

79183

YILDIZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DEPREM RİSKİ ANALİZİ İLE
İSTANBUL VE ÇEVRESİNDE
İSTİNAT DUVARLARI TASARIMI

İnş.Müh. Ebru KANVERMEZ

F.B.E. İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalında
Hazırlanan

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Danışman : Yrd. Doç.Dr. Nejat N. Çetinkaya

İSTANBUL , 1997

79183

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

SEMBOL LİSTESİ.....	V
ŞEKİL LİSTESİ.....	VI
TABLO LİSTESİ.....	XIX
TEŞEKKÜR.....	XXI
ÖZET.....	XXII
ABSTRACT.....	XXIII
BÖLÜM 1. GİRİŞ.....	1
BÖLÜM 2 LEVHA TEKTONİĞİ.....	5
2.1 GİRİŞ.....	5
2.2 LEVHA TEKTONİĞİNİN TANIMLANMASI.....	5
2.3 DİVERJAN LEVHA SINIRLARINDAKİ JEOLojİK OLAYLAR	8
2.4 KONVERJAN LEVHA SINIRLARINDAKİ JEOLojİK OLAYLAR VE MEYDANA GELEN YAPILAR.....	11
2.4.1 DALMA - BATMA.....	11
2.4.2 SİSMİK AKTİVİTE.....	13
2.4.3 OKYANUS ÇUKURLARI.....	15
2.4.4 MAĞMATİK FAALİYET.....	15
2.4.5 KARMAŞIK SERİ (MELANJ) ve METAMORFİZMA	17
2.4.6 OROJENEZ.....	20
2.5 TRANSFORM FAYLI SINIRLAR.....	20
BÖLÜM 3 DEPREM.....	25
3.1 GİRİŞ.....	25
3.2 DEPREMİN TARİHÇESİ.....	25
3.3 DEPREMİN OLUŞUM MEKANİZMASI.....	27
3.3.1 FAYLAR.....	29
3.4 DEPREM TÜRLERİ.....	33
3.4.1 TEKTONİK DEPREMLER.....	33
3.5 DEPREM PARAMETRELERİ ve TANIMLARI.....	34
3.5.1 DEPREMİN OLUŞ ZAMANI.....	34
3.5.2 ODAK (HİPOSANTR) ve ODAK DERİNLİĞİ.....	34
3.5.3 EPİSANTR (ÜST MERKEZ).....	36
3.5.4 ŞİDDET.....	37
3.5.5 MAGNİTÜD.....	42
3.6 DEPREM PARAMETRELERİ ARASINDAKİ BAĞINTILAR	51
3.6.1 MAGNİTÜD - ŞİDDET ARASINDAKİ BAĞINTILAR	51
3.6.2 MAGNİTÜD -ENERJİ ARASINDAKİ BAĞINTILAR	53

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

3.7	DEPREM DALGALARI.....	54
3.8	SİSMOGRAF.....	60
3.9	DEPREM SPEKTRUMU.....	60
3.10	ZEMİN DURUMUNUN DEPREM HAREKETİNE ETKİSİ.....	61
3.10.1	MAKSİMUM İVME.....	62
3.10.2	MAKSİMUM HIZ.....	63
3.10.3	SPEKTRUM.....	63
3.10.4	ZEMİN SIVILAŞMASI.....	66
3.11	DEPREMLERİN YAPILARA ETKİ ve ZARARLARI.....	67
BÖLÜM 4	TÜRKİYE ve İSTANBUL SİSMOTEKTONİK BÖLGESİNİN JEOLJİK ve DEPREMSELLİK ÖZELLİKLERİ.....	69
4.1	GİRİŞ.....	69
4.2	DEPREM COĞRAFYASI ve DEPREMSELLİK.....	69
4.3	TÜRKİYE’NİN JEOLJİK ve DEPREMSELLİK ÖZELLİKLERİ.....	69
4.3.1	PALEOTEKTONİK, NEOTEKTONİK ve LEVHA TEKTONİĞİ.....	71
4.3.2	TÜRKİYE’NİN NEOTEKTONİK BÖLGELERİ ve DEPREMSELLİK.....	72
4.3.3	BÜYÜK FAY KUŞAKLARI ve DEPREMSELLİK..	80
4.4	İSTANBUL SİSMOTEKTONİK BÖLGESİNİN DEPREMSELLİĞİ.....	85
4.4.1	İSTANBUL ve ÇEVRESİNDE YAŞANMIŞ BÜYÜK DEPREMLER.....	92
4.4.1.1	10 TEMMUZ 1894 DEPREMİ.....	92
4.4.1.2	10 EYLÜL 1509 DEPREMİ.....	95
4.4.1.3	9 AĞUSTOS 1912 DEPREMİ.....	98
4.4.1.4	20 HAZİRAN 1943 DEPREMİ.....	100
4.4.1.5	18 EYLÜL 1963 DEPREMİ.....	103
4.4.1.6	6 EKİM 1964 DEPREMİ.....	104
4.4.1.7	22 TEMMUZ 1967 DEPREMİ.....	106
4.4.1.8	24 NİSAN 1988 DEPREMİ.....	108

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

BÖLÜM 5 İSTİNAT DUVARLARI.....	109
5.1 GİRİŞ.....	109
5.2 RİJİT BETON KÜTLE DUVARLAR.....	110
5.2.1 SADECE BETONDAN YAPILMIŞ BETON KÜTLE DUVARLAR.....	110
5.2.2 YARI KÜTLE DUVARLAR.....	110
5.2.3 BETONARME KONSOL DUVARLAR.....	112
5.2.4 PAYANDALI DUVARLAR.....	112
5.3 BÜKÜLEBİLİR KÜTLE DUVARLAR.....	112
5.3.1 KAYA DOLGULU BUTRESLER.....	112
5.3.2 METAL SANDIK TİPİ DUVARLAR.....	113
5.3.3 KAFES TİPİ DUVARLAR.....	113
5.3.4 DONATILI ZEMİN DUVARLARI.....	113
5.4 ANKRAJLI DUVARLAR.....	115
5.4.1 ANKRAJLI BETON PERDE DUVARLAR.....	115
5.4.2 ÇELİK PALPLANŞ DUVARLAR.....	115
5.5 İSTİNAT DUVARINA ETKİYEN KUVVETLER.....	115
5.5.1 SİSMİK TOPRAK BASINÇLARI.....	116
5.5.1.1 AKTİF TOPRAK BASINCI	117
5.5.1.2 PASİF TOPRAK BASINCI	118
5.5.1.3 COULOMB TOPRAK BASINCI TEORİSİ.....	119
5.5.1.4 RANKINE ZEMİN BASINCI	124
5.5.1.5 DOYGUN OLMAYAN KOHEZYONSUZ ZEMİNLERDE AKTİF SİSMİK BASINÇLAR.....	129
BÖLÜM 6 PROBABİLİSTİK METODLAR ve BU METODLARIN İSTANBUL SİSMOTEKTONİK BÖLGESİNE UYGULANMASI..	138
6.1 GİRİŞ.....	138
6.2 PROBABİLİSTİK METODLAR - YILLIK EKSTREM DEĞERLER METODU.....	138
6.3 YILLIK EKSTREM DEĞERLER METODUNUN İSTANBUL SİSMOTEKTONİK BÖLGESİNE UYGULANIŞI.....	140
6.3.1 MAKSİMUM İVME ÖNERİLERİ.....	148
BÖLÜM 7 İSTİNAT DUVARLARINDA DEPREM HALİNDE OLUŞACAK TOPRAK BASINÇLARI GRAFİKLERİ.....	157
7.1 GİRİŞ.....	157

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

7.2	MONONOBE-OKABE METODUNA GÖRE ELDE EDİLEN GRAFİKLER.(ZEMİN SUYUNUN ETKİSİ GÖZE ALINMADAN).....	157
7.2.1	TOPLAM DEPREM YÜKÜ VE SADECE DEPREM YÜKÜNÜN YÜKSEKLİKLE DEĞİŞİMİ.....	158
7.2.2	TOPLAM DEPREM YÜKÜNÜN VE TOPLAM DEPREM YÜKÜ/DEPREMSİZ HALDEKİ YÜKÜN İÇSEL SÜRTÜNME AÇISI DEĞERLERİ İLE DEĞİŞİMİ.....	176
7.3	DEPREM YÖNETMELİĞİNE GÖRE ELDE EDİLEN GRAFİKLER.....	199
7.4	MONONOBE-OKABE METODUNA GÖRE ELDE EDİLEN GRAFİKLER.(ZEMİN SUYUNUN ETKİSİ GÖZE ALINARAK)	201
BÖLÜM 8	SONUÇLAR.....	217
	REFERANSLAR.....	222
	EKLER.....	226
EK. 1	1998 DEPREM YÖNETMELİĞİNE GÖRE HAZIRLANAN GRAFİKLER.....	227

SEMBOLLER

A	= Deprem en büyük amplitüdü
a	= Maksimum zemin ivmesi
a	= Regresyon katsayısı
b	= Regresyon katsayısı
c	= Sönüm katsayısı
D	= Relatif sıklık
d	= Cismin (ortamın) yoğunluğu
d	= Zemin deplasmanı
E	= Enerji (erg)
Fr	= Atalet kuvveti
F _D	= Sönümleyici kuvvet
F _S	= Elastik kuvvet
F _c	= Güvenlik faktörü.
G(M)	= Bir yıl içinde magnitüdü M'den büyük olan depremlerin aşılma olasılığı
H	= İstinat duvarı yüksekliği
I ₀	= 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 deprem 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 - Bravis korelasyon katsayısı
S _v	= Spektral hız
S _d	= Spektral deplasman
S _a	= Spektral ivme
T	= Yapı Periyodu
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

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 2.1	Yerküresinin Dış kısmını Oluşturan Kabuk , Litosfer Astenosfer ve Üst Manto Bölümleri (Ketin , 1977).	6
Şekil 2.2	Litosferi Oluşturan 7 Büyük ve 3 Küçük Levha (Ketin , 1977).	6
Şekil 2.3	Türkiye'nin ve Komşu Ülkelerin Küçük Levhaları (Ketin , 1977).	7
Şekil 2.4	Levhalar Arasındaki Bağlı Hareketler (Ketin ,1977).	9
Şekil 2.5	Diverjan Levha Sınırındaki Gelişme Safhaları (1,2,3). (Ketin , 1977).	9
Şekil 2.6	Okyanus Sırtları , Riftler ve Tranzform Faylar (E.Bullard , 1969 , Ketin ,1977).	10
Şekil 2.7	Konverjan Levha Sınırındaki Dalma - Batma Olayının Üç Çeşidi (Sawkins ve Diğerleri , 1974 , Ketin , 1977).	12
Şekil 2.8	45°'lik Açı Altında ve Yılda 8 cm.'lik Bir Hızla Dalmakta Olan Bir Litosfer Parçasının Gelişme Modeli	14
Şekil 2.9	Pasifik Okyanusunun Kuzey ve Batı Kenarı Boyunca Sıralanmış Ada Yayı ve Okyanus Çukurları (Ketin ,1977).	16
Şekil 2.10	Dalma - Batma ile İlgili Olarak Meydana Gelen Başlıca Jeolojik Yapılar ve Olaylar (Ketin ,1977).	18
Şekil 2.11	Ofiyolitik Yataklarının Kıta Kenarları Üzerine Bindirmesi Melanj ve Flinş Oluşumu (Dewey - Bird ,1972 , Ketin , 1977).	18
Şekil 2.12	Adayayı -Okyanus Çukuru Sisteminde Farklı Derecelerdeki Metamorfizma Bölgeleri (Sawkins ve Diğerleri , 1974 , Ketin , 1977).	19
Şekil 2.13	Transform Faylarla Doğrultu Atımlı Faylar Arasındaki Farkları Gösteren Şematik Resimler (Ketin , 1977).	21
Şekil 2.14	Transform Faylarla Doğrultu Atımlı Faylar Arasındaki Farkları Gösteren Şematik Resimler (Ketin , 1977).	22

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 2.15	Sağ Yönlü Transform Fayların Değişik Çeşitleri (Ketin , 1977).	22
Şekil 2.16	Levha Tektoniğinin Okyanus Dibinde Oluşan ve Gelişen Üç Ana Yapısı (Ketin , 1977).	24
Şekil 3.1	Depremler Sonucu Oluşan Faylanmanın Kırılma Özellikleri Göre Sınıflanması (Eyidoğan ,Güçlü ,Utku , Değirmenci ,1991).	30
Şekil 3.2	Faylanma Türleri (Deprem Araştırma Bülteni , No 11).	32
Şekil 3.3	Bir Faylanma Sonucu Oluşan Deprem Odağından Yayılan Sismik Enerjinin İçinde Yayılması ve Bu Sismik Enerjinin Neden Olduğu Hasara Bağlı Olarak Çizilen Eşşiddet Eğrilerinin Gösterimi (Eyidoğan ,Güçlü ,Utku , Değirmenci ,1991).	35
Şekil 3.4	Esnek Serbestlenme Kavramı Işığında Esnek Bir Yer Bloğunun Tektonik Kuvvetler Altında Kırılması Aşamaları (Eyidoğan ,Güçlü , Utku , Değirmenci ,1991).	35
Şekil 3.5	Bir Yer Hareketinin Fay Civarındaki Planda Gösterilen Eşşiddet Eğrileri (Celep , Kumbasar , 1992)	36
Şekil 3.6	Şiddet Çizelgeleri Arasındaki İlişkiler (Deprem Araştırma Bülteni , No 11).	39
Şekil 3.7	Deprem Hareketinin Ölçülen En Büyük Genliğinin Yatay Mesafe ile Olan Değişimi (Celep , Kumbasar , 1991).	43
Şekil 3.8	Dünyada Bir Yılda Beklenen Deprem Ortalama Sayısının Büyüklüğüne Bağlı Olarak Değişimi (Celep , Kumbasar ,1991)	45
Şekil 3.9	Faydaki Kayma (yırılma) Boyunun Deprem Büyüklüğüne Bağlı Olarak Değişimi (Celep , Kumbasar , 1991).	45
Şekil 3.10	Deprem Maksimum İvmesinin Faydan Olan Uzaklığa Bağlı Olarak Değişimi (Celep , Kumbasar ,1991).	46
Şekil 3.11	1966 Yılı Depremleri Merkezüstleri Haritası (Celep , Kumbasar ,1991).	49

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 3.12	Türkiye Depremleri Merkezüstleri Haritası (Celep , Kumbasar ,1991).	49
Şekil 3.13	Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası (Erzincan Afetler Araştırma,Eğitim Acil Yardım ve Kurtarma Derneği Bülten Sayı 1)	50
Şekil 3.14	Yazarlarca Verilen Bağıntılar (Deprem Araştırma Bülteni ,No11).	52
Şekil 3.15	P ve S Dalgalarının Yeriçindeki Hızları (Ketin , 1977).	56
Şekil 3.16	Deprem Dalgalarının Yeriçindeki Yayılma Durumları (Ketin , 1977).	56
Şekil 3.17	Rayleigh Dalgaları (Ketin , 1977).	58
Şekil 3.18	Love Dalgaları (Ketin , 1977)	58
Şekil 3.19	Depremlerden Oluşan Sismik Dalgaların Türleri ve Yeriçinde Yayılma Özellikleri (Ketin , 1977).	59
Şekil 3.20	Yerkabuğunun Şematik Bir Kesiti ve Mohoroviçić Süreksizliği (Press - Siever , 1974 , Ketin ,1977).	61
Şekil 3.21	Litosfer ve Üst Manto Bölgesinin Farklı Özellikteki Yapısı ve S dalgalarının Bu Zonlarda Değişen Hızları (Ketin , 1977).	62
Şekil 3.22	K.E. Bullen'ın Modeline Göre Yeriçinin Farklı Özellikteki Kısımları (Ketin , 1977).	63
Şekil 3.23	Yer İçinde Yoğunluğun Değişen Değerlerini Gösteren Diyagram (K.E. Bullen ,Ketin ,1977).	64
Şekil 3.24	Press - Siever, 1974'e Göre Yeriçinin Diğer Bir Modeli (Ketin ,1977).	64
Şekil 3.25	Maksimum Deprem İvmesinin Zemin Durumuna ve Uzaklığa Bağlılığı (Celep , Kumbasar , 1991).	65

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 3.26	Değişik Zemin Durumları İçin Maksimum Deprem İvmesi (Celep , Kumbasar ,1991).	66
Şekil 3.27	Deprem İvme Spektrumunun Normalize Edilmesi (Celep , Kumbasar , 1991).	68
Şekil 4.1	Türkiye ve Çevresindeki Jeolojik ve Tektonik Etkinlikte Önemli Rol Oynayan Levhalar,Hareket Özellikleri ve Bu Hareketlere Bağlı Olarak Gelişen Tektonik Sınır ve Bölgeler. Belli Başlı Levhalar Afrika, ,Arabistan , Avrasya , ve Anadolu Levhalarıdır. (Eyidoğan ,Güçlü,Utku , Değirmenci , 1991).	70
Şekil 4.2	Türkiye'nin Tüm Belli Başlı Neotektonik Yapıları. (Eyidoğan ,Güçlü,Utku , Değirmenci , 1991).	73
Şekil 4.3	Türkiye'de MS 11 - 1975 Yılları Arasında Oluşmuş Depremlerin Episantr Dağılımları.Depremler Büyüklüklerine ve Derinliklerine Göre Ölçeklendirilmiştir (Eyidoğan ,Güçlü,Utku , Değirmenci , 1991).	74
Şekil 4.4	Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesindeki Belli Başlı Fayların Dağılımı ve İlişkili Oldukları Büyük Depremlerin Tarihleri (Barka ve Kadinsky - Cade , 1988).	76
Şekil 4.5	Marmara Bölgesinde Yeralan Belli Başlı Etkin Fay Kuşakları ve Onlarla İlgili Büyük Depremlerin Konumları (Barka ve Kadinsky -Cade , 1989).	79
Şekil 4.6	Türkiye'nin En Belirgin Ana Fay Kuşaklarından Biri Olan Kuzey Anadolu Fayı (Barka ve Kadinsky -Cade , 1989).	82
Şekil 4.7	Doğu Anadolu Fay Kuşağı	83
Şekil 4.8	İstanbul İçin Sismotektonik Yöre ve Episantr Haritası (Deprem Araştırma Bülteni , No 26).	86
Şekil 4.9	Marmara Bölgesi Deprem Bölgeleri Haritası (İstanbul ve Deprem Sempozyumu , 1991).	87

ŞEKİLLER LİSTESİ

SayfaNo

Şekil 4.10	Sismojenetik Harita (Kandilli Rasathanesi).	88
Şekil 4.11	Marmara Bölgesinin 1976 - 1988 Dönemi Arasındaki Deprem Etkinliği Episantr Haritası (İstanbul ve Deprem Sempozyumu , 1991).	90
Şekil 4.12	İstanbul Sismotektonik Bölgesi Maksimum Şiddet Haritası. (Deprem Araştırma Bülteni , No 62).	91
Şekil 4.13	1894 Depremi Eş Hasar Eğrileri (Eginitis ,1894 , İstanbul ve Deprem Sempozyumu , 1991).	93
Şekil 4.14	1894 Depremine Ait Hsar Bölgeleri (İstanbul ve Deprem Sempozyumu ,1991).	94
Şekil 4.15	10 Eylül 1509 Depreminin Yerleşim Haritası (Ambrassey's,Finkel , 1987).	96
Şekil 4.16	İstanbul'da 1509 Depremi Basitleştirilmiş Hasar Dağılımı (İstanbul ve Deprem Sempozyumu , 1991).	97
Şekil 4.17	9 Ağustos 1912 Mürefte - Şarköy Depremi Eşşiddet Haritası (Ambrassey's , Finkel , 1987).	99
Şekil 4.18	Hendek'te Yıkılan Bir Camii Minaresi (Ketin ,1983).	101
Şekil 4.19	20 Haziran 1943 Hendek -Adapazarı Depremi Eşşiddet Haritası (Pamir ve Diğerleri ,1943 ,Eyidoğan , Güçlü Utku ,Değirmenci ,1991).	102
Şekil 4.20	18 Eylül 1963 Çınarcık Depremi Eşşiddet Haritası (Özçiçek, 1964).	103
Şekil 4.21	6 Ekim 1964 Manyas Depremi Eşşiddet Haritası (Ergin ve Diğerleri ,1967).	105
Şekil 4.22	22 Temmuz 1967 Adapazarı -Mudurnu Vadisi Depremi Eşşiddet Haritası (Ergin ve Diğerleri ,1971).	107

ŞEKİLLER LİSTESİ**SayfaNo**

Şekil 4.23	22 Temmuz 1967 Adapazarı -Mudurnu Vadisi Depreminde Oluşan Fayın Konumu (Ambrasseys ve Diğerleri ,1967).	107
Şekil 4.24	24 Nisan 1988 Kuzey Marmara Denizi Depremi Eşşiddet Haritası (Ambrasseys ,Finkel ,1995).	108
Şekil 5.1	Kütle Olmayan İstinat Duvarları	109
Şekil 5.2	Granüler ve İyi Drenajlı Zeminlerde Aktif Toprak Basıncı İçin Gerekli Dolgu Geometrisi (Bowles ,1974).	110
Şekil 5.3	Beton Kütle Duvar Çeşitleri,Genel Boyutları ve Yük Diyagramları (Navfac ,1982).	111
Şekil 5.4	Basit Kütle Duvarlar	112
Şekil 5.5	Bükülebilir İstinat Duvarları	114
Şekil 5.6	Elastik ve Plastik Denge Durumunun Gösterimi (Bowles , 1982).	117
Şekil 5.7	Kohezyonlu ve Kohezyonsuz Zeminler İçin Tahmin Edilen Durumlar (Bowles , 1982).	119
Şekil 5.8	Göçme İçin Tahmin Edilen Durumlar (Bowles , 1982).	122
Şekil 5.9	Pasif Basıncıdaki Göçme Kaması ve Etkiyen Kuvvetler (Bowles , 1982).	124
Şekil 5.10	Rankine Çözümü İçin $\alpha=90^0$ 'deki Zemin Sistemi (Bowles , 1982).	124
Şekil 5.11	Bir Deprem Süresince Esnek İstinat Duvarı ve Doygun Olmayan Kohezyonsuz Zemindeki Aktif Basıncılar (Mononobe -Okabe Eşitliklerinden)(Dowrick ,1987).	130
Şekil 5.12	Mesafe İle Deprem Yüğü Arasındaki İlişki	136
Şekil 5.13	Mesafe ile Deprem Yüğü / Toplam Yüğü İlişkisi	137
Şekil 5.14	Mesafe / 100 km. ile Deprem Yüğü / Toplam Yüğü İlişkisi.	137

ŞEKİLLER LİSTESİ**SayfaNo**

Şekil 6.1	İstanbul Sismotektonik Yöresinde 1891 - 1990 Yılları Arasında Meydana Gelen Depremlerin Yıllık Maksimum Magnitüdleri	142
Şekil 6.2	Magnitüd -log N ilişkisi	145
Şekil 6.3	Magnitüd - Risk ilişkisi	149
Şekil 6.4	Kayada İvme -Mesafe Eğrileri	151
Şekil 6.5	İstanbul Bölgesi Zemin İvmesi -Episantr Uzaklığı Değişimi	152
Şekil 7.1	Hesaplamalarda Varsayılan İstinat Duvarı Yükleri ve Zemin Özellikleri	162
Şekil 7.2 a	R=%15 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi	163
Şekil 7.2 b	R= %15 için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$ $\phi=30^0$)	163
Şekil 7.3 a	R=0%10 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$ $\phi=30^0$)	164
Şekil 7.3 b	R= %10 için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$ $\phi=30^0$)	164
Şekil 7.4 a	R=%5 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$ $\phi=30^0$)	165
Şekil 7.4 b	R=%5 için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$ $\phi=30^0$)	165
Şekil 7.5 a	R=%2 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$ $\phi=30^0$)	166
Şekil 7.5.b	R=%2 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$ $\phi=30^0$)	166
Şekil 7.6 a	R=%1 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$ $\phi=30^0$)	167

ŞEKİLLER LİSTESİ**SayfaNo**

Şekil 7.6 b	R= %1 için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi	167
Şekil 7.7 a	R=%0.5 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	168
Şekil 7.7 b	R= %0.5 için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	168
Şekil 7.8 a	M=4.66 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	169
Şekil 7.8 b	M=4.66 için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	169
Şekil 7.9 a	M=3.94 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	170
Şekil 7.9 b	M=3.94 için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	170
Şekil 7.10 a	M=6.958 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	171
Şekil 7.10 b	M=6.958 için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	171
Şekil 7.11a	Episantr Uzaklığı 20km. için Toplam Deprem Yükünün Risk Olasılığı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	172
Şekil 7.11b	Episantr Uzaklığı 40km. için Toplam Deprem Yükünün Risk Olasılığı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	172
Şekil 7.11c	Episantr Uzaklığı 120km. için Toplam Deprem Yükünün Risk Olasılığı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	173
Şekil 7.12a	Episantr Uzaklığı 20km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	174
Şekil 7.12b	Episantr Uzaklığı 40km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3\phi=30^0$)	174

ŞEKİLLER LİSTESİ**SayfaNo**

Şekil 7.12c	Episantr Uzaklığı 120km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3 \phi=30^\circ$)	175
Şekil 7.13a	$R=\%15$, $H=6\text{m}$ için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	178
Şekil 7.13 b	$R=\%15$, $H=6\text{m}$ için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	178
Şekil 7.14 a	$R=\%15$, $H=8\text{m}$ için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	179
Şekil 7.14 b	$R=\%15$, $H=8\text{m}$ için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	179
Şekil 7.15a	$R=\%15$, $H=8\text{m}$ için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	180
Şekil 7.15b	$R=\%15$, $H=10\text{m}$ için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	180
Şekil 7.16 a	$R=\%15$, $H=12\text{m}$ için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	181
Şekil 7.16 b	$R=\%15$, $H=12\text{m}$ için Toplam Deprem Yükün/ Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	181
Şekil 7.17 a	$R=\%15$, $H=14\text{m}$ için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	182
Şekil 7.17 b	$R=\%15$, $H=14\text{m}$ için Toplam Deprem Yükün/Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	182
Şekil 7.18 a	$R=\%5$, $H=6\text{m}$ için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	183
Şekil 7.18 b	$R=\%5$, $H=6\text{m}$ için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	183
Şekil 7.19 a	$R=\%5$, $H=8\text{m}$ için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	184

ŞEKİLLER LİSTESİ**SayfaNo**

Şekil 7.19 b	R=%5, H=8m için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	184
Şekil 7.20 a	R=%5, H=10m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	185
Şekil 7.20 b	R=%5, H=10m için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	185
Şekil 7.21 a	R=%5, H=12m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	186
Şekil 7.21 b	R=%5, H=12m için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	186
Şekil 7.22 a	R=%5, H=14m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	187
Şekil 7.22 b	R=%5, H=14m için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	187
Şekil 7.23 a	R=%0.5, H=6m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	188
Şekil 7.23 b	R=%0.5, H=6m için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	188
Şekil 7.24 a	R=%0.5, H=8m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	189
Şekil 7.24 b	R=%0.5, H=8m için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün Kayma Mukavemİçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	189
Şekil 7.25 a	R=%0.5, H=10m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	190
Şekil 7.25 b	R=%0.5, H=10m için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükünİçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	190
Şekil 7.26 a	R=%0.5, H=12m için Toplam Deprem Yükünün Kaym İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	191

ŞEKİLLER LİSTESİ**SayfaNo**

Şekil 7.26 b	R=%0.5, H=12m için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	191
Şekil 7.27 a	R=%0.5, H=14m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	192
Şekil 7.27 b	R=%0.5, H=14m için Toplam Deprem Yükün / Depremsiz Durumdaki Yükün Kayma Mukavemeti Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	192
Şekil 7.28 a	R=%15,Episantr Uzaklığı 20km için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	193
Şekil 7.28 b	R=%15,Episantr Uzaklığı 40km için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	193
Şekil 7.28 c	R=%15,Episantr Uzaklığı 120km için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	194
Şekil 7.29 a	R=% 5,Episantr Uzaklığı 20km için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	195
Şekil 7.29 b	R=% 5,Episantr Uzaklığı 40km için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	195
Şekil 7.29 c	R=% 5,Episantr Uzaklığı 120km için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	196
Şekil 7.30 a	R=% 0.5,Episantr Uzaklığı 20km için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	197
Şekil 7.30 b	R=% 0.5,Episantr Uzaklığı 40km için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	197
Şekil 7.30 c	R=% 0.5,Episantr Uzaklığı 120km için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$)	198
Şekil 7.31 a	Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3 \phi=30^0$)	200

ŞEKİLLER LİSTESİ**SayfaNo**

Şekil 7.31 b	Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma = 15.7 \text{ kN/m}^3 \phi = 30^\circ$)	200
Şekil 7.32 a	Hw/H=0 Durumunda R=%15 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	203
Şekil 7.32 b	Hw/H=0 Durumunda R=%5 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	203
Şekil 7.32 c	Hw/H=0 Durumunda R=%5 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	204
Şekil 7.33 a	Hw/H=0.25 Durumunda R=%15 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	205
Şekil 7.33 b	Hw/H=0.25 Durumunda R=%5 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	205
Şekil 7.33 c	Hw/H=0.25 Durumunda R=%5 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	206
Şekil 7.34 a	Hw/H=0.5 Durumunda R=%15 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	207
Şekil 7.34 b	Hw/H=0.5 Durumunda R=%5 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	207
Şekil 7.34 c	Hw/H=0.5 Durumunda R=%5 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	208
Şekil 7.35 a	Hw/H=0.75 Durumunda R=%5 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	209
Şekil 7.35 b	Hw/H=0.75 Durumunda R=%15 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	209
Şekil 7.35 c	Hw/H=0.75 Durumunda R=%5 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.	210
Şekil 7.36 a	H=6m Durumunda R=%15 için Pad - (Hw/H) Grafiği	211
Şekil 7.36 b	H=10m Durumunda R=%15 için Pad - (Hw/H) Grafiği	211
Şekil 7.36 c	H=14m Durumunda R=%15 için Pad - (Hw/H) Grafiği	212

ŞEKİLLER LİSTESİ**SayfaNo**

Şekil 7.37 a	H=6m Durumunda $R=5\%$ için Pad - (Hw/H) Grafiği	213
Şekil 7.37 b	H=10m Durumunda $R=5\%$ için Pad - (Hw/H) Grafiği	213
Şekil 7.37 c	H=14m Durumunda $R=5\%$ için Pad - (Hw/H) Grafiği	214
Şekil 7.38 a	H=6m Durumunda $R=0.5\%$ için Pad - (Hw/H) Grafiği	215
Şekil 7.38 b	H=10m Durumunda $R=0.5\%$ için Pad - (Hw/H) Grafiği	215
Şekil 7.38c	H=14m Durumunda $R=0.5\%$ için Pad - (Hw/H) Grafiği	216
Şekil E 1a	Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma = 15.7\text{kN/m}^3$, Yapı Önem Katsayısı=1.5)	227
Şekil E 1b	Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma = 15.7\text{kN/m}^3$, Yapı Önem Katsayısı=1.5)	227
Şekil E 2a	Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma = 15.7\text{kN/m}^3$, Yapı Önem Katsayısı=1.0)	228
Şekil E 2b	Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma = 15.7\text{kN/m}^3$, Yapı Önem Katsayısı=1.0)	228

TABLolar LİSTESİ**Sayfa No**

Tablo 3.1	Deprem Şiddet Çizelgeleri (Tabban ,Gencoğlu , 1975).	38
Tablo 3.2	Şiddet,Zemin İvmesi,Hız ve Yapı Tiplerindeki Hasar Arasındaki İlişkiler (Deprem Araştırma Bülteni No : 11).	39
Tablo 3.3	Yurdumuzdaki Son Depremlere Ait Bilgiler (Celep , Kumbasar , 1991).	48
Tablo 3.4	Magnitüd - Şiddet -Odak Derinliği Arasındaki Bağıntılar (Deprem Araştırma Bülteni,No:11)	52
Tablo 3.5	Magnitüd - Enerji Arasındaki Bağıntılar.	53
Tablo 5.1	Aktif Durumda Olan Duvar Hareketi (Dowrick ,1987).	116
Tablo 5.2	Coulomb Denklemine Göre Aktif Toprak Basıncı Katsayıları , K_a , (Bowles ,1982).	126
Tablo 5.3	Coulomb Denklemine Göre Pasif Toprak Basıncı Katsayıları , K_p , (Bowles ,1982).	127
Tablo 5.4	Rankine Denklemine Göre Aktif Toprak Basıncı Katsayıları , K_a , (Bowles ,1982).	128
Tablo 5.5	Rankine Denklemine Göre Pasif Toprak Basıncı Katsayıları , K_p (Bowles ,1982).	128
Tablo 5.6	Episantr Uzaklığına Göre Açı (q) Değerleri.	134
Tablo 5.7	K_{AD} ve P_{AD} , p_{AD} Değerlerinin Uzaklıkla Değişimi. Basınçlarının İstinat Perdesi Ucunda Uzaklıkla Değişimi	135
Tablo 5.8	Deprem Halinde İstinat Perdesine Gelecek Ek Toprak Basınçlarının İstinat Perdesi Ucunda Uzaklıkla Değişimi	136
Tablo 6.1	İstanbul Bölgesi 40.5 - 41.5 N ve 28 -30 E Arasındaki Sismotektonik Yörede 1898 -1996 Yılları Arasında Elde Edilen Magnitüd Kayıtları.	141
Tablo 6.2	İstanbul Gumbel Yıllık Maksimum Dağılım Analizi.	143
Tablo 6.3	Regresyon Analizi Değerleri.	144
Tablo 6.4	Regresyon ve Korelasyon Katsayıları.	144
Tablo 6.5	Yıllık Risk ve Magnitüd Değerleri.	149
Tablo 6.6	Yıllık Risk ve Deprem Tekrarlama Periyodları.	151
Tablo 6.7a	İstanbul Bölgesi Yıllık Risk,Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri (R =20km.).	153
Tablo 6.7b	İstanbul Bölgesi Yıllık Risk,Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri (R =40km.).	153
Tablo 6.7c	İstanbul Bölgesi Yıllık Risk,Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri (R =60km.).	154
Tablo 6.7d	İstanbul Bölgesi Yıllık Risk,Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri (R =80km.).	154
Tablo 6.7e	İstanbul Bölgesi Yıllık Risk,Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri (R =120km.).	155

TABLÖLAR LİSTESİ**Sayfa No**

Tablo 6.7f	İstanbul Bölgesi Yıllık Risk, Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri (R =140km.).	155
Tablo 6.8	Zemin Deplasmanları.	156
Tablo 6.9	Zemin Deplasman Analizleri.	156



TEŞEKKÜR

Çalışmam süresince bana her türlü yardımı gösteren Sayın hocam Yrd . Doç. Dr. Nejat N. Çetinkaya'ya , kaynaklarını ve deneyimlerini aktaran Sayın Prof. Balamir Üçer , Doç. Dr Mustafa Yıldırım , Dr. Şükrü Özçoban ve Prof. Dr. Haluk Eyidoğan'a tezin okunmasındaki olumlu eleştirilerinden dolayı Sayın Prof..Dr. Kutay Özaydın ve Prof. Dr.Kemal Özüdoğru'ya ve desteklerini esirgemeyen Sayın Prof. Dr. Sönmez Yıldırım, Y. Doç. Dr. Mehmet Berilgen , Araştırma Görevlisi Yük.Müh. Havvanur Kılıç Saadet Berilgen ve Murat Tonaroğlu'na teşekkürlerimi sunarım.



ÖZET

Depremi rastgeleliği ve çeşitli belirsizliklerinden dolayı , yapıların projelendirmesinde kullanılacak deprem parametreleri olasılık ve istatistik yöntemlere dayanan yaklaşımlarla belirlenmektedir.Sismik risk analizinin amacı , tarihi deprem verilerinin analizi ile inşaat sahasında ileride olabilecek sismik bir etkinlik için belirli olasılık değeri elde etmektir.

Bu çalışmada öncelikle Litosfer’de meydana gelen hareketler levha tektoniği ile açıklanmış , dünya üzerinde sürekli hareket halinde bulunan levhaların meydana getirdiği jeolojik oluşumlara yer verilmiştir.Daha sonra deprem konusu : tarihçesi başta olmak üzere , oluşum mekanizması , faylar , deprem türleri , deprem parametreleri ve tanımlamaları , parametreler arasındaki bağıntılar , deprem spektrumu ve depremlerin yapılaraya etki ve zararları ele alınmıştır.Depremselliğin bölgelere göre değişik değeri alması nedeniyle bu konu Türkiye ve İstanbul için ayrı bir bölüm olarak alınmıştır.Bu bölümde önce Türkiye’nin daha sonra da İstanbul’un jeolojik ve depremsellik özellikleri verilmiştir.Bölüm sonunda da İstanbul ve çevresinde geçmişte yaşanmış büyük depremlere değinilmiştir.Sonraki bölümde istinat duvarları çeşitleri ile istinat duvarına etkiyen yanal kuvvetler ele alınmış ve sayısal bir örnek verilmiştir.

Teorik anlatımlardan sonra yapılan sayısal çalışmalarda öncelikle İstanbul bölgesi için 1898 - 1996 yılları arasındaki doksandokuz sene içinde meydana gelen,büyüklüğü dört ve dörtten büyük depremler gözönüne alınmış, Gumbel risk olasılığı metodu kullanılarak çeşitli risk olasılıkları ve episantr uzaklıkları için maksimum magnitüd , ivme , hız ve deplasman tahminleri yapılmıştır.Bulunan zemin ivme değeri ile Mononobe-Okabe ve Deprem yönetmeliğine bağılı kalarak ayrı ayrı hesaplamalar yapılmıştır.Bu hesaplamalarda istinat duvarlarında deprem halinde oluşacak toplam deprem yükünün risk olasılıkları , içsel sürtünme açısı , episantr uzaklıkları ve duvar yüksekliğiyle değişimleri grafikler halinde verilmiştir.Yapılan hesaplamalarda daha sonra yeraltı suyunun da etkisi gözönüne alınmış ve grafikleri hazırlanmıştır.

ABSTRACT

As a result of earthquakes' being coincidental and because of various invisibleness, earthquake parametres which might be used in the projects may become clear by the probability and statistictical approach. The aim of the seismic risk analysis is to consider the values of a probable future activity on the site with the historical earthquake data.

In this study, at first The Plate Techtonics Theory is explained as being the reason of the movements on Litosphere. Plates' continous activities on the earth and the geological formations are described. Then the earthquake subject is explained fistly with it's history, then mechanical formation, earthquake kinds, earthquake parametres and definitions, relationships between these parametres, earthquake spectrum and earthquake's effects and damages to the constructions. As earthquake's effects differ according to the regions, this subject is taken as separte chapter for Turkey and Istanbul. In this chapter at fist Turkey's and then Istanbul's geological and earthquake characteristics are given. At the end of the chapter historical earthquakes which have given great damages to Istanbul are pointed out. In the next chapter retaining walls are explained with their varieties and lateral forces acting on them during an earthquake with a numerical example.

After the definitions of the theories, numerical studies are done for Istanbul region. For the statistical calculations earthquakes which have taken place between the years 1898-1996 are considered for the Gumbel risk analysis. Maximum magnitude, accelaration, velocity and settlement values have been estimated for various risk probabilities and epicenter lengths. Then by using these acceleration values in the Mononobe-Okabe equation and Earthquake Regulations, change of the earth pressure with the risk probabilities, internal friction angles, epicenter lengths and wall heights which will be formed in a retaining wall with the earthquake, are given with the graphics. Calculations are repeated for the effect of ground water and charts are prepared seperately.

BÖLÜM 1

GİRİŞ

Levha tektoniği yeryüzünün yapı ve hareketlerini,yedi büyük ve birkaç küçük kıtadan oluşan Litosfer'in daha yumuşak ve akıcı bir bölge olan Astenosfer üzerinde kayması ve hareket halinde bulunması olarak açıklamaktadır. Levha sınırlarındaki bağıl hareketler üç şekilde meydana gelir; kıtalar ya sınırları boyunca birbirinden uzaklaşırlar,aralarında bir açıklık bırakırlar,ya birbirleriyle çakışıp çarpışırlar,biri diğerinin altına dalar ya da sınırları boyunca birbirine nazaran kayarlar.Bu üç çeşit hareketten her biri kendine öz jeolojik sonuçlar doğurur.

Levha sınırlarının sürekli olarak hareketini kanıtlayan diğer bir bulgu da bu kıtalarının sınırlarının yeryüzünde birkaç yıl içinde meydana gelen depremlerin ile belirlenebilmesidir.Kıtaların ve okyanusların statik birer kütle değil,değişim halinde olan tek bir sistemin parçaları oldukları gerçeği Levha tektoniği teorisi ile açıklanmakta,böylece jeolojik olayların önceden bilinmesi ve tüm ayrıntılarının açıklığa kavuşması sağlanmaktadır. Levha tektoniğinin açıklanmasına yardımcı olan deprem hareketi çoğunlukla yerkabuğunda ve daha az sayıda Üst Manto'da,aktif faylara bağlı olarak meydana gelen faaliyetlerdir.

Depremi oluşturan sebeplerin açıklamaları çok eski tarihlere dayanmakta ve her ülkenin mitoloji ve folklorüne göre değişiklikler göstermektedir.Yine de etkisinin fazla olduğu yüzyıllarda depremin tek izahı tanrı olmuştur.17.ve18. yüzyıllarda yapılan bilimsel araştırmalar sonucu nedenler volkanik hareketler ve yeraltı patlamalarına ,elektiriksel nedenlere,yeraltı yangınlarına bağlanmıştır.Sismolojinin gerçek bir bilim dalı olarak tanındığı 19.yy'da Mallet depremin sebebinin yerkabuğunun bazı kısımlarındaki ani bükülme ve burkulmalar olduğunu ve yeraltı tabakalar içinde ani gerilme boşalmaları sonucu meydana geldiğini açıklayarak daha gerçekçi yaklaşımlarda bulunmuştur.

Daha sonra Milne ve Reid tarafından gerçekleştirilen çalışmalarda deprem,yer kabuğunu oluşturan kısımların kırıklar üzerinde birbirlerine oranla yaptıkları çok yavaş yer değiştirmelerin zamanla büyük elastik şekil değiştirmeler meydana getirerek kırılmaya neden olduğu 'elastik geri tepme' teorisine bağlanarak açıklanmıştır.20.yy'da depremlerin az sayıda da olsa Litosferden daha az seviyelerde 700km. derinliklere kadar inen Üst Manto içerisinde de olduğu ve bu bölgelerin elastik deformasyona ve dolayısıyla deformasyon enerjisi birikimine uygun olmadığı görülmüş ve sonuç olarak 'Levha Tektoniği' teorisi ile sağlıklı açıklamalar yapılmıştır.

Depremler oluş nedenlerine göre üç gruba ayrılmaktadır.Yeryüzünde meydana gelen depremlerin %60'ını oluşturan aktif fayların hareketlerinden oluşan tektonik depremler,yeraltındaki boşlukların çökmesi ile yerel olarak oluşan çöküntü depremleri ve volkan püskürmeleri sırasında yerin derinliklerindeki erimiş maddelerin,yeryüzüne çıkışı sırasındaki fiziksel ve kimyasal olaylar sonucunda oluşan gazların yapmış oldukları patlamalarla oluşan volkanik depremler.

Yer kabuğundaki deformasyon enerjisinin artması sonucunda depremin meydana gelmesini sağlayan,kayaçların kırılarak yer değiştirmesine sebep olan faylar;büyük ve sığ depremlerde yüzlerce kilometreye ulaşabilmektedir.1939 Erzincan depreminde oluşan fayın boyu 340km.;üzerindeki en büyük yer değiştirme ise 370cm. olmuştur.Depremin yapıda yarattığı hasar ve etkilerin oluşmasında etkili olan unsurlar,depremin kaynak mekanizması,büyüklüğü,derinliği,zeminin türü,zemin-yapı etkileşiminin durumu ve yapının mühendislik parametreleridir.Aynı tür zeminler üzerinde bulunan ve depremden aynı uzaklıktaki yapıların aynı büyüklükteki bir depremden etkilenme ve hasar görme derecesi o yapıların türüne,salınım periyodlarına ve altındaki yer yapısına göre değişmektedir.En az hasar derecesinden,en çok hasar derecesine göre sıralanırsa,yapı türlerini hafif çelik,ahşap,ve kerpiç yığma yapılar şeklinde bir sınıflandırmaya sokabiliriz.

Depremsellik bölgelere göre değişiklikler gösterdiğinden bir ülkede bazı bölgeler sık sık şiddetli bir şekilde sarsıldıkları halde,diğer bölgeler daha az sayıda ve daha hafif bir şekilde depremlerden etkilenirler.Bu sebepten dolayı kıtalar ve ülkeler depremsellikleri birbirinden farklı bölgelere bölünebilmekte,deprem bölgeleri haritaları yapılmaktadır.Depremselliği en yüksek olan ülkeler; Japonya,Batı Meksika,Malenezya ve Filipinlerdir.Akdeniz kuşağı ve Kaliforniya ise ikinci sırada yer almaktadır.

Akdeniz deprem kuşağı içinde bulunan ülkemiz de beş deprem bölgesine ayrılmıştır.Bu zonlar aynı zamanda depremin meydana getirdiği tehlikenin derecesini yansıtır.Birinci derece deprem zonu deprem tehlikesinin en büyük olduğu sahaları,dördüncü derece deprem zonu ise en az olduğu sahaları içerirler.Türkiye’de tarih boyunca şiddetli ve yıkıcı depremler olmuş ve özellikle son 70 yıl aktif bir dönem olarak geçmiştir.

Ege bölgesi ve Doğu Anadolu’nun bazı kesimlerinde depremler dağınık ve belli bir alanda kümelenme biçiminde ortaya çıkmaktadır.Bu tür depremler ya kısa uzanımlı etkin faylar üzerinde,ya da bu fayların taban ve tavan bloklarındaki deformasyonlar ile ilgili olmaktadır.Ancak bazı neotektonik bölgelerin ayrımını sağlayan ve kıta parçalarını sınırlayan fay kuşakları vardır ki bunlar zaman zaman ülke çapında olmakta ve depremlerle ilgili çalışmalarda önemli bir yer tutmaktadırlar.Türkiye’de bu anlamda ele alınabilecek önemli iki ana fay kuşağı vardır.Bunlar Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı’dır.

Kuzey Anadolu Fay kuşağı ortalama 1500km. uzunlukta ve sağ yatay hareket gösteren doğrultu atımlı ve diri fay topluluğunu barındıran bir kuşaktır.Doğu Anadolu Fay kuşağı ise ortalama 400km. uzunlukta ve sol yönlü hareket gösteren bir kuşaktır.

Kuzey Anadolu Fayı İzmit körfezinin doğusunda üç ana dala ayrılarak Marmara bölgesine ilerler.İstanbul’daki deprem tehlikesini belirleyen jeolojik unsurların başında Marmara bölgesine doğrudan yaklaşan bu kırık zonları gelmektedir.Bu üç kırık zonunun ayırdığı yer kabuğu blokları sağ-sol yönlü ve yukarı -aşağı doğru hareketler yaparlar.

depremi Doğu Akdeniz bölgesindeki son 5 yüzyılın en büyük depremlerinden biri olmuştur. Deprem tahmin edilen alanı 500km. uzunluğa ve 200km. genişliğe sahip, 160km'lik çapa eşit bir alandır.

İstinat duvarları ,kütle istinat duvarları ve kütle olmayan istinat duvarları olarak iki kategoride incelenebilir. Kütle istinat duvarları kendi ağırlıkları ile stabiliteyi sağlarlar. Bu duvarlar rijit veya bükülebilir olarak sınıflandırılabilir. Bu tip duvarların hepsi üstten serbest olup deplasmana müsaittir, bu nedenle de aktif toprak basıncı kolayca oluşur. Kütle olmayan duvarlarda ise harekete izin verilmez.

İstinat yapılarını etkileyen toprak basınçlarının hesaplanmasında plastisite teorisinden hareket eden Rankine teorisi, Coulomb tarafından kurulan ve sonra geliştirilen Kama teorisi kullanılmaktadır. Ayrıca ilave yüklerden doğan yanal basınçların hesaplanmasında elastisite teorisinden yararlanılarak bulunan formüller de bulunmaktadır. Deprem durumunda ise Coulomb teorisine benzer şekilde Mononobe-Okabe tarafından elde edilen formüllerden yararlanılmaktadır.

Genelde bir deprem süresince duvar üzerine gelen toplam basınç ağırlık yüklerinden gelmesi beklenen statik basınç, depremden gelen dinamik basınç ve dolguya bir dış kuvvetten gelebilecek basınç toplamından meydana gelmektedir.

İstanbul'u etkisine alabilecek şiddetli bir depremin kaynağının sadece çizgisel olduğu kabul edilerek, 40.5° - 41.5° N enlemleri ile 28.0° E- 30.0° E boylamları arasındaki bölge için 1898-1996 yılları arasında meydana gelen depremler değerlendirmeye alınmıştır. Elde edilen 99 yıllık büyüklüğü 4 ve 4'den büyük deprem değerleri için Gumbel(1958) tarafından verilen Yıllık Ekstrem Değerler Metodu kullanılmıştır. Yapılan regresyon analizleri sonucunda, regresyon ve korelasyon katsayıları hesaplanmış ve magnitüd $\log N$ bağıntısı, dispersiyon diyagramları ve regresyon doğruları verilmiştir. Sismotektonik bölge için deprem magnitüdlерinin dağılımı ifadesi bir yıllık baz süre için verilmektedir. Bu hesaplarda Tezcan, Acar ve Çivi tarafından faydalanılan formüller kullanılarak, yıllık maksimum magnitüd ve yıllık risk değerleri bulunmuştur. Zemin ivmeleri, hızı ve deplasmanı ise Rosenblueth(1971) ve Schnnabel-Seed(1973)'e göre ayrı ayrı hesaplanmıştır.

Belirlenen sismotektonik bölgedeki istinat duvarları deprem sırasında oluşacak toprak basınçlarının çeşitli risk olasılıkları, episantr uzaklıkları ve duvar yükseklikleriyle değişimleri grafikler halinde son bölümde verilmiştir. Gumbel risk olasılığı metodu ile 20km, 40km, 60km, 80km, 120km ve 140km episantr uzaklıkları için risk olasılıkları %15, 10, 5, 2, 1 ve 0.5 için verilen magnitüde karşılık gelen zemin ivmelerinden büyük olan kullanılarak Monobe-Okabe metoduna göre hesaplanan değerlere göre çizilen grafiklerin ilk grubunda toplam deprem yükünün, durgun haldeki toprak basıncıyla birlikte deprem durumunda meydana gelebilecek deprem yükünün toplamı (P_{ad}) ve sadece depremin yarattığı yükün (P_a) duvar yüksekliğiyle değişimi verilmiştir. Bu değişkenlerden faydalanılarak 20km, 40km ve 120km episantr uzaklıkları için $H=6m, 8m, 10m, 12m$ ve $14m$ duvar yüksekliklerindeki toplam yük ile risk olasılıkları ($R=\%15, \%10, \%5, \%2, \%1$, ve $\%0.5$) değişimleri çizilmiştir. 2. grup grafiklerde ise toplam deprem yükü ve sadece deprem yükü içsel sürtünme açısının değerleri ile değişmektedir. Bu grubun değişkenleri ile de $R=\%15, \%5$ ve $\%0.5$ için episantr uzaklıkları 20km, 40km ve 120km'ye göre duvar yükseklikleri ile değişen toplam deprem yükleri verilmektedir.

Daha sonra deprem yönetmeliğine göre risk olasılıkları alınmaksızın sadece içsel sürtünme açısı değerleri azaltılarak 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m istinat duvarı yükseklikleri için aktif toprak basınçları hesaplanmış ve toplam deprem yükleri bulunmuştur. Ekler bölümünde de 1998 deprem yönetmeliğine göre hazırlanan grafikler verilerek karşılaştırma yapılmıştır.

Zemindeki suyunu da gözönüne alınarak çizilen grafik hesapları 2 grup halinde sunulmuştur. Hesaplamalarda Mononobe - Okabe denklemi esas alınarak toplam deprem yükü ile duvar yüksekliği değişimleri verilmiştir. Grafiklerin ilk grubunda $H_w/H=0, 0.25, 0.50$ ve 0.75 için toplam deprem yükünün duvar yüksekliğiyle değişimleri risk olasılığı %15, 5 ve 0.5 durumunda verilmiştir. İkinci grupta ise duvar yüksekliği 6m, 10m ve 14m'de sınırlı tutularak bu yükseklikteki duvarların toplam deprem yükünün H_w/H oranı ile değişimleri gösterilmiştir.

BÖLÜM 2

LEVHA TEKTONİĞİ

2.1 GİRİŞ

Günlük yaşantımızda değişmez ve sarsılmaz olarak tanıdığımız sağlam kayalardan oluşmuş Litosferde (dar anlamda yerkabuğunda) uzun sürede incelenebilen hareketler meydana gelmektedir. Bu bölümde Litosferin iç ve dış yapısında sürekli olarak meydana gelen hareketler levha tektoniği kuramı ile detaylı bir şekilde anlatılacaktır.

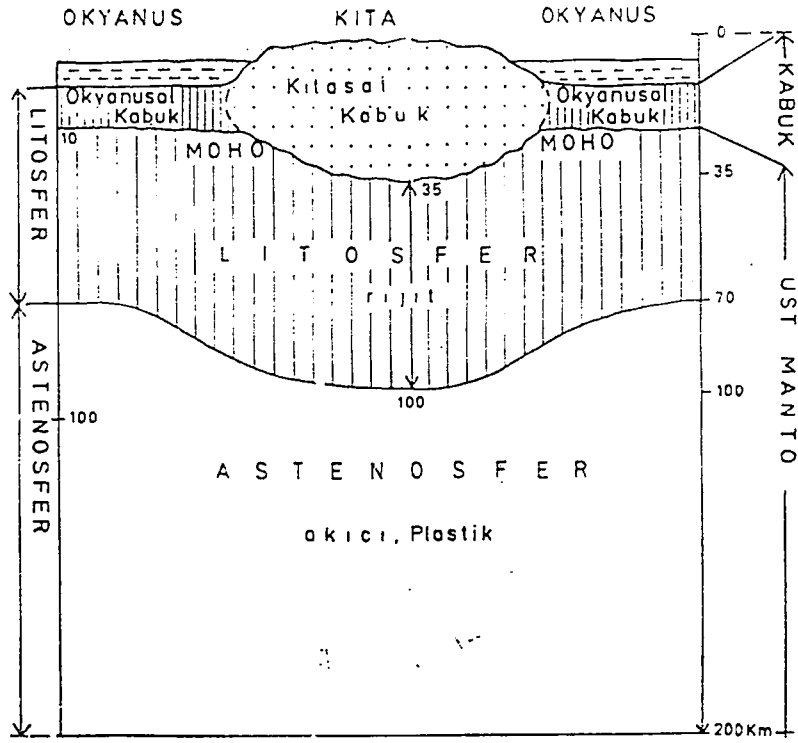
2.2 LEVHA TEKTONİĞİNİN TANIMLANMASI

Yeryuvarının yapı ve hareketlerinin tüm olarak konu edinen Levha Tektoniği kavramına göre, yerin dış kısmı Şekil 2.1'de görülen 70 - 100 km kalınlıkta ve rijit özellikteki Litosfer 7 büyük ve birkaç küçük levhadan meydana gelmektedir. Bu levhalar Üst Mantonun Litosfere kıyasla daha yumuşak ve kısmen akıcı bir bölgesi olan Astenosfer üzerinde kaymakta ve hareket halinde bulunmaktadır (Ketin, 1977).

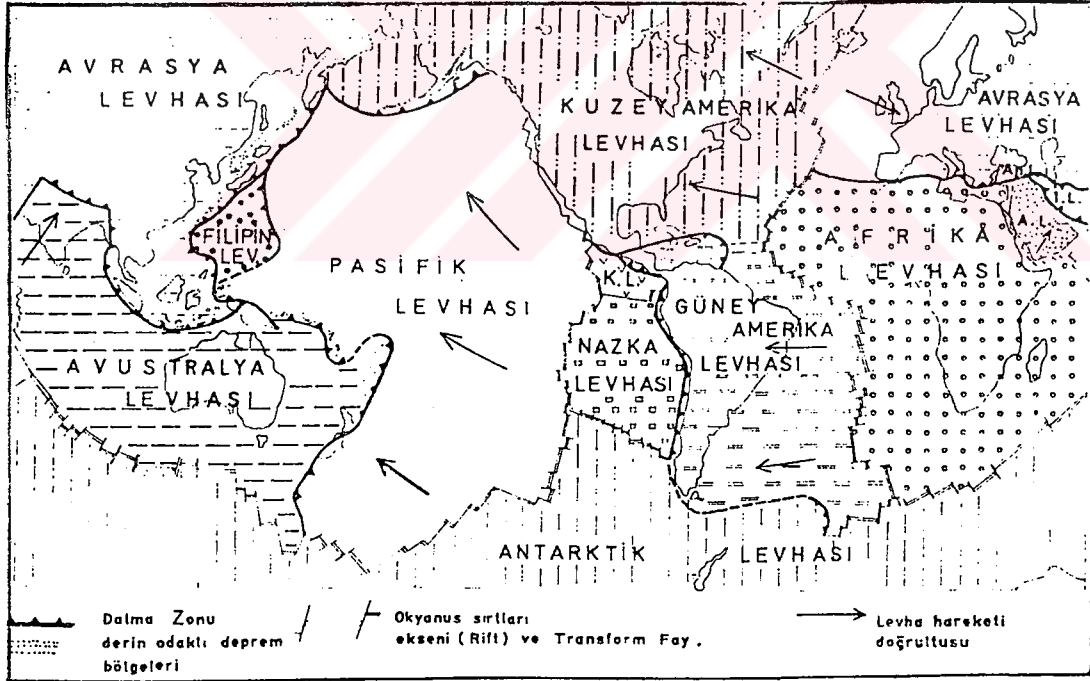
Şekil 2.2 'de belirtilen büyük levhalar : Avrasya, Pasifik, Avusturalya, Kuzey Amerika , Güney Amerika, Afrika ve Antartika levhalarıdır. Küçüklerden bazıları ise : Antiller, Filipinler, Kokos ve Nazka levhacıklarıdır. Levhaların adları her ne kadar kıtaların adlarını taşımakta ise de, kıtaların sınırları ile levhaların sınırları aynı değildir. Kıtalar kendilerinden çok daha büyük olan levhalar içine gömülmüş, levhalar tarafından pasif olarak sürüklenen yerkabuğu parçalarıdır. Deniz buzulları içinde saklı kalmış kayalar gibi. Şekil 2.3'deki gibi Türkiye'yi ve komşu ülkelerini bu anlamda daha küçük levhalara ayırmak olanağı da vardır.

Birbirlerinden bağıl olarak hareket eden levhaların sınırları yeryüzünde birkaç yıl içinde meydana gelen depremlerin episantrlarının dağılımı ile belirlenebilmektedir. Bu durum, levha sınırlarının sürekli olarak hareket halinde bulunduklarını ayrıca kanıtlamaktadır.

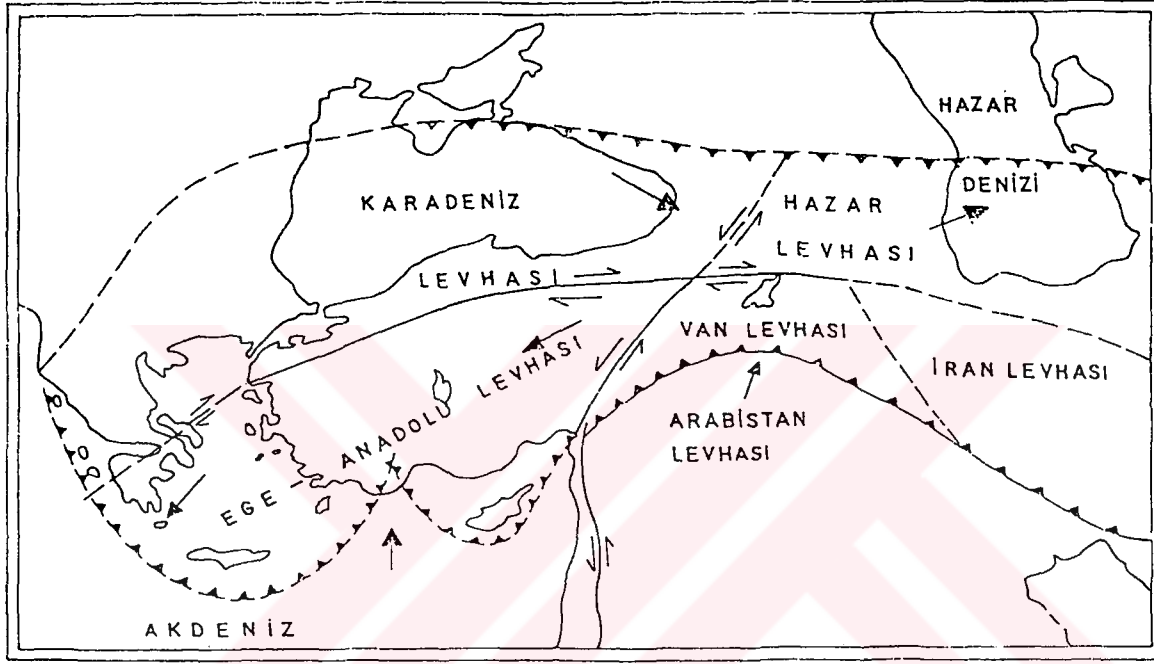
Denizaltı ve yerüstü volkanizması jeosenklinallerin ve kıvrımlı sıradağların oluşumu, büyük ölçüde yatay kayma hareketleri, farklı derinliklerde odakları olan depremler ve benzeri büyük jeolojik - tektonik olaylar hep bu levhaların sınır bölgelerinde meydana gelmektedir. Buna karşın, levhaların kendi içlerinde belirgin bir deformasyon olmamaktadır. Bir levha üzerinde yeralan iki nokta, örneğin iki şehir arasındaki uzaklık hep aynı kalmakta, ancak değişik iki levha üzerinde bulunan iki şehir, iki yöre arasındaki uzaklık zamanla değişmekte, daha çok uzamakta veya kısalmaktadır.



Şekil 2.1 Yerkürenin Dış Kısmını Oluşturan Kabuk, Litosfer, Astenosfer ve Üst Manto Bölümleri (Ketin, 1977).



Şekil 2.2 Litosferi oluşturan 7 Büyük ve 3 Küçük Levha (Ketin, 1977).



Şekil 2.3 Türkiye'nin ve Komşu Ülkelerin Küçük Levhaları (Ketin , 1977).

Levha sınırlarındaki bağıl hareketler üç şekilde meydana gelir : levhalar ya sınırları boyunca birbirlerinden uzaklaşırlar, aralarında bir açıklık bırakırlar (diverjan levha sınırları) ; veya birbiri ile çakışırlar, çarpışırlar, biri diğerinin altına dalar veya üzerine bindirir (konverjan levha sınırları) ; ya da levhalar sınırları boyunca birbirine nazaran kayarlar (transform faylı sınırlar). Şekil 2.4 bu durumları şematik olarak açıklar. Bu üç çeşit hareketten herbirinin kendine öz jeolojik sonuçları vardır.

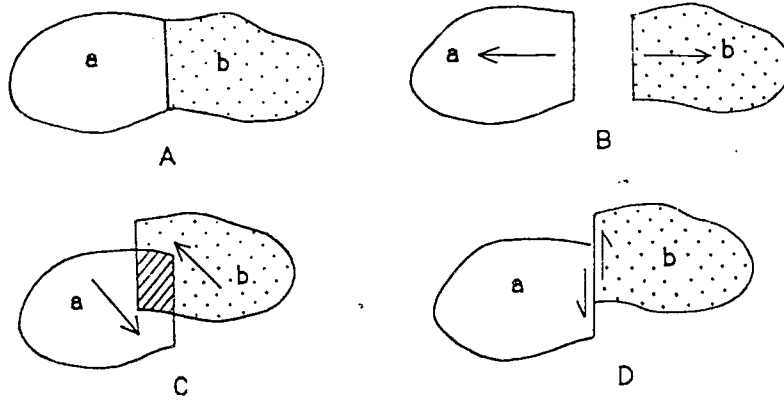
2.3 DİVERJAN LEVHA SINIRLARINDAKİ JEOLJİK OLAYLAR

Birbirinden uzaklaşan levhaların sınırlarında meydana gelen olaylar topluluğuna “deniz tabanı yayılması” (sea - floor spreading) denir. Bu olayda , uzaklaşmakta olan levhalar arasındaki boşluğu derinlerden , Astenosferden yükselen sıcak ve kısmen sıvı magma doldurur. Burada soğuyan ve katılaştıran magma iki tarafa hemen hemen simetrik olarak yayılır, uzaklaşmakta olan levhaların kenarlarına eklenir ; burada yeni bir okyanus oluşmaya başlar , aslında bugünkü okyanus tabanları (okyanusal kabuk) çoğunlukla bu şekilde meydana gelmişlerdir.

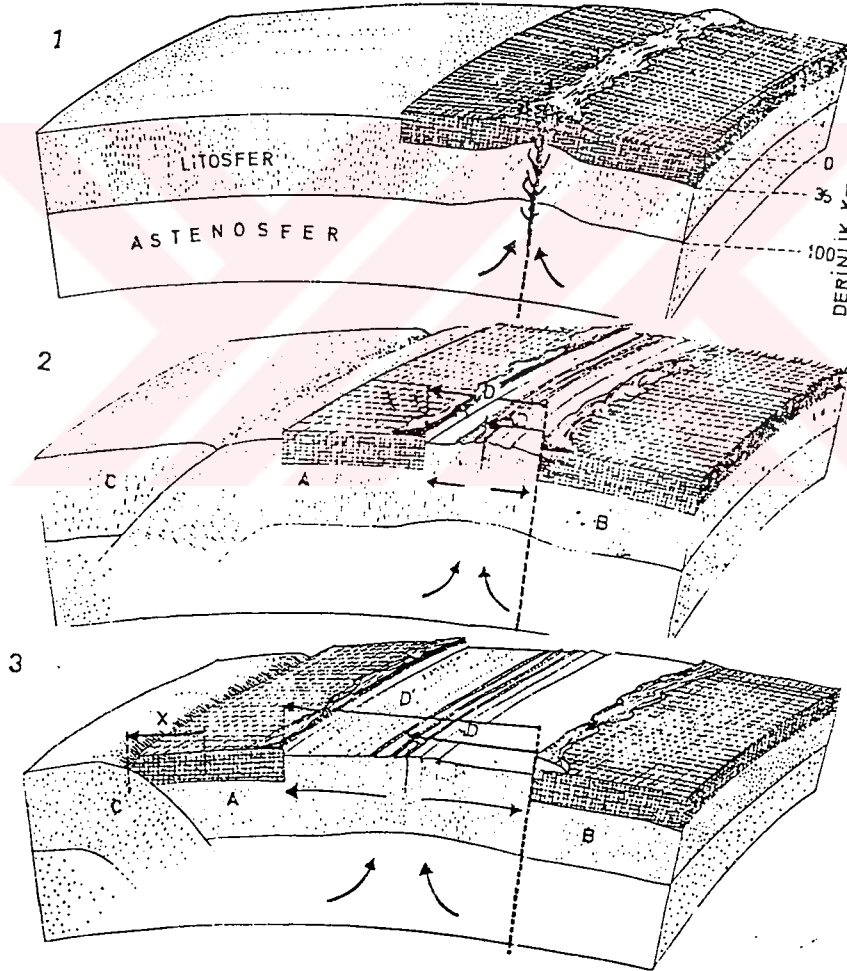
Deniz tabanı yayılması genellikle simetrik olarak gelişir.Şekil 2.5’deki gibi yayılma merkezinden dışarı çıkan yeni maddeler merkezin iki tarafına hemen hemen eşit miktarda yer alırlar ve kenarlarındaki levhalara eklenirler ; bu suretle yayılma merkezi hep ortada kalır.Şekilde görülen 1. safhada Litosfer üzerinde oturan kıta bloğu altında bir yarık (Rift) oluşturmakta ve Astenosferden gelen magma bu yarıktan dışarı çıkarak yarığın her iki tarafına yayılmaktadır.2. ve 3. safhada birbirinden uzaklaşan iki kıta parçası arasında yeni bir okyanus havzası meydana gelmektedir (Ketin , 1977).

Litoferin Astenosfer üstüne yaptığı basınç magmanın yükselmesi için gerekli enerjiyi sağlar.Şekil 2.6’ da görüldüğü gibi yükselen sıcak magmanın soğuması, katılaşılarak levha kenarlarına eklenmesi yavaş yavaş meydana geldiği için, yeni çıkan taze magma yayılma merkezinde ve çevresinde bir yığılma, birikme yapar, zamanla burada bir yükselik (Rise) veya bir sırt (Ridge) meydana gelir. Atlantik ve Hint Okyanuslarında bu sırtlar okyanusun ortasında bulunduklarından, bunlara “Okyanus ortası sırtlar ” adı verilmiştir. Pasifik okyanusunda ise durum farklıdır ; orada sırt okyanusun ortasında değil , doğu kenarına yakın bir yerdedir.

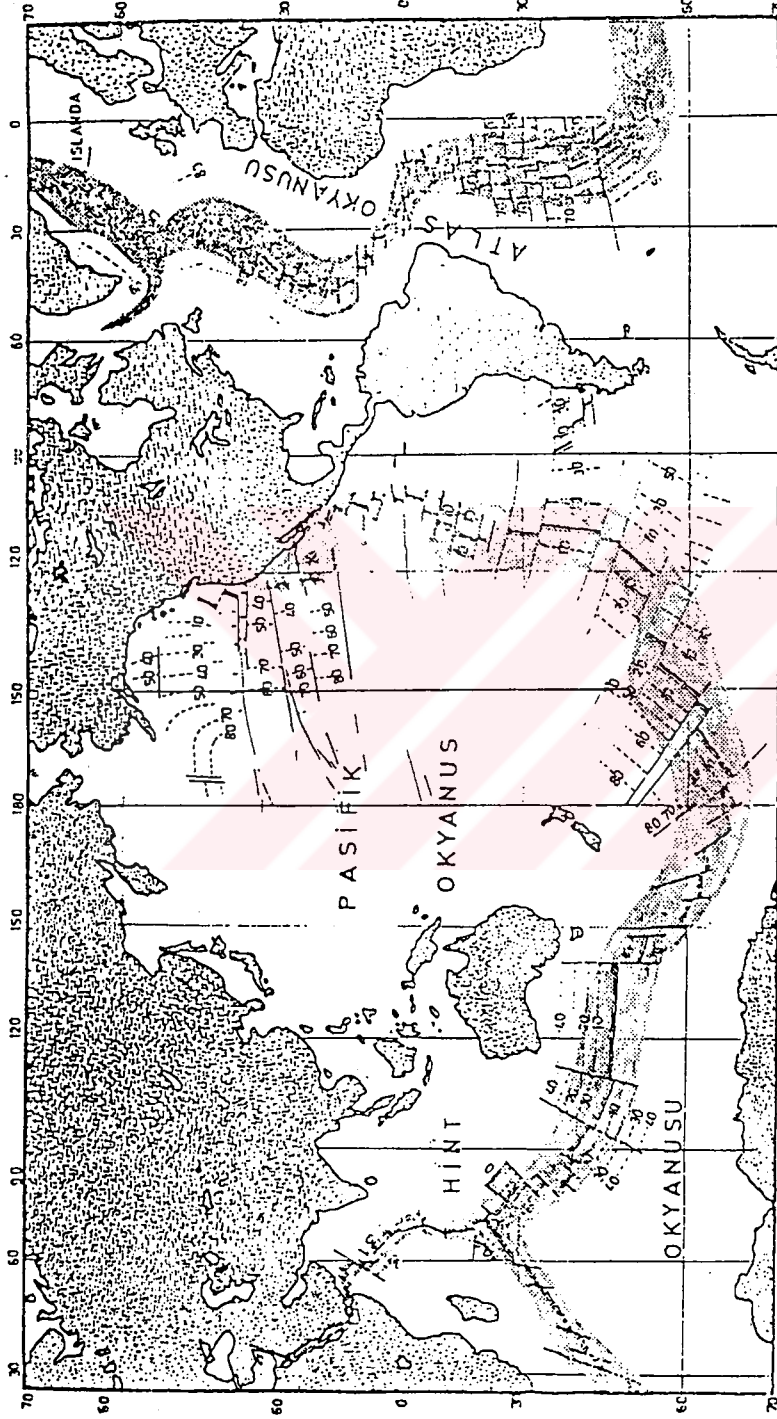
Yayılma merkezleri (sırt eksenleri) aynı zamanda ısı akısı değerinin yüksek olduğu (ortalama $2 \mu \text{ cal} / \text{sm}^2 \text{san}$) ve normal faylara bağlı olarak küçük magnitüdü sığ depremlerin (odak derinlikleri 100 km.’den daha az) sık sık meydana geldiği zonlardır.



Şekil 2.4 Levhalar Arasındaki Bağlı Hareketler (Ketin , 1977).



Şekil 2.5 Diverjan Levha Sınırındaki Gelişme Safhaları (1,2,3) (Ketin , 1977).



Şekil 2.6 Okyanus Sırtları, Riftler ve Transform Faylar (E.Bullard, 1969, Ketin, 1977).

Diverjan zonlardaki deniztabanı yayılması ile şiddetli denizaltı volkanizması meydana gelmekte, büyük ölçüde bazaltik yastık lavları (Pillow lavas), gabro ve peridotitler yeni okyanusal kabuğu (okyanusyal Litosferi) oluşturmaktadır. Bunlar çoğu kez su altında ayrılmaya (sulu metomorfizmaya) uğrarlar ve derin deniz sedimentleri ile örtülürler. Şekil 2.7'deki bu gibi derin deniz sedimentlerinden, denizaltı lavlarından ve mafik intrüzyonlardan oluşan kayaç topluluğuna ofiolitik dizi (ophiolite suite) denir.

2.4 KONVERJAN LEVHA SINIRLARINDAKİ JEOLojİK OLAYLAR ve MEYDANA GELEN YAPILAR

Konverjan levha sınırlarında meydana gelen olaylar ve bunların sonucu olarak ortaya çıkan yapılar aşağıda özetle verilmiştir.

2.4.1 DALMA - BATMA

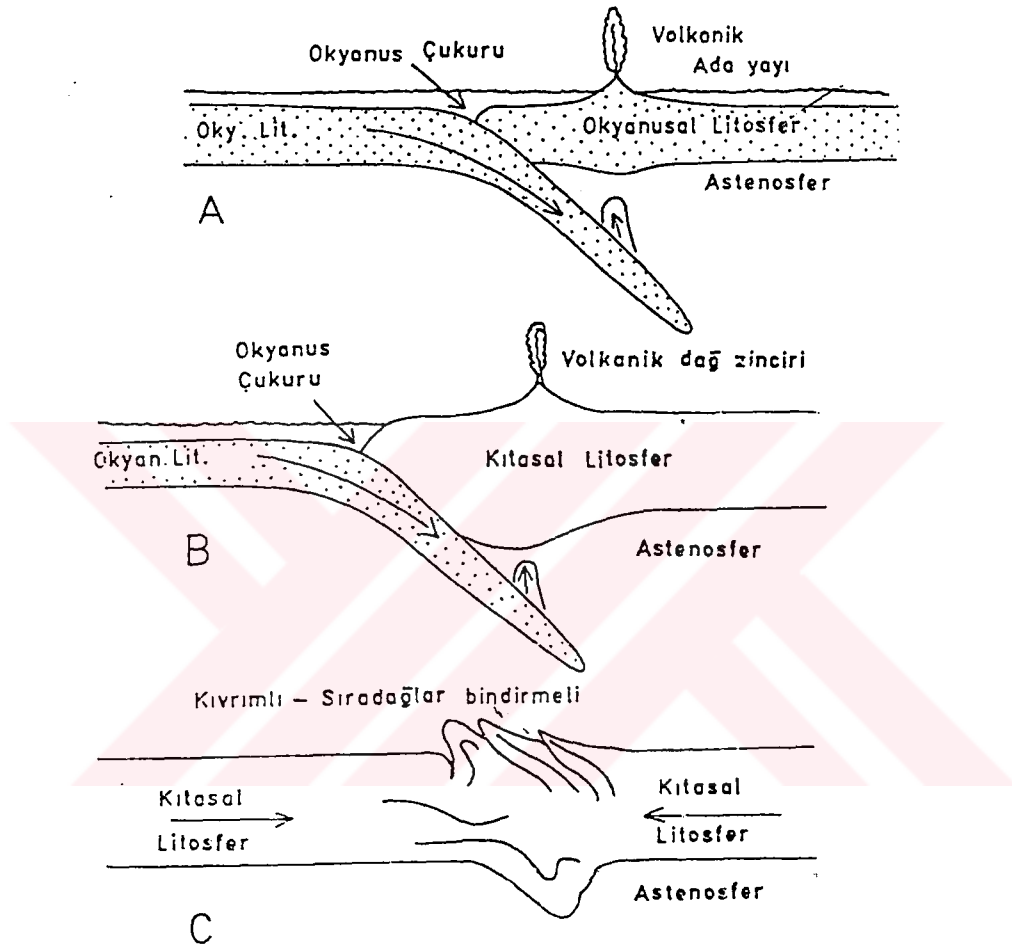
Konverjan levha sınırlarında levhalar birbiri ile çarpışır birbiri üzerine biner veya biri diğerinin altına dalar. Levhalardan birinin diğerinin altına dalmasına ve Astenosfer içine batmasına "Dalma - Batma" (subduction) denir. Bu olayda litosferin batan kısmı Astenosfer içinde eriyerek kaybolur.

Deniztabanı yayılması sonucu meydana gelen yeni litosferle dalma batma bölgesinde kaybolan (ergiyen) litosfer parçası birbirini karşılamakta ve bu suretle yeryüzünün (Litosferin) alanı değişmeyerek hep aynı kalmaktadır.

Manto malzemesinden oluşan Okyanusal Litosfer, kıtasal litosfere kıyasla daha ağır olduğundan, kolaylıkla Astenosfer içine dalar ve batar, orada eriyerek tekrar manto malzemesine dönüşür.

İki okyanusal levha birbiriyle karşılaştığında bunlardan birisi diğerinin altına dalar ve yavaş yavaş Astenosfer içine batar. Eğer bir okyanusal levha kıtasal levha ile karşı karşıya gelirse, yine okyanusal levha kıtasal levhanın altına dalar ve Astenosfer içine batar, orada kaybolur. Şekil 2.7'de dalma batma olayının değişik üç çeşidi gösterilmiştir.

Kıtasal kabuğun bileşimi Manto bileşiminden farklı, yoğunluğu ondan daha az olduğu için, kıtasal levhanın Astenosfer içine batması pek mümkün olmamaktadır. Bu nedenle, iki kıtasal levha birbiri ile karşılaştığında tam bir çarpışma (collision) ve sıkışma olmakta, iki levha arasında Himalayalar gibi kıvrımlı - bindirmeli yüksek sıradağlar meydana gelmektedir.



Şekil 2.7 Konverjan Levha Sınırındaki Dalma - Batma Olayının Değişik Üç Çeşidi (Sawkins ve diğerleri, 1974, Ketin, 1977)

Dalma - Batma olayının yerin termal rejimi ile yakın ilişkisi vardır. Yerin içindeki sıcaklık derinlere inildikçe önce hızla artar, yaklaşık 100km. derinlikte 1200°'e ulaşır. Daha sonra artış yavaşlar, 500 km. derinlikte yaklaşık 2000°'e (1900) yükselir. Diğer yönden, Peridotit 1200° derecede ergimeye başlar ; burası 100 km. derinliği karşılar. Okyanuslar altında ise, 80 km. derinlikte ergimiş maddeler bulunur.

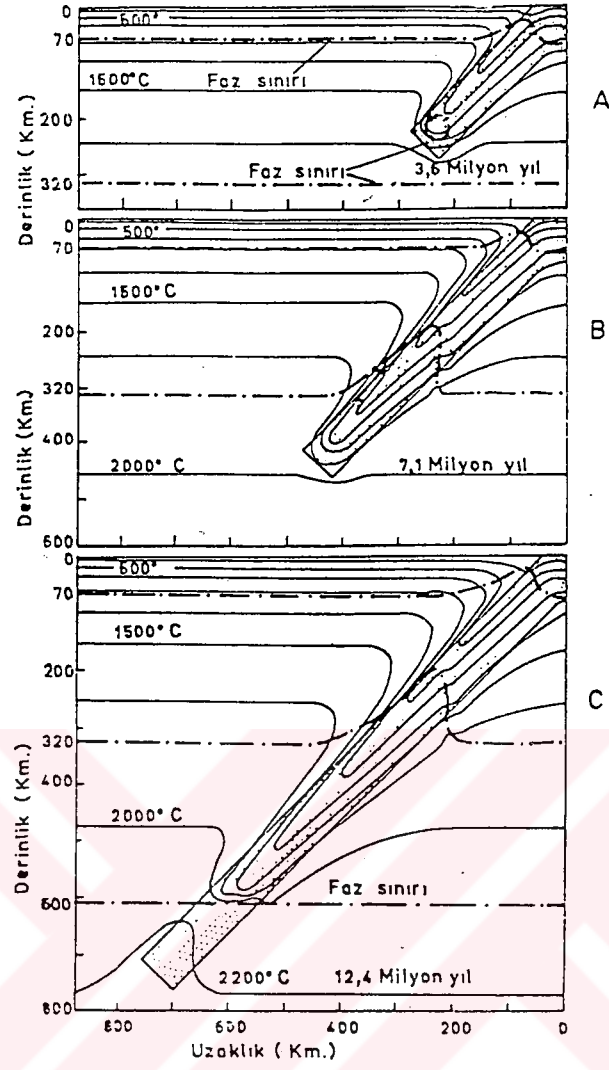
Dalan litosfer levhası 600 km. derinliğe kadar çevresindeki Manto'ya kıyasla daha soğuktur. Derinlere inildikçe levhanın iç kısmı ısınır; derinlik 700 km.'ye ulaşınca dalan levhanın termal rejimi çevresinden farksız bir duruma, Mantonun bir parçası haline gelir. Bu durumla ilgili önemli husus, 700 km.'den sonraki derinliklerden gelme hiçbir depremin şimdiye dek kaydedilmemiş olmasıdır.

Dalmakta olan levhaların hepsi ergimeden 700 km. derinliğe ulaşamazlar, daha önce termal dengeyi sağlar ve Manto içinde assimile olurlar.Örneğin 1cm/yıl gibi yavaş bir batma hızı ile dalan bir levha yaklaşık 400 km. derinlikte Manto içinde kaybolur (N. TOKSÖZ, 1975).Özellikle Akdeniz levhasının Ege denizi levhası altına dalması küçük bir hızla devam etmektedir; bu levhanın tümü ile ergimesi daha az derinliklerde gerçekleşecektir (Ketin , 1977).

Dalan levha 700 km.'den daha fazla derinliklerde artık kırılabilir (kayabilir) durumda değildir; bu nedenle, bu derinlikte deprem olmaz, onun yerine plastik deformasyon meydana gelir.Şekil 2.8'de 45°'lik açı altında ve yılda 8 cm'lik bir hızla dalmakta olan bir litosfer parçasının gelişme modeli görülmektedir.Basınç artışına bağlı olarak 70,320 ve 600 km derinliklerde faz değişikliği olmaktadır.Dalan litosferin dilinimi 700 km. derinlikte manto sıcaklığına eriştiğinde orijinal durumunu yitirir.

2.4.2 SİSMİK AKTİVİTE

Dalma zonu deprem bakımından da çok ilginç bir bölgedir: İki rijit levha kenarının birbirine basınç yaptığı sığ derinlikte şiddetli deprem faaliyeti hüküm sürer; dünyanın büyük depremleri (1960 Şile, 1964 Alaska ve 1952 Kamçatka depremleri) ve diğer birçok küçükleri, dalmakta olan okyanusal litosfer ile kıtasal veya Ada-yayı litosferi arasındaki kayma yüzeyi boyunca meydana gelir. Litosferin büküldüğü kısımda, çukurluğun okyanus tarafında, normal (tansiyonel) faylara bağlı olarak yine sığ odaklı depremler oluşur.



Şekil 2.8 45°'lik Açı Altında ve Yılda 8 cm.'lik Bir Hızla Dalmakta Olan Bir Litosfer Parçasının Gelişme Modeli.

Çok derin veya orta derinlikte odakları olan depremler ise, genel olarak Benioff-zonu boyunca meydana gelir. Bu depremler özellikle dalmakta olan levhanın soğuk iç kısmında oluşurlar: bunlar kaymaya (shearing) bağlı değillerdir. Dalan levhanın soğuk ve rijit olan iç kısmı gerilmeleri taşıyan bir kanal gibidir. Sığ depremler ise, daha çok bindirme (şariaj) düzlemleri üzerinde toplanırlar. Dalma zonunun değişik kesimlerinde farklı nitelikte depremler oluşur ve buna göre: dış zon, sığ zon, orta zon ve derin zon gibi değişik zonlar ayırt edilir.

Şöyle ki: Dalan levhanın bükülen üst kısmındaki gerilmelerin etkisi ile ve normal faylara bağlı olarak meydana gelen depremler dış zon ; 100km.'den daha az derinliklerde, iki levha arasındaki sürtünme nedeniyle ve bindirme faylarına bağlı olarak meydana gelen depremler sığ zon ; 100km. ile 300 km. arasındaki derinliklerde, dalan levhanın bizzat kendi içinde meydana gelen depremler orta zon ve 300 km. ile 700 km. arasındaki derinliklerde meydana gelen ve batmakta olan litosfer içindeki kompresyon gerilmelerinden ileri gelen depremler ise derin zon temsil ederler.

Bu değişik deprem zonları aynı zamanda dalan ve batmakta olan litosferin (Levhanın) Manto içindeki fiziksel durumunu ve mekanik özelliğini de açıklar.

2.4.3 OKYANUS ÇUKURLARI

Bir okyanusal levha dalma zonuna girince, önce 100 km.'den daha büyük kısmı ile aşağı doğru bükülür, sonra tekrar doğrularak dik bir açı ile Astenosfer içine batar. Genellikle dalan levhanın bükülme bölgesi ile üzerinde bulunan diğer levha arasında Şekil 2.7'deki gibi büyükçe bir boşluk, bir çukurluk gelişir; özellikle okyanusal levhanın daldığı yerlerde belirgin bir topoğrafik şekli olan büyük okyanus çukurları (Oceanic Trenches) meydana gelir. Bu gibi okyanus çukurları Şekil 2.9'da görüldüğü gibi Güney Amerika'nın Pasifik kıyısı boyunca yer almakta ve bunlardan en derini olan Mariana Çukuru, 11.000 metreyi geçen derinliği ile Batı Pasifikte bulunmaktadır.

2.4.4 MAĞMATİK FAALİYET

Dalmakta olan okyanusal litosferin (Levhanın) Manto ile dokunak halinde olan üst kısımları sürtünme nedeniyle 150 - 300 km. derinliklerde ergimeye başlar, orada yeni bir magma oluşur; Manto içine batan litosfer parçası da eriyerek başka bir tip magmanın oluşumunu sağlar. Bu suretle meydana gelen magma üst taraftaki levha içinde yükselir, yeryüzüne kadar çıktıklarında volkanları oluşturur.



Şekil 2.9 Pasifik Okyanusunun Kuzey ve Batı Kenarı Boyunca Sıralanmış Ada Yayları ve Okyanus Çukurları (Ketin, 1977).

Yeryüzündeki aktif volkanların çoğu dalma - batma zonları üzerinde bulunur. Üstteki levha okyanusal nitelikte ise, bu volkanlar Japonya'da olduğu gibi Ada yaylarını meydana getiriler. Şekil 2.10'da dalma - batma ile meydana gelen başlıca jeolojik yapı ve olaylar gösterilmiştir. Eğer üstteki levha kıtasal ise, volkanlar kara üstündeki volkan dizileri halinde gelişir (And dağlarında olduğu gibi) ; Kıtasal kabuk da Şekil 2.12'deki gibi bu yoldan yenilenir, tazelenir.

Soğuyan litosferin Astenosfer içine batmasından sonra orada tekrar ısınarak - ergiyerek Manto malzemesinden farkedilmeyecek bir duruma gelebilmesi için yaklaşık 10 milyon yıl gibi uzun bir zamanın geçmesi gereklidir.

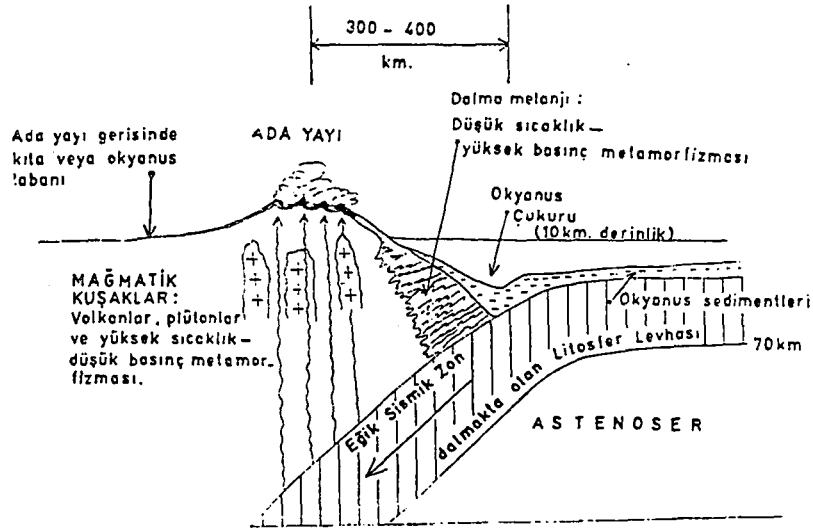
Türkiye'yi içerisine alan Alp - Himalaya kuşağında, Urallarda ve Appalaşlarda bulunan dar ofiyolit zonları (Peridotit, Serpentin, Diabaz v.b.), okyanusal kabuk ve Manto malzemesinden oluşan ince dilimlerin (slices) bindirmelerle (obduction) karalar içine sokulmaları sonucu meydana gelmişlerdir. Bunlar Şekil 2.11'de görüldüğü gibi iki kıtanın birbirine çarpması ile ortadan kalkan eski bir okyanus tabanının artıklarıdır.

2.4.5 KARMAŞIK SERİ (Melanj) ve METAMORFİZMA

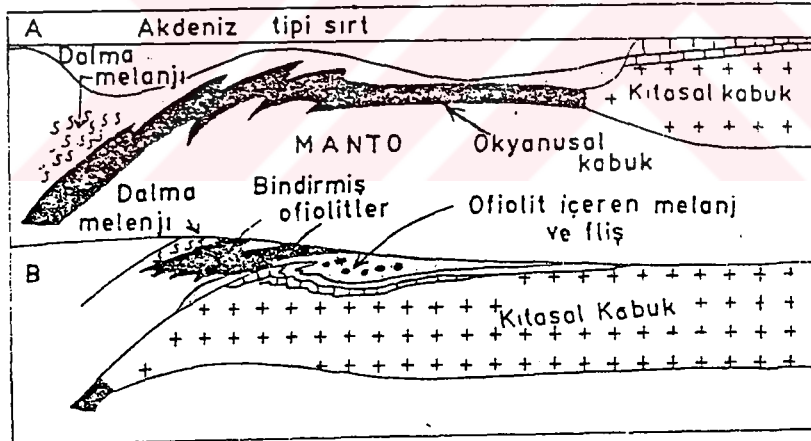
Okyanus çukurlarının kenar havzalarında biriken kalın sedimentler, çoğu kez türbiditler, grovaklar, dalmakta olan litosfer dilimi (parçası) ile aşağı doğru sürüklenirler yol boyunca rastladıkları ofiyolitik kayalarla karışırlar, onlarla birlikte sürüklenmeye devam ederler, bu sırada kıvrılmaya ve metamorfizmaya uğrarlar ve sonunda Şekil 2.11'deki gibi karmaşık yapılu bir kayaç topluluğu (Melanj) meydana getirirler. Buradaki metamorfizma çeşidi de karakteristiktir ve "yüksek basınç - düşük sıcaklık metamorfizması" olarak tanımlanır. Çünkü karmaşık malzeme dalmakta olan levha ile 25 - 30 km. derinliklere kadar hızlıca (5 - 15 cm/yıl) sürüklenir ve orada, nispeten soğuk bir ortamda (300°C) metamorfizmaya uğrar. Bu metamorfizma bölgeleri Şekil 2.12'de gösterilmiştir.

Buna karşın, Üst - Levha içinde gelişmiş olan magmatik şerit bölgesinde meydana gelen metamorfizma : "yüksek sıcaklık - düşük basınç metamorfizmasıdır" ; rekristalizasyon sonucu meydana gelen bir değişimdir. Burada, sıcak sıvı (mağma) yüzeye yakın yerlere kadar yükselmiş düşük basınç ortamında metamorfizmaya neden olmuştur.

Adayayları bölgesinde magmatik şeritin alt kısımlarında 15 - 20 km. derinliklerde ise, "yüksek basınç - yüksek sıcaklık metamorfizması" etkindir. Burada daha çok plütonik magmatizma aktif rol oynar. Yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğrayan kayalar genellikle plütonik (intrüzif) kütlelerle birlikte bulunurlar.



Şekil 2.10 Dalma - Batma ile İlgili Olarak Meydana Gelen Başlıca Jeolojik Yapılar ve Olaylar (Ketin , 1977).



Şekil 2.11 Ofiyolitik Yataklarının Kıta Kenarları Üzerine Bindirmesi , Melanj ve Fliş Oluşumu (Dewey - Bird , 1972 , Ketin , 1977)

2.4.6 OROJENEZ

Levha tektoniği açısından orojenez (kıvrımlı - bindirmeli sıradağların oluşumu) çarpışmakta olan iki levhanın arasında (Konverjan Levha sınırlarında) meydana gelen önemli jeolojik olaylardan birisidir. Kıtaların kenarlarında biriken sedimentler burada buruşurlar, sıkışır, kıvrımlı - bindirmeli sıradağları meydana getirirler. Bu sırada magmatik faaliyet, özellikle volkanizma orojenez olayına büyük ölçüde katkıda bulunur.

Dalma - batma olayının iki kıtasal levhayı karşı karşıya getirdiği hallerde önemli tektonik gelişmeler olur; genellikle kıvrımlı ve bindirmeli büyük sıradağlar meydana gelir. İran'daki Zağros dağları, Himalayalar, Alpler, Appalaşlar ve Greenville - silsilesi litosferin dalma - batmasına bağlı olarak meydana gelen dağ oluşumunun birbirini izleyen, gittikçe gelişen safhalarıdır (Toksöz - Bird, 1975 , Ketin , 1977)

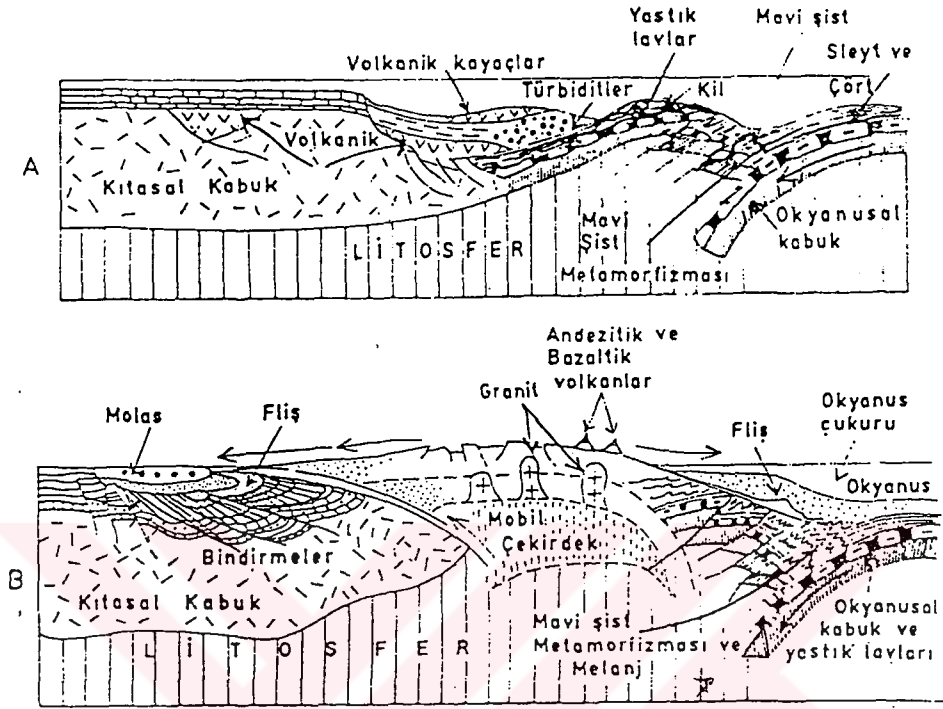
Orojenik gelişmenin ayrıntıları bölgelere göre değişir. Deformasyon şekli ve derecesi çarpışan kıtaların kenarlarındaki duruma bağlıdır. Düzgün olmayan kıta kenarlarında deformasyon şiddetli geçmekte, çukur bölge dar bir zon şeklini almakta ve buradan ofiolitler, okyanusal sedimentler ve fliş dışarı püskürmektedir.

2.5 TRANSFORM FAYLI SINIRLAR

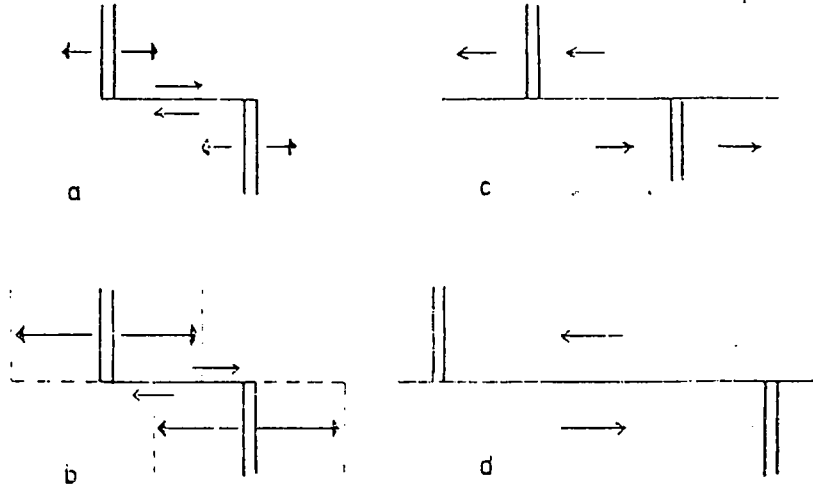
Bu sınırlarda iki levha dokunak yüzeyleri boyunca yatay olarak birbiri yanından kayarlar; bu sırada levhaların boyutlarında (alanlarında) hiçbir azalma veya çoğalma olmaz.

Transform faylarda kayma hareketi fayın her iki ucunda başka hareketlere (bindirme veya yayılmalara) dönüşür. Transform deyimi de bu dönüşümden ileri gelir. Bunların boyları da sınırlıdır, diğer faylara benzemezler. Bunlar bir çeşit "doğrultu atımlı" faylardır, görünüşleri onlara benzer, fakat Şekil 2.14 ve 2.15'de görüldüğü gibi hareket mekanizmaları farklıdır ; atımları da "sağ yönlü" veya "sol yönlü" olabilir.

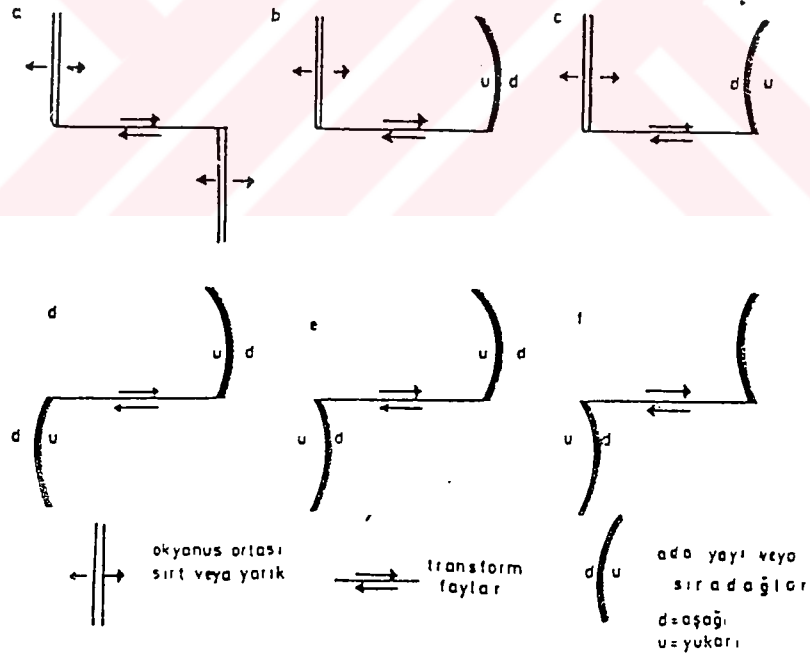
Transform faylar hem kıtalar üzerinde hem de okyanus diplerinde bulunurlar. Bu faylar boyunca yüzlerce kilometrelik yatay atımlar gelişir; birbirinden çok uzakta olan kütleler karşı karşıya gelirler veya belirli bir özelliği olan jeolojik yapılar birbirinden uzakta yeralan parçalara bölünürler. Pasifik Okyanusu kenarında (Filipinler'de, Yeni Zelanda'da, Güney ve Kuzey Amerika'nın batı kıyılarında) bu çeşit fayların tipik örneklerine rastlanır.



Şekil 2.13 Okyanusal Levhanın Bir Kıtasal Kabuk Altına Dalması Sırasında Gelişen Kordiyer-Tipi (And Dağları Tipi) Kıvrımlı, Bindirmeli, Mavi şist ve Melanj İçeren Sırağların Oluşumunu Gösterir Şematik Modeller (A ve B) (Dewey, Bird, 1972, Ketin, 1977).



Şekil 2.14 Transform Faylarla Doğrultu Atımlı Faylar Arasındaki Farkları Gösteren Şematik Resimler (Ketin , 1977).



Şekil 2.15 Sağ Yönlü Transform Fayların Değişik Çeşitleri (Ketin , 1977).

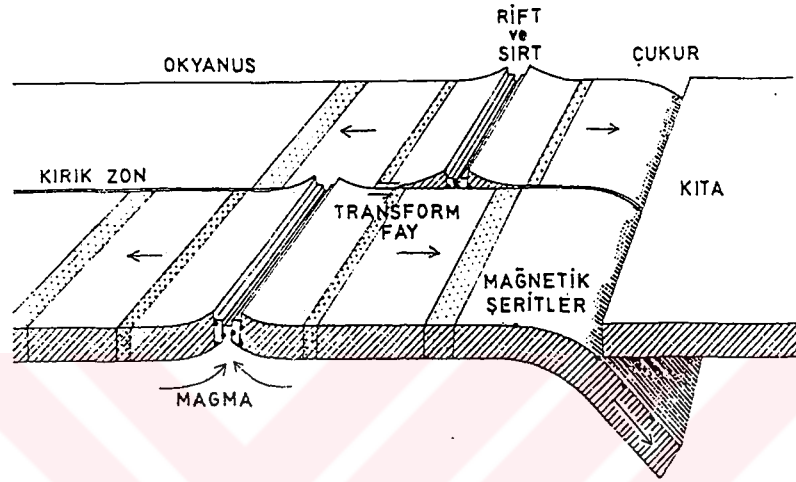
Transform fayların aktif olan ve aktif olmayan her iki kısmının Şekil 2.16'da görüldüğü gibi özel topoğrafik görünüşleri vardır. Bunların okyanuslar altındaki uzantılarına "Okyanusal kırık zonlar" denir. Kıtalar üzerinde ise, San Andreas ve Kuzey Anadolu fayları gibi doğrultu atımlı büyük fay zonlarını (trancurrent fault zones) meydana getirirler.

Transform faylar üzerindeki depremler yalnız aktif kesimler boyunca meydana gelir ; bu depremler genellikle çok sık olup odakları 15 km.'den daha az derinlikte bulunur. Eğer deprem gevrek (brittle) bir kabuk içinde meydana gelirse, etkisi çok büyük ve yıkıcı olmaktadır.

Transform fayların doğrultusu iki levha arasındaki bağıl hareket doğrultusuna paraleldir ; yayılma merkezleri (Riftler) ise, bu hareket yönüne diktir.

Sonuç olarak :

Kristalografi dışında, jeolojinin hemen bütün dallarının Levha Tektoniğiyle ilişkisi vardır. Deprem episantrlarının çizgisel kuşaklar boyunca sıralandıkları, aktif volkanların aynı şekilde bir diziliş gösterdikleri, kıtaların ve okyanusların devamlı olarak yerlerinde kalmadıkları (duraylı olmadıkları), yerkabuğunun hareketli bir durumda olduğu, kıtaların ve okyanusların birbirinden ayrı statik kütleler değil, evrim halinde bulunan tek bir yer sisteminin parçaları oldukları gerçeği, Levha tektoniği teorisi ile kolayca ve açıkça izah edilebilmektedir. Bu teori jeolojik olayları hem önceden haber vermekte hem de onları tüm ayrıntıları ile açıklığa kavuşturmaktadır.



Şekil 2.16 Levha Tektoniğinin Okyanus Dibinde Oluşan ve Gelişen Üç Ana Yapısı (Ketin , 1977).

BÖLÜM 3

DEPREM

3.1 GİRİŞ

Litosferin saniye ile belirtilebilen , geniş kitleleri hatta medeniyetleri yok edebilen , asırlarca korkunun ilham kaynağı olmuş kuvvetli deprem olayları, çok eski zamanlardan beri insanlığın merakını üzerine çekmiştir. Depremlere maruz ülkelerin mitoloji ve forklorlarında, depremleri oluşturan sebeplerin ilkel açıklamalarına rastlanmaktadır.

3.2 DEPREMİN TARİHÇESİ

Depremler hakkında ilk akılcı açıklama ve yaklaşımlar eski Batı Anadolu (İyonya) ve Yunanlılar tarafından yapılmıştır.

Din etkisinin altında geçen yüzyıllarda depremlerin ve diğer doğal olayların izahı ve tek nedeni Tanrı olmuştur.

Bundan dolayı Eski İyon, Yunan ve Roma Medeniyetlerinde düşünürler tarafından oluşan bilimsel yaklaşımlar ve teoriler asırlarca zorlanmamış ve değişmemiştir.

Ancak, Eski Çin uygarlığında, depremlerin kayıtları ve bildirilmeleri ile ilgili bir sistem kurulduğu bilinmektedir. O zamanki inanca göre depremler ile hükümetlerin değişmesi gerekmekte idi. Bu aralarda, İmparatorluk gökbilimcisi Chang Heng (78-139), dünyada ilk vazife gören sismografi yapmıştır. Bu basit sarkaç prensibine göre çalışan bir ilginç alettir. Eski Çin İmparatorluğunda Chau ve Shong sülaleleri zamanından itibaren başlayan (M.Ö. 800-1000) deprem kataloglarında yaklaşık 2000 deprem kaydı toplandığı, Japonya'da ise M.Ö. 599 yılından bu yana depremlerin kayıt ve tahmin ve M.S. 1600 yılında Tokugawa Şogun'lu zamanında da kataloglaştırıldığı bilinmektedir.

1750 ile 1755 yılları arasında dünyada meydana gelen aşırı sismik hareketler bütün ilgileri deprem üzerine çekmiştir. Bu sismik hareket silsilesi, Lizbon'u yıkan ve bütün Avrupa'yı sarsan 1 Kasım 1755 Lizbon depremi ile sona ermiştir. 18. yüzyılın yarısında da, hala, genel kanı depremlerin, insanlığın artan bencilliği ve hainliği sonucu cezalandırılmasından dolayı oluştuğudur.

Bilimsel çevreler ise deprem konusunda iki ayrı düşüncenin etrafında toplanmaktadır. Buffon'a göre depremler volkanik hareketler ve yeraltı patlamalarından dolayı meydana gelmektedir. Stuckeley ise depremleri elektriksel nedenlere dayandırmaktadır.

1760'da yazdığı anılarında Mitchell (1724-1793), deprem ve sismik hareket nedenlerini yeraltında olan yangınlarda aramıştır. Kendinden öncekilerden farklı olarak Mitchell, teorisinin her aşamasını ispatlamaya çalışmıştır. O'na göre aniden alev alan yanmağa başlayabilen piritler, yer altındaki kömür ve şeyl tabakalarında geniş ve tehlikeli yangınlar oluşturmakta ve depremlere neden olmaktadır. Ancak Mitchell de kendinden önceki Woodward veya sonraki Humboldt gibi volkanların dünyanın emniyet subabı olduğuna inanmaktadır; volkanlar vasıtasıyla, yeraltından, sıkışmış buhar ve gazlar çıkmakta ve böylelikle çok sayıda depreme mani olunmaktadır.

Sismolojinin gerçek bir bilim olarak tanınıp kurulması 19. yüzyılda olmuştur. Gelişen sismografların, sismologlar tarafından yaygın olarak kullanılmaya zorlanması bu yönde yeni ufuklar açmış ancak depremlerin oluş nedenlerini açıklayan araştırmalar bir süre ihmal edilmiştir. Ancak bu konuda ileri sürülen fikirlerin 17. ve 18. yüzyıllardaki teorilerden ayrılık gösterdiği göze çarpmaktadır.

Çağdaş sismolojinin esaslarını koyan Mallet'in (1810-1881), depremler hakkında ilk fikirlerinde dahi kendi zamanına oranla daha ileri düşündüğü görülmektedir. Mallet depremlerin, ya dünya kabuğunun bazı kısımlarında ani bükülme ve burkulmalar sonucu veya yeraltı tabakaları içinde ani gerilme boşalımları sonucu meydana geldiğini açıklamaktadır. Bu değişimlerin volkanik bölgelerden ziyade genellikle denizlerin altında olduğunu söylemektedir. Daha sonraları bu fikirlerini geliştiren Mallet, depremlerin yalnızca tek bir nedene bağlanmayacağını ifade etmiş ve depremlerin, yer kabuğunun çok altındaki volkanik hareketlerden veya, yer kabuğunun yüzyıllar süren soğuması sırasında meydana gelen gerilme ve kaymalar sonucu olduğunu açıklamıştır.

Bu düşünceler, depremlerin iki ayrı nedenden oluştuğuna inanan John Milne (1850-1913) tarafından geliştirilmiştir. Milne'nin teorisine göre volkanlar civarında ve oldukça sık olan volkanik hareketler nispeten ufak depremleri oluşturmaktadır. Ancak, binlerce kilometre uzaktan sismograflar ile de kayıt edilebilen büyük depremler, yer altındaki büyük kaya kitlelerinin iç gerilmeler altında kırılması veya hareketi sonucu meydana gelmektedir. Bu gerilmeler, yeryüzü kabuğunun yüzyıllar süren kıvrılması sırasındaki ani, yerel hareketler sonucu, veya, deniz ve sualtı tabakalarının dolgular ve birikintiler ile zamanla aşırı yüklenmeleri sonucu meydana gelmektedir. Milne bu düşüncelerini ispatlamak amacıyla, dünya üzerinde büyük deprem serilerinin olduğu bölgelere ait çok sayıda jeolojik örnek de göstermiştir.

1910'da Reid'in, depremlerin oluş nedenlerini açıklayan "elastik geri tepme" teorisi ile birlikte ondokuzuncu yüzyıldan beri geliştirilen kayaların kıvrılma ve kırılma düşüncelerinde gerçeklik kazanacaktır. Reid "elastik geri tepme" teorisini, 1906 San Francisco depremini ayrıntılı incelemesi sonucunda geliştirmiştir. Buna göre, yer kabuğunu oluşturan kısımların kırıklar üzerinde, birbirlerine oranla yaptıkları çok yavaş yer değiştirmeler, zamanla büyük elastik şekil değiştirmeler meydana getirerek kırılmaya neden olmaktadır. Kırılmayı takiben kaya kitleleri ani bir elastik geri tepme yaparak doğa minimum şekil değiştirme ile dengelenmektedir. Sonuç olarak zaman içinde biriken şekil değiştirme enerjisi kinetik enerjiye dönüşmekte ve bu çok ani enerji boşalımı, deprem olayını ve hasarını meydana getirmektedir.

Çok büyük depremlerde boşalan enerjinin 10^{26} Erg mertebesinde olduğu ve bunun da, örneğin 1946 daki Bikini atom bombası patlatma deneyindeki enerji boşalım miktarından yüzbin defa daha büyük olduğu unutulmamalıdır.

Depremler az sayıda da olsa, Litosferden daha alt seviyelerde, 700 km. derinliklere kadar inen Üst Manto içersinde de oluşmaktadır. Ancak bu bölgeler elastik deformasyona ve dolayısıyla deformasyon enerjisi birikimine uygun olmadığından, buralardaki derin depremleri elastik kırılma teorisine bağlamak güçlüğü ortaya çıkmıştır. Fakat bu güçlük, bu problem, son yıllarda tüm jeolojik kavramları etkileyen “Levha Tektoniği” ile sağlıklı bir çözüme ulaşmıştır.

Depremlerin oluşum sıklığını kontrol eden doğal kanunları saptamak amacıyla da çok sayıda inceleme yapılmıştır. Depremlerin gece sırasında ve kış mevsiminde daha sık oldukları, ayın ve güneşin konumu ile ilgisi bulunduğu, meteor düşmesi ve güneş lekelerine bağlı olduğu iddia edilmiş, ancak gerçek ve geçerli bir istatistiki bağıntı saptanamamıştır. Ancak depremlerin kısa bir süre önceden bilinmesi yolunda, belirgin doğal değişimlerden yararlanarak, elde edilen başarılar vardır. İleriki yüzyıllarda bu konuda gerçeklere daha da yaklaşılabileceği ümit edilmektedir (Erguvanlı, 1979, Deprem Araş. Bült., No24).

3.3 DEPREMİN OLUŞUM MEKANİZMASI

Önceden bir uyarı olmadan meydana gelmesi yönünden deprem, doğal afetler arasında kendine has bir özelliğe sahiptir. Deprem meydana gelmeden önce bazı ön işaretler görülebilirse de, günümüzde depremin önceden tahmin edilmesi 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 pek çok deprem önceden beklenmeden meydana gelmiş veya yapılan tahminleri doğru çıkmamıştır. Güvenilir bir uyarı sisteminin henüz mevcut olmaması, yapıların depreme karşı düzenlenerek, depremin etkilerinden korunmanın sağlanması gereğini ortaya çıkarmıştır.

Doğal afetlerin en önemlilerinden biri olan deprem, yer kabuğunun bir titreşimi olduğu için, yapıların mesnetlerinde zamana bağlı bir yer değiştirme hareketi doğurarak dinamik bir etki oluşturur. Özellikle depremin sık ve şiddetli olduğu ülkeler için bu titreşim hareketinin incelenmesi Yapı Dinamiği'nin ana problemlerinden biridir. Depreme dayanıklı yapı tasarımının önemli iki adımından biri, yapının iyi düzenlenmesi ve yeterli kalitede olması, diğeri ise, bu yapıda depremin oluşturması beklenen kesit zorlarının yeterli yaklaşıklıkla belirlenerek karşılanmasıdır. Deprem etkisi, yapıları alışılmış yüklerin üzerinde zorlayarak, yapının tasarımında ve uygulanmasında yapılmış hataları ortaya çıkarır (Celep, Kumbasar, 1992).

Güneşin çevresinde dolanarak ve kendi ekseninde dönerek sürekli bir hareketlilik sergileyen yerküre, kendi içinde de devingendir. Yerin yüzeyini kaplayan Litosfer parçaları (Levhalar) ve bu levhaların yapısını oluşturan kayalar, zaman ve uzayda bize göre yavaş ama sürekli bir değişim (Yerdeğiştirme, bükülme, yükselme, alçalma, kırılma) 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 varolan deformasyonlar ve depremler, yerküre ömrünün sonuna kadar varolacaklardır. O halde insanlara düşen onun özelliklerini anlamak, yapılarını sağlam yapmak ve onu önceden kestirip gerekli önlemleri almaktır (Eyidoğan , Güçlü , Değirmenci , 1991).

Depremler, çoğunlukla yerkabuğunda (Litosferde) ve daha az sayıda Üst Manto'da oluşurlar ve büyük faylara bağlı olarak, onlarla birlikte meydana gelirler. Birçok büyük depremlerin diri (aktif) faylara bağlı oldukları saptanmış veya gözlenmiştir (Ketin , 1977).

Yerkabuğu ve Litosferde deformasyonlara neden olan enerji, gravitasyonel potansiyel enerji, kinetik enerji, kimyasal enerji ve esnek yamulma enerjisidir. Jeodinamik araştırmaların cevap bulmak istediği temel sorunlardan biri de işte bu enerji türlerinin hangi mekanizmalar nedeniyle oluştuğudur. Deprem bilim çalışmaları bu enerji türlerinden yalnızca esnek yamulma enerjisinin büyük depremleri oluşturacak kadar güçlü olabildiğini göstermiştir. Deprem odak yakınındaki malzemenin dayanma gücü ile depremde salınan enerji düzeyi arasında bağ vardır. Büyük depremlerde 10^{24} erg düzeyinde enerji açığa çıkmaktadır (Eyidoğan , Güçlü , Değirmenci , 1991).

1906 Kuzey Kalifornia (San Francisco) depreminden önce ve sonra fay çizgisinin her iki tarafında yapılan ve yıllarca süren nirengi ölçülerine dayanan incelemeler sonunda, fayların ve bunlarla ilişkili büyük depremlerin oluşumu H. F. REID (1911) tarafından "elastik kırılma" (elastic rebound) teorisi ile açıklanmıştır. Bu teoriye göre: faylanmadan önce fay doğrultusunun her iki yanında meydana gelmekte olan elastik deformasyon nedeni ile kayaç kütlesi içinde deformasyon enerjisi birikmektedir. Bu enerji kayaç kütlesinin elastik kırılma direncini aşınca kırılma veya eskiden varolan bir kırık boyunca kayma meydana gelmekte, bu sırada boşalan elastik deformasyon enerjisi sismik dalgalar (Deprem dalgaları) şeklinde yayılarak depremi oluşturmaktadır. O halde, fay oluşumuna ve dolayısıyla depreme neden olan enerji, fayın her iki tarafında zamanla toplanan deformasyon enerjisidir. Büyük bir depremde bu enerjinin değeri 10^{24} erg mertebesindedir.

Bazı Japon sismologları, özellikle M. İshimoto, depremlerin derinlerdeki magma faaliyeti nedeniyle de oluşabildiğini ileri sürer. O'na göre, yeryüzüne yakın magma haznelerinde zaman zaman gaz basıncı artan magmanın komşu kayalar içerisine girmeleri, tabakaların arasına zorla sokulmalarının etkisi ile depremler meydana gelebilmektedir. Aslında birçok büyük volkanların faaliyete geçmelerinden önce depremler kaydedilmiştir. Fakat bunlar şiddetli olmayan, küçük bir alanı etkileyen yerel (yöresel) sarsıntılardır. Japonya ve Hawaii'deki yanardağların püskürmelerinden önce ve sonra bu çeşit depremler duyulmuştur (Ketin , 1977).

3.3.1 FAYLAR

Yer kabuğundaki deformasyon enerjisinin artması sonucunda, depremin meydana gelmesini hazırlayan, kayaların kırılarak yer değiştirmesini sonuçlayan dislokasyonlara Fay denilmektedir. Kırılmanın meydana geldiği düzlem Fay Düzlemi olarak tanımlanmaktadır. Birbirlerinden ayrılan bloklar (Kompartmanlar) bu düzlem boyunca kayarak yer değiştirirler. Fay düzleminin üzerinde kalan bloğa Tavan Bloğu, altında kalan bloğa ise Taban Bloğu denilmektedir. Şekil 1'de bu tanımlamalar gösterilmiştir. Taban ve tavan bloklarının bitişik noktalarının yer değiştirmelerini gösteren uzaklığa da atım denilir (Tabban , Gencoğlu , 1975 ,Deprem Araştırma Bülteni , No 11).

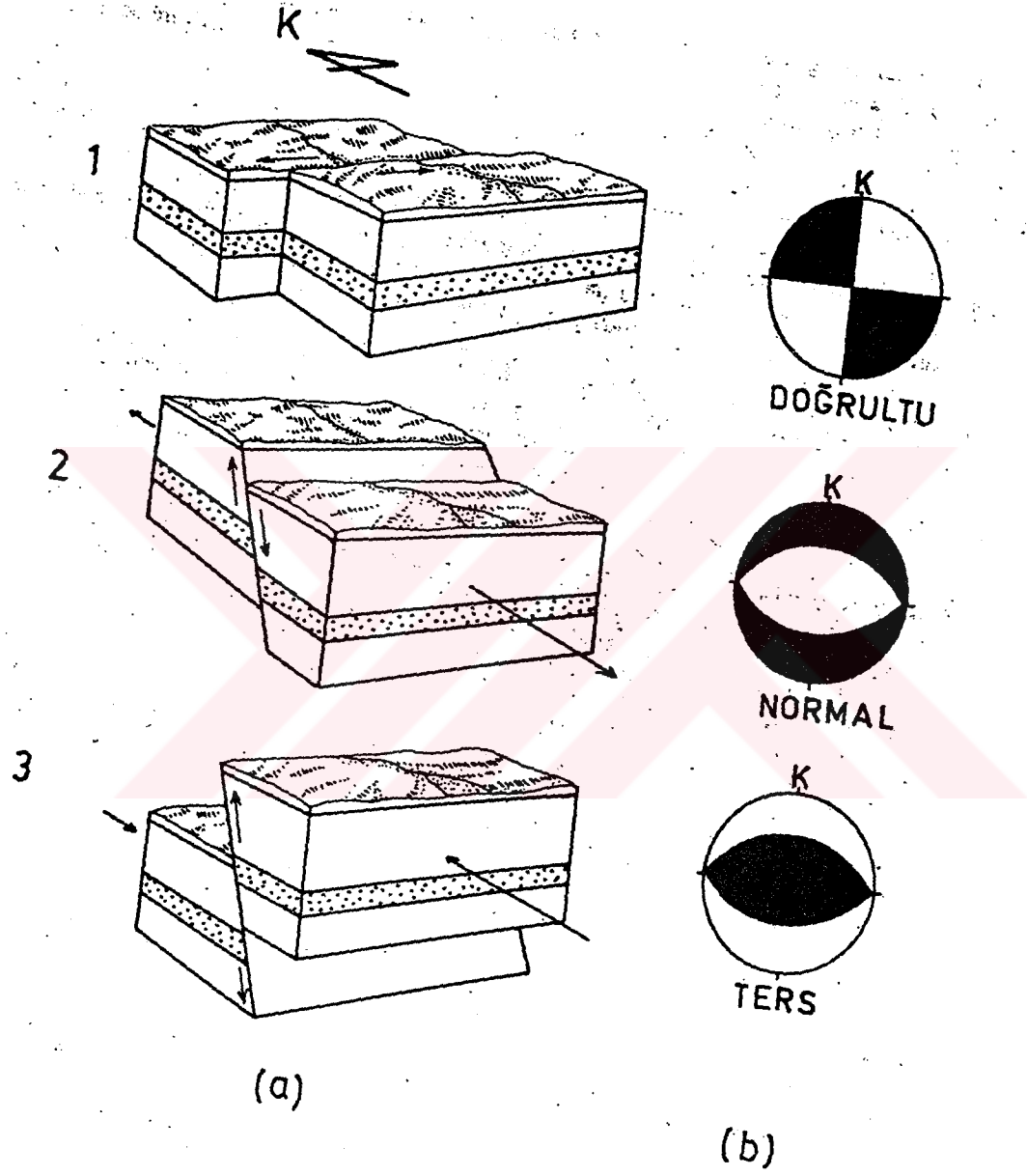
Büyük ve sığ depremlerde yeryüzünde gözlenen fayın boyu yüzlerce kilometreye erişebilmektedir. Örneğin 1939 Erzincan depreminde oluşan fayın boyu 340 km. olup üzerindeki en büyük yerdeğiştirme ise 370cm. dir (Eyidoğan , Güçlü , Değirmenci , 1991).

Faylar, oluşmaları sırasında yer değiştiren blokların düzlem üzerindeki hareket doğrultularına göre sınıflara ayrılarak incelenebilmektedir.

Bunlar sırasıyla eğim atımlı ve doğrultu atımlı faylardır. Kırılan yerkabuğu , Şekil 3.1'de görüldüğü gibi , bloklarının hareket yönlerine göre eğim atımlı faylar ters ve normal faylar, doğrultu atımlı faylar ise sağ ve sol yönlü faylar olarak gruplara ayrılırlar

Normal faylarda tansiyon kuvvetleri etkin olup, düzeyde olan tabakalardan bir kısmı, fay düzlemi üzerinde ,fay düzleminin eğimli olduğu tarafa (Tavan bloğu, Taban bloğuna göre aşağıya doğru) kaymıştır, yani iki blok birbirinden uzaklaşmıştır.Marmara bölgesindeki depremlerde bu tür fayların olduğu görülmüştür. Şekil 2'de normal fayın konumu gösterilmiştir.

Ters faylarda aynı düzeyde bulunan tabakalardan tavan bloğu , tavan bloğuna göre fay düzlemi eğiminin tersi doğrultuda yukarı doğru kayar ve her iki blok birbirine yaklaşarak, biri diğerinin üzerine abanmış bir durum gösterir.Bu tip faylar, yerkabuğundaki yanal basınçların etkisiyle oluşmaktadır.Fay düzleminin eğimi 45°den küçük olursa, Bindirme veya Şariyaj meydana gelmektedir.Ters fayın konumu Şekil 3.1'de gösterilmiştir.



Şekil 3.1 Depremler Sonucu Oluşan Faylanmanın Kırılma Özelliklerine Göre Sınıflandırması (Eyidoğan, Güçlü, Değirmenci, 1991).

Yatay (doğrultu atımlı) faylarda blokların birbirlerine göre hareketleri, fay düzlemi boyunca, yatay olan hareketten meydana gelmiştir.Yani, iki blok birbirinden yatay yönde uzaklaşmıştır.Bu durumda, bloklardan birisi üzerinde duran ve öbür bloğa bakan bir kimseye göre, karşı bloğun sağa ya da sola doğru kaymış olmasına göre fay, Sağ ya da Sol Atımlı (yönlü) olarak tanımlanır.Yurdumuzdaki Kuzey Anadolu Fayı, sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır.Şekil 3.2’de fayın konumu gösterilmiştir.

Verev faylarda blokların yatay hareketinden sonra, bir tanesi düşey olarak hareket eder, Şekil 3.2’de bu durum gösterilmiştir.

Büyük depremlerden sonra arazide çoğu zaman bu fay tiplerinden birini görmek olanağı vardır.Bunların dışında, iki normal fay arasındaki bloğun aşağı doğru çökmesi ile meydana gelen çukurluklara Graben - Tektonik Çukur - Çöküntü Havzası denilmektedir.Batı Anadolu’daki nehirler, vadiler ve ovalar, birer graben olarak belirmektedir.İki normal fay arasında yüksekte kalan bloklara da Horst denilmektedir.Çöken yandaki kompartman aşağıya doğru birbirinden uzaklaşır.Tansiyonel gerilmelerin etkisi altında meydana gelirler.Ayrıca, fay düzlemleri birbirlerine paralel fayların bir araya gelmesi ile oluşan faylara da basamaklı faylar denilmektedir. (Deprem Araştırma Bülteni , No 11).

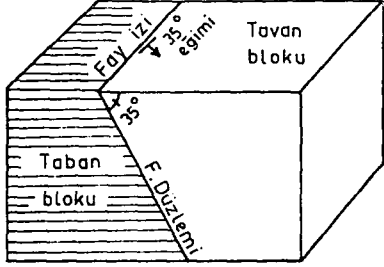
Deprem sırasında fayın oluşumu anlık olmamakta, kırılma zaman içinde belirli bir hızla (2 - 3 km/s) çeşitli yönlerde ilerlemektedir(Eyidoğan , Güçlü , Değirmenci,1991).

Arz kabuğunun belirli bir parçası, uğradığı gerilmelerin etkisi ile deformasyona uğrar ve sonunda blok kırılır.Bu kırılan parçalar kayarak birbirinden uzaklaşır.Faylar, mekanik bakımından kesme ve kayma hareketleridir.Kabuktaki değişik basınçların etkisiyle ve elastik deformasyondan sonra oluşurlar.

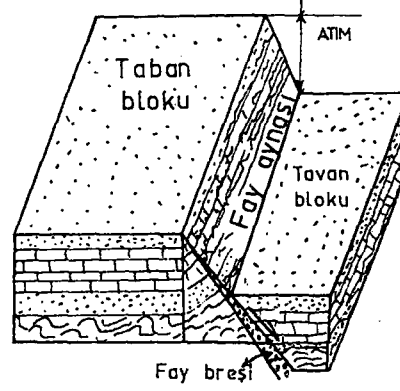
Fayların arazide tanınması önemli bir nokta olarak belirlenmektedir.Mühendislikte, özellikle büyük yapıların yerlerinin seçiminde, fayın varlığının ve yerel etkilerinin bilinmesi gereği ortaya çıkmaktadır.Çünkü fayın konumu, seçilen yerin uygunluğunu, yapı maliyetini ve planlamayı etkilemektedir.Fay yerinin belirlenmesi için jeofizik ve jeolojik yöntemlerle arazi çalışmaları yapılması gerekmektedir.Fayın sahada gözlemsel olarak tanınmasına olanak sağlayan belirtiler şöyle sıralanabilir.

a) Arazide tabakaların cins ve yaş bakımından devamsızlığı görülebilir.Örneğin, kalker formasyonu yanında konglomera ya da kumtaşının bulunması, II. Zaman tabakası yanında III. Zamana ait tabakaların bulunması gibi , düzensiz kontakların varlığı bir fayın bulunabileceğini göstermektedir.

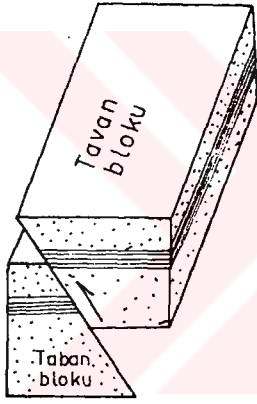
b) Fay düzleminde rastlanan ayırtman şekilleri.Bunlar, ayrılan iki kompartmanın fay düzleminde sürtünmesi sonucunda oluşan cıvalı yüz (Fay Aynası), Fay Breşi, Milonit (Mikro breş) gibi oluşumlarla belirlenmektedir.



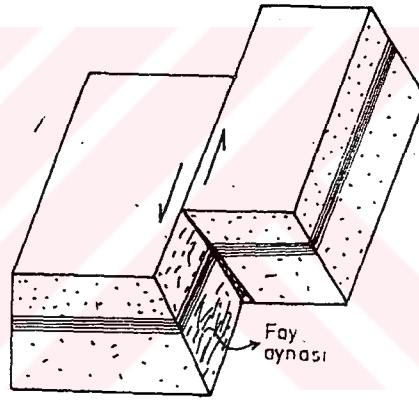
Şekil.1. Fay elemanları.



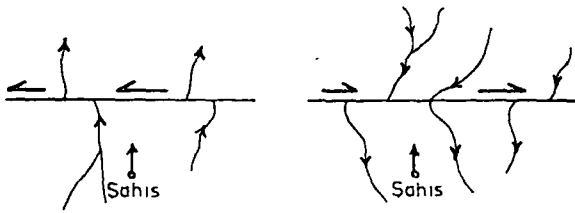
Şekil.2. Normal fay.



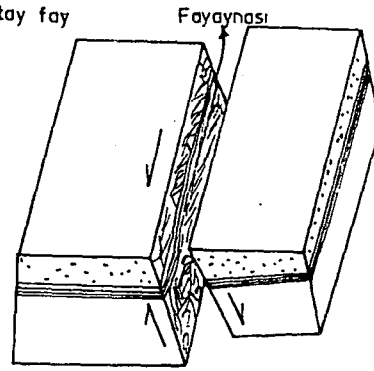
Şekil.3. Ters fay.



Şekil.4. Yatay fay



Şekil.5. Sol ve sağ atımlı fay.



Şekil.6. Vervev fay

Şekil 3.2 Faylanma türleri (Tabban , Gencoğlu , 1975).

c) Arazide görülen diğer veriler.Genellikle topoğrafyanın durumu, yani şev ya da basamaklı bir yapı göstermesi ve bir hat boyu gözlenebilen sıcak su kaynakları fayın tanınmasında önemli olanaklar sağlamaktadır(Deprem Araştırma Bülteni,No11).

3.4 DEPREM TÜRLERİ

Depremler oluş nedenlerine göre 3 gruba ayrılmaktadırlar.Çoğunluğu tektonik nedenlere dayanan depremler volkanların etkinliğine , yeraltı mağaralarının çökmesine ya da yer kaymalarına bağlı olabilirler.

3.4.1 TEKTONİK DEPREMLER

Yeryüzünde meydana gelen depremlerin %90'ı bu sınıfa ilişkin depremler olarak belirlenmektedir.Oluşumu yukarıda açıklanmıştır.Bu nedenle genç, aktif fayların bulunduğu bölgeler deprem yönünden tehlikeli olmaktadır.Bazı büyük depremlerden önce bir sıra küçük sarsıntılar kaydedilir ki bunlara haberci depremler veya ön sarsıntılar,deprem sonucunda kabukta bozulan dengenin sağlanması için, esas depremin ardından bir süre daha meydana gelen küçük depremlere de Replik ya da art sarsıntılar denir.

Art sarsıntıların (Aftershocks) sayısı genellikle çok, büyüklükleri ise değişiktir; asıl depremden sonra aylarca ve bazen senelerce sürebilirler.28 Mart 1970 Gediz depreminden sonra kaydedilen magnitüdü 3'ten büyük art sarsıntıların sayısı da: ilk on günde 175'i, bir ay sonunda 286'yı, üç ayda 380'i ve altı ay sonra 500'ü bulmuştur (Ergin , Uz , Güçlü, 1972 , Ketin , 1977).

Büyük bir depremden sonra art sarsıntıların devam etmesi halkı heyecana düşürür, yeni bir şiddetli depremin geleceğinden korkulur.Bazı istisnaları olmakla beraber, büyük bir depremden sonra aynı şiddette diğer bir deprem meydana gelmemekte, fakat daha az şiddetli ve daha küçük frekanslı bir sıra depremler uzun süre devam etmektedir (Ketin , 1977).

Çöküntü depremleri yeraltındaki boşlukların (mağara), kömür ocaklarında galerilerin, tuz ve jipsli arazilerde erime sonucu olan boşluklarda tavan bloğunun çökmesi ile oluşan depremlerdir.Bunların yayılma alanları yerel olup, enerjileri azdır.

Volkanik depremler volkanların püskürmeleri sırasında oluşan depremlerdir.Yerin derinliklerindeki ergimiş maddenin, yeryüzüne çıkışı sırasındaki fiziksel ve kimyasal olaylar sonucunda oluşan gazların yapmış oldukları patlamalarla bu gibi depremlerin meydana geldiği bilinmektedir.Bunlar da yanardağlarla ilgili olduklarından yereldir.Japonya ve İtalya'da oluşan depremlerin bir kısmı bu gruba dahildir (Tabban , Gencoğlu ,1975).

Depremeler yalnız kıtalarda değil, okyanus diplerinde de meydana gelirler ve deniz depremlerini oluştururlar; bu sırada deniz yüzeyi kabarır.

Deniz depremlerinin su içerisindeki dalgalarına sismik deniz dalgaları veya Japonca deyimi ile tsunami (tsunamis) denir. Bunlar med - cezir (gel - git) dalgalarından farklıdır ve derin körfezlerde büyük hasar yaparlar (Ketin , 1977).

3.5 DEPREM PARAMETRELERİ ve TANIMLARI

Birçok fiziksel olguda olduğu gibi depremi tanımlamak için de nitel ve nicel parametreler vardır. Deprem parametreleri geleneksel anlamda beş tanedir. Bunlar sırasıyla oluş zamanı, odak (hiposantr) ve odak derinliği, episantr (üst merkez), şiddet ve büyüklüktür (manyitüd).

3.5.1 DEPREMİN OLUŞ ZAMANI

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

3.5.2 ODAK (HİPOSANTR) ve ODAK DERİNLİĞİ

Hiposantr ya da odak noktası kırılmanın başladığı yer olup, depremde enerjinin açığa çıktığı yer kabuğu içindeki nokta olarak tanımlanmaktadır. Odak noktasının yeryüzünden olan derinliğine de odak derinliği denir. Odak ve odak derinliği Şekil 3.3'de gösterilmiştir.

Kırılma odak noktasından sonra sürer ve tüm fay üzerinde yayılır. Bu nokta için günümüzde başlama noktası (nucleation point) deyimi de kullanılmaktadır. Odak noktası deprem fayının herhangi bir noktasında olabilmektedir.

Odak derinliği hiposantr ve episantr arasındaki düşey uzaklık olarak da tanımlanmaktadır. Odak derinliği de depremin oluşturacağı hasar konusunda önemli bir büyüklüktür. Derin depremler yüzeyde daha az etki gösterirken daha yaygın bir çevrede hissedilir. Sığ depremler ise, odağa en yakın yer yüzünde büyük etki gösterirken, uzaklaştıkça azalan bu etki daha az yaygın olan bir çevrede hissedilir.

Odak derinliği de gözlemsel ve araçsal olmak üzere ikiye ayrılır.

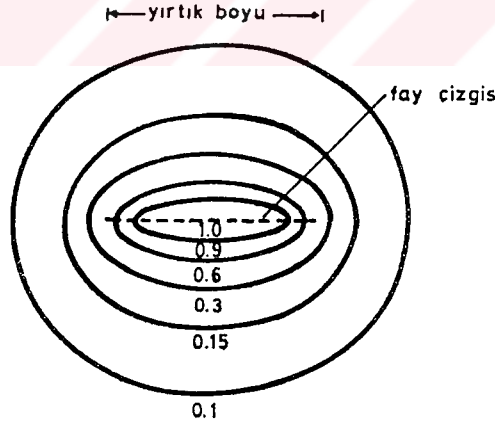
Gözlemsel Odak Derinliği - Burada hesaplamalar homojen bir model esasına dayanmaktadır.

Araçsal Odak Derinliği - Sismik istasyonda kaydedilen deprem hareketine ilişkin kayıtlarda, çeşitli dalgaların geliş zamanları arasındaki farklar alınır ve bunlardan yapılan hesaplamalarla odak derinliği bulunur.

3.5.3 EPİSANTR (ÜST MERKEZ)

Yeryüzünde, odak noktasının veya yöresinin dikey olarak tam üzerine rastlayan yere de episantr (üst merkez) denir. Depremin etkisi en çok burada ve yakın çevresinde görülür, buradan uzaklaştıkça etki azalır.

Yırtılmanın fay ortak yüzeyinde ne kadarlık bir alan üzerinde olduğu depremin büyüklüğünü belirleyen en önemli etkenlerden biridir. Kaymanın oluşturduğu fay alanı büyüdükçe, Şekil 3.5’de görüldüğü gibi deprem daha geniş bir alanda hissedilir. Örneğin; fay kayma boyu 1 km’den 100 km’e çıktığında deprem büyüklüğü de yaklaşık olarak iki katına çıkar. Yırtılma bölgesi yeryüzüne yakın olabildiği gibi derinlerde de bulunabilir.



Şekil 3.5 Bir Yer Hareketinin Fay Civarındaki Planda Gösterilen Eşsiddet Eğrileri (Celep, Kumbasar, 1992).

Gerçekte, gerek enerjinin açığa çıktığı yerin bir nokta olmayıp çok daha geniş hacimli bir yer ve gerekse episantrın da bir nokta olmayıp bir alan olması dolayısıyla yukarıda kullanılan tanımlamalar ancak pratik bir anlam taşımaktadırlar.Çünkü büyük bir depremin odak noktasının boyutları yüzlerce kilometreyle belirlenebilmektedir.Bu nedenle, Episantr Bölgesi ya da alanı olarak tanımlanması gerçeğe daha uygun bir tanımlama olacaktır.

Episantr gözlemsel ya da araçsal episantr olmak üzere ikiye ayrılabilir.

Gözlemsel Episantr - Depremin ardından yapılan gözlemsel incelemede, maksimum şiddetin çevrelediği alanın merkezi olarak tanımlanır.Ancak şiddetli bir depremde, büyük ya da küçük şiddetlerin dağılımında bir düzensizlik olduğunda, gözlemsel episantrın tayininde güçlükler çıkabilir.

Araçsal Episantr - Deprem hareketinin araçla kayıtlarının incelenilmesi sonucunda verilen koordinatların (enlem ve boylam) belirlediği yer olarak tanımlanmaktadır.Böyle bir çalışmanın yapılabilmesi için en az üç sismik istasyonun kayıtlarının incelenilmesi gerekmektedir.

3.5.4 ŞİDDET

Şiddet herhangi bir derinlikte olan bir depremin, yer yüzeyinde depremin hissedildiği bir noktadaki gücünün ölçüsü olarak tanımlanabilir.Depremin şiddet değerinin belirlenmesinde, episantra olan uzaklık ya da yakınlığın, yerel zemin koşullarının ve farklı tipteki yapı özelliklerinin etkisi olmaktadır.Çok çeşitli deprem şiddet ölçekleri önerilmiş ve kullanılmıştır.Günümüzde yaygın olarak kullanılan ölçekler MSK, MM ve JM'dir.Şiddet çizelgeleri arasındaki ilişkiler Tablo 3.1'de verilmiştir..

Deprem şiddetini belirlemek için bugüne kadar kullanılan şiddet çizelgeleri, insanların algılarına ve izlenen fiziksel hasarlara dayandığından subjektif bir değer taşımaktadır.Hala kullanılmakta olan deprem şiddet çizelgelerine, belirli bir periyod aralığında olmak üzere, zemin ivme değerleri ve titreşim hız değerleri de eklenerek niceliksel bir anlam taşımaları olanağı sağlanmıştır.Çünkü mühendislik açısından, deprem sırasında yapılara gelen yatay kuvvetlerin bilinmesi önemli bir nokta olarak ortaya konulmaktadır.Tablo 3.2'de bu değerlerle birlikte, deprem şiddeti ve çeşitli yapı tiplerindeki hasar durumları arasındaki ilişkiler verilmektedir. (Tabban , Gencoğlu ,1975).

Tablo 3.1 Deprem Şiddet Çizelgeleri (Tabban , Gencoğlu , 1975).

MSK 1964	Amerikan Modifiye Mercalli MM. 1931	Avrupa Mercalli - Cancani Sieberg , 1917
1	1	1
2	2	2
3	3	3
4	4	4
5	5	5
6	6	6
7	7	7
8	8	8
9	9	9
10	10	10
11	11	11
12	12	12

Tablo 3.2 Şiddet , Zemin İvmesi , Hız ve Yapı Tiplerindeki Hasar Arasındaki İlişkiler (Deprem Araştırma Bülteni, No11).

Zemin İvmesi (gal) (0.1 - 0.5 s. periyod aralığı için)	Yer titreşiminin (0.5 - 2 s. periyod hızı cm/s aralığı için)	YAPI TIPLERİ		
		Ax	Bx	Cx
12 - 25	1.0 - 2.0	% 5 Hafif hasar		
25 - 50	2.1 - 4.0	% 5 Orta hasar % 50 Hafif hasar	% 5 Hafif hasar	
50 - 100	4.1 - 8.0	% 5 Yıkıntı % 50 Ağır hasar	% 5 Orta hasar	% 5 Hafif hasar
100 - 200	8.1 - 16.0	% 5 Fazla yıkıntı % 50 Yıkıntı	% 5 Yıkıntı % 50 Ağır hasar	% 5 Ağır hasar % 50 Orta hasar
200 - 400	16.1 - 32.0	% 50 Fazla yıkıntı	% 5 Fazla yıkıntı % 50 Yıkıntı	% 5 Yıkıntı % 50 Ağır hasar
400 - 800	32.1 - 64.0	% 75 Fazla yıkıntı	% 50 Fazla yıkıntı	% 5 Fazla yıkıntı % 50 Yıkıntı

Şiddet çizelgelerinin açıklamalarına geçmeden önce, burada kullanılacak terimlerin belirtilmesine çalışılacaktır.

Özel bir şekilde depreme dayanıklı olarak projelendirilmiş yapılar üç tipe ayrılmaktadır:

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

B Tipi : Tuğla yapılar, yarım kargir yapılar, kesme taş yapılar, beton briket ve hafif prefabrike yapılar.

C Tipi : Betonarme yapılar, iyi yapılmış ahşap yapılar.

D Tipi : Kerpiç gibi zayıf malzeme, kötü harç ve niteliksiz işçilik.

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

Yapılardaki hasar ise beş gruba ayrılmıştır.

Hafif Hasar (1. derece) : İnce sıva çatlaklarının meydana gelmesi ve küçük sıva parçalarının dökülmesiyle tanımlanır.

Orta Hasar (2. derece) : Duvarlarda küçük çatlakların meydana gelmesi, oldukça büyük sıva parçalarının dökülmesi, kiremitlerin kayması, bacalarda çatlakların oluşması ve bazı baca parçalarının aşağıya düşmesiyle tanımlanır.

Ağır Hasar (3.derece) : Duvarlarda büyük çatlakların meydana gelmesi ve bacaların yıkılmasıyla tanımlanır.

Yıkıntı (4.derece) : Duvarların yarılmaması, binaların bazı kısımlarının yıkılması ve derzlerle ayrılmış kısımlarının bağlantısını kaybetmesiyle açıklanır.

Fazla Yıkıntı (5.derece): Yapıların tüm olarak yıkılmasıyla tanımlanır.

MSK Şiddet Cetveli

I. Derece (Duyulmayan) : Özel konumda ve uygun koşullar altında bulunan bir kaç kişiden başka genellikle insanlar tarafından duyulmaz.Ancak duyarlı sismograflar tarafından kaydedilir.

II. Derece (Çok Hafif): Sarsıntılar yapıların en üst katlarında, dinlenmekte bulunan az kişi tarafından hissedilir.Asılmış konumdaki bazı eşyalar sallanabilir.

III. Derece (Hafif) : Yapıların içinde ve özellikle yapıların üst katlarında bulunan kişiler tarafından duyulur ancak birçok kişi bunun deprem olduğunu anlayamaz. Duran motorlu araçlar hafifçe sallanabilir. Ağır bir motorlu araç geçiyormuş gibi duyulur. Süresi algılanabilir.

IV. Derece (Orta şiddetli) : Gündüzleri, yapıların içinde bulunan birçok kişi, dışarıda ise bazı kişiler tarafından duyulabilir. Geceleri, bazı kişileri uyandırabilir. Tabaklar, pencereler, kapılar sallanır, duvarlar gıcırdama sesleri çıkarır. Duran araçlar sarsılır.

V. Derece (Şiddetli) : Hemen herkes tarafından duyulur, birçok kişi uyanır. Mutfak eşyalarından ve pencere camlarından bir bölümü kırılabilir. Sıvalar çatlayabilir ya da düşebilir. Kararlı olmayan eşyalar devrilebilir. Bazen ağaçların, direklerin ve diğer yüksek eşyaların sallandığı görülür. A tipi yapılarda hafif hasar olabilir. Bazen kaynak sularının debisi değişebilir.

VI. Derece (Çok Şiddetli) : Herkes tarafından duyulur. Ağır eşyalardan bir bölümü yerinden oynar. Bazı yerlerde sıvaların ve bacaların düştüğü görülür.

A tipi çok ve B tipi az yapılarda hafif hasar ve A tipi az yapıda orta hasar görülür.

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

VII. Derece (Hasar Yapıcı) : Herkes dışarı koşar. Araç kullanan kişiler depremin farkına varırlar.

C tipi çok binada hafif hasar, B tipi çok binada orta hasar, A tipi çok binada ağır hasar, A tipi az binada yıkıntı görülür.

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 birikintilerde kaymalar olur. Yollarda heyelan ve çatlamlar olabilir. Yeraltı boruları ek yerlerinden hasara uğrayabilir. Taş duvarlarda çatlak ve yarıklar oluşur.

VIII. Derece (Yıkıcı) : 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 burkulur. Taş duvarlar yıkılır.

Dik şevli yol kenarlarında ve vadi içlerinde küçük yer kaymaları olabilir. Zeminde farklı genişliklerde çatlaklar oluşabilir. Göl suları bulanır, yeni kaynaklar meydana çıkabilir. Kuru kuyular sulanabilir ve sulu kuyular kuruyabilir. Pek çok durumda kaynak sularının akıntıları ve yeraltı su düzeyleri değişir.

IX. Derece (Çok Yıkıcı) : 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. Düzlük yerlerde çokça su, kum ve çamur taşmaları görülür.Zeminde 10 cm. genişliğine dek çatlaklar oluşur.Eğimli yerlerde nehir teraslarında bu çatlaklar 10 cm.'den daha büyüktür.Bunların dışında çok sayıda hafif çatlaklar görülür.

Kaya düşmeleri, bir çok yer kaymaları ve dağ kaymaları, sularda büyük dalgalanmalar meydana gelebilir.Kuru kuyular yeniden sulanır, sulu olanlar kurur.

X. Derece (Ağır Yıkıcı) : C tipi çok yapıda yıkıntı, C tipi az yapıda fazla 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 eğilir.Yeraltındaki borular kırılır ya da eğilir.Asfalt ve parke yollarda kasisler oluşur.

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 seviyeleri değişir.Kanal, göl ve nehir suları karalar üzerine taşar.Yeni göller oluşabilir.

XI. Derece (Çok Ağır Yıkıcı) : Pek az yapı ayakta kalır.Köpüler yıkılır.Yeryüzü, yatay ve düşey doğrultudaki hareketler nedeniyle geniş yarık ve çatlaklar tarafından önemli biçimde bozulur.Çok sayıda yer kayması ve kaya düşmesi meydana gelir.Kum ve çamur fışkırmaları görülür.Yeraltı boruları tümüyle işe yaramaz duruma gelir.Raylar çok fazla eğilir.

XII. Derece (Yok Edici) : Pratik olarak toprağın altında ve üstündeki tüm yapılar baştan başa yıkıntıya uğrar.Deprem bölgesindeki yeryüzü biçimi değişir.Geniş ölçüdeki çatlak ve yarıklarda, yatay ve düşey hareketlerin yön miktarları izlenebilir.Kaya düşmeleri ve nehir versanlarındaki göçmeler çok geniş bir bölgeyi kaplar.Yeni göller ve çağlayanlar oluşur (Eyidoğan , Güçlü , Değirmenci , 1991 , Deprem Araştırma Bülteni , No 11).

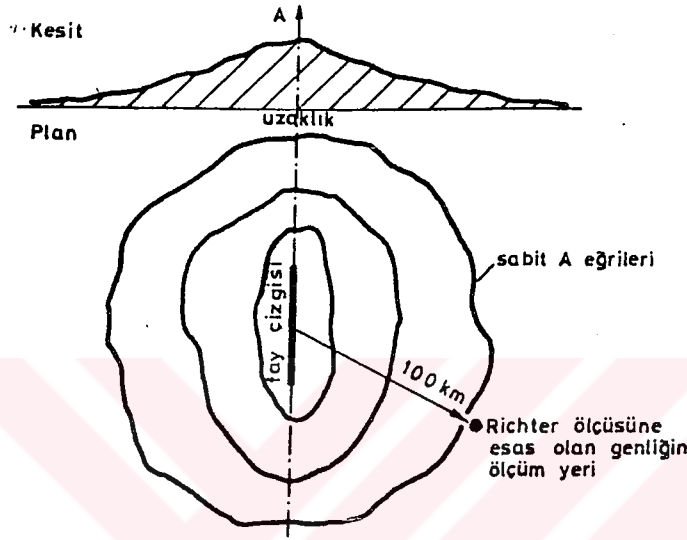
3.5.5 MAGNİTÜD

Deprem yeryüzünde yaptığı hasarın durumuna (niteliğine) göre saptanan şiddet derecelerinde zeminin jeolojik yapısının, kesin olmayan yapı faktörlerinin ve özellikle insanların subjektif görüşlerinin büyük rolü olmaktadır.Bu nedenle, C.F.RICHTER, zemine ve binaların yapısına bağlı olmayan, daha çok deprem odağında boşalan (açığa çıkan) enerjinin miktarını esas alan yeni bir “Şiddet değerlendirmesi” ortaya koymuş ve buna depremin Magnitüdü (büyüklüğü) demiştir.

Ona göre magnitüd Şekil 3.7’de görüldüğü gibi episantrdan 100 km. uzakta bulunan bir standart “Wood - Anderson” sismografinin (kısa periyotlu torsion sismometresinin) kaydettiği yatay bileşene ait en büyük amplitüdün logaritmasıdır.

$$M = \log (A / A_0) \quad (3.1)$$

şeklinde tanımlanmıştır.



Şekil 3.7 Deprem Hareketinin Ölçülen A En Büyük Genliğinin Yatay Mesafe İle Olan Değişimi (Celep , Kumbasar , 1991).

Burada A_0 büyüklüğü bulunacak depremin standart sismografdaki en büyük genliğini, A_0 ise büyüklüğü sıfır kabul edilen referans depreminin aynı şekilde ölçülen genliğini göstermektedir.

Şekil 3.7’de görüldüğü gibi deprem hareketinin ölçülen en büyük genliği, kayma ve yırtılmanın meydana geldiği bölgeye olan mesafe ile değişir. Genliğin değişimi merkezüstünde (episantrda) bir tepe oluşturacak şekilde belirir. Gerçekte pratik olmamakla beraber bu tepenin altında kalan hacim, depremin büyüklüğü için iyi bir ölçüdür. Richter ölçüsüne göre depremin büyüklüğünü hesaplamak için (3.1) tarifiinde, episantr’dan 100 km. uzaklıktaki en büyük genlik hesaba katılır. Büyüklüğü sıfır olan referans depremi için ise aynı mesafade en büyük genlik $A_0 = 0.001$ mm. olarak kabul edilmiştir. Şekil 3.7 ‘de de görüldüğü gibi sabit genlik eğrileri daireden farklı düzgün olmayan eğriler olarak belirir. Ayrıca, yer kabuğu koşullarının iyi olmaması, bir depremin Richter ölçüsünü matematiksel kesinlikten uzaklaştırarak, yaklaşık olması sonucunu doğurur. Bunun sonucu olarak belirli bir deprem için farklı ölçü istasyonları birbirlerine yakın, fakat değişik deprem büyüklükleri bildirebilirler. Önemli olan noktalardan biri Richter ölçeğinin logaritmik olması yüzünden genliklerin bir birimden diğer birime, örneğin M 6 Richter ölçeğinden M 7

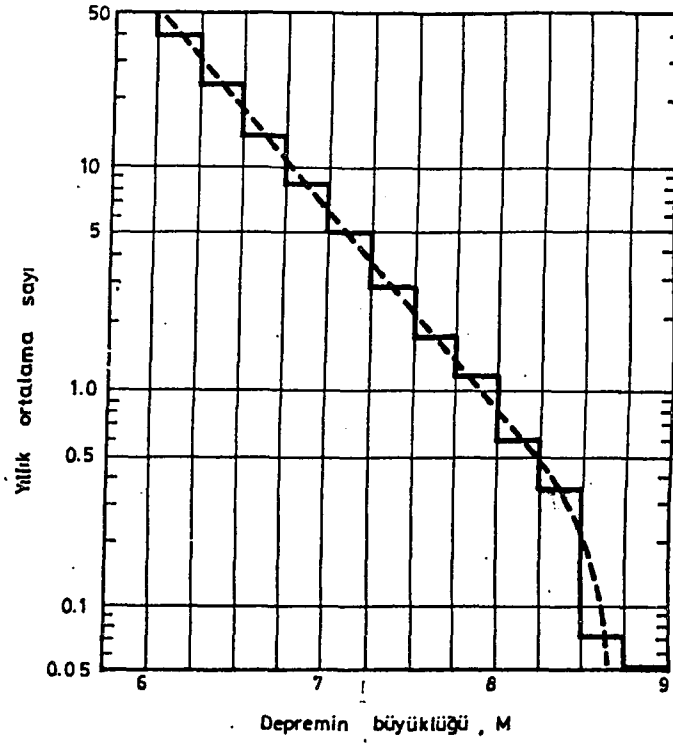
Richter ölçeğine geçerken on kat artmasıdır. Diğer nokta ise Richter ölçeğinin bir deprem için mutlak bir ölçü olarak tanımlandığı halde, Mercalli şiddet ölçeğinin depremin hissedildiği noktada tanımlanmasıdır, bu ölçek belirli bir deprem için her yerde farklı olarak belirir. Başka bir deyişle Mercalli şiddet ölçeği, depremin mutlak büyüklüğüne ve gözönüne alınan noktanın depremin merkezüstüne (episantrına) olan mesafesine bağlıdır. Ancak, tam merkezüstünde tariflenecek Mercalli şiddet ölçeği, bu bölgedeki yapıların standart bir dayanıma sahip olduğu kabul edilirse, depremin bir mutlak ölçeği olarak görülebilir. Değişik yerel M Richter ölçüsü ve merkezüstündeki I_0 şiddeti arasında yurdumuz için

$$M = 0.593 I_0 + 1.63 \quad (3.2)$$

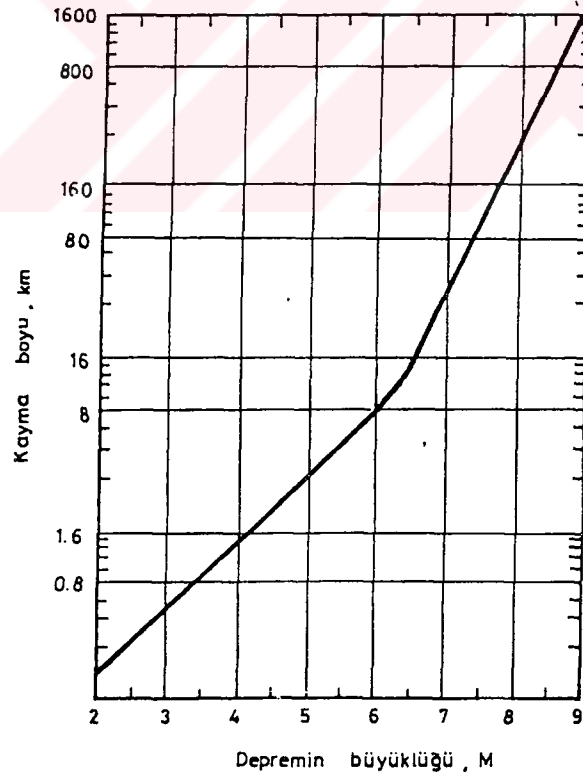
bağıntısı önerilmiştir. Tablo 3.3'de yurdumuzda meydana gelen depremlere ait bilgiler verilmiştir.

Şekil 3.8, 3.9 ve 3.10'da daha önceki deprem kayıtları kullanılarak bazı yaklaşık değişimler verilmiştir. Bunlardan Şekil 6.10 dünyada bir yılda beklenen depremleri büyüklüklerine bağlı olarak vermektedir.

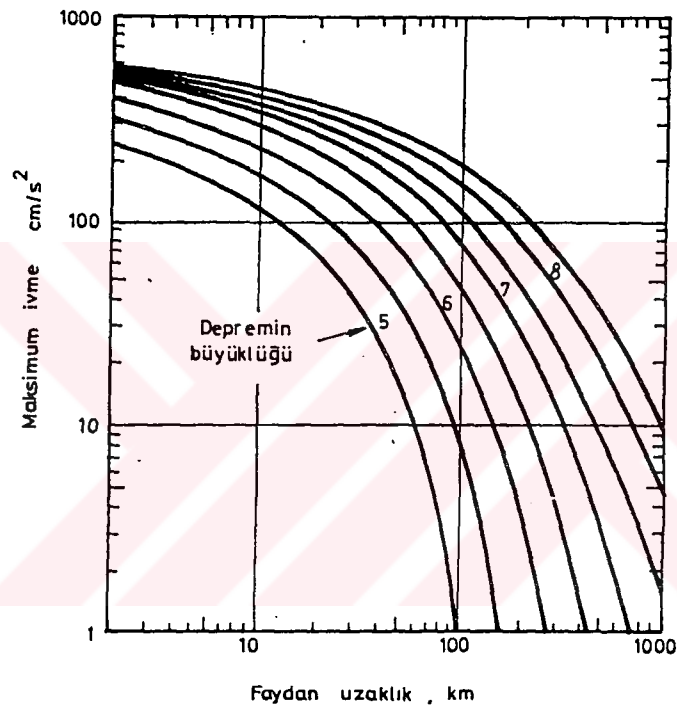
Örneğin M 7.0 - M 7.25 arasında yılda yaklaşık beş depremin beklendiği görülmektedir. Ortalama eğrinin büyüklük arttıkça düşey asimptota sahip gibi bir değişim göstermesi, depremin büyüklüğünün bir üst sınırı olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 3.8 Dünyada Bir Yılda Beklenen Depremin Ortalama Sayısının Büyüklüğüne Bağlı Olarak Değişimi (Celep , Kumbasar , 1991).



Şekil 3.9 Faydaki Kayma (yırılma) Boyunun Depremin Büyüklüğüne Bağlı Olarak Değişimi (Celep , Kumbasar , 1991).



Şekil 3.10 Deprem Maksimum İvmesinin Faydan Olan Uzaklığa Bağlı Olarak Değişimi (Celep, Kumbasar, 1991).

Ayrıca şekilden, büyük depremlerin, seyrek, küçük depremlerin sık meydana geldiği görülmektedir. Bu ise depremin, yer kabuğunda yoğunlaşan gerilme durumunda meydana gelen bir gevşeme olarak kabul edilmesini desteklemektedir. Şekil 3.9, faydaki kayma (yırılma) boyunun, depremin büyüklüğüne olan bağlılığını göstermektedir. Depremin maksimum ivmesinin, faydan uzaklaştıkça azalması ise Şekil 3.10'da görülmektedir. Faydaki kayma bölgesine yaklaştıkça, fayın derinliği ve faydaki kaymanın düzgün olmaması gibi sebeplerle, muhtemel değerler verilmesi çok zorlaşmaktadır. Episantrdan uzaklaştıkça, depremin enerjisinin yayıldığı yer kabuğu hacminin büyümesi ve bu arada meydana gelen sönümler, maksimum ivmenin hızla düşmesine neden olmaktadır.

Yukarıda verilen deprem şiddet ve büyüklüğü aletle yapılan ölçümlere ve gözlemlere bağlı olup, herhangi bir alt ve üst sınıra sahip değildir. Deprem hareketi sırasında açığa çıkan enerji E ile depremin büyüklüğü M arasında

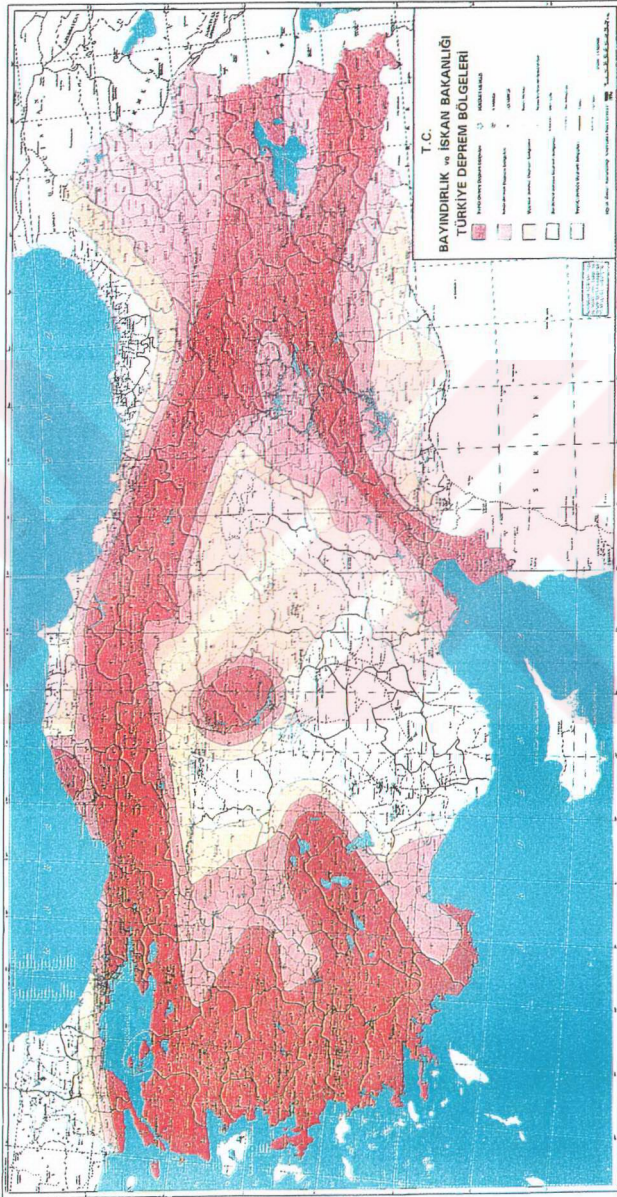
$$\log E = 11.8 + 1.5 M \quad (3.3)$$

veya benzeri bağıntılar verilir. Enerjinin erg cinsinden hesap edileceği bu formülden, M deprem büyüklüğünde meydana gelecek bir birim artmanın enerjide 32 katlık bir büyümeye eşdeğer olduğu görülmektedir. Verilen bu bağıntı, depremin enerjisini sayısal olarak içerdiği için daha gerçekçi bir ölçü görünmesine karşılık, odağın derinde bulunması durumunda, enerji büyük de olsa, yeryüzündeki etkisi az olacağı için, depremin enerjisi bu bağlantı ile olduğundan daha küçük olarak hesaplanır. Bu durum yerel koşullarla ilgili olarak da söz konusudur. Aynı büyüklükte ve uzaklıktaki bir deprem farklı zemin koşullarında, değişik etkiler meydana getirebilir.

Deprem hareketinin maksimum ivmesi yanında süresi de önemlidir. Yapılarda meydana gelen hasarlar zamanla biriken niteliğe sahip olduğu için, uzun süreli depremler, maksimum ivmeleri düşük de olsa önemli hasarlar meydana getirebilirler. Depremde, yeryüzünde yatay yerdeğiştirme yanında, düşey yerdeğiştirme de görülür. Düşey deprem ivmesinin genellikle yatayın 1/2 veya 1/3 katı civarında bulunduğu görülmüştür.

Tablo 3.3 Yurdumuzdaki Son Depremlere Ait Bilgiler (Celep , Kumbasar , 1991).

Yer	Tarih	Büyüklüğü	Şiddeti	Ağır Hasar Sayısı	Can Kaybı Sayısı
Afyon - Dinar	08/07/1925	5.8	IX	2043	3
İzmir - Torbalı	03/31/1928	7.0	IX	2000	50
Sivas - Suşehri	05/18/1929	6.1	VIII	1357	64
Denizli - Çivril	07/19/1933	5.7	VIII	200	20
Erdek	01/04/1935	6.7	IX	600	5
Kırşehir	04/19/1938	6.1	IX	3860	149
İzmit - Dikili	09/22/1939	6.5	IX	1235	60
Erzincan	12/26/1939	8.0	X - XI	116720	32962
Kayseri - Develi	02/20/1940	6.7	VIII	530	37
Van - Erciş	09/10/1941	6.0	VIII	600	194
Bigadiç - Sındırgı	11/15/1942	6.1	VIII	1262	7
Niksar - Erbaa	12/20/1942	7.0	IX	32000	3000
Adapazarı - Hendek	06/20/1943	6.6	IX	2240	336
Tosya - Ladik	11/26/1943	7.2	IX - X	25000	2824
Bolu - Gerede	02/01/1944	7.4	IX - X	20865	3959
Gediz - Uşak	06/25/1944	6.2	VIII	3476	21
Ayvalık - Edremit	10/06/1944	7.0	IX	1158	27
Adana - Ceyhan	03/20/1945	6.0	VIII	650	10
Kadınhan - Ilgın	02/21/1946	5.6	VIII	509	2
Varto - Hınıs	05/31/1946	6.0	VIII	1986	839
Karaburun - İzmir	07/23/1949	7.0	IX	865	2
Karlıova	08/17/1949	6.7	IX	3000	450
Kurşunlu	08/13/1951	6.6	IX	3354	52
Hasankale	01/03/1952	5.8	VIII	701	133
Yenice - Gönen	03/18/1953	7.4	IX	1750	265
Kurşunlu	09/07/1953	6.4	VIII	230	2
Söke - Aydın	07/16/1955	7.0	IX	470	23
Eskişehir	02/20/1956	6.4	VIII	1440	1
Fethiye	04/25/1957	7.1	IX	3100	67
Bolu - Abant	05/26/1957	7.1	IX	4200	52
Köyceğiz	04/25/1959	6.0	VIII	775	0
Çınarcık	09/18/1963	5.9	VIII	230	1
Malatya	06/14/1964	6.0	VIII	678	8
Manyas	10/06/1964	7.0	IX	5398	23
Denizli - Honaz	06/13/1965	5.7	VIII	488	14
Varto	03/07/1966	5.6	VIII	1100	14
Varto	08/19/1966	6.9	IX	20007	2394
Adapazarı	07/22/1967	7.2	IX	5569	89
Pulumur	07/26/1967	6.2	VIII	1282	97
Amasra - Bartın	09/03/1968	6.5	VIII	2072	29
Alaşehir	03/28/1969	6.6	VIII	3702	41
Gediz	03/28/1970	7.2	IX	9452	1086
Burdur	05/12/1971	6.2	VIII	1542	57
Bingöl	05/22/1971	6.7	VIII	5617	878
Lice	09/06/1975	6.7	VIII	8149	2385
Çaldıran - Muradiye	11/24/1976	7.2	IX	9232	3840
Erzurum - Kars	10/30/1983	6.8	VIII	3241	1155



Şekil 3.13 Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası (Erzincan Afetler Araştırma, Eğitim, Acil Yardım ve Kurtarma Derneği, Bülten Sayı 1).

Bir bölgenin depreme maruz kalma derecesi, bu bölgenin sismisitesini gösterir. Bir bölgenin sismisitesinde en önemli yeri jeolojik formasyonların kırılmasından oluşan faylar meydana getirir. Bölgelerin deprem riskleri, jeolojik olarak bu fayların belirlenmesi ile elde edilebileceği gibi, daha önceki deprem kayıtlarından faydalanarak da bulunabilir. Önceden depreme çok maruz kalmış bölgeler, gelecekte de benzer şekilde depremlerden zarar görecektir. Örneğin Şekil 3.11'de dünyada 1966 yılında meydana gelen episantr noktaları gösterilmiştir. Bu haritadan hemen, Pasifik Okyanusu'nu çevreleyen bütün kıyıların, bir deprem kuşağı oluşturduğu anlaşılır. Daha ayrıntılı haritalardan Himalayalar'dan başlayıp İran, Kafkasya, Türkiye ile bütün Akdeniz ülkelerini içine alan bir kuşak daha belirlenir. Şekil 3.12'de ise yurdumuzun sismisitesi gösterilmiştir. Episantr haritasından, özellikle batı kıyılarının aktif olduğu ve Marmara Bölgesi'nde başlayan ve Kuzey Anadolu'ya ulaşan bir deprem kuşağının bulunduğu görülmektedir (Celep, Kumbasar, 1991).

3.6 DEPREM PARAMETRELERİ ARASINDAKİ BAĞINTILAR

Yukarıda açıklanan deprem parametreleri arasında çok sayıda araştırmacı tarafından birçok bağıntı ortaya çıkarılmıştır. Bu bağıntıların bir kısmı aşağıda özetlenmiştir.

3.6.1 MAGNİTÜD - ŞİDDET ARASINDAKİ BAĞLANTILAR

Bu bağlantıları belirleyen denklemlerden bazıları aşağıda verimştir :

$$M = 1.3 + 0.6 I \quad \text{.....Gutenberg - Richter} \quad (3.4)$$

$$M = 1 + 2 / 3 I \quad \text{.....Karnik (h = 16 - 18 km. için)} \quad (3.5)$$

$$I = 1.689 M - 2.753 \quad \text{.....M. İpek} \quad (3.6)$$

$$M = 1.63 + 0.592 I \quad \text{.....M.İpek} \quad (3.7)$$

$$M = 0.48 I + 2 \quad \text{.....Karnik (Türkiye için genel)} \quad (3.8)$$

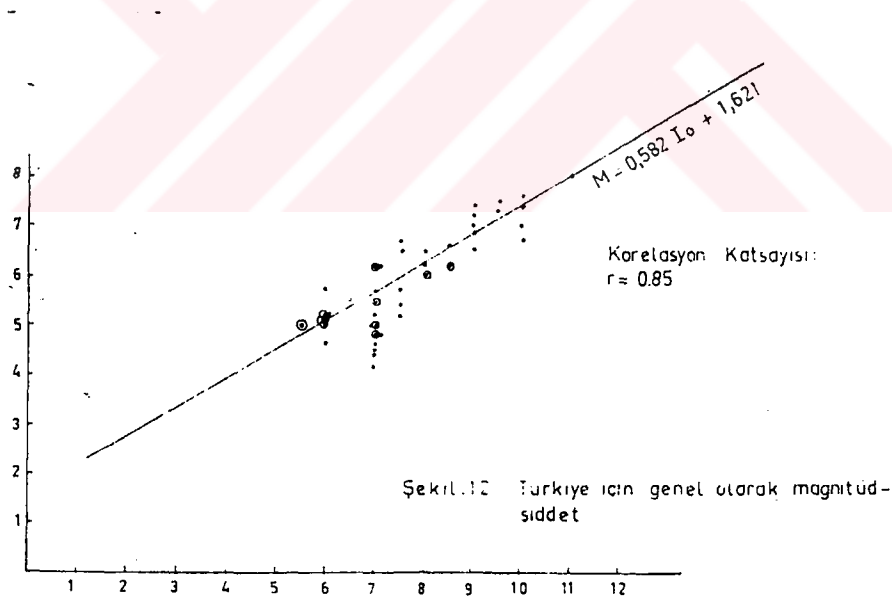
$$M = 0.582 I + 1.621 \quad \text{.....A. Tabban - S.Gencoğlu} \quad (3.9)$$

(Türkiye için genel)

Tablo 3.4'de bu üç parametre arasındaki diğer bağıntılar verilmiştir.

Tablo 3.4 Magnitüd - Şiddet - Odak derinliği Arasındaki Bağntılar (Deprem Araştırma bülteni , No 11).

MAGNİTÜD	EPİSANTR ŞİDDETİ		
	h = 5 km	h = 15 km	h = 45 km
$M > 7.5$	-	10	9 - 10
$6.5 < M < 7.5$	10	9 - 10	7 - 8
$5.25 < M < 6.5$	9 - 10	7 - 8	5 - 7
$4.25 < M < 5.25$	7 - 8	5 - 7	4 - 5



Şekil 3.14 Yazarlarca Verilen Bağntılar (Deprem Araştırma Bülteni , No 11).

3.6.2 MAGNİTÜD - ENERJİ ARASINDAKİ BAĞINTILAR

$$\text{Log } E = 11 + 1.6 M \text{ erg} \quad \text{.....Gutenberg - Richter} \quad (3.10)$$

$$\text{Log } E = 1.8 M + 12 \text{ erg} \quad \text{.....Gutenberg - Richter} \quad (3.11)$$

$$\text{Log } E = 9.4 + 2.14 M - 0.054 M^2 \text{ erg} \quad \text{.....Gutenberg - Richter} \quad (3.12)$$

$$\text{Log } E = 1.44 M_S + 12.24 \text{ (Yüzey dalgaları için) Bath} \quad (3.13)$$

$$\text{Log } E = 2.48 M_B + 5.78 \text{ (Hacim dalgaları için) Bath} \quad (3.14)$$

$$\text{Log } E = 7.2 + 2.0 M \quad \text{.....Bath} \quad (3.15)$$

Tablo 3.5 Magnitüd - Enerji Arasındaki Bağıntılar

M	0	1	2	3	4	5	6	7	8	8.6
(c) den Log E erg.	9.4	11.5	13.5	15.3	17.1	18.8	20.3	21.7	23.1	23.8
M	8		7		6		5		4	
E erg (b) den	2.5×10^{26}		4.0×10^{24}		6.3×10^{22}		1.0×10^{21}		1.6×10^{19}	
E erg (b) den	5.7×10^{23}		2.1×10^{22}		7.6×10^{20}		2.8×10^{19}		1.0×10^{18}	

3.7 DEPREM DALGALARI

Deprem dalgalarının yayılması bakımından yer kabaca, hızın derinlikle değiştiği küresel bir ortam olarak varsayılabilir. Yer içinde bir noktada oluşan deprem nedeniyle meydana gelen dalgalar, yer tabakalarını geçerek yer yüzeyine varırlar ve yüzeyde yansırılar.

Elastisite teorisi, homojen izotropik elastik bir ortamda, elastik katsayılarla bağlı olarak farklı yayılma hızına sahip iki tip dalganın yayılabileceğini göstermektedir. Bunlar boyuna (P) ve enine (S) dalgalarıdır.

P dalgaları - Hızları en fazla olan ve bu nedenle kayıt merkezlerine ilk gelen (Primer) dalgalarıdır. Bunlarda titreşim hareketi yayılma doğrultusundadır. Bunlar, içerisinde geçtikleri cisimlerin zerrecikleri birbirine yaklaştırır veya uzaklaştırır ; bu nedenle de onlara kompresyon veya diletasyon dalgaları denir.

P - dalgalarının hızı (V_P) , dalganın yayıldığı ortamın elastik özelliğine, rijidite ve yoğunluğuna bağlıdır ve

$$V_P = \sqrt{\frac{B + \frac{4}{3} G}{d}} \quad (3.16)$$

basit formülü ile gösterilir.

Burada B : Bulk modülü (cismin hacim değişikliğine karşı direnci)

G : Rijidite veya kayma modülü (cismin şekil değişikliğine karşı direnci)

d : Cismin (ortamın) yoğunluğudur.

Bu dalgaların yer kabuğu içerisindeki hızı 6 - 7 km/san.'dır ; derinlere inildikçe hız artar, Manto/Çekirdek sınırında Şekil 3.15'de görüldüğü gibi en yüksek değerine, 13 km/san.'ye ulaşır.

Yukarıdaki formülde G'nin sıfır olduğu, cismin şekil değişikliğine karşı direncinin sona erdiği hallerde bile, P - dalgasının hızı belirli bir değer taşır. Bunun anlamı, P dalgaları sıvı ve gaz gibi hiç bir rijiditesi olmayan maddeler içerisinde de geçebilirler.

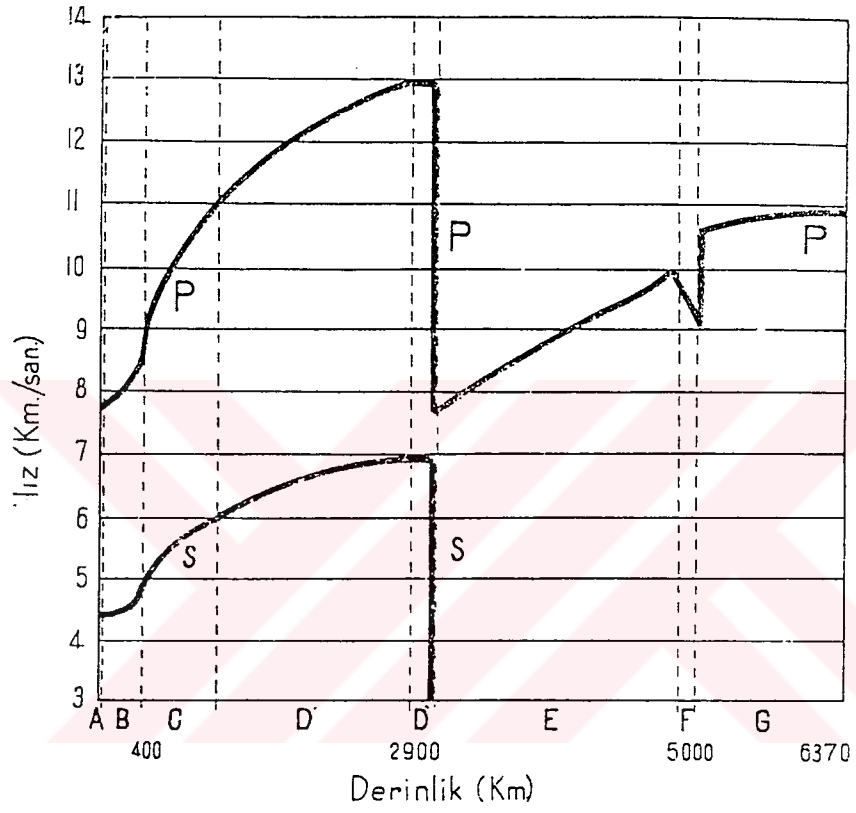
S dalgaları - Hızları P'ye kıyasla daha az olan ve bu nedenle kayıt merkezlerine ikinci olarak gelen (Sekonder) dalgalarıdır. Titreşim hareketleri yayılma doğrultusuna dik düzlem üzerinde “aşağıya - yukarıya” doğrudur ; bu bakımdan bunlara enine dalgalar denir. S dalgaları cismin elastik şekil değişikliğine karşı gösterdiği dirençten ileri gelirler ve dolayısıyla cismin rijiditesine bağlıdır. Hacim değişikliği olmaksızın meydana gelen kayma hareketleri (shearing) sırasında ortaya çıktıklarından, kayma dalgaları veya rotasyon dalgaları olarak da adlandırılırlar. S dalgasının yayılma doğrultusundan geçen düşey düzlem içindeki bileşenine S_v , yatay düzlem içinde bulunan ve yayılma doğrultusuna dikey olan bileşenine ise S_h denir.

S - dalgasının hızı (V_s), aşağıdaki basit formül ile gösterilir;

$$V_s = \frac{\sqrt{G}}{d} \quad (3.17)$$

Burada G : Rijidite modülü , d : Yoğunluktur.

O halde, S dalgalarının hızı, içerisinden geçtikleri cismin rijidite ve yoğunluğuna bağlıdır ; bu bakımdan rijiditesi bulunmayan sıvı maddelerde S dalgaları oluşmaz. Bu çok önemli bir olaydır ; yeriçinin sıvı olduğu bu suretle anlaşılmıştır. S dalgalarının hızı yerkabuğunda 3.45 - 4.1 km/san.'dir. İç kısımlara inildikçe hız artar ve Manto/Çekirdek sınırında en büyük değerini (7 km/san.) alır.



Şekil 3.15 P ve S Dalgalarının Yeriçindeki Hızları (KETİN , 1977).

Yeryüzeyi gibi bir sınırın varlığı halinde, yüzey boyunca bazı dalgalar da oluşmaktadır. Oluşan bu dalgalara yüzey dalgaları denilmektedir. Hacim dalgalarının tersine, yüzey dalgalarının yayılması sınır yüzeyleriyle sınırlandırılmıştır. Genliklerinin uzaklıkla azalması hacim dalgalarına oranla daha yavaştır, bunun nedeni de bunların üç yerine iki doğrultuda yayılmalarıdır. Derinliğe bağlı olarak enerji azalışı üsteldir ve dalga uzunluğu ölçüsünde (50 - 100 km) bir derinliğe dek inerler. Rayleigh ve Love dalgaları, Yüzey dalgaları olarak tanımlanmaktadır.

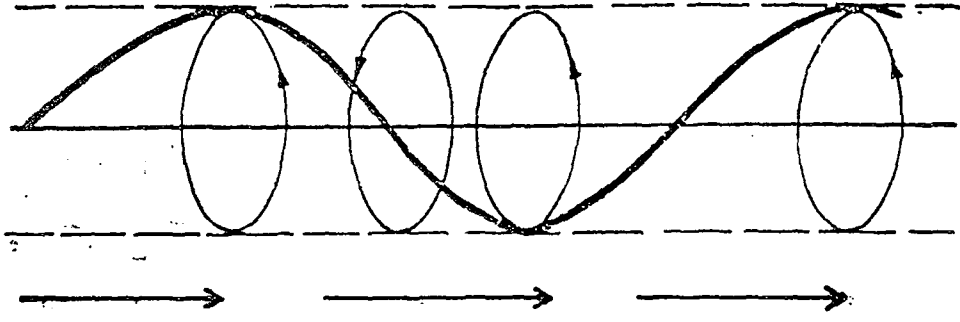
Rayleigh dalgaları - Yerin serbest yüzeyinin oluşturduğu dalgalardır ; hızları S - dalga hızının 0.92'si kadardır. Düşey, kuzey - güney ve doğu - batı bileşen sismogramlarının her üçünde de bu dalgalar görülebilir. Bunlar normal olarak dispersiyon (dağılma, yayılma) göstermezler ise de, Yerin elastik özellikleri derinlikle değiştiğinden, depremlerde görülen gerçek Rayleigh dalgaları dispersiyon gösterirler (K.Ergin, 1973 , Ketin , 1977).

Dalga hareketi boyuna ve enine titreşimlerin bir tür bileşimi olup, partikülün hareketi bir elips çizmektedir. Elipsin büyük eksen yüzeye ve hareketin yayılma doğrultusuna diktir. Küçük eksen ise, yayılma doğrultusuna paraleldir. Moleküllerin titreşim doğrultusu, Şekilden de görüleceği üzere, yukarıda hareketin ters yönünde, aşağıda ise hareket yönündedir. Poisson oranının $\sigma = 0.25$ olması halinde Rayleigh dalgalarının hızı şu şekilde gösterilebilir :

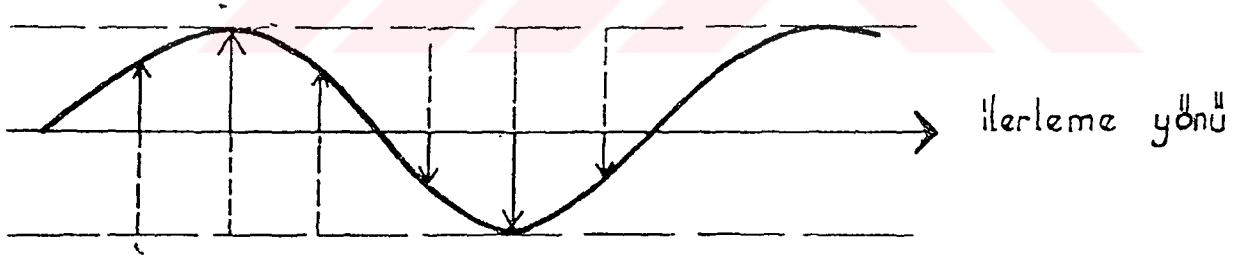
$$V_R = 0.9194 \frac{\sqrt{\mu}}{\rho} \quad (3.18)$$

Love dalgaları - Elastik dalga hızları birbirinden farklı tabakaların bulunduğu bir ortamda, hızı az olan tabakanın üst ve alt sınırından tekrar - tekrar yansıyan ve frekansları birbirine yakın olan SH tipi dalgaların yapıcı girişimi sonucu oluşurlar. Titreşim hareketi yayılma doğrultusuna dikey ve yataydır ; düşey bileşeni yoktur ; düşey bileşen sismogramlarında görülmezler. Bütün Love dalgaları dispersiyona uğrarlar ; genlikleri derinlikle azalır, bu nedenle derin odaklı depremlerde kaydedilmezler (K.Ergin, 1973 , Ketin , 1977).

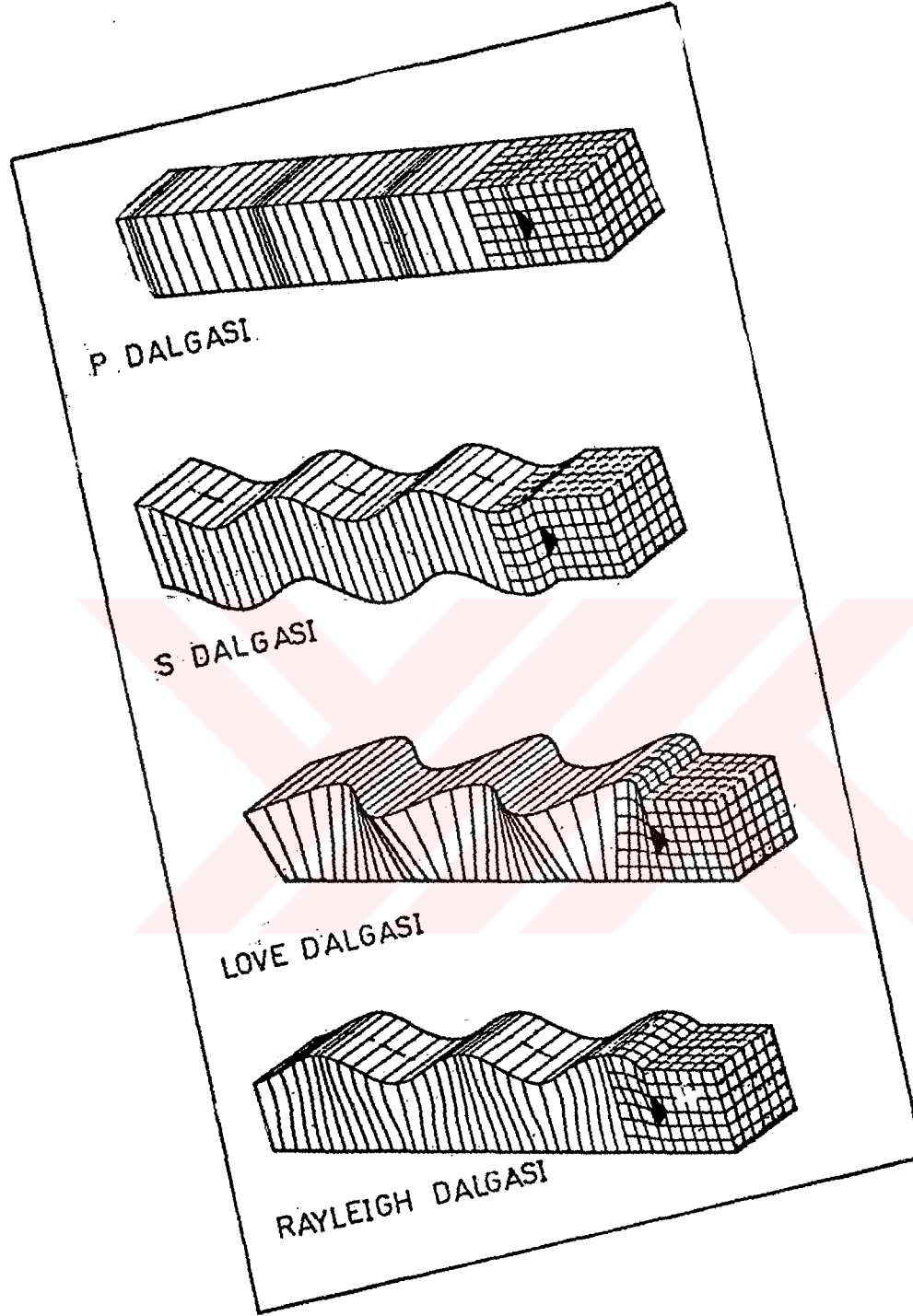
Depremlerde Love dalgalarının izlenilmesi yer kabuğunun tabakalı olduğunun bir kanıtı olarak belirlenilmektedir. Dalganın hızı derinlikle artar ve dalga boyuna bağlıdır. Love dalgasının hızı, yaklaşık olarak yer kabuğu içerisindeki S dalgalarının hızı kadardır.



Şekil 3.17 Rayleigh Dalgaları (Ketin , 1977).



Şekil 3.18 Love Dalgaları (Ketin , 1977).



Şekil 3.19 Depremlerden Oluşan Sismik Dalgaların Türleri ve Yer içinde Yayılma Özellikleri. P dalgaları yayıldıkları ortamda hacim değişikliği yaratırken, S dalgaları hacim değişikliğine yol açmazlar (Ketin , 1977).

3.8 SİSMOGRAF

Depremelerin ya da diğer tür enerji kaynaklarının ürettiği sismik dalgalar sismograf olarak adlandırılan aygıtlar tarafından kaydedilir. Yeryüzünde, yeraltında ya da denizaltında algılama yapabilen sismograflar, elektronik ve mekanik aksamaların yer aldığı aygıtlardır. Algılayıcı (sismometre, jeofon), koşullandırıcı (yükseltici, süzgeç, saat ve radyo) ve kayıtçı (kalem, teyp, bilgisayar) birimlerinden oluşur.

Son yıllardaki gelişmeler sonucunda deprem kayıtçıları çok geniş frekans aralıklarında (0 - 100 Hz) kayıt yapabilmektedirler. Deprem kayıtçılarının yer hareketini büyütme yetenekleri amaca göre değişebilmekte, gerektiğinde bir milyon kez büyütme elde edilebilmektedir. Yapılacak olan sismolojik araştırmanın niteliğine göre, deprem kayıtçıları ivme, hız ve yer değiştirme kayıtçıları olarak sınıflandırılmaktadır. İvme kayıtçıları depremlerin yapılar ve toprak üzerindeki etkilerini ve deprem kaynaklarının mekanizmasını incelemekte, hız ve yer değiştirme kayıtçıları ise depremlerin kaynak özelliklerini, yerin fiziksel yapısını ve sismik dalgaların yayılma karakteristiklerini araştırmakta kullanılır (Eyidoğan, Güçlü, Değirmenci, 1991).

3.9 DEPREM SPEKTRUMU

Deprem hareketi kayıtlarda her ne kadar çok gelişigüzel gibi görülürse de, farklı frekans ve genliklere sahip harmonik titreşimlerin üst üste gelmesiyle meydana gelmiş olarak da kabul edilebilir. Bir deprem hareketinin frekans içeriğinin bulunması için en çok kullanılan büyüklük Fourier dönüşümünden hesaplanacak FS Fourier Genlik Spektrumudur.

Yapıların deprem etkisine göre hesabında akla gelen bir çözüm yöntemi, değişik deprem kayıtlarını veya en azından bunlardan seçilen bir tanesini alarak, hareket denklemlerini, zaman veya frekans alanında integre ederek yer değiştirme, hız, ivme ve elastik kuvvetlerin bulunmasıdır. Ancak pek çok durumda bu uzun hesapların yapılması hem yorucu ve uzun, hem de gereksizdir. Daha elverişli bir çözüm deprem spektrumlarından yararlanmaktır.

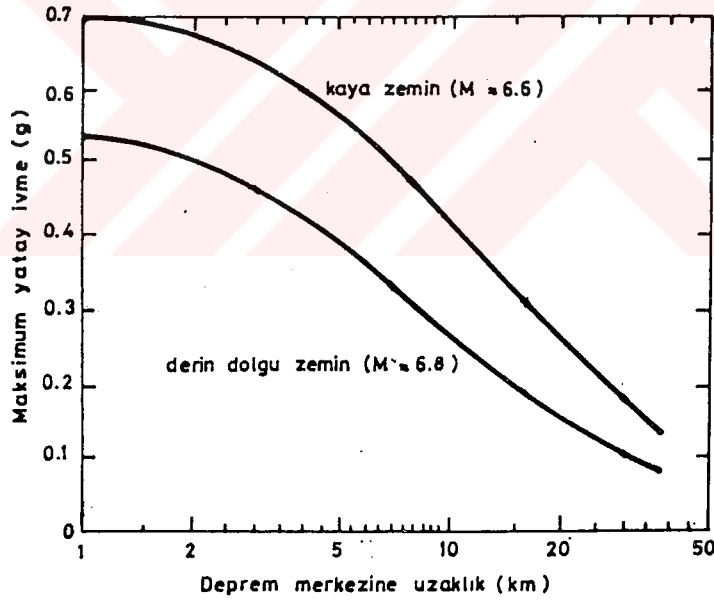
Verilen bir depremin spektrumu, bu deprem etkisine maruz kalan tek serbestlik dereceli bir sistemin davranışının (ivme, hız, yer değiştirme) maksimumunu, serbest titreşim periyoduna bağlı olarak gösteren eğridir (Celep, Kumbasar, 1993).

3.10 ZEMİN DURUMUNUN DEPREM HAREKETİNE ETKİSİ

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

- 1) Deprem şiddeti,
- 2) Gözönüne alınan bölgenin enerjinin açığa çıktığı kaynağa olan uzaklığı,
- 3) Kaynaktan yayılan deprem dalgasının gözönüne alınan yere gelinceye kadar geçtiği ara bölgenin jeolojik durumu,
- 4) Deprem enerjisinin kaynakta açığa çıkma türü,
- 5) Ara bölgede bulunan faylardan veya serbest yüzeylerde deprem dalgasının kırılması ve yansıması,
- 6) Gözönüne alınan bölgedeki zemin durumu; olarak sıralanabilir.

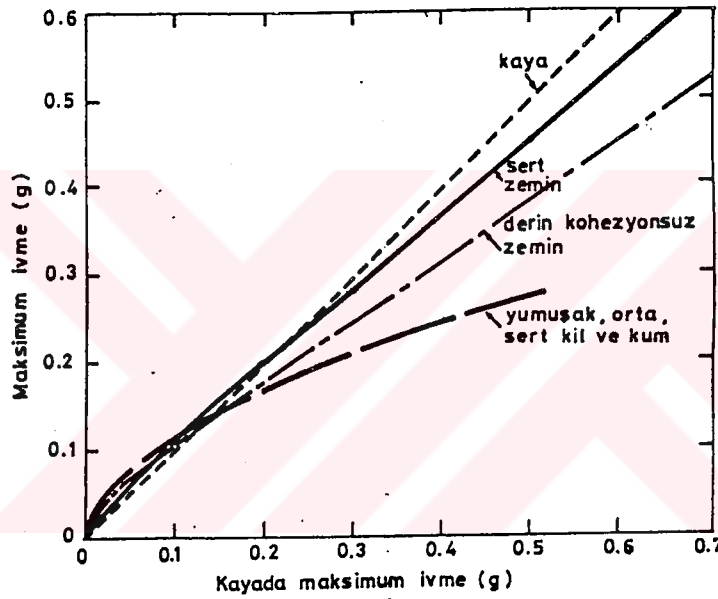
Bu sayılan parametrelerden zemin durumu ile ilgili olanların depremin karakterine olan etkisi aşağıda açıklanacaktır.



Şekil 3.20 Maksimum Deprem İvmesinin Zemin Durumuna ve Uzaklığa Bağlılığı (Celep , Kumbasar ,1991).

3.10.1 MAKSİMUM İVME

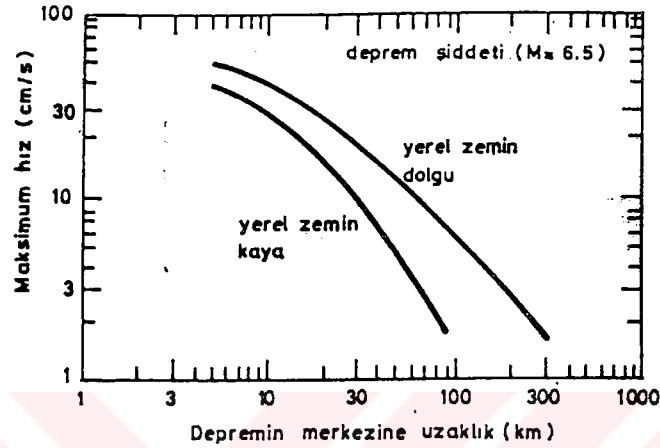
Zemin durumunun maksimum yer ivmesine olan etkisini Şekil 3.21 göstermektedir. Buna göre kayada ölçülen ivme, derin dolguya sahip zeminde ölçülenden daha fazladır. Ancak daha ayrıntılı yapılan araştırmalardan bu durumun maksimum ivmenin 0.1 g'den büyük olması halinde ortaya çıktığını göstermiştir. Şekil 3.21'de görüldüğü gibi eğer maksimum ivme 0.1 g'den küçük ise durum tersine dönmekte ve maksimum ivme derin dolguda kayadakinden daha fazla ortaya çıkmaktadır. Aradaki fark 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.



Şekil 3.21 Değişik Zemin Durumları İçin Maksimum Deprem İvmesi
(Celep , Kumbasar , 1991).

3.10.2 MAKSİMUM HIZ

Zemin durumunun maksimum hıza olan etkisi Şekil 3.22’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.



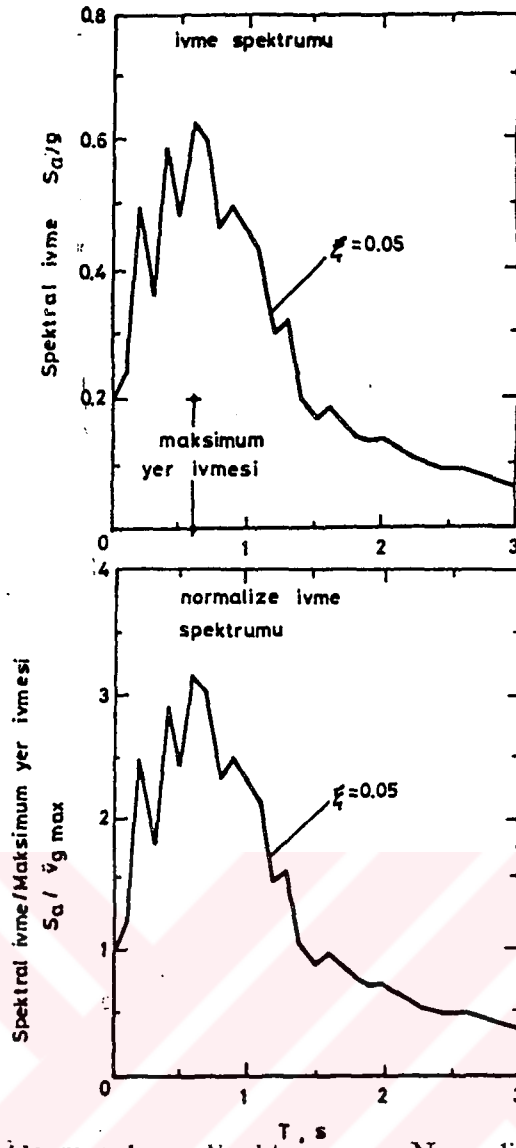
Şekil 3.22 Maksimum Deprem Hızının Deprem Merkezine Olan Uzaklığa Bağlılığı (Celep , Kumbasar , 1991).

3.10.3 SPEKTRUM

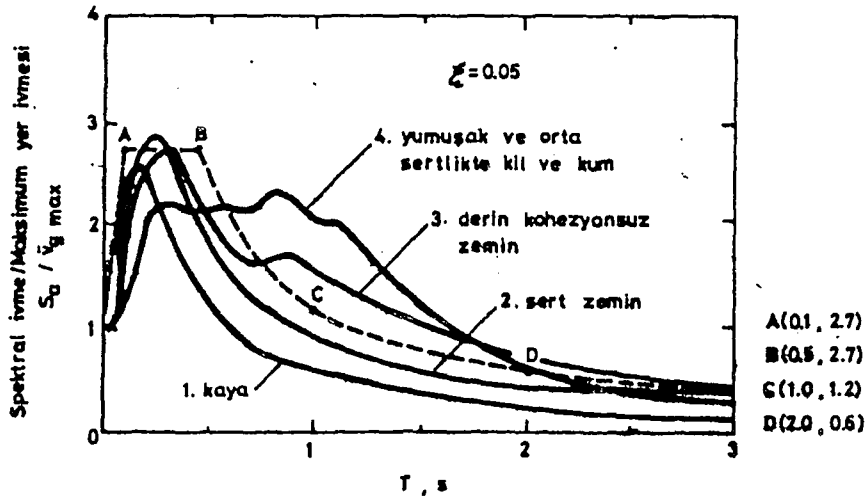
Deprem hareketinin spektrumu zemin durumundan önemli derecede etkilenir. Farklı zemin durumlarına ait spektrum eğrilerinin birbirleriyle kıyaslanması amacıyla, önce spektrum eğrilerinin normalize edilmesi gereklidir.

Örneğin Şekil 3.23’de alışılagelen bir ivme spektrum eğrisi ve onun sıfır periyoddaki değerine göre normalize edilmiş şekli gösterilmiştir. Şekil 3.24’de dört tür yerel zemin durumu için spektrum eğrileri verilmiştir. 1) Kaya, 2) 70 m.’den daha az kalınlıkta sert zemin, 3) 80 m.’den fazla kalınlıkta kohezyonsuz zemin,

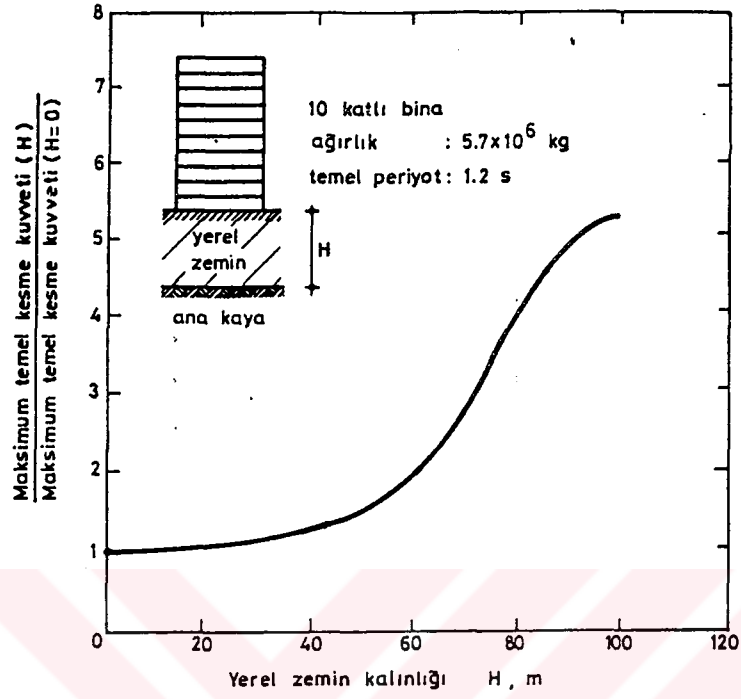
4) Yumuşak ve orta sertlikte kil ve kum dolgusunun bulunduğu yerel zemin. Eğrilerin incelenmesinden özellikle 0.5 s’den büyük periyod için oldukça farklılıkların bulunduğu görülür. Kohezyonsuz zeminde ve yumuşak, orta sertlikteki kil dolgusunda spektral değerlerin 0.5 s’lik periyodun üzerinde, sert zemin ve kayaya göre daha büyük olduğu görülmektedir. Bu ise, söz konusu zeminlerin uzun periyoda ait titreşim bileşenlerinin daha büyük oranlarda yer hareketi ile etkileşime girdiğini gösterir. Bu özelliğin zemin derinliği ile arttığı da Şekil 3.24’den görülmektedir.



Şekil 3.23 Deprem İvme Spektrumunun Normalize Edilmesi (Celep, Kumbasar, 1991).



Şekil 3.24 Değişik Yerel Zemin Durumları İçin Ortalama İvme Spektrumu (Celep, Kumbasar, 1991).



Şekil 3.25 San Francisco 1957 Depreminde Zemin Kalınlığının Maksimum Kesme Kuvvetine Olan Etkisi (Celep , Kumbasar , 1991).

Şekil 3.25’de ise on katlı bir yapıdaki deprem taban kesme kuvvetinin ana kaya üzerindeki dolgu zemin yüksekliğine olan bağılılığı gösterilmiştir.Şekilden, yapı ile ana kaya arasındaki zemin kalınlığı arttıkça, taban kesme kuvvetinin de büyüdüğü görülmektedir.Bu durum Şekil 3.24’de verilen spektrum eğrileri ile de uyushmaktadır.Gözönüne alınan yapının periyodu $T=1.2$ s için yerel zeminin kaya olması durumunda spektral ivme değeri en düşük olarak belirmektedir.Şekil 3.24’de verilen ivme spektrum eğrilerinin kaya ve sert zeminler için ABCD noktalarından geçen bir eğri şeklinde birleştirilmesi tavsiye edilebilir.

3.10.4 ZEMİN SIVILAŞMASI

Deprem sırasında yapılarda meydana gelen hasarların en önemli sebeplerinden birisi de, suya doygun 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 Niigita (Japonya) ve Alaska (ABD) depreminde bu olayda ortaya çıkan hasarlar önemli boyutlara ulaşmıştır.Depremden hemen sonra zeminde meydana gelen çatlaklardan su akmaya başlamış, bazı yerlerde bir metreye varan oturmalar görülmüştür.Zemindeki düşey hareket, yapılarda dönmelere sebep olmuş ve binlerce binada ağır hasarlar meydana gelmiştir.

Kohezyonsuz suya doygun zeminde sıvılaşmanın en önemli nedeni, yer hareketi ile meydana gelen yön değiştiren kayma gerilmelerinin, hidrostatik basıncı artırması olarak kabul edilmektedir.Şekil 3.26’da görüldüğü gibi, 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.



Şekil 3.26 Deprem Durumunda Zemin Gerilmeleri (Celep , Kumbasar ,1991).

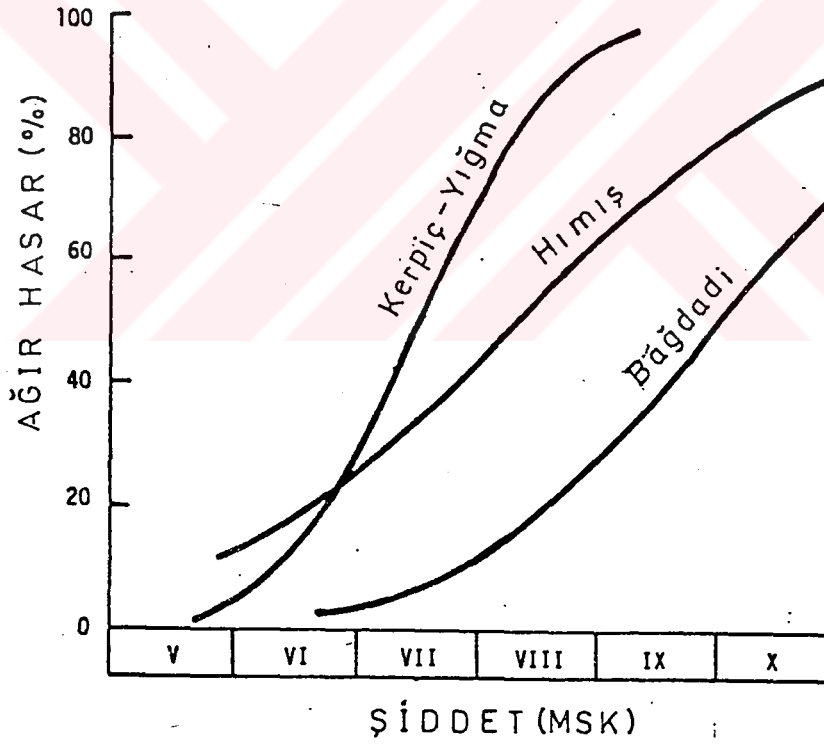
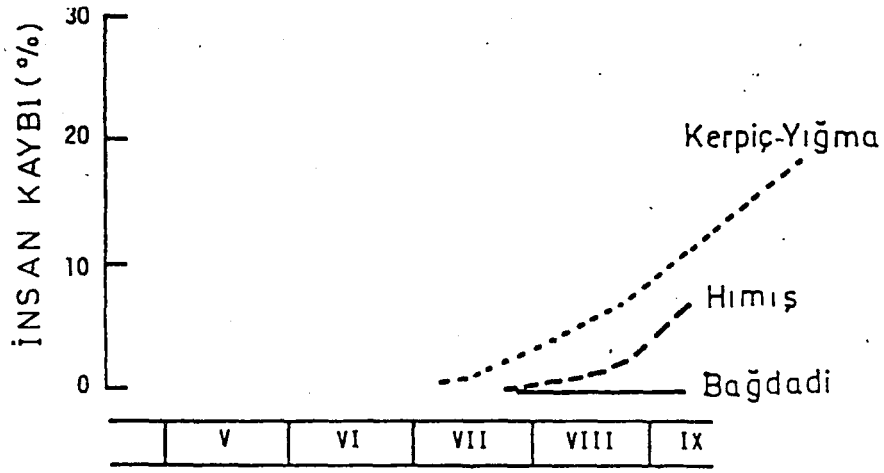
Ancak kararlı duruma gelmek için gereken şekil değiştirme, dış etkinin uzun süre devam etmesiyle artabilir.Dış etkinin kaybolmasından sonra artık bir boşluk suyu basıncı kalır.Bu ise, boşluk suyunun yukarı doğru hareketine neden olabilir.

3.11 DEPREMLERİN YAPILARA ETKİ VE ZARARLARI

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

Aynı tür zeminler 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, ahşap, kagir ve kerpiç yığma yapılar biçiminde bir sınıflandırmaya sokabiliriz.

Hafif çelik yapılarda zemin problemleri olmadığı sürece deprem hasarına az rastlanır.Çelik iskelette deformasyonlara rastlanılsa bile yapı çökmez.Betonarme yapılar depreme iyi dayanan yapılardır fakat üst yapının, temel ve zeminin yetersizliği nedeniyle önemli hasarlara uğradıkları gözlenmiştir (bkz.,19.8.1966,Varto 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 çok sayıda insanın ölmesine neden olmaktadır.Şekil 3.27’de Türkiye’de geleneksel türde yapılmış Kerpiç - Yığma, Hımış ve Bağdadi türde yapıların deprem şiddetine bağlı olarak karşılaşabilecekleri ağır hasar oranları ve neden olabilecekleri insan kaybı yüzdeleri verilmiştir (Eyidoğan ,Güçlü , Değirmenci , 1991).



Şekil 3.27 Türkiye’de Gözlenen Deprem Hasarlarından Elde Edilen Şiddet Değerlerinin, Yapıların Türlerine Göre Hasar Oranı Sınıflaması ve İnsan Kaybı Değerleri (Ohashi ve Ohta, 1983, Eyidoğan, Güçlü, Utku, Değirmenci, 1991).

BÖLÜM 4

TÜRKİYE ve İSTANBUL SİSMOTEKTONİK JEOLJİK ve DEPREMSELLİK ÖZELLİKLERİ

4.1 GİRİŞ

Kıtalarda olduğu gibi, ayrı-ayrı ülkelerde de depremsellik bölgelere göre değişik değerler taşır. Bir ülkede bazı bölgeler sık sık şiddetlice sarsıldıkları halde, diğer bölgeler daha az sayıda ve daha hafif depremlerden etkilenirler. Böylece, kıtalar ve ülkeler depremsellikleri birbirinden farklı bölgelere veya zonlara bölünebilmekte, deprem bölgeleri veya deprem zonları haritaları yapılmaktadır. Depremselliği en yüksek olan ülkeler : Japonya , Batı Meksika , Malenezya ve Filipinlerdir. Akdeniz kuşağı ve Kaliforniya ise ikinci sırada yer almaktadır.

4.2 DEPREM COĞRAFYASI ve DEPREMSELLİK

Türkiye 5 zona ayrılmış ve birinci, ikinci, üçüncü, dördüncü derece deprem zonları ve tehlikesiz zon olarak adlandırılmışlardır. Bu zonlar aynı zamanda depremin meydana getirdiği tehlikenin (can ve mal kaybının) derecesini yansıtır. Birinci derece deprem zonu deprem tehlikesinin en büyük olduğu sahaları ; dördüncü derece deprem zonu ise, deprem tehlikesinin en az olduğu sahaları içerirler. Tuz gölü ile Anamur - Silifke arasındaki bölge ve Güneydoğu Anadolu'da Suriye - Irak sınır bölgesi depremsellik bakımından şimdilik "tehlikesiz" sayılmaktadır.

Akdeniz deprem kuşağı içinde bulunan Türkiyemiz'de bütün tarih boyunca şiddetli ve yıkıcı depremler olmuş ve özellikle son 70 yıl bu bakımdan aktif bir dönem olarak geçmiştir. Bu dönemde şiddeti 9'un üzerinde, magnitüdü 6'dan büyük 28 deprem olmuş , 60 - 70 bin kadar can kaybı ve yüz milyonlarca lira değerinde maddi zarar meydana gelmiştir. Genellikle Kuzey Anadolu, Ege Bölgesi, Marmara havzası, Doğu Anadolu ve Hatay, yurdumuzun en çok sarsılan bölgeleridir.

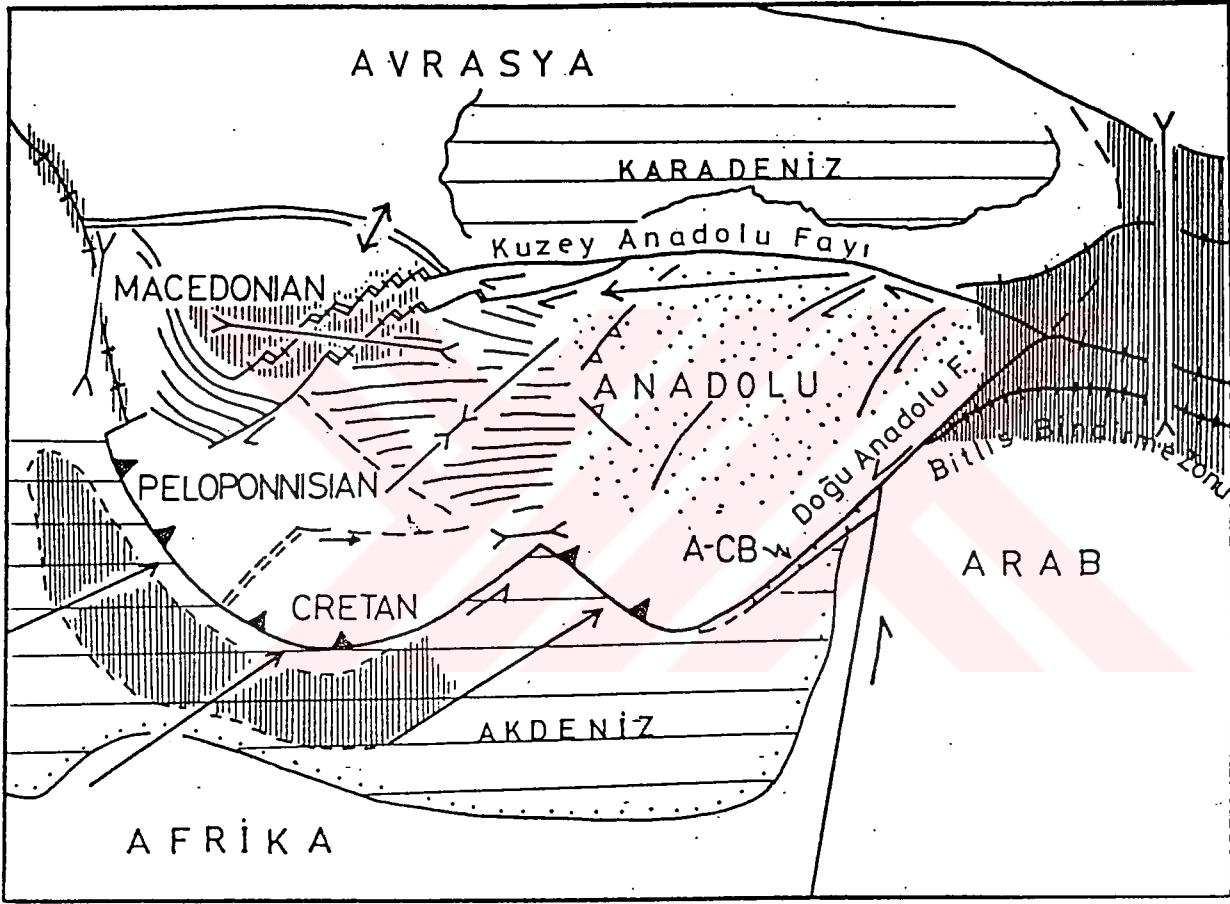
4.3 TÜRKİYE'NİN JEOLJİK ve DEPREMSELLİK ÖZELLİKLERİ

Sismotektonik bölge sınırları içerisinde oluşan depremlerin ve güncel tektonik unsurların özelliklerini belirtmeden önce ülkemizdeki temel jeolojik olgulara kısaca değinmekte yarar vardır.

Alpin sıradağlar kuşağı içerisinde bulunan Türkiyemiz, bu kuşağın genel nitelikleri yanı sıra kendine has birtakım jeolojik özellikleri de içermektedir. Kuzeyde Avrasya (Avrupa - Asya) ve güneyde Afrika - Arabistan levhaları (plakaları) arasında yer almış olan Eski ve Yeni Tetis okyanusunun jeotektonik evrimine bağlı olarak Şekil 4.1'de görüldüğü gibi gelişmiştir (Ketin , 1983).

Yerkabuğunun oluşumu ve jeolojik evrimi milyarlarca yıldır sürüp gitmektedir. Bu süreç içinde başlıca dört büyük dağoluşum oluşmuştur. Bu dönemlerden biri olan

Alpin dağoluşum dönemi ortalama 70 -80 milyon yıl önce başlamış ve Türkiye topraklarında bugün gözlemlediğimiz jeolojik olguların biçimlenmesinde en önemli yeri almıştır.



Şekil 4.1 Türkiye ve çevresindeki jeolojik ve tektonik etkinlikte önemli rol oynayan levhalar, hareket özellikleri ve bu hareketlere bağlı olarak gelişen tektonik sınır ve bölgeler. Belli başlı levhalar Afrika, Arabistan, Avrasya ve Anadolu levhalarıdır (Eyidoğan, Güçlü, Değirmenci, 1991).

4.3.1 PALEOTEKTONİK, NEOTEKTONİK VE LEVHA TEKTONİĞİ

Bir bölgenin jeolojisini incelerken, gözlenen jeolojik unsurların yaşları dikkate alınarak paleotektonik (yaşlı tektonik) ve neotektonik (genç tektonik) dönemler içinde sınıflamak geleneksel bir yaklaşımdır.

Türkiye'deki paleotektonik birlikler dağ kuşaklarının gelişmeleri sürecine dayalı olarak kuzeyden güneye doğru dört birimle sınırlanmıştır. Bunlar sırasıyla:

1. Kuzey ve kuzeybatı Anadolu sıradağları - Pontidler
2. İç Anadolu sıradağları - Anatolidler
3. Güney ve doğu Anadolu sıradağları - Toridler (Toroslar)
4. Güneydoğu Anadolu sıradağları - Kenar Kıvrımlı Bölgesidir.

Anatolid / Torid platformu ile güneydeki Arabistan levhası arasında Yeni Tetis adlı bir okyanus yer almaktaydı (Şengör, 1979). Bu okyanus daha sonra kapanmaya başlamış ve Arabistan levhası bu günkü Kenar Kıvrımları bölgesinin kuzey kanadı boyunca (Bitlis Bindirme Kuşağı) Avrasya'ya çarpmıştır. Bu çarpma sonucu doğu Anadolu kuzey-güney yönünde sıkışmış ve tüm Anadolu levhası üzerinde neotektonik devre başlamıştır. Bugün ülke çapında gözlemlediğimiz tüm genç ve etkin tektonik hareketler, kırık kuşakları ve deprem etkinliği 12my yıl önce başlayan ve bugün de süren çarpışma mekanizmasının ürünüdür. Ayrıca bugünkü doğu Akdeniz, ince ve okyanusal kabuk özelliğini ve Anadolu'nun altına dalma sürecini koruyan Yeni Tetis'in güney kolunun henüz kapanmamış bir kalıntısıdır. Kıtasal çarpışma sonrası oluşan ve kinematik kurallar çerçevesinde hareket ederek, bugünkü Anadolu ve çevresinin levha tektoniği taslağını belirleyen levhalar arasındaki sınırlar şekil 4.1'de gösterilmiştir. Buna göre, Afrika levhasının bir parçası durumunda olan Arap levhası, Avrasya levhasına doğru kuzeye yer değiştirmekte ve doğu Anadolu'yu sıkıştırmaktadır. Anadolu levhası bu sıkıştırmanın etkisiyle Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı (DAF) üzerindeki kaymanın getirdiği kolaylıkla batıya doğru hareket etmektedir. Benzer şekilde, İran levhası da kuzeydoğu'ya yer değiştirerek, Arabistan levhasının neden olduğu sıkıştırmayı açığa çıkarmaktadır (Ketin, 1964, 1966).

Levha tektoniği kuramı, levhaların kendi içinde tam katı olmaları ve sınırlarındaki deformasyonları diğer sınırlara tam olarak ilettikleri tezi (kinematik kuram) üzerine kurulduğundan doğu Akdeniz'de gözlenen gerçek tektonik hareketlerin ve deprem mekanizmalarının hepsini tam olarak açıklayamazlar. Bunun nedeni, doğu Akdeniz'deki tektonik birliklerin çok değişken olması, okyanusal ve kıtasal yapıları çok karmaşık bir biçimde içlerinde bulundurmaları ve biraz da jeolojik yapının gerçek doğasından kaynaklanmaktadır. Türkiye'nin levha tektoniği taslağı üzerinde tartışırken levha sınırlarını, belirli bir genişliği olan sınır bölgeleri olarak algılamak daha gerçekçi olacaktır.

Yapısal ve deformasyon özelliklerine bakılarak Türkiye,Miyosen'den bu yana (12my) gelişen üç ana neotektonik bölgeye ayrılmıştır (Şengör, 1979).Bu bölgeler :

1. Doğu Anadolu sıkışma bölgesi,
2. Batı Anadolu açılma bölgesi,
3. Orta Anadolu ovalar bölgesidir,

Bu üç ana neotektonik bölgeden başka ayrıca üç ufak çaplı neotektonik bölge önerilmektedir(Şengör , 1980).Bunlar :

- i. Karadeniz kıyı bölgesi,
- ii. Trakya bölgesi,
- iii. Adana / Klıkya havzası - Isparta açısı sistemidir.

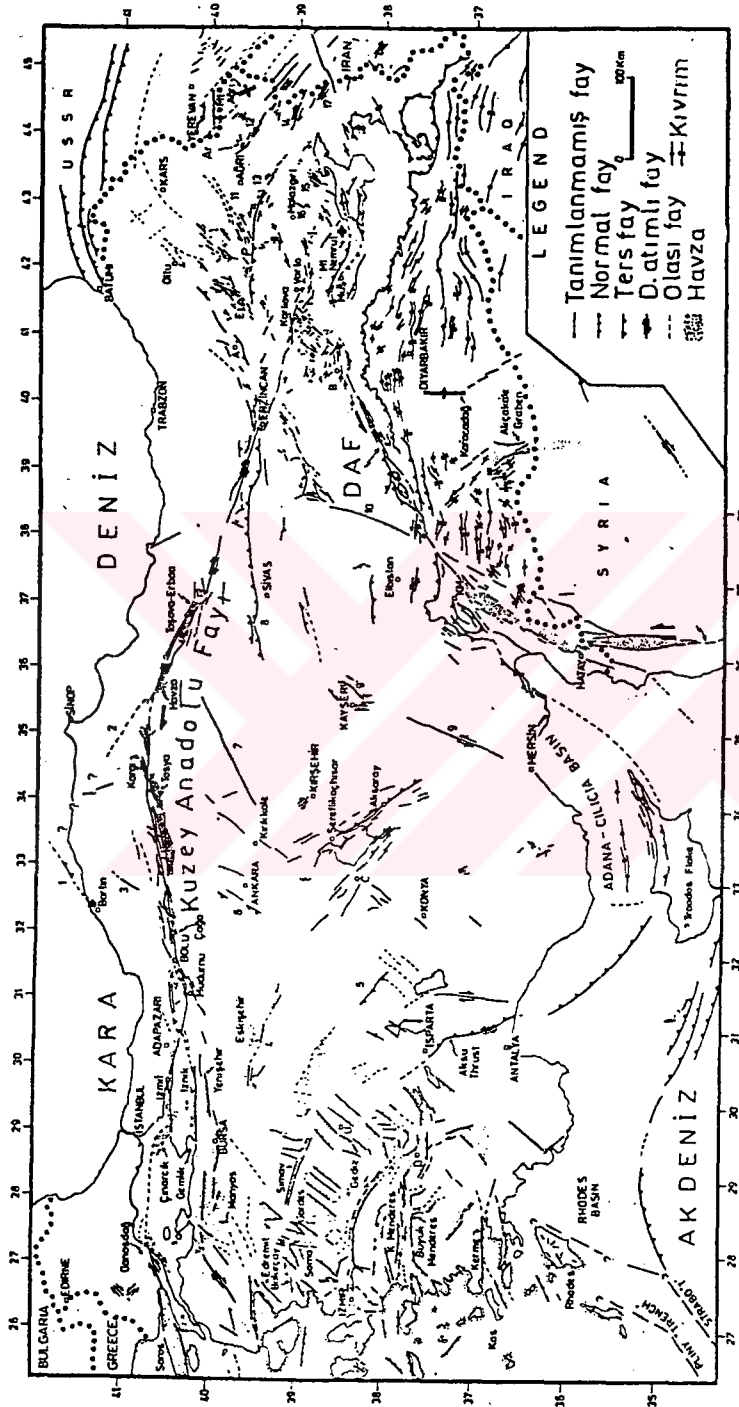
Bu bölgeler, günümüzdeki etkin depremelliği belirleyen diri fayları, bindirmeleri ve çöküntü havzalarını içermektedirler.Şekil 4.2 , Şekil 4.3'deki Türkiye depremleri haritası ile karşılaştırıldığında , deprem episantrlarının bu etkin neotektonik bölgelerle ve kırık kuşakları ile ilişkili oldukları bölgesel düzeyde bile olsa görülebilmektedir.Sözü edilen bu etkin deprem kuşakları şunlardır :

- a. Kuzey Anadolu Fay kuşağı,
- b. Marmara çevresi ve güneybatı Anadolu graben havzaları,
- c. İskenderun körfezi ve Amik ovası kenarları,
- d. Güneybatı Anadolu'nun Ege kıyıları ve Ege denizi,
- e. Antalya körfezi açıkları - Kıbrıs kuşağı,
- f. Malatya - Karlıova - Varto - Kars üzerinden Kafkaslar'a doğru uzanan kuşak.

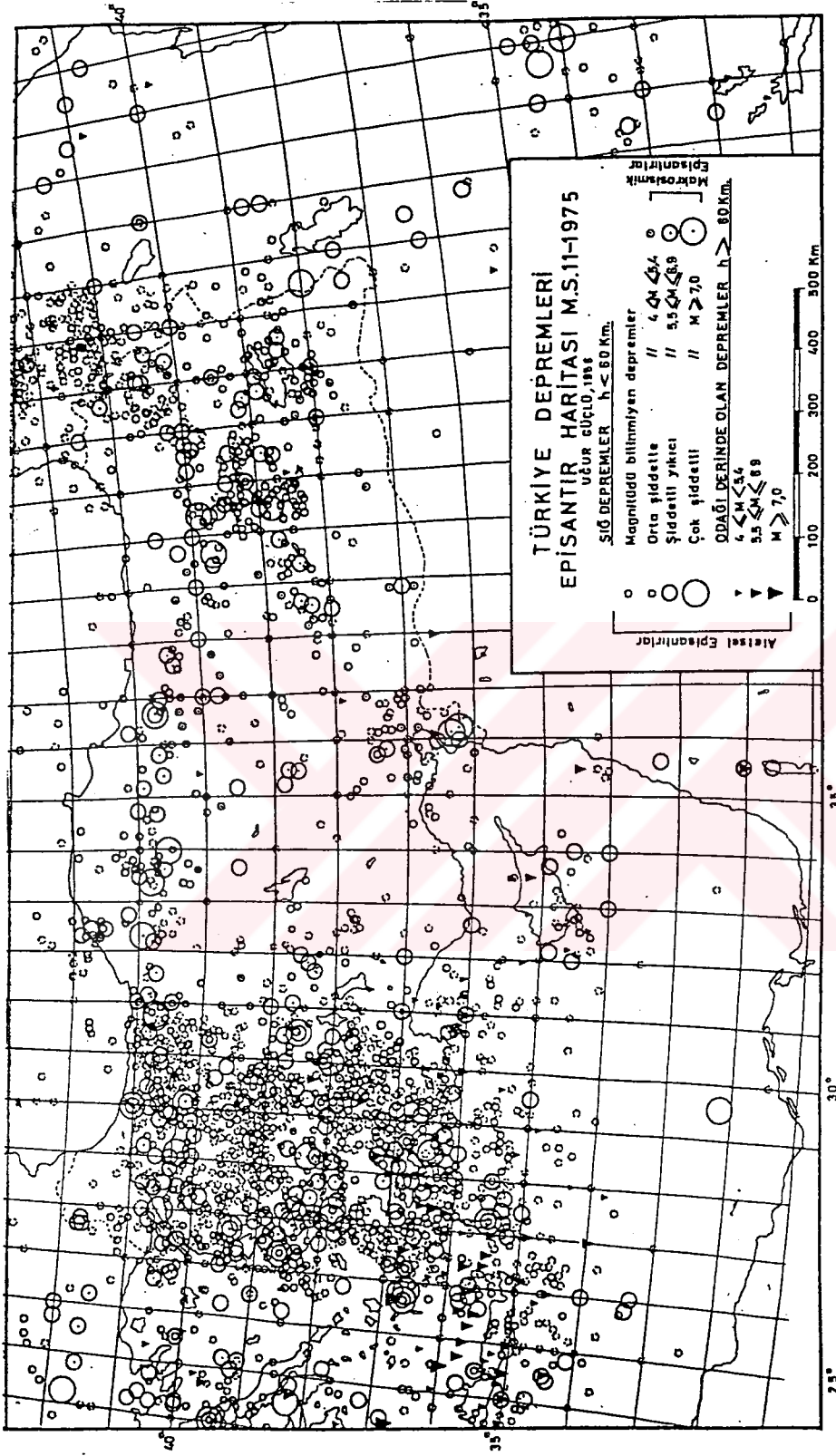
Ülkemizde sıkça karşılaştığımız yıkıcı depremlerin özelliklerini daha iyi anlayabilmek açısından Türkiye için önerilen üç ana neotektonik bölgenin tektonik ve deprem ilişkilerine daha ayrıntılı değinmekte yarar vardır.

4.3.2 TÜRKİYE'NİN NEOTEKTONİK BÖLGELERİ ve DEPREMSELLİK

Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi , Avrasya - Arabistan levhalarının çarpışmasından sonra Doğu Anadolu'nun son 10 my'dan bu yana kuzey - güney yönünde ortalama % 40 - 60 oranında daralması, yer kabuğunun kalınlaşması ve yükselmesiyle oluşmuştur.Doğu Anadolu bölgesini batıda Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı sınırlamaktadır.Bu bölgedeki ve kuzeydeki Kafkaslar'da kuzey - güney yönlü sıkışma hızı 30 mm/yıl olarak bulunmuş ve buradaki deformasyonun %10 - 40'nın depremlerle ilgili olduğu belirtilmiştir.Deformasyonun önemli bir bölümü Şekil 4.2 ve 4.3'de görüldüğü gibi bu bölgenin batıdaki Anadolu levhası ile sınırını oluşturan Doğu Anadolu Fayı üzerinden geçmektedir (Jackson ve McKenzie 1988,Eyidoğan , Değirmenci , Güçlü, 1991).



Şekil 4.2 Türkiye'nin tüm belli başlı neotektonik yapıları. Lejandda küçük harflerle verilen simgeler şunlardır: a: fay, b: normal fay, c: ters fay, d: doğrultu atımlı fay, e: belirsiz fay, f: kıvrım eksenleri, g: volkanik etkinlikte ilgili açılma çatlakları, h: ove rejimi dışında kalan ve faylarla sınırlanmış basenler (Eyidoğan, Güçlü, Değirmenci, 1991).



Şekil 4.3 Türkiye’de MS 11-1975 yılları arasında oluşmuş depremlerin episantir dağılımları. Depremler büyüklüklerine ve derinliklerine göre ölçeklendirilmiştir (Eyidoğan, Güçlü, Degirmenci, 1991).

Bölgede dağlar arası çöküntü havzaları, yanal atımlı faylar, açılma çatlakları, kıvrımlı bindirmeli alanlar ve Pliyo - Kuvaterner (2 my) yaşlı volkan püskürmeleri oluşmuştur.

Güney Anadolu bölgesinde bindirme hareketleri ile oluşan ters faylanmaların etkin olduğu görülmektedir (Eyidoğan, 1983). Bindirmeler kuzeyden güneye doğru olmuş, eski kütleler yeniler (Oligosen-Üst Eosen) üzerinde 15 -20 km kaymışlar ve sürüklenmişlerdir.

Jeofizik çalışmalar sonucu elde edilen gravite , ısı akısı , sismik dispersiyon verileri gibi jeofizik veriler Doğu Anadolu'da yerkabuğu kalınlığının 40 - 45 km arasında olduğunu göstermektedir (Özelçi, 1973, Tezcan , 1972, Ezen , 1983 , Eyidoğan , Güçlü , Değirmenci ,1991).

Bu bölgenin tarihsel (MS. 1900 öncesi) ve aletsel deprem kayıt dönemlerinde (MS. 1900 sonrası) deprem bakımından etkin olduğu anlaşılmaktadır. Çoğunlukla sığ (10 - 15) derinliklerde oluşan bu bölge depremlerinin büyük olanları ($M_s=6.0$), yeryüzünde fay kırıkları oluşturmaktadırlar. Katalog verilerine göre güneydoğu Anadolu bindirme kuşağı içinde depremlerin sığ olmaları ve bölgedeki geleneksel yapı türünün depreme dayanıklı olmaması nedeniyle büyüklüğü $M_s=5.5$ olan depremler hasar ve kayıplara neden olmaktadır (Ergin ve diğerleri, 1967; Ergin ve diğ. 1972; Güçlü ve diğ. 1986; Alsan ve diğ. 1975).

Doğu Anadolu Fayı (DAF) dışında, bu bölgede rastlanan belli başlı etkin faylar ve tektonik unsurlar şunlardır :

Norman - Horasan Fayı : Şekil 4.5a'da görüldüğü gibi 110 km uzunluğunda olduğu belirtilen bu fay zonunun kuzey bölümü 30 Ekim 1983 Norman depremini oluşturarak etkinliğinin derecesini ortaya koymuştur . Sol yanlı doğrultu atımlı bir faydır. Yer yer 5 km genişliğe varan kesme kuşaklarının olduğu görülür (Barka ve Kadinsky - Cade, 1989).

Çaldıran Fayı : 1976 Çaldıran depremi ile ortaya çıkan bu fay, sağ yönlü doğrultu atımlıdır. Şekil 4.5b'de görüldüğü gibi ortalama 50 km uzunluğunda bir yüzey kırığı oluşmuştur .

Balıkgölü Fayı'nın Şekil 4.5c'de görülen ortalama 90 km'lik bölümü Türkiye sınırları içinde konumlanarak, doğuda İran sınırları içine girmektedir. Balık gölü bölümünde normal faylar içeren kuşak, gölün güneydoğusuna doğru belirgin olarak sağ yönlü doğrultu atımlı fay niteliğini kazanmaktadır. 1840 Ağrı depreminin bu fay ile ilgili olduğu belirlenmiştir (Ambrassey ve Melville, 1982).

Tutak ve Karayazı Fayı : Hava fotoğraflarında ve sahada belirgin olarak görülen Tutak fayının 90 km uzunluğunda ve etkin olduğu belirtilmiştir Şekil 4.5d'de de görüldüğü gibi Karayazı fayı Tutak fayına 15 - 20 km uzaklıkta konumlanmaktadır. Her iki fay sağ yönlü ve doğrultu atımlıdır. (Şatıroğlu ve Güner, 1981 , Eyidoğan , Güçlü , Değirmenci , 1991)..

Erzurum Fayı : Sol yönlü doğrultu atımlı ve yer yer ters faylanma belirtileri gösteren bu fayın etkin olduğu anlaşılmıştır (Barka ve Kadinsky - Cade, 1989). Kuşak boyunca kesme çatlaklarının kapladığı alanın genişliği 10 km'ye varmaktadır. Bu kuşağın güney bölümünün Şekil 4.5'de görüldüğü gibi 1200, 1482 ve 1859 yıllarında Erzurum çevresinde önemli kayıplara neden olan depremleri oluşturduğu belirtilmektedir.

Batı Anadolu Açılma Bölgesi ; Neotektonik dönemin başlangıcı ile birlikte batı Anadolu ve özellikle Ege bölgesi yoğun bir kuzey - güney yönlü gerilmeye uğramıştır. Batı Anadolu ve Ege'deki graben sistemleri Doğu Anadolu Sıkışma bölgesi gibi Avrasya - Arabistan çarpışmasının bir yan ürünüdür ve doğu Anadolu'daki sıkışma hareketinin Kuzey Anadolu Fayı ile batıya taşınması sonucu oluşmuştur. Günümüzde de sürmekte olan açılma ve gerilme hareketleri sonucu batı Anadolu'da birbirine koşut (D-B, KB-GD doğrultulu) pek çok graben, küçük çaplı havzalar ve yanal atımlı faylar oluşmuştur (Şengör, 1980).

Bu bölgedeki büyük çaplı grabenler olarak büyük ve küçük Menderes vadileri, Saros, Edremit, Kerme (Gökova), Gemlik, İzmit körfezleri, İzmit gölü ve Marmara denizinin büyük bir bölümü sayılabilir.

Batı Anadolu'da yer kabuğu 25 -30 km kalınlıktadır. Bölgede rift türü alkalen Pliyo - Kuvaterner volkanizma ve yüksek ısı akışı belirtileri vardır. Ege'de hemen hemen doğu - batı yönünde uzanan grabenlerin kenar faylarının derinlere doğru eğimlerinin 30 - 35 dereceden 5 - 10 dereceye kadar azalan listrik (kürek biçimli) normal faylar olarak davrandığı belirtilmiştir. Bu tür bir hareket mekanizmasının, Ege graben bölgesinde % 100'e varan kuzey - güney yönlü bir açılmaya neden olduğu kestirilmiştir (Eyidoğan ve Jackson, 1985).

Batı Anadolu ve Ege bölgesi tarihsel ve aletsel dönemlerde çok etkin bir deprem bölgesi karakterini korumuş, depremler geçmiş birçok uygarlıklarda iz bırakan önemli bir olgu olmuştur. Batı Anadolu'daki büyük depremler genellikle yeryüzünde deprem fay izleri oluşturmuşlardır. Sığ olan Batı Anadolu depremleri, Rodos ve Antalya körfezi açıklarında 90 km derinliklere kadar yer alabilmektedirler. Ege bölgesindeki graben sistemleri çok sayıda küçük deprem kümeleri oluşturmaktadırlar. Ayrıca, jeotermal kaynak alanlarının da bölgede çok sayıda etkilediği sanılmaktadır (Jackson ve McKenzie, 1984).

Büyük depremlerin odak mekanizması çözümleri ve sismik momentleri kullanılarak yapılan bir çalışmada güneybatı Anadolu'nun yılda 13.5 mm hızla kuzey - güney yönünde açıldığını ve 0.5 mm/yıl'lık bir hızla incelendiği bulunmuştur. Marmara bölgesi ise daha yavaş olmakla birlikte (2.7 mm/yıl) kuzey - güney yönünde açılmaktadır. İncelemeler batı Anadolu'da depremlerin yerkabuğunun en üstteki 8 - 10 km'lik kırılğan bölümünde yer aldığını, bunun altında yerkabuğunun daha sünek bir yapıda bulunması olasılığının yüksek olduğunu göstermektedir (Eyidoğan, 1988).

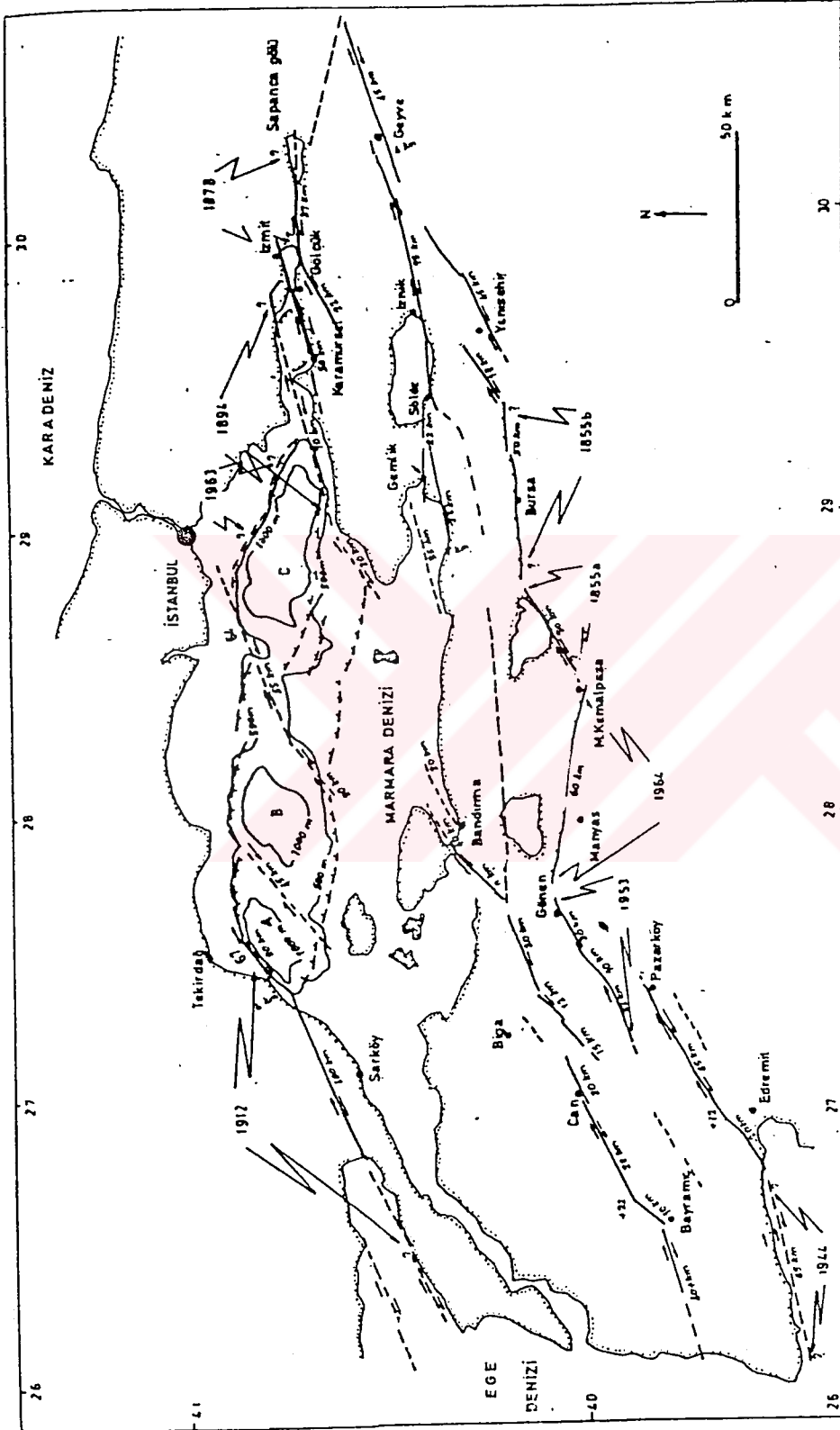
Marmara bölgesindeki fay kuşakları ve kırıklar Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisi altında olup doğrultu atım bileşenleri daha büyüktür. Ancak normal faylanma türü depremlerin de yer aldığı bu bölgede (örn. 6.10.1964 Manyas depremi, 18.9.1963 Çınarcık depremi) düşey hareketlerin de önemli değerde olduğu anlaşılmaktadır. Geçmişte birçok büyük depremin etkisi altında kalan bu bölgenin fay kuşakları ve kırıklar, Şekil 4.4'de görüldüğü gibi genelde doğu - batı doğrultusunda konumlanırlar. Marmara bölgesi depremelliğinin sismik enerji salınması açısından aletsel dönem içinde güneybatı Anadolu bölgesi kadar etkin olduğu bulunmuştur.

Batı Anadolu'da belli başlı etkin fay kuşakları ve kırıklar şunlardır : Eskişehir, Sultandağ, Büyük Menderes, Alaşehir, Gediz, Simav, Demirci, Soma - Akhisar ve Kerme fayları ile Aksu bindirmesidir.

Bu büyük fayların önündeki grabenlerde ve çöküntü havzalarında çok sayıda ufak depremlerin ve art sarsıntıların olduğu anlaşılmaktadır. Bölgede dik eğimli ve doğrultu atım bileşeni büyük faylar ise grabenler içinde ana normal fay kuşaklarına açılı olarak konumlanmışlardır. Ancak bu fayların büyük depremler oluşturmadığı belirtilmiştir (Şengör, 1987).

Orta Anadolu Ova Bölgesi ;Doğu Anadolu sıkışma bölgesi ile Batı Anadolu açılma bölgesi arasında kalan bu bölge, kuzeyde Kuzey Anadolu Fayı ve güneyde ise Toros sıradağları ile sınırlanır. Bölgenin en belirgin morfolojik yapısını simgeleyen Konya ve Tuz gölü havzalarının batı Anadolu graben sistemine aşamalı olarak geçiş gösterdiği belirtilmiştir. Bölgede belirlenen tipik yapısal unsurlar, bazılarının varlıkları geçen yüzyıldan beri bilinen, kabaca KD-GB ve KB-GD yönlü büyük faylardır (örn. Tuz gölü fayı, Ecemiş fayı). Bu fayların yanal atımlı oldukları belirlenmiştir. Orta Anadolu bölgesinin tarihsel ve aletsel dönemleri incelendiğinde çok sayıda büyük deprem olmadığı görülmektedir (Şengör, 1980).

Cumhuriyet döneminde kayda geçen az hasar yapıcı depremlerden birkaçı Tuz gölü yakınlarında olmuştur. Bunun dışında bölgenin deprem tehlikesini arttıracak bir etkinliğe rastlanmamıştır. Ancak, yakın deprem istasyonlarının olmaması, ufak depremlerle ilgili bilgilerin eksik olmasına sebep olmaktadır.



Şekil 4.5 Marmara bölgesinde yer alan belli başlı etkin fay kuşakları ve onlarla ilgili büyük depremlerin konumları. Bölge Kuzey Anadolu fayının batı ucunun etkisinde olmakla birlikte güneybatı Anadolu'daki kuzey-güney yönlü açılma hareketlerinin de etkilerini yansıtmaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1989).

Yukarıda tektonik ve depremsellik özellikleri kısaca açıklanan üç ana neotektonik bölgeden başka diğer üç ufak neotektonik bölge de Avrasya-Arabistan levhası çarpışması ve yaklaşması sonucu gelişen Karadeniz kıyı bölgesi, Trakya bölgesi ve Adana-Klikya havzası ve Isparta açısı sistemleridir.

Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzeyinde kalan Karadeniz kıyı bölgesinin deprem etkinliği azdır. Bu bölgenin Kuzey Anadolu Fayı'na yakın olan bölgelerinde oluşan depremler, bu faya bağlantılı ikincil faylanmalarla ilişkili olabilir (örn. 1968 Bartın depremi).

Trakya bölgesinin neotektonik niteliği bugün için iyi bilinmemektedir. Kalın bir tortul kütleli barındıran graben ya da ova sistemlerinden hangisine daha yakın olduğu konusu belirgin değildir.

Adana-Klikya havzası ve Isparta açısı sistemlerinin tarihsel ve aletsel dönemde çeşitli depremlerle etkinlik kazanmış oldukları yapılan çalışmalardan anlaşılmaktadır. Ancak, bugün bile yakın deprem istasyonları olmaması nedeniyle ufak deprem etkinliği özellikleri bilinmemektedir.

4.3.3 BÜYÜK FAY KUŞAKLARI VE DEPREMSELLİK

Türkiye'nin neotektonik bölgelerini tanıtırken bu bölgelerin deprem özellikleri de incelenmiştir. Özellikle, Ege bölgesi ve Doğu Anadolu'nun bazı kesimlerinde depremler dağınık ve belirli bir alanda kümelenme biçiminde ortaya çıkmaktadır. Bu tür depremler, ya kısa uzanımlı etkin faylar üzerinde ya da bu fayların tavan ve taban bloklarındaki deformasyonlar ile ilgili olmaktadır. Ancak, bazı neotektonik bölgelerin ayrımını sağlayan ve levha parçalarını sınırlayan fay kuşakları vardır ki, bunlar zaman zaman ülke çapında olmakta ve depremlerle ilgili çalışmalarda önemli bir yer tutmaktadırlar (Eyidoğan, 1983).

İşte, Türkiye'de bu anlamda ele alınabilecek önemli iki ana fay kuşağı vardır. Bunlar Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı'dır. Bu bölümde öncelikle Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı ile ilgili temel bilgiler aktarılacak ve bu fayların sismotektonik özellikleri konu edilecektir.

Kuzey Anadolu Fay Kuşağı, Şekil 4.6'da görüldüğü gibi ortalama 1500 km uzunlukta ve sağ yönlü yatay hareket gösteren doğrultu atımlı ve diri fay topluluğunu barındıran bir kuşaktır. Kuşak içindeki kırıklar kademeli ya da birbirine az çok koşut olarak sıralanırlar. Bu kırıklar, kuşak boyunca ortalama 500 - 1000 m, bazı kesimlerde birkaç km, ovalık bölgelerde ise 8 - 10 km genişlikte yer alırlar. Fay kuşağı çoğunlukla bir rift morfolojisi gösterir. Bu fay kuşağı içerisinde ezik kayalarından oluşmuş tepelikler, gölcükler, sırtlar, sıcak su kaynakları, ötelenmiş dere yatakları bulunmaktadır. KAF, batıda iki kola ayrılmış olarak yer almaktadır. Bu kolların biri Biga yarımadasından başlayarak, Yenice - Gönen - Manyas'tan geçmekte, Bursa ve Yenişehir üzerinden Sakarya nehrine ulaşmaktadır.

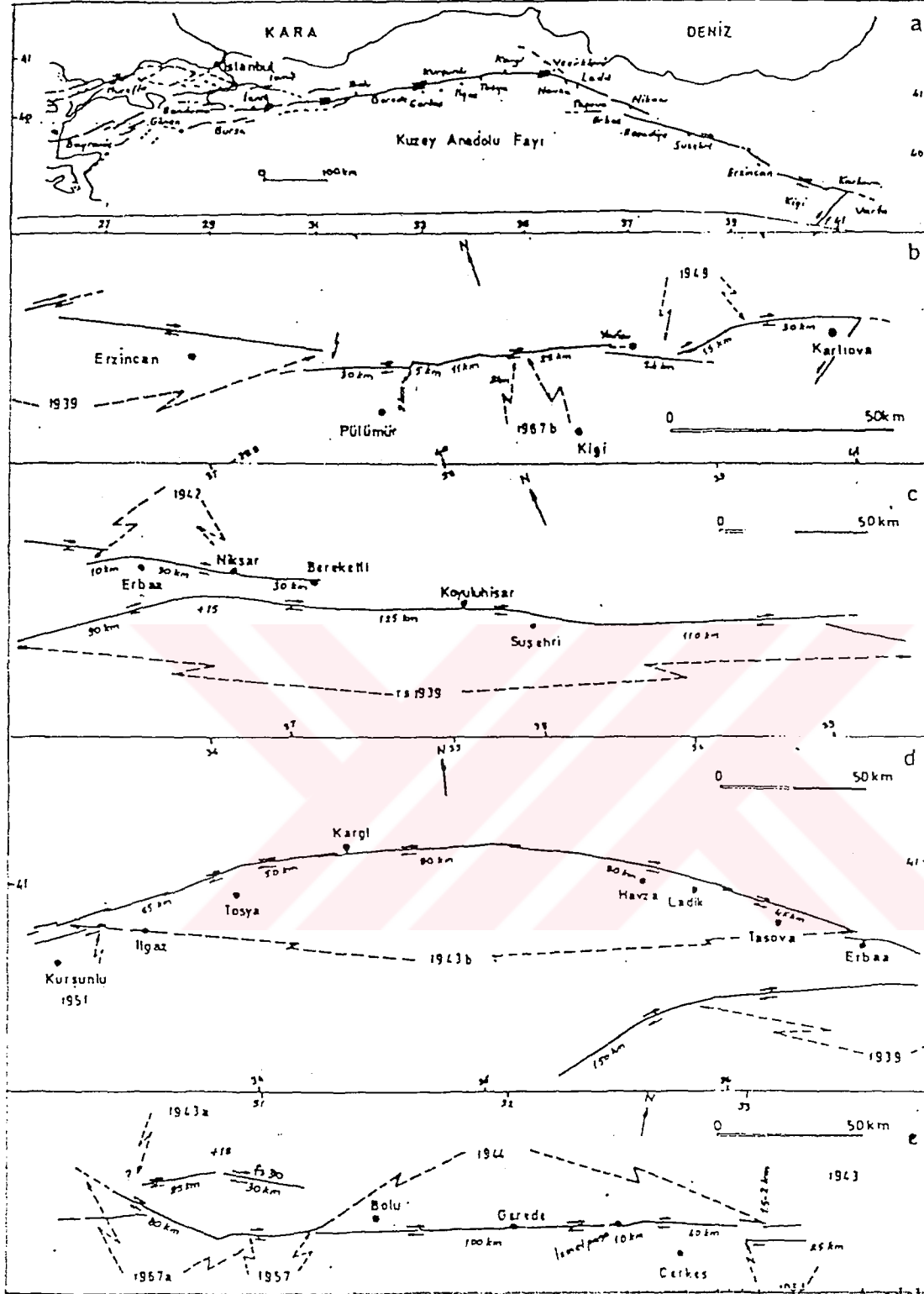
Kuzeydeki diğer kol ise Saroz körfezinden başlayıp Tekirdağ - Mürefte - Şarköy üzerinden Marmara Denizi'nin kuzey bölümünü izleyerek İzmit körfezinden Sakarya nehri çevresinde Kuzey Anadolu Fayı'nın diğer koluna kavuşmaktadır. Kuzey Anadolu Fayı buradan Mudurnu suyu vadisini izleyerek Abant gölüne varmakta ve daha sonra Bolu yakın güneyinden Gerede içinden, Çerkeş - Ilgaz kuzeyinde Destek boğazına ve oradan Yeşilırmağı izleyerek Niksar yakın güneyinde Kelkit vadisine ulaşmaktadır. Bu vadi boyunca, Reşadiye, Koyulhisar, Suşehri ve Refahiye kuzeyinden geçerek Erzincan ovasına varmakta ve oradan Sansa boğazını ve Fırat'ı keserek güneydoğu doğrultusunda Elmalı deresini izleyerek Karlıova yakın kuzeyinden Üstünkıran - Varto deprem bölgesine ulaşmaktadır (Ketin, 1983).

Sağ yönlü hareketin baskın olduğu Kuzey Anadolu Fayı üzerinde Miyosen ya da Pliyosen (13 -14 my) 'den bu yana 25 ile 120 km'ye kadar değişen büyüklükte yerdeğiştirmeler gözlenmiştir. Kuzey Anadolu Fayı üzerinde bu düzeyde gözlenen yerdeğiştirmenin doğudan batıya doğru gittikçe azaldığını vurgulanmıştır (Ketin, 1969; Bergougnan, 1976; Seymen, 1975; Şengör, 1979; Barka ve Hancock, 1984; Şengör ve diğ., 1985).

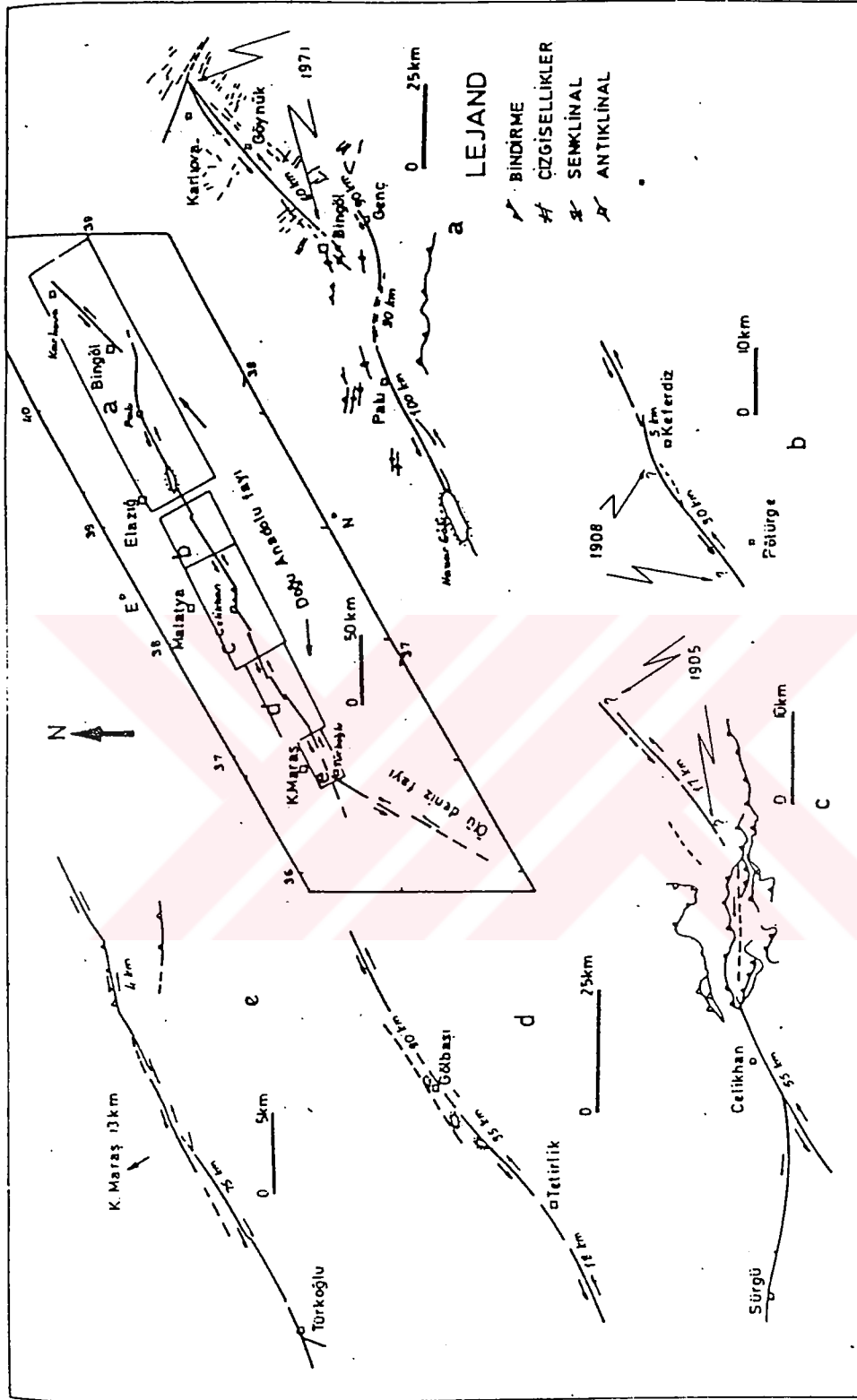
Jeolojik gözlemler Kuzey Anadolu Fayı üzerindeki yerdeğiştirme hızı için 0.5 - 0.8 cm/yıl düzeyinde değerler verirken (Tokay, 1973; Seymen, 1975; Barka ve Hancock, 1984), sismolojik incelemeler 1 - 11 cm/yıl arasında değişen yerdeğiştirme hızı vermektedirler (Brune, 1968; McKenzie, 1972; Canitez ve Ezen, 1973; Yoksöz ve diğ., 1979).

Kuzey Anadolu Fayı'nın Erzincan'ın doğusunda İran'a doğru ilerleyip ilerlemediği konusu tartışılır. Ketin (1983)'e göre fay Karlıova üzerinden Varto - Malazgirt - Çaldıran doğrultusunu izleyerek İran'a doğru yönelmektedir. Ancak, 1966 Karlıova ve Varto depremlerinin odak mekanizması çözümlerine bakılacak olursa (McKenzie, 1972), fayın bu bölümünün doğu Anadolu sıkışma bölgesinin etkisinde kaldığı anlaşılmaktadır. Ketin (1983), 1976 Çaldıran depreminde oluşan 50 km'lik sağ yönlü fayın Kuzey Anadolu Fayı sistemi içinde olduğunu belirtmektedir.

Doğu Anadolu Fay Kuşağı ;Ortalama 400 km uzunlukta ve Türkiye'nin sayılı fay kuşaklarından biri olan bu fay, Karlıova'dan başlayıp Kahramanmaraş üzerinden Akdeniz'e kadar uzanmakta ve sol yönlü bir hareket göstermektedir. Şekil 4.5 ve 4.7'de görüldüğü gibi Arap levhası ile Anadolu levhası arasındaki hareketin bir bölümü bu fay üzerinde oluşmaktadır. Uzun fotoğrafları Doğu Anadolu Fayı'nın morfolojisini belirgin biçimde ortaya koymaktadır (McKenzie, 1976). Doğu Anadolu Fayı, Ölü Deniz Fayı ve Kıbrıs Fayı'nın doğudaki uzantısı arasında karmaşık tektonik ilişkilerin özellikleri, günümüzde daha çok incelenmesi gereken bir sorun olarak güncelliğini korumaktadır. Doğu Anadolu Fayı'nın kinematik özellikleri bu iki tektonik kuşak üzerindeki hareketlerle doğrudan ilişkilidir.



Şekil 4.6 a. Türkiye'nin en belirgin ana fay kuşaklarından biri olan Kuzey Anadolu Fayı, 1939 yılında Erzincan yöresinden başlayıp deprem etkinliği batıya doğru hareket etmiş ve en son 1967 Adapazarı depremiyle kendini göstermiştir. b. c. d. e. Fayın çeşitli dönemlerde etkin duruma geçen bölümleri. Oklar arasındaki uzaklık, ilgili deprem sırasında oluşan kırığın boyunu göstermektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1989).



Şekil 4.7 Doğu Anadolu Fayı ve Aletsel Dönemde Olmuş (1900 sonrası) Depremlerin Konumları (Eyidoğan , Güçlü , Uz , 1991).

Şekil 4.7'den de görüldüğü gibi, Doğu Anadolu Fay kuşağında fay çizgiselliği zaman zaman dönmeler ve sıçramalar içermekte, fay gölleri (sag pond) ve çöküntü havzaları bulundurmaktadır (Boran ve Hazer baseni gibi).

Jeolojik gözlemler sonucu fay üzerinde Göynük çevresinde 18 - 22 km, Hazar gölünün güneybatısında Fırat nehrinin yatağında 15 km'lik sağ yönlü yerdeğiştirme saptanmıştır (Şengör ve diğ., 1985)

Jeolojik veriler bu fay üzerinde 0.5 cm/yıl düzeyinde bir hareket hızı vermektedir. Ancak bu hız, Doğu Anadolu Fayı'nın eşleniği olan Kuzey Anadolu Fayı üzerindeki hareket hızından iki kat daha azdır. Araştırmalar, Doğu Anadolu'daki tektonik kinematik nedeniyle Avrasya - Suriye (Arap levhası ucu) arasındaki hareketin ancak ufak bir bölümünün Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı üzerinden açığa çıktığını ortaya koymuştur (Dewey ve diğ., 1986)

Aletsel kayıt dönemi içerisinde Doğu Anadolu Fayı boyunca $M > 6.0$ büyüklüğünde ancak birkaç deprem olmuştur. Tarihsel olarak incelendiğinde fay boyunca şiddeti $I \Rightarrow VIII$ olan birkaç deprem görülmektedir (Ergin ve diğ., 1967; Soysal ve diğ., 1981). Doğu Anadolu Fayı ve Kuzey Anadolu Fayı'nın her ikisi de MS 100 - 1700 yılları arasında etkili olmuşlardır. MS 0 - 1500 yılları arasında ise Kuzey Anadolu Fayı etkinken, Doğu Anadolu Fayı sakin görülmektedir. MS 500 - 1100 yılları arasında etkinlik tam tersine olmuştur. Aletsel dönem içerisinde Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı'na kıyasla daha etkin gözükmektedir. Bu kıyaslama yolu ile yaklaşırsak, Doğu Anadolu Fayı'nın bu yüzyıl içinde daha etkin duruma geçeceği olasılığı ağırlık kazanmaktadır (Ambrassey, 1971). Doğu Anadolu fayı boyunca yapılan incelemelerde, bazı bölgelerin gelecekte deprem oluşturma potansiyellerinin yüksek olduğu vurgulanmıştır. Bu bölgeler, Genç Hazar Gölü arası ve Çelikhan'ın doğusudur. Ancak, Doğu Anadolu Fayı'nın Gölbaşı - Türkoğlu arasındaki bölümü aletsel dönemde orta ve büyük depremler açısından çok sakin bir durumdadır. Bu ise bu bölgeyi gelecekte büyük bir depreme aday yapmaktadır (Barka ve Kadinsky - Cade, 1989).

Doğu Anadolu Fay kuşağında 1964 - 1986 yılları arasında olmuş ve büyüklüğü $M_s = 5.5$ olan dört depremin (14.6.1964, 22.5.1971, 5.5.1986 ve 5.6.1986 depremleri) kaynak parametrelerinin incelenmesi sonucu, fayın bu dönem içerisinde 3.4 cm/yıl düzeyinde bir kayma hızı ile hareket ettiği ve bu kuşak üzerindeki büyük depremlerin kayma vektörlerinin Doğu Anadolu Fayı'nın doğrultusu ile ilişkili olduğu bulunmuştur (Kaymaz ve diğ., 1991). Ayrıca, fayın çevresindeki ikincil fayların (Sürgü fayı gibi) etkin olduğunu ve hasar yapıcı deprem potansiyeli içerdikleri anlaşılmaktadır (örn. 14.6.1964, 5.5.1986 ve 5.6.1986) depremleri.

Bitlis Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı ; Orta Miyosen'de Arabistan levhası ile Avrasya levhasının çarpışmasının ürünü olan bu kuşağın Türkiye sınırları içerisinde kalan bölümüdür.Bitlis bindirme kuşağı Şekil 4.2 ve 4.5'de görüldüğü gibi genellikle Doğu Toros dağlarının güney eteklerini izleyerek doğu-batı doğrultusunda uzanmaktadır.Maraş ve Adıyaman çevresinden başlayan bu kuşak çüngüş - Ergani - Lice - Kulp - Sason - Kozluk ve Pervari'den geçerek İran'da Zağros kuşağına birleşir.

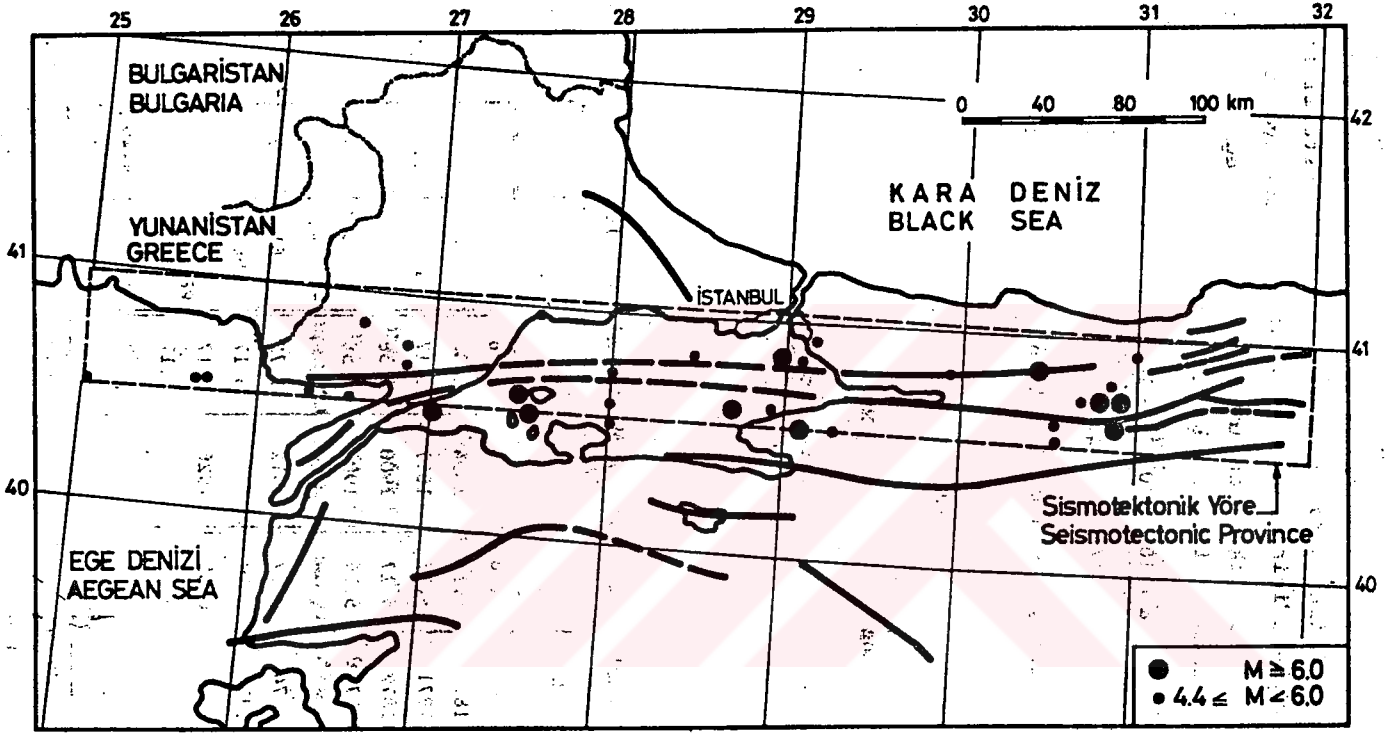
Bölgede deprem istasyonları sayısının çok az olması nedeniyle bu kuşağın güncel deprem etkinliği konusunda ayrıntılı bir sonuca varmak olası değildir.Ancak 6 Eylül Lice depremi (Eyidoğan, 1980) ve bazı saha gözlemleri (Arpat, 1975) bindirmenin tarihsel ve aletsel dönemde yer yer etkin olduğunu göstermektedir.6 Eylül Lice depreminin önemli bir özelliği, Bitlis bindirme kuşağı üzerinde günümüzde ters faylanma mekanizmasının etkin olduğunu göstermesidir.Bindirme hareketine sol yanlı doğrultu atım bileşeninin de eşlik etmesi diğer önemli bir noktadır.

Bitlis bindirme kuşağının güneyini oluşturan kıvrımlı kuşak depremsellik açısından son 80 yıllık dönem içerisinde sakin görülmektedir.Depremler daha çok bindirme çizgisine çok yakın yerlerde ve kuzeydedir (Eyidoğan , Güçlü , Değirmenci ,1991).

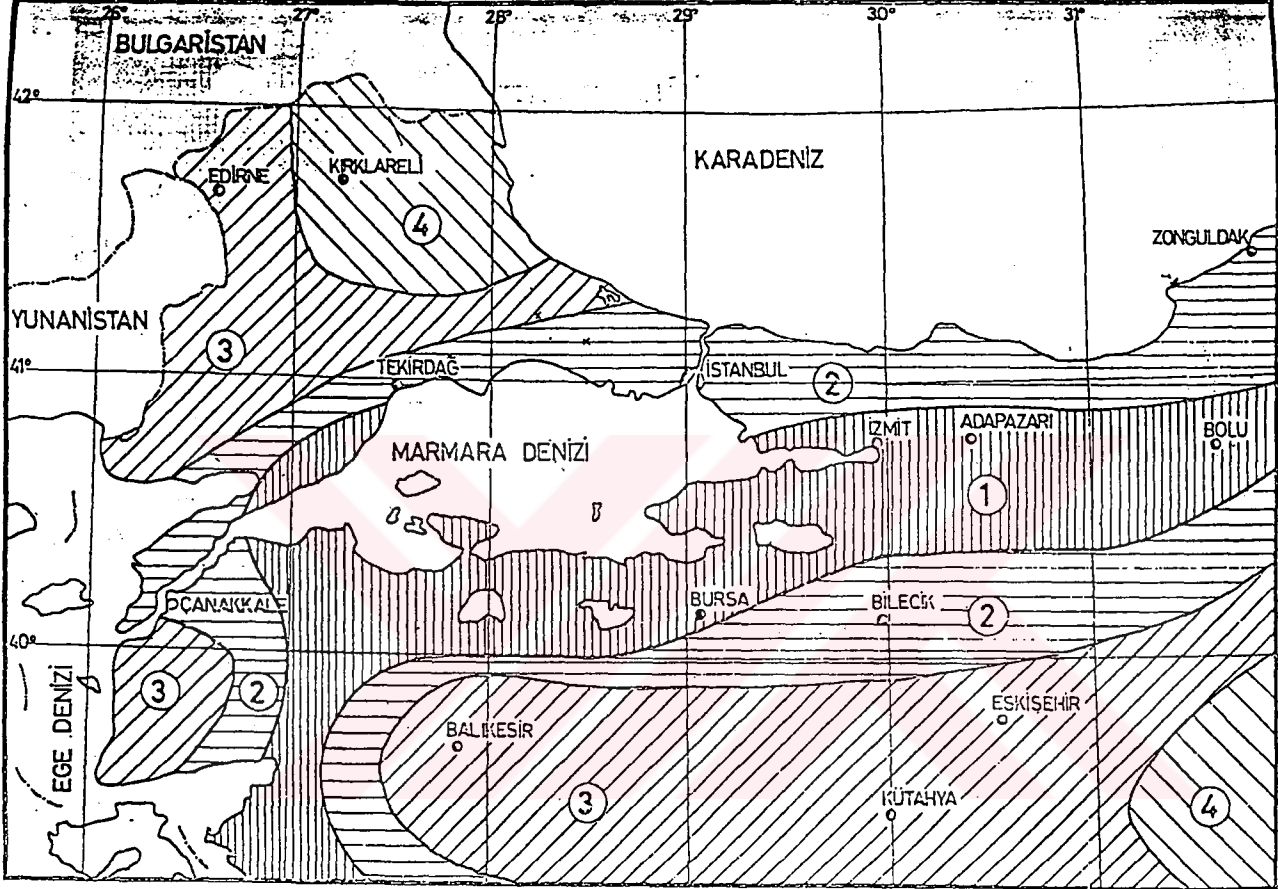
4.4 İSTANBUL SİSMOTEKTONİK BÖLGESİNİN DEPREMSELLİĞİ

İstanbul'daki deprem tehlikesini belirleyen jeolojik unsurların başında Marmara bölgesine doğrudan yaklaşan Kuzey Anadolu Fayı (kırığı)'nın dallanan kırık zonları gelir.Şekil 4.8'de görülen Kuzey Anadolu Fayı İzmit körfezinin doğusunda üç ana dala ayrılarak Marmara bölgesine ilerler.

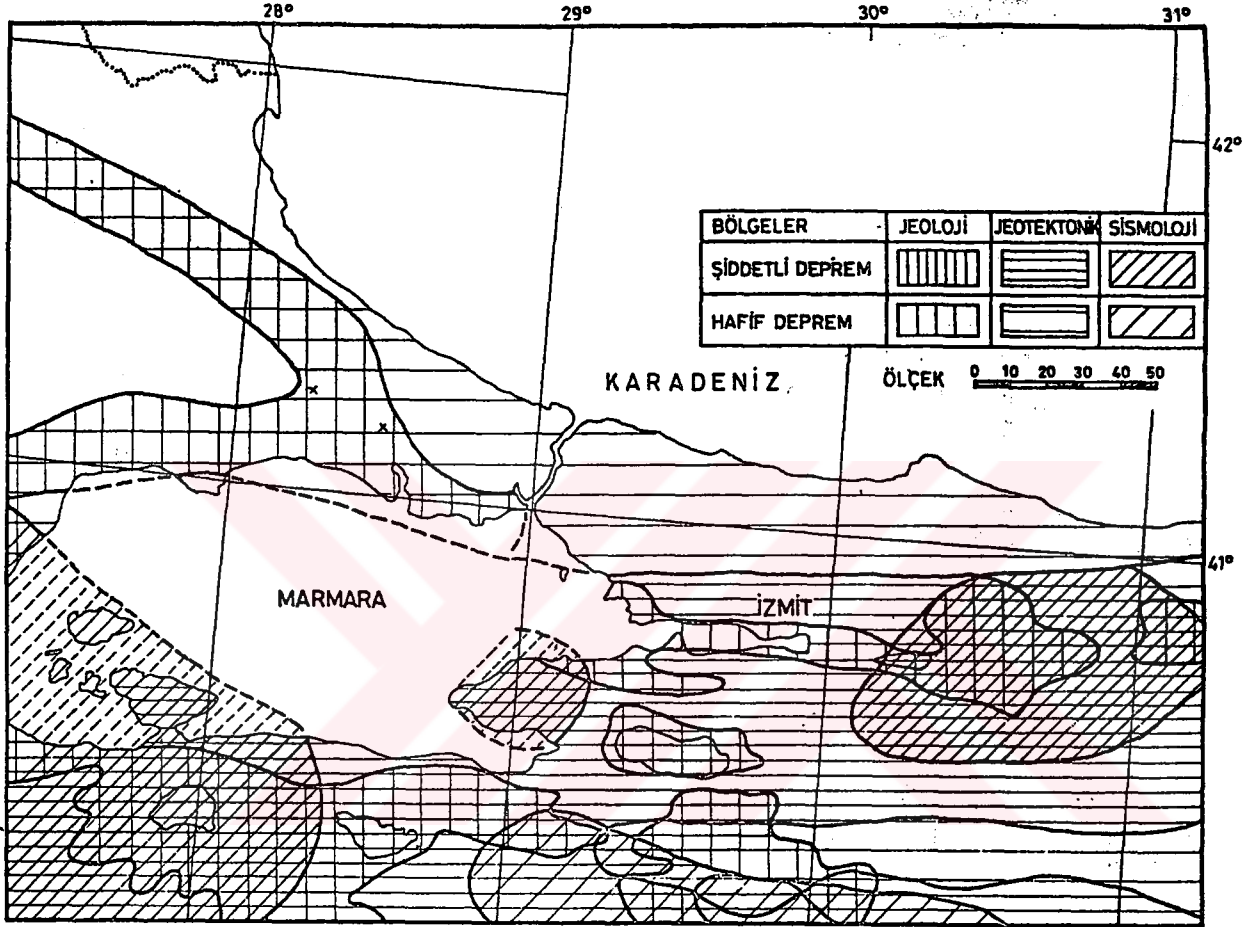
Bu üç ana kırık zonunun ayırdığı yer kabuğu blokları sağ-sol yönlü ve yukarı-aşağı doğru hareketler yaparlar.Jeolojik ve sismolojik çalışmalar sağ-sol yönlü hareketlerin yılda 2-2.5 cm'e kadar eriştiğini göstermektedir.



Şekil 4.8 İstanbul için sismotektonik yöre ve episantr haritası
(Tezcan , Acar ,Çivi , 1979,Deprem Araştırma Bülteni , No26).



Şekil 4.9 Marmara bölgesi deprem bölgeleri haritası
(Eyidoğan , 1991)

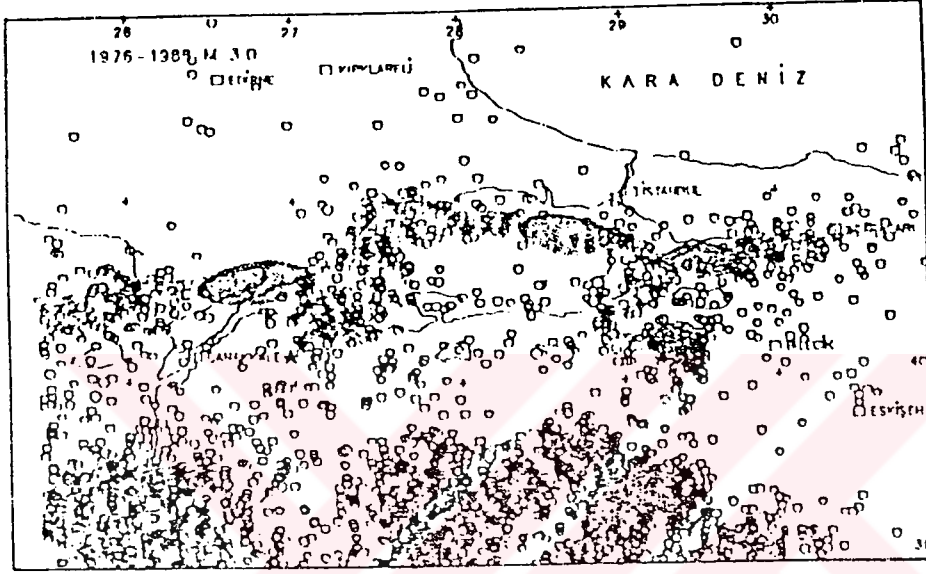


Şekil 4.10 Sismojenetik Harita (Kandilli Rasathanesi)

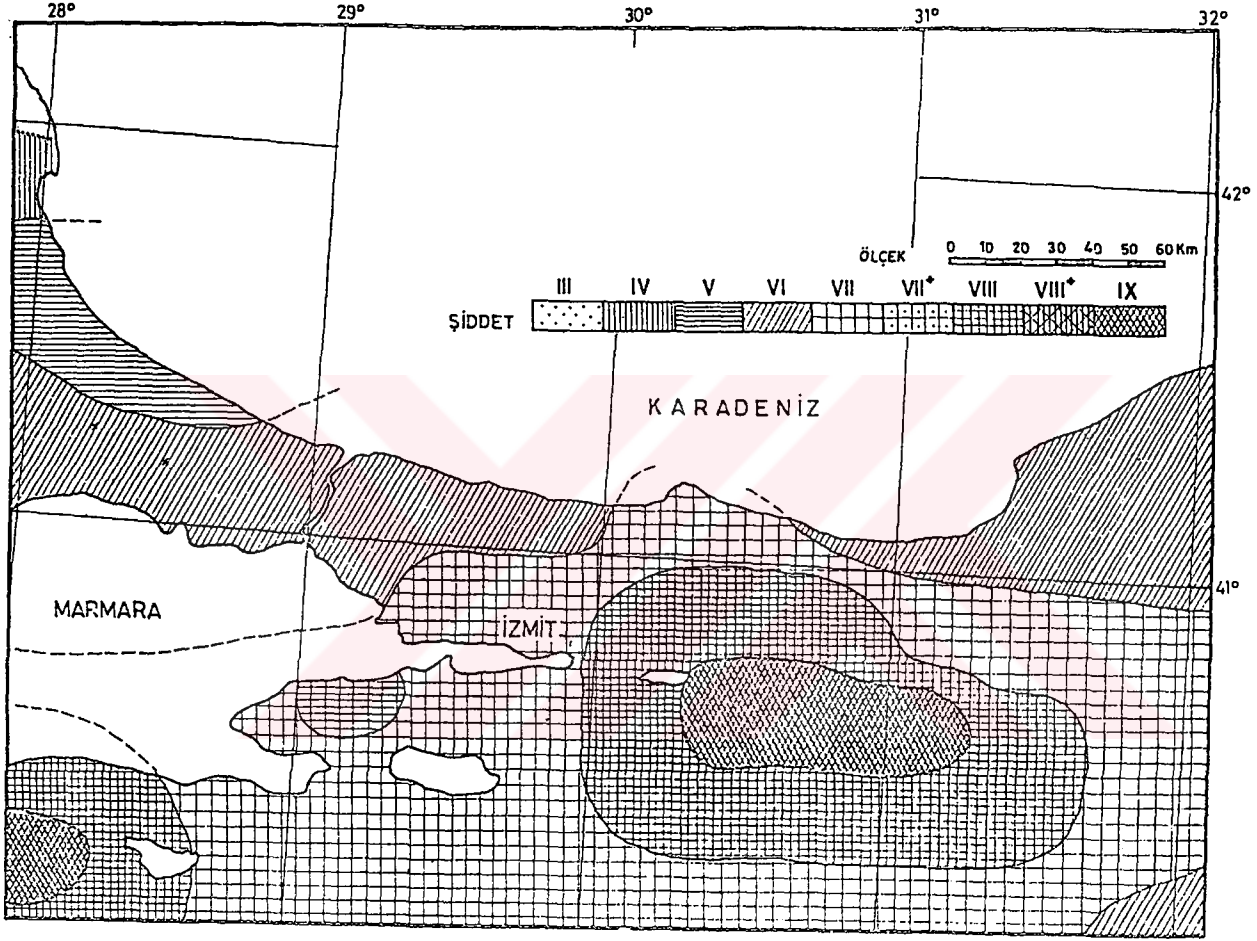
12.131 deprem kayıcı yapılmıştır (hissedilmeyenler c .İzmit-Saros kuşağı boyunca 11.000 deprem sayılmıştır.Çalışmalara (MS. 0-1899 kayıtları) dayanarak , çok yıkıcı depremlerin 158 yıl, yıkıcı depremlerin 43 yıl, ağır hasar yapıcı depremlerin 11 yıl ortalama tekrarlama periyodları olduğu görülmüştür. (Üçer, 1990 , İstanbul ve Deprem Sempozyumu , 1991).

Özellikle son yıllarda yapılan jeolojik ve jeofizik araştırmalarına göre İstanbul ve çevresinde, Büyükçekmece-İstanbul Boğazı arasında kalan yarımada da çok genç fayların (Oktay, 1991) ve üzerinde önemle durulması gereken mikrodprem etkinliğinin (Üçer, 1990) varlığı söz konusudur.Ancak, İstanbul ve çevresi bugün varolan deprem istasyon ağının dışında kaldığından, metropolün yerleştiği iki yarımada nın ayrıntılı sismik etkinliği duyarlı olarak anlaşılamamaktadır.Kuzey Marmara denizinde, Haliç ve İstanbul boğazında yapılan mekanik ve sismik yansıma çalışmaları önemli derecede hareket etmiş ve genç jeolojik yapıları kesme durumunda olan olası genç fayların varlığını tartışma gündemine getirmektedir (Uluğ ve diğ., 1987 ; Oktay, 1991).

Yukarıda belirtilen veriler ışığında İstanbul'daki yer seçimi ve imar planı uygulamalarında, bu metropolü, bir genelleme yaparak 2. derece deprem bölgesi olarak almak yanlış bir saptamaya neden olacaktır.Bugün kullanılan bu yöntem sağlam zeminler ve az katlı yapılar için geçerli olabilir.Ancak yapı dizaynından ve gevşek zemin özelliklerinden kaynaklanan yer hareketinin büyümesi olgusu nedeniyle 2. derece olarak alınan bir alan 1. dereceye yükselecektir.Özellikle, Kuzey Marmara kıyılarındaki zemin ve heyelan potansiyeli, buraya daha yakın olan İzmit-Mürefte sismik kuşağı da gözönüne alındığında bu günkü sınıflamaya göre 1. derece deprem bölgelerine dönüşmektedir.



Şekil 4.11 Marmara bölgesinin 1976- 1988 dönemi arasındaki deprem etkinliği episantr haritası (Eyidoğan , 1991).



Şekil 4.12 İstanbul sismotektonik bölgesi maksimum şiddet haritası (Tezcan, 1988, Deprem Araştırma Bülteni, No 62)

4.4.1 İSTANBUL ve ÇEVRESİNDE GEÇMİŞTE YAŞANMIŞ BÜYÜK DEPREMLER

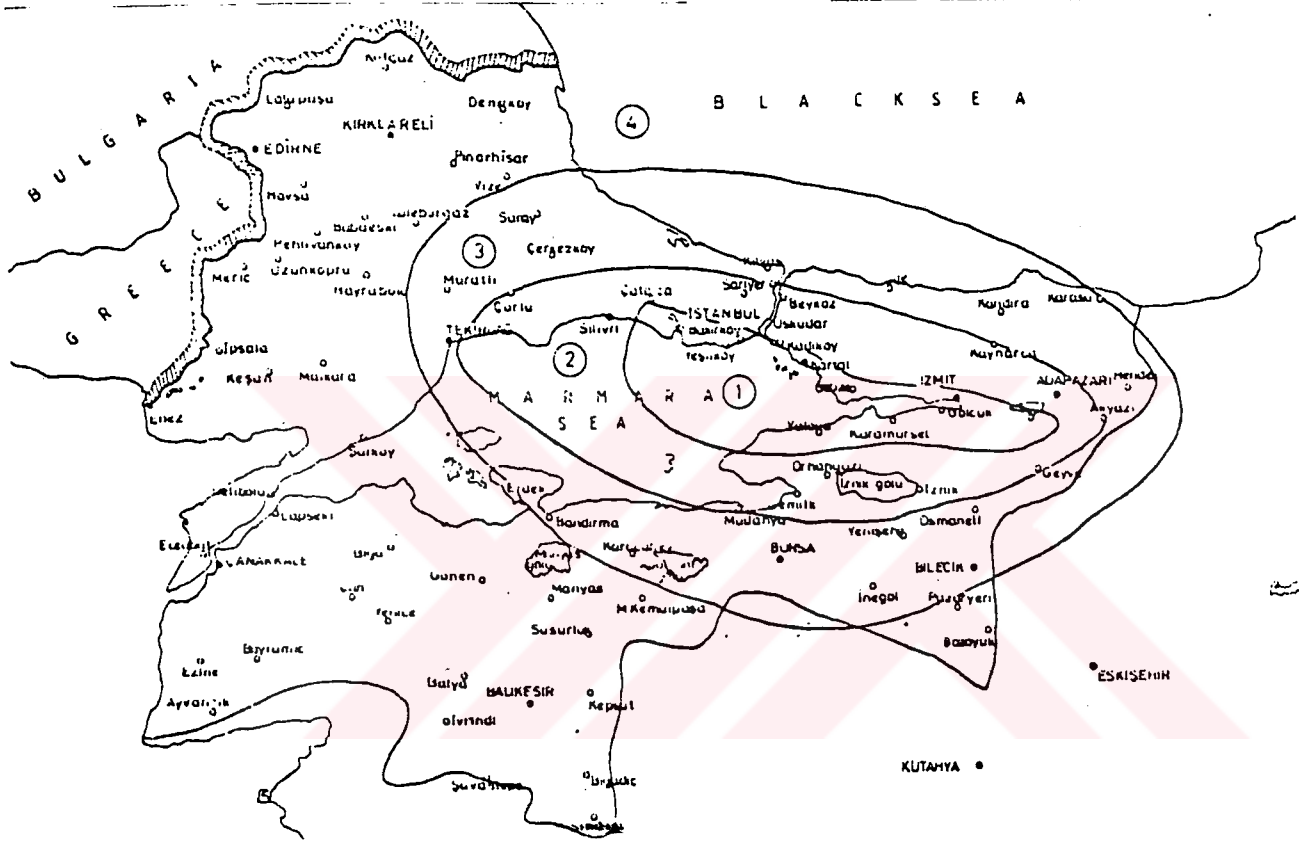
4.4.1.1 10 TEMMUZ 1894 DEPREMİ

İstanbul'da büyük hasara sebep olmuş episantr'nın 40.8 gözlemsel enlem ve 29.0 merkez boylam olduğu ve şiddetinin X olduğu kaydedilmektedir. Bu depreme ait Atina rasathanesi müdürü tarafından hazırlanmış hasar halkaları Şekil 4.13'de verilmiştir. Buradan da görülebileceği gibi birinci derece ağır hasar gören bölge içinde bugün çok önemli yapılar ve sanayi tesisleri yer almaktadır. Marmara denizinde meydana gelen deprem dalgaları (tsunami), kıyılarda büyük hasara neden olmuştur. Bu depreme ait veriler kullanılarak Şekil 4.14'de hasar gören ve görmeyen bölgeler işaretlenmiştir.

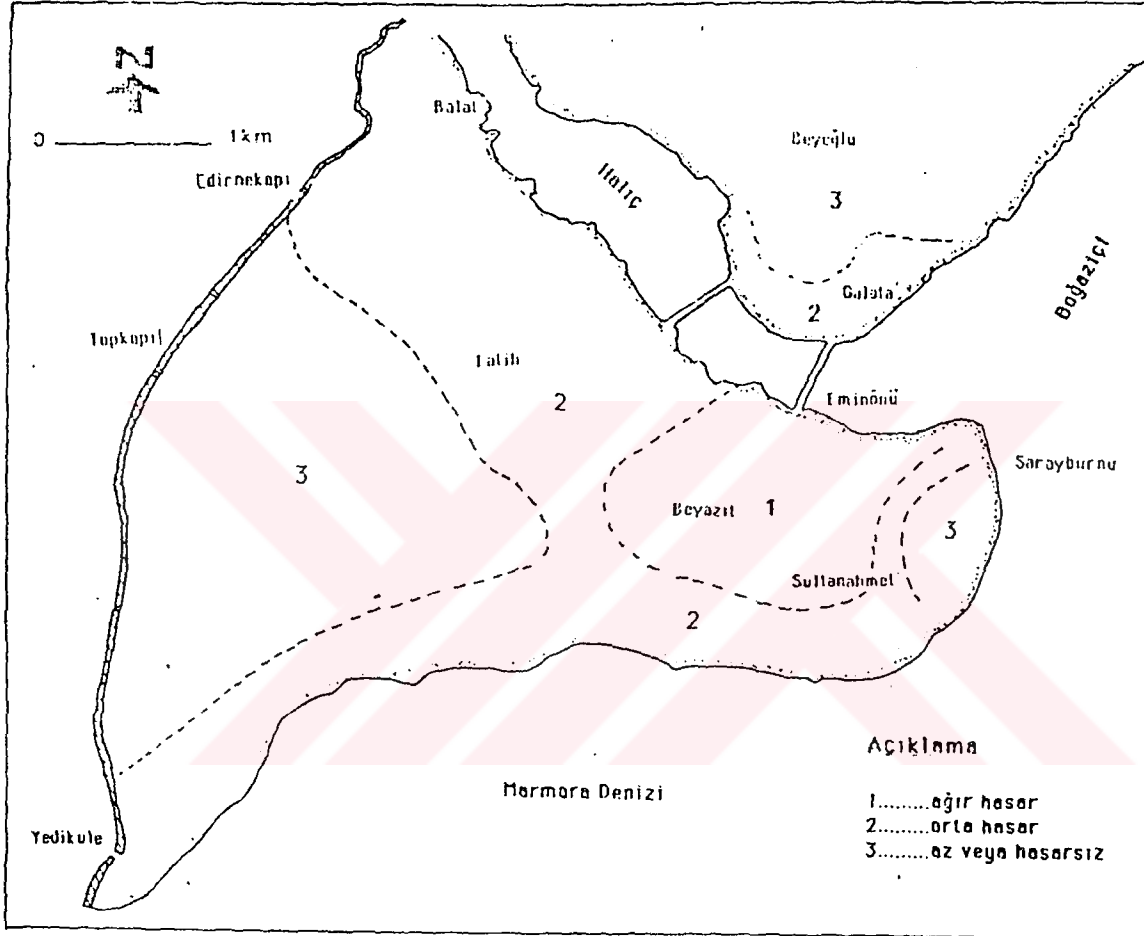
Bunlardan Nuruosmaniye Camii'nin 1894 depreminde sadece giriş kısmı yıkılmıştır. 1766'da 9 ve 7 şiddetindeki iki deprem Fatih Camii ve Kapalı Çarşı'da yaklaşık aynı şekilde hasar verirken Nuruosmaniye Camii hiç hasar görmeyen yapılar arasına sokulmuştur. 1766 depreminde de hasar görmeyen yapılar arasındadır. Yüzeysel temellere oturan Kapalı Çarşı 1894 yılında ağır hasara uğramıştır. Bundan başka 1766, 1802 depremlerinde de büyük hasar görmüştür. Beyazıt Camii'nin 1894'deki depremde adı geçmemekle beraber çeşitli yıllardaki depremlerde (1509, 1754, 1766) kubbe ve medresesi yıkılarak hasar görmüştür.

Benzer zemin kesitini paylaşan Uzunçarşı, Tahtakale, Kutucular ve Kantarcılar baştan başa harabe olurken Zindankapı'da Hacı Mustafa Camii yıkılmış ve Ahi Çelebi Camii hasar görmüştür.

Bu depremde hasar görmeyen önemli yapıların hepsi anakayaya oturmaktadır. Fatih Camii ve külliyesi, Edirnekapı surları ve Mihrimah Sultan Camii ve medrese ile hamamlarının şiddetli depremlerde hep hasar görmüş olması anakaya'nın derinde oluşu ve kalın kil ve marn tabakalarının deprem dalgalarını ve zemin hakim periyodunu büyütmesi sebebiyle olduğu düşünülmektedir (Ansal, 1991).



Şekil 4.13 1984 depremi eş hasar eğrileri (Eginitis, 1894, İstanbul ve Deprem Sempozyumu, 1991).



Şekil 4.14 1894 depremine ait hasar bölgeleri
 (Ansal, 1991).

4.3.1.2 10 EYLÜL 1509 DEPREMİ

Doğu Akdeniz bölgesindeki son 5 yüzyılın en büyük depremlerinden biri 10 Eylül 1509'da Marmara denizinde meydana gelmiştir. Deprem Şekil 4.15'de görüldüğü gibi çok geniş bir alanda hissedilmiş, Kuzey Anadolu Fay hattının batı kısmıyla Marmara Denizinin her iki tarafına çok fazla zarar vermiş ve özellikle İstanbul gibi büyük kent merkezlerinde daha ağır hasarlara neden olmuştur. Bu deprem sadece sismotektonik belirtileriyle değil aynı zamanda çok yoğun nüfuslu ve hızlı gelişen bir bölgedeki zararları incelemek açısından da önemlidir (N.N Ambrassey, C.F.Finkel, 1995).

Deprem 10 Eylül 1509 akşamında hiçbir önsarsıntı olmadan meydana gelmiş ve Kuzey Anadolu Fayıyla onun Marmara denizindeki uzantısı çevresinde zarar vermiştir. Depremden yaklaşık 30 yıl önce İstanbul ve Galata'nın tahmini olarak 35.000 yerleşim yeri içinde 160.000 nüfusu olduğu düşünülmektedir. Deprem 1000'in üstünde evin yıkılmasına ve yaklaşık 4000 - 5000 kişinin ölümüne sebep olmuştur.

Bununla birlikte İstanbul ve Pera'da tek bir ev bile hasarsız kalmamıştır, buralarda zemin açılarak kum kaymaları görülmüştür. Özellikle deniz kenarlarında su taşarak çok içerilere kadar gelmiş ve surların yıkılmasına neden olmuştur.

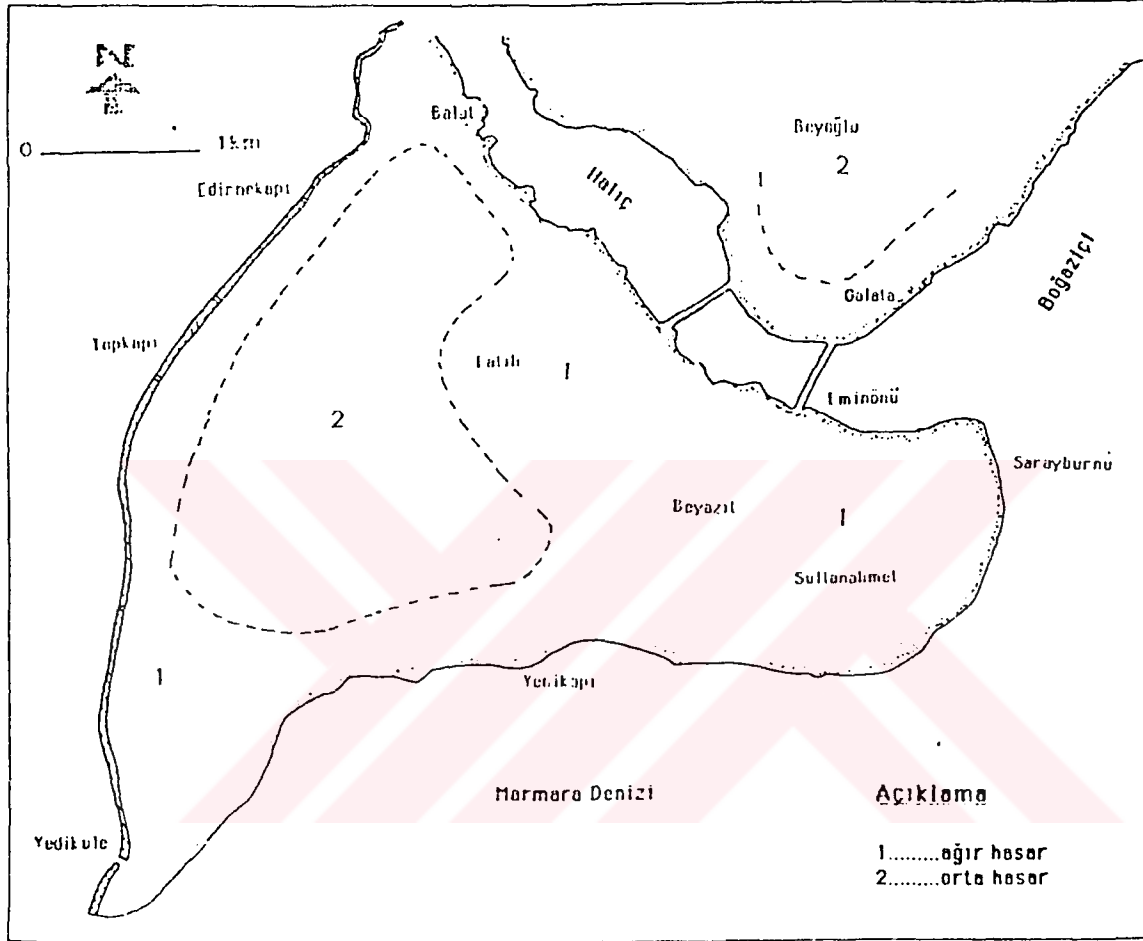
Çekmece'deki köprüler de en az Silivri surları ve kalesi kadar depremden etkilenmiştir. Gelibolu'da ise hasarsız tek bir ev kalmadığı gibi yapılar kötü bir şekilde çatlamıştır. Dimetoka kasabasında hasara uğramış yerleri tamir etmek için 1000 inşaatçı çalışmıştır.

Depremden sonraki artsarsıntılar İstanbul'da bir ay, Bolu'da 8 gün hissedilmiştir. 23 Ocak ve 16 Kasım artsarsıntıları da sırasıyla Edirne ve Marmara bölgesinde bazı hasarlara neden olmuştur.

Bu deprem hakkındaki ilk bilgiler 15 Eylül'den 5 gün sonra İstanbul'daki bir Venedikli olan Nicola Zustignan'dan gelmiştir. Raporuna göre deprem 10 Eylül'de saat 4'de meydana gelmiştir. Bu tarih Hristiyan takvimine göre Pazartesi, Müslüman takvimine göre ise Salı gününe denk gelmektedir. Çağdaş Yunanlılar depremin tarihini, gününü ve saatini vererek, Kız Kulesi ve Mt. Athos'daki hasarları da eklemişlerdir. Depremin tahmin edilen episantr alanı 500 km. uzunluğa ve 200 km. genişliğe sahip, 160 km.'lik yarıçapa eşit bir alandır. Bu bölgede birçok binalar ve köprüler zarar görmüş, insanlar iki ay boyunca dışarıda yaşamak zorunda kalmışlardır. Minareler gibi yüksek yapılarındaki uzun dönem etkileri de yaygın bir şekilde hissedilmiştir (Ambrassey, Finkel, 1995).



Şekil 4.15 10 Eylül 1509 depreminin yerleşim haritası (Ambrassey, Finkel, 1995).



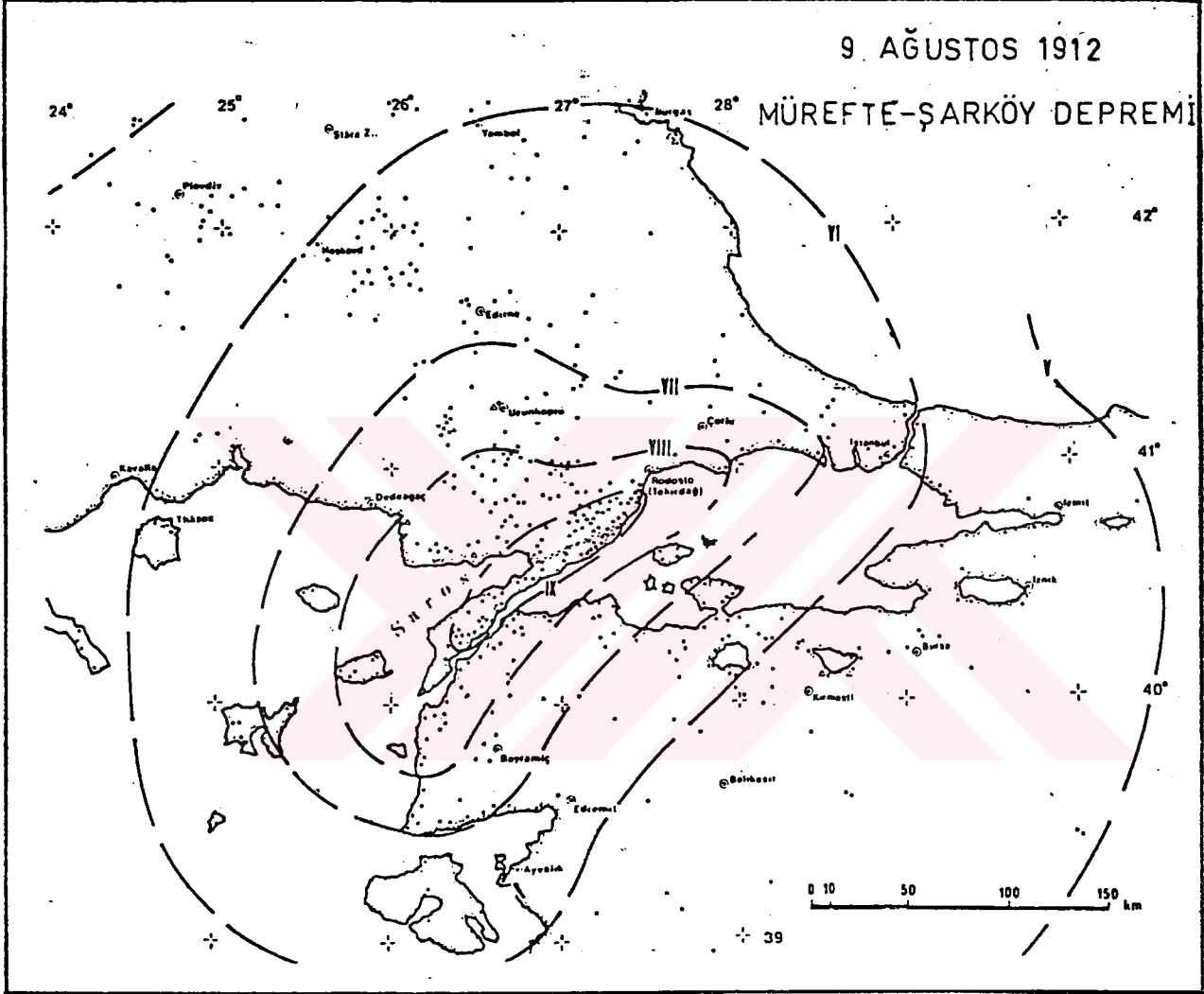
Şekil 4.16 İstanbul'da 1509 depremi basitleştirilmiş hasar dağılımı (Barka, 1991).

4.4.1.3 9 AĞUSTOS 1912 DEPREMİ (Y= 40.5 K,27.0 D) (M=7.4)

Deprem bölgesi Trakya havzası'nın kuzeydoğusunda Istranca masifinin, batısında Rodop masifi ve güneyinde Anadolu yakasında Truva masifi ile çevrilidir. Mihailovic'e (1927, 1933) göre, bölgede MÖ 279 ile MS 1912 yılına kadar geçmiş 2190 yıl boyunca 94 tane yıkıcı deprem olmuştur. Yazara göre, 1912 depreminde Trakya kesiminde binaların % 73.6'sı, Anadolu kesiminde ise % 42.7'si yıkılmıştır. Trakya'da nüfusun % 42.1'i, Anadolu'da ise % 12.8'i evsiz kalmıştır. Oranların bu denli yüksek oluşunda depremden sonra çıkan yangınlar da rol oynamıştır. Bursa ve Çanakkale'de hasar gören yerler arasındadır. Pınar ve Lahn (1952), Rothe'nin yayınlanmamış raporlarına dayanarak Mürefte ve Şarköy'de binaların % 80'nin yıkıldığını, % 20'sinin ise oturulmayacak hale geldiğini belirtmişlerdir.

Ateş ve Tabban (1976), Macovei (1912)'nin raporuna dayanarak yerde oluşmuş kırıklarla ilgili şu bilgileri vermektedirler: Episantr zonu Gaziköy'ün kuzeydoğusundan Gelibolu'nun kuzeyine kadar kuzeydoğu - güneybatı doğrultusunda uzanmaktadır. Fay zonu 60 km. uzunluğunda 10 km. genişliğindedir. Mürselli depresyonunda 2 km. uzunluğunda ve 50 cm. genişliğinde güneydoğu - kuzeybatı doğrultulu diğer bir kırık gözlenmiştir.

Öztin (1987), Mürefte ve Şarköy'ün köylerinde, dağlar arasındaki vadilerde kırıklar olduğunu belirtmektedir. Bunlar 30 - 50 cm. genişliğinde, 20 - 30 cm. uzunluğundadır. Bunlardan bir tanesi çok dikkat çekicidir ve Mürefte'ye bağlı Ormanlı ile Yenice köyleri arasında Stelyenoz'un Dışbudak mevkiindeki tarlalarında yer almaktadır. Bu kırığın boyu 400 m., genişliği 5 m., derinliği 10 m.'dir. Yöredeki tüm kaynaklar kurumuştur. Bu depremle ilgili olarak yapılmış birkaç şiddet haritasından Ambraseys ve Finkel (1987a)'e ait olanı Şekil 4.17'de verilmiştir (Eyidoğan, Güçlü, Değirmenci, 1991).



Şekil 4.17 9 Ağustos 1912 Mürefte-Şarköy depremi eşşiddet haritası
(Ambrassey, Finkel, 1987).

4.4.1.4 20 HAZİRAN 1943 DEPREMİ (Y= 40.8K, 30.4D) (Ms=6.4)

Bu depremin Adapazarı'nın 10 km. batısında doğuda Hendek'e kadar çukurluk bölümünde, özellikle Adapazarı ve Hendek'te ağır hasar yaptığını belirtmiştir. Birkaç bin ev yıkılmıştır. Episantrı Adapazarı'nın 10 km kuzey kenar fayı çevresinde olmalıdır (Pınar ve Lahn, 1952),.

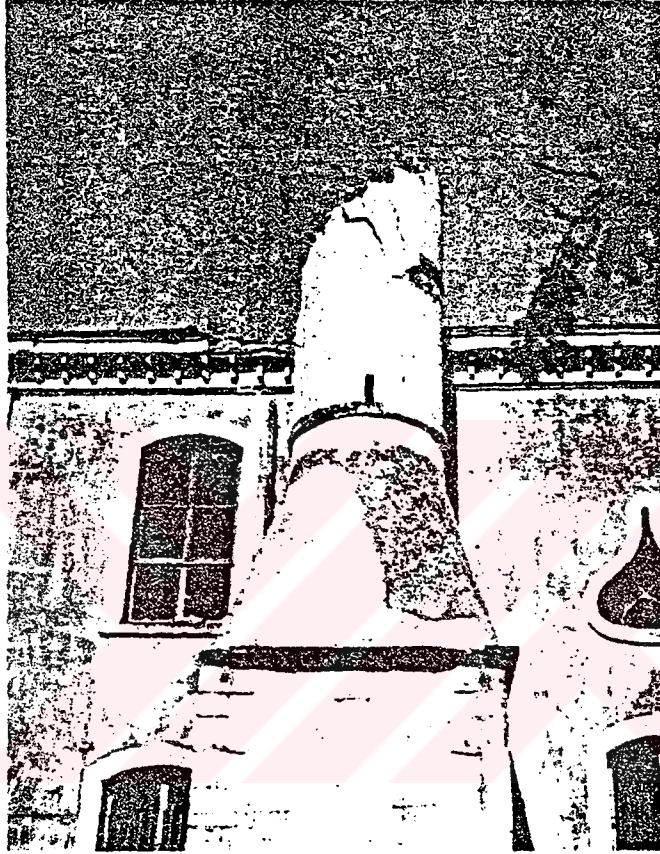
Araştırmacılar bu depremin Kuzey Anadolu Fay kuşağının batı bölgesinin etkinliği ile ilişkili olduğu konusunda aynı görüştedirler. Bölge zaman zaman yıkıcı depremlerle karşı karşıya kalmaktadır. Örneğin 1927'de Hendek çevresinde hasar yapıcı bir deprem olmuştur. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı raporunda bölgede tarihsel dönemde hasar yapıcı 18 deprem olduğu, bunların şiddetlerinin IX - XII arasında değiştiği, 358 yılında olan depremde bölgedeki tüm tarihi yapıların yıkıldığı belirtilmiştir.

Pamir ve diğ. (1943), bu depremi yerinde incelemişlerdir. Buna göre, deprem bölgesi bir çöküntü havzası içinde yer almaktadır. Bu çöküntü alanının batı yanını İzmit Körfezi, Sapanca Gölü ve Sakarya vadisi; doğu yanını ise Adapazarı ve Hendek ovaları oluşturur. Kuzeyinde ormanlık dağlar, batısında ise Sapanca gölünün kuzeyindeki dağlarla sınırlıdır.

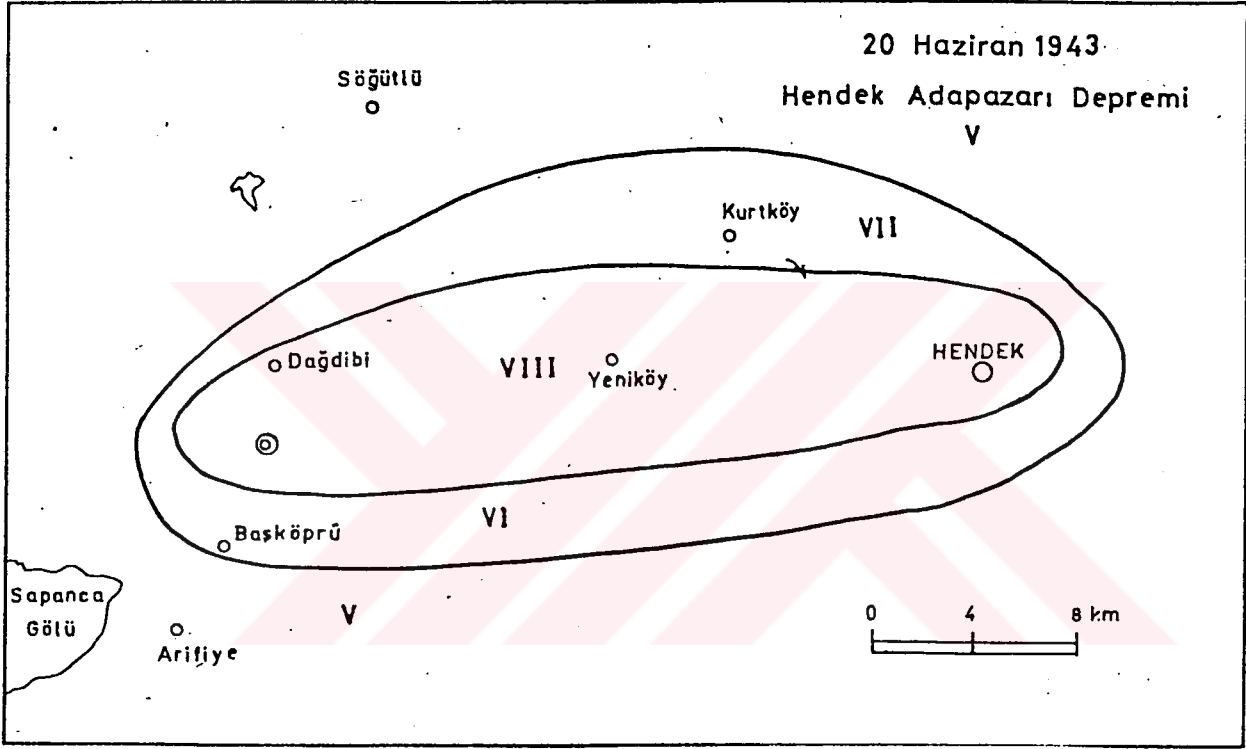
Pamir ve diğ.'e (1943) göre, bu depremlerde Hendek'te yapıların % 25'i tümüyle yıkılmıştır. Adapazarı'nda bu oran % 20'dir. Deprem şiddetini belirlemek güçtür. Her iki ilçede de yapılar çok farklıdır. Bu nedenle hasar ve tahribatın az ya da çok olması doğaldır. Adapazarı'nda ilçenin orta kesiminde bütün yapılar yıkılmış ve dört katlı betonarme yapılar olduğu gibi çökmüştür. Oysa ki aynı mahallelerde daha eski ve daha kötü yapı gibi görünen yapılar hasar görmemiştir. Yazarlar bu deprem için maksimum şiddetin bazı yerlerde V - VI MS derecesini bulduğunu, hatta yer yer IX MS derecesine ulaştığını belirtmektedirler (Eyidoğan , Güçlü , Değirmenci , 1991).

Bayındırlık ve İskan Bakanlığı'nın raporuna göre bu depremde yıkılan ya da onarılamayacak kadar zarar görmüş yapı sayısı 5975, onarılabilecek yapı sayısı 4361'dir. 304 kişi yaşamını yitirmiş, 234 kişi de yaralanmıştır. Yıkılan ve zarar gören yapılar Şekil 4.18'de görüldüğü gibi hem ahşap hem de kagir olarak yapılanlardır. Betonarme yapılardan bazıları hiç zarar görmemiştir

Bu depremde fay yüzeylemesi ile ilgili bir gözlem rapor edilmemiştir. Ancak, 24 Haziran 1943 tarihli Cumhuriyet gazetesinde Adapazarı Köcekler köyünde ortalama 500 m uzunluğunda bir kırık bulunduğu rapor edilmiştir. Şekil 4.19'da görülen bu depremin eşşiddet haritası Pamir ve diğ. (1943) tarafından hazırlanmıştır.



Şekil 4.18 Hendek'te yıkılan bir camii minaresi (Ketin , 1983)

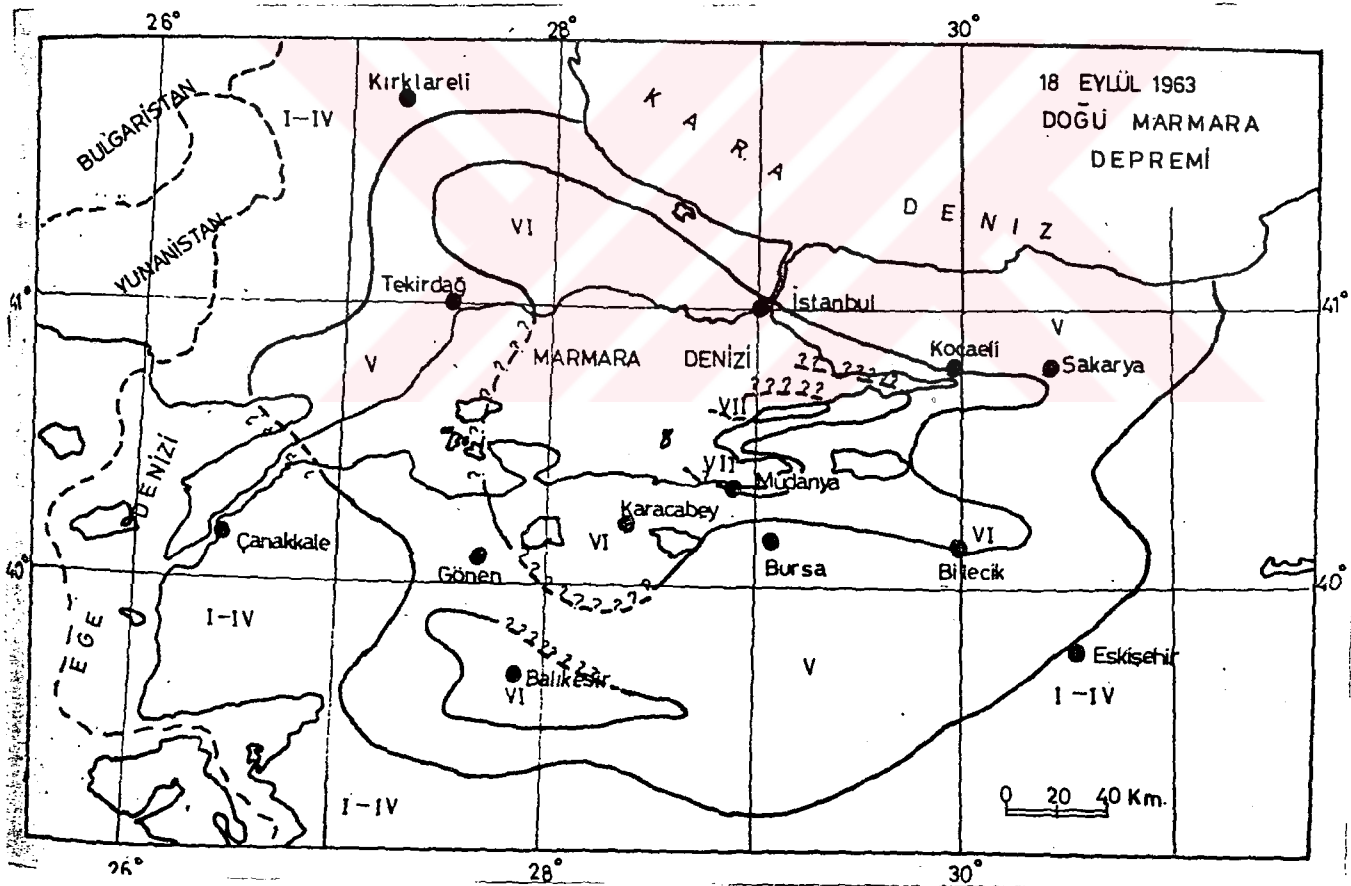


Şekil 4.19 20 Haziran 1943 Hendek-Adapazarı depremi eşsiddet haritası
(Pamir ve diğ.,1943,Eyidoğan I Güçlü , Değirmenci , 1991).

4.4.1.5 18 EYLÜL 1963 DEPREMİ ($M_s = 40.8K, 29.1D$) ($M_s = 6.3$)

Bu depremin Marmara kıyılarında 70000 km²'lik bir alanda şiddetli olarak algılandığı belirtilmiştir. Çınarcık, Yalova ve yöre köylerde yıkıcı etki yapan deprem denizde de hissedilmiş ve deniz kaynar duruma gelmiştir. Kılıç, Armutlu, Mudanya ve Gemlik'te çok şiddetli algılanmıştır (Özçiçek, 1964).

Bölgede yapı tiplerinden taş ve ahşap olanlar çoğunlukta olup kagir yapılara da rastlanmıştır. Ahşap evlerin dolgu bölümleri yıkılmış, kagir yapılarda duvar çatlaması ve yamulmaları gözlenmiştir. Yüksek kesimlerdeki sağlam zemin üzerinde bulunanlar depremi hafifçe algılamışlar, aşağı kesimlerde gevşek zemin üzerinde hasar çok olmuştur (Eyidoğan, Güçlü, Değirmenci, 1991).



Şekil 4.20 18 Eylül 1963 Çınarcık depremi eşşiddet haritası (Özçiçek, 1964).

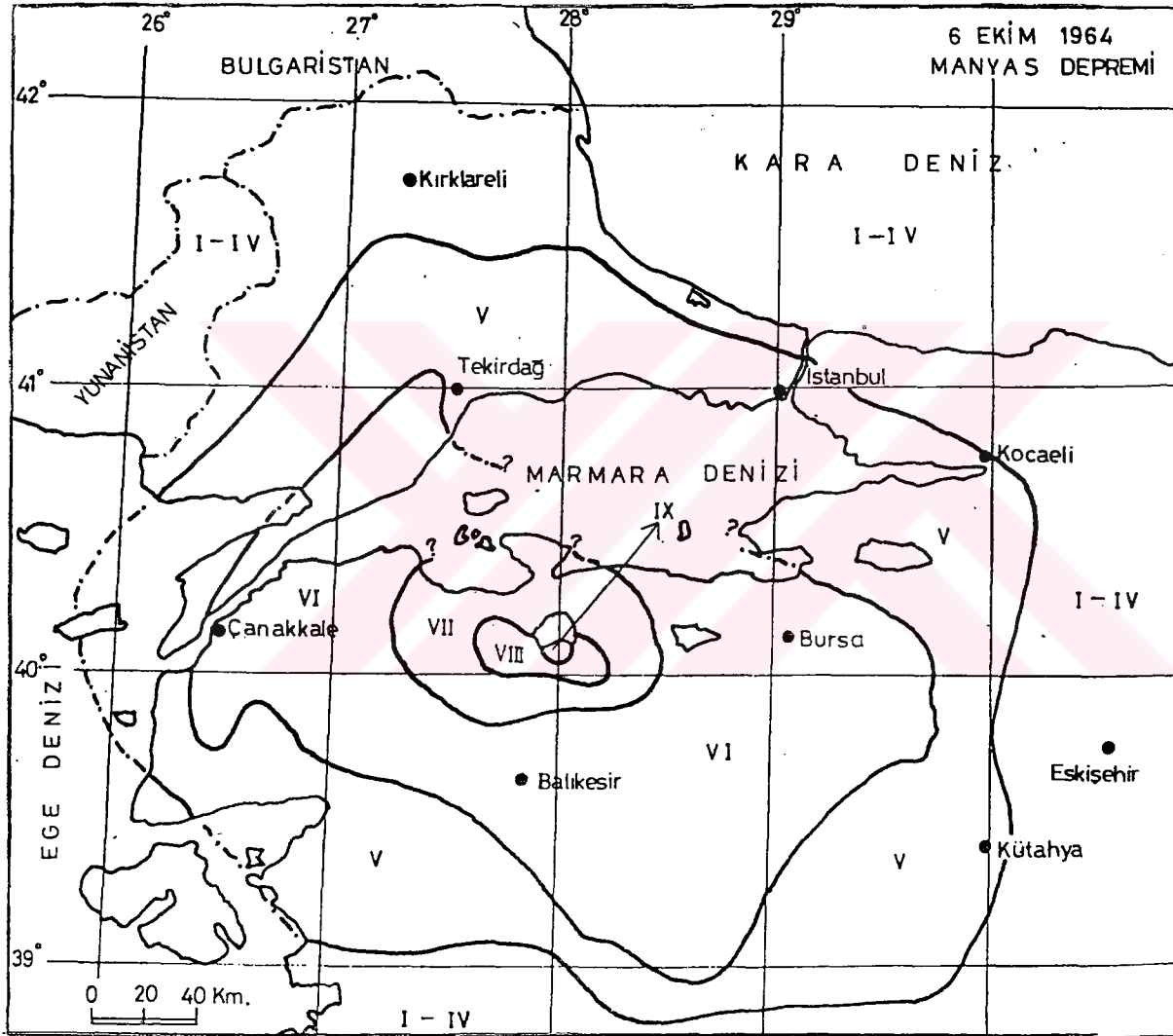
4.4.1.6 6 EKİM 1964 DEPREMİ (Y=40.3K, 28.23D) (Ms=6.9)

Manyas gölü'nün güney tortul düzlüklerindeki ilçe merkezlerinde ve köylerinde büyük hasara neden olan depremin kuvvetli bir ön sarsıntısı vardır.Öncü şok, ana şoktan 1 dak. 23 san. önce olmuştur.Bu olay bölge halkının dışarı çıkmasına ve can kaybının daha fazla olmamasına sebep olmuştur.Sarsıntı İstanbul'da çok şiddetli, Trakya'nın birçok yerinde şiddetli, Ankara, Afyon, Zonguldak, Muğla'da orta şiddette algılanmıştır(Öcal ve diğ. , 1968).

Bölgenin tektoniği genellikle D - B doğrultusunda uzanan, bir bölümü Gönen ovasını, Manyas gölünü, Karacabey ovasını ve Apolyont gölünü kapsayan ve buradan Bursa ovası ile Yenişehir ovasına kadar uzanan 200 km'i geçen bir fay zonu sergilemektedir.Bu fay K - G ve KKB - GGD doğrultusunda diyagonal faylarla da kesilmiştir.

Manyas, yüksek olmayan bir tepe ve sağlam zemin üzerine kurulmuştur.İlçede hafif duvar çatlamları ve az sayıda baca devrilmeleri olmuştur.Yapıların tümü yığmadır.Yıkılma genellikle KD doğrultusundadır.Bölceağaç köyünde zeminde yer yer yaklaşık 10 cm genişlikte, D - B doğrultulu kırıklar vardır.Köylülerin ifadesine göre bu kırık Salur'dan başlayıp Aksakal'a kadar uzanmaktadır.Bölceağaç ile Salur arasındaki ovada 15 - 20 cm'lik düşey çökme ve çatlaklar olmuştur. (Eyidoğan , Güçlü , Değirmenci , 1991).

Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afetler Dairesi Bursa bölge Müdürlüğü'nün verdiği bilgilere göre hasar durumu şöyledir: Manyas ilçe merkezi ile 22 köyünde yıkılan ya da ağır hasar gören yapı sayısı 1805, orta hasar 1067'dir.Susurluk'ta sadece 4 ev hasar görmüştür.Bandırma ilçe merkezi ile 31 köyünde toplam 11702 evin 690'ı yıkılmış ya da ağır hasar görmüş, 744'ü orta hasarlıdır.



Şekil 4.21 6 Ekim 1964 Manyas depremi eşsiddet haritası (Ergin ve diğ., 1967).

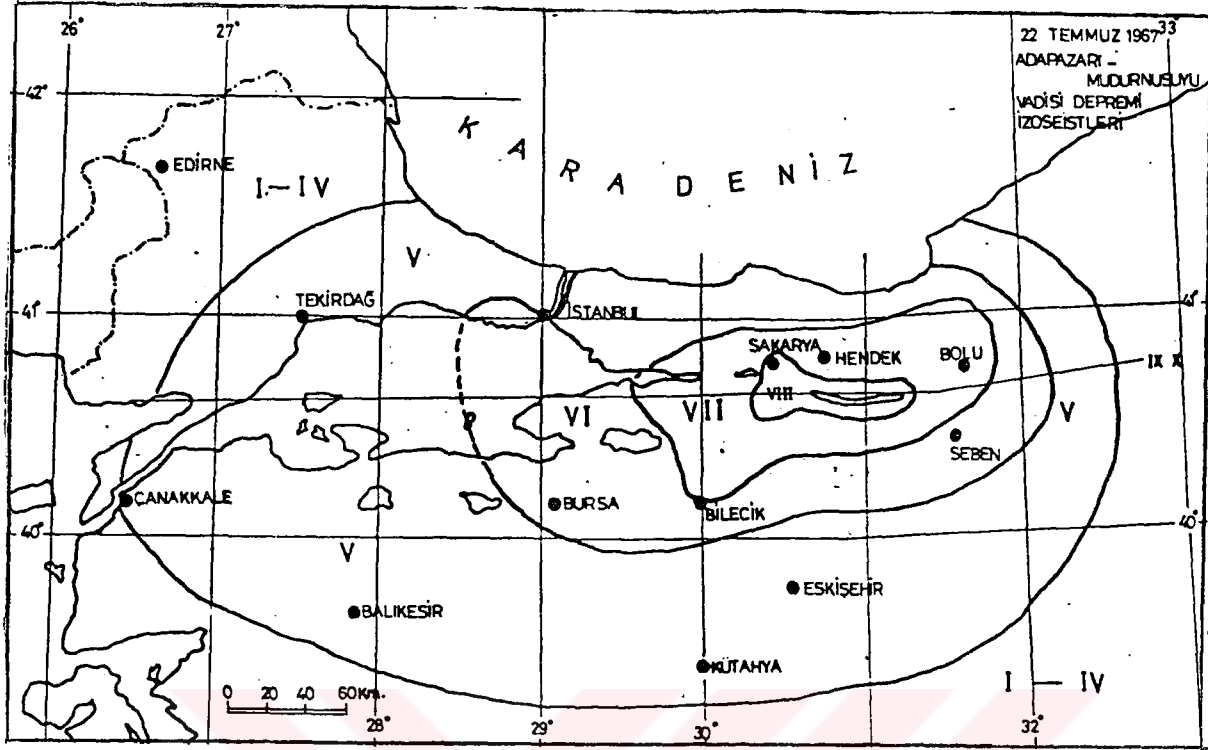
4.4.1.7 22 TEMMUZ 1967 DEPREMİ (Y=40.67K, 30.69D) (Ms=6.8)

3 Mayıs 1035, 18 Temmuz 1668, 24 Kasım 1863, 19 Nisan 1878, 10 Temmuz 1894, 1897, Ekim 1902, 1935, 1 Şubat 1944, 20 Haziran 1943, 21 Kasım 1952 ve 26 Mayıs 1957 'de bölgede çok hasar yapıcı depremler olmuş ve bunların çoğunda yüzeyde fay izleri oluşmuştur. Bunlardan 10 Temmuz 1894 depremi, Büyük İstanbul Depremi olarak bilinmekte ise de depremten sonra bölgeyi inceleyenler bu depremin episantr alanının 1967 depremi ile aynı olduğunu belirtmektedir. Depremden sonra çok sayıda art sarsıntılar olmuştur. Depremi İstanbul'daki etkilerini de göz önünde bulundurarak 1894 depremi episantr'nın İstanbul'a daha yakın olması kuvvetli bir olasılıktır.

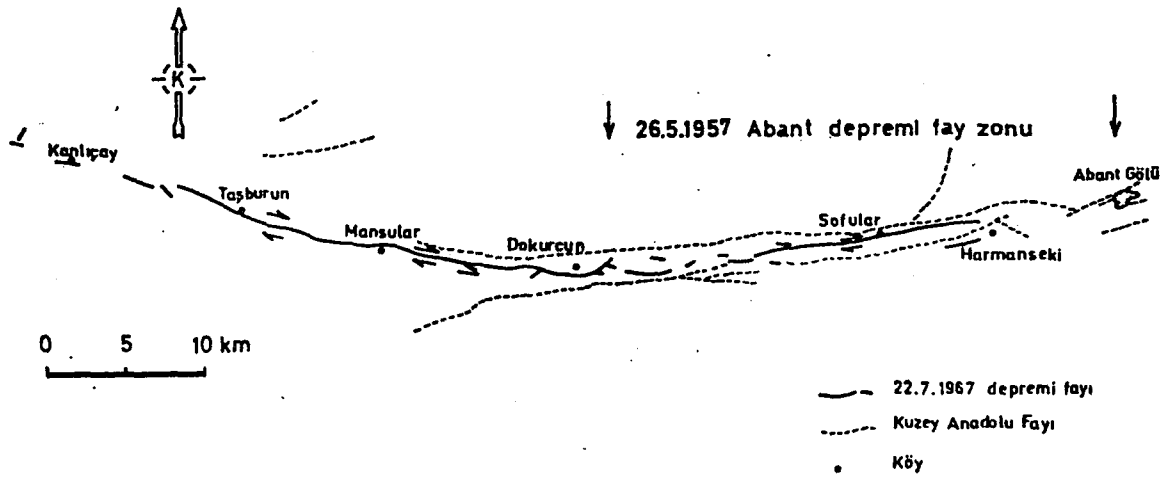
Fay zonundaki evlerin, Abant'tan Sapanca'ya kadar hemen hemen tümü ahşap karkaslı bir ya da üç katlıdır. Depremde yerde deformasyon olmadığı halde köylerde hemen hemen tüm evleri çok ağır hasara uğramış, kerpiç evlerde yaşamını yitirenler olmuştur. Fay zonundaki kerpiç evlerin tümü yıkılmıştır.

Deprem fayıyla ilgili en batı uçtaki kırık Sapanca gölünün kıyılarında gözlemlenmiştir. Bu kırık Adapazarı'nın yaklaşık 15 km güneybatısındadır. Faylanma nedeniyle gölün kıyılarında yeryüzü oldukça biçim değiştirmiştir. Fayın en doğu bölümündeki 25 km'lik bölümü Şekil 4.23' de de görüldüğü gibi daha önceki 1957 deprem kuşağı içinde kalmakla birlikte, 1957 deprem fay çizgisini izlememektedir.

Depremi art sarsıntılarının tümü ana şok episantr'nın batısında kalmaktadır. Art sarsıntılar doğuda Dokurcun, batıda İzmit, Kuzeyde Kandıra ve güneyde ise Bilecik arasındaki geniş bir alana dağılmaktadır. Batı Karadeniz ile Marmara arasında az sayıda episantr yer almakta, güneyde ise Eskişehir - Kütahya arasında birkaç episantr dizilmesi görülmektedir. Magnitüdü 4 ve daha büyük olan art sarsıntılar Adapazarı ile Akyazı arasında sarsıntının güneyinde olmak üzere Dokurcun vadisinin batı ucunda toplanmışlardır (Eyidoğan, Güçlü, Değirmenci, 1991).



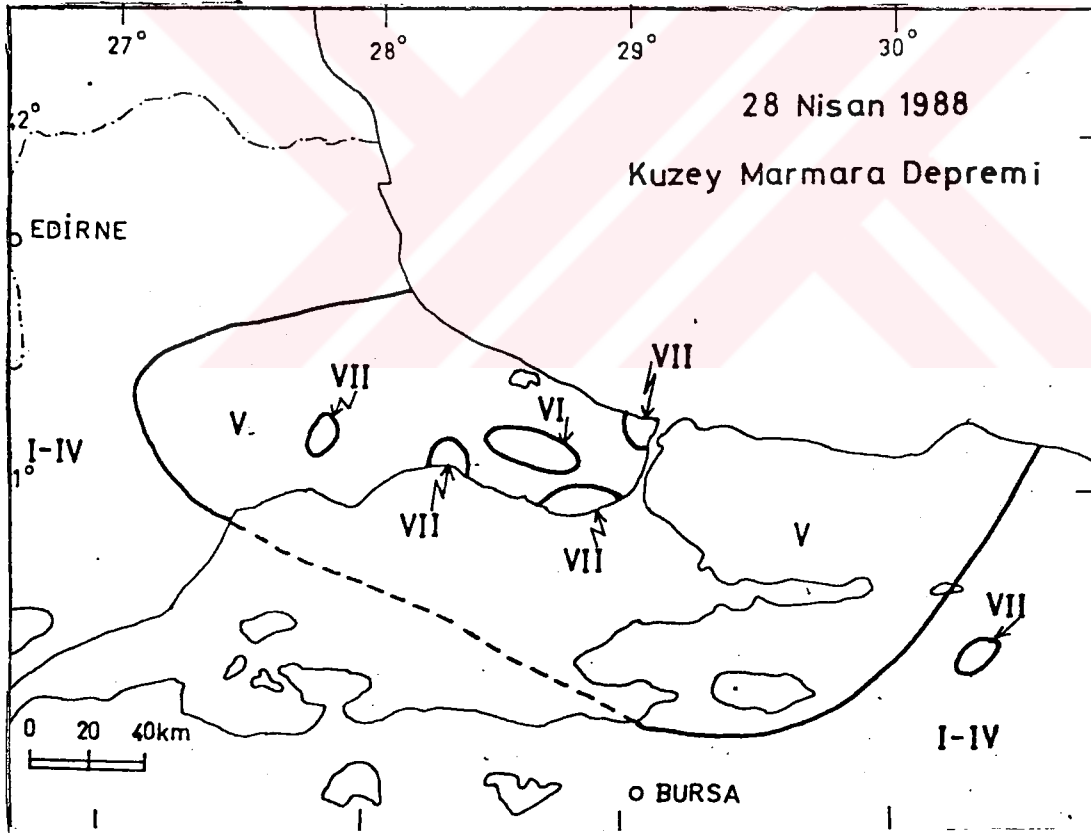
Şekil 4.22 22 Temmuz 1967 Adapazarı - Mudurnu vadisi depremi eşşiddet haritası (Ergin ve diğ., 1971).



Şekil 4.23 22 Temmuz 1967 Adapazarı - Mudurnusuyu vadisi depreminde oluşan fayın konumu (Ambrassey ve diğ., 1967).

4.4.1.8 24 NİSAN 1988 DEPREMİ (Y=40.93K, 28.07D) (Ms=5.1)

Kuzey Marmara Denizi depremi olarak geçen deprem gece yarısı İstanbul'da panik yaratan bir deprem olmuştur. Kandilli Rasathanesi yetkililerine göre depremin episantr'ı İstanbul'a 70 km uzaklıktadır. Bu depremin yerel saatle sabah 4.30'da 3.1 büyüklüğünde bir art sarsıntısı olmuştur. İstanbul itfaiyesi depremden sonra hasar taraması yapmış ancak herhangi bir can ve mal kaybı rapor etmemiştir. İTÜ YBYK UYGAR Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Birimi tarafından yapılan anket sonucunda, Zeytinburnu'nda cam kırılmaları, Çorlu ve Çatalca'da hasar olduğu belirlenmiştir. Gene Bakırköy ve Sarıyer ilçelerinde cam kırılmaları ve hafif hasar olduğu öğrenilmiştir (Ambrassey, Finkel, 1995). Depremin eşşiddet haritası şekil 4.24'de verilmiştir.



Şekil 4.24 24 Nisan 1988 Kuzey Marmara Denizi depremi eşşiddet haritası (Ambrassey, Finkel, 1995).

BÖLÜM 5

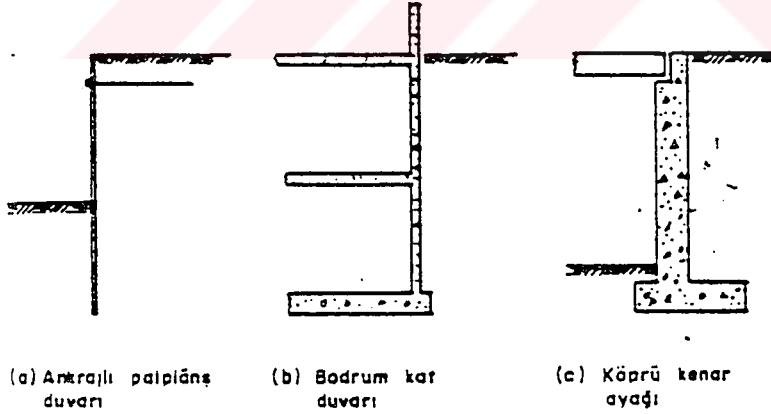
İSTİNAT DUVARLARI

5.1 GİRİŞ

İstinat duvarlarını kütle istinat duvarları ve kütle olmayan istinat duvarları olarak iki kategoride inceleyebiliriz.

Kütle istinat duvarları kendi ağırlıkları ile stabiliteyi sağlarlar. Duvar gövdesi değişik şekil ve kombinasyonlarda inşa edilebilir. Yapının gövdesi, beton kütle, betonla birlikte zemin veya sadece zemin şeklinde oluşturulabilir. Bu duvarlar rijit veya bükülebilir olarak sınıflandırılabilir. Bu tip duvarların hepsi üstten serbest olup deplasmana müsaittir, bu nedenle de aktif toprak basıncı kolayca oluşur.

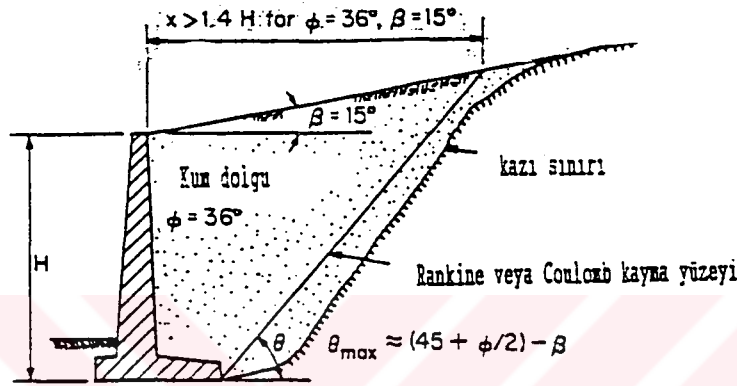
Kütle olmayan duvarlarda ise harekete izin verilmez. Bodrum duvarları, köprü giriş ayakları ve ankrajlı duvarlar bu tipi oluşturlar. Şekil 5.1'de görüldüğü gibi ankrajlı beton perde duvarlar henüz inşaat aşamasında iken toprak tutacak şekilde inşa edilirler.



Şekil 5.1 Kütle Olmayan İstinat Duvarları.

5.2 RİJİT BETON KÜTLE DUVARLAR

Beton kütle duvarlar genelde iyi performans gösterirler fakat potansiyel kayma düzleminin iyi drenajlı granüler dolgu içerisinde oluşmasını sağlayabilmek için Şekil 5.2 'de görüldüğü gibi büyük miktarda kazı ve dolgu gerekebilir.



Şekil 5.2 Granüler ve İyi Drenajlı Zeminlerde Atıf Toprak Basıncı İçin Gerekli Dolgu Geometrisi (Bowles, 1974).

Herhangi bir durumda pozitif drenaj mutlaka sağlanmalıdır. Drenaj deliklerinin her an tıkanması söz konusu olduğundan bunların periyodik bakımı gerekmektedir. Beton kütle duvarların yaygın kullanıma sahip boyutları Şekil 5.3 'de verilmiştir.

5.2.1 SADECE BETONDAN YAPILMIŞ BETON KÜTLE DUVARLAR

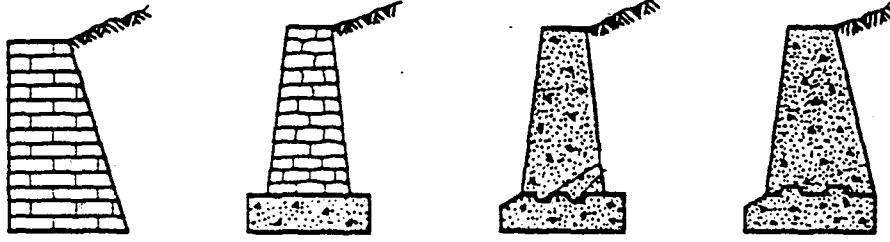
Çekme gerilmesi alamazlar ve fazla yüksek durumlar için ekonomik değildir. Şekil 5.4'de bir örneği verilmiştir..

5.2.2 YARI KÜTLE DUVARLAR

Az miktarda donatı çeliğine sahiptirler. Bunun amacı beton hacmini küçültmek ve büyük yükseklikli duvarlarda kapasiteyi arttırmaktır. Bu tip duvarlar 32 m.'ye kadar inşa olunmuştur. (Kulhawy, 1974)

Duvar Tipi	Yaygın Boyutlandırma	Yük Diyagramı
Ağırlık	$B = 0.4 \text{ to } 0.5 H$	Taban, arka toprak, Dolgu
Yarı ağırlık	$d = 60 \text{ cm minimum}$	donatı, Dolgu
Konsol	$H/12 \text{ to } H/10$, $B = 0.4 \text{ to } 0.7 H$, 30 cm	taban, toprak basıncı, Dolgu
Payandalı	$H/12$, $B = 0.4 \text{ to } 0.7 H$, 20 cm minimum, 30 cm	kesit A-A, payanda

Şekil 5.3 Beton Kütle Duvar Çeşitleri, Genel Boyutları ve Yük Diyagramları (Navfac, 1982).



Şekil 5.4 Basit Kütle Duvarlar

5.2.3 BETONARME KONSOL DUVARLAR

Genellikle 8 m. seviyesindeki duvarlar için ekonomiktirler. Bunun sebebi duvarın taban gövde birleşiminde yeterli mukavemetin sağlanma gereğidir. Arka toprak üzerine etkiyen toprağın ağırlığı ise aktif itkiye direnç sağlamak için beton ağırlığına ilave edilir. Bu tip duvarlar K_a 'dan çok K_0 toprak basıncına göre tasarlanır çünkü K_0 şartlarını oluşturmak için gerekli eğilme duvarda çatlaklara, özellikle, kuvvetli temel elemanları ile desteklendiği yerlerde sebep olabilir. Şekil 5.3'de betonarme konsol duvar örneği görülmektedir.

5.2.4 PAYANDALI DUVARLAR

Şekil 5.3'de görüldüğü gibi payandalarla güçlendirilmiş, yükseklikleri 8m.'den 12m.'ye kadar değişen konsol duvarlardır. Boyutlandırılmaları konsol duvarlara benzer ve payanda aralıkları duvar yüksekliğine bağlı olarak $(1/3)$ ile $(1/2)H$ arasında değişir. Yüksekliğin 10m. olduğu duvarlarda aralık bırakma $(1/2)H$ seviyelerindedir. Bu duvarlarda devrilmeye ve kaymaya karşı direnç tabana ankraj yapılarak elde edilebilir.

5.3 BÜKÜLEBİLİR KÜTLE DUVARLAR

Donatılı zemin duvarlar yüksek kapasiteli bir şekilde inşa edilebilirler. Bu duvarlar pozitif eğim drenajı sağlamada ve oturma toleransı açısından doğal avantajlara sahiptirler.

5.3.1 KAYA DOLGULU BUTRESLER

Büyük kaya parçacıkları ile inşa edilirler. Topuk yerinin uygunluğuna göre hareket eden şevleri stabilize etmekte kullanılırlar.

5.3.2 METAL SANDIK TİPİ DUVARLAR

Bu duvarların önemli detayları Şekil 5.5.b’de verilmiştir. Bunlar, içi kaya veya çakıl dolu metal blokların birbirine çakılması ile inşaa edilen duvarlardır. Metal bloklar genellikle 1m x 1m kesitinde olup 2m.’ye varabilen uzunluklara sahiptirler. Bu duvarlarda tüm yapının stabilitesi hesaplanırken her bir bloğun da stabilitesi gözönünde bulundurulmalıdır. Duvar yüzü düşeyden 6° kadar geriye doğru yatırılır. Maksimum yükseklik 10m civarındadır. Duvarın ön veya arka yüzü basamaklı olabilmektedir.

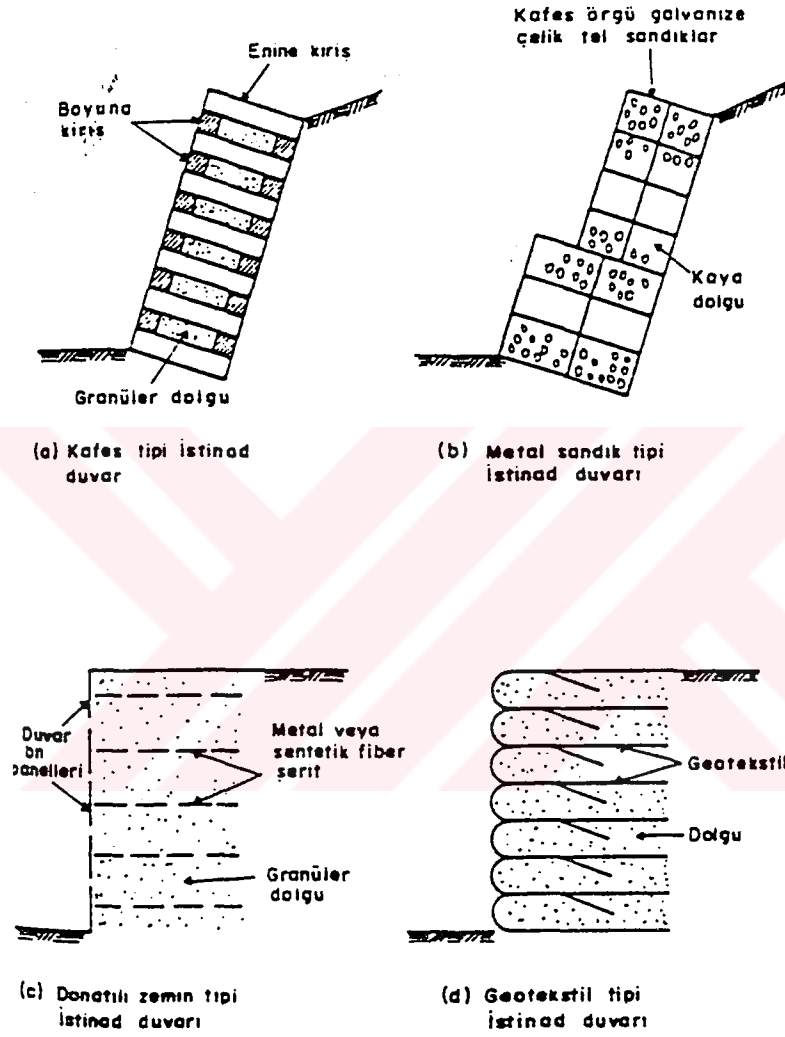
5.3.3 KAFES TİPİ DUVARLAR

Birbirine bağlı ahşap kereste, prefabrike beton ve metal elemanlardan imal edilen ve içi kırmataş veya diğer kaba daneli malzemelerle doldurulmuş kutulardan oluşan yapılardır. Genellikle yer seviyesindeki sıkıştırılmış yol dolgularında kullanılırlar. Prefabrik elemanlar genellikle 2m uzunluğundadır ve duvar yüksekliği de bunun iki katı ile sınırlıdır. Duvar yüksekliği kutu kısımlarını ikişer yaparak artırılır, fakat yüksek duvarların enine farklı oturmalara karşı çok hassas olması ve çapraz elemanların zayıflığı ağır sürşarj yüklerinin karşılanmasına meydan vermemektedir. Şekil 5.3’de yük diyagramı gösterilerek devrilmeye karşı koyan kısım olarak (HxB) boyutundaki dikdörtgen alınmıştır.

5.3.4 DONATILI ZEMİN DUVARLARI

Şekil 5.5’de görüldüğü gibi genellikle galvanizli çelikten yapılmış şerit veya çubukların çekme gerilmelerini almak üzere dolgunun içine gömülmesi ile inşa edilirler. Şeritler alüminyum, plastik veya biyolojik ayrışma yapmayan örgüler de olabilir. Bu çubuk veya şeritler dış yüzeyde ince elemanlarla birleştirilirler. Bunun amacı yüzeyi tutabilmektir. Bu elemanlar dayanıklılık, estetik (bağlantı yerleri dahil), yatay basınçları karşılama ve her noktadaki gerekli mukavemet açısından prefabrike betondan yapılmaktadır.

Çubuklar, gerekli çubuk - zemin sürtünmesini sağlayabilmek için yeterli uzunluk ve genişliğe sahip olmalıdır. Bu uzunluklar genellikle yapı yüksekliğinin 0.8 ile 1.2 katı arasında değişmektedir. Gerekli sürtünmenin elde edilebilmesi için dolgunun içsel sürtünme açısı minimum 25° olmalıdır. Ayrıca dolgunun maksimum %25’lik kısmı No:200 eleğinden geçmelidir. (Lee ve diğerleri, 1973).



Şekil 5.5 Bükülebilir İstinad Duvarları

5.4 ANKRAJLI DUVARLAR

5.4.1 ANKRAJLI BETON PERDE DUVARLAR

20 - 30 cm.'lik betonarme bloklardan oluşan ve kazı yapıldıkça yukarıdan aşağıya doğru gelişen duvarlardır. Tuttukları zemine ankraj edilirler. Bunlar normal bir duvar gibi inşa edilip, sonra da doldurulabilirler. Bu duvar tipi derin ve yüksek kapasite isteyen durumlarda oldukça kullanışlıdır. Büyük yapıların açık kazılarında, yamaç dolgu ve yol dolgularının tutulması gibi durumlarda da bu duvarlar avantajlıdır. Bu sistemin en büyük faydası kazı yapılırken şeve daima destek verilmesidir. Duvar yapılıp bittikten sonra da ilave ankrajla duvarın kapasitesi arttırılabilir.

5.4.2 ÇELİK PALPLANŞ DUVARLAR

Çelik palplanş profillerin zemine çakılması ve gerekirse geriye ankrajlarla bağlanması suretiyle inşa edilirler. Bu duvarların diğerlerine göre pek çok avantajları olduğundan daha yaygın kullanıma sahiptir. Bunların en önemli özellikleri şunlardır:

1. Yüksek çakma dayanımı özelliği (zemin sert veya kaya bile olsa)
2. Nisbeten hafif malzeme olması
3. Tekrar kullanılabilmesi
4. Su altında ve üstünde çok uzun süre hizmet verebilmesi,
5. Kazıkların kaynakla veya vidalanarak rahatlıkla uzatılabilmesi,
6. Eklem yerlerinin deformasyon eğiliminin az olması,
7. İstenilen durumlara göre malzeme seçiminin yapılabilmesi.

Bu yapılar yamaçlarda çok kullanılmazlar, çünkü deplasmana müsait olmaları, korozyona uğramaları ve yüksek maliyet söz konusudur.

5.5 İSTİNAT DUVARINA ETKİYEN KUVVETLER

Sismik basıncın istinat yapıları üzerindeki etkisi relatif sıkılığa ve zemin ile beraber çalışmasına bağlıdır. Zemin-yapı etkileşmesi iki kategoride tanımlanır.

- 1) Esnek yapılar zemin basıncını minimize etmeye kadar hareket etme eğilimindedirler, örneğin serbest duran istinat yapıları gibi.
- 2) Bodrum duvarları ve sabitleştirilmiş istinat duvarları gibi rijit yapılar.

Birinci durumda, aktif basınçlar meydana gelir ve hareket Tablo 5.1'deki gibi oluşur. Duvar hareketinin miktarı temel sağlamlığına ve duvar esnekliğine bağlıdır. Kesin analizler yapılmalı ve aşağıdaki basınçlar kullanılmalıdır:

- Esneklik: Kaya olmayan malzemeye temellenmiş duvarlar veya 5m.'den yüksek destek duvarları.

Tablo 5.1 Aktif Durumu Olan Duvar Hareketi (Dowrick , 1987)

ZEMİN	Duvar Hareketi /Yükseklik
Kohezyonsuz , sıkı	0.001
Kohezyonsuz , gevşek	0.001 - 0.002
Katı kil	0.01 - 0.02
Gevşek kil	0.02 - 0.05

- Orta durum : Kayaya temellenmiş 5m.'den az yükseklikteki destek duvarlar.
- Rijit durum : Kayaya temellenmiş ağırlık duvarları ya da kazıklar (Dowrick , 1987).

5.5.1 SİSMİK TOPRAK BASINÇLARI

Genel olarak, sismik kuvvetleri elde etmede tavsiye edilen ve ekivalan-statik katsayıları benimseyen metod kullanılmaktadır. Sadece çok nadir yapılarda sonlu elemanları kullanan dinamik analizler mevcuttur.

Ekivalan-statik metodda, zemin kamasının ağırlığına eşit yanal deprem kuvveti sismik bir katsayı ile çarpılmakta ve bunun zemin ağırlık merkezine etki ettiği farzedilmektedir. Bu deprem kuvveti duvar üzerindeki statik kuvvetlere ilave bir kuvvet oluşturur.

Genelde, bir deprem süresince duvar üzerine gelen toplam basınç aşağıdaki üç olası parçanın toplamıdır:

- 1) Ağırlık yüklerinden gelmesi beklenen statik basınç,
- 2) Depremden gelmesi beklenen dinamik basınç,
- 3) Dolguya bir dış kuvvetten gelebilecek basınç, örneğin : Monolitik bir köprü ayağında yatay sarsıntıdan oluşabilir.

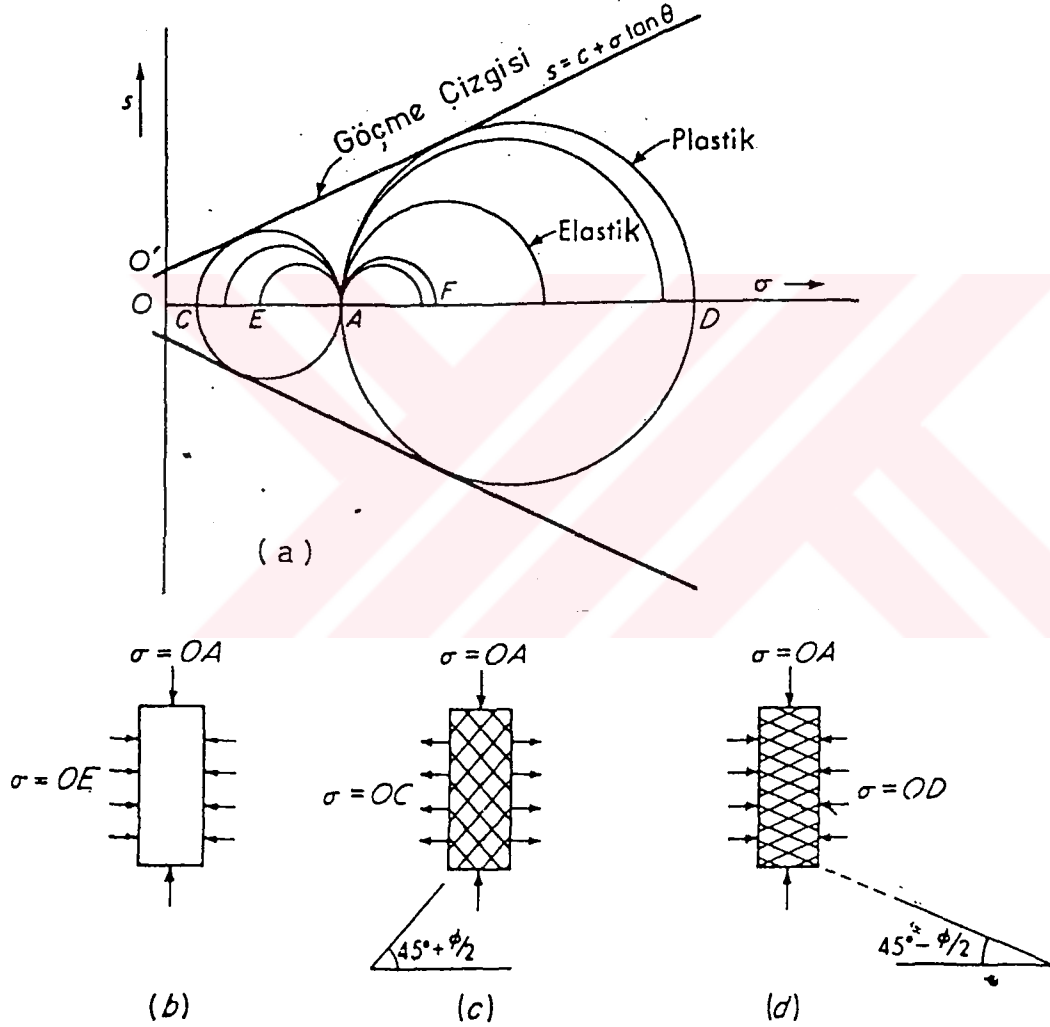
Zemin basınçları aşağıdaki metodlarla tahmin edilebilir :

- 1) Elastik teori.
- 2) Yaklaşık plastik teori , Coulomb ve Mononobe - Okabe.
- 3) Nümerik metodlar, zemini sonlu elemanlar olarak modelleyen metodlar.

Mononobe - Okabe metodunu kullanmak için efektif zemin ivmesi, yaklaşık olarak 0.3g kadar olmalıdır. Bu da kohezyonsuz zeminlerde statik basınca eşit bir deprem kuvveti meydana getirecek değerdedir. Bunun için makul depremlerde sağlam kalabilecek ve sismik olmayan duvar tasarımında 2.0 gibi bir güvenlik faktörü kullanılmamalıdır.

5.5.1.1 AKTİF TOPRAK BASINCI

Aktif toprak basıncı Şekil 5.6 a'da AC göçme daresi ile verilen plastik denge durumunu gösterir. Şekil 5.6 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'e düşürülerek kayma açısı elde edilir. OA (maksimum) ve OC (minimum) gerilmeleri Mohr daresini oluşturmakta kullanılabilir. OA ile OC arasındaki fark ise daire çapı ve aynı zamanda deviator gerilmesi olup laboratuvar da üç eksenli gerilme deneyinden elde edilebilir. Şekil 5.6 b'deki zemin elemanını tanımlayan düşey ve yatay düzlemler K_0 durumundaki ana düzlemler olduğu için kayma çizgileri aşağıdaki gibi oluşur.



Şekil 5.6 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).

Minimum gerilme $OC = \sigma_3$ aşığıdaki (2-46) denklemleri kullanılarak hesaplanır.

$$\sigma_3 = \sigma_1 \tan^2 \left(45 - \frac{\phi}{2} \right) - 2c \tan \left(45 - \frac{\phi}{2} \right) \quad (5.1)$$

Bell tarafından verilen bu denklem 1776'da Coulomb tarafından belirgin bir şekilde değıştirilmiştir. Denklem Avrupa literatüründe tanjant fonksiyonu için aşığıdaki trigonometrik bağılantıyla verilmektedir.

$$\tan^2 \left(45 - \frac{\phi}{2} \right) = \frac{1 - \sin \phi}{1 + \sin \phi} \quad \tan \left(45 - \frac{\phi}{2} \right) = \frac{1 - \sin \phi}{\cos \phi} \quad (5.2)$$

$45 + \phi/2$ için işaretler ters olarak alınmalıdır.

Gerilmeyi her zaman deformasyon takip ettiğı için Şekil 5.6 b ve c'de görüldüğü gibi gerilme OE'den OC'e düştüğü zaman zemin yanal olarak genişler. Bu yanal genişleme kazılarda OE'nin OC'e değıl de sifıra eşit olduğı zamanlarda da görülür ve bu durum aynı zamanda K_0 'ın ölçölme zorluğunun da sebebidir.

Duvar arkasındaki basınç aktif duruma gelirse (minimum) duvar yanal olarak döner. Duvar beklenen değıerlerde dönmezse bunun sonucunda daha fazla yanal basınç oluşacaktır. Herhangi ilave bir dönme aktif toprak basıncında düşmeye sebep olacaktır. Bu sebeple çoğı durumda aktif toprak basıncı duvar tasarımı için kritik bir değıerdir.

5.5.1.2 PASİF TOPRAK BASINCI

Eğer Şekil 5.6 b'den (K_0 durumu) başlarsak, OA'yı sabit tutarak yanal gerilme OE'i göçme gerilmesi OD'e getirirsek Şekil 5.6 a'daki OD dairesini oluşturmak için gerekli verileri elde ederiz. Bu ikinci göçme dairesi ile tanımlanan pasif toprak basıncı durumudur. Bu durumda AD uzunluğı deviatör gerilmeyi vermektedir. Kayma düzlemleri yatayla ϕ açısını yapmaktadır ki bu açı malzemenin sadece mekaniğıyle ilgilidir.

Ana gerilme $OD = \sigma_1$, aktif basınçtaki gibi Mohr dairesinden, aşağıdaki denklemle elde edilir.

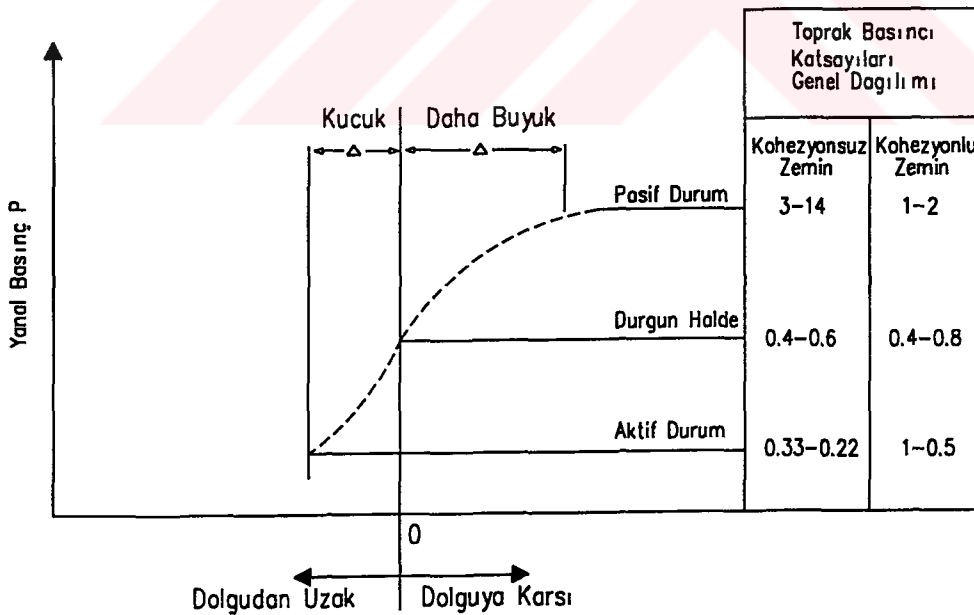
$$\sigma_1 = \sigma_3 \tan^2\left(45 - \frac{\phi}{2}\right) + 2c \tan\left(45 - \frac{\phi}{2}\right) \quad (5.3)$$

Pasif toprak basıncı, Şekil 5.6 b ve c'de görüldüğü gibi yanıl basıncı OE'den OD'e arttırarak elde edilir. Bu duvarı yatay şekilde zemine itmekle hemen hemen aynıdır. Duvarlar nadiren pasif toprak basıncına göre tasarlanırlar (Bowles, 1982).

5.5.1.3 COULOMB TOPRAK BASINCI TEORİSİ

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 fark etmiştir fakat hesapları kolaylaştırmak için kullanmıştır. Arka dolgu yüzeyi düzlemseldir.



Şekil 5.7 Kohezyonlu ve kohezyonsuz zeminler için aktif ve pasif basınç değerleri (Bowles, 1982).

- 3 - Sürtünme kuvvetleri göçme yüzeyine uniform bir şekilde dağılmıştır ve $\phi = \tan \phi$ (sürtünme katsayısı = ϕ)
- 4 - Göçme kaması rijid bir kütledir.
- 5 - Duvar sürtünmesi vardır ; göçme kaması duvar arkası boyunca hareket eder ve duvar sınırı boyunca sürtünme oluşturur.
- 6 - Göçme düzlemsel bir eğilmedir , sonsuz uzun kütlenin birim uzunluğu gözönüne alınacaktır.

Coulomb teorisindeki ana kusurlar ideal zemin kabülü ve göçme yüzeyinin düzlem tarif edilmesidir.Coulomb teorisine dayanan kohezyonsuz zemin için denklem Şekil 5.8'den elde edilebilir.ABE zemin kamasının ağırlığı ;

$$W = \gamma A(1) = \frac{\gamma H^2}{2 \sin^2 \alpha} \left[\sin(\alpha + \rho) \frac{\sin(\alpha + \beta)}{\sin(\rho - \beta)} \right] \quad (5.4a)$$

Aktif kuvvet P_a ,Şekil 5.8 c'de gösterilen ağırlık vektörünün bileşenidir.Sinüs kuralı uygulanırsa ;

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

veya

$$P_a = \frac{W \sin(\rho - \phi)}{\sin(180 - \alpha - \rho - \phi + \delta)} \quad (5.4b)$$

elde edilir

(a) ve (b) denklemlerini birleştirirsek,

$$P_a = \frac{\gamma H^2}{2 \sin^2 \alpha} \left[\frac{\sin(\alpha + \rho)}{\sin(\rho - \beta)} \right] \frac{\sin(\rho - \phi)}{\sin(180 - \alpha - \rho - \phi + \delta)} \quad (5.5a)$$

İlk değişkeni sıfıra eşitlersek ,

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

P_a aktif duvar kuvvetinin maksimum değeri

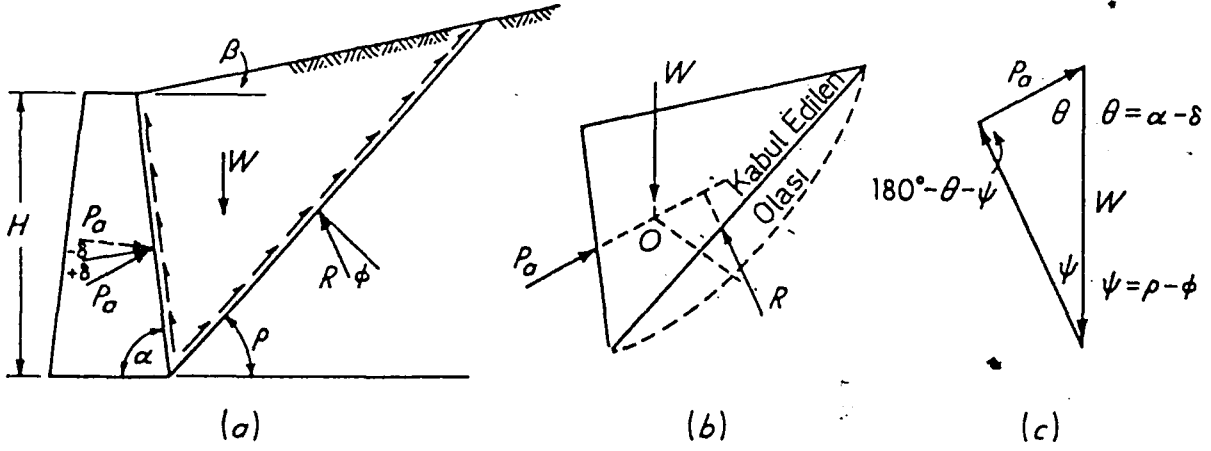
$$P_a = \frac{\gamma H^2}{2} \frac{\sin^2(\alpha + \beta)}{\sin^2 \alpha \sin(\alpha - \delta) \left[1 + \sqrt{\frac{\sin(\phi + \delta) \sin(\phi - \beta)}{\sin(\alpha - \delta) \sin(\alpha + \beta)}} \right]^2} \quad (5.5b)$$

bulunur.

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

$$P_a = \frac{\gamma H^2}{2} \frac{(1 - \sin \phi)}{(1 + \sin \phi)} = \frac{\gamma H^2}{2} \tan^2 \left(45 - \frac{\phi}{2} \right) \quad (5.6)$$

haline gelir.



Şekil 5.8 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,

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

$$K_a = \frac{\sin^2(\alpha + \phi)}{\sin^2 \alpha \sin(\alpha - \delta) \left[1 + \sqrt{\frac{\sin(\phi + \delta) \sin(\phi - \beta)}{\sin(\alpha - \delta) \sin(\alpha + \beta)}} \right]^2} \quad (5.7)$$

olur. Tablo 5.6'da seçilen açı değerleri için K_a değerleri verilmiştir.

Pasif toprak basıncı da Şekil 5.9'da gösterilen duvarın eğimi ve kuvvet üçgeni dışında benzer şekilde elde edilir.

Şekil 5.9'dan tahmini göçme kütlesi;

$$W = \frac{\gamma H^2}{2} \sin(\alpha + \rho) \frac{\sin(\alpha + \beta)}{\sin(\rho - \beta)} \quad (5.8)$$

ve kuvvet üçgeninden sinüs kuralı uygulanarak,

$$P_p = W \frac{\sin(\rho + \phi)}{\sin(180 - \rho - \phi - \delta - \alpha)} \quad (5.9)$$

bulunur.

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

$$P_p = \frac{\gamma H^2}{2} \frac{\sin^2(\alpha - \phi)}{\sin^2 \alpha \sin(\alpha + \delta) \left[1 + \sqrt{\frac{\sin(\phi + \delta) \sin(\phi + \beta)}{\sin(\alpha + \delta) \sin(\alpha + \beta)}} \right]^2} \quad (5.10)$$

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

$$P_p = \frac{\gamma H^2}{2} \frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi} = \frac{\gamma H^2}{2} \tan^2(45 + \phi/2) \quad (5.11)$$

şeklini alır.

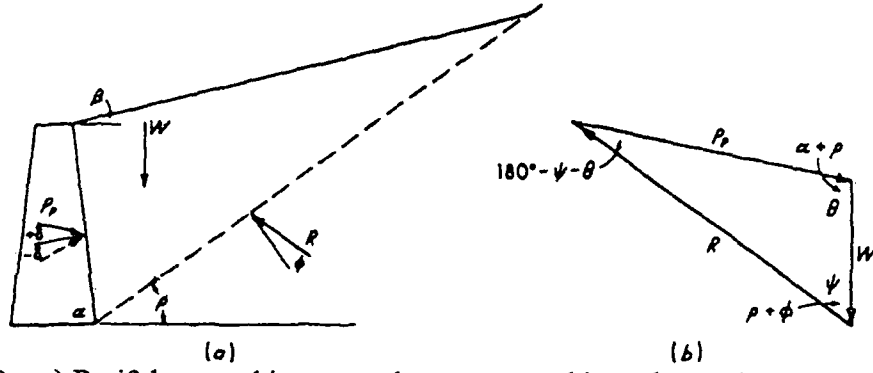
5.11 denklemi şu şekilde de yazılabilir.

$$P_p = \frac{\gamma H^2}{2} K_p$$

$$K_p = \frac{\sin^2(\alpha - \phi)}{\sin^2 \alpha \sin(\alpha + \delta) \left[1 + \sqrt{\frac{\sin(\phi + \delta) \sin(\phi + \beta)}{\sin(\alpha + \delta) \sin(\alpha + \beta)}} \right]^2} \quad (5.12)$$

Tablo5.3 , seçilen açı değerleri ϕ, α, δ ve β için K_p değerlerini göstermektedir.

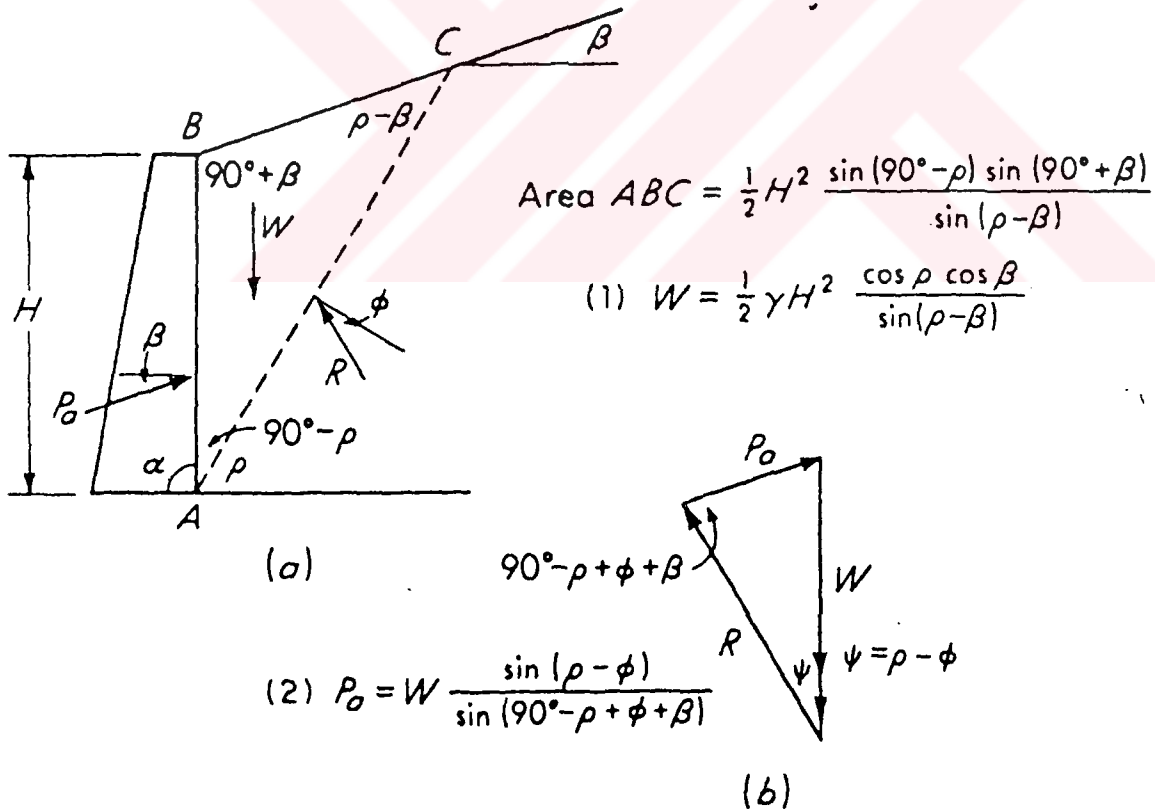
Şekil 5.8 zemin basıncının toplam basınca değil, efektif gerilmeye bağlı olduğunu göstermektedir. Su tablasının altındaki duvar basıncı hidrostatik basıncın ve zeminin efektif birim ağırlığından (γ') oluşan yanal kuvvetlerin toplamıdır.



Şekil 5.9 a) Pasif basınçtaki göçme kaması ve etkiyen kuvvetler;
b) Pasif basıncı oluşturan kuvvet poligonu(Bowles , 1982).

5.5.1.4 RANKINE ZEMİN BASINCI

Rankine (1857) zemini plastik denge halinde düşünmüş ve Coulomb'la aynı varsayımları yapmıştır.Coulomb'dan farklı olarak Rankine kohezyonu ve duvar sürtünmesini gözönüne almayarak problemi daha basit hale getirmiştir.Rankine durumu Şekil 5.10'da gösterilmektedir.



Şekil 5.10 a) Rankine çözümü için $\alpha=90^\circ$ 'deki zemin sistemi;
b) Rankine çözümünde kuvvet üçgeni(Bowles , 1982).

Şekil 5.10'daki 1 no'lu denklem 2 no'lu denklemde yerine konulur ve $dP_a/d\rho=0$ alınırsa P_a değeri aşağıdaki gibi bulunur.

$$P_a = \frac{\gamma H^2}{2} \cos \beta \frac{\cos \beta - \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}}{\cos \beta + \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}} = \frac{1}{2} \gamma H^2 K_a \quad (5.13)$$

$$K_a = \cos \beta \frac{\cos \beta - \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}}{\cos \beta + \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}} \quad (5.14)$$

Tablo 5.4'de K_a değerleri çeşitli $\phi - \beta$ kombinasyonları için verilmiştir. $\delta=0$ olduğunda, duvarda kesme gerilmeleri olmaz ve aktif gerilme p_a ana gerilme durumuna gelir. Bu durum zemin elemanına gerilme analizi yapılarak gösterilebilir ki bu durumda P_a dolgu eğimine paralel etkir.

Benzerlik sonucu Rankine pasif basıncı da ,

$$P_p = \frac{\gamma H^2}{2} \cos \beta \frac{\cos \beta + \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}}{\cos \beta - \sqrt{\cos^2 \beta - \cos^2 \phi}} = \frac{1}{2} \gamma H^2 K_p \quad (5.15)$$

şeklinde bulunur.

K_p değerleri , seçilen β ve ϕ değerleri için Tablo 5.5'de verilmiştir.

Tablo 5.2 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 5.3 Coulomb Denklemine 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

Rankine Denklemine Göre Pasif Toprak Basıncı Katsayısı , K_p [illegible]

5.5.1.5 DOYGUN OLMAYAN KOHEZYONSUZ ZEMİNLERDE AKTİF SİSMİK BASINÇLAR

En çok kullanılan çözüm Mononobe - Okabe tarafından çıkarılan ve Coulomb teorisine dayanan çözümdür. Bir depremin etkisi zemin kamasına eşit statik yatay bir kuvvetin sismik bir katsayı ile çarpılması olarak tanımlanır. Şekil 5.11'e göre Mononobe - Okabe eşitlikleri aşağıdaki gibidir :

Bir duvara gelmesi beklenen statik ve aktif deprem basınçları (Doygun olmayan kohezyonsuz zeminlerde) şöyledir :

$$P_{AE} = \frac{1}{2} K_{AE} \gamma_d H^2 (1 - \alpha_v) \quad (5.16)$$

Burada

$$K_{AE} = \frac{\cos^2 (\phi_o' - \beta - \theta)}{\cos \theta \cos^2 \beta \cos (\delta + \beta + \theta) \left[1 + \left(\frac{\sin (\phi_o' + \delta) \sin (\phi - i - \theta)}{\cos (\delta + \beta + \theta) \cos (\beta - i)} \right)^{1/2} \right]^2} \quad (5.17)$$

ve

$$\cot (\alpha_{AE} - 1) = - \tan (\phi' + \delta + \beta - i) + \sec (\phi' + \delta + \beta - i) \times \left(\frac{\cos (\beta + \delta + \theta) \sin (\phi' + \delta)}{\cos (\beta - i) \sin (\phi' + \theta - i)} \right)^{1/2} \quad (5.18)$$

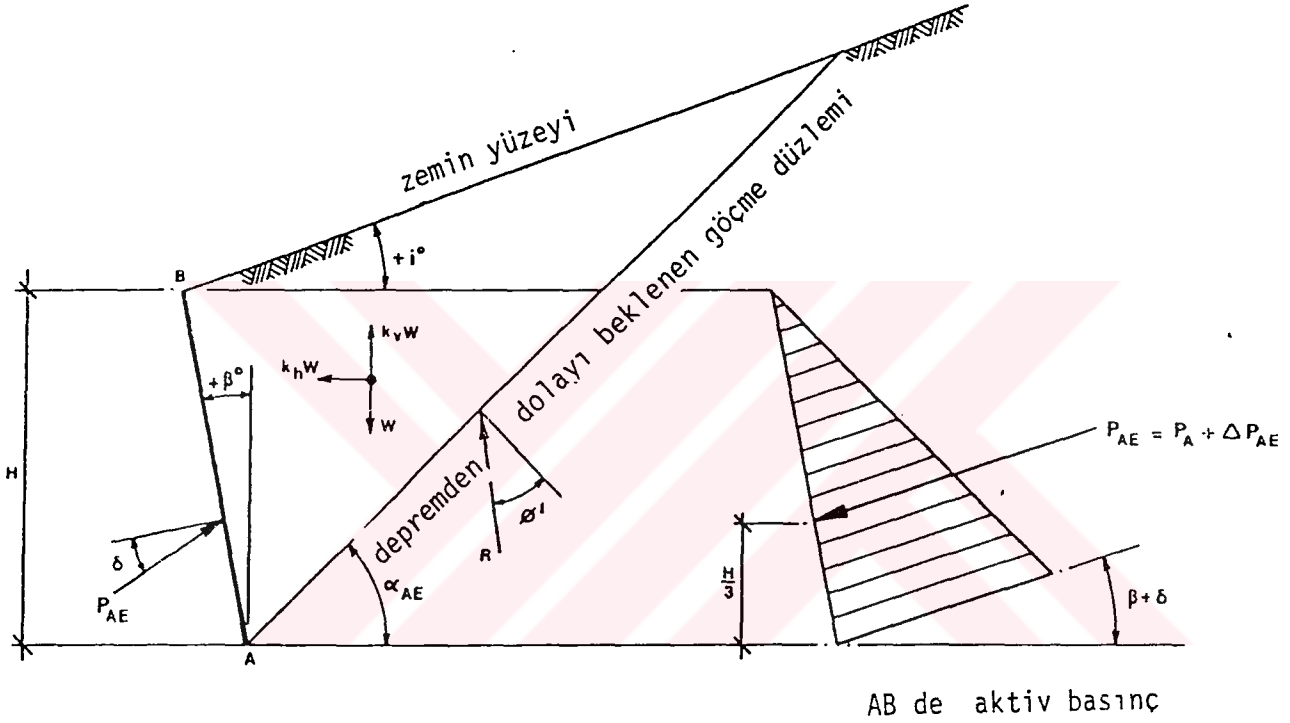
Burada

- α_{AE} = Bir depremde kırılan yüzeyin şev açısı.
- β = Duvarın arka yüzünün düşeyle yaptığı açı.
- γ_d = Zemin birim hacim ağırlığı.
- δ = Duvar sürtünme açısı.
- ϕ = İçsel sürtünme açısı.
- i = Dolgu şevi açısı.
- θ = $\tan^{-1} (\alpha_h / (1 - \alpha_v))$
- α_h = Sismik katsayı = $1/g$ (yatay zemin ivmesi)
- α_v = Sismik katsayı = $1/g$ (düşey zemin ivmesi)

Ağırlık duvarları hariç düşey ivmenin duvar üzerindeki etkisi küçük gösterilmiştir. Bundan dolayı ağırlık duvarları dışında α_v terimi kullanılmayabilir ve denklem :

$$P_{AE} = \frac{1}{2} K_{AE} \gamma_d H^2 \quad (5.19)$$

şeklini alır ve $\theta = \tan^{-1} \alpha_h$ olur.



Şekil 5.11 Bir Deprem Süresince Esnek İstinat Duvarı ve Doygun Olmayan Kohezyonsuz Zemindeki Aktif Basınçlar (Mononobe-Okabe eşitliklerinden) (Dowrick , 1987)

Coulomb teorisindeki şartları sağlayan durumlarda deprem basıncı direkt olarak hesaplanabilir. Beton duvarlarda duvar sürtünmesi δ , $1/2 \phi'$ olarak alınabilir. Statik aktif kuvvet P_A Coulomb eşitliğinden bulunarak,

$$P_A = \frac{1}{2} K_A \gamma_d H^2 \quad (5.20)$$

Burada ,

$$K_{AE} = \frac{\cos^2(\phi - \beta)}{\cos^2\beta \cos(\delta + \beta) \left(1 + \left[\frac{\sin(\phi + \delta) \sin(\phi - i)}{\cos(\phi + \beta) \cos(i - \beta)} \right]^{1/2} \right)^2} \quad (5.21)$$

şeklindedir.

Mononobe - Okabe deprem kuvvetini $\Delta P_{AE} = P_{AE} - P_A$ 'nın ilk statik kuvvet P_A gibi tabandan $H/3$ yükseklikte etkiyeceğini düşünmüşlerdir. Bu kabul eğilebilir duvarlar için geçerlidir.

(5.21) eşitliği genel bir durumu anlatır ve düşey arka yüzü olan dolgu duvar için kullanılır. Burada $\beta = w = 0$ alınırsa

$$K_{AE} = \frac{\cos^2(\phi' - \theta)}{\cos^2\theta \left(1 + \left[\frac{\sin \phi' \sin(\phi - \theta)}{\cos\theta} \right]^{1/2} \right)^2} \quad (5.22)$$

olur.

Mononobe - Okabe tasarım metodu şu adımları içerir :

- 1) Zemin ivmesi A_g 'nin ve zemin hızı V 'nin pik değerleri seçilir.
- 2) Müsade edilebilir maksimum yatay deplasman, d_L , seçilir.
- 3) Dayanım faktörü N bulunur. N_g duvarın kaymaya başladığı ivme değeridir. N 'i bulmak için Richards ve Elms'in tavsiye ettiği boyutsuz N/A parametresi şöyledir :

$$N/A = \left[\frac{0.087 V^2}{d_L A_g} \right]^{1/4} \quad (5.23)$$

4) N , duvara etkiyen sismik katsayının limit değerine eşittir ve bu da α_h 'tır. Aktif basınç katsayısı K_{AE} 'yi (5.21) eşitliğinden bulabiliriz. Duvara gelmesi beklenen yatay kuvvet $\alpha_h W_w$ 'dur ve duvarın kayma için efektif ağırlığı $(1 - \alpha_v) W_w$ 'dir. Kayma dayanımı ise ,

$$F = (1 - \alpha_v) W_w \tan \theta_b \quad (5.24)$$

Burada θ_b duvarın taban sürtünme açısıdır. $F = \alpha_h W_w$ dersek ;

$$W_w = \frac{1/2 \lambda_d H^2 (\cos(\delta + \beta) - \sin(\delta + \beta) \tan \theta_b)}{\tan \theta_b - \tan \theta} K_{AE} \quad (5.25)$$

değerini elde ederiz.

Belirsizliği ortadan kaldırmak için, Richards ve Elms güvenlik faktörü olarak 1.5 değerini kullanmışlar ve duvar ağırlığını da $1.5 W_w$ olarak almışlardır.

Ağırlık duvarları için yukarıdaki tasarım yönteminin kanıtı olarak, Whitman ve Liao tarafından şöyle bir eşitlik tavsiye edilmiştir :

$$N/A = - \frac{1}{9.4} \ln \left[\left(\frac{d_L}{F_c} \right) \frac{A_g}{130 V^2} \right] \quad (5.26)$$

Burada F_c , izin verilebilir deplasman d_L üzerindeki güvenlik faktörüdür. F_c 'nin uygun bir değeri olasılık dağılımı $d_R = (d_L / F_c)$ 'den bulunabilir. Genelde $F_c = 3.8$ olarak almak uygundur (Dowrick , 1987).

Aşağıda 1. derece deprem bölgesinde bulunan istinat perdesine deprem halinde etkiyecek toprak basıncı hesaplanmıştır.

$$= 1.6 \text{ t / m}^3 \quad \phi = 30^\circ \quad \delta = 0 \quad H = 8 \text{ m.}$$

“Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik R.G. 9.6.1975/15260”, deprem bölgelerinde yapılacak yüksekliği 6 metreyi geçen istinat duvarları ve palplanş perdeler hesabında kullanılacak toprak basınçlarının bulunmasında ϕ kayma mukavemeti açısının, 1. ve 2. derece deprem bölgelerinde 6° , 3. ve 4. derece deprem bölgelerinde de 4° azaltılmasını öngörmektedir.

Toprak basıncı hesabında Mononobe - Okabe tarafından elde olunan formüller kullanılmıştır.

(5.16) ve (5.17) formülünde $\beta, \phi, \theta, \delta, H$ Coulomb formülündeki değerlerdir.

$$\theta = \arctan (\alpha_h / 1 - \alpha_v)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Burada,

$$\alpha_h = \text{yatay yer ivmesi / g}$$

$$\alpha_v = \text{düşey yer ivmesi / g}$$

dir. Pratik problemler için, çok küçük olması nedeni ile $\alpha_v = 0$ ve $\alpha_h = C_0$ (Deprem Yönetmeliğinden alınacak katsayı) olarak kabul edilebilir (Bu örnekte C_0 olarak Tablo 5.6 'da normal yapılar için bulunan maksimum zemin ivme değerleri kullanılmıştır).

Bu durumda ,

$$\theta = \arctan C_0$$

olmaktadır. Bu açı episantr uzaklığına göre Tablo 5.6'da hesaplanmıştır.

Tablo 5.6 Episantr Uzaklığına Göre Açı (θ) Değerleri.

Uzaklık (km)	$\alpha = C_0$ (g)	θ (derece)
20	0.09	5.1
40	0.04	2.3
60	0.02	1.1
80	0.011	0.6
100	0.008	0.5
120	0.006	0.3
140	0.004	0.2

Depremsiz durumda istinat perdesine taban seviyesinde etkiyen aktif toprak basıncı $\alpha = 90^\circ$, $\beta = 0$, $\delta = 0$, $\phi = 30^\circ$ ($K_A = 0.33$) olduğu gözönünde tutularak ,

$$p_A = \gamma H K_A = 1.6 \times 8 \times 0.33 = 4.2 \text{ t / m}^2$$

Ve perdeye etkiyen toplam toprak basıncı da ,

$$P_A = 1/2 \times 4.2 \times 8 = 16.8 \text{ t / m}$$

olarak hesaplanır.

Deprem halinde istinat perdesine etkiyecek toprak basınçlarının deprem yönetmeliğine göre hesaplanması istenildiğinde duvarın 1. derece deprem bölgesinde bulunması nedeni ile kayma mukavemeti açısından 6° 'lık bir azaltma yapılması gerekecektir. Bu durumda hesaplarda ,

$$\phi = 30^\circ - 6^\circ = 24^\circ \text{ ve } K_A = \tan^2 (45 - 24/2) = 0.42$$

kullanılır.

İstinat perdesine taban seviyesinde etkiyecek toplam toprak basıncı

$$p_{AD} = \gamma H K_A = 1.6 \times 8 \times 0.42 = 5.4 \text{ t/m}^2$$

ve duvara etkiyecek toplam toprak basıncı da

$$P_{AD} = 1/2 \times 5.4 \times 8 = 21.6 \text{ t/m}$$

bulunur. O halde deprem halinde istinat perdesine gelecek basınç farkları perde tabanı seviyesinde,

$$\Delta p_{AD} = p_{AD} - p_A = 5.4 - 4.2 = 1.2 \text{ t/m}^2$$

ve toplam toprak basıncı olarak da

$$\Delta P_{AD} = P_{AD} - P_A = 21.6 - 16.8 = 4.8 \text{ t/m}$$

hesaplanır.

Hesapların Mononobe - Okabe formülüne göre yapılması istenirse 1. derece deprem bölgesi için (5.17) formülü kullanılarak K_{AD} değerlerinin ve buna bağlı olarak p_{AD} ve P_{AD} değerlerinin uzaklıkla değişimi Tablo 5.7'de verilmiştir.

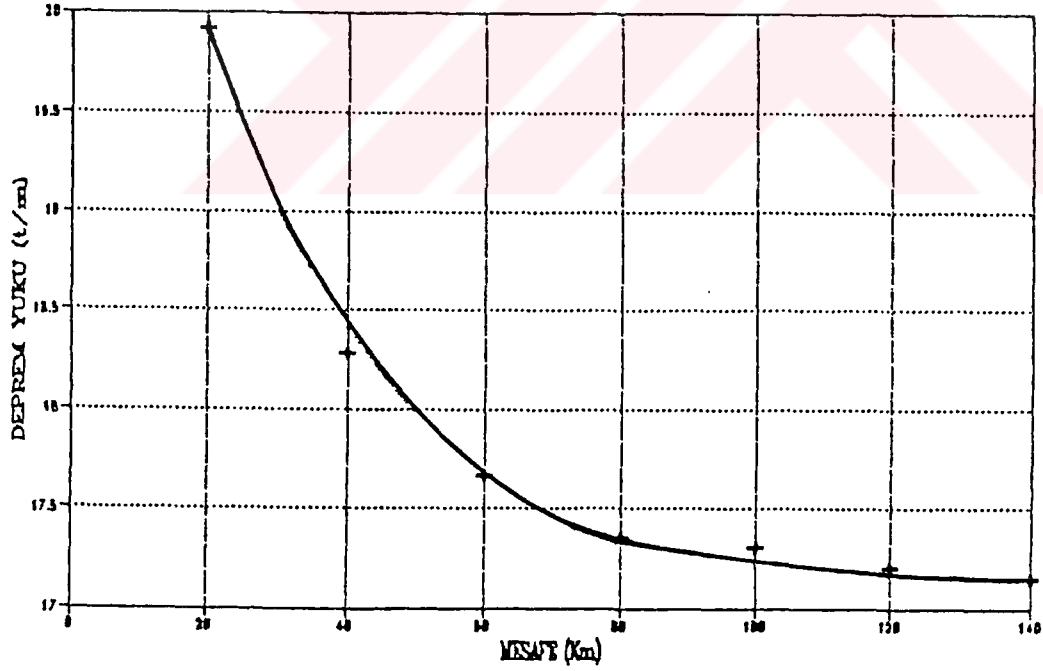
Tablo 5.7 K_{AD} ve P_{AD}, p_{AD} Değerlerinin Değişimi.

Uzaklık km.	θ °	K_{AD} -	p_{AD} t / m ²	P_{AD} t / m
20	5.1	0.389	4.979	19.917
40	2.3	0.357	4.570	18.278
60	1.1	0.345	4.416	17.664
80	0.6	0.339	4.339	17.357
100	0.5	0.338	4.326	17.306
120	0.3	0.336	4.301	17.203
140	0.2	0.335	4.288	17.152

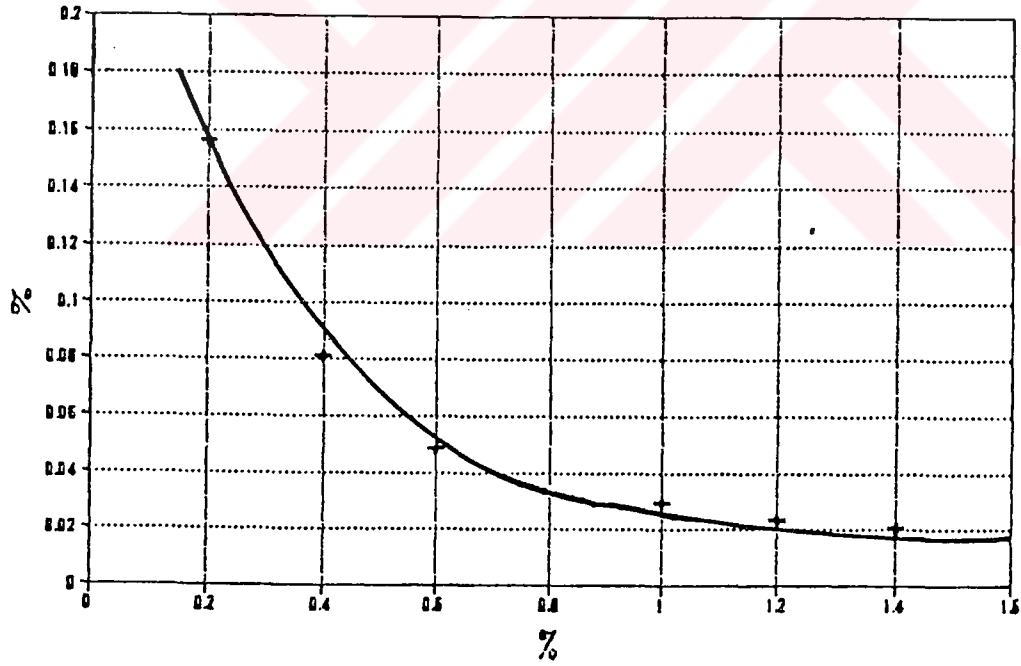
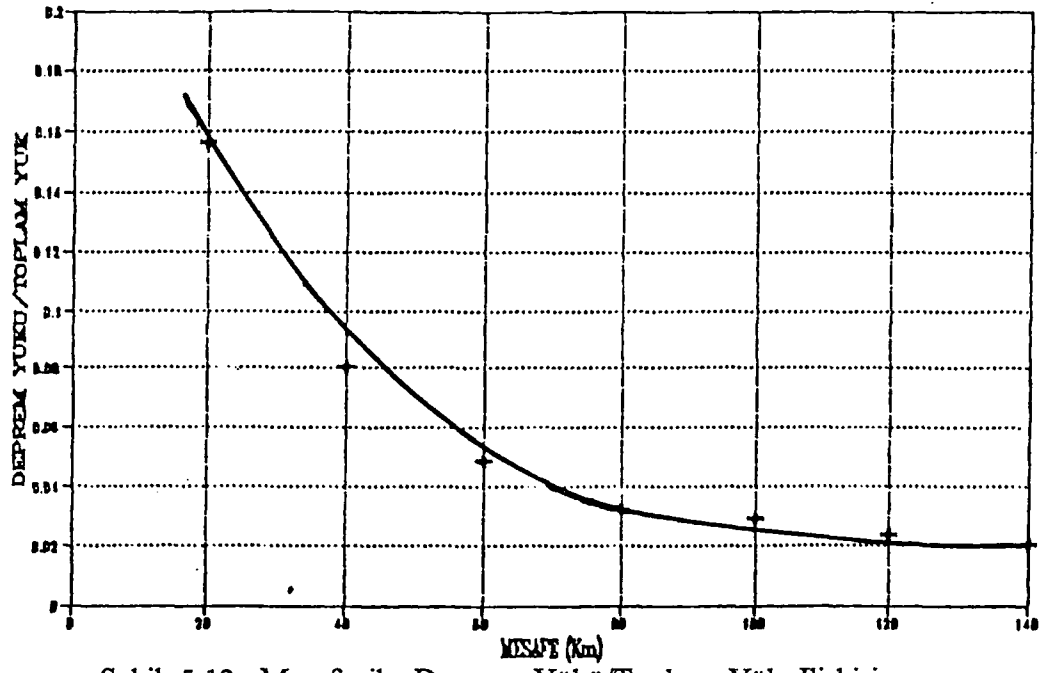
Deprem halinde istinat perdesine gelecek ek toprak basınçlarının istinat perdesi ucunda uzaklıkla değişimi Tablo 5.8 'de gösterilmiştir.

Tablo 5.8 İstinat Perdesine Gelecek Ek Toprak Basınçlarının
Uzaklıkla Değişimi.

Uzaklık km.	Δp_{AD} t / m ²	ΔP_{AD} t / m
20	0.779	3.117
40	0.370	1.478
60	0.216	0.864
80	0.139	0.557
100	0.126	0.506
120	0.101	0.403
140	0.088	0.352



Şekil 5.12 Mesafe ile Deprem Yüku Arasındaki İlişki



BÖLÜM 6

PROBABİLİSTİK METODLAR VE BU METODLARIN İSTANBUL SİSMOTEKTONİK BÖLGESİNE UYGULANMASI

6.1 GİRİŞ

Sismotektonik yöre tabiri, jeolojik formasyon ve jeolojik yapı itibarı ile nisbeten değişiklik göstermeyen bir karaktere sahip bölge için kullanılmaktadır.

Bir bölgede gelecekteki şiddetli bir depremin magnitüdü, yer hareketinin ivmesi, süresi ve frekans içeriği gibi özelliklerini ihtimaller analizi yaparak tahmin edebilmek için başlıca beş hususta bilgi sahibi olmak gereklidir. Bölgenin ve civarının sismotektonik yapısı, bölgeyi etkisi altına alabilecek depremlerin noktasal, çizgisel veya alansal nitelikte olabilen kaynaklardan hangisine ait olduğunun bilinmesi, bölgenin sismik aktivitesinin tarihçesinin belirlenmesi, depremin episantrdaki yer ivmesinin yapının bulunduğu alana gelene kadar yapacağı yolculuk esnasında kaybedeceği değerin saptanması, yapı ve civarının jeolojik karakteri ve yapı temeli hızında serbest yüzeyde meydana gelebilecek yer hareketinin özelliklerinin saptanması.

İstanbul'u etkisi altına alabilecek şiddetli bir depremin kaynağının sadece çizgisel olduğu kabul edilmiştir. Bu çizgi Kuzey Anadolu fay hattının Marmara denizi ortasından geçen uzantısıdır. Romanya'daki Karpatlar bölgesi noktasal bir kaynak olarak, Ege bölgesi de alansal bir kaynak olarak düşünülse de bu depremlerin İstanbul'daki yer ivmesi çok küçük olacaktır (Tezcan, Acar, Çivi, 1979).

Bu çalışmada yapılan analizlerde, 40.5° N - 41.5° N enlemleri ile 28.0° E - 30.0° E boylamları arasında kalan bölge İstanbul Sismotektonik Bölgesi olarak kabul edilmiştir.

6.2 PROBABİLİSTİK METODLAR - YILLIK EKSTREM DEĞERLER METODU

Gumbel (1958) tarafından tavsiye edilen Yıllık Ekstrem Değerler Metoduna göre, yıllık maksimum deprem magnitüdü dağılımı :

$$G(m) = e^{-\alpha \exp(-\beta M)} \quad (6.1)$$

bağıntısı ile verilir.

Burada,

M = Deprem magnitüdü

α, β = Regresyon katsayıları

$G(M)$ = Bir yıl içinde magnitüdüleri M 'den büyük olan depremlerin aşılma olasılığı şeklindedir.

Diğer taraftan Gutenberg - Richter (1942) tarafından, magnitüd - frekans ilişkisi için deprem magnitüdünü 1 yıl içinde meydana gelen toplam deprem sayısına bağlayan şu ifade tavsiye edilmiştir :

$$\log (n) = a - bM \quad (6.2)$$

Bu ifadede ,

a,b = Regresyon katsayıları

N = Bir yıl içinde magnitüdü M veya daha büyük olan deprem sayısı olarak tanımlanmaktadır

Sipahioğlu (1984) tarafından bildirildiği üzere, Mogi (1962) ve Miyamura (1962) “b” katsayısının bölgelerin tektonik özellikleriyle ilişkili olduğunu öne sürmüşlerdir.”a” ve “b” katsayılarının incelenen ve ait oldukları bölgelerin depremsellik ve yapısal özelliklerine göre değerler aldığı ve bu bölgelerin sismik ve tektonik özelliklerine bağlı oldukları belirtilmektedir.”a” katsayısı, gözlemin sürecine, gözlem alanının boyutlarına ve bu alanın deprem etkinliğine, diğer taraftan “b”, gözlem alanının tektonik etkinlik özelliklerine bağlı olmaktadır.Bu katsayılar için Tabban ve Gencoğlu (1975),

“a =Ortalama yıllık sismik aktivite indeksi.”

“b =Sismotektonik parametre.”

Sipahioğlu (1984), ise aynı “a” ve “b” katsayılarına sahip bölgelerin aynı deprem özelliğine sahip olmasını gerektirmediğini belirtmektedir.

Bu iki bağıntı arasında aşağıdaki matematiksel ifadeler verilmektedir :

$$\alpha = 10^a , \quad a = \log \alpha \quad (6.3)$$

$$\beta = b / \log e , \quad b = \beta \log e \quad (6.4)$$

$$N = \alpha e^{-\beta M} = - \ln G \quad (6.5)$$

Sismik aktivitenin zaman içinde üniform dağıldığı kabul edilerek aşağıdaki ifadeler yazılabilir :

$$N = \alpha T_r e^{-\beta M} \quad (6.6)$$

$$N = - \ln G = - \ln (e^{-\alpha (T_r \exp (-\beta M))}) \quad (6.7)$$

Bu ifadelerde T_r magnitüdü belli bir depremin yıl olarak tekrar periyodu olarak tanımlanmaktadır.Hesaplar birer yıl içindeki maksimum deprem yerine,kendilerini T_r yılda tekrarlayan depremler için yapılsaydı, $T_r=1$ yıl yerine T_r yıl konulmalıydı.

6.3 YILLIK EKSTREM DEĞERLER METODUNUN İSTANBUL SİSMOTEKTONİK BÖLGESİNE UYGULANIŞI

Bu çalışmada , tez konusu kapsamındaki bölge için 1898 - 1996 yılları arasında meydana gelen depremler değerlendirmeye alınmıştır.Sismotektonik bölge olarak kabul edilen alanlarda bu periyotta kaydedilen yıllık maksimum deprem magnitüdüleri Tablo 6.1’de verilmekte olup, bu tablonun hazırlanışında Kandilli Rasathanesi Türkiye Deprem Kataloğu ve Durgunoğlu , Çetinkaya ve Çivi (1982) , Tezcan , Acar ve Çivi (1979) ,Deprem Bültenleri,Soysal ve Sipahioğlu , Okamoto , Tabban ve Tanuma (1970) , Tabban (1970) , Öcal (1968) , Ergin , Güçlü ve Uz (1967) ve Alsan , Tezuçan ve Bath’ın (1975) çalışmalarından faydalanılmıştır.Diğer taraftan bu değerler Şekil 6.1’de bahsi geçen bölge sınırları içinde işaretlenmiştir.

İstanbul sismotektonik bölgesinde 1898 - 1996 yılları arasında meydana gelen depremler gözönüne alınarak ,”a” ve “b” regresyon katsayılarının tesbit edilebilmesi için Tablo 6.2 hazırlanmıştır.Bu tablolarda “j” yinelenme periyodlarını, “f” ise frekansları temsil etmekte olup, Kümülatif Gumbel Dağılımları hesaplanmıştır.Regresyon analizleri Velicangil (1975) tarafından tavsiye edilen metodlarla yapılmıştır.Bu analizler sonucunda “a” ve “b” regresyon katsayıları ve ayrıca Pearson - Bravis Korelasyon Katsayısı r hesaplanmıştır.

İstanbul bölgesi için Magnitüd- - log N bağıntısı, dispersiyon diyagramları ve regresyon doğruları Şekil 6.2’de verilmektedir.Aşağıda hesaplanan “r” değeri , “ileri derecede tam” bağıntıyı göstermektedir.Hesaplanan “a” ve “b” değerleriyle denklem (6.3) ve (6.4) kullanılarak bulunan “α” ve “β” regresyon katsayı değerleri aşağıdaki gibidir,

$$\begin{aligned} T_x &= 107.40 & m_x &= T_x / n = 107.40 / 21 = 5.114 \\ T_y &= -16.77 & m_y &= T_y / n = -16.77 / 21 = -0.798 \end{aligned}$$

$$a = \frac{\sum x.y - (T_x T_y / n)}{\sum x^2 - (T_x^2 / n)} = -0.66 \Rightarrow \alpha = 335.74$$

$$b = m_y - am_x = 2.597 \Rightarrow \beta = b / \log e = 1.519$$

$$\begin{aligned} Y &= ax + b \Rightarrow Y = -0.66x + 2.597 \\ \log N &= -0.66N + 2.597 \end{aligned}$$

Pearson - Bravis Korelasyon katsayısı değeri ise ;

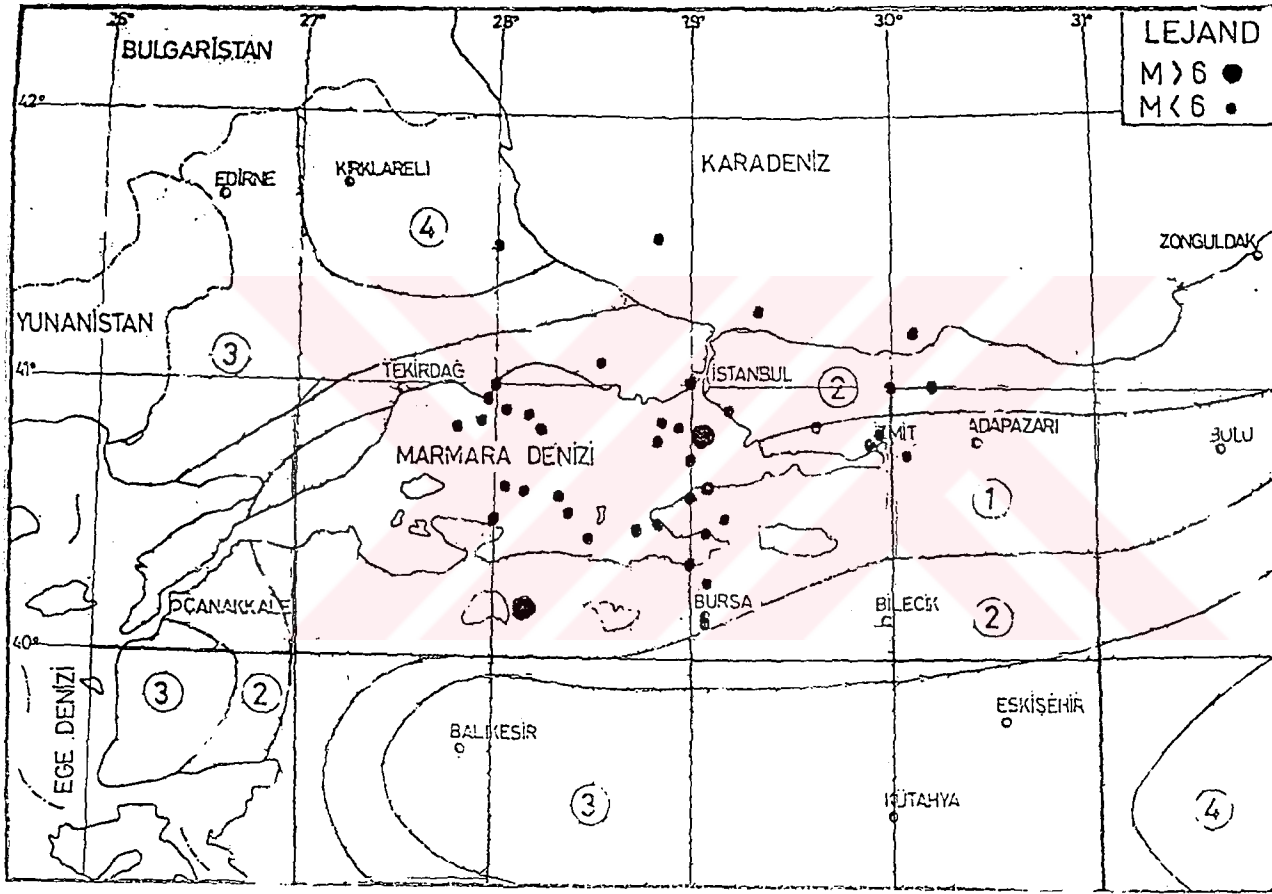
$$r = \frac{\sum x.y - (T_x T_y / n)}{\{\sum x^2 - (T_x^2 / n)\} \cdot \{\sum y^2 - (T_y^2 / n)\}} = -0.9887 \text{ olarak bulunmuştur.}$$

Tablo 6.1 İstanbul Sismotektonik Bölgesinde 1898 - 1996 Yılları Arasında Meydana Gelen Depremlerin Yıllık Maksimum Magnitüd Değerleri (Richter'e göre).

YIL	N	E	M
1898			4
1899			4
1900			4
1901	41.00	29.00	5.7
1902			4
1903	40.65	29.00	5.9
1904			4
1905	40.60	28.30	5.9
1906			4
1907	40.70	30.10	5.5
1908			4
1909			4
1910			4
1911			4
1912	40.20	29.10	5
1913			4
1914			4
1915			4
1916			4
1917			4
1918	41.50	28.00	5.5
1919	41.50	28.00	4.8
1920			4
1921			4
1922			4
1923	41.00	30.00	5.5
1924	40.90	29.20	5.2
1925	41.04	28.98	5.2
1926	40.77	29.90	5.2
1927			4
1928			4
1929	41.20	28.60	4.8
1930	41.04	28.98	4.6
1931			4
1932			4
1933			4
1934	40.30	29.20	4.6
1935			4
1936			4
1937			4
1938			4
1939			4
1940	41.34	30.17	4.6
1941	41.00	29.00	4.8
1942	40.80	27.80	6
1943	40.92	28.10	5
1944			4
1945			4
1946			4

YIL	N	E	M
1947			4
1948	40.77	29.90	5.2
1949			4
1950			4
1951			4
1952	40.67	29.11	5.4
1953			4
1954	40.50	28.00	5.2
1955			4
1956	41.00	30.20	4.9
1957	40.83	29.72	5.2
1958	40.50	29.00	4
1959	40.50	29.18	5.8
1960			4
1961	40.77	29.91	4.6
1962	40.75	28.84	4.3
1963	40.77	29.12	6.3
1964	40.30	28.23	7
1965	40.60	28.20	4
1966			4
1967	41.00	30.00	4.7
1968			4
1969	40.50	28.40	4.5
1970	41.00	28.00	4
1971	40.95	27.99	4.6
1972	40.41	28.73	4.5
1973	40.60	28.10	4
1974	40.79	28.29	4.8
1975			4
1976	40.41	28.84	4.4
1977			4
1978	40.47	29.25	4.2
1979			4
1980			4
1981	40.80	28.11	5
1982	40.38	28.95	4.8
1983			4
1984			4
1985	40.70	29.01	4.2
1986	40.80	28.99	4.8
1987	40.42	28.46	4.9
1988	40.88	28.24	5.1
1989	40.43	29.15	4.1
1990	41.25	29.33	4.1
1991	40.82	28.85	5
1992	40.85	27.90	4
1993	41.51	28.82	4.8
1994			4
1995			4
1996			4

Not: Aletsel veriler bulunmayan yıllar için magnitüd değerleri $M = 0.59I_0 + 1.63$ (Okamoto, Tabban ve Tanuma, 1970) ampirik formülünden hesaplanmıştır.



Şekil 6.1 İstanbul Sismotektonik Yöresinde 1898 - 1996 Yılları Arasında Meydana Gelen Depremlerin Yıllık Maksimum Magnitüdleri.

Tablo 6.2 İstanbul Gumbel Yıllık Maksimum Dağılımı Analizi.

M	j	$f=j/(n+1)$	G (M)	$N=-\ln (G)$	log (N)
4	54	0.54	0.54	0.61618	-0.21029
4.1	2	0.02	0.56	0.59781	-0.23671
4.2	2	0.02	0.58	0.54472	-0.26382
4.3	1	0.01	0.59	0.52763	-0.27767
4.4	1	0.01	0.60	0.51082	-0.29173
4.5	2	0.02	0.62	0.47803	-0.3205
4.6	5	0.05	0.67	0.40047	-0.39743
4.7	1	0.01	0.68	0.38566	-0.41379
4.8	7	0.07	0.75	0.28768	-0.54109
4.9	2	0.02	0.77	0.26136	-0.58276
5.0	4	0.04	0.81	0.21072	-0.67629
5.1	1	0.01	0.82	0.19845	-0.70234
5.2	6	0.06	0.88	0.12783	-0.89336
5.4	1	0.01	0.89	0.11653	-0.93356
5.5	3	0.03	0.92	0.08338	-1.07893
5.7	1	0.01	0.93	0.07257	-1.13924
5.8	1	0.01	0.94	0.06187	-1.20851
5.9	2	0.02	0.96	0.04082	-1.38912
6.0	1	0.01	0.97	0.03045	-1.51641
6.3	1	0.01	0.98	0.02020	-1.69464
7.0	1	0.01	0.99	0.01	-1.99783

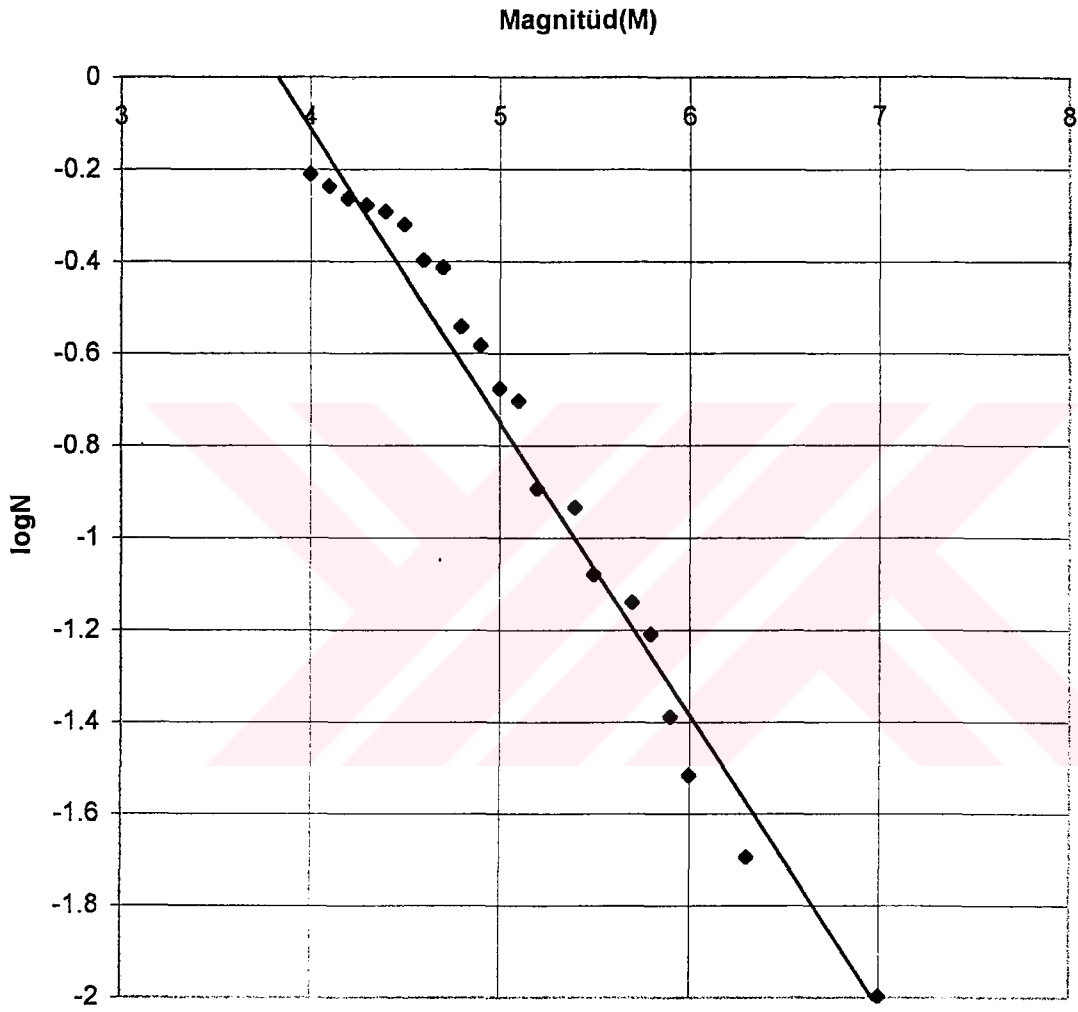
Not : Deprem Olmayan Yıllar İçin $M_{\min} = 4.0$ Kabul edilmiştir.

Tablo 6.3 Regresyon Analizi Değerleri.

M (x)	log N (y)	x ²	y ²	x.y
4	-0.21029	16	0.04422	-0.84116
4.1	-0.23671	16.81	0.05603	-0.97051
4.2	-0.23671	17.64	0.06960	-1.10804
4.3	-0.27767	18.49	0.07710	-1.19398
4.4	-0.29173	19.36	0.08511	-1.28361
4.5	-0.32050	20.25	0.10272	-1.44225
4.6	-0.39743	21.16	0.15795	-1.82818
4.7	-0.41379	22.09	0.17122	-1.94481
4.8	-0.54109	23.04	0.29278	-2.59723
4.9	-0.58276	24.01	0.33961	-2.85552
5.0	-0.67629	25	0.45737	-3.38145
5.1	-0.70234	26.01	0.49328	-3.58193
5.2	-0.89336	27.04	0.79809	-4.64547
5.4	-0.93356	29.16	0.87153	-5.04122
5.5	-0.07893	30.25	1.16409	-5.93411
5.7	-1.13924	32.49	1.29787	-6.49367
5.8	-1.20851	33.64	1.46049	-7.00936
5.9	-1.38912	34.81	1.92965	-8.19581
6.0	-1.51641	36	2.29949	-9.09846
6.3	-1.69464	39.69	2.87180	-10.67623
7.0	-1.99783	49	3.99132	-13.98481
T _x = 107.4	T _y = -16.77	Σ x ² = 561.94	Σ y ² = 19.03	Σ x.y = -94.11

Tablo 6.4 “a” ve “b” Regresyon Katsayıları ve Pearson - Bravis Korelasyon Katsayısı

SİSMOTEKTONİK YÖRE			TEZCAN, ACAR ve ÇİVİ (1991)		DURGUNOĞLU, ÇETİNKAYA KULAÇ, KARADAYILAR		
a	b	r(%)	a	b	a	b	r
2.597	0.66	-0.988	2.26	0.546	2.133	0.521	-0.99



Şekil 6.2 Magnitüd - log N İlişkisi

Sismotektonik yöre için deprem magnitüdlerinin dağılımı ifadesi bir yıllık baz süre için verilmektedir. Bu hesaplarda Tezcan, Acar ve Çivi (1991) tarafından faydalanılan formüller kullanılmıştır :

1. Yıllık maksimum magnitüdlerin ortalaması

$$\bar{M} = M_{\min} + (1/\beta) \quad (6.8)$$

$$\bar{M} = 4.0 + (1/1.519) = 4.66$$

2. En sık meydana gelen yıllık magnitüd (Modal maksimum)

$$\bar{M}_{\max} = (\ln \alpha) / \beta \quad (T_r = 1) \quad (6.9)$$

$$\bar{M}_{\max} = (\ln 395.37) / 1.519 = 3.94$$

Bu magnitüdün tekrarlama periyodu 1 yıldır. Modal maksimum magnitüd değeri logN denkleminde N=1 koyarak da bulunabilir.

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

$$\log N = a - bM + \log T_r \quad (6.10)$$

$N = 1, T_r = 99$ ise

$$M_{\max} = (a + \log T_r) / b \quad (6.11)$$

olur. Bu durumda ,

$M_{\max} = 6.96$ olarak bulunur.

4. Yapı ekonomik ömrü 1 yıl kabul edilirse, herhangi bir M veya daha büyük magnitüdlü bir depremin herhangi bir yıl içinde meydana gelebilme olasılığına, o magnitüde ait “Yıllık Risk” denir. Dolayısıyla R değeri, seçilen “M” magnitüdünde veya daha büyük bir depremin 1 yıl içinde aşılabilme ihtimalidir. Bu değer, Gumbel Dağılımının 1’den farkı olup,

$$R = 1 - G = 1 - e^{-\alpha \exp(-\beta M)} \quad (6.12)$$

formülünden bulunur.

Yıllık riskin tersi, depremin tekrarlama periyodu olan :

$$T_r = 1 / R \quad (6.13)$$

değerini verir.Yıllık risk (R) değeri bilindiği takdirde, bu riske karşılık gelen M (Magnitüd) değeri

$$M = (1 / \beta) \ln \{ \alpha / -\ln (1 - R) \} \quad (6.14)$$

ifadesinden bulunabilir.

Tezcan , Acar ve Çivi (1991), İstanbul Sismotektonik Yöresi için hazırladıkları çalışmalarında normal yapılar için yıllık risk (R) Türkiye için 0.15 ve A.B.D. kabullerine göre 0.10 olarak kabul edilmiştir.Ayrıca önemli yapılar için R değeri 0.05, 0.02 veya 0.01 olarak nükleer santraller için ise 0.005 olarak tavsiye edilmektedir.Aynı değerler Durgunoğlu , Çetinkaya ve Çivi (1982) tarafından da kullanılmıştır.Bu çalışmada da normal yapılar , önemli yapılar ve nükleer santraller için yukarıda bahsedilen yıllık risk (R) değerlerinin aynen kabul edilmesi uygun görülmüştür.Bu risk değerlerine karşılık gelen magnitüdler Tablo 6.5de verilmektedir.

Tezcan , Acar ve Çivi (1991) tarafından belirtildiği ve ayrıca Durgunoğlu Çetinkaya ve Çivi (1982) tarafından da kullanıldığı şekilde,tekrarlama periyodu $T_r = 1$ yıl olan bir depremin T_r yıl içindeki sayısı $N=1$ olacağından

$$N = \alpha T_r e^{-\beta M} = 1 \text{ ve } \alpha T_r = e^{\beta M} \quad (6.15)$$

bulunur,

$$M_{\max} = (\ln \alpha T_r) / \beta \quad (6.16)$$

şekilini alır.Aynı şekilde ekonomik ömrü T_d yıl olan yapının ekonomik ömrü içinde meydana gelebilecek ve magnitüdü M veya daha büyük olan depremlerin meydana gelme ihtimalini gösteren olduğundan

$$R_{\max} = 1 - e^{-\alpha T_d \exp(-\beta M)}$$

ifadesinde $e^{\beta M} = \alpha T_r$ konulursa yıllık risk değeri ile, yapının ekonomik ömrü ve maksimum depremin tekrarlama periyodu değeri arasındaki,

$$R = 1 - e^{-T_d/T_r} \text{ ve } T_r = -T_d / (\ln (1 - R)) \quad (6.17)$$

ifadeleri elde edilir.

Normal yapılar,önemli yapılar ve nükleer santraller için risk değerleri ve yapı ekonomik ömürleri ile tekrarlama periyodları Tablo 6.6'da sunulmaktadır.

6.3.1 MAKSİMUM İVME ÖNERİLERİ

Tezcan (1988) tarafından açıklandığı üzere, 100 yıllık bir yapı ömrü içinde %72 olasılık beklenen $M = 6.6$ magnitudündeki bir depremin meydana getireceği maksimum zemin ivmesi (a , cm/sn²), zemin hızı (v , cm/sn) ve zemin deplasmanı (d , cm) Newmark - Rosenblueth (1971) tarafından sıkı zeminler için verilen aşağıdaki bağıntılar ile tahmin edilebilmektedir :

$$a = 1230 e^{0.8M} (R + 13)^2 \quad (6.18)$$

$$v = 15 e^M (R + 0.17 e^{0.59M})^{-1.7} \quad (6.19)$$

$$d = 15 v^2 / a \quad (6.20)$$

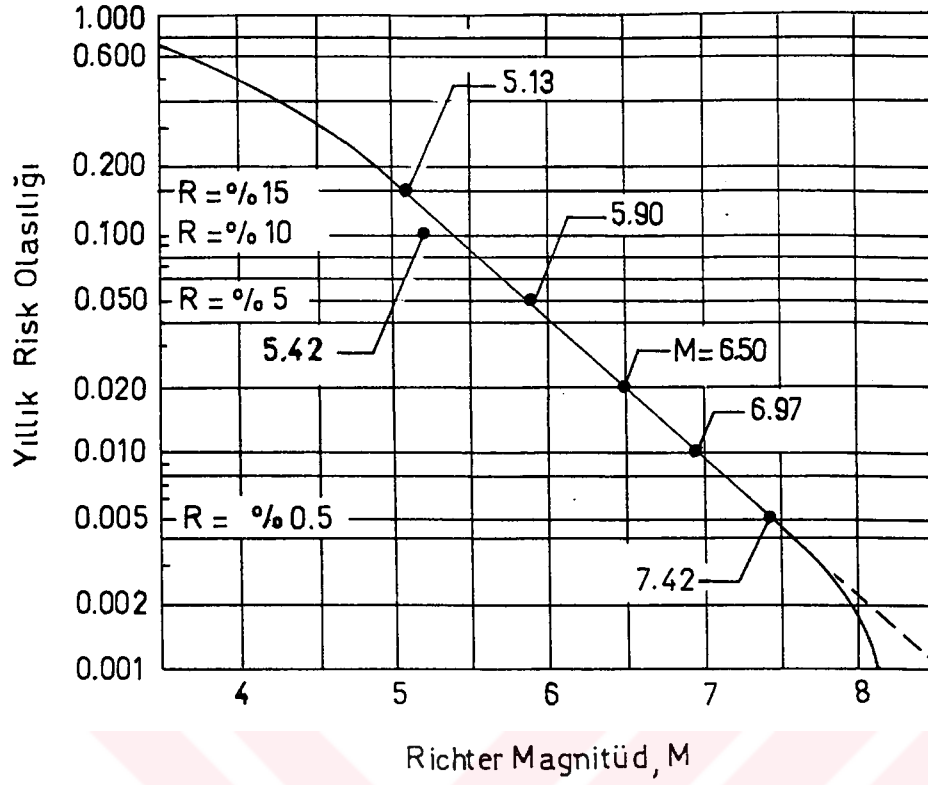
Burada,

M = Deprem magnitudü (Richter'e göre)

R = Episantr uzaklığı (km)

şeklinde ifade edilmektedir.

Diğer taraftan, Schnabel ve Seed (1973) tarafından tavsiye edilen kayada ivme mesafe eğrileri Şekil 6.4'de sunulmaktadır. Bu ivmeler kaya bir zemin (kayma dalgası hızı 700 m/sn'den büyük zeminler) için geçerlidir. Yumuşak zeminler için zemin ivme büyültme analizleri yapılarak taban kayada kabul edilecek bir ivmenin zemin yüzeyine yansımaları saptanmalıdır.



Şekil 6.3 Magnitüd - Risk İlişkisi

Tablo 6.5 Yıllık Risk ve Magnitüd Değerleri

YAPI CİNSLERİ	R (%)	İSTANBUL BÖLGESİ	İSTANBUL BÖLGESİ 1	İSTANBUL BÖLGESİ 2
NORMAL	15	5,133	5,57	5,61
YAPILAR	10	5,418	5,92	5,97
ÖNEMLİ	5	5,892	6,49	6,57
YAPILAR	2	6,505	7,23	7,34
	1	6,965	7,78	7,93
NÜKLEER	0,5	7,423	8,33	8,35
SANTRAL				

1 Tezcan, Acar ve Çivi, (1991)

2 Durgunoğlu, Çetinkaya, Kulaç, Karadayılar.

Bu bağıntılar vasıtasıyla hesaplanan maksimum yer ivmeleri Tablo 6.7'de 20 km. , 40 km , 60 km , 80 km , 120 km ve 140 km episantr uzaklıkları için özetlenmiştir. Bu hesaplarda $g = 980.7 \text{ cm/sn}^2$ olarak kabul edilmiştir. Diğer taraftan, maksimum yer ivmesinin episantr uzaklığı ile değişimi ise Şekil 6.6'da sunulmaktadır.

Newmark ve Rosenblueth (1971) tarafından açıklandığı üzere depremlerin birçoğu için ve pratik olarak denklem 20,

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

olarak verilmektedir. Bu denklem, R (episantr uzaklığı) sıfıra ve sonsuza giderken değerlendirilmiş ve deprem verileri ile kontrol edilmiş olup, depremlerin çoğu için ve pratik olarak , $ad / v^2 = 5 - 15$ şeklindedir. Bu bağıntı, Tezcan (1988) tarafından da tercih edildiği gibi, $ad / v^2 = 15$ olarak kabul edilmiş olup, Tablo 6.7'de özetlenen magnitüd değerleri için hesaplanan zemin deplasman değerleri Tablo 6.8a, 6.8b, 6.8c ve 6.8d'de sunulmaktadır. Aynı konuda 10 km'lik episantr mesafesi (R) için yapılan analizlerde $d > 200 \text{ cm}$ zemin deplasman değerleri tespit edilmiştir.

Diğer taraftan, Tablo 6.9'da hesaplanan,

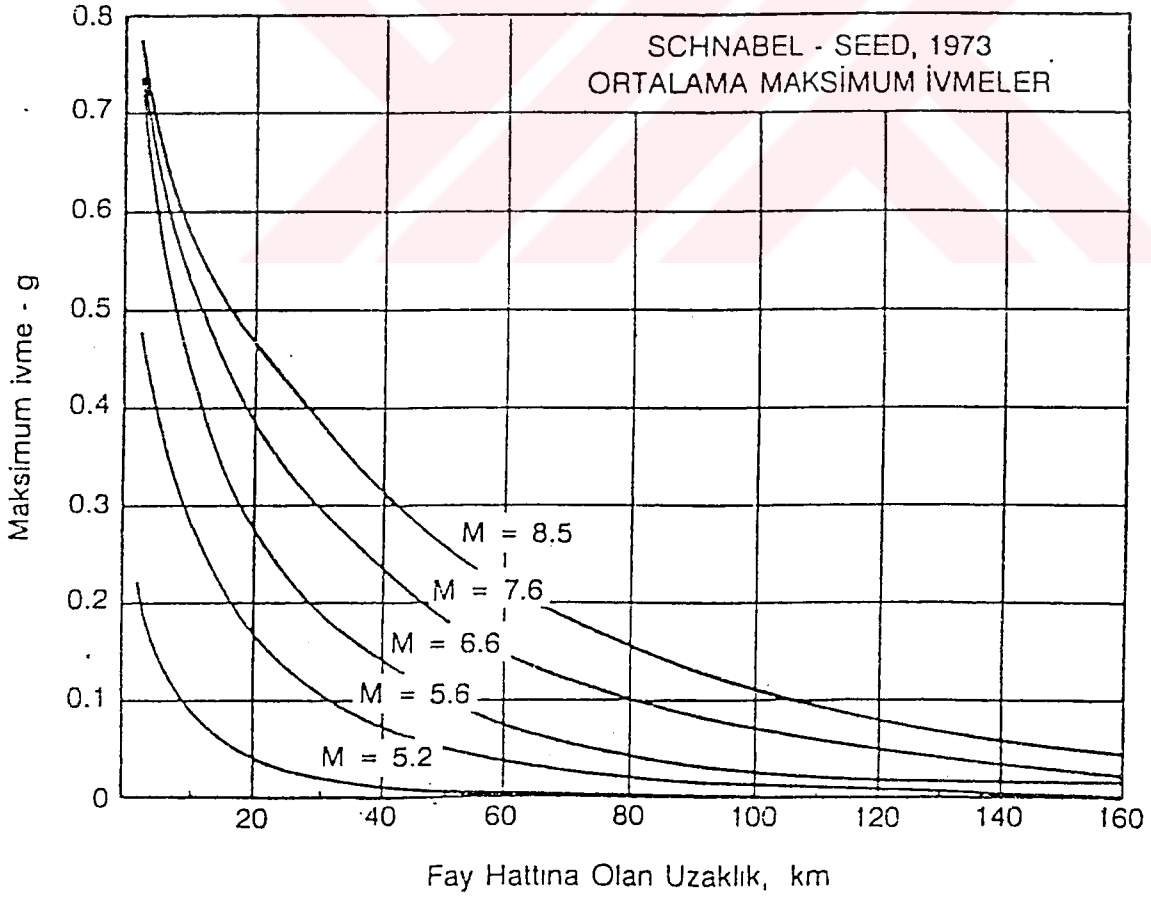
- Yıllık maksimum magnitüdlere ortalaması, $\overline{M}$
- En sık meydana gelen yıllık magnitüd (modal maksimum) $\overline{M}_{\max}$
- 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd $M_{\max}$

değerleri ile yapılan analizler sonucunda bu magnitüd değerlerine karşılık gelen zemin ivmesi ve zemin deplasman değerleri verilmiştir. Ayrıca bu konuda 10 km.'lik episantr mesafesi (R) için yapılan analiz sonucunda $d = 143 \text{ cm.}'yi$ bulan deplasman değerleri hesaplanmıştır.

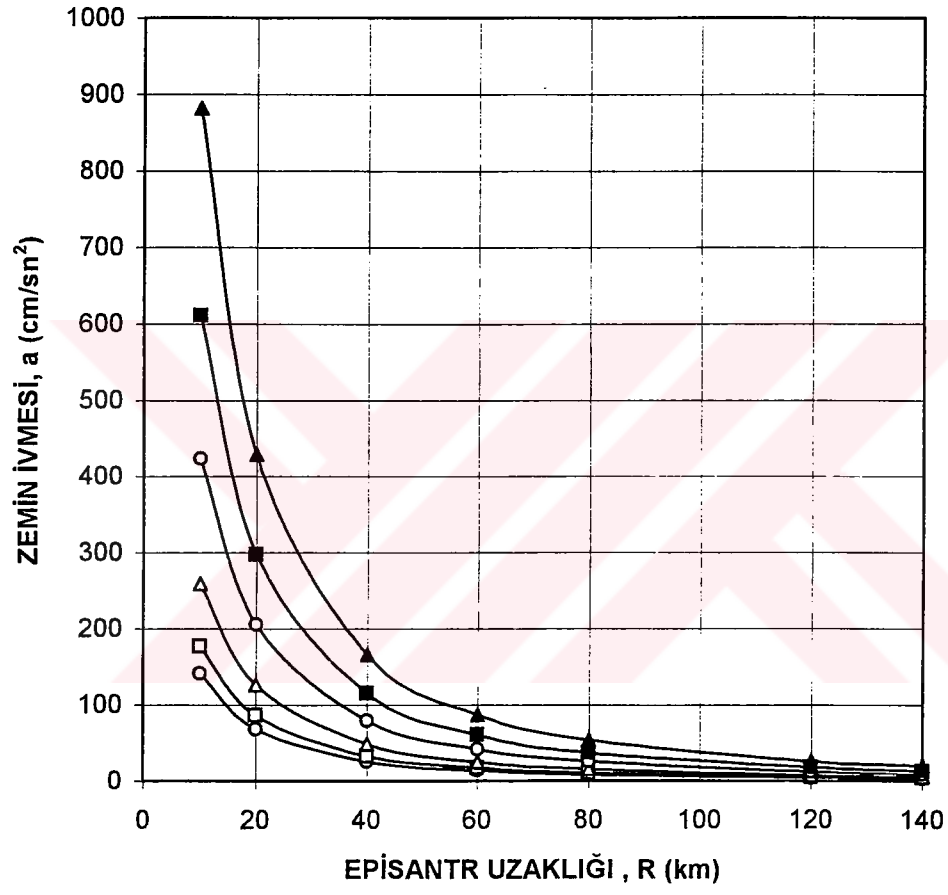
Tablo 6.6 Yıllık Risk ve Deprem Tekrarlama Periyodları

YAPI CİNSLERİ	R(%)	DEPREM TEKRARLAMA PERİYODU			
		T_r			
		T_d (YIL)			
		1	30	50	100
NORMAL YAPILAR	15	6.15	185	308	615
	10	10.0	285	475	949
ÖNEMLİ YAPILAR	5	20	585	975	1949
	2	50	1485	2475	4949
	1	100	2985	4975	9950
NÜKLEER SANTRAL	0.5	200	5985	9975	19950

Literatürde aynı değerler Tezcan, Çivi ve Acar (1991) ve Durgunoğlu, Çetinkaya ve Çivi Tarafından sunulmuştur.



Şekil 6.4 Kayada İvme - Mesafe Eğrileri



Şekil 6.5 Zemin İvmesi - Episantr Uzaklığı Değişimi.

Tablo 6.7 a Yıllık Risk, Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri
(R= Episantr Uzaklığı =20 km.)

YAPI CİNSLERİ	R(%)	SİSMOTEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			1	2
NORMAL	15	5.133	0.07g	0.03g
YAPILAR	10	5.418	0.09g	0.11g
ÖNEMLİ	5	5.892	0.13g	0.205g
YAPILAR	2	6.505	0.21g	0.27g
NÜKLEER	1	6.965	0.30g	0.31g
SANTRAL	0.5	7.423	0.44g	0.375g

1 NEWMARK -ROSENBLUETH

Tablo 6.7 b Yıllık Risk, Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri
(R= Episantr Uzaklığı = 40 km.)

YAPI CİNSLERİ	R(%)	SİSMOTEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			1	2
NORMAL	15	5.133	0.03g	0.025g
YAPILAR	10	5.418	0.035g	0.04g
ÖNEMLİ	5	5.892	0.05g	0.09g
YAPILAR	2	6.505	0.08g	0.14g
NÜKLEER	1	6.965	0.12g	0.18g
SANTRAL	0.5	7.423	0.17g	0.215g

1 NEWMARK -ROSENBLUETH

2 SCHNABEL-SEED

Tablo 6.7 c Yıllık Risk,Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri
(R= Episantr Uzaklığı =60 km.)

YAPI CİNSLERİ	R(%)	SİSMOTEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			1	2
NORMAL	15	5.133	0.015g	0.01g
YAPILAR	10	5.418	0.02g	0.025g
ÖNEMLİ	5	5.892	0.025g	0.05g
YAPILAR	2	6.505	0.04g	0.08g
NÜKLEER	1	6.965	0.06g	0.1g
SANTRAL	0.5	7.423	0.09g	0.14g

1 NEWMARK -ROSENBLUETH

2 SCHNABEL-SEED

Tablo 6.7 d Yıllık Risk,Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri
(R= Episantr Uzaklığı = 80 km.)

YAPI CİNSLERİ	R(%)	SİSMOTEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			1	2
NORMAL	15	5.133	0.009g	0
YAPILAR	10	5.418	0.011g	0.02g
ÖNEMLİ	5	5.892	0.016g	0.035g
YAPILAR	2	6.505	0.026g	0.049g
NÜKLEER	1	6.965	0.04g	0.07g
SANTRAL	0.5	7.423	0.055g	0.09g

1 NEWMARK -ROSENBLUETH

Tablo 6.7 e Yıllık Risk,Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri
(R= Episantr Uzaklığı = 120 km.)

YAPI CİNSLERİ	R(%)	SİSMOTEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			1	2
NORMAL	15	5.133	0.004g	0
YAPILAR	10	5.418	0.0055g	0.01g
ÖNEMLİ	5	5.892	0.008g	0.015g
YAPILAR	2	6.505	0.013g	0.02g
NÜKLEER	1	6.965	0.02g	0.025g
SANTRAL	0.5	7.423	0.03g	0.05g

1 NEWMARK -ROSENBLUETH

2 SCHNABEL-SEED

Tablo 6.7 f Yıllık Risk,Magnitüd ve Maksimum İvme Değerleri
(R= Episantr Uzaklığı = 140 km.)

YAPI CİNSLERİ	R(%)	SİSMOTEKTONİK YÖRE		
		M	ZEMİN İVMESİ	
			1	2
NORMAL	15	5.133	0.0033g	0
YAPILAR	10	5.418	0.004g	0.008g
ÖNEMLİ	5	5.892	0.006g	0.01g
YAPILAR	2	6.505	0.01g	0.02g
NÜKLEER	1	6.965	0.015g	0.025g
SANTRAL	0.5	7.423	0.02g	0.04g

1 NEWMARK -ROSENBLUETH

2 SCHNABEL-SEED

Tablo 6.8 Zemin Deplasmanları (Yıllık Risk R = % 15,10,5,1,0.5,0.2)

M	R (%)	ZEMİN DEPLASMANI, d (cm)					
		EPİSANTR UZAKLIĞI (Yıllık Risk R = % 15,10,5,0.1,0.5)					
		20km	40km	60km	80km	120km	140km
5.133	15	30.8	9.8	5.1	3.3	1.8	1.4
5.418	10	39.5	13.1	7.0	4.5	2.5	2.0
5.892	5	58.1	20.9	11.5	7.5	4.2	3.4
6.965	0.1	116.3	53.7	32.7	22.6	13.3	10.9
6.505	0.5	143.1	75.4	48.6	34.8	21.2	17.5

Tablo 6.9 Zemin Deplasman Analizleri.

EPİSANTR	M = 4.66		M _{max} = 3.94		M _{max} = 6.958	
UZAKLIĞI, R	a	d (cm)	a	d (cm)	a	d (cm)
20 km	0.05g	19.78	0.03g	9.60	0.30g	115.90
40km	0.02g	6.00	0.01g	2.71	0.12g	53.40
60km	0.01g	3.06	0.006g	1.36	0.06g	32.47
80km	0.006g	1.92	0.004g	0.83	0.04g	32.97
120km	0.003g	1.05	0.002g	0.45	0.02g	13.20
140km	0.002g	0.8	0.0013g	0.35	0.014g	13.45

BÖLÜM 7

İSTİNAT DUVARLARINDA DEPREM HALİNDE OLUŞACAK TOPRAK BASINÇLARI GRAFİKLERİ

7.1 GIRIS

Gumbel risk olasılığı ile 20km ,40km , 60km , 80km , 120km ve 140 km episantr uzaklıkları için risk olasılıkları %15 , %10 , %5 , %2 , %1 ve %0.5 için verilen magnitüde karşılık gelen zemin ivmeleri bulunmuştur.Bu ivme değerlerinin Newmark-Rosenblueth ve Schnabel-Seed'e göre ayrı ayrı verilmiş grafik hesaplamalarında iki değerinden büyük olanı alınmıştır.

Mononobe-Okabe metoduna göre hesaplanan değerlere göre çizilen grafiklerin ilk grubunda toplam deprem yükünün ; durgun haldeki toprak basıncıyla birlikte deprem durumunda meydana gelebilecek deprem yükünün toplamı (P_{AD}) ve sadece depremin yarattığı yükün (P_A) yükseklikle değişimi verilmiştir.Bu değişkenlerden faydalanılarak 20km , 40km ve 120km. episantr uzaklıkları için $H=6m, 8m, 10m, 12m$ ve 14m duvar yüksekliklerindeki toplam yük ile risk olasılıkları ($R=\%15 , \%10 , \%5 , \%2 , \%1$ ve $\%0.5$) değişimleri çizilmiştir.2. grup grafiklerde ise toplam deprem yükü ve sadece deprem yükü içsel sürtünme açısının değerleri ile değişmektedir.Bu grubun değişkenleri ile de $R= \%15 , \%5$ ve $\%0.5$ için episantr uzaklıkları 20km , 40km ve 120km'e göre duvar yükseklikleri ile değişen toplam deprem yükleri verilmektedir.3.grupta zemin suyunun da etkisi gözönüne alınarak toplam deprem yükünün duvar yüksekliğiyle değişimleri çizilmiştir.

Daha sonra Deprem Yönetmeliğine göre risk olasılıkları alınmaksızın sadece içsel sürtünme açısı değerleri azaltılarak 6m, 8m ,10m , 12m ve 14m istinat duvarı yükseklikleri için aktif toprak basınçları hesaplanmış ve toplam deprem yükleri bulunmuştur.

7.2 MONONOBE -OKABE METODUNA GÖRE ELDE EDİLEN GRAFİKLER (ZEMİN SUYUNUN ETKİSİ GÖZE ALINMADAN)

Probabilistik metotla elde edilen ivme değerlerinden büyük olanları alınarak Mononobe-Okabe metoduna göre yerçekimi ivmesine bölünmüş ve k_h değerleri , episantr uzaklıkları 20km , 40km 60km , 80km , 120km, ve 140 km'e karşılık gelen risk olasılıkları %15 , %10 , %5 , %2 , %1 ve %0.5 için hesaplanmıştır.Hesaplamalarda zeminin kohezyonsuz olduğu , içsel sürtünme açısının 30° ve birim hacim ağırlığının da 15.7 kN/m^3 olduğu varsayılmıştır.

Yükseklikle toplam deprem yükünün ve sadece deprem yükünün değişiminin gösterildiği grafiklerde öncelikle $\phi=30^\circ$ için aktif toprak basıncı hesaplanmış ve bu değer istinat duvarı yükseklikleri 6m , 8m , 10m , 12m ve 14m için durgun haldeki toprak basınçlarının bulunmasında kullanılmıştır.Yapılan hesaplar aynı zamanda Gumbel risk olasılığı sonucunda bulunan yıllık maksimum magnitüdlerin ortalaması , en sık meydana gelen magnitüd ve 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd için de tekrarlanmış ve bu değerlerde oluşacak deprem yüklerinin yükseklikle değişimi verilmiştir.

Yükseklikle yük değişiminin verildiği grafiklerde değişkenlerin yerleri değiştirilerek farklı grafikler de hazırlanmış ,bu grafiklerde ise episantr uzaklıkları 20km , 40km ve 120km için yükün risk olasılıkları ve duvar yüksekliğiyle değişimleri sunulmuştur.

İçsel sürtünme açısı ile toplam deprem yükünün ve sadece deprem yükünün değişiminin gösterildiği grafiklerde risk olasılıkları %15 ,%10 ,%5 ,%2 , %1 , %0.5 için içsel sürtünme açısı 28° , 30° , 32° ve 34° olan zeminde 20km ,40km ,60km 80m ,120km ,140km için aktif toprak basıncı katsayıları hesaplanmış ve bu katsayılarla toplam deprem yükleri bulunmuştur.Daha sonra da durgun haldeki yük bu değerden çıkartılarak sadece depremden oluşacak yükler hesaplanmıştır.

Bu grafiklerde de önceden bulunan değerler ile grafik değişkenleri değiştirilmiş ve farklı gösterimler verilmiştir.Grafiklerde risk olasılığı %15 , %5 ve %0.5'de 20km , 40km ve 120 km için yükseklikle değişimler çizilmiştir.

7.2.1 TOPLAM DEPREM YÜKÜ (P_{AD}) VE SADECE DEPREM YÜKÜNÜN ($P_{AD}-P_A$) YÜKSEKLİKLE DEĞİŞİMİ

Şekil 7.2a , 7.2b , 7.3a , 7.3b , 7.4a , 7.4b , 7.5a , 7.5b , 7.6a , 7.6b . 7.7a , 7.7b , 7.8a , 7.8b , 7.9a , 7.9b , 7.10a , 7.10b , 7.11a , 7.11b , 7.11c , 7.12a , 7.12b , 7.12c 'de verilen grafiklerde deprem halinde toplam deprem yükünün yükseklikle değişimi risk olasılıkları %15 ,%10 ,%5 ,%2 ,%1 ve % 0.5 değerlerine göre incelenmiştir.Bu risk olasılıklarından %15 ve %10 normal yapılar , %5 , %2 ve %1 önemli yapılar , %0.5 ise nükleer santraller için önerilmektedir.

Bu bölümde 6. bölümde belirlenen risk olasılıkları $R=\% 15,\%10,\%5,\%2,\%1,\%0.5$ için elde edilen ivme değerleri kullanılarak aktif toprak basıncı katsayıları bulunmuştur.Hesaplanan katsayılar sonucu $H=6m,8m,10m,12m,14m$ yükseklikteki istinat duvarlarında deprem durumunda oluşacak toplam basınçların değişimi ile sadece deprem yükünden meydana gelen değişimler verilmiştir.

Risk olasılığı %15 için hazırlanan grafiklerde 6. bölümde hazırlanmış tablolardaki zemin ivmeleri yerçekimi ivmelerine bölünerek k_h değerleri 20km ,40km , 60km , 80km , 120km ve 140km episantr uzaklıkları için bulunmuştur.Bulunan bu değerler ile θ açısı aynı uzaklıklar için Mononobe-Okabe denkleminde kullanılmak üzere hesaplanmıştır.İçsel sürtünmesi 30° ve θ açısı değerleri belirlenmiş olan kohezyonsuz zeminde episantr uzaklıkları 20km , 40km , 60km 80km , 100km , 120km ve 140km için aktif toprak basıncı katsayıları bulunmuştur.Elde edilen sonuçlar Coulomb formülünde kullanılarak 6m ,8m , 10m ,12m ve 14m yüksekliğindeki episantr uzaklıkları 20km ,40km ,60km ,80km ,120km ve 140km'de oluşacak toplam deprem yükleri bulunmuştur.

Sadece deprem yükünün yükseklikle değişimi içinse toplam deprem yükünden durgun haldeki yük çıkartılmış ve depremin risk olasılıkları için istinat duvarlarında oluşturduğu yükler verilmiştir.

Risk olasılığı %10 , %5 , %2 , %1 ve %0.5 için yine 6. bölümde hazırlanan tablolardan faydalanarak zemin ivmeleri ile θ açıları hesaplanmış ve bulunan θ değerlerine bağlı olarak da aktif toprak basınçları 20km ,40km ,60km , 80km,120km ve 140km'ler için bulunmuştur.

Gumbel risk olasılığı ile bulunan yıllık maksimum magnitüdlerin ortalaması , en sık meydana gelen magnitüd ve 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd için de yükseklikle yük değişimleri gösterilmiştir.Bunun için öncelikle bu magnitüdlere karşılık gelen zemin ivme değerleri alınarak ivme değerleri hesaplanmış ve aktif toprak basıncı katsayıları bulunmuştur.Bulunan katsayılar her episantr uzaklığı için toplam deprem yükünün hesaplanmasında kullanılmış ve sonuçta da duvar yükseklikleri için yük hesaplamaları yapılmıştır.Elde edilen toplam deprem yükünden depremden dolayı oluşan yükü çıkarmak suretiyle de sadece depremden oluşan yükler bulunmuştur.Bulunan değerlerin yüksekliklerle değişimi verilmiştir.

Verilen grafiklerde bulunan değerlerin yerlerinin değiştirilmesi ile yeni grafikler elde edilmiştir.Bu grafikler yükün yükseklikle değiştiği grafikler için 6 adettir.Grafiklerde daha önce hesaplanan değerler kullanılmıştır.İlk üç grafikte episantr uzaklığı 20km , 40km ve 120 km'de $H=6m$,8m , 10m , 12m ve 14m yükseklikteki istinat duvarlarındaki yük değişimi risk olasılıklarına göre verilmiş , diğer üç grafikte ise yine 20km , 40km ve 120km'deki istinat duvarları için risk olasılıkları $R=\%15$, %5 ve %0.5 olan $H=6m$, 8m , 10m ,12m ve 14m istinat duvarlarındaki yük değişimleri verilmiştir.

Bu grafiklerde toplam deprem kuvvetini risk olasılıklarına göre değerlendirirsek normal yapıların risk olasılığından (%15), nükleer santral için risk olasılığına (%0.5) gidildikçe sınırların yükseldiğini görmekteyiz. $R=0.15$ için $H=14\text{m}$ 'lik duvarda 690 kN/m 'de seyreden toplam deprem yükü $R=0.5$ 'de 1250 kN/m değerine çıkmaktadır. Bunun yanı sıra her grafikte duvar yüksekliğinin artmasıyla toplam deprem kuvvetinin de arttığı görülmektedir. Toplam deprem kuvvetinin değişimlerinin verildiği bu grafiklerde episantr uzaklıklarının etkisi de; uzaklığın arttıkça kuvvetin düşmesi şeklinde görülmektedir. Bununla birlikte episantr uzaklığı 20km 'deki değerlerin diğer bütün grafiklerdeki episantr uzaklıklarındaki değerlerden ayrı kaldığı, hatta risk olasılığının artmasıyla bu eğrinin belirgin bir şekilde diğerlerinden uzaklaştığını görmekteyiz. $R=0.15$ 'de bu fark açıkça görülmektedir. Risk olasılığı %15 için birbirine yakın dağılımlar gösteren değerler, risk olasılığı arttıkça birbirinden ayrılmaktadır. Bu grupta toplam deprem yükünün sadece depremden doğan yükle karşılaştırmalarında ise öncelikle $R=0.15$ 'de depremin özellikle 20km ve 40km 'de etkili olduğunu görmekteyiz. Fakat bu grafiklerde 20km 'deki değerler $R=0.15$ 'de de diğerlerinden açık bir dağılım sergilemektedir.

Deprem kuvveti risk olasılığının artmasıyla artmakta ve episantr uzaklıklarına bağlı kalınarak etkisini uzaklaştıkça daha az göstermektedir. Burada da duvar yüksekliği yükle ters orantılı olmaktadır. Depremin yarattığı kuvvet $R=0.15$ ve $H=14\text{m}$ için 165 kN/m olurken, $R=0.5$ ve $H=14\text{m}$ için 750 kN/m 'e çıkmaktadır. Ayrıca duvar yüksekliği arttıkça da deprem kuvvetinin etkisi artmaktadır. Normal yapılar için $H=14\text{m}$ 'de 160 kN/m olan deprem kuvveti Nükleer Santral'de 700 kN/m 'e çıkmaktadır. $R=0.15$ için $H=14\text{m}$ 'deki toplam deprem kuvveti olan 690 kN/m 'nin 165 kN/m 'si depremin neden olduğu, 415 kN/m 'si ise durgun haldeki toprak basıncının değerini vermektedir.

Aynı grafikler daha önceki bölümde bulunan yıllık maksimum magnitüdlerin ortalaması, en sık meydana gelen magnitüd ve 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd için de hazırlanmıştır. Bu grafiklerin bütününde kuvvet dağılımının magnitüd arttıkça fazlaştığını görmekteyiz. $M=3.94$ için $H=14\text{m}$ 'de 600 kN/m 'e yaklaşan toplam deprem kuvveti $M=4.66$ için 620 kN/m 'e, $M=6.958$ için de 980 kN/m değerini göstermektedir. Ayrıca yine aynı şekilde duvar yüksekliğinin artması etkin kuvvetin fazlaştıması demektir. Bu değerlerin ele alındığı grafiklerde $M=4.66$ için toplam deprem kuvveti 620 kN/m iken depremden meydana gelen kuvvet 150 kN/m olmaktadır ki bu da durgun haldeki toprak basıncının 470 kN/m olması demektir. Depremden doğan kuvvetin ise her üç magnitüd için 20km episantr uzaklığında daha etkin olduğunu ve magnitüd büyüdükçe bu uzaklıktaki dağılımların diğer episantr uzaklıklarındaki dağılımlardan belirgin bir şekilde uzaklaştığını görmekteyiz.

Depremden doğan kuvvet toplam kuvvetin bir bölümünü oluşturduğuna göre aynı dağılım özellikleri $P_{AD} - H$ grafiklerinde de görülmekte fakat sadece depremden doğan yüklerle karşılaştırıldığında 20km'de daha az farklı bir dağılım görülmektedir.

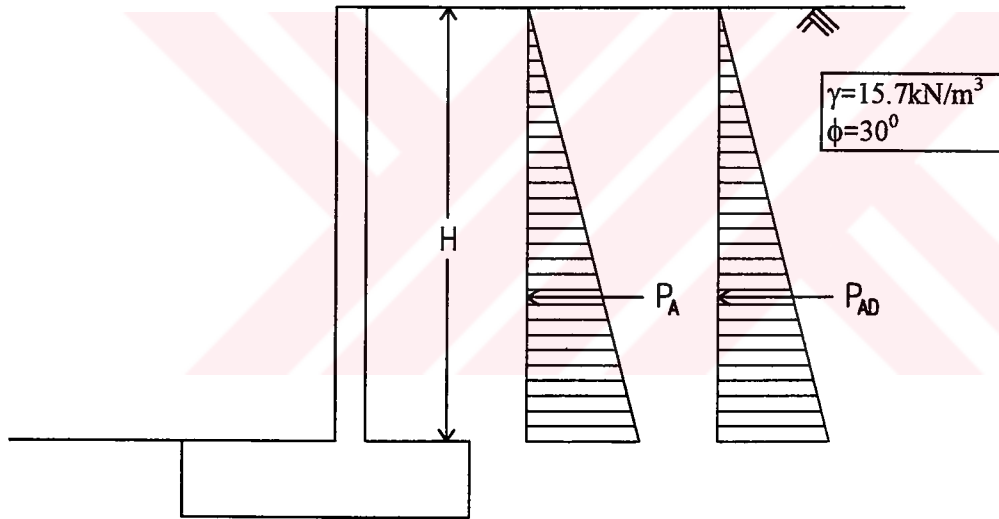
İlk bölümdeki hesaplamalardan elde edilen değerlerle episantr uzaklıkları 20km , 40km ve 120km için çizilen toplam deprem kuvveti - risk olasılığı grafiklerinde (Şekil 7.10) duvar yüksekliğinin artmasıyla toplam deprem kuvvetinin belirsiz bir şekilde arttığını görmekteyiz.Episantr uzaklığı 20km için depremsiz durumda 100kN/m civarında seyreden kuvvet $R=0.5$ 'e doğru neredeyse lineer olarak ilerlemekte ve $R=0.5$ 'de de yaklaşık 200kN/m yüke ulaşabilmektedir.Duvar yüksekliklerine bağlı olarak eşit farklar görünen yük değerlerinde 12m ve 14m duvar yüksekliği için düzensiz dağılımlar oluşmaktadır.Bu yüksekliklerde ise yük artımları risk olasılığının azalmasıyla daha fazla olmaktadır.Episantr uzaklığı 40km için hazırlanan grafikte kuvvet değerleri düşüş göstermektedir Mesela 20km episantr uzaklığında $H=6m$ için 150 kN/m'de olan değer 40km'de 100kN/m'e düşmektedir.Episantr uzaklığı 40km için de değerler daha da lineerleşmekte , yalnızca 12 ve 14 m duvar yüksekliği için belirgin olarak artmaktadır.

Hem 20km hem de 40km episantr uzaklığında dikkat çeken diğer bir nokta ise kuvvet değerlerinin depremsiz durumda $R=0.15$ durumuna geçerken birden atması (100kN/m) , $R=0.10$ için hemen hemen aynı kalması ve $R=0.15$ 'den itibaren artmaya başlamasıdır.Episantr uzaklığı 120km'e gelindiğinde ise duvar yüksekliklerinde etkiyen yüklerin her risk dağılımı için hemen hemen aynı kaldığını ve aralarındaki kuvvet farklarının daha da fazlaştığını görmekteyiz.Bu yük farkları ise risk olasılığının her değerinde sabit kalmaktadır.

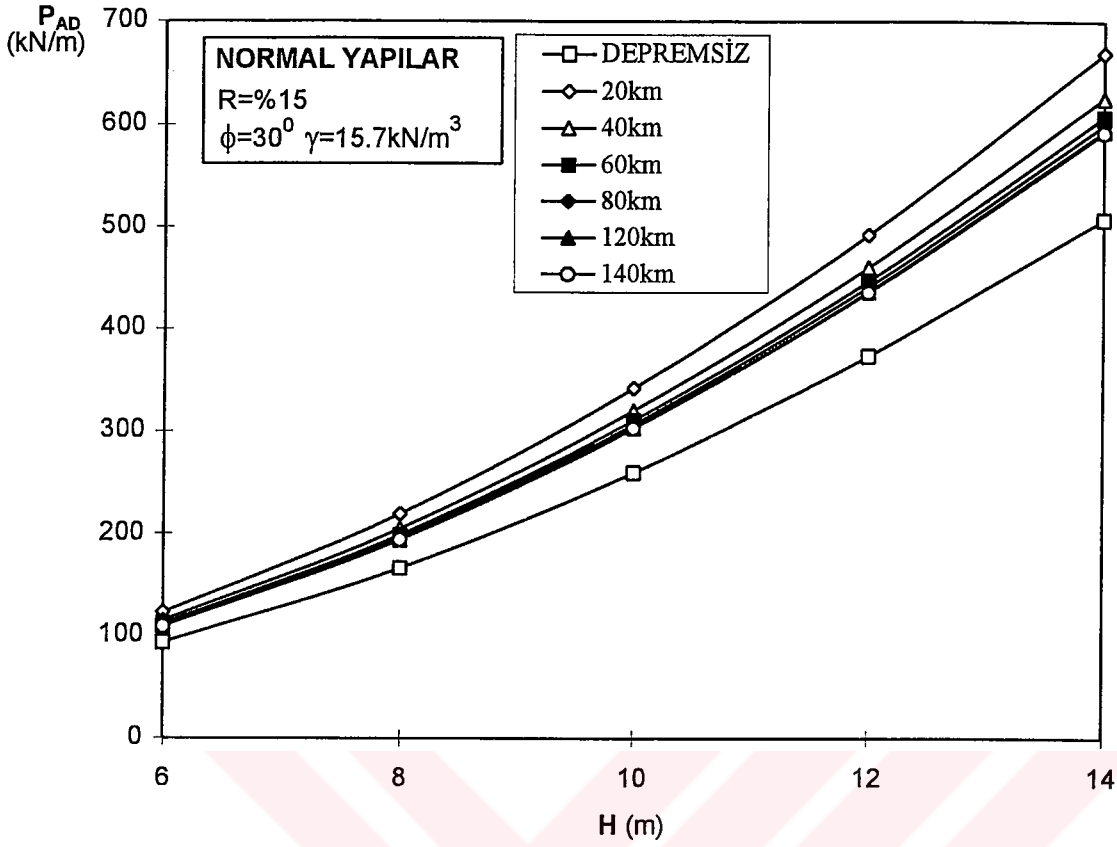
Aynı değerlerle oluşturulan toplam deprem kuvveti - duvar yüksekliği grafiklerinde de (Şekil 7.11) 1. gruptaki sonuçların aynılarının görmekteyiz.Episantr uzaklığı 20km , 40km ve 120km için oluşturulan bu grafiklerde de toplam deprem kuvvetinin duvar yüksekliği ile arttığı , episantr uzaklığı 20km için depremsiz durumdaki kuvvet dağılımının en az değerleri taşıdığı buna karşılık $R=0.15$ 'den $R=0.5$ 'e gidildikçe ve duvar yüksekliği arttıkça değerlerin fazlaştığı açıkça görülmektedir.20km'de risk olasılığının 0.5 olması durumunda toplam deprem kuvveti değerleri diğer risk olasılıklarındaki değerlere göre belirgin bir şekilde artmaktadır.Buna karşılık depremsiz durumdaki değerlerle $R=0.15$ 'deki değerler arasında farklılıklar görülürken $R=0.15$ ve $R=0.10$ için değerler birbirine yakın olmakta daha sonra $R=0.05$ için hafif bir artış görülmekte ve $R=0.05$, 0.02 ve 0.01 değerleri çok az farklılıklar göstermektedir.Episantr uzaklığı 40 km'de kuvvet değerleri daha düşük değerler almaktadır.Bu uzaklıkta depremsiz durumdaki değerlerin farkı daha da artmakta , $R=0.15$ ve 0.10 değerleri aynı kalmakta , $R=0.10$ 'dan 0.05'e gidildikçe de aradaki farklar azalarak sabitleşmektedir.

Episantr uzaklığı 120km için hazırlanan grafiğe bakıldığında ise toplam deprem kuvvetlerinin daha da düştüğünü ve depremsiz durumdaki değerlerin yine farklı olduğunu görmekteyiz. Bu grafikte ise $R=15\%$, 10% , 5% , 2% ve 1% için hemen hemen aynı olan kuvvet değerleri $R=0.5\%$ için çok küçük bir farklılık göstermektedir.

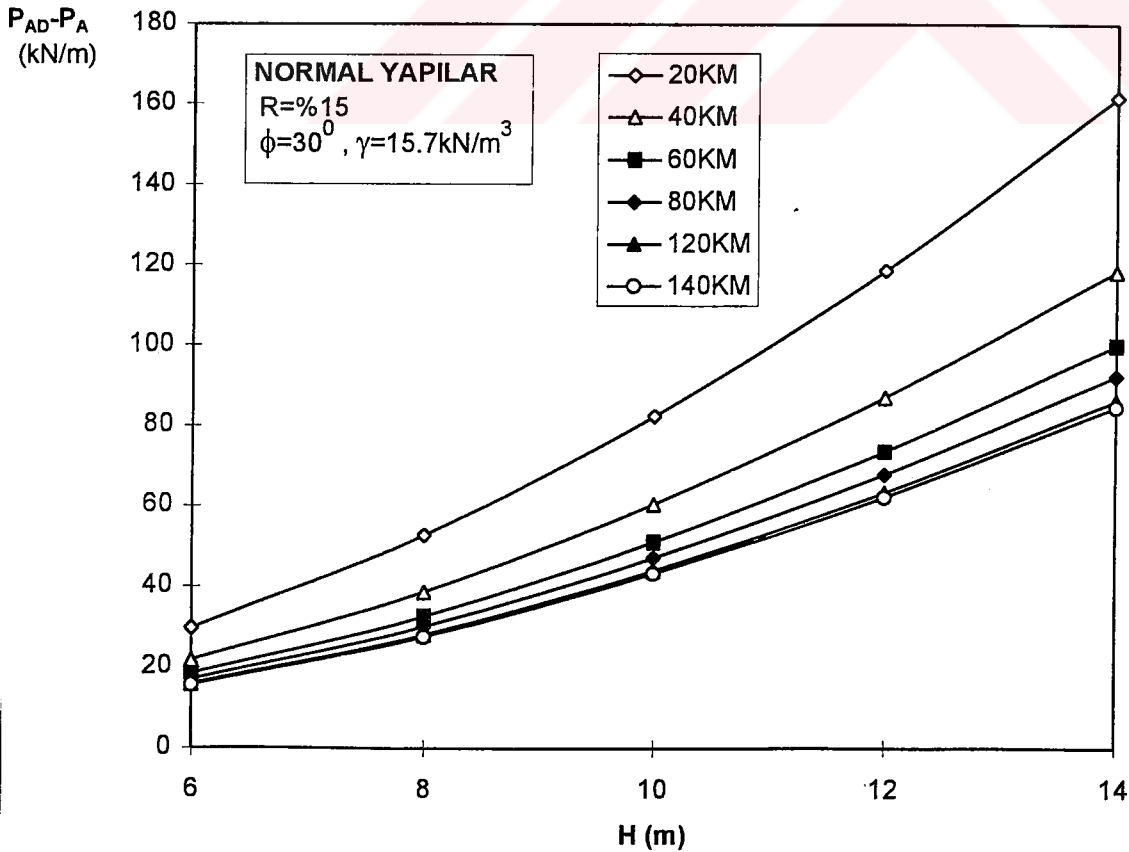
Sonuç olarak toplam deprem kuvvetinin risk olasılıklarına bağlı kalarak duvar yükseklikleriyle ilişkilerinin verildiği bu üç grafikte episantr uzaklığının artması kuvvet değerlerinin azalması ve birbirine yaklaşması anlamına gelmektedir.



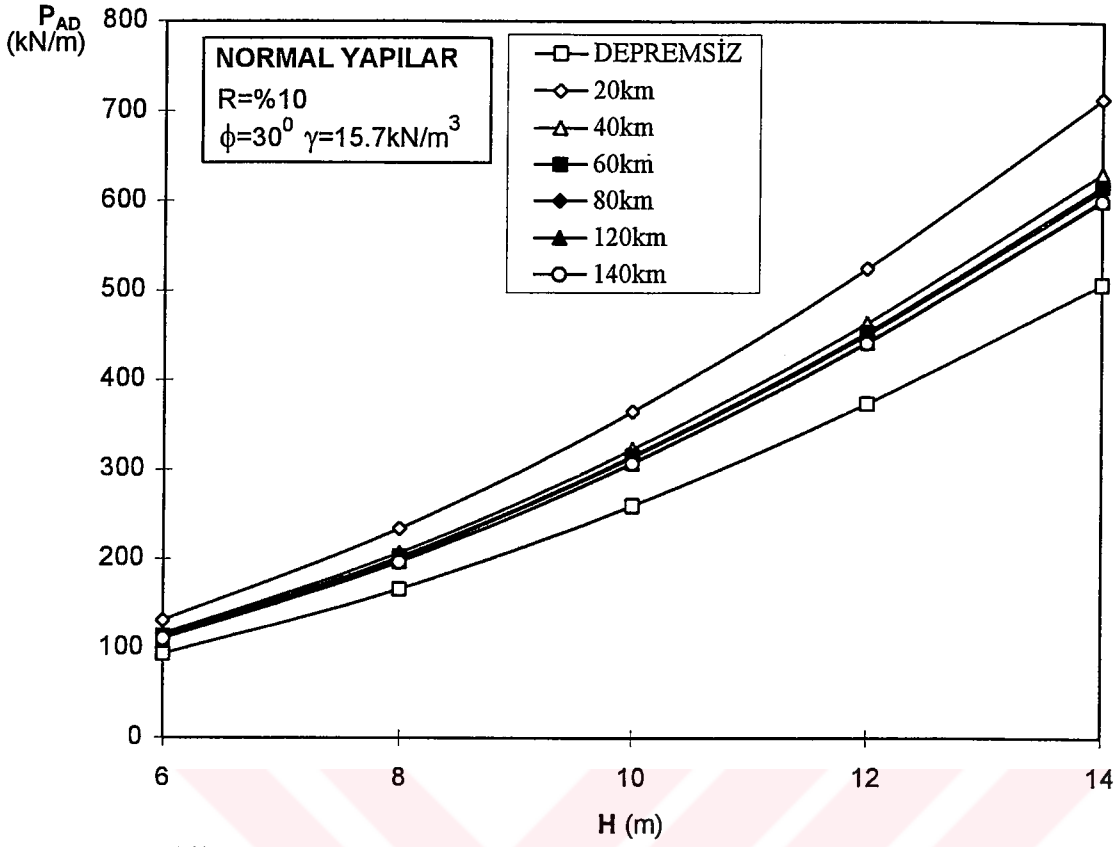
Şekil 7.1 Hesaplamalarda Varsayılan İstinat Duvarı Yükleri ve Zemin Özellikleri.



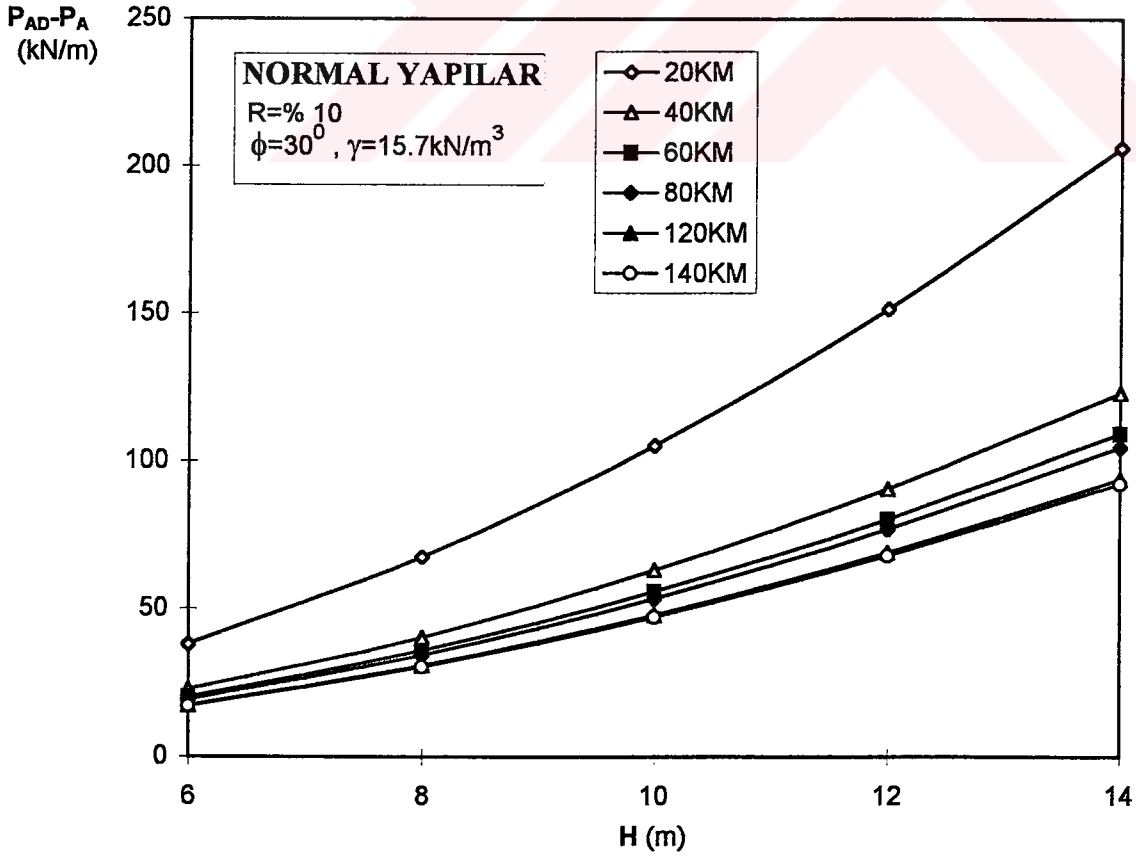
Şekil 7.2 a $R=\%15$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma=15.7\text{kN/m}^3, \phi=30^0)$



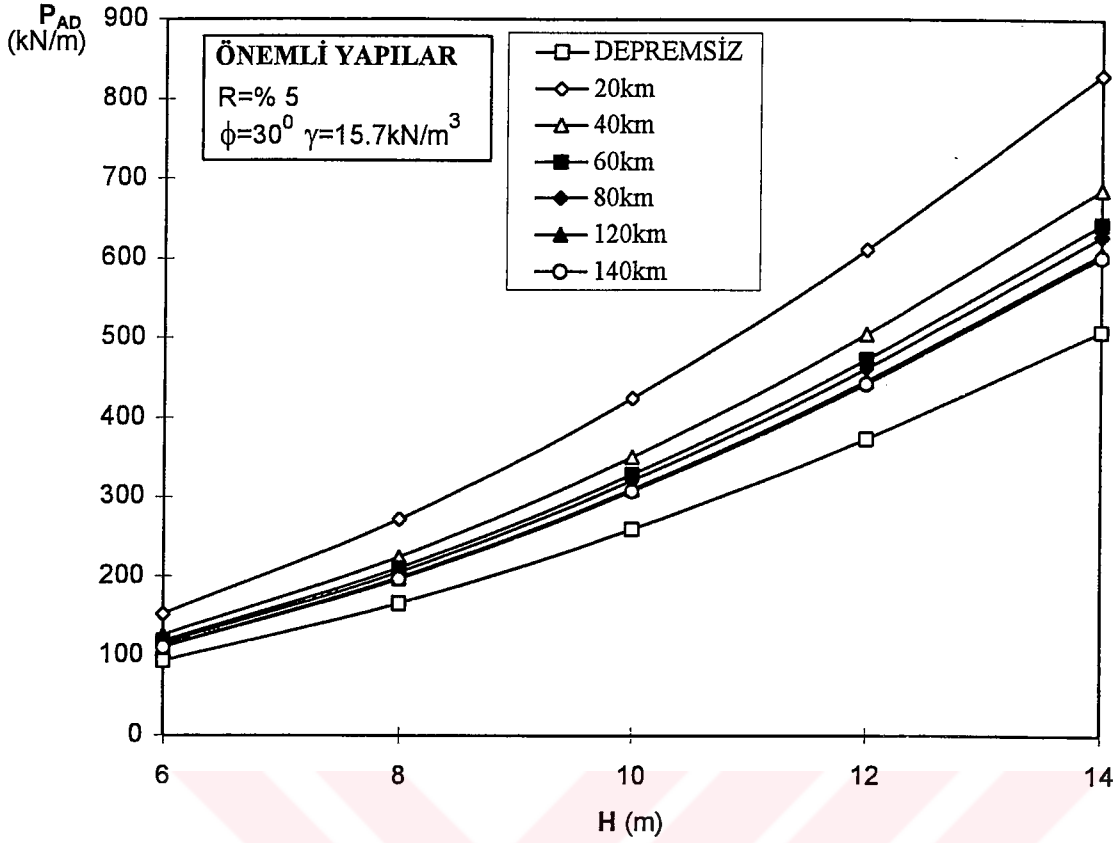
Şekil 7.2 b $R=\%15$ için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma=15.7\text{kN/m}^3, \phi=30^0)$



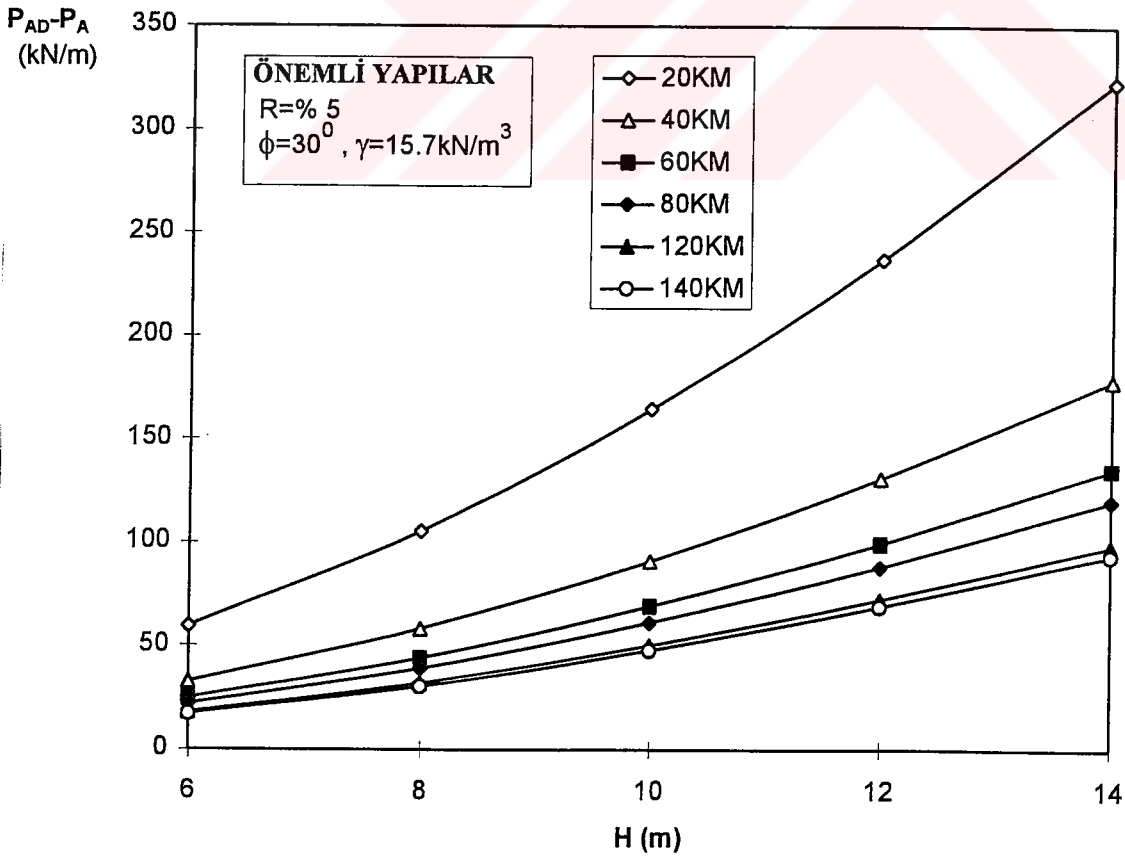
Şekil 7.3 a $R=10\%$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma=15.7 \text{ kN/m}^3, \phi=30^\circ)$



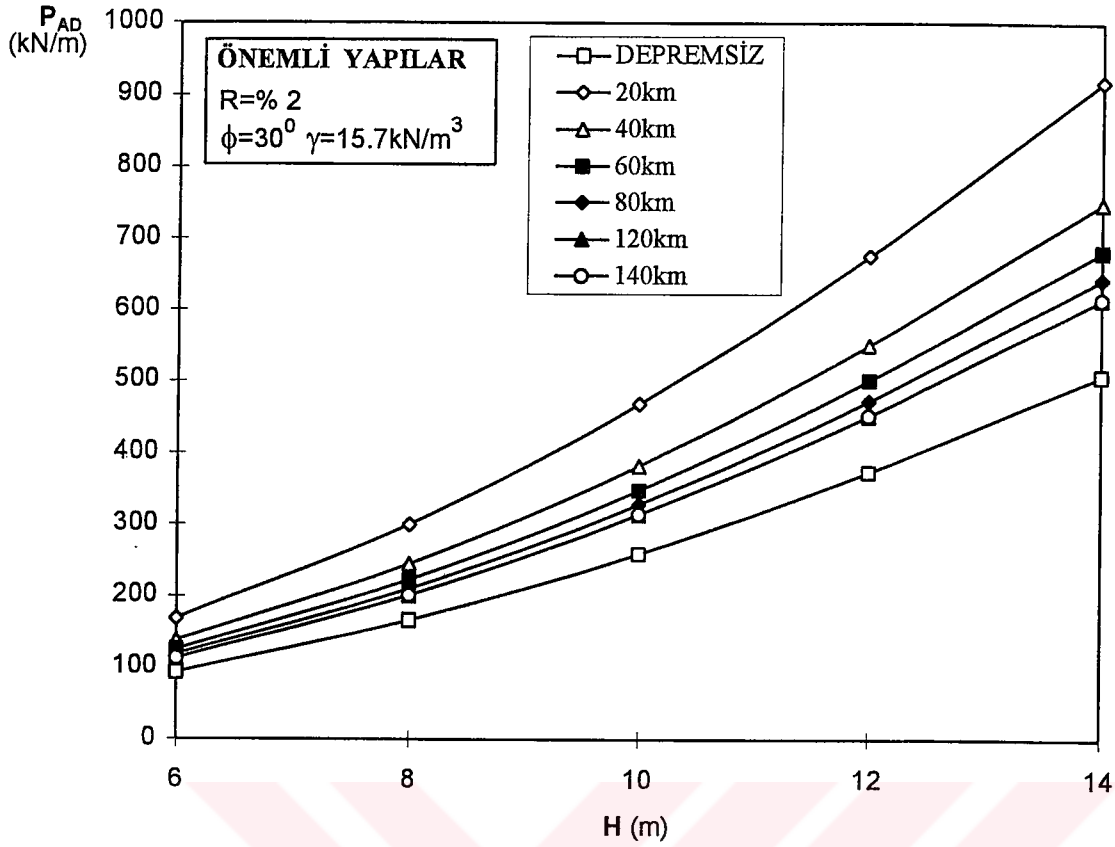
Şekil 7.3 b $R=10\%$ için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma=15.7 \text{ kN/m}^3, \phi=30^\circ)$



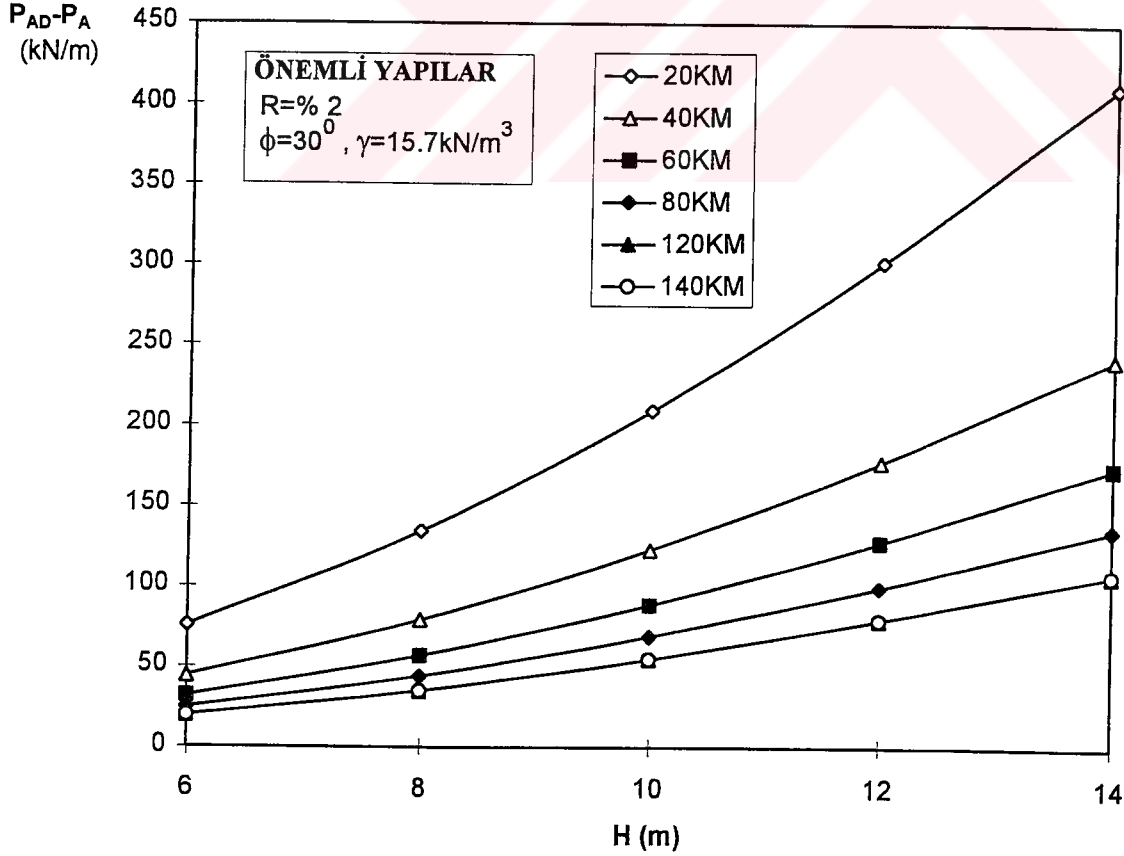
Şekil 7.4 a $R=\% 5$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma=15.7\text{kN/m}^3, \phi=30^0)$



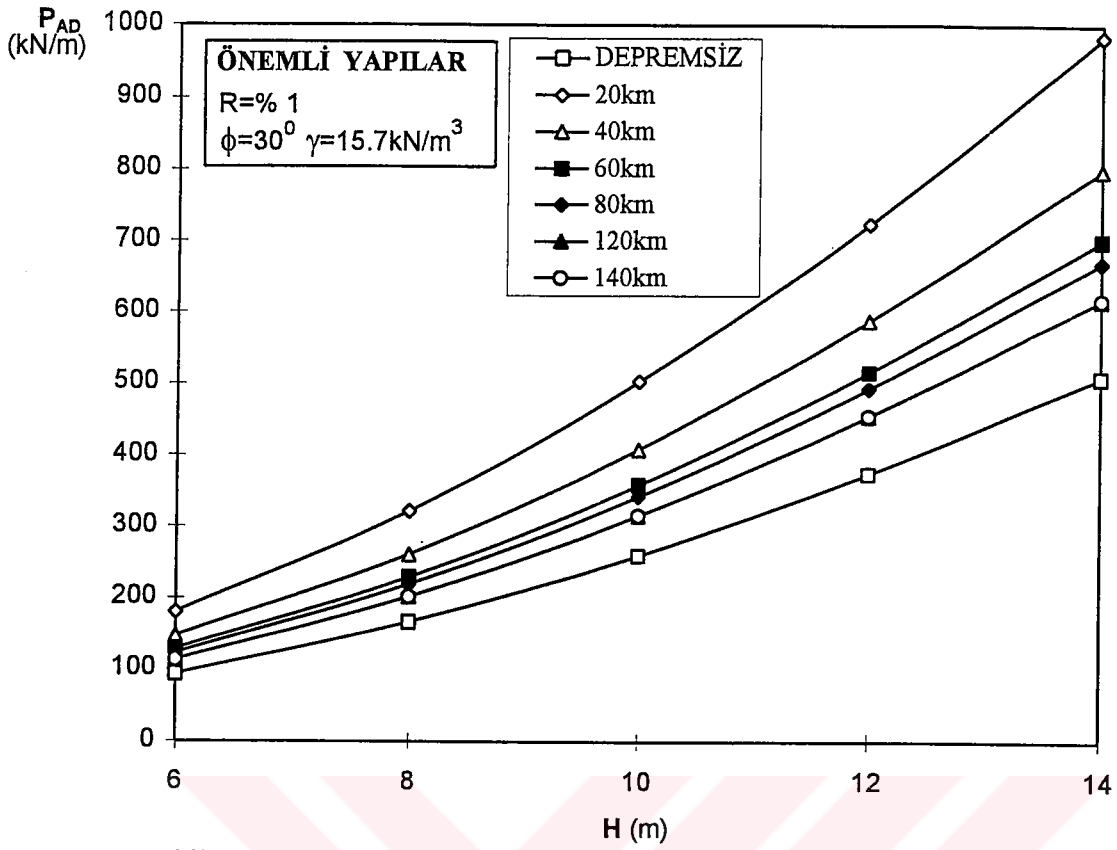
Şekil 7.4 b $R=\% 5$ için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma=15.7\text{kN/m}^3, \phi=30^0)$



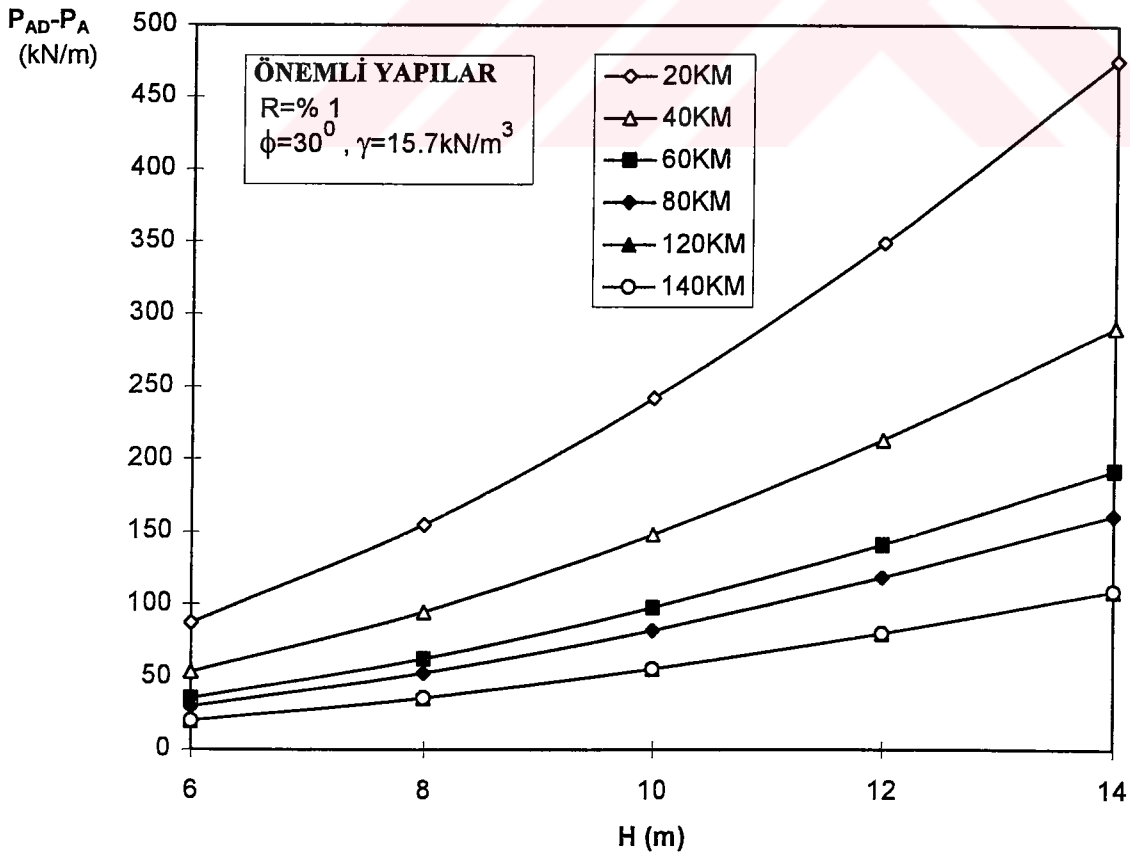
Şekil 7.5 a $R=\% 2$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma=15.7\text{kN/m}^3, \phi=30^0)$



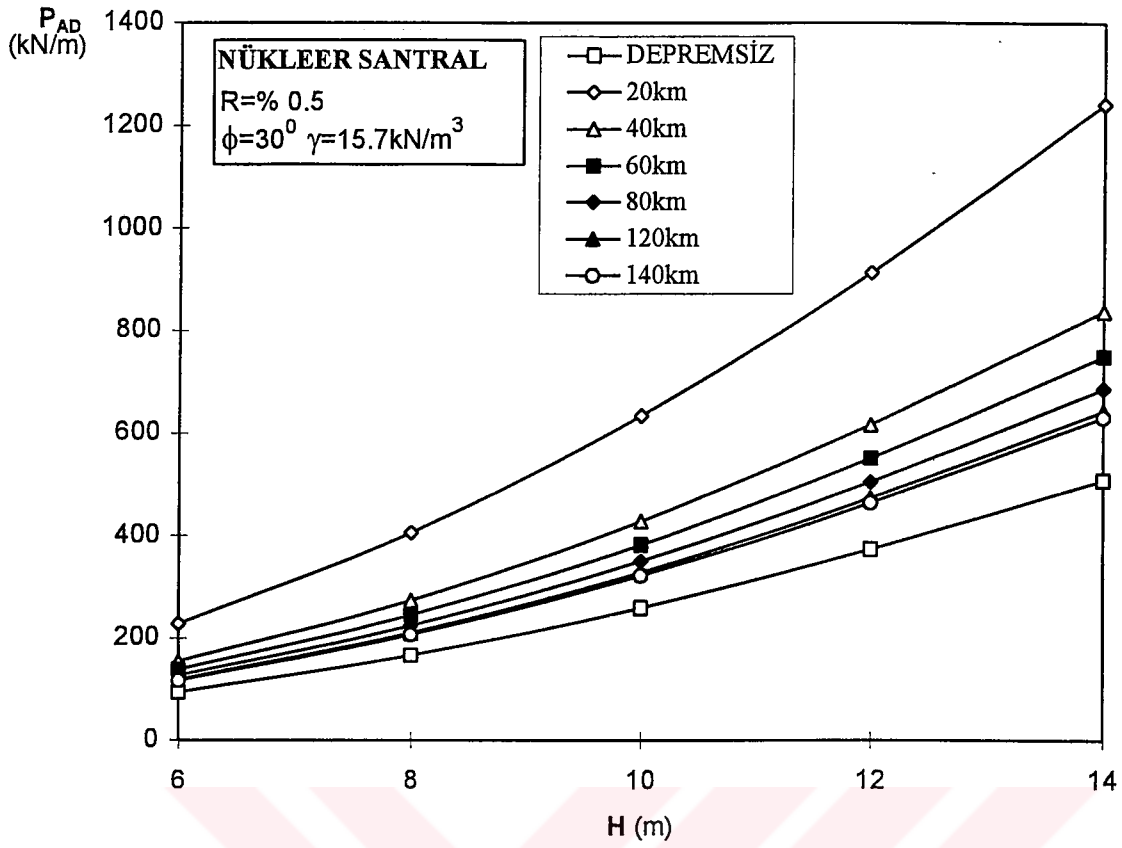
Şekil 7.5 b $R=\% 2$ için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma=15.7\text{kN/m}^3, \phi=30^0)$



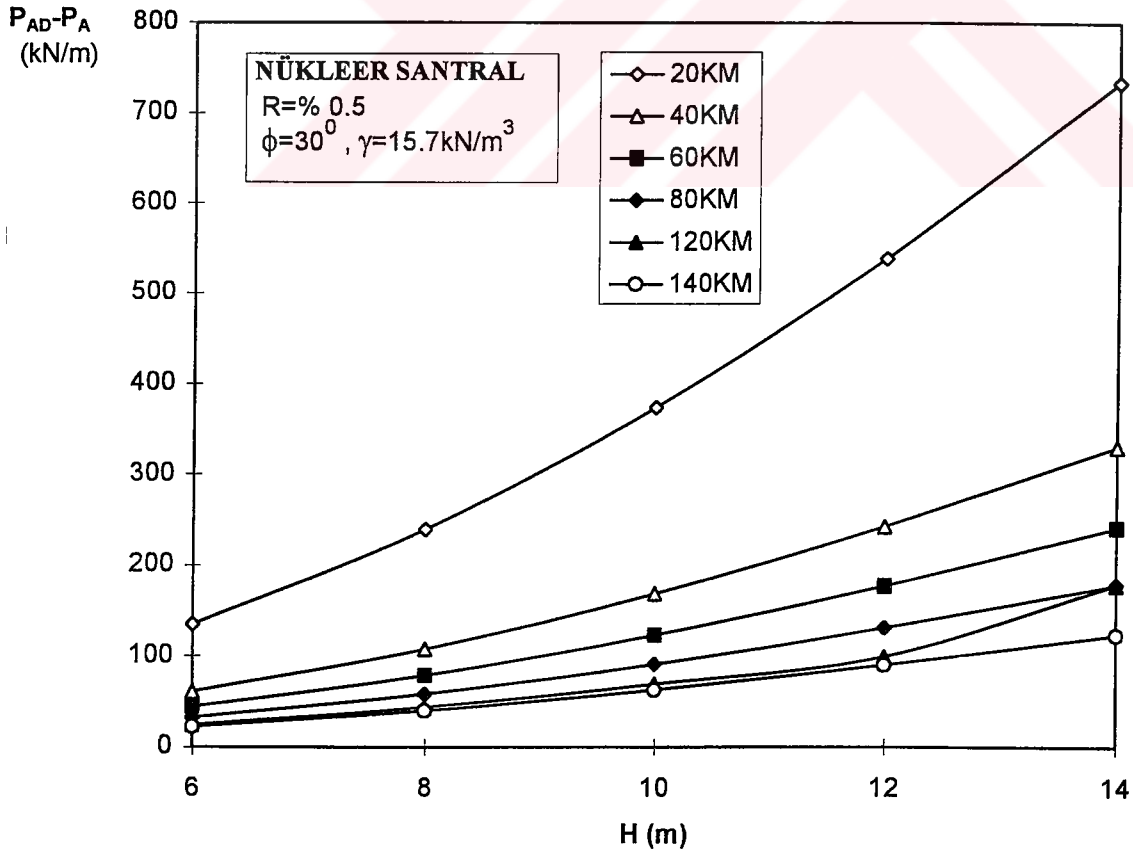
Şekil 7.6 a R=% 1 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma = 15.7 \text{ kN/m}^3, \phi = 30^\circ)$



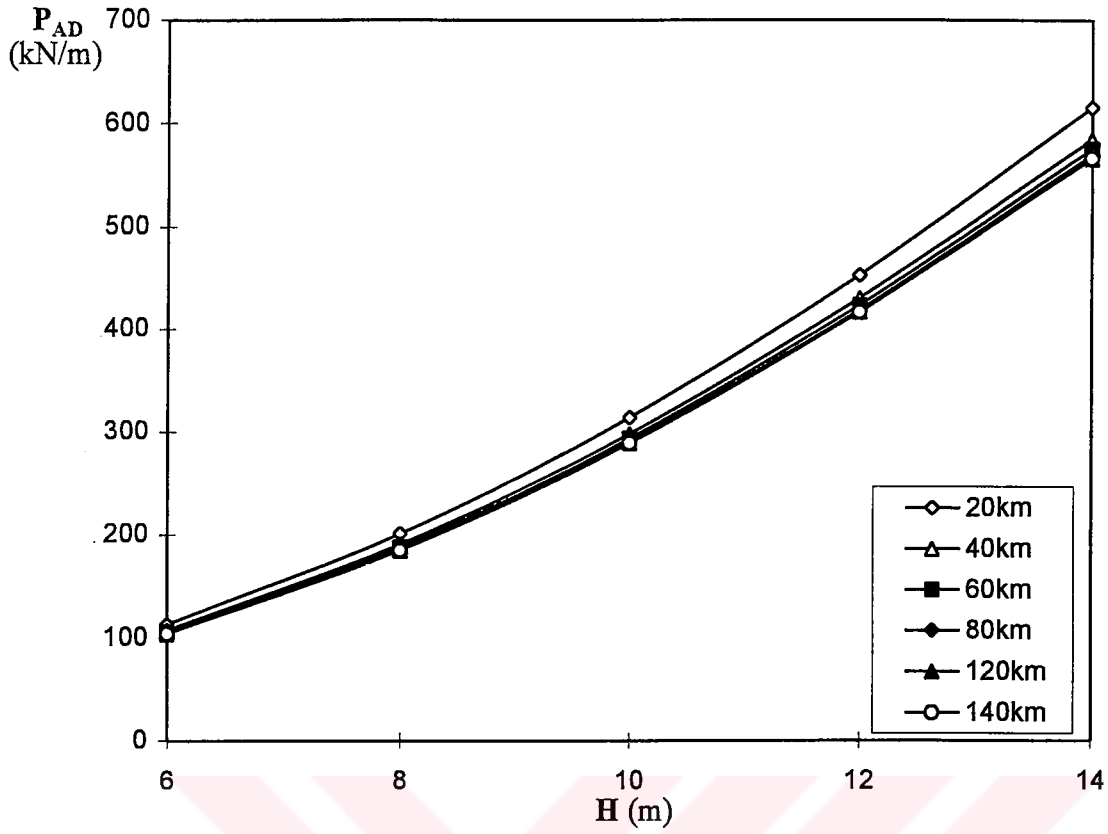
Şekil 7.6 b R=% 1 için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma = 15.7 \text{ kN/m}^3, \phi = 30^\circ)$



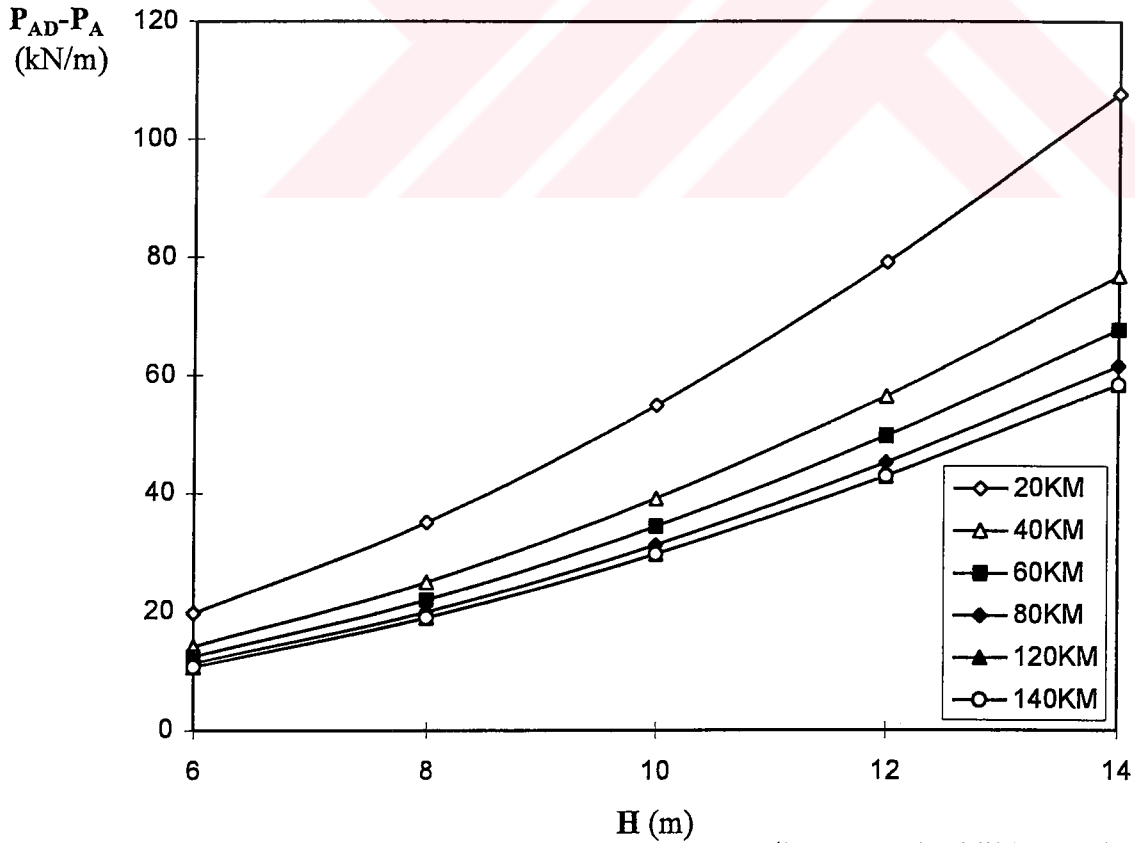
Şekil 7.7 a $R = \% 0.5$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma = 15.7 \text{ kN/m}^3, \phi = 30^\circ)$



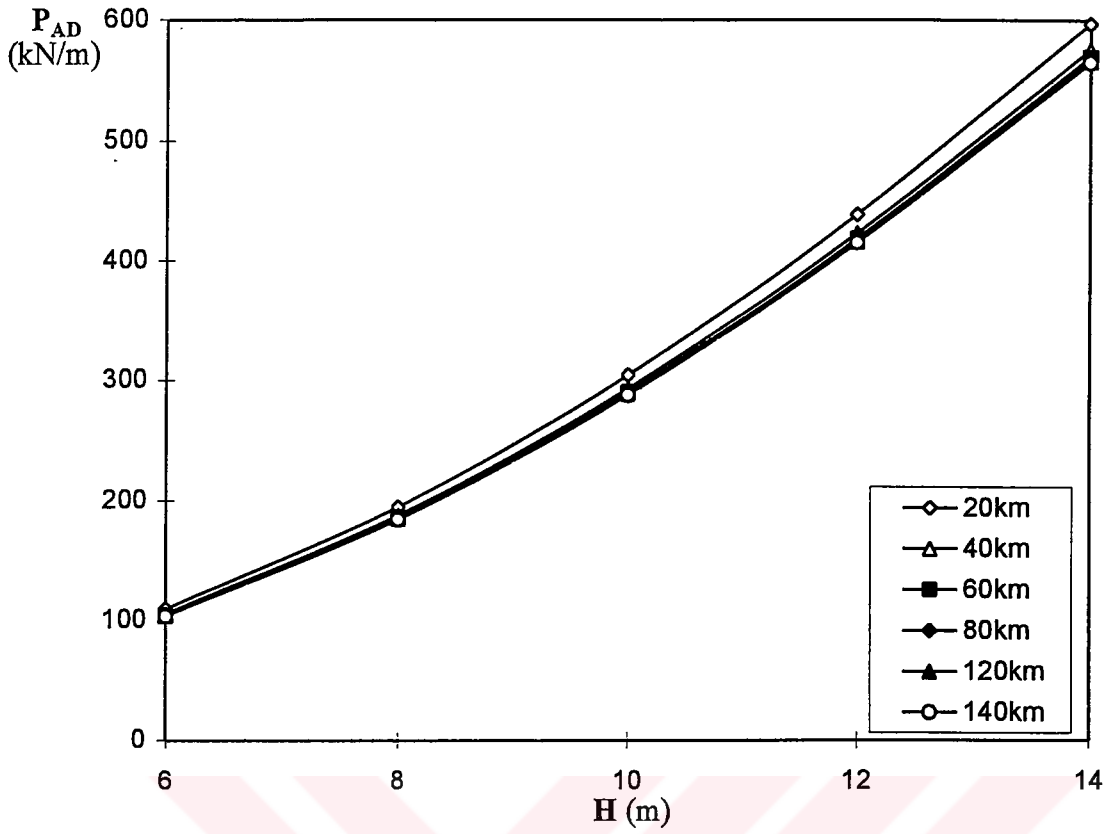
Şekil 7.7 b $R = \% 0.5$ için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
 $(\gamma = 15.7 \text{ kN/m}^3, \phi = 30^\circ)$



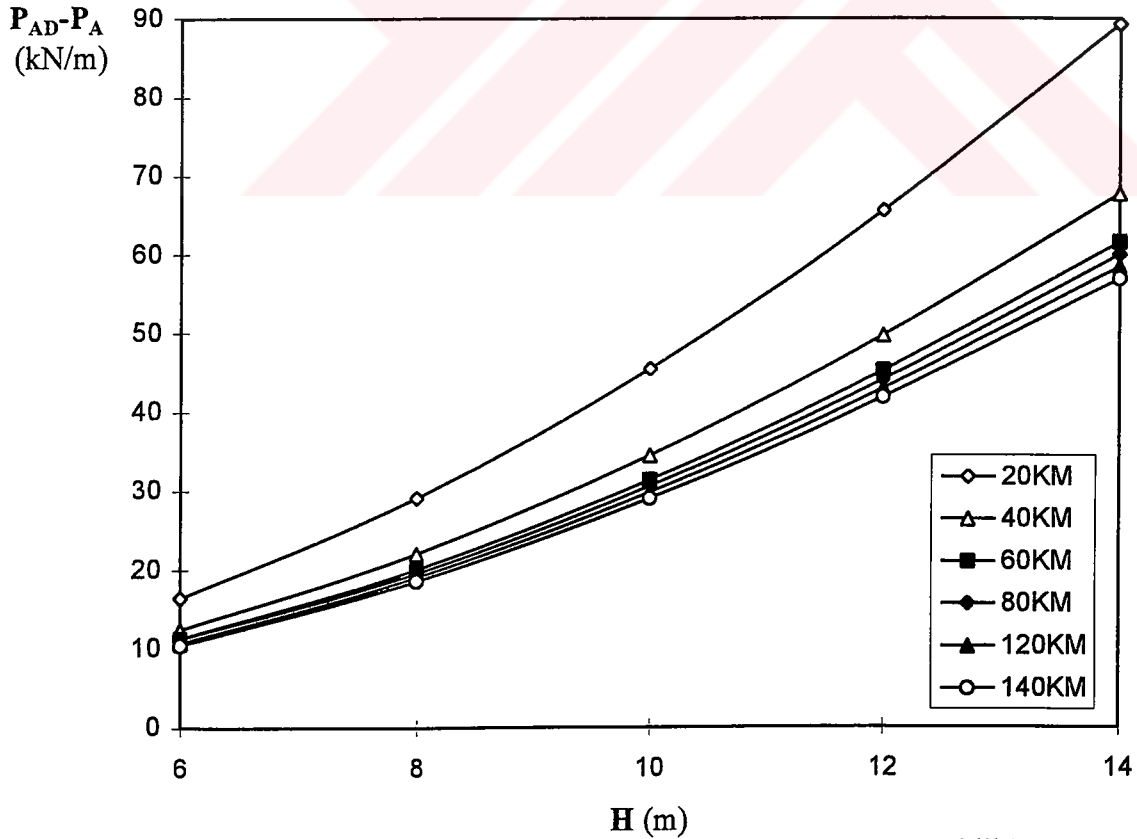
Şekil 7.8a $M=4.66$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).



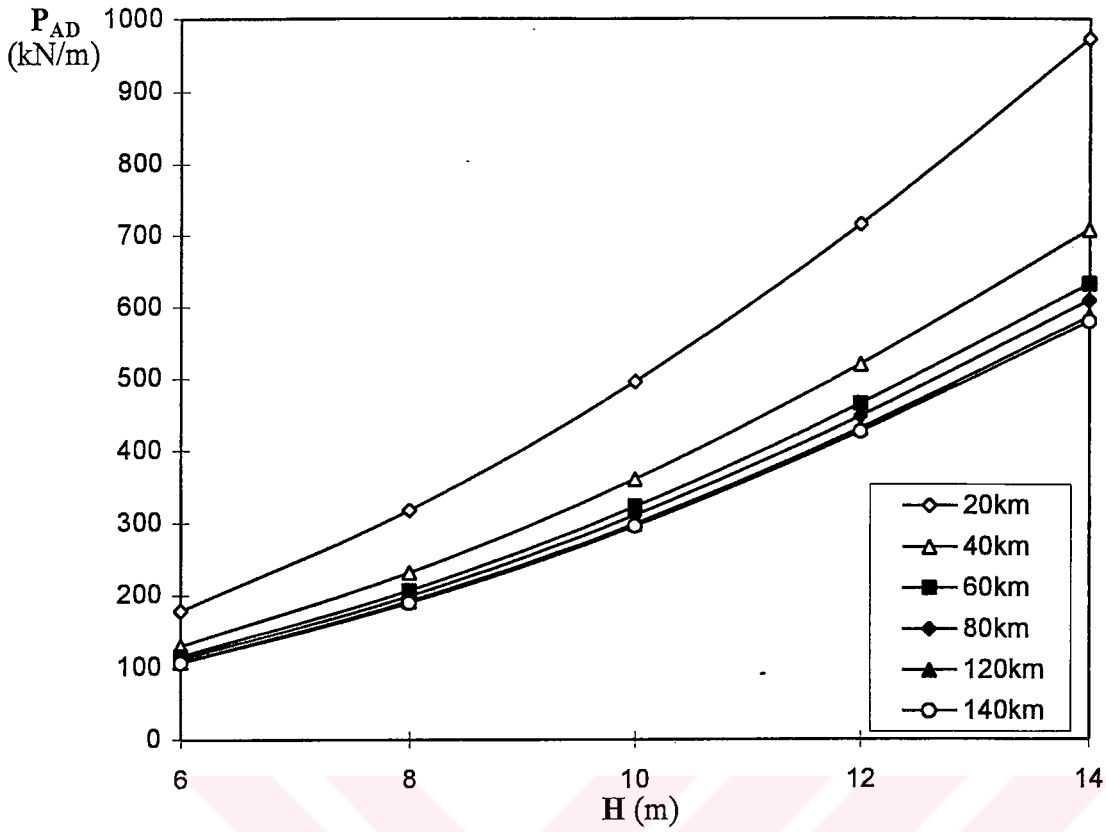
Şekil 7.8b $M=4.66$ için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi
($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).



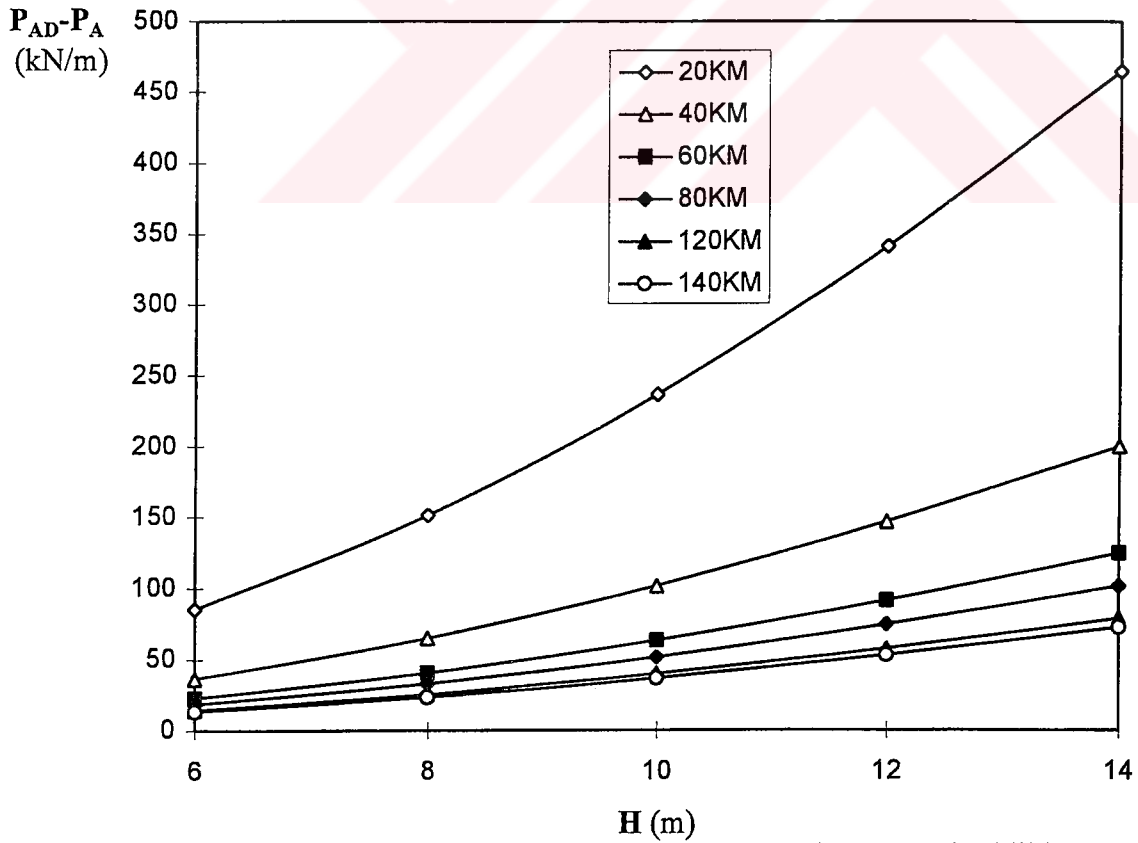
Şekil 7.9a M=3.94 için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).



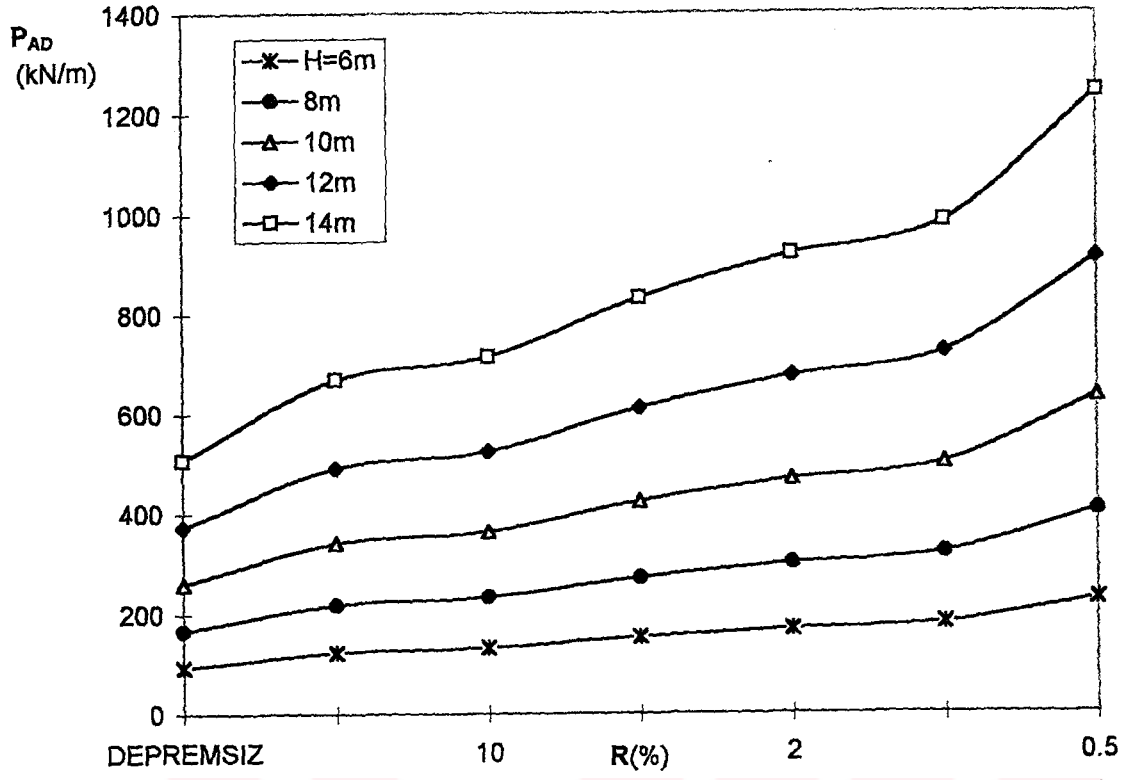
Şekil 7.9b M=3.94 için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).



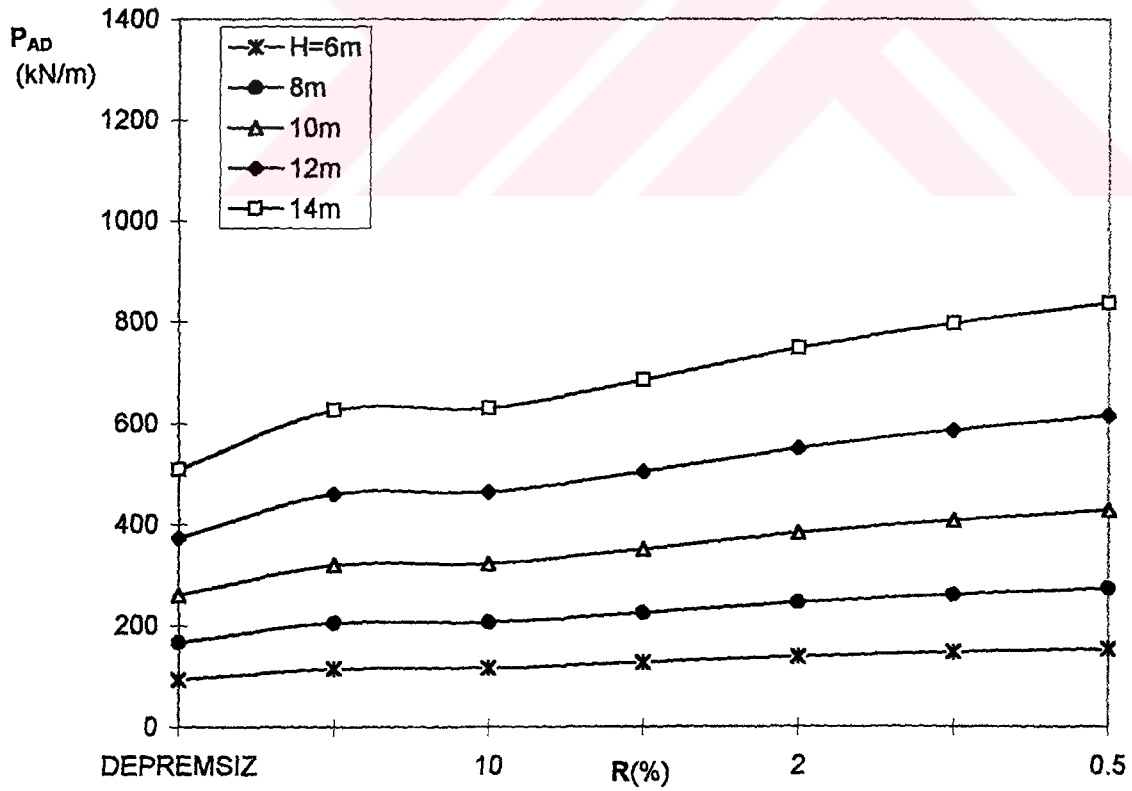
Şekil 7.10a $M=6.958$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).



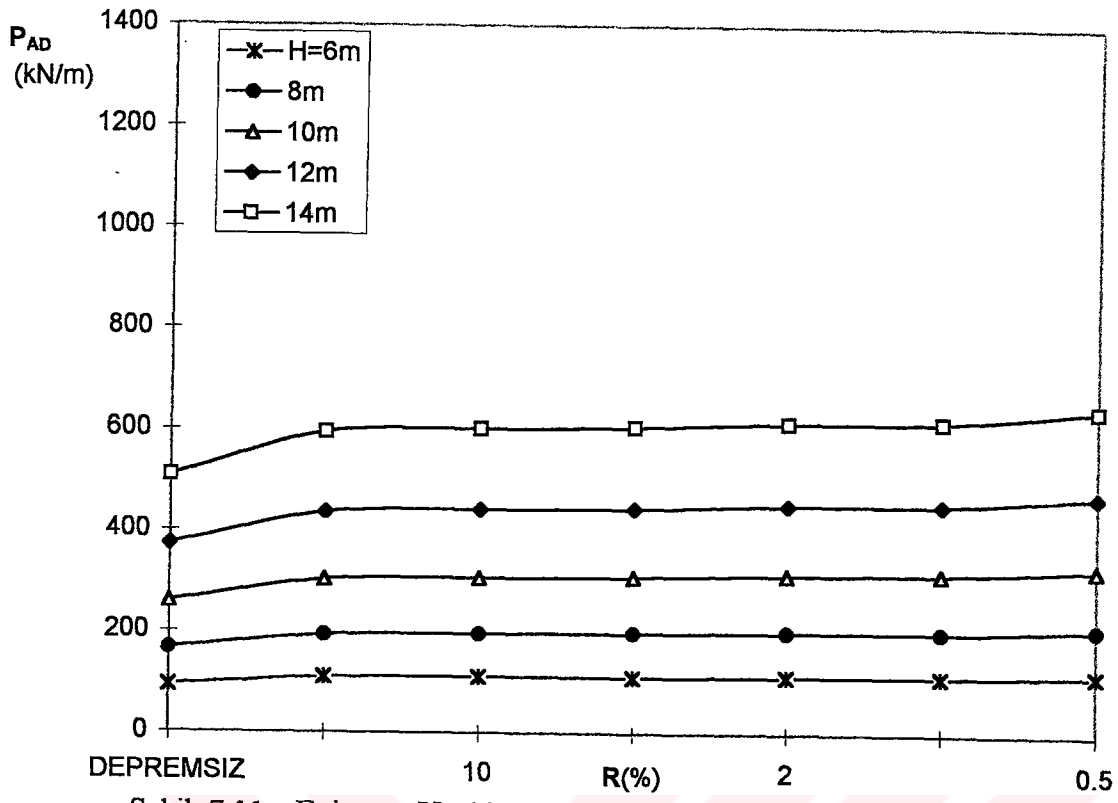
Şekil 7.10b $M=6.958$ için Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).



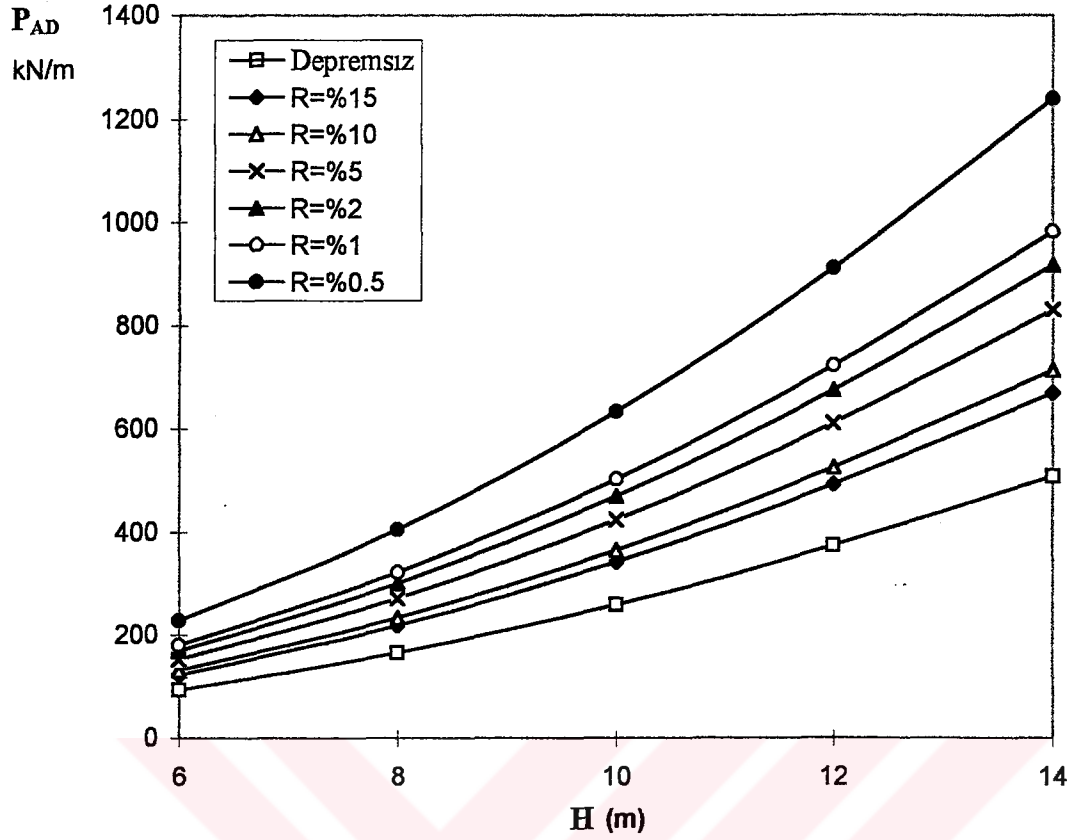
Şekil 7.11a Episantr Uzaklığı 20km. için Toplam Deprem Yükünün Risk Olasılığı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).



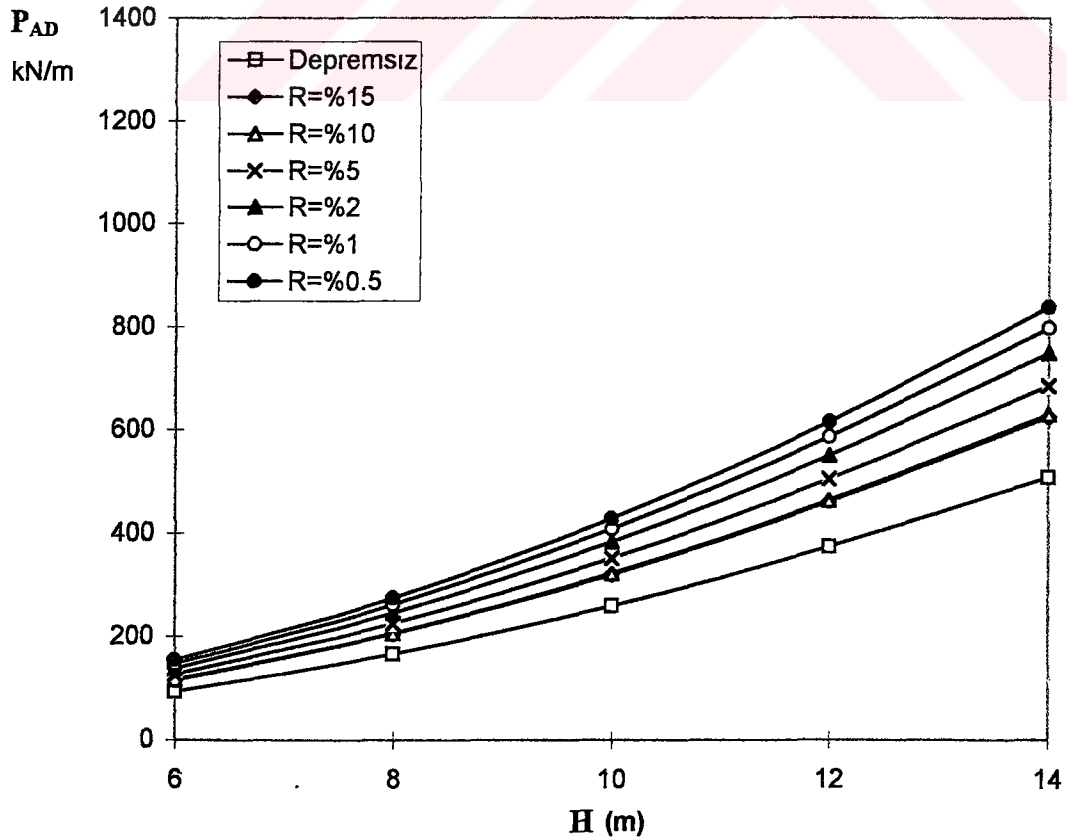
Şekil 7.11b Episantr Uzaklığı 40km. için Toplam Deprem Yükünün Risk Olasılığı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).



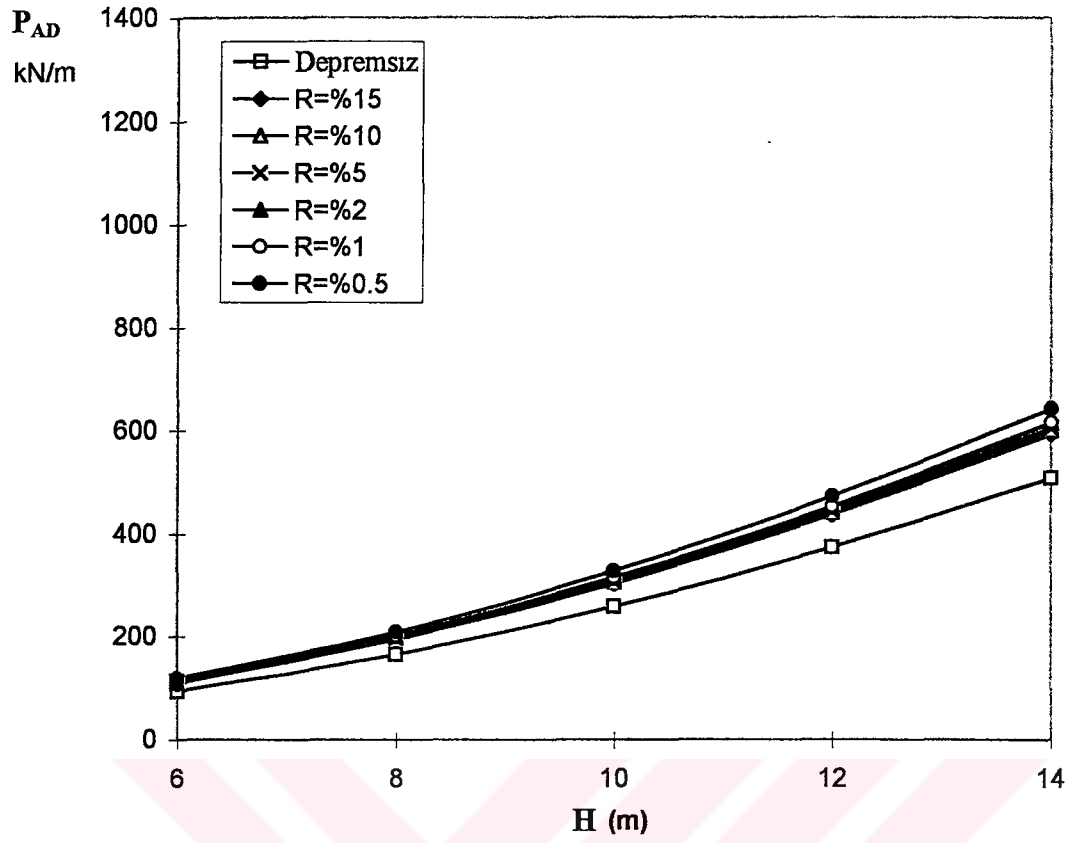
Şekil 7.11c Episantr Uzaklığı 120km. için Toplam Deprem Yükünün Risk Olasılığı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).



Şekil 7.12a Episantr Uzaklığı 20km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).



Şekil 7.12b Episantr Uzaklığı 40km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).



Şekil 7.12c Episantr Uzaklığı 120km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, $\phi=30^\circ$).

7.2.2 TOPLAM DEPREM YÜKÜNÜN (P_{AD}) VE TOPLAM DEPREM YÜKÜ/ DEPREMSİZ HALDEKİ YÜKÜN (P_A) İÇSEL SÜRTÜNME AÇISI DEĞERLERİ İLE DEĞİŞİMİ

Bu bölümde her H yüksekliği için ayrı grafikler oluşturulmuştur. Şekil 7.13a, 7.13b, 7.14a, 7.14b, 7.15a, 7.15b, 7.16a, 7.16b, 7.17a, 7.17b, 7.18a, 7.18b, 7.19a, 7.19b, 7.20a, 7.20b, 7.21a, 7.21b, 7.22a, 7.22b, 7.23a, 7.23b, 7.24a, 7.24b, 7.25a, 7.25b, 7.26a, 7.26b, 7.27a, 7.27b, 7.28a, 7.28b, 7.28c, 7.29a, 7.29b, 7.29c, 7.30a, 7.30b, 7.30c'de verilen grafiklerde toplam deprem yükünün ve toplam deprem yükünün depremsiz haldeki toprak basıncına oranının belirli episantr uzaklıkları için $\phi = 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° ile değişen değerleri verilmiştir. Zemin özellikleri aynı tutulmuştur.

Öncelikle depremsiz haldeki toprak basıncı hesaplamaları yapılmıştır. Bunun için $H=6m$ duvar yüksekliğinde $\phi = 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° için ilk olarak aktif toprak basıncı katsayıları ve daha sonra da Coulomb denklemi ile toprak basınçları bulunmuştur. Aynı işlem $H=8m, 10m, 12m$ ve $14m$ duvar yükseklikleri için de tekrarlanmış, böylece durgun haldeki toprak basınçları elde edilmiştir. Bu sonuçlar daha sonra toplam deprem yükünün depremsiz haldeki toprak basıncına oranının hesaplanmasında kullanılacaktır.

Daha sonra da deprem halinde oluşacak toplam deprem yükünün hesaplamalarına geçilmiştir. Bu hesaplamalarda yine Gumbel risk olasılığı sonucunda bulunan zemin ivmelerinden büyük değerdekilerle θ açıları hesaplanmış ve açı değerleri Mononobe-Okabe denkleminde yerine konarak aktif toprak basıncı katsayıları bulunmuştur. Bu grafiklerde risk olasılıkları $R=\%15, \%10$ ve $\%5$ ile sınırlı tutulmuştur.

Risk olasılığı $\%15$ için öncelikle içsel sürtünme açısı 28° olan bir zeminde episantr uzaklıkları $20km, 40km, 60km, 80km, 120km$ ve $140km$ 'deki aktif toprak basınçları hesaplanmıştır. Daha sonra bu hesaplamalar $\phi = 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° için de tekrarlanmış ve toplam deprem yükünün hesaplanmasına geçilmiştir. $6m$ yüksekliğindeki bir istinat duvarı için $\phi = 28^\circ$ 'de oluşacak toplam deprem yükü belirli episantr uzaklıkları için bulunan aktif toprak basıncı katsayıları kullanılarak hesaplanmıştır. $H=6m$ yükseklik için toplam deprem yükü $\phi = 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° içsel sürtünme açısı olan zeminler için de aynı şekilde bulunmuştur.

Duvar yüksekliği $8m, 10m, 12m$ ve $14m$ olan istinat duvarları için de $\phi = 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° içsel sürtünme açısına sahip zeminlerde $20km, 40km, 60km, 80km, 120km$ ve $140km$ 'de oluşacak toplam toprak basınçları da önceden $\phi = 28^\circ, 30^\circ, 32^\circ$ ve 34° için hesaplanan aktif toprak basıncı katsayıları kullanılarak bulunmuştur.

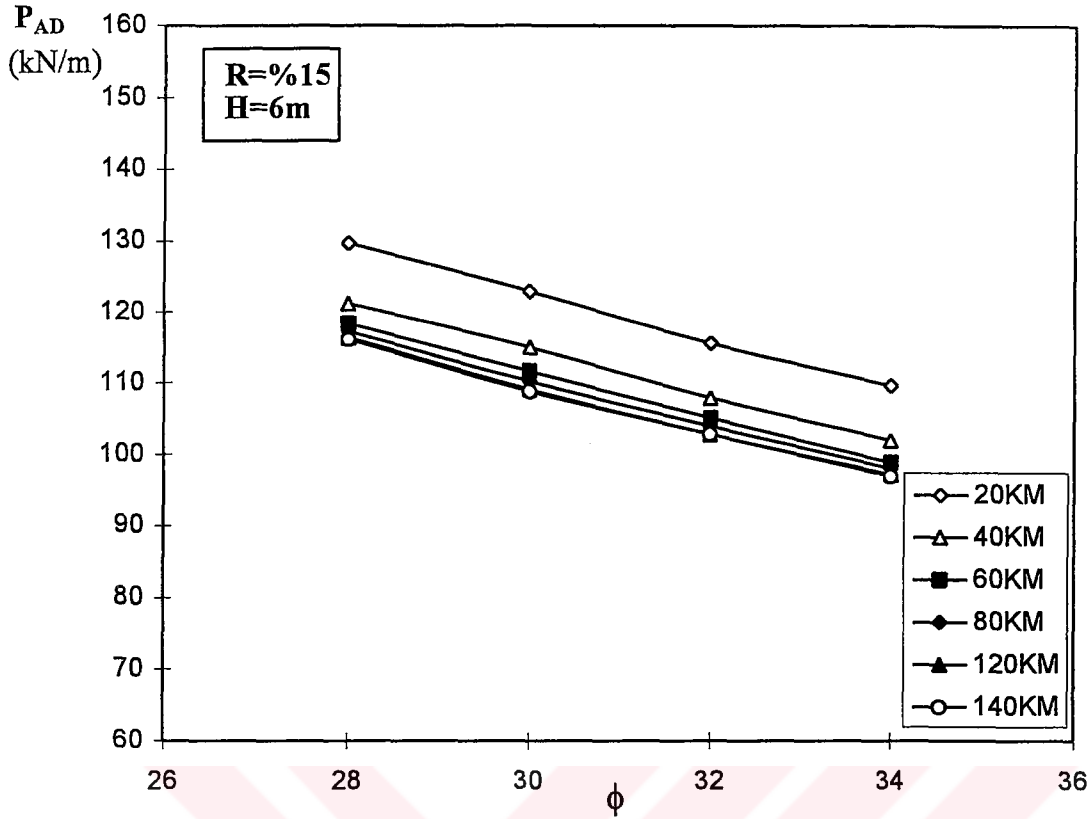
Risk olasılığı %15 için yapılan bu işlemler, risk olasılıkları %10 ve %5 için de yapılarak sonuçlara ulaşılmıştır. Grafiklerde toplam deprem yükünün içsel sürtünme ile değişimi ve önceden hesaplanan depremsiz haldeki yük değerlerinin yardımıyla toplam deprem yükünün depremsiz haldeki yüke oranı bulunarak bu değerlerin içsel sürtünme açıları ile değişimleri verilmiştir.

İçsel sürtünme açısı ile yük değişiminin gösterildiği grafikler için de değişimler yapılmış ve önceden hesaplanan değerler ile farklı grafikler hazırlanmıştır. Bu grafiklerde de $R=15\%$, 10% ve 5% risk olasılıkları için oluşturulmuş fakat episantr uzaklıkları 20km, 40km ve 120km ile sınırlandırılmıştır.

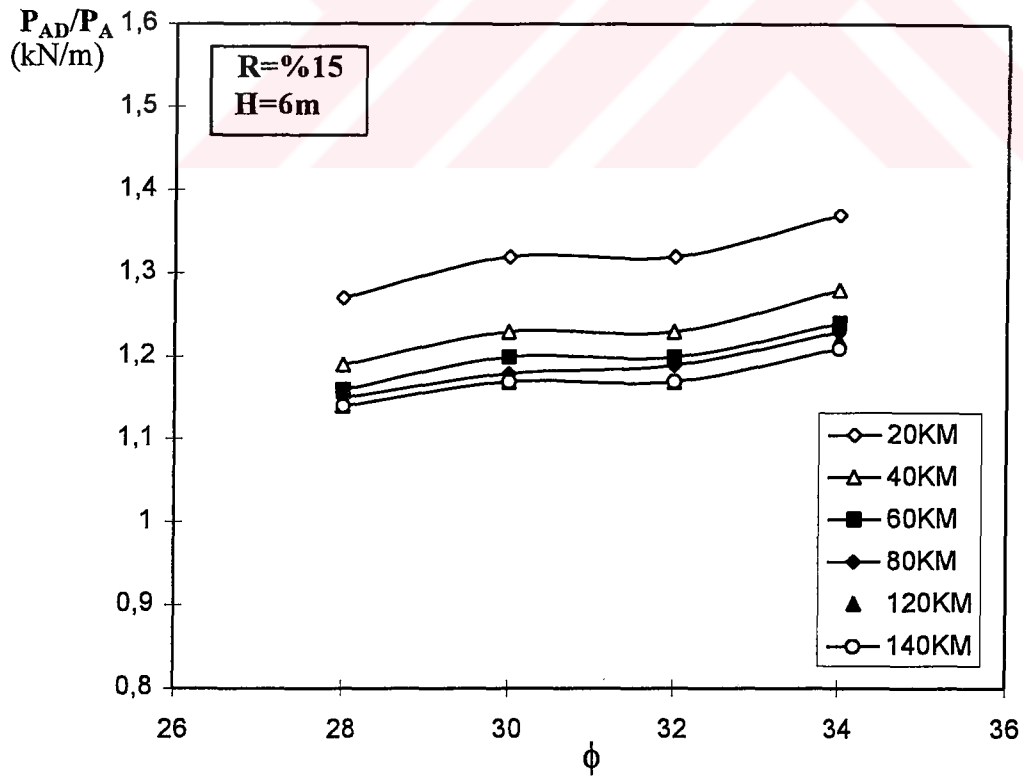
Grafiklerde öncelikle $R=15\%$ risk olasılığında episantr uzaklığı 20km için $H=6m$, 8m, 10m, 12m ve 14m duvar yükseklikleri için içsel sürtünme açısı 28° , 30° , 32° ve 34° olan zeminlerdeki toplam deprem yüklerinin değişimleri verilmiştir. Bu işlem 40km ve 120km episantr uzaklıkları için de tekrarlanmıştır. Daha sonra risk olasılığı %10 ve %5 için de değerler kullanılarak grafikler oluşturulmuştur.

Bu garfiklerin $R=15\%$ için verilenlerinde toplam deprem yükünün her duvar yüksekliği için lineer olarak değiştiğini görmekteyiz. Toplam deprem yükünün durgun haldeki yüke oranı ise lineere yakın artışlar vermektedir. Bu grafiklerde içsel sürtünme açısı arttıkça toplam deprem yükü azalmakta, P_{AD}/P_A değeri ise çok az bir şekilde artmaktadır. Episantr uzaklığı 20km'deki değerler $R=15\%$, $H=6m$ 'de diğerlerinden daha ayrı kalırken, H yüksekliği fazlalaştıkça diğer episantr uzaklıklarındaki değerlere yaklaşmaktadır. Duvar yüksekliği arttıkça toplam deprem yükü değerleri de artmaktadır. Aynı şekilde episantr uzaklığı azaldıkça yükün etkileri daha fazla görülmektedir. $R=5\%$ ve 0.5% için de aynı sonuçlar söz konusudur. Yalnızca risk olasılığının düşmesiyle toplam deprem yükleri de artmıştır. Fakat $H=6m$ 'deki episantr uzaklığı 20km için dağılımlar yine diğerlerinden farklılıklar göstermektedir.

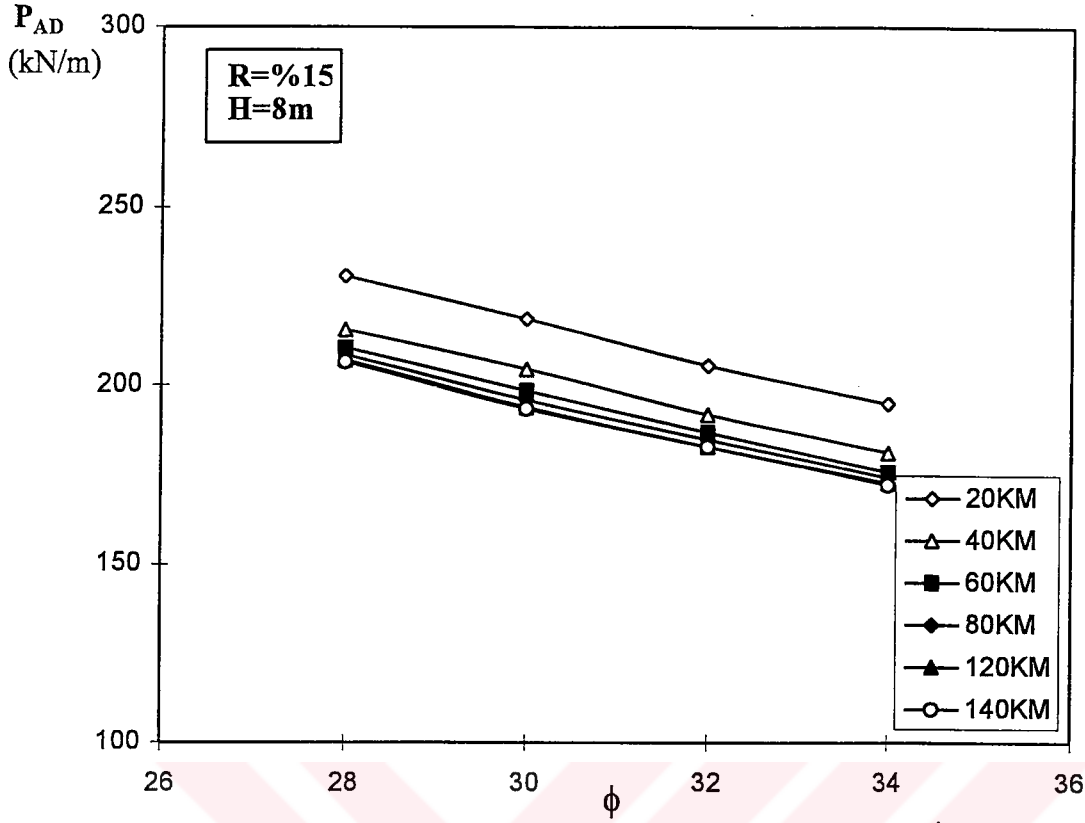
İçsel sürtünme açısı ile değişimlerin verildiği grafik değerleri kullanılarak $R=15\%$, 5% ve 0.5% için episantr uzaklıkları 20km, 40km ve 120km'deki toplam deprem yükü değişimlerinin içsel sürtünme açısına bağlı olarak verildiği bu grafiklerde açı arttıkça toplam deprem yükü değeri azalmaktayken buna karşılık duvar yüksekliğiyle artmaktadır. Episantr uzaklığının artmasıyla da toplam deprem yükünde çok küçük azalmalar görülmektedir. Risk dağılımına bakılırsa risk olasılığı azaldıkça yük değerlerinin arttığı görülmektedir. Bu grafiklerdeki deprem yükü değerleri içsel sürtünme açısı değerleri ile çok az değişimler göstermektedir.



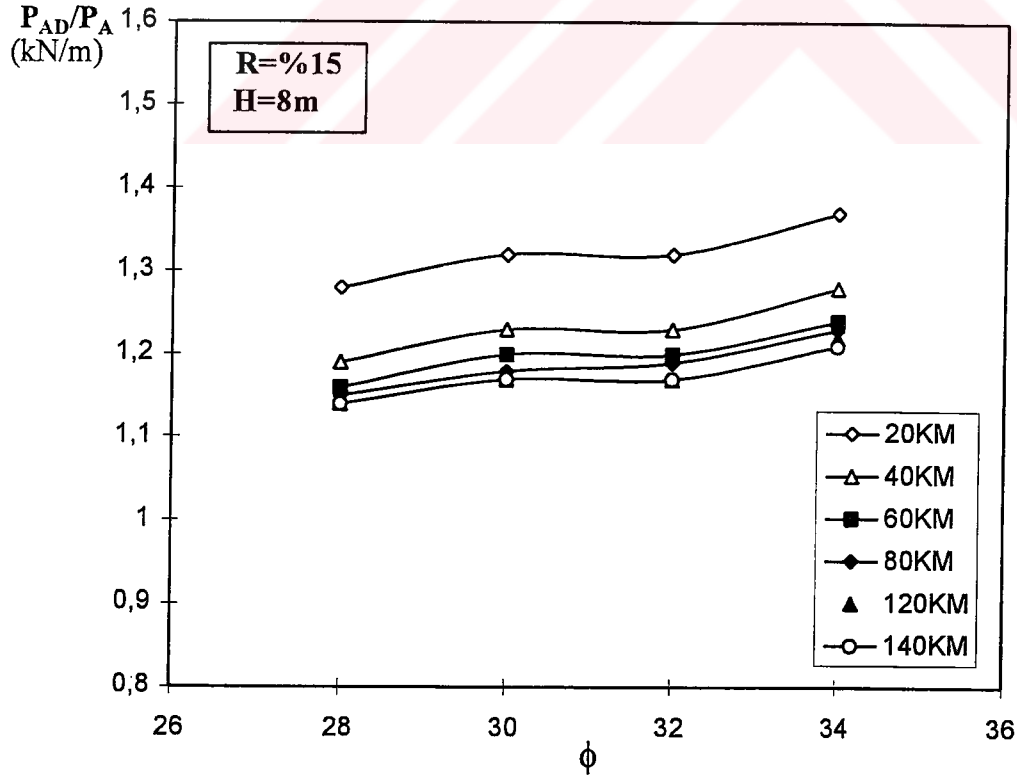
Şekil 7.13a R=%15 , H=6m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



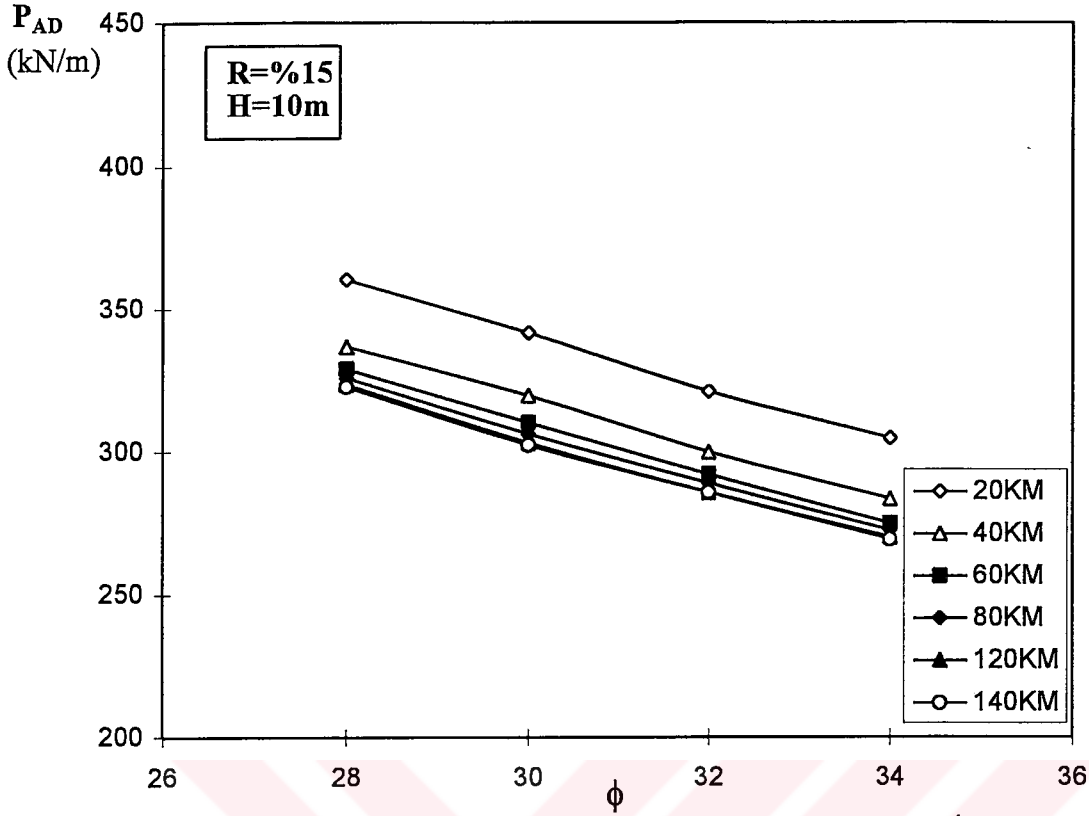
Şekil 7.13b R=%15 , H=6m için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



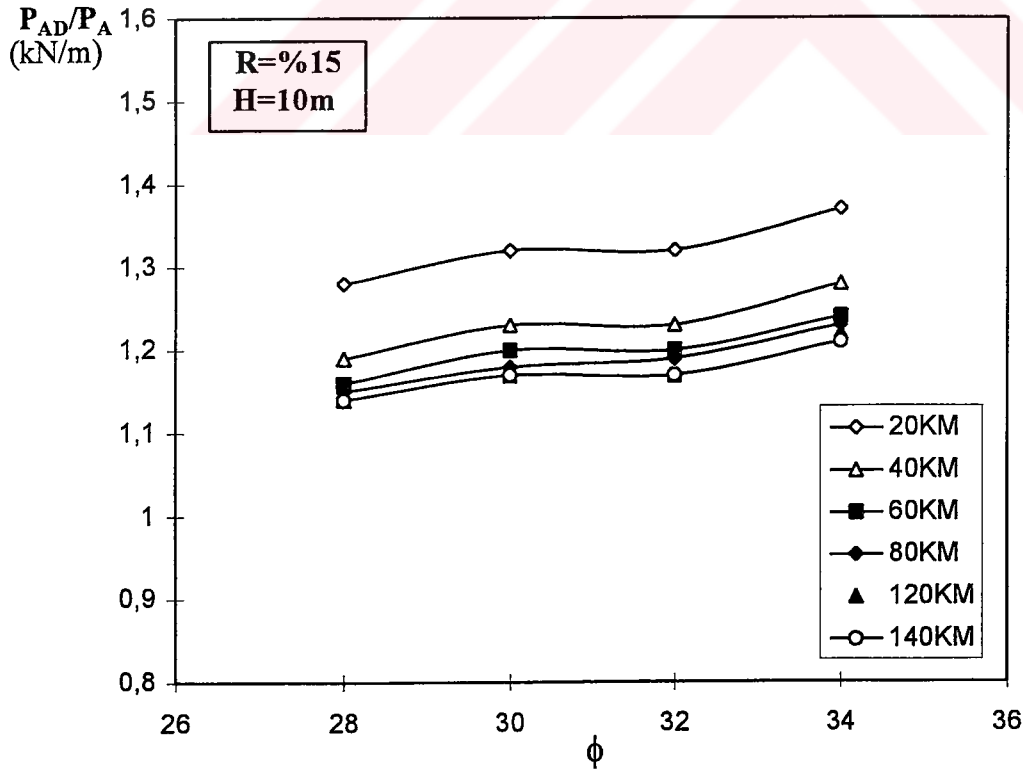
Şekil 7.14a R=%15, H=8m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



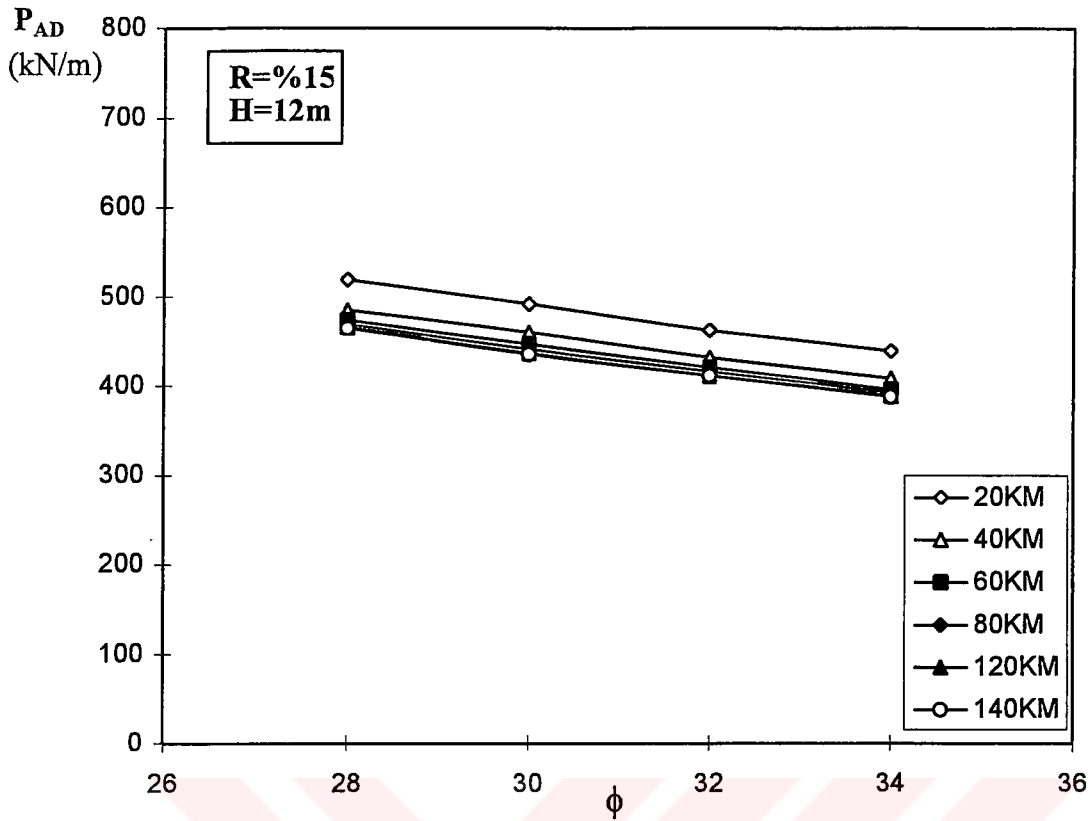
Şekil 7.14 b R=%15, H=8m için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{ kN/m}^3$).



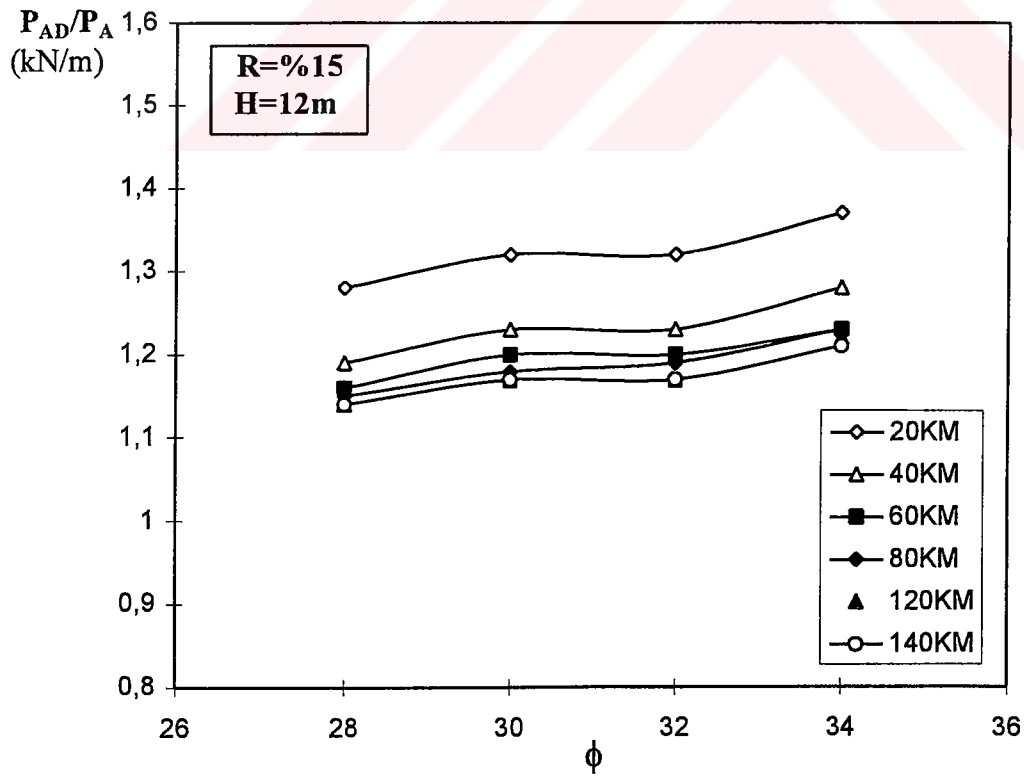
Şekil 7.15a R=%15, H=10m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



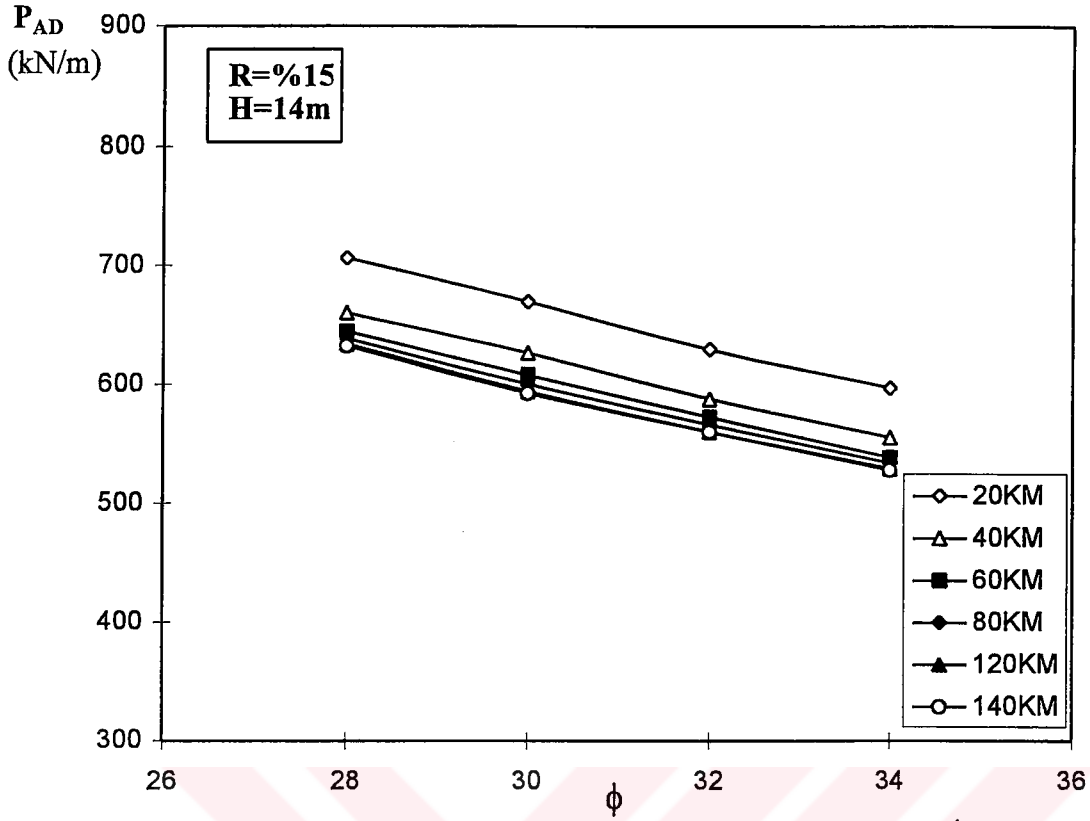
Şekil 7.15 b R=%15, H=10m için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



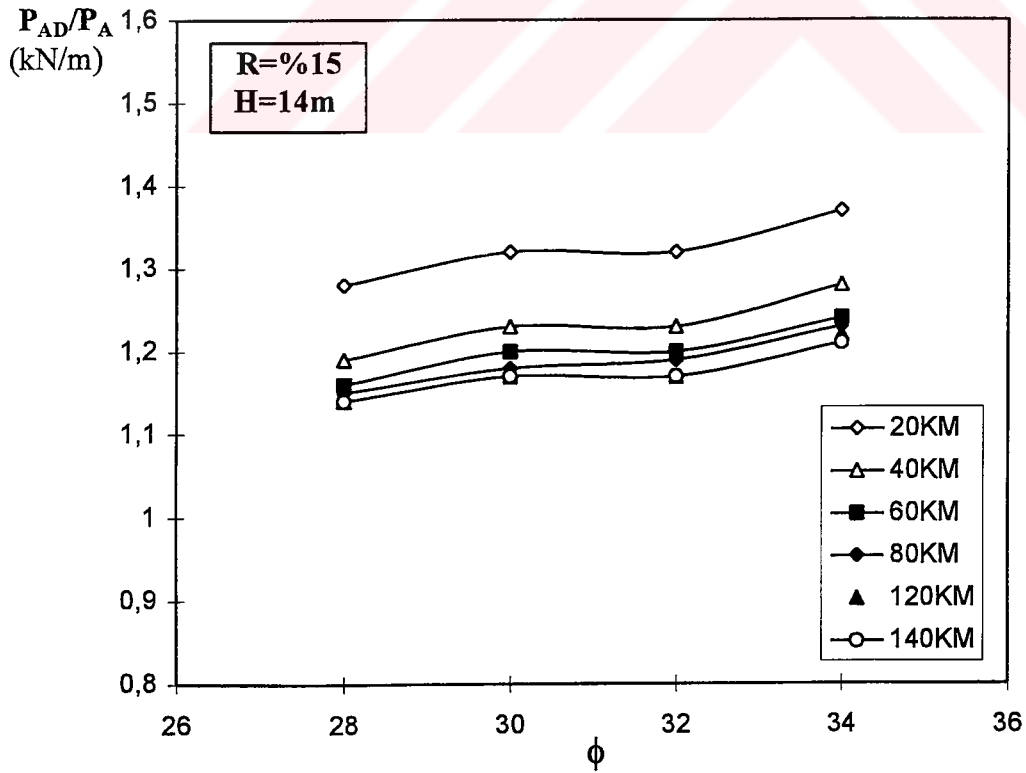
Şekil 7.16a R=%15, H=12m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



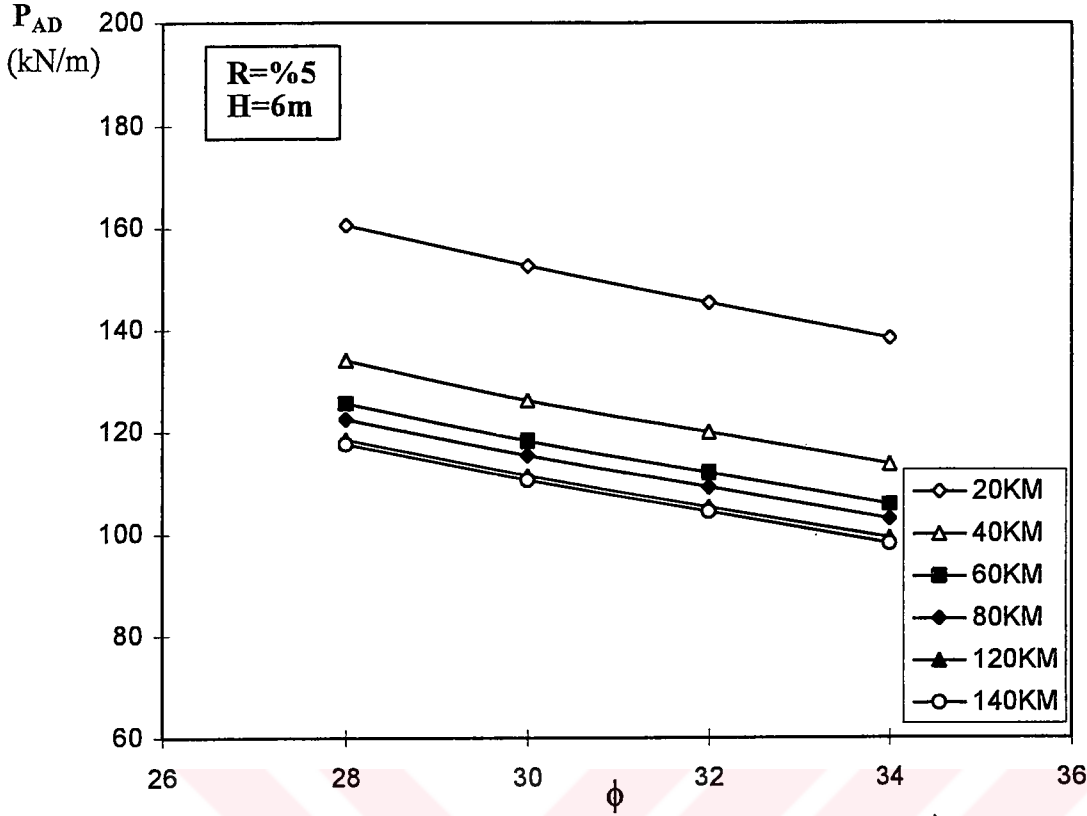
Şekil 7.16 b R=%15, H=12m için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



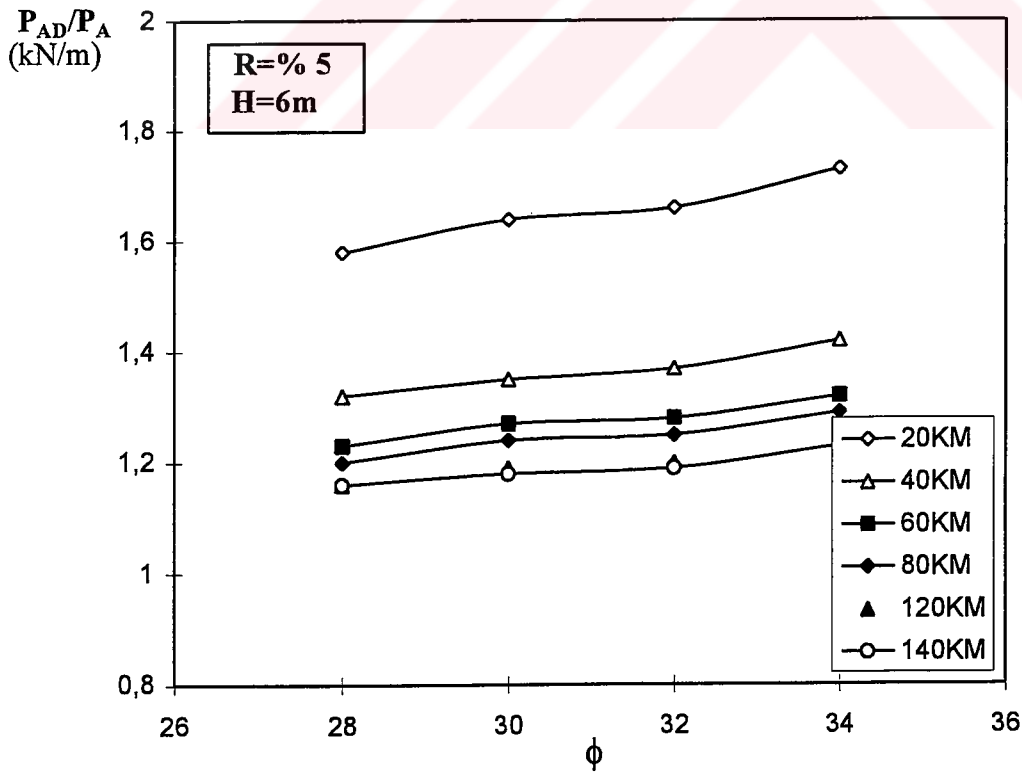
Şekil 7.17a R=%15, H=14m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



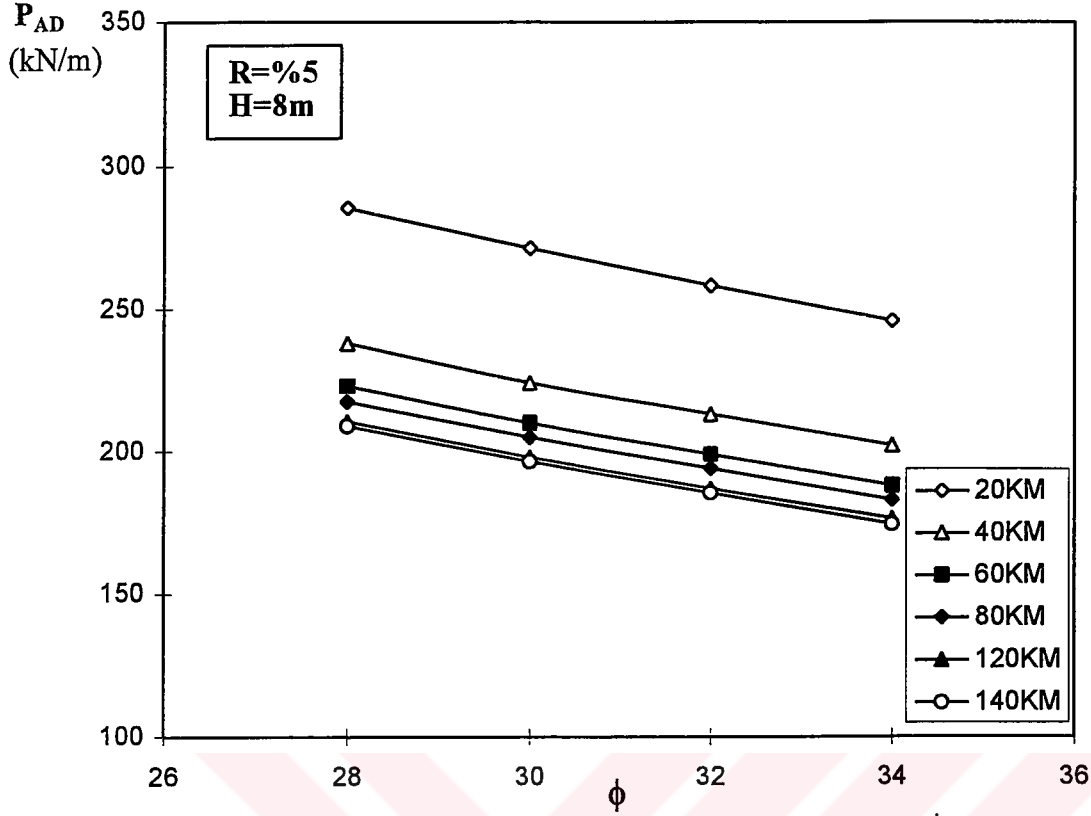
Şekil 7.17 b R=%15, H=14m için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{ kN/m}^3$).



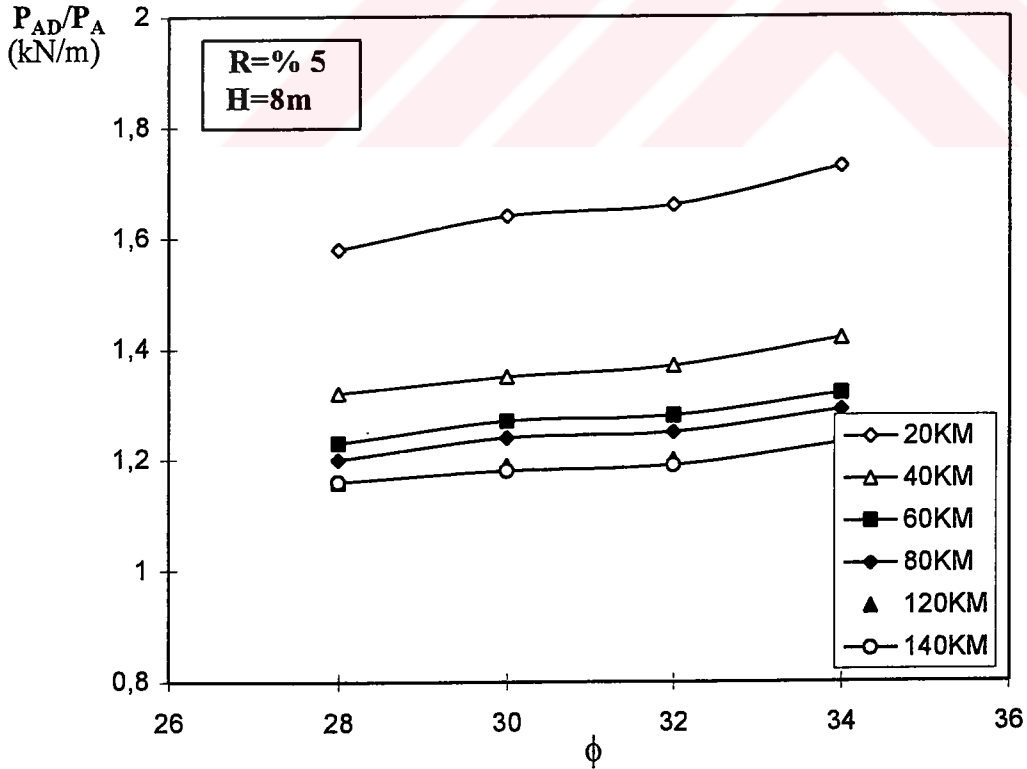
Şekil 7.18a R=%5, H=6m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



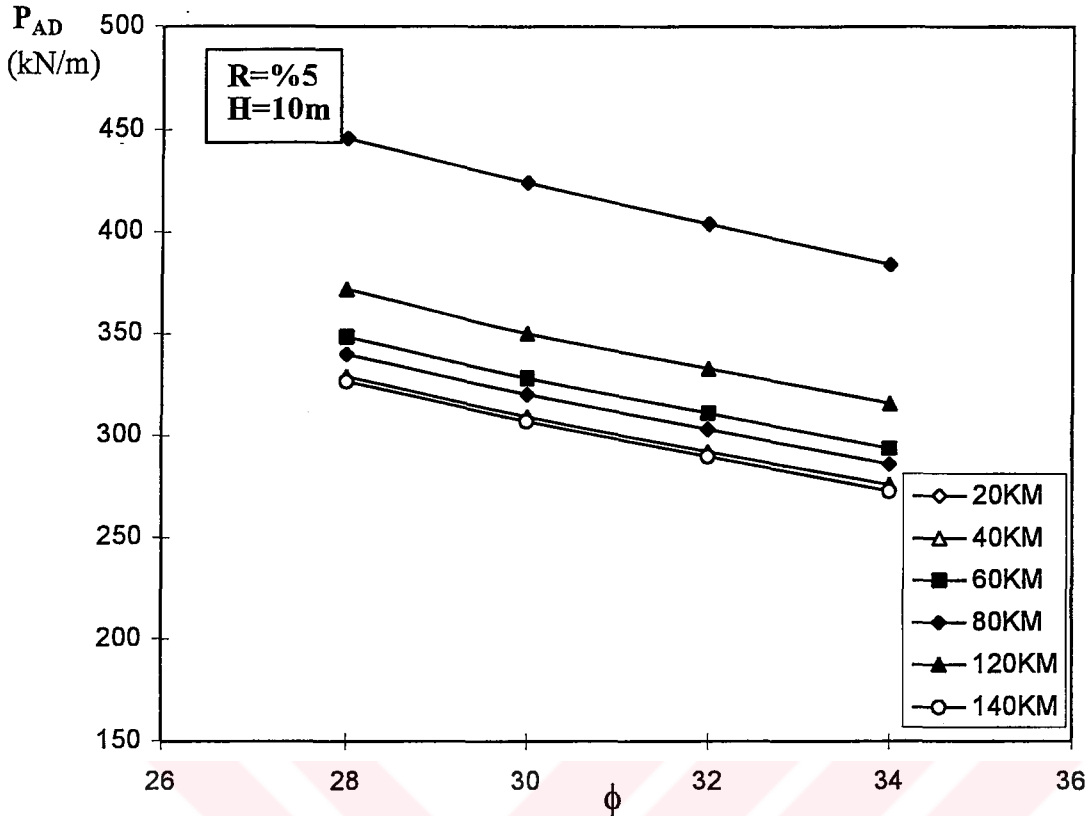
Şekil 7.18 b R=%5, H=6m için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



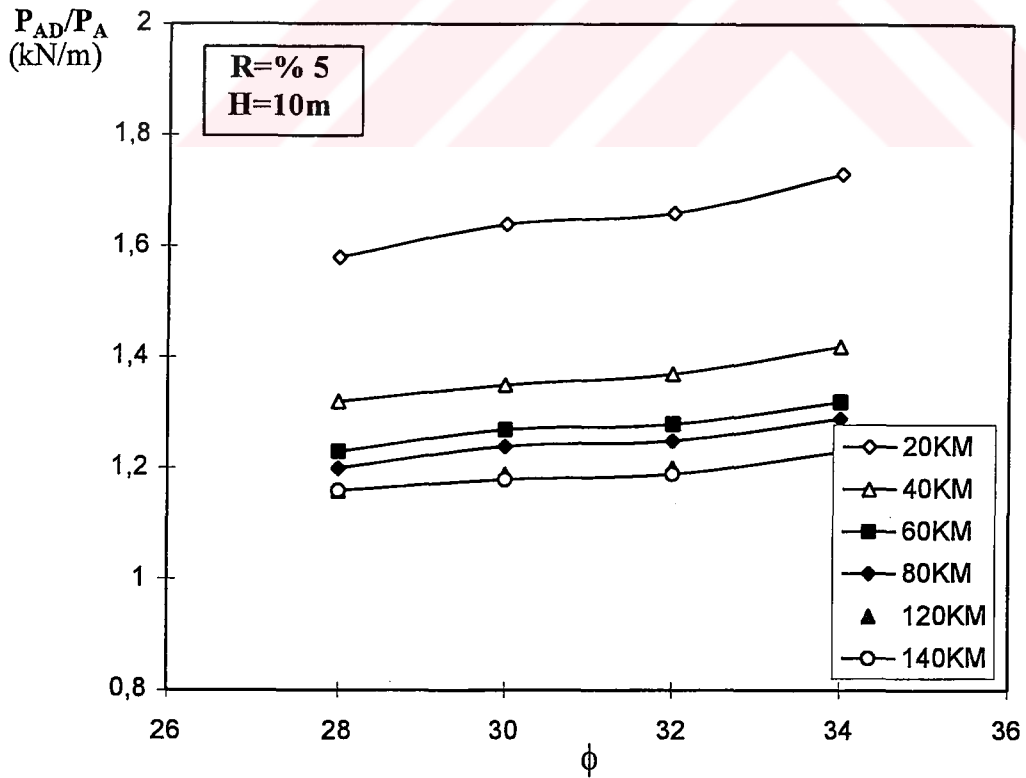
Şekil 7.19a R=% 5 , H=8m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



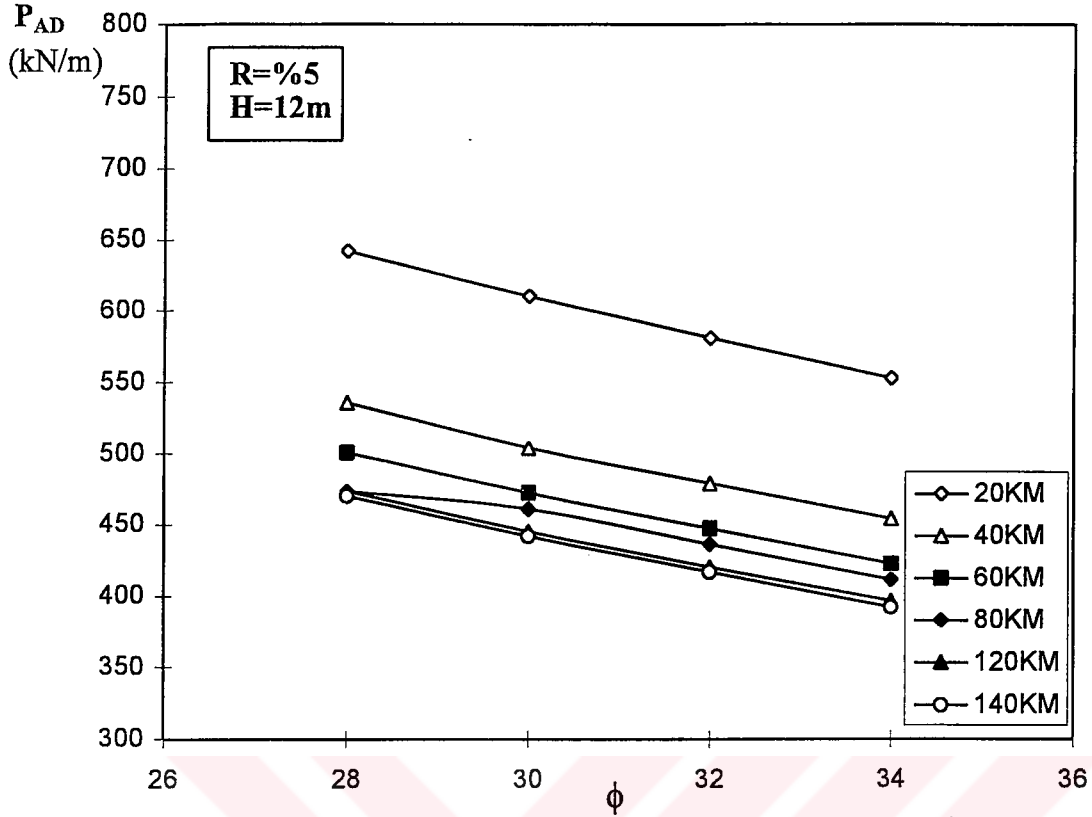
Şekil 7.19 b R=% 5 , H=8m için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{ kN/m}^3$).



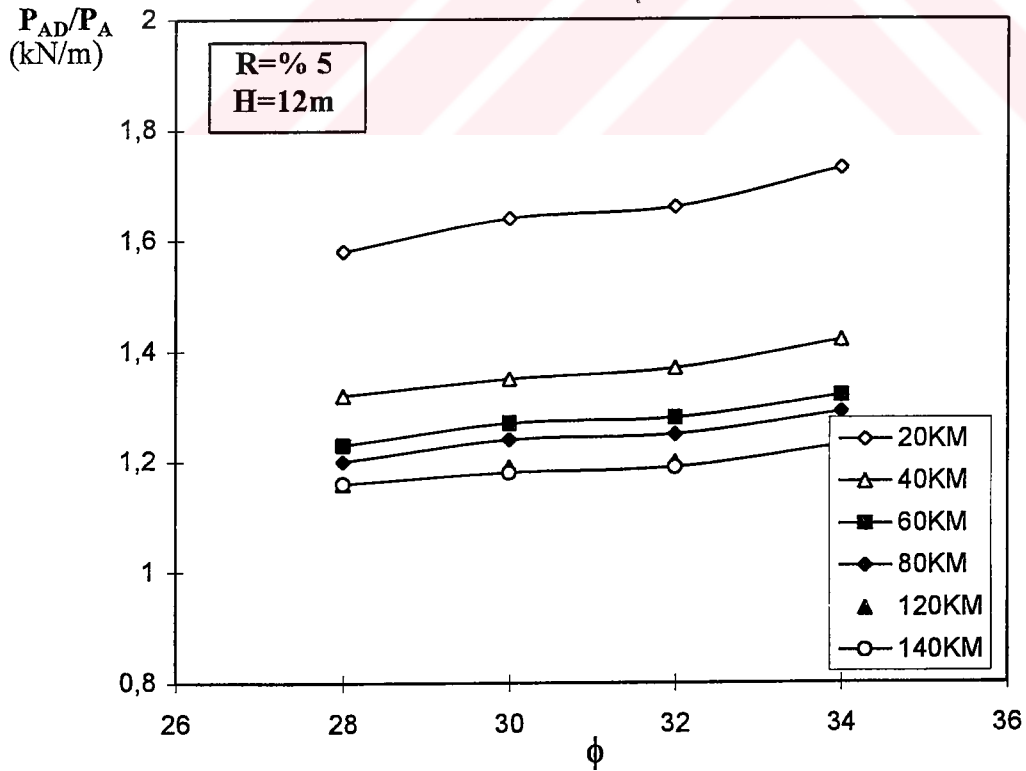
Şekil 7.20a R=%5, H=10m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



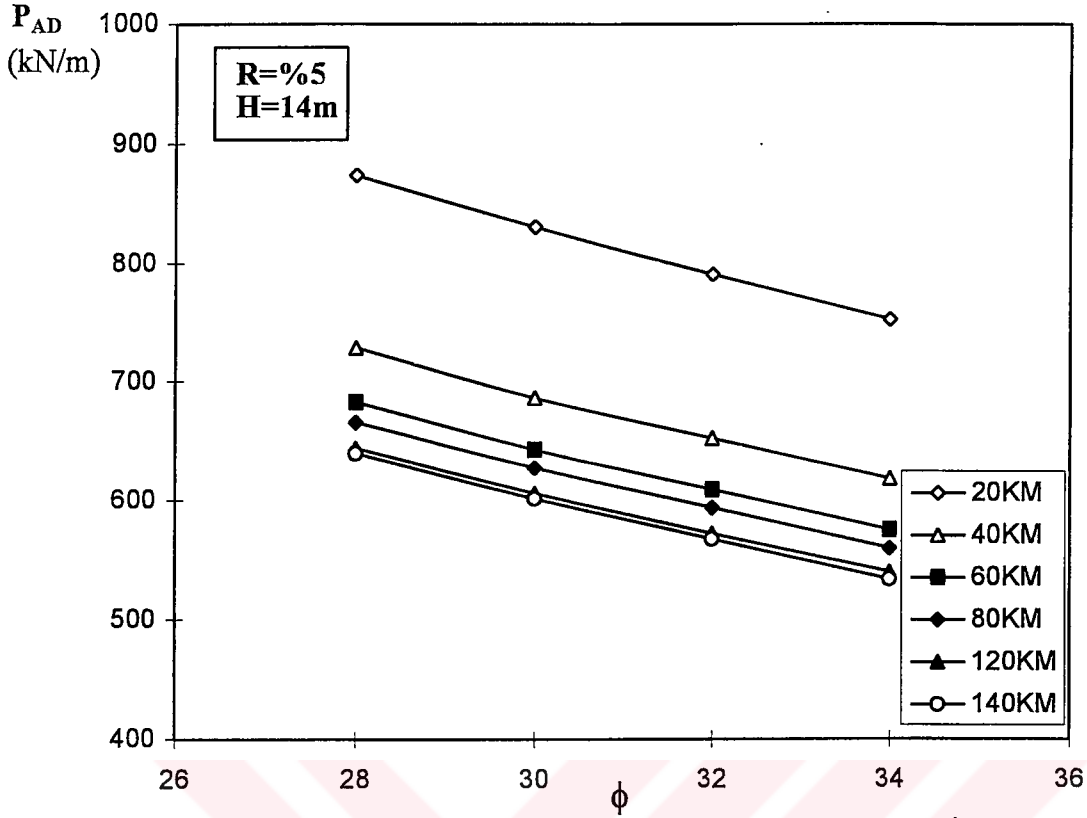
Şekil 7.20 b R=%5, H=10m için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



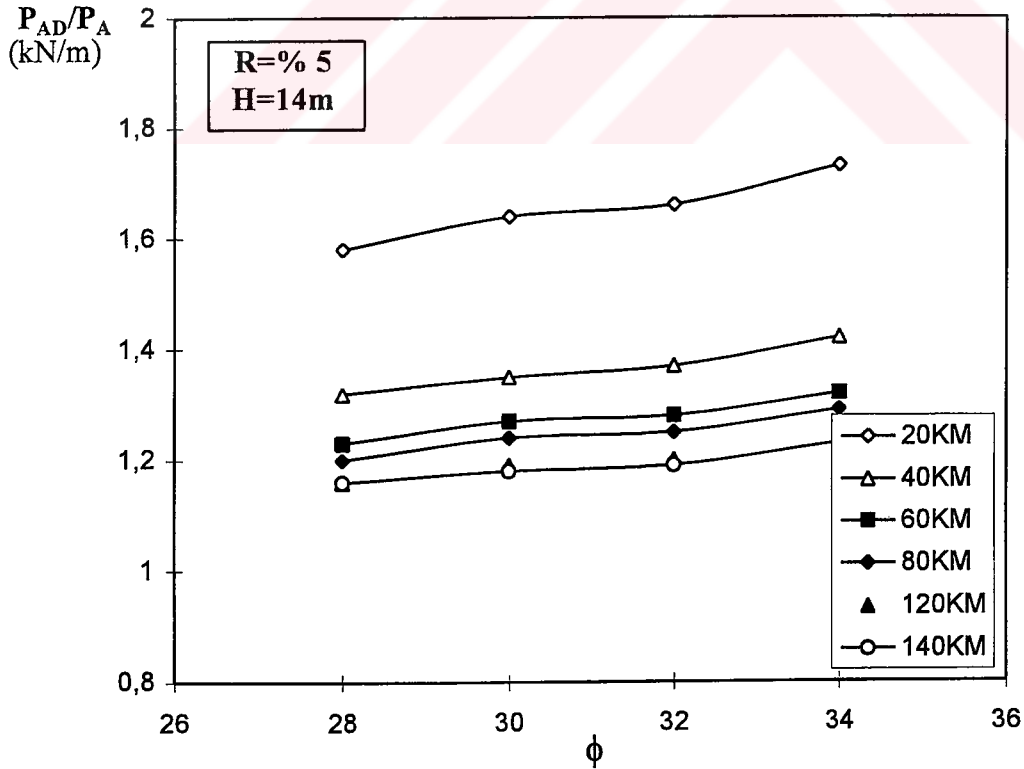
Şekil 7.21a R=% 5 , H=12m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



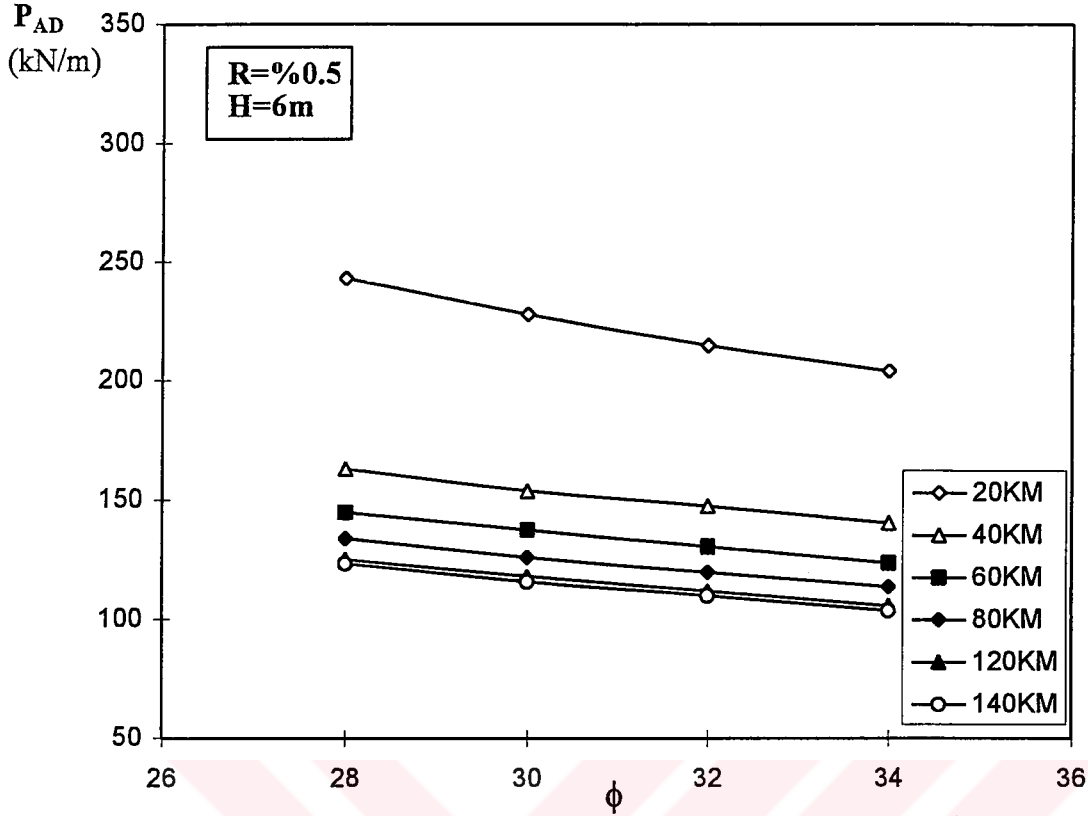
Şekil 7.21 b R=% 5 , H=12m için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{ kN/m}^3$).



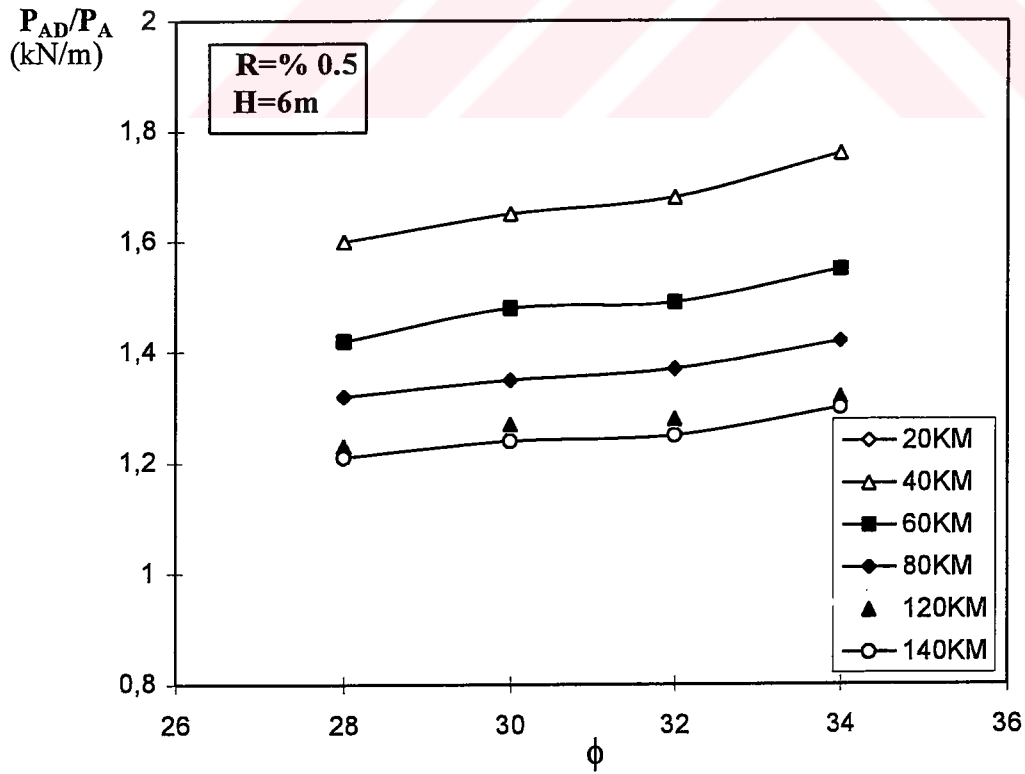
Şekil 7.22a R=%5, H=14m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



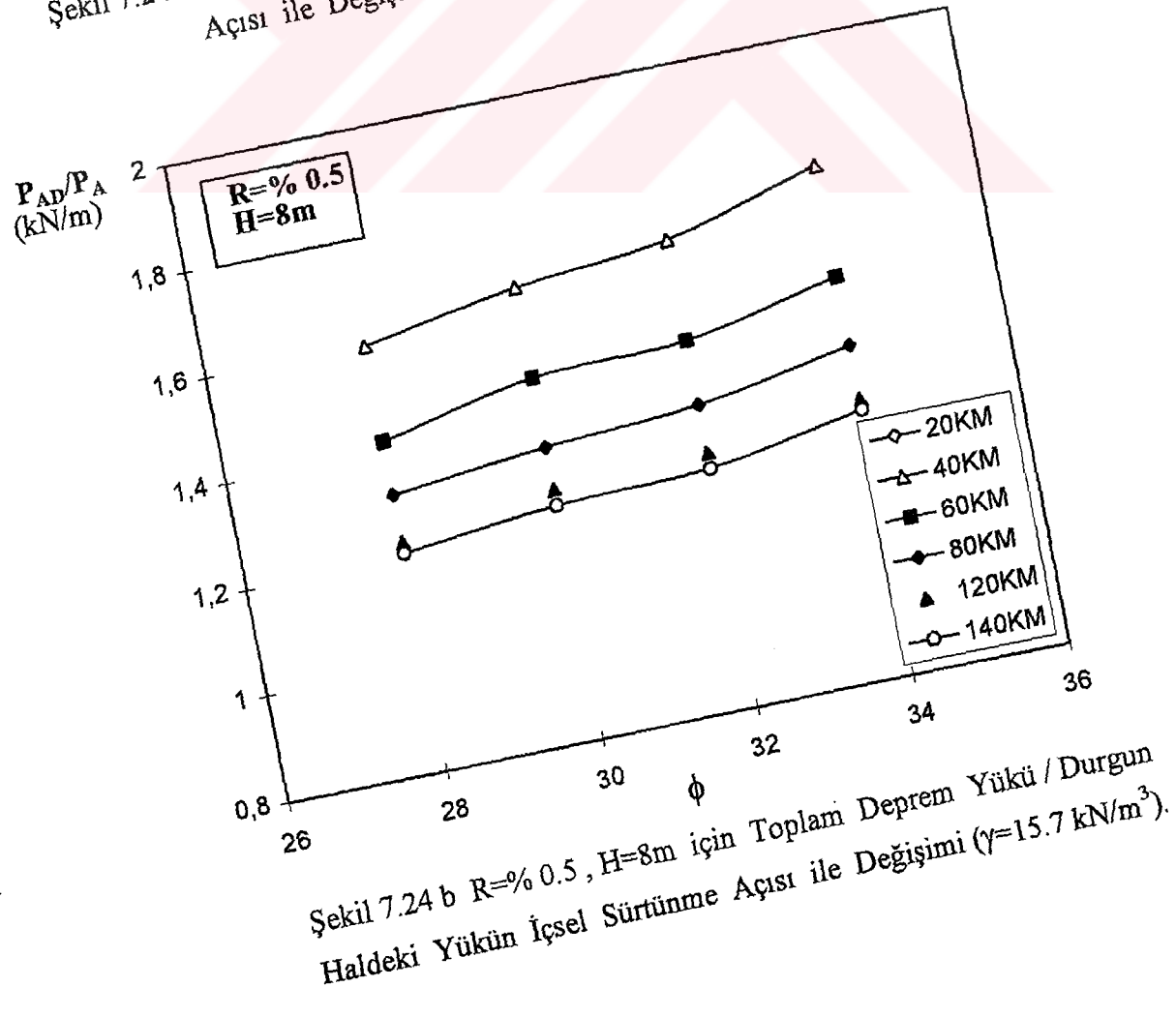
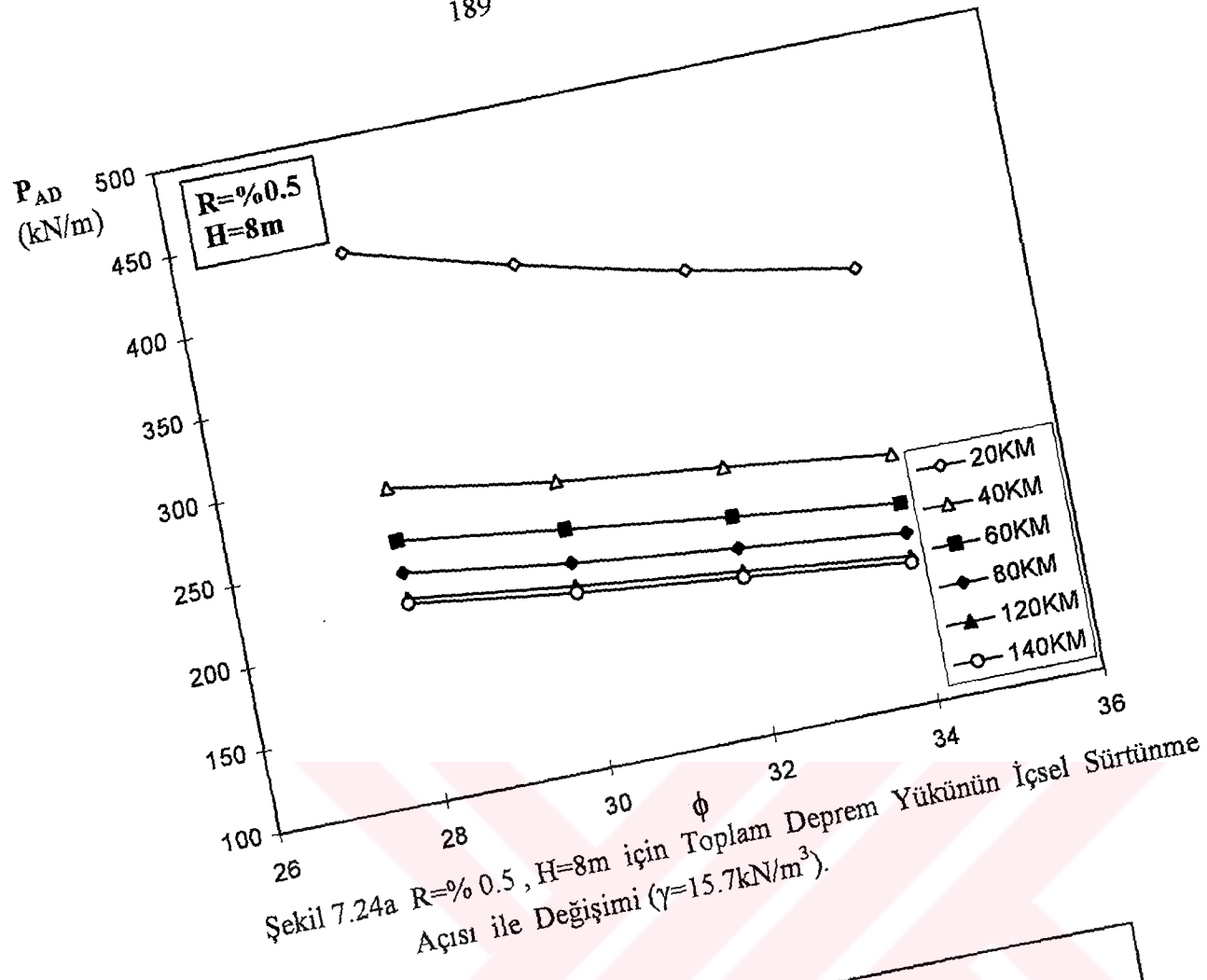
Şekil 7.22 b R=%5, H=14m için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).

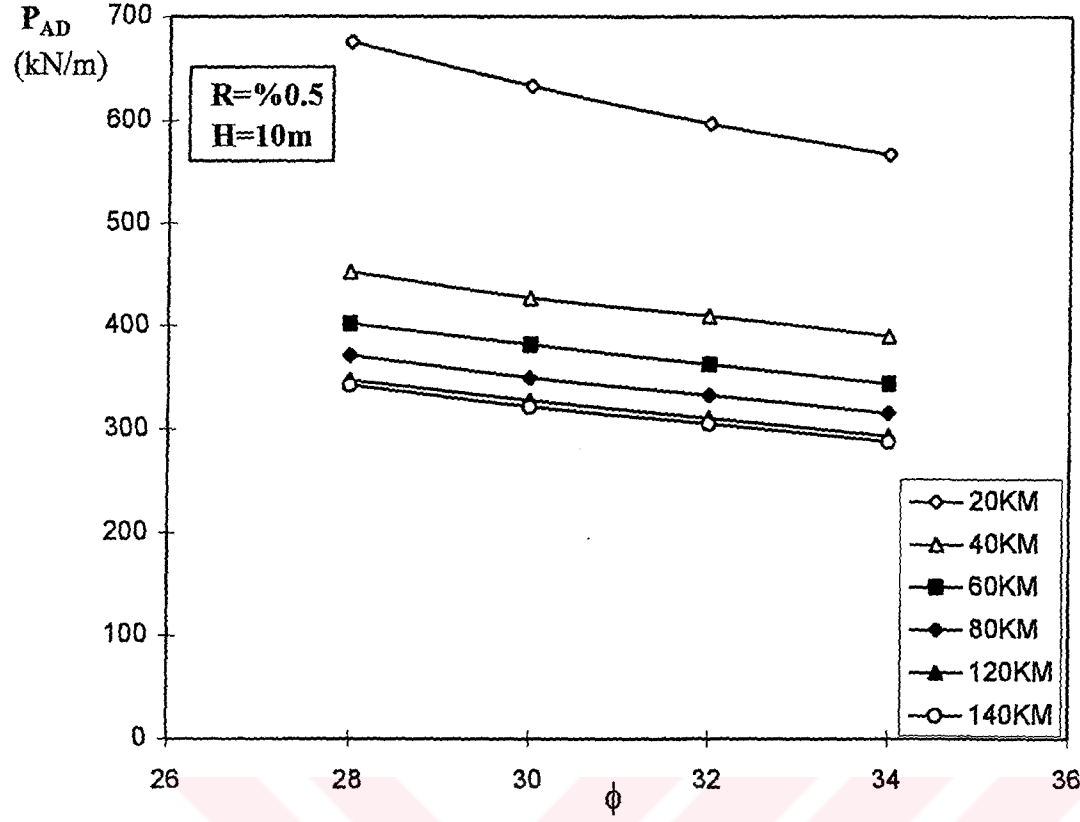


Şekil 7.23a $R=\%0.5$, $H=6m$ için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7kN/m^3$).

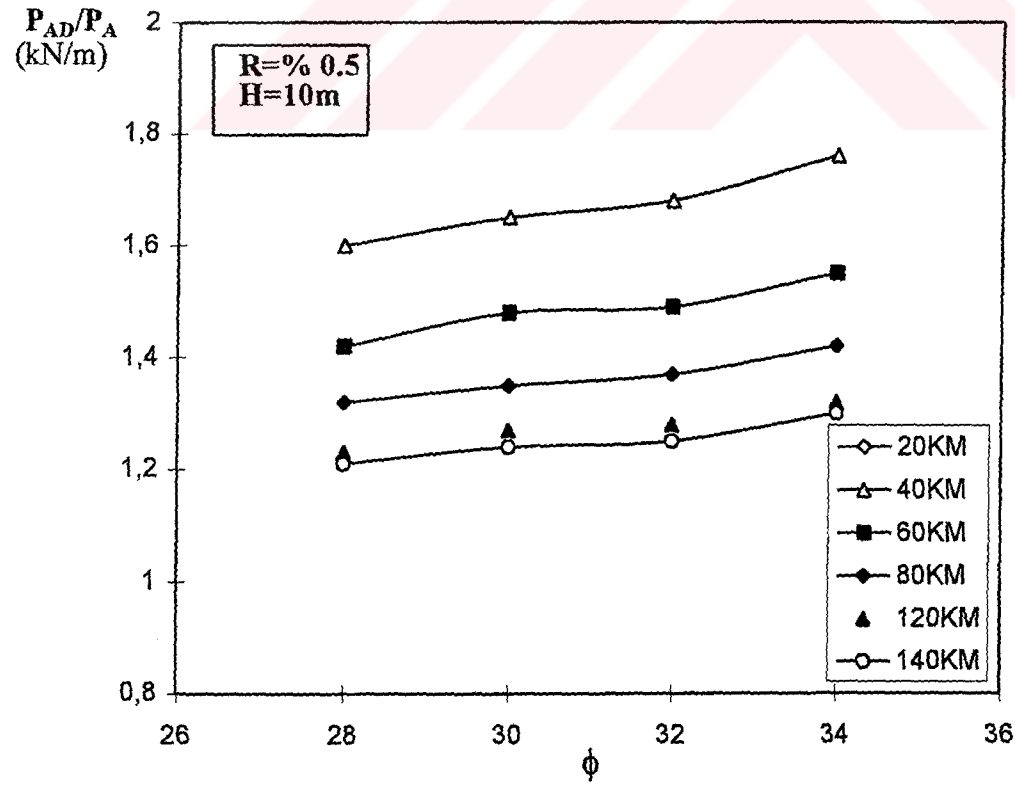


Şekil 7.23 b $R=\%0.5$, $H=6m$ için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7 kN/m^3$).

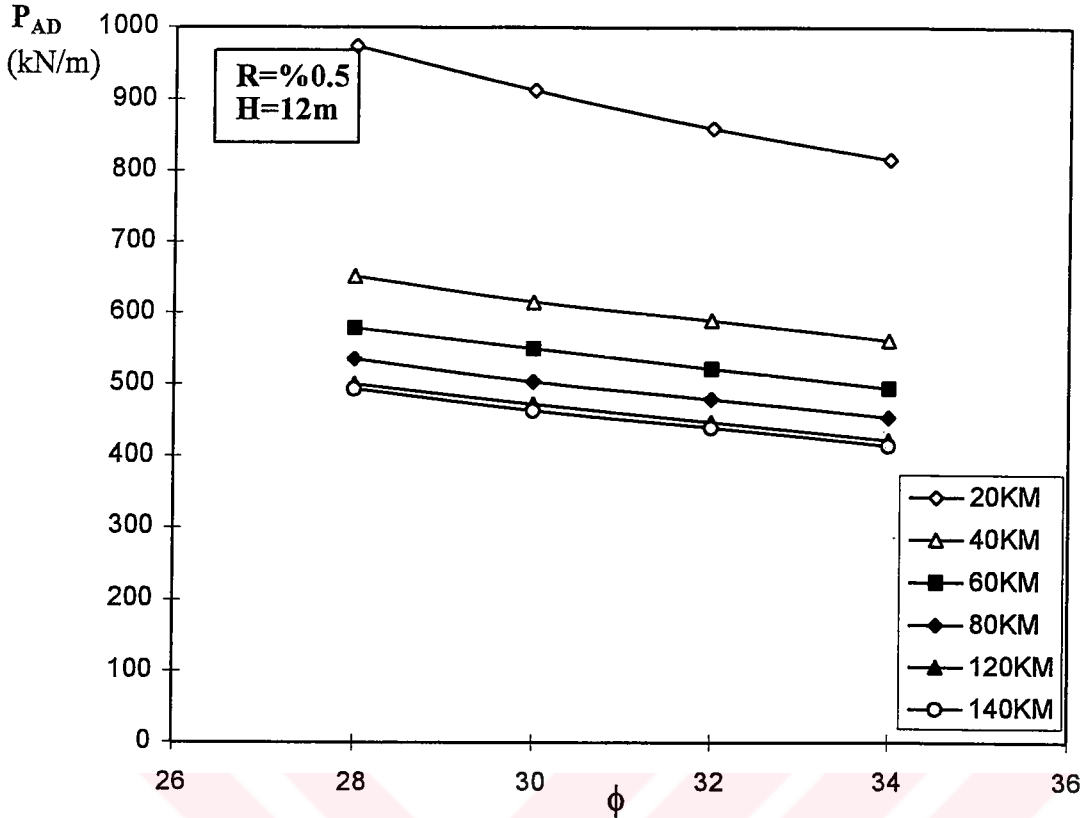




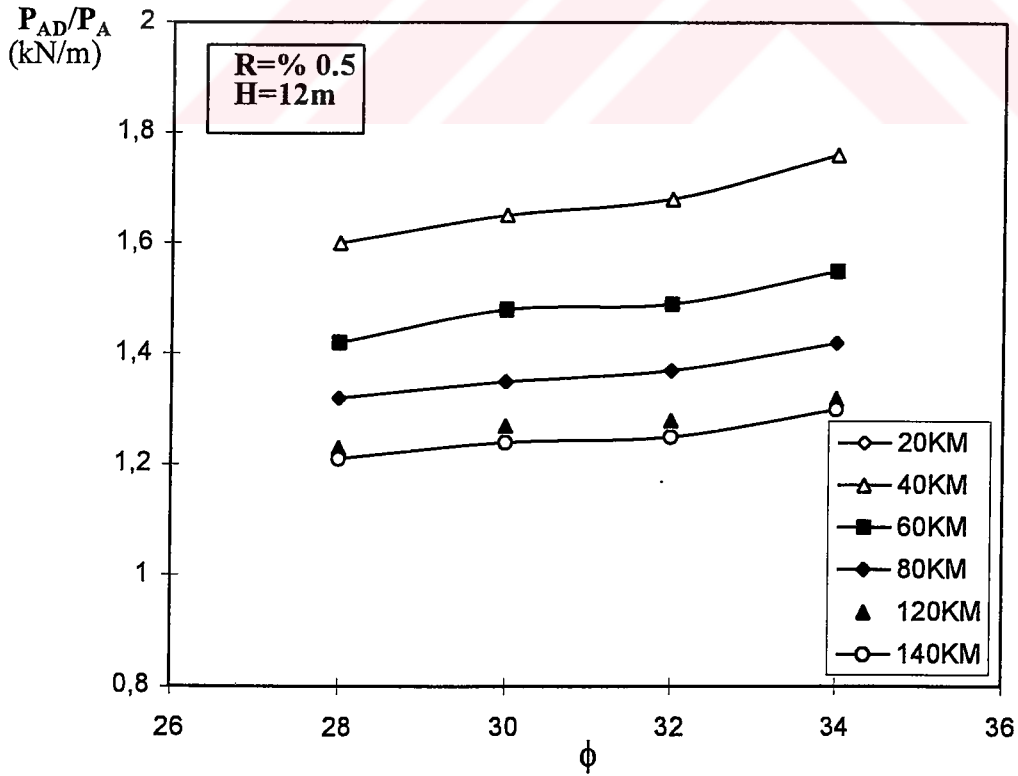
Şekil 7.25a $R=0.5$, $H=10m$ için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7kN/m^3$).



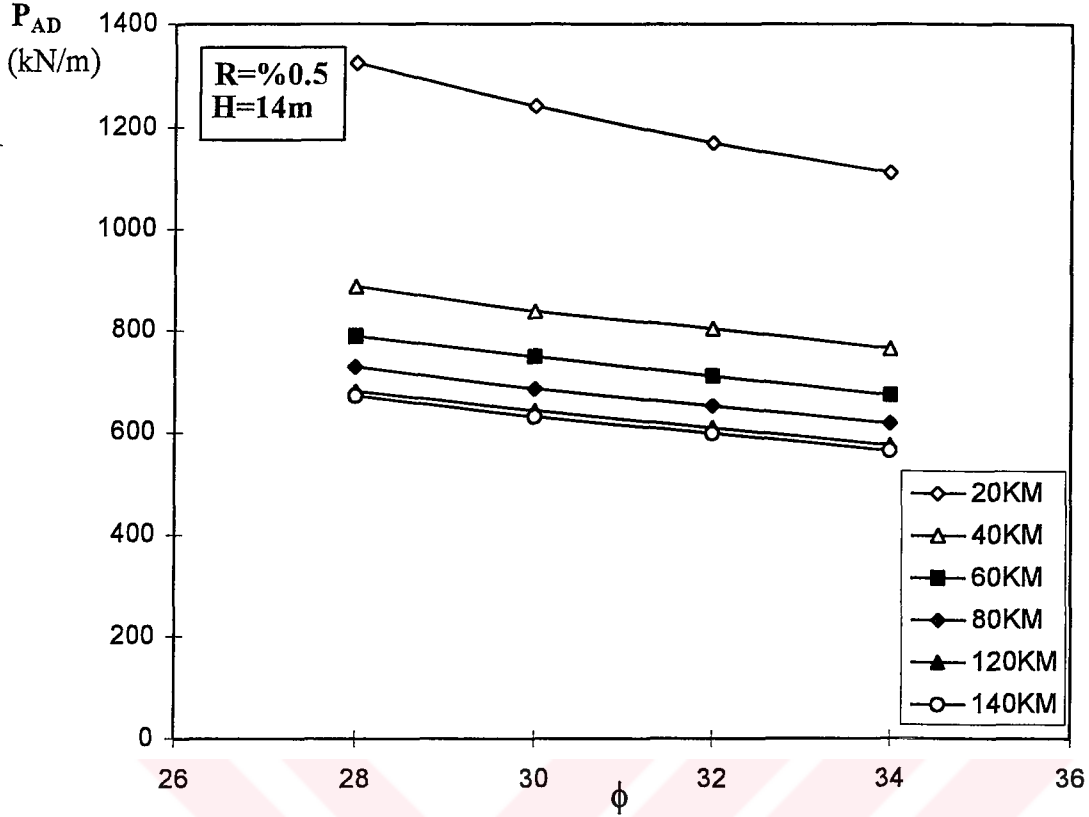
Şekil 7.25 b $R=0.5$, $H=10m$ için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7 kN/m^3$).



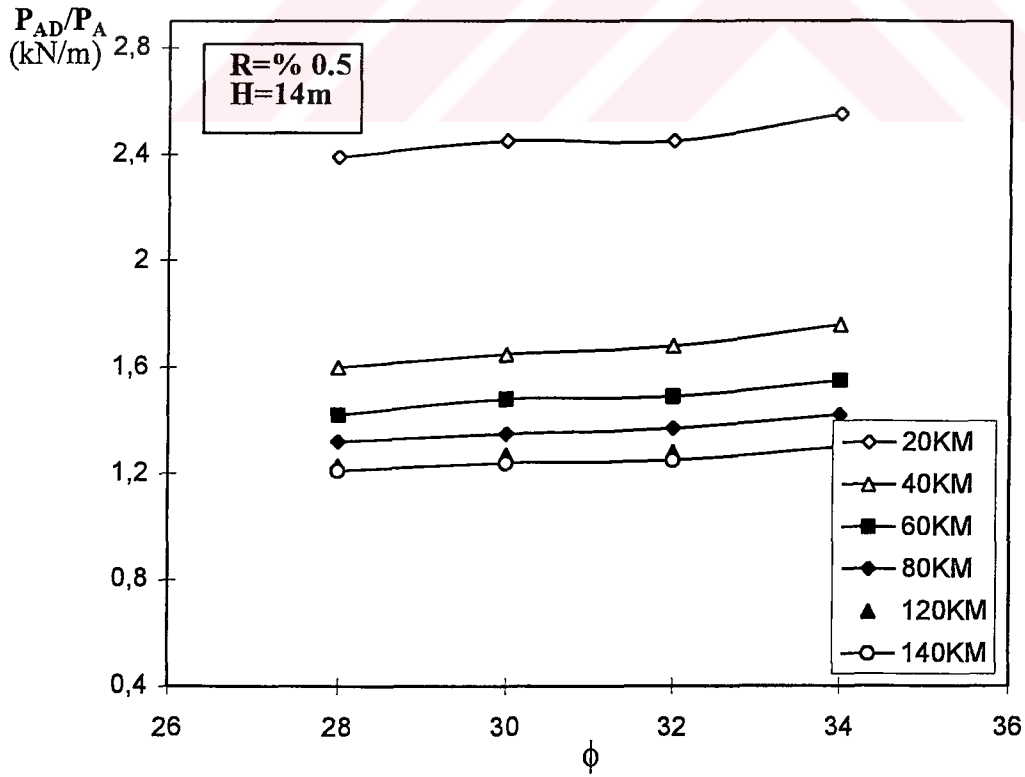
Şekil 7.26a R=% 0.5 , H=12m için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



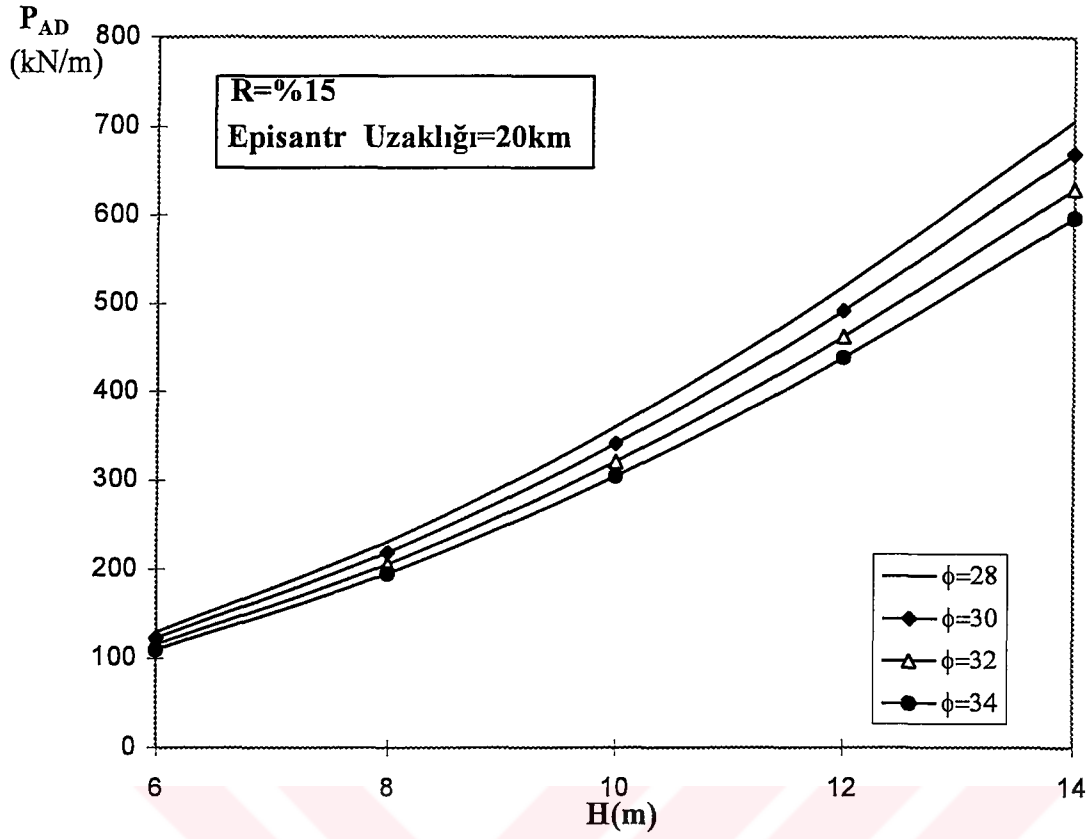
Şekil 7.26 b R=% 0.5 , H=12m için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma=15.7\text{ kN/m}^3$).



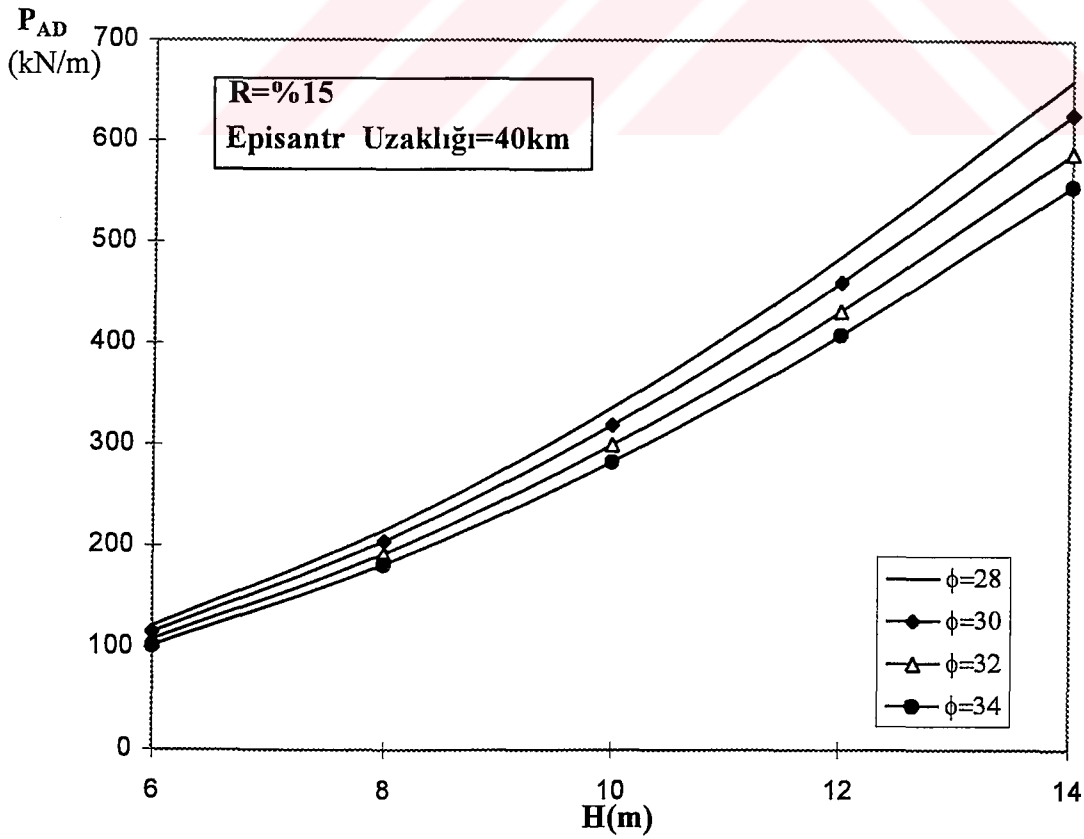
Şekil 7.27a $R = 0.5$, $H = 14m$ için Toplam Deprem Yükünün İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma = 15.7 kN/m^3$).



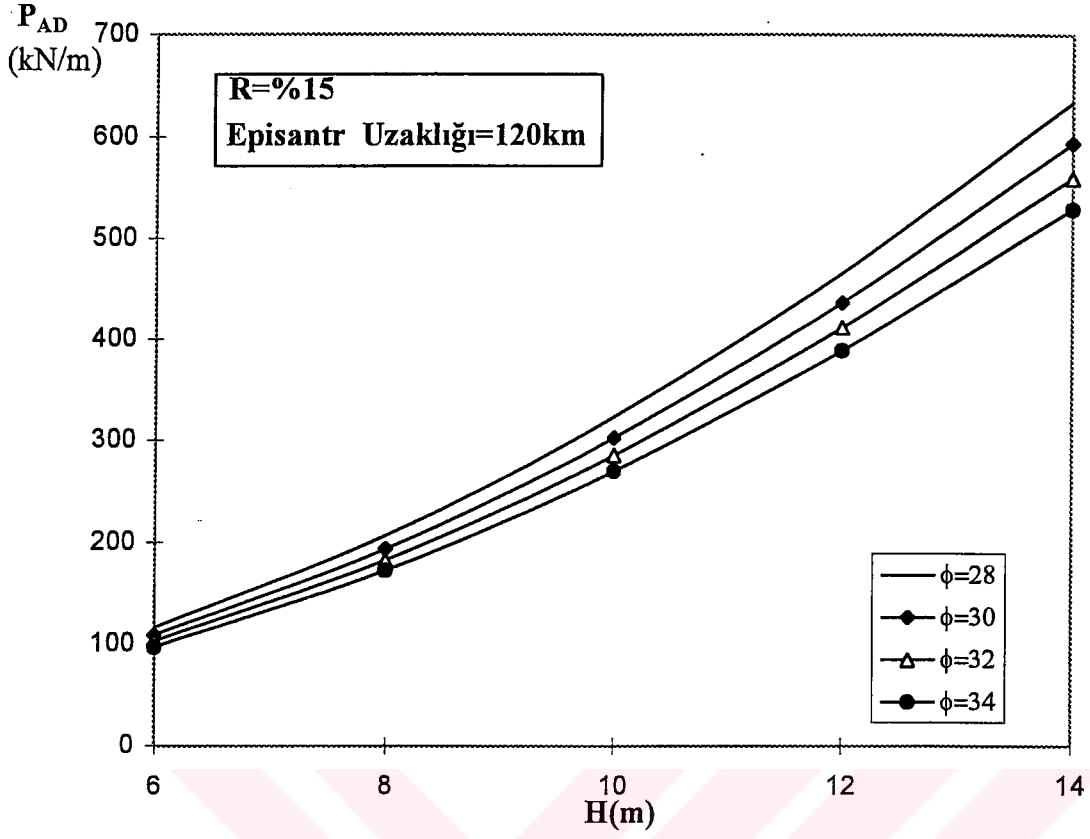
Şekil 7.27 b $R = 0.5$, $H = 14m$ için Toplam Deprem Yüğü / Durgun Haldeki Yüğü İçsel Sürtünme Açısı ile Değişimi ($\gamma = 15.7 kN/m^3$).



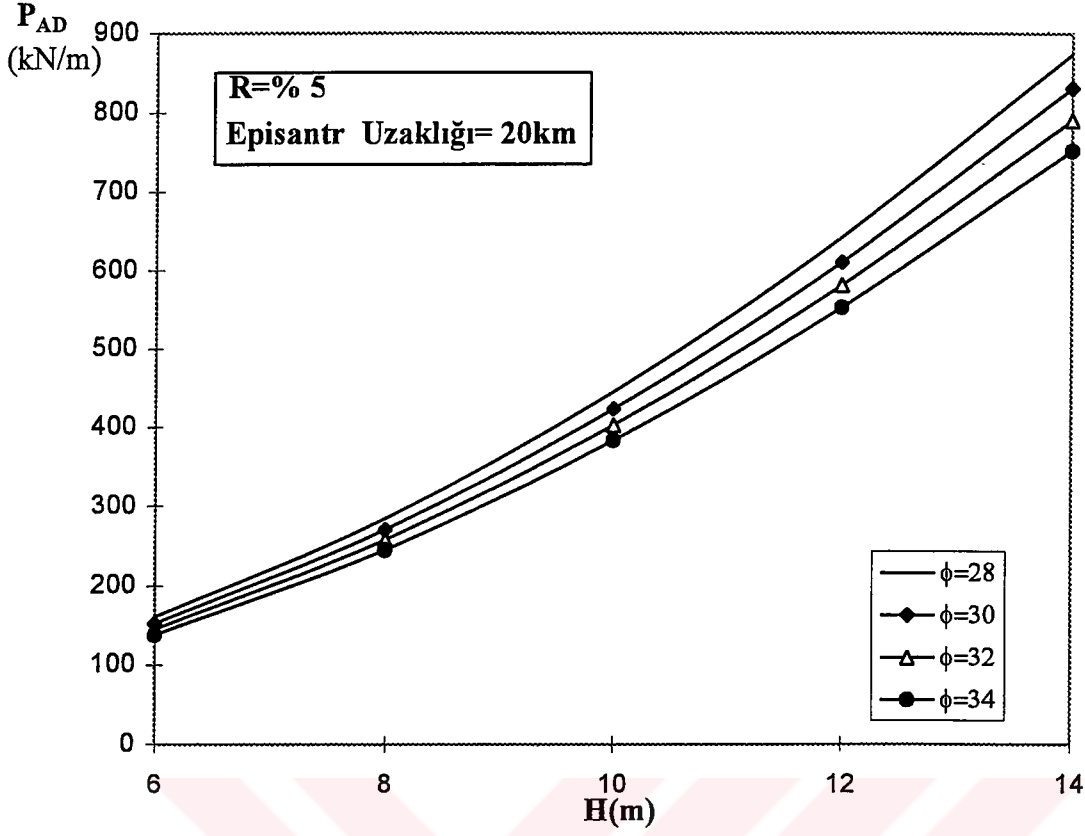
Şekil 7.28a R=%15 , Episantr Uzaklığı 20km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



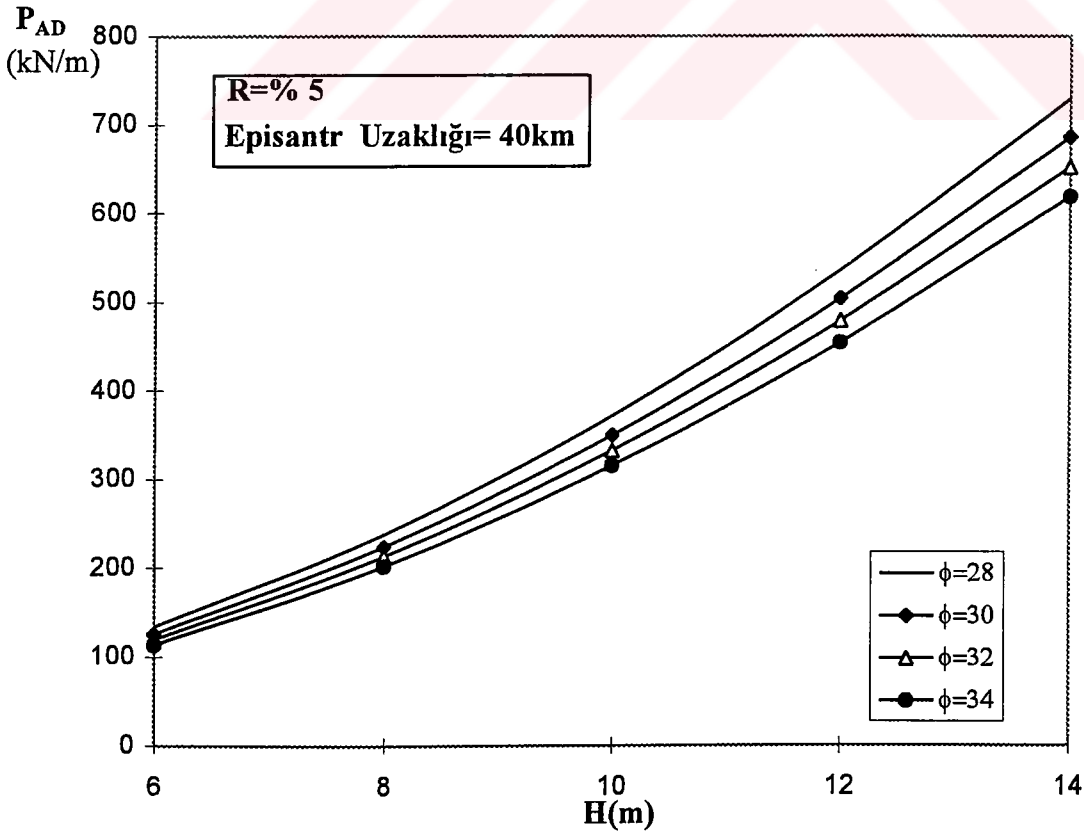
Şekil 7.28b R=%15 , Episantr Uzaklığı 40km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



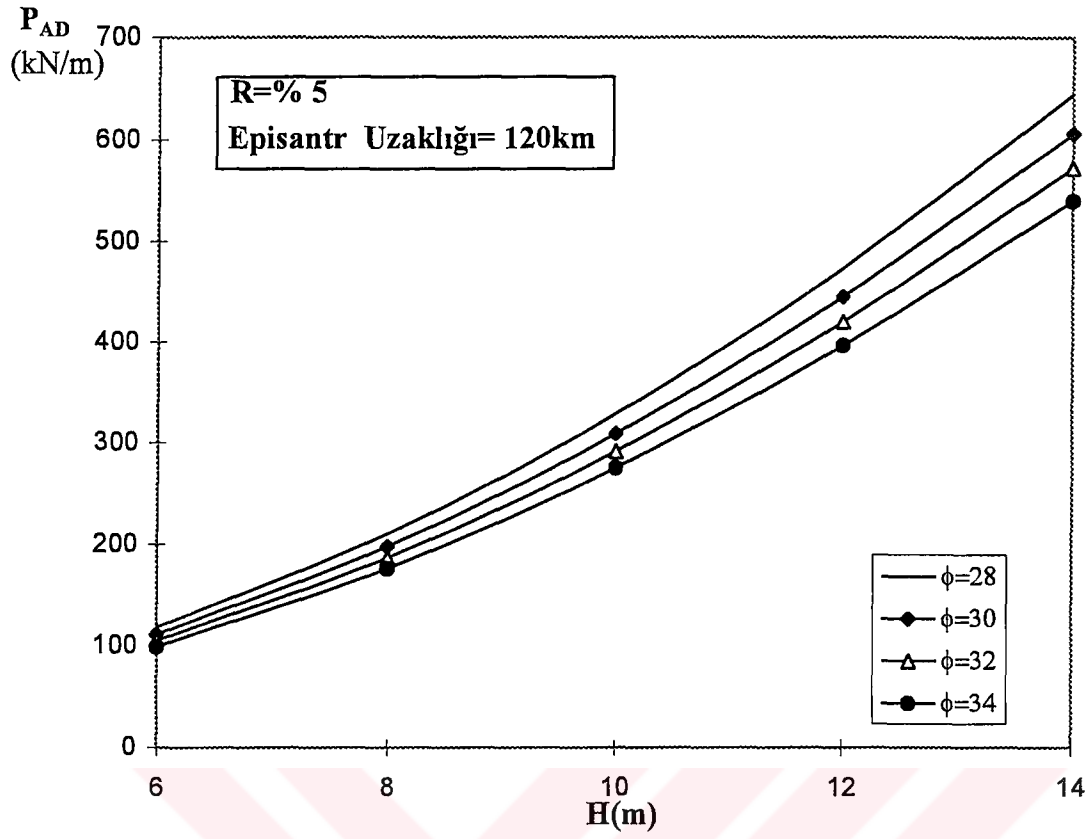
Şekil 7.28c R=%15 , Episantr Uzaklığı 120km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



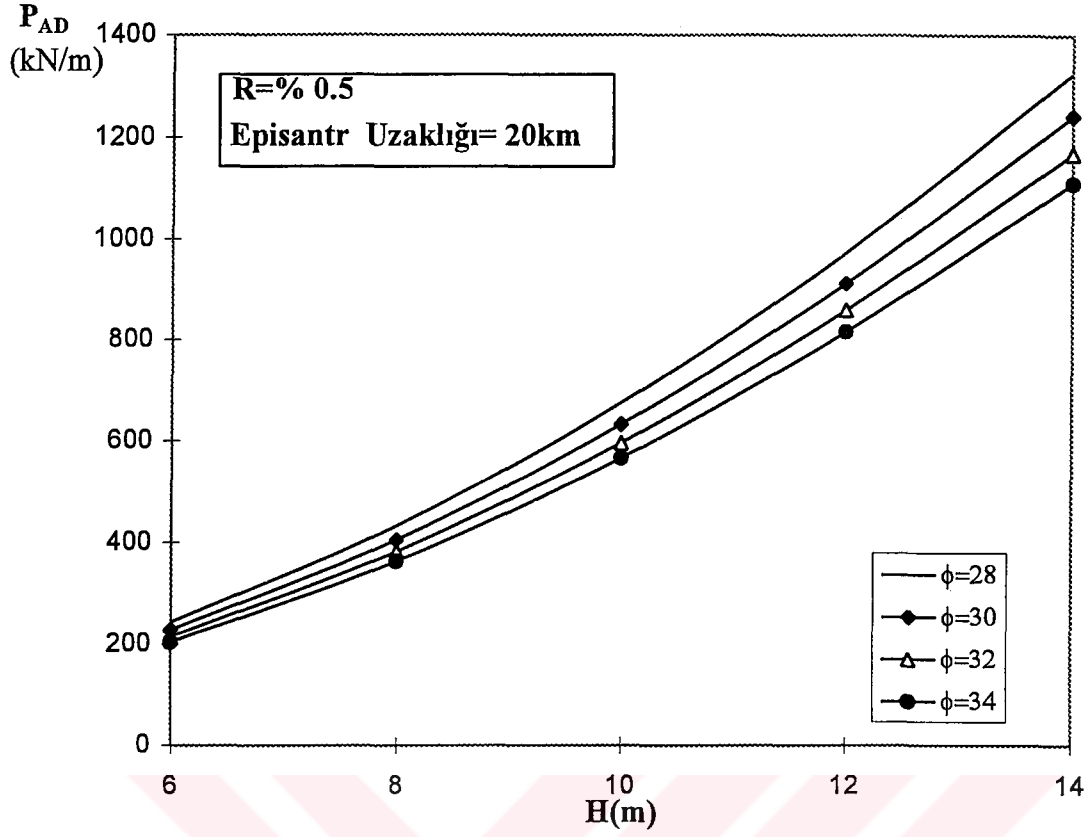
Şekil 7.29a R=% 5 , Episantr Uzaklığı 20km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



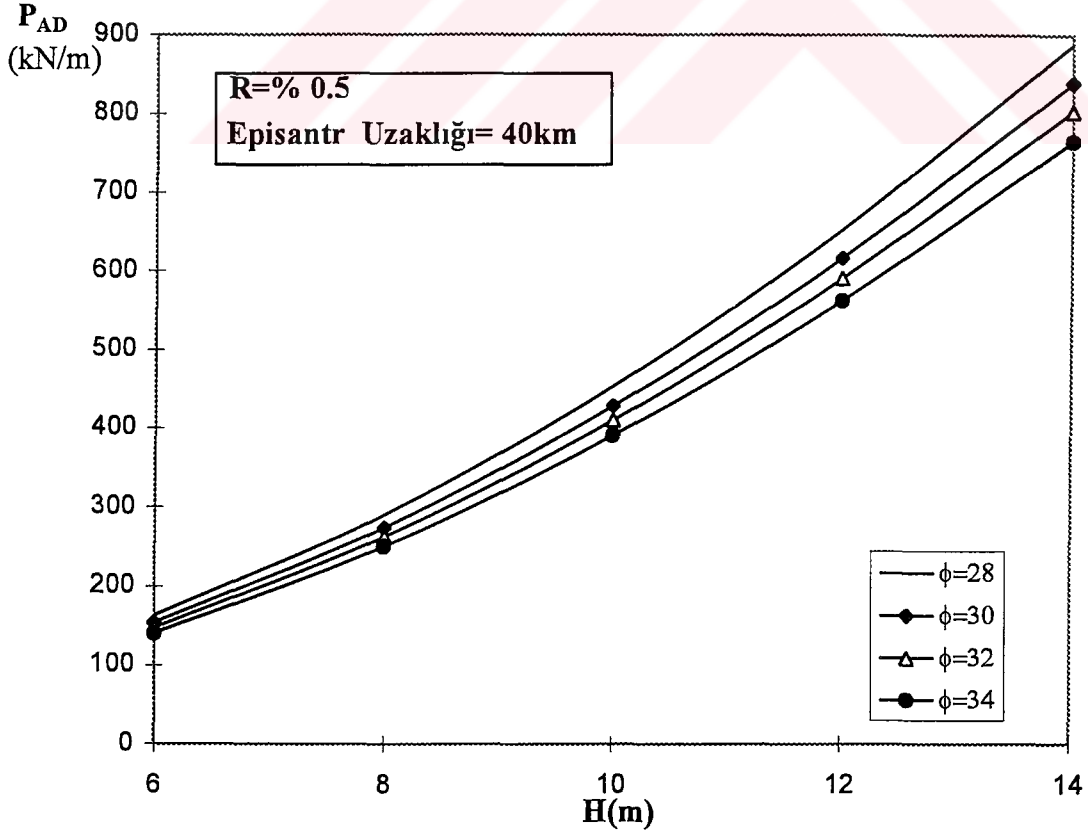
Şekil 7.29b R=% 5 , Episantr Uzaklığı 40km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



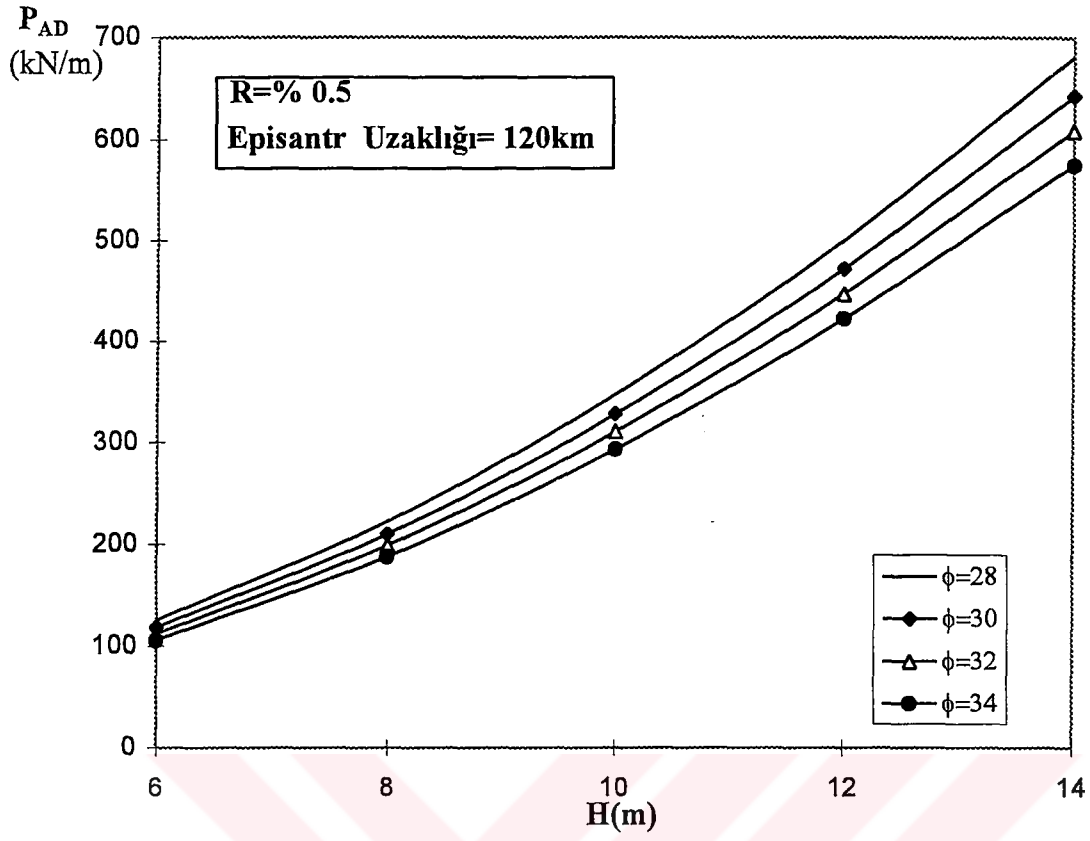
Şekil 7.29c R=% 5 , Episantr Uzaklığı 120km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



Şekil 7.30a R=% 0.5 , Episantr Uzaklığı 20km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



Şekil 7.30a R=% 0.5 , Episantr Uzaklığı 40km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).



Şekil 7.30c R=% 0.5 , Episantr Uzaklığı 120km. için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi ($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$).

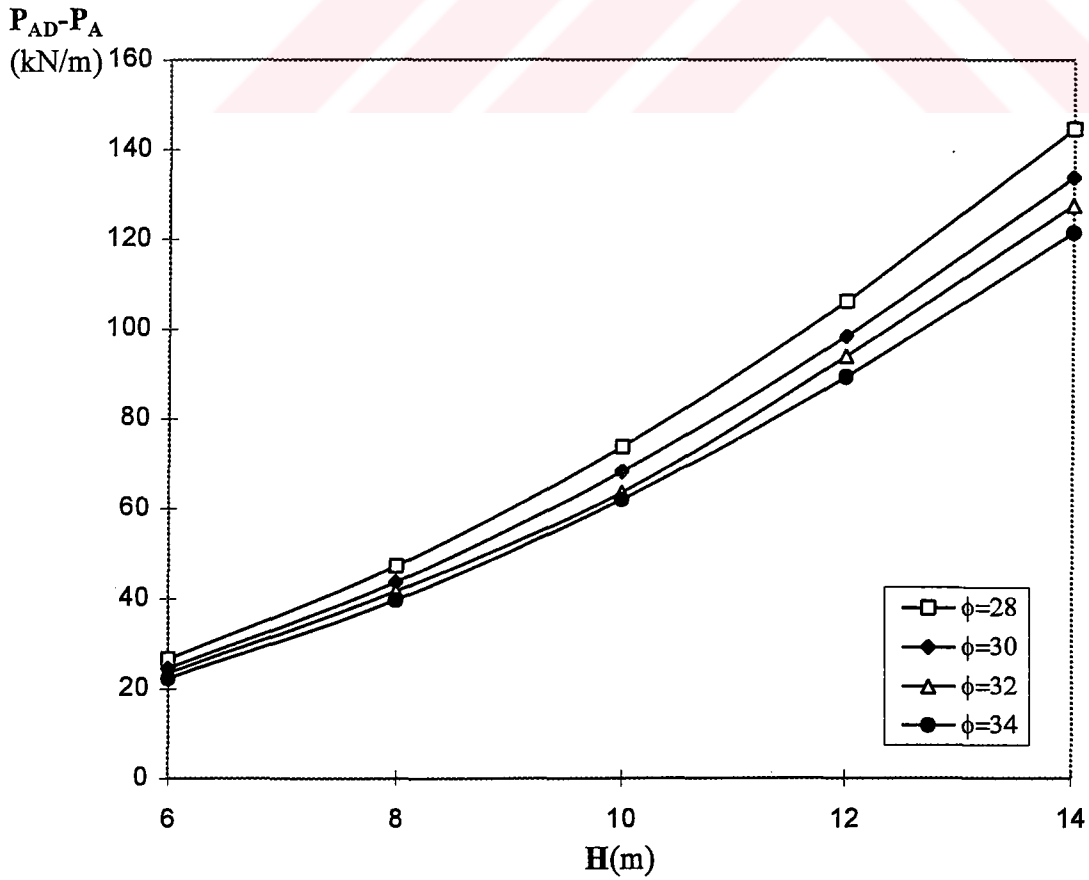
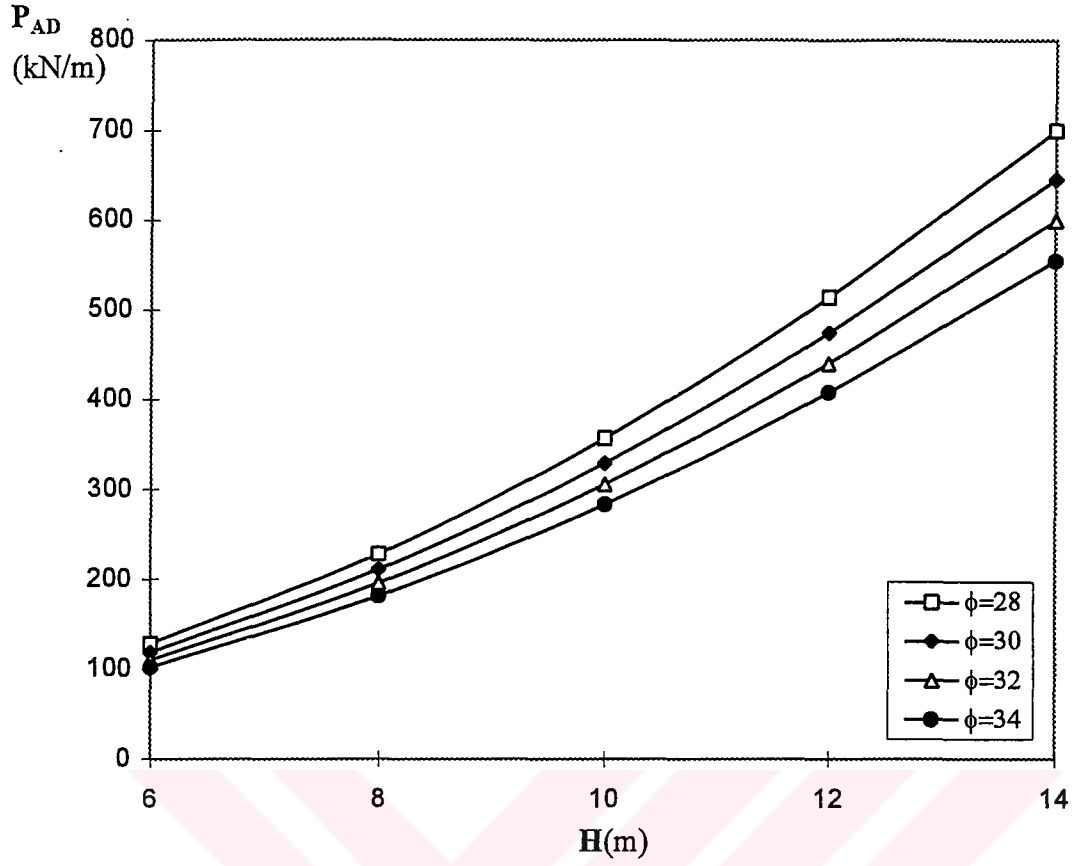
7.3 DEPREM YÖNETMELİĞİNE GÖRE ELDE EDİLEN GRAFİKLER

Toplam deprem yükünün ve sadece depremden oluşan yükün yükseklikle değişiminin Şekil 7.31a ve 7.31b’de verildiği bu grafiklerin hesabında risk olasılığı yönetmelikte olmadığı için gözönüne alınamamıştır. Bunun yerine yönetmeliğe göre ϕ içsel sürtünme açısının 1. ve 2. derece deprem bölgelerinde 6° , 3. ve 4. derece deprem bölgelerinde 4° azaltılmasını öngördüğü koşul kullanılarak ϕ açısı 6° azaltılarak hesaplar yapılmıştır. Yönetmeliğe göre deprem etkilerinin gözönüne alınması halinde zemin emniyet gerilmeleri 1., 2. ve 3. sınıf zeminlerde 1/3 kadar artırılabilir. 4. sınıf zeminlerde (dolgular, gevşek sıkılıkta veya yumuşak kıvamda zeminler) ise, zemin emniyet gerilmeleri ile, temellerde beton ve çelik emniyet gerilmeleri arttırılmaz (Kumbasar, Kip, 1992).

Yukarıda verilen bilgiler doğrultusunda İstanbul’un 2. derece deprem bölgesinde bulunduğu gözönünde bulundurularak 28° , 30° , 32° ve 34° içsel sürtünme açısı değerleri 6° azaltılarak hesaplamalar yapılmıştır. Bu iki grafik için öncelikle 6m yüksekliğindeki bir istinat duvarı için $\phi = 28^\circ$, 30° , 32° ve 34° içsel sürtünme açısına sahip zeminlerde depremsiz haldeki toprak basınçları hesaplanmıştır. Daha sonra 8m, 10m, 12m ve 14m yükseklikteki istinat duvarları için de aynı işlemler yapılmış ve depremsiz haldeki toprak basınçları değerleri elde edilmiştir. Deprem halinde oluşacak toplam toprak basıncı hesaplamaları için $\phi = 28^\circ$, 30° , 32° ve 34° olan açısı değerleri 6° azaltılarak aktif toprak basıncı katsayıları hesaplanmıştır. 6m yükseklikteki bir istinat duvarı için deprem durumunda $\phi = 28^\circ$, 30° , 32° ve 34° içsel sürtünme açısına sahip zeminlerdeki toplam deprem kuvvetleri zeminin birim hacim ağırlığı 15.7 kN/m^3 kabulü ile Coulomb denkleminden faydalanılarak hesaplanmıştır. 8m, 10m, 12m ve 14m duvar yükseklikleri için de $\phi = 28^\circ$, 30° , 32° ve 34° deki zeminler için toplam deprem yük değerleri aynı şekilde belirlenmiştir. Elde edilen bu değerlerle toplam deprem yükünün içsel sürtünme açısı ile değişiminin verildiği grafik çizilmiştir. 2. grafik içinse toplam deprem yükünden durgun haldeki toprak basıncı yükleri çıkartılmış ve içsel sürtünme açıları ile değişimle ri verilmiştir.

Deprem yönetmeliğine göre risk olasılığı alınmadan yapılan hesaplamalar sonucu çizilen iki grafik toplam deprem yükünün duvar yüksekliğiyle değişimlerini vermektedir (Şekil 7.31). İçsel sürtünme açısı 28° , 30° , 32° ve 34° için verilen grafik değerleri duvar yüksekliği arttıkça yükselmektedir. Önceki grafiklere benzer şekilde içsel sürtünme açısının artması toplam deprem yükünün azalmasıyla sonuçlanmaktadır. Değerler her içsel sürtünme açısı için birbirine yakın olmaktadır. Sadece depremden doğan yükün duvar yüksekliğiyle değişiminin verildiği 2. grafikte de aynı sonuçlar geçerli olmaktadır.

Deprem yönetmeliğinin 1998 yılında yenilenmesiyle hesaplamalar bu yönetmelik için de tekrar edilmiş ve tabloları grafikleri çizilmiştir. Bu grafikler Ek 1’de verilmektedir.



7.4 MONONOBE - OKABE METODUNA GÖRE ELDE EDİLEN GRAFİKLER (ZEMİN SUYUNUN ETKİSİ GÖZE ALINARAK)

Zemin suyunun da etkisinin ele alındığı Şekil 7.32a , 7.32b , 7.32c , 7.33a , 7.33b , 7.33c , 7.34a , 7.34b , 7.34c , 7.35a , 7.35b , 7.35c , 7.36a , 7.36b , 7.36c , 7.37a , 7.37b , 7.37c , 7.38a , 7.38b , 7.38c , 7.39a , 7.39b ve 7.39c’de gösterilen bu grafiklerde toplam deprem yükünün duvar yüksekliğiyle değişimleri 2 grup halinde sunulmuştur. Zeminin kabul edilen doygun birim hacim ağırlığı $\gamma_d=19.2 \text{ kN/m}^3$, kuru birim hacim ağırlığı $\gamma_d=16.25 \text{ kN/m}^3$, zeminin içsel sürtünme açısı ise 30° olarak alınmıştır. Grafiklerdeki H_w ; suyun zeminden olan yüksekliğini, H ise duvar yüksekliğini belirtmektedir. Grafiklerin 1. grubunda $H_w/H = 0, 0.25, 0.50, 0.75$ için toplam deprem yükünün duvar yüksekliğiyle değişimleri, risk olasılıkları %15, %5 ve %0.5 durumunda verilmiştir.

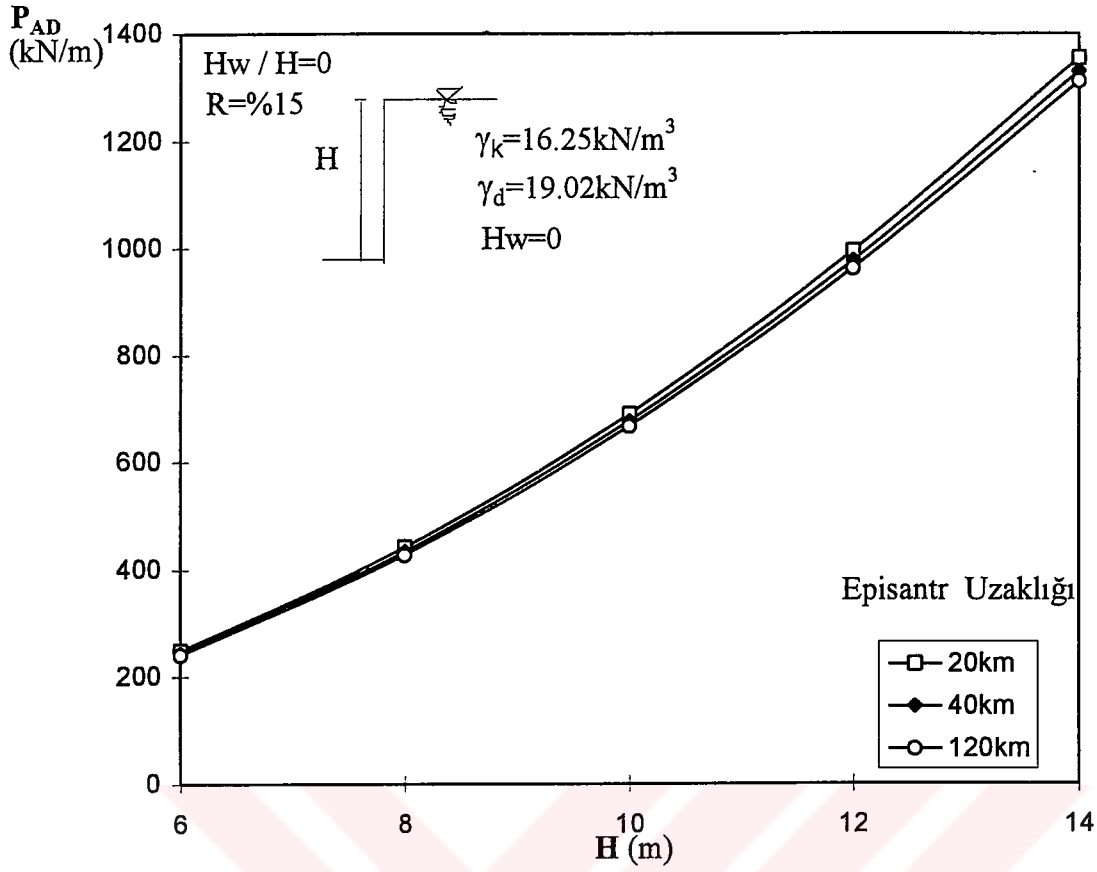
İkinci grupta ise duvar yüksekliği 6m , 10m ve 14m ile sınırlı tutularak , bu yükseklikteki duvarlardaki toplam deprem yükünün H_w/H oranı ile değişimleri verilmiştir. Her iki grupta da episantr uzaklıkları 20km , 40km ve 120km olarak alınmıştır. Hesaplamalarda öncelikle $H_w/H=0$ için $R=\%15, \%5$ ve $\%0.5$ için $H=6\text{m}, 8\text{m}, 10\text{m}, 12\text{m}$ ve 14m ’deki toplam deprem yükleri ele alınmıştır. Toplam deprem yükü Mononobe - Okabe denklemiyle bulunan toprak basıncına su basıncının eklenmesiyle bulunmuştur. Zemin birim hacim ağırlığı su seviyesi altında doygun su üstünde ise kuru olarak alınmıştır. $R=\%15$ için $H=6\text{m}$ ’deki toplam deprem kuvveti episantr uzaklıkları 20km , 40km ve 120 km için ayrı ayrı hesaplanmıştır. Kullanılan aktif toprak basıncı katsayıları $R=\%15, \%5, \%0.5$ için episantr uzaklıkları 20km , 40km ve 120km’deki katsayılarıdır. Bu katsayı değerleri daha önceki grafik hesaplamalarından alınmıştır. $R=\%15, H=6\text{m}$ için yapılan hesaplamalar $R=\%15, H=8\text{m}, 10\text{m}, 12\text{m}$ ve 14m için de tekrarlanmış ve böylece $H_w/H=0$ ’daki grafik değerleri elde edilmiştir. $H_w/H=0.25$ ve 0.50 için de aynı hesaplamalar tekrarlanmıştır. Toplam deprem yükünün H_w/H oranı ile değiştiği 2. gruptaki değerler de 1. grubun hesaplamalarındaki sonuçlardan faydalanılarak $H=6\text{m}, 10\text{m}$ ve 14m için çizilmiştir.

Bu grafiklerde su seviyesinin duvar yüksekliğine oranı 0 , 0.25 0.5 ve 0.75 değerini almaktadır. Suyun zemin yüzeyinde olduğu ; su seviyesinin duvar yüksekliğine oranının 0 olduğu grafikler $R=\%15, \%5$ ve $\%0.5$ için çizilmiştir. Bu grafiklerde $R=\%15$ ’de episantr uzaklıkları 20km , 40km ve 120km için birbirine çok yakın olan değerler risk olasılığı azaldıkça birbirinden uzaklaşmakta fakat bu uzaklaşma çok fazla olmamaktadır. Risk olasılığı azaldıkça ve duvar yüksekliği arttıkça yük değerleri fazlalaşmaktadır. Su seviyesinin duvar yüksekliğine oranının 0.25 olduğu grafiklerde de yük duvar yüksekliğiyle ve risk olasılığının azalmasıyla artmaktadır.

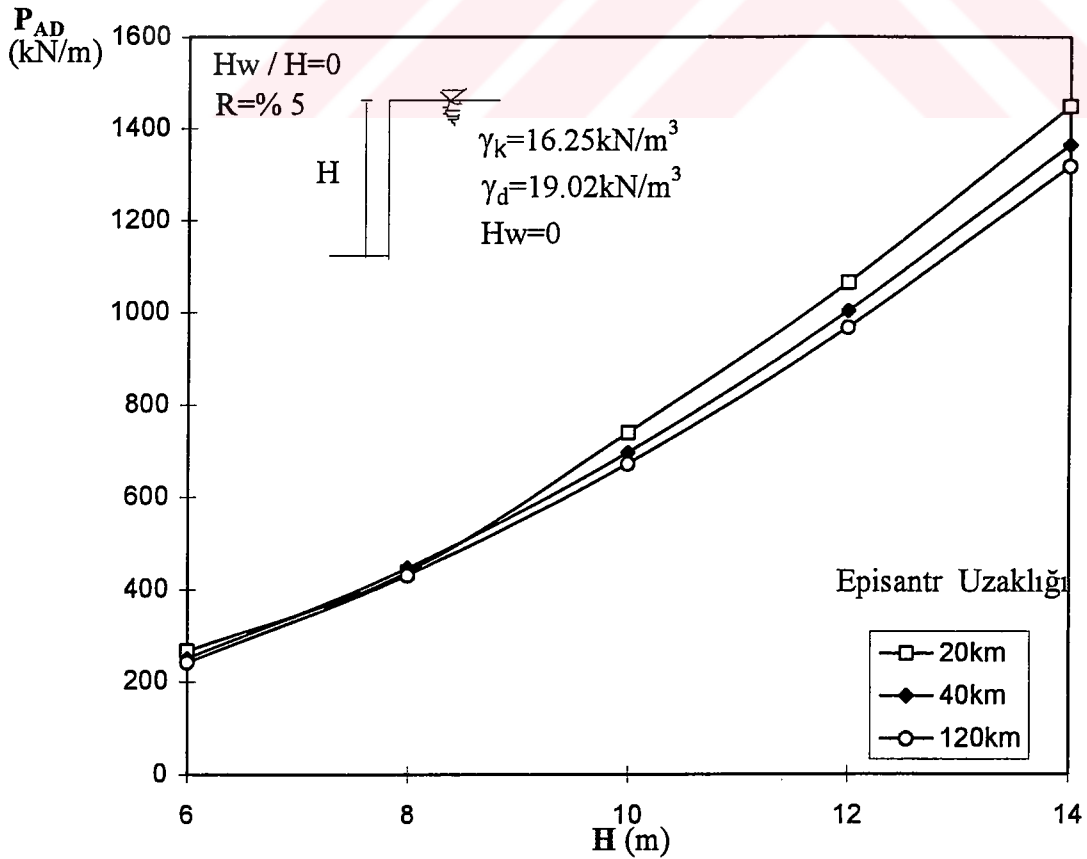
Bu grafikler suyun zemin seviyesinde olduğu grafiklerle karşılaştırılırsa yük değerlerinin düştüğünü görmekteyiz. aynı şekilde episantr uzaklığı fazlaştıkça toplam deprem yükü düşmekte ve risk olasılığı azaldıkça birbirlerinden ayrılmaktadır. Bu ayrılma suyun zeminden aşağıya inmesiyle fazlaştırmaktadır. Su seviyesinin duvar yüksekliğine oranının 0.50 ve 0.75 olduğu grafiklerde de sonuçlar aynıdır.

Aynı değerlerle çizilen toplam deprem yükü - (H_w/H) grafikleri de $R=15\%$, 5% ve 0.5% için episantr uzaklıkları 20km, 40km ve 120km'de çizilmiştir. Bu grafiklerde duvar yüksekliği 6m, 10m ve 14m olarak alınmıştır. $H=6m$ yükseklikteki duvarda değerler H_w/H 0.75'e kadar düşmüş daha sonra hafif bir artış göstermiştir. Bu durum diğer duvar yükseklikleri ve risk olasılıkları için de geçerlidir. Episantr uzaklığının artmasıyla değerler düşmekte, duvar yüksekliğinin artmasıyla da fazlaştırmaktadır. Risk olasılığı 15% 'de birbirine yakın değerler taşıyan toplam deprem yükü risk olasılığı azaldıkça birbirinden ayrılmaktadır.

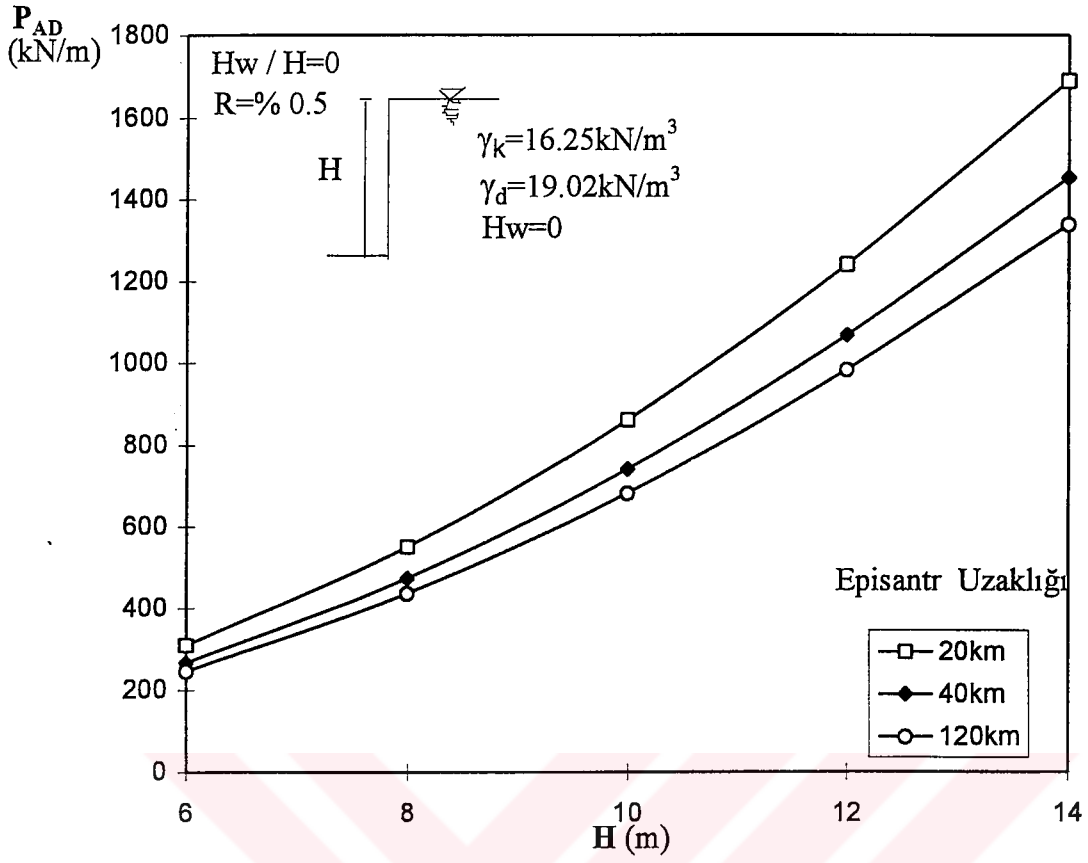
Suyun etkisinin gözönüne alınmadığı grafiklerle bu etkinin ele alındığı grafikler karşılaştırılırsa; episantr uzaklığının fazlaştırmasıyla değerlerin her ikisinde de düştüğünü ve duvar yüksekliğinin artmasıyla da fazlaştırmayı görmekteyiz. Suyun etkisinin alındığı grafik değerleri her risk olasılığı için daha fazla olmaktadır. Buna karşılık suyun etkisinin alındığı grafiklerdeki toplam yük değerleri birbirine yakın dağılımlar gösterirken su etkisinin alınmadığı grafiklerde 20km'deki değerler farklılık göstermektedir. Bu grafiklerdeki değerler su etkisinin alındığı grafiklerde iki katına ulaşmaktadır.



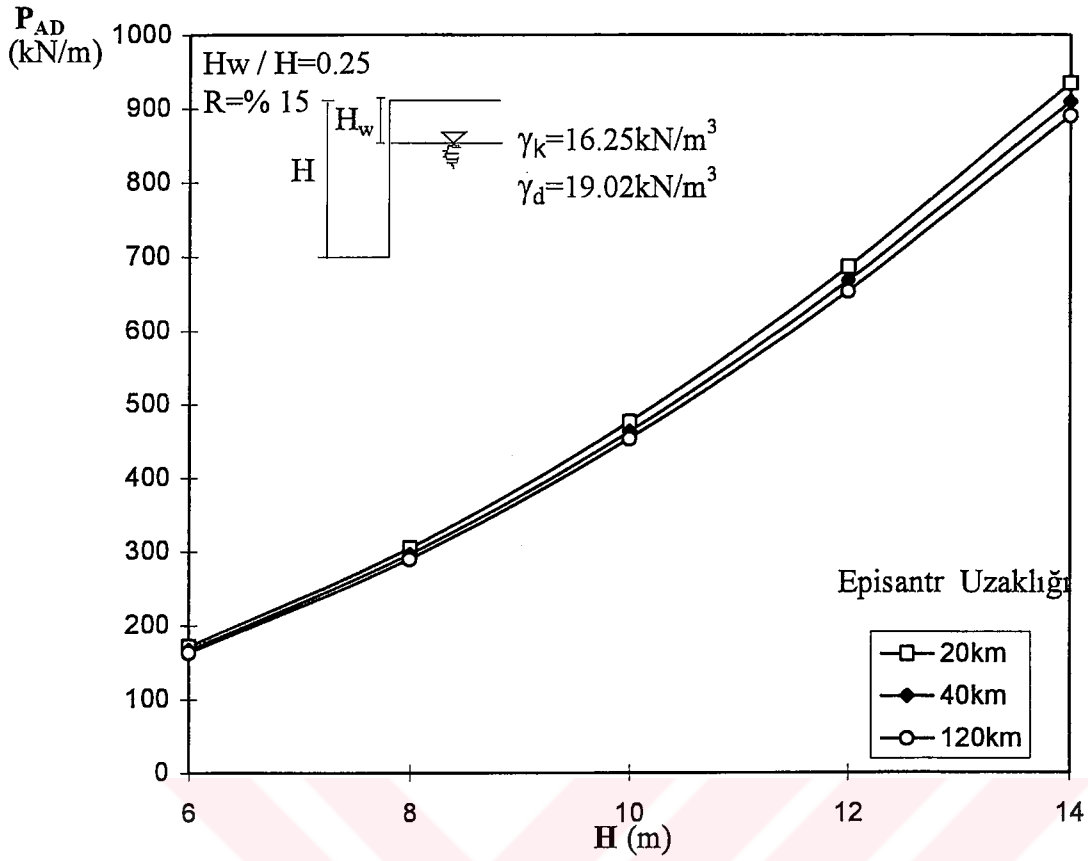
Şekil 7 32a $H_w/H=0$ Durumunda $R=\%15$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.



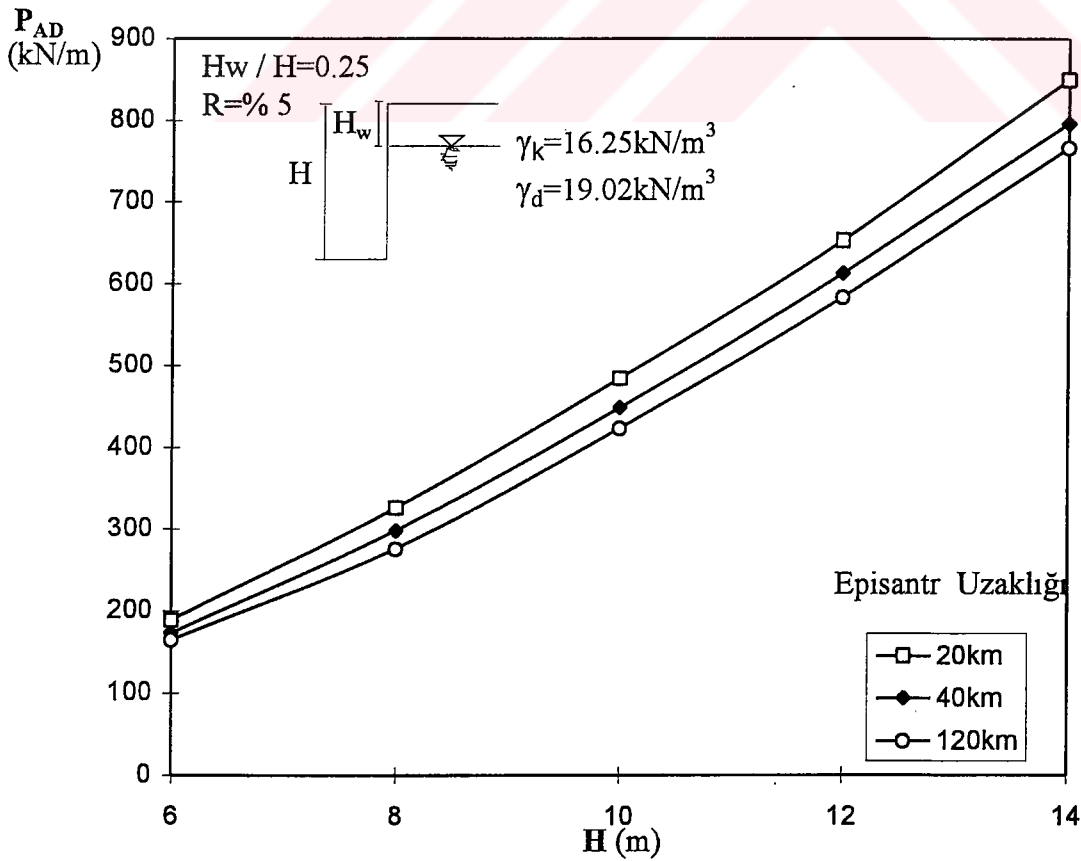
Şekil 7 32b $H_w/H=0$ Durumunda $R=\%5$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.



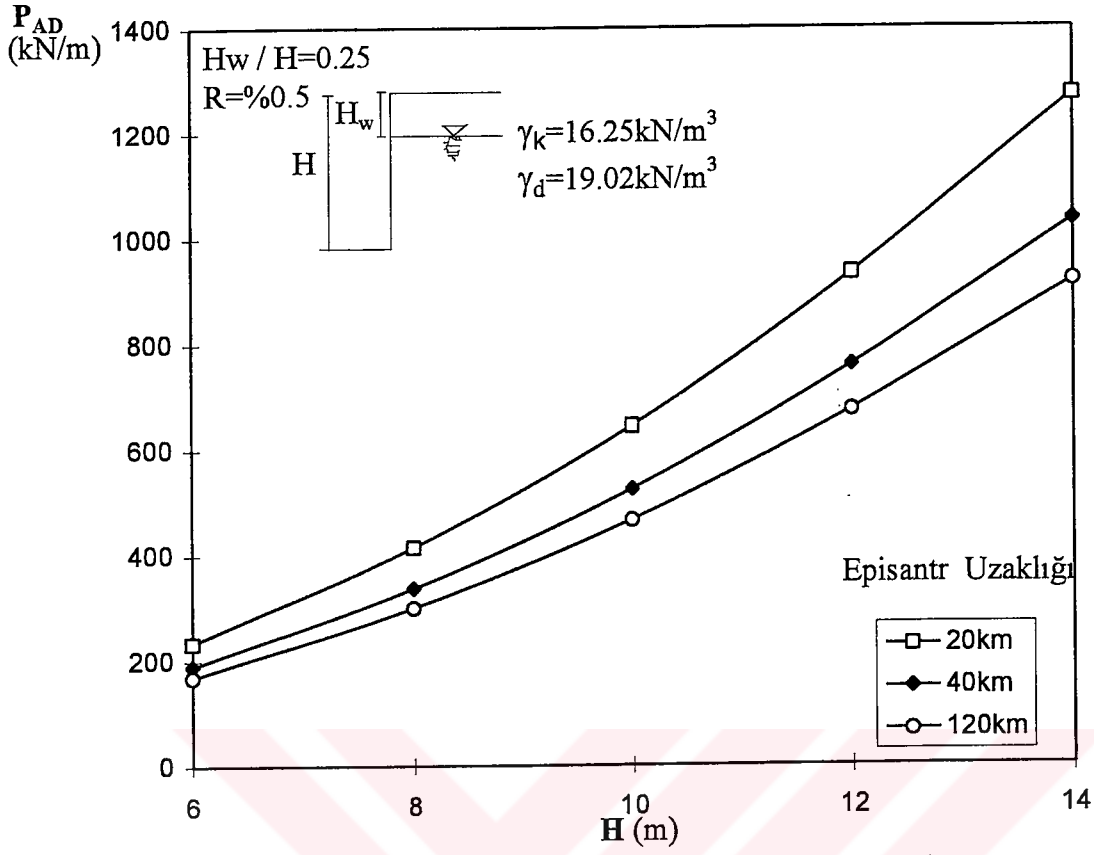
Şekil 7 32c $H_w/H=0$ Durumunda $R=\%0.5$ için Toplam Deprem Yükünü Yükseklikle Değişimi.



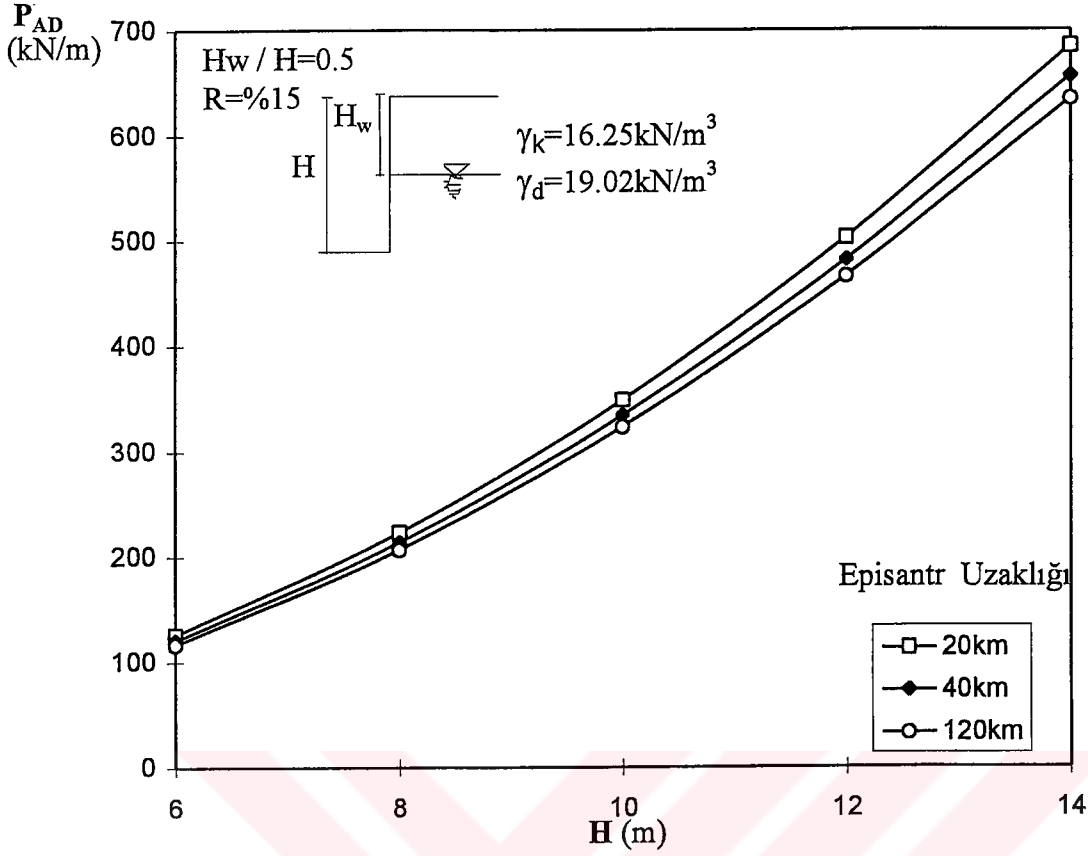
Şekil 7 33a $H_w/H=0.25$ Durumunda $R=\% 15$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.



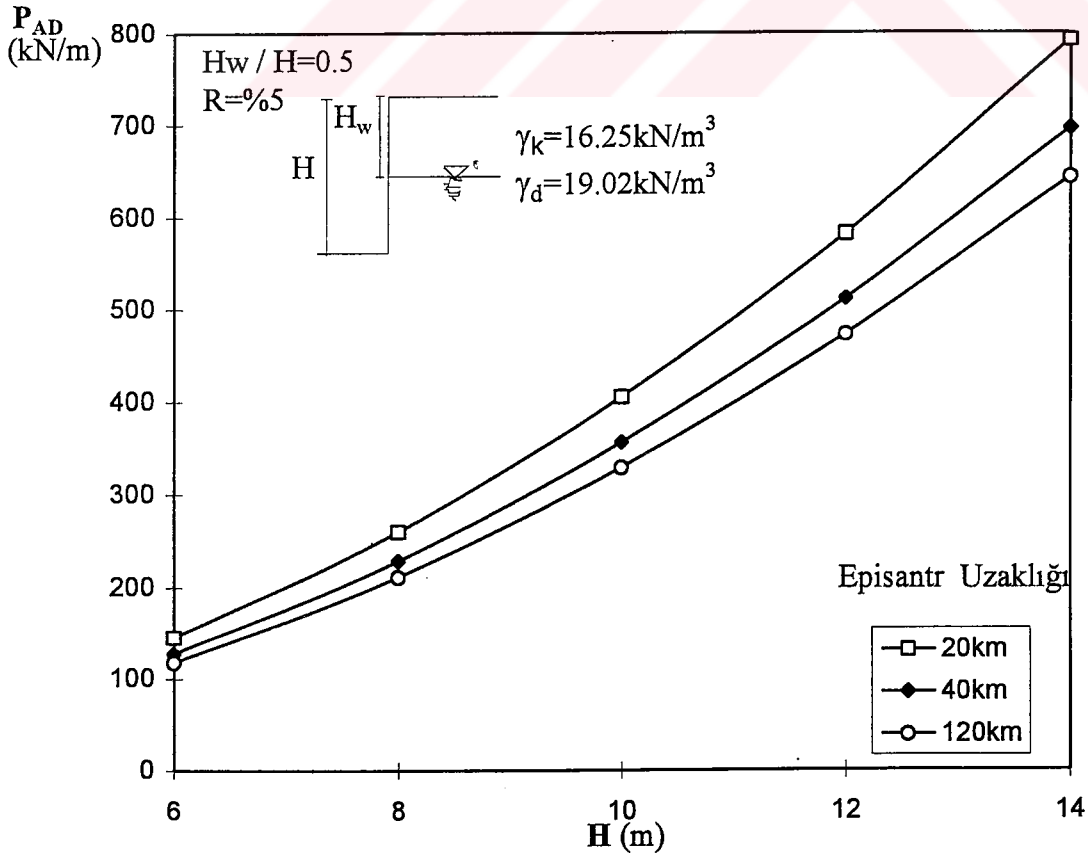
Şekil 7 33b $H_w/H=0.25$ Durumunda $R=\% 5$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.



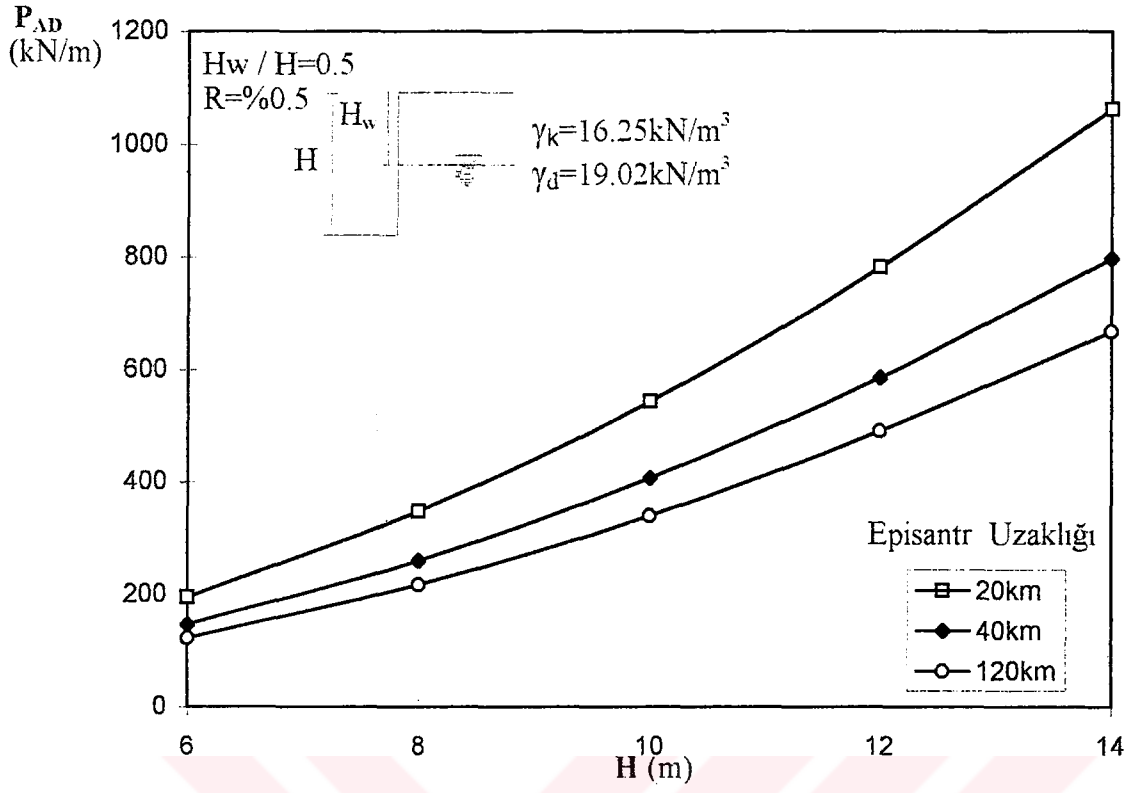
Şekil 7 33c $H_w/H=0.25$ Durumunda $R=\%0.5$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.



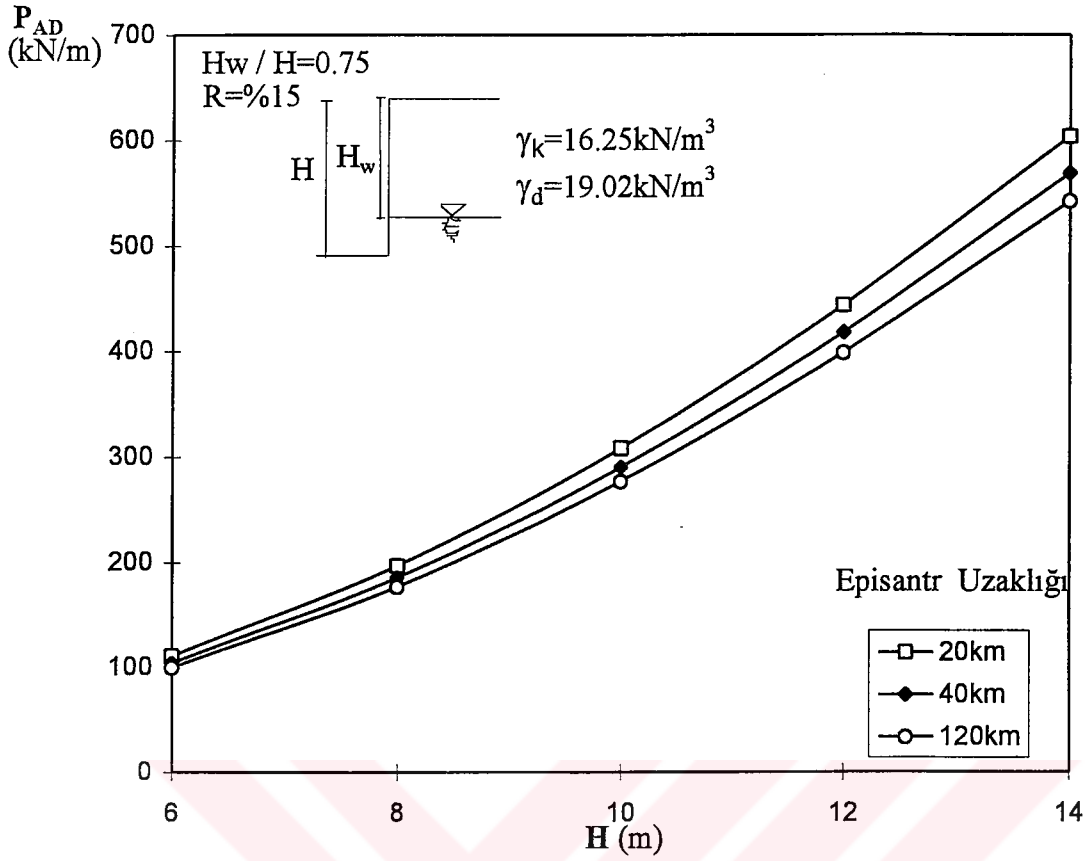
Şekil 7 34a $H_w/H=0.5$ Durumunda $R=\%15$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.



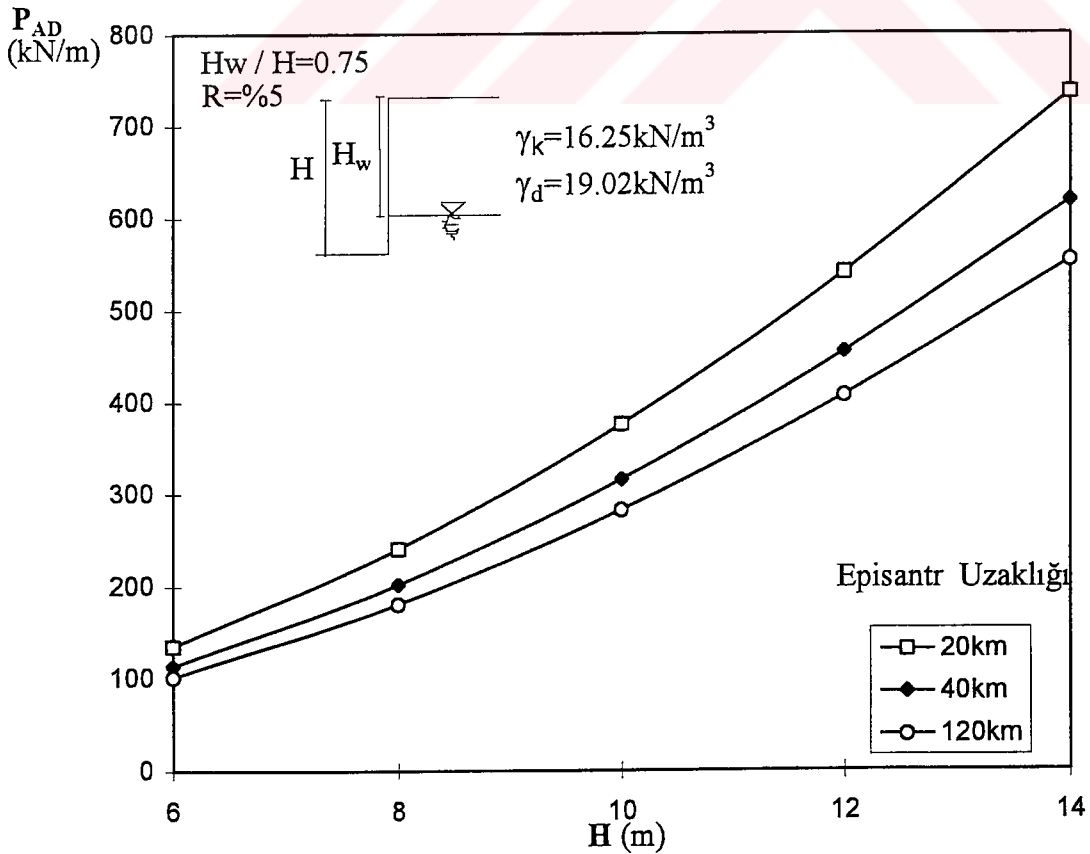
Şekil 7 34b $H_w/H=0.5$ Durumunda $R=\%5$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.



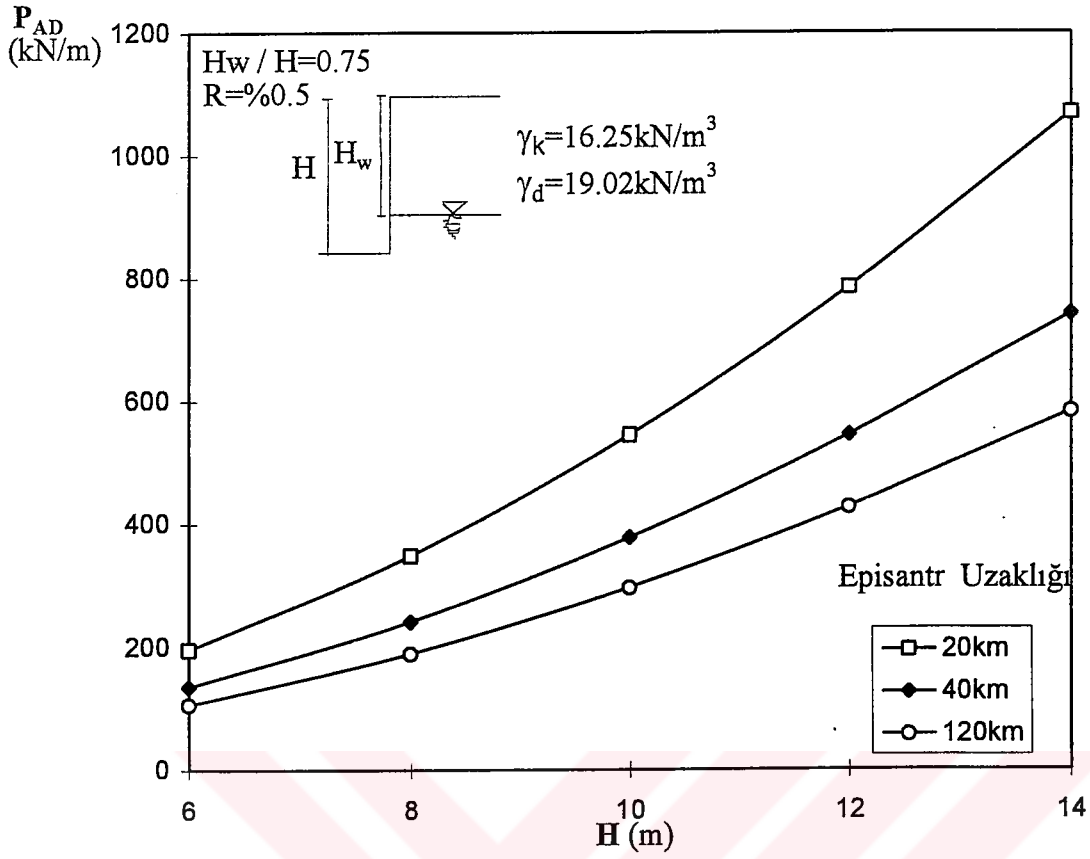
Şekil 7 34c $H_w/H=0.5$ Durumunda $R=\%0.5$ için Toplam Deprem Yüünün Yükseklikle Değişimi.



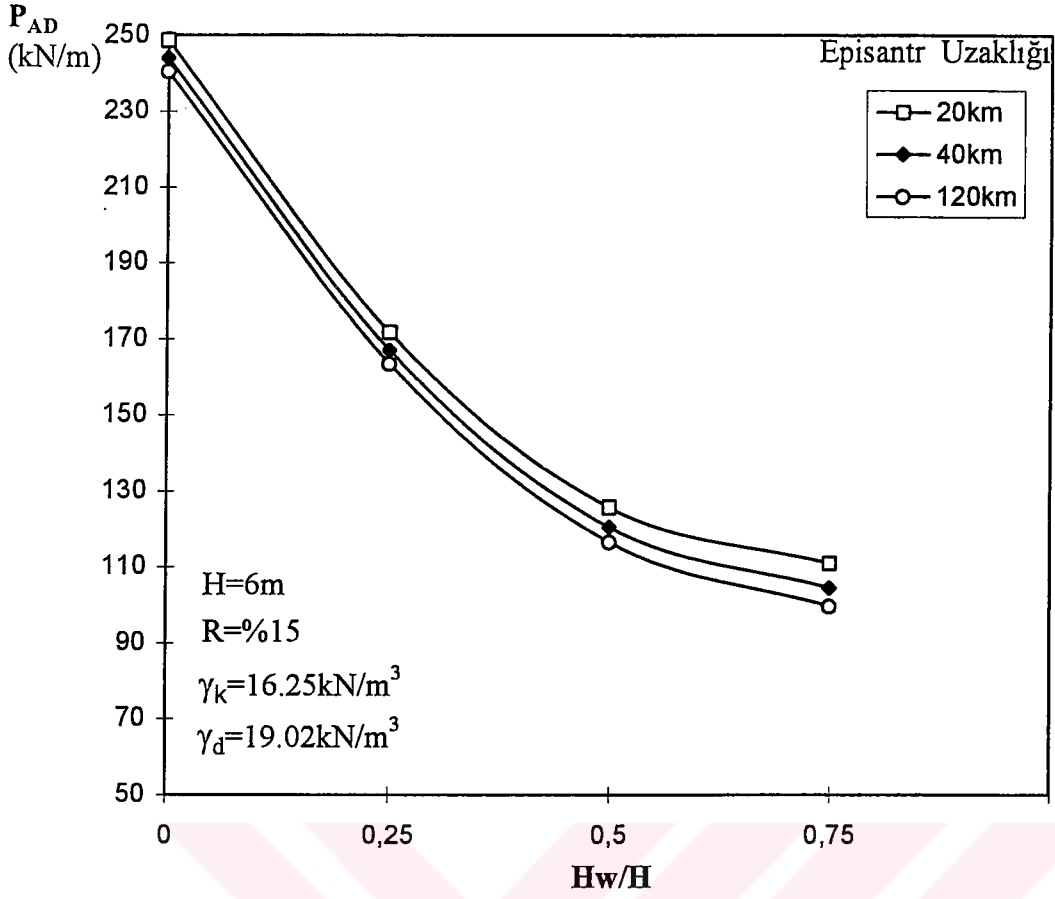
Şekil 7 35a $H_w/H=0.75$ Durumunda $R=\%15$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.



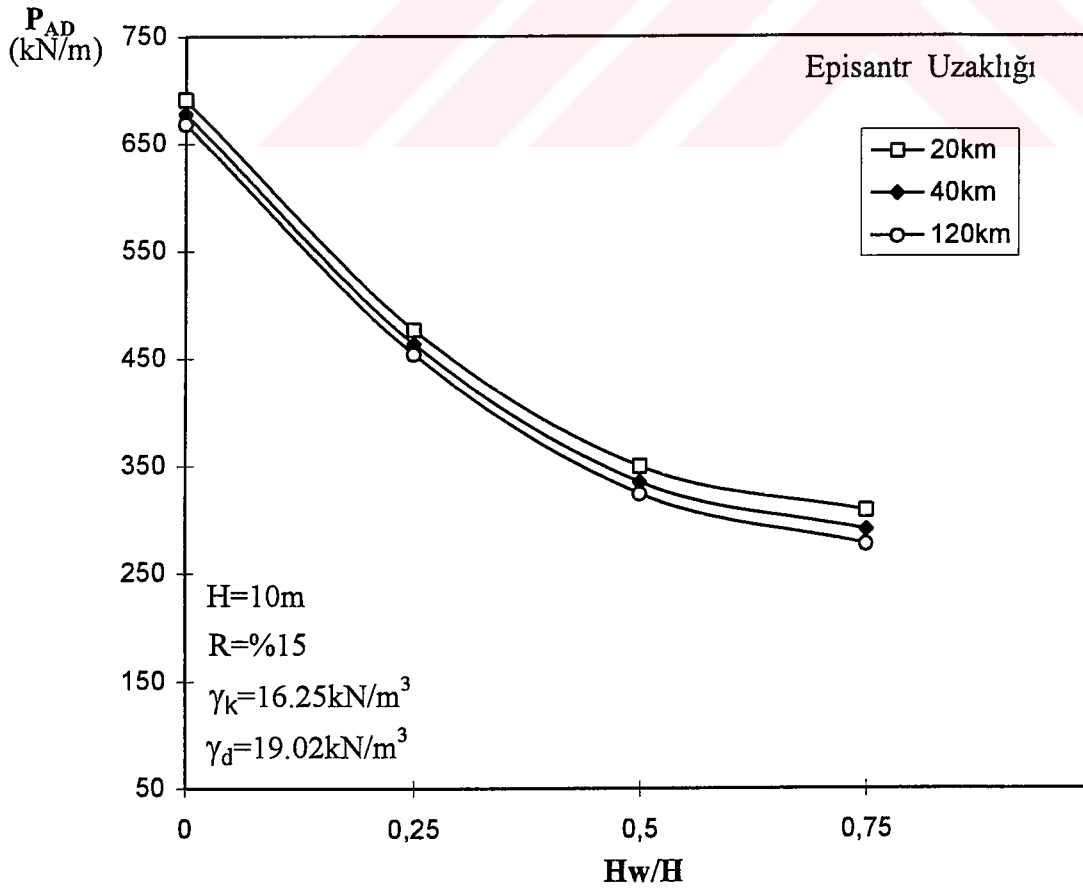
Şekil 7 35b $H_w/H=0.75$ Durumunda $R=\%5$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.



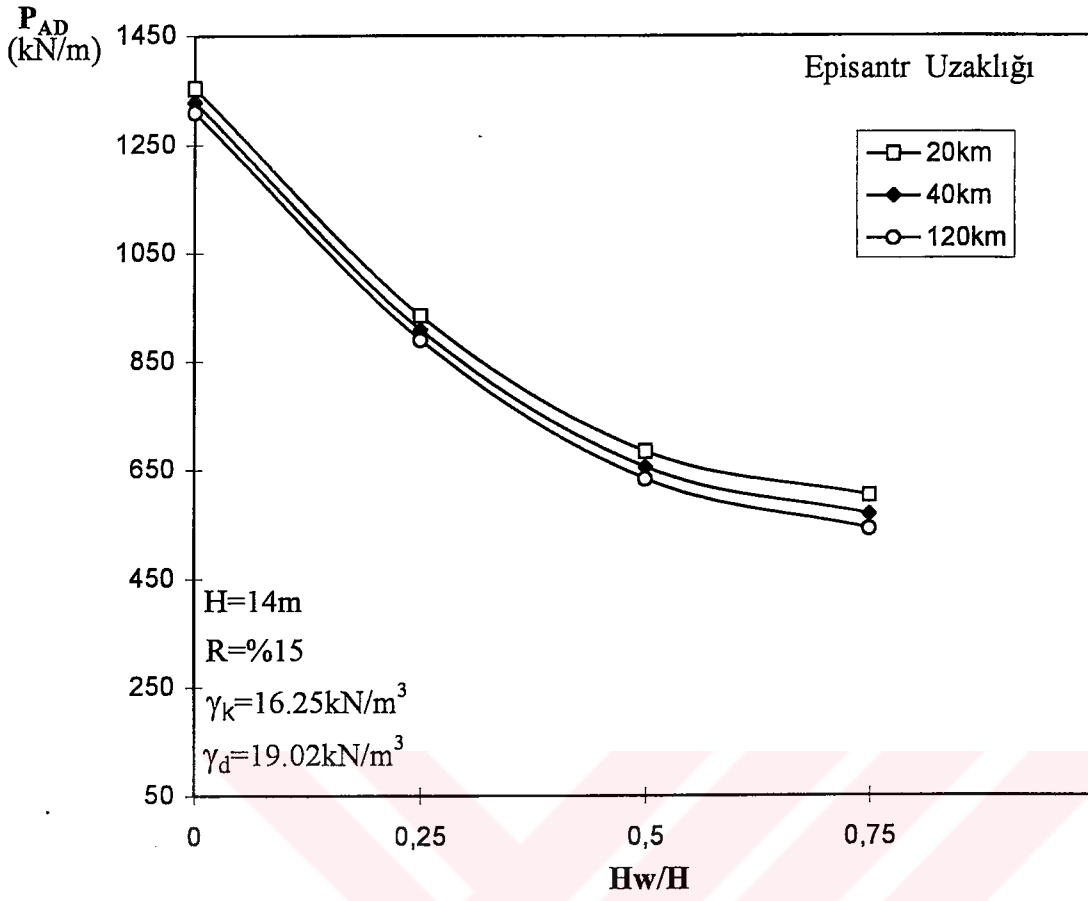
Şekil 7 35c $H_w/H=0.75$ Durumunda $R=\%0.5$ için Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.



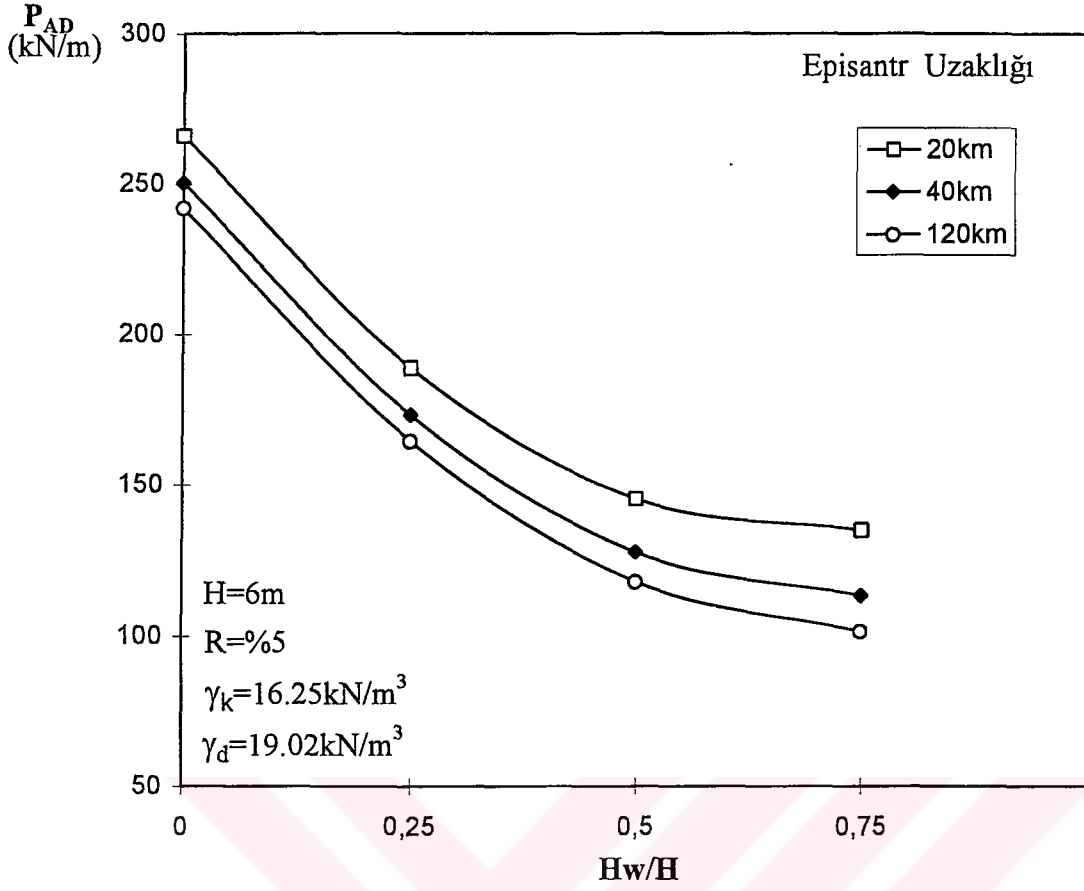
Şekil 7.36a H=6m Durumunda R=%15 için P_{AD} - (Hw/H) Grafiği.



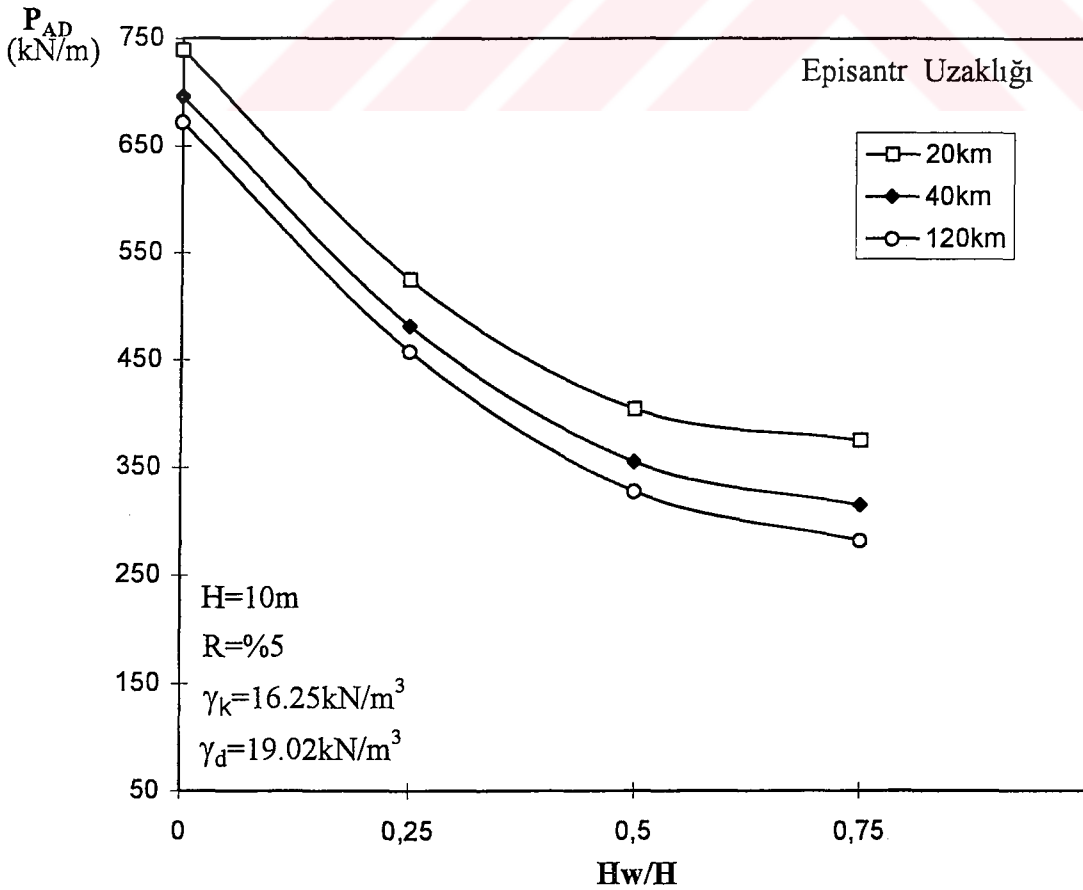
Şekil 7.36b H=10m Durumunda R=%15 için P_{AD} - (Hw/H) Grafiği.



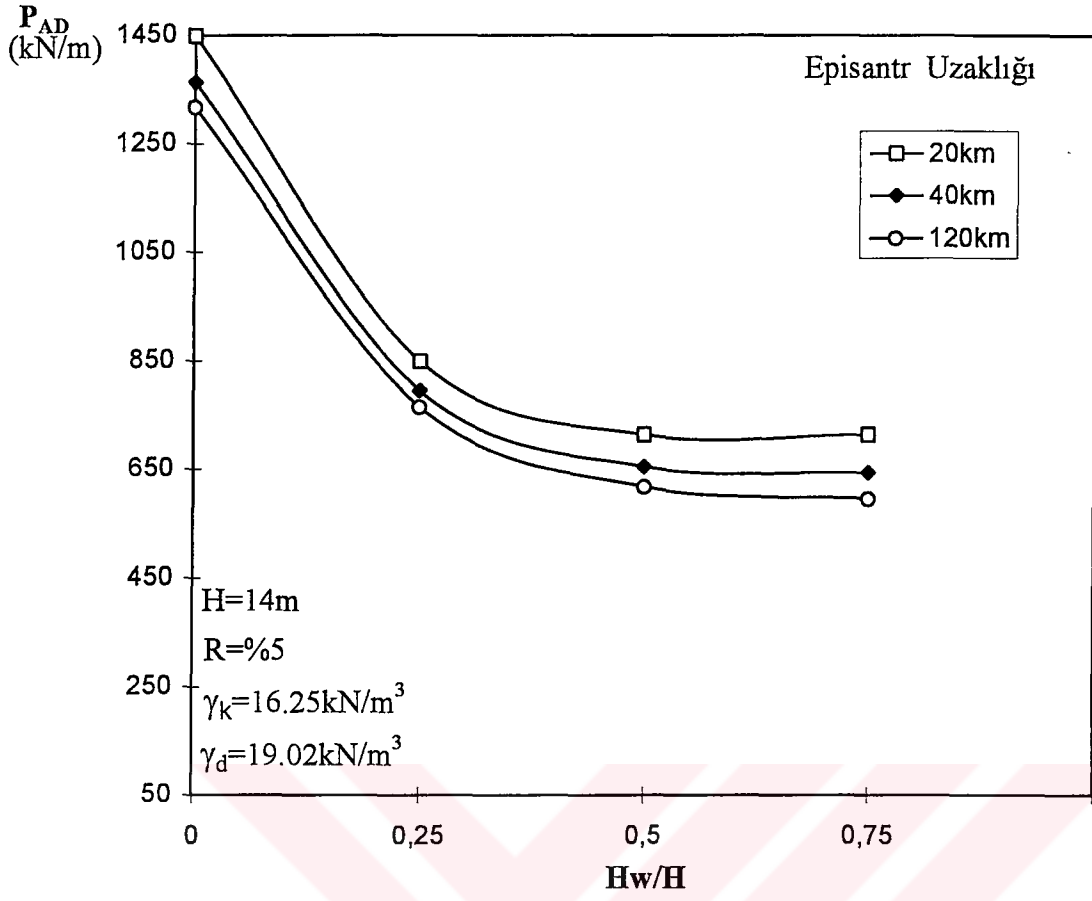
Şekil 7.36c H=14m Durumunda R=%15 için P_{AD} - (H_w/H) Grafiği.



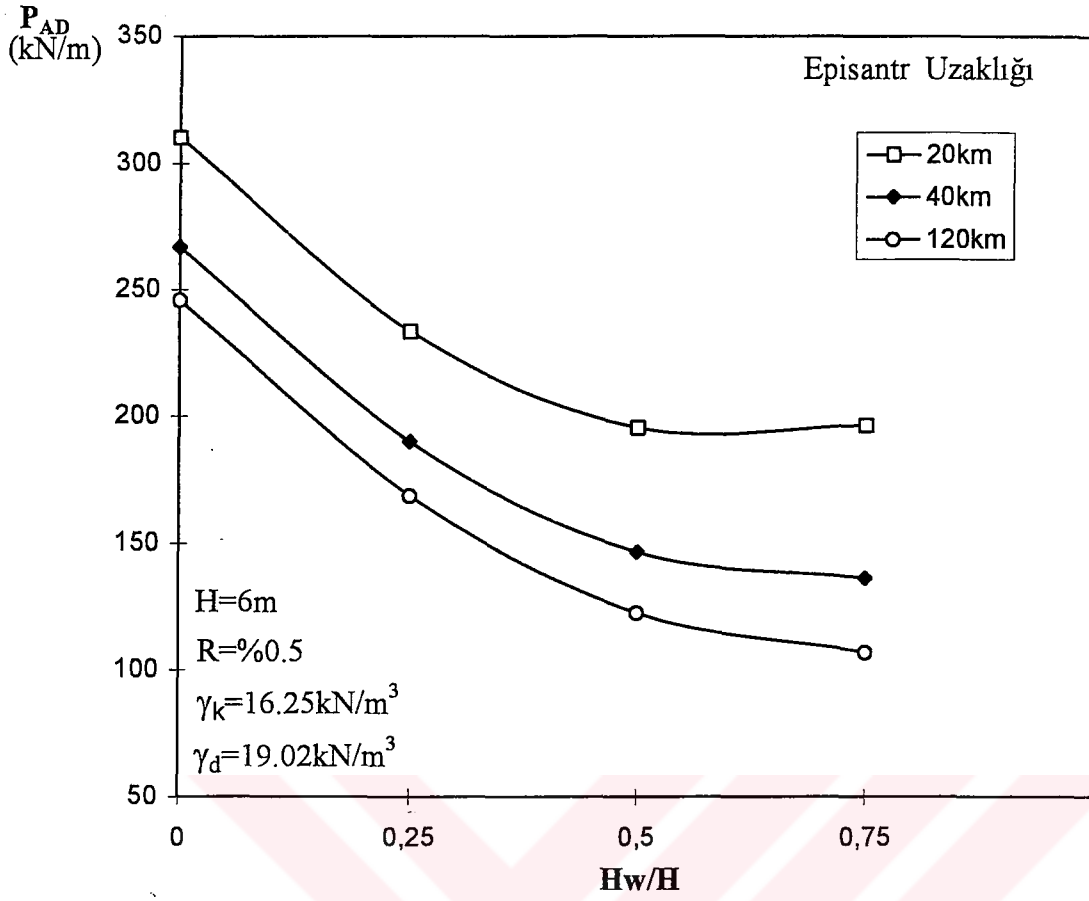
Şekil 7.37a H=6m Durumunda R=% 5 için P_{AD} - (Hw/H) Grafiği.



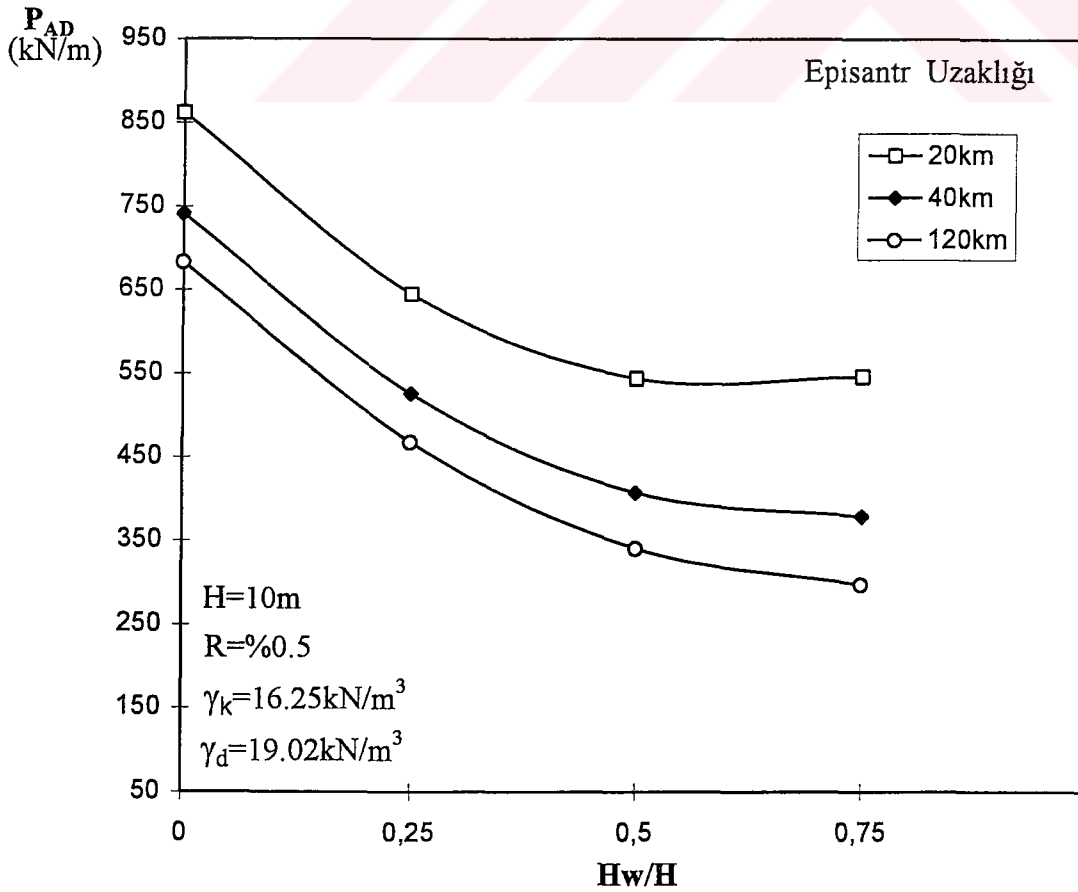
Şekil 7.37b H=10m Durumunda R=% 5 için P_{AD} - (Hw/H) Grafiği.



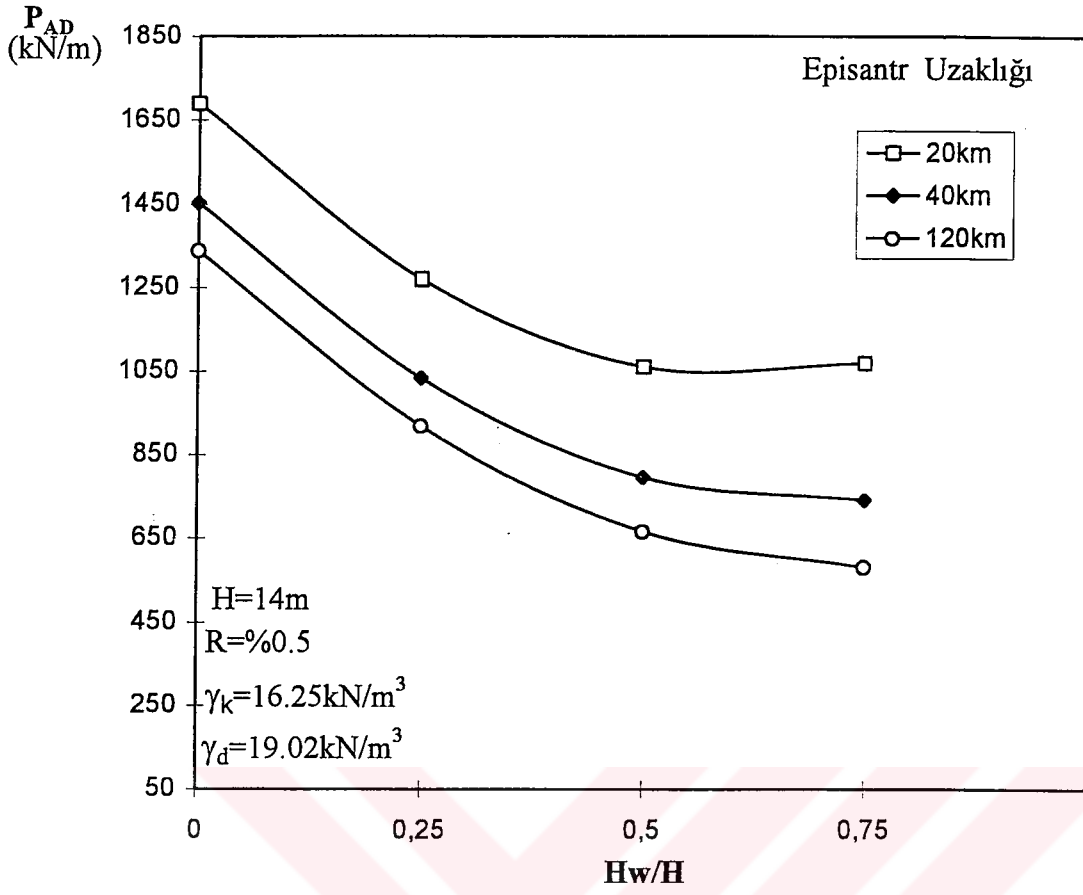
Şekil 7.37c H=6m Durumunda R=% 0.5 için P_{AD} - (Hw/H) Grafiği.



Şekil 7.38a H=6m Durumunda R=% 0.5 için P_{AD} - (Hw/H) Grafiği.



Şekil 7.38b H=10m Durumunda R=% 0.5 için P_{AD} - (Hw/H) Grafiği.



Şekil 7.38c H=14m Durumunda R=% 0.5 için P_{AD} - (Hw/H) Grafiği.

BÖLÜM 8

SONUÇLAR

Tez çalışmasında İstanbul sismotektonik bölgesinde 1898 - 1996 yılları arasında meydana gelmiş olan depremler için ihtimal hesapları ve risk analizleri yapılmış ve bu bölgelerde inşa edilecek yapılar için proje kriterlerine baz teşkil edecek magnitüd ve zemin ivmesi parametreleri tahminlerinde bulunulmuştur. İhtimal hesaplarında Gumbel (1958) tarafından tavsiye edilen Yıllık Ekstrem Değerler Metodundan faydalanılmış olup, bahsi geçen bölgeler için tahmini yıllık maksimum deprem magnitüdü dağılımları tespit edilmiştir. Yapılan hesaplamalar sonucu bulunan ivme değerleri istinat duvarlarının tasarımında yardımcı grafiklerin çizilmesinde kullanılmıştır. Değerler Mononobe-Okabe metoduna ve Deprem Yönetmeliğine göre ayrı ayrı bulunmuştur.

Yapılan ihtimal hesapları sonucunda ;

- Yıllık maksimum magnitüdlerin ortalaması 4.66,
- En sık meydana gelen yıllık magnitüd (modal maksimum) 3.94,
- 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd, 6.96

olarak tahmin edilmiştir.

İstanbul sismotektonik bölgesindeki yapılarda yıllık risk değerleri olarak, normal binalar için % 15, A.B.D. kabullerine göre % 10, önemli binalar için % 5, % 2 ve % 1 ve nükleer santraller için ise % 0.5 kabul edilmiştir. Bu yıllık risk değerlerine karşılık gelen tahmini magnitüd değerler şu şekilde özetlenebilir:

a. Normal yapılar için,

- % 15 yıllık risk ile 5.13
- %10 yıllık risk ile 5.42,

b. Önemli yapılar için,

- % 5 yıllık risk ile 5.89,
- % 2 yıllık risk ile 6.51,
- % 1 yıllık risk ile 6.97,

c. Nükleer santraller için,

- % 0.5 yıllık risk ile 7.42.

Yapılan karşılaştırmalarda elde edilen magnitüd değerlerinin, bu konuda daha önce başka yıllar için yapılmış olan ve literatürde yer alan değerler ile benzer oldukları görülmüştür.

İstanbul sismotektonik bölgesinde inşaa edilecek yapıların proje kriterlerine baz teşkil edecek zemin ivme değerleri, Newmark - Rosenblueth (1971) tarafından sıkı zeminler için tavsiye edilen bağıntılar ve Schnabel - Seed (1973) tarafından verilen kayada ivme - mesafe eğrilerinden faydalanılarak, fay hattına (veya episantra) çeşitli uzaklıklar için tahmin edilmiştir. Kabul edilen yıllık risk değerlerine karşılık gelen magnitüdlere ve ayrıca ihtimal hesapları sonucunda tespit edilen yıllık maksimum magnitüdlere, en sık meydana gelen yıllık magnitüdlere ve 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüdlere karşılık gelen zemin ivme değerleri tablolar halinde özetlenmiştir. Yumuşak zeminler için zemin ivme büyütme analizleri tavsiye edilmektedir.

Celep ve Kumbasar (1992) tarafından belirtildiği üzere, fay derinliğinin değişkenliği ve faydaki kaymanın düzgün olmaması nedeniyle episantra yakın zonlarda zemin ivmesi tahminleri yapmak zordur. Ayrıca fay hattından (veya episantrdan) uzaklaştıkça deprem enerjisinin yayıldığı hacim büyümekte ve sönümler meydana gelmekte olup, maksimum zemin ivmesi hızla düşmektedir. Bu durum, elde edilen episantr uzaklığı - zemin ivmesi eğrilerinde de açıkça görülmektedir. Özellikle episantr uzaklığı yaklaşık $R = 60$ km.'ye kadar olan zonlar içinde zemin ivmeleri hızla düşüş kaydetmektedir.

Newmark - Rosenblueth (1971) tarafından da episantrda zemin ivmesine bir üst limit tespit etmenin zor olduğu belirtilmiştir. Yazarların verdiği bilgilere göre, birçok kayanın mukavemeti gözönüne alındığında Honsner (1965), depremlerin her zaman faylardaki kaymaların sonucu olduğu kabulü ile, maksimum ivmenin $0.5 g$ 'yi geçemeyeceği sonucuna varmıştır. Newmark - Rosenblueth (1971) bu değer, düşey ivme ölçüm değerleri gözönüne alındığında en az $1.0 g$, hatta belki $1.5 g$ 'ye (yaklaşık 1500 cm/sn^2) yükseltilmesi gerektiğini belirtmekte olup, ayrıca episantrdaki ivmenin magnitüde göre değişme ihtimalinden söz etmektedirler. Newmark - Rosenblueth (1971) tarafından tavsiye edilen bağıntılar kullanılarak, episantr uzaklığı 20 km. için hesaplanan tahmini zemin ivme değerleri 500 cm/sn^2 olmaktadır. Bu değerlerin yaklaşık $0.07 g$ olması sebebiyle, bu çalışmada bu konuda hazırlanan eğrilerin yaklaşık olarak episantr uzaklığı 20 km. 'den itibaren kullanılabileceği düşünülmekte ve episantra çok yakın mesafelerde zemin ivmesi tahminlerinin literatür ile aynı doğrultuda olmak üzere çok zor olduğu görülmektedir.

Tavsiye edilen yıllık risk değerlerine karşılık gelen magnitüd değerleri için, Newmark - Rosenblueth (1971) tarafından verilen bağıntılar kullanılarak, episantra çeşitli mesafelerde zemin deplasman değerleri hesaplanmıştır. Bu analizlerde yaklaşık 116 cm.'ye kadar zemin deplasmanları elde edilmiştir.

İstinat duvarına belli durumlarda etkimesi beklenen yük değerleri verilen grafik hesaplamalarında önce zemin suyunun etkisi alınmadan Mononobe - Okabe'ye ve deprem yönemeliğine göre hesaplamalar yapılmış, daha sonra ise suyun da etkisi ele alınarak Mononobe - Okabe'ye göre hesaplamalar yapılmıştır.

Risk dağılımının da hesaplamalarda ele alındığı Mononobe -Okabe denklemleri ile hazırlanan grafiklerin ilk grubunda toplam deprem kuvvetinin ($P_{AD} - P_A$) yükseklikle değişimi verilmiştir. Bu grafiklerde toplam deprem kuvveti risk olasılıklarına göre değerlendirilirse normal yapıların risk olasılığından (%15), nükleer santral için risk olasılığına (%0.5) gidildikçe sınırların yükseldiği görülmektedir. Bunun yanı sıra her grafikte duvar yüksekliğinin artmasıyla toplam deprem kuvvetinin de arttığı görülmektedir. Toplam deprem kuvvetinin değişimlerinin verildiği bu grafiklerde episantr uzaklıklarının etkisi de; uzaklığın arttıkça kuvvetin düşmesi şeklinde görülmektedir. Bununla birlikte episantr uzaklığı 20km'deki değerlerin diğer bütün grafiklerdeki episantr uzaklıklarındaki değerlerden ayrı kaldığı, hatta risk olasılığının artmasıyla bu eğrinin belirgin bir şekilde diğerlerinden uzaklaştığını görmekteyiz. Risk olasılığı %15 için birbirine yakın dağılımlar gösteren değerler, risk olasılığı arttıkça birbirinden ayrılmaktadır. Bu grupta toplam deprem yükünün sadece depremden doğan yükle karşılaştırmalarında ise öncelikle $R=\%15$ 'de depremin özellikle 20km ve 40km'de etkili olduğunu görmekteyiz. Burada da duvar yüksekliği yükle ters orantılı olmaktadır. Ayrıca duvar yüksekliği arttıkça da deprem kuvvetinin etkisi artmaktadır. Normal yapılar için $H=14m$ 'de 160kN/m olan deprem kuvveti Nükleer Santral'de 700kN/m'e çıkmaktadır.

Aynı garfikler daha önceki bölümde bulunan yıllık maksimum magnitüdlerin ortalaması, en sık meydana gelen magnitüd ve 99 yıl içinde meydana gelebilecek maksimum magnitüd için de hazırlanmıştır. Bu grafiklerin bütününde kuvvet dağılımının magnitüd arttıkça fazlaştığını görmekteyiz. Ayrıca yine aynı şekilde duvar yüksekliğinin artması etkin kuvvetin fazlaştıması demektir. Bu değerlerin ele alındığı grafiklerde $M=4.66$ için toplam deprem kuvveti 620kN/m iken depremden meydana gelen kuvvet 150kN/m olmaktadır ki bu da durgun haldeki toprak basıncının 470kN/m olması demektir.

Depremden doğan kuvvet toplam kuvvetin bir bölümünü oluşturduğuna göre aynı dağılım özellikleri $P_{AD} - H$ grafiklerinde de görülmekte fakat sadece depremden doğan yükle karşılaştırıldığında 20km'de daha az farklı bir dağılım görülmektedir.

İlk bölümdeki hesaplamalardan elde edilen değerlerle episantr uzaklıkları 20km, 40km ve 120km için çizilen toplam deprem kuvveti - risk olasılığı grafiklerinde duvar yüksekliğinin artmasıyla toplam deprem kuvvetinin belirsiz bir şekilde arttığını görmekteyiz.

Duvar yüksekliklerine bağılı olarak eşit farklar görünen yük değerlerinde 12m ve 14m duvar yüksekliği için düzensiz dağılımlar oluşmaktadır. Bu yüksekliklerde ise yük artımları risk olasılığının azalmasıyla daha fazla olmaktadır. Episantr uzaklığı 40km için değerler daha da lineerleşmekte, yalnızca 12 ve 14 m duvar yüksekliği için belirgin olarak artmaktadır. Hem 20km hem de 40km episantr uzaklığında dikkat çeken diğer bir nokta da kuvvet değerlerinin depremsiz durumda $R=0.15$ durumuna geçerken birden artması (100kN/m), $R=0.10$ için hemen hemen aynı kalması ve $R=0.15$ 'den itibaren artmaya başlamasıdır. Episantr uzaklığı 120km'e gelindiğinde ise duvar yüksekliklerinde etkiyen yüklerin hae risk dağılımı için hemen hemen aynı kaldığını ve aralarındaki kuvvet farklarının daha da fazlaştığını görmekteyiz.

Aynı değerlerle oluşturulan toplam deprem kuvveti - duvar yüksekliği grafiklerinde de 1. gruptaki sonuçların aynılarının görmekteyiz. Episantr uzaklığı 20km, 40km ve 120km için oluşturulan bu grafiklerde de toplam deprem kuvvetinin duvar yüksekliği ile arttığı, episantr uzaklığı 20km için depremsiz durumdaki kuvvet dağılımının en az değerleri taşıdığına buna karşılık $R=0.15$ 'den $R=0.05$ 'e gidildikçe ve duvar yüksekliği arttıkça değerlerin fazlaştığı açıkça görülmektedir. 20km'de risk olasılığının 0.05 olması durumunda toplam deprem kuvveti değerleri diğer risk olasılıklarındaki değerlere göre belirgin bir şekilde artmaktadır. Buna karşılık depremsiz durumdaki değerlerle $R=0.15$ 'deki değerler arasında farklılıklar görülürken $R=0.15$ ve $R=0.10$ için değerler birbirine yakın olmakta daha sonra $R=0.05$ için hafif bir artış görülmekte ve $R=0.05$, 0.02 ve 0.01 değerleri çok az farklılıklar göstermektedir. Episantr uzaklığı 40 km'de kuvvet değerleri daha düşük değerler almaktadır. Bu uzaklıkta depremsiz durumdaki değerlerin farkı daha da artmakta, $R=0.15$ ve 0.10 değerleri aynı kalmakta, $R=0.10$ 'dan 0.05 'e gidildikçe de aradaki farklar azalarak sabitleşmektedir. Episantr uzaklığı 120km için hazırlanan grafiğe bakıldığında ise toplam deprem kuvvetlerinin daha da düştüğünü ve depremsiz durumdaki değerlerin yine farklı olduğunu görmekteyiz.

İçsel sürtünme açısının verildiği grafikler $R=0.15$, 0.05 ve 0.05 için hazırlanmıştır. Her risk olasılığı için duvar yüksekliği 6m, 8m, 10m, 12m ve 14m için episantr uzaklıkları 20km, 40km, 60m, 80km, 120km, ve 140km'deki toplam deprem yükü değerleri bulunmuştur. Bunun yanısıra ayrıca toplam deprem yükünün durgun haldeki yüke oranının içsel sürtünme açısı ile değişimleri verilmiştir. Bu grafiklerin $R=0.15$ için verilenlerinde toplam deprem yükünün her duvar yüksekliği için lineer olarak değiştiğini görmekteyiz. Toplam deprem yükünün durgun haldeki yüke oranı ise lineere yakın artışlar vermektedir. Bu grafiklerde içsel sürtünme açısı arttıkça toplam deprem yükü azalmakta, P_{AD}/P_A değeri ise çok az bir şekilde artmaktadır. Duvar yüksekliği arttıkça toplam deprem yükü değerleri de artmaktadır. Aynı şekilde episantr uzaklığı azaldıkça yükün etkileri daha fazla görülmektedir. $R=0.05$ ve 0.05 için de aynı sonuçlar sözkonusudur.

İçsel sürtünme açısı ile değişimlerin verildiği grafik değerleri kullanılarak $R=15\%$, 5% ve 0.5% için episantr uzaklıkları 20km, 40km ve 120km'deki toplam deprem yükü değişimlerinin içsel sürtünme açısına bağlı olarak verildiği grafiklerde açı arttıkça toplam deprem yükü değeri azalmaktayken buna karşılık duvar yüksekliğiyle artmaktadır.

Deprem yönetmeliğine göre risk olasılığı alınmadan yapılan hesaplamalar sonucu çizilen iki grafik toplam deprem yükünün duvar yüksekliğiyle değişimlerini vermektedir. İçsel sürtünme açısı 28° , 30° , 32° ve 34° için verilen grafik değerleri duvar yüksekliği arttıkça yükselmektedir. Önceki grafiklere benzer şekilde içsel sürtünme açısının artması toplam deprem yükünün azalmasıyla sonuçlanmaktadır. Değerler her içsel sürtünme açısı için birbirine yakın olmaktadır. Sadece depremden doğan yükün duvar yüksekliğiyle değişiminin verildiği 2. grafikte de aynı sonuçlar geçerli olmaktadır. 1998 deprem yönetmeliğine göre eklenen grafiklerde yapı önem katsayısı 1.5 ve 1.0 için hesaplamalar yapılmıştır. Bu grafiklerde eski yönetmelik kullanılarak hazırlanan grafiklerdeki değerlerden daha yüksek değerler bulunmuştur.

Son olarak Mononobe - Okabe denkleminin zemin suyunu da ele alarak uygulandığı hesaplamalar sonucu çizilen bu grafiklerde, su seviyesinin duvar yüksekliğine oranı 0, 0.25, 0.5 ve 0.75 değerini almaktadır. Suyun zemin yüzeyinde olduğu; su seviyesinin duvar yüksekliğine oranının değiştiği grafikler $R=15\%$, 5% ve 0.5% için çizilmiştir. Bu grafiklerde $R=15\%$ 'de episantr uzaklıkları 20km, 40km ve 120km için birbirine çok yakın olan değerler risk olasılığı azaldıkça birbirinden uzaklaşmakta fakat bu uzaklaşma çok fazla olmamaktadır. Risk olasılığı azaldıkça ve duvar yüksekliği arttıkça yük değerleri fazlalaşmaktadır. Bu grafikler suyun zemin seviyesinde olduğu grafiklerle karşılaştırılırsa yük değerlerinin düştüğünü görmekteyiz. Aynı şekilde episantr uzaklığı fazlaştıkça toplam deprem yükü düşmekte ve risk olasılığı azaldıkça birbirlerinden ayrılmaktadır. Bu ayrılma suyun zeminden aşağıya inmesiyle fazlalaşmaktadır.

Aynı değerlerle çizilen toplam deprem yükü - (H_w/H) grafikleri de $R=15\%$, 5% ve 0.5% için episantr uzaklıkları 20km, 40km ve 120km'de çizilmiştir. Bu grafiklerde duvar yüksekliği 6m, 10m ve 14m olarak alınmıştır. Episantr uzaklığının artmasıyla değerler düşmekte, duvar yüksekliğinin artmasıyla da fazlalaşmaktadır. Risk olasılığı 15% 'de birbirine yakın değerler taşıyan toplam deprem yükü risk olasılığı azaldıkça birbirinden ayrılmaktadır.

Suyun etkisinin gözönüne alınmadığı grafiklerle bu etkinin ele alındığı grafikler karşılaştırılırsa; episantr uzaklığının fazlalaşmasıyla değerlerin her ikisinde de düştüğünü ve duvar yüksekliğinin artmasıyla da fazlaştığını görmekteyiz. Suyun etkisinin alındığı grafik değerleri her risk olasılığı için daha fazla olmaktadır. Buna ek olarak suyun etkisinin alındığı grafiklerdeki toplam yük değerleri suyun etkisinin alınmadığı grafik değerlerinin iki katına ulaşmaktadır.

REFERANSLAR

ALSAN, E , TEZUÇAN, L. ve BATH, B. , “ An Earthquake Catalogue For The Interval 1913-1970 ”, Report No. 7-75 , Kandilli Observatory Seismological Department İstanbul Seismological Institute , Uppsala , Sweden.

AMBRASSEYS, N.N. , FINKEL, C.F. , “The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas , A Historical Review , 1500-1800 ”, 1995 , İstanbul.

AMBRASSEYS, N.N. , FINKEL, C.F. , “The Marmara Sea Earthquake of 1509 , Terra Motoe 167-174” , 1990.

AMBRASSEYS, N.N. , FINKEL, C.F. , “Long - Term Seismicity of İstanbul and of the Marmara Sea Region ”, Department of Civil Engineering Imperial College of Science and Technology , London , SW7 , U.K.

AYHAN, E. , ALSAN, E. , SANCAKLI, N. ve ÜÇER, S.B. , “Türkiye ve Dolayları Deprem Kataloğu 1881-1980” , Boğaziçi Üniversitesi , İstanbul.

BARKA, A. ve ERDİK, M. , “A Pilot Seismic Microzonation Study for İstanbul ”, Boğaziçi University , İstanbul , Earthquake Engineering , Tenth World Conference v, 1992 , Balkema , Rotterdam.

BIRD, J.M. , ISACKS, B. , “Plate Tectonics Am. Geophy. Union ; jour , 1972.

BOWLES, J.E. , “Foundation Analysis and Design” , 1982 , Peoria , Illinois.

CELEP, Z. ve KUMBASAR, N. , “ Örneklerle Yapı Dinamiği ve Deprem Mühendisliğine Giriş ” , İ.T.Ü. , 1992 , İstanbul .

CELEP, Z. ve KUMBASAR, N., "Deprem Mühendisliğine Giriş ve Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımı", İ.T.Ü., 1993, İstanbul.

ÇETİNKAYA, N.N., DURGUNOĞLU, H.T. ve ÇİVİ, A., "Earthquake Risk Analysis For Aegean Region of Turkey", Boğaziçi Üniversitesi Dergisi, Vols. 10-11-12-13 1982-1985, İstanbul.

ÇETİNKAYA, N.N., DURGUNOĞLU, H.T., KULAÇ, H.F. ve KARADAYILAR, T., "Ankara, İstanbul ve İzmir Bölgeleri Deprem Riski Analizi Karşılaştırmaları", İstanbul. DAMAR, N., "Toprak Dolgu Barajlara ve İstinat Duvarlarına Gelen Deprem Etkisi", İ.T.Ü. Fen Bilimler Enstitüsü, 1993, İstanbul.

DEWEY, J.F., "Plate Tectonics", Scientific American, inc., 1972

DOWRICK, D.J., "Earthquake Resistant Design", Second Edition, John Wiley and Sons.

DÖRİZ, K., "Gumbel ve Weibull Olasılık Modellerinin Kuzeydoğu Anadolu Bölgesindeki Depremlere Uygulanması", İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 1984, İstanbul.

ERDİK, M., "Developing A Comprehensive Earthquake Disaster Masterplan For Istanbul", NATO Advanced Research Workshop, 1993, İstanbul.

EYİDOĞAN, H., UTKU, Z. ve GÜÇLÜ, U., "Türkiye Büyük Depremleri Mikro-Sismik Rehberi (1900-1988)", 1991, İstanbul.

GENCOĞLU, S., İLHAN, E., GÜLER, H., "Türkiye'nin Deprem Tehlikesi", TMMOB Jeofizik Mühendisleri, 1990, Ankara.

GUMBEL, E.J., "Statistics of Extremes", Colombia University Press, N.Y.

“İstanbul ve Deprem Sempozyumu”, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, 1991, İstanbul.

“Kandilli Observatory Seismological Department”, Report No 7-75, July 1975
Çengelköy, İstanbul.

KETİN, İ., “Genel Jeoloji Cilt 1, Yer Bilimlerine Giriş”, İ.T.Ü., Yayın No:22, 1977, İstanbul.

KETİN, İ., “Türkiye jeolojisine Genel Bir Bakış”, İ.T.Ü., 1977, İstanbul
ERĞİN, K., GÜÇLÜ, U. ve UZ, Z., “Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu”, İ.T.Ü., Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, No 24, İstanbul.

KUMBASAR, V. ve KİP, F., “Zemin Mekaniği Problemleri”, 1992, İstanbul.

LEONARDS, G.A., “Foundation Engineering”, Purdue University, Tokyo.

OKAMOTO, S., TABBAN, A. ve TANUMA, T., “Türkiye Deprem Şiddetleri Kataloğu”, Deprem Araştırma Enstitüsü Başkanlığı, 1969, Tokyo.

OKUR, V. “Deprem Mühendisliği Esasları ve İzmit Bölgesi Deprem Riski Analizi”, Yıldız Teknik Üniversitesi İnşaat Mühendisliği Bölümü, 1993, İstanbul.

ÖZAYDIN, K., “Zemin Mekaniği”, Yıldız Üniversitesi İnşaat Mühendisliği Bölümü, 1989, İstanbul.

ÖZDEN, K. ve EREN, İ., “Betonarme İstinat Duvarları ve Perdeleri”, İ.T.Ü. Yapı Anabilim Dalı, 1995, İstanbul.

SOYSAL, S. , SİPAHİOĞLU, S. , KOLÇAK, D. ,ALTINOK, Y. , “ Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (MÖ 2100 - MS 1900)” .

ŞAHİN, A. , “Deprem Yükleri Altındaki Kargir ve Betonarme İstinat Duvarlarının Risk ve Maliyet Analizi” , İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü , 1994 , İstanbul.

TEZCAN, S. , ACAR, Y. ve ÇİVİ, A. , “İstanbul için Deprem Riski Analizi” , Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni N0:26 , 1979 , İstanbul.

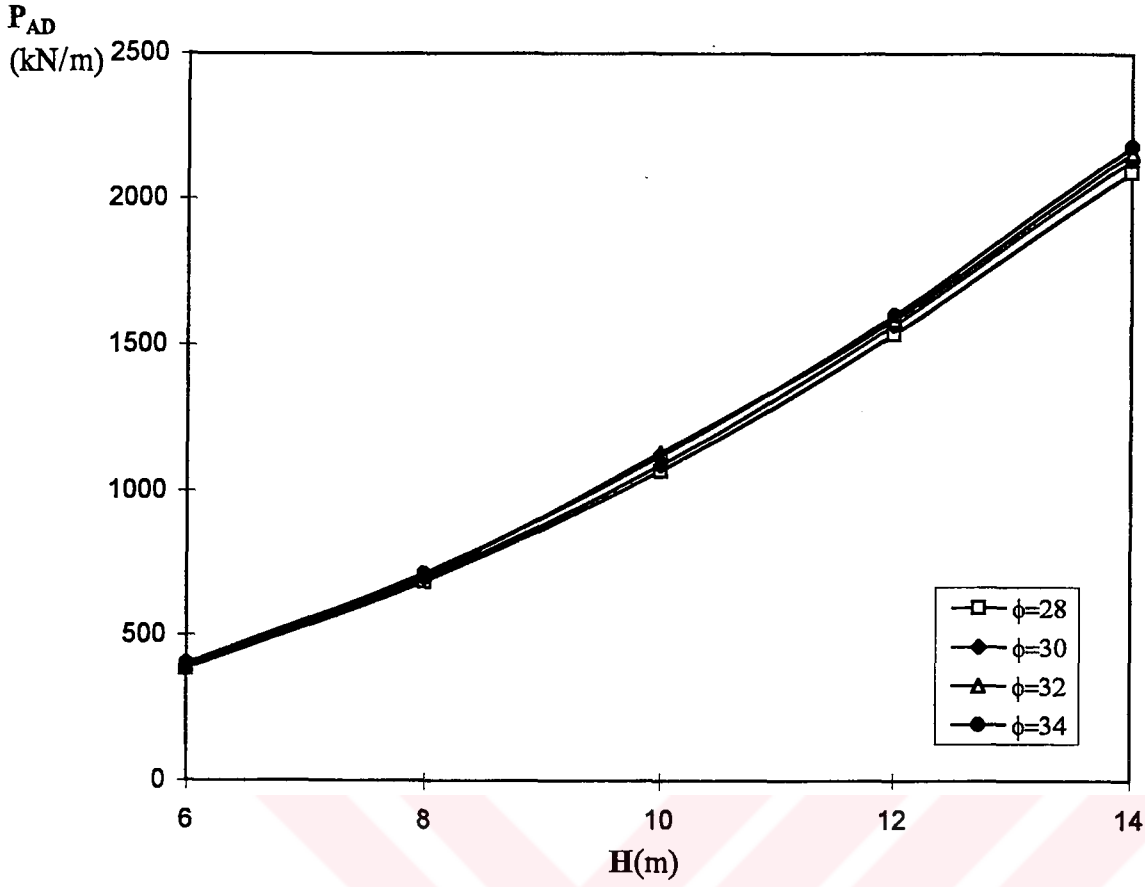
VELİCANGİL, S. , “İstatistik Metodları” , 1975 ,İstanbul.

YILDIRIM, M. , “Deprem Mühendisliği Esasları ve İzmir Bölgesi Deprem Riski Analizi” Y.T.Ü. , İnşaat Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümü , 1994 , İstanbul.

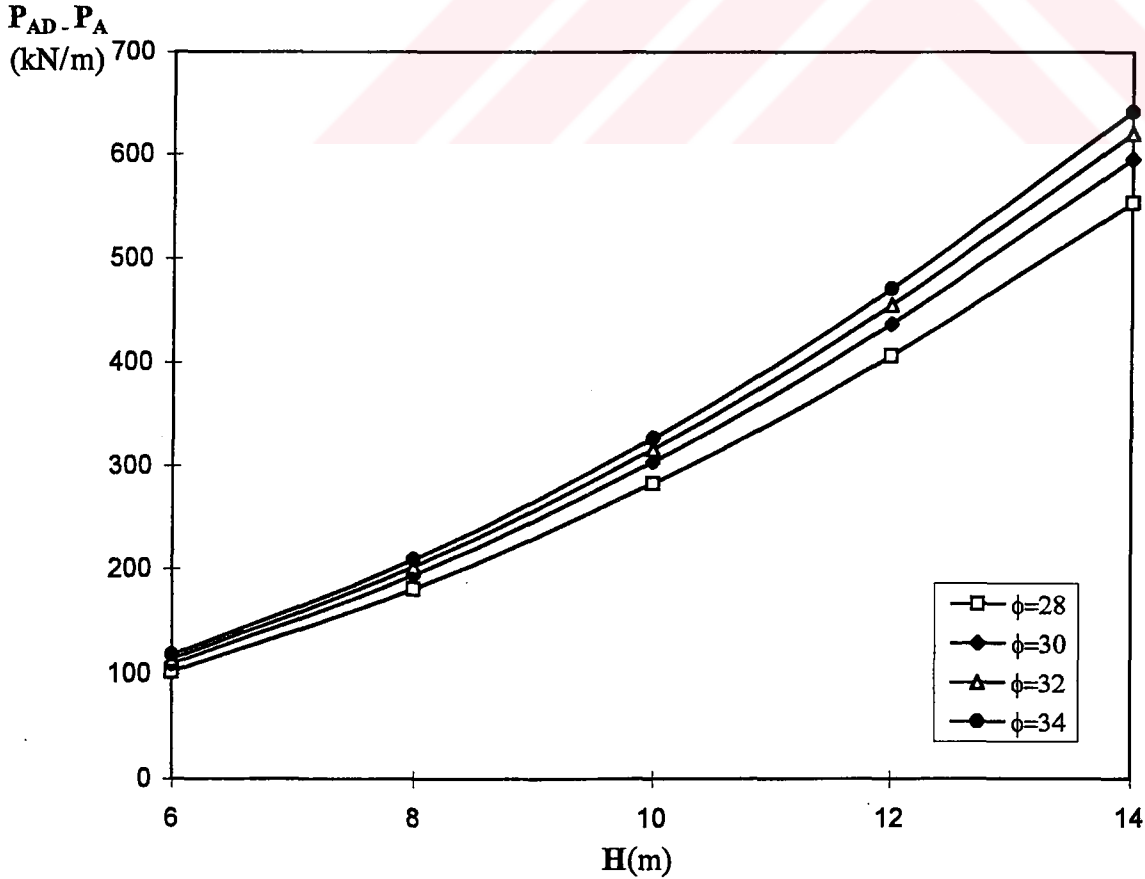




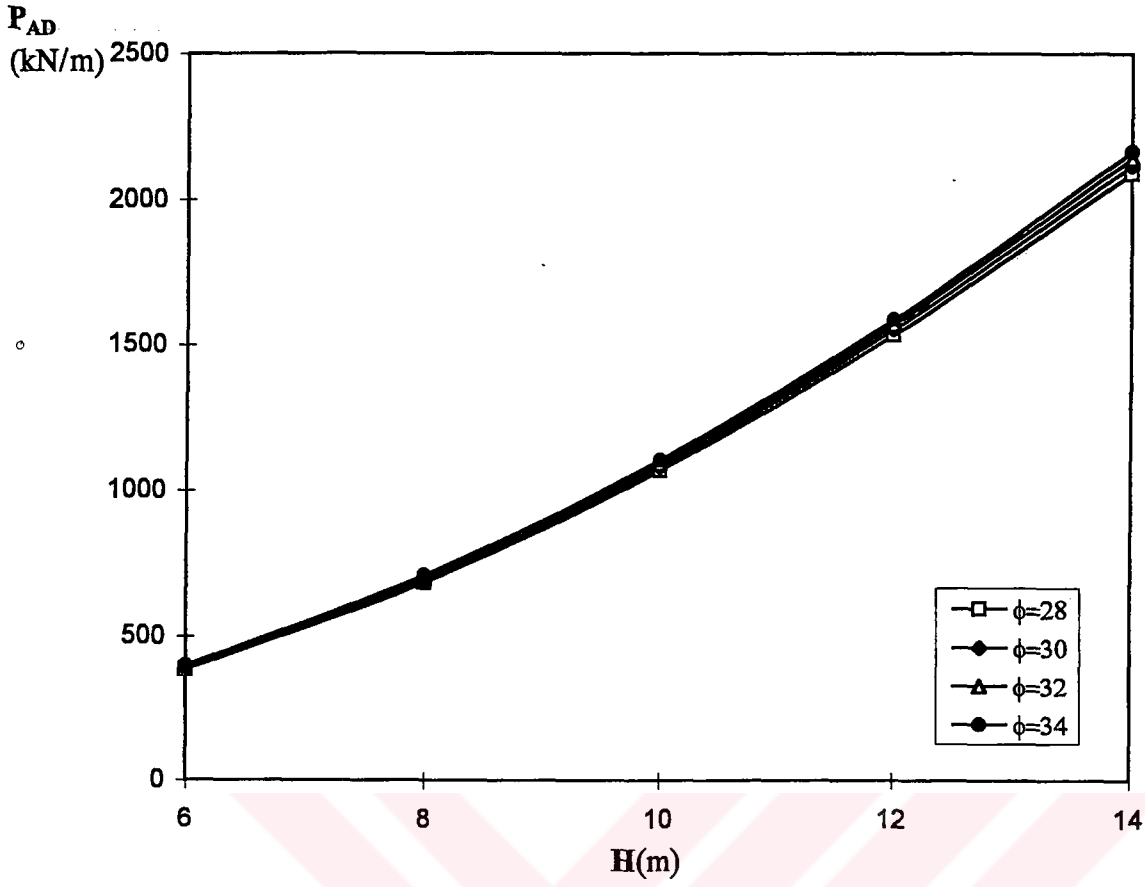
EKLER



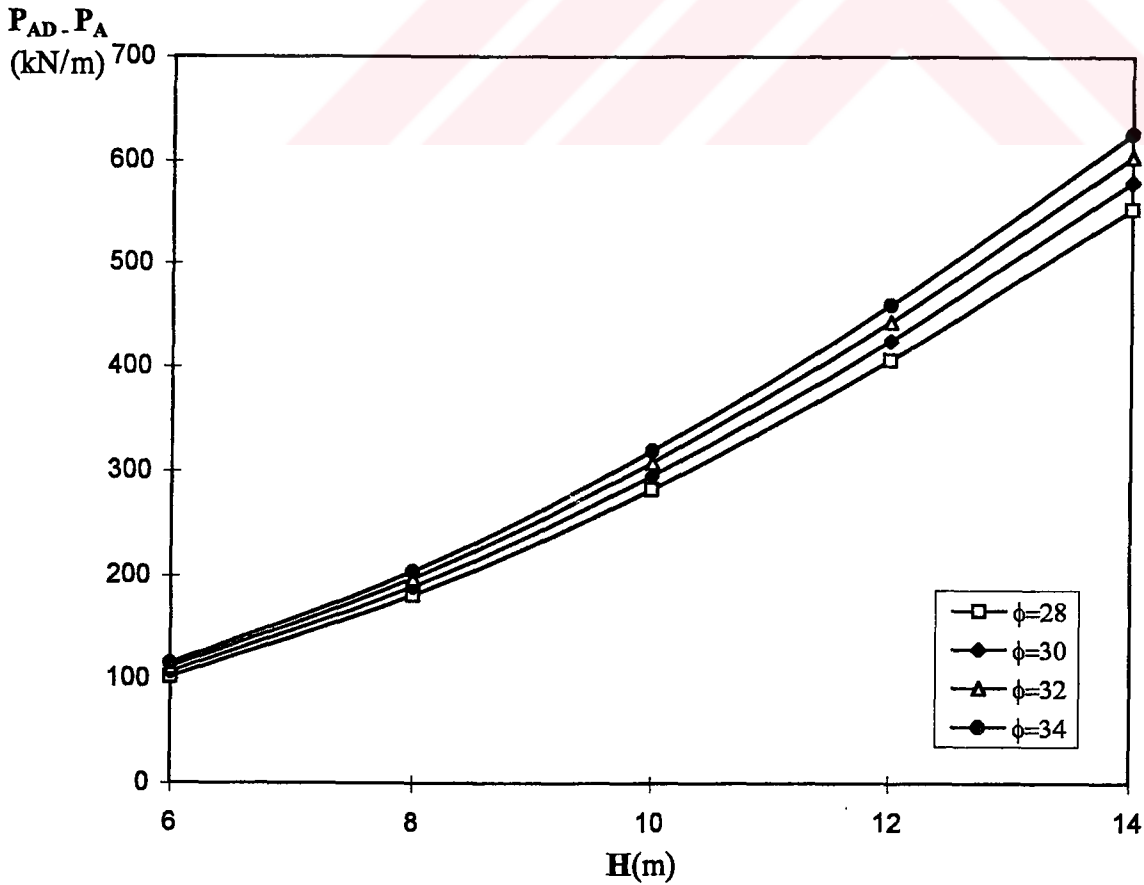
Şekil E 1a Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.
($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, Yapı Önem Katsayısı=1.5)



Şekil E 1b Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.
($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, Yapı Önem Katsayısı=1.5)



Şekil E 2a Toplam Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.
($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, Yapı Önem Katsayısı=1.0)



Şekil E 2b Sadece Deprem Yükünün Yükseklikle Değişimi.
($\gamma=15.7\text{kN/m}^3$, Yapı Önem Katsayısı=1.0)