

**T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**YAPI-ZEMİN ETKİLEŞİMİNİN ANTALYA İL ÖLÇEĞİNDE
ARAŞTIRILMASI**

Elif Firuze ERDİL

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

2013

T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YAPI-ZEMİN ETKİLEŞİMİNİN ANTALYA İL ÖLÇEĞİNDE
ARAŞTIRILMASI

Elif Firuze ERDİL

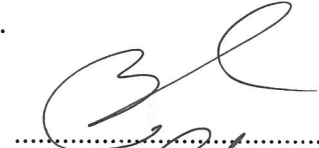
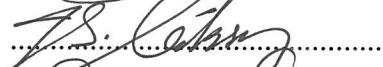
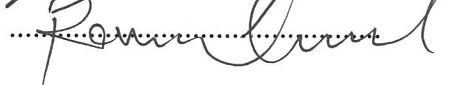
YÜKSEK LİSANS TEZİ
İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu tez 02/07/2013 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından (1.00) not takdir edilerek
Oybirliği/Oyçokluğu ile kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Mustafa Hilmi ACAR

Yrd. Doç. Dr. Turan Selçuk GÖKSAN

Yrd. Doç. Dr. Ramazan ÖZÇELİK


.....

.....

.....

ÖZET

YAPI-ZEMİN ETKİLEŞİMİNİN ANTALYA İL ÖLÇEĞİNDE ARAŞTIRILMASI

Elif Firuze ERDİL

Yüksek Lisans Tezi, İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Mustafa Hilmi ACAR

Haziran 2013, 69 sayfa

Türkiye, yerel zemin koşulları ve denetimsiz yapılaşma olgusu nedeniyle, olması muhtemel depremlerden olumsuz bir biçimde etkilenebilecek bir konumdadır. Bu çalışmada, kum ve kil zeminler için Van deprem kayıtları, zemin koşulları ile kayma dalgası hızları kullanılarak (V_s) zemin yüzeyindeki ivme-periyot, hız-periyot, deplasman-periyot ilişkilerinin araştırılması amaçlanmıştır. Çalışmada üç farklı anakaya kayma dalgası hızları kullanılmıştır. Bir boyutlu eşdeğer lineer analize dayalı analiz yapan EERA programı kullanılarak, kayma dalgası hızlarından zemin hakim periyot değerleri bulunmuştur. Spektral ivme-periyot, hız-periyot, deplasman-periyot değişimi karşılaştırmalarını yapabilmek için iki boyutlu dinamik sonlu elemanlar analizleri PLAXIS bilgisayar programı ile yapılmıştır. Çözümü yapılan zemin modellerinin spektral ivme-periyot grafiğinden hakim periyotları bulunmuştur. Bu aşamadan sonra bir boyutlu ve iki boyutlu analiz sonuçları karşılaştırılarak risk tahminleri yapılmıştır. Çalışmanın sonucunda ise iki boyutlu analizlerin bir boyutlu analizlerden farklı sonuçlar verdiği ve gerçeğe yakın sonuçlar elde etmek için yerinde yapılacak deneysel çalışmalara gereksinim duyulduğu anlaşılmıştır.

ANAHTAR KELİMELEER: Yapı-Zemin Etkileşimi, PLAXIS, EERA

JÜRİ: Prof. Dr. Mustafa Hilmi ACAR (Danışman)

Yrd. Doç. Dr. Turan Selçuk GÖKSAN

Yrd. Doç. Dr. Ramazan ÖZÇELİK

ABSTRACT

INVESTIGATION of SOIL-STRUCTURE INTERACTION on ANTALYA PROVINCE SCALE

Elif Firuze ERDİL

**MSc Thesis in Civil Engineering
Supervisor: Prof. Dr. Mustafa Hilmi ACAR
June 2013, 69 pages**

Turkey is under the influence of earthquake phenomena due to the poor soil conditions and uncontrolled building construction. In this study it is aimed to investigate the relation between surface acceleration-period, velocity-period and displacement-period graphs for clay and sand soil models by using shear wave velocity (V_s) and soil conditions by using Van 2011 earthquake records. In the study three different bedrock shear wave velocity were used. Predominant period values were determined from the EERA program which is based on the one-dimensional equivalent linear analysis. To make comparisons between spectral acceleration and period, velocity and period and displacement and period variations, two-dimensional dynamic finite element analyses were made by using PLAXIS software program. Predominant acceleration values of soil models were found from spectral acceleration-period graphs. After this stage, one-dimensional and two-dimensional analysis results were compared with estimates of risk. It is proposed that, the results of two-dimensional analyses are different from that of the one-dimensional analyses and to obtain more accurate results, experimental studies carried out in-situ are needed.

KEYWORDS: Soil-Structure Interaction, PLAXIS, EERA

COMMITTEE: Prof. Dr. Mustafa Hilmi ACAR
Asst. Prof. Dr. Turan Selçuk GÖKSAN
Asst. Prof. Dr. Ramazan ÖZÇELİK

ÖNSÖZ

Önsöz herhangi bir eser okunmadan önce çalışmayı yapan kişinin duygu ve düşüncelerini çalışmadan bağımsız olarak okuyuculara aktarabildiği kısımdır.

Burada eserin yazarı, bu konunun neden seçildiğini, alanın önemini, çalışmayı yaparken içersinde bulunduğu koşulları, bu esnada okuyucuları ilgilendirebileceğini düşündüğü olayları ve çalışmayı yaparken yaşadıkları gibi konuları belirtilebilir. Çalışmanın başkaları tarafından daha sonra geliştirilmesi durumunda önerilere yer verilebilir.

Tezin hazırlanması esnasında yardım alınan kişi ve kuruluşlara önsöz içersinde bir paragraf ayrılarak teşekkür edilebilir. Ancak bu aşamada abartılı hareket edilmeyerek, çalışmaya direk desteği olan kişilerden bahis edilmelidir. Tezin üniversitemiz bilimsel araştırmalar proje birimi tarafından desteklenmesi halinde bu durum iç kapakta belirtilmelidir.

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
ÖNSÖZ.....	iii
İÇİNDEKİLER.....	iv
SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ.....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	viii
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	1
1.2. Depremler.....	3
1.2.1. Depremlerin oluşumu.....	3
1.2.2. Deprem türleri.....	5
1.2.3. Deprem parametreleri.....	6
1.2.4. Deprem dalgalarının yayılımı: P ve S dalgaları.....	8
1.3. Yeryüzünde Faylar ve Tektonik Bölgeler.....	11
1.4. Türkiye'nin Depremselliği.....	13
1.5. Antalya İl'inin Depremselliği.....	14
1.5.1. Antalya ve çevresini etkileyen diri faylar.....	14
1.5.2. Antalya ve çevresindeki sismik boşluklar.....	15
1.5.3. Antalya ve çevresinin deprem etkinliği.....	17
1.5.3.1. Tarihsel dönem depremleri.....	17
1.5.3.2. Aletsel dönem depremleri.....	17
1.6. Yerel Zemin Koşulları.....	19
1.6.1. Yerel zemin kalınlığı.....	22
1.6.2. Zemin spektrumları.....	22
1.7. Zemin Davranış Analizleri.....	23
1.7. 1. Bir boyutlu zemin davranış analizleri.....	25
1.7. 2. İki boyutlu zemin davranış analizleri.....	26
2. MATERYAL VE METOD.....	29
2.1. Bir Boyutlu Eşdeğer Dinamik Analiz (EERA).....	29
2.2. İki Boyutlu Dinamik Analiz (PLAXIS).....	42
2.3. Yapılan Dinamik Analizler.....	46
2.3.1. PLAXIS yazılım programı.....	46
2.3.2. EERA programı.....	49
2.4. Analizlerde Kullanılan Parametreler.....	51
3. BULGULAR VE DEĞERLENDİRMELER.....	55
3.1. Kil Zemin Modeli İçin Elde Edilen Sonuçlar ve Değerlendirmeler.....	55
3.2. Kum Zemin Modeli İçin Elde Edilen Sonuçlar ve Değerlendirmeler.....	60
4. SONUÇ.....	65
5. KAYNAKLAR.....	67
ÖZGEÇMİŞ.....	

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Simgeler

km	Kilometre
m	Metre
s	Saniye
V_s	Kayma dalgası hızı
T_o	Zemin hakim periyodu
ω_o	Hakim frekans
H	Zemin tabaka kalınlığı
M_s	Magnetüd
ξ	Sönüm oranı
γ_n	Doğal birim hacim ağırlık
γ_k	Kuru birim hacim ağırlık lığı
f	Frekans
ε	Kayma şekil değiştirmesi
α, β	Rayleigh sönüm katsayıları
c	Kohezyon
φ	İçsel sürtünme açısı
η	Viskozite
G	Kayma modülü
G^*	Kompleks kayma modülü

Kısaltmalar

ABYBHY	Afet Bölgelerinde Yapılacak Binalar Hakkında Yönetmelik
EERA	Equivalent-Linear Earthquake Response Analyses

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Yer kabuğu hareketinin şematik anlatımı.	4
Şekil 1.2. Odak noktası, dış merkez ve sismik deprem dalgalarının yayılışı.....	6
Şekil 1.3. Cisim dalgalarının oluşturduğu deformasyonlar.....	9
Şekil 1.4. Yüzey dalgalarının oluşturduğu deformasyonlar.....	10
Şekil 1.5. Deprem kaynağından yayılan sismik dalgaların yerin değişik katmanlarınca yansıtılmasını ve kırılmasını gösteren sismik dalga izleri.....	11
Şekil 1.6. Yerin içinde P ve S dalga hızlarının ve yoğunluğunun değişimi.....	11
Şekil 1.7. Ayrılan levhalar	12
Şekil 1.8. Çarpışan levhalar	12
Şekil 1.9. Türkiye deprem bölgeleri haritası.....	13
Şekil 1.10. Antalya İli ve çevresinin deprem bölgeleri haritası.	14
Şekil 1.11. Antalya yöresinde aktif ve potansiyel aktif fay zonları	15
Şekil 1.12. Türkiye’deki sismik boşluklar ile Antalya ve çevresinde yer alan Antalya Körfezi ve Aksu sismik boşluklarını gösteren harita	16
Şekil 1.13. Antalya ve yakın çevresindeki depremlerin episantr Haritası	17
Şekil 1.14. Bölgede meydana gelmiş $M \geq 4$ depremlerin episantr dağılımı	18
Şekil 1.15. Antalya İli ve çevresindeki deprem ölçüm istasyon haritası	19
Şekil 1.16. Erzincan 1992 depreminde 2-3 katlı betonarme yapılarda mahallere göre farklılıkları açıkça gösteren hasar oran dağılımları.....	21
Şekil 1.17. Yerel zemin kalınlığının maksimum temel kesme kuvvetine etkisi.....	22
Şekil 1.18. Değişik zeminler için spektral ivme periyot ilişkisi.	23
Şekil 1.19. Farklı zeminler için deprem şiddeti ve episantr uzaklığı arasındaki ilişki ...	23
Şekil 1.20. Kırılma süreci ve dalga yayılma seması	26
Şekil 1.21. Dinamik tepki analizleri ile çözülen yaygın problemler.....	27
Şekil 2.1. Eşdeğer lineer modelde kullanılan gerilme deformasyon ilişkisi	29
Şekil 2.2. Eşdeğer Lineer Model.....	31
Şekil 2.3. Lineer ve yarı logaritmik eksen takımında τ/τ_{maks} ve G/G_{maks} eğrileri üzerinde deformasyon yumuşaması örneği üzerinde deformasyon yumuşaması örneği.	33
Şekil 2.4. Normalize edilmiş kompleks kayma modülünün kritik sönüm oranı ile değişimi.....	34
Şekil 2.5. Model 1 ve 2 için kritik sönüm oranının fonksiyonu olarak her yükleme ilmiğinde kaybolan enerji.....	34
Şekil 2.6. Yarı sonsuz üniform anakaya üzerine oturan yatay tabakalı zemin sistemlerinin bir boyutlu olarak idealleştirilmesi.....	36
Şekil 2.7. Arazi davranış analizinde kullanılan terminoloji.....	40
Şekil 2.8. Eşdeğer lineer analizinde kayma modülü ve sönüm oranının kayma deformasyonu ile iterasyonu.....	41
Şekil 2.9. İstinat duvarı örneğinde tipik bir dört düğümlü elemanda serbestlik derecesini ortaya koyan sonlu eleman ağı.....	42
Şekil 2.10 x-y koordinat sistemindeki düzensiz bir dörtgen elemanın s-t koordinat sisteminde kare şeklinde haritalanması.....	43
Şekil 2.11. Sonlu eleman ağı için üç çeşit sınır durumu	45
Şekil 2.12. Plaxis veri giriş penceresi	47

Şekil 2.13. Plaxis'te düğüm ve gerilme noktaları.....	48
Şekil 2.14. Kil için G/Gmax ve sönüm oranı-kayma şekil değiştirmesi ilişkileri	51
Şekil 2.15. Kum için G/Gmax ve sönüm oranı-kayma şekil değiştirmesi ilişkileri.....	52
Şekil 2.16. 2011 Van depremi ivme kaydı.....	54
Şekil 3.1. Kil zemine ait Spektral İvme- Periyot grafiği (%2 sönüm oranı).....	55
Şekil 3.2. Kil zemine ait Spektral İvme- Periyot grafiği (%5 sönüm oranı).....	56
Şekil 3.3. Kil zemine ait Spektral Hız- Periyot grafiği (%2 sönüm oranı)	57
Şekil 3.4. Kil zemine ait Spektral Hız- Periyot grafiği (%5 sönüm oranı)	57
Şekil 3.5. Kil zemine ait Spektral Deplasman- Periyot grafiği (%2 sönüm oranı).....	58
Şekil 3.6. Kil zemine ait Spektral Deplasman- Periyot grafiği (%5 sönüm oranı).....	59
Şekil 3.7. Kum zemine ait Spektral İvme - Periyot grafiği (%2 sönüm oranı).....	60
Şekil 3.8. Kum zeminine ait Spektral İvme - Periyot grafiği (%5 sönüm oranı).....	61
Şekil 3.9. Kum zemine ait Spektral Hız - Periyot grafiği (%2 sönüm oranı)	62
Şekil 3.10. Kum zemine ait Spektral Hız - Periyot grafiği (%5 sönüm oranı)	62
Şekil 3.11. Kum zemine ait Spektral Deplasman - Periyot grafiği (%2 sönüm oranı) ...	63
Şekil 3.12. Kum zemine ait Spektral Deplasman - Periyot grafiği (%5 sönüm oranı) ...	64

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 1.1. Şiddet ve Büyüklük Bağıntısı	8
Çizelge 1.2. 1960'dan bu yana Türkiye'de hasar yapan depremler	14
Çizelge 2.1. Malzeme parametreleri	52
Çizelge 2.2. Rayleigh sönüm katsayıları.....	53
Çizelge 3.1. Kil zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral İvme değerleri.....	56
Çizelge 3.2. Kil zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral Hız değerleri	58
Çizelge 3.3. Kil zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral Deplasman değerleri.....	59
Çizelge 3.4. Kum zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral İvme değerleri..	61
Çizelge 3.5. Kum zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral Hız değerleri	63
Çizelge 3.6. Kum zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral Deplasman değerleri.....	64

1. GİRİŞ

Türkiye, dünyanın ikinci aktif kuşağı olan Alpid kuşağındadır. Türkiye'deki depremlerin sığ odaklı olmaları sebebiyle çok büyük hasarlara neden oldukları bilinmektedir. Yakın zamanda meydana gelen Van 2011 depremi, depremin yol açtığı can ve mal kaybını bir kez daha gözler önüne sermiştir. Depremlerin önlenemeyeceği bilinen bir gerçektir. Fakat zemin koşullarının araştırılması ile depremlerin meydana getirecekleri hasarı önlemek veya azaltmak mümkündür.

Yapılan çalışmalar, deprem sırasında yapıyı etkileyen en önemli faktörlerin yerel zemin koşulları ve yapı-zemin etkileşimi olduğunu göstermektedir. Bu nedenle sismik risk taşıyan bölgelerde yerel zemin şartlarının belirlenmesi büyük önem taşımaktadır. Son yıllarda elde edilen aletsel kayıtlar, bir noktadan bir noktaya deprem özelliklerinin değişebileceğini göstermiştir. Buna istinaden yapıya gelecek deprem kuvvetlerini belirlerken özellikle yerel zemin koşullarının araştırılması gerekmektedir. Günümüzde yerel zemin parametrelerinin farklı yöntemlerle belirlenebilmesinin yanı sıra bu yöntemlerden biri olan Kayma Dalgası hızı korelasyonları teorik olarak yaygın bir şekilde kullanılmaktadır.

Deprem esnasında zemin deprem hareketini yapıya değiştirerek iletir. Bu değişiklik etkiyi büyütme veya azaltma şeklinde olabilir. Depremin düşey bileşenlerinin yapıya etkimesi durumunda ise yapı yukarı doğru zeminden ayrılarak hareket edebilir. Zemin özellikleri yapının periyot ve mod şekillerini değiştirebilmektedir. Eğer yapı ile bina periyotları çakışırsa yapıda oluşacak rezonanstan dolayı üstü yapı çok büyük zorlanmalara maruz kalır. Bu nedenle yapıların zemin ile birlikte düşünülerek çözümlenmesi gerekir. Yapı zemin etkileşimi yapının şekil değiştirmesinin zemin gerilmelerini, zeminin deformasyonunun da yapı iç kuvvetlerini etkilemesidir. Özellikle yumuşak ve orta sert zeminler yapılarda ilave kesit tesirleri ortaya çıkarmaktadır. Yumuşak zeminler üzerine inşa edilen yapıların tepe noktasındaki yer değiştirmeleri daha fazla olurken, orta sert zeminlerde ise zemin periyodu, yapı yüksekliğine bağlı olarak yapı periyodu ile sıklıkla çakışabilmektedir (Ala 2007).

Bu çalışmada Antalya İli ölçeğinde yapı-zemin etkileşimini araştırmak amacıyla değişik yerel zemin koşulları kullanılarak dinamik analizler yapılmıştır.

1.1. Çalışmanın Amacı ve İzlenen Yol

Bu çalışmada dinamik yükler altında, yerel zemin koşullarının deprem sırasında oluşan yüzey yer hareketi üzerindeki etkisi bir ve iki boyutlu dinamik analizlerle incelenmiştir. Ayrıca her iki analiz yöntemine sönüm parametrelerinin sonuçlar üzerinde etkileri araştırılmıştır. 21 Ekim 2011 Van depreminde çok sayıda yapının aşırı hasar görmesi ve yıkılmasında zemin koşullarının büyük bir etkisi olduğu raporlarla belirtilmiştir. Bu amaçla Van deprem kayıtları alınarak, zemin koşulları tek boyutlu analizlerle belirlenip, zemin modellerinin sonlu elemanlar yöntemiyle iki boyutlu dinamik analizleri sonucunda yapı-zemin etkileşimi olgusu irdelenmiştir.

Bir boyutlu dinamik davranış analizleri, eşdeğer lineer analiz prensibine dayalı olarak çalışan EERA programı ile, iki boyutlu analizler ise sonlu elemanlar analiz yöntemine dayalı olarak hesap yapan PLAXIS 8.2 programı ile yapılmıştır.

EERA harfleri Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses kelimelerinin baş harflerinden meydana gelmekte olup, J. P. Bardet, K. Ichii, ve C. H. Lin tarafından Fortran 90 dili ile hazırlanmış olan eşdeğer lineer deprem tepki analizi programının Excel'de uygulanmasıdır.

PLAXIS, 1987'de Delft Teknik Üniversitesi'nde geliştirilmiş, Geoteknik Mühendisliği projeleri ile ilgili problemleri sonlu elemanlar yöntemi ile çözen, deformasyon, stabilite, dinamik ve zamana bağlı davranış analizleri yapan, ayrıca yapı-zemin ilişkisini modelleyen bilgisayar yazılımıdır.

Bir boyutlu analizlerde zemin profili, tabaka kalınlıkları ve malzeme parametreleri tanımlanmıştır. Van depremi kaydı girilmiş ve tek boyutlu dinamik analizleri yapılmıştır. Analizlerden, spektral ivmeler, yer değiştirmeler ve hızlar belirlenmiştir. Anakaya kayma dalgası hızı, Deprem Bölgelerinde Yapılacak Binalar Hakkında Yönetmelik'te belirtilen kaya ve kayalar için kayma dalgası hızı minimum değeri olan 700 m/s değerinin üzerinde tutulmak üzere ve yönetmelikte maksimum değer verilmediği için $V_s = 800$ m/s, 1200 m/s ve 1600 m/s olarak alınmış ve her durum için sonuçlar grafiklerle sunulmuştur.

PLAXIS programı ile yapılan dinamik analizlerden söz ederken değinilmesi gereken en önemli kavram, analiz sonuçlarını en çok etkilemesi nedeniyle sönüm katsayılarıdır. Rayleigh α ve Rayleigh β katsayıları olarak anılan bu katsayılar, yer hareketinden dolayı anakayada ortaya çıkan enerjinin, zemin tabakalarından geçerken ne oranda sönümleneceğinin belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır. Rayleigh α ve Rayleigh β , zeminin titreşim frekansı ve sönüm oranı ile ilişkilendirilmiş bağıntılarla hesaplanmıştır (Alim 2006). Çalışmada sönüm oranı olarak, literatürde en sık kullanılan değer olan %5 ve sık kullanılsa da sönüm oranının etkisini görmek açısından %2 değeri kullanılmıştır.

Çalışmada, zemin cinsine ait kayma dalgası hızı ve yüksekliği $4H/V_s$ bağıntısında yerine konularak zeminin birinci doğal titreşim periyodu bulunmuştur. Bulunan bu değer açısal frekansa dönüştürülmüştür. Böylelikle zeminin birinci doğal titreşim frekansı hesaplanmıştır. İkinci titreşim frekansı olarak ise zemin davranışının genellikle 10 Hz frekans değerine kadar önemli olduğu kabulüne dayanarak 10 Hz alınmıştır. Böylece zeminin birinci doğal titreşim frekansı ve 10 Hz frekans değerleri arasındaki zemin davranışı dikkate alınarak sönüm katsayıları hesaplanmıştır.

Dinamik analiz sonuçları önce, bir boyutlu ve iki boyutlu analizlerde kullanılan farklı yöntemler için kendi içerisinde karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma spektral ivmeler, yer değiştirmeler ve hızlar bazında gerçekleştirilmiş ve kullanılan çeşitli yöntemler ile elde edilen sonuçlar arasındaki farklar irdelenmiştir. Daha sonra bir boyutlu ve iki boyutlu analizler birbirleri ile karşılaştırılarak bir ve iki boyutlu analiz sonuçlarının birbirinden farkı açıklanmaya çalışılmıştır (Alim 2006).

1.2. Depremler

1.2.1. Depremlerin oluşumu

Yerkürenin iç yapısı konusunda, jeolojik ve jeofizik çalışmalar sonucu elde edilmiş verilerin desteklediği bir model bulunmaktadır. Bu modele göre, yerkürenin dış kısmında yaklaşık 70-100 km kalınlıkta oluşmuş bir taşküre (Litosfer) vardır. Kıtalar ve okyanuslar bu taşkürede yer alır. Litosfer ile çekirdek arasında kalan ve kalınlığı 2.900 km olan kuşağa Manto adı verilir. Manto'nun altındaki çekirdeğin nikel-demir karışımından oluştuğu kabul edilmektedir. Yerin, yüzeyden derine gidildikçe sıcaklığın arttığı bilinmektedir. Enine deprem dalgalarının yerin çekirdeğinde yayılmadığı olgusundan giderek çekirdeğin sıvı bir ortam olması gerektiği sonucuna varılmaktadır. Manto genelde katı olmakla beraber yüzeyden derine inildikçe içinde yerel sıvı ortamları bulundurmaktadır. Taşküre'nin altında Astenosfer denilen yumuşak Üst Manto bulunmaktadır. Burada oluşan kuvvetler, özellikle konveksiyon akımları nedeni ile, taş kabuk parçalanmakta ve birçok levhalara bölünmektedir. Üst Manto'da oluşan bu konveksiyon akımları, radyoaktivite nedeni ile oluşan yüksek ısıya bağlanmaktadır. Konveksiyon akımları yukarıya yükseldikçe taşkürede gerilmelere ve daha sonra da zayıf zonların kırılmasıyla levhaların oluşmasına neden olmaktadır. Halen 10 kadar büyük levha ve çok sayıda küçük levhalar vardır. Bu levhalar üzerlerinde duran kıtalarla birlikte, Astenosfer üzerinde sal gibi yüzmekte ve birbirlerine göre insanların hissedemeyeceği bir hızla hareket etmektedirler.

Konveksiyon akımlarının yükseldiği yerlerde levhalar birbirlerinden uzaklaşmakta ve buradan çıkan sıcak magmada okyanus ortası sırtlarını oluşturmaktadır. Levhaların birbirlerine değdikleri bölgelerde sürtünmeler ve sıkışmalar olmakta, sürtünen levhalardan biri aşağıya Manto'ya batmakta ve eriyerek yitme zonlarını oluşturmaktadır. Konveksiyon akımlarının neden olduğu bu ardışıklı olay taşkürenin altında devam edip gitmektedir.

Yerkabuğunu oluşturan levhaların birbirine sürtündükleri, birbirlerini sıkıştırdıkları, birbirlerinin üstüne çıktıkları ya da altına girdikleri (yitim) bu levhaların sınırları dünyada depremlerin oluştuğu bölgelerdir. Dünyada olan depremlerin büyük çoğunluğu bu levhaların birbirlerini zorladıkları bölgelerde ve itilmekte olan bir levha ile bir diğer levha arasında sürtünme kuvveti aşıldığı zaman oluşur. Bu hareket çok kısa bir zaman biriminde gerçekleşir ve şok niteliğindedir. Sonunda çok uzaklara kadar yayılabilen deprem dalgaları ortaya çıkar.

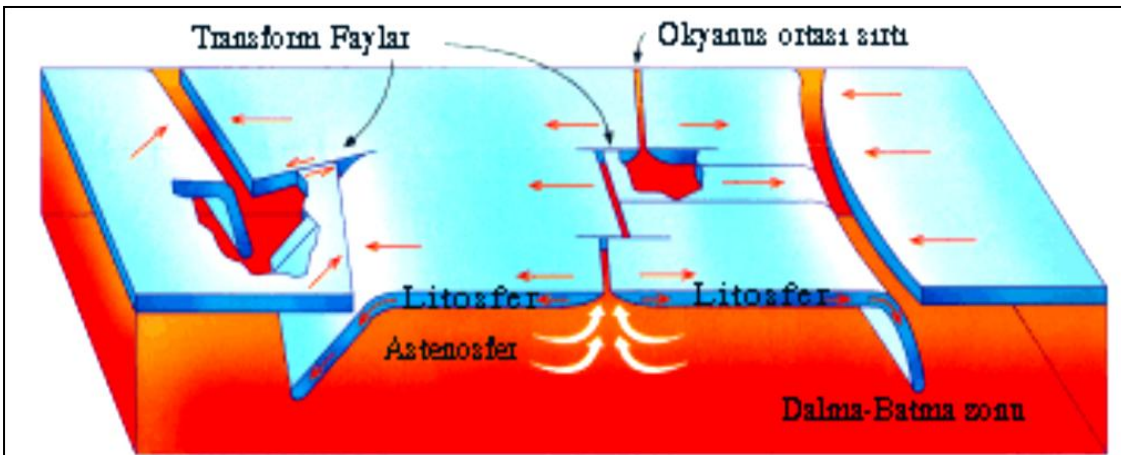
Bu dalgalar geçtiği ortamları sarsarak ancak depremin oluş yönünden uzaklaştıkça enerjisi azalarak yayılır. Bu sırada yeryüzünde bazen gözle görülebilen, kilometrelerce uzanabilen ve fay adı verilen arazi kırıkları oluşabilir. Bu kırıklar bazen yeryüzünde gözlenemez, yüzey tabakaları ile gizlenmiş olabilir. Bazen de eski bir depremden oluşmuş ve yer yüzüne kadar çıkmış, ancak zamanla örtülmüş bir fay yeniden oynayabilir. Birbirlerini iten ya da diğerinin altına giren iki levha arasında, harekete engel olan bir sürtünme kuvveti vardır. Bir levhanın hareket edebilmesi için bu sürtünme kuvvetinin aşılması gerekir. Depremlerinin oluşumunun bu şekilde "Elastik Geri Sekme Kuramı" adı altında anlatımı 1911 yılında Reid tarafından yapılmıştır ve laboratuvarlarda da denenerek ispatlanmıştır.

Bu kurama göre, herhangi bir noktada zamana bağımlı olarak, yavaş oluşan birim deformasyon birikiminin elastik olarak depoladığı enerji, kritik bir değere eriştiğinde, fay düzlemi boyunca var olan sürtünme kuvvetini yenerek, fay çizgisinin her iki tarafındaki kaya bloklarının birbirine göreli hareketlerini oluşturmaktadır. Bu olay ani yer değiştirme hareketidir. Bu ani yer değiştirmeler ise bir noktada biriken birim deformasyon enerjisinin açığa çıkması, boşalması, diğer bir deyişle mekanik enerjiye dönüşmesi ile ve sonuç olarak yer katmanlarının kırılma ve yırtılma hareketi ile olmaktadır. Aslında kayaların, önceden bir birim yer değiştirme birikimine uğramadan kırılmaları olanaksızdır. Bu birim yer değiştirme hareketlerini hareketsiz görülen yer kabuğunda, üst mantoda oluşan konveksiyon akımları oluşturmakta, kayalar belirli bir deformasyona kadar dayanıklılık gösterebilmekte ve sonra da kırılmaktadır.

Depremler bu kırılmalar sonucu oluşmaktadır. Bu olaydan sonra da kayalardan uzun zamandan beri birikmiş olan gerilmelerin ve enerjinin bir kısmı ya da tamamı giderilmiş olmaktadır.

Çoğunlukla deprem olayı esnasında oluşan faylarda, elastik geri sekmeler (atım), fayın her iki tarafında ve ters yönde oluşmaktadır. Faylar genellikle hareket yönlerine göre isimlendirilirler. Daha çok yatay hareket sonucu meydana gelen faylara "Doğrultu Atımlı Fay" denir. Fayın oluşturduğu iki ayrı blok'un birbirlerine göreli olarak sağa veya sola hareketlerinden de bahsedilebilir ki bunlar sağ veya sol yönlü doğrultulu atımlı faya bir örnektir. Düşey hareketlerle meydana gelen faylara ise "Eğim Atımlı Fay" denir. Fayların çoğunda hem yatay, hem de düşey hareket bulunabilir.

Şekil 1.1'de görülen transform faylar, Okyanus sırtlarında birbirlerinden konveksiyon akımları ile ayrılan litosferin bir çeşit yırtılmasıyla oluşur, böyle yırtılma hallerinde düz bir doğrultu takip edilmeyip zayıf yerler tercih edilir. Okyanus sırtları zayıf yerlere sıçrama yaptığında birbirine yanal atımlı faylarla bağlanırlar. Bu fayların doğrultuları hemen hemen sırtlara diktirler, yani dönüşüm yapmışlardır. İki levhanın birbiri yanından kayarak geçmesiyle meydana gelen ve levhaların yeni bir kabuk oluşturmayacak şekilde ya da eski kabuğu tüketmeyecek şekilde birbirine komşu olduğu yerlerde oluşan levha sınırına "Transform Fay" denir.



Şekil 1.1. Yer kabuğu hareketinin şematik anlatımı (www.deprem.gov.tr)

Bir deprem oluştuğunda sismik dalgalar deprem kaynağından ışınsal olarak uzaklaşır ve yerkabuğunda yayılır. Bu dalgalar yeryüzüne ulaştığında birkaç saniyeden dakikalara değişen bir süre boyunca sarsıntı meydana getirir. Belirli bir sahadaki sarsıntının gücü ve süresi depremin boyutu ve yeri ile o sahanın karakteristiklerine bağlıdır. Büyük bir depremin kaynağına yakın yerlerde yer sarsıntısı çok büyük zararlara yol açar.

Ancak, kuvvetli yer sarsıntısı birkaç değişik sismik tehlike açısından geniş kapsamlı zarara neden olabilir. Sismik dalgaların deprem kaynağından yeryüzüne gelişinde kat ettiği yolun çok önemli bir bölümü kaya içinde olsa da, yolun son kısmı zemin içinde kat edilmekte, zemin içindeki karakteristikleri de zemin yüzeyindeki sarsıntısının niteliğini önemli ölçüde etkilemektedir. Zeminler bazı frekanslardaki sismik dalgaları sönümleme hareketi ile filtrelerken bazı frekanslardakinin genliğini büyütmektedir (zemin büyütmesi).

Zemin özellikleri genellikle kısa mesafelerde büyük değişimler gösterdiğinden, küçük bir alan içindeki yer sarsıntısının düzeyi de çok değişken olabilir. Geoteknik deprem mühendisliğinin en önemli konulardan biri, yerel zemin koşullarının kuvvetli yer hareketi üzerindeki etkisinin incelenmesidir (www.deprem.gov.tr).

1.2.2. Deprem türleri

Depremler oluş nedenlerine göre değişik türlerde olabilir. Dünyada olan depremlerin büyük bir bölümü yukarıda anlatılan biçimde oluşmakla birlikte az miktarda da olsa başka doğal nedenlerle de olan deprem türleri vardır. Levhaların hareketi sonucu oluşan depremler genellikle "tektonik" depremler olarak nitelenir ve bu depremler çoğunlukla levhalar sınırlarında oluşurlar.

Yeryüzünde olan depremlerin %90'ı bu gruba girer. Türkiye'de olan depremler de büyük çoğunlukla tektonik depremlerdir. İkinci tip depremler "volkanik" depremlerdir. Bunlar volkanların etkinliklerine bağlı olarak oluşurlar.

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

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

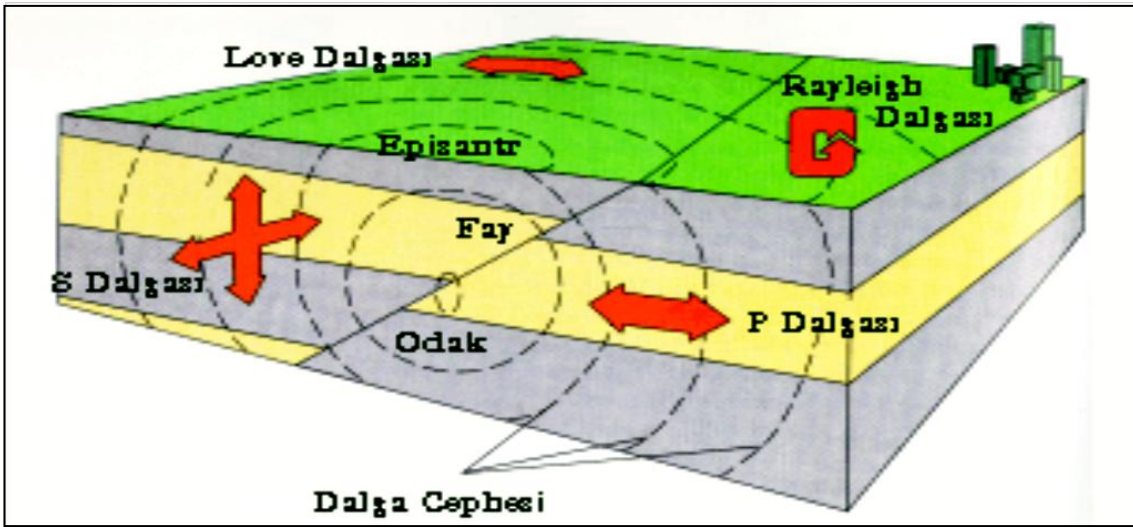
Bazen büyük bir deprem olmadan önce küçük sarsıntılar olur. Bu küçük sarsıntılara "öncü depremler" denilmektedir. Büyük bir depremin oluşundan sonra da belki birkaç yüz adet küçük deprem olmaya devam etmektedir. Bu küçük depremler

"artçı depremler" olarak isimlendirilir ve büyük depremin oluş anına göre bunların şiddetinde ve sayısında azalım görülür (www.deprem.gov.tr).

1.2.3. Deprem parametreleri

Herhangi bir deprem oluştuğunda, bu depremin tariflenmesi ve anlaşılabilmesi için "Deprem parametreleri" olarak tanımlanan bazı kavramlardan söz edilmektedir. Aşağıda kısaca bu parametrelerin açıklaması yapılacaktır.

Odak Noktası: Yerin içinde depremin enerjisinin ortaya çıktığı noktadır. Bu noktaya odak noktası veya iç merkez de denir (hiposantr). Gerçekte, bu enerjinin ortaya çıktığı bir nokta olmayıp bir alandır. Ancak pratik uygulamalarda nokta olarak kabul edilmektedir (Şekil 1.2).



Şekil 1.2. Odak noktası, dış merkez ve sismik deprem dalgalarının yayılışı (www.deprem.gov.tr)

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

Odak Derinliği: Depremde enerjinin açığa çıktığı noktanın yeryüzünden en kısa uzaklığı, depremin odak derinliği olarak adlandırılır. Depremler odak derinliklerine göre sınıflandırılabilirler. Bu sınıflandırma tektonik depremler için geçerlidir. Yerin 0-60 km. derinliğinde olan depremler sığ deprem olarak nitelenir. Yerin 70-300 km. derinliklerinde olan depremler orta derinlikte olan depremlerdir. Derin depremler ise yerin 300 km.' den fazla derinliğinde olan depremlerdir. Türkiye'de olan depremler genellikle sığ depremlerdir ve derinlikleri 0-60 km. arasındadır. Orta ve derin depremler daha çok bir levhanın bir diğer levhanın altına girdiği bölgelerde oluşur. Derin

depremler çok geniş alanlarda hissedilir, buna karşılık yaptıkları hasar azdır. Sığ depremler ise dar bir alanda hissedilirken bu alan içinde çok büyük hasar yapabilirler.

Şiddet: Herhangi bir derinlikte olan depremin, yeryüzünde hissedildiği bir noktadaki etkisinin ölçüsü olarak tanımlanmaktadır. Diğer bir deyişle depremin şiddeti, onun yapılar, doğa ve insanlar üzerindeki etkilerinin bir ölçütüdür. Bu etki, depremin büyüklüğü, odak derinliği, uzaklığı yapıların depreme karşı gösterdiği dayanıklılığa bağlı olarak değişir. Şiddet depremin kaynağındaki büyüklüğü hakkında doğru bilgi vermemekle beraber, deprem sonucu oluşan hasarı yukarıda belirtilen etkenlere bağlı olarak yansıtır. Depremin şiddeti, depremlerin gözlenen etkileri sonucunda ve uzun yılların vermiş olduğu deneyimlere dayanılarak hazırlanmış olan "Şiddet Cetvelleri"ne göre değerlendirilmektedir. Diğer bir deyişle deprem şiddet cetvelleri depremin etkisinde kalan canlı ve cansız her şeyin depreme gösterdiği tepkiyi değerlendirmektedir. Önceden hazırlanmış olan bu cetveller, her şiddet derecesindeki depremlerin insanlar, yapılar ve arazi üzerinde meydana getireceği etkileri belirlemektedir.

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

Büyüklik: Deprem sırasında açığa çıkan enerjinin bir ölçüsü olarak tanımlanmaktadır. Enerjinin doğrudan doğruya ölçülmesi olanağı olmadığından, Richter tarafından 1930 yıllarında bulunan bir yöntemle depremlerin aletsel bir ölçüsü olan "Magnitüd" tanımlanmıştır. Dış merkezden 100 km. uzaklıkta ve sert zemine yerleştirilmiş özel bir sismografla (2800 büyütmeli, özel periyodu 0.8 saniye ve %80 sönümlü Wood-Anderson torsiyon sismografı) kaydedilmiş zemin hareketinin mikron cinsinden (1 mikron 1/1000 mm) ölçülen maksimum genliğinin 10 tabanına göre logaritması depremin büyüklüğü olarak tanımlanmıştır. Bugüne dek olan depremler istatistik olarak incelendiğinde kaydedilen en büyük olay değerinin 8.9 olduğu görülmektedir (31 Ocak 1906 Kolombiya- Ekvador ve 2 Mart 1933 Sanriku,Japonya depremleri).

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

büyüklik (m) ile, yüzey dalgalarından hesaplananlar da (M) ile gösterilmektedir. Her iki büyüklük değerini birbirine dönüştürecek bağıntılar mevcuttur.

Ayrıca M_w deprem için hesaplanabilen moment büyüklüğüdür, eğer bir deprem için moment büyüklüğü hesaplanabilmişse, diğer büyüklük türlerine gerek kalmadığı düşünülür. Deprem için gereken momenti belirlemek hepsinden çok daha karmaşıktır. Esas olarak depremin oluşumunun matematiksel modelinin yapılmasına karşılık gelir. Araştırmacıların bilimsel çalışma süreçleri ile hesaplanır, bu yüzden hesaplar belirli bir zaman alır, otomatik uygulamaya konulması zor olmakla birlikte dünyada sayılı birkaç gözlem evinde sadece belirli bir büyüklüğün üzerindeki depremler için rutin olarak hesaplanmaktadır. Gözlemsel magnitüd değeri ise, gözlemsel inceleme sonucu elde edilen episantr şiddetinden hesaplanmaktadır.

Ancak, bu tür hesaplamalarda, magnitüd-şiddet bağıntısının incelenilen bölgeden bölgeye değiştiği de göz önünde tutulmalıdır. Gözlemleri tarafından bildirilen bu depremin magnitüdü depremin enerjisi hakkında fikir vermez. Çünkü deprem sığ veya derin odaklı olabilir. Magnitüdü aynı olan iki depremden sığ olanı daha çok hasar yaparken, derin olanı daha az hasar yapacağından arada bir fark olacaktır. Yine de Richter ölçeği (M) depremlerin özelliklerini saptamada çok önemli bir unsur olmaktadır. Depremlerin şiddet ve magnitüdüleri arasında birtakım ampirik bağıntılar çıkarılmıştır. Bu bağıntılardan şiddet ve büyüklük değerleri arasındaki dönüşümleri aşağıdaki gibi verilebilir (www.deprem.gov.tr).

Çizelge 1.1. Şiddet ve Büyüklük Bağıntısı (www.deprem.gov.tr)

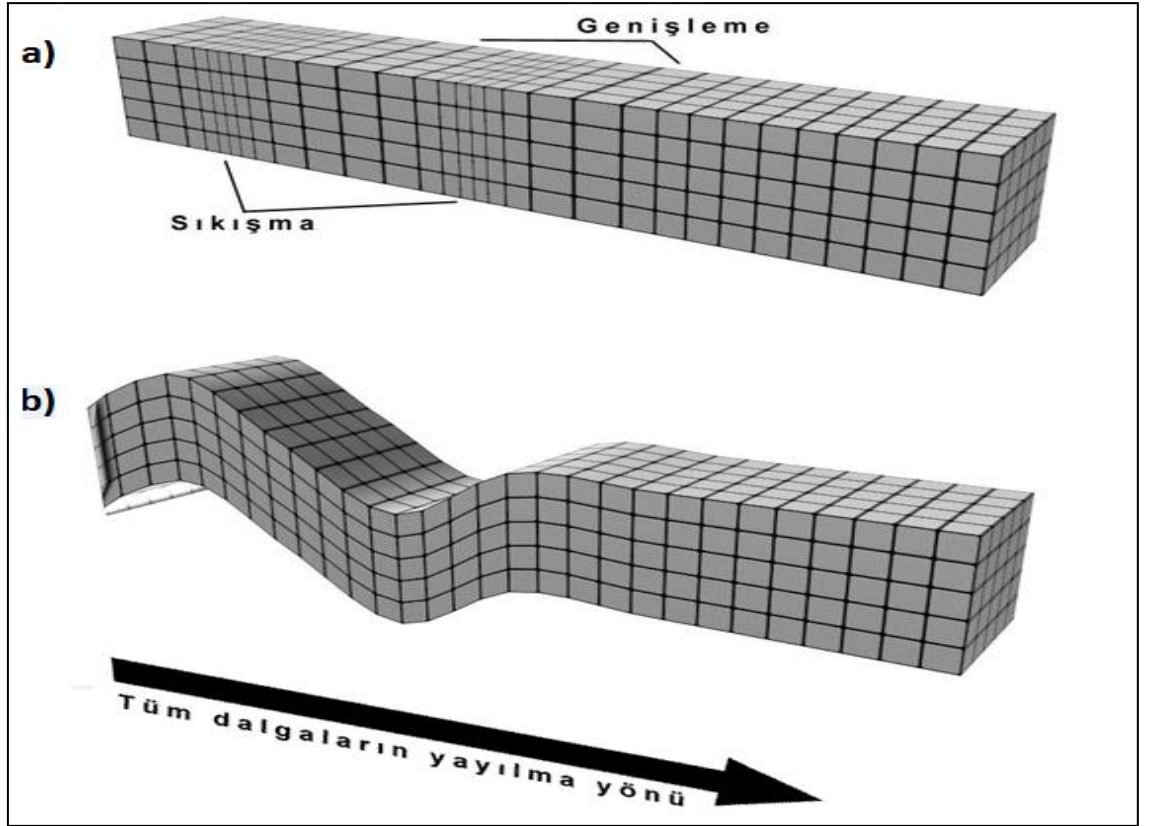
Şiddet	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Büyüklük (Richter)	4	4.5	5.1	5.6	6.2	6.6	7.3	7.8	8.4

1.2.4. Deprem yayılım dalgaları: P ve S dalgaları

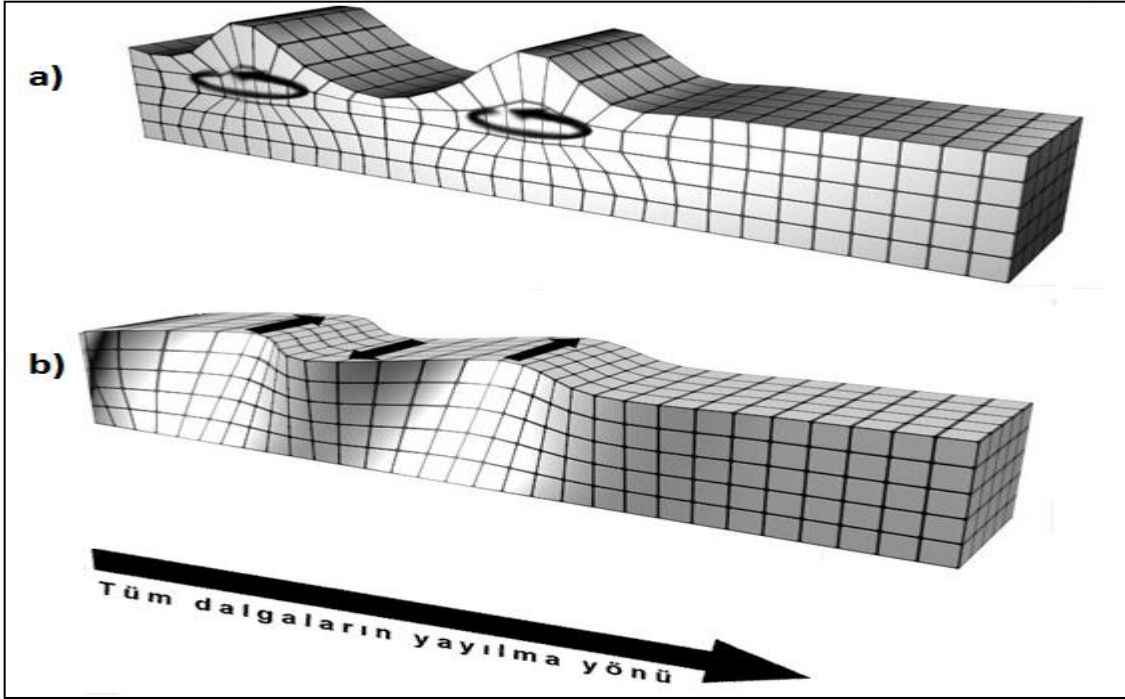
Büyük depremlerin oluşumu sırasında dünyanın her tarafından ölçülebilecek sarsıntı oluşturmaya yeterli düzeyde enerji ortaya çıkar. Farklı türdeki sismik dalgalar yerin iç kısmında hareket ederken farklı özellikteki katman sınırlarında kırılır ve/veya yansımalarla uğrarlar ve yer yüzeyine farklı yollardan ulaşırlar. Bu kırılma ve yansımalarla ilgili olarak yüzyılın başında yapılan araştırmalar yerin yapısının katmanlı olduğunu ortaya çıkarmış ve her katmanın kendine özgü nitelikleri olduğunu göstermiştir. Bir deprem meydana geldiğinde cisim dalgaları, hacim dalgaları ve yüzey dalgaları denen farklı türde sismik dalgalar ortaya çıkar. Hacim dalgaları yerküre içinde enerji kaynağından başlayarak serbest şekilde her yönde yayılır. Cisim dalgaları yeryüzünde yayılırlar. Cisim dalgalarının yeryüzünde yayılırken, yerkabuğunun farklı katmanlarından yaptıkları yansımalarından da yüzey dalgaları oluşur. (Love ve Rayleigh dalgaları) Yer kabuğunun iç kısmında hareket eden cisim dalgalarının P ve S olmak üzere 2 çeşidi vardır.

P dalgaları ortamlardan geçerken önce sıkışma sonra genişleme meydana getirir. Bu yüzden birincil, boyuna veya basınç dalgası olarak ifade edilirler. Ses dalgalarına benzeyen bu dalgalardan etkilenen bir partikülün titreşimi dalga ilerleme yönüne paraleldir. P dalgaları ses dalgalarında olduğu gibi katı ve sıvı ortamlardan geçebilir.

İkincil, enine veya kesme dalgası olarak bildiğimiz S dalgaları içinden geçtikleri ortamda kayma deformasyonlarına yol açarlar. S dalgasından etkilenen bir partikülün hareketi dalga ilerleme yönüne diktir. Kesme dalgaları partikül hareketinin yönüne göre SV (düşey düzlemsel harekete eş) ve SH (yatay düzlemsel harekete eş) olarak 2 gruba ayrılmaktadır. Cisim dalgalarının yayılma-ilerleme hızı içinden geçtikleri ortamın rijitliğine bağlıdır. Jeolojik birimler basınca karşı daha rijit olduklarından, P dalgaları diğer dalgalardan daha hızlıdır ve sismik kayıt istasyonlarına ilk olarak bu dalgalar gelir. Yüzey dalgaları, yer yüzeyi ve yüzeydeki katmanlar ile cisim dalgaları arasındaki etkileşim sonucunda oluşurlar. Bu dalgalar, genlikleri kabaca derinliğe göre üssel olarak azalarak yer yüzeyinde ilerlerler. Özellikleri Şekil 1.3 ve Şekil 1.4'te gösterilmektedir (Soyal 2006).



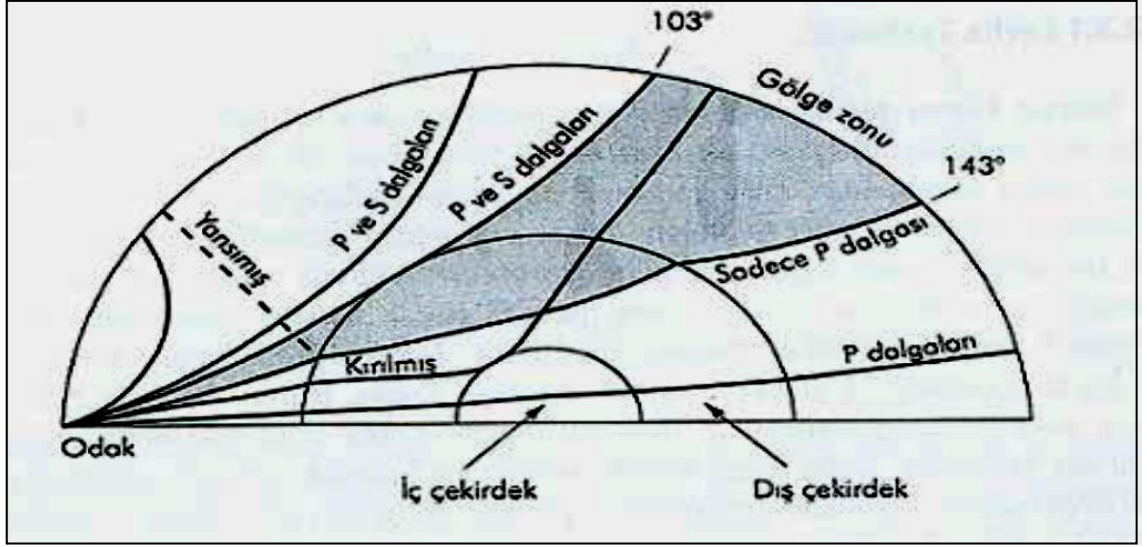
Şekil 1.3. Cisim dalgalarının oluşturduğu deformasyonlar. a) P dalgası b) SV dalgası (www.erimsever.com)



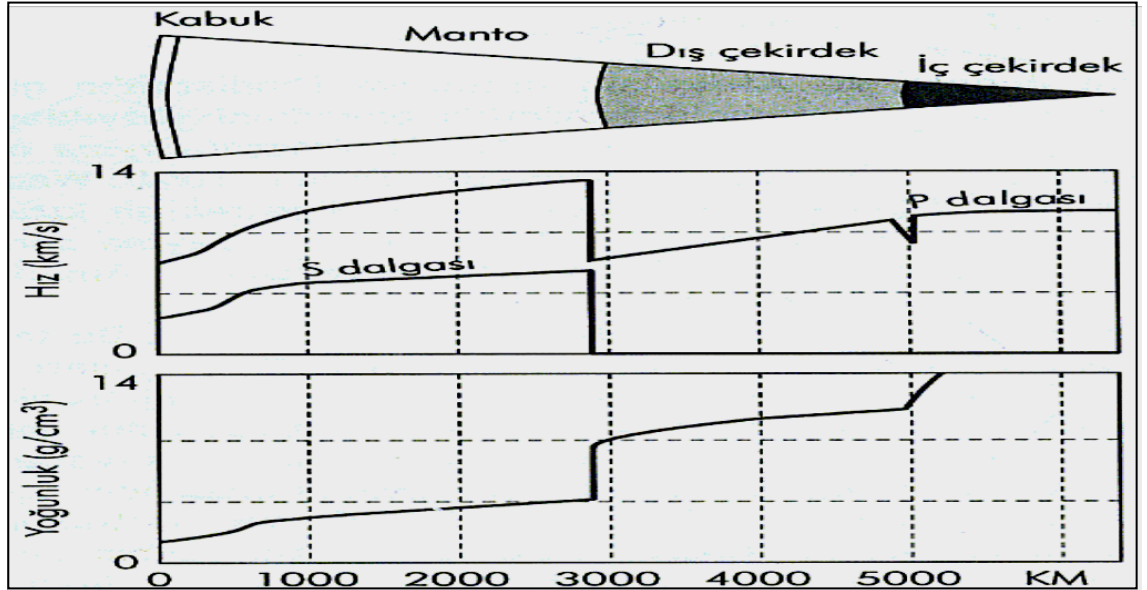
Şekil 1.4. Yüzey dalgalarının oluşturduğu deformasyonlar.
a) Rayleigh dalgası b) Love dalgası (www.erimsever.com)

Bu dalgaları üretmek için gerekli olan etkileşimin karakterinden dolayı, bir deprem kaynağından çok uzak mesafelerde yüzey dalgaları daha baskın olmaktadır. Yerkabuğu kalınlığının yaklaşık 2 katından daha uzak mesafelerde maksimum yer hareketinin oluşmasında cisim dalgalarından çok yüzey dalgaları rol oynamaktadır. Mühendislik açısından en önemli olan yüzey dalgaları Rayleigh dalgaları ve Love dalgalarıdır. P dalgaları ile SV dalgalarının yeryüzeyi ile etkileşiminden oluşan Rayleigh dalgalarında partikülün yatay ve dikey yönlerin ikisinde de hareket etmesi söz konusudur. Bir bakımdan, bir su birikintisi içine atılan taşın oluşturduğu dalgalara benzerler. Love dalgaları, SH dalgalarının yumuşak çökellerle etkileşimi sonucunda oluşur ve bunlarda partikül titreşiminin dikey bileşeni yoktur.

Şekil 1.5'te yer yapısının deprem sırasında oluşan dalgaların dağılımı üzerine etkisi görülmektedir. Dalga ilerleme hızları genellikle derinliğe bağlı olarak arttığından, dalga izleri (wave paths) yer yüzeyine doğru kırılmaktadır. Bunun tek istisnası, dış çekirdeğin hızının manto hızından daha düşük olduğu çekirdek-manto sınırında gerçekleşmektedir. P ve S dalgalarının 0 derece ile 103 derece arasında yerin yüzeyine eriştiğine, fakat dış çekirdeğin sıvı karakterinden dolayı 143 derece ile 180 derece arasında sadece P dalgalarının yerin yüzeyine eriştiği dikkat çekmektedir. Öte yandan, 103 derece ile 143 derece arasındaki gölge zonunda sadece iç çekirdekten yansıyan izler yerin yüzeyine erişebilmektedir (Summer 1969).



Şekil 1.5. Depremin kaynağından yayılan sismik dalgaların yerin değişik katmanlarınınca yansıtılmasını ve kırılmasını gösteren sismik dalga izleri (Summer 1969)

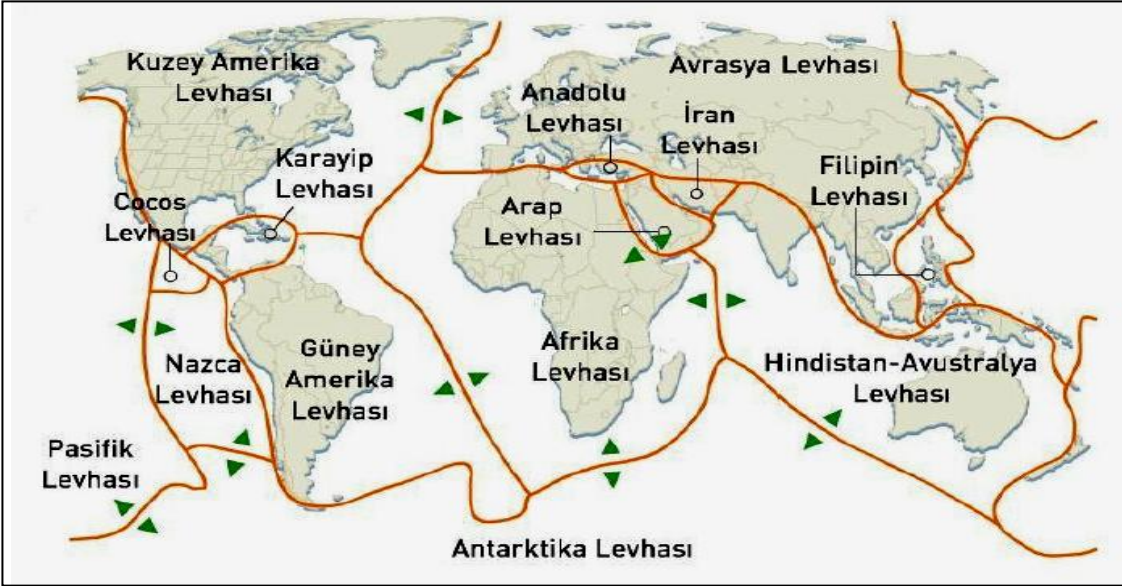


Şekil 1.6. Yerin içinde P ve S dalga hızlarının ve yoğunluğunun değişimi (Eiby 1980)

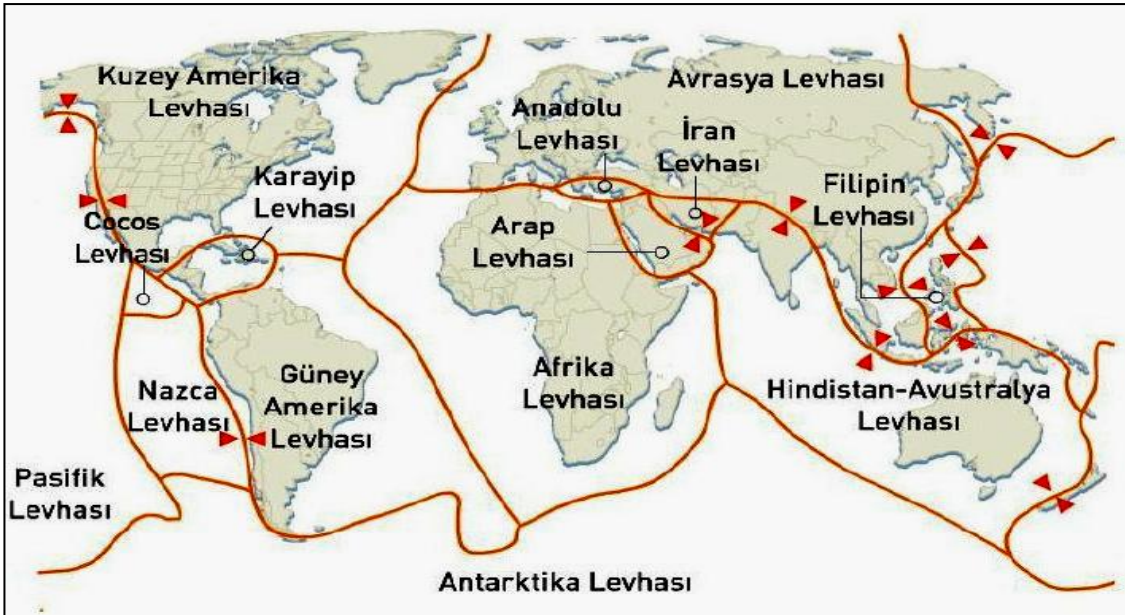
1.3. Yeryüzünde Faylar ve Tektonik Bölgeler

Dünyamızda orta ve şiddetli depremler genellikle yeryüzünün belirli bölgelerinde daha sık olarak ortaya çıkmaktadır. Özellikle aşağıdaki şekilden de anlaşılacağı gibi bu bölgelerdeki fayların birbirine göre rölatif hareketi sonucu ortaya çıkan dalgalar yayılarak depremleri oluştururlar. Yeryüzünün kabuk tabakasında deprem hareketinin meydana geldiği fay çizgileri ile sınırlanan kısımları "Tektonik Plakalar" olarak adlandırılır. Tektonik plakaların sınırlarında rölatif hareket ortaya çıkarken, iç kısmında önemli şekil değiştirme ve rölatif yer değiştirmeler oluşmaz

(Celep ve Kumbasar 2004). Yeryüzündeki kalın alüvyon dolgularının bulunduğu bölgelerde bu plakaların ayrımlarındaki fay yüzeylerinin üst sınırlarını tespit etmek kolay değildir. Bunun gibi, yer küresinin yapısı nedeniyle plakaların alt sınırlarını da keskin çizgilerle belirlemek mümkün değildir. Levha tektoniği üzerine çalışan araştırmacılar yeryüzünde ayrılan levhalar ve çarpışan levhalar olarak levhaların rölatif hareketlerine göre haritalama yapmışlardır (Onur 2007) (Şekil 1.7 ve 1.8).



Şekil 1.7. Ayrılan levhalar (Onur 2007)



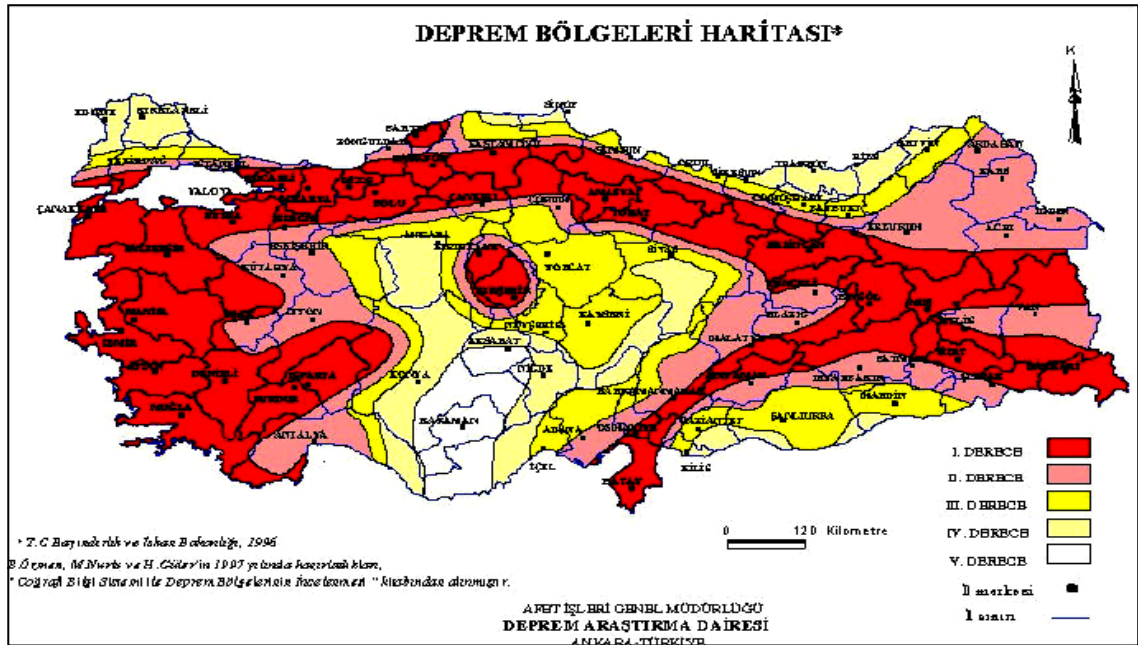
Şekil 1.8. Çarpışan levhalar (Onur 2007)

1.4. Türkiye'nin Depremselliği

Ülkemizde geçmiş çağlardan bu yana hasar getiren depremler süregelmektedir. Çeşitli kaynak ve belgelere göre en eski deprem kayıtları Çin ve Akdeniz ülkelerinden sonra Anadolu'ya aittir. Yıllardır yapılan araştırmalar, yeryüzü çalışmaları ve uzaydan çekilen fotoğraflar sonucunda Suudi Arabistan'dan başlayan ve yurdumuz üzerinden geçerek İtalya ve kuzeye devam eden S şeklinde yer hareketi hız alanı bulunduğu belirlenmiştir. Avrasya plakası tarafından Arap plakasının hareketi engellenmiş bunun sonucunda da Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları oluşmuştur. Anadolu plakası bu sağ ve sol atımlı fayların etkisiyle batıya doğru hareket etmektedir.

Ayrıca Afrika plakası, Avrasya plakası altına dalma hareketi yapmaktadır. Bu plaka hareketleri sonucu plakaları ayıran faylar boyunca sıkışma, kayma, yırtılma yanı sıra dalma ve batma hareketleri de ortaya çıkmaktadır. Ege Çöküntü Bölgesinde farklı büyüklüklerde karmaşık yapılara sahip, küçük atımlı faylarla sınırlı birçok blok bulunmaktadır (Celep ve Kumbasar 2004).

Yurdumuzda meydana gelmiş depremler için çeşitli tarihi belgelere dayanılarak istatistikî kayıtlar çıkarılsa da 1970 yılından sonra ülkemizin çeşitli bölgelerinde kurulan ölçüm istasyonları ile aletsel ölçümler sonucu ülkemizin depremselliği hakkında gerçekçi sonuçlar ortaya çıkarılmıştır. Ülke topraklarımız depremsellik yönünden I. Derece, II. Derece, III. Derece, IV. Derece ve V. Derece olmak üzere beş bölgeye ayrılmıştır (Onur 2007) (Şekil 1.9).



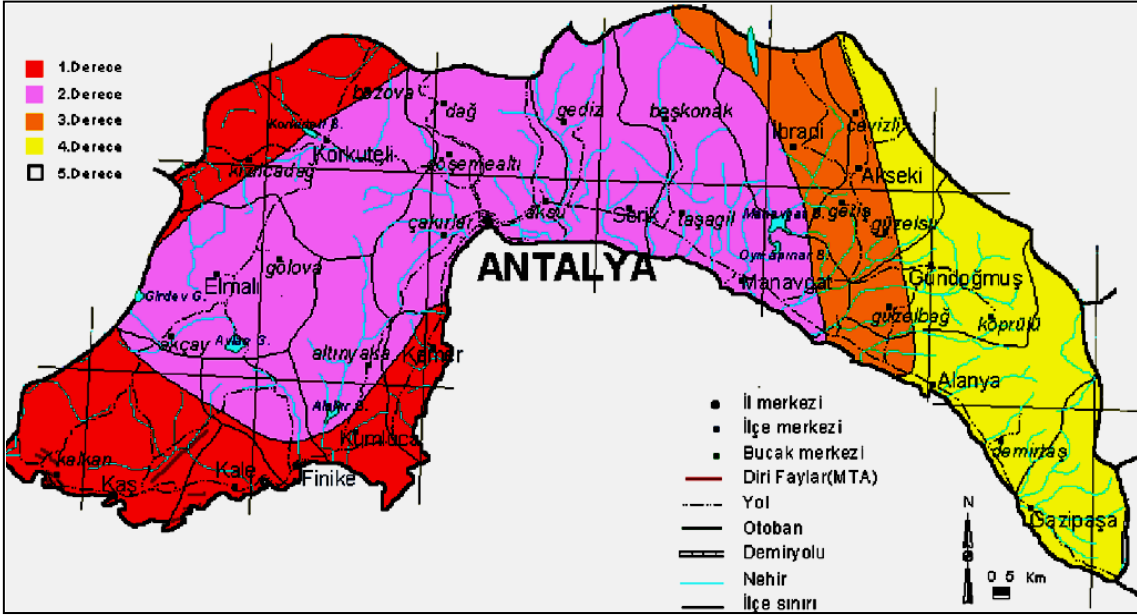
Şekil 1.9. Türkiye deprem bölgeleri haritası (www.deprem.gov.tr)

Çizelge 1.2. 1960'dan bu yana Türkiye’de hasar yapan depremler

No	Büyüklik	Tarih	Yer	Can Kaybı
1	Ms: 7.2	22.07.1967	Adapazarı	89
2	Ms: 7.2	28.03.1970	Gediz	1086
3	Ms: 7.2	24.11.1976	Muradive	3840
4	Ms: 6.8	30.10.1983	Erzurum	1155
5	Ms: 6.8	13.03.1992	Erzurum	653
6	Mw:7.4	17.08.1999	Gölcük	17000
7	Mw: 7.2	12.11.1999	Düzce	845
8	Mw: 7.2	23.10.2011	Ercis	604
9	Mw: 5.6	09.11.2011	Edremit	80

1.5. Antalya İlinin Depremselliği

Deprem Bölgeleri Haritasına göre Antalya, batı ve kuzey-batı kesimi sismik aktivitesi fazla olan 1.ve 2. derecede, doğu ve kuzey-doğu kesimi ise sismik aktivitesi daha az olan 3. ve 4. derecede yer almıştır (Şekil 1.10).

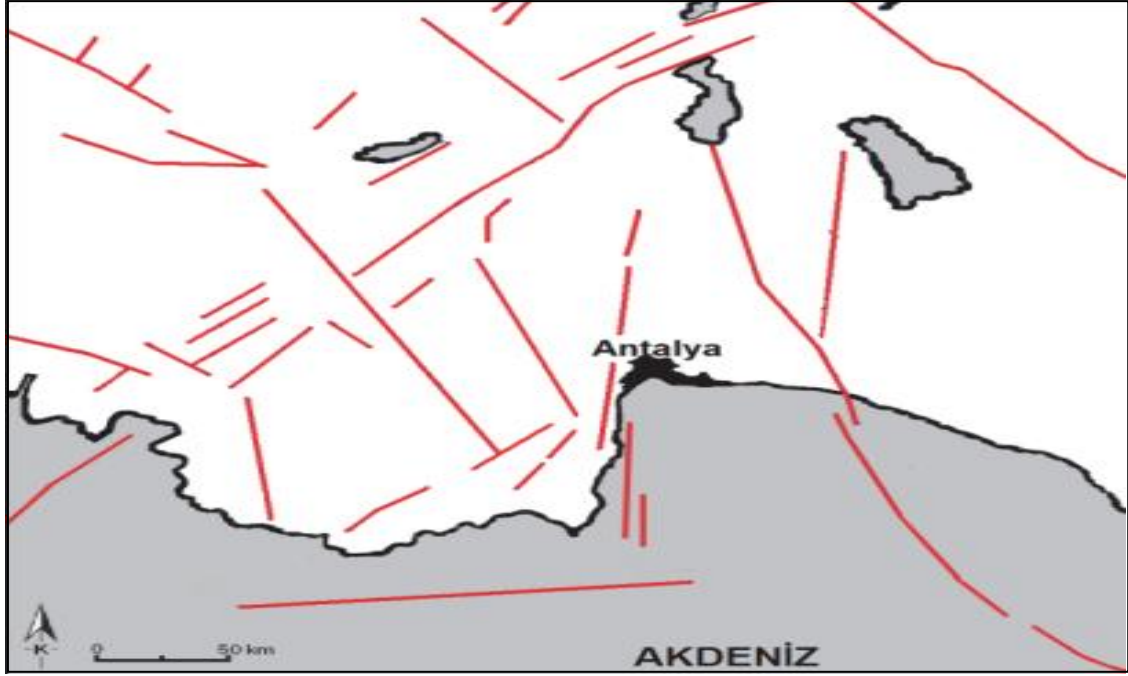


Şekil 1.10. Antalya İli ve çevresinin deprem bölgeleri haritası (www.deprem.gov.tr)

1.5.1. Antalya ve çevresini etkileyen diri faylar

Antalya ve çevresi, (1) Fethiye-Burdur Fay Zonu, (2) Helenik-Kıbrıs Fayının Plini ve Strabo hendekleri ile Antalya Körfezi’nde uzanan bölümü (3) Aksu Bindirmesi boyunca uzanan faylarda olan hasar yapıcı depremlerden etkilenmektedir. Depremler, genellikle Helenik-Kıbrıs Yayı’nın Plini ve Strabo hendekleri boyunca yoğunlaşmaktadır. Hasar yapıcı ve yıkıcı depremler bu faylar boyunca oluşmaktadır.

Diğer yandan Antalya Körfezi içerisinde de yoğun mikro deprem etkinliği gözlenmektedir. Aksu Bindirme Fayı boyunca yüzlerce yıldır herhangi bir hasar yapıcı deprem meydana gelmemiştir (Acar vd. 2005).

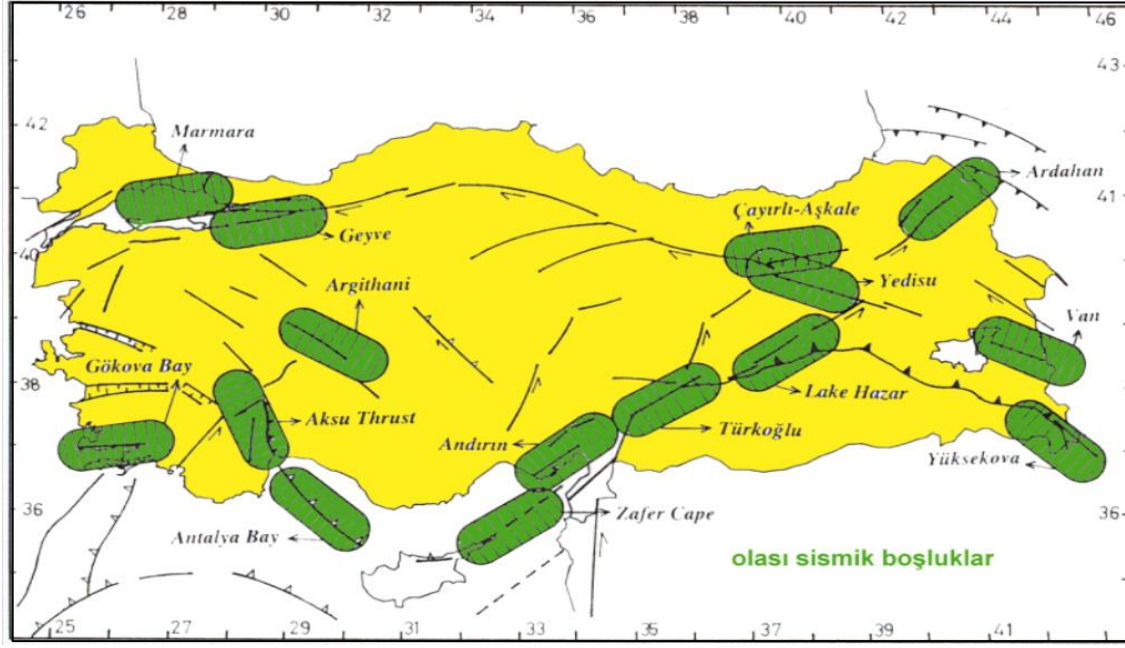


Şekil 1.11. Antalya yöresinde aktif ve potansiyel aktif fay zonları (Dipova ve Cangir 2011)

1.5.2. Antalya ve çevresindeki sismik boşluklar

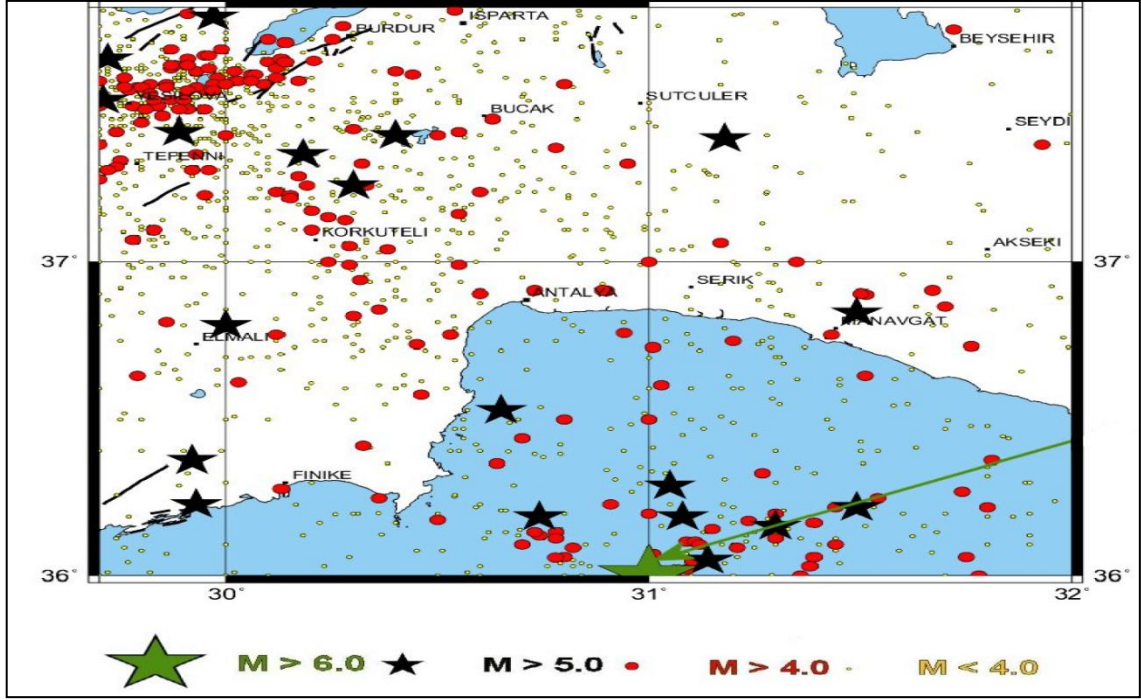
Helenik-Kıbrıs yayı boyunca 3 ve güneybatı Türkiye’de 1 olmak üzere farklı 4 yer sismik boşluk olarak değerlendirilmiştir. Bunlar;

1. Zafer Sismik Boşluğu [İskenderun Körfezi ile Zafer Burnu (Kıbrıs) arasında]
2. Antalya Sismik Boşluğu [Arnavut Burnu (Kıbrıs) ile Antalya Körfezi arasında]
3. Aksu segmenti [Antalya Körfezinin kuzey kısmı, Aksu bindirme fayı]
4. Gökova Segmenti [Gökova Körfezi boyunca]



Şekil 1.12. Türkiye’deki sismik boşluklar ile Antalya ve çevresinde yer alan Antalya Körfezi ve Aksu sismik boşluklarını gösteren harita (Demirtaş 2000)

Kıbrıs Yayı’nın doğuda kalan kısmında soluna göre oldukça fazla deprem olduğu görülmektedir. Dolayısıyla bu belirgin farklılık dikkat çekmektedir ve depremlerin olmadığı sol tarafta sismik boşluk olarak yorumlanabilecek 2 yer gözlenmektedir (Demirtaş ve Yılmaz 1996). Son yüzyıl içerisinde herhangi bir hasar yapıcı deprem olmamış olan Helenik-Kıbrıs yayının Antalya Körfezi ile Arnavut Burnu arasında kalan parçası ile Aksu bindirme fayı boyunca önemli sayılabilecek bir sismik etkinlik artışı gözlenmektedir. Ancak, yayın İskenderun Körfezi ile Zafer Burnu arasında kalan parçası, günümüzde oldukça suskun bir görünüm sunmaktadır. Helenik - Kıbrıs yayının Antalya Körfezi ile İskenderun Körfezi arasında yer alan bölümü herhangi bir büyük yıkıcı depreme maruz kalmamıştır. Yine bu bölüm, günümüzde kümülatif olarak sismisite artışları göstermektedir. Bu sebeplerden dolayı bu bölge deprem oluşturma potansiyeline sahiptir. Bu nedenle, bu sismik boşlukların yeteri derecede gözlem altında bulundurulması, deprem tehlike belirleme ve zararlarının azaltılması açısından oldukça büyük önem taşımaktadır (Acar vd. 2005).



Şekil 1.13. Antalya ve yakın çevresindeki depremlerin episantr Haritası
(Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Merkezi 2005)

1.5.3. Antalya ve çevresinin deprem etkinliği

1.5.3.1. Tarihsel dönem depremleri

Antalya ve civarında 1900 yılı öncesinde oluşmuş tarihsel depremlere ait veriler oldukça az sayıdadır. Çeşitli kataloğlardan derlenmiş olan deprem bilgileri aşağıda sunulmuştur:

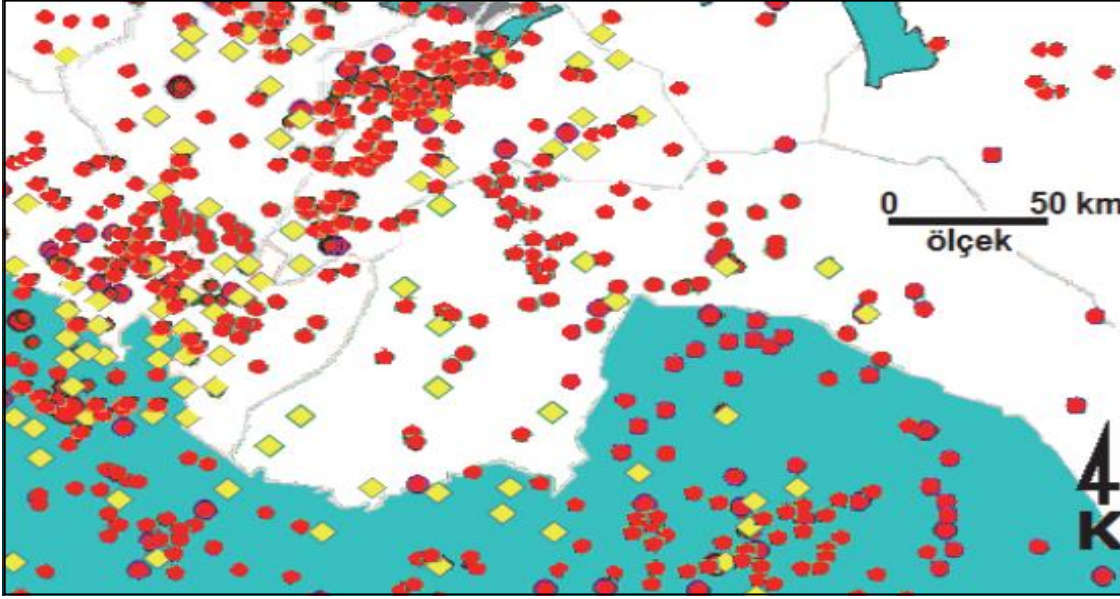
- 31 Ocak 1741 Rodos Depremi
- 8-20 Mart 1743 Antalya Depremi

8-20 Mart 1743 tarihleri arasında Antalya'da can ve mal kaybına sebep olacak derecede büyük depremler olmuştur. Depremde, limanda bir süre su çekilmesi meydana gelmiş, çok sayıda ev çökmüştür. Deprem sonucu birçok köy yok olmuş ve Reşat Adacığının batısında yer alan dağ tamamen suya gömülmüştür (Ambraseys ve Finkel 1995).

1.5.3.2. Aletsel dönem depremleri

- 3 Ekim 1914 Burdur Depremi ($M_s = 7.0$)
- 13 Ağustos 1922 Karpathos Depremi ($M_s = 7.0$)
- 18 Mart 1926 Finike Depremi ($M_s = 6.8$)
- 26 Haziran 1926 Rodos Depremi ($M_s = 7.0$)
- 20 Ocak 1941 Doğu Kıbrıs Depremi ($M_s = 5.9$)
- 9 Şubat 1948 Karpathos Depremi ($M_s = 7.2$)

- 10 Eylül 1953 Pafos Depremi (Ms = 6.1)
- 24 Nisan 1957 Fethiye Depremi (Ms = 6.8)
- 25 Nisan 1957 Fethiye Depremi (Ms = 7.2)
- 25 Nisan 1959 Köyceğiz Depremi (Ms = 5.7)
- 22 Kasım 1963 Tefenni Depremi (Ms = 4.6)
- 14 Ocak 1969 Fethiye – Kaş Depremi (Ms = 6.2)
- 9 Ekim 1996 Pafos Depremi, GB Kıbrıs
- 24 Ocak 2005 Kaş Açıkları – Akdeniz Depremi



Şekil 1.14. Bölgede meydana gelmiş $M \geq 4$ depremlerin episantır dağılımı; sarı kareler tarihsel dönem depremler (Tan vd 2008), kırmızı daireler aletsel dönem depremler (Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi)

Kastellorizo yakınında, episantır kıyından uzakta olan bir deprem, oniki adalarda ve Finike ile Fethiye arasındaki kıyı bölgesinde geniş ölçekte hasar ve can kaybına neden olmuştur. Ana şoku Hazirana kadar devam eden çok sayıda artçı deprem izlenmiştir. Deprem Samos Santarin, Girit, Dinar ve Konya’da hissedilmiştir. Şok, Kıbrıs ve Suriye’de algılanmıştır. Deprem dış – merkezinde en büyük şiddet MSK = VIII olarak belirlenmiştir (Ambraseys 1988).

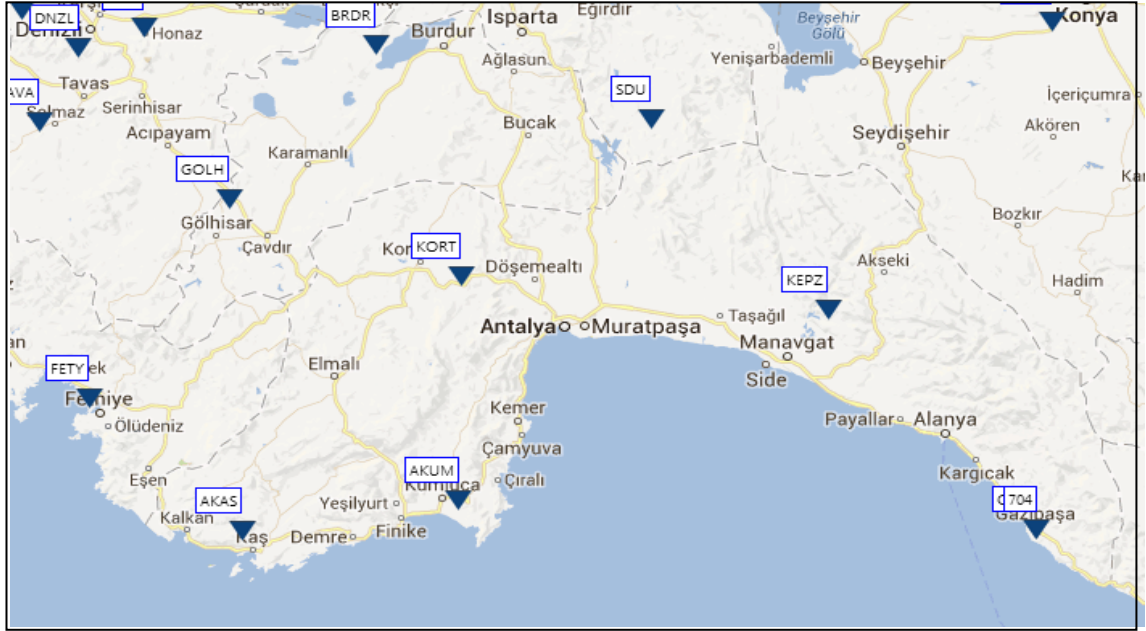
Fethiye-Kaş depremi, Ege-Akdeniz bölgesi illerinde etkili olan orta şiddette bir depremdir. Bu depremde kaş ilçesi ve Kalkan civarındaki evlerin % 50’si oturulamayacak duruma gelmiştir.

Akdeniz depremi, can ve mal kaybına neden olabilecek bir büyüklüğe sahip değildir. Deprem dış merkezine en yakın yerleşim yeri Kaş ilçesi olup, ilçenin yaklaşık 40 km. güneyindedir. Deprem dış merkezi Akdeniz’dir. Deprem odak derinliği yaklaşık 34 km olup, karada olan depremlere nazaran derin odaklı bir depremdir. Bu depremin, büyüklüğü $M=4.5$ civarında artçılarının olması muhtemeldir. Artçı depremler zaman içerisinde sıklıkları ve büyüklükleri azalarak bir süre daha devam edebilir. Bilindiği gibi bölgede Afrika plakasının kuzeye doğru hareketi ve

Ege'deki açılma rejimi sonucu, Ege Adalar yayı ve Kıbrıs yayı adını verdiğimiz yitme (dalma) zonları meydana gelmiştir (Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Merkezi 2005).

Antalya yöresinde 1900-2005 yılları arasında meydana gelen deprem verilerinin istatistik analizine göre 6.0, 6.5 ve 7.0 büyüklüklerdeki, depremlerin 50 yıllık bir dönemde oluşma ihtimalleri sırası ile 0.88, 0.49 ve 0.20'dir. Yapı ekonomik ömrünü 50 yıl kabul ettiğimizde böyle büyüklükteki bir depremin tekrarlanma olasılığının ve birçok yapının olası bir depremde ne kadar tehlike altında olabileceği düşünülmelidir. Bu sonuçlar ışığında bölgede meydana gelebilecek önemli depremler öncesi sürecin iyi takip edilmesi gerekmektedir. Deprem gerçeği, Geoteknik Deprem Mühendisliğince değerlendirildiğinde Antalya İli ve çevresinin zemin durumu değişen şartları ile eski yapıların mevcut durumlarının ele alınması zorunluluğunu ortaya çıkarmaktadır. (Acar vd 2005).

Günümüzde, Antalya ve çevresindeki yer hareketlerini kaydeden istasyonlar Şekil 1.15'te görülmektedir.



Şekil 1.15. Antalya İli ve çevresindeki deprem ölçüm istasyon haritası
(www.deprem.gov.tr)

1.6. Yerel Zemin Koşulları

Yapısal hasarlar zemin özelliklerinden oldukça etkilenirler. Bu etki temel zemininin deprem titreşimleri sırasında, zemin tabakalarının aşırı oturması, göçmesi veya sıvılaşması sonucunda görülebilir. Taban kayada oluşan titreşimlerin yapıya iletilmesi sırasında, titreşim, genlik ve frekans özellikleri değişir. Zemin tabakalarının çeşitleri, kalınlıkları, yer altı su seviyesi gibi özellikleri kısa mesafelerde çok değişmektedir. Yapılarda oluşan hasarların zemin tabaka kalınlıkları ile ilişkisi bilinmektedir. Geoteknik deprem mühendisliği veya zemin dinamiği uzmanlık alanı,

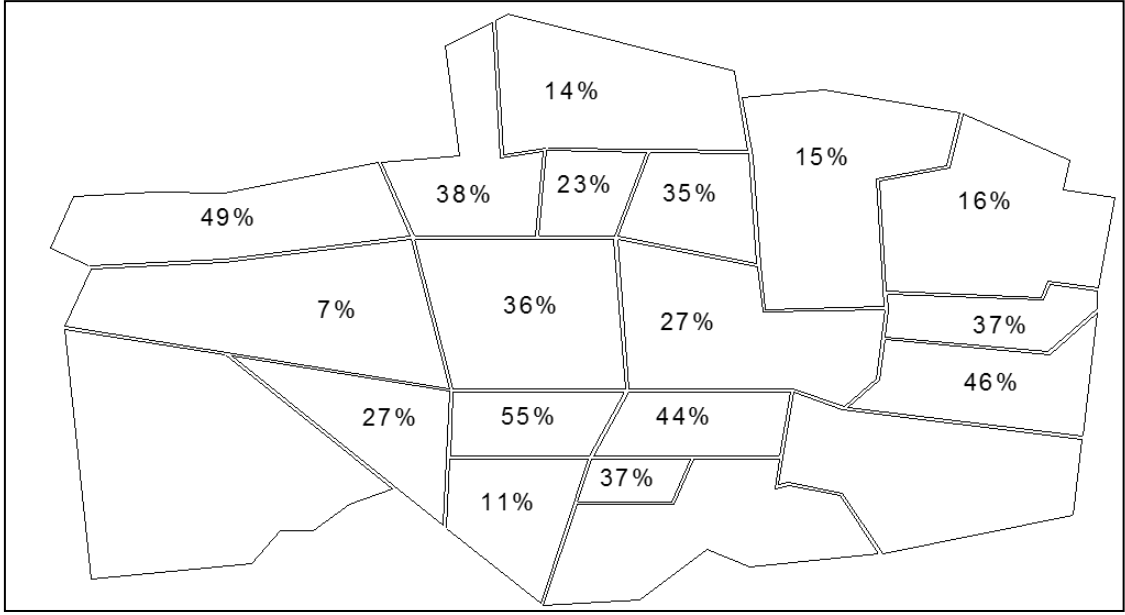
zemin elemanlarının tekrarlı gerilmeler altında gerilme şekil değiştirme ve dayanım özelliklerinin incelenmesinden, yumuşak zeminlerde, sert zeminlere göre daha fazla hasar görülmüştür. Zemin özelliklerinin bu değişimlerinin dikkate alınması gereklidir. Yumuşak zeminlerde, zemin deformasyonlarından dolayı deprem enerjisinin bir bölümü absorbe edilir. Yapıya gelen deprem enerjisi bir miktar azalır. Geçmişte oluşmuş depremlerin ivme kayıtları, hasar belirlemeleri, birbirine çok yakın noktalarda bile hakim periyot gibi deprem özelliklerinin zemin tabakalarına ve zemin özelliklerine göre değiştiğini göstermektedir. Bundan dolayı zemin tabakalarının nasıl davranış göstereceği, taban kayası içinden geçecek deprem titreşimlerinin nasıl değişecekleri, etüt edilmelidir (Mertol ve Mertol 2002).

Zemin koşullarını da içine alan deprem çalışmaları, depremlerin yerel zemin koşulları üzerinde çok büyük önem taşıdığını göstermiştir (Ansal 1999, Keçeli 2000). Deprem dalgaları, zemin tabakalarının içinden geçerken depremin özelliklerinin değişmesi bir yana, bu dalgalar, zemin tabakalarının özelliklerini de etkilemekte, bir dayanım (mukavemet) yitimine yol açabilmektedir. Bu nedenle bir bölge için deprem tasarım özellikleri tanımlanırken en önemli adımlardan biri o bölgedeki zemini oluşturan tabakaların tekrarlı gerilmeler altındaki davranışlarının beklenmesidir. Yerel zemin tabakalarının özellikleri, arazi ve laboratuvar deneylerine dayanan geniş kapsamlı bir inceleme yardımıyla istenen hassaslıkta saptanabilmektedir. Aynı biçimde, bölgede oluşabilecek bir depremin kaynak özelliklerini de önceden tahmin edebilmek için, kapsamlı bir çalışma gerekmektedir. Geçmişte olmuş depremler, her depremin bölgesel tektonik yapıya ve faylanmaya bağlı olarak farklı tekil özellikleri olabileceğini göstermiştir (Ansal 2001).

Düşey ölçüm ağlarında alınmış kayıtlar, zemin tabakalaşmasının ve zemin tabaka özelliklerinin zemin yüzeyinde oluşan deprem hareketinin özelliklerini önemli ölçüde değiştirdiğini göstermiştir. Ayrıca yakın mesafelerde alınmış çok sayıda deprem ivme kaydı, bir noktadan diğerine deprem özelliklerinin, deprem kaynak ve yerel geoteknik özelliklere bağlı olarak önemli derecede farklı olabileceğini de göstermiştir. 21 Ekim 2011 Van depremi sonrası yapılan, gözlemler, oluşan hasar dağılımı ve alınan aletsel kayıtlar bu açıdan önemli bulgular içermektedir.

Günümüzde depremlerde hasara yol açan başlıca etkenler bilinmektedir. Depreme dayanıklı yapı üretiminde araştırmalara dayalı daha güvenli tasarım ilkelerinin belirlenmesi ve bu bulgulara bağlı olarak yerleşim politikaları ve imar planlarının oluşturulması deprem hasarlarını büyük ölçüde azaltacaktır. Depreme dayanıklı yapılaşma için izlenen yaklaşımda, yakın zamana değin, bölgenin sismik özelliklerinin ve kabaca sınıflandırılmış zemin türüyle yapıya ait bazı özelliklerinin bilinmesinin yeterli olduğu düşünülüyordu. Oysa, ülkemizde meydana gelen büyük depremler açık bir şekilde bunun yeterli olmadığını gösterdi. Son yirmi yıl içinde karşılaşılmış ve yorumlanabilmiş hasar türleri ve dağılımları, daha ayrıntılı çalışmalar yapılması gereğini ortaya çıkarmıştır. Depremlerde oluşan hasarlar bir noktada diğerine büyük farklılıklar gösterebilmektedir. Bazı bölgelerde hasar çok fazla olurken bazı bölgelerde çok daha azdır. Bunun dışında gene Van depreminde de gözlenmiş olduğu gibi zemin tabakalarının davranışları açısından da önemli farklılıklar gözlenebilmektedir. İşte bütün bu gözlemler ve depremlerde elde edilen aletsel verilerle de açıkça ortaya çıkan, bu

yerel farklılıkların yapı üretim sürecinde göz önüne alınması gerekliliğidir (Çağlayan 2005).



Şekil 1.16. Erzincan 1992 depreminde 2-3 katlı betonarme yapılarda mahallere göre farklılıkları açıkça gösteren hasar oran dağılımları (Çağlayan 2005)

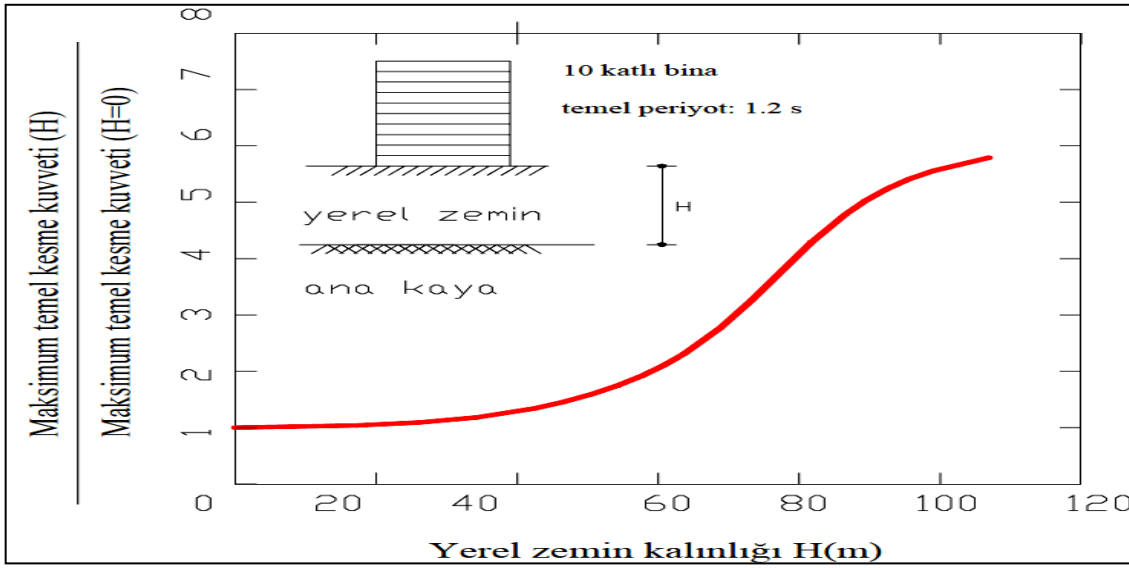
Depremlerde yapısal hasara etki eden etkenler üç grup altında; deprem, yerel zemin ve yapı özellikleri, olarak toplanabilir. Zemin tabakalarının tür, kalınlık ve yeraltı su seviyesi gibi özelliklerinin kısa mesafeler içinde çok değişebilmesi, farklı bölgelerde yapılmış aynı tip yapılarda farklı derecelerde hasar oluşmasına yol açar. Dolayısıyla yapısal hasarın azaltılabilmesi için deprem sırasında farklı davranış gösterecek bölgelerin belirlenmesi gerekir. Zemin, içinden geçen deprem dalgalarının özelliklerini etkilediği kadar, deprem dalgaları da, örneğin sıvılaşma ve şev kaymalarında da gözlendiği gibi, zemin tabakalarının dayanım (mukavemet) ve şekil değiştirme özelliklerini de etkiler. Böyle durumlarda, bu tabakalar üzerinde yer alan yapılar sadece zemin özelliklerinin değişmesi sonucu bile büyük hasar görebilirler. Yerel zemin koşullarının yapılarda hasar oluşturacak etkilerin, zemin koşullarının deprem özelliklerini büyütmesi, zemin tabakalarında göçmeler ve oturmalar, zemin tabakalarının sıvılaşması (akışkanlaşması), yamaçlarda stabilitenin bozulması olarak sınıflandırabiliriz.

Ayrıntılı jeolojik ve geoteknik araştırmalar için önemli gereksinimlerden biri olan yerel zemin koşulları, zeminin düşey ve yatay yöndeki değişimlerinin belirlenmesi ile ilgilidir (Jogmans vd 1998, Ptilakis vd 1999). Zemin tabakalaşması, anakaya derinliği, jeolojik yapı ve yeraltı su seviyesi bu bağlamda önemli parametrelerdir. Zemin tabakalarının kalınlığı, kıvam ve esnekliği, plastisitesi, zemin büyütmesi olarak tanımlama, zemin yüzeyindeki deprem özelliklerinin büyümesine yol açabilen önemli etkenlerdir. Zemin tabakalarının depremler sırasında gösterecekleri bu etkilerinin belirlenmesinde bu etkenlerin ayrıntılı bir biçimde incelenmesi gereklidir (Çağlayan 2005).

Anakaya ve zemin yüzeyi arasındaki sismik dalga yayılımı ve anakaya derinliği hakkında gerçekçi tahminlerin yapılabilmesi için, jeolojik birimlerin kalınlık ve özellikleri ile yerel geoteknik koşulların belirlenmesinde sondajlar, arazideki jeofizik ve jeoteknik deneyler esas alınmalıdır (Tokimatsu 1997, Su ve Aki 1995). Arazide zemin tabakalarının özelliklerinin belirlenmesinde, kayma dalgası hızlarının ölçülmesi için karşıt kuyu, aşağı kuyu ve kuyu içi yöntemleri kullanılır. Bu yöntemler uygulanarak zemin türleri ve mühendislik özellikleri yeterli sayıda sondaj ve laboratuvar deneyleri ile belirlenerek, zemin yüzeyinde oluşacak deprem özellikleri tahmin edilebilir. Böylece bir inceleme sonucunda zemin tabakaları üzerinde yer alan veya alacak olan mühendislik yapılarına gelecek deprem kuvvetlerinin daha doğru ve gerçekçi bir biçimde tahmin edilmesi mümkündür (Ansal 2001).

1.6.1 Yerel zemin kalınlığı

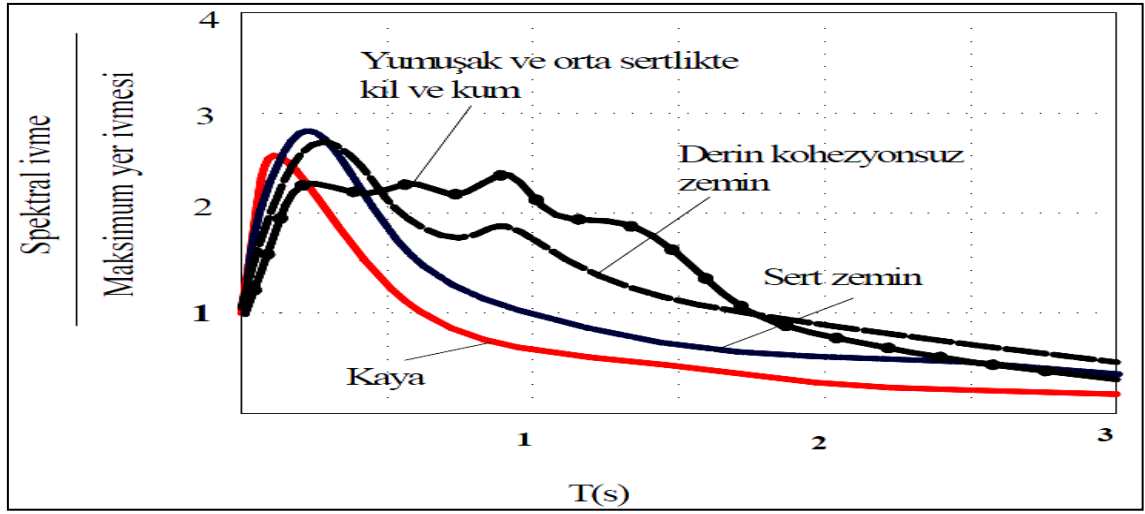
Yapı zemin hasarlarına etki eden önemli nedenlerden biri de yerel zeminlerin tabaka kalınlıklarıdır. Yerel zemin kalınlığı üst yapı elemanlarındaki yer değiştirme, ivme gibi değerlerin yanında maksimum taban kesme kuvveti ve taban devrilme momentini de etkilemektedir (Ala 2007) (Şekil 1.17).



Şekil 1.17. Yerel zemin kalınlığının maksimum temel kesme kuvvetine etkisi (Celep ve Kumbasar 2004)

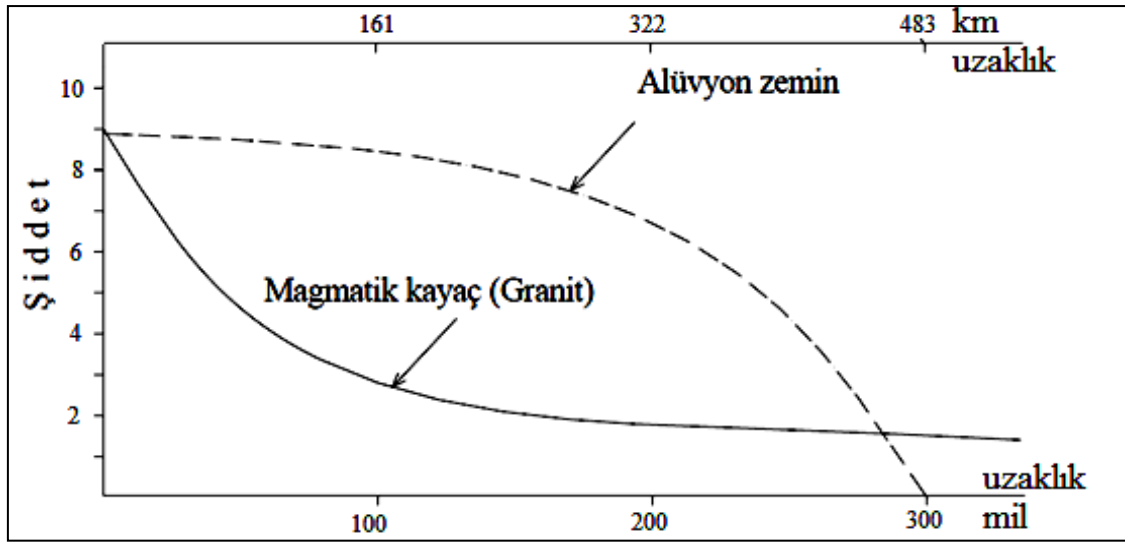
1.6.2. Zemin spektrumları

Farklı zeminler farklı spektrum eğrilerine sahiptir ve özellikle 0.5 saniyeden büyük periyotlarda spektrum eğrilerinde önemli farklılıklar ortaya çıkmaktadır (Şekil 1.16). Spektral değerlerin, yumuşak ve orta sertlikteki kil dolgusu ve kohezyonsuz zeminlerde, 0.5 sn'den büyük periyotlar için, sert zeminler ve kayaya göre daha büyük olduğu görülmektedir. Bu durum söz konusu zeminlerin uzun periyoda ait titreşim bileşenlerinin daha büyük oranlarda yer hareketi ile etkileşime girdiğini gösterir (Ala 2007).



Şekil 1.18. Değişik zeminler için spektral ivme periyot ilişkisi (Ala 2007)

Deprem odağından uzaklaştıkça deprem şiddetinin azaldığı bilinen bir gerçektir. Deprem şiddetindeki azalma etkisi alüvyon zeminler için, iç bükey, magmatik kayaç zeminler (Granit) için dış bükey azalan bir davranış göstermektedir (Şekil 1.19). Şekil dikkatli bir şekilde incelendiğinde deprem merkezinden (episantr) 50 mil (80,4672 km) ila 200 mil (321,8688 km) arasında bir uzaklık içerisinde alüvyon dolgu üzerinde hissedilen deprem şiddetinin, granit ve magmatik kayaçlardakinden 2-3 kat daha fazla olduğu kolaylıkla görülebilir (Ala 2007).



Şekil 1.19. Farklı zeminler için deprem şiddeti ve episantr uzaklığı arasındaki ilişki (Ala 2007)

1.7. Zemin Davranış Analizleri

Yerel zemin koşullarının yer sarsıntıları üzerindeki etkilerini değerlendirmekte kullanılan arazi davranış analizlerinde genellikle, taban kayası olarak nitelendirilen

formasyondan yukarı doğru hareket ettiği varsayılan kayma dalgalarının yayılımı analiz edilmektedir. Bu kavramı esas alarak geliştirilen tek boyutlu ve iki boyutlu dinamik davranış analiz yöntemlerinde zemin tabakalarının lineer veya non-lineer davranışı dikkate alınmaktadır. Söz konusu analiz yöntemleri genellikle aşağıdaki adımlardan oluşmaktadır.

- İnşaat sahası altında yer alan taban kayası formasyonlarında oluşması muhtemel yer hareketinin özelliklerinin belirlenmesi ve hesapta kullanılmak üzere bu özelliklere uygun bir ivme kaydının seçilmesi.

En büyük ivme, hakim periyot ve etkime süresi gibi deprem özellikleri, beklenebilecek en büyük deprem magnitudü, sahanın aktif fay hatlarına uzaklığı ve faylanma mekanizmasını dikkate alan ampirik bağıntı ve grafiklerden yararlanılarak seçilebilmektedir. İstenilen özelliklere sahip bir tasarım yer hareketi ise, geçmişte benzer zemin koşullarına sahip bölgelerde kaydedilmiş kuvvetli deprem ivme kayıtlarından veya yapay olarak üretilmiş ivme kayıtlarından yararlanılarak seçilebilmektedir.

- Zemin tabakalarının dinamik özelliklerinin seçilmesi

Değişik zemin tabakaları için kayma modülü (G) ve sönüm oranlarının (x) birim şekil değiştirme seviyesi (g) ve arazi gerilme koşullarına göre değişimini veren laboratuvar ve arazi deney teknikleri ve ampirik bağıntılardan yararlanılarak, temel zeminini oluşturan tabakaların dinamik özellikleri tayin edilebilmektedir.

- Taban kayada oluşan yer hareketinin etkisi altında zemin tabakalarının davranışının analizi ve yer hareketi üzerinde zemin özelliklerinin frekans alanındaki etkilerinin hesaplanması.

Kayma dalgalarının tabandan yukarıya doğru dağılımını esas alan tek boyutlu analiz yöntemlerinden yararlanarak yapı temelleri seviyesinde etkimesi beklenebilecek yer hareketleri belirlenebilmektedir. Bu hesap yönteminde, temel zemininin yatay yönde sonsuza uzanan çok sayıda yatay tabaka ve en altta anakaya olarak nitelendirilen bir yarı sonsuz ortamdan oluştuğu kabul edilmektedir. Her tabakanın homojen ve izotrop olduğu varsayılarak, lineer viskoelastik bir sistem boyunca kayma dalgalarının düşey yönde dağılımı ile tanımlanan davranış incelenmektedir. Davranış analizi bir iletme problemi olarak ele alınmakta, genellikle anakaya olarak nitelendirilen tabakada oluşması muhtemel yer hareketi girdi olarak kullanılarak aşağıdan yukarıya doğru iletim sırasında yer hareketinde meydana gelen değişimler hesaplanabilmektedir (Alim 2006).

Elastik Davranış: Yer hareketlerinin zemin tabakaları içinde yayılması sırasındaki arazi davranışını anlayabilmek için, bazı basit arazi modellerinden yararlanılabilir. Örneğin, arazi zemin profili rijit bir temel üstüne oturan üniform H kalınlığında ve V_s kayma dalgası hızına sahip bir elastik zemin tabakasından oluşan bir sahanın doğal periyotları $T_n = 4H/(2n-1)V_s$ şeklinde tanımlanabilir. Deprem sırasında arazi davranışı, yer hareketinin frekans içeriği ve bunun arazi periyotları ile ilişkisine bağlı olacaktır. Aynı T_n periyoduna sahip araziler, aynı yer hareketi altında benzer davranış gösterecektir. Periyotların sabit olması ise H/V_s oranının sabit olmasına bağlı olup, H ve V_s 'den hiçbiri tek başına arazi davranışını tanımlamaya yeterli değildir. Aynı sabit V_s değerine sahip, tabaka kalınlığı farklı araziler aynı yer hareketi sırasında farklı davranış gösterecektir, fakat bu durumda tabaka kalınlığı ile arazi

davranışı arasında kuvvetli bir korelasyon olacaktır. Pik büyütmelemlerin düşük frekanslar için daha kalın, yüksek frekanslar için ise daha sığ tabakalarda meydana geldiği gözlenmektedir. Öte yandan, aynı tabaka kalınlığına ve farklı periyotlara sahip arazilerde kayma dalgası hızı V_s arazi davranışını kontrol eden parametre olacaktır. Birçok araştırmacı tarafından yapılan arazi davranış analizleri sonuçları, birbirine yakın kalınlıkta farklı zemin tabakalarına sahip arazilerde, yer hareketi büyütmelemlerinin kayma dalgası hızının azalması ile arttığını göstermektedir (Alim 2006).

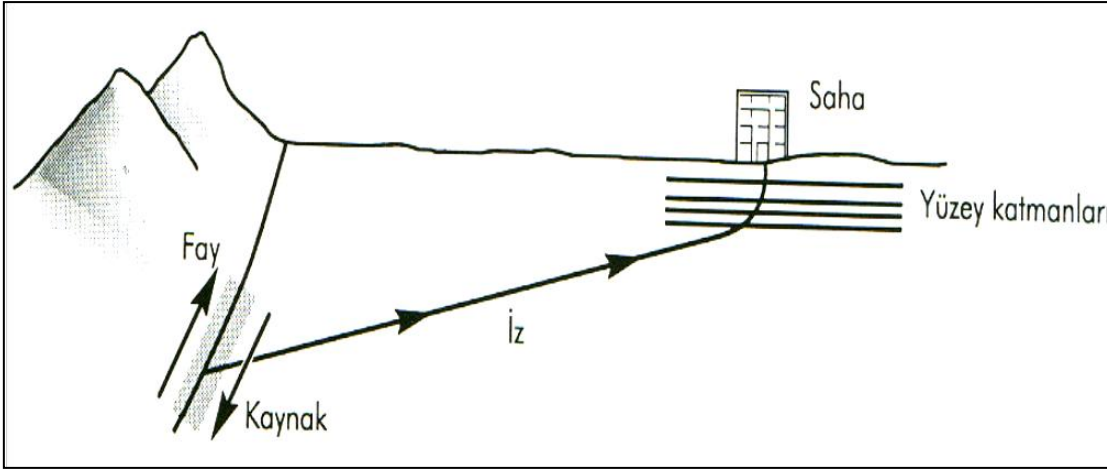
Lineer Olmayan Davranış: Lineer olmayan zemin davranışının etkisini incelemek üzere ise, üniform kalınlıkta lineer olmayan ve histeretik davranış gösteren bir zemin tabakasının davranışını göz önüne alabiliriz. Düşük sarsıntı seviyelerinde davranış büyük ölçüde elastik olacağı için büyütme faktörü periyot, kayma dalgası hızı veya rijit tabaka derinliğine doğrudan bağımlı olacaktır. Yer hareketinin genliği arttıkça meydana gelecek şekil değiştirme seviyeleri büyüyecek ve lineer olmayan histeretik davranış ortaya çıkmaya başlayacaktır. Zemin kayma modülünde meydana gelen azalmaya bağlı olarak arazi periyodu daha uzun periyotlara doğru yer değiştirmeye, histeretik davranıştan dolayı da sönüm oranı artmaya başlayacak, bunlara bağlı olarak arazi hakim periyodunda meydana gelecek orana göre pik davranışta azalma ortaya çıkacaktır. Böyle bir sahada büyütmenin, arazinin başlangıç periyoduna (H ve V_s) veya başlangıçtaki periyot değerine (T) bağlı olarak kestirilebilmesi, periyotta meydana gelen yer değiştirmeye ve oluşan sönümlenmeye bağlı olacaktır. Lineer olmayan zemin davranışının arazi davranış analizini zorlaştırmasının önemli nedeni, bu durumda yer hareketinin şiddetinin bağımsız değişken olarak devreye girmesi olmaktadır (Alim 2006).

Taban kayasından yüzeye doğru yayılan kayma dalgaları üzerinde yerel zemin koşullarının etkisi, genellikle araziye tabakalı bir yarı-sonsuz ortam olarak modelleyen tek boyutlu kayma kiriş analizi ile araştırılmaktadır. Bu analizlerde, non-lineer etkiler ve arazinin rezonans periyodu, periyodun artan sarsıntı şiddeti ile uzaması, değişik frekanslarda hareketlerin büyümesi ve küçülmesi gibi önemli faktörler dikkate alınabilmektedir (Schnabel vd. 1972; Lee ve Finn 1978).

1.7.1. Bir boyutlu zemin davranış analizleri

Yerin yüzeyi altında bir fay yırtıldığı zaman, cisim dalgaları kaynaktan tüm yönlere dağılır.

Farklı jeolojik birimlerin sınırlarına eriştiklerinde yansır ve kırılırlar. Sığ derinlikteki birimlerin dalgaları iletme hızları daha derinde bulunanlardan genellikle daha düşük olduğundan, yatay katman sınırına çarpan eğimli ışınlar genellikle daha düşey bir konuma doğru kırılırlar. Işın yer yüzeyine ulaşana kadar meydana gelen kırılmalar bunların çoğu zaman düşeye yakın yönde kırılmalarına neden olurlar. Bir boyutlu zemin davranış analizleri, tüm sınırların yatay olduğu ve zeminin tepkisine egemen olarak anakayadan düşey yönde yayılan SH dalgalarının neden olduğu varsayımına dayanmaktadır (Şekil 1.20). Bir boyutlu zemin davranış analizlerinde zemin ve anakaya yüzeylerinin yatay yönde sonsuz uzanımlı olduğu kabul edilir. Bu varsayımına dayalı yöntemlerle kestirilen zemin tepkilerinin birçok deprem sırasında ölçülmüş tepki ile uyum sergilediği gözlenmiştir (Kramer 1996).



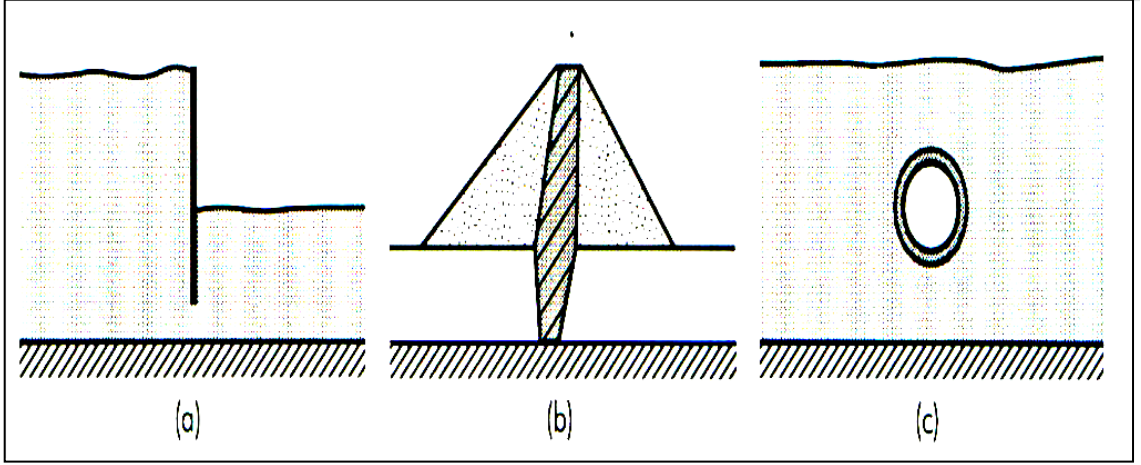
Şekil 1.20. Kırılma süreci ve dalga yayılma seması (Kramer 1996)

Tek boyutlu eşdeğer lineer davranış analizi, yatay veya yataya yakın tabakalanmış ve yeterli derecede homojen zemin profilleri (anakaya dahil) için uygundur. Bu durumlarda, zemin koşullarının seçilen zemin kolonu ile temsil edilmediği haller haricinde, çoğu zaman doğru sonuçlara ulaşılabilir. Analizlerde, zemin kolonunda tek boyutlu analiz yapmak için yazılan standart programlar kullanılabilir (SHAKE, SHAKE 91 veya EERA v.s.).

Deprem tehlikesi hesapları, zeminde yüksek birim şekil değiştirmelere ve doğrusal olmayan davranışa neden olabilecek çok yüksek ivme seviyeleri verebilmektedir. Uygulamada, doğrusal olmayan zemin davranışı 'lineer eşdeğer zemin modelleri' ile hesaba katılmaktadır. Ancak, bu modeller birim şekil değiştirme seviyeleri dahilinde mümkündür. Her zemin için izin verilen birim şekil değiştirme seviyesi, zeminin kıvamına ve mukavemetine bağlıdır. Genelde, bu modellerin geçerli olduğu aralığın üst sınırı, kayma modülünün (G) birim şekil değiştirme seviyesine bağlı olarak en büyük kayma modülünün yarısına G_{max} eşit olduğu noktadır (Alim 2006).

1.7.2. İki boyutlu zemin davranış analizleri

Daha önceki bölümde de yer verildiği gibi bir boyutlu yer tepki analiz yöntemleri, düz veya malzeme sınırına paralel hafif eğimli yüzeylerde oldukça yararlıdır. Uygulamada böyle birçok durum söz konusu olup bir boyutlu analizler geoteknik deprem mühendisliği uygulamalarında yaygınca kullanılmaktadır. Ancak, uygulamada karşılaşılan diğer birçok problemde bir boyutlu dalga yayılma varsayımı amaç için uygun olmamaktadır. Eğimli veya düzensiz zemin yüzeylerinde rijit ve gömülü ağır yapılar veya duvarlar ile tünellerin bulunduğu tüm durumlar için iki boyutlu hatta belki de üç boyutlu analiz gerekir. İçinde bir boyutunun diğerlerine göre çok daha büyük olduğu problemler çoğu zaman iki boyutlu düzlemsel birim deformasyon problemi olarak ele alınabilir. Bununla ilgili sıklıkla karşılaşılan problemler Şekil 1.21'de verilmiştir.



Şekil 1.21. Dinamik tepki analizleri ile çözülen yaygın problemler (Kramer 1996)

2. MATERYAL VE METOD

2.1 Bir Boyutlu Eşdeğer Dinamik Analiz (EERA)

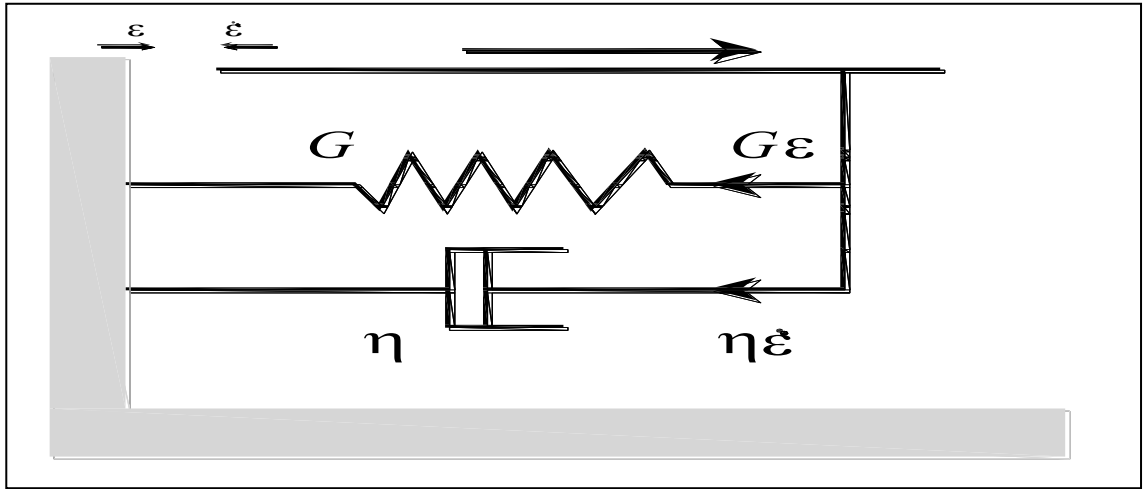
Zeminlerin eşdeğer lineer modeli, Kelvin-Voigt modeline dayanan gerilme-deformasyon davranışının gösterildiği Şekil 2.1 ile temsil edilmektedir. Kayma deformasyonu (ϵ) ve kayma deformasyonu hızına ($\dot{\epsilon}$) bağlı olan kayma gerilmesi τ ;

$$\tau = G\epsilon + \eta \dot{\epsilon} \quad (2.1)$$

ile ifade edilir. Burada G kayma modülü ve η viskozitedir. Bir boyutlu kayma gerilmesine maruz zeminlerde kayma deformasyonu ve kayma deformasyonu hızı, z derinliğinde ve t anındaki yatay deplasman $u(z,t)$ göz önüne alınarak;

$$\epsilon = \frac{\partial u(z,t)}{\partial z} \quad \text{ve} \quad \dot{\epsilon} = \frac{\partial \epsilon(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial^2 u(z,t)}{\partial z \partial t} \quad (2.2)$$

ile ifade edilir.



Şekil 2.1. Eşdeğer lineer modelde kullanılan gerilme deformasyon ilişkisi (Çağlayan 2005)

Harmonik hareket durumunda deplasman, deformasyon ve deformasyon hızı;

$$u(z,t) = U(z)e^{i\omega t}, \quad \epsilon(z,t) = \frac{dU}{dz} e^{i\omega t}, \quad \dot{\epsilon}(z,t) = i\omega \epsilon(z,t) \quad (2.3)$$

olur. Burada $U(z)$ ve $T(z)$ sırasıyla deplasman ve kayma deformasyonunun büyüklüklerini göstermektedir. Harmonik yükleme durumunda (2.3) ifadesi (2.1) denkleminde yerine konulacak olursa;

$$\tau(z,t) = \Sigma(z)e^{i\omega t} = (G + i\omega\eta) \frac{dU}{dz} e^{i\omega t} = G^*\epsilon(z,t) \quad (2.4)$$

ifadesi elde edilir. Burada G^* kompleks kayma modülünü ve $\Sigma(z)$ ise kayma gerilmesi büyüklüğünü göstermektedir. Kritik sönüm oranı $\lambda_{cr} = \frac{\omega\eta}{2G}$ olarak tanımlanırsa kompleks kayma modülü G^* ; $G^* = G + i\omega\eta = G(1 + 2i\lambda_{cr})$ olmaktadır. Tam bir yükleme devrinde kaybolan enerji (W_d) gerilme deformasyon ilmiğinin (Şekil 2.2) altında kalan alana eşit olur.

$$W_d = \int \tau \cdot d\varepsilon \quad (2.5)$$

ε_c büyüklüğünün deformasyon kontrollü harmonik yüklemesi durumunda ($\varepsilon(t) = \varepsilon_c e^{i\omega t}$) (2.5) ifadesi;

$$W_d = \int_t^{t+2\pi/\omega} \text{Re}[\tau(t)] \text{Re}\left[\frac{d\varepsilon}{dt}\right] dt \quad (2.6)$$

haline gelmektedir. Burada sadece reel gerilme ve deformasyon hızı düşünülmektedir. (Meirovitch 1967). (2.6) denklemini bu ifadede yerine konulursa gerilme deformasyon hızlarının reel kısımları;

$$\text{Re}[\tau(t)] = \varepsilon_c (G \cos \omega t - \omega\eta \sin \omega t), \quad \text{Re}\left[\frac{d\varepsilon}{dt}\right] = -\varepsilon_c \omega \sin \omega t \quad (2.7)$$

olmaktadır. Sonuç olarak (2.6) denklemini;

$$W_d = \frac{1}{2} \omega \varepsilon_c^2 \int_t^{t+2\pi/\omega} [-G \sin 2\omega t + \omega\eta(1 - \cos 2\omega t)] dt = \pi\omega\eta\varepsilon_c^2 \quad (2.8)$$

olarak elde edilir. Sistemde depolanan maksimum enerji;

$$W_s = \frac{1}{2} \tau_c \varepsilon_c = \frac{1}{2} G \varepsilon_c^2 \quad (2.9)$$

olmaktadır. Kritik sönüm oranı λ_{cr} , W_d ve W_s cinsinden aşağıdaki şekilde ifade edilebilir.

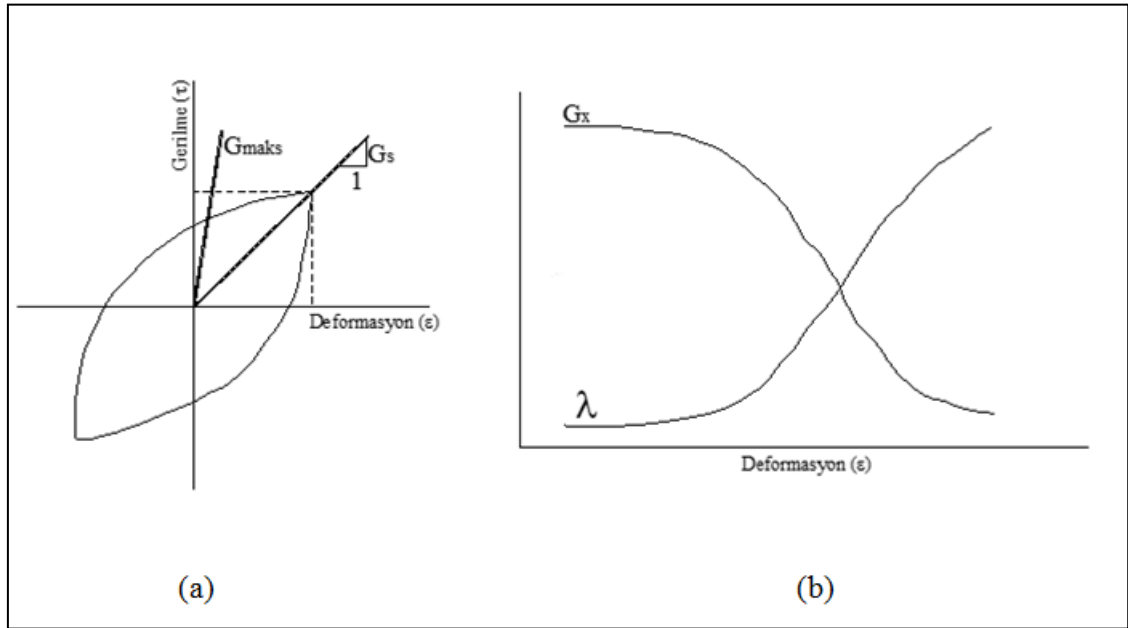
$$\lambda_{cr} = \frac{W_d}{4\pi W_s} \quad (2.10)$$

Lineer olmayan gerilme-deformasyon davranışının eşdeğer lineer davranış yaklaşımı

Eşdeğer lineer davranış modeli lineer olmayan zemin davranışını Kelvin-Voight modelinde yapılacak değişikliklerle modellenmektedir. Zeminlerin lineer olmayan ve tekrarlı gerilme-deformasyon davranışları Şekil 2.2'de gösterilmektedir. Eşdeğer lineer kayma modülü G , kayma deformasyonu büyüklüğü ε na bağlı olan sekant kayma modülü G_s olarak alınır. G_s , Şekil 2.2.a'da görüldüğü gibi simetrik deformasyon kontrollü eğrinin bitim noktaları esas alınarak;

$$G_s = \frac{\tau_c}{\varepsilon_c} \quad (2.11)$$

olarak alınır. Burada τ_c ve ε_c sırasıyla kayma gerilmesi ve kayma deformasyonudur. Eşdeğer lineer sönüm oranı λ , tekrarlı yük altındaki zemin gerilme-deformasyon histerisis eğrisinin bir turu boyunca kaybolan enerjiyle aynı enerji kaybı üreten sönüm oranıdır.



Şekil 2.2. Eşdeğer Lineer Model (a) Gerilme-Deformasyon histerisis eğrisi (b) Kayma Modülü ve Sönüm oranının Kayma Deformasyon Değişimi (Çağlayan 2005)

Arazi davranış analizinde zemin genel dinamik davranışı Şekil 2.2.b'de gösterilmiştir. $G_s - \varepsilon$ eğrisi $\tau - \varepsilon$ eğrisinde olduğu gibi keyfi bir şekle sahip değildir. Örnek olarak, $\tau - \varepsilon$ eğrilerinden deformasyon yumuşamasının hariç tutulması bu eğrilere karşılık gelen $G_s - \varepsilon$ eğrileri üzerinde bazı sınırlamalar getirmektedir. Deformasyon yumuşaması, deformasyondaki artışla birlikte gerilmeye azalmaya karşılık gelen fiziksel bir olaydır. Bunun hesaplara dahil edilmesi karmaşık nümerik teknikleri gerektirmektedir. Bu nümerik teknikler kullanılmaksızın, deformasyon

yumuşaması sınır değer problemlerinde kullanıla gelmiştir. Deformasyon yumuşamasının hariç tutulması;

$$\frac{dt}{d\varepsilon} = G_s(\varepsilon) + \frac{dG_s}{d\varepsilon} \varepsilon \geq 0 \quad (2.12)$$

anlamına gelmektedir.

$G_s - \varepsilon$ eğrilerinin ayrı ayrı noktalar (G_i, ε_i) ile belirlenmesi durumunda (2.12) denklemi;

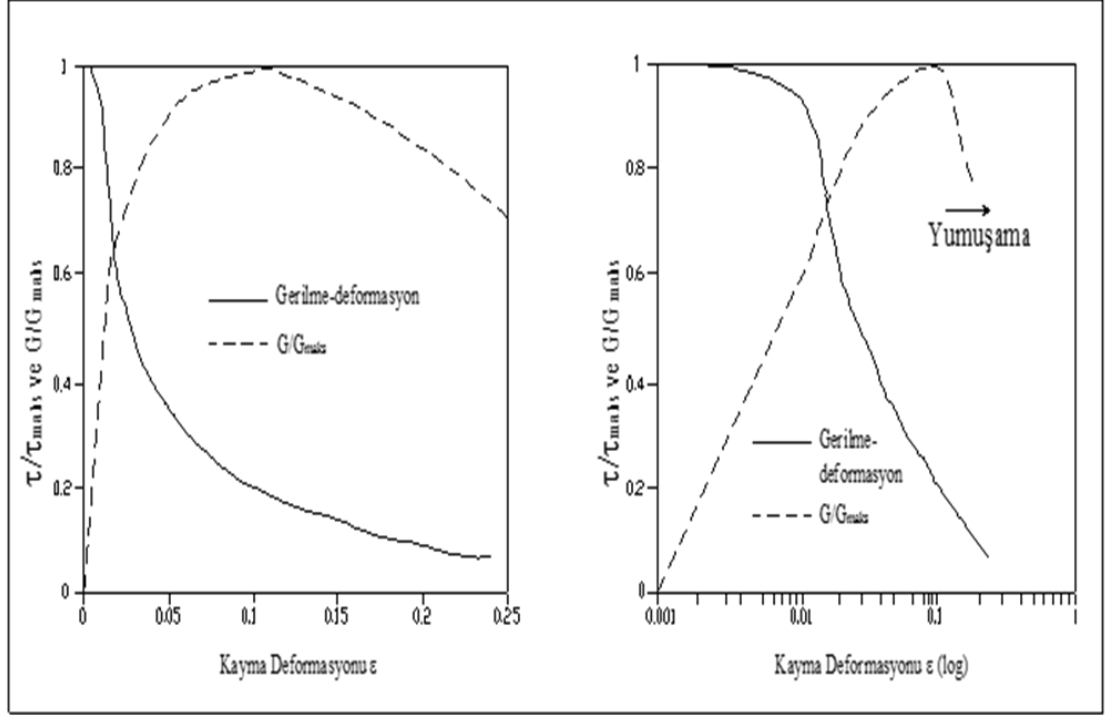
$$\frac{\Delta G_s}{G_{maks}} \geq - \frac{G_s(\varepsilon) \Delta \varepsilon}{G_{maks} \varepsilon} \quad (2.13)$$

haline gelir. Burada ΔG_s , ε 'da meydana gelen G_s 'deki artışı ve G_{maks} ise G_s 'nin maksimum değerini ifade etmektedir. (2.13) denklemi;

$$\frac{G_{i+1}}{G_i} \geq 2 - \frac{\varepsilon_{i+1}}{\varepsilon_i} \quad (2.14)$$

denklemi ile aynıdır.

Şekil 2.2.b'de gösterildiği gibi eşdeğer lineer model kayma modülünün ve sönüm oranının kayma deformasyonu ile değişimini belirlemektedir. Buna ek olarak frekansın gerilme-deformasyon üzerindeki etkilerini belirlemek için birtakım kabullerin yapılması gerekmektedir. Bu amaçla iki basit model önerilmektedir. Şekil 2.3 gerilme-deformasyon davranışı eğrisi üzerinde kolayca görülebilen fakat $G_s - \varepsilon$ eğrisi üzerinde tespiti zor olan deformasyon yumuşamasının özel bir halini örnelemektedir.



Şekil 2.3. Lineer ve yarı logaritmik eksen takımında τ / τ_{maks} ve G/G_{maks} eğrileri üzerinde deformasyon yumuşaması örneği (Çağlayan 2005)

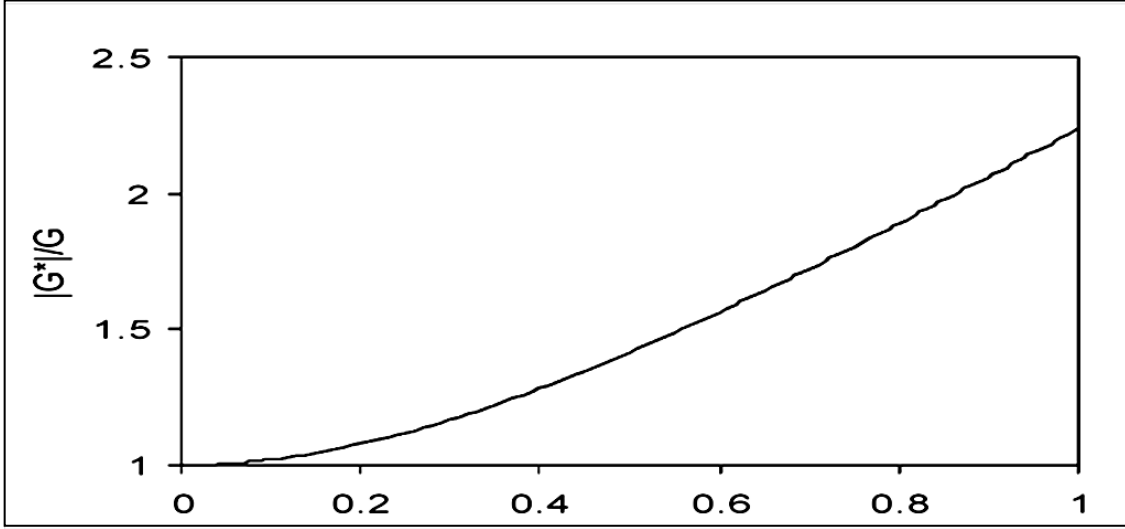
Model 1: Bu model orijinal Shake programında kullanılmıştır (Schnabel vd 1972). Programın bu versiyonu kompleks kayma modülünün (G^*) ve sönüm oranının (λ) frekanstan (ω) bağımsız olduğunu varsaymaktadır. Yükleme eğrisi boyunca kaybolan enerji;

$$W_d = 4\pi W_s \lambda = 2\pi G \varepsilon_c^2 = \pi \eta \varepsilon_c^2 \omega \quad (2.15)$$

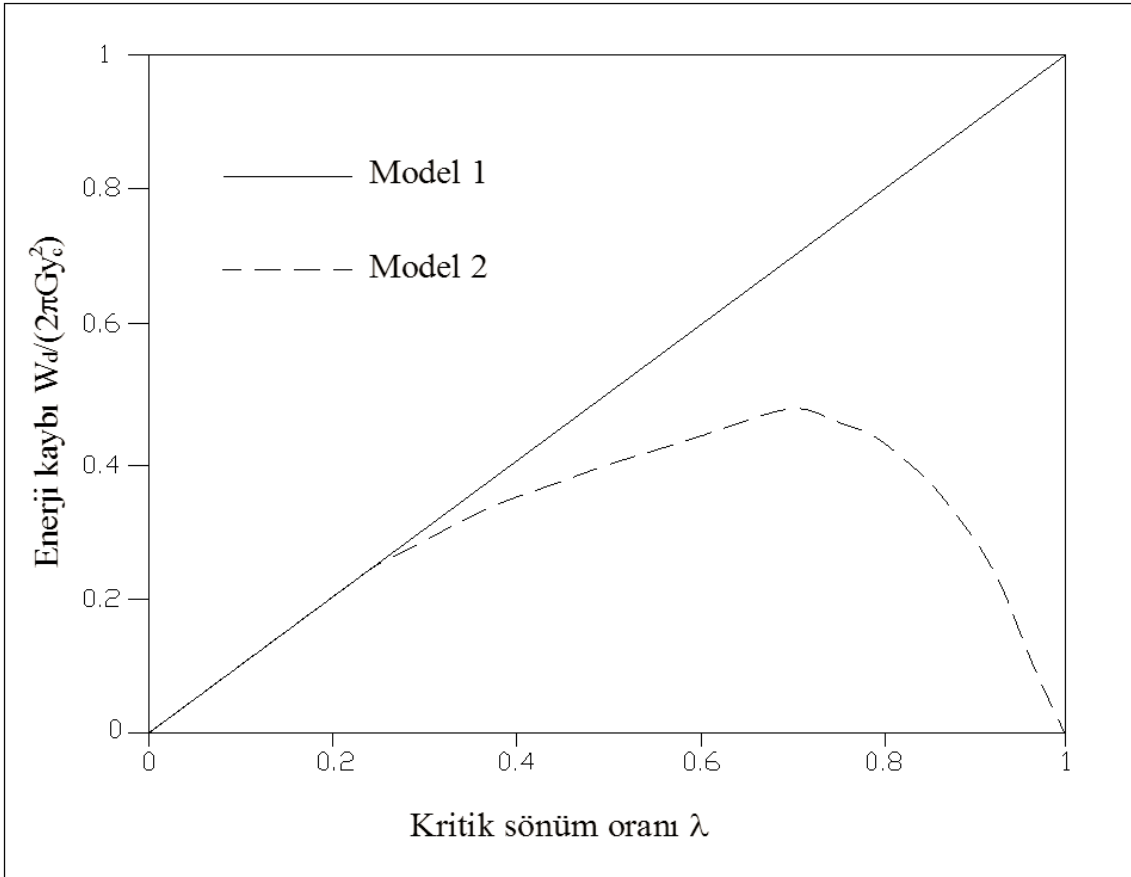
ile ifade edilir. Kaybolan enerji sönüm oranı λ ile lineer olarak artmaktadır ve yine kaybolan enerji, gerilme-deformasyon ilmiğinin altında kalan alan frekanstan bağımsızdır. Kompleks kayma modülü ve gerçek kayma modülü arasında;

$$|G^*| = G \sqrt{1 + 4\lambda^2} \quad (2.16)$$

bağıntısı mevcuttur. Bu bağıntıya göre $|G^*|$ değeri λ ile yaklaşık olarak doğrusal artmaktadır. Şekil 2.4 $|G^*|/G$ nin λ ile değişimini göstermektedir. λ %25'e ulaşırken kompleks kayma modülünde %12'lik bir değişim olabilmektedir.



Şekil 2.4. Normalize edilmiş kompleks kayma modülünün kritik sönüm oranı ile değişimi (Model 1) (Çağlayan 2005)



Şekil 2.5. Model 1 ve 2 için kritik sönüm oranının fonksiyonu olarak her yükleme ilmiğinde kaybolan enerji (Çağlayan 2005)

Model 2: Bu model programın Shake91 versiyonunda kullanılmıştır (Idriss ve Sun 1992). Bu modelde kompleks kayma modülünün λ 'nın bir fonksiyonu olduğu varsayılmaktadır.

$$G^* = G \left\{ (1 - 2\lambda^2)_+ + 2\lambda i \sqrt{1 - \lambda^2} \right\} \quad (2.17)$$

Yukarıda yapılmış olan varsayım malzeme davranışı ile ilgili temel bir varsayımdır. Bu kompleks ve gerçek kayma modülünün aynı olduğu anlamına gelmektedir.

$$|G^*| = G \left\{ (1 - 2\lambda^2)^2 + 4\lambda^2 (1 - \lambda^2) \right\} = G = G \quad (2.18)$$

Yükleme ilmiğinde kaybolan enerji;

$$W_d = \frac{1}{2} \omega \varepsilon_c^2 \int_t^{t+2\pi/\omega} 2G\lambda \sqrt{1 - \lambda^2} dt = 2\pi G\lambda \sqrt{1 - \lambda^2} \varepsilon_c^2 \quad (2.19)$$

olmaktadır. Şekil 2.5 kaybolan enerjinin λ ile değişimini göstermektedir. Model 2'nin kaybolan enerjisi belirli pik noktasından geçtikten sonra 0'a doğru bir eğilim içerisindedir. Uygulamaya yönelik olarak sönüm oranı λ 'nın genellikle %25'den küçük olduğu söylenebilir. Bunun gibi durumlarda Model 1 ve Model 2'nin kaybolan enerjileri birbirlerine yakındır. (Çağlayan 2005)

Bir boyutlu zemin davranışı analizi

Şekil 2.1 bir boyutlu eşdeğer lineer arazi davranışını ifade etmektedir. Harmonik kayma dalgaları Şekil 2.6'daki bir boyutlu tabakalı sistem içerisinde düşey yönde hareket etmektedir. Düşey yönde yayılan bir boyutlu dalga hareketinin denklemi;

Tabaka	Koordinat	Özellikler	Kalınlık
1	z_1	$G_1 \xi_1 \rho_1$	h_1
2	z_2	\vdots	\vdots
\vdots	\vdots	\vdots	\vdots
m	z_m	$G_m \xi_m \rho_m$	h_m
$m+1$	z_{m+1}	$G_{m+1} \xi_{m+1} \rho_{m+1}$	h_{m+1}
$m+2$	z_{m+2}	\vdots	\vdots
\vdots	\vdots	\vdots	\vdots
N	z_N	$G_N \xi_N \rho_N$	$h_N = \infty$

Şekil 2.6. Yarı sonsuz üniform anakaya üzerine oturan yatay tabakalı zemin sistemlerinin bir boyutlu olarak idealleştirilmesi (Çağlayan 2005)

$$p \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (2.20)$$

olarak ifade edilmektedir. Burada p herhangi bir tabakadaki yoğunluktur. Tabakaların Kelvin-Voigt modeline uygun davrandığı varsayılarak (2.20) denklemi;

$$p \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t} \quad (2.21)$$

haline gelir.

Harmonik dalgalar için deplasman;

$$u(z, t) = U(z) e^{i\alpha x} \quad (2.22)$$

olarak yazılabilir. (2.22) denkleminin (2.21) denkleminde kullanılmasıyla;

$$(G + i\omega\eta) \frac{d^2 U}{dz^2} = p\omega^2 u \quad (2.23)$$

elde edilir ve aşağıdaki genel çözüm elde edilir.

$$U(z) = Ee^{ik^*z} + Fe^{-ik^*z} \quad (2.24)$$

Burada $k^{*2} = \frac{p\omega^2}{G + i\omega\eta} = \frac{p\omega^2}{G^*}$ kompleks dalga numarası olarak isimlendirilir. Burada

kritik sönüm oranı $\lambda_{cr} = \frac{\omega\eta}{2G}$ yerine konulacak olursa kompleks kayma modülü G^* ;

$$G^* = G + i\omega\eta = G(1 + 2i\lambda_{cr}) \quad (2.25)$$

olmaktadır. (2.23) denkleminin çözümü;

$$u(z, t) = (Ee^{ik^*z} + Fe^{-ik^*z})e^{i\omega t} \quad (2.26)$$

olmaktadır ve buna karşılık gelen gerilme;

$$\tau(z, t) = ik^* G^* (Ee^{ik^*z} - Fe^{-ik^*z})e^{i\omega t} \quad (2.27)$$

olur. h_m kalınlığındaki m tabakasının tepesindeki ($z=0$) ve tabanındaki ($z = h_m$) deplasmanlar;

$$u_m(0, t) = u_m = (E^m + F^m)e^{i\omega t} \quad \text{ve} \quad u_m(h_m, t) = (E_m e^{ik_m^* h_m} + F_m e^{-ik_m^* h_m})e^{i\omega t} \quad (2.28)$$

olmaktadır. m tabakasının tepesindeki ve tabanındaki kayma gerilmeleri;

$$\begin{aligned} \tau_m(0, t) &= ik_m^* G_m^* (E_m - F_m)e^{i\omega t} \\ \tau_m(h_m, t) &= ik_m^* G_m^* (E_m e^{ik_m^* h_m} - F_m e^{-ik_m^* h_m})e^{i\omega t} \end{aligned} \quad (2.29)$$

olarak bulunur. m ve $m+1$ tabakalarının sınırındaki deplasman ve kayma gerilmeleri eşit olmalıdır. Bu ifade;

$$u_m(h_m, t) = u_{m+1}(0, t) \quad \text{ve} \quad \tau_m(h_m, t) = \tau_{m+1}(0, t) \quad (2.30)$$

eşitliklerini elde etmemizi sağlar. (2.28) denkleminin (2.30) denkleminde kullanılmasıyla E ve F katsayıları birbirleriyle aşağıdaki şekilde ilişkilendirilmektedir.

$$E_{m+1} + F_{m+1} = E_m e^{ik_m^* h_m} + F_m e^{-ik_m^* h_m} \quad (2.31)$$

$$E_{m+1} - F_{m+1} = \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} (E_m e^{ik_m^* h_m} - F_m e^{-ik_m^* h_m}) \quad (2.32)$$

(2.31) ve (2.32) denklemleri E_{m+1} ve F_{m+1} büyüklükleri için E_m ve F_m büyüklüklerine bağlı olarak;

$$E_{m+1} = \frac{1}{2} E_m (1 + \alpha_m^*) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} F_m (1 - \alpha_m^*) e^{-ik_m^* h_m} \quad (2.33)$$

$$F_{m+1} = \frac{1}{2} E_m (1 - \alpha_m^*) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} F_m (1 + \alpha_m^*) e^{-ik_m^* h_m} \quad (2.34)$$

ifadesini verir. Burada α_m^* , m ve $m+1$ tabakaları arasındaki kompleks empedans oranı olup;

$$\alpha_m^* = \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} = \sqrt{\frac{p_m G_m^*}{p_{m+1} G_{m+1}^*}} \quad (2.35)$$

olarak ifade edilir. Algoritma kayma gerilmelerinin olmadığı en üstteki serbest zemin yüzeyinden başlamaktadır.

$$\tau_1(0, t) = ik_1^* G_1^* (E_1 - F_1) e^{i\omega t} = 0 \quad (2.36)$$

Bu denklem;

$$E_1 = F_1 \quad (2.37)$$

anlama gelmektedir. (2.33) ve (2.34) denklemleri ardışık olarak 2 tabakasından m tabakasına kadar uygulanır. m ve n tabakalarının tepelerindeki deplasmanları tanımlayan A_{mn} transfer fonksiyonu;

$$A_{mn}(\omega) = \frac{u_m}{u_n} = \frac{E_m + F_m}{E_n + F_n} \quad (2.38)$$

ile tanımlanmaktadır. Hız $\dot{u}(z, t)$ ve ivme $\ddot{u}(z, t)$ deplasmanlarla;

$$\dot{u}(z, t) = \frac{\partial u}{\partial t} = i\omega u(z, t) \quad \text{ve} \quad \ddot{u}(z, t) = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = -\omega^2 u(z, t) \quad (2.39)$$

bağıntısıyla ilişkilenebilir. Bu sebeple A_{mn} aynı zamanda m ve n tabakalarının tepesindeki hızlara ve deplasmanlara bağlı transfer fonksiyonudur.

$$A_{mn}(\omega) = \frac{u_m}{u_n} = \frac{\dot{u}_m}{\dot{u}_n} = \frac{\ddot{u}_m}{\ddot{u}_n} = \frac{E_m + F_m}{E_n + F_n} \quad (2.40)$$

z derinliğindeki ve t zamanındaki kayma deformasyonu (2.24) denkleminde elde edilebilir;

$$\varepsilon(z,t) = ik^* (Ee^{ik^*z} - Fe^{-ik^*z})e^{i\omega t} \quad (2.41)$$

Buna karşılık gelen z derinliğindeki ve t zamanındaki kayma gerilmesi;

$$\tau(z,t) = G^* \varepsilon(z,t) \quad (2.42)$$

olur.

Serbest yüzey, yüzeye çıkmış anakaya ve anakaya hareketi

Şekil 2.7 arazi davranış analizinde kullanılan dört terimi tarif etmektedir. Serbest yüzey hareketi terimi tabakalı zemin sistemindeki en üst tabakanın tepesindeki hareketi belirtmektedir. Anakaya hareketi bu sistemin tabanındaki harekettir. Yüzeye çıkmış ana kaya hareketi terimi ise ana kayanın yeryüzüne çıkmış olduğu bölümlerindeki hareketi belirtmektedir.

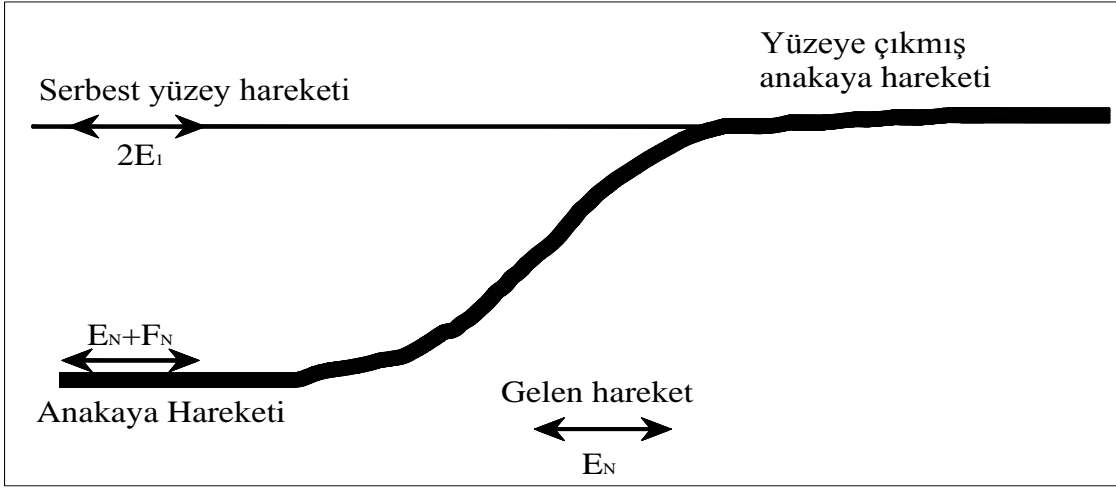
Şekil 2.7'de gösterildiği gibi gelen ve düşey yönde yukarı doğru hareket eden kayma dalgası ana kaya boyunca E_n büyüklüğündedir. Anakaya hareketinin büyüklüğü zemin tabakalarının sonlandığı tabaka alt yüzeyindeki ve ana kaya tepesindeki bölgede $E_n + F_n$ olmaktadır. Yüzeye çıkmış ana kaya hareketi serbest yüzeylerde kayma gerilmesi bulunmadığı için $(E_n = F_n)$ $2E_n$ büyüklüğündedir. Ana kaya hareketi ve yüzeye çıkmış ana kaya hareketi ile ilişkilendirilen transfer fonksiyonu;

$$A_{NN}(\omega) = \frac{2E_N}{E_N + F_N} \quad (2.43)$$

olmaktadır. Serbest yüzeyde $E_1 = F_1 = 1$ olduğu düşünülürse serbest yüzey hareketi ve yüzeye çıkmış ana kaya hareketini ilişkilendiren transfer fonksiyonu;

$$A'_{1N}(\omega) = \frac{1}{E_N} \quad (2.44)$$

olmaktadır.



Şekil 2.7. Arazi davranış analizinde kullanılan terminoloji (Çağlayan 2005)

Kısa süreli hareketler

Yukarıda açıklanmış olan bir boyutlu zemin kolonunun davranış teorisi frekans alanındaki sabit harmonik hareket için geçerlidir. Bu teori Fourier serileri kullanılarak kısa süreli hareketlerin zaman kaydını kapsayacak şekilde genişletilebilir. $x(t)$ ' nin gerçek veya kompleks değerli fonksiyonu N değerinin değişik serileri kullanılarak aşağıdaki gibi elde edilebilir.

$$x_n = \sum_{k=0}^{N-1} X_k e^{i\omega_k t_n} = \sum_{k=0}^{N-1} X_k e^{i\omega_k n\Delta t} = \sum_{k=0}^{N-1} X_k e^{2\pi i k n / N} \quad n = 0, \dots, N-1 \quad (2.45)$$

x_n değerleri, Δt sabit zaman aralığı olarak alınırsa, $t_n = n\Delta t$ zamanına karşılık gelmektedir $[x(n\Delta t) = x_n, n = 0, \dots, N-1]$. Farklı frekanslar ω_k değerleri;

$$\omega_k = 2\pi \frac{k}{N\Delta t} \quad k = 0, \dots, N-1 \quad (2.46)$$

olmaktadır. Fourier bileşenleri;

$$X_m = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k m / N} \quad m = 0, \dots, N-1 \quad (2.47)$$

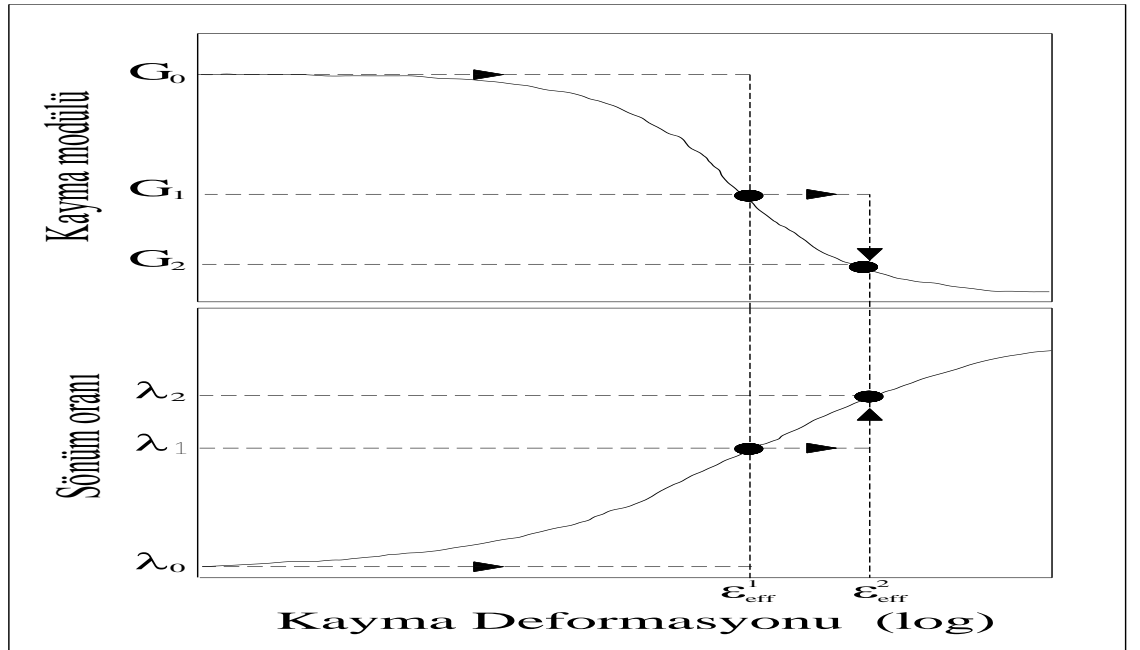
olarak hesap edilebilir. X_m katsayıları ilk olarak Cooley ve Tukey (1965) tarafından geliştirilen hızlı Fourier transformu algoritması ile hesaplanmaktadır.

Eşdeğer lineer davranışın iterasyon yaklaşımı

Daha önce Şekil 2.3'te tarif edildiği gibi, eşdeğer lineer modelde kayma modülünün ve sönüm oranının, kayma deformasyonunun bir fonksiyonu olduğu varsayılmaktadır. Shake programında kayma modülü ve sönüm oranı iterasyonla belirlenmektedir. Böylece bu parametreler her tabakada ortaya çıkan deformasyonla uyumlu olmaktadır. İterasyon Şekil 2.8'de gösterildiği gibi, G_0 ve λ_0 değerleri sonsuz küçük deformasyon değerlerine karşılık gelmektedir. Böylece maksimum kayma deformasyonu ε_{maks} ve efektif kayma deformasyonu ε_{eff}^1 hesaplanmaktadır. Daha sonra bir sonraki iterasyon için ε_{eff}^1 ile uyumlu G_1 ve λ_1 değerleri bulunmaktadır. Eşdeğer lineer analiz G ve λ nın yeni değerlerini kullanarak bütün tabakalarda ortaya çıkan deformasyonlarla uyumlu G ve λ değerlerine ulaşmaya kadar tekrarlanır.

Her tabakada eşdeğer lineer analiz yaklaşımının iterasyon prosedürü aşağıdadır.

1. G_i ve λ_i nin küçük deformasyonlardaki değerleri ile iterasyona başlanır.
2. Zemin davranış eğrisi hesaplanır ve kayma deformasyonu-zaman kaydından her tabakadaki maksimum kayma deformasyonu ε_{maks} belirlenir.



Şekil 2.8. Eşdeğer lineer analizinde kayma modülü ve sönüm oranının kayma deformasyonu ile iterasyonu (Çağlayan 2005)

3. Efektif kayma deformasyonu ε_{eff} , ε_{maks} değerlerinden;

$$\varepsilon_{eff}^i = R_\varepsilon \varepsilon_{maks}^i \quad (2.48)$$

bağlantısı ile hesaplanır. Burada R_ε depremin manyetüdüne bağlı olan efektif kayma deformasyonunun maksimum deformasyona oranıdır. Bu değer deprem esnasındaki

periyot sayısını dikkate almaktadır ve girdi dosyasında belirlenmektedir. R_ε değeri bütün tabakalar için aynıdır.

4. ε_{eff} değerine karşılık gelen yeni G_{i+1} ve λ_{i+1} nin eşdeğer lineer değerleri hesaplanır.

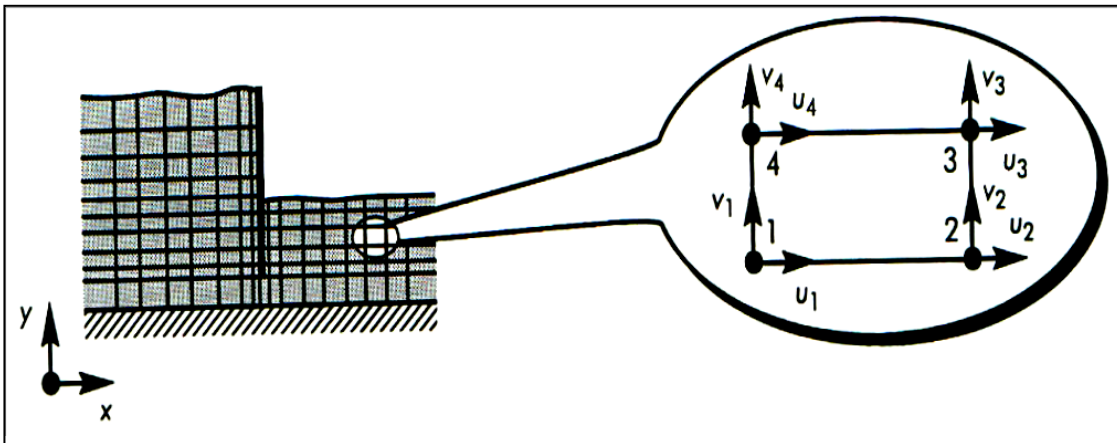
5. Bütün tabakalarda kayma modülü ve sönüm oranının hesaplanmış olan iki ardışık değeri arasındaki fark daha önce belirlenmiş bir değer altına düşünceye kadar 2-4 adımları tekrar edilir. Genel olarak 8 iterasyon istenilen değerlerin elde edilmesi için yeterli olmaktadır.

2.2. İki Boyutlu Dinamik Analiz (PLAXIS)

İki boyutlu dinamik tepki problemlerinin çözümünde en çok dinamik sonlu eleman analizleri kullanılmaktadır.

Dinamik Sonlu Elemanlar Analizi

Sonlu elemanlar yöntemi; bir bütünü, sınırları düğüm noktaları ile tanımlanan ve ayrı elemanlardan oluşan bir topluluk olarak ele alır ve bütünün tepkisinin düğüm noktalarındaki tepki ile tanımlanabileceğini kabul eder. Şekil 2.9'da istinat duvarı örneğinde tipik bir dört düğümlü elemanda serbestlik derecesini ortaya koyan sonlu eleman ağı örneği gösterilmiştir (Kramer 1996).



Şekil 2.9. İstinat duvarı örneğinde tipik bir dört düğümlü elemanda serbestlik derecesini ortaya koyan sonlu eleman ağı (Kramer 1996)

Hareketin Temel Denklemleri: Sonlu elemanlar yönteminde bahis konusu olan problem

aşağıda görüldüğü gibi elemanlara ayrılır. Bir eleman içinde herhangi bir noktadaki zemin yer değiştirmesi (2.49) eşitliği ile tanımlanır,

$$\{v\}^T = \{u \ v\} \quad (2.49)$$

düğüm noktası yer değiştirmesi, $\{q\}^T = \{u_1 u_2 u_3 u_4 v_1 v_2 v_3 v_4\}$ cinsinden aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

$$\{v\} = [N]\{q\} \quad (2.50)$$

Burada; $[N]$ şekil fonksiyonları matrisidir. Birim deformasyon – yer değiştirme matrisi $[B]$ birim deformasyonların $\{\varepsilon\}$ düğüm noktalarındaki yer değiştirmelerden $\{q\}$ hesaplanmasına izin verir.

Gerilme-birim deformasyon matrisi $[D]$ gerilmelerle $\{\sigma\}$, birim deformasyonları şu şekilde ilişkilendirir.

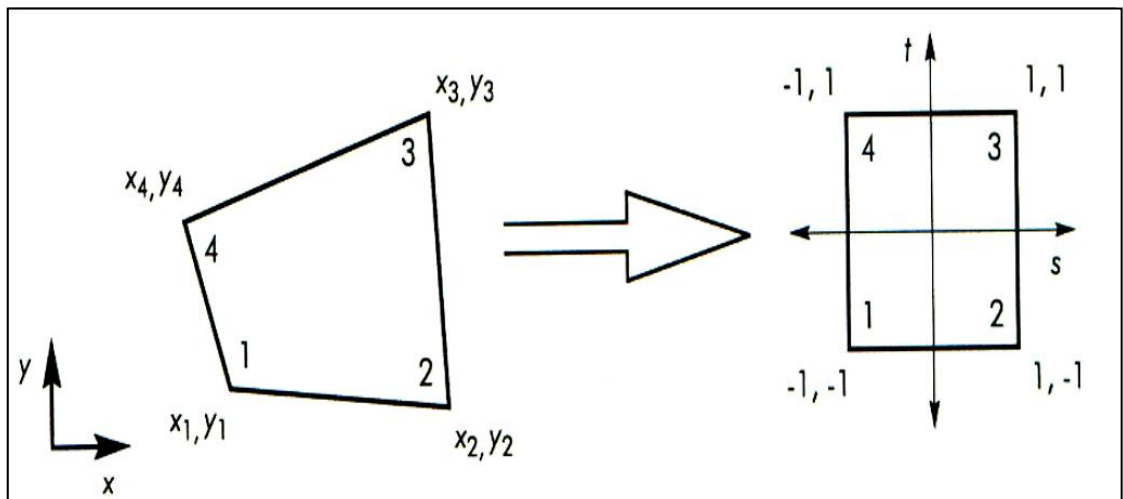
$$\{\sigma\} = [D]\{\varepsilon\} \quad (2.51)$$

Şekil 2.10'da görüldüğü gibi, dört kenarlı elemanları karelere dönüştüren (s,t) şeklinde bir yerel koordinat sistemi tanımlayarak ve birim deformasyon-yer değiştirme ile gerilme-birim deformasyon ilişkilerini kullanarak, eleman rijitlik matrisi (z yönünde üniform bir kalınlık varsayarak) aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$[k_e] = \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 [B]^T [D][B] |J| ds dt \quad (2.52)$$

Burada Jacobian denklemini aşağıdaki gibi tanımlanır:

$$|J| = \sum_{i=1}^4 \sum_{j=1}^4 x_i \frac{\partial N_i}{\partial s} \frac{\partial N_j}{\partial t} - \frac{\partial N_i}{\partial t} \frac{\partial N_j}{\partial s} \quad (2.53)$$



Şekil 2.10. x-y koordinat sistemindeki düzensiz bir dörtgen elemanın s-t koordinat sisteminde kare şeklinde haritalanması (Kramer 1996)

Eleman içindeki yoğunluğu sabit varsayarak, tutarlı eleman kütle matrisi aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$[m_e] = \rho \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 [N]^T [N] |J| dsdt \quad (2.54)$$

Bir alternatif olarak, eleman kütlelerinin düğüm noktalarında yoğunlaştığı varsayımına dayalı toplanmış eleman kütle matrisi geliştirilebilir.

Değişik formüllerin sönümlenmenin frekans bağımlılığı üzerindeki etkilerinden dolayı, sönümlenme matrisleri sorunlu olabilmektedir. Ancak, doğrusal olmayan yer tepki analizlerinde sönümlenme başlıca zeminin başlıca histerezli davranışından ileri gelmektedir ve bu nedenle de tekrarlı yükleme şartları altında rijitlik matrisindeki değişimler ile hesaba katılmaktadır. Çok küçük birim deformasyonlardaki sönümlenmeyi hesaba katmak ve sönümlenmenin sıfır olduğu durumda ortaya çıkabilecek sayısal problemleri asgariye indirmek için, iki boyutlu yer tepki analizinde küçük miktarda viskoz sönümlenme kullanılabilir. Tutarlı bir sönümlenme matrisi aşağıdaki bağıntıdan elde edilebilir.

$$[c_e] = \rho \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 [B]^T [\eta] [B] |J| dsdt \quad (2.55)$$

Burada $[h]$ sönümlenme terimleri matrisidir ve elemanın hareket denklemleri aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$[m_e]\{\ddot{q}\} + [c_e]\{\dot{q}\} + [k_e]\{q\} = \{Q(t)\} \quad (2.56)$$

Buradaki eleman kuvvet vektörü aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$\{Q(t)\} = \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 [N]^T \{W\} |J| dsdt + \int [N]^T \{T\} dS \quad (2.57)$$

Bağıntıda, $\{W\}$ düzenli cisim kuvvetlerinin vektörü ve $\{T\}$, herhangi bir S yüzeyine dışarıdan etkiyen kuvvetler vektörüdür.

Hareketin global denklemleri: Her eleman için hareket denklemleri elde edildikten sonra, bu denklemler yer değiştirmelerin uyumunu sağlayacak şekilde birleştirilerek hareketin global denklemleri elde edilir.

$$[M]\{\ddot{u}\} + [C]\{\dot{u}\} + [K]\{u\} = \{R(t)\} \quad (2.58)$$

Burada, $[M]$ global kütle matrisi, $[C]$ global sönümlenme matrisi, $[K]$ global rijitlik matrisi, $\{u\}$ global düğüm noktası yer değiştirme matrisi ve $\{R(t)\}$ global düğüm noktası kuvvet vektörüdür.

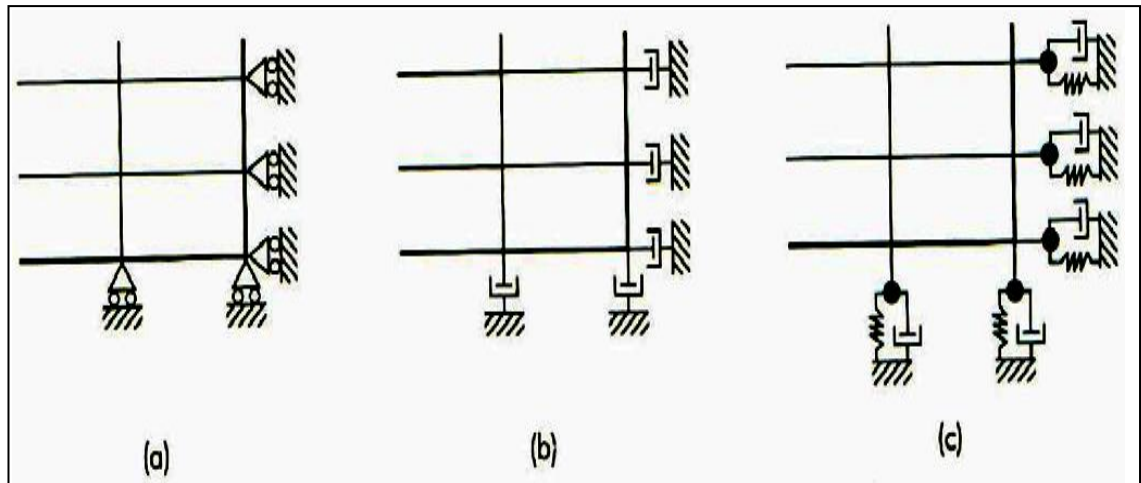
Sınır koşulları: Hesaplama kolaylığı bakımından sonlu eleman analizindeki eleman sayısı olabildiğince az tutulmaya çalışılır. Elemanların maksimum boyutları genellikle dalga yayılma hızı ve belirli bir frekans aralığı ile kontrol edildiğinden, elemanların sayısının azaltılması demek genellikle ayrımlanmış bölgenin boyutunu küçültmek anlamına gelir.

Ayrımlanmış bölgenin boyutu küçüldükçe de sınır şartlarının etkisi daha büyük olur. Birçok dinamik tepki probleminde rijit veya anakaya gibi yaklaşık rijit sınırlar, özellikle yatay yönde olmak üzere problemin konusunu teşkil eden bölgeden uzak tutulmaya çalışılır. Bunun sonucunda, ilgili bölgeden uzaklaşan dalga enerjisi etkin bir şekilde o bölgeden tamamıyla uzaklaştırılmış olabilir. Sonlu eleman analizlerinde en çok kullanılan sınırlar üç grup altında incelenebilir.

Ana sınırlar: Sıfır yer değiştirme ve sıfır gerilme şartları ana sınırlarda tanımlanır. Ana sınırlar zemin yüzeyini serbest sınır (sıfır gerilme) olarak modellemede kullanılabilir. Ancak, yanal veya daha düşük sınırlarda eleman sınırlarının mükemmel yansıma özellikleri, gerçekte yayılma ile sınırı geçerek ilgi bölgesini terk eden enerjiyi ağ içinde hapsedebilir. Sonuçta oluşan kutu etkisi zemin tepki analizinde hatalara yol açabilir. Ana sınırların ilgili bölgeden yeterince uzağa yerleştirilmesi durumunda, yansımış dalgaların etkileri sönümlenme neticesinde önemli ölçüde azalmış olur.

Yerel sınırlar: Viskoz söndürücülerin kullanımı yerel sınırların yaygın bir türünü temsil eder. Mükemmel enerji soğrulması için gerekli söndürücü katsayısı değerinin, çarpan dalgaların geliş açısına bağlı olduğu gösterilebilir. Dalgalar sınıra genellikle farklı geliş açılarında eriştiklerinden, belirli bir söndürücü katsayısına sahip bir yerel sınır, gelen dalganın enerjisinin bir kısmını yansıtacaktır. Yerel sınırlarda oluşan yansımaların etkisi, ilgili bölge ile sınır arasındaki mesafenin arttırılmasıyla azaltılabilir.

Tutarlı sınırlar: Tüm geliş açılarında ve frekanslardaki her çeşit cisim dalgası ile yüzey dalgasını absorplayan sınırlara tutarlı sınırlar denir. Tutarlı sınırlar, sınır integral denklemlerinden veya sınır elemanlar yönteminden elde edilen frekans-bağımlı rijitlik matrisleri ile temsil edilebilirler. Şekil 2.11'de sonlu eleman ağı için sıfır yer değiştirmelerin tayin edildiği elementer sınır, viskoz söndürücü içeren yerel sınır, toplam parametre tutarlı sınırı gösterilmiştir (Kramer 1996).



Şekil 2.11. Sonlu eleman ağı için üç çeşit sınır durumu: (a) sıfır yer değiştirmelerin tayin edildiği elementer sınır; (b) viskoz söndürücü içeren yerel sınır; (c) toplam parametre tutarlı sınırı (Kramer 1996)

2.3. Yapılan Dinamik Analizler

Kum ve kil olmak üzere 2 adet zemin cinsi için bir boyutlu ve iki boyutlu analizler yapılmıştır. Bu analizlerin sonuçları karşılaştırılmıştır. Bir boyutlu analizler EERA (2000) ile iki boyutlu analizler ise PLAXIS 8.2 programı ile yapılmıştır. Bu bölümde, kullanılan programların çalışma prensipleri özetlenecektir.

2.3.1. PLAXIS yazılım programı

Sonlu elemanlar yöntemi, birçok mühendislik dalında karşılaştığımız matematiksel problemlere yaklaşık sonuçlar bulmak amacıyla kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntem, inşaat mühendisliğinde zemin-yapı etkileşimi, gerilme-şekil değiştirme, yükleme, konsolidasyon, taşıma gücü, akım ağı, zemin dinamiği konularında ve malzeme çeşitliliği olan durumlarda kullanılmakta ve gerçeğe yakın sonuçlar vermektedir.

Program; “Input”, “Output”, “Calculation” ve “Curves” ana başlıkları altında dört bölümden oluşmaktadır. İlk olarak Input bölümünde gerekli veriler bilgisayara girilir, Calculation komutuyla hesaplamalar yapılır, Output komutuyla analiz sonucunda belirlenen zemin davranışı elde edilir ve Curves Komutu ile istenen grafikler çizilebilir.

Modelin Oluşturulması (INPUT)

Programın kullanımı sırasında öncelikle geometrik modelin oluşturulması gereklidir. Geometrik model, gerçek problemi temsil edecek şekilde “Nokta”lar (Point), noktaların birleştirilmesinden oluşan “Çizgi”ler (Line) ve çizgilerin birbirine eklenmesinden meydana gelen kapalı alanlardan (Cluster) oluşturulur.

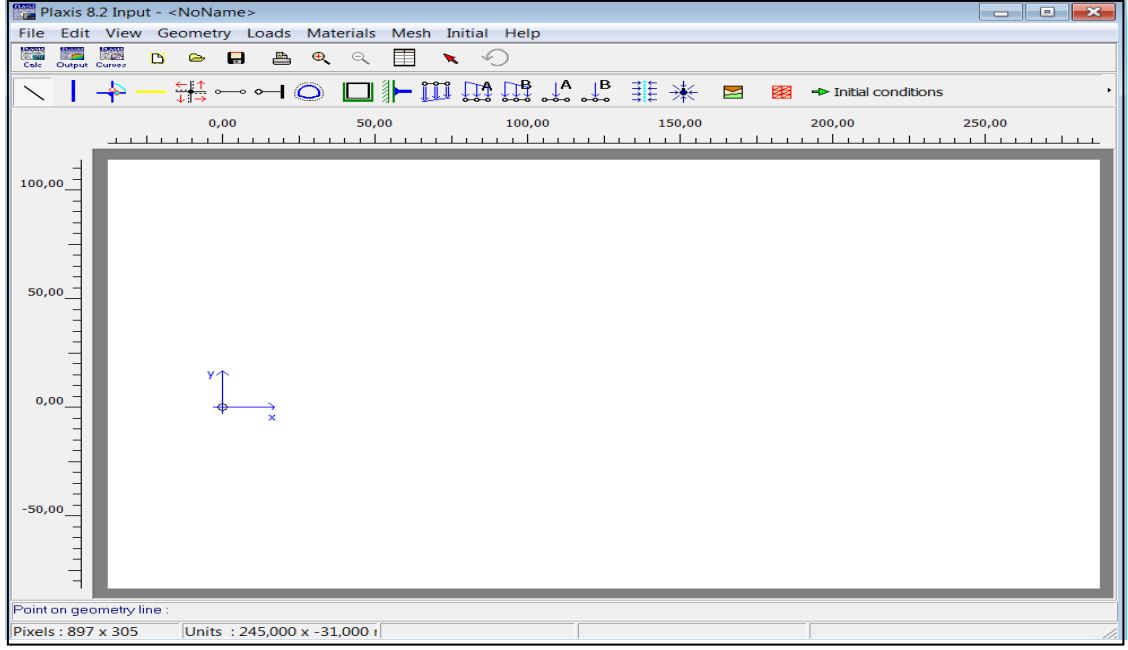
POINT → LINE → CLUSTER

Geometrik modelde zemin tabakalarının, yapısal elemanların, yapım aşamalarının ve yüklemelerin tanımlanması gerekir. Model sınırları sonuçların etkilenmeyeceği kadar geniş seçilmelidir. Şekil 2.12’de Plaxis’de veri giriş penceresi gösterilmiştir.

Bu çalışmada, her bir kesit GEOMETRY LINE komutu kullanılarak kalınlıkları ve uzunlukları ile belirlenmiş ve arazideki gerçek durumlarını yansıtacak şekilde iki boyutlu olarak modellenmiştir. Her bir kesit içerisindeki farklı zemin formasyonlarını gösteren kapalı alanlar (cluster) oluşturulmuştur.

Her kapalı alan o kesit içerisinde bir formasyonu temsil etmektedir. Kapalı alan için yapılan bir işlem o kapalı alandaki her nokta için yapılmış demektir.

Model oluşturulduktan sonra modelin sınırları tanımlanmalıdır. LOADS menüsü altında bulunan ve deprem içeren dinamik problemlerde kullanılmak üzere üretilmiş olan Standart Earthquake Boundaries komutu seçilerek model sınırları otomatik olarak tanımlanmış olur.



Şekil 2.12. Plaxis veri giriş penceresi

Standart Earthquake Boundaries komutu seçildiğinde, yatay yönde tutulu modelin sağ ve solunda düşey doğrultuda sönümlü sınır ve horizontal fixities, tabanında ise tanımlanmış yer değiştirmeler bileşenleri otomatik olarak oluşur. Plaxis programının standart uzunluk birimi m (metre) dir. Eğer deprem kaydı olarak cm/s^2 biriminden bir kayıt girilecekse birimlerin uyumu için prescribed displacement $u_x = 0.01$ ve $u_y = 0$ olmalıdır. Düşey doğrultudaki sönümlü sınır deprem titreşimi nedeni oluşan ve model sınırlarına çarpan dalgaların tekrar model içerisine dönmesini engeller. Bu dalgalar emilmediğinde model sınırlarında ikinci bir dalga yayıcı merkez bulunması gibi bir yanılgıya neden olur bu ise sonuçların doğruluğunu olumsuz etkiler. Düşey doğrultuda sınırlar bu titreşimleri emerek tekrar model içerisine dönmelerine engel olur.

Programda zemin özelliklerini belirlemek amacıyla Mohr-Coulomb (MC), Hardening Soil Model (HS), Soft Soil Creep Model (SSC) ve Linear Elastic Model olmak üzere dört farklı zemin modeli kullanılabilir. Bu çalışma kapsamında Mohr-Coulomb modelinden yararlanıldığı için burada Mohr-Coulomb modeli parametrelerinden bahsedilecektir.

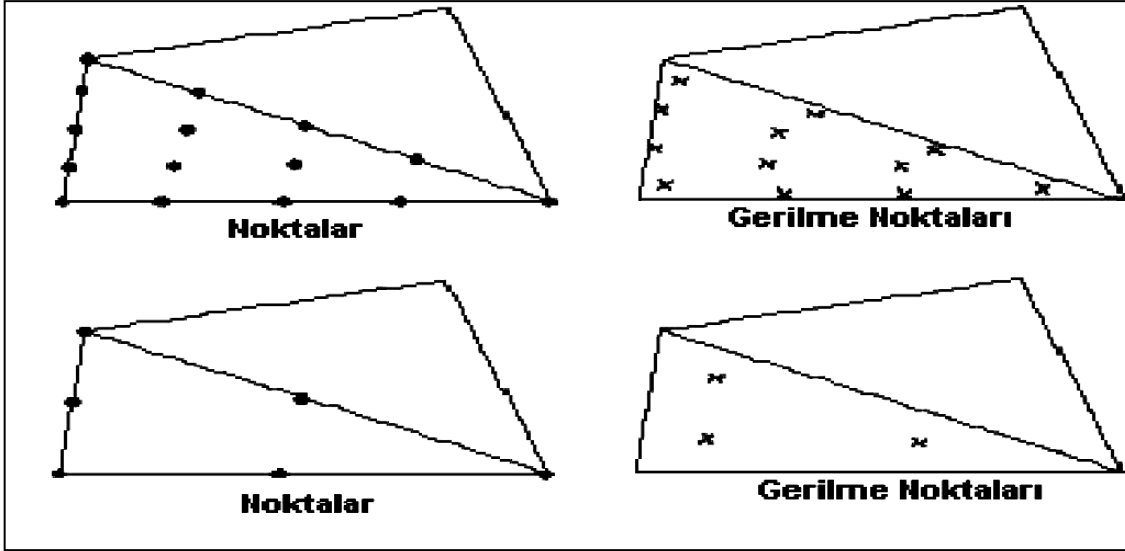
Bu modelde Poisson Oranı (ν), kohezyon (c) içsel sürtünme açısı (ϕ), genişleme açısı (ψ), zeminin kuru ve doğal birim hacim ağırlıkları (γ_k ve γ_n), yatay ve düşey permeabilite katsayıları (k_v ve k_h) ve kayma dalgası hızı (V_s) girilir. Elastisite modülü ve kayma modülü bu değerlerden yararlanılarak program tarafından kendiliğinden hesaplanır. Malzeme parametreleri tanımlandıktan sonra sonlu elemanlar ağının oluşturulması safhasına geçilir.

Sonlu elemanlar ağı ana menü de bulunan mesh komutu ile oluşturulur. Başlangıç koşulları ve hesap kısmından önce sonlu elemanlar ağı oluşturulmak zorundadır. Sonlu elemanlar ağı üretilirken kapalı alanlar üçgen elemanlara bölünürler. Bu çalışmada 6 düğüm noktalı üçgen elemanlardan oluşan düzlem şekil değiştirme

modeli kullanılmıştır. Buna ek olarak, daha özel problemlerde daha hassas çözüm için 15 düğüm noktalı elemanlar da kullanılmaktadır. 15 düğümlü elemanların kullanıldığı modellerde doğal olarak hesap süresi daha uzun olmaktadır.

15 düğüm noktalı bir elemanda 15 düğüm noktası, 6 düğüm noktalı bir elemanda ise 6 düğüm noktası bulunmaktadır. Bir sonlu eleman modeli hesabında yer değiştirmeler düğüm noktalarında hesaplanır. Plaxis programında yük - yer değiştirme grafiklerinin görülebilmesi için düğüm noktalarının önceden seçilmesi gerekir. Her bir çözüm için 10 düğüm noktası sınırlaması vardır.

Yer değiştirmelerin aksine, gerilmeler eleman gerilme noktalarında (Gaussian integration points, stress points) hesaplanır. 15 düğümlü bir üçgen elemanda 12, 6 düğümlü bir elemanda ise 3 gerilme noktası vardır. Hesaplar sonucunda modelin istenen bir yerinde oluşan gerilme izlerinin veya gerilme - şekil değiştirme diyagramlarının görülebilmesi için o bölgedeki gerilme noktalarının önceden seçilmesi (en fazla 10) gerekir. Şekil 2.13'de PLAXIS'te kullanılan üçgen elemanların düğüm ve gerilme noktaları gösterilmiştir.



Şekil 2.13. Plaxis'te düğüm ve gerilme noktaları (PLAXIS manual)

Sonlu elemanlar ağı da oluşturulduktan sonra başlangıç koşullarını belirlemek amacıyla INITIAL CONDITIONS düğmesine basılır. Burada varsa yeraltı su seviyesi çizilir ve boşluk suyu basıncı göz önüne alınır. Daha sonra zemin, üzerinde herhangi bir yapısal eleman olmadığı ilk haline getirilir ve efektif gerilmeler belirlenir.

Hesapların Yapılması (CALCULATION)

Model oluşturulduktan sonra hesap aşamasına geçilir. Bu çalışmada başlıca iki hesap aşaması kullanılmıştır. Birincisinde zeminin kendi ağırlığı altında analiz yapılır. Plastik hesap olarak adlandırılan bu bölümde, zeminin herhangi bir dış etki olmaksızın kendi ağırlığı altında meydana gelen yer değiştirmeleri hesaplanmıştır. Hesap aşamasının ikincisi ise dinamik analiz bölümüdür. Dinamik analize başlanmadan önce

plastik analizde bulunan yer değiştirmelerin bu aşamaya aktarılmasını önlemek için mevcut yer değiştirmeler sıfırlanır. Bundan sonra dinamik analizde kullanacağımız ivme kaydı Multiplier alt menüsünde bulunan SMDisp bölümünde tanımlanması gerekir. Burada anakaya seviyesinde girilecek ivme kaydı .txt formatında programa eklenir. Program analiz süresince bu dosyadan aldığı veriyi kullanır.

Parameters alt menüsünde bulunan Define düğmesine basıldığında sonuçları en çok etkileyen ilerde değineceğimiz Rayleigh α ve Rayleigh β adı verilen sönüm katsayılarının girileceği pencere açılır. Burada bulunan kutucuklara uygun değerler girilir. İvme kaydının süresi time interval bölümüne girildikten sonra analiz yapılır. Program önce plastik analizi tamamlar daha sonra .smc ya da .txt dosya formatında yatay deprem ivme kaydı girilmek suretiyle dinamik analiz yapılarak hesap aşaması tamamlanır.

Sonuçların Görüntülenmesi (OUTPUT)

Analiz sonucu elde edilen sonuçların tamamı OUTPUT bölümünde görüntülenebilir. Deformasyonlar, ivmeler, hızlar, boşluk suyu basınçları, gerilmeler gibi değerler çeşitli formlarda görüntülenebilir. Kesit üzerinde çeşitli yönlerde kesitler alınarak da aynı sonuçlar bu bölümde görüntülenebilmektedir.

Sonuçların Grafik Ortamda Görüntülenmesi (CURVES)

OUTPUT bölümünde elde edilen sonuçların büyük kısmı CURVES adı verilen bu bölümünde grafik olarak görüntülenebilmektedir. Örnek olarak, bu çalışmada her bir kesit üzerinde seçilen çeşitli sayıdaki noktada ivme-zaman grafikleri çizdirilmiştir. Yatay eksen (x) zaman (t) olarak alındığında düşey eksen (y) yatay ivme olarak alınmıştır. Böylelikle ivme - zaman grafikleri çizilmiştir.

2.3.2. EERA programı

1998 yılında SHAKE ile benzer kabuller yapılarak FORTRAN 90 ile EERA programı geliştirilmiştir. EERA, FORTRAN 90 dili ile hazırlanmış olan eşdeğer lineer deprem tepki analizi programının EXCEL'de uygulanmasıdır ve EERA'nın girdi ve çıktı verileri EXCEL programı ile ilişkilendirildiği için DOS ortamında çalışan SHAKE programına göre kullanımı daha kolaydır.

Programda zemin Bölüm 2.1'de bahsedilen Kelvin-Voigt modeli ile ifade edilmekte ve gerilme şekil-değiştirme değiştirme ilişkileri bu kabule dayanılarak yapılmaktadır.

SHAKE programında yapılan kabuller EERA için de aynen geçerlidir. Zemin tabakalarının sadece kayma deformasyonu yapacağı varsayıldığı için, düşey bir zemin kolonu kayma kirişi gibi düşünülerek analizler yapılmaktadır. Hareket halindeki viskoelastik elementler bir parça üzerinde kayma dalgalarını oluşturduğu kayma gerilmeleri artımları, eşit ve ters yönlü elastik ve viskoz kayma gerilmeleri artımlarına neden olacağından bu durumu ifade eden diferansiyel denklem (hareket denklemi)

kurulmuş ve yer değiştirmeler harmonik fonksiyonlarla temsil edilerek çözüm elde edilmiştir. Tabakaların ara yüzeylerinde yer değiştirmelerin ve kayma gerilmelerinin eşitliği şartı, çözümün sürekliliğini sağlamaktadır. İki tabaka arasında transfer ya da büyütme fonksiyonu, çeşitli frekanslardaki dalgaların bu tabakaların yüzeyinde oluşturduğu yer değiştirmelerin oranı şeklinde ifade edilmektedir. Frekans ortamında yapılan çözümlerde, öncelikle anakaya ivme kaydının Fourier dönüşümü ile kayıt frekans ortamına taşınmaktadır. Bu dönüşüm zemin tabakalarının transfer yada büyütme fonksiyonları ile çarpılarak, yüzeydeki kaydın fourier transformu elde edilmektedir. Yüzey kaydının ters fourier dönüşümü ile tekrar zaman ortamında, zemin davranışının etkilerini taşıyan, ivme kaydı elde edilmektedir. Yüzeydeki ivme kaydı ya da frekans ortamındaki hali, diğer parametre ve fonksiyonların hesaplanmasında kullanılmaktadır.

Zemin davranış analizinde, önce kayma modülü ve sönümün başlangıç değerleri düşük deformasyon seviyelerine karşı gelecek şekilde seçilmekte ve tüm deprem süresi için bir elastik analiz yapılmaktadır. Bu başlangıç çözümlerinde her tabaka için efektif deformasyon seviyesi hesaplanmaktadır. Bunun için R_r , olarak ifade edilen deprem manyetidüne bağlı bir katsayı ile maksimum deformasyon çapılarak efektif şekil değiştirme bulunabilmektedir. Daha sonra bu efektif deformasyon seviyeleri ile uyumlu kayma modülü ve sönüm oranları seçilmekte ve bir sonraki iterasyonda kullanılmaktadır. Eşdeğer lineer analiz tüm tabakalarda şekil değiştirme ile uyumlu kayma modülü ve sönüm oranı değerleri oluşuncaya kadar devam etmektedir.

EERA analizlerinde zemin profili, kayma dalgası hızları, formasyon kalınlıkları ve birim hacim ağırlıkları ile tanımlanır. Daha sonra programa analizlerde kullanılacak anakaya ivme kaydının girilmesi gerekir. Analizde kullanılan bir diğer önemli veri ise kayma modülü oranı (G/G_{max})-şekil değiştirme seviyesi ve sönüm oranı arasındaki ilişkilere dir. EERA verilen bu ilişkilerden faydalanılarak hesap yapılmaktadır (Alim 2006).

Sönüm

Sönüm, dinamik yüklenmiş bir malzemedeki ya da mekanik sistemdeki enerji miktarının ısıya dönüşüp azalmasıdır. Bir malzemenin sönümünün büyük olması, bu malzemenin dinamik yükleme ya da titreşimler sırasında daha çok enerji yutması demektir. Zeminlerde sönüm, zemin elemanında bir çevrim sonucu yutulan enerji miktarı olarak tanımlanmaktadır. Zeminlerin sönüm özelliklerini bilmek, zeminlerde dalga yayılımı, deprem yükleri karşısında zemin davranışı gibi dinamik problemlerin çözümü açısından önem taşımaktadır. Sönüm miktarı, dinamik gerilme-şekil değiştirme davranışında oluşan histerisis ilmiğinden hesaplanır. Histerisis ilmiğinin alanı, malzemenin enerjiyi sönümlene kapasitesini gösterir. Zeminlerde ve yapılardaki enerji sürtünme, ısı, plastik akma gibi mekanizmalarla yutulur. Yutulan enerjiyi tanımlamak için kullanılan tanımlardan biri viskoz sönümdür. Viskoz sönüm, visko-elastik bir sistem olarak idealize edilen malzemedeki, bir titreşim devrinde yutulan enerji miktarıdır. Jacobsen, (1930) tarafından önerilen eş değer sönüm oranı ε ,

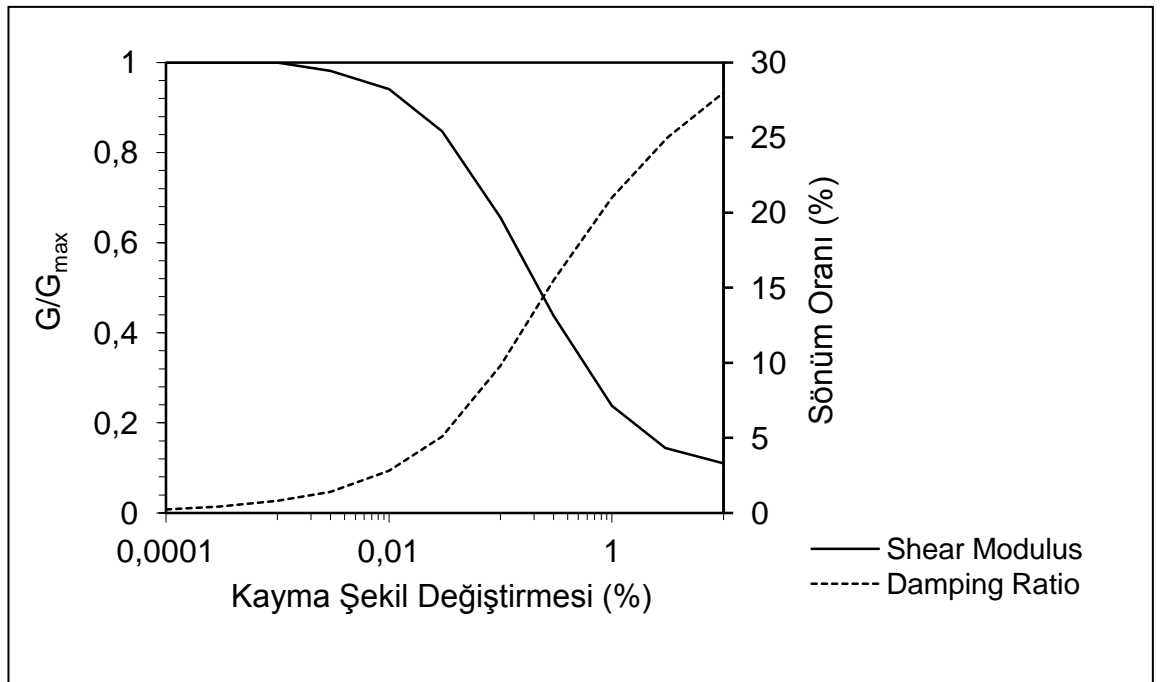
$$\varepsilon = W_D / 4\pi W_S \quad (2.59)$$

olarak ifade edilir. W_D , yutulan enerji, W_S maksimum birim kayma enerjisi olarak tanımlanmaktadır (Alim 2006).

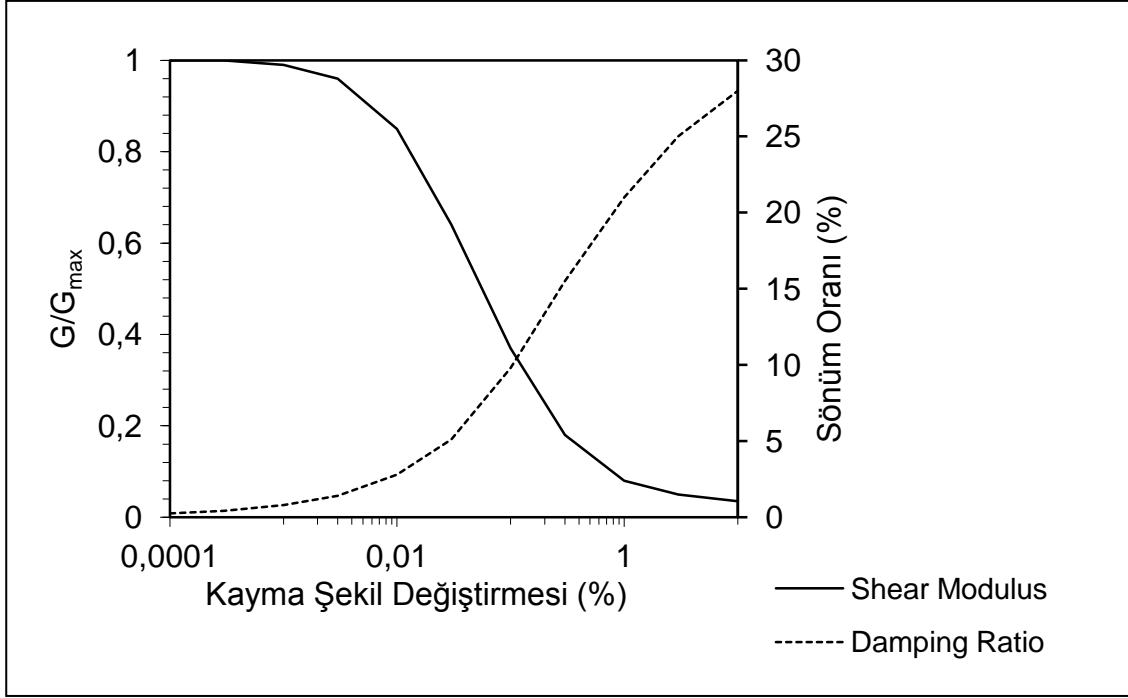
2.4. Analizlerde Kullanılan Parametreler

Dinamik Zemin Parametreleri

Tek boyutlu analizlerde kullanılan önemli dinamik zemin parametreleri G/G_{max} ve sönüm oranı ve bunların kayma şekil değiştirmesi ile değişimleridir. Kullanılan zeminler için G/G_{max} ve sönüm oranı-kayma şekil değiştirmesi ilişkileri EERA'da verildiği gibi kullanılmıştır. Şekil 2.14 ve 2.15'te EERA programında mevcut olan G/G_{max} ve sönüm oranı-kayma şekil değiştirmesi ilişkileri görülmektedir.



Şekil 2.14. Kil için G/G_{max} ve sönüm oranı-kayma şekil değiştirmesi ilişkileri (Seed ve Sun 1989, Idriss 1990)



Şekil 2.15. Kum için G/G_{max} ve sönüm oranı-kayma şekil değışirmesi ilişkileri (Seed ve Sun 1989, Idriss 1990)

Malzeme Parametreleri

Çizelge 2.1. Malzeme parametreleri

[* işaretli parametreler sadece PLAXIS'te kullanılmıştır]

Zemin Cinsi	γ_k (kN/m ³)	γ_d (kN/m ³)	c^* (kN/m ²)	ϕ^* (°)	V_s , (m/s)		E^* (kN/m ²)	ν^*
					PLAXIS	EERA		
Kil	13,5	15	30	1	-	250	5200	0.30
Kum	17	19	1	31	-	300	20000	0.25
Anakaya (1)	26	26	167	26	800	800	-	0.20
Anakaya (2)	26	26	167	26	1200	1200	-	0.20
Anakaya (3)	26	26	167	26	1600	1600	-	0.20

İki Boyutlu Analizlerde Kullanılan Rayleigh Sönüm Katsayıları

Daha önceden de belirtildiği gibi $4H/V_s$ bağıntısında H (tabaka kalınlığı) ve V_s (kayma dalgası hızı) yerine yazılarak zeminin birinci doğal titreşim periyodu bulunmuş ve açılal frekansa dönüştürülmüş, ikinci titreşim frekansı ise 10 Hz alınarak (2.61) eşitlikleri kullanılarak Rayleigh sönüm katsayıları hesaplanmıştır.

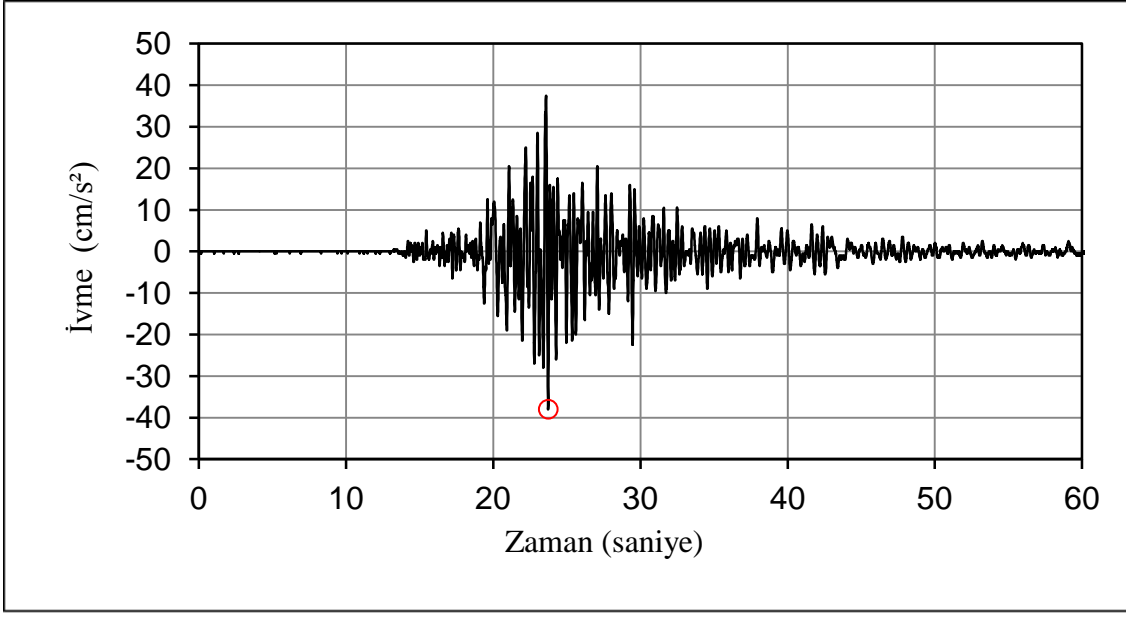
$$\begin{aligned} T_1 &= 4H/V_s, f_1 = 1/T_1, f_2 = 10 \text{ Hz} \\ \omega_i &= 2\pi f_1 \text{ ve } \omega_j = 2\pi f_2 \text{ ve } \xi \text{ sönüm oranı olmak üzere,} \\ \alpha &= 2 \xi \frac{\omega_i \omega_j}{\omega_i + \omega_j} \quad \text{ve} \quad \beta = 2 \xi \frac{1}{\omega_i + \omega_j} \end{aligned} \quad (2.61)$$

Çizelge 2.2. Rayleigh sönüm katsayıları

Sönüm Oranı	%2		%5	
	α	β	α	β
Kil	0,598399	0,000485	1,495997	0,001213
Kum	0,685438	0,000463	1,713596	0,001157
Anakaya ($V_s=800$ m/s)	1,256637	0,000318	3,141593	0,000796
Anakaya ($V_s=1200$ m/s)	1,507964	0,000255	3,769911	0,000637
Anakaya ($V_s=1600$ m/s)	1,675516	0,000212	4,18879	0,000531

Anakaya İvme Kaydı

Analizlerde Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı'nın internet sitesinden indirilen 2011 Van depremi Muradiye istasyonundan ölçülen ivme kaydı kullanılmıştır.



Şekil 2.16. 23 Ekim 2011 Van depremi ivme kaydı (www.kyh.gov.tr)

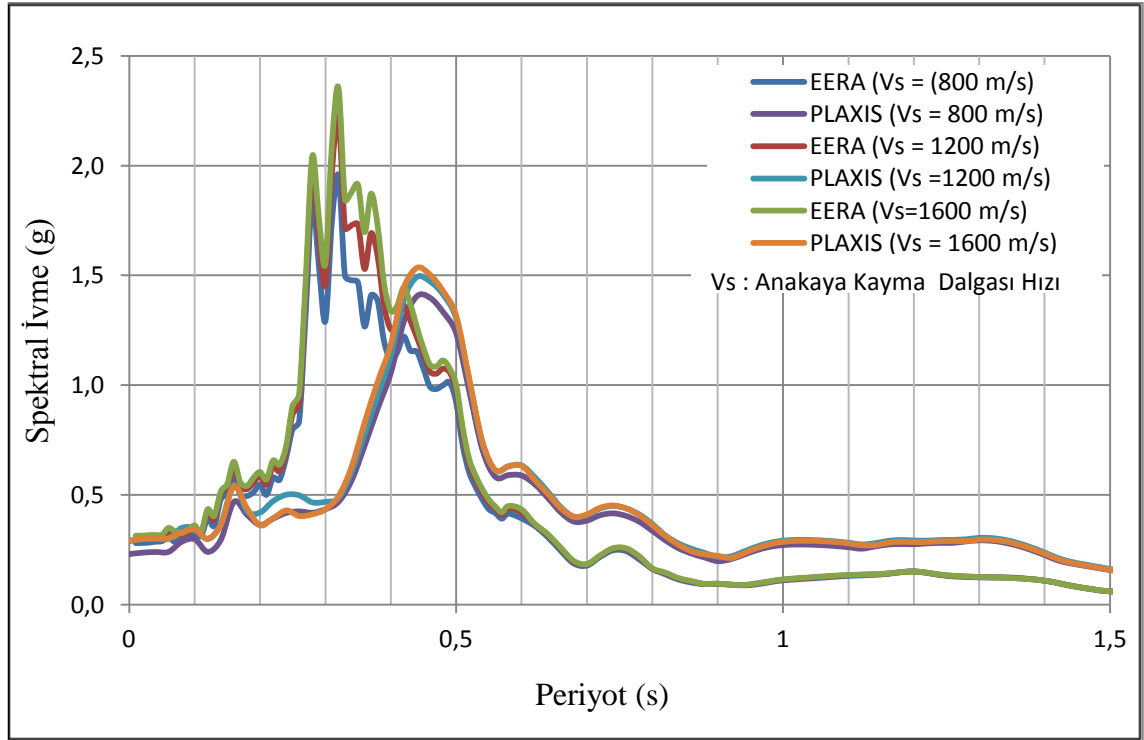
3. BULGULAR ve DEĞERLENDİRMELER

Bu çalışma kapsamında Bölüm 2'de de bahsedildiği gibi kum ve kil zemin olmak üzere iki çeşit zemin modelinin, %2 ve %5 sönüm oranlarıyla ve her bir sönüm oranı ve zemin cinsi için anakaya kayma dalgası hızı 800 m/s , 1200 m/s , 1600 m/s şeklinde artırılarak, bir boyutlu ve iki boyutlu dinamik analizleri yapılmıştır. Bir boyutlu dinamik analizler EERA yazılım programı ile, iki boyutlu dinamik analizler ise PLAXIS yazılım programıyla yapılmıştır. Bu bölümde analiz sonuçları karşılaştırılmış ve risk tahminleri yapılmıştır.

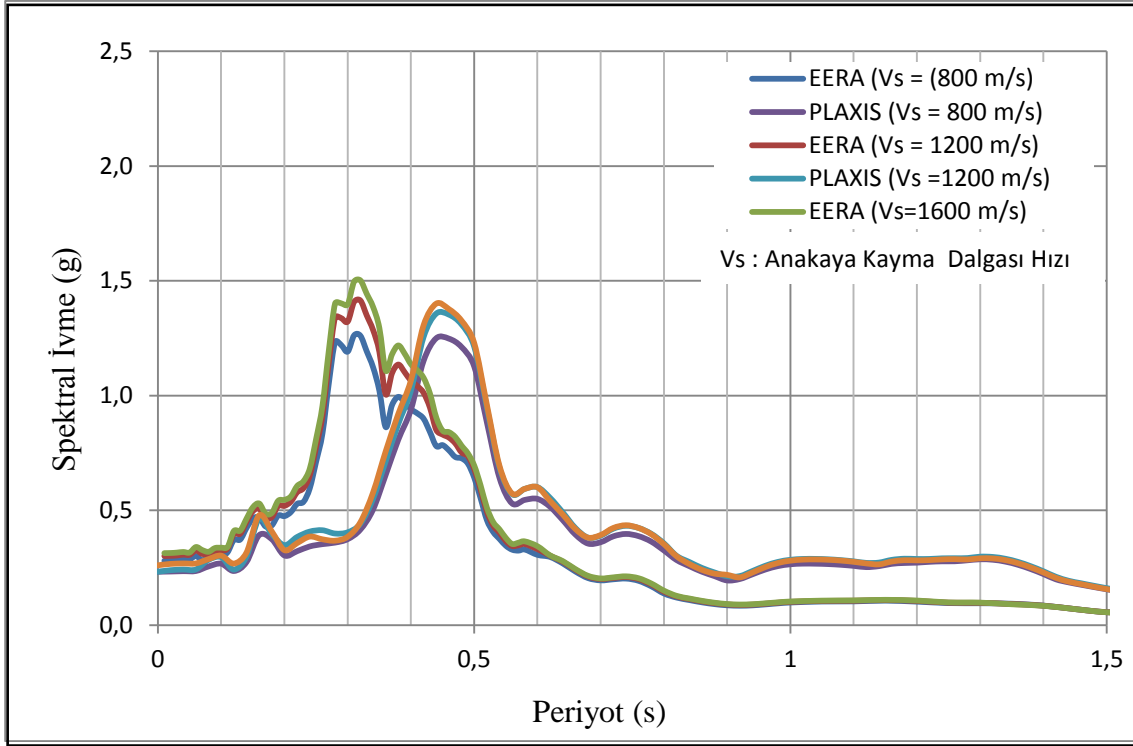
3.1. Kil Zemin Modeli İçin Elde Edilen Sonuçlar

Kil zeminde %2 ve %5 sönüm oranları kullanılarak yapılan analiz sonuçları Spektral İvme - Periyot grafikleri Şekil 3.1 ve Şekil 3.2'de gösterilmiş olup, maksimum değerler Çizelge 3.1'de görülmektedir.

EERA programı kil zeminde farklı sönüm oranları ve farklı anakaya kayma dalgası hızları için PLAXIS programına göre daha büyük veya eşit maksimum spektral ivme değerleri vermiştir. Kil zemin için EERA programında % 5 sönüm oranı için riskli periyot değerleri, 0,2 - 0,5 saniye aralığında iken, PLAXIS program çıktılarında riskli periyot değerleri 0,3 - 0,6 saniye aralığındadır. % 2 sönüm oranı her iki programda da spektral ivme değerlerini arttırmıştır. EERA programında % 2 sönüm oranı için riskli periyot değerleri, % 5 sönüm oranı için elde edilen değerlerle aynı çıkmıştır. Ayrıca anakayada artan kayma dalgası hızlarında sonuçlar, her iki programda da, az da olsa etkilenmektedir.



Şekil 3.1. Kil zemine ait Spektral İvme- Periyot grafiği (%2 sönüm oranı)



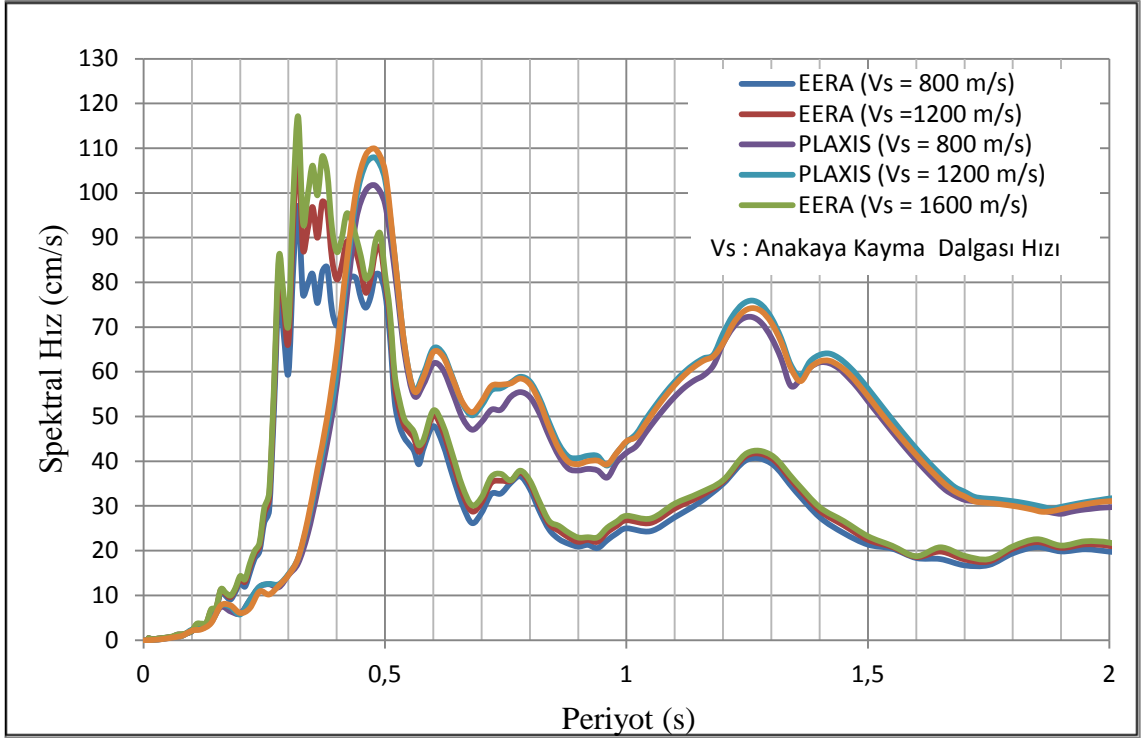
Şekil 3.2. Kil zemine ait Spektral İvme- Periyot grafiği (%5 sönüm oranı)

Çizelge 3.1 Kil zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral İvme değerleri

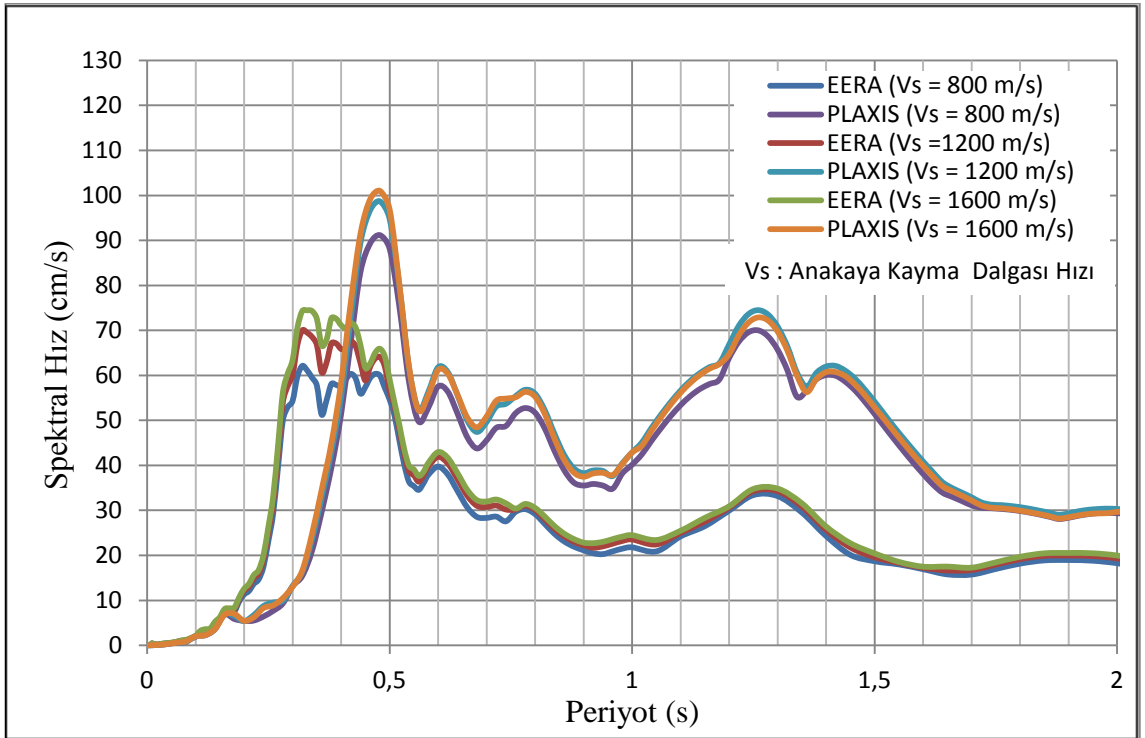
	% 2 Sönüm Oranı				% 5 Sönüm Oranı			
	EERA		PLAXIS		EERA		PLAXIS	
	Periyot (s)	İvme (g)	Periyot (s)	İvme (g)	Periyot (s)	İvme (g)	Periyot (s)	İvme (g)
Vs = 800 m/s	0,28	1,84	0,44	1,41	0,32	1,26	0,44	1,25
Vs = 1200 m/s	0,28	1,98	0,44	1,50	0,32	1,41	0,44	1,36
Vs = 1600 m/s	0,28	2,04	0,44	1,53	0,32	1,50	0,44	1,40

Kil zeminde yapılan analiz sonuçları Spektral Hız - Periyot grafikleri Şekil 3.3 ve Şekil 3.4'te gösterilmiş olup, maksimum değerler Çizelge 3.2'de görülmektedir.

EERA programı % 5 sönüm oranı kullanılan modellerde daha düşük spektral hız değerleri verirken, PLAXIS programı yaklaşık 2 katı büyüklüğünde değerler vermiştir. % 2 sönüm oranı kullanılan modellerde EERA ve PLAXIS programları birbirine yakın maksimum hız değerleri vermiştir. En büyük hız değerine EERA'da yaklaşık 0,3 saniye periyodunda ulaşılırken, PLAXIS'te yaklaşık 0,5 saniye periyodunda ulaşılmıştır. EERA'da daha düşük genlikler görülmekte olup, genlikler 1.6 saniye periyottan sonra değişmezken, PLAXIS'te de değişmediği görülmektedir.



Şekil 3.3. Kıl zemine ait Spektral Hız- Periyot grafiği (%2 sönüm oranı)



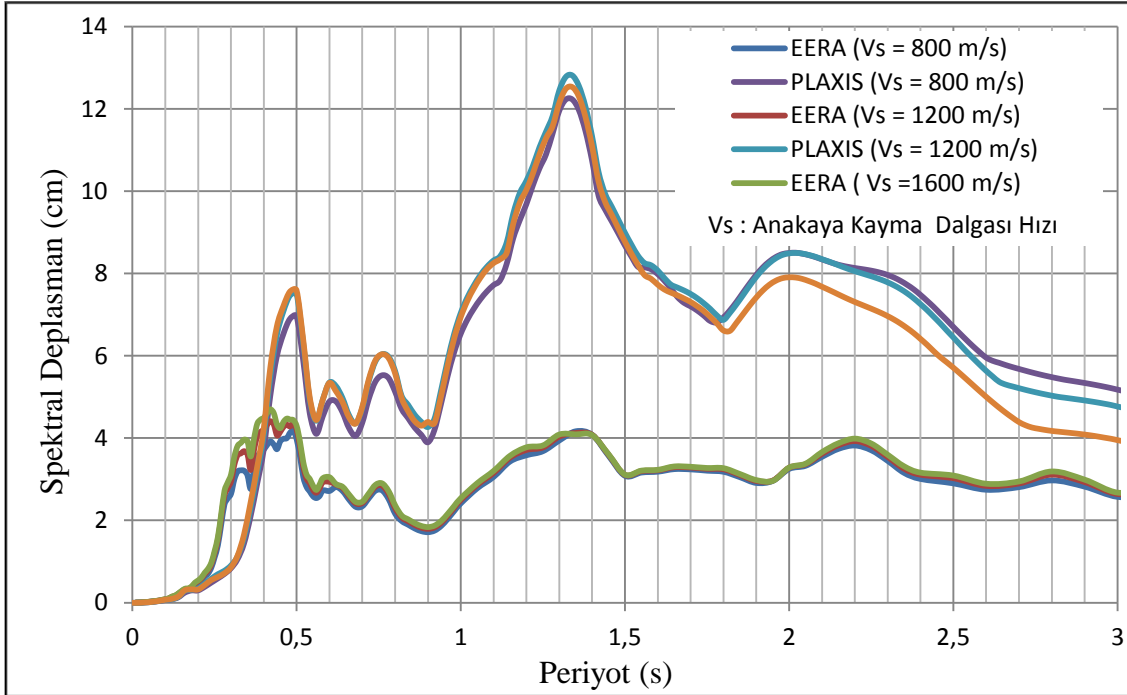
Şekil 3.4. Kıl zemine ait Spektral Hız- Periyot grafiği (%5 sönüm oranı)

Çizelge 3.2. Kil zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral Hız değerleri

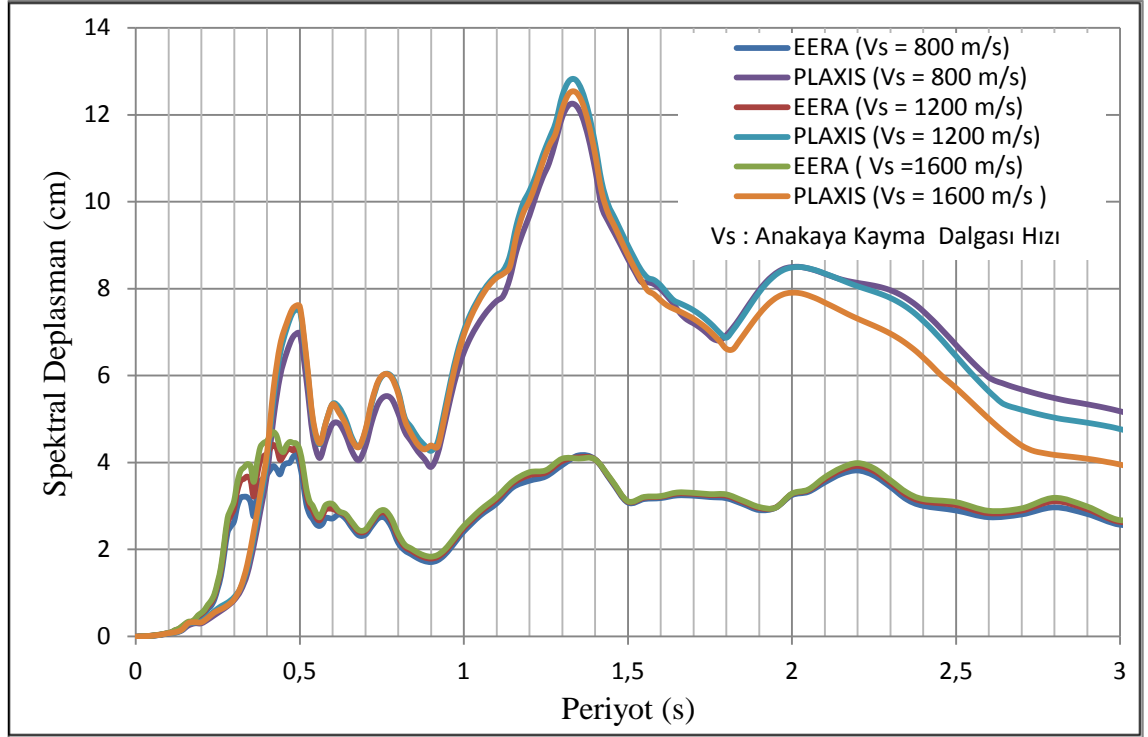
	% 2 Sönüm Oranı				% 5 Sönüm Oranı			
	EERA		PLAXIS		EERA		PLAXIS	
	Periyot (s)	Hız (cm/s)	Periyot (s)	Hız (cm/s)	Periyot (s)	Hız (cm/s)	Periyot (s)	Hız (cm/s)
$V_s = 800$ m/s	0,32	97,01	0,48	101,70	0,32	62,09	0,48	91,14
$V_s = 1200$ m/s	0,32	110,16	0,48	107,85	0,32	69,98	0,48	98,73
$V_s = 1600$ m/s	0,32	117,12	0,48	109,84	0,32	74,31	0,48	101

Kil zeminde yapılan analiz sonuçları Spektral Deplasman - Periyot grafikleri Şekil 3.5 ve Şekil 3.6'da gösterilmiş olup, maksimum değerler Çizelge 3.3'te görülmektedir.

Diğer Spektral grafik sonuçları gibi deplasman değerleri de PLAXIS programında EERA programına göre daha büyük çıkmıştır. % 5 sönüm oranı kullanılan modellerde en büyük deplasman değerine EERA'da yaklaşık olarak 0,5 saniye periyodunda, PLAXIS'te ise 1,3 saniye periyodunda ulaşılmıştır ve PLAXIS daha büyük genlikler vermiştir.



Şekil 3.5. Kil zemine ait Spektral Deplasman- Periyot grafiği (%2 sönüm oranı)



Şekil 3.6. Kil zemine ait Spektral Deplasman- Periyot grafiği (%5 sönüm oranı)

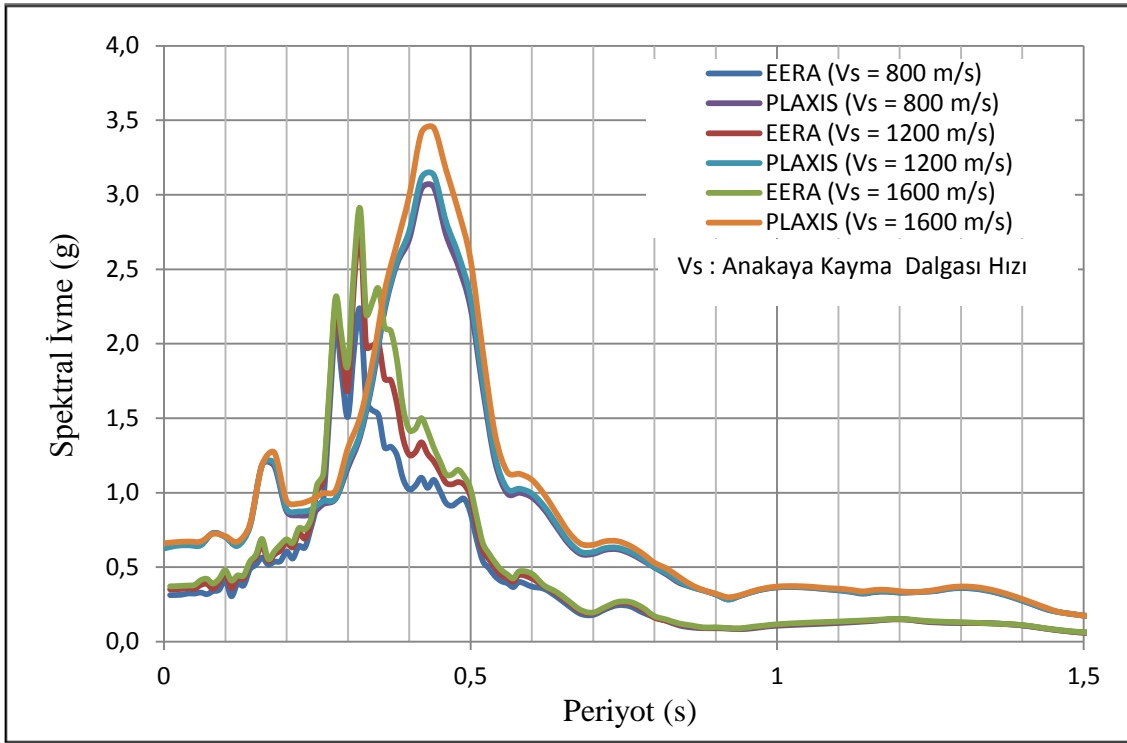
Çizelge 3.3. Kil zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral Deplasman değerleri

	% 2 Sönüm Oranı				% 5 Sönüm Oranı			
	EERA		PLAXIS		EERA		PLAXIS	
	Periyot (s)	Deplasman (cm)	Periyot (s)	Deplasman (cm)	Periyot (s)	Deplasman (cm)	Periyot (s)	Deplasman (cm)
Vs = 800 m/s	0,49	6,02	1,32	12,44	0,49	4,17	1,34	12,23
Vs = 1200 m/s	0,49	6,31	1,32	12,97	0,42	4,41	1,34	12,81
Vs = 1600 m/s	0,49	6,42	1,32	12,67	0,42	4,70	1,34	12,53

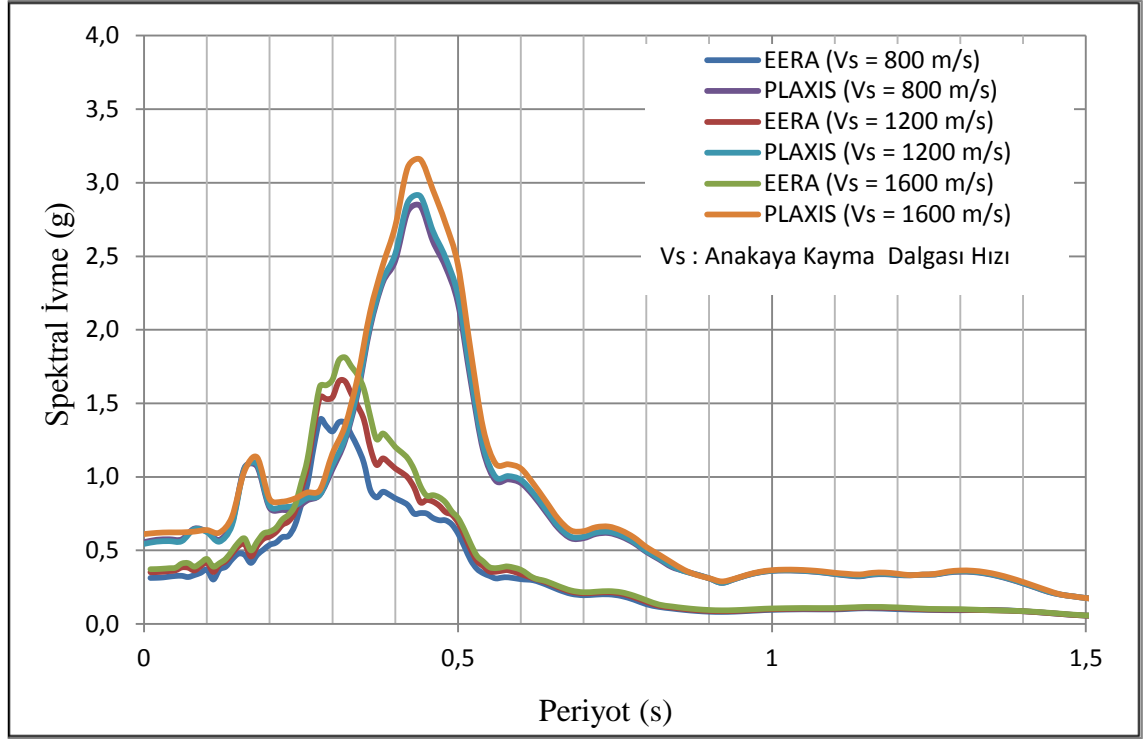
3.2. Kum Zemin Modeli İçin Elde Edilen Sonuçlar

Kum zeminde yapılan analiz sonuçları Spektral İvme - Periyot grafikleri Şekil 3.7 ve 3.8'de gösterilmiş olup, maksimum değerler Çizelge 3.4'te görülmektedir.

Kil zeminin aksine kum zemin için EERA programı daha küçük maksimum spektral ivme değerleri verirken, PLAXIS programı daha büyük değerler vermiştir. % 5 sönüm oranı için EERA programında riskli periyot değerleri 0,15 - 0,55 saniye aralığında iken, PLAXIS program çıktılarına göre riskli periyotlar 0,40 - 0,60 saniye aralığında olup PLAXIS programının daha yüksek sonuçlar verdiği görülmektedir. PLAXIS programında % 2 sönüm oranı için riskli periyot değerleri, % 5 sönüm oranı için elde edilen değerlerle aynı çıkarken EERA programında çok az miktarda artış gözlenmiştir. % 2 sönüm oranı her iki programda da spektral ivme değerlerini arttırmıştır. Kum zeminde de kil zeminde olduğu gibi anakayada artan kayma dalgası hızları, sonuçları etkilemektedir.



Şekil 3.7. Kum zemine ait Spektral İvme - Periyot grafiği (%2 sönüm oranı)



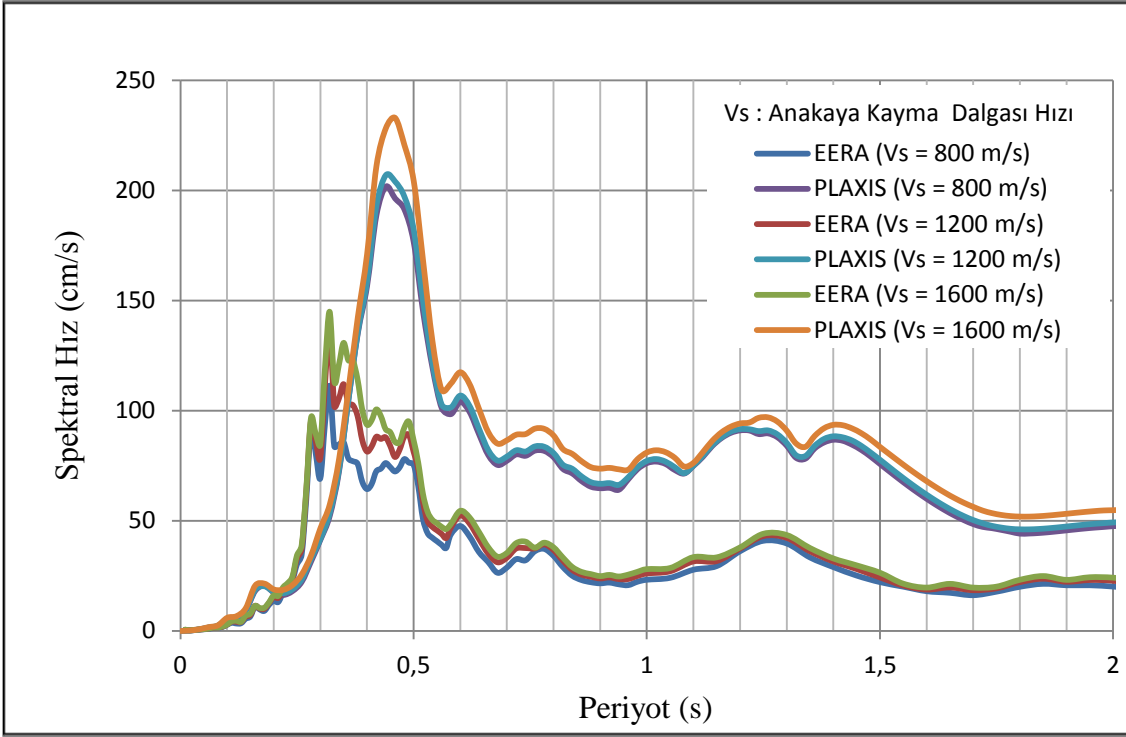
Şekil 3.8. Kum zeminine ait Spektral İvme - Periyot grafiği (%5 sönüm oranı)

Çizelge 3.4. Kum zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral İvme değerleri

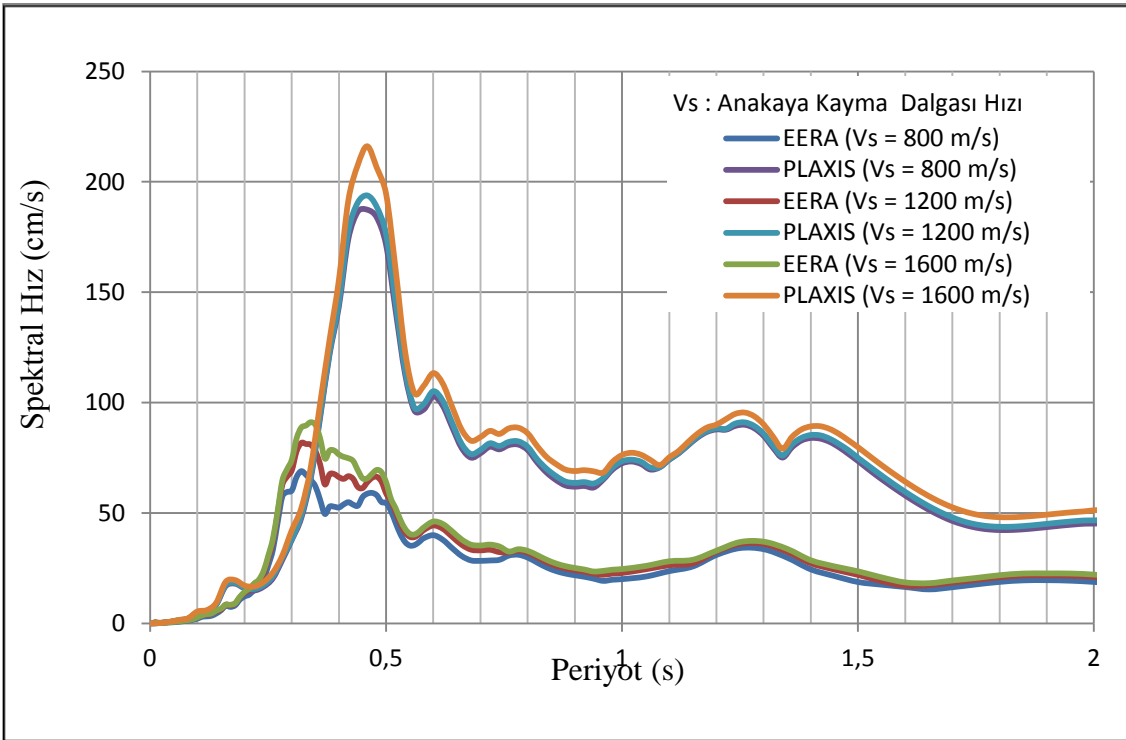
	% 2 Sönüm Oranı				% 5 Sönüm Oranı			
	EERA		PLAXIS		EERA		PLAXIS	
	Periyot (s)	İvme (g)	Periyot (s)	İvme (g)	Periyot (s)	İvme (g)	Periyot (s)	İvme (g)
Vs = 800 m/s	0,32	2,23	0,44	3,05	0,28	1,39	0,44	2,84
Vs = 1200 m/s	0,32	2,76	0,44	3,13	0,32	1,65	0,44	2,91
Vs = 1600 m/s	0,32	2,91	0,44	3,45	0,32	1,81	0,44	3,16

Kum zeminde %2 ve %5 Sönüm oranı kullanılarak yapılan analiz sonuçları Spektral Hız - Periyot grafikleri Şekil 3.9 ve Şekil 3.10'da gösterilmiş olup, maksimum değerler Çizelge 3.5'te görülmektedir.

EERA programı daha düşük spektral hız değerleri verirken, PLAXIS programı 1,5 katı büyüklüğünde değerler vermiştir. En büyük hız değerine EERA'da yaklaşık 0,3 saniye periyodunda ulaşılırken, PLAXIS'te 0,5 saniye periyodunda ulaşılmıştır. EERA'da daha düşük genlikler görülmekte olup, her iki programda da 1,5 saniye periyottan sonra sabit kalmıştır.



Şekil 3.9. Kum zemine ait Spektral Hız - Periyot grafiği (%2 sönüm oranı)



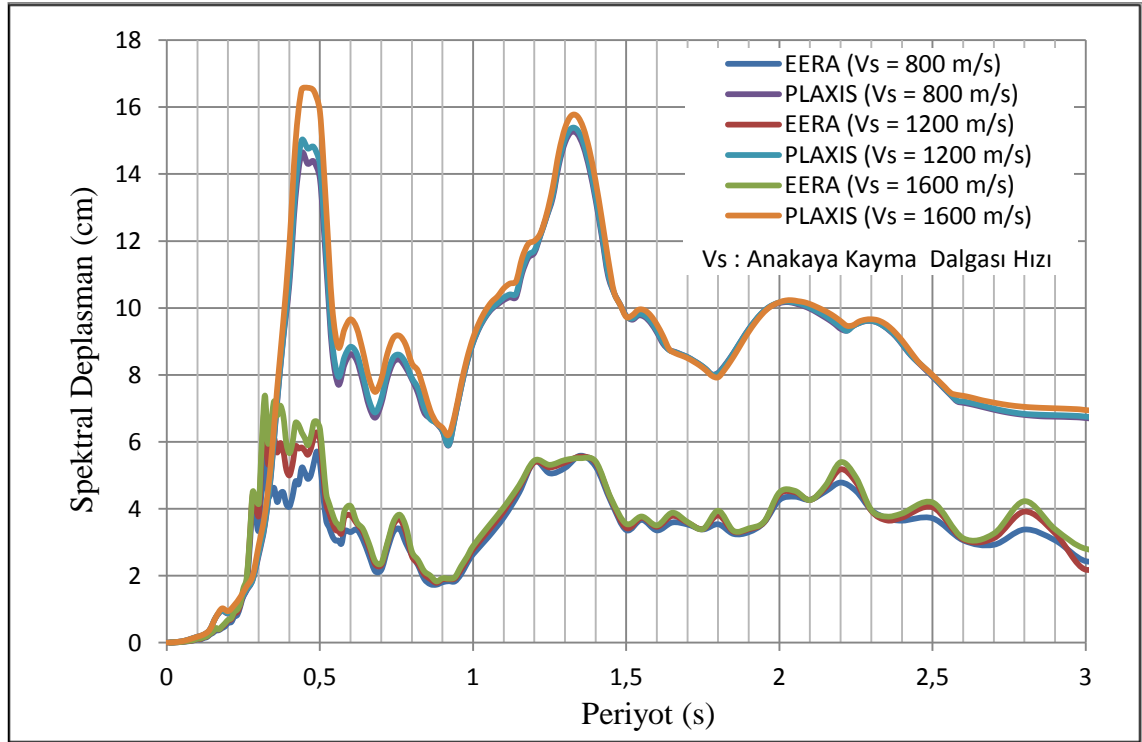
Şekil 3.10. Kum zemine ait Spektral Hız - Periyot grafiği (%5 sönüm oranı)

Çizelge 3.5. Kum zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral Hız değerleri

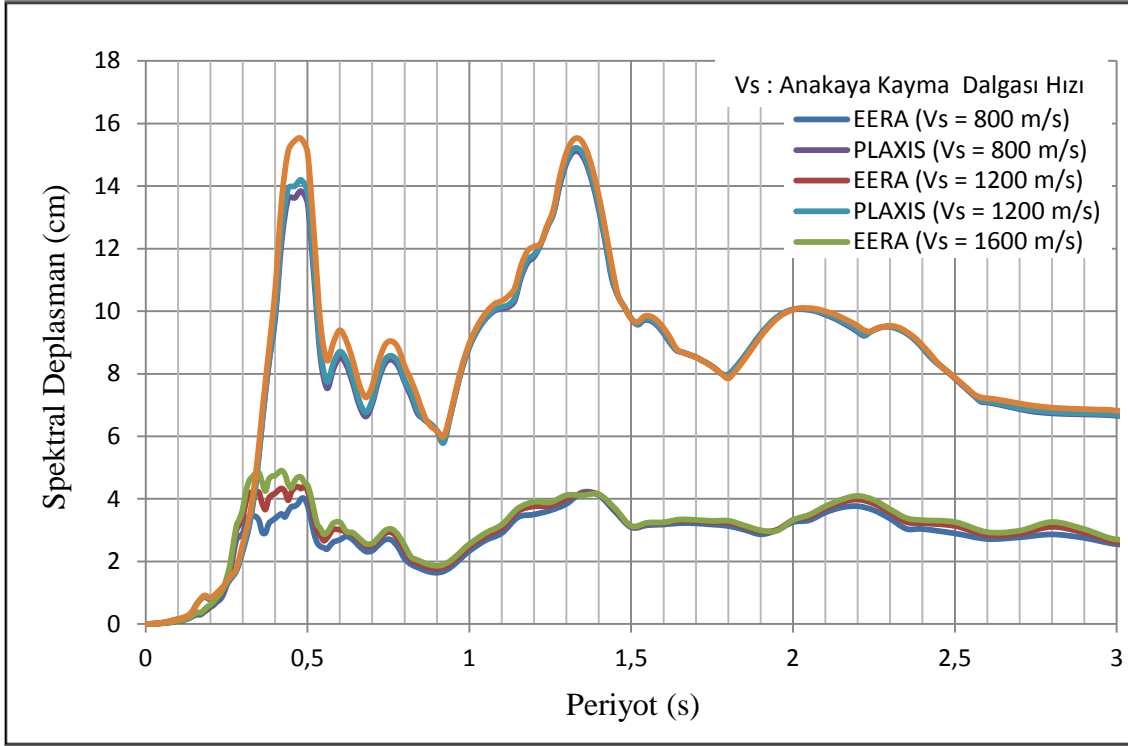
	% 2 Sönüm Oranı				% 5 Sönüm Oranı			
	EERA		PLAXIS		EERA		PLAXIS	
	Periyot (s)	Hız (cm/s)	Periyot (s)	Hız (cm/s)	Periyot (s)	Hız (cm/s)	Periyot (s)	Hız (cm/s)
Vs = 800 m/s	0,32	111,22	0,44	201,77	0,32	68,90	0,46	187,43
Vs = 1200 m/s	0,32	137,47	0,44	206,88	0,32	81,78	0,46	193,82
Vs = 1600 m/s	0,32	144,86	0,44	228,06	0,32	88,71	0,46	216,13

Kum zeminde %2 ve %5 Sönüm oranı kullanılarak yapılan analiz sonuçları Spektral Deplasman - Periyot grafikleri Şekil 3.11 ve Şekil 3.12'de gösterilmiş olup, maksimum değerler Çizelge 3.6'da görülmektedir.

Diğer Spektral grafik sonuçları gibi deplasman değerleri de PLAXIS programında EERA programına göre daha büyük çıkmıştır. En büyük deplasman değerine EERA'da yaklaşık 0,5 saniye periyodunda, PLAXIS'te ise 1,3 saniye periyodunda ulaşılmıştır ve PLAXIS daha büyük genlikler vermiştir.



Şekil 3.11. Kum zemine ait Spektral Deplasman - Periyot grafiği (%2 sönüm oranı)



Şekil 3.12. Kum zemine ait Spektral Deplasman - Periyot grafiği (%5 sönüm oranı)

Çizelge3.6. Kum zemin modelinden elde edilen maksimum Spektral Deplasman değerleri

	% 2 Sönüm Oranı				% 5 Sönüm Oranı			
	EERA		PLAXIS		EERA		PLAXIS	
	Periyot (s)	Deplasman (cm)	Periyot (s)	Deplasman (cm)	Periyot (s)	Deplasman (cm)	Periyot (s)	Deplasman (cm)
Vs = 800 m/s	0,49	5,71	1,32	15,25	0,49	4,00	1,34	15,09
Vs = 1200 m/s	0,49	6,28	1,32	15,36	0,49	4,40	1,34	15,18
Vs = 1600 m/s	0,49	6,60	1,32	15,74	0,49	4,53	1,34	15,51

4. SONUÇ

Bu çalışmada, dünyada ve ülkemizde yıllardır süregelen bir problem olan fakat son dönemlerde üzerinde birçok araştırmacı tarafından çalışılmaya başlanan deprem sırasında yerel zemin koşullarının yapılarla etkileri olgusu irdelenmiştir.

Bilindiği üzere Türkiye dünyanın ikinci aktif kuşaklarından biri olan Alpid kuşağındadır. Genel olarak ülkemizdeki depremler sığ odaklı olduklarından çok büyük hasarlara sebep olmaktadır. İstatistiksel bilgilere göre Türkiye'de 1960'tan bu yana hasar yapan depremler toplamda 25352 can kaybına sebep olmuşlardır. Sadece 2011 Van depreminin bilançosu 685 can kaybıdır. Bu rakamlar durumun ciddiyetini gözler önüne sermekle birlikte depreme dayanıklı yapı tasarımında sadece bina taşıyıcı sistemlerinin değil, yerel zemin koşullarının ve yapı-zemin etkileşiminin de büyük önemi olduğunu düşündürmektedir. Yapılan çalışmalar, deprem sırasında yapıyı etkileyen en önemli faktörlerin yerel zemin koşulları ve yapı-zemin etkileşimi olduğunu göstermektedir. Bu nedenle sismik risk taşıyan bölgelerde yerel zemin şartlarının belirlenmesi büyük önem taşımaktadır.

Antalya İli, yerel zemin koşulları ve denetimsiz yapılaşma olgusu nedeniyle, depremden olumsuz bir biçimde etkilenebilecek bir konumdadır. Bu nedenlerden ötürü bu çalışmada dinamik yükler altında, yerel zemin koşullarının deprem sırasında oluşan yüzey yer hareketi üzerindeki etkisi tek boyutlu ve iki boyutlu dinamik analizlerle incelenmiştir. Ayrıca her iki analiz yöntemine sönüm parametrelerinin sonuçlar üzerinde etkileri araştırılmıştır. Tek boyutlu eşdeğer lineer dinamik analizler EERA programıyla, iki boyutlu dinamik sonlu elemanlar analizi ise PLAXIS yazılım programıyla yapılmıştır.

EERA programında zemin Kelvin-Voigt modeli ile ifade edilmekte ve gerilme şekil-değiştirme ilişkileri bu kabule dayanılarak yapılmaktadır. EERA analizlerinde zemin profili, kayma dalgası hızları, formasyon kalınlıkları ve birim hacim ağırlıkları ile tanımlanır. Daha sonra programa analizlerde kullanılacak anakaya ivme kaydının girilmesi gerekir. Analizde kullanılan bir diğer önemli veri ise kayma modülü oranı(G/G_{max})-şekil değiştirme seviyesi ve sönüm oranı arasındaki ilişkilerdir. EERA verilen bu ilişkilerden faydalanılarak hesap yapılmaktadır.

PLAXIS programında zemin özelliklerini belirlemek amacıyla Mohr-Coulomb (MC), Hardening Soil Model (HS), Soft Soil Creep Model (SSC) ve Lineer Elastic Model olmak üzere dört farklı zemin modeli kullanılabilmektedir. Bu çalışmada Mohr-Coulomb Modeli kullanılmıştır. Bu modelde Poisson Oranı (ν), kohezyon (c) içsel sürtünme açısı (ϕ), zeminin kuru ve doğal birim hacim ağırlıkları (γ_k ve γ_n) ve Elastisite modülü (E) değerleri girilir. Ayrıca Plaxiste sönüm oranı katsayıları da Rayleigh α ve β değerleri olarak girilebilmektedir.

Her iki program da son zamanlarda araştırmacılar tarafından çok kullanılmaya başlanmıştır.

Bu çalışmada, kum ve kil olmak üzere iki zemin modeli %5 ve %2 sönüm oranları için anakaya kayma dalgası hızları arttırılarak tek boyutlu ve iki boyutlu analiz

edilmişlerdir. Bu sayede her iki programa tanımlanan parametrelerin sonuçlar üzerindeki etkileri karşılaştırılmıştır.

Yapılan analizlerden aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır.

%5 sönüm oranı için ;

- Genel olarak, PLAXIS EERA'ya göre daha büyük sonuçlar vermiştir.

- Zemin cinsinin değiştirilmesi sonuçları etkilemiştir.

- EERA program çıktıları yaklaşık 0,3 saniye periyodunda maksimum spektral ivme ve hız değerlerine ulaşıldığını gösterirken PLAXIS program çıktıları 0,44-0,50 saniye aralığındaki periyotlarda maksimum ivme ve hız değerlerine ulaşıldığını göstermektedir.

- Maksimum spektral deplasman değerine karşılık gelen periyotlar ise EERA'da 0,5 saniye iken PLAXIS'te yaklaşık 1,35 saniyedir.

- Anakaya kayma dalgası hızının arttırılması, spektral değerlerin artmasına yol açmıştır.

%2 sönüm oranı için;

- Sönüm oranının düşürülmesi çok büyük farklılıklara sebep olmasa da genel olarak spektral ivme değerlerinin arttırmıştır.

Sonuç olarak; iki program aynı zemin parametrelerinde farklı risk periyot değerleri vermektedir. EERA için bu değer yaklaşık 0,2-0,4 saniye aralığı iken PLAXIS için 0,3-0,6 saniye aralığıdır. Konuya yapı-zemin etkileşimi olgusu yönüyle değinirsek, bir binanın her katının $T=0,1$ saniye periyoduna sahip olduğu kabul edilirse (bu durumda 10 katlı bir binanın periyodu yaklaşık $0,1 \times 10 = 1$ saniye olacaktır), aynı zemin koşullarında EERA programı sonuçlarına göre 2, 3 katlı bina yapılması risk taşıırken, PLAXIS programı sonuçlarına göre 5, 6 katlı bina yapılması risk taşımaktadır.

Bu çalışmada, iki farklı zemin modelinin farklı parametreler ve programlar kullanılarak hasar yapıcı bir deprem etkisindeki davranışları incelenmiş olup, Antalya gibi risk altındaki bölgeler için zemin koşullarının dinamik yapı-zemin etkileşimi olgusuna etkileri ortaya konmuştur.

5. KAYNAKLAR

- ACAR, M.H., BUDAK G. ve KILCI R.E. 2005. Antalya Yöresinin Deprem Riski Açısından Değerlendirilmesi. İnşaat Mühendisliği Sorunları Kongresi, S: 528, 22-24
- Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı Veri Bankası, <http://www.kyh.gov.tr>.
- ALA, N. 2007. Adapazarı Zemininde Yapılan Betonarme Yapılarda Zemin-Yapı Etkileşimi. Yüksek Lisans Tezi, Sakarya Üniversitesi, 67 s.
- ALİM, C. 2006. Küçükçekmece-Sefaköy Yerleşim Bölgelerinin Depremselliği Üzerinde Yerel Zemin Koşullarının Etkisi. Yüksek Lisans Tezi, Y.T.Ü., 149 s.
- AMBRASEYS, N.N. 1988. Engineering Seismology. Earthq. Engin. Struct. Din. 17, 1-105 p.
- AMBRASEYS, N.N. ve FINKEL, C.F. 1995. The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, a Historical Review. Eren Yayıncılık, 150-1800, İstanbul.
- ANSAL, A. ve LAV, A.M. 1995. Geotechnical Factors in 1992 Erzincan Earthquake. Proc. 5th International Conference on Seismic Zonation, Nice (1):667-674.
- ANSAL, A. ve SİYAHİ, B.G. 1995. Effects of Coupling between Source and Site Characteristics During Earthquakes. European Seismic Design Practice, 83-89, Balkema Rotterdam.
- ANSAL, A. 1999. Depremlerde Yerel Zemin Davranışları. Bilim ve Teknik, 384, 64-68.
- ANSAL, A. 2001. Depremlerde Yerel Zemin Davranışları. Deprem Makaleleri, pp.23-28, Ankara, Türkiye.
- Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü Veri Bankası, <http://www.koeri.boun.edu.tr>.
- BORCHERDT, R.D. 1994. Estimates of Site Dependent Response Spectra for Design (Methodology and Justification). Earthquake Spectra, (10)4:617-653.
- CELEP, Z. ve KUMBASAR, N. 2001. Betonarme Yapılar, İstanbul Teknik Üniversitesi.
- CELEP, Z. ve KUMBASAR, N. 2004. Deprem Mühendisliğine Giriş ve Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımı, İstanbul Teknik Üniversitesi.
- ÇAĞLAYAN, A. 2005. SPT Verileri Kullanılarak Antalya İlinin Sismik Yönden İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Akdeniz Üniversitesi, 134 s.

- ÇİNİCİOĞLU, Ö. 2012. Temeller, Derin Kazılar, Şevler, Heyelanlar. Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği 14. Ulusal Kongresi
- DEMİRTAŞ, R. 2004. Antalyanın Depremselliği. Antalya'nın Jeolojisi ve Doğal Afet Konferansları, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, pp.20-26, Akdeniz Üniversitesi Konferans Salonu, Antalya.
- EİBY, G. 1980, 1981. Earthquakes. Heinemann, Auckland, 209 p.
- ERGİN, K., GÜÇLÜ U., ve UZ, Z. 1967. Türkiye Civarında Deprem Kataloğu. İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, No:24, İstanbul.
- HARDIN, B.O. ve DRNEVICH, V.P. 1972. Shear Modulus and Damping in Soils. Journal of the Soil Mechanics and Foundation Engineering, ASCE, Vol.98, No. SM6, pp.603-624
- IDRISS, I. ve SUN, J.I. 1992. User's Manual for SHAKE91. Center for Geotechnical Modelling, Department of Civil Engineering, University of California, Davis.
- IWASAKI, T.Y. 1989. In-Situ Sesimic Velocity and Its Relationship with Soil Characteristics in Osaka Bay. Earthquake Engineering and Soil Dynamics II, Proc. of the Speciality Conference, ASCE, Park City, Utah.
- JARDANEH, I.G. 2004. Evaluation of Ground Response Due to Earthquakes-Case Study. Journal of Applied Sciences. 4(3):364-368.
- JOGMANS, D., BARD, P.Y., DEMANET, D., HORRENT, C., RAPTAKIS, D., RIELP, J. ve TSOPKAS, G. 1998. Determination of Geological Structure of the Volvi Basin and Validation of the Basin Response. BSSA, (88)2, 473-487.
- JOYNER, W.B. 1977. A Computer Program for Calculating Nonlinear Seismic Ground Response. Geological Survey, Open File Report No.77-671, Meno Park, California.
- KEÇELİ, A. 2000. Deprem-Zemin. Jeofizik Bülteni, 36, 6-11.
- KRAMER, S.L. 1995. Geotechnical Earthquake Engineering. Published by:Prentice Hall, Upper Saddle River, pp NJ 07458.653.
- LEE, M.K.W. ve FINN, W.D.L. 1978. DESRA-2 Dynamic Effective Stress Response Analysis of Soil Deposits with Energy Transmitting Boundary Including Assessment of Liquefaction Potential. Soil Mechanics Series No:38, University of British Columbia, Vencouver.
- MERTOL, A.M. ve MERTOL, H.C. 2002. Deprem Mühendisliği Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımı.

PTILAKIS, K., JOGMANS, D., LONTZETIDIS, K., RAPTAKIS, D., ve VASSILIKOU, T. 1999. Geotechnical and Geophysical Description of Euro-Seistest, Using Field, Laboratory Tests, and Moderate Strong Motion Recordings. Journal of Earthquake Engineering, (3):381-409.

SCHNABEL, P.B., LYSMER, J., ve SEED, H.B. 1972. SHAKE-A Computer Programme for Calculating Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites. Earthquake Engineering Research Center, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.

SOYAL, L. 2006. Deprem Koşullarında Yapı-Zemin Etkileşimi ve Zemin İyileştirilmesi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Kültür Üniversitesi, 51 s.

SUMMER, 1960, Some basic misconceptions, Social Problems, 5. Quarantelli, E.L. Images of withdrawal behavior in disasters, vol. 8, pp. 68-79.

TOKIMATSU, K., OH-OKA, H. ve UCHIDA, A. 1989. Evaluation of Liquefaction Potential Based on Shear Wave Velocity. Proc. of Discussion Session on Influence of Local Conditions on Seismic Response, XII. ICSMFE, Rio De Janerio.

TOKIMATSU, K. 1997. Geotechnical Site Characterization Using Surface Waves. Theme Lecture, Earthquake Geotechnical Engineering, Ishihara, K. Ed., 1333-1368, Rotterdam.

www.deprem.gov.tr

www.erimsever.com

www.aym.itu.edu.tr (İzmir Deprem Master Planı)

ÖZGEÇMİŞ

Elif Firuze ERDİL, 1984 yılında Adıyaman'da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Adıyaman'da tamamladı. 2003 yılında girdiği Gaziantep Üniversitesi İnşaat Mühendisliği Bölümü'nden 2010 yılında mezun oldu. 2011 yılında Akdeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü İnşaat Mühendisliği Anabilim dalında yüksek lisans öğrenimine başladı. Ekim 2011'den beri Akdeniz Üniversitesi İnşaat Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak görev yapmaktadır.