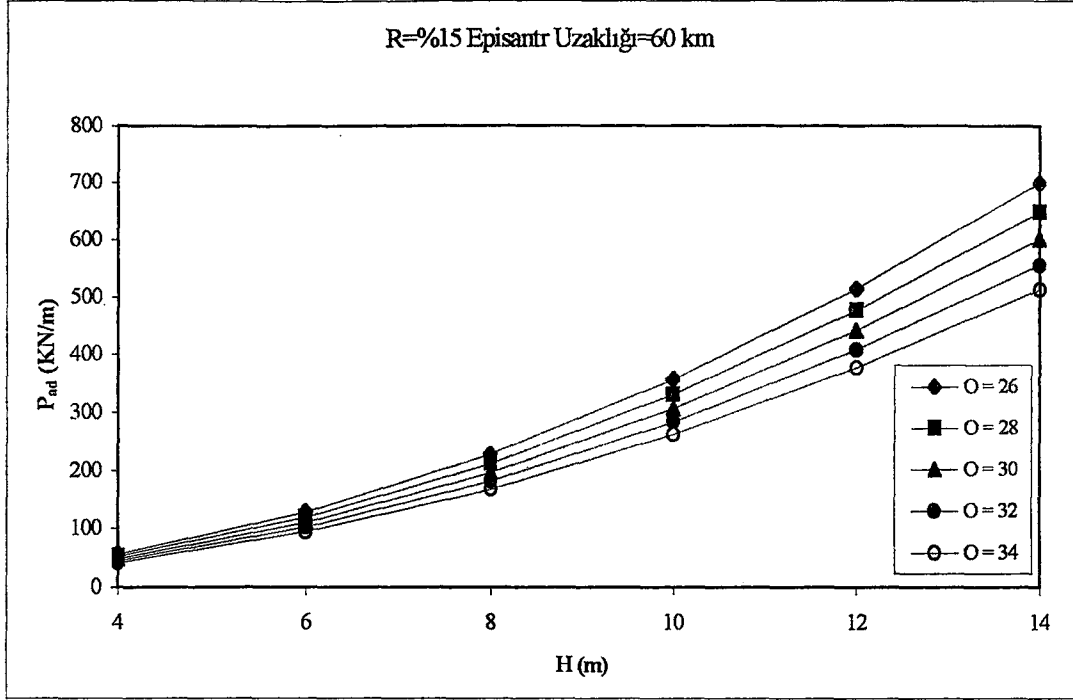
Şekil 6.2 R = %15, Episantr Uzaklığı = 20 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



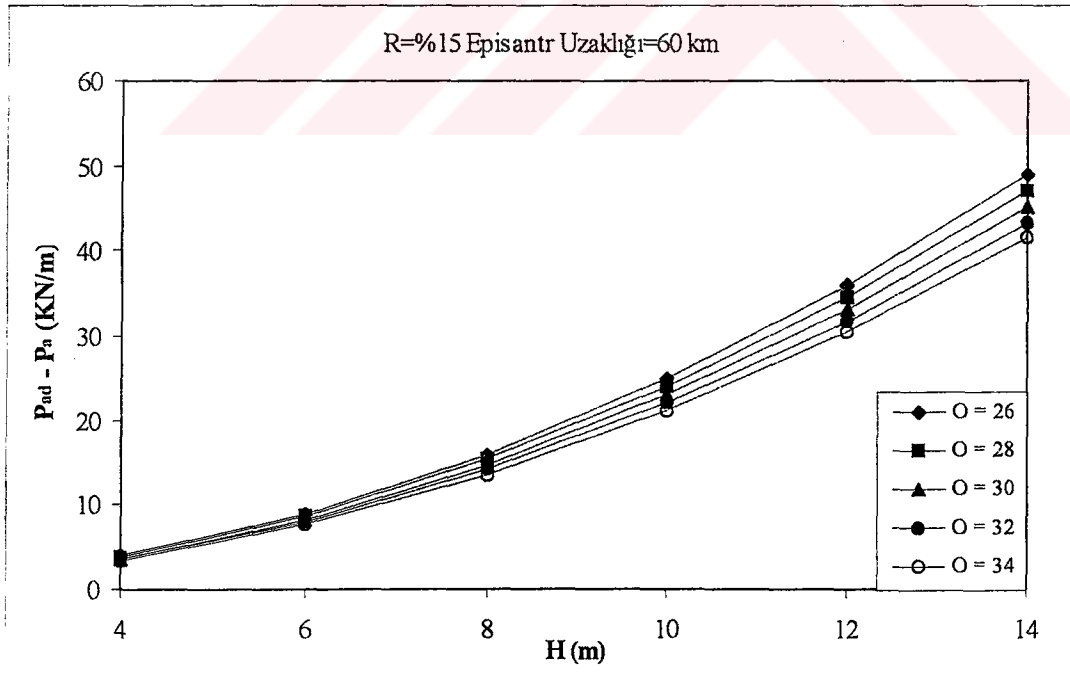
Şekil 6.3 R = %15, Episantr Uzaklığı = 40 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



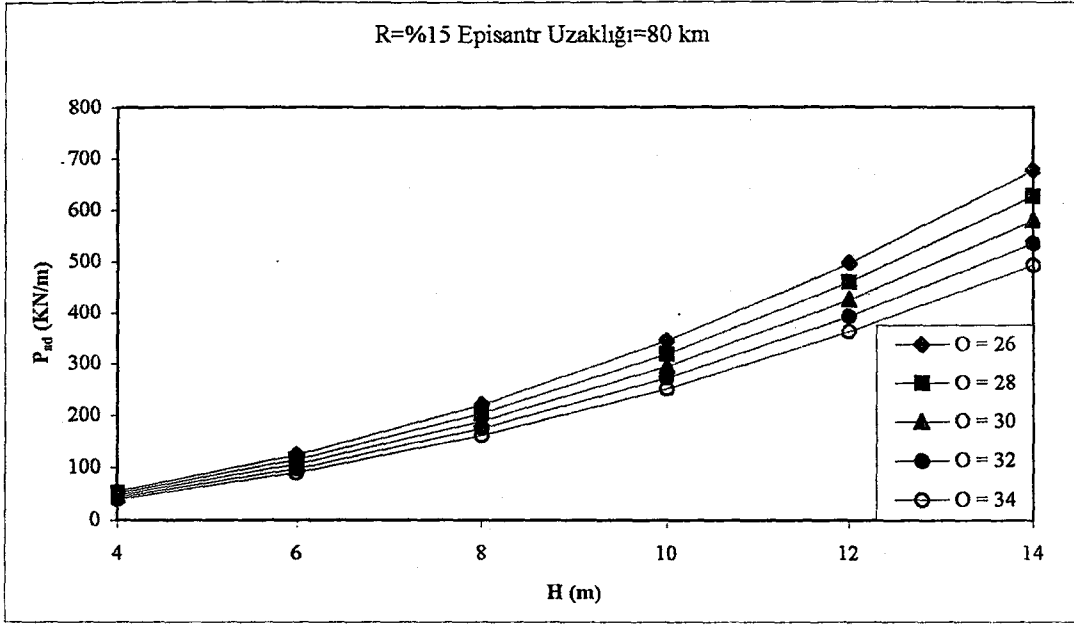
Şekil 6.4 R = %15, Episantr Uzaklığı = 40 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



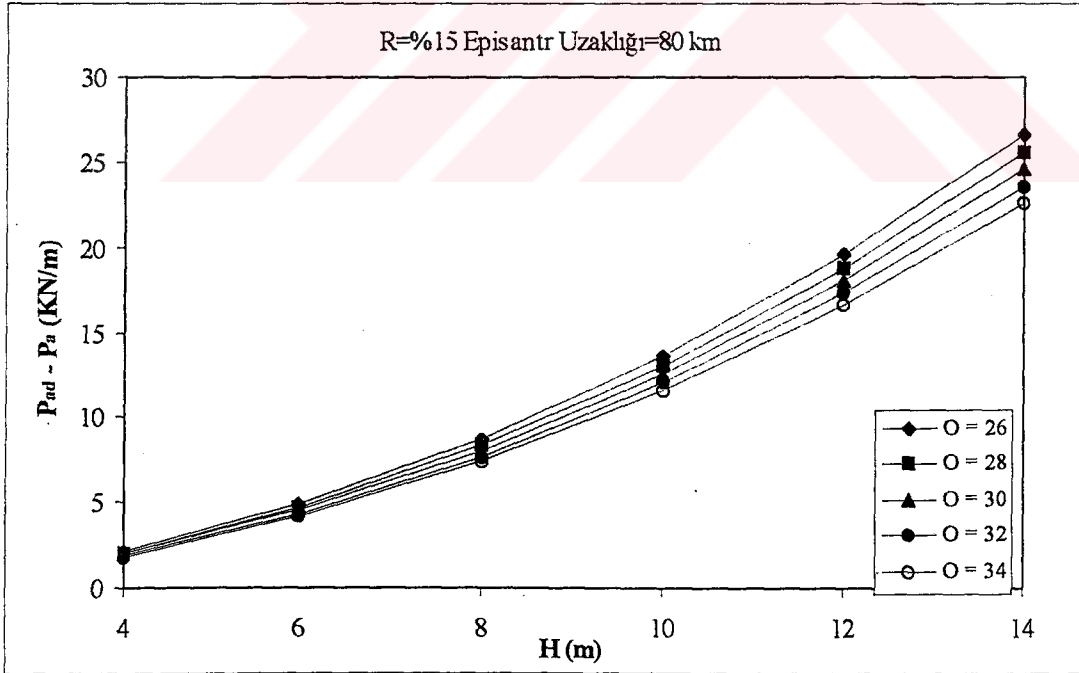
Şekil 6.5 R = %15, Episantr Uzaklığı = 60 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



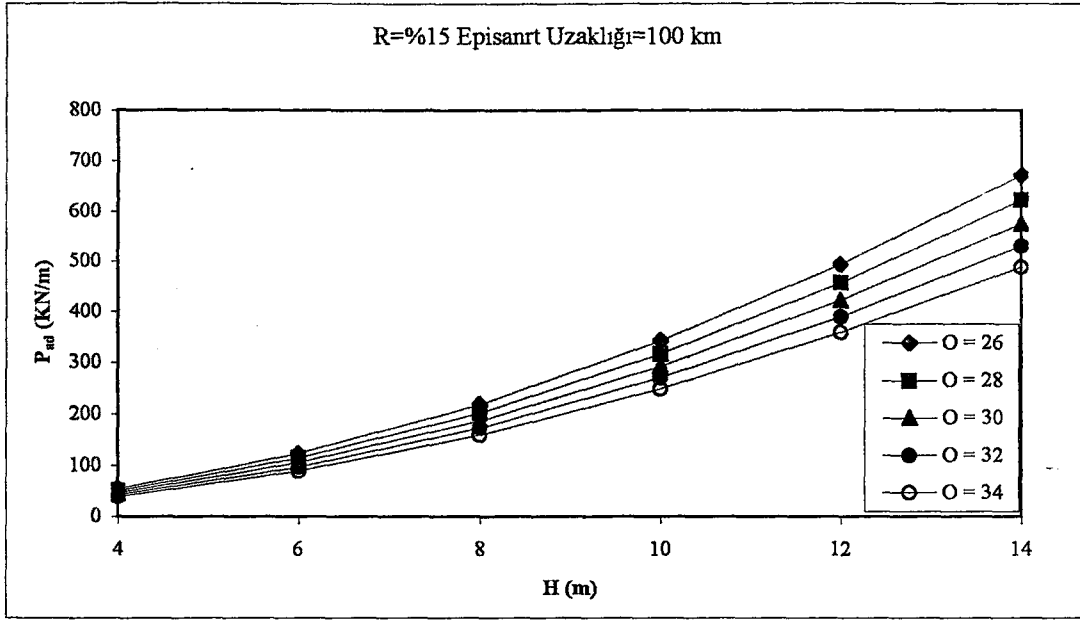
Şekil 6.6 R = %15, Episantr Uzaklığı = 60 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



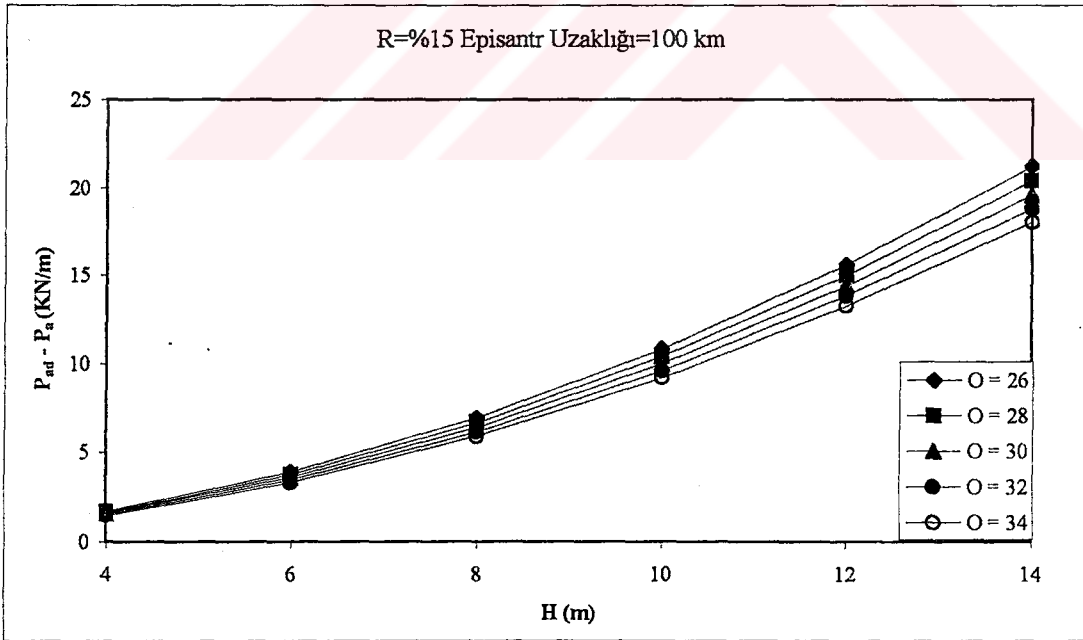
Şekil 6.7 R = %15, Episantr Uzaklığı = 80 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



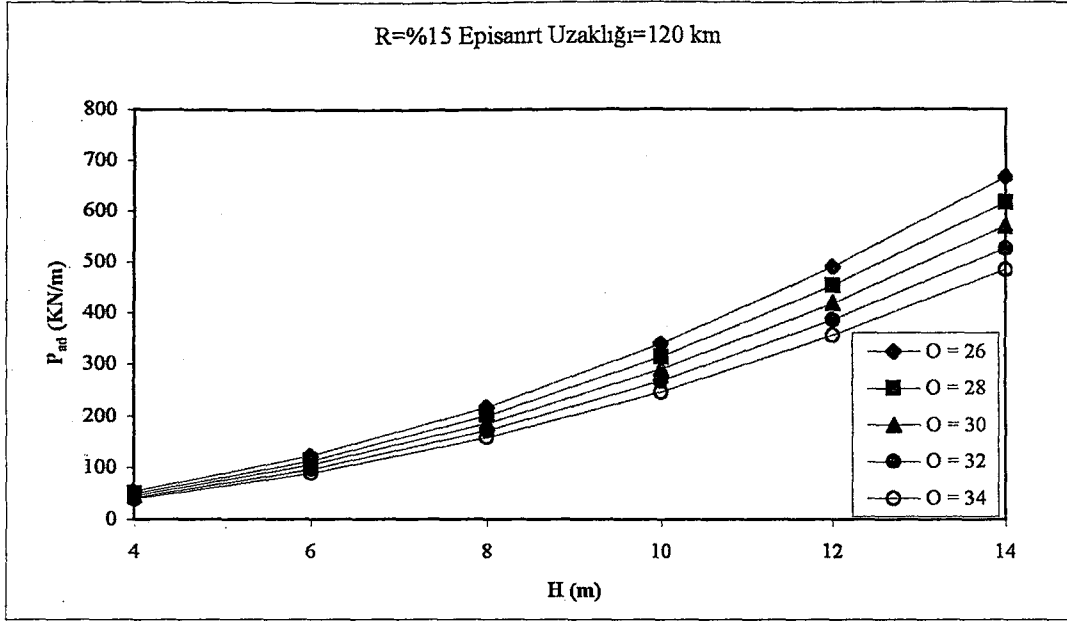
Şekil 6.8 R = %15, Episantr Uzaklığı = 80 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



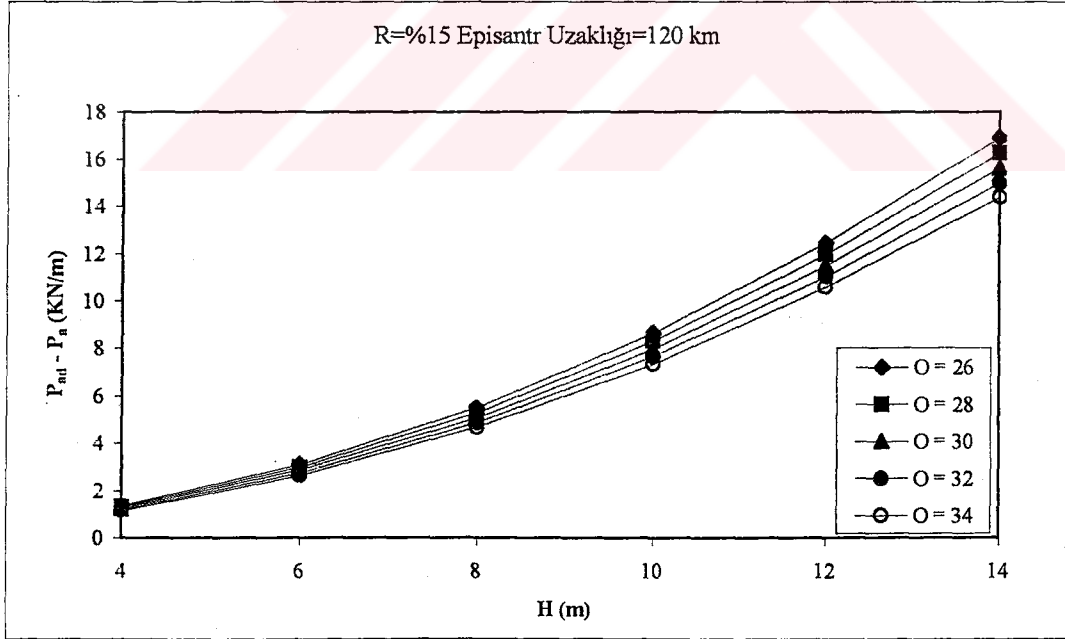
Şekil 6.9 R = %15, Episantr Uzaklığı = 100 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



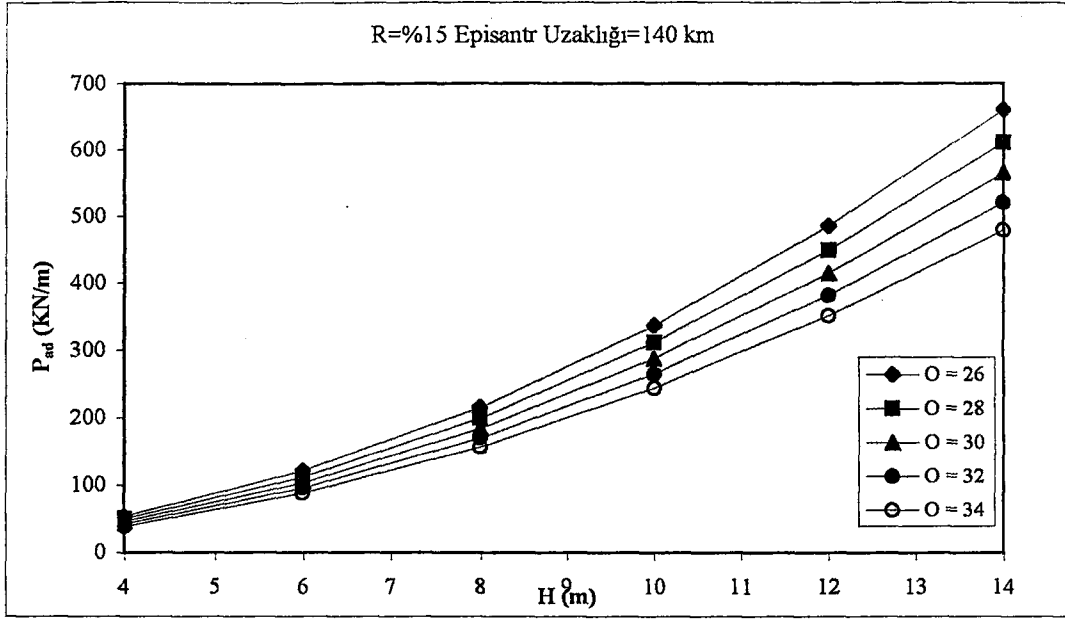
Şekil 6.10 R = %15, Episantr Uzaklığı = 100 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



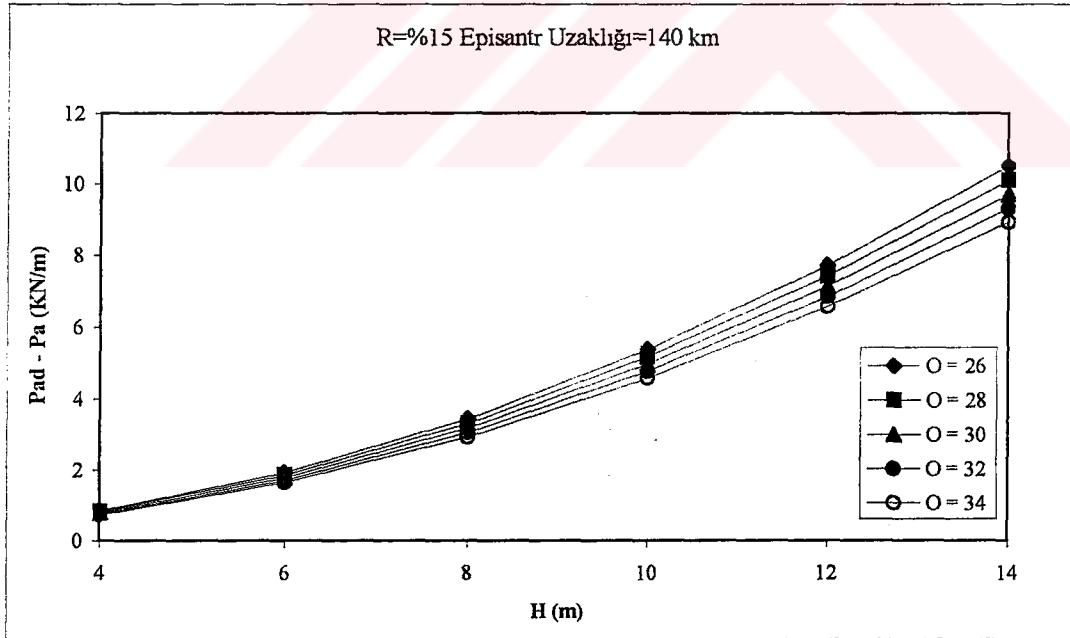
Şekil 6.11 R = %15, Episantr Uzaklığı = 120 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.12 R = %15, Episantr Uzaklığı = 120 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.13 R = %15, Episantr Uzaklığı = 140 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



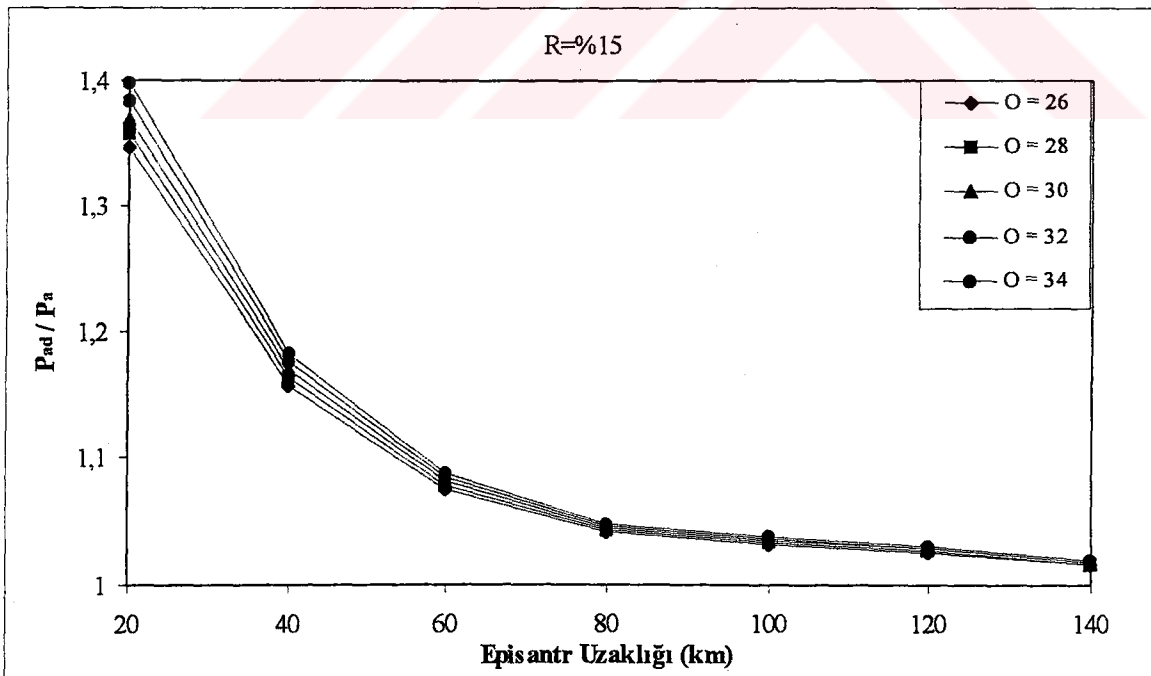
Şekil 6.14 R = %15, Episantr Uzaklığı = 140 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)

Şekil 6.15' de risk olasılığı $R=15\%$, $\phi=26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° olan istinat duvarı için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranı ile episantr uzaklıkları arasındaki ilişki araştırılmıştır.

Grafikte; toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı arttıkça azaldığı ve bu azalmanın en yoğun hissedildiği alanın $\Delta=20$ km ile $\Delta=40$ km uzaklı değerleri arasında olduğu gözlenmektedir. Depremi belli bir etkilenme bölgesi dışında P_{AD} / P_A oranının sıfır olacağı grafikte net bir şekilde görülmektedir.

İçsel sürtünme açıları $\phi=26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

GRAFİK NO	R (%)	Δ (km)	ANALİZ
6.15	15	20 - 140	P_{AD} / P_A



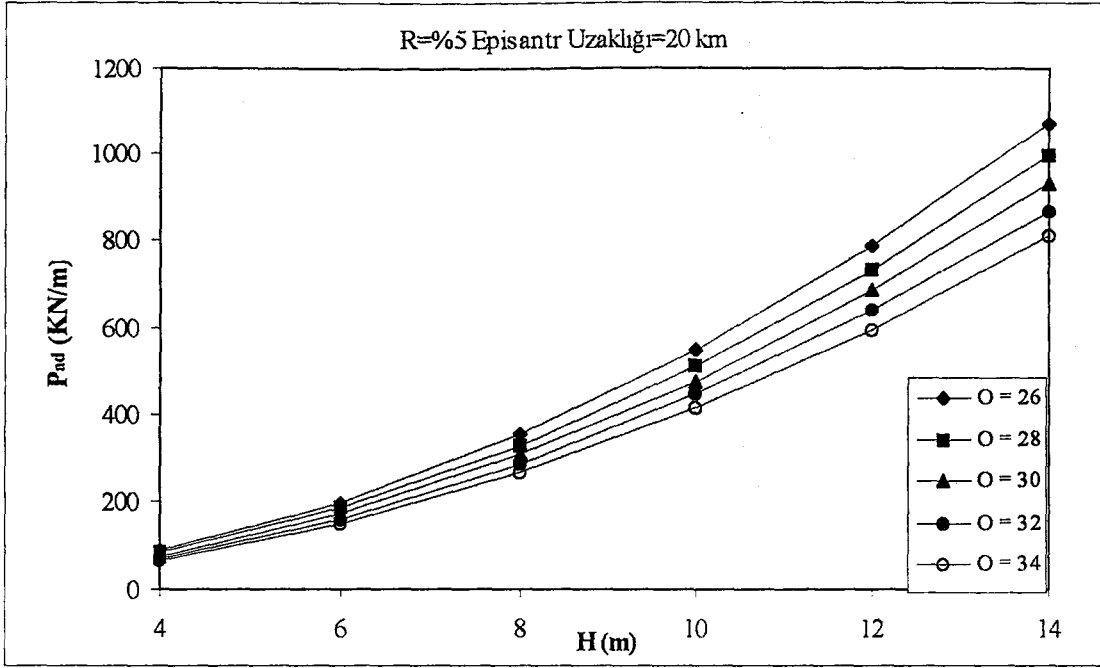
Şekil 6.15 R = 15 için toplam deprem yükü / durgun haldeki yükün episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)

Bu kısımda risk olasılığı $R=15\%$ için yapılan bu işlemler, risk olasılıkları 5% ve 0.5% için de yapılarak sonuçlara ulaşılmıştır. Şekil 6.16, 6.17, 6.18 ve 6.19' da episantr uzaklığı 20 km için toplam deprem basıncı ve yalnız deprem basıncının yükseklikle değişimi irdelenmiştir.

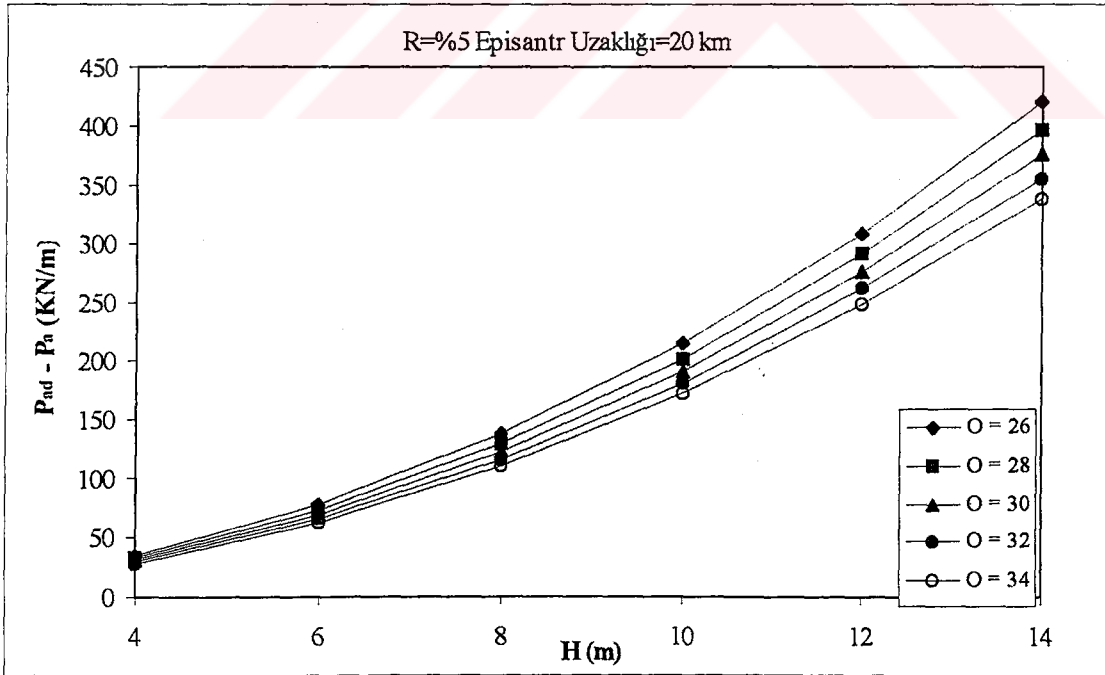
Farklı risk değerleri için oluşturulan grafiklerde; aynı episantr uzaklığında yapı yüksekliği artarken basınçların attığı, buna karşılık içsel sürtünme değerleri artarken basınçların azaldığı gözlenmektedir. Risk olasılığının küçülmesi ise basınçların artmasına sebep olmaktadır. Risk olasılığı $R=5\%$ ile $R=0.5\%$ arasında deprem basınçlarında iki katına varan bir artış gözlenmektedir.

İçsel sürtünme açıları $\phi=26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

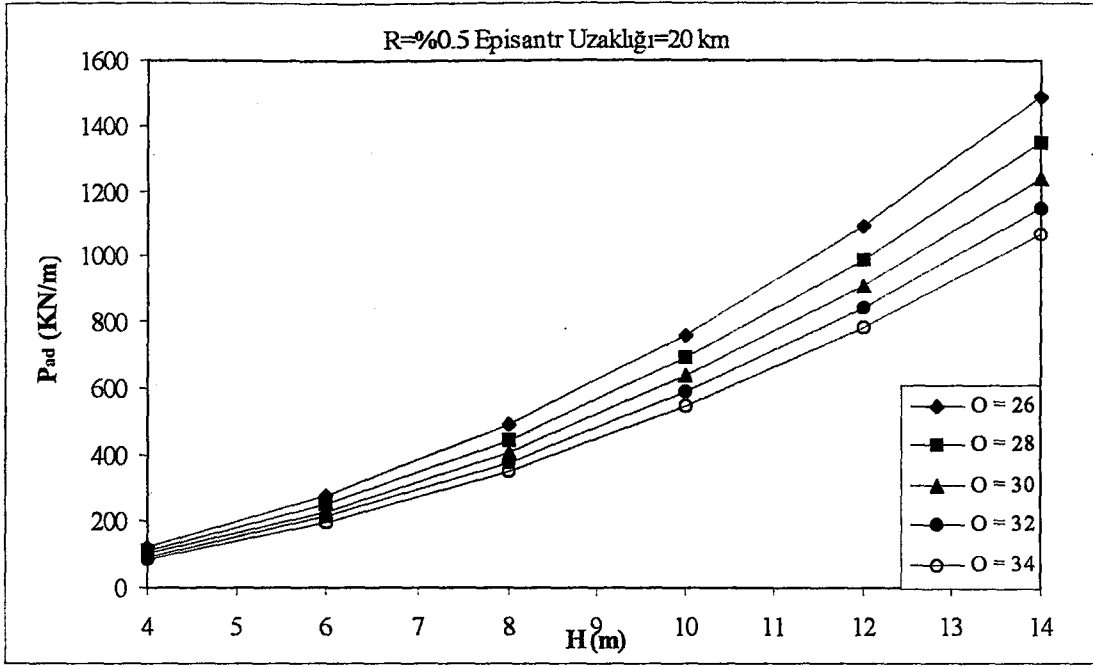
GRAFİK NO	H (m)	R (%)	Δ (km)	ANALİZ
6.16	4 - 14	5	20	P_{AD}
6.17	4 - 14	5	20	$P_{AD} - P_A$
6.18	4 - 14	0.5	20	P_{AD}
6.19	4 - 14	0.5	20	$P_{AD} - P_A$



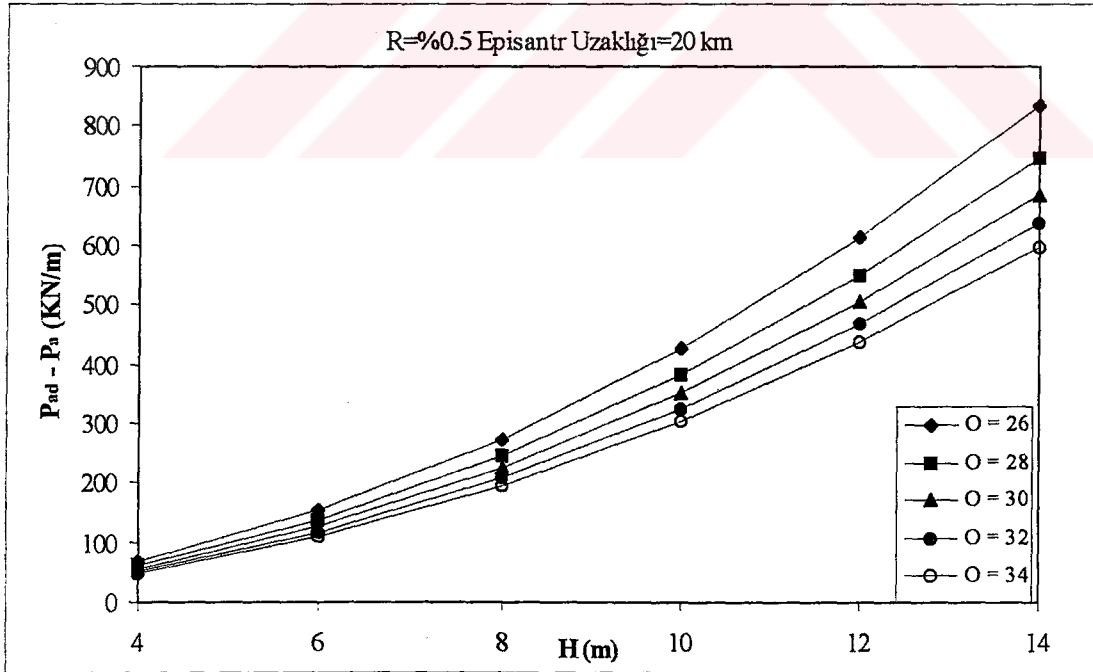
Şekil 6.16 R = %5, Episantr Uzaklığı = 20 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.17 R = %5, Episantr Uzaklığı = 20 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.18 R = %0.5, Episantr Uzaklığı = 20 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



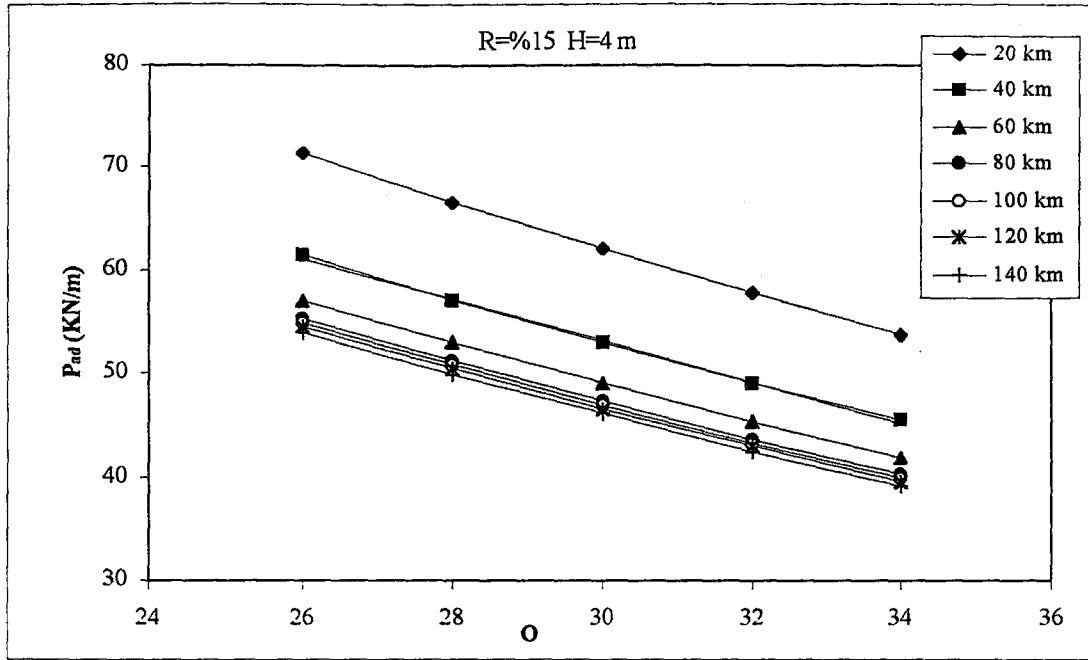
Şekil 6.19 R = %0.5, Episantr Uzaklığı = 20 km için deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)

Şekil 6.20, 6.21, 6.22, 6.23, 6.24, 6.25, 6.26, 6.27, 6.28, 6.29, 6.30 ve 6.31' de yine risk olasılığı $R=15\%$, episantr uzaklığı $\Delta=20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ve yalnız deprem basınçları ile içsel sürtünme değerleri $\phi=26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° arasındaki ilişki duvar yükseklikleri 4m, 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m için irdelenmiştir.

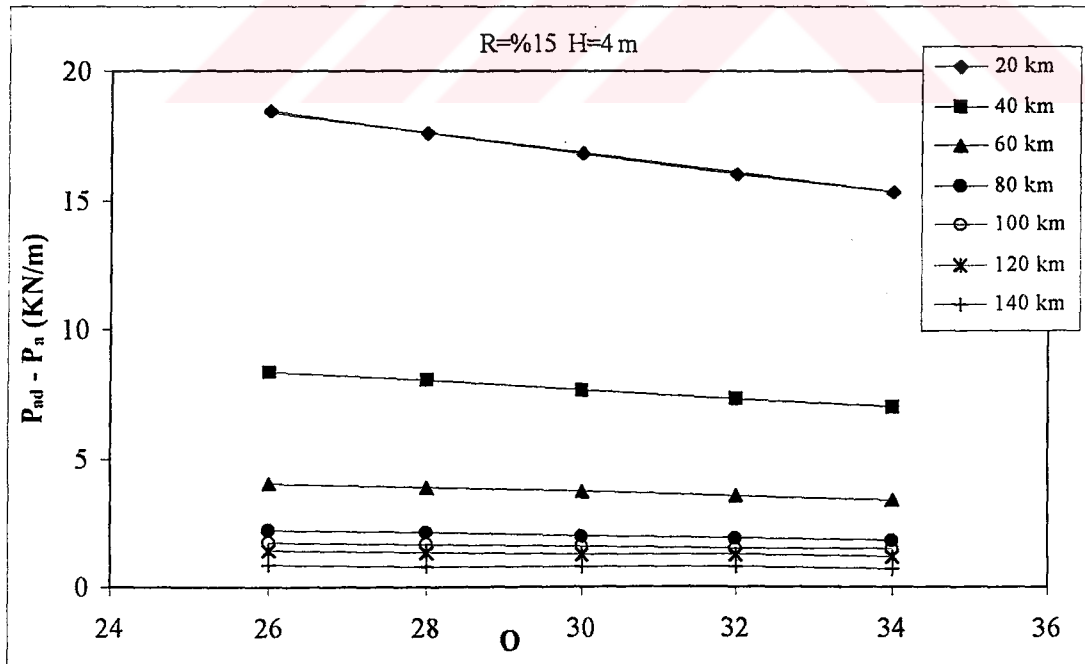
Toplam deprem basıncı ve yalnız deprem basıncının içsel sürtünme açısı ile değiştiği grafiklerde, basınç değişimlerinin her duvar yüksekliği için lineer değiştiği görülmektedir. Grafiklerde içsel sürtünme açısı değerleri ve episantr uzaklıkları arttıkça duvara etkileyen basınçların azalmakta fakat yapı yüksekliği arttıkça da basınç değerleri artmaktadır. Episantr uzaklığı $\Delta=20$ km' deki deprem basıncı değerlerinin, diğer episantr uzaklıklarındaki değer kümesinden daha ayrık kalması ise bize $\Delta=20$ km - 40 km uzaklıklarındaki yapıların meydana gelecek bir depremden ne kadar etkilenileceğini göstermektedir. Ayrıca toplam deprem basıncı ve yalnız deprem basıncı grafiklerindeki eğim farklılıkları, durgun haldeki toprak basıncının yalnız deprem basıncına oranla içsel sürtünme değişiminden daha fazla etkilendiği göstermektedir.

Episantr uzaklıkları uzaklığı $\Delta=20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

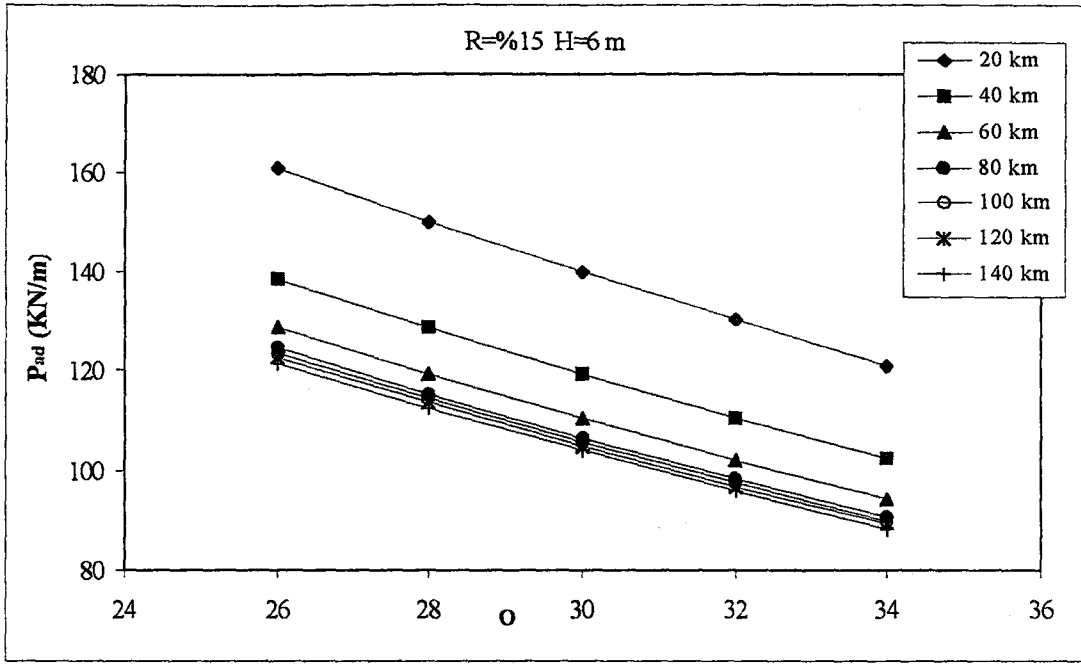
GRAFİK NO	ϕ°	R (%)	H (m)	ANALİZ
6.20	24 - 36	15	4	P_{AD}
6.21	24 - 36	15	4	$P_{AD} - P_A$
6.22	24 - 36	15	6	P_{AD}
6.23	24 - 36	15	6	$P_{AD} - P_A$
6.24	24 - 36	15	8	P_{AD}
6.25	24 - 36	15	8	$P_{AD} - P_A$
6.26	24 - 36	15	10	P_{AD}
6.27	24 - 36	15	10	$P_{AD} - P_A$
6.28	24 - 36	15	12	P_{AD}
6.29	24 - 36	15	12	$P_{AD} - P_A$
6.30	24 - 36	15	14	P_{AD}
6.31	24 - 36	15	14	$P_{AD} - P_A$



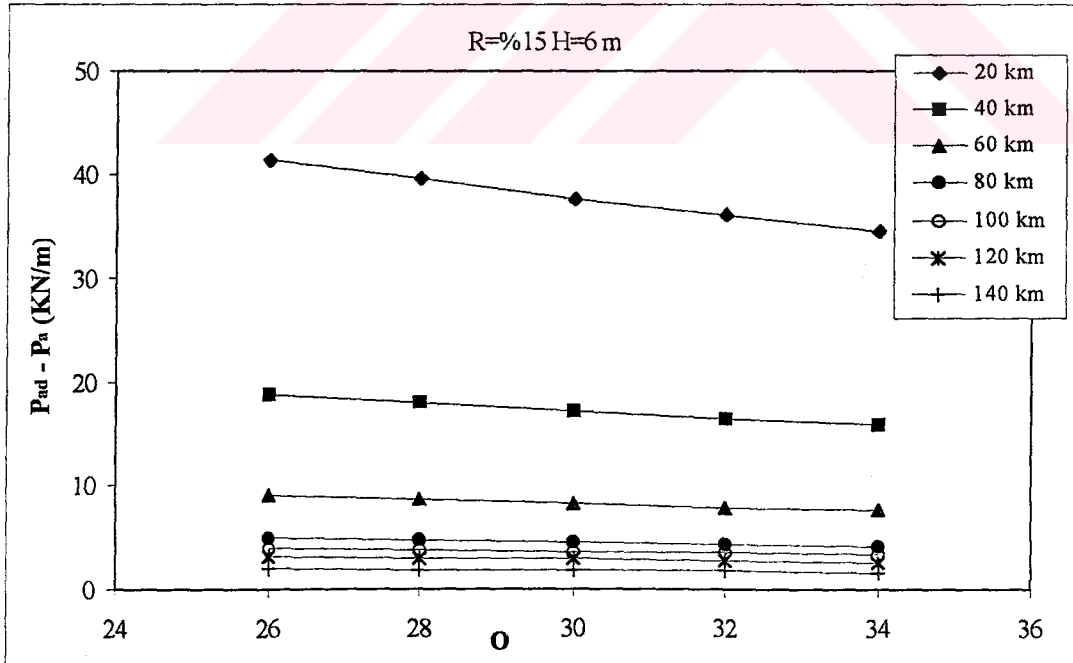
Şekil 6.20 R = %15, H = 4 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



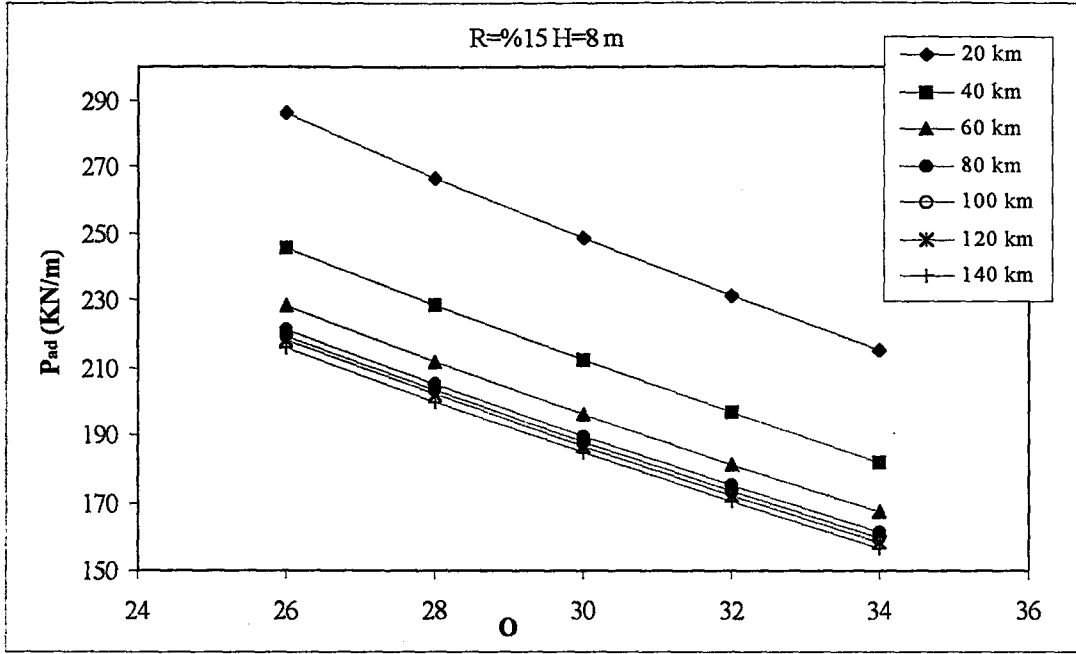
Şekil 6.21 R = %15, H = 4 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



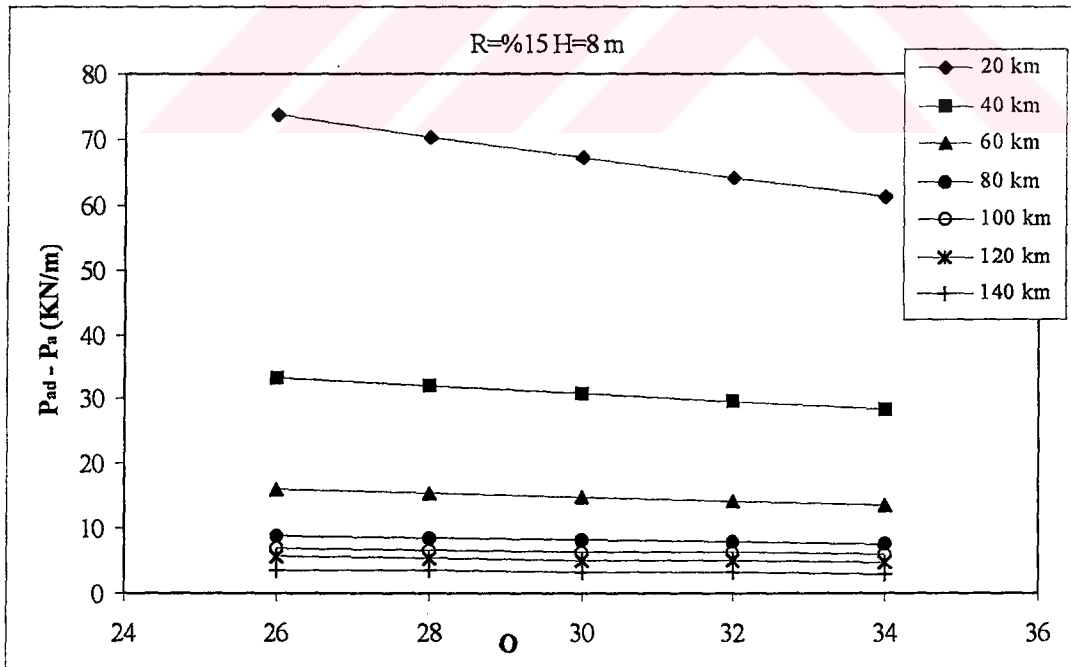
Şekil 6.22 R = %15, H = 6 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



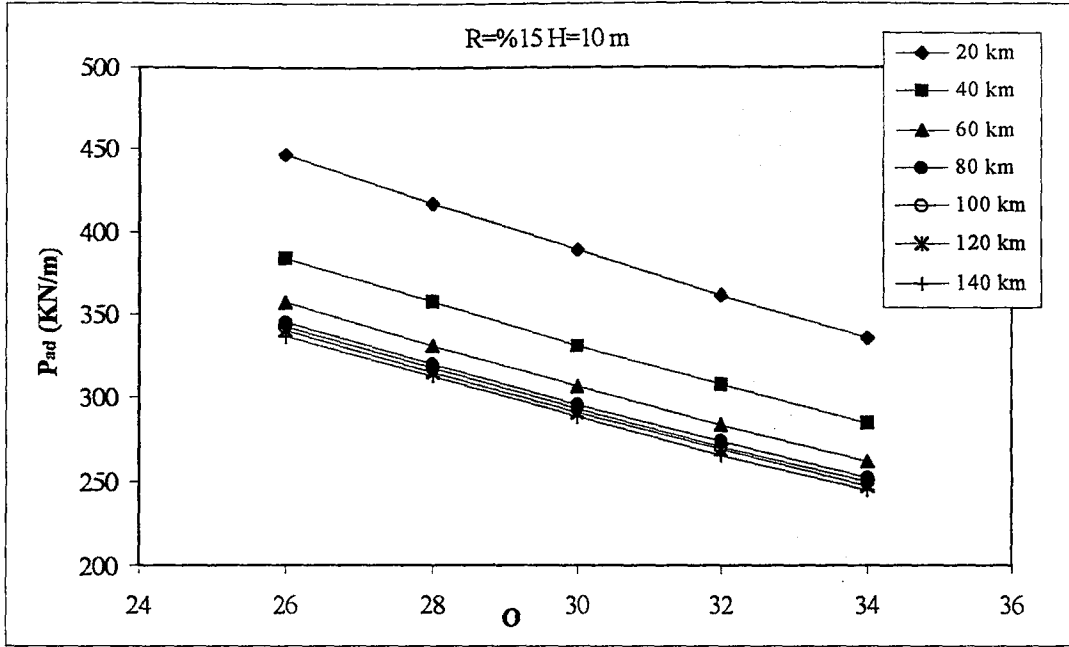
Şekil 6.23 R = %15, H = 6 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



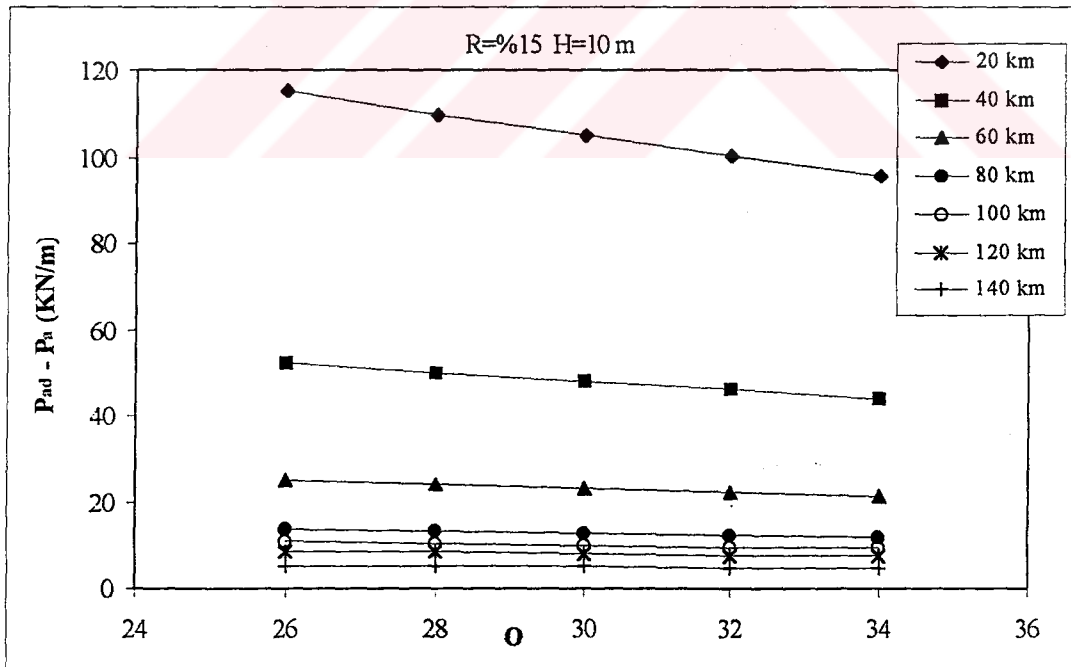
Şekil 6.24 $R = 15\%$, $H = 8\text{ m}$ için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17\text{ KN/m}^3$)



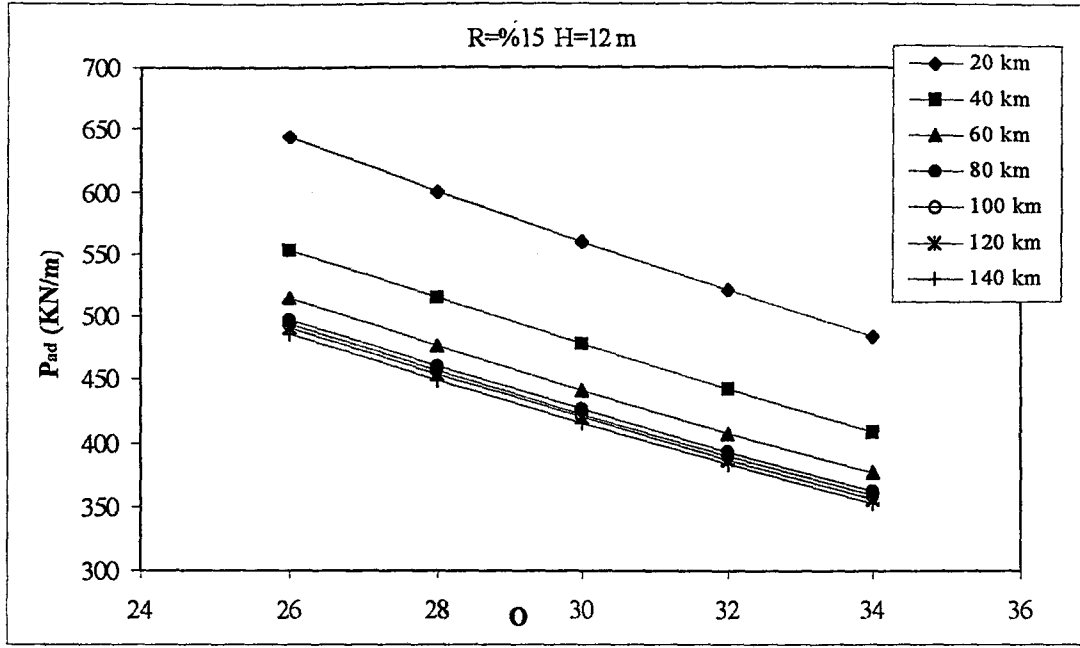
Şekil 6.25 $R = 15\%$, $H = 8\text{ m}$ için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17\text{ KN/m}^3$)



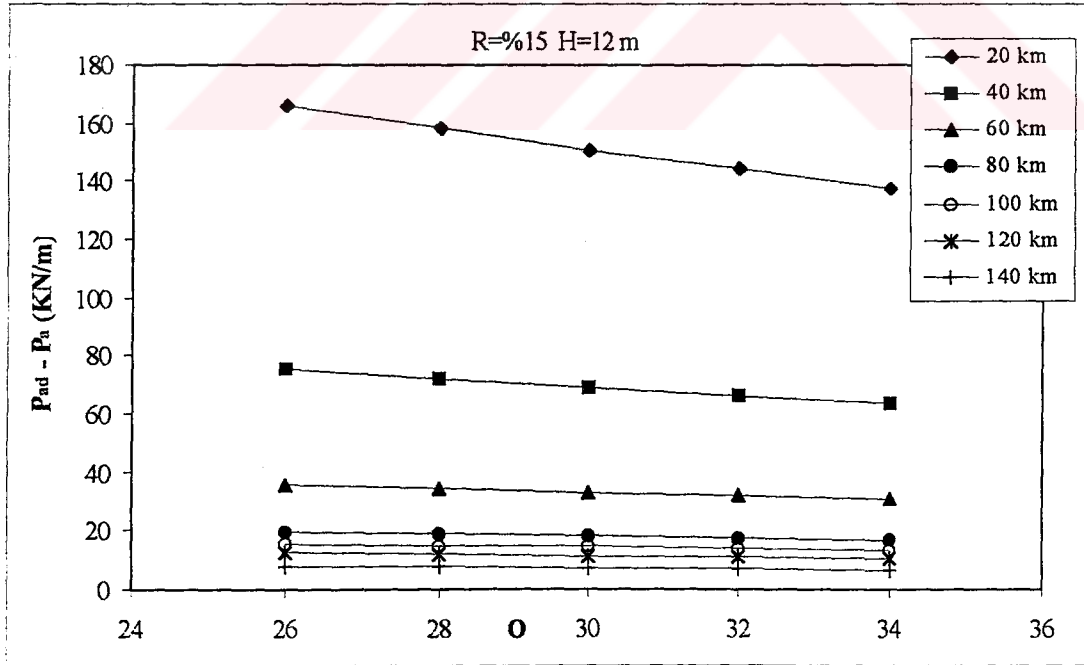
Şekil 6.26 R = %15, H = 10 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



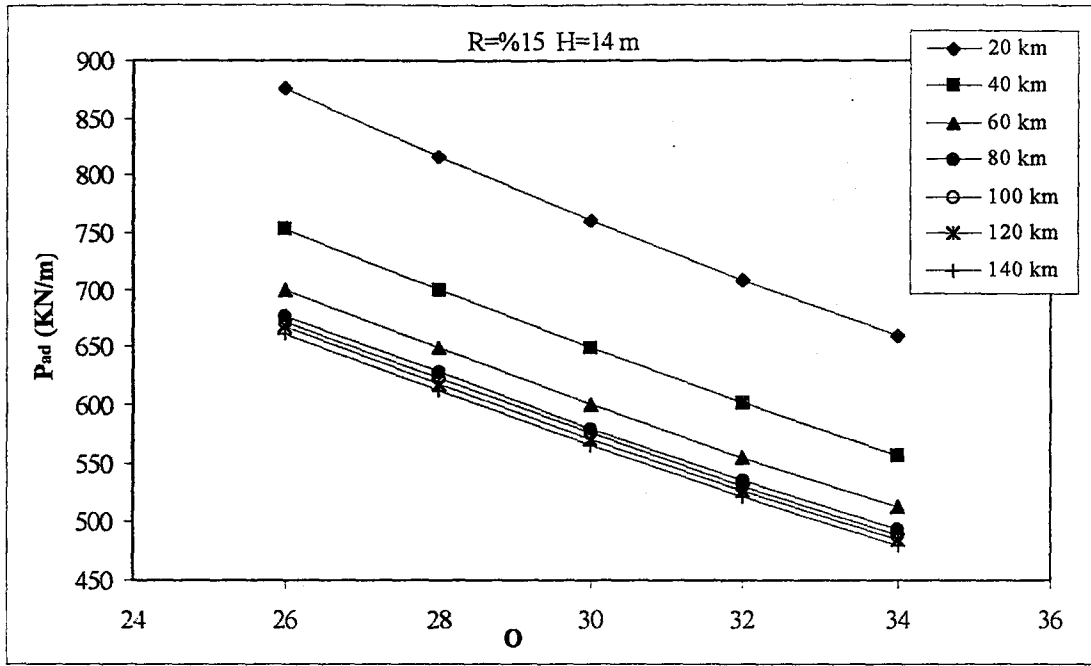
Şekil 6.27 R = %15, H = 10 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



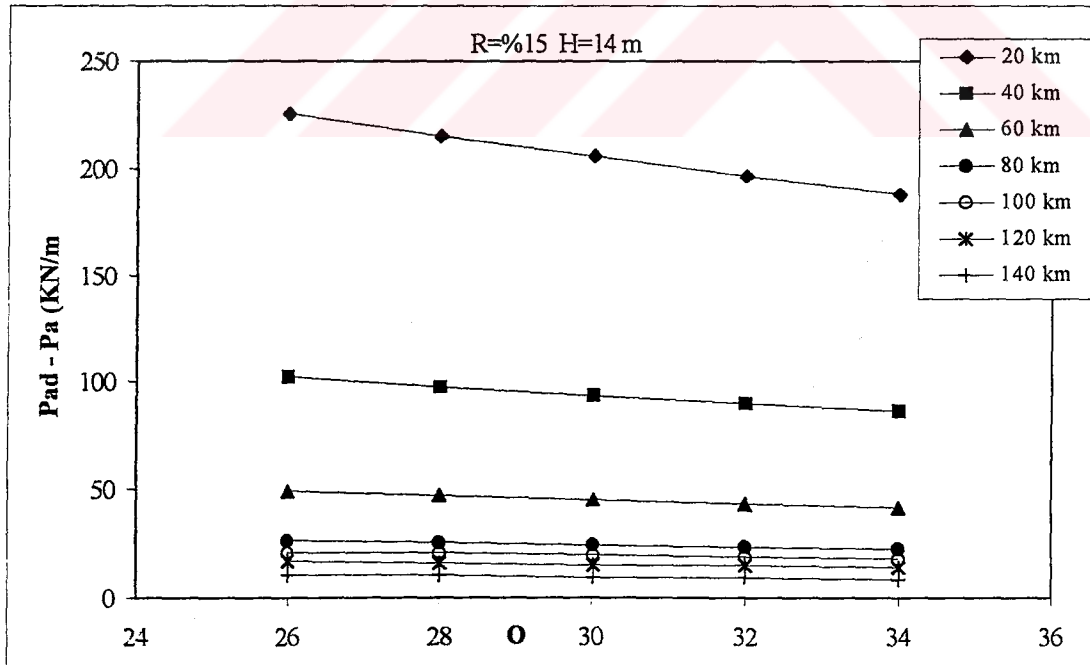
Şekil 6.28 R = %15, H = 12 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.29 R = %15, H = 12 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.30 R = %15, H = 14 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



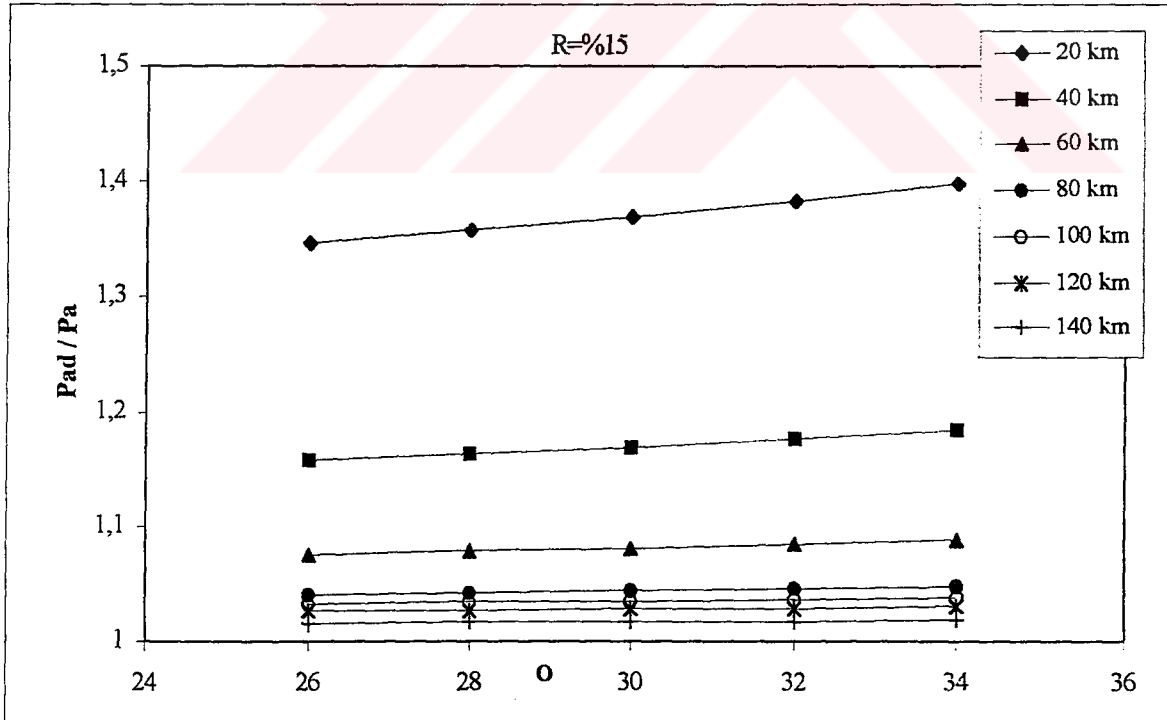
Şekil 6.31 R = %15, H = 14 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)

Şekil 6.32' de risk olasılığı %15, episantr uzaklığı 20 km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km olan istinat duvarı için toplam deprem basıncının durgun haldeki toprak basıncına oranı ile ϕ içsel sürtünme açıları arasındaki ilişki incelenmiştir.

Adı geçen grafikte toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranlarının değerleri içsel sürtünme açısı arttıkça bir miktar artmaktadır. Bu gözlem ise içsel sürtünme değerlerinin artışıdan durgun haldeki basıncın deprem basıncına göre daha fazla etkilendiği gözleniyor. Diğer taraftan episantr uzaklıklarının artışı basınçların azalmasına sebep olmaktadır.

Episantr uzaklıkları uzaklığı $\Delta=20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

GRAFİK NO	ϕ°	R (%)	ANALİZ
6.32	24 - 36	15	$P_{AD} - P_A$



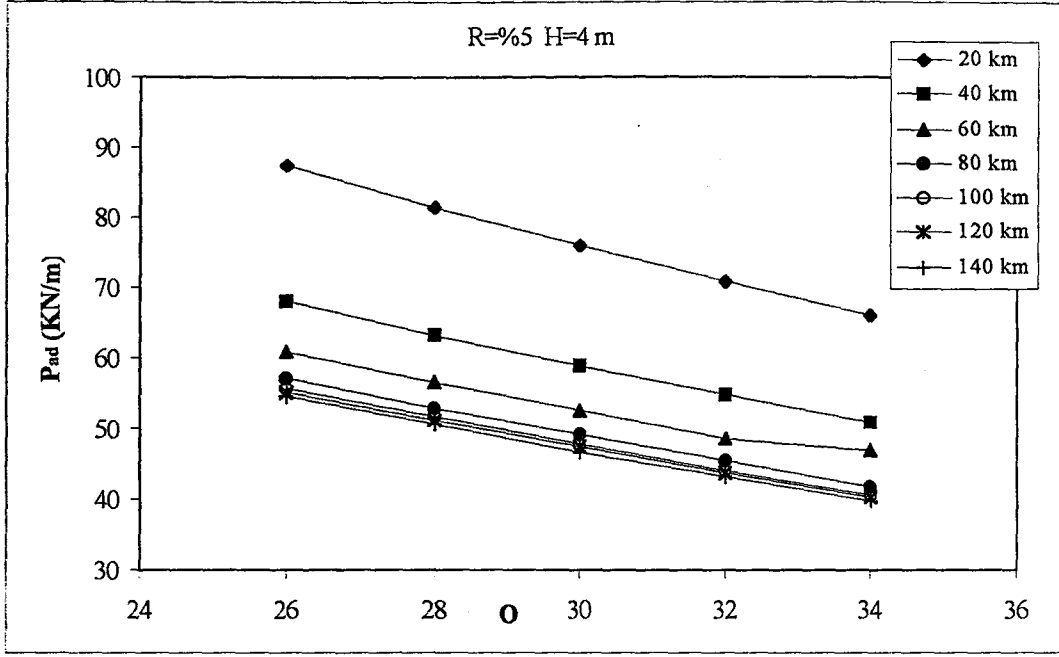
Şekil 6.32 R = %15 için toplam deprem yükü / durgun haldeki yükün episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)

Bu kısımda risk olasılığı $R=15\%$ için yapılan bu işlemler, risk olasılıkları 5% ve 0.5% için de yapılarak sonuçlara ulaşılmıştır. Şekil 6.33, 6.34, 6.35 ve 6.36' da duvar yüksekliği 4 m için toplam deprem basıncı ve deprem basıncının ϕ değerleri ile değişimi farklı episantr uzaklıkları için araştırılmıştır.

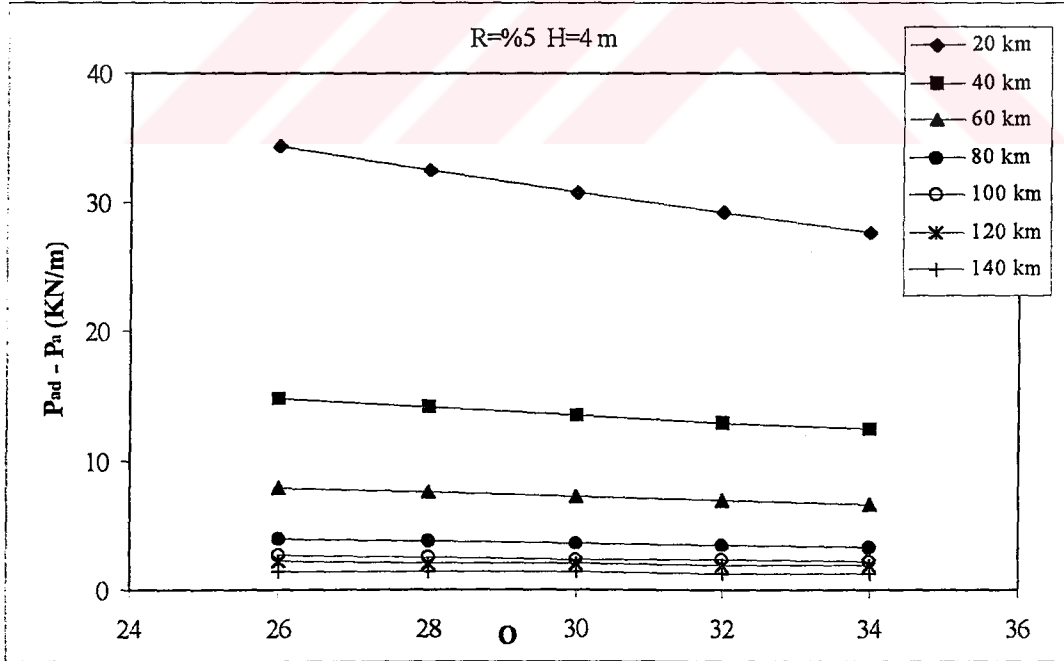
Farklı risk değerleri için oluşturulan grafiklerde; aynı yapı yüksekliğinde episantr uzaklıkları içsel sürtünme değerleri artarken basınçların azaldığı gözlenmektedir. Risk olasılığının küçülmesi ise basınçların artmasına sebep olmaktadır. Risk olasılığı $R=5\%$ ile $R=0.5\%$ arasında deprem basınçlarında iki katına varan bir artış gözlenmektedir.

Episantr uzaklıkları uzaklığı $\Delta=20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

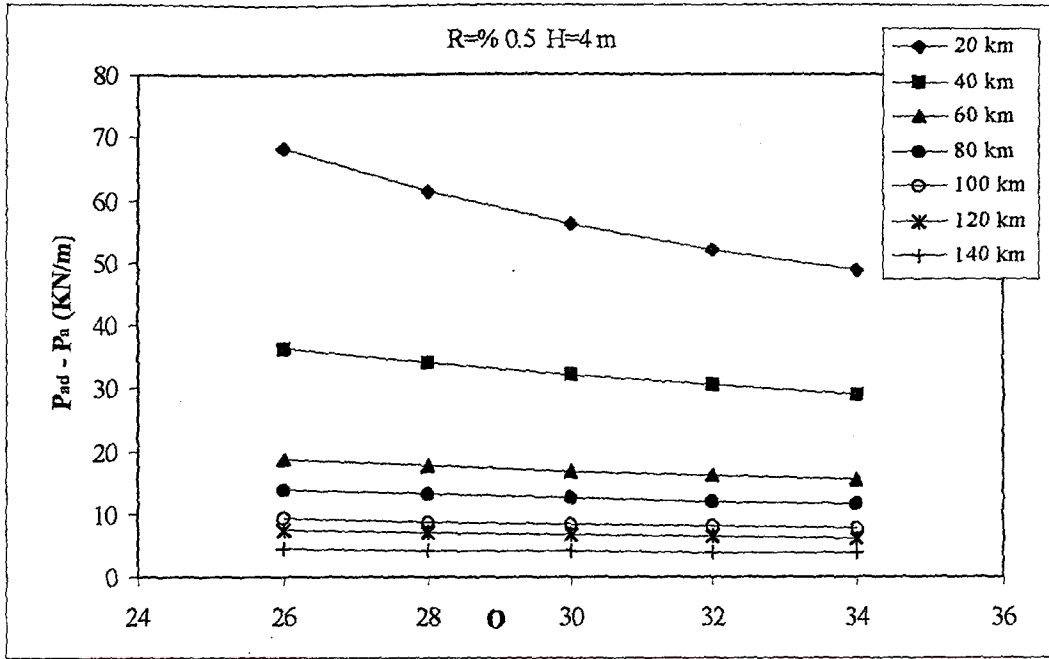
GRAFİK NO	ϕ°	R (%)	H (m)	ANALİZ
6.33	26 - 34	5	4	P_{AD}
6.34	26 - 34	5	4	$P_{AD} - P_A$
6.35	26 - 34	0.5	4	P_{AD}
6.36	26 - 34	0.5	4	$P_{AD} - P_A$



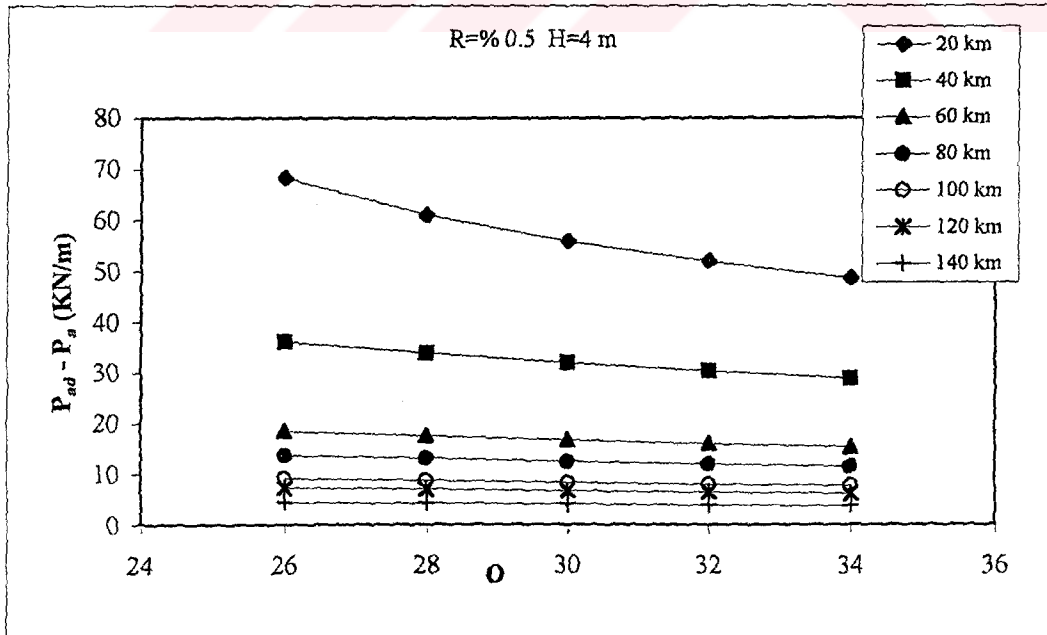
Şekil 6.33 R = %5, H = 4 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.34 R = %5, H = 4 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.35 R = %0.5, H = 4 m için toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



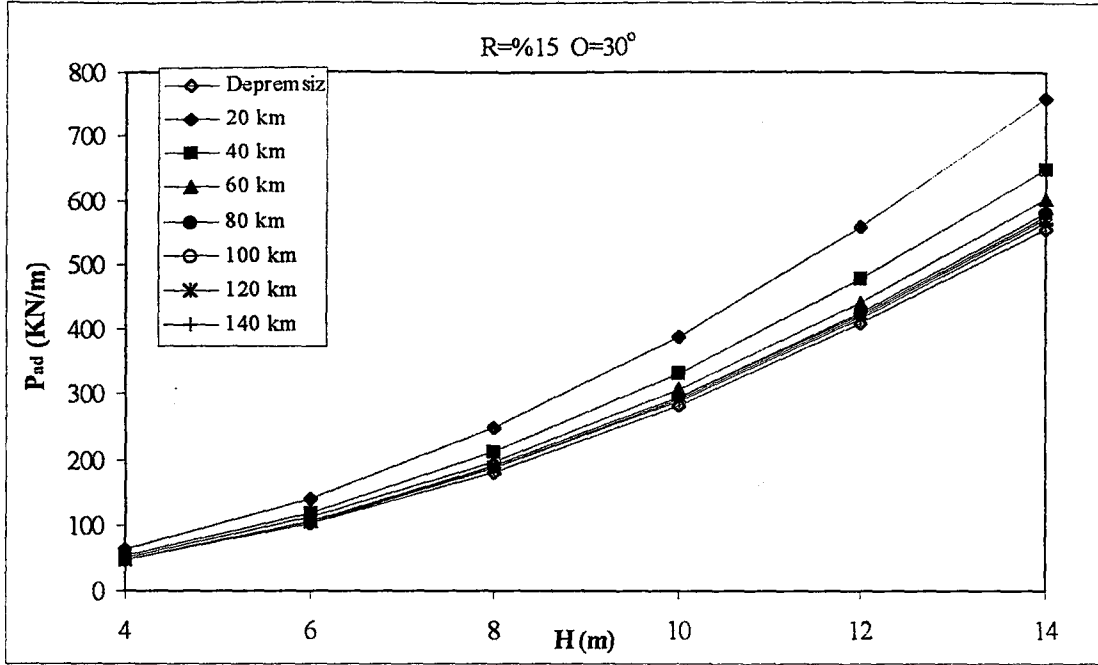
Şekil 6.36 R = %0.5, H = 4 m için deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)

6.2.2 İçsel Sürtünme Açılarının Sabit Değerleri için İstinad Yapısına Etkiyecek Yüklerinin Yükseklik ve Açısı ile Değişimi

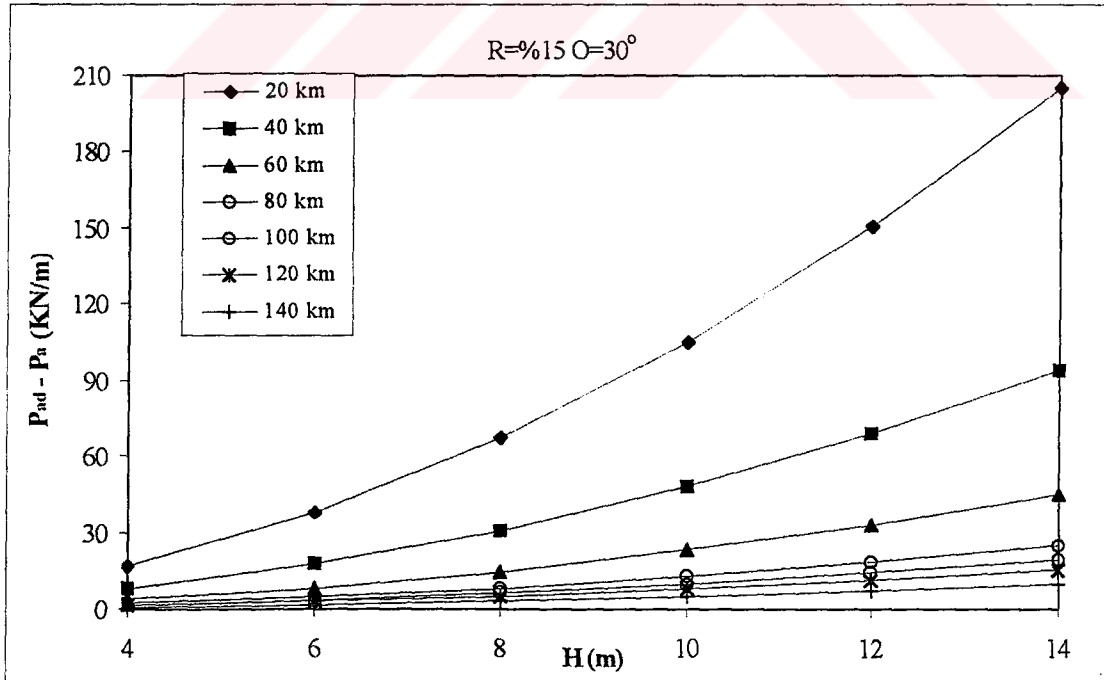
Şekil 6.37, 6.38, 6.39, 6.40, 6.41, 6.42, 6.43, 6.44, 6.45, 6.46, 6.47, ve 6.48' de içsel sürtünme açısı $\phi = 30^\circ$, episantr uzaklığı $\Delta = 20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ve yalnız deprem basınçları ile duvar yüksekliği 4m, 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m arasındaki ilişki risk olasılıkları $R = \%15$, $\%10$, $\%5$, $\%2$, $\%0.5$ için ayrı ayrı gösterilmiştir. Grafiklerde; içsel sürtünme açılarının sabit değerleri için duvar yüksekliğinin artmasıyla birlikte istinat yapısına etkiyen basınçların da attığını, episantr uzaklığındaki artışın ise basınçlarda azalmaya neden olduğunu gözlemekteyiz. Bununla birlikte episantr uzaklığı $\Delta = 20$ km için, yalnız deprem basınçlarının, episantr uzaklığının diğer değerlerinden oldukça ayrı kaldığı grafikler üzerinden okunmaktadır. Toplam deprem basıncının verildiği grafikler üzerinde $\Delta = 20$ km ve 40 km uzaklıklarında, depremin etkili olduğunu görmekteyiz. Grafikleri risk olasılıklarının değişimi ile beraber değerlendirdiğimizde ise, normal yapıların risk olasılığından ($\%15$), nükleer santraller için risk olasılığına ($\%0.5$)' e doğru gidildikçe etkiyen kuvvetlerin yükseldiğini gözlemlemekteyiz. Risk sınıfı $R = \%15$ yapı yüksekliği $H = 14$ m için yalnız deprem basıncı $P_{AD} = 200$ KN/m² iken, risk sınıfı $R = \%0.5$ yapı yüksekliği $H = 14$ m için yalnız deprem basıncı $P_{AD} = 700$ KN/m² dir.

Episantr uzaklıkları uzaklığı $\Delta = 20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

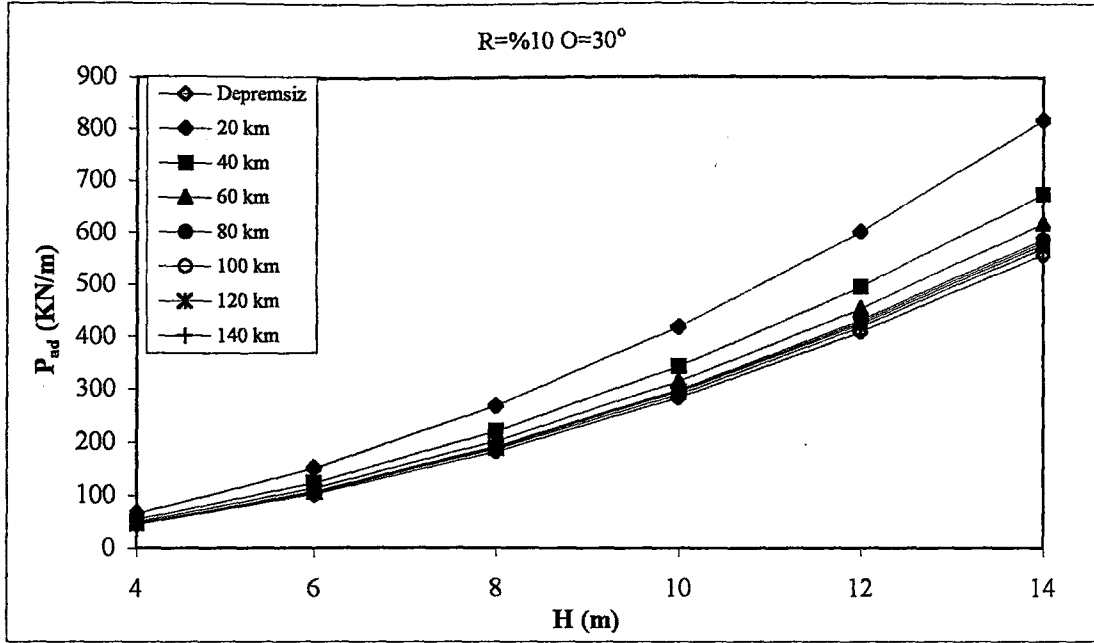
GRAFİK NO	H (m)	R (%)	ϕ°	ANALİZ
6.37	4 - 14	15	30	P_{AD}
6.38	4 - 14	15	30	$P_{AD} - P_A$
6.39	4 - 14	10	30	P_{AD}
6.40	4 - 14	10	30	$P_{AD} - P_A$
6.41	4 - 14	5	30	P_{AD}
6.42	4 - 14	5	30	$P_{AD} - P_A$
6.43	4 - 14	2	30	P_{AD}
6.44	4 - 14	2	30	$P_{AD} - P_A$
6.45	4 - 14	1	30	P_{AD}
6.46	4 - 14	1	30	$P_{AD} - P_A$
6.47	4 - 14	0.5	30	P_{AD}
6.48	4 - 14	0.5	30	$P_{AD} - P_A$



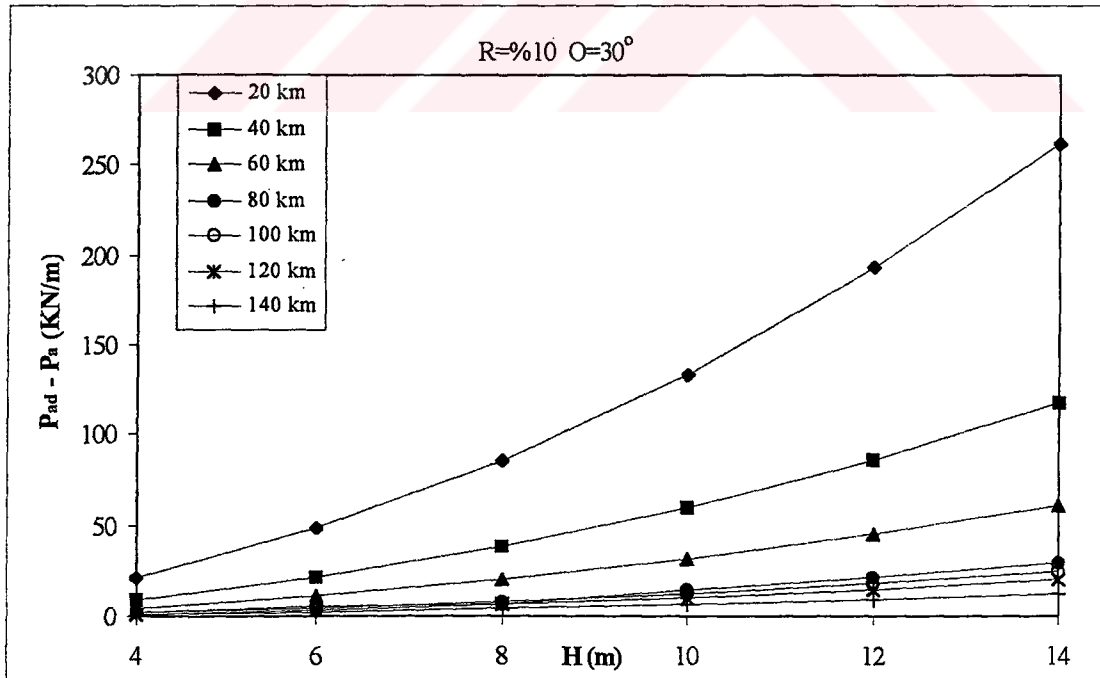
Şekil 6.37 R = %15 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



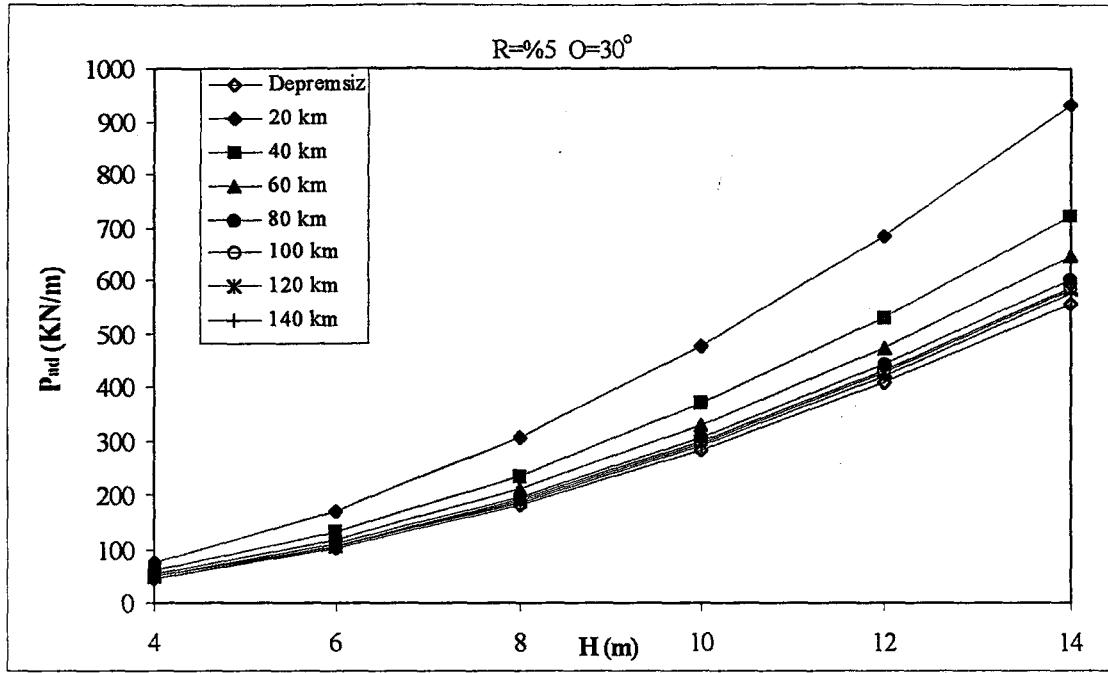
Şekil 6.38 R = %15 için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



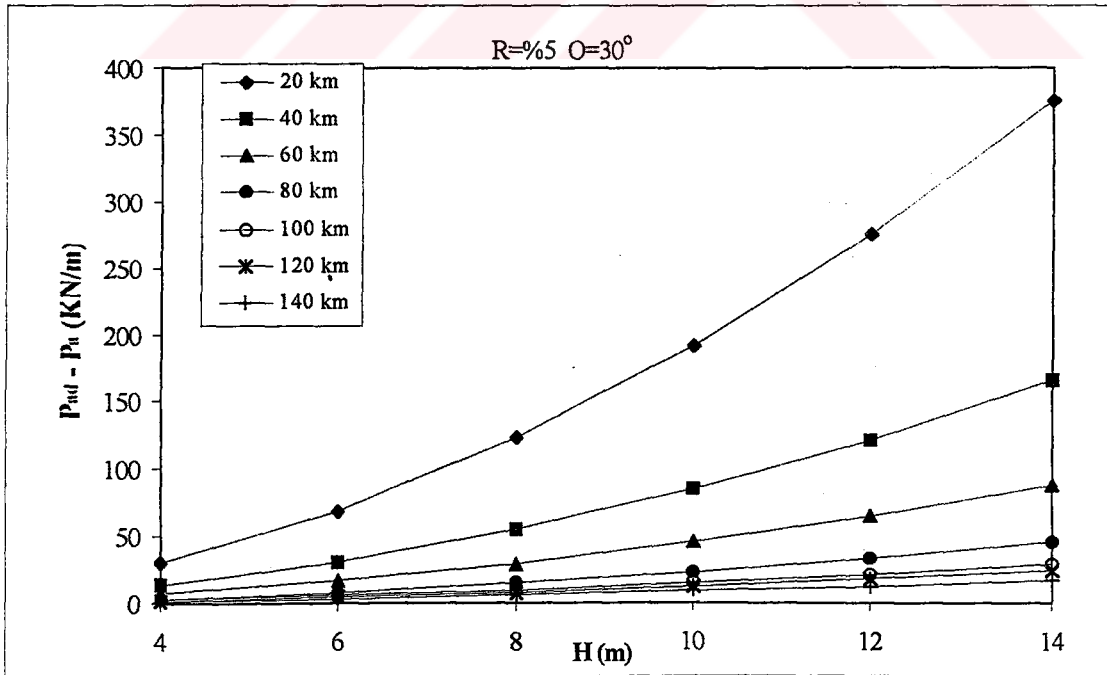
Şekil 6.39 $R = 10\%$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



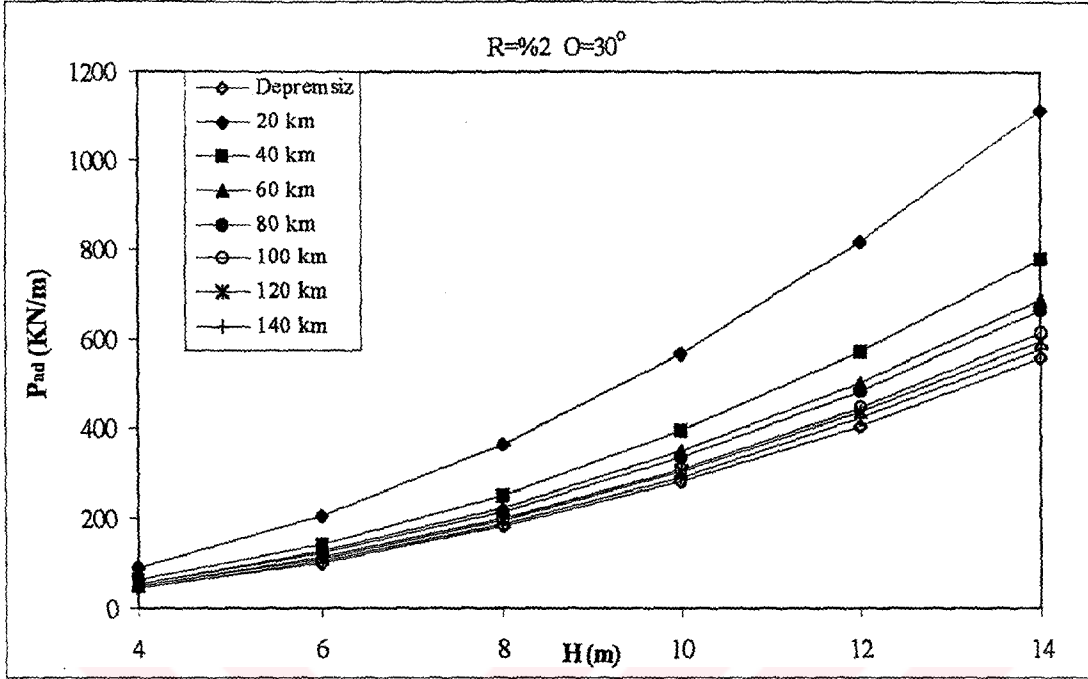
Şekil 6.40 $R = 10\%$ için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



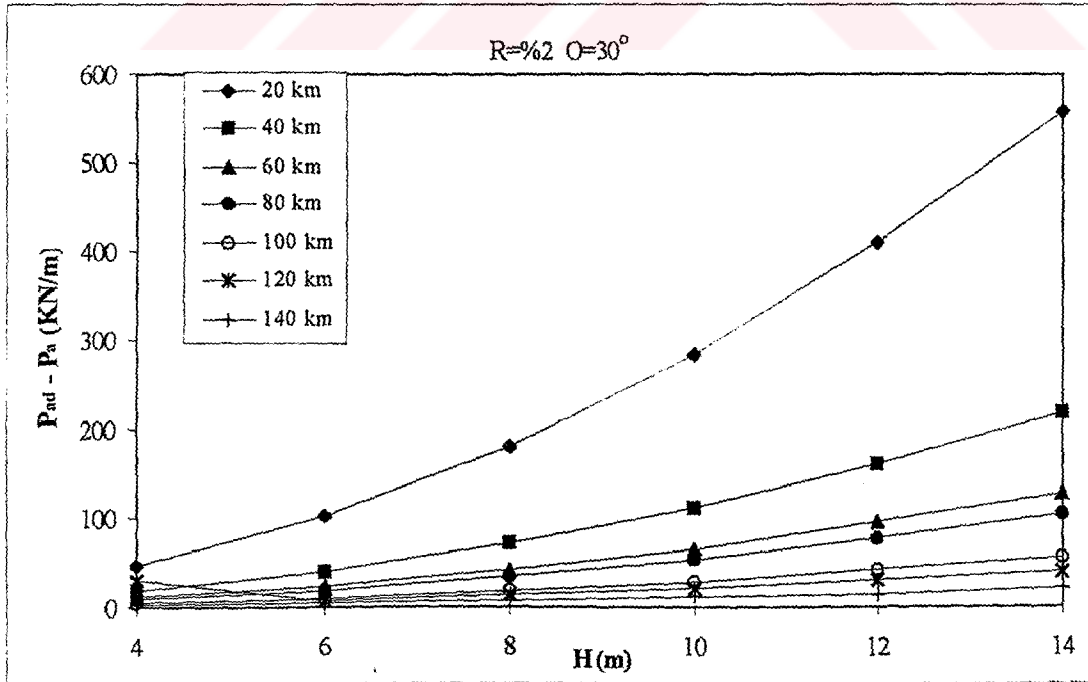
Şekil 6.41 $R = 5\%$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



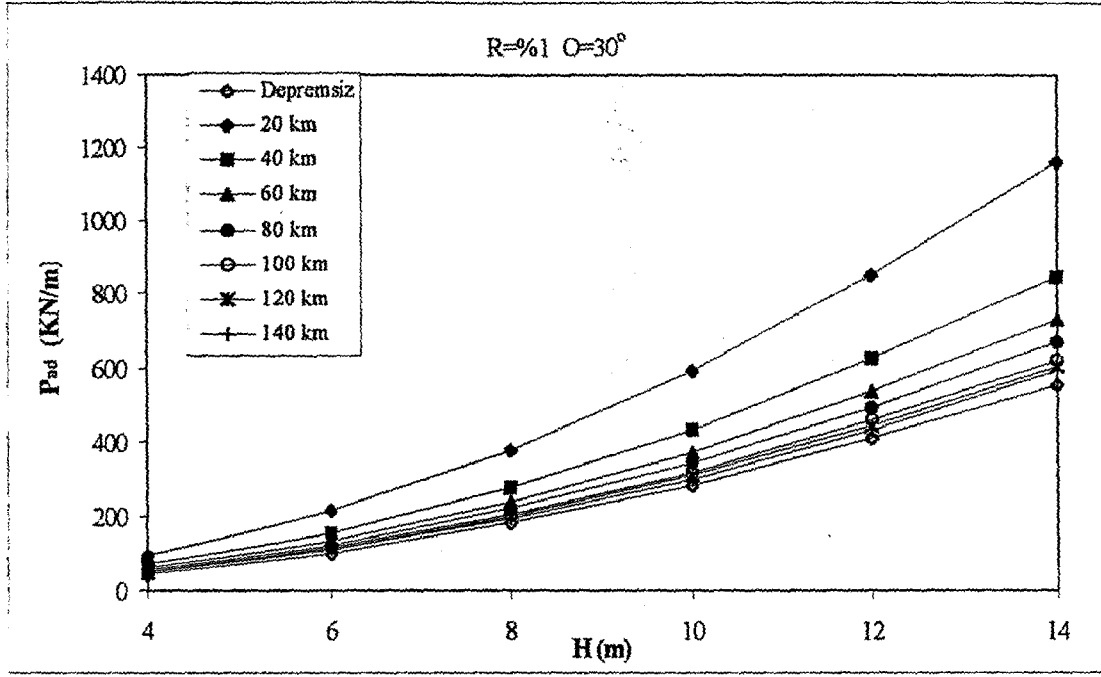
Şekil 6.42 $R = 5\%$ için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



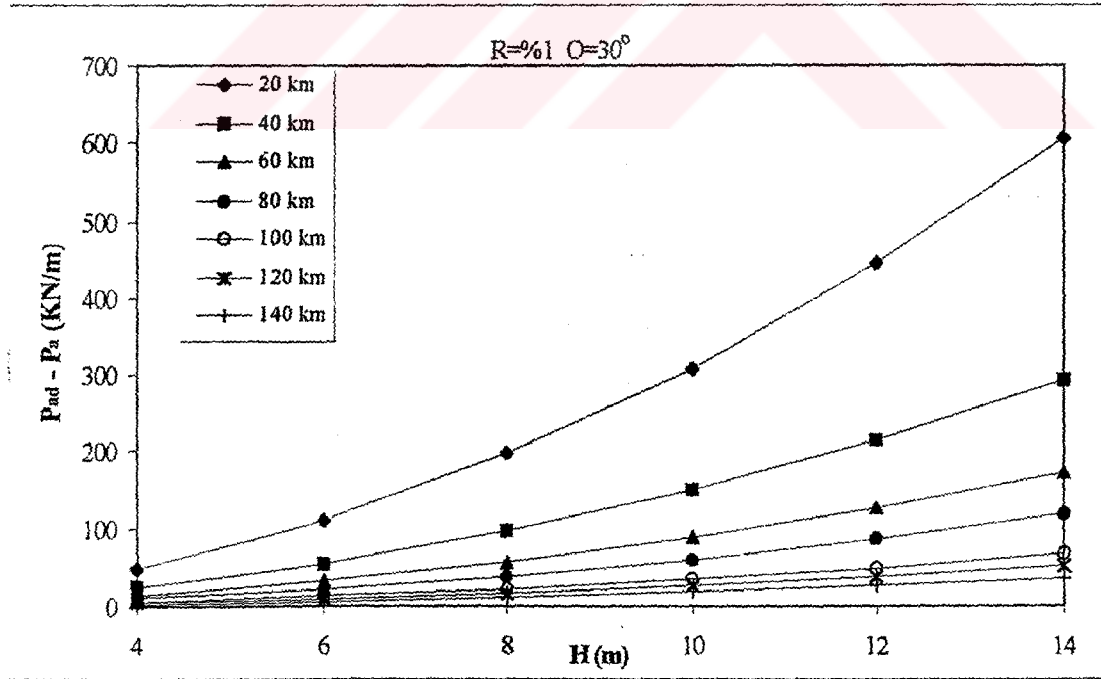
Şekil 6.43 $R = 2\%$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



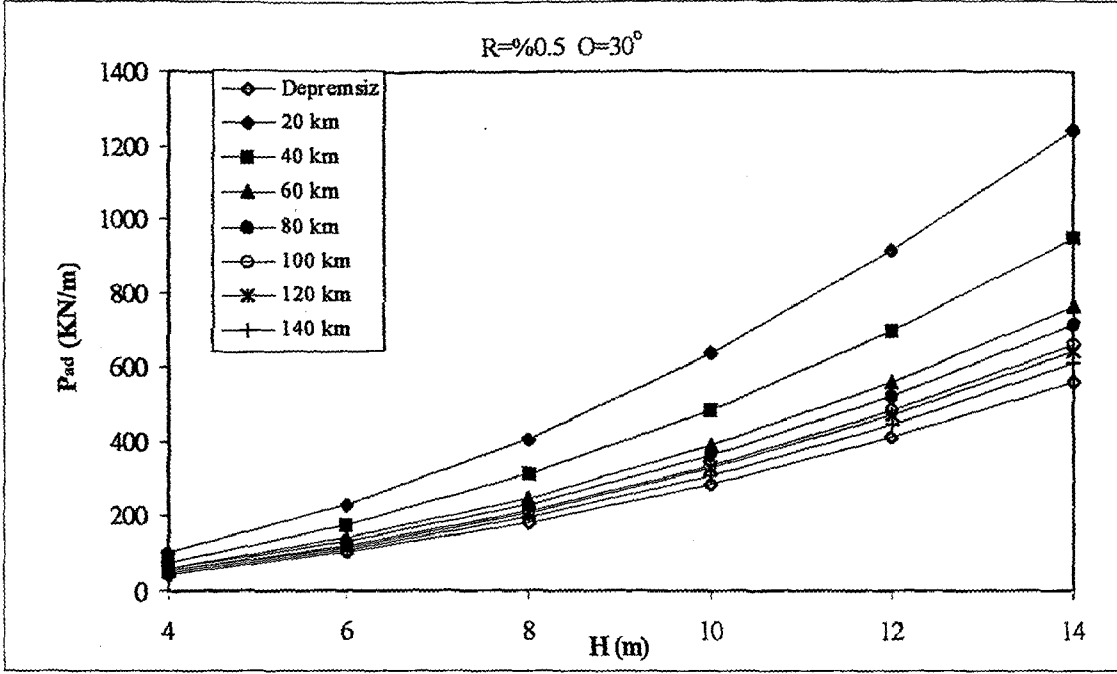
Şekil 6.44 $R = 2\%$ için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



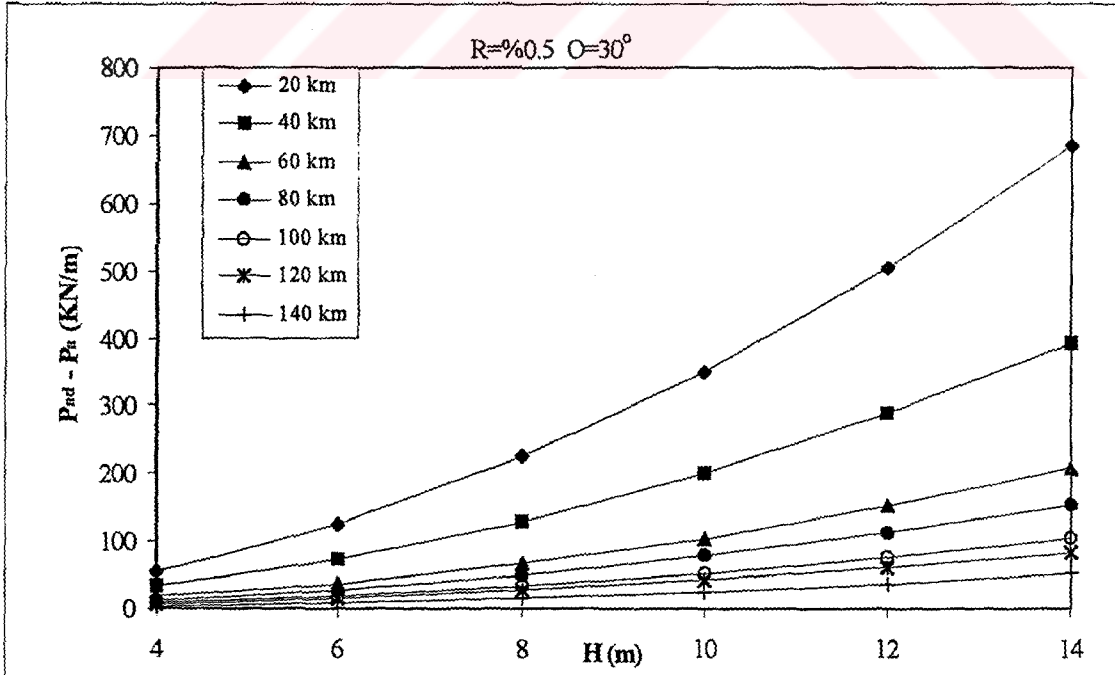
Şekil 6.45 $R = 1\%$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.46 $R = 1\%$ için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.47 $R = 0.5$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



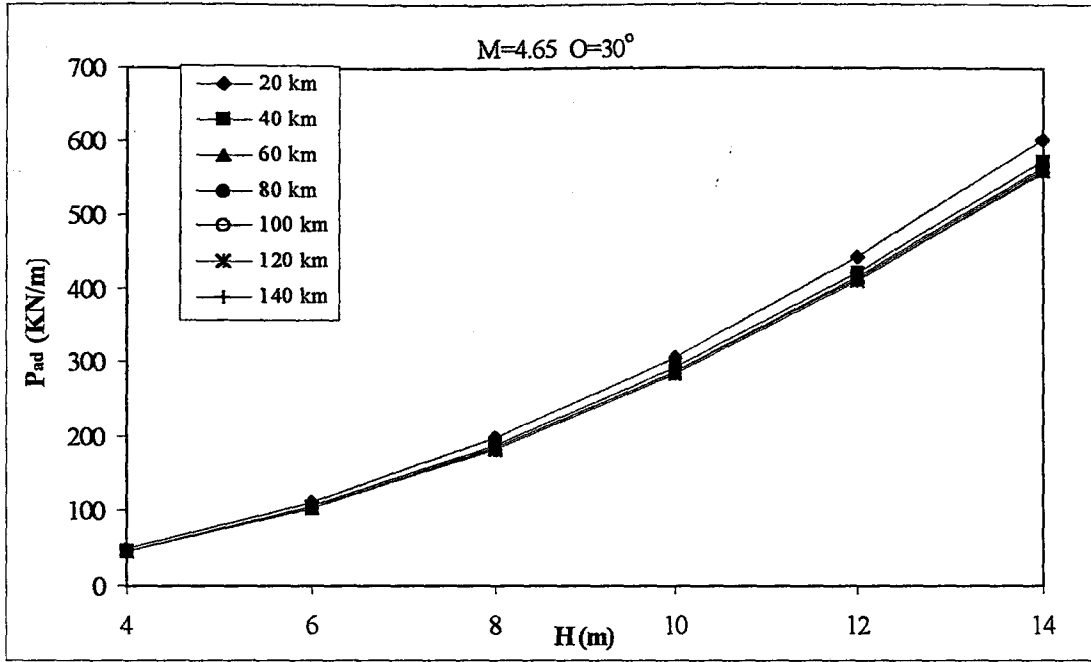
Şekil 6.48 $R = 0.5$ için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)

Şekil 6.49, 6.50, 6.51, 6.52, 6.53 ve 6.54 daha önceki bölümde bulunan yıllık maksimum magnitüdlerin ortalaması, en sık meydana gelen magnitüd ve 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd için hazırlanmıştır. İçsel sürtünme açısı $\phi = 30^\circ$, episantr uzaklığı $\Delta = 20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ve yalnız deprem basınçları ile duvar yüksekliği 4m, 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m arasındaki ilişki $M=4.65$, $M=6.80$ ve $M=7.69$ için ayrı ayrı hazırlanmıştır.

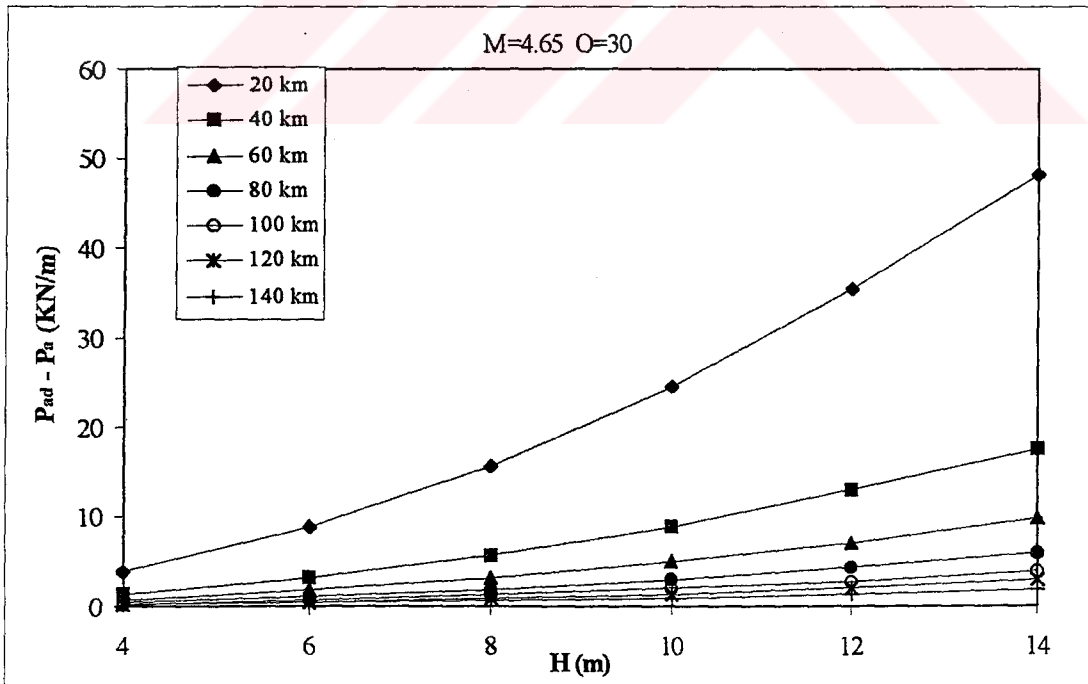
Grafiklerde; basınç dağılımının magnitüd arttıkça büyüdüğü gözlenmektedir. $M=4.65$ ve $H=14$ m için yalnız deprem basıncı $P_{AD} = 50 \text{ KN/m}^2$ civarında iken, $M=6.80$ ve $H=14$ m için $P_{AD} = 340 \text{ KN/m}^2$ ve $M=7.69$ ve $H=14$ m için $P_{AD} = 1200 \text{ KN/m}^2$ ye çıktığı gözlemlenmektedir. Depremden doğan basınçların her üç magnitüd için 20 km episantr uzaklığında daha etkin bir değer aldığı ve magnitüd büyüdükçe bu uzaklıktaki dağılımların belirgin bir şekilde uzaklaştığı görülmektedir.

Episantr uzaklıkları uzaklığı $\Delta=20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

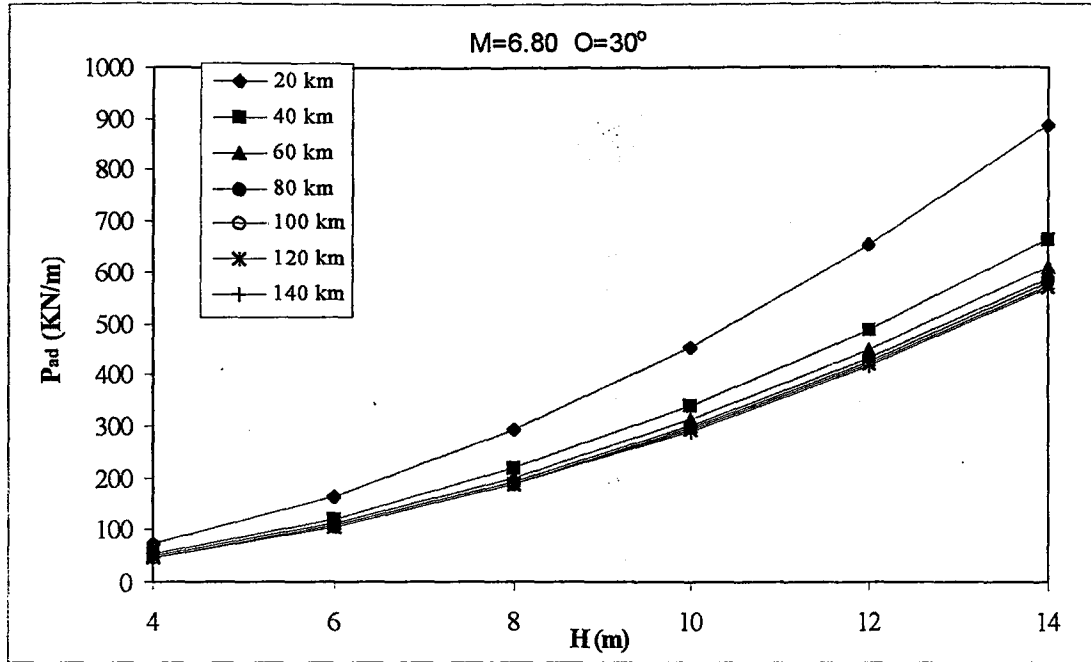
GRAFİK NO	H (m)	MAGNİTUD	ϕ°	ANALİZ
6.49	4 - 14	4.65	30	P_{AD}
6.50	4 - 14	4.65	30	$P_{AD} - P_A$
6.51	4 - 14	6.80	30	P_{AD}
6.52	4 - 14	6.80	30	$P_{AD} - P_A$
6.53	4 - 14	7.69	30	P_{AD}
6.54	4 - 14	7.69	30	$P_{AD} - P_A$



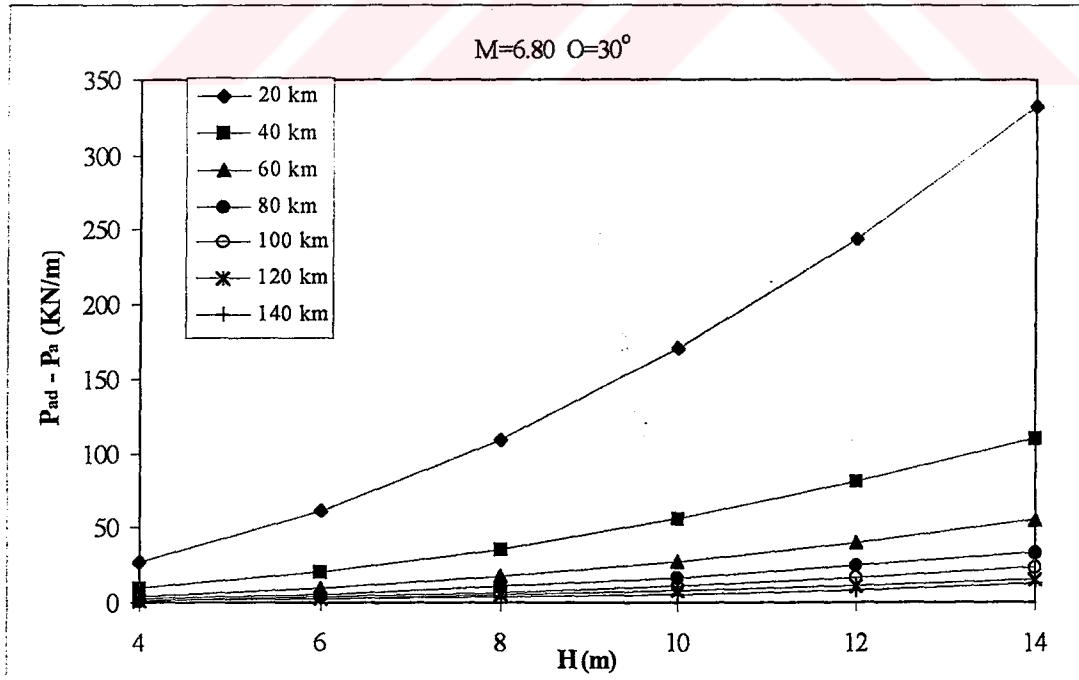
Şekil 6.49 $M = 4.65$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



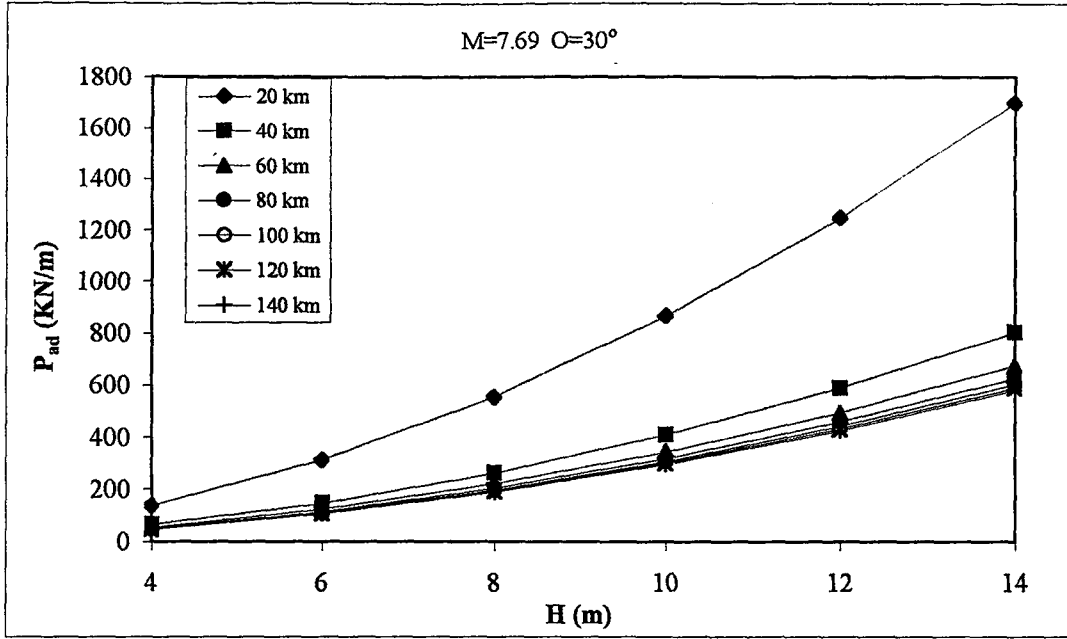
Şekil 6.50 $M = 4.65$ için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



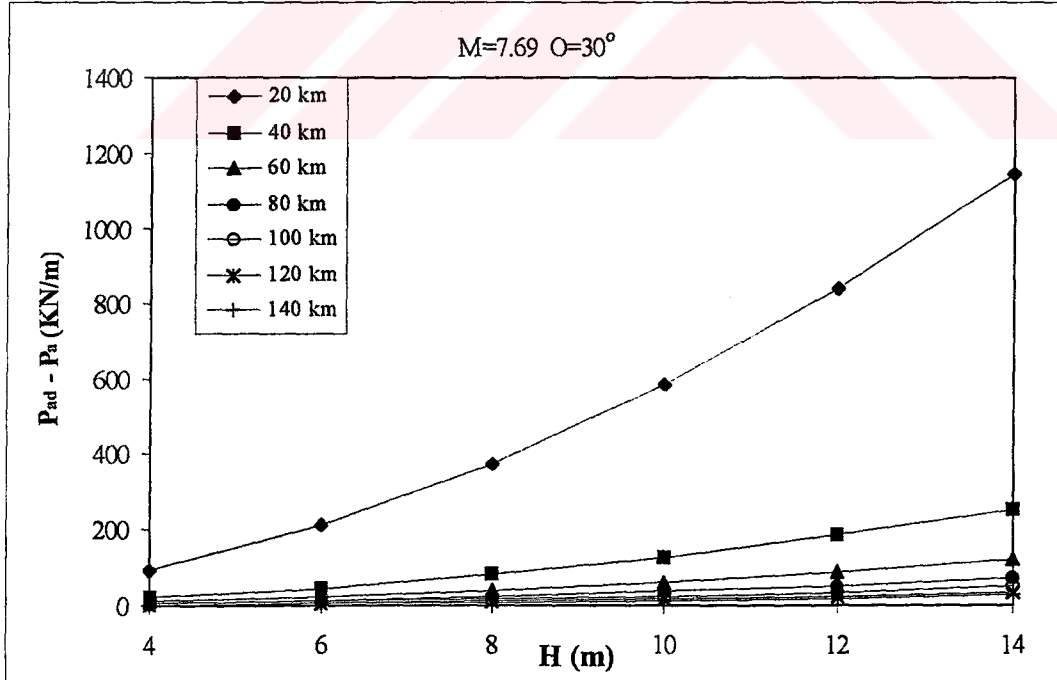
Şekil 6.51 $M = 6.80$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.52 $M = 6.80$ için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.53 $M = 7.69$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



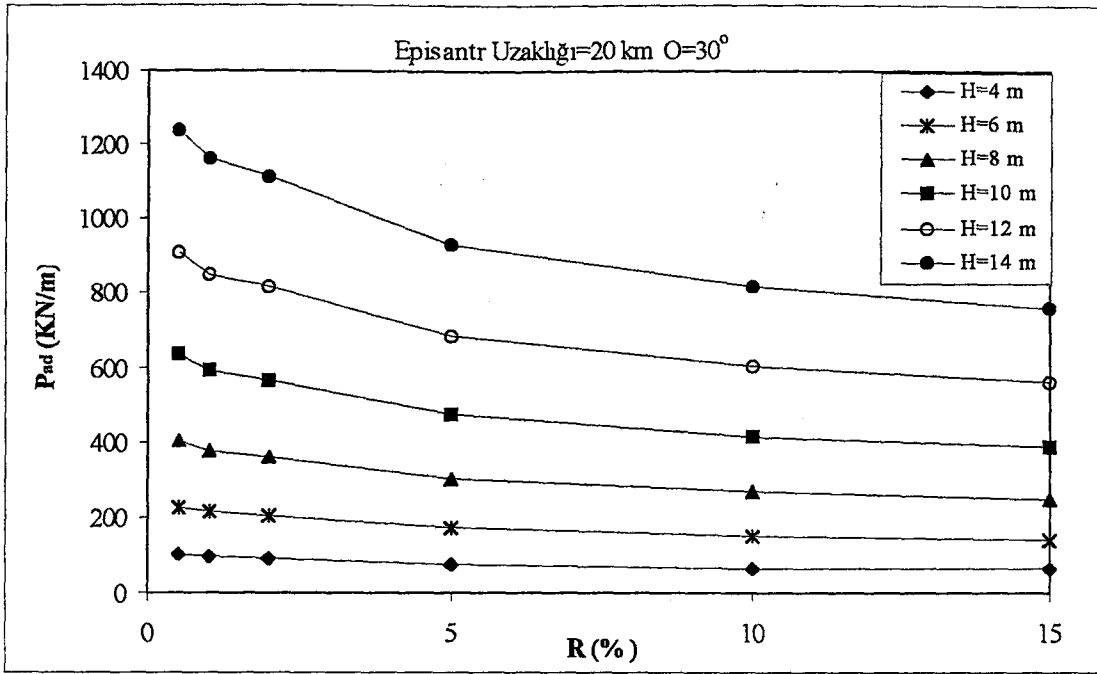
Şekil 6.54 $M = 7.69$ için sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)

Şekil 6.55, 6.56 ve 6.57' da içsel sürtünme açısı $\phi = 30^\circ$, duvar yüksekliği $H=4m, 6m, 8m, 10m, 12m$ ve $14m$ olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ile risk olasılıkları $R=\%15, \%10, \%5, \%2, \%0.5$ arasındaki ilişki episantr uzaklığı $\Delta= 20 km, 40 km, 140 km$ için ayrı ayrı gösterilmiştir.

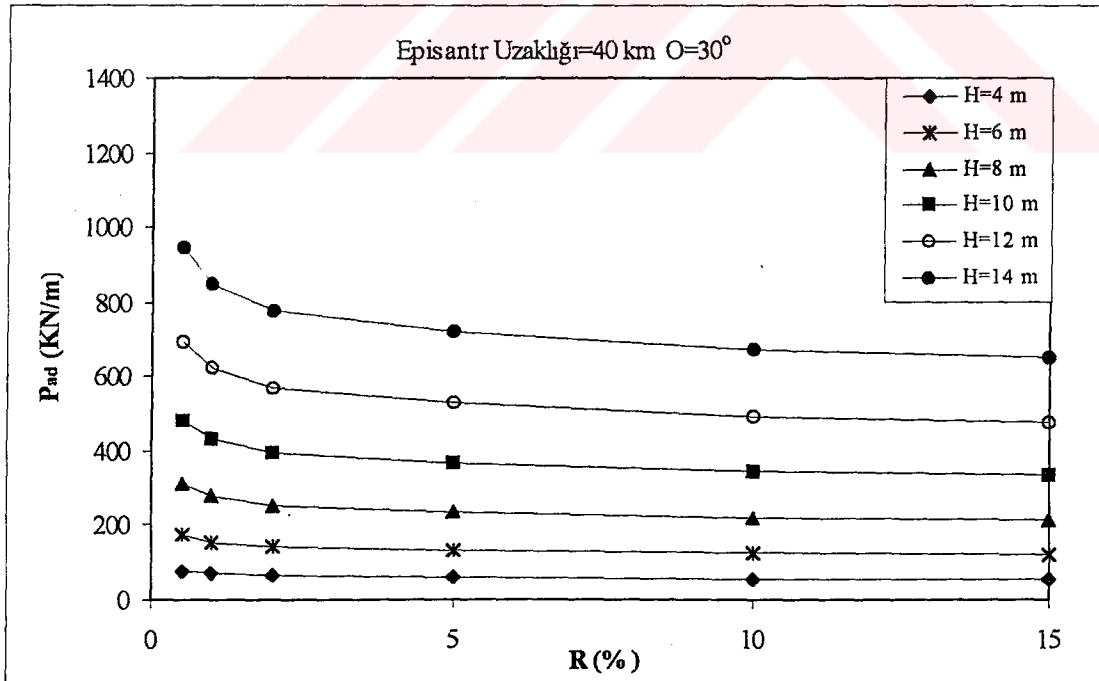
Grafiklerde; toplam deprem basıncının risk olasılığı $R=\%0.5$ ' den $R=\%15$ ' e doğru seyrinde bir azalış görülmektedir. Basınçlarda söz konusu olan bu azalışın aynı zamanda yapı yüksekliğinin azalmasıyla da meydana geldiği görülmektedir. Risk olasılıkları $R=\%0.5$ ' den, $\%1$ ve $\%2$ ' ye doğru değişiminde toplam basınçta çok belirgin ve düzensiz azalışlar gözlemlenirken, aynı azalışların risk olasılığı $R=\%2$ ' den $\%15$ 'e doğru lineer bir grafik meydana getirdiği gözlemlenmektedir. Episantr uzaklığı $\Delta= 140 km$ için toplam basıncın risk olasılıkları ile değişiminin doğruya çok yakın bir grafik oluşturduğu görülmektedir. Adı geçen grafikler bize risk olasılıklarının özellikle deprem oluşma riski diğer bölgelere göre daha yoğun olan yerlerde yapı tasarımında çok önemli bir faktör teşkil etmesi gerektiğini göstermektedir. Grafiklerde odak noktasına yakın alanlarda risk olasılığının önemi yapı yüksekliğinden daha öne geçerken, odak noktasından uzaklaştıkça yapının yüksekliğinin basınç değişiminde daha önemli bir parametre olduğu izlenmektedir. Basınç değerleri episantr uzaklıklarına göre değerlendirildiğinde ise $\Delta= 20 km$ için $R=\%0.5$ risk olasılığında $H=14 m$ için $P_{AD} = 1250 KN/m^2$ değerini alırken, $\Delta= 140 km$ için $R=\%0.5$ risk olasılığında $H=14 m$ için $P_{AD} = 600 KN/m^2$ değerini aldığı gözlenmiştir.

İstinat yapısı yüksekliği $H=4m, 6m, 8m, 10m, 12m$ ve $14m$ değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

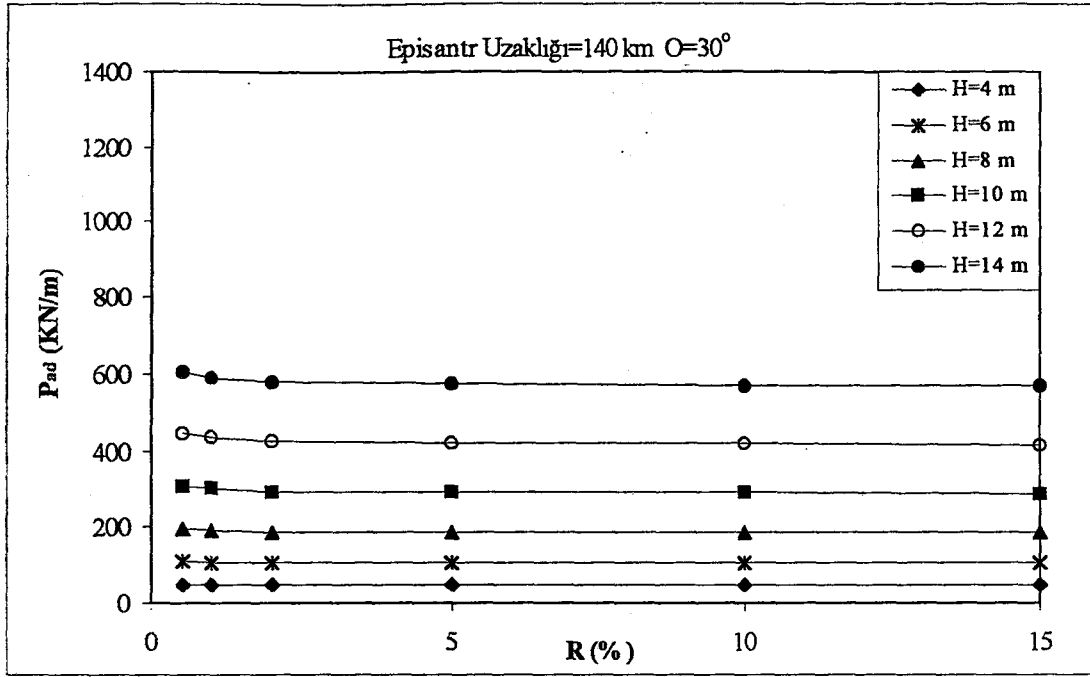
GRAFİK NO	Δ (km)	R (%)	ϕ°	ANALİZ
6.55	20	0.5 - 15	30	P_{AD}
6.56	40	0.5 - 15	30	P_{AD}
6.57	140	0.5 - 15	30	P_{AD}



Şekil 6.55 Episantr uzaklığı 20 km için toplam deprem yükünün risk olasılığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.56 Episantr uzaklığı 40 km için toplam deprem yükünün risk olasılığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



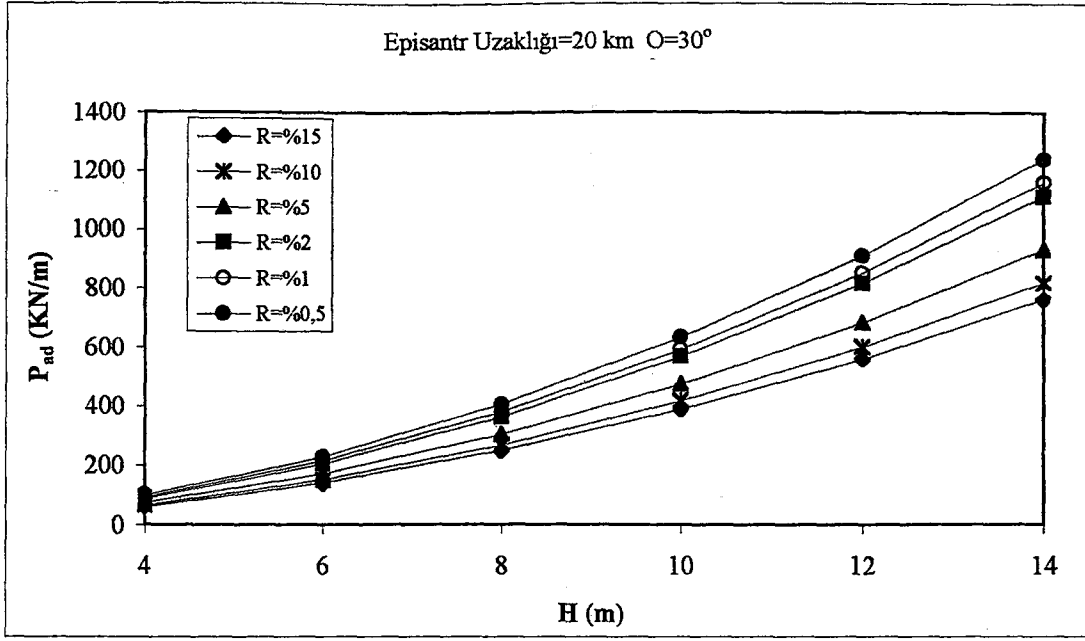
Şekil 6.57 Episantr uzaklığı 140 km için toplam deprem yükünün risk olasılığı ile değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)

Şekil 6.58, 6.59 ve 6.60' da içsel sürtünme açısı $\phi = 30^\circ$, risk olasılıkları $R = \%15, \%10, \%5, \%2, \%0.5$ olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ile duvar yüksekliği $H = 4m, 6m, 8m, 10m, 12m$ ve $14m$ arasındaki ilişki episantr uzaklığı $\Delta = 20 km, 40 km, 140 km$ için ayrı ayrı gösterilmiştir.

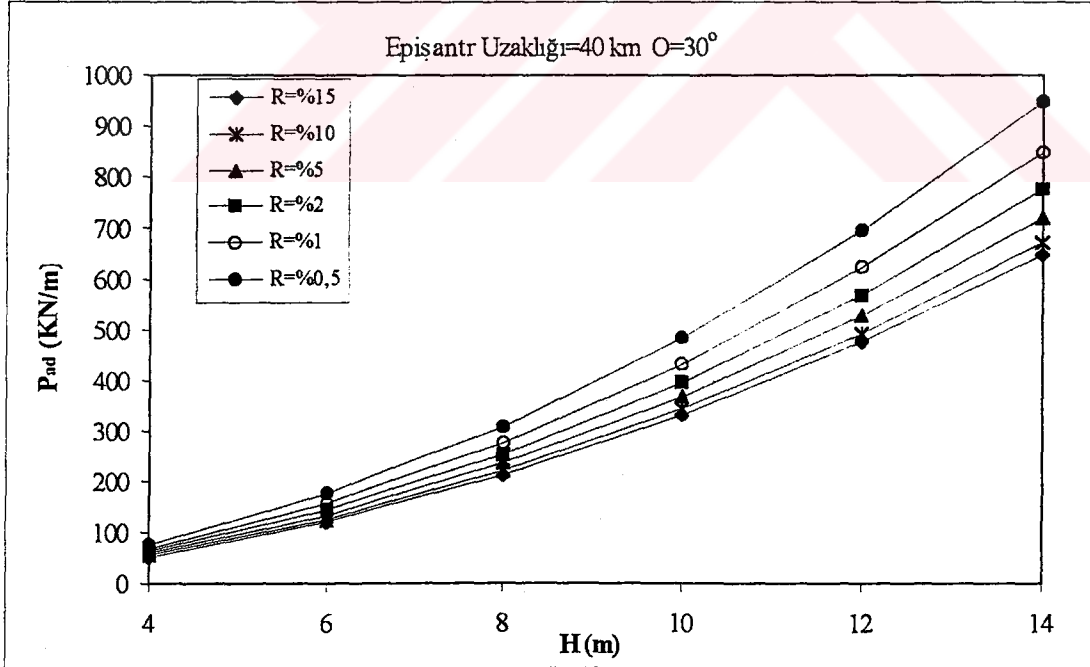
Grafiklerde; risk olasılığı $R = \%15$ ' den $\%0.5$ ' e doğru gidildikçe ve duvar yüksekliği arttıkça toplam deprem basıncı değerlerinin arttığı görülmektedir. Episantr uzaklıkları $\Delta = 20 km$ ve $40 km$ için risk olasılıklarının farklı değerleri için artış net bir şekilde izlenmekte iken, $\Delta = 140 km$ ' de ise farklı risk grupları için basınç artışında çok küçük değişimler vardır. Bu değişimler duvar yüksekliğinin $4 - 6$ metreleri civarında küçük yakın değerler alırken, yüksekliğin 14 metreye çıktığı kısımda daha belirgin izlenmektedir. Böylece yapı yüksekliği arttıkça risk olasılıklarının öneminin de yükseldiği ortaya çıkmaktadır. Basınç değerlerinin episantr uzaklığı ile değişimi ise tüm diğer grafiklerde olduğu gibi büyük bir değişim göstermektedir.

Risk olasılıkları $R = \%15, \%10, \%5, \%2, \%0.5$ değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

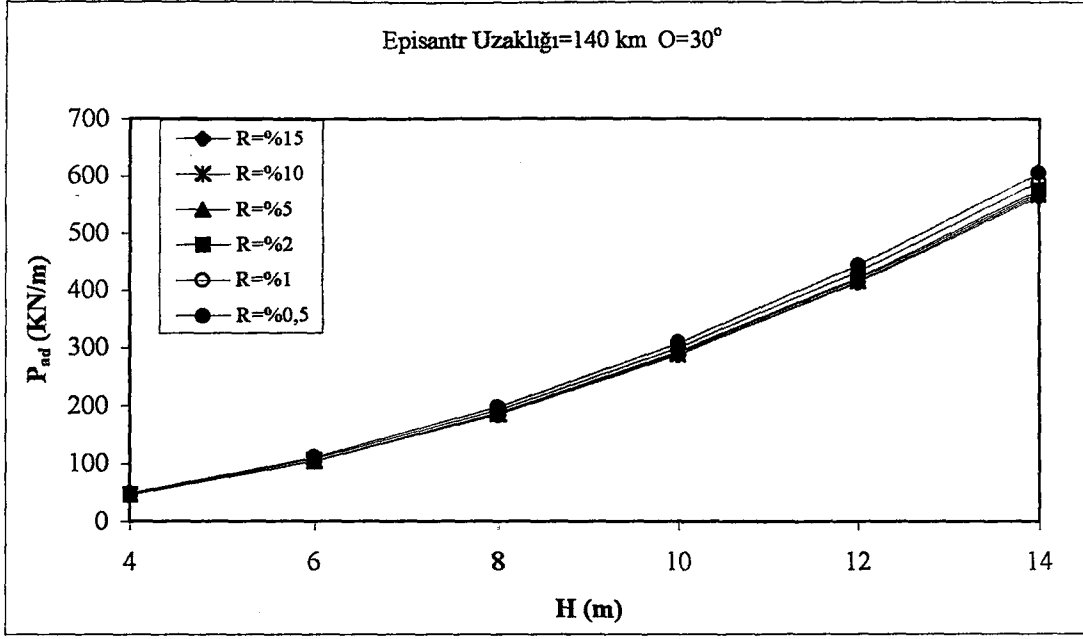
GRAFİK NO	Δ (km)	H (m)	ϕ°	ANALİZ
6.58	20	4 - 14	30	P_{AD}
6.59	40	4 - 14	30	P_{AD}
6.60	140	4 - 14	30	P_{AD}



Şekil 6.58 Episantr uzaklığı 20 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.59 Episantr uzaklığı 40 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



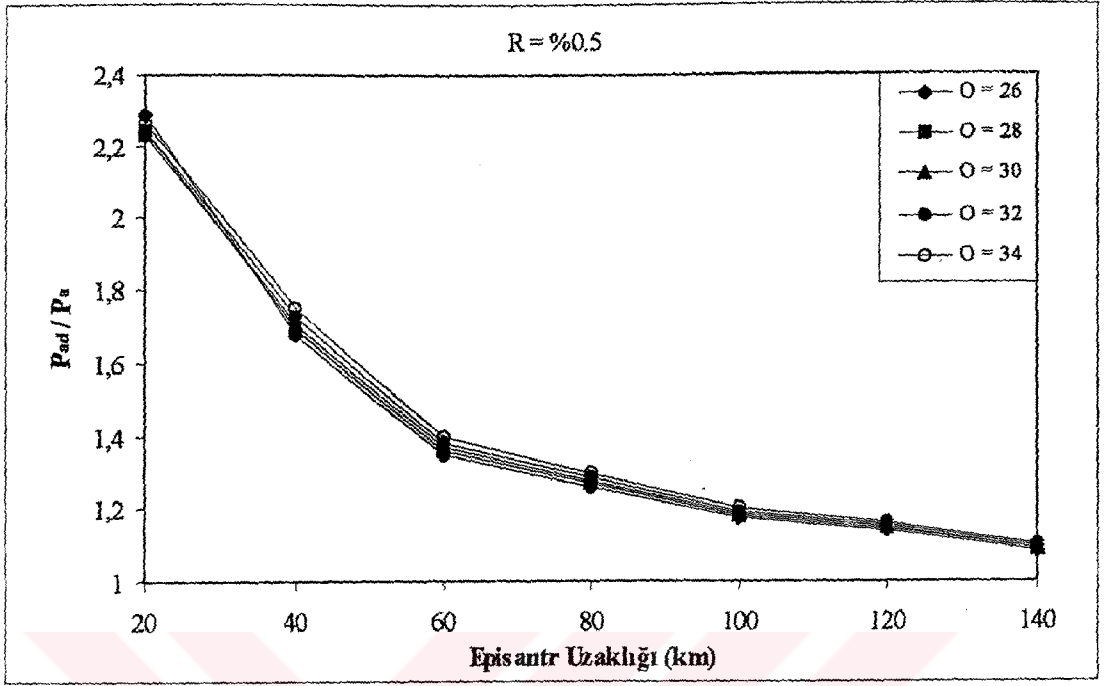
Şekil 6.60 Episantr uzaklığı 140 km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi
($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)

Şekil 6.61, 6.62, 6.63, 6.64, 6.65 ve 6.66' da içsel sürtünme açısı değerleri $\phi = 26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° olan istinat duvarlarında toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklıkları $\Delta = 20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km ile değişimleri risk olasılıkları $R = \%15, \%10, \%5, \%2, \%0.5$ için irdelenmiştir.

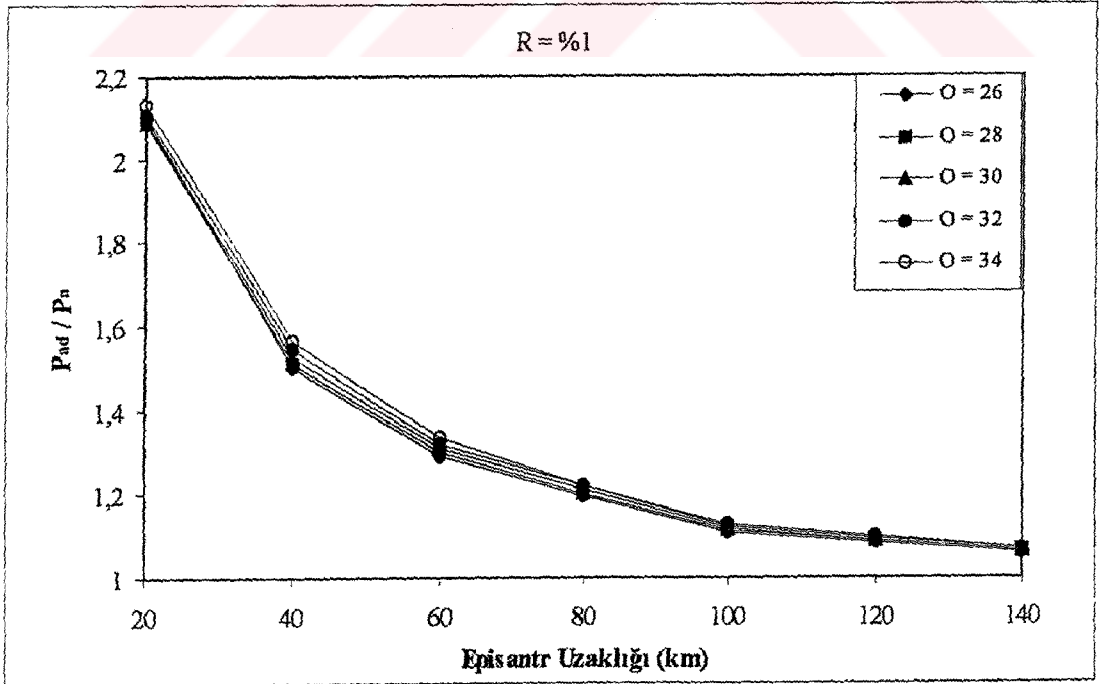
Grafiklerde; risk olasılığı $R = \%15$ ve episantr uzaklığı $\Delta = 20$ km için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının 2.3 civarında olduğu, bu değer $R = \%0.5$ için 1.5 civarına düştüğü görülmektedir. Her risk olasılığının ayrı ayrı değerlendirildiği grafiklerde içsel sürtünme açısı değerlerindeki farklılık basınç oranlarında büyük değişiklikler yaratmamıştır. Toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı artışı ile azaldığı (bu azalım odak noktasına yakın yerlerde daha yoğun) ve içsel sürtünme değeri artışı ile arttığı görülmektedir. P_{AD} / P_A değerinin episantr uzaklığı ile değişiminde azalmanın $\Delta = 80$ km' den sonra lineere yakın bir hal aldığı grafiklerden izlenmektedir.

İçsel sürtünme açıları $\phi = 26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

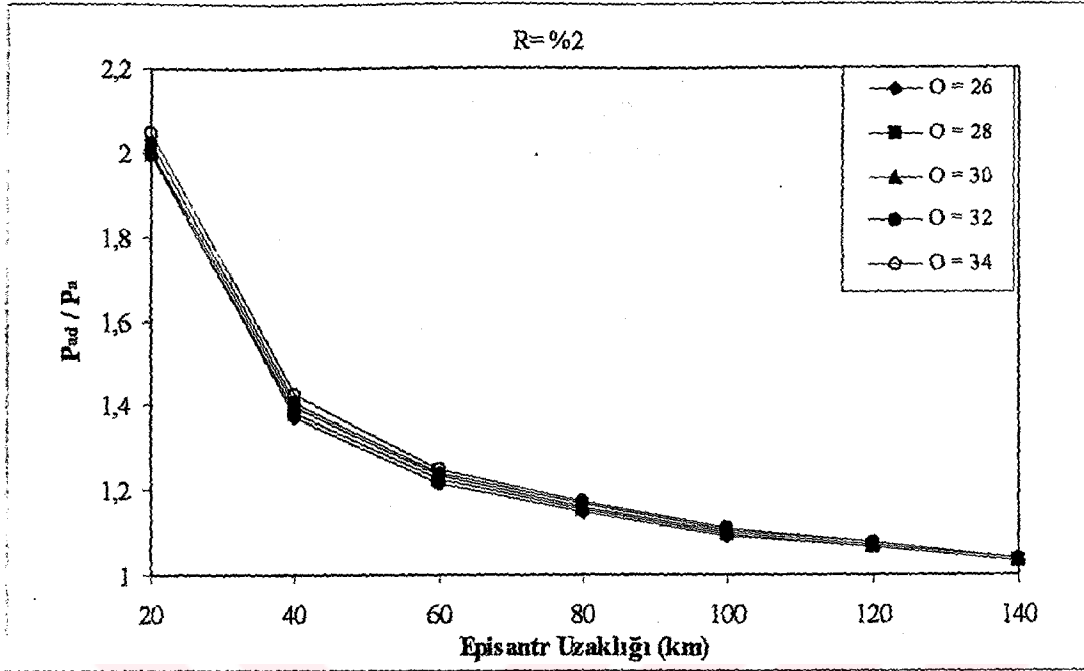
GRAFİK NO	Δ (km)	R (%)	ANALİZ
6.61	20 – 140	0.5	P_{AD} / P_A
6.62	20 – 140	1	P_{AD} / P_A
6.63	20 – 140	2	P_{AD} / P_A
6.64	20 – 140	5	P_{AD} / P_A
6.65	20 – 140	10	P_{AD} / P_A
6.66	20 - 140	15	P_{AD} / P_A



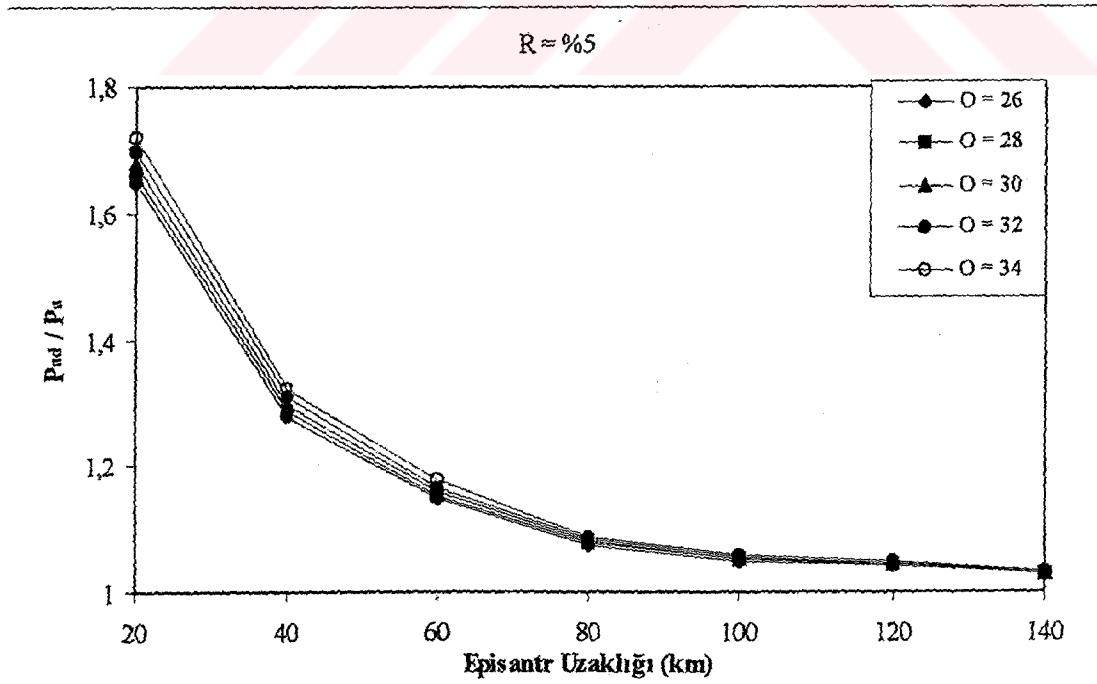
Şekil 6.61 Risk olasılığı R = %0.5 için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



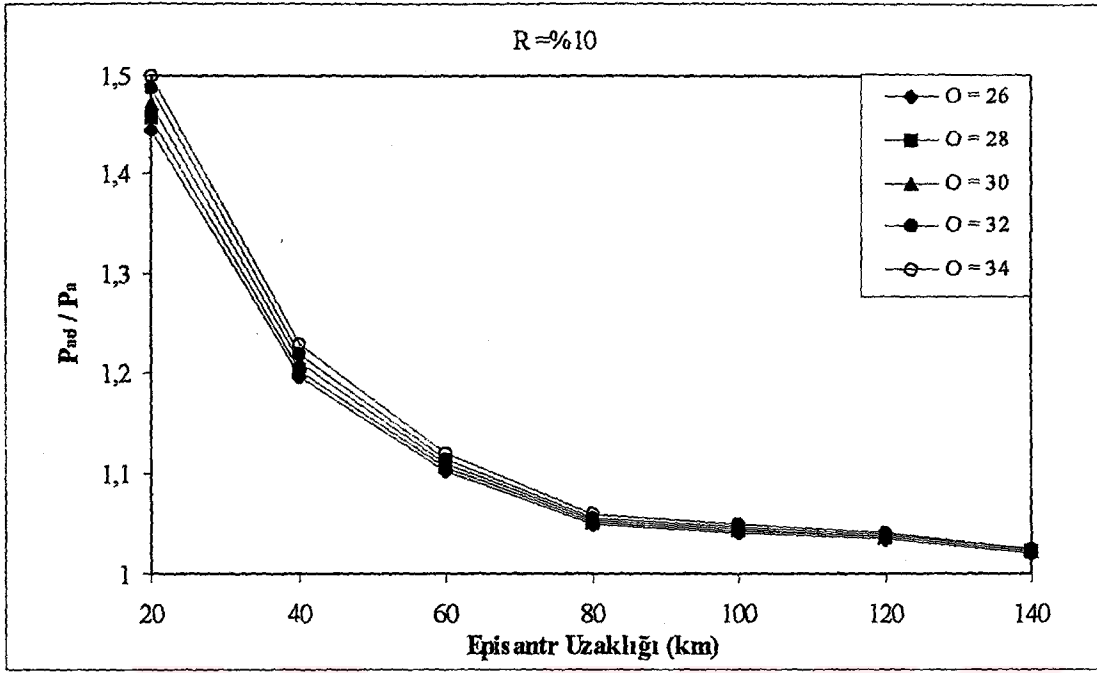
Şekil 6.62 Risk olasılığı R = %1 için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



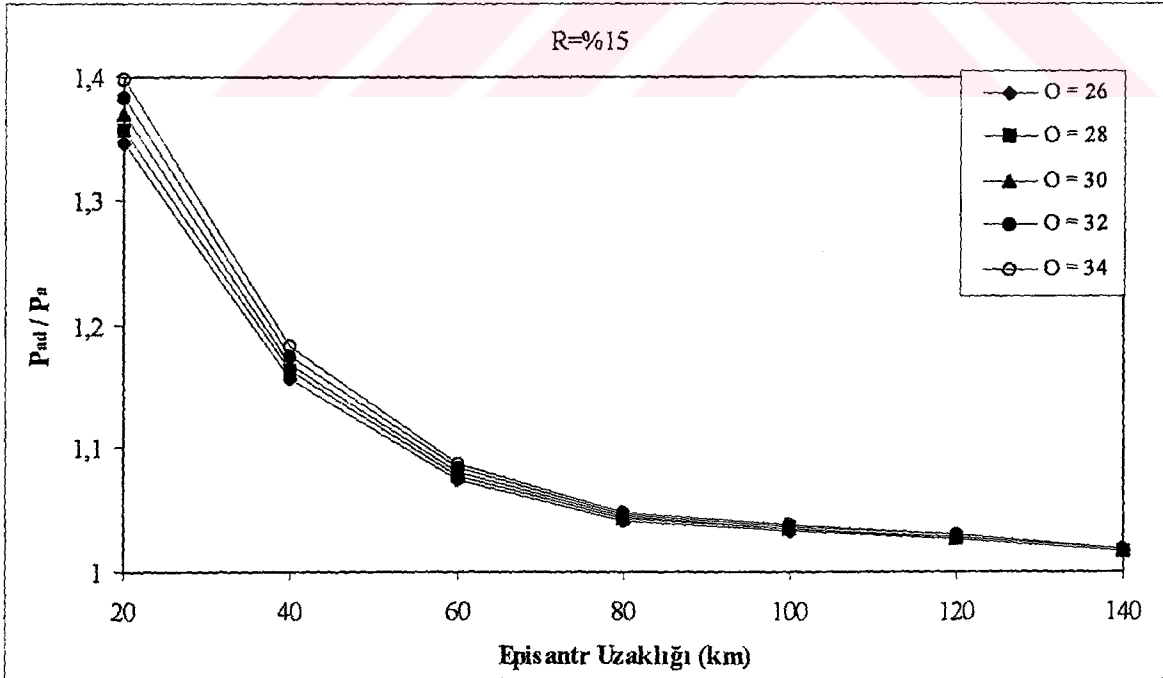
Şekil 6.63 Risk olasılığı R = %2 için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.64 Risk olasılığı R = %5 için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.65 Risk olasılığı R = %10 için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)



Şekil 6.66 Risk olasılığı R = %15 için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı ile değişimi ($\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$)

6.3 Mononabe-Okabe Metoduna Göre Elde Edilen Grafikler (Zemin Suyunun Etkisi Göze Alınarak)

Bu kısımda sunulan grafiklerde, zemin suyunun deprem basıncındaki etkisini incelemek amaçlı toplam deprem yükünün duvar yükseklikleri ve episantr uzaklıkları ile değişimi çeşitli su seviyeleri için 3 grup halinde irdelenmiştir. Zeminin kabul edilen doygun birim hacim ağırlığı $\gamma_d = 20 \text{ KN/m}^3$, kuru birim hacim ağırlığı $\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$ olarak kabul edilmiştir. Grafiklerde H_w ; suyun zeminden olan yüksekliğini, H ise duvar yüksekliğini ifade etmektedir. Duvar yükseklikleri $H=4\text{m}$, 8m , 12m ve 16m ' de zemin suyunun çeşitli yükseklikleri için hesaplanan toplam deprem yüklerine, Mononobe - Okabe denklemi ile bulunan toprak basıncına su basıncının eklenmesiyle ulaşılmıştır.

İlk grup grafiklerde $H_w/H = 0, 0.25, 0.50, 0.75, 1$ için toplam deprem yükünün duvar yükseklikleri $H=4\text{m}$, 8m , 12m ve 16m ile değişimleri, risk olasılıkları $R=\%15, \%5$ ve $\%0.5$ ve episantr uzaklıkları 20 km , 60 km , 100 km ve 140 km değerleri için incelenmiştir. Hesaplamalarda içsel sürtünme açısı sabit tutularak $\phi = 30^\circ$ kabul edilmiştir.

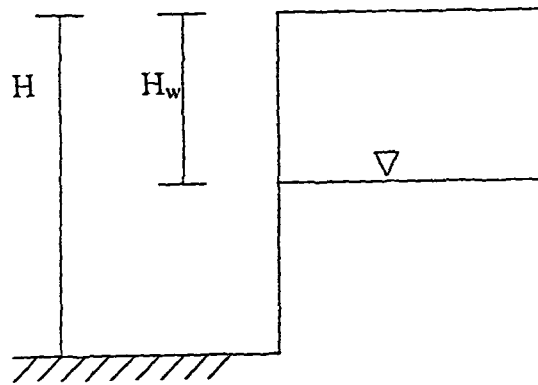
Söz konusu grafikleri incelerken; aynı risk olasılığının kullanıldığı ve episantr uzaklıklarının değiştirildiği grafiklerde, toplam deprem basıncının $H_w/H = 0$ ' dan $H_w/H = 1$ ' e doğru (suyun zemin yüzünden aşağı doğru inmesiyle) azaldığı gözlemlenmektedir. Aynı yüksekliğe sahip istinat yapısında, suyun zemin yüzünde olması ile kuru halde olması durumları arasında 2 katına varan toplam basınç farkı elde edilmiştir. Yine söz konusu grafiklerde, su seviyesinin artışı ile beraber farklı episantr uzaklıkları için toplam deprem basıncı değişiminin büyük farklılıklar göstermediği gözlemlenmiştir. Zemin kuru iken episantr uzaklıkları arttıkça toplam deprem basıncının azalımı daha büyük değerler gösterirken, su seviyesinin artışıyla beraber episantr uzaklığının artışı toplam deprem basıncında daha küçük değerlerde azalıma sebep vermektedir.

Grafiklere risk olasılığının değişimi açısından bakıldığında ise, risk olasılığı $\%15$ ' den $\%0.5$ ' e doğru seyrederken etkiyen basıncın da arttığı izlenmektedir. Değişimle birlikte gözlenen basınç artışının ise zeminin kuru olması durumunda daha fazla değiştiği, su seviyesinin zemin yüzüne yaklaştığı kısımlarda ise basıncın risk olasılığından daha az etkilendiği gözlenmiştir.

$H_w/H = 0, 0.25, 0.50, 0.75, 1$ değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

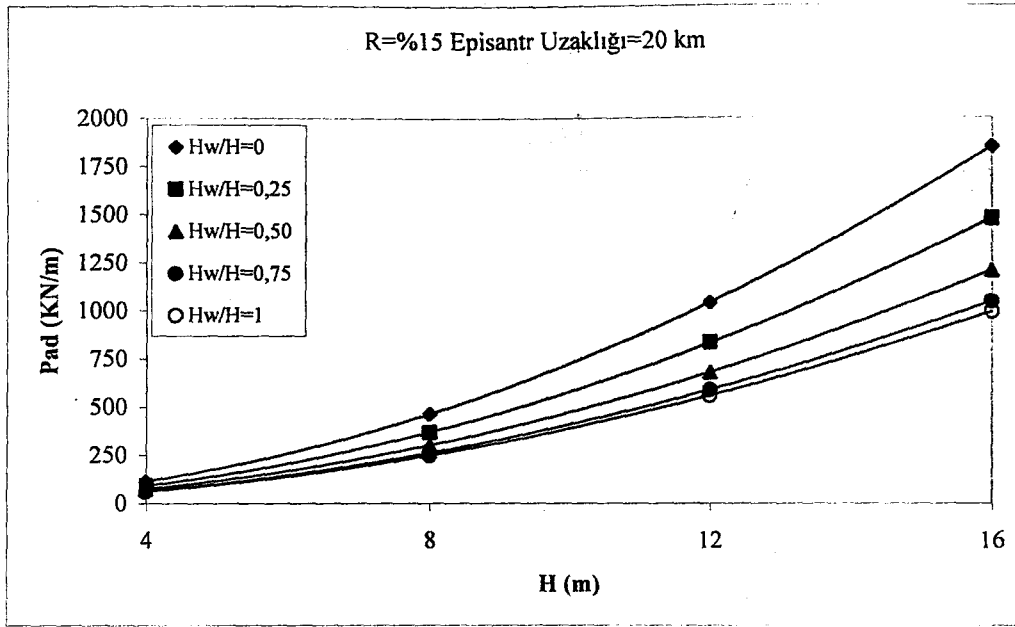
GRAFİK NO	ϕ°	H (m)	R (%)	Δ (km)	ANALİZ
6.67	30	4 - 16	15	20	P_{AD}
6.68	30	4 - 16	15	60	P_{AD}
6.69	30	4 - 16	15	100	P_{AD}
6.70	30	4 - 16	15	140	P_{AD}
6.71	30	4 - 16	5	20	P_{AD}
6.72	30	4 - 16	5	60	P_{AD}
6.73	30	4 - 16	5	100	P_{AD}
6.74	30	4 - 16	5	140	P_{AD}
6.75	30	4 - 16	0.5	20	P_{AD}
6.76	30	4 - 16	0.5	60	P_{AD}
6.77	30	4 - 16	0.5	100	P_{AD}
6.78	30	4 - 16	0.5	140	P_{AD}

H_w : suyun zeminden olan yüksekliğini, H ise duvar yüksekliğini ifade etmektedir. Buna göre değerlendirmeye konu olan istinad duvarı aşağıdaki gibidir.

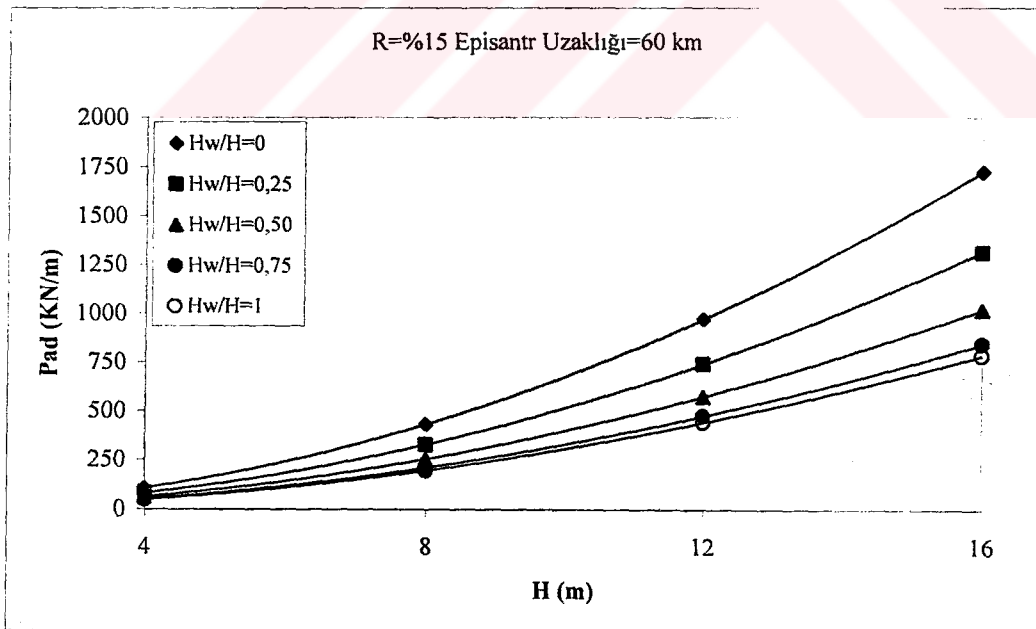


$$\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$$

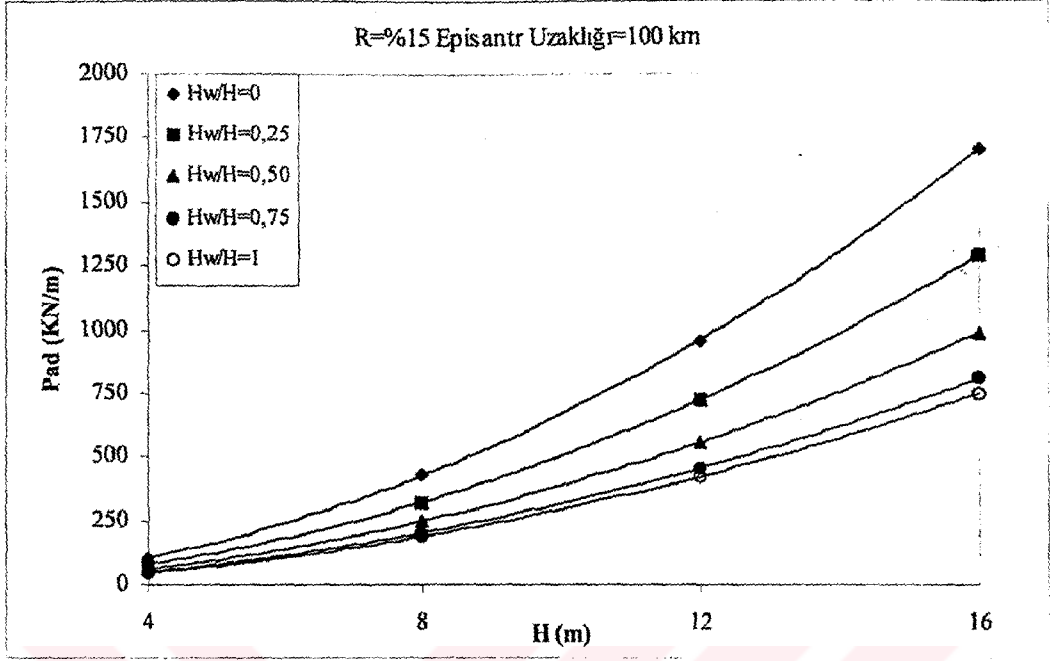
$$\gamma_d = 20 \text{ KN/m}^3$$



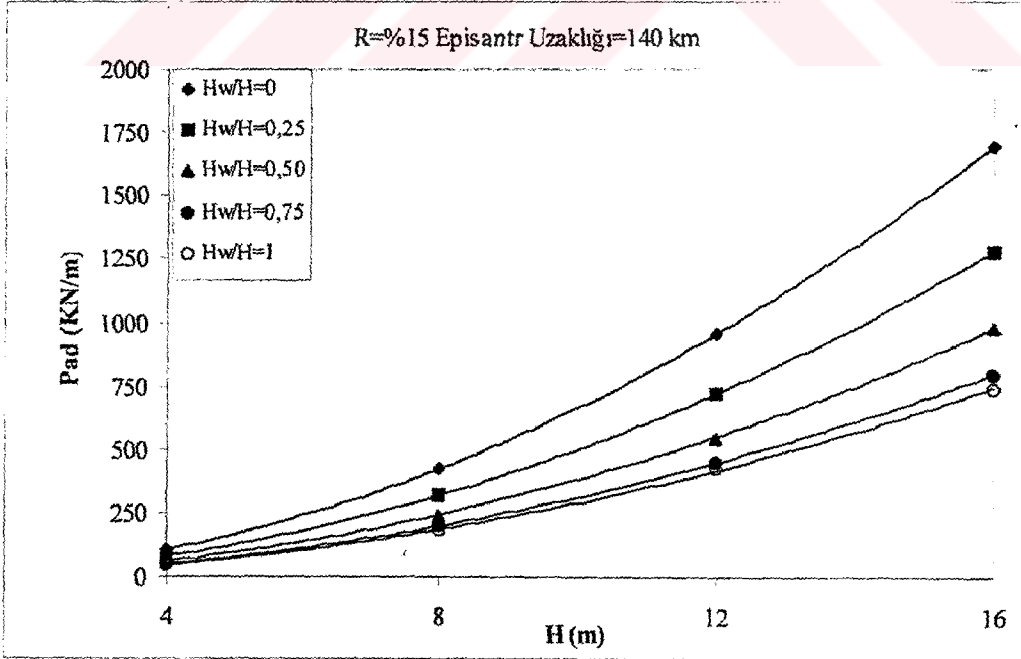
Şekil 6.67 Risk olasılığı R = %15 ve Episantr uzaklığı $\Delta = 20$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



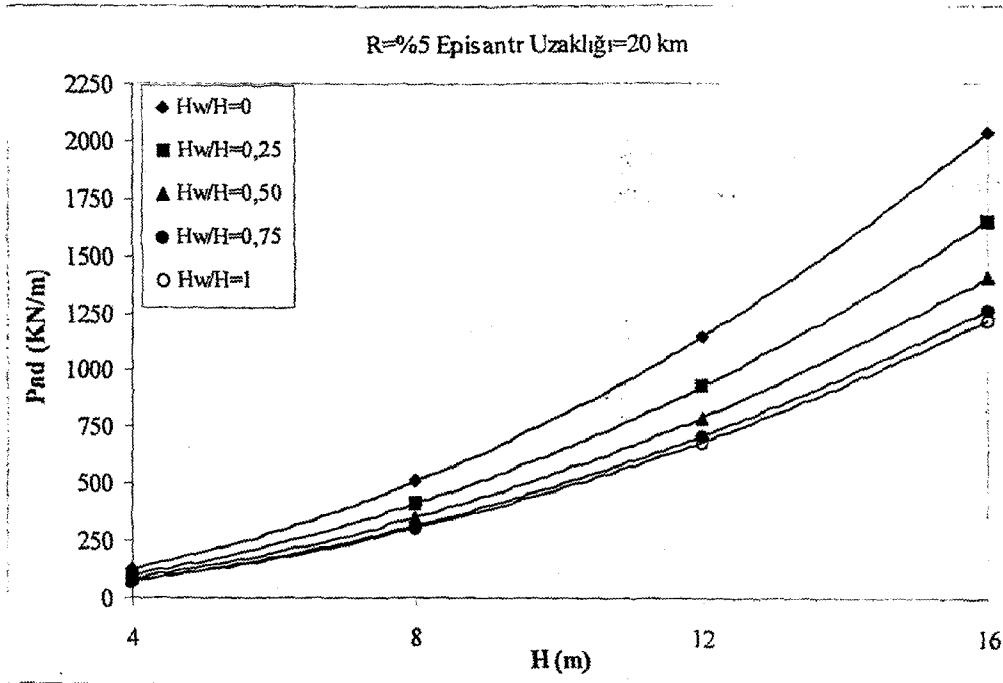
Şekil 6.68 Risk olasılığı R = %15 ve Episantr uzaklığı $\Delta = 60$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



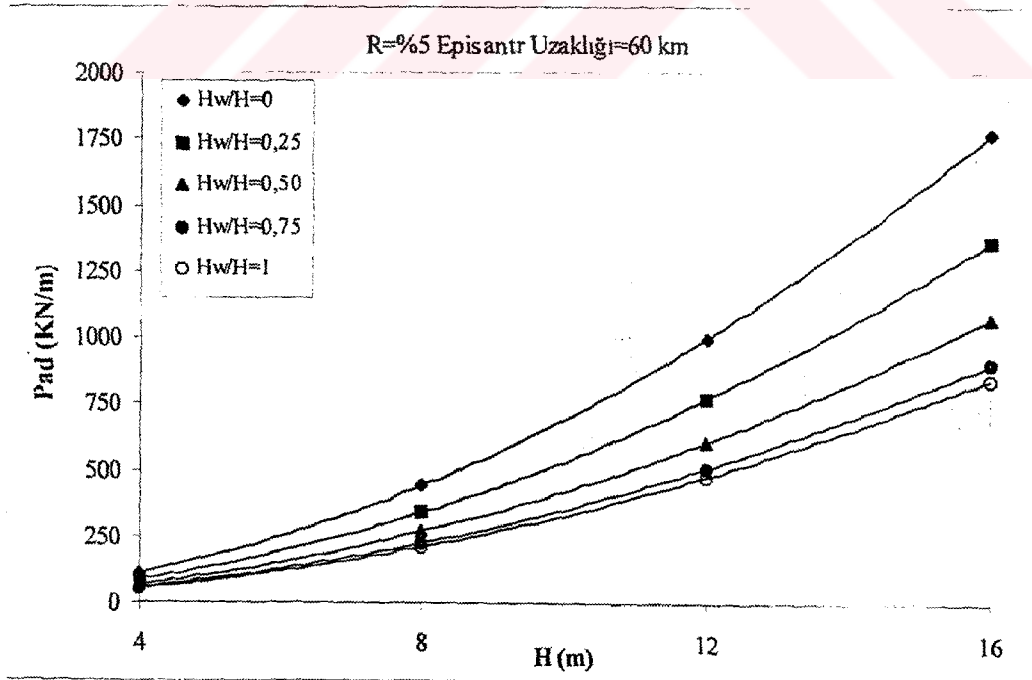
Şekil 6.69 Risk olasılığı $R = \%15$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 100$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



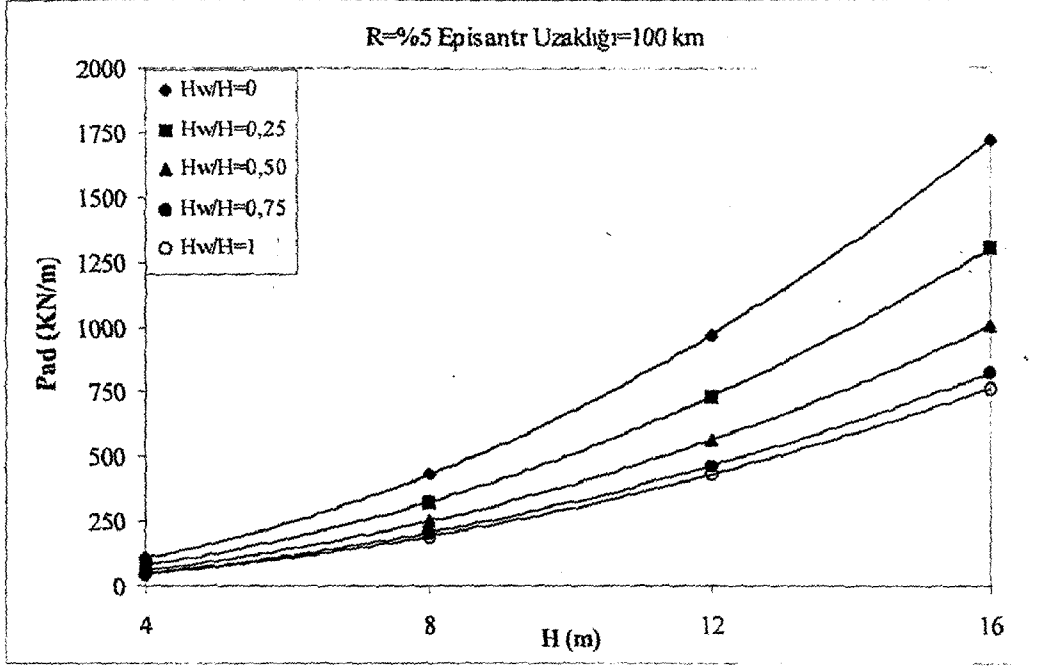
Şekil 6.70 Risk olasılığı $R = \%15$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 140$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



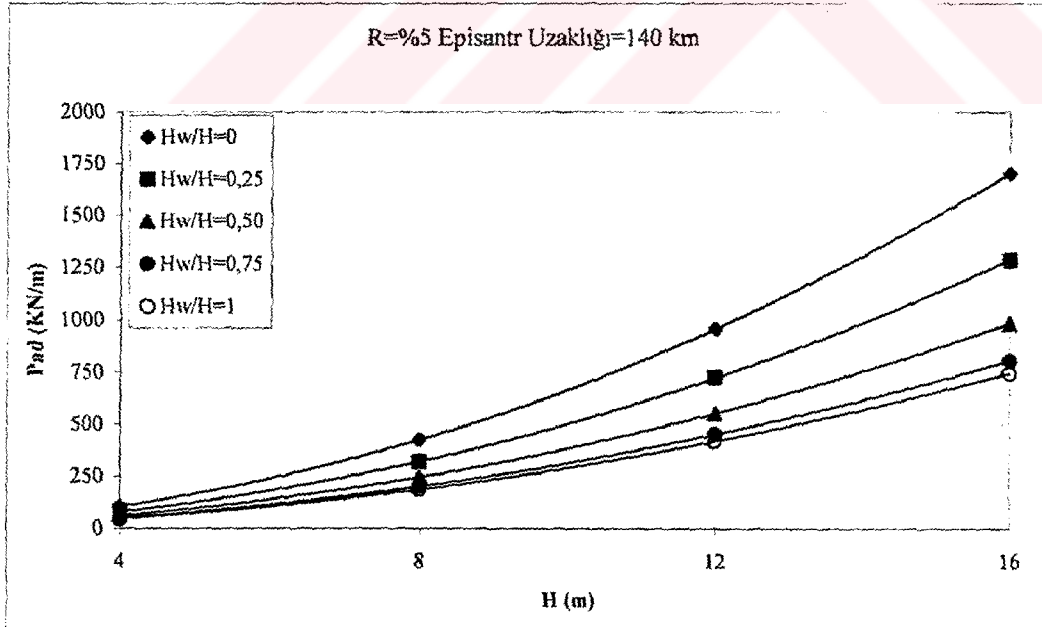
Şekil 6.71 Risk olasılığı $R = \% 5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 20$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



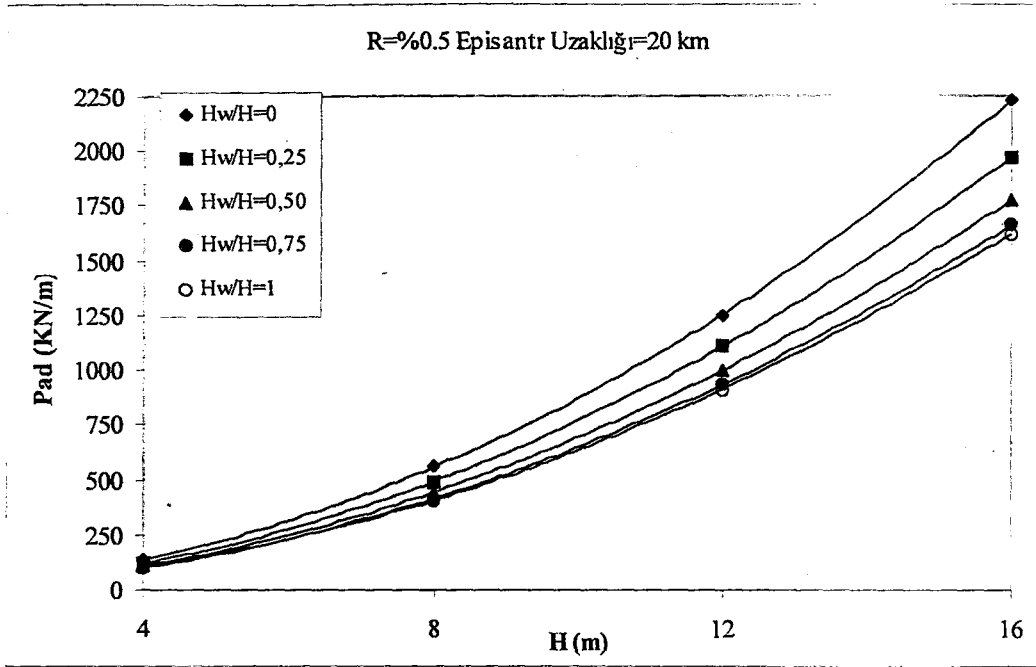
Şekil 6.72 Risk olasılığı $R = \% 5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 60$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



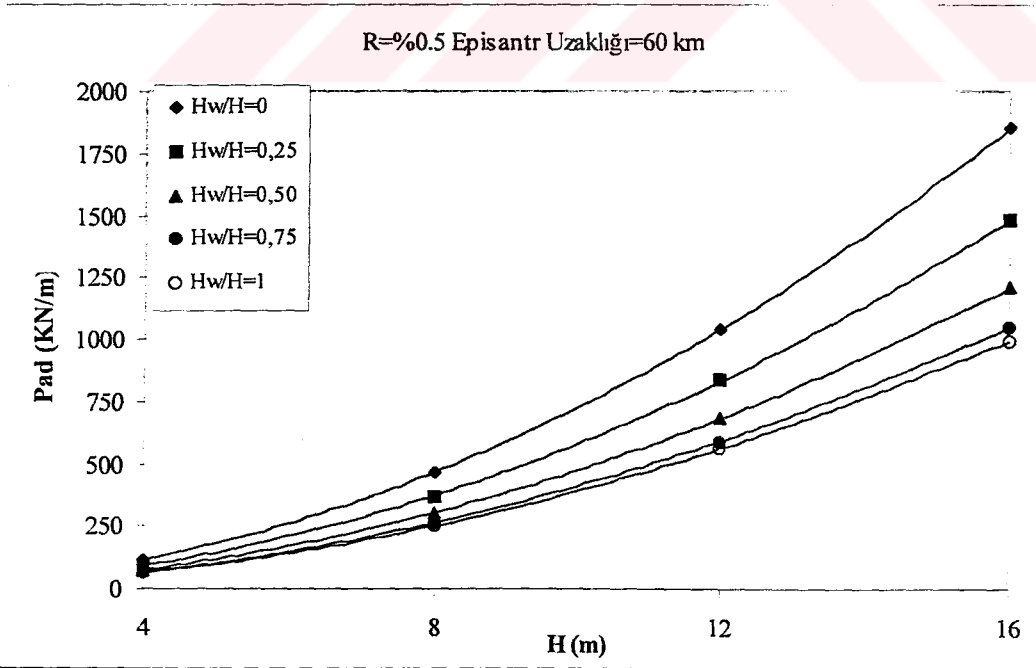
Şekil 6.73 Risk olasılığı $R = \% 5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 100$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



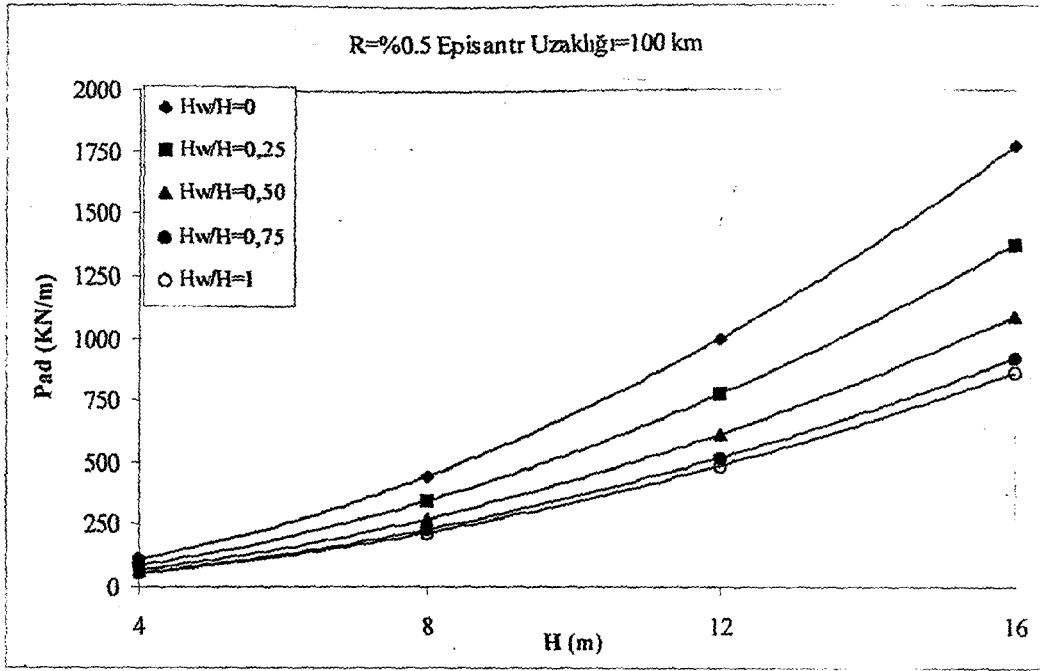
Şekil 6.74 Risk olasılığı $R = \% 5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 140$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



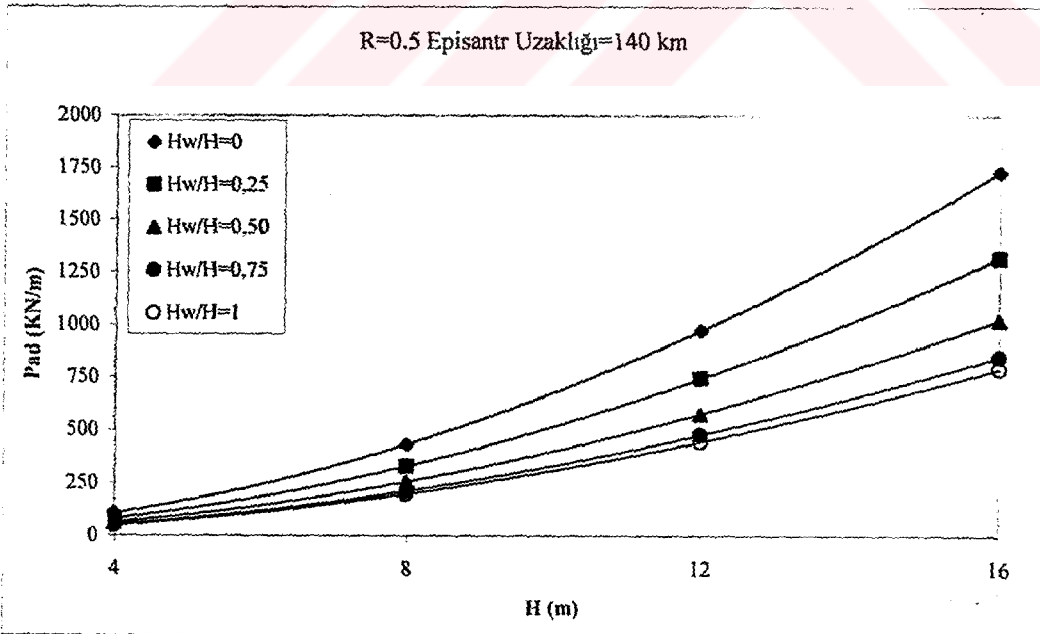
Şekil 6.75 Risk olasılığı $R = \% 0,5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 20$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



Şekil 6.76 Risk olasılığı $R = \% 0,5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 60$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



Şekil 6.77 Risk olasılığı $R = \% 0,5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 100$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



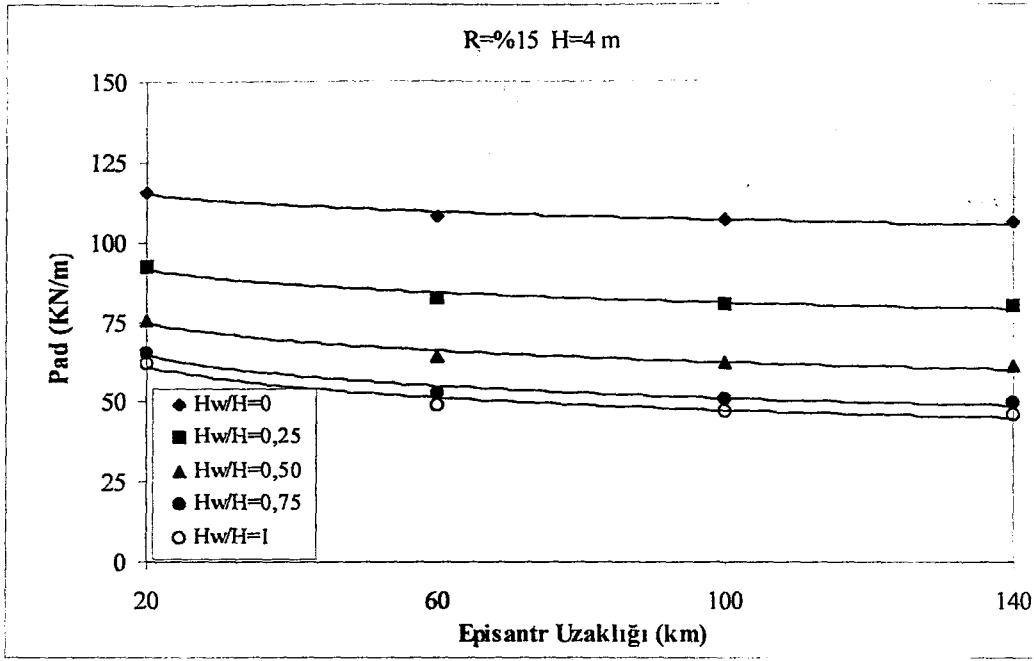
Şekil 6.78 Risk olasılığı $R = \% 0,5$ ve Episantr uzaklığı $\Delta = 140$ km için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)

Bir sonraki grup grafikte ise, farklı risk olasılıkları, duvar yükseklikleri ve zemin su seviyesi değişimleri için toplam deprem yükünün episantr uzaklıkları ile değişimi irdelenmiştir. Yine su seviyeleri $H_w/H = 0, 0.25, 0.50, 0.75, 1$ olarak kabul edilmiş ve aşağıda sunulan grafikler elde edilmiştir.

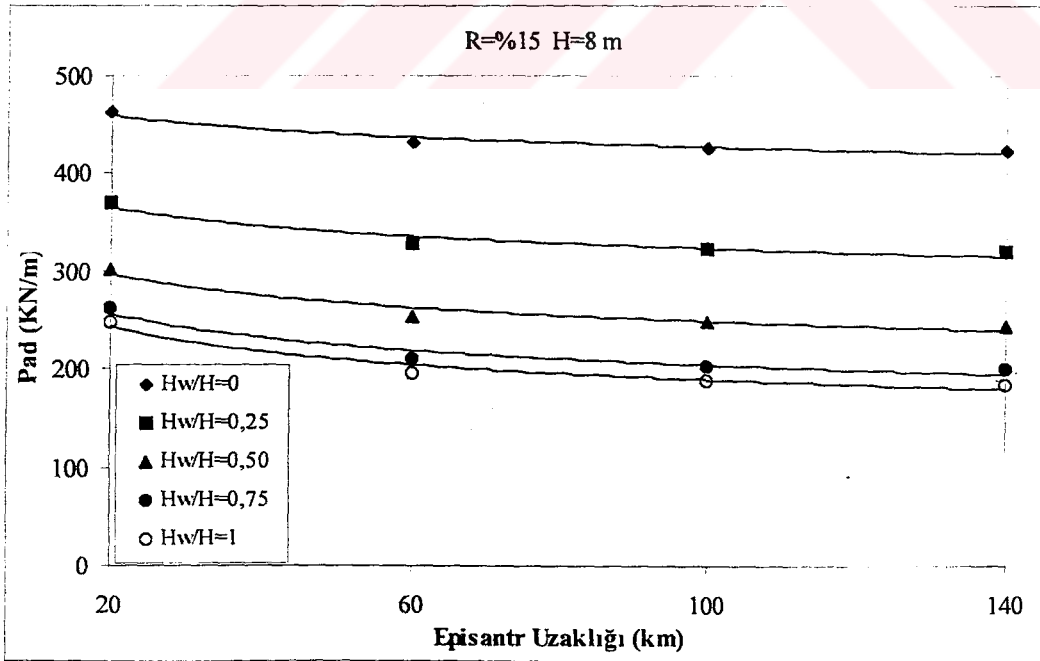
Grafiklere göre; toplam deprem basıncı risk olasılığının azalması ve duvar yüksekliğinin artması ile artış gösterirken, episantr uzaklığının artması ile azalım göstermiştir. Ancak daha önceki kısımlarda zeminin kuru halde olması durumu için çizilen grafiklerde diğer episantr uzaklıklarına göre $\Delta = 20$ km için gözlenen büyük miktardaki basınç farkı zemin suya doygun hale geldikçe azalmıştır. Grafiklerde bu durumu, zemin su seviyesi azaldıkça doğruların lineerlikten uzaklaşmasından izletebilmekteyiz.

$H_w/H = 0, 0.25, 0.50, 0.75, 1$ değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

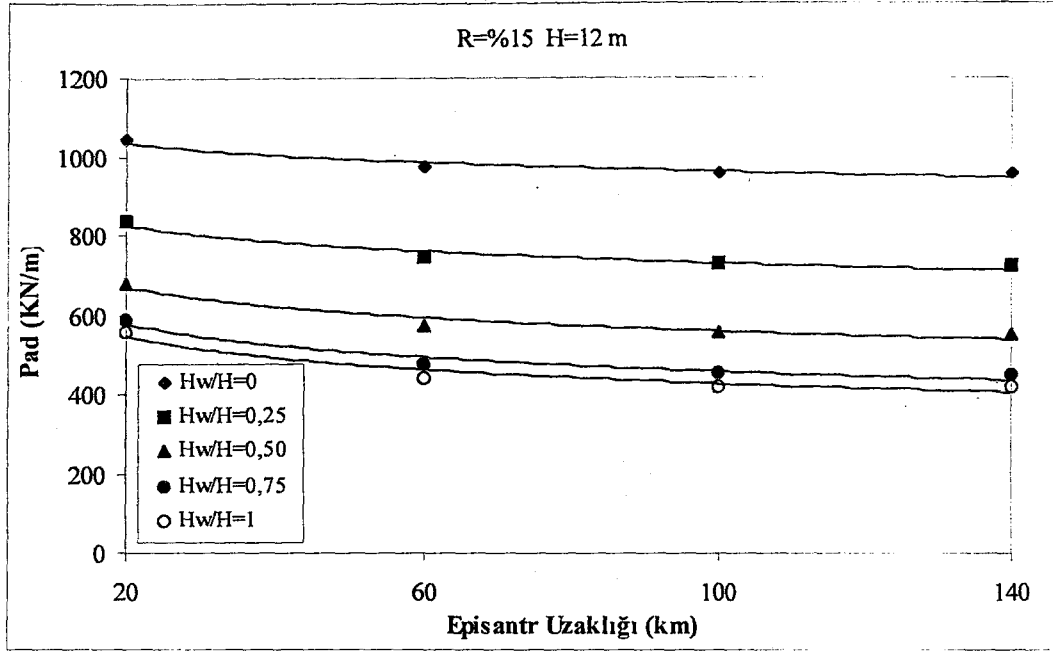
GRAFİK NO	ϕ°	H (m)	R (%)	Δ (km)	ANALİZ
6.79	30	4	15	20 - 140	P_{AD}
6.80	30	8	15	20 - 140	P_{AD}
6.81	30	12	15	20 - 140	P_{AD}
6.82	30	16	15	20 - 140	P_{AD}
6.83	30	4	5	20 - 140	P_{AD}
6.84	30	8	5	20 - 140	P_{AD}
6.85	30	12	5	20 - 140	P_{AD}
6.86	30	16	5	20 - 140	P_{AD}
6.87	30	4	0.5	20 - 140	P_{AD}
6.88	30	8	0.5	20 - 140	P_{AD}
6.89	30	12	0.5	20 - 140	P_{AD}
6.90	30	16	0.5	20 - 140	P_{AD}



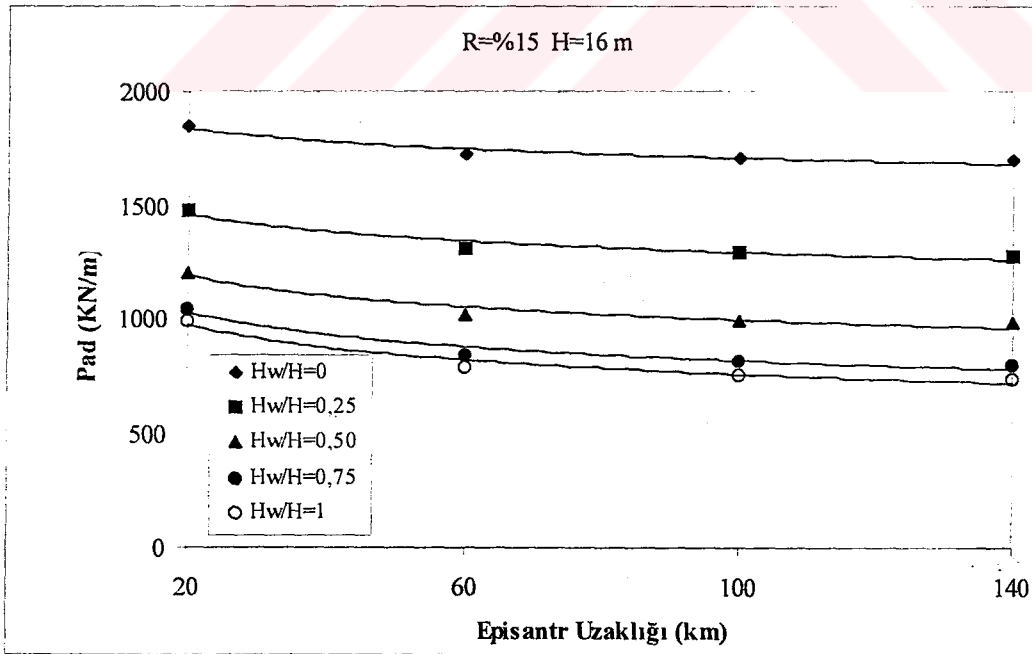
Şekil 6.79 Risk olasılığı R = %15 ve Duvar yüksekliği H = 4 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



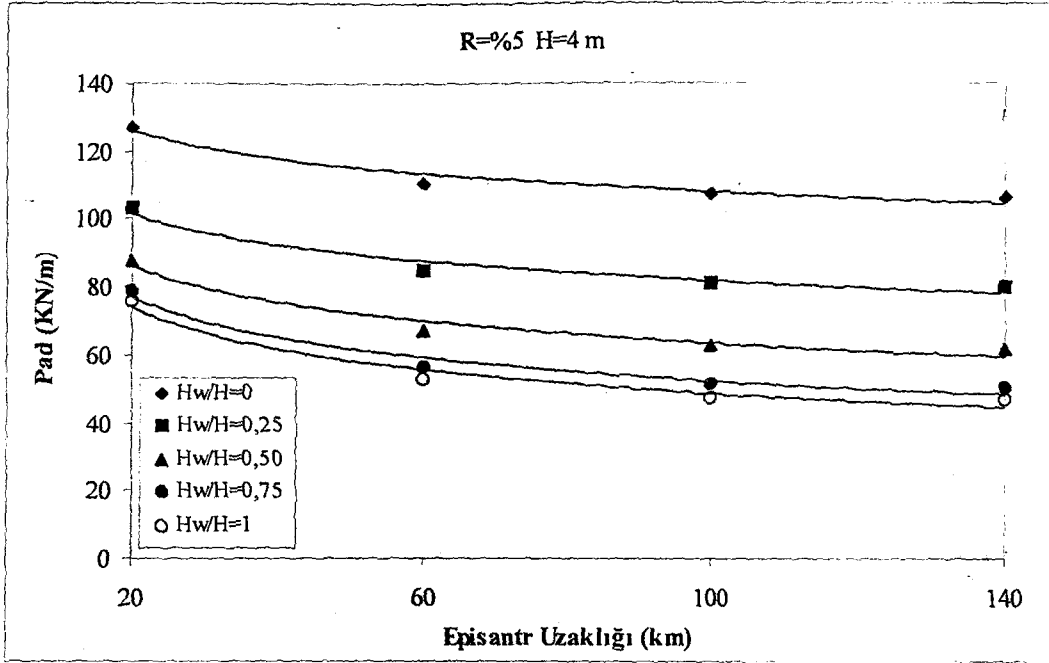
Şekil 6.80 Risk olasılığı R = %15 ve Duvar yüksekliği H = 8 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



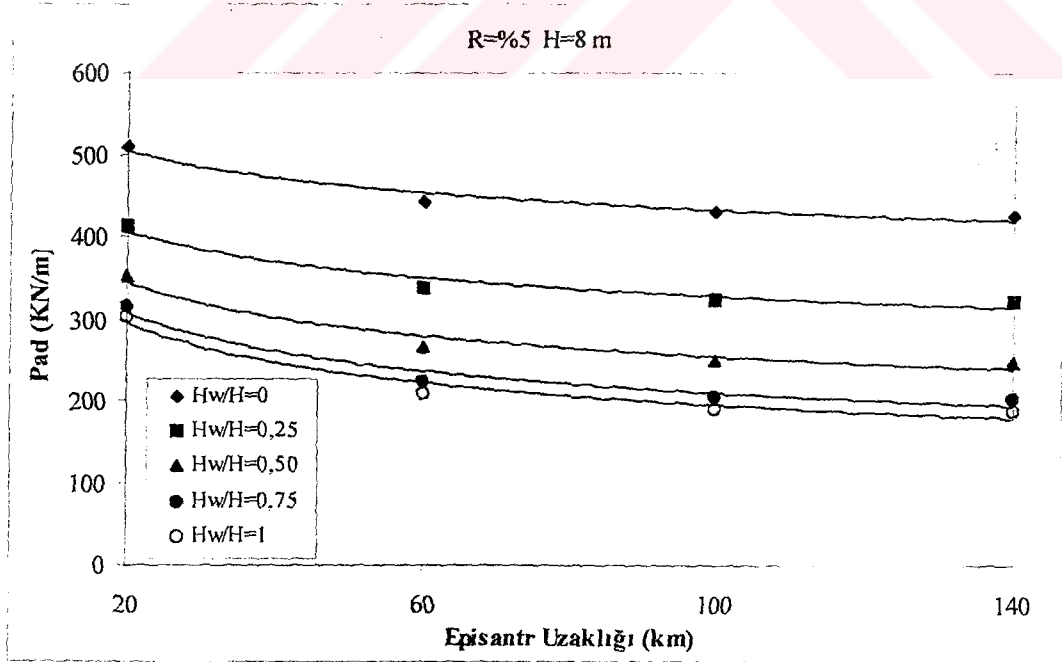
Şekil 6.81 Risk olasılığı R = %15 ve Duvar yüksekliği H = 12 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



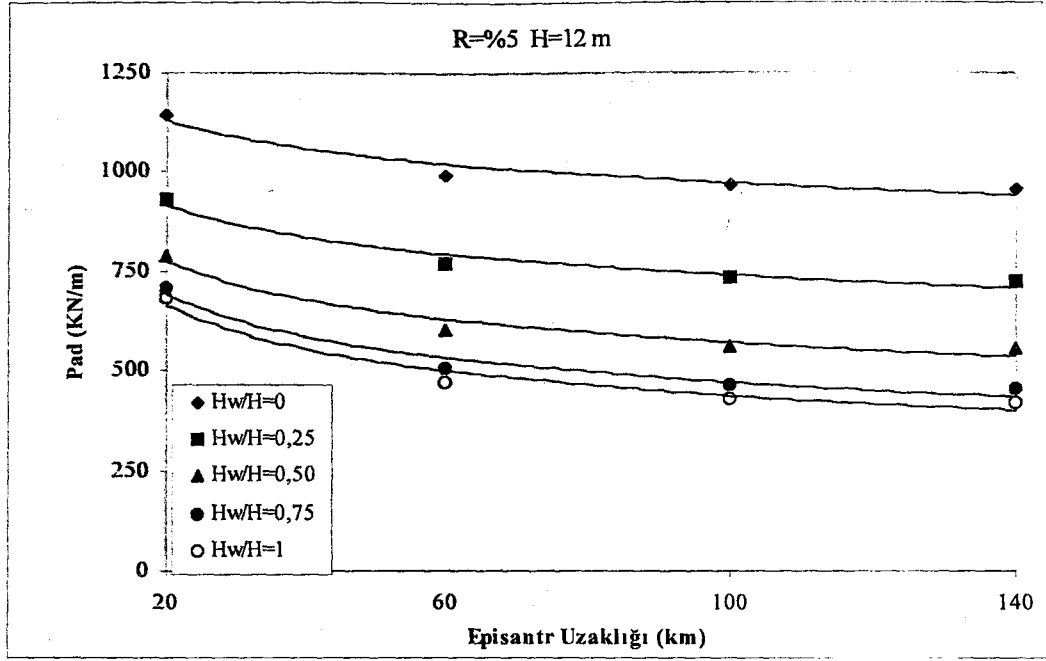
Şekil 6.82 Risk olasılığı R = %15 ve Duvar yüksekliği H = 16 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



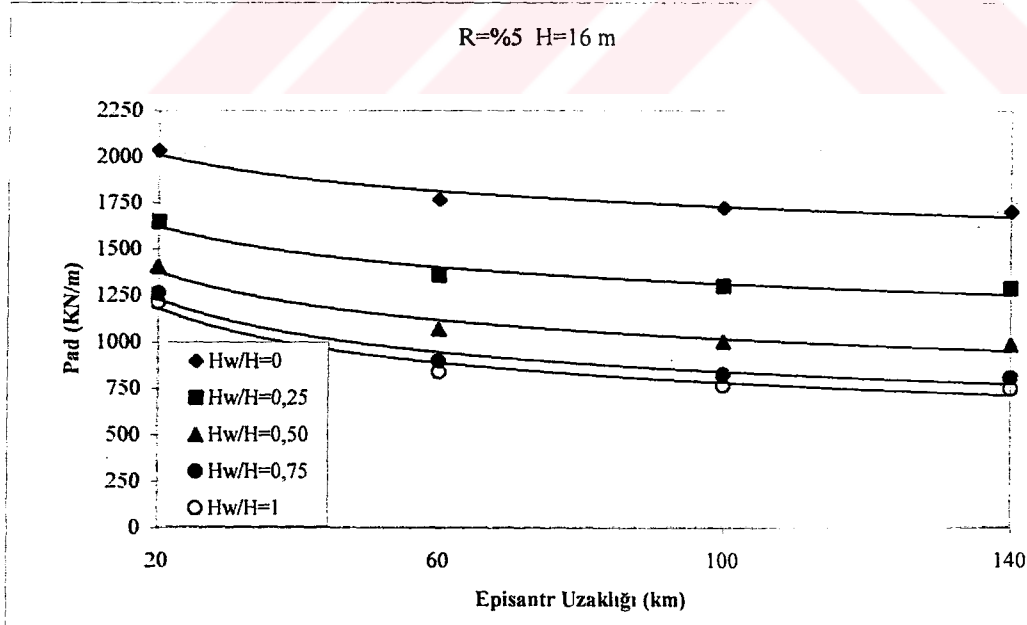
Şekil 6.83 Risk olasılığı $R = \% 5$ ve Duvar yüksekliği $H = 4$ m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



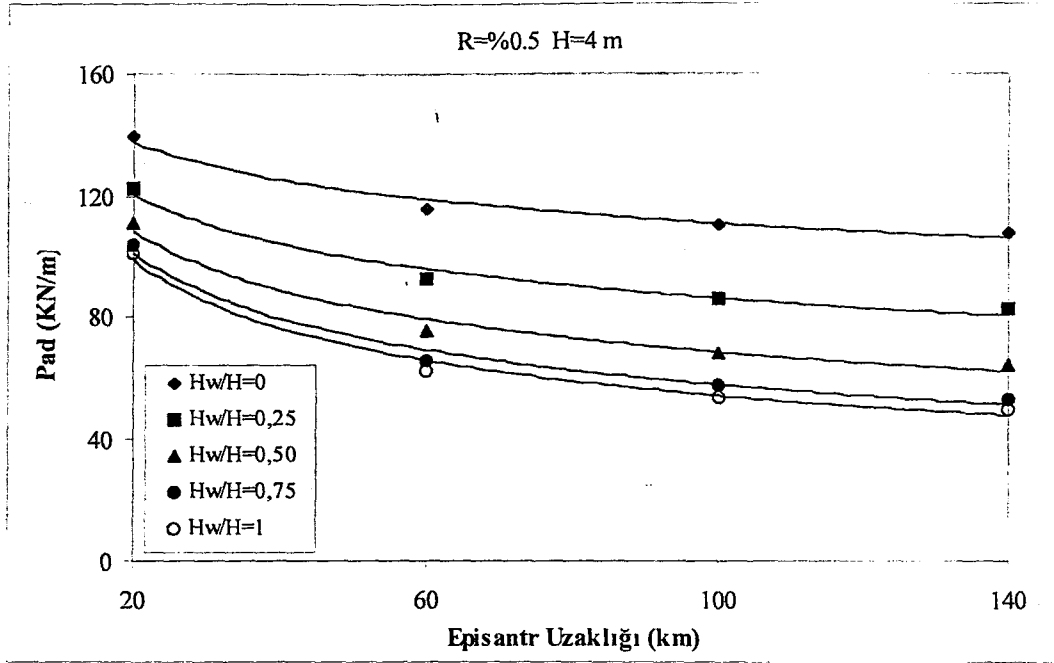
Şekil 6.84 Risk olasılığı $R = \% 5$ ve Duvar yüksekliği $H = 8$ m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



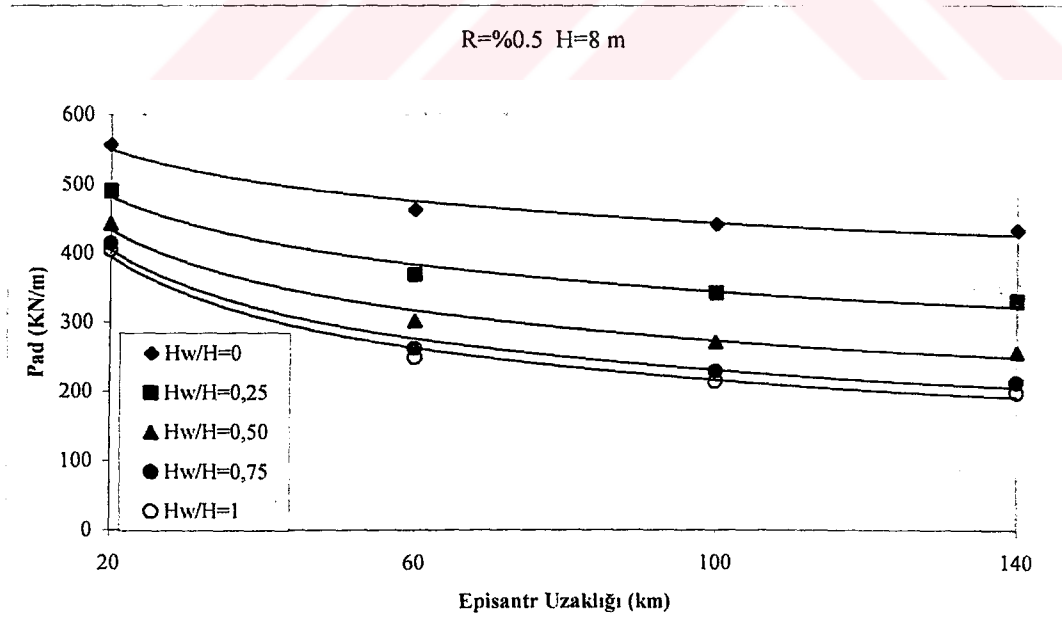
Şekil 6.85 Risk olasılığı R = % 5 ve Duvar yüksekliği H = 12 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



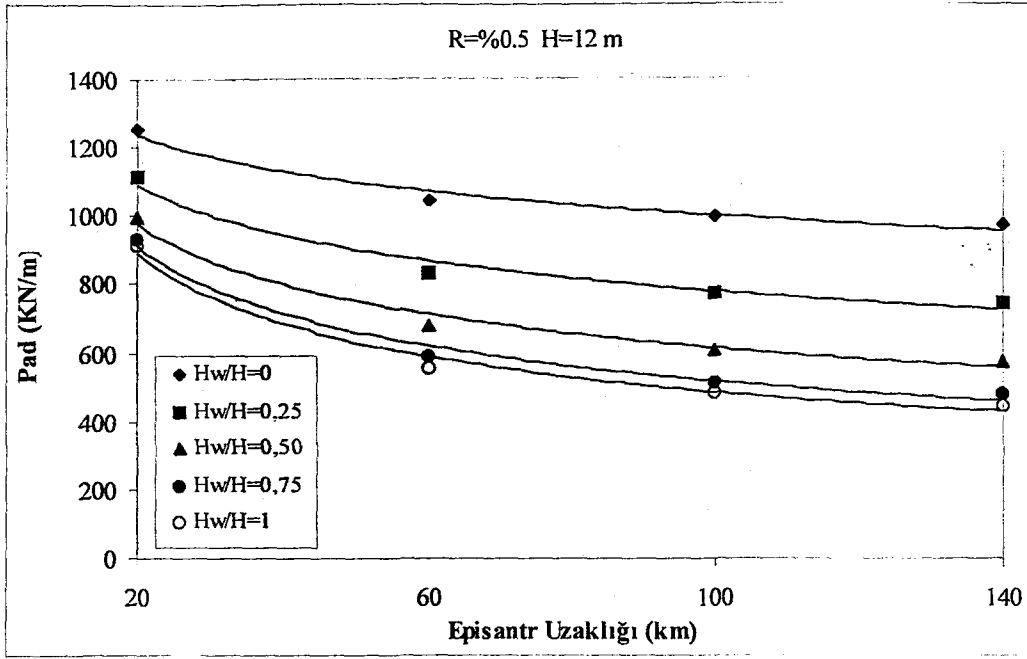
Şekil 6.86 Risk olasılığı R = % 5 ve Duvar yüksekliği H = 16 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



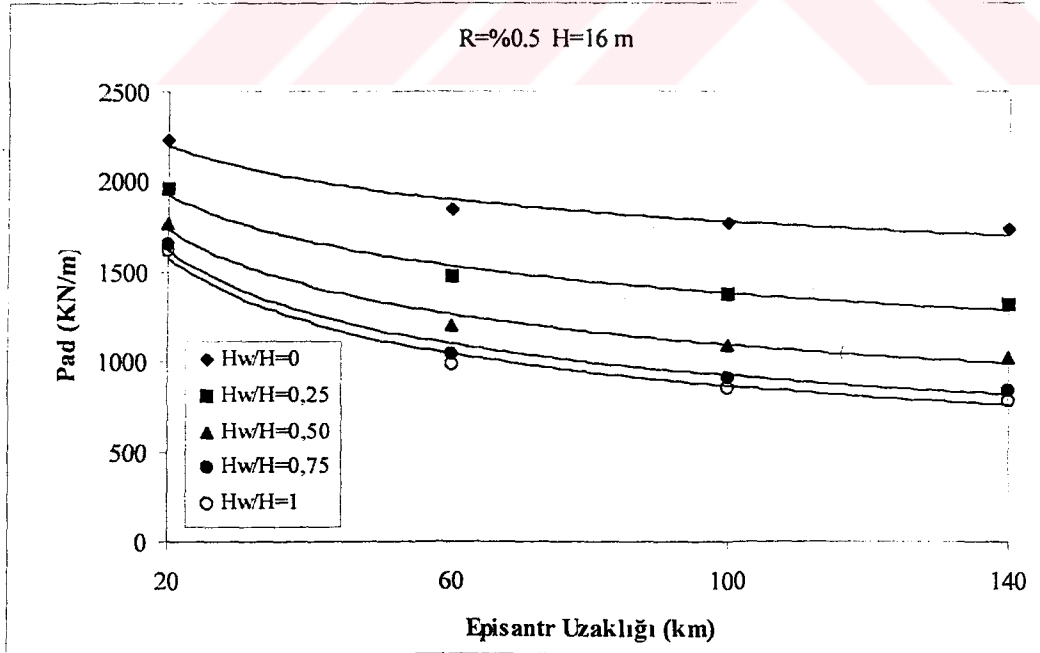
Şekil 6.87 Risk olasılığı R = % 0,5 ve Duvar yüksekliği H = 4 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



Şekil 6.88 Risk olasılığı R = % 0,5 ve Duvar yüksekliği H = 8 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



Şekil 6.89 Risk olasılığı R = % 0,5 ve Duvar yüksekliği H = 12 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)



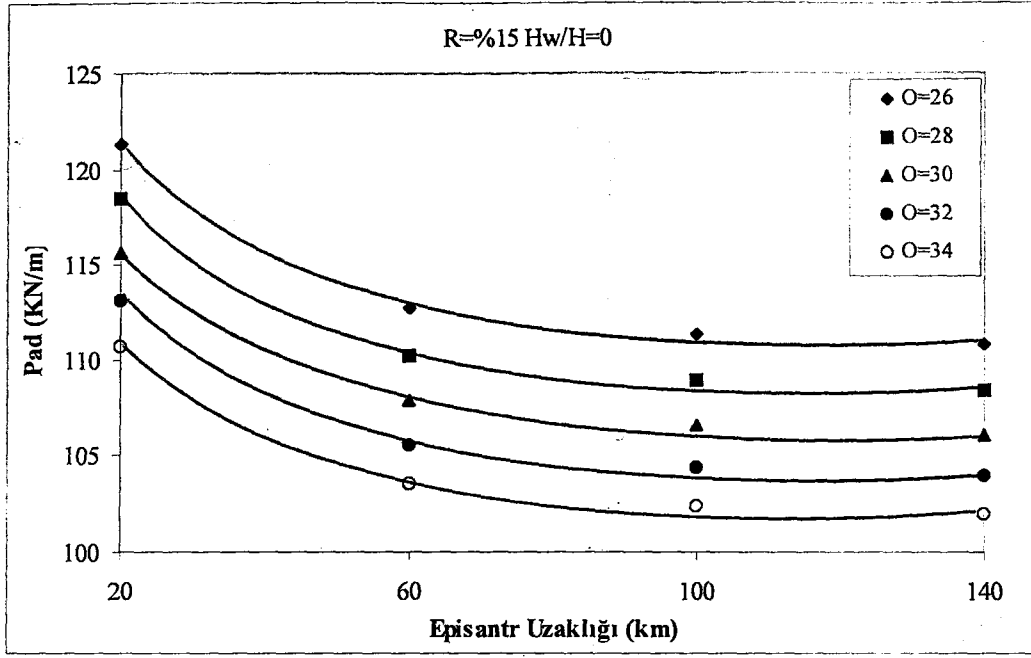
Şekil 6.90 Risk olasılığı R = % 0,5 ve Duvar yüksekliği H = 16 m için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($\phi^0 = 30^0$)

Bu kısımda ise daha önceki grafiklerde sabit tutulan içsel sürtünme açısı değerleri değiştirilerek, basıncın içsel sürtünme açısı değişikliklerinden nasıl etkilendiği irdelenmiştir. Grafiklerin oluşumunda risk olasılıkları $R=15\%$, 5% ve 0.5% ve farklı zemin suyu seviyeleri kullanılmıştır.

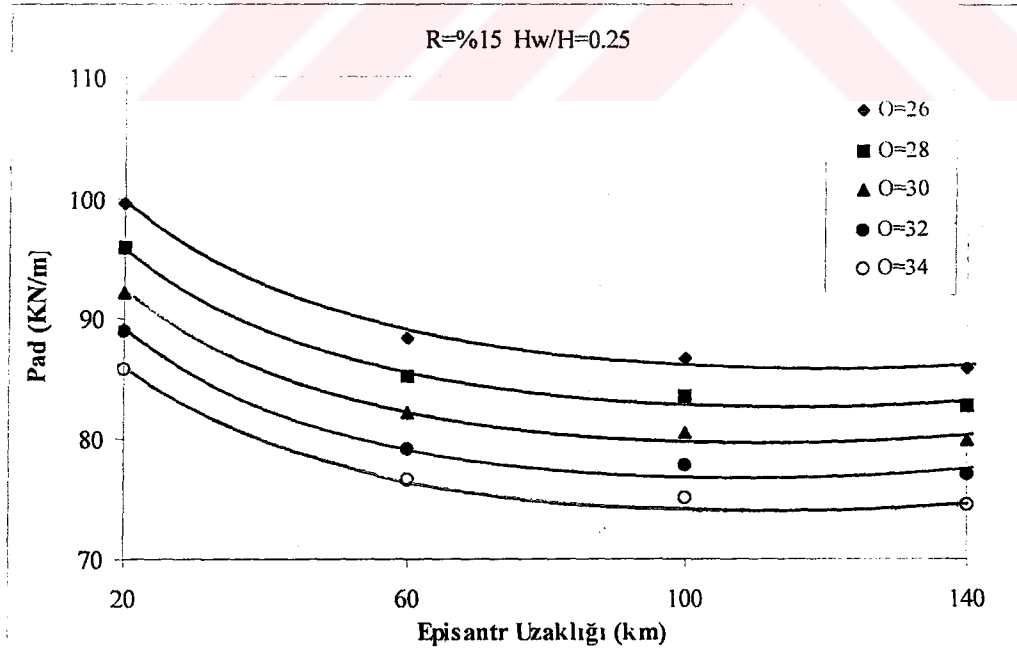
Grafiklerde içsel sürtünme açısı artışı ile beraber toplam deprem yükünü azaldığı gözlemlenmektedir. Azalmanın aynı episantr uzaklıkları ve farklı içsel sürtünme açıları için birbirine yakın değerler gösterdiği fakat farklı episantr uzaklıkları karşılaştırıldığında $\Delta = 20$ km ile $\Delta = 60$ km arasında daha büyük farka ulaştığı görülmektedir.

İçsel sürtünme açıları $\phi = 26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° değerlerinin değişimleri göz önüne alınarak aşağıda tanımları geçen grafikler hazırlanmıştır.

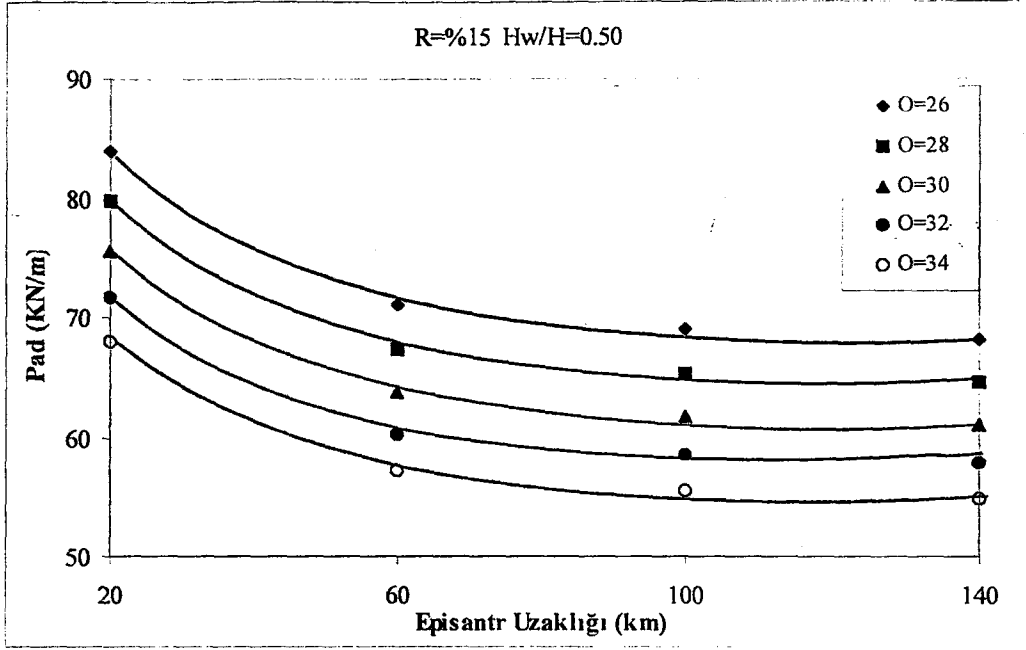
GRAFİK NO	H_w/H	H (m)	R (%)	Δ (km)	ANALİZ
6.91	0	4	15	20 - 140	P_{AD}
6.92	0.25	4	15	20 - 140	P_{AD}
6.93	0.50	4	15	20 - 140	P_{AD}
6.94	0.75	4	15	20 - 140	P_{AD}
6.95	1	4	15	20 - 140	P_{AD}
6.96	0	4	5	20 - 140	P_{AD}
6.97	0.25	4	5	20 - 140	P_{AD}
6.98	0.50	4	5	20 - 140	P_{AD}
6.99	0.75	4	5	20 - 140	P_{AD}
6.100	1	4	5	20 - 140	P_{AD}
6.101	0	4	0.5	20 - 140	P_{AD}
6.102	0.25	4	0.5	20 - 140	P_{AD}
6.103	0.50	4	0.5	20 - 140	P_{AD}
6.104	0.75	4	0.5	20 - 140	P_{AD}
6.105	1	4	0.5	20 - 140	P_{AD}



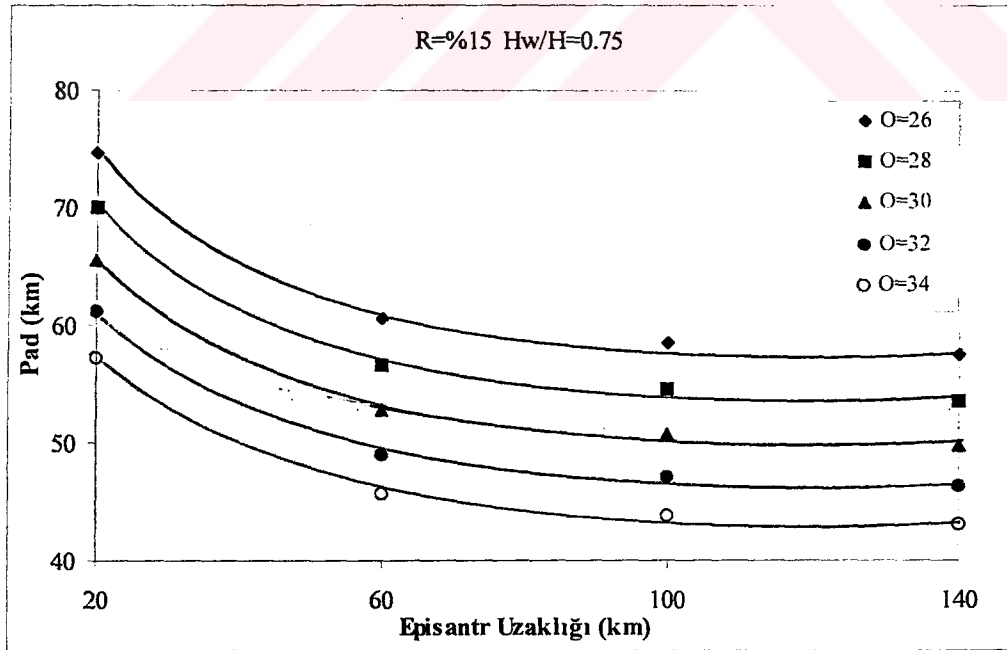
Şekil 6.91 Risk olasılığı $R = \%15$ ve $H_w/H = 0$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



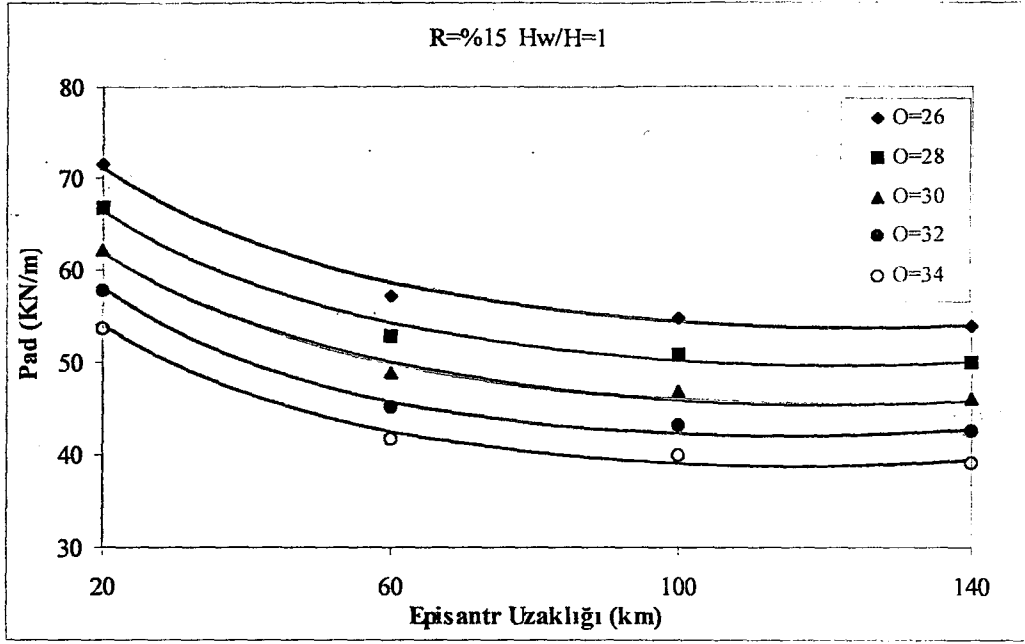
Şekil 6.92 Risk olasılığı $R = \%15$ ve $H_w/H = 0,25$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



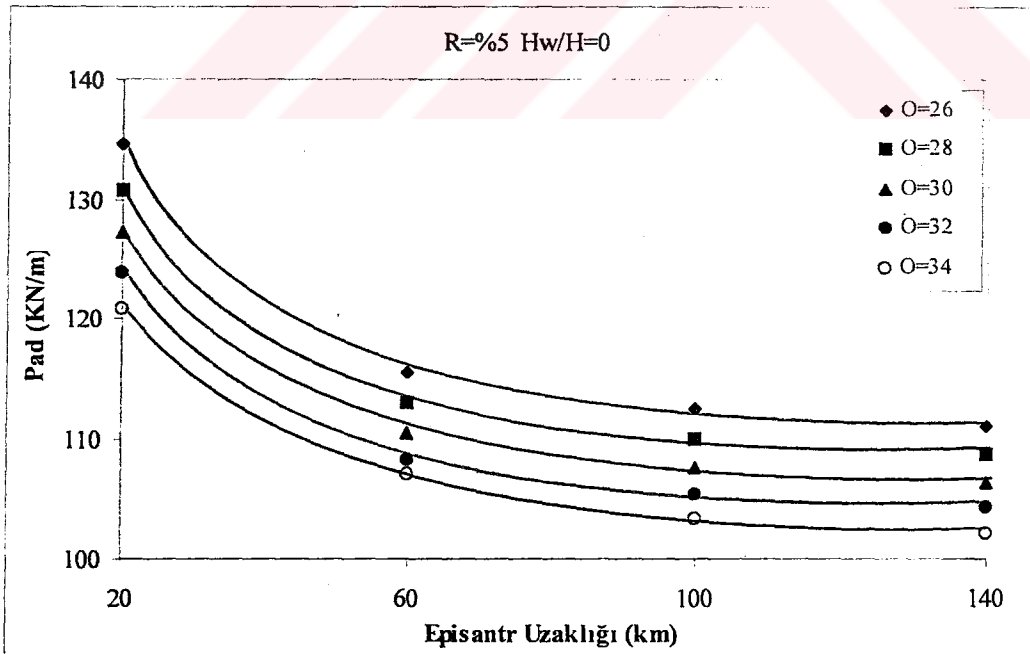
Şekil 6.93 Risk olasılığı $R = 15\%$ ve $H_w/H = 0,50$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



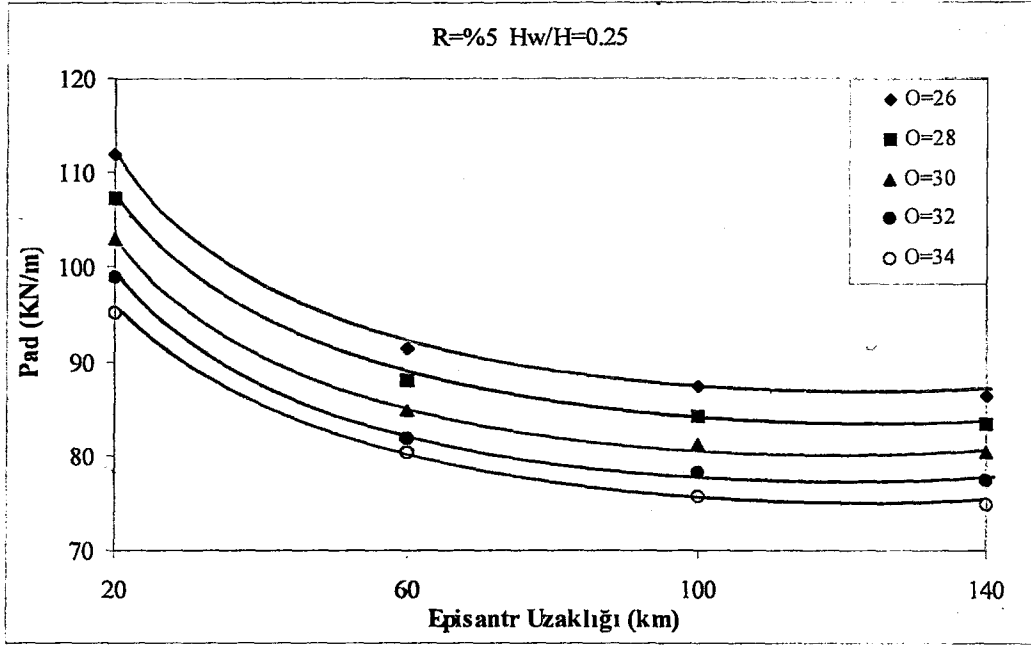
Şekil 6.94 Risk olasılığı $R = 15\%$ ve $H_w/H = 0,75$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



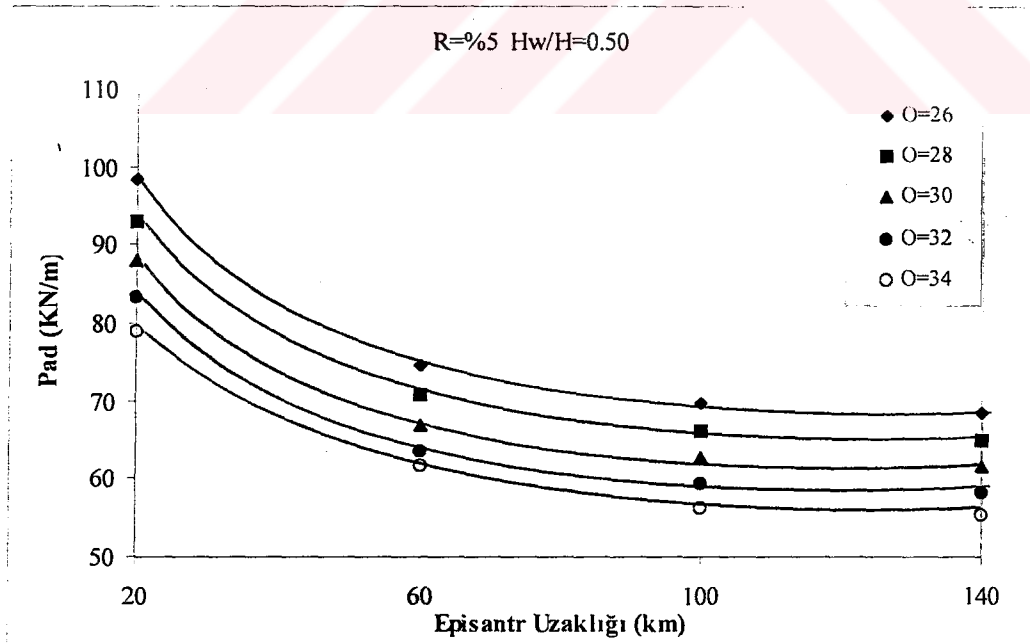
Şekil 6.95 Risk olasılığı $R = \%15$ ve $H_w/H = 1$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



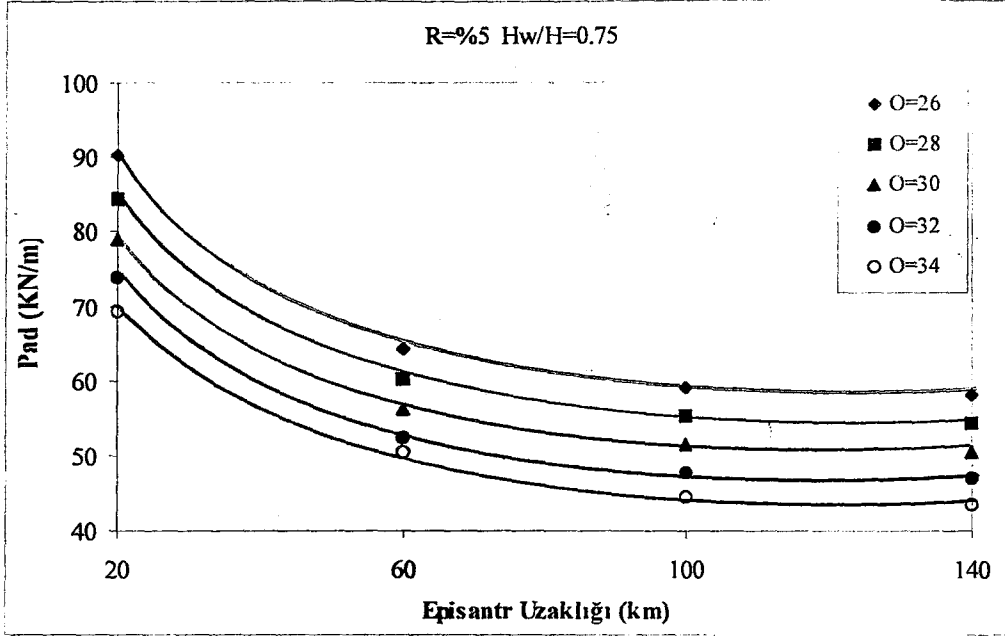
Şekil 6.96 Risk olasılığı $R = \%5$ ve $H_w/H = 0$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



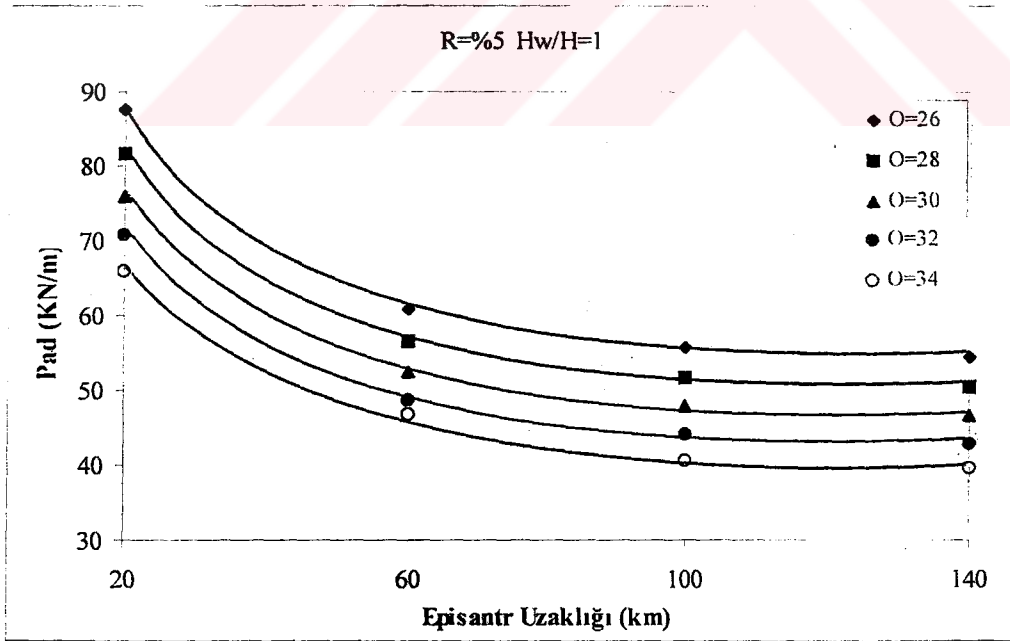
Şekil 6.97 Risk olasılığı $R = \% 5$ ve $H_w/H = 0,25$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



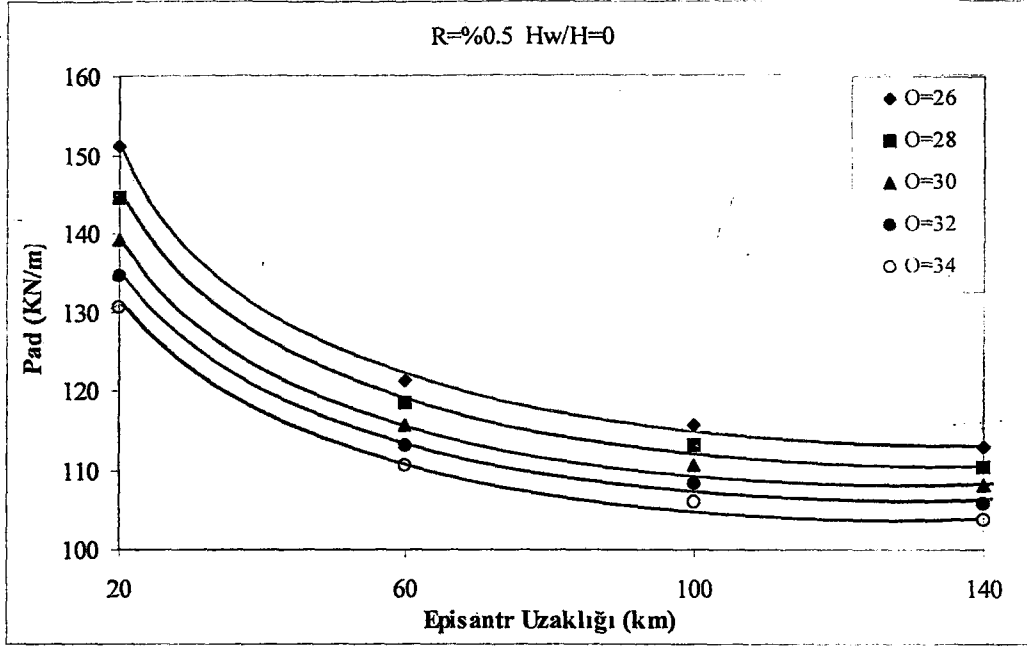
Şekil 6.98 Risk olasılığı $R = \% 5$ ve $H_w/H = 0,50$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



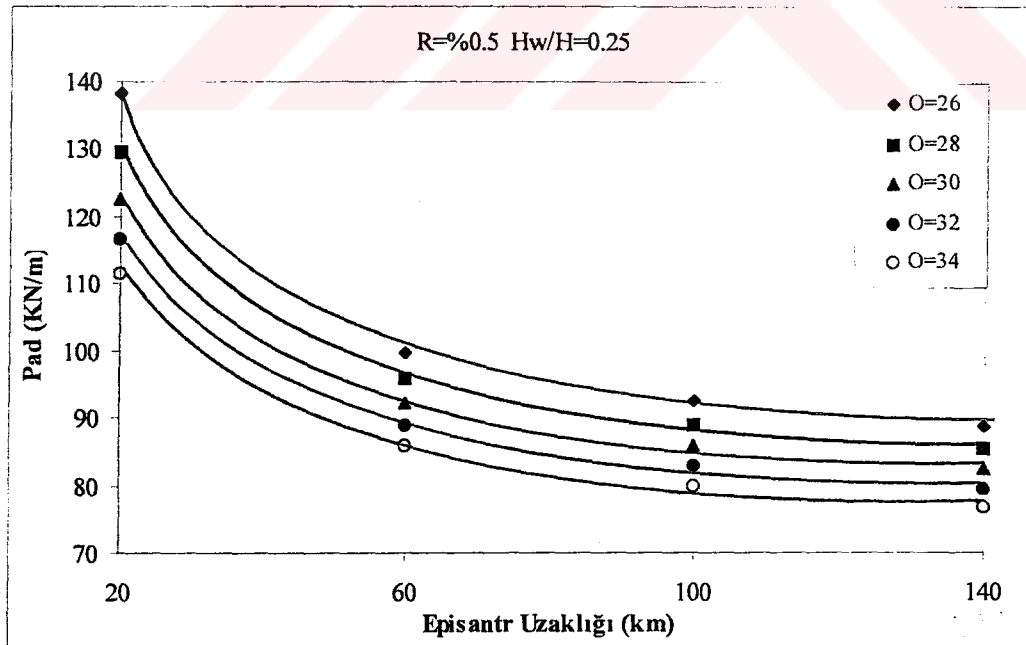
Şekil 6.99 Risk olasılığı $R = \% 5$ ve $H_w/H = 0,75$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



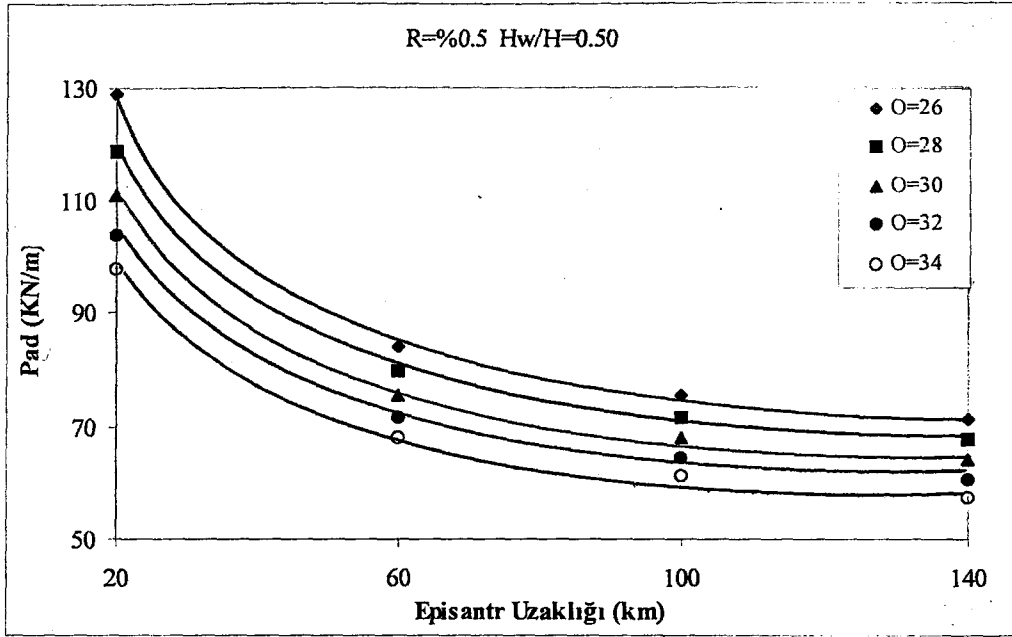
Şekil 6.100 Risk olasılığı $R = \% 5$ ve $H_w/H = 1$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



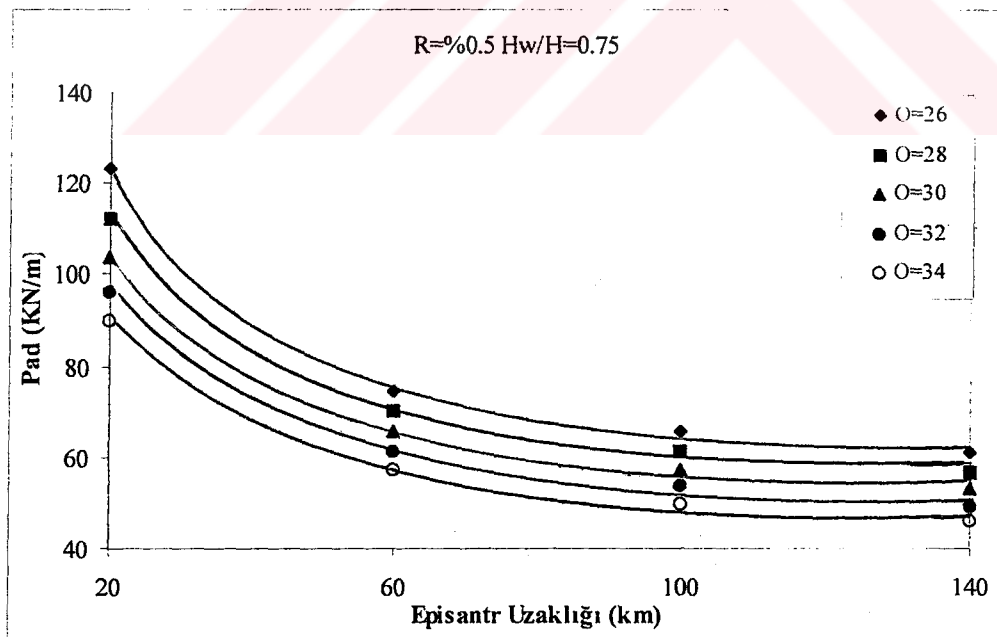
Şekil 6.101 Risk olasılığı R = % 0,5 ve H_w/H = 0 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)



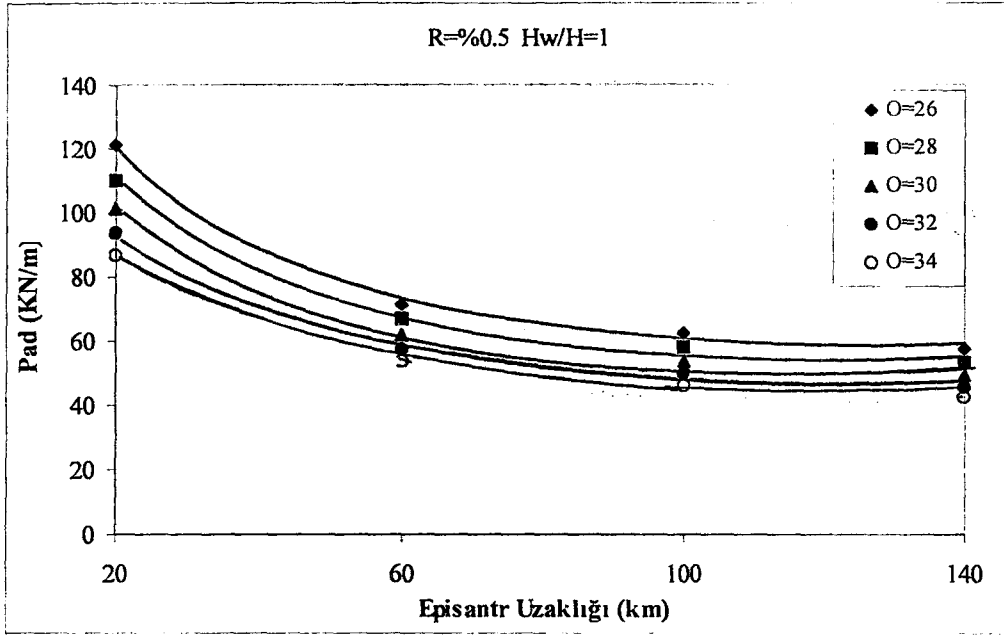
Şekil 6.102 Risk olasılığı R = % 0,5 ve H_w/H = 0,25 için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi (H = 4 m)



Şekil 6.103 Risk olasılığı $R = \% 0,5$ ve $H_w/H = 0,50$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



Şekil 6.104 Risk olasılığı $R = \% 0,5$ ve $H_w/H = 0,75$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4$ m)



Şekil 6.105 Risk olasılığı $R = \% 0,5$ ve $H_w/H = 1$ için toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi ($H = 4 \text{ m}$)

7. BULGULARIN TARTIŞILMASI

Deprem risk analizinin konu olarak ele alındığı tez çalışmasında, İzmir sismotektonik bölgesinde (37.0° N - 40.0° N enlemleri ile 26.0° E - 29.0° E boylamları arasında kalan bölge) risk analizi yapılmış ve söz konusu bölge için proje kriterlerini etkileyecek magnitüd ve zemin ivmesi tahminlerinde bulunulmuştur. Öncelikle sismik tehlike analizinde kullanılan yöntemler irdelenmiş, olasılık hesaplarında Gumbel tarafından tavsiye edilen Yıllık Ekstrem Değerler Metodundan faydalanılmıştır. Yapılan regresyon analizi sonucu bu bölge için yıllık maksimum deprem magnitüdü dağılımı tespit edilmiştir.

Yıllık Ekstrem Değerler Metoduna göre yapılan olasılık hesapları sonucunda;

- a) Yıllık maksimum magnitüdülerin ortalaması 4.65,
- b) En sık meydana gelen yıllık magnitüd 6.80,
- c) 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd 7.69

olarak, 1900 – 1999 yılları arasında bölgede meydana gelmiş depremlere ait veriler göz önünde tutularak hesaplanmıştır.

Bölgedeki yapılar risk değerlerine göre sınıflandırılarak, bu değerlere karşılık gelen M (magnitüd) değerleri hesaplanmıştır. Yapıların yıllık risk değerleri olarak, normal binalar için % 15, A.B.D uygulamalarına göre % 10, önemli yapılar için % 5, % 2, % 1 ve nükleer santraller için % 0,5 kabul edilmiştir. Bu risk değerlerine karşılık gelen magnitüdüler;

- a) Yıllık risk % 15 için 5,881
- b) Yıllık risk % 10 için 6,163
- c) Yıllık risk % 5 için 6,631
- d) Yıllık risk % 2 için 7,236
- e) Yıllık risk % 1 için 7,690
- f) Yıllık risk % 0,5 için 8,143

olarak elde edilmiştir.

Yapıların yıllık risk değerlerine göre deprem tekrarlama periyotları irdelenmiştir. Daha sonra aşılma olasılığı konusu incelenmiş, aşılma olasılığı ve magnitüd ilişkisi araştırılmıştır. Buna

göre magnitudün 4 değeri için yıllık aşılma olasılığının % 100' e yakın bir değer aldığı gözlenmiştir.

1900.1999 yılları deprem verileri kullanılarak 99 yıllık çalışma periyoduna göre belirlenen regresyon katsayıları, çalışma periyotları değiştirilerek yeniden irdelenmiştir. Bu irdeleme sonucu belirlenen parametreler kullanılarak aşılma olasılığı – magnitud ilişkisi yeniden gözden geçirilmiştir. Buna göre çalışma periyodu 99, 90, 80 için değerler birbirine yakın elde edilirken, gözlem dönemi azaldıkça söz konusu eğrilerin uzaklaştığı görülmüştür.

Proje kriterlerine baz teşkil edecek zemin ivme değerleri ise; Newmark – Rosenblueth (1971) maksimum ivme önerileri ve Schnabel – Seed (1973) tarafından verilen kayada ivme – mesafe eğrilerinden yararlanılarak yıllık risk olasılıklarına göre farklı episantr uzaklıkları için tahmin edilmiştir. Newmark – Rosenblueth (1971) yöntemi ve Schnabel – Seed yöntemi ile elde edilen ivmeler karşılaştırıldığında, Newmark – Rosenblueth yönteminin daha yüksek değerler verdiği izlenmiştir. Bir sonraki bölümde istinad duvarlarına etkiyecek basınçları hesaplanmasında, güvenli tarafta kalmak amaçlı bu ivme değerleri kullanılmıştır. Elde edilen değerler incelendiğinde episantrdan uzaklaştıkça, deprem enerjisinin yayıldığı hacmi büyümesi ve enerjinin sönmülmesi nedeniyle maksimum ivme değerlerinde hızla düşüş olduğu gözlenmiştir. Episantr uzaklığı R=60 km' ye kadar olan zonlar içinde bu düşüş hız kazanmaktadır.

Belirlenen episantr uzaklıkları için zemin hızı ve zemin deplasmanları hesaplanmıştır. Bu analizlerde episantr uzaklığı R=20 km için 173,30 cm' ye kadar zemin deplasmanları ve 93,77 cm/sn' ye kadar zemin hızı elde edilmiştir.

Yapılan analizler sonucu elde edilen verilerin, deprem durumunda istinad duvarları üzerinde meydana gelecek toprak basınçları üzerindeki etkileri incelenmiştir. Öncelikle zemin suyunun etkisi göze alınmadan daha sonra ise suyun da etkisi ele alınarak basınçlar Mononabe – Okabe' ye göre hesaplanmıştır.

Zemin suyunun etkisi göz önünde tutulmadan yapılan hesaplamalarda;

Risk olasılığı R=%15, içsel sürtünme açısı $\phi = 26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ve yalnız deprem basınçları ile duvar yüksekliği 4m, 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m arasındaki ilişki episantr uzaklığı 20 km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km

ve 140 km için hazırlanan grafiklerde; duvar yükseklikleri arttıkça basınçların da arttığı. buna karşılık içsel sürtünme açısı artışlarının basınç değerinde azalma sebep olduğu gözlenmektedir. Episantr uzaklıklarının artışıyla birlikte de basınç değerlerinin azaldığı gözlenmektedir. Bu azalmanın episantr uzaklığı $\Delta=20$ km ile $\Delta=100$ km arasında büyük fark gösterirken, $\Delta=100$ km - $\Delta=140$ km arasındaki azalım değerlerinin daha küçük farklar gösterdiği görülmektedir.

$R=\%15$, $\phi=26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° olan istinat duvarı için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranı ile episantr uzaklıkları arasındaki ilişki araştırılmıştır. Grafikte: toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı arttıkça azaldığı ve bu azalmanın en yoğun hissedildiği alanın $\Delta=20$ km ile $\Delta=40$ km uzaklı değerleri arasında olduğu gözlenmektedir. Depremin belli bir etkilenme bölgesi dışında P_{AD} / P_A oranının sıfır olacağı grafikte net bir şekilde görülmektedir.

Bir sonraki kısımda risk olasılığı $R=\%15$ için yapılan bu işlemler, risk olasılıkları $\%5$ ve $\%0.5$ için de yapılarak sonuçlara ulaşılmıştır. Episantr uzaklığı 20 km için toplam deprem basıncı ve yalnız deprem basıncının yükseklikle değişimi irdelenmiştir. Farklı risk değerleri için oluşturulan grafiklerde; aynı episantr uzaklığında yapı yüksekliği artarken basınçların attığı, buna karşılık içsel sürtünme değerleri artarken basınçların azaldığı gözlenmektedir. Risk olasılığının küçülmesi ise basınçların artmasına sebep olmaktadır. Risk olasılığı $R=\%5$ ile $R=\%0.5$ arasında deprem basınçlarında iki katına varan bir artış gözlenmektedir.

Diğer bir grup grafikte yine risk olasılığı $R=\%15$, episantr uzaklığı $\Delta=20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ve yalnız deprem basınçları ile içsel sürtünme değerleri $\phi=26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° arasındaki ilişki duvar yükseklikleri 4m, 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m için irdelenmiştir. Toplam deprem basıncı ve yalnız deprem basıncının içsel sürtünme açısı ile değiştiği grafiklerde, basınç değişimlerinin her duvar yüksekliği için lineer değiştiği görülmektedir. Grafiklerde içsel sürtünme açısı değerleri ve episantr uzaklıkları arttıkça duvara etkiyen basınçların azalmakta fakat yapı yüksekliği arttıkça da basınç değerleri artmaktadır. Episantr uzaklığı $\Delta=20$ km' deki deprem basıncı değerlerinin, diğer episantr uzaklıklarındaki değer kümesinden daha ayırık kalması ise bize $\Delta=20$ km - 40 km uzaklıklarındaki yapıların meydana gelecek bir depremden ne kadar etkilenileceğini göstermektedir. Ayrıca toplam deprem basıncı ve yalnız deprem basıncı grafiklerindeki eğim farklılıkları, durgun haldeki toprak basıncının yalnız deprem basıncına oranla içsel sürtünme değişiminden daha fazla etkilendiği göstermektedir.

Risk olasılığı %15, episantr uzaklığı 20 km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km olan istinat duvarı için toplam deprem basıncının durgun haldeki toprak basıncına oranı ile ϕ içsel sürtünme açıları arasındaki ilişki incelendiğinde ise; adı geçen grafikte toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranlarının değerleri içsel sürtünme açısı arttıkça bir miktar artmaktadır. Bu gözlem ise içsel sürtünme değerlerinin artışından durgun haldeki basıncın deprem basıncına göre daha fazla etkilendiği gözleniyor. Diğer taraftan episantr uzaklıklarının artışı basınçların azalmasına sebep olmaktadır.

Yeni bir irdeleme risk olasılığı $R=0.15$ için yapılan bu işlemler, risk olasılıkları % 5 ve % 0.5 için de yapılarak sonuçlara ulaşılmıştır. Şekil 6.33, 6.34, 6.35 ve 6.36' da duvar yüksekliği 4 m için toplam deprem basıncı ve deprem basıncının ϕ değerleri ile değişimi farklı episantr uzaklıkları için araştırılmıştır. Farklı risk değerleri için oluşturulan grafiklerde; aynı yapı yüksekliğinde episantr uzaklıkları içsel sürtünme değerleri artarken basınçların azaldığı gözlenmektedir. Risk olasılığının küçülmesi ise basınçların artmasına sebep olmaktadır. Risk olasılığı $R=0.05$ ile $R=0.15$ arasında deprem basınçlarında iki katına varan bir artış gözlenmektedir.

İçsel sürtünme açılarının sabit değerleri için istinat yapısına etkiyecek yüklerinin yükseklik ve açısı ile değişiminin irdelenmesi amaçlanan bir sonraki grup grafikte ise içsel sürtünme açısı $\phi=30^\circ$, episantr uzaklığı $\Delta=20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ve yalnız deprem basınçları ile duvar yüksekliği 4m, 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m arasındaki ilişki risk olasılıkları $R=0.15$, %10, %5, %2, %0.5 için ayrı ayrı gösterilmiştir. Grafiklerde; içsel sürtünme açılarının sabit değerleri için duvar yüksekliğinin artmasıyla birlikte istinat yapısına etkiyen basınçların da attığını, episantr uzaklığındaki artışın ise basınçlarda azalmasına neden olduğunu gözlemlemekteyiz. Bununla birlikte episantr uzaklığı $\Delta=20$ km için, yalnız deprem basınçlarının, episantr uzaklığının diğer değerlerinden oldukça ayrı kaldığı grafikler üzerinden okunmaktadır. Toplam deprem basıncının verildiği grafikler üzerinde $\Delta=20$ km ve 40 km uzaklıklarında, depremin etkili olduğunu görmekteyiz. Grafikleri risk olasılıklarının değişimi ile beraber değerlendirdiğimizde ise, normal yapıların risk olasılığından (%15), nükleer santraller için risk olasılığına (%0.5)' e doğru gidildikçe etkiyen kuvvetlerin yükseldiğini gözlemlemekteyiz. Risk sınıfı $R=0.15$ yapı yüksekliği $H=14$ m için yalnız deprem basıncı $P_{AD}=200$ KN/m² iken, risk sınıfı $R=0.05$ yapı yüksekliği $H=14$ m için yalnız deprem basıncı $P_{AD}=700$ KN/m²' dir.

Aynı irdeleme daha önceki bölümde bulunan yıllık maksimum magnitüdlerin ortalaması, en sık meydana gelen magnitüd ve 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd için hazırlanmıştır. İçsel sürtünme açısı $\phi = 30^\circ$, episantr uzaklığı $\Delta = 20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ve yalnız deprem basınçları ile duvar yüksekliği 4m, 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m arasındaki ilişki $M=4.65$, $M=6.80$ ve $M=7.69$ için ayrı ayrı hazırlanmıştır. Grafiklerde; basınç dağılımının magnitüd arttıkça büyüdüğü gözlenmektedir. $M=4.65$ ve $H=14$ m için yalnız deprem basıncı $P_{AD} = 50$ KN/m² civarında iken, $M=6.80$ ve $H=14$ m için $P_{AD} = 340$ KN/m² ve $M=7.69$ ve $H=14$ m için $P_{AD} = 1200$ KN/m² ye çıktığı gözlemlenmektedir. Depremden doğan basınçların her üç magnitüd için 20 km episantr uzaklığında daha etkin bir değer aldığı ve magnitüd büyüdükçe bu uzaklıktaki dağılımların belirgin bir şekilde uzaklaştığı görülmektedir.

Farklı bir grup hesaplama ise içsel sürtünme açısı $\phi = 30^\circ$, duvar yüksekliği $H=4$ m, 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ile risk olasılıkları $R=\%15$, $\%10$, $\%5$, $\%2$, $\%0.5$ arasındaki ilişki episantr uzaklığı $\Delta = 20$ km, 40 km, 140 km için ayrı ayrı gösterilmiştir. Grafiklerde; toplam deprem basıncının risk olasılığı $R=\%0.5$ ' den $R=\%15$ ' e doğru seyirinde bir azalım görülmektedir. Basınçlarda söz konusu olan bu azalımın aynı zamanda yapı yüksekliğinin azalmasıyla da meydana geldiği görülmektedir. Risk olasılıkları $R=\%0.5$ ' den, $\%1$ ve $\%2$ ' ye doğru değişiminde toplam basınçta çok belirgin ve düzensiz azalimler gözlemlenirken, aynı azalımların risk olasılığı $R=\%2$ ' den $\%15$ 'e doğru lineer bir grafik meydana getirdiği gözlemlenmektedir. Episantr uzaklığı $\Delta = 140$ km için toplam basıncın risk olasılıkları ile değişiminin doğruya çok yakın bir grafik oluşturduğu görülmektedir. Adı geçen grafikler bize risk olasılıklarının özellikle deprem oluşma riski diğer bölgelere göre daha yoğun olan yerlerde yapı tasarımında çok önemli bir faktör teşkil etmesi gerektiğini göstermektedir. Grafiklerde odak noktasına yakın alanlarda risk olasılığının önemi yapı yüksekliğinden daha öne geçerken, odak noktasından uzaklaştıkça yapının yüksekliğinin basınç değişiminde daha önemli bir parametre olduğu izlenmektedir. Basınç değerleri episantr uzaklıklarına göre değerlendirildiğinde ise $\Delta = 20$ km için $R=\%0.5$ risk olasılığında $H=14$ m için $P_{AD} = 1250$ KN/m² değerini alırken, $\Delta = 140$ km için $R=\%0.5$ risk olasılığında $H=14$ m için $P_{AD} = 600$ KN/m² değerini aldığı gözlenmiştir.

Yine içsel sürtünme açısı $\phi = 30^\circ$, risk olasılıkları $R=\%15$, $\%10$, $\%5$, $\%2$, $\%0.5$ olan istinat duvarı için toplam deprem basınçları ile duvar yüksekliği $H=4$ m, 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m arasındaki ilişki episantr uzaklığı $\Delta = 20$ km, 40 km, 140 km için grafikler ayrı ayrı gösterilmiştir. Grafiklerde; risk olasılığı $R=\%15$ ' den $\%0.5$ ' e doğru gidildikçe ve duvar

yüksekliği arttıkça toplam deprem basıncı değerlerinin arttığı görülmektedir. Episantr uzaklıkları $\Delta = 20$ km ve 40 km için risk olasılıklarının farklı değerleri için artış net bir şekilde izlenmekte iken, $\Delta = 140$ km' de ise farklı risk grupları için basınç artışında çok küçük değişimler vardır. Bu değişimler duvar yüksekliğinin 4 - 6 metreleri civarında küçük yakın değerler alırken, yüksekliğin 14 metreye çıktığı kısımda daha belirgin izlenmektedir. Böylece yapı yüksekliği arttıkça risk olasılıklarının öneminin de yükseldiği ortaya çıkmaktadır. Basınç değerlerinin episantr uzaklığı ile değişimi ise tüm diğer grafiklerde olduğu gibi büyük bir değişim göstermektedir.

Yeni bir grup inceleme içsel sürtünme açısı değerleri $\phi = 26^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° olan istinat duvarlarında toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklıkları $\Delta = 20$ km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km ve 140 km ile değişimleri risk olasılıkları $R = \%15, \%10, \%5, \%2, \%0.5$ için irdelenmiştir. Grafiklerde; risk olasılığı $R = \%15$ ve episantr uzaklığı $\Delta = 20$ km için toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının 2.3 civarında olduğu, bu değer $R = \%0.5$ için 1.5 civarına düştüğü görülmektedir. Her risk olasılığının ayrı ayrı değerlendirildiği grafiklerde içsel sürtünme açısı değerlerindeki farklılık basınç oranlarında büyük değişiklikler yaratmamıştır. Toplam deprem basıncının durgun haldeki basınca oranının episantr uzaklığı artışı ile azaldığı (bu azalım odak noktasına yakın yerlerde daha yoğun) ve içsel sürtünme değeri artışı ile arttığı görülmektedir. P_{AD} / P_A değerinin episantr uzaklığı ile değişiminde azalmanın $\Delta = 80$ km' den sonra lineere yakın bir hal aldığı grafiklerden izlenmektedir.

Zemin suyunun etkisi göz önünde tutularak yapılan hesaplamalarda suyun statik etkisinin istinad yapıları üzerinde yarattığı etkiler irdelenmiştir. Daha sağlıklı bir analiz için suyun dinamik etkisinin de göz önünde bulundurulması gerekmektedir. Yapılan hesaplamalarda;

Bu kısımda sunulan grafiklerde, zemin suyunun deprem basıncındaki etkisini incelemek amaçlı toplam deprem yükünün duvar yükseklikleri ve episantr uzaklıkları ile değişimi çeşitli su seviyeleri için 3 grup halinde irdelenmiştir. İlk grup grafiklerde $H_w/H = 0, 0.25, 0.50, 0.75, 1$ için toplam deprem yükünün duvar yükseklikleri $H = 4m, 8m, 12m$ ve $16m$ ile değişimleri, risk olasılıkları $R = \%15, \%5$ ve $\%0.5$ ve episantr uzaklıkları 20 km, 60 km, 100 km ve 140 km değerleri için incelenmiştir. Hesaplamalarda içsel sürtünme açısı sabit tutularak $\phi = 30^\circ$ kabul edilmiştir. Söz konusu grafikleri incelerken; aynı risk olasılığının kullanıldığı ve episantr uzaklıklarının değiştirildiği grafiklerde, toplam deprem basıncının $H_w/H = 0$ ' dan $H_w/H = 1$ ' e doğru (suyun zemin yüzünden aşağı doğru inmesiyle) azaldığı gözlemlenmektedir. Aynı

yüksekliğe sahip istinat yapısında, suyun zemin yüzünde olması ile kuru halde olması durumları arasında 2 katına varan toplam basınç farkı elde edilmiştir. Yine söz konusu grafiklerde, su seviyesinin artışı ile beraber farklı episantr uzaklıkları için toplam deprem basıncı değişiminin büyük farklılıklar göstermediği gözlemlenmiştir. Zemin kuru iken episantr uzaklıkları arttıkça toplam deprem basıncının azalımı daha büyük değerler gösterirken, su seviyesinin artışıyla beraber episantr uzaklığının artışı toplam deprem basıncında daha küçük değerlerde azalıma sebep vermektedir.

Bir sonraki grup grafikte ise, farklı risk olasılıkları, duvar yükseklikleri ve zemin su seviyesi değişimleri için toplam deprem yükünün episantr uzaklıkları ile değişimi irdelenmiştir. Yine su seviyeleri $H_w/H = 0, 0.25, 0.50, 0.75, 1$ olarak kabul edilmiş ve aşağıda sunulan grafikler elde edilmiştir. Grafiklere göre; toplam deprem basıncı risk olasılığının azalması ve duvar yüksekliğinin artması ile artış gösterirken, episantr uzaklığının artması ile azalım göstermiştir. Ancak daha önceki kısımlarda zeminin kuru halde olması durumu için çizilen grafiklerde diğer episantr uzaklıklarına göre $\Delta = 20$ km için gözlenen büyük miktardaki basınç farkı zemin suya doymun hale geldikçe azalmıştır. Grafiklerde bu durumu, zemin su seviyesi azaldıkça doğruların lineerlikten uzaklaşmasından izletebilmekteyiz.

Son kısımda ise daha önceki grafiklerde sabit tutulan içsel sürtünme açısı değerleri değiştirilerek, basıncın içsel sürtünme açısı değişikliklerinden nasıl etkilendiği irdelenmiştir. Grafiklerin oluşumunda risk olasılıkları $R = \%15, \%5$ ve $\%0.5$ ve farklı zemin suyu seviyeleri kullanılmıştır. Grafiklerde içsel sürtünme açısı artışı ile beraber toplam deprem yükünü azaldığı gözlemlenmektedir. Azalımın aynı episantr uzaklıkları ve farklı içsel sürtünme açıları için birbirine yakın değerler gösterdiği fakat farklı episantr uzaklıkları karşılaştırıldığında $\Delta = 20$ km ile $\Delta = 60$ km arasında daha büyük farka ulaştığı görülmektedir.

8. SONUÇLAR

Gumbel tarafından tavsiye edilen Yıllık Ekstrem Değerler Metodundan faydalanılarak yapılan sismik tehlike analizi sonucunda, incelemeye konu olan İzmir Yöresi için korelasyon katsayısı değerleri 99 yıllık çalışma periyodu göz önünde bulundurularak belirlenmiştir. Sismik olarak aktif bir il olan İzmir ve yöresinin depremselliği incelendiğinde yıllık maksimum magnitüdlerin ortalaması 4,65 ve 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitud 7.69 olarak elde edilmiştir. Proje kriterlerine baz teşkil edecek zemin ivme değerlerinin tespitinde Newmark-Rosenblueth maksimum ivme önerileri kullanılmış ve episantr uzaklığı 20 km - yıllık risk olasılığı % 0,05 olan nükleer santraller için ivme değerinin 0,43g' ye kadar ulaştığı izlenmiştir. Söz konusu ivme değerlerinin episantrdan uzaklaştıkça, deprem enerjisinin yayıldığı hacmin büyümesi ve enerjinin sönmümlenmesi sebebiyle hızla düşüş gösterdiği tespit edilmiştir. Yine belirlenen episantr uzaklıkları için deprem durumunda meydana gelen zemin hızı ve zemin deplasmanları incelenmiş, analizlerde episantr uzaklığı 20 km için 173,30 cm' ye ulaşan zemin deplasmanları ve 93,77 cm/sn' ye varan zemin hızları elde edilmiştir.

Parabolistik yöntemlerle elde edilen zemin ivme değerleri kullanılarak deprem oluşumu sırasında istinad yapılarında meydana gelecek yanal basınçlar, istinad yapısı arkasında bulunan zeminin kuru olması durumu ve yer altı su seviyelerinin farklı değerleri için irdelenmiştir. Zemin suyunun etkisinin göz önüne alındığı analizlerde suyun statik etkisinin meydana getireceği basınçlar gözlenmiş fakat daha sağlıklı bir yaklaşım için dinamik etkinin de göz önüne alınması gerekliliği belirtilmiştir.

Episantr uzaklıkları, risk olasılıkları, içsel sürtünme açıları ve istinad yapısı yüksekliklerinin farklı değerleri için irdelenen yanal toprak basıncı değişimleri değerleri grafikler halinde Bölüm 6 da sunulmuştur. Buna göre incelemeye konu olan episantr uzaklığı 20-140 km arasında meydana gelen basınç değişimlerinin 140 km civarında durgun haldeki basınca yaklaştığı, bu alan dışında depremin etkilerinin minimal düzeyde kaldığı görülmüştür. Çeşitli yıllık risk olasılıkları için istinad yapısına etkileyen basıncın birbirinden çok farklı değerler göstermesi, yapıların projelendirme aşamasında yıllık risk olasılıklarının doğru tespitiyle güvenli ve ekonomik çözümlere ulaşılabilceğini göstermiştir. Farklı içsel sürtünme açısı değerlerine sahip zeminlerde deprem durumunda ortaya çıkan basınç farklılıkları ise irdelenen zemine ait parametrelerin seçiminin önemini göz önüne sermektedir. İstinad yapısına etkileyen basıncın duvar yükseklikleri ile değişiminin irdelendiği grafikler ise yapı yüksekliklerinin

artması ile yanal basınçlarda meydana gelen artış mertebeleri hakkında fikir vermektedir. Zemin suyunun da etkisi göz önüne alınarak tekrarlanan analizlerde ise; aynı episantr uzaklığına, risk olasılığına, yüksekliğe ve içsel sürtünme açısına sahip istinad yapısında, suyun zemin yüzünde olması ile kuru durumda olması arasında deprem oluşumu sırasında 2 katına varan basınç farklılıkları gözlemiştir. Episantr uzaklığı, risk olasılığı, yapı yüksekliği ve içsel sürtünme açısı değişimlerinin yanal basınçlarda oldukça değişen farklılıklar gösterdiği bu analizlerde de gözlenmiştir.



KAYNAKLAR

Alptekin, Ö., Öncel, A.O. ve Yörük, A. (1992), En Büyük Olasılık Yöntemi İle Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda Deprem Riskinin Belirlenmesi, Jeofizik 6, s. 35 – 53

Ambrasseys, N. N. (1995), The Prediction of Earthquake Peak Ground Acceleration in Europe, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol.24, pp. 467 – 490.

Ang, A.H. S., Tang, W. H. (1975), Probability Concepts In Engineering Planning and Design, John Willey and Sons Pub., p. 114 – 115.

Ansal, A. M. (1991), İstanbul' da Deprem, T.M.M.O.B. İnşaat Mühendisleri Odası, İstanbul Şubesi, İstanbul ve Deprem Sempozyumu, s. 7 – 27.

Ansal, A. M., Şengezer, S., İyisan, R., Gençoğlu, S. (1993), The Damage Distribution in March 13, 1992 Earthquake and Effects of Geotechnical Factors, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Ed. P. Seco e Pinto. Balkema, Rotterdam, pp. 413 – 434

Ansal, A. M. (1994) Effects of Geotechnical Factors and Behavior of Soil Layers During Earthquakes, State-of-the-Art Lecture, Proc. Of 10th European Con. on Earthquake Engineering, Rotterdam, Balkema.

Bağcı, G. (1990), Batı Anadolu Deprem Riskinin İncelenmesi, Deprem Araştırma Bülteni, Sayı 68, s. 96 – 111.

Celep, Z., Kumbasar, N. (1996), Yapı Dinamiği ve Deprem Mühendisliğine Giriş, İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları, İstanbul

Celep, Z., Kumbasar, N. (1993), Deprem Mühendisliğine Giriş ve Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımı, İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları, İstanbul

Cornell, C. A. (1968), Engineering Seismic Risk Analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.58, No.5, pp. 1583 – 1606.

Çetinkaya, N.N., Durgunoğlu, H.T., Kulaç, H.F. ve Karadayılar, T., 'Ankara, İstanbul ve İzmir Bölgeleri Deprem Risk Analizi Karşılaştırmaları', İstanbul.

Eeri Committee On Seismic Risk (1989), The Basics of Seismic Risk Analysis, Earthquake Spectra, Vol.5, No.4, pp. 675 – 702.

Ersoy, U. (1993), 1992 Erzincan Depreminden Alınması Gereken Dersler. 2. Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı, s. 395 – 403.

Eyidoğan, H. (1991), Sismolojik Bulgular Açısından İstanbul' da Deprem Tehlikesi, T.M.M.O.B. İnşaat Mühendisleri Odası, İstanbul Şubesi, İstanbul ve Deprem Sempozyumu, s. 28 – 34.

Gumbel, E. J. (1958), Statistics of Extremes, Columbia University Press., New York.

Hagiwara, Y. (1974), Probability of Earthquake Occurrence as Obtained from a Weibull Distribution Analysis of Crustal Strain, Tectonophysics, Vol.23, pp. 313 – 318.

Işıkara, A. M. (1984), İstanbul İçin Deprem Olma Olasılığının Weibull Dağılımından Yararlanarak Elde Edilmesi, Deprem Araştırma Bülteni, Sayı 46, s. 5 – 13.

Kanvermez, E., ‘Deprem Riski Analizi ile İstanbul ve çevresinde İstinad Duvarları Tasarımı’ Y.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, 1997, İstanbul

Ketin, İ. (1976), San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları Arasında Bir Karşılaştırma, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt 19, Sayı 2.

Lomnitz, C. (1976), Statistical Prediction of Earthquakes, Rev. Geophys., Vol:4 pp. 377 – 393.

Numanoğlu, B. (1978), Batı Anadolu’ nun Deprem Risk Analizi. Deprem Araştırma Bülteni, Sayı:21, s. 44 – 52.

Okamoto, S., Tabban, A. ve Tanuma, T. (1970), Türkiye Deprem Őiddetleri Kataloğu, Deprem Araştırma Enstitüsü Başkanlığı, Ankara.

Okutucu, S. F. (1993), 13 Mart 1992 Erzincan Depreminde Denetim Tasarım ve Yapım Hataları Nedeni İle Oluşan Hasarlar, 2. Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı, s. 464 – 468.

Pampal, S. (1999), Depremler, İstanbul

Skıpp, O. B. (1995), Seismic Risk, 18th European Regional Earthquake Engineering Seminar, Lyon, pp. 3 – 16.

Tezcan, S. (1994), Probability Analysis of Earthquake Magnitudes, Boğaziçi Üniversitesi

Yücemen, S. (1982), Sismik Risk Analizi, Ortadoğu Teknik Üniversitesi Yayınları, Ankara

ÖZGEÇMİŞ

Doğum tarihi	13.09.1977	
Doğum yeri	Ankara	
Lise	1988 – 1995	Ankara Atatürk Anadolu Lisesi
Lisans	1995 – 1999	Yıldız Teknik Üniversitesi İnşaat Fak. İnşaat Mühendisliği Bölümü
Yüksek Lisans	1999 – 2002	Yıldız Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Çalıştığı kurumlar

1999 – 2001	Emek Sigorta A.Ş.
2001 – Devam ediyor	Şeker Sigorta A.Ş.

