

T.C.
GEBZE TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İSTANBUL İLİ TUZLA İLÇESİ SİSMİK
TEHLİKE ANALİZİ VE GEOTEKNİK
TEHLİKELERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

GÖKHAN ÖZDEMİR
YÜKSEK LİSANS TEZİ
DEPREM VE YAPI MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

GEBZE
2015

T.C.
GEBZE TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İSTANBUL İLİ TUZLA İLÇESİ SİSMİK
TEHLİKE ANALİZİ VE GEOTEKNİK
TEHLİKELERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

GÖKHAN ÖZDEMİR
YÜKSEK LİSANS TEZİ
DEPREM VE YAPI MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

DANIŞMANI
PROF. DR. BİLGE SİYAHİ

GEBZE
2015

T.R.
GEBZE TECHNICAL UNIVERSITY
GRADUATE SCHOOL OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES

TUZLA DISTRICT OF ISTANBUL PROVINCE
SEISMIC HAZARD ANALYSIS AND
EVALUATION OF GEOTECHNICAL HAZARDS

GÖKHAN ÖZDEMİR
A THESIS SUBMITTED FOR THE DEGREE OF
MASTER OF SCIENCE
DEPARTMENT OF EARTHQUAKE AND STRUCTURAL ENGINEERING

THESIS SUPERVISOR
PROF. DR. BİLGE SİYAHİ

GEBZE

2015



YÜKSEK LİSANS JÜRİ ONAY FORMU

GTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun 12/06/2015 tarih ve 2015/37 sayılı kararıyla oluşturulan jüri tarafından 16.06.2015 tarihinde tez savunma sınavı yapılan Gökhan ÖZDEMİR' in tez çalışması Deprem Ve Yapı Mühendisliği Anabilim Dalında YÜKSEK LİSANS tezi olarak kabul edilmiştir.

JÜRİ

ÜYE

(TEZ DANIŞMANI) : Prof. Dr. Bilge SİYAHİ

ÜYE

: Prof. Dr. Bülent AKBAŞ

ÜYE

: Yrd. Doç Dr. Ferit ÇAKIR

ONAY

Gebze Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun

...../...../..... tarih ve/..... sayılı kararı.

İMZA/MÜHÜR

ÖZET

Depremler sırasında ve sonrasında meydana gelen hasarlar yalnızca yapı hasarları ile sınırlı değildir. Daha önce yaşanmış depremlerden gözleyebildiğimiz gibi hasarlar; zemin ve kaya şevlerindeki kaymalar, oturma problemleri, mukavemet ve rijitlik kayıpları, yanal yayılmalar, zemin sıvılaşması ve zemin büyütmesi şeklinde olabilmektedir. Adı geçen her bir hasarın aslında “Geoteknik Tehlike” başlığında incelenmesi daha doğru olacaktır. Depremin tetiklemesi ile oluşabilecek geoteknik tehlikeler aslında her türlü zemin veya kaya koşullarında öngörülebilirdir. Deprem tehlikesine maruz mevcut yerleşimlerin veya planlanan yerleşimlerin bu geoteknik tehlikelerden hangisine muhatap olacağı ise geoteknik deprem mühendisliğinin konusudur. Günümüzde gerek belediyelerin gerekse diğer kamu ve özel kuruluşların talepleri ile yapı projesinden önce sondaj çalışmaları yapılmaktadır. Hemen her bölgeye ait çok sayıda ve değişik kaliteye sahip sondaj verileri, geniş bir veri bankası oluşturmaktadır. Bu veri bankasının içinde ise mühendislik tasarımlarında kullanılacak geoteknik verileri bulabilmek ve sondaj verilerini düzenleyen yer bilimcilerin bakış açılarından mühendislik tasarımına geçiş yapabilmek oldukça zor olabilmektedir.

Bu amaçla, tezde İstanbul’da oldukça geniş bir yerleşim alanına sahip yaklaşık 220 bin nüfusu barındıran ve mevcut bina sayısı 30 binden fazla olan Tuzla ilçesi seçilmiştir. Tez çalışmasında bölgenin olasılıksal sismik tehlike değerlendirmesi yapılmıştır. Daha sonra bölgenin jeolojik formasyonları araştırılarak formasyonların geoteknik özellikleri değerlendirilmiştir. Geoteknik değerlendirmeler kapsamında kritik görülen jeolojik formasyonlar üzerinde geoteknik mühendisliği analizleri (sıvılaşma ve zemin büyütmesi) yapılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Tuzla, Sismik Tehlike Analizi, Geoteknik, Sıvılaşma, Zemin Büyütmesi.

SUMMARY

Damages occurring while and after earthquakes are not limited to structure damages only. As we can observe from earthquake damages occurred before; they can be in the form of shifts in soil and rock slopes, settlement problems, loss of strength and rigidity, lateral spreading, soil liquefaction and site amplification. In fact, for every individual forms of damages, said before, it would be more accurate to examine them in title of “Geotechnical Hazard.” Geotechnical hazards that may occur because of triggered by the earthquake, are predictable in any ground or rock conditions. Existing or planned residential settlements exposed to hazards are to be addressed to which of these geotechnical hazards is the subject of geotechnical earthquake engineering. Today, with the demands of both municipalities and other public or private organizations, drilling operations are carried out before construction project. Drilling data, which are related to almost every region, numerous and has different quality, constitute a large data base. In this data base, it can be quite difficult to find geotechnical data, which can be used in engineering design and to make transition from the perspectives of geologists who arrange drilling data to engineering design.

For this purpose; thesis, Tuzla district, which has quite large residential area in İstanbul, hosting 220 thousand inhabitants and existing buildings number is more than 30 thousand, is selected. So in this thesis probabilistic seismic hazard assessment has been made. Later, geological formations in this region were investigated and geotechnical characteristics of these formations were evaluated. In the extension of evaluations, geotechnical engineering analysis (liquefaction and site amplification) were made on the geological formations that are seen critical in this context.

Key Words: Tuzla, Seismic Hazard Analysis, Geotechnical, Liquefaction, Site Amplification.

TEŞEKKÜR

Başta, yüksek lisans eğitimimde desteğini ve yardımlarını hiçbir zaman esirgemeyip, tezin araştırılmasında, yürütülmesinde ve oluşumunda engin bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım, yönlendirme ve bilgilendirmeleriyle çalışmamı bilimsel temeller ışığında şekillendiren saygıdeğer danışmanım ve hocam Prof. Dr. Bilge SİYAHİ'ye,

Büyük bir keyif ve heyecanla derslerini takip ettiğim, ayrıca akademik gelişimimde büyük katkıları bulunan saygıdeğer hocalarım Prof. Dr. Bülent AKBAŞ'a ve Yrd. Doç. Dr. Ferit ÇAKIR'a,

Sondaj ve jeofizik verilerinin sağlanmasında yardımcı olan Sismoteknik Zemin Ve Deprem Mühendisliği İnş. San. Ve Tic. Ltd. Şti. yetkilisi Fahri KARSLI'ya, Can Zemin Araştırma İnş Ve Müh. Hiz. San. Tic. Ltd. Şti. yetkilisi Can KIZILAY'a,

Yüksek lisans eğitimim süresince büyük anlayış gösteren saygıdeğer müdürüm A. Safa ÖZTÜRK başta olmak üzere, İnş. Müh. Osman YAVUZ'a, Jeof. Müh. Serpil ÇÜÇEN'e ve diğer Tuzla Belediyesi mesai arkadaşlarıma,

Bu günleri görmemde büyük emekleri olan Anneme ve Babama,

Bütün çalışmalarım boyunca büyük sabır göstererek her daim yanımda olan sevgili eşim Ayşe ÖZDEMİR'e ve kızım Hilal'e en içten teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	v
SUMMARY	vi
TEŞEKKÜR	vii
İÇİNDEKİLER	viii
SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ	xi
ŞEKİLLER DİZİNİ	xiii
TABLolar DİZİNİ	xvi
1. GİRİŞ	1
2. JEOLJİK FORMASYONLAR, GEOTEKNİK ÖZELLİKLER VE SİSMOTEKTONİK YAPI	3
2.1. Bölgenin Genel Jeolojisi	3
2.1.1. Anadolu Yakasının Jeomorfolojisi	5
2.2. Tuzla İlçesi Jeolojik Formasyonlar	7
2.2.1. Polonezköy Grubu	7
2.2.1.1. Kocatöngel Formasyonu	8
2.2.1.2. Kurtköy Formasyonu	9
2.2.1.2.1. Süreyyapaşa Üyesi	10
2.2.2. Aydos Formasyonu	11
2.2.2.1. Kısıklı Üyesi	13
2.2.3. Yayalar Formasyonu	15
2.2.3.1. Gözdağ Üyesi	16
2.2.3.2. Umur Deresi Üyesi	17
2.2.3.3. Şeyhli Üyesi	18
2.2.4. Pelitli Formasyonu	18
2.2.4.1. Dolayoba Kireçtaşı Üyesi	21
2.2.4.2. Sedefadası Kireçtaşı Üyesi	21
2.2.5. Denizli Köyü Formasyonu	21
2.2.5.1. Tuzla Kireçtaşı Üyesi	22
2.2.5.2. Yörükali Üyesi	24

2.2.5.3. Baltalimanı Üyesi	24
2.2.6. Pendik Formasyonu	25
2.2.6.1. Kartal Üyesi	27
2.2.7. Sancaktepe Graniti	28
2.2.8. Sultanbeyli Formasyonu	30
2.2.8.1. Orhanlı Üyesi	31
2.2.8.2. Tuğlacıbaşı Üyesi	31
2.2.8.3. İkiztepeler Üyesi	32
2.2.9. Kuşdili Formasyonu	33
2.2.9.1. Abduş Gölü Üyesi	34
2.2.10. Güncel Birikintiler	35
2.2.10.1. Seki birikintisi	35
2.2.10.2. Alüvyon	35
2.2.10.3. Plaj birikintisi	37
2.2.10.4. Eski Alüvyon	37
2.3. Sismotektonik Yapı	40
2.3.1 Kuzey Anadolu Fayının Marmara Denizi İçindeki Konumu	40
2.3.2. Aktif Tektonik ve Tarihsel Depremler	42
2.3.3. Sismik Tehlike Analizi	46
2.3.3.1. Deprem Tehlike Analizinde Kullanılan İstatistikî Yöntemler	48
2.3.3.1.1. Gutenberg – Richter Yöntemi	49
3. GEOTEKNİK TEHLİKELERİN DEĞERLENDİRİLMESİ	52
3.1. Zemin Sıvılaşması	52
3.1.1. Zemin Sıvılaşmasının Tanımı	52
3.1.2. Sıvılaşma Ölçütleri	56
3.1.2.1. Tarihsel Ölçütler	56
3.1.2.2. Jeolojik Ölçütler	57
3.1.2.3. Zeminin Bileşimiyle İlgili Ölçütler	59
3.1.2.4. Arazi Koşulu Ölçütleri	65
3.1.3. Sıvılaşmanın Değerlendirilmesi	67
3.1.3.1. SPT Verisini Esas Alan Youd Yöntemi	67
3.1.3.2. SPT Verisini Esas Alan Çetin Yöntemi	74
3.1.3.2.1. Tekrarlı Gerilme Oranının (CSR) Belirlenmesi	74

3.1.3.2.2. Tekrarlı Dayanım Oranının (CRR) Belirlenmesi	75
3.1.3.2.3. Güvenlik Katsayısının (F_L) Belirlenmesi	77
3.1.4. Sıvılaşma Potansiyeli ve Sıvılaşma Şiddeti İndeksleri	79
3.1.4.1. Sıvılaşma Potansiyeli İndeksi	79
3.1.4.2. Yılmaz ve Çetin'in Sıvılaşma Şiddeti İndeksi	80
3.1.4.3. Sönmez ve Gökçeoğlu'nun Sıvılaşma Şiddeti İndeksi	81
3.2. Zemin Büyütmesi	83
3.2.1. Zemin Büyütmesi Konusunda Yapılmış Çalışmalar	83
3.2.2. Görgül Yöntemlerle İlgili Çalışmalar	84
3.2.3. Yerel Zemin Koşullarının Yer Hareketi Üzerindeki Etkileri	85
3.2.4. Zeminlerin Fiziksel ve Dinamik Özellikleri	86
3.2.4.1. Zemin Kayma Modülü	87
3.2.4.2. Kritik Sönüm Oranı	88
3.2.5. Zemin Büyütmesinin Teoriği	88
3.2.6. Bir Boyutlu Modeller İçin Zemin Büyütmesine Etki Eden Parametreler	90
3.2.6.1. Zemin Tabakası Kalınlığının ve Sönümün Etkisi	91
3.2.6.2. Zemin Tabakası Kayma Dalga Hızının Etkisi	91
3.2.6.3. Geliş Açısının Etkisi	91
3.2.6.4. İki veya Daha Çok Tabaka Durumu	92
3.2.6.5. Ana Kayaya Erişebilme Problemi	92
4. SAYISAL ANALİZLER	93
4.1. Tuzla İlçesi Sismik Tehlike Analizi	93
4.2. Sıvılaşma Analizleri	105
4.3. Büyütme Analizleri	107
5. SONUÇLARIN DEĞERLENDİRİLMESİ	127
KAYNAKLAR	129
ÖZGEÇMİŞ	135
EKLER	136

SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ

<u>Simgeler ve</u>	<u>Açıklamalar</u>
<u>Kısaltmalar</u>	
α	: İnce tane oranına bağlı düzeltme faktörü
β	: İnce tane oranına bağlı düzeltme faktörü
σ_v	: Toplam düşey gerilme
σ'_v	: Efektif düşey gerilme
γ	: Birim hacim ağırlık, Kayma birim şekil değiştirme
γ_d	: Doygun birim hacim ağırlık
γ_{max}	: En büyük makaslama birim deformasyonu
ϕ	: İçsel sürtünme açısı
ϕ'	: Drenajsız koşullarda zeminin içsel sürtünme açısı
τ	: Zeminin kayma mukavemeti
a_{max}	: En büyük yatay yer ivmesi
AFAD	: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı
BPT	: Becker Penetrasyon Deneyi
c	: Kohezyon
c'	: Drenajsız koşullarda zeminin kohezyonu
C_B	: Kuyu çapı düzeltme faktörü
C_E	: Şahmerdan enerji oranı E_R için düzeltme faktörü
C_H	: Gözlenen ve hesaplanan deformasyon arasındaki düzeltme faktörü
C_N	: Örtü yükü gerilmesi düzeltme faktörü
C_R	: Tij uzunluğu düzeltme faktörü
C_S	: İç gömlek düzeltme faktörü
CPT	: Konik Penetrasyon Deneyi
CRR	: Tekrarlı dayanım oranı
CSR	: Tekrarlı gerilme oranı
CVR	: Kritik boşluk oranı çizgisi
D_r	: Göreceli rölatif yoğunluk
e	: Boşluk oranı
E	: Elastite Modülü, Sismik enerji akışı
F_L	: Sıvılaşmaya karşı güvenlik katsayısı

G_{max}	: Kayma Modülü
I_L	: Sıvılaşma potansiyel indeksi
İAYMP	: İstanbul Anadolu Yakası Mikrobölgeleme Projesi
İTO	: İnce tane oranı
K_σ	: Örtü basıncı düzeltmesi
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
LL	: Likit Limit
LSI	: Sıvılaşma şiddet indeksi
MMI	: Değiştirilmiş Mercalli yoğunluğu
MSF	: Deprem büyüklüğü dönüştürme faktörü
M_w	: Deprem moment büyüklüğü
n_{ef}	: Porozite
$(N_1)_{60}$: Düzeltilmiş standart penetrasyon deneyi darbe sayısı
PI	: Plastite indeksi
PHRI	: Port Harbour Research Institute
PL	: Plastik Limit
P_L	: Sıvılaşma olasılığı
P_r	: M Büyüklüğünde bir depremin 1 yıl içinde meydana gelme olasılığı
r_d	: Gerilme azaltma faktörü
SPT	: Standart Penetrasyon Deneyi
T_n	: Zemin hakim titreşim periyodu
T_d	: Maksimum manyitüd için dönüşüm periyodu
u	: Boşluk suyu basıncı
V_s	: Kayma dalgası hızı
W	: Su muhtevası
X	: Sismik sarsıntı hızı
YASS	: Yer altı su seviyesi
z	: Yüzeyden itibaren derinlik
Z	: Büyütme oranı
ZMD	: Zemin mekaniği deneyi

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Sekil No:</u>	<u>Sayfa</u>
1.1: Tuzla ilçesi mahalle sınırları.	1
1.2: Tuzla ilçesi uydu görünümü.	2
2.1: Tuzla ilçesi jeoloji haritası.	4
2.2: Jeolojik formasyonların genelleştirilmiş dikme kesiti.	5
2.3: Polonezköy Grubu formasyonların Tuzla ve civarındaki yüzeylemesi.	7
2.4: Kocatöngel Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylemesi.	8
2.5: Kocatöngel Formasyonu kaya türüne ait görüntü.	9
2.6: Kurtköy Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylemesi.	10
2.7: Kurtköy Formasyonu kaya türüne ait görüntü.	11
2.8: Aydos Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylemesi.	12
2.9: Aydos Formasyonu'nun dikme kesiti.	13
2.10: Aydos Formasyonu kaya türüne ait görüntü.	14
2.11: Yayalar Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylemesi.	15
2.12: Yayalar Formasyonu'nun dikme kesiti.	16
2.13: Yayalar Formasyonu Gözdağ Üyesinden görüntü.	17
2.14: Yayalar Formasyonu Umur Deresi Üyesinden görüntü.	17
2.15: Yayalar Formasyonu Şeyhli Üyesinden görüntü.	18
2.16: Pelitli Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylemesi.	19
2.17: Pelitli Formasyonu'nun dikme kesiti.	20
2.18: Pelitli Formasyonu Sedefadası Üyesinden görüntü.	21
2.19: Denizli Köyü Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylemesi.	22
2.20: Denizli Köyü Formasyonu'nun dikme kesiti.	23
2.21: Denizli Köyü Formasyonu Tuzla Kireçtaşı Üyesinden görüntü.	23
2.22: Denizli Köyü Formasyonu Yörükali Üyesinden görüntü.	24
2.23: Denizli Köyü Formasyonu Baltalimanı Üyesinden görüntü.	25
2.24: Pendik Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylemesi.	26
2.25: Pendik Formasyonu'nun dikme kesiti.	27
2.26: Pendik Formasyonu Kartal Üyesinden görüntü.	28
2.27: Sancaktepe Graniti'nin Tuzla'daki yüzeylemesi.	29
2.28: Sultanbeyli Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylemesi.	30

2.29:	Sultanbeyli Formasyonu Orhanlı Üyesinden görüntü.	31
2.30:	Sultanbeyli Formasyonu Tuğlacıbaşı Üyesinden görüntü.	32
2.31:	Sultanbeyli Formasyonu İkiz Tepeler Üyesinden görüntü.	33
2.32:	Kuşdili Formasyonu ve Abdüş Gölü Üyesinin Tuzla'daki yüzeylenmesi.	34
2.33:	Alüvyon ve Plaj Birikintisinin Tuzla'daki yüzeylenmesi.	36
2.34:	Marmara Denizi içindeki diri fay bölütleri ve bu fay bölütlerinin üretmiş oldukları düşünülen depremler.	41
2.35:	KAFZ'nun Marmara Denizi içindeki geometrisi.	41
2.36:	M.S 1500'den beri Marmara Denizi'ndeki tarihsel depremler ve kaynak faylar.	45
3.1:	Sıvılaşma sürecinin gelişimi.	53
3.2:	Kum kaynamalarının oluşumu.	54
3.3:	Loma Prieta (ABD) depreminde gözlenen sıvılaşma örnekleri.	55
3.4:	Sıvılaşma gözlenen alanlarda merkez üssü uzaklığı ile sığ odaklı depremlerin büyüklükleri arasındaki ilişki.	57
3.5:	Andrews ve Martin tarafından önerilen sıvılaşmaya karşı duyarlılık ölçütü.	60
3.6:	Seed tarafından önerilen sıvılaşmaya karşı duyarlılık ölçütü.	62
3.7:	Bray tarafından önerilen sıvılaşmaya karşı duyarlılık ölçütü.	62
3.8:	Bray ve Sancio tarafından önerilen sıvılaşmaya karşı duyarlılık ölçütü.	63
3.9:	Pehlivan tarafından önerilen sıvılaşmaya karşı duyarlılık ölçütü.	63
3.10:	En kolay sıvılaşabilen ve sıvılaşma potansiyeline sahip zeminler için tane boyu dağılımı açısından sıvılaşmanın alt ve üst sınırlarını gösteren tane boyu dağılım eğrileri.	64
3.11:	Aynı etkin hücre basıncında gevşek ve sıkı kumlar için gerilme-birim deformasyon ve gerilme-boşluk oranı eğrileri.	66
3.12:	CVR çizgisinin kullanımı.	66
3.13:	Akma sıvılaşmasına duyarlı olan ve olmayan zeminlerin başlangıç durumları arasında bir sınır olarak CVR çizgisinin kullanımı.	66
3.14:	Farklı zeminler için gerilme azaltma faktörünün derinlikle değişimini gösteren grafik.	69
3.15:	$M_w=7.5$ büyüklüğündeki deprem için tekrarlı gerilme oranı ve $(N_1)_{60}$	70

	arasındaki ilişki.	
3.16:	Sıvılaşma için gerekli tekrar sayısı ve tekrarlı gerilme oranı arasındaki ilişki.	72
3.17:	T _{ij} uzunluğu düzeltilmesi.	77
3.18:	Deprem büyüklüğü için dönüştürme faktörünün Çetin tarafından önerilen yöntemle göre belirlenmesi.	78
3.19:	K _σ değerinin belirlenmesinde kullanılan grafik.	78
3.20:	Çevrimsel yükleme parametrelerinin çevrimsel birim şekil değiştirme ile değişimleri.	87
3.21:	Zemin büyütmesini etkileyen faktörler.	90
4.1:	İstanbul İli deprem bölgeleri dağılım haritası.	93
4.2:	Katalogu alınan depremlerin haritası.	94
4.3:	LogN– M grafiği.	101
4.4:	$T_d = 10^{\log(T_2)-(a-b*M)}$ grafiği.	103
4.5:	$P_r=1/ T_d$ grafiği.	103
4.6:	Azalım ilişkileri yardımıyla a _{max} hesaplama.	106
4.7:	1999 Kocaeli Depremi ivme kaydı.	107
4.8:	Evliya Çelebi - Alüvyon zemin profili programa veri girişi.	108
4.9:	Evliya Çelebi - Alüvyon zemin profili response spectra grafiği.	108
4.10:	Evliya Çelebi - Alüvyon zemin profili fourier amplitude – frequency grafikleri.	109
4.11:	Evliya Çelebi - Alüvyon zemin profili spectral acceleration - period grafiği.	110
4.12:	Yayla - Alüvyon zemin profili programa veri girişi.	111
4.13:	Yayla - Alüvyon zemin profili response spectra grafiği.	111
4.14:	Yayla - Alüvyon zemin profili fourier amplitude – frequency grafikleri.	112
4.15:	Yayla - Alüvyon zemin profili spectral acceleration - period grafiği.	113
4.16:	İstasyon - Alüvyon zemin profili programa veri girişi.	114
4.17:	İstasyon - Alüvyon zemin profili response spectra grafiği.	114
4.18:	İstasyon - Alüvyon zemin profili fourier amplitude – frequency grafikleri.	115
4.19:	İstasyon - Alüvyon zemin profili spectral acceleration - period grafiği.	116

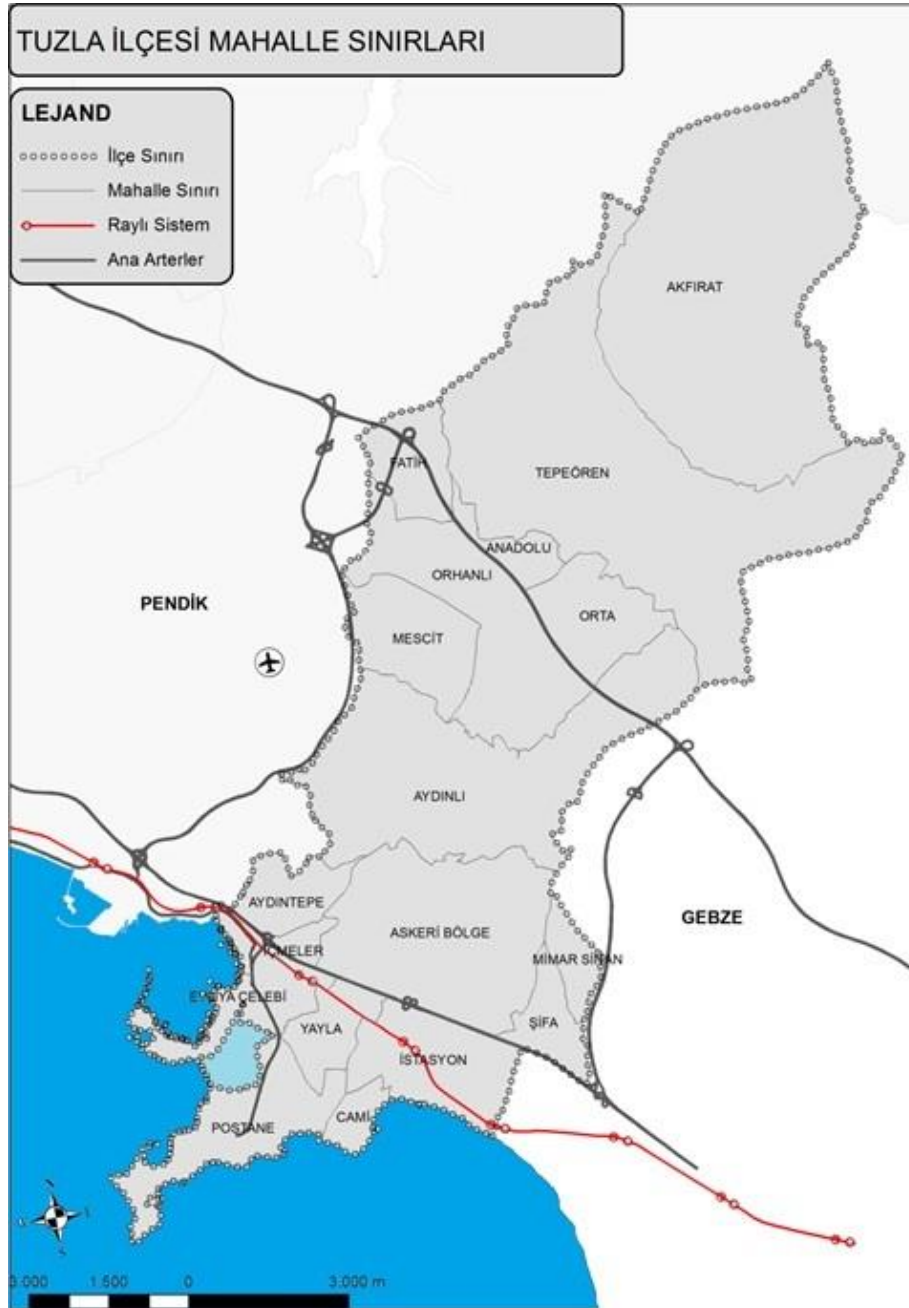
4.20:	Mimar Sinan - Alüvyon zemin profili programa veri girişi.	117
4.21:	Mimar Sinan - Alüvyon zemin profili response spectra grafiği.	117
4.22:	Mimar Sinan - Alüvyon zemin profili fourier amplitude – frequency grafikleri.	118
4.23:	Mimar Sinan - Alüvyon zemin profili spectral acceleration - period grafiği.	119
4.24:	Evliya Çelebi - Kuşdili Formasyonu programa veri girişi.	120
4.25:	Evliya Çelebi - Kuşdili Formasyonu response spectra grafiği.	120
4.26:	Evliya Çelebi - Kuşdili Formasyonu fourier amplitude – frequency grafikleri.	121
4.27:	Evliya Çelebi - Kuşdili Formasyonu spectral acceleration - period grafiği.	122
4.28:	Postane - Abdüş Gölü Üyesi programa veri girişi.	123
4.29:	Postane - Abdüş Gölü Üyesi response spectra grafiği.	123
4.30:	Postane - Abdüş Gölü Üyesi fourier amplitude – frequency grafikleri.	124
4.31:	Postane - Abdüş Gölü Üyesi spectral acceleration - period grafiği.	125

TABLolar DİZİNİ

<u>Tablo No:</u>	<u>Sayfa</u>
2.1: Kaya ortam ZMD sonuçları.	38
2.2: Zemin ortam ZMD sonuçları.	39
2.3: Marmara Denizi çevresindeki tarihsel depremler.	43
3.1: Kuvvetli bir yer sarsıntısı sırasında çökellerin sıvılaşmaya karşı duyarlılıkları.	58
3.2: Düzeltilmiş $(N_1)_{60}$ değerinin belirlenmesinde kullanılan düzeltme faktörleri.	71
3.3: Zeminin sıvılaşmaya karşı direncinde deprem büyüklüğünün etkisi için farklı araştırmacılar tarafından önerilen deprem büyüklüğü ölçek faktörleri.	73
3.4: Düzeltilmiş $(N_1)_{60}$ değerinin belirlenmesinde kullanılan düzeltme faktörleri.	77
3.5: IL'ye göre sıvılaşma riski dereceleri.	80
3.6: LSI'ya göre sıvılaşma riski dereceleri.	81
3.7: LS'ye göre sıvılaşma riski dereceleri.	82
3.8: Türk Deprem Yönetmeliği 2007 zemin grupları eşitlikler.	84
3.9: Standart penetrasyon deneylerinden kayma dalgası hızı hesabı için önerilen eşitlikler.	85
4.1: Sismik tehlike analizinde kullanılan depremlerin kataloğu.	94
4.2: Manyitüd aralıklarına göre deprem oluş sayıları.	101
4.3: Manyitüd ve oluş sayısına göre P_f ve T_d değerleri.	104
4.4: Büyütme analiz sonuçları.	126

1. GİRİŞ

Tuzla İlçesi İstanbul'un güneydoğusunda yer alır. Coğrafi konum olarak kuzeyde ve batıda Pendik ilçesi, doğusunda Kocaeli yer alır. Güneyinde Marmara Denizi bulunur ve 13 km kıyı şeridi mevcuttur. Yüzölçümü yaklaşık 124 km²'dir (Şekil 1.1 ve Şekil 1.2). 220 bin nüfusu barındırmaktadır. Mahallelerin nüfus yoğunluğu haritası Ek-A kısmında görülebilir.



Şekil 1.1: Tuzla ilçesi mahalle sınırları.

Tuzla sınırları içerisinde; Tuzla Tersaneleri, Gemi Yan Sanayi ve Organize Sanayi Bölgelerinin yanı sıra İTÜ Denizcilik Fakültesi, Tuzla Piyade Okulu, Deniz Harp Okulu, Sabancı Üniversitesi, Okan Üniversitesi, Gedik Üniversitesi, Medeniyet Üniversitesi, Süleyman Şah Üniversitesi ve Piri Reis Üniversitesi gibi eğitim kampüsleri de bulunmaktadır.

Sanayi yapısı ve nüfusun yoğun olduğu Tuzla ilçesinin tamamı 1. Derece Deprem Bölgesi sınırları içerisinde kalmaktadır.

Tez çalışması kapsamında 2. Bölümde bölgenin jeolojik formasyonları araştırılarak formasyonların geoteknik özellikleri değerlendirilmiştir. Ayrıca 2. Bölümde bölgenin sismotektonik yapısından da bahsedilmiştir. 3. Bölümde deprem sırasında oluşabilecek geoteknik tehlikelerden, zemin sıvılaşması ve zemin büyütmesi literatürdeki son çalışmalardan derlenerek aktarılmıştır. 4. Bölümde olasılıksal sismik tehlike analizi ve geoteknik değerlendirmeler kapsamında kritik görülen jeolojik formasyonlar üzerinde geoteknik mühendisliği analizleri (sıvılaşma ve zemin büyütmesi) yapılmıştır. 5. Bölümde ise tezde yapılan tüm analiz ve çalışmalar bütünleşik olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 1.2: Tuzla ilçesi uydu görünümü.

2. JEOLJİK FORMASYONLAR, GEOTEKNİK ÖZELLİKLER VE SİSMOTEKTONİK YAPI

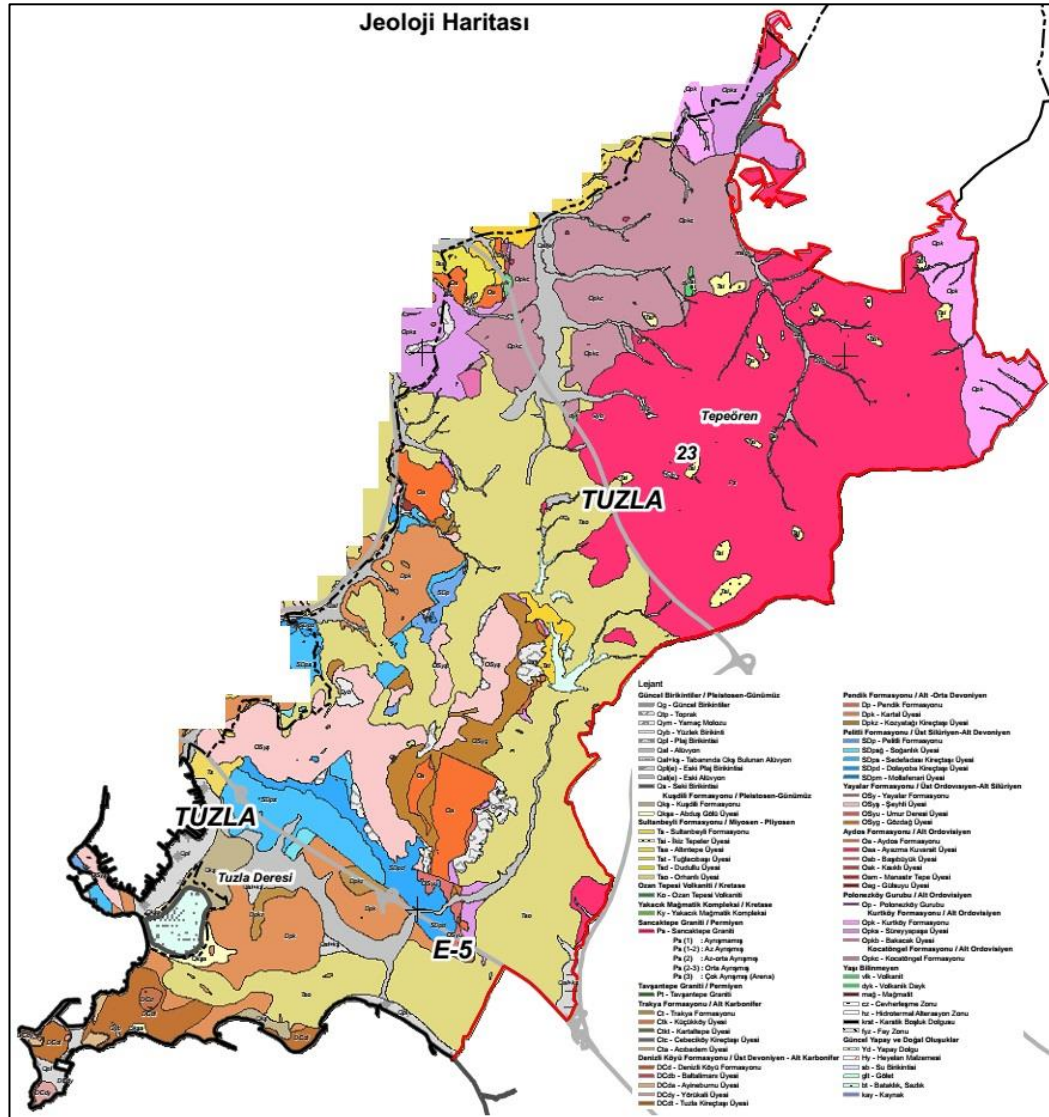
2.1. Bölgenin Genel Jeolojisi

Dünyanın iki kıta üzerine yayılan tek megapolu olan İstanbul doğal güzelliği, 400.000 yıl öncesine uzanan tarihi ve coğrafyası ile olduğu kadar, yer bilimciler açısından jeolojisi ile de önde gelen kentlerinden biridir. Sadece İstanbul il sınırları içinde metamorfik olan ve metamorfizma göstermeyen iki büyük kaya-stratigrafi birimi topluluğu yer alır [Özgül vd., 2009].

İstanbul Birliği, Boğaz'ın her iki yakasında ve Kocaeli yarımadasında geniş alanlar kaplayan Paleozoyik ve Mezozoyik Tersiyer yaşta metamorfizma göstermeyen kaya birimlerini içerir. Metropolitan alanı ve yakın dolayında yüzeye çıkan “Kocatöngel Formasyonu” ve “Kurtköy Formasyonu” adlarıyla bilinen Alt Ordovisiyen yaşta karasal çökeller, İstanbul Birliği'nin en yaşlı kaya birimlerini oluşturur. Alt Ordovisiyen yaşlı istifin, tabanı İstanbul ve çevresinde açığa çıkmamış olmasına karşın, Armutlu yarımadası ve Bolu yöresinde şist, gnays ve granitik metamagmatitleri kapsayan İnfrakambriyen yaşta metamorfik bir temeli açısız uyumsuzlukla üstlediği bilinmektedir. Erken Ordovisiyen başlangıcında, İstanbul ve yakın dolayını kapsayan bir kara parçası üzerinde, Kocatöngel ve Kurtköy formasyonlarıyla temsil edilen akarsu, göl ve lagünlerin yer aldığı karasal ortam koşulları egemen olmuştur. Çok iyi gelişmiş varvlı yapısıyla Kocatöngel Formasyonu Buzul (Glacial) iklim koşullarını yansıtır. Üst Ordovisiyen-Silüriyen'de delta ve gelgit ortam koşullarını yansıtan “Aydos Formasyonu'nun kuvarsit ve kuvars kumtaşlarıyla temsil edilen genel bir transgresyon etkin olmuştur. Geç Ordovisiyen, Silüriyen ve Devoniyen sürecinde bölge, giderek derinleşen ancak, tektonik bakımdan duraylı bir denizle kaplanır. Bu süreçte yaşlıdan gence doğru, miltaş-kumtaşı ile temsil edilen “Yayalar Formasyonu” (Ordovisiyen-Silüriyen), şelf tipi resif ve sığ deniz karbonat çökelimini yansıtan “Pelitli Formasyonu” (Silüriyen-Alt Devoniyen), düşük enerjili açık şelf ortamını temsil eden, seyrek kireçtaşı (Kozyatağı Üyesi) ara düzeyli bol makrofosilli, mikalı şeyilleri (Kartal Üyesi) içeren “Pendik Formasyonu” (Alt-Orta Devoniyen) ve açık şelf-yamaç ortamını temsil eden yumrulu kireçtaşları ve kireçtaşı-şeyil ardışığının yoğun olduğu “Denizli Köyü

Formasyonu” (Üst Devoniyen-Alt Karbonifer) çökelmiştir. Karbonifer-Permiyen aralığında, olasılıkla Variskiyen tektonik hareketlerinin etkisiyle, bölgenin su dışına çıktığı, yeniden kara halini aldığı anlaşılmaktadır. Gebze'nin batısında yüzeyleyen “Sancaktepe Graniti” (Permiyen) ile temsil edilen asidik intrüzyon da bu dönemde gelişmiştir. Bölgede günümüzdeki yönler göre kabaca K-G eksen gidişli kıvrım ve D-B yönlü bindirmeler gelişmiştir [Özgül vd., 2009].

İAYMP kapsamında hazırlanmış 1/2000 ölçekli jeoloji haritasından uyarlanmış Tuzla ilçesinin jeoloji haritası Şekil 2.1’de ve jeolojik formasyonların dikme kesiti Şekil 2.2’de görülmektedir.



Şekil 2.1: Tuzla ilçesi jeoloji haritası.

SİSTEM	SERİ	GURUP	FORMASYON	ÜVE	YAKLAŞIK KALINLIK(m)	KAYATÜRÜ	EK AÇIKLAMALAR					
KARBONİFER	ALT KARBON.	ORTA	DEVONİYEN	TRAKYA	Küçükköy	> 500		Kumtaşı-Miltaşı-Şeyil ardışı; alttan üste doğru şeyil-miltaşı(<i>Acbadem Üyesi</i>),kireçtaşı(<i>Cebeci Kireçtaşı</i>), lidit-şeyil ardışı (<i>Kartaltepe Üyesi</i>), çakıltası kanal dolgululu türbiditik kumtaşı-şeyil ardışı (<i>Küçükköy Üyesi</i>) düzeylerini kapsamakta				
					Kartaltepe	30						
					Acbadem	500						
					Cebeci							
					Baltalimanı	40						
					DENİZİ KÖYÜ	Ayineburnu			40	Lidit; kara-koyu külrengi, ince katmanlı, yer yer laminalı; fosfatlı küresel (1-5 cm) silis yumrulu		
						Yörükali			30		Yumrulu Kireçtaşı; külrengi,sarımsı boz,yer yer pembemsi renklerde kil ara katkılı, seyrek krinoidli, yumrulu kireçtaşı egemen	
						Tuzla			60			
						PENDİK			Kartal			600
					Kireçtaşı-Killi Kireçtaşı; kara-koyu külrengi, ince-orta,düzgün ve dalgalı katmanlı,şeyil arakatlı, seyrek makrofosilli; yumrulu görünüşlü kireçtaşı ara düzeyli							
DEVONİYEN	ALT-ORTA DEVONİYEN	ORTA	DEVONİYEN	PENDİK	Kartal	600	E. P. 1.	Kireçtaşı-Killi Kireçtaşı; koyu külrengi, orta-kalın katmanlı; ince dokulu mikritik kireçtaşı egemen; boz-pembe koyu külrengi kireçli kiltası ara katkılı; çoğunlukla üst düzeylerinde yumrulu görünüşlü kireçtaşı, kireçtaşı-kiltaşı ardışık düzeyini içermekte				
									PELİTLİ	Soğanlık	60	Mikalı kiltası-şeyil; kara-koyu külrengi, ayrıışmış boz-açık kahverengi,ince-orta katmanlı,yarılgan, bol mika pullu şeyil egemen;seyrek olarak, bol kavkı kırıntılı kireçtaşı, ince kumtaşı arakatlı; brakyopod, trilobit vb makrofosillece zengin
										Sedefadaşı	250	
									YAYALAR	Dolayoba	30	Yumrulu görünüşlü Kireçtaşı; külrengi,boz; değişen oranda kireçtaşı-kiltası-kireçli kiltası ardışı egemen
										Mollafenari	30	
									AYDOS	Şeyilli Umurdere	50	Kireçtaşı (mikrit); koyu külrengi,ince-orta katmanlı kireçtaşı egemen;yer yer laminalı kireçtaşı aradüzeyleri içermekte;; alt düzeylerinde değişen oranda koyu külrengi,kızılımsı,pembemsi kiltası-şeyil arakatlı; alt düzeylerde yer yer bol mercan vb makrofosilli
										Gözdağ	250	
									AYDOS	Ayazma	250	Resif Kireçtaşı; açıklı koyulu pembemsi-morumsu,üst kesimde açık külrengi-boz; bol mercan vb makrofosilli.
										Başbüyük Kısıklı		
									AYDOS	Manastır Tepe Gülsuyu		Kireçtaşı-Killi Kireçtaşı-Kireçli Kiltası-Kumtaşı; külrengi, boz,ince-orta katmanlı, makrofosilli.
Süreyyapaşa	> 1000											
AYDOS	Bakacak	500	Felspatik Arenit; kirli beyaz,bej,orta-kaba kuvars ve ayrıışmış felspat taneli (<i>Şeyilli Üyesi</i>)									
AYDOS			Şeyil-Miltaşı; mor,yeşil,ince dokulu,seyrek makrofosilli, ender kireçtaşı arakatlı(<i>Umurdere Üyesi</i>).									
AYDOS			Kumtaşı-Miltaşı; koyu yeşil-koyu külrengi,ayrıışmış kahverengi kalın katmanlı,sık eklemli, mika pullu.									
AYDOS			Kuvarsit(kuvarsarenit); beyaz,pembemsi,kremrengi,ince kuvars taneli ve silis çimentolu, sık eklem ve çatlaklı.									
AYDOS			Çakıltası; mor,kirli beyaz,yuvarlanmış süt kuvars çakıllı silis çimentolu (<i>Başbüyük Üyesi</i>).									
AYDOS			Çamurtaşı,Şeyil; mavimsi koyu külrengi (<i>Kısıklı Üyesi</i>)									
AYDOS			Felspath Kuvarsarenit; boz,kızılımsı,orta-kalın katmanlı									
AYDOS			Kuvarsake,Miltaşı; boz, açık külrengi,morumsu;çapraz katmanlı, kuvars ve ayrıışmış felspat tanesi egemen									
AYDOS			Arkozik Kumtaşı-Çakıltası-Miltaşı; mor,eflatun, orta-kalın katmanlı,orta-zayıf boylanma, yer yer koşut ve çapraz laminalı, derecelenmeli									
AYDOS			Miltaşı-Kumtaşı; boz ve mor renk ardalımalı; tane boyu üste doğru artmakta									
AYDOS			Miltaşı, Şeyil; koyu yeşilimsi, külrengi, ayrıışmış boz, laminalı (varlı) ince katmanlı; yer yer çapraz katmanlı seyrek kumtaşı arakatlı									

Şekil 2.2: Jeolojik formasyonların genelleştirilmiş dikme kesiti.

2.1.1. Anadolu Yakasının Jeomorfolojisi

İstanbul'un Anadolu yakasındaki dikkati çeken belirgin jeomorfolojik özellik, göreceli yüksek düzlüklerin ve bunlar arasında yükselen Kayışdağ, Aydos Dağı,

Alemdağ gibi yükseltelerin varlığıdır. Yüksekçe düzlüklerin bir yontukdüzden geriye kalmış yüzeyler olduğu, özellikle Karadeniz kıyısına yaklaştıkça, açık bir şekilde görülmektedir. Sözü edilen tepelerin oluşumu ise yontukdüzün gelişimi aşamasında aşınmaya direnmiş olan sert kayaçların, özellikle de kuvarsitin varlığı ile ilgilidir. Yontukdüz günümüzdeki Karadeniz' e doğru gelişmiş olup, Marmara denizinin yerinde bulunan yüksek alanda yer almış olan dağ eteği (pediment) özelliğindeki bölgede gelişen mevsimsel, örgülü yataklara sahip, aşındırma gücü yüksek akarsular tarafından biçimlendirilmiştir. Yontukdüzün Miyosen başlarında gelişmiş olduğu anlaşılmaktadır. Söz konusu yontukdüzün parçalanması Marmara Denizi bölgesindeki yüksek alanın, yerini sığ bir iç denize bırakacak şekilde Orta Miyosen sonlarında çökmesi ile başlamıştır. Bu çökmeden Marmara'ya komşu bölgeler etkilenmiş, çöken bölgenin kuzeyinde, proje alanını da kapsayan komşu alanlarda, güneye Marmara'ya doğru yönelen akaçlama ağı gelişmeye başlamıştır. Güneye yönelmiş akaçlama ağının aşındırma gücü Geç Miyosen- Erken Pliyosen' de Marmara çukurluğunun hızlı bir şekilde derinleşmeye başlaması ile artmış; ancak, akarsular, kaide düzeyini oluşturan Marmara'daki oldukça yüksek su düzeyinin varlığı nedeniyle, bu dönemde fazla derine kazamamıştır. Bu dönemin Anadolu yakasının jeomorfolojik özelliklerine büyük etkilerinden birisi de Marmara çukurluğunun dışında, Sultanbeyli Formasyonu'nun çökeldiği kapalı çukurlukların gelişmiş olmasıdır. Önceden var olan KD-GB ve KB-GD makaslama kırıklarının oluşturduğu zayıflık kuşakları yeni oluşan genişleme tektoniği ortamında çökmüş bu kapalı çöküntü alanları, fay sarplıklarının dışında, genelde düşük enerjili akarsu ve sığ göl çökelleri ile dolmuştur [Özgül vd., 2011].

Anadolu yakasındaki vadilerin derin yontulması ve su bölümü çizgisinin Karadeniz yönünde göç etmesi ise Kuvarterner'deki buzul dönemlerinde Marmara'nın günümüzekine göre 100 m dolayında alçalmış olmasında bağlıdır. Hızla alçalan kaide düzeyi akarsuların ağız (mansap) kesimlerinden başlayarak gömülmelerine, "V" şekilli vadilerin oluşmasına yol açmıştır. Gömülü menderesler de bu dönemin eseridir. Buzul arası dönemde yükselen kaide düzeyi gömülmüş akarsuların vadilerinin deniz tarafından boğulmasına yol açmış, boğulan kesimlerde, durgun, düşük enerjili ortam koşullarında Kuşdili Formasyonu'nun haliç çökelleri birikmiştir. Benzer nitelikteki birikintiler sırt, tepe vb. doğal bir engelle dalga enerjisinden korumuş, ancak denizle bağlantılı olan küçük kıyı gölü ya da lagün ortamlarında da çökelmiştir. Örneğin Dragos sırtının doğusunda yer alan Rahmanlar

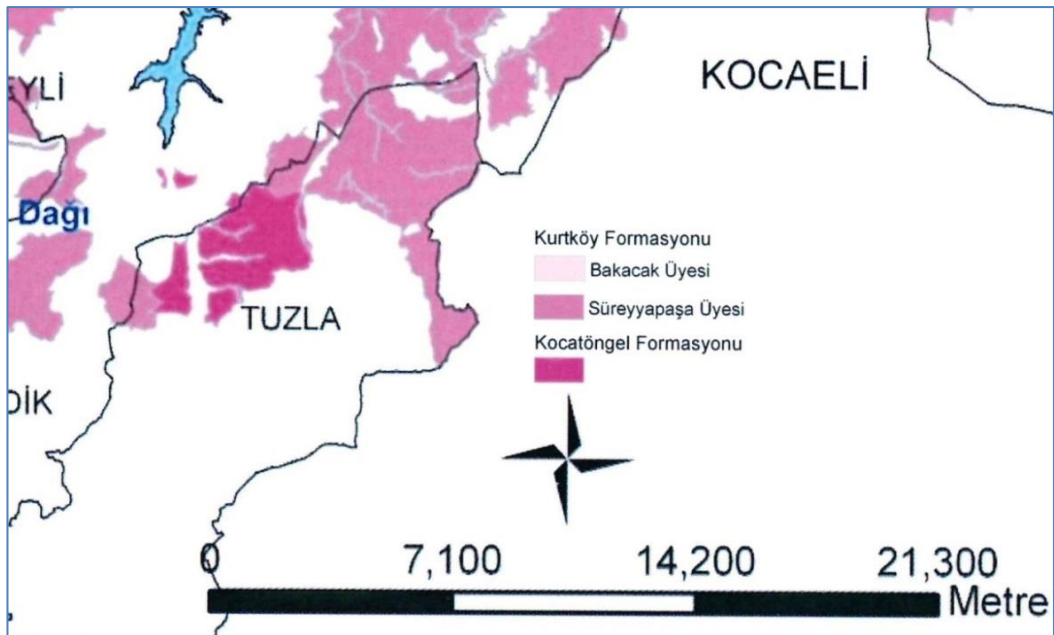
düzlüğü bu tür ortamları temsil eden birikintileri kapsar. Akarsuların gereç getirmeye devam etmesi sonucunda söz konusu haliç çökellerinin üzerinde, kalınlığı 5-10 m'yi bulan akarsu çökellerinin birikmesi dönemi başlamış olup, bu süreç günümüzde de devam etmektedir.

Kuvaterner'e ait denizel şekillere Marmara kıyısında pek çok yerde rastlanmakta olması Marmara bölgesinin bir bütün olarak, büyük bir olasılıkla günümüzde bir ölçüde yavaşlamış da olsa, yükselmekte olduğunu göstermektedir [Özgül vd., 2011].

2.2. Tuzla İlçesi Jeolojik Formasyonlar

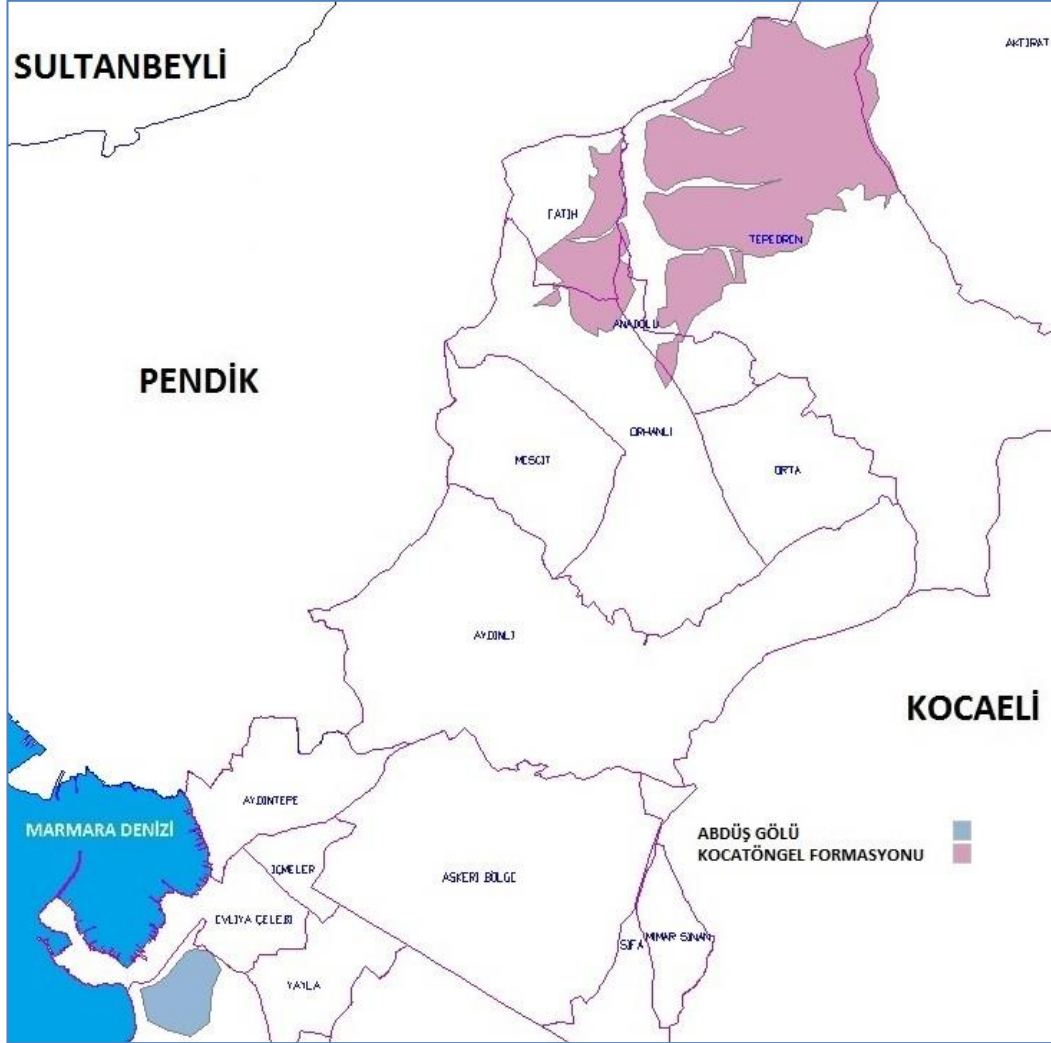
2.2.1. Polonezköy Gurubu

İstanbul ve yakın dolayında yüzeylenen en yaşlı kaya birimlerini oluşturan karasal (akarsu, göl, lagün) ortamda çökelmiş kumtaşı, çakıltası, miltaşı ve kiltası boyutunda birikintiler bu araştırmada, yüzeylemelerinin geniş alan kapladığı Polonezköy'den esinlenerek, Polonezköy Gurubu adıyla incelenmiştir. Polonezköy Gurubu yaşlıdan gence doğru Kocatöngel Formasyonu ve Kurtköy Formasyonu olarak bilinen iki formasyonu kapsar (Şekil 2.3) [Özgül vd., 2011].



Şekil 2.3: Polonezköy Grubu formasyonların Tuzla ve civarındaki yüzeylemesi.

2.2.1.1. Kocatöngel Formasyonu



Şekil 2.4: Kocatöngel Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylenmesi.

Tuzla ilçesindeki yüzeylenmesi ağırlıklı olarak Tepeören Mahallesinin batısı ve Fatih Mahallesinin doğu ve güney kesimleridir (Şekil 2.4).

Başlıca laminalı miltaşı-kiltaşından oluşur; yer yer kalınlığı 1 m'yi bulan ince taneli kumtaşı ara düzeylerini kapsar. Taze rengi yeşilimsi, ayrışma rengi boz, külrengi, ince-orta katmanlı, çapraz ve koşut laminalıdır. Kocatöngel Formasyonu'nun alt dokanağı çalışma alanında yüzeylenmez; Kurtköy Formasyonu'nun Bakacak Üyesi tarafından uyumlu olarak üstlenir. İnceleme alanının G ve GB kesiminde İstanbul Park yarış pisti tesisleri ile Tepeören Köyü arasındaki karayolunun geçtiği alandaki site inşaatlarının temel kazılarında ve Esenceli Köyü ile Şile yolu arasındaki

Ömerli Baraj Gölü'ne akan dereler boyunca yüzeylemeleri yer yer açığa çıkmaktadır [Özgül vd., 2009].

Kocatöngel Formasyonu'nun inceleme alanı içinde ya da dışında, günümüze değin yaş belirleyecek herhangi bir fosil izine rastlanmamıştır. Erken Ordovisiyen yaşta Kurtköy Formasyonu'nun altında ve geçişli olarak yer aldığından, büyük bir olasılıkla Erken Ordovisiyen yaştaadır [Özgül vd., 2009].

Milimetrik boyutlu, açık koyulu renk ardalı gösteren laminalardan oluşan varvli yapısı, buzul (glacial) ikliminin etkin olduğu sığ, düşük enerjili ortam koşullarını yansıtır. Ayrıca, formasyonun inceleme alanındaki yüzeylemelerinde denizel fosil bulunmamış oluşu, deltalar arası göl ortamı koşullarının egemen olduğunu da düşündürmektedir [Özgül vd., 2009], [Özgül vd., 2011].

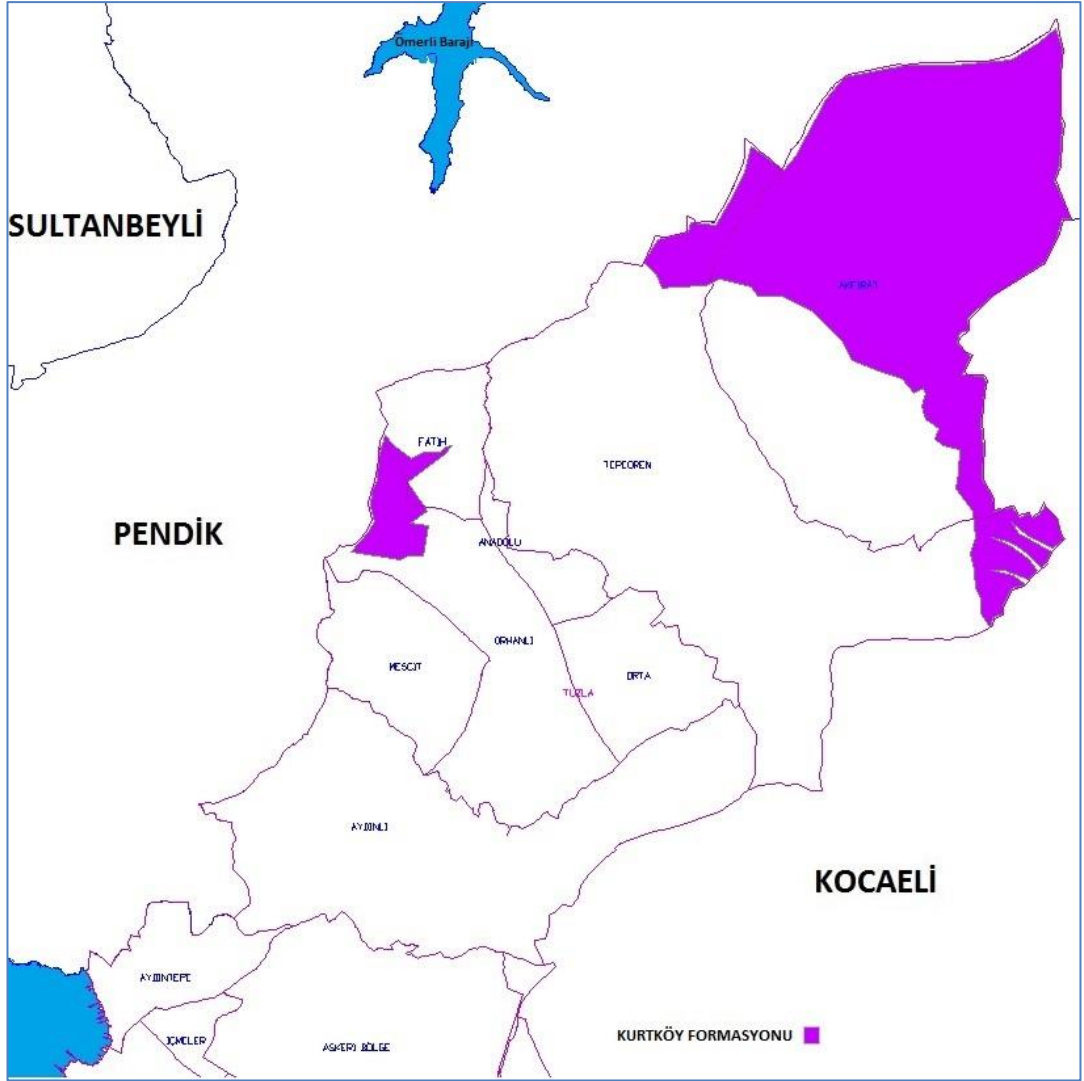


Şekil 2.5: Kocatöngel Formasyonu kaya türüne ait görüntü.

2.2.1.2. Kurtköy Formasyonu

Kurtköy Formasyonu, başlıca açık koyulu mor-eflatun renkli, kil, mil, kum ve çakıl boyutunda gerci kapsayan arkoz bileşimli kırıntılı kayalardan oluşur. Formasyon altta Bakacak Üyesi, üstte Süreyyapaşa üyesi olmak üzere iki üyeye ayrılmıştır.

Tuzla ilçesindeki yüzeylemesi ağırlıklı olarak Akfırat Mahallesi'nin kuzey kesimleri ile Orhanlı ve Fatih Mahallelerinin doğu kesimleridir (Şekil 2.6).



Şekil 2.6: Kurtköy Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylenmesi.

2.2.1.2.1. Süreyyapaşa Üyesi

Formasyonun üst bölümünü oluşturur. Değişik boyutlarda çakıltası mercer ve ara düzeylerini kapsayan, kıltaşı-miltaşı ara katkılı kaba kumtaşı egemendir. Taneler killi hamur ve daha az oranda silisli çimento ile sıkı tutturulmuştur. Yüksek oranda feldspat vb. dayanımsız bileşen kapsamı kolay ayrışmaya neden olur. Özellikle faylı bölgelerde, faylar boyunca etkin olan ileri derecede ayrışma sonucu, kil oranı yüksek olan dayanımsız kayaya dönüşür [Özgül vd., 2009].

Kurtköy Formasyonu, alt düzeyini oluşturan Bakacak Üyesi'nin miltaşı kumtaşı katmanlarıyla, Kocatöngel Formasyonu'nu uyumlu ve geçişli olarak üstler; Aydos Formasyonu tarafından açısız uyumsuzluk olarak üstlenir [Özgül vd., 2009].

Değişik tektonik hareketlerin etkisiyle kıvrımlanmış, faylanmış ve yüzeylemeleri genellikle faylarla sınırlanmış olan formasyonun kalınlığı tam olarak bilinmemektedir; toplam birim kalınlığının 1000 m'yi aştığı düşünülmektedir.

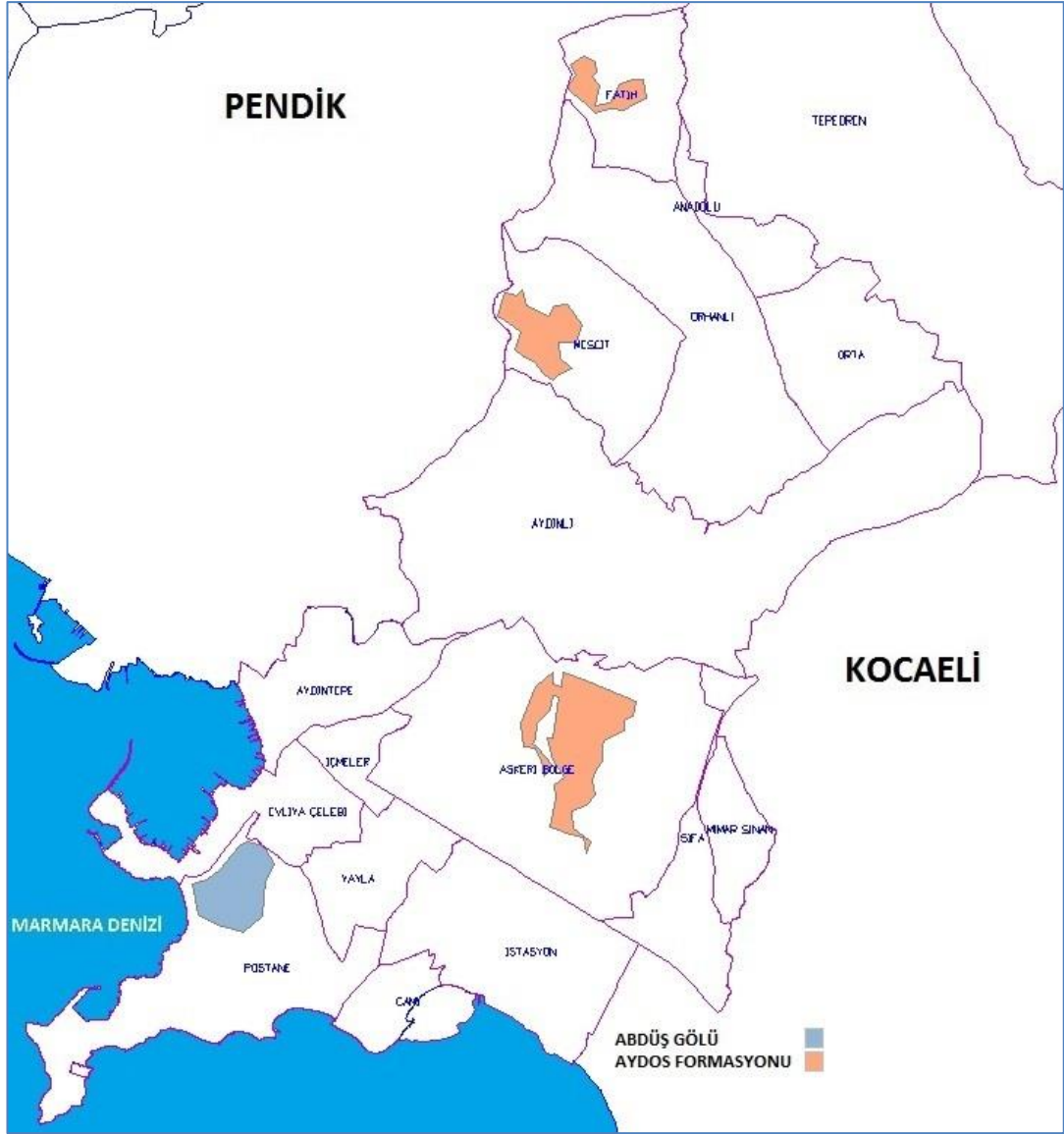
Formasyon, tektonik etkinlik gösteren bir kaynak alandan beslenen, oksidasyon koşullarının etkin olduğu alüvyon yelpazesi ortam koşullarını yansıtır [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.7: Kurtköy Formasyonu kaya türüne ait görüntü.

2.2.2. Aydos Formasyonu

Aydos Formasyonu büyük bölümüyle kuvarsitlerden (kuvarsarenit) oluşur. Kuvarsit kirlili beyaz, pembemsi, açık bej, mor, ayrıışmış kırmızı-kahverengi, açık kahverengi, orta-kalın-çok kalın, çoğunlukla belirsiz katmanlı, yer yer laminalı, yer yer derecelenmelidir. Kuvarsitler genellikle % 90'ın üzerinde kuvars tanesi kapsar; silis çimentoludur, kuvarsarenit türü egemendir. Taneler iyi boylanmış, yuvarlanmıştır. Kaba kum boyu tanelerin egemen olduğu düzeylerde derecelenme ve koşut ve çapraz laminalanma izlenir. Az oranda mika (muskovit, serisit) ve ayrıışmış feldspat, hematit ve zirkon tanelerini kapsar. Yer yer kalınlığı 5-10 cm'yi bulan, alacalı renkli killi ve milli şeyil, killi kumtaşı (kuvarsvake) ara katkılar görülür [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.8: Aydos Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylenmesi.

Aydos Formasyonu'nun Tuzla ilçesindeki yüzeylenmesi ağırlıklı olarak Fatih ve Mescit Mahallelerinin doğu kesimleri ile Askeri Bölgenin yüksek kesimleridir (Şekil 2.8).

SİSTEM	SERİ	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK(m)	KAYATÜRÜ	EK AÇIKLAMALAR
ORDOVİSİYEN(?)-SİLÜRİYEN	ÜST ORDOVİSİYEN(?)-ALT SİLÜRİYEN	AYDOS	Tarla Tepe	~30		Kumtaşı-Miltaşı ; şarabi,yeşilimsi külrenge, kum boyu kuvars, feldspat gereç egemen, silis ve demirli kil çimentolu.
			Ayazma	~50		Kuvarsit (kuvarsarenit) ; kirli beyaz, pembe, kremrenge, orta-kalın katmanlı, yer yer laminalı, ince-orta kum boyu kuvars(>%90) gereçli, silis çimentolu; orta ve geniş açıklıkta sık eklemli.
			Başbüyük	~30		Kuvars çakıltası-Kuvarsit ; mor, kremrenge, orta-kalın-çok kalın katmanlı, koşut ve çapraz laminalı; yer yer derecelenmeli; silis çimentolu, yuvarlanmış-yarı yuvarlanmış, orta boylanmış kuvars, çamaktaşı çakılları egemen; mercekleme ve kamalanma olağan.
			Kısıklı	~30		Çamurtaşı-Miltaşı ; koyu yeşil, koyu külrenge, yer yer morumsu ayrıışmış açık kahverengi-boz, pirit kristalli, kil-mil boyu gereç egemen; kuvarsarenit katmanlarıyla yanal ve düşey geçişli

Şekil 2.9: Aydos Formasyonu'nun dikme kesiti.

Çok büyük bölümü kuvarsarenit ve daha az oranda kuvarsvake türü kuvars oranı yüksek kumtaşından oluşan Aydos Formasyonu İAYMP alanı içinde Gülsuyu Üyesi, Manastır Tepe Üyesi, Başbüyük Üyesi, Kısıklı Üyesi ve Ayazma Kuvarsit Üyesi adlarıyla 5 üyeye ayrıtılmıştır [Özgül vd., 2009]. Tuzla ilçesi sınırları içerisinde ağırlıklı olarak formasyonun Kısıklı Üyesi yüzeylenmektedir.

2.2.2.1. Kısıklı Üyesi

Büyük ve Küçük Çamlıca tepelerinin eteklerinde özellikle Kısıklı semti dolaylarındaki sondajların bazılarının Aydos Formasyonu'nun alt düzeyinde kestiği açıklı koyulu yeşil, koyu külrenge, yer yer morumsu ayrıışmış açık kahverengi-boz, pirit kristalli, çamurtaşı-miltaşı düzeyi Kısıklı semtinin adıyla adlandırılmıştır.

Tüm bu üyeler birbirleriyle yanal ve düşey giriklik gösterirler; plaj, kum barı ve lagün ortamlarını kapsayan sığ kıyı denizi koşullarını yansıtır.

Genellikle yüksek eğimli dağ ve tepeleri oluşturan Aydos Formasyonu (özellikle Ayazma ve Başbüyük üyeleri) sık eklem ve çatlaklı oluşları dolayısıyla

kolay parçalanıp yamaç aşağı taşınmakta, dolayısıyla eğimin kırıldığı alanlarda, kalınlığı 20-30 metreyi aşabilen kırmızı kil mil hamurlu kalın yamaç molozu birikintileri oluşturur. Özellikle Çamlıca Tepeleri, Aydos Dağı, Kayışdağı ve Yakacık tepelerinin eteklerinde bu tür moloz örtüleri yaygındır.

Aydos Formasyonu Kurtköy Formasyonu'nu açısız uyumsuzlukla üstler; Yayalar Formasyonu tarafından uyumlu ve geçişli olarak üstlenir. Birim kalınlığı yanal yönde sıkça değişir; Aydos dağında yaklaşık 200 m, Ömerli'nin güneyinde Şile karayolu ile Ömerli barajı arasında dar bir şerit halinde uzanan yüzeylemesinde 50-60 m, Dudullu'nun batı ve kuzeyindeki sırtlarda 30-40 m dolaylarında kalınlıklar gösterir. Üst Ordovisiyen-Alt Silüriyen yaşta Yayalar Formasyonu tarafından geçişli olarak üstlendiğinden Üst Ordovisiyen-Alt Silüriyen yaşta olmalıdır. Aydos dağı, Kayış Dağı, Alemdağ, Dragos Tepesi, Çamlıca Tepeleri, Yakacık, Kurtköy, Beykoz, Başbüyük, Paşaköy ve Büyükada'da, birçok tepe ve yüksek sırtların doruğunu oluşturur [Özgül vd., 2009].

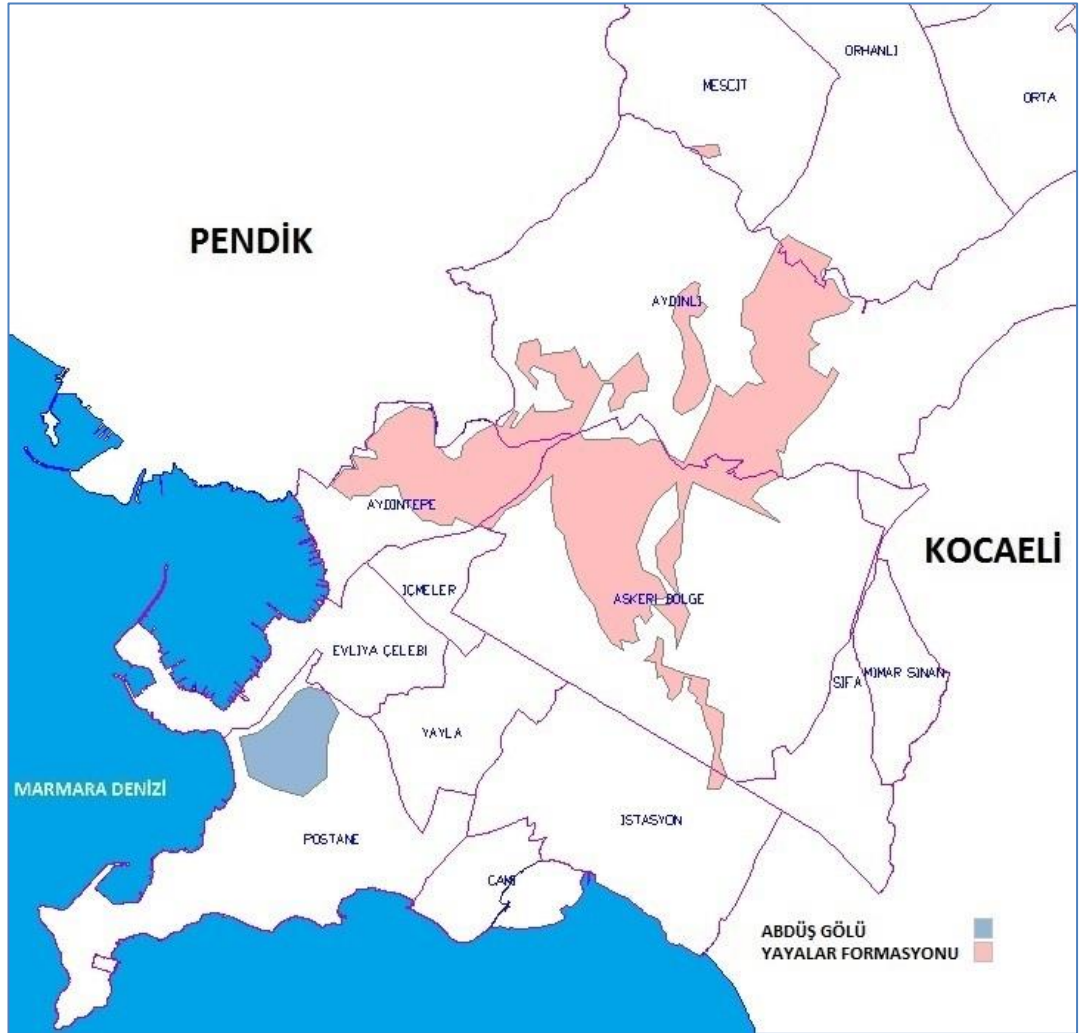


Şekil 2.10: Aydos Formasyonu kaya türüne ait görüntü.

2.2.3. Yayalar Formasyonu

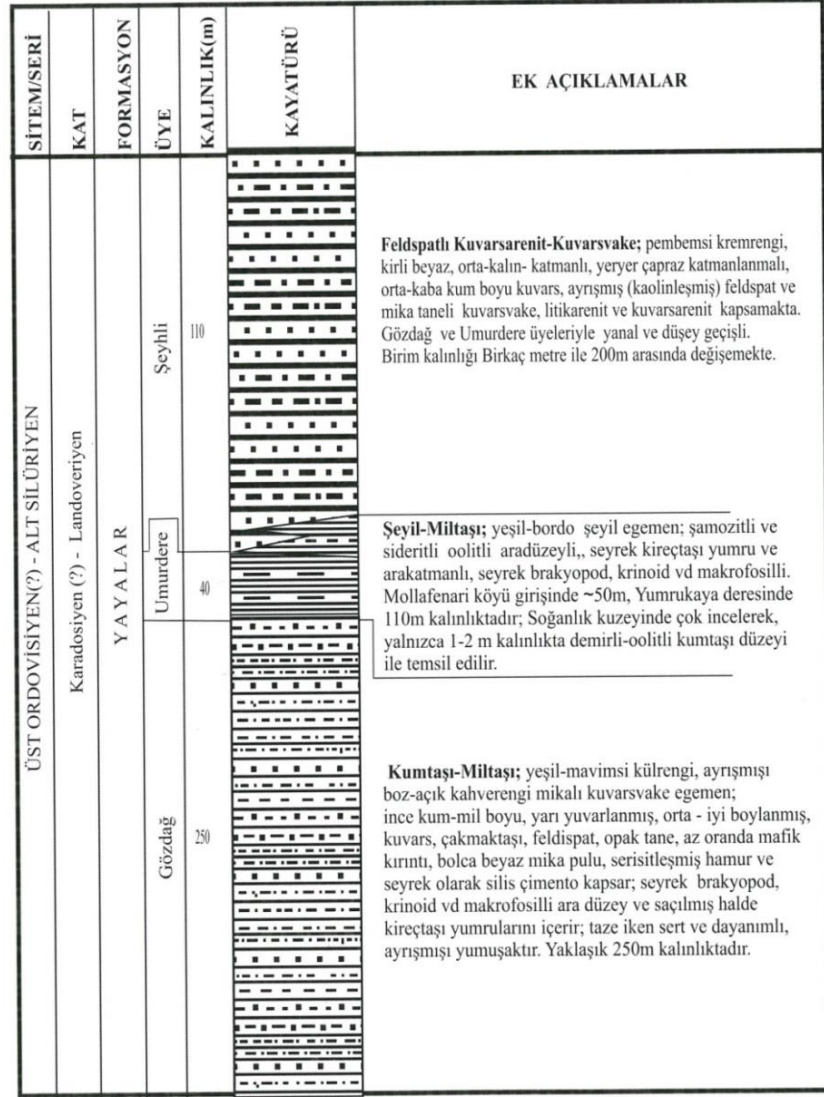
Başlıca mikalı, feldspatlı kumtaşlarından oluşan formasyon, öncelik kuralları gözetilerek, [Haas, 1968] tarafından kullanılan “Yayalar Formasyonu” adıyla incelenmesi yeğlenmiştir [Özgül, 2005].

Tane boyu inceden kalına değin değışen kumtaşı-miltaşı Yayalar Formasyonu'nun egemen kaya türünü oluşturur. Formasyon Gözdağ Üyesi, Umurdere Üyesi ve Şeyhli Üyesi olmak üzere 3 üyeye ayrılanmıştır [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.11: Yayalar Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylenmesi.

Yayalar Formasyonu'nun Tuzla ilçesindeki yüzeylenmesi ağırlıklı olarak Aydın-tepe ve Aydın-lı Mahalleleri ile Askeri Bölgenin yüksek kesimleridir (Şekil 2.11).



Şekil 2.12: Yayalar Formasyonu'nun dikme kesiti.

2.2.3.1. Gözdağ Üyesi

Yayalar Formasyonu'nun önemli bölümünü oluşturur. Yeşil, grimsi mavi, ayrıışmış açık kahverengi, boz, orta katmanlı, yer yer ince katmanlı ve koşut laminalıdır. Başlıca ince-orta kum boyu, yarı yuvarlanmış, orta-iyi boylanmış kuvars, çakmaktaşı, feldspat, az oranda mafik kırıntılar ve bolca beyaz mika pulu kapsar. Genellikle killi hamur ve az oranda silis çimentoludur. Özellikle tektonik hatlar

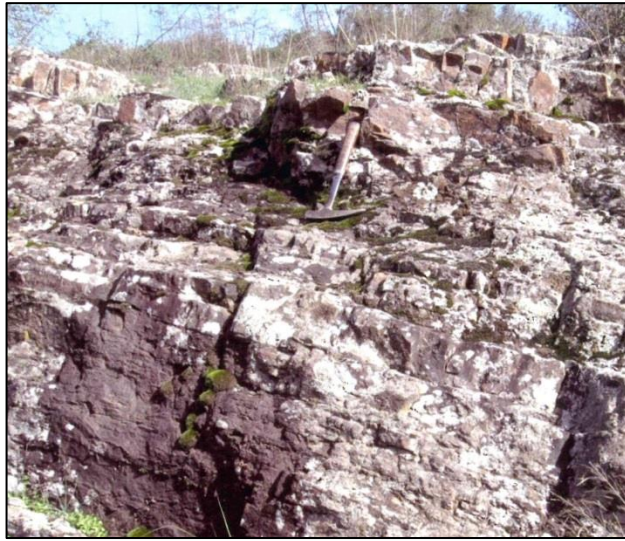
boyunca gelişen ayrışma zonlarında, örneğin Büyük ve Küçük Çamlıca Tepelerini çevreleyen bindirme zonları boyunca, mika ve feldspat kapsamı ileri derecede ayrışma gösterir ve kayaç ince kuvars gereçli sarımsı, boz, kızılımsı, açık mavimsi, külrengi kile dönüşür [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.13: Yayalar Formasyonu Gözdağ Üyesinden görüntü.

2.2.3.2. Umur Deresi Üyesi

Gözdağ Üyesi'nin üstünde yer alan kızılımsı bordo ve yeşilimsi renkli, şeyil düzeyi [Haas, 1968] tarafından Umurdere Üyesi olarak adlandırılmıştır. Bordo mor renkli şeyiller, şamozitli ve oolitle düzeylerini kapsar [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.14: Yayalar Formasyonu Umur Deresi Üyesinden görüntü.

2.2.3.3. Şeyhli Üyesi

Yayalar Formasyonu'nun üst düzeyinde yer yer büyük mercekler halinde görülen feldspatlı kuvarsitlerden oluşur. Yayalar Formasyonu Aydos Formasyonu'nu uyumlu ve girik olarak üstler. Pelitli Formasyonu tarafından uyumlu olarak üstlenir. Formasyon üzerinde yapılan sondaj verilerinden yararlanılarak, formasyonun 280-300 m kalınlıkta olduğu saptanmıştır [Özgül,2009].



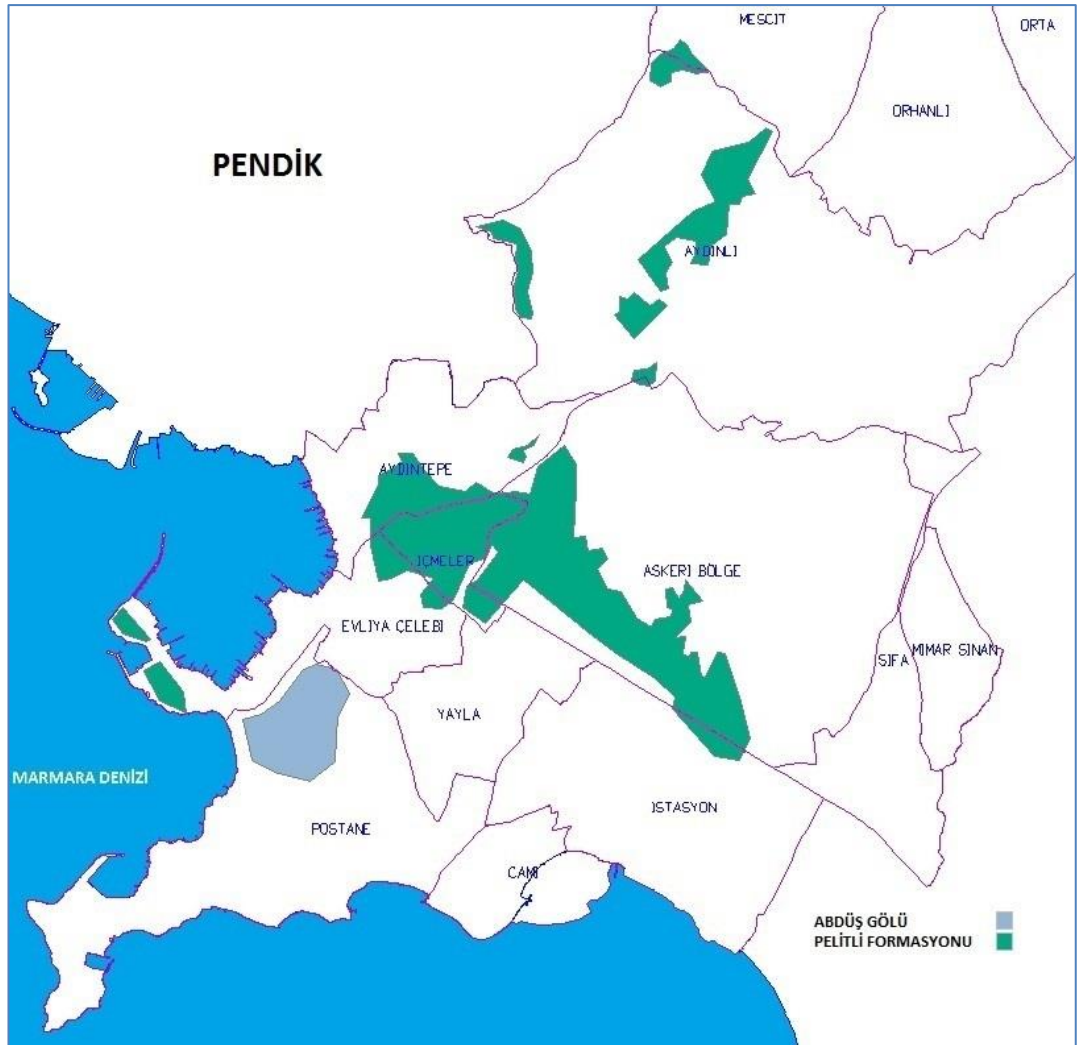
Şekil 2.15: Yayalar Formasyonu Şeyhli Üyesinden görüntü.

2.2.4. Pelitli Formasyonu

Büyük bölümü kireçtaşıdan oluşan Pelitli Formasyonu değişik düzeylerinde özellikle alt düzeylerinde, pembe ve küllengi kil arakatkılıdır; üst kesiminde yumrulu kireçtaşı düzeyini kapsar. Formasyon, çeşitli araştırmacılar tarafından değişik adlar altında birden çok formasyona bölünerek tanımlanmıştır. Büyük bölümü şelf tipi karbonatlardan oluşan ve çökeltmede belirgin bir kesiklik göstermeyen istifin, birden çok formasyona ayırtlanmasının, gerek haritalama gerekse yanal yönde izlenebilme açısından güçlük ve karışıklıklara neden olacağı düşünüldüğünden, istifin tümünün tek bir formasyon adıyla adlandırılması yeğlenilmiştir. Bu düşünce ile, istifin büyük

bir bölümünün incelemeye elverişli yüzeylemelerini kapsayan Gebze ilçesine bağlı Pelitli köyünün adı, daha önceleri [Haas, 1968] tarafından, söz konusu kireçtaşı istifinin bir bölümü için (Pelitli schichten) kullanılmış olduğu da göz önünde bulundurularak, [Özgül vd., 2009] tarafından formasyon adı olarak kullanılmıştır.

Pelitli Formasyonu'nun Tuzla ilçesindeki yüzeylenmesi ağırlıklı olarak Aydın-tepe Mahallesi'nin batısı, Aydın-lı Mahallesi'nin doğu ve yüksek kesimleri ile Askeri Bölge'nin güney kesimleridir. Ayrıca İçmeler Mahallesi'nin neredeyse tamamını yüzeyleyen karakteristik zemin formasyonudur (Şekil 2.16).



Şekil 2.16: Pelitli Formasyonunun Tuzla'daki yüzeylenmesi.

Pelitli Formasyonu büyük bölümüyle neritik kireçtaşından oluşur. Alttan üste doğru kireçli şeyil-kumtaşı-killi kireçtaşı-kireçtaşı ardışığı, bol makrofosilli resifal kireçtaşı, orta-ince katmanlı, laminalı mikritik kireçtaşı ve en üstte ince şeyil

arakatkılı yumrulu kireçtaşı düzeylerini kapsar. Formasyon, alttan başlayarak; Mollafenari Üyesi, Dolayoba Kireçtaşı Üyesi, Sedefadası Üyesi ve Soğanlık Üyesi olmak üzere 4 üyeye ayrılmıştır.

Pelitli Formasyonu'nun kalınlığı, sığ ve değişken çökelme koşullarına bağlı olarak, yerden yere sıkça değişir. Formasyonun Kartal taş ocağındaki istifinin toplam kalınlığı sondaj verilerinden de yararlanılarak 370 m olduğu hesaplanmıştır. Pelitli Formasyonu Erken Silüriyen – Erken Devonyen aralığını temsil etmektedir [Özgül vd., 2009].

SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK(m)	KAYATÜRÜ	DİĞER ÖZELLİKLER
Silüriyen	Üst Silüriyen	Lohkoviyen-Alt Emsiyen	PELİTLİ FORMASYONU	Devonyen	60		Kireçtaşı-kiltası ardışığı; külrenge,ince-orta(3-10cm) katmanlı, sucuk yapılı, yumrulu görünümlü kireçtaşı-killi kireçtaşı-kiltası ardışığı; mikrit ve yer yer biyoklastlı mikrit-biyomikrit türü kireçtaşı egemen; kil kapsamı üste doğru giderek artar, Pendik Formasyonu'nun şeyillerine geçiş gösterir.
				Üst Silüriyen	240		Kireçtaşı (mikrit); koyu külrenge, ince-orta-kalın katmanlı, yer yer laminalı, mikrit, fosilli mikrit, biyomikrit türü kireçtaşlarını kapsar; seyrek olarak kara-koyu külrenge- pembe şeyil-kiltası arakatklı; yeryer mercan, stromatoporoid, krinoid vb makrofosilli düzeyler kapsar. Soğanlık Kireçtaşı Üyesi'nin kireçtaşı katmanları tarafından uyumlu üstlenir.
				Üst Ludloviyen - Alt Lohkoviyen	30		Kireçtaşı-şeyil ardışığı; koyu külrenge, ince-orta katmanlı, yer yer laminalı kireçtaşı egemen; lamina ölçeğinden 4-5 cm'ye değin değişen kalınlıkta, pembemsi-kızılsımsı renkli şeyil arakatklı; yer yer makrofosilli aradüzeyler içerir.
				Alt Silüriyen	10		Laminallı kireçtaşı; kara-koyu külrenge, ince katmanlı, şeyil arakatklı, laminalı kireçtaşı egemen.
Ludloviyen	Dolayoba	Ludloviyen	PELİTLİ FORMASYONU	30		Resif kireçtaşı; açık koyulu pembemsi açık külrenge, boz, merceksi resif kireçtaşı egemen; kahverengi miltası-kiltası arakatklı (1-10 cm); mercan,krinoid, stromatoporoid vb makrofosilli; en üste birkaç metre kalınlıkta sucuk yapılı kireçtaşı düzeyini kapsamakta	
				30		Kireçtaşı-killi, kumlu kireçtaşı-kireçli kiltası-kumtaşı; ince katmanlı ve kavkı kırıntılı kireçtaşı, kireçli şeyil ardışığı; üste doğru kireçtaşı oranı giderek artar. Brakyopod, iri boy krinoid vb makrofosilli.	
Venlokiyen	Mollafenari	Mollafenari	PELİTLİ FORMASYONU	30		Kireçtaşı-killi, kumlu kireçtaşı-kireçli kiltası-kumtaşı; ince katmanlı ve kavkı kırıntılı kireçtaşı, kireçli şeyil ardışığı; üste doğru kireçtaşı oranı giderek artar. Brakyopod, iri boy krinoid vb makrofosilli.	

Şekil 2.17: Pelitli Formasyonu'nun dikme kesiti.

2.2.4.1. Dolayoba Kireçtaşı Üyesi

Bol mercanlı, açıkly koyulu pembemsi, üst düzeyi külrengi resifal kireçtaşlarını kapsayışıyla, Pelitli Formasyonu kireçtaşının en alt kesiminde yer alan, ayırtman düzeylerinden birini oluşturur. Bol mercan, krinoid ve brakyopodlu, açıkly koyulu pembe renkli resifal biyoklastik kireçtaşları yaygındır [Özgül vd., 2009].

2.2.4.2. Sedefadası Kireçtaşı Üyesi

Dolayoba Kireçtaşı Üyesi'nin resifal kireçtaşı katmanlarının üzerine, kara-koyu külrengi, ince-orta katmanlı, yer yer laminalı kireçtaşı-şeyil ara düzeylerini içeren karbonat istifi ile temsil edilir [Özgül vd., 2009].

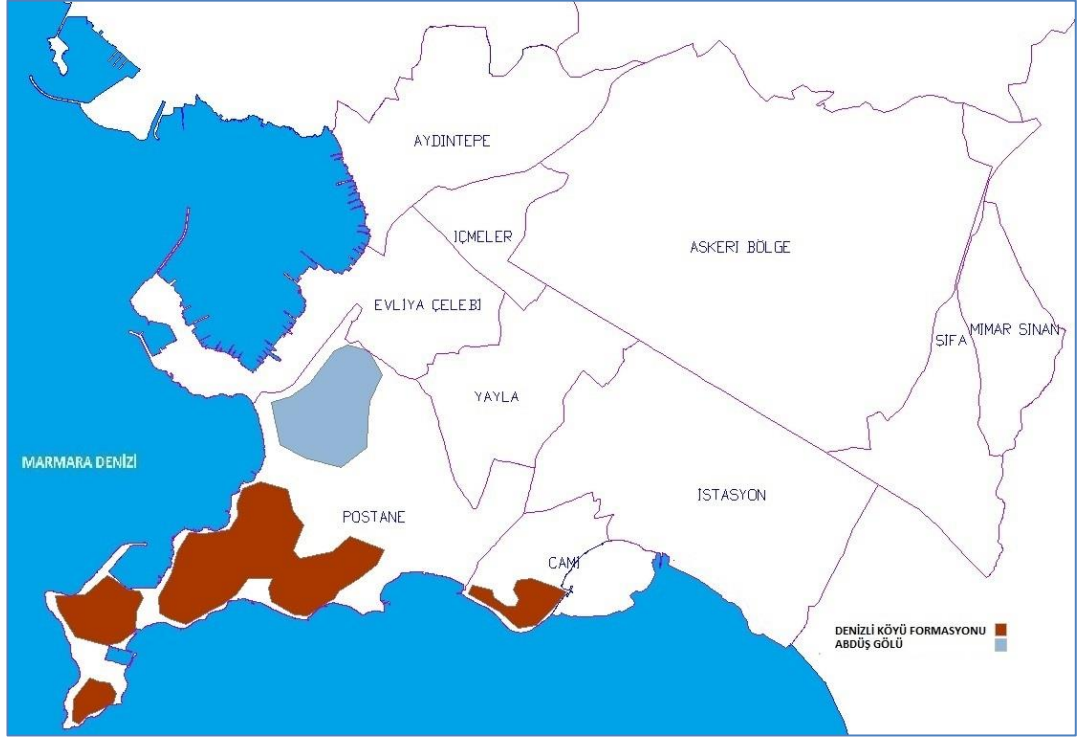


Şekil 2.18: Pelitli Formasyonu Sedefadası Üyesinden görüntü.

2.2.5. Denizli Köyü Formasyonu

Başlıca şeyil ara katkılı killi kireçtaşı, kireçtaşı, lidit ve yumrulu kireçtaşından oluşan istif, çeşitli araştırmacılar tarafından, Denizli Formasyonu [Haas, 1968], Büyükada Formasyonu [Kaya, 1973], Tuzla Formasyonu [Önalın, 1981] gibi değişik adlar altında incelenmiştir. Adlamada öncelik kuralı gereği formasyon için Denizli

adının kullanılması gerekir; Denizli adı her ne kadar [Haas, 1968] tarafından istifin yalnızca yumrulu kireçtaşı düzeyi için kullanılmışsa da, Denizli Köyü dolay, istifin bütününe kapsayan ender yerlerden biri olduğu için bu incelemede, istifin bütününe içerecek şekilde formasyon adı olarak kullanılması yeğlenmiştir. Formasyon alttan üste doğru Tuzla Üyesi, Yörükali Üyesi, Ayineburnu Üyesi ve Baltalimanı Üyesi olmak üzere 4 üyeye ayırtlanmıştır [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.19: Denizli Köyü Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylenmesi.

Denizli Köyü Formasyonu'nun Tuzla ilçesindeki yüzeylenmesi ağırlıklı olarak Postane ve Cami Mahallelerinin güney kesimleridir (Şekil 2.19).

2.2.5.1. Tuzla Kireçtaşı Üyesi

Başlıca kara-koyu külrengi, ince-orta katmanlı, ince şeyil arakatlı, seyrek fosil kırıntılı, yumrulu görünüşlü mikritik kireçtaşından oluşur. Tuzla Kireçtaşı Üyesinin kalınlığı 60 m dolayındadır [Özgül vd., 2009].

SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	ÜYE	ULAMA KALINLIK(m)	BİRİM KALINLIĞI(m)	KAVATÜRÜ	EK AÇIKLAMA
DEVONİYEN	KARBONİFER	Alt Karbonifer	DEVONİYEN	Alt Karbonifer	170	40		Lidit; kara-koyu külrenge, ayrıışmışı açık külrenge,boz, ince katmanlı, yer yer laminalı; mikrokristalli kuvars, radyolarya, sünger sipikülü, ince bitki kıymıkları içerir; fosfatlı küresel(1-5 cm çapında) silis yumrulu; silisli şeyil arakatlı; Denizli Göleti'ninbatı kıyısındaki yüzeylemesinde, birimin en üst kesiminde 5m kalınlıkta kireçtaşı ara düzeyini kapsar.
DEVONİYEN	Orta Devoniyen	Üst Devoniyen	DEVONİYEN	Orta Devoniyen	90	8		Lidit-şeyil; kara-koyu külrenge, ayrıışma yüzeyi açık külrenge, ince katmanlı, şeyil arakatlı; üst düzeyinde lidit ve ince kireçtaşı arakatlı şeyilleri kapsar.
DEVONİYEN	Alt Devoniyen	Orta Devoniyen	DEVONİYEN	Alt Devoniyen	60	10		Kireçtaşı (mikrit); kara-koyu külrenge, ince-orta ve düzgün katmanlı, ince şeyil arakatlı, seyrek fosil kırıntılı; yumrulu kireçtaşı ara düzeylerini kapsar.
					0	0		

Şekil 2.20: Denizli Köyü Formasyonu'nun dikme kesiti.



Şekil 2.21: Denizli Köyü Formasyonu Tuzla Kireçtaşı Üyesinden görüntü.

2.2.5.2. Yörükali Üyesi

İnce şeyil arakatkılı liditlerden oluşan birim, Tuzla Kireçtaşı Üyesi'nin mikritik kireçtaşı katmanlarını uyumlu olarak üstler. Liditler külrenği, siyahımsı, ayrışma yüzeyi açık külrenği, ince katmanlı, şeyil arakatkılıdır; üste doğru kil oranı artarak lidit arakatkılı şeyillere geçilir. Büyükada ve Tuzla yarımadasının kıyı kesimlerinde alacalı şeyil ve ince kireçtaşı arakatmanlı olan Yörükali Üyesi üst kesimlerinde giderek artan oranda, pembemsi, boz renkli alacalı şeyil arakatkılıdır. Üye 30 m kalınlıktadır [Özgül vd., 2009].

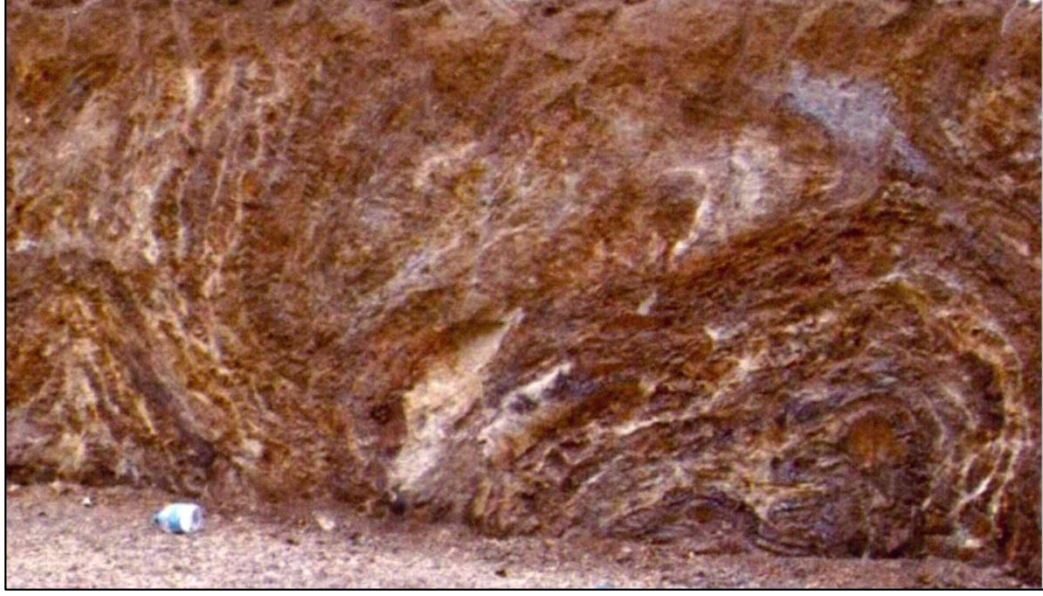


Şekil 2.22: Denizli Köyü Formasyonu Yörükali Üyesinden görüntü.

2.2.5.3. Baltalimanı Üyesi

Üye büyük bölümüyle liditlerden oluşur; üst düzeylere doğru artan oranda şeyil ve silisli şeyil arakatkılıdır. Liditler kara-koyu külrenği, ayrışmış açık külrenği, boz, açık kahverenği, ince katmanlı, yer yer laminalıdır. Fosfatça zengin oldukları ilk kez [Abdüsselamoğlu, 1963] tarafından belirtilen silis küreciklerini kapsar. Üye 40 m dolayında kalınlık gösterir.

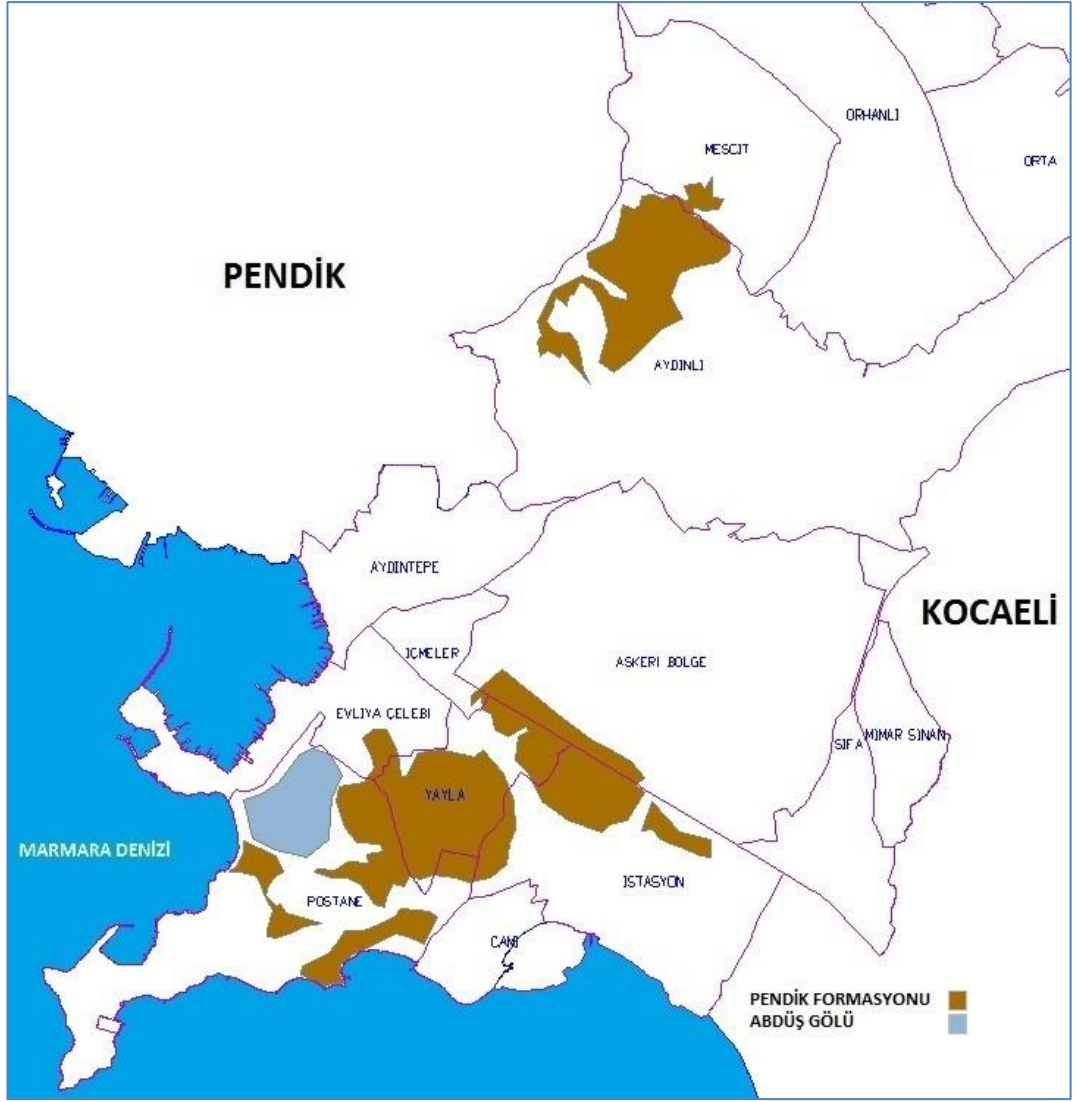
Denizli Köyü Formasyonu, Pendik Formasyonu'nu uyumlu olarak üstler; Trakya Formasyonu tarafından uyumlu üstlenir. 170 m dolayında kalınlık gösteren formasyon, Orta Devoniyen-Erken Karbonifer sürecinde çökelmiştir [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.23: Denizli Köyü Formasyonu Baltalimanı Üyesinden görüntü.

2.2.6. Pendik Formasyonu

Pendik Formasyonu büyük bölümüyle kil-mil-ince kum boyu gereçli, mikalı şeyillerden oluşur; belirli kesimlerinde özellikle üst düzeylerinde kireçtaşı ara katkılıdır. İstanbul'un Anadolu yakasında geniş alanlar kaplayan ve bol makro fosil kapsamıyla belirgin olan birim geçmişte çoğu yerli ve yabancı yerbilimcinin ilgisini çekmiştir. Bu incelemede, adlamada öncelik kuralları da gözetilerek, "Pendik" adının, istifin bütününe kapsayacak şekilde "Pendik Formasyonu" olarak, "Kartal" adının ise formasyonun büyük bölümünü oluşturan bol fosilli mikalı şeyiller için üye aşamasında "Kartal Üyesi" olarak kullanılmasının daha uygun olacağı sonucuna varılmıştır. İstifin, kireçtaşı arakatıklarının egemen olduğu, düzeyleri için kullanılmış olan "Kozyatağı Formasyonu" [Kaya, 1973], [Önalın, 1982] adının ise, benzer anlamda fakat mertebesi düşürülerek Pendik Formasyonu'na ait "Kozyatağı Kireçtaşı Üyesi" olarak kullanılması benimsenmiştir [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.24: Pendik Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylenmesi.

Pendik Formasyonu'nun Tuzla ilçesindeki yüzeylenmesi ağırlıklı olarak Yayla ve Postane Mahallelerinin büyük bir kısmı ile Aydınli Mahallesi'nin batı ve yüksek kesimleri, Askeri Bölgenin güney ve İstasyon Mahallesi'nin kuzey kesimleridir. (Şekil 2.24).

SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK (m)	KAYATÜRÜ	EK AÇIKLAMA
DEVONİYEN	Orta D evoniyen	Alt Emsiyen + Üst Emsiyen + Eyfeliyen	PENDİK FORMASYONU	Kartal	500		<p>Mikalı şeyil</p> <p>Kireçtaşı-killi kireçtaşı-kireçli kiltası; açıkılı koyulu külrenge, ince-orta-kalın katmanlı, yeryer laminal, ince dokulu mikrit türü kireçtaşı egemen; değişen oranda kireçli kil arakatlı; Kartal Üyesi'nin şeyilleriyle yanal ve düşey geçişli; merceklenme ve kamalanma gösterir; kalınlık 5-10m ile ~100m arasında değişir</p> <p>Mikalı şeyil (miltası-kiltaşı); kara-koyu külrenge, ayrışmış boz-açık kahverenge, ince-orta katmanlı, bol mika pullu şeyil-miltası; ince kum-mil boyu kuvars, az oranda feldspat, volkanit ve mafik tane, killi yer yer kireçli hamur kapsar; kuvarsake türü kırıntılılar egemen; brakyopod, trilobit, krinoid, mercan vb gibi zengin makrofosil kavkılı, seyrek kireçtaşı (kalkarenit, makrofosilli mikrit-biyomikrit-biyosparit) arakatmanlı</p>

Şekil 2.25: Pendik Formasyonu'nun dikme kesiti.

2.2.6.1. Kartal Üyesi

İstanbul'un Anadolu yakasında geniş alanlar kaplayan formasyon bol makrofosil kapsamıyla belirgindir. Taze iken kara-koyu külrenge, yer yer koyu yeşilimsi, ayrışmış boz-açık kahverenge, ince-orta katmanlı, yarılgan, bol mikalı şeyiller egemen kaya türünü oluşturur. Seyrek olarak, değişen kalınlıkta (5-10 cm), mikalı kumtaşı ve fosil kırıntılı kireçtaşı ara düzeylerini kapsar [Özgül vd., 2009].

Pendik Formasyonu üst yarısında, değişen oranda kireçli kiltası-killi kireçtaşı-kireçtaşından oluşan ve Kozyatağı Üyesi adıyla bilinen düzeyi kapsar. İnce-orta katmanlı, koyu külrenge kireçtaşı, üyenin egemen kaya türünü oluşturur. Kil-kireç oranı yerden yere değişir, dolayısıyla kireçli kiltası-killi kireçtaşı arasında sürekli geçişler görülür. Pendik Formasyonu Pelitli Kireçtaşı'nın Soğanlık Üyesi'ne ait

yumrulu kireçtaşı katmanlarını uyumlu olarak üstler ve Denizli Köyü Formasyonu tarafından uyumlu üstlenir. Formasyonun Korucu Köyünün kuzeyindeki kesitinde, harita üzerinden hesaplanan kalınlığı 600 metreyi bulur. Zengin fosil kapsamına göre, formasyon Alt ve Orta Devoniyen yaşta'dır [Özgül vd., 2009].



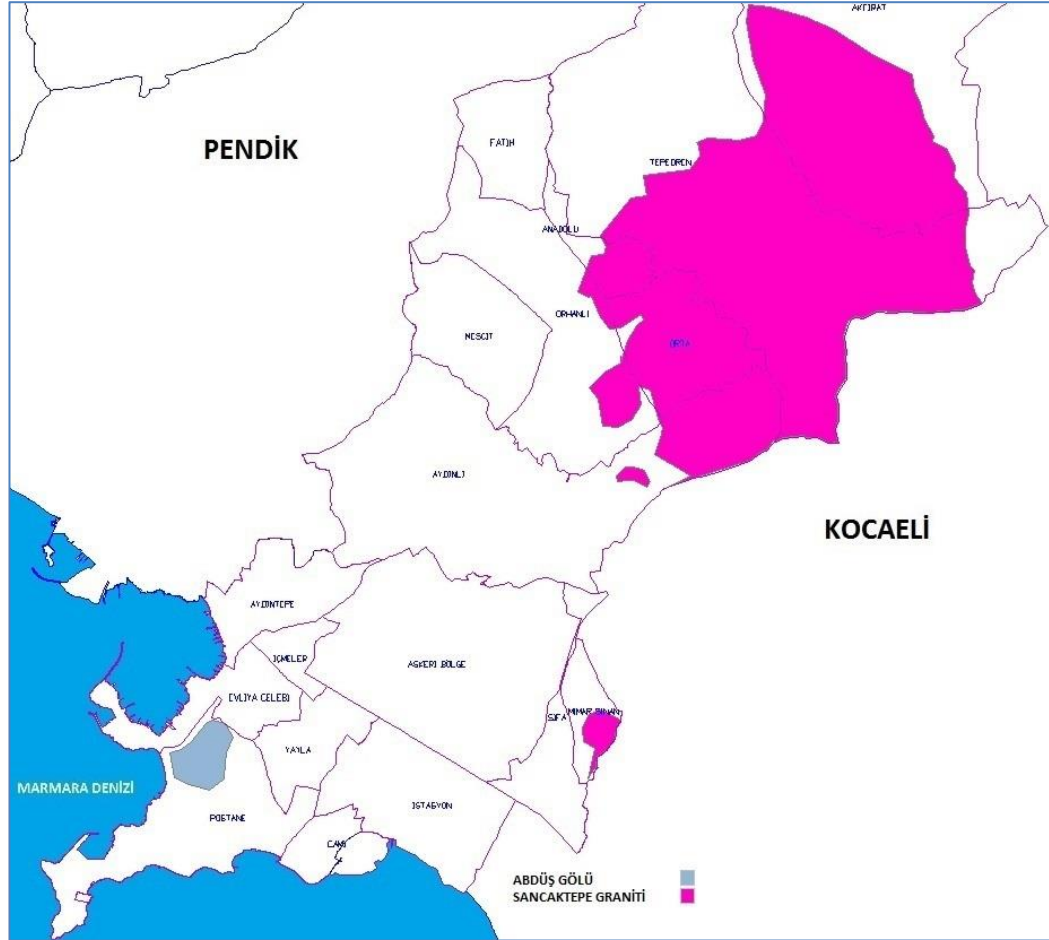
Şekil 2.26: Pendik Formasyonu Kartal Üyesinden görüntü.

2.2.7. Sancaktepe Graniti

Akfırat, Tepeören, Şekerpınar ve Çayırova köyleri arasında yaklaşık 100 km² genişliğinde bir alan kaplayan granitler, [Yılmaz, 1977] tarafından “Sancaktepe Graniti” adıyla incelenmiştir.

Sancaktepe Graniti pembe, kirli beyaz, iri kristalli, kuvars, feldspat, biyotit ve opak mineral kapsar. Genellikle kırıklı, çatlaklıdır, sıkça aplit damarlarıyla kesilmiştir. Granitlerde 20-30 m derinlikte yapılan sondajlarda ayrışmanın yüzeysel olmadığı anlaşılmaktadır. Su sondajı yapan bazı firmalardan edinilen bilgiye göre ayrışmanın, pnömatolitik ayrışmaya bağlı olarak birkaç yüz metreyi aşan derinlere kadar devam ettiği anlaşılmaktadır. Granit yüzeylemelerinin çoğunda, atmosferik koşulların etkisiyle, yüzeyden 10-15 m derinlere kadar ayrışma daha da ilerlediğinden kaya yarı gevşek, dağılğan fiziksel özellik kazanmıştır; dolayısıyla granit yüzeylemelerinde açılan ocaklarda, 10-15 m derinlere kadar kepçe ile dolgu malzemesi çıkarılabilmektedir [Özgül vd., 2009].

Sancaktepe Graniti'nin Tuzla'daki yüzeylenmesi ağırlıklı olarak Tepeören Mahallesi'nin doğusu, Akfırat Mahallesi'nin kuzeyi, Aydınlı ve Orta Mahallesi'nin kuzey ve yüksek kesimleri ile Mimar Sinan Mahallesi'nin doğu kesimleridir (Şekil 2.27).

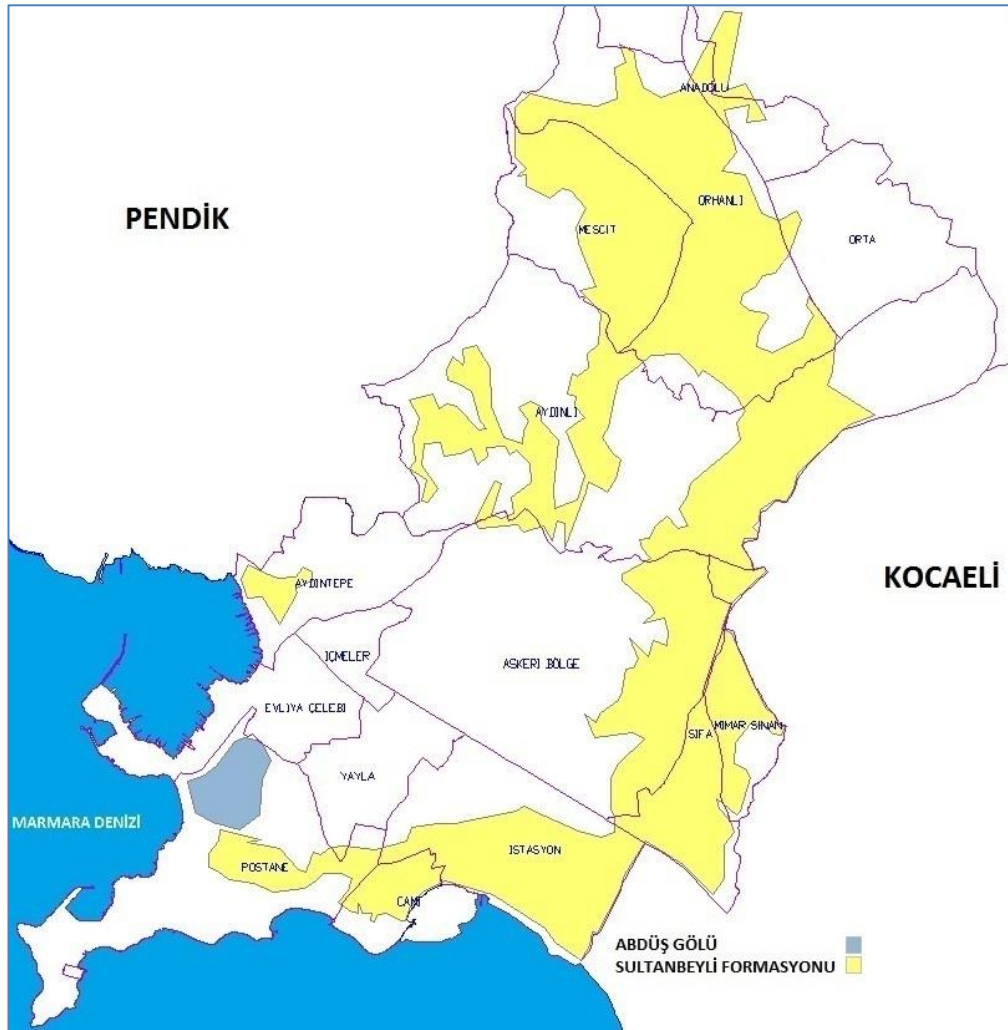


Şekil 2.27: Sancaktepe Graniti'nin Tuzla'daki yüzeylenmesi.

Sancaktepe Graniti İAYMP alanında yalnızca Ordovisiyen yaşta Kocatöngel ve Kurtköy Formasyonlarını kesmiştir. Ancak, bölgede Ordovisiyen–Erken Karbonifer aralığını kapsayan Paleozoyik çökeliminin önemli bir kesiklik olmaksızın süreklilik göstermesi, Granit intrüzyonunun Erken Karbonifer'den genç olmasını gerektirir. Diğer yandan [Yılmaz, 1977] tarafından yapılan yaş tayinlerinde, Sancaktepe Graniti'nin intrüzyon yaşının Permiyen olduğu anlaşılmaktadır [Özgül vd., 2009].

2.2.8. Sultanbeyli Formasyonu

İAYMP alanının özellikle doğu kesiminde geniş alanlar kaplayan post-tektonik çökeller Sultanbeyli Formasyonu adı altında toplanmıştır. Sultanbeyli Formasyonu, birbirleriyle yanal ve düşey geçişli, tutturulmamış kum, çakıl, kil, yer yer blok boyu kırıntılı greçten oluşur. Formasyonun proje alanındaki istifleri, egemen litoloji özelliklerine göre Orhanlı Üyesi, Dudullu Üyesi, Tuğlacıbaşı Üyesi, Altıntepe Üyesi ve İkiz Tepeler Üyesi adları altında incelenmiştir [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.28: Sultanbeyli Formasyonu'nun Tuzla'daki yüzeylenmesi.

Sultanbeyli Formasyonu'nun Tuzla ilçesindeki yüzeylenmesi ağırlıklı olarak İstasyon ve Aydıntepe Mahallelerinin güneyi, Cami mahallesinin batısı, Mescit Mahallesinin kuzey ve doğu kesimi, Aydınli Mahallesinin orta ve doğu kesimleri ile

Askeri Bölgenin doğu kesimleridir. Ayrıca Orhanlı, Mimar Sinan ve Şifa Mahallelerinin neredeyse tamamını yüzeyleyen karakteristik zemin formasyonudur (Şekil 2.28).

2.2.8.1. Orhanlı Üyesi

Büyük bölümü kil-mil-ince kum boyu ince gereçten oluşur. Taze iken mavimsi külrengi, ayrıışmış boz, açık kahve renkli killi-milli gereç egemen kaya türünü oluşturur. Bazı bölgelerde, özellikle çökme ortamının kıyıya yakın kesimlerinde, taban kayadan türemiş, kum-çakıl ve blok boyutunda tutturulmamış kaba gereç mercek ve ara katkılarını içerir. Çökme ortamının kıyıda uzak kesimlerindeki istiflerin tümüne yakınında, değişen oranda kireç konkresyonlu kil-mil boyu ince gereç egemendir. Değişken taban topoğrafyasına bağlı olarak Orhanlı Üyesi'nin birim kalınlığı 0-150 m arasında değişir [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.29: Sultanbeyli Formasyonu Orhanlı Üyesinden görüntü.

2.2.8.2. Tuğlacıbaşı Üyesi

Sultanbeyli Formasyonu'nun kum, çakıl birikintileri bu incelemede birimin yüzeylemelerini kapsayan Kadıköy ilçesinin Tuğlacıbaşı semtinin adıyla üye aşamasında adlandırılmıştır. Yüzeylemelerinin büyük bölümünde kirlili sarı, kızılımsı kahverengi, kum-mil hamur ve yarı yuvarlanmış-yarı köşeli, kötü boylanmış,

kuvarsit, kuvars, çakmaktaşı ve siyahımsı renkli lidit kökenli kum, çakıl ve seyrek bloklu gereç egemendir; daha az oranda arkoz, kumtaşı ve volkanit gereç içerir. Kum-çakıl oranı yerden yere değişir. Çapraz katmanlanma, merceklenme ve kamalanma yapıları olağandır. Taban topoğrafyasına bağlı olarak üye kalınlığı 3-5 m ile 30-40 m arasında değişir [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.30: Sultanbeyli Formasyonu Tuğlacıbaşı Üyesinden görüntü.

2.2.8.3. İkiztepeliler Üyesi

İAYMP alanının doğusunda, genellikle Sancaktepe Graniti ve yer yer de Kocatöngel Formasyonu'nun yüzeyletiği alanlardaki sırtların üzerinde yaklaşık 200 m kotlarında (Akfırat ve Tepeören Mahalleleri) yer alan ince kum-çakıl birikintileri İkiztepeliler mevkisinin adıyla incelenmiştir. Kızılımsı, sarımsı, boz, kirli beyaz renklerde yarı sıkılaşmış, ince-orta-kaba kum boyu egemendir; 1-2 cm boyda köşeli süt kuvars çakılcıktır. Çoğunlukla, ayrışarak arenaya dönüşmüş olan Sancaktepe Graniti'nin yaygın olduğu alandaki sırtlarda korunmuş olan İkiz Tepeler Üyesi, büyük oranda granitten türemiş yarı yuvarlanmış, orta boylanmış kuvars ve ayrışmış

feldspat tane içerir. İkiztepeler Üyesi'nin İkiztepeler mevkiindeki erozyona açık yüzeylemesindeki kalınlığı 8-10 m'dir [Özgül vd., 2009].

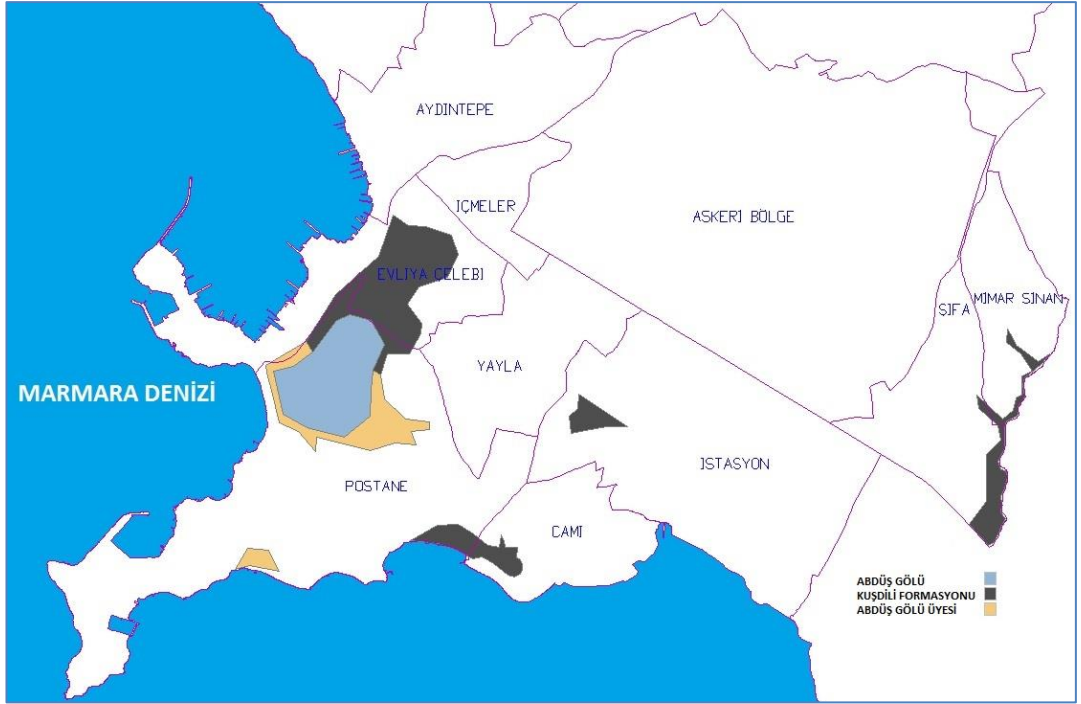


Şekil 2.31: Sultanbeyli Formasyonu İkiz Tepeler Üyesinden görüntü.

Sultanbeyli Formasyonu değişik üyeleri aracılığıyla Paleozoyik ve Mezozoyik yaşlı kaya birimlerini aşılmal uyumsuzlukla üstler. Kuşdili Formasyonu ve Güncel birikintiler tarafından uyumsuzlukla üstlenir. Formasyonun kalınlığı, taban topoğrafyası ve kaynak alana yakınlığına göre 20-30 m ile yaklaşık 150 m arasında değişir. Sondaj karotlarından seçilerek alınan palinoloji amaçlı örnekler Prof. Dr. Funda Akgün (DEÜ) tarafından incelenmiş ve Geç Miyosen-Pliyosen'i temsil eden palinomorflar saptanmıştır [Özgül vd., 2009].

2.2.9. Kuşdili Formasyonu

İstanbul'un Marmara Denizi'ne ve Boğaz'a açılan büyük akarsuların akış aşağı kesiminde kalınlığı 20-30 m ile 70-80 m arasında değişen koyu renkli kil, mil, çamur türü ince gereçten oluşan birikintiler yer alır. Kadıköy semtinde Kurbağalıdere'nin akış aşağı kesiminde, Kuşdili çayırı olarak bilinen ve bu tür birikintileri kapsayan düzlükte yapılan sondaj verilerini inceleyen [Meriç vd., 1991] birimi "Kuşdili Formasyonu" adıyla tanımlanmıştır [Özgül vd., 2009].



Şekil 2.32: Kuşdili Formasyonu ve Abdüş Gölü Üyesinin Tuzla'daki yüzeylenmesi.

Kuşdili Formasyonunun Tuzla ilçesindeki yüzeylenmesi ağırlıklı olarak Evliya Çelebi Mahallesi'nin batı ve güney kesimleri ile Cami ve Postane Mahallelerinin güney kesimidir (Şekil 2.32).

Formasyon kara-koyu mavimsi külrengi, koyu yeşil, genellikle organik kapsamı yüksek, yer yer, kömürleşmiş bitki kırıntılı haliç-kıyı gölü çökellerinden oluşur. Başlıca kil, mil, kum boyu gereç kapsar; tane boylarının görece oranı yerden yere değişir. Seyrek olarak, yarı yuvarlanmış çakıl ve çakılcıklı kum mercek ve ara düzeylerini kapsar İnce kavkılı ve ince tezyinatlı denizel lamelli brans, gastropod vb. makrofosil kavkılıdır. Yüksek oranda kil ve su kapsamı nedeniyle yumuşak, kıvamlı ve yüksek plastisitelidir. Bu özellikleriyle deprem dalgalarına karşı sıvılaşma riski yüksek zemin özelliği taşır [Özgül vd., 2009].

Proje alanında akarsularla ilişkili olan haliç çökellerinin dışında, sırt, tepe vb. doğal bir engelle dalga enerjisinden korumuş, ancak denizle bağlantılı olan küçük kıyı gölü ya da lagün ortamlarında da benzer nitelikte birikintiler çökelmiştir. Örneğin Dragos sırtının doğusunda yer alan Rahmanlar düzlüğü bu tür ortamları temsil eden birikintileri kapsar [Özgül vd., 2009].

İAYMP kapsamında sondaj karotlarından alınan kömürleşmiş bitki parçacıklarında C14 yöntemiyle yaptırılmış olan yaş tayininde, Kuşdili Formasyonu'nun Holosen yaşta olduğu anlaşılmaktadır [Özgül vd., 2009].

2.2.9.1. Abdüş Gölü Üyesi

Kireç konkresyonlu siltli kil ve marndan oluşur. Tuzla ilçe sınırları içinde yer alan Abdüş Gölü'nün özellikle güney ve batı kıyılarında yapılan sondajlarda kesilen birim, İAYMP kapsamında Abdüş Gölü Üyesi adıyla incelenmiştir. Sarımsı boz, krem rengi, beyaz benekli, siltli ve az kumlu, kireçli kil egemendir. Değişen oranda kireç konkresyonu, gözenekli ve düşük plastisitelidir. Genellikle Abdüş Gölü ve Tuzla Tersanesi dolaylarında Kuşdili Formasyonu'nun çökeldiği kıyı gölü-lagün ortamlarının kıyı bölgelerinde oluşmuştur (Şekil 2.32). Üye kalınlığı 10-15 m arasındadır [Özgül vd., 2009].

2.2.10. Güncel Birikintiler

2.2.10.1. Seki birikintisi

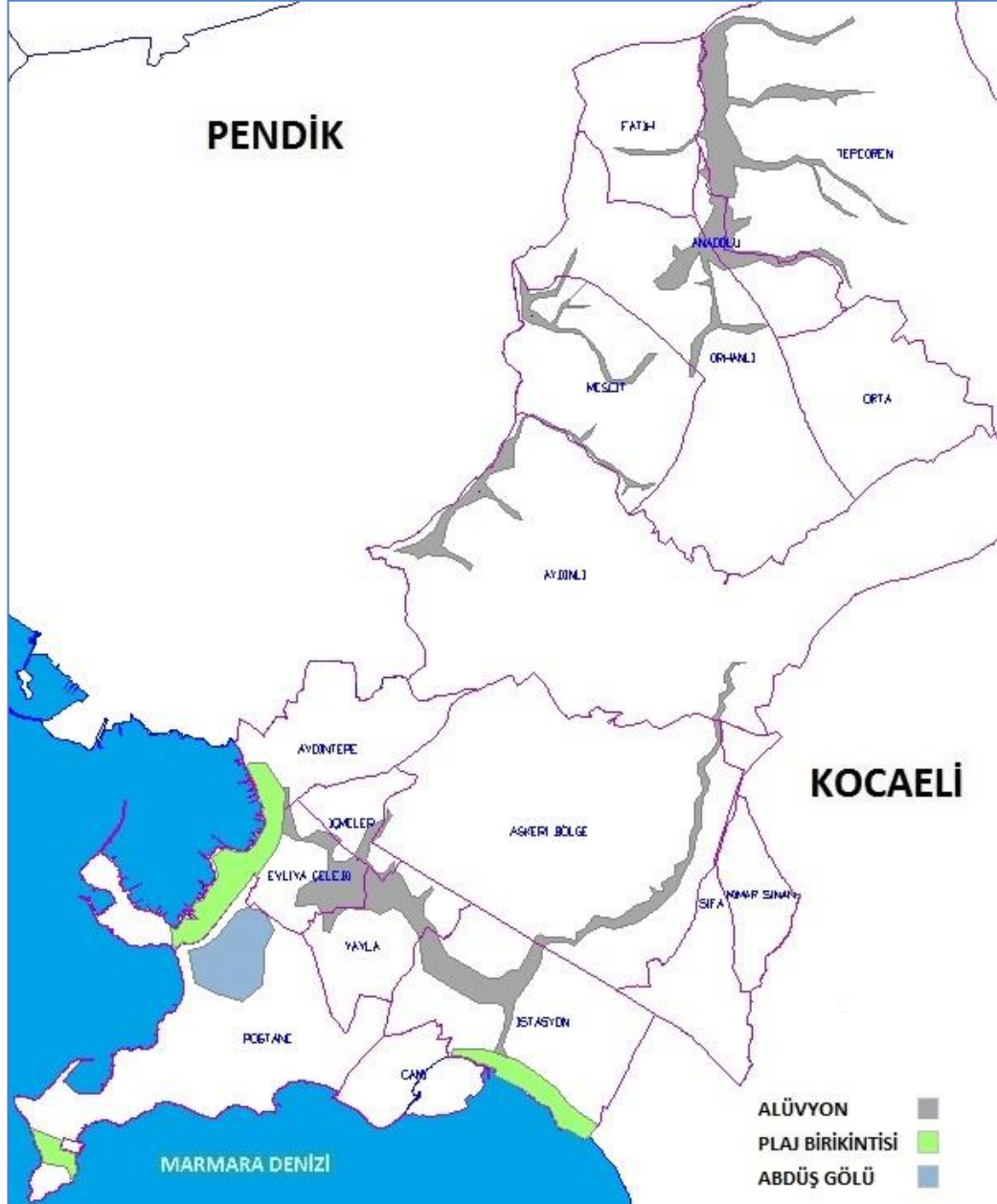
İAYMP alanının kuzey doğu kesiminde örneğin, İstanbul Park Oto Yarış Pistinin batısında Ömerli Baraj Gölü'ne dökülen akarsu vadisinin tabanında dere yatağından 4-5 m yüksekte seki düzlükleri izlenir (Akfırat Mahallesi'nin batısı). Bu sekiler yarı sıkılaşmış, boylanmamış kum, çakıl, mil, kil karışımı alüvyal gereç kapsar. Bu tür sekiler yerel sera ve tarla tarımı için verimli alanlar oluşturur.

2.2.10.2. Alüvyon

İAYMP alanında Boğaz'a açılan başlıca Göksu Deresi, Küçükusu Deresi, Bekar Deresi ve Marmara Denizi'ne açılan Kurbağalıdere, Çamaşırılık Deresi, Küçükyalı Deresi, Büyükyalı (Narlı) Deresi, Tavşan Deresi, Kemikli Dere ve Umur Deresi vadilerinin tabanında, genellikle sığ (3-5 m kalınlıkta) ve dar alüvyon birikmiştir. Denize kavuşan bu vadilerin tabanları genellikle düşük eğimlidir, günümüzdeki deniz düzeyine yaklaşmış olduklarından düşük enerjilidirler; taşıma güçleri zayıf

olduğundan killi, milli, kum-çakıl birikintileri egemendir. Alüvyon birikintileri genellikle yuvarlanmış-yarı yuvarlanmış, zayıf orta boylanmış, çoğunlukla kuvarsit, kumtaşı, kireçtaşı ve volkanit kökenli killi kum, mil ve küçük boyutlu çakıl kapsar. Kil, mil oranı genellikle yüksektir [Özgül vd., 2009].

Alüvyonun Tuzla ilçesindeki yüzeylemesi ağırlıklı olarak Evliya Çelebi, Yayla ve İstasyon Mahallelerinin orta ve kuzey kesimleridir (Şekil 2.33).



Şekil 2.33: Alüvyon ve Plaj Birikintisinin Tuzla'daki yüzeylemesi.

2.2.10.3. Plaj birikintisi

Marmara denizine açılan bazı akarsuların ağzında küçük plaj birikintileri gelişmiştir. Taban kotları deniz düzeyinin 5-6 m altına inebilen bu tür birikintiler genellikle denize uzanan doğal sırtların kenarında yer alan, dolayısıyla kıyı akıntısı ve dalgalardan korunabilen koylarda gelişmiştir (Moda, Caddebostan plajları gibi). Yıkanmış ve boylanmış, kaba kum ve yuvarlanmış ufak çakıl yoğunluktadır. İnce plaj şeritlerinin bir bölümü yol genişletme çalışmalarıyla ilişkili olarak yapay dolgu altında kalmıştır [Özgül vd., 2009]. Yine Tuzla Tersanelerinin yapılmasıyla bu bölgedeki plaj birikintisi yapay dolgu altında kalmıştır.

Plaj birikintisinin Tuzla İlçesindeki yüzeylenmesi ağırlıklı olarak Evliya Çelebi Mahallesi'nin batısı, Postane ve İstasyon Mahallelerinin güney kesimidir (Şekil 2.33).

2.2.10.4. Eski Alüvyon

İAYMP alanın özellikle Marmara kıyısı yakınlarındaki düzlüklerde (kara tarafında), taban kotu günümüzdeki deniz düzeyinin altında kalmış olan ya da günümüzde akışlı bir akarsuya bağlanamayan terkedilmiş alüvyon birikintileri az sayıda da olsa bulunmaktadır.

Kıyı kesiminde eski haliçleri doldurmuş olan Kuşdili Formasyonu' nu kesen bazı sondaj karotlarında, haliç tabanında yer yer eski alüvyon birikintilerinin bulunduğu görülmektedir.

Yuvarlanmış ve orta boylanmış, çoğunlukla kuvarsit kökenli kum, çakıl kapsayan bu tür birikintilerin gözenekleri organik içerikli koyu renkli killi, milli haliç malzemesiyle doldurulmuştur [Özgül vd., 2009].

Eski Alüvyonun Tuzla İlçesindeki yüzeylenmesi ağırlıklı olarak Tepeören, Fatih, Orhanlı ve Anadolu Mahallelerindeki eski dere yataklarıdır(Şekil 2.33).

İAYMP kapsamında bütün jeolojik formasyonlar üzerinde yapılmış zemin mekaniği deney sonuçlarına göre oluşturulmuş tablolar Tablo 2.1 ve Tablo 2.2'de verilmiştir [Özgül vd., 2009].

Tablo 2.1: Kaya ortam ZMD sonuçları.

Formasyon / Üye	Elek Analizi (%)			Kıvam Limitleri (%)				Hidrometre (%)		Konsolidasyon	Serbest Şişme	Şişme Basınç	Danayım Deneyleri		
	Kil <0.074	Kum 0.074-0.425	Çakıl >0.074	LL	PL	PI	Kil	Silt	(cm ² /kg)	%	kg/cm ²	qu kgf/cm ²	Cu kgf/cm ²	Cu kgf/cm ²	Φ
Plaj Birikintisi	23,85	60,09	14,11	28,21	13,87	14,34	19,29	19,34	0,0302	0,626	0,0188	1,09	0,51	0,54	5,90
Alüvyon	49,58	39,40	13,70	28,55	13,01	15,53	23,43	17,07	0,0322	0,448	0,023	1,40	0,70	0,53	11,77
Kuşdili Formasyonu	56,02	35,20	8,79	29,02	14,65	14,37	20,36	20,89	0,040	0,534	0,021	0,88	0,445	0,45	10,89
Abdus Gölü Üyesi	58,28	28,26	13,46	28,49	11,49	17,00	30,04	19,04	0,0341	0,964	0,0316	-	-	-	-
Ayrılmamış	66,75	26,79	6,46	27,92	12,44	15,48	23,37	17,89	0,0159	1,248	0,0561	2,29	1,14	0,76	14,95
Altın-tepe Üyesi	65,72	30,94	14,00	28,18	12,00	16,18	20,99	17,74	0,0176	0,992	0,0498	1,85	0,925	0,91	6,20
Tuğlacıbaşı Üyesi	67,88	24,11	8,01	29,74	13,35	16,39	25,11	15,92	0,0166	1,644	0,0573	1,99	0,99	0,589	16,78
Dudullu Üyesi	83,47	13,57	2,96	30,55	15,14	15,41	25,72	17,05	0,0167	1,215	0,0508	2,32	1,11	0,51	59,29
Orhanlı Üyesi	69,96	23,06	6,98	31,55	11,92	19,63	26,77	14,89	0,0157	1,441	0,0609	2,36	1,18	0,77	13,95

Tablo 2.2: Zemin ortam ZMD sonuçları.

Formasyon / Üye	Fiziksel İndeks – Ortalama Değerler					Tek Eksenli Ortalama Değerler			Üç Eksenli Ortalama Değerler			Çekme-Ort Değerler
	γ_k (gr/cm ³)	γ_d (gr/cm ³)	n_{ef} (%)	e (%)	W_n (%)	Basınç Direnci (kg/cm ²)	E Modülü (kg/cm ²)	σ_b (kg/cm ²)	c (gr/cm ²)	Φ	σ_c (kg/cm ²)	
Sancaktepe Graniti	2,57	2,60	2,51	2,59	0,98	87	29000	27,0	12,0	-	-	
Denizliköy Formasyonu	2,60	2,64	3,86	4,06	1,51	507	138333	349,3	42,5	53,9	43,2	
	2,61	2,64	3,00	3,18	1,16	299	65000	215,4	20,4	53,2	38,3	
Pendik Formasyonu	2,54	2,61	7,58	8,43	3,09	256	44364	278,9	22,8	51,1	29,0	
	2,55	2,61	6,12	6,79	2,51	619	136750	474,2	44,4	56,9	34,8	
Pelitli Formasyonu	2,62	2,65	3,60	3,85	1,41	540	149143	520,3	44,3	59,4	45,9	
	2,64	2,67	3,59	3,84	1,40	468	92250	505,5	64,4	56,1	47,1	
	2,46	2,54	7,92	8,89	3,35	326	69000	362,0	30,0	-	64,9	
Yayalar Formasyonu	2,59	2,64	5,02	5,39	2,00	748	132667	484,3	73,2	51,7	62,2	
	2,55	2,63	5,39	5,86	2,15	289	53591	242,8	23,3	52,7	32,4	
	2,54	2,58	4,00	4,45	1,68	574	92250	505,0	64,4	56,1	47,1	
Kurtköy Formasyonu	2,58	2,63	2,39	5,86	2,15	289	53591	242,8	23,3	52,7	32,4	
	2,71	2,74	2,05	2,09	0,76	476	110500	516,7	41,0	63,0	62,8	
Kocatöngel Formasyonu	2,57	2,65	7,14	7,85	2,83	185	18000	118,0	26,0	50,0	49,7	

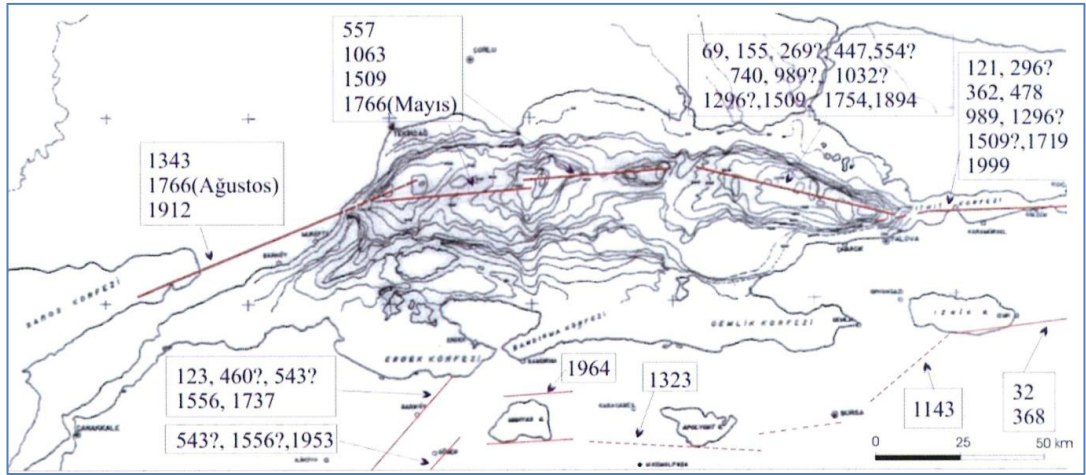
2.3. Sismotektonik Yapı

2.3.1 Kuzey Anadolu Fayının Marmara Denizi İçindeki Konumu

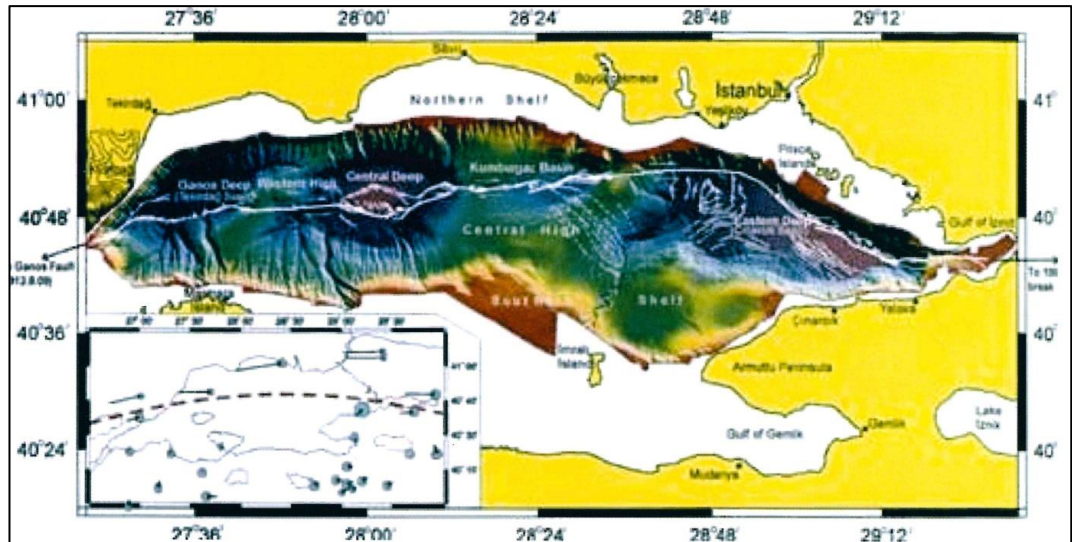
İstanbul il alanının yer aldığı Marmara Bölgesi zaman zaman büyük can ve mal kayıplarına neden olan depremlere sahne olmuştur (Şekil 2.34). Bu depremlerin kaynaklandığı KAFZ'nun Marmara denizi içindeki konumu, değişik araştırmacılar tarafından farklı modellerle açıklanmaya çalışılmıştır. Marmara Denizi içinde İzmit Körfezi ile Ganos dağları arasında uzanan iki fay hattının geçtiği ilk kez [Pınar, 1942] tarafından öne sürülmüştür. Bu iki faydan, kuzeyde yer alanı (Kuzey Anadolu Fayının kuzey kolu), 600 m ile 1200 m arasında değişen derinliklerde çukurluk ve sırtları kapsayan kabaca D-B uzanımlı deniz tabanı morfolojisini izler. Bu morfoloji ile Kuzey Anadolu Fayı (KAF) arasındaki ilişki ve dolayısıyla bu fay zonunun niteliği değişik yorumlamalara neden olmuştur. Marmara Denizi'nin kuzey kesiminin bir graben olduğu [Ketin, 1968], [Aksu et al, 2000], bu kesimden geçen fayın (KAF'nın kuzey kolu) transtansiyonel özellik taşıdığı [Şengör, 1979], [Aksu et al, 2000], fayın izlediği çukurlukların en-echelon dizilimli pull-apart sisteminde geliştiği gibi farklı görüşler savunulmuştur [Barka and Kadinsky-Cade, 1988], [Armjo et al, 1999]. 17 Ağustos 1999 Marmara Depremi'nin ardından Marmara Denizi'nde MTA tarafından Sismik 1 araştırma gemisiyle yapılan çok kanallı derin sismik çalışmaları, Dz. K. K. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi (SHOD) tarafından yapılan multi-beam batimetri çalışmaları ve Fransız Le Surtoit gemisiyle gerçekleştirilen batimetri ve sismik yansıma çalışmaları sonunda KAFZ'nun Marmara Denizi içerisindeki geometrisine ilişkin önemli bulgular saptanmıştır [Le Pichon et al., 2001].

KAFZ'nun Marmara Denizi içindeki konumu [Le Pichon et al., 2001] tarafından Le Surtoit gemisi ile elde edilen veriler ışığında yorumlanmıştır. Batimetri ve sismik yansıma profillerine dayanan bu araştırmaya göre Marmara Denizi'nin yapısı Şekil 2.35'de gösterilmiştir. Bu haritaya göre Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi'ne İzmit Körfezi doğusundan giren ana kolu Körfez çıkışında, Çınarcık Çukurluğu içerisine girmekte ve bu çukurluğu kuzeyden sınırlar bir şekilde, adaların yakın güneyinden geçerek Boğaz girişine kadar izlenmektedir. Çınarcık Çukurluğu'nun güneyinde Çınarcık-Yalova arasında uzanan ve özellikle 17 Ağustos Depremi'nin artçıları ile açık bir şekilde belirlenen fay, bu haritada sıg sulardan veri

alınamamış olmasından dolayı görülememektedir. Bu fay ile Çınarcık Çukurluğu arasında ise az eğimli bir şelf bulunmaktadır. Bakırköy açıklarından sonra ana fay kolu dönerek doğu-batı uzanım kazanır. Bu dönüm noktasının güneyinde Çınarcık Çukurluğu'nu batıdan, bu dönüşün doğurduğu sıkışmalı etkiden kaynaklanan K-G gidişli bindirme fayları sınırlar. Daha batıda yer alan Orta Marmara Çukurluğu ile Çınarcık Çukurluğu arasında Orta Marmara Yükselimi yer alır. Bu durum fayın dönüşünün burada sıkışmalı bir etki yarattığını işaret etmektedir [Özgül vd., 2011].



Şekil 2.34: Marmara Denizi içindeki diri fay bölütleri ve bu fay bölütlerinin üretmiş oldukları düşünülen depremler.



Şekil 2.35: KAFZ' nun Marmara Denizi içindeki geometrisi.

Orta Marmara Yükselimi'nin kuzeyinden devam eden ana fay, Kumburgaz Çukurluğu'ndan geçerek batıdaki Orta Marmara Çukurluğu'na girer. Tutturulmamış yumuşak ve suya doymuş çökellerle dolu olan bu çukurluk içinde fay diğer kesimlerdeki kadar iyi izlenememekte, çok sayıda küçük faylar şeklinde görülmektedir. Burada fayın saçılmasının havzayı dolduran çökellerin yapısından kaynaklandığı kabul edilmiştir.

Orta Marmara Çukurluğu'nun batı sınırını oluşturan Batı Marmara Yükselimi'nde ana fayın izi son derece belirgindir. Burada sırtı keskin bir biçimde kesen fay batıya doğru Tekirdağ Çukurluğu içerisine girer. Çukurluğun güneyinden geçen ana fay daha sonra karada Ganos dağlarının güneyinden Saros Körfezi'ne devam eder.

Yukarıda tanımlanan geometrisi ile Marmara Denizi içindeki Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolu, 17 Ağustos 1999 depremini oluşturan fay bölütü ile 9 Ağustos 1912 Şarköy-Mürefte depremini oluşturan fay bölütünü birbirine bağlayan tek bir bölütten oluşmaktadır. Bu bölüt üzerinde geçmişte büyük depremler yaşanmıştır. Bunlar arasında Marmara ve dolayını etkileyen 1509, 1766 ve 1894'te büyük depremler sayılabilir. Marmara Denizi içerisi ve çevresinde yapılan araştırmalar Marmara Denizi içerisindeki bu fay bölütünün de yakın bir zamanda yeniden kırılma olasılığının yüksek olduğunu göstermektedir [Özgül vd., 2011].

2.3.2. Aktif Tektonik ve Tarihsel Depremler

Bazı literatürlerde, Marmara Denizi Bölgesi'nde M.Ö. 2100 yılından bu yana meydana gelmiş tarihsel depremlerden bahsedilmiştir [Parsons, 2004]. Marmara Denizi bölgesinde meydana gelen tarihsel depremler ve hasarın dağılımı [Ambraseys and Finkel, 1990], [Ambraseys and Finkel, 1991], [Ambraseys and Finkel, 1995] tarafından tanımlanmıştır (Tablo 2.3). M.S 32'den günümüze kadar olan kısmı tanımlanmış olmalarına rağmen, M.S 1500 tarihinden sonraki zamanlara göre veriler daha güvenilir ve daha az kayıplı tarihsel veriler olmuştur [Özgül vd., 2011].

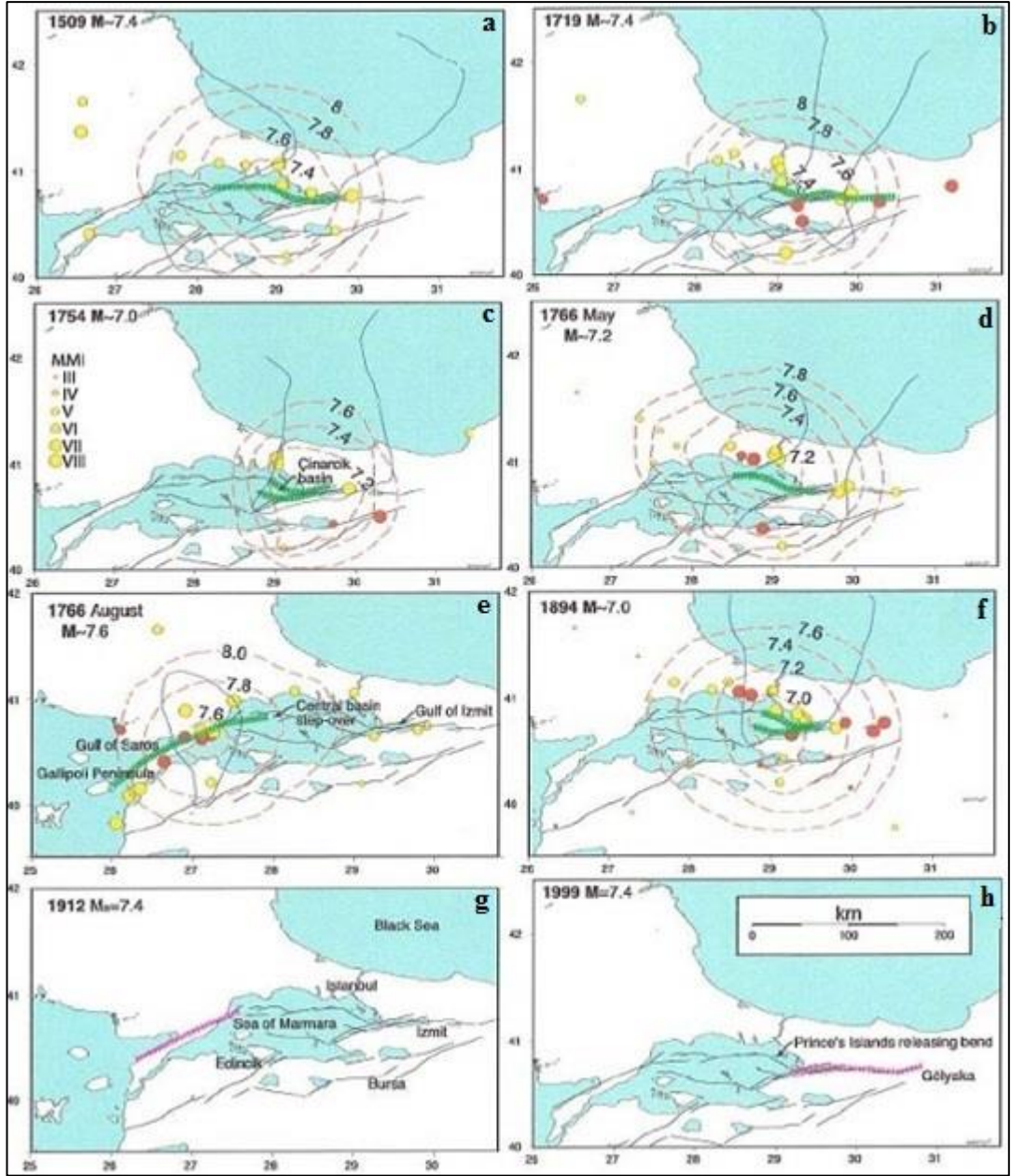
Tablo 2.3: Marmara Denizi çevresindeki tarihsel depremler.

Marmara Region				AD7			
Year	Month	Day	Magnitude	Affected area	Tsunamis	Note	
1	32		>7	Izmit, Athens			
2	68			Izmit			
3	121		>7	Izmit, Izmit			
4	123	11	10	Erdik			
5	128		>7	Azria, Izmit			
6	155		>7	Erdik, Mytilini			
7	181	5	3-7	Izmit, Muzama?, Sakaria river			
8	209		>7	Izmit, Gabza, Sakaria river	The sea flooded the coast		
9	356	8	2-7	Izmit, Izmit, Constantinople, Marmaraeğlisi	A seismic sea-wave in Izmit		
10	362	12	2-7	Izmit, Izmit			
11	368	10	11	Izmit			
12	368	11		M.Kemalpaşa			
13	394	11					
14	396			Constantinople			
15	402	6		Constantinople			
16	403			Constantinople			
17	407	4	1	The Sea of Marmara, Makriyoy / Bakiriyoy, Constantinople	Many ships were disabled by sea-waves?		
18	417			Constantinople			
19	East & West	447	11	8-7	The Sea of Marmara, Constantinople (Bithynia, Phrygia, Hellespont)	A damaging sea-wave	A preceding earthquake on 26 January
20		480	4	7-7	Erdik, Hellespont, Thrace		
21	East	478	9	25-7	The eastern part of the Marmara Sea, Karamursel, Izmit, Constantinople	A damaging sea-wave	The emperor fled the capital and took refuge in Kadıyoy.
22	West	484		>7	The western part of the Marmara Sea, Thrace, Sehitlikler, Gelibolu, Bozcaada, Keosbi, Canakkale, Ortakoy		
23		542	8	16	Constantinople		
24		543	9	6	Erdik, Constantinople		
25	Iz or East	554	8	16-7	Izmit, Constantinople	The sea flooded the coast inland to a distance of two miles, sinking many ships	
26		557	12	14	the north coast of the Marmara Sea, Constantinople, K.Cekirgece		
27	Iz ?	740	10	26-7	Thrace, Bithynia, Izmit, Karamursel, Izmit, Constantinople		The sea retired from the land permanently, in places changing the coastline.
28		824	5	5	Barbaros, Marmaraeğlisi, felt in Constantinople		
29		811	4	10	Constantinople		
30		869	1	9	Constantinople		
31		925	8		Thrace		
32		967	9	2-7	Honorias, Paphlagonia, Bolu, felt in Constantinople		
33	East	989	10	25-7	The eastern part of the Marmara Sea, Thrace, Bithynia, Constantinople, Izmit	Damage was in places aggravated by a seismic sea-wave?	
34		1011	3	9	Ryazantium, Constantinople		
35		1032	8	13	The Asiatic side of the Marmara Sea		
36		1035	5				
36		1037	12	18	Grade		A aftershock of May 1035
37	East & West	1063	9	23-7	The north coast of the Marmara Sea, Constantinople to the Dardanelles, southern Thrace, Murefte, Barbaros, Tekirdag, Izmit, Constantinople, Erdik, Bursa		
38		1143	11	26	Bursa		
39		1296	6	1	Constantinople		
40		1296	7	17	Bergama, Kirsehir, Anatolian highlands		
41		1323		>7	Constantinople, Karacabey, Apolyontkoy		The beginning of a period of seismic activity in this part of the Marmara region.
42		1332	1	17	Constantinople		
43	West	1343	10	18-7	The western part of the Marmara Sea, Thrace, Gallipoli Peninsula, Murefte, Hoskoy, Bolayir, Constantinople	A seismic sea-wave flooded the coast to a great distance. The sea advanced 2.2 km inland causing extensive damage to settlements and towns along the coast of Thrace	
44	West	1344	11	6-7	Gazkoy, Hoskoy, Marmara Island, Ortakoy		A aftershock of the 1343 earthquake in Thrace
45		1346	5	19	Constantinople		
46	West	1354	3	1-7	The coast of Marmara Sea from Tekirdag to Hacıabad, Gelibolu, Constantinople, Macedonia, Bozcaada		Its epicenter is sought in the peninsula of Gallipolis
47		1384	8	6	Lesvos Island		
48		1400	1		Bursa		
49	Iz	1419	3	15-7	Rum, Bursa, Constantinople, Kastamonu, Amasya, Tokat	The sea in the Gulf of Izmit(?) flooded the coast	The epicenter is outside the Marmara Sea region, the east of Constantinople.
50		1489	1	16	Istanbul		
51	East & West	1508	9	10-7	The Marmara Sea area from Gelibolu to Bolu and from Edirne and Denizli to Bursa, Istanbul, Izmit	A seismic sea-wave in the eastern part of the Marmara Sea.	5000 people were killed in Istanbul. The shock was felt within a radius of 750 km.
52	West	1542	6	12-7	The region between Gelibolu, Edirne and Istanbul		4500 people were killed in Istanbul. The epicentral area may be the central part of the northern coast of the Marmara Sea. Damage may be grossly exaggerated.
53	East	1556	5	10-7	The east part of the Marmara Sea, Erdik, Bursa, Istanbul		The epicenter may be offshore in the Sea of Marmara
54		1567	10	1	Saonica area		
55		1572			Balkesir		
56		1629	5	18	Istanbul		
57		1648	6	25	Istanbul		
58		1659	2	17	Istanbul, Tekirdag		
59		1671	11	20	Bozcaada Island, Lesvos Island		
60		1688	9	10	Istanbul, Stalimne, Mytiline, Chios, Izmit, the coast of Asia Minor		
61		1689	4	25	The west coast of the Black Sea		
62		1690	7	11	Istanbul		20 people were killed in Istanbul
63		1707	6	2	Izmit		

Tablo 2.3: Devamı.

Marmara Region				M7				
	Year	Month	Day	Magnitude	Affected area	Tsunami	Note	
64	1719	5	25 >7		Either side of the Gulf of Izmit , Yalova , Pazarlık , Karamürsel , Kazıklı , Izmit , Duzce		More than 6000 people were killed in this earthquake.	
65	1730	6	10		Kadıköy , Athos to Istanbul			
66	1737	3	6 >7		Bilecik , Ezine , Göteborg			
67	1752	7	20		İzmit , Hafsa , Hasköy , Edirne			
68	1754	9	2 >7		The Gulf of Izmit , Uşak , Balıç , Istanbul	There was a seismic sea-wave, but no damage.	About 2000 people were killed, in Istanbul 60 people.	
69	East	1766	5	22 >7	The east part of the Marmara Sea, from Takir to Izmit , the south coast of the Sea from Mudanya to Karamürsel , Osmanlı , Edirne , Izmit , Bursa	A seismic sea-wave was particularly strong along the Bosphorus, and in the Gulf of Mudanya .	About 4000 people were killed in this earthquake, and in Istanbul 880 people were killed. The Ayvad dam on the upper Karadere , north of Istanbul , was damaged.	
70	West	1766	8	5 >7	The west part of the Marmara Sea, Takir , Göteborg , the region between Silivri and Bozcaada , Bursa , Istanbul			
71a	1776	3	20		The coast from Göteborg to Istanbul			
71b	1800	9	26		Istanbul			
72	1802	10	26		Transylvania			
73	1809	2	7		Eskişehir , Tenedos , İmroz Island			
74	1826	2	8		The west part of the Karai , Ezine			
75	1845	10	11		Between the island of Lesvos and the coast of Asia Minor			
76	1850	4	19		Ulubat , Susurluk			
77	1855	2	26 >7		Bursa , the villages from Yenişehir to Çalıncı , Edirne , Balıç , Istanbul		A much larger number of people (in excess of 2000) were killed in Bursa .	
78	1855	4	11		The area north of Bursa		The largest aftershock of the earthquake of 28 February, 140 people were killed.	
79	1857	9	17		The region northeast of Bursa , the region between Osmanlı , Katirli and Izmit			
80	1859	8	21		İmroz Island, mainland from Çibek to			
81	1860	12	2		Kütahya			
82	1863	11	6		The region of Lake Izmit			
83	1865	7	22		The Gulf of Edremit			
84	1867	3	7		The Gulf of Edremit , Lesvos Island, the coast of Asia Minor	A small seismic sea-wave was observed in the port of Mytilini	145 people were killed.	
85	1873	1	13		İmroz Island, the coast of the Gulf of Saros			
86	1877	10	13		The Marmara Islands			
87	1878	4	19		Ezine , Sapanca , Adapazarı	A sea-wave propagated into the Sea of Marmara .		
88	1889	10	26 >7		The Gulf of Edremit , the west part of the island of Lesvos			
89	1893	2	9		The islands of Samothraki and İmroz	A damaging sea-wave were generated in Samothraki and Dedeagac		
90	İz or East	1894	7	10 >7	The Gulf of Izmit , the area between Silivri , Istanbul , Adapazarı and Katirli , especially the area between Heybelada , Yalova and Sapanca	A seismic sea-wave had a height of 1.5m at Yesilköy .	In Adapazarı 83 people were killed and another 990 in the Sapanca area. 276 people were killed in Istanbul . Three of dams for the water supply of Istanbul were badly damaged.	
91	1896	4	16		The region of Emet			
92	1896	9	14		The region of Balıç			
	1901	12	18	M5.9	Ayvalık			
	1903	5	26	M5.9	Marmara			
	1905	10	22	M5.9	Marmara			
93	West	1912	8	9	M7.4	The north of the Dardanelles , Edirne , Istanbul	A small seismic sea-wave	2000 people were killed.
	1919	11	18	M6.9	Soma			
	1924	11	20	M6.0	Alıntaş			
	1928	5	7	M6.2	Emet			
	1935	1	4	M6.4	Marmara			
	1939	9	22	M6.5	Düz			
	1942	11	15	M6.2	Bilecik			
	1943	6	20	M6.4	Hendek			
	1944	6	25	M6.0	Saphane			
	1944	10	6	M6.8	Ayvalık			
	1953	3	18	M7.2	Yalova			
	1956	2	20	M6.1	Sabir			
	1957	5	26	M7.0	Ahant			
	1963	9	18	M6.4	Yalova			
	1964	10	8	M6.9	Manyas			
	1965	8	27	M5.9	Saros			
	1967	7	22	M7.1	Muharri			
	1969	3	25	M6.1	Demirci			
	1970	3	28	M7.1	Gediz			
	1975	3	27	M6.6	Saros			
İz	1999	8	17	Mw7.4	Izmit			
	1999	11	12	Mw7.1	Duzce			

Tarihsel depremlerin her bir karakteristik özelliği için, [Parsons, 2004], M.S 1500 den sonraki yıkıcı depremler için sismik yer hareketinin MMI (değiştirilmiş Mercalli yoğunluğu) değerlerini ilgili literatürlerin tarihsel tanımlamalarına dayanarak hesaplamıştır. Buna ek olarak tarihsel depremlerin kaynak fayları ve büyüklükleri ampirik sönümlenme ilişkisi kullanan her bölgenin MMI değerlerinden faydalanılarak hesaplanmıştır (Şekil 2.36).



Şekil 2.36: M.S 1500'den beri Marmara Denizi'ndeki depremler ve kaynak faylar:
a) 1509 Depremi, b) 1719 Depremi, c) 1754 Depremi, d) 1766 Mayıs Depremi,
e) 1766 Ağustos Depremi, f) 1894 Depremi, g) 1912 Depremi, h) 1999 Depremi.

1719 depremi ve 1999 İzmit depreminin İzmit bölgesindeki aynı fay hattında meydana geldiği ve ayrıca 1766 Ağustos depremi ve 1912 Ganos depreminin batı Marmara Denizi'ndeki neredeyse aynı fayda ortaya çıktığı varsayılabilir. 1766 Ağustos depreminin büyüklüğü, 1912 Ganos depreminden daha fazla da olsa 1766 Ağustos depremi yırtığının, 1912 Ganos depremine oranla daha fazla batıya yayılmış olma olasılığı vardır ki böyle olmasa dahi her iki fayın doğu bitişinin Merkez basenin doğu ucunda olduğu hesaplanmaktadır. 1766 Mayıs depremi ile ilişkili olan fayın, şu

anda oluşmakta olan sismik boşluk ile ilişkili olduğu düşünülmektedir [Parsons, 2004], [Armijo et al., 2005].

Ayrıca [Parsons, 2004], 1509 depremine Merkez basenin doğu ucundan Adalar fayı yolu ile İzmit fayına kadar kırılmasının sebep olduğu sonucuna varmıştır (Şekil 2.36). Bununla birlikte bu fayların batısında Trakya ve Dardanellerde geniş MMI gösteren alanlar vardır. Bundan başka, [Awata and Okumura, 2006] 15. ve 16. yüzyılda Marmara Denizi'nde 1509 depreminden başka bir deprem bulunmadığını belirterek, Marmara Denizi'ndeki tüm Kuzey Anadolu Fay Hattının 1509 depreminde yırtılmış olabileceğini önermişlerdir.

İAYMP çalışmaları kapsamında yapılan jeofizik, sondaj araştırma çukuru ve arazi gözlemlerine göre çalışma bölgesindeki (İstanbul Anadolu Yakası Güneyi) karasal alanda güncel veya tersiyer (Sultanbeyli Formasyonu) çökelleri etkileyen belirgin bir fay topoğrafyası tespit edilememiştir. Çalışma alanında tespit edilen fayların aktif fay olarak günümüze kadar aktivitesini sürdürme ihtimalinin oldukça düşük olduğu, dolayısıyla bu fayların aktif olmadığı söylenebilir [Özgül vd., 2009].

2.3.3. Sismik Tehlike Analizi

Deprem tehlikesi, hasar ve can kaybı yaratabilecek büyüklükte bir depremden kaynaklanan yer hareketinin belli bir yerde ve belli bir zaman periyodu içerisinde belirlenmesi olarak tanımlanır ve deprem nedeni ile hasar, mal ve can kaybı ihtimali olarak tanımlanan, deprem riski kavramının önemli bir ögesini oluşturur. Gelecek depremlerin konumu, oluş zamanı, büyüklüğü ve diğer özellikleri, belirsizlik arz ettiği için deprem tehlikesi tayinlerinde olasılık hesaplarına dayalı tahminler önemli karar araçlarıdır [Erdik vd., 2006].

Bir bölge için deprem tehlikesi, depremlerin zaman, uzay ve büyüklük boyutundaki dağılımlarının, uzaklık-yer hareketi azalım ilişkisi modelleriyle birlikte değerlendirilerek belirlenebilir. Sismik tehlike çözümlerindeki amaç, geçmişte oluşan depremlere ait eldeki verileri jeolojik, sismolojik, istatistiksel ve diğer bilgilerle birleştirerek, belirlenen bir bölgede ileride olası sismik etkinliğin olasılık yöntemleriyle saptanmasıdır [Ulutaş, 2006].

Yapılar üzerinde depremlerin yıkıcı ve zarar verici etkisi nedeni ile yapı tasarımında depremlerin dikkatli bir şekilde göz önünde bulundurulması

gerekmektedir. Depreme dayanıklı yapı tasarımının amacı, belirli bir düzeydeki sarsıntıyı, aşırı hasar meydana gelmeden atlatabilecek yapı ve tesisleri inşa etmektir. Sarsıntının düzeyi ise belirli yer hareketi parametreleri ile karakterize edilebilen tasarım yer hareketi ile tanımlanmaktadır. Tasarım yer hareketinin belirlenmesi ise geoteknik deprem mühendisliğinin en zor ve önemli problemlerinden birini oluşturmaktadır [Kramer, 1996].

Deprem ile ilgili çalışmalar yapılırken öncelikli olarak yapılması gereken, çalışılan bölgeyi etkileyebilecek, deprem oluşturabilecek tüm tektonik unsurların göz önüne alınarak değerlendirilmesinin yapılmasıdır. Böyle bir çalışma için yer bilimi ile ilgili olan bilim dallarının bir arada çalışması, yapılan çalışmanın doğruluğu ve güvenilirliği için gerekli olmaktadır. Tasarım yer hareketinin belirlenmesi için öncelikli olarak geçmişte bölgede olmuş sismik aktiviteye ait aletsel ve tarihsel bilgiler derlenmeli, bölge jeolojik ve morfolojik olarak araştırılarak depremi yaratan kaynakların varlığı tespit edilmeli ve kaynağın özellikleri ortaya konularak gelecekte olabilecek deprem tehlikesi matematiksel olarak ifade edilmelidir [İnce, 2005].

Deprem tehlikesinin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılan iki yöntem bulunmaktadır. Bunlardan birincisi, özel bir senaryo depremin varsayıldığı deterministik deprem tehlike analizi, diğeri ise yöntemleriyle veya depremin büyüklüğü, yeri ve oluş zamanıyla ilgili belirsizliklerin açık bir şekilde göz önüne alındığı olasılıksal (probabilistik) deprem tehlike analizidir [Kramer, 1996]. Bu anlamda sismik tehlike analizleri, bir bölge için tasarım yer hareketi geliştirmenin de önemli bir aşamasını oluşturmaktadır. Deterministik yöntemler deprem tehlikesinin belirlenmesinde ayrık tek değerli olay (en büyük magnitüd) ve modelleri kullanmasına rağmen olasılık yöntemler çok değerli ve devamlılık gösteren olay ve modelleri kullanırlar. Olasılıksal deprem tehlikesi yöntemleri, bir bölgeyi etkileyebilecek büyüklükteki tüm depremlerin etkilerinin birleştirilmesi temeline dayanır. Bu yöntemin bir diğeri avantajı da ilgilenilen alanda oluşacak yer hareketi olasılığının belirlenmesidir. Bu durum deprem tehlikesinden yararlanarak deprem riskinin de belirlenmesini sağlar ve bu yaklaşımla depremlerden korunmanın geliştirilmesi sağlanabilir. Olasılıksal deprem tehlike analizlerinde, deterministik analizlerin aksine depremin büyüklüğü, yeri ve inceleme alanını etkileyebilecek sismik kaynakların konumlarındaki belirsizlikler, temel olasılık yöntemleri kullanılarak belirlenebilmekte ve deprem tehlikesinin değerlendirilmesinde hesaba katılabilmektedir.

Son çalışmalarla, Marmara içindeki faylardan, doğuda sınır fayı, batıda da Orta Marmara Fayı olarak anılan ve birbirinin devamı gibi duran iki süreksizliğin sismik riskin odağı olduğu ortaya çıkmıştır. Buna göre, Marmara Bölgesi'nde bundan sonra en büyük risk taşıyan çizgisellik, İzmit Körfezi'nin batısında Karamürsel önleri ve Hersek Ovası'nda başlayıp Marmara Denizi tabanından Şarköy önlerine kadar uzanan bir konumda tanımlanmaktadır. Bu risk kuşağı, Tuzla ilçesinin en yakın yerine 10 km uzaklıktadır.

2.3.3.1. Deprem Tehlike Analizinde Kullanılan İstatistikî Yöntemler

Deprem tehlikesinin saptanmasında olasılık ve istatistikî kavram ve yöntemlerinin sağladığı olanaklardan yararlanan çalışmalar kısa zaman öncesinde başlamıştır ve gelişme sürecindedir. Poisson modeline dayanan ve geçmiş deprem verilerini deprem konusunda oluşturulan genel bilgilerle birleştiren sismik tehlike analizi yöntemleri ilk defa Cornell, Esteva, Milne, Davenport tarafından geliştirilmiştir. Daha sonraki araştırmalarda, Cornell tarafından ortaya konan yöntemi geliştirmek için çeşitli değişiklikler önerilmiştir. Bunlar arasında deprem oluşumunun bir Markov süreci olarak alınması, manyitüd-sıklık bağıntısı, rassal azalım ilişkisi ve değişik deprem mekanizmaları yer almaktadır [Siyahi, 2005].

Türkiye'de olasılıksal metoda dayanan sismik tehlike değerlendirilmesi ilk olarak 1975 yılında yapılmıştır [Gülkan ve Yüçemen, 1977]. Daha sonraki çalışmalarda nükleer enerji santralleri ve barajların inşa edilmesi planlanan bazı yerlerdeki deprem riskleri saptanmıştır [Gülkan ve Yüçemen, 1977] [Gürpınar et al, 1979], [Gürpınar ve Yüçemen, 1980], [Gülkan ve Gürpınar, 1977]. İlk olarak Gediz ilçesinin depreme göre yerleşilebilirliğini araştırmak amacıyla Gediz'in deprem tehlike değerlendirilmesi yapılmıştır. Yine ilk çalışmalardan biri olarak pik yer ivmesi ve şiddete dayanan Türkiye'nin geneli için deprem tehlike haritalarının geliştirilmesidir [Yarar vd., 1982], [Erdik vd., 1985], [Gülkan ve Erdik, 1988], [Başöz ve Gülkan, 1992]. Depremsellik Parametreleri ile birleştirilen belirsizlikler ayrıntılı olarak çalışılmış ve basit bir yöntem olarak deprem tehlike tahminlerindeki bu belirsizliklerin etkisi için formül haline getirilmiştir [Siyahi, 2005].

2.3.3.1.1. Gutenberg – Richter Yöntemi

1942 yılında Gutenberg ve Richter yaptıkları çalışmada, gelecekteki deprem manyitüdlerini tahmin eden bir metodoloji tanımladılar. Geçmişteki bütün depremleri bu hesaplama dâhil ettiler. Yöntemin adımları aşağıdaki gibidir.

- Seçilen bir bölgede geçmiş deprem manyitüdü hakkında yeterli bilgi olduğu kabul edilir.
- Bölgede geçmişte meydana gelmiş depremler sıralanır.
- Sonra belli bir M manyitüdünden daha büyük manyitüdü küçükten büyüğe doğru sıralanır.
- Belli bir manyitüdüden büyük deprem sayısının toplamı alınır.
- N =Belli bir manyitüde eşit veya daha büyük depremlerin toplam sayısıdır.
- Veriler grafik olarak çizildiğinde yatay ekseninde M manyitüdüne karşılık düşey ekseninde (logaritmik) N değerleri çizilir. En Küçük Kareler Yöntemi (EKKY) kullanılarak verileri temsil eden değerlerden düz bir çizgi geçirilir.

Bu doğrunun denklemi:

$$\log N = a - bM \quad (2.1)$$

şeklinde ifade edilir. Buradaki N, M'e eşit veya daha büyük manyitüdü depremlerin sayısıdır, a ve b regresyon katsayılarıdır ve EKKY ile bulunur [Siyahi, 2005].

Yukarıda verilen eşitlikte, incelenen T_2 yıllık sismik gözlem periyoduna karşılık gelir. Bununla beraber, eğer T_1 yıllık sismik gözlem periyodu göz önüne alınırsa, iki grup arasında şöyle bir ilişki elde edilebilir:

$$N_1 / N_2 = T_1 / T_2 \quad (2.2)$$

Burada, belli bir manyitüdüden daha büyük depremlerin sayısının zaman periyodu ile orantılı olduğu kabulü yapılır. Eşitliğin her iki tarafının logaritması alınır ve düzenlenirse:

$$\log(N_1 / N_2) = \log(T_1 / T_2) \quad (2.3)$$

$$\log N_1 = \log N_2 + \log(T_1 / T_2) \quad (2.4)$$

$$\log N_1 = \alpha - bM + \log(T_1 / T_2) \quad (2.5)$$

eşitlikleri elde edilir. T_1 ve T_3 yeni çalışma periyotları için (2.2) eşitliği kullanılmalıdır. T_2 yıllık sismik gözlem periyodu için regresyon analizi tamamlandıktan sonra (2.2) ve (2.5) eşitliklerinden aşağıdaki sonuçlar çıkartılabilir.

i) T_2 yıl içinde meydana gelecek maksimum olası manyitüd,

$$\begin{aligned} \log N &= \alpha - bM \quad (N=1) \\ M_{\max} &= \alpha / b \end{aligned} \quad (2.6)$$

ii) Maksimum olası deprem manyitüdü M_{\max} için dönüş periyodu T_2 yıldır.

iii) T_2 yıl içinde meydana gelecek maksimum deprem sayısı N_2 ,

$$\begin{aligned} \log N &= \alpha - b.M \\ N_2 &= 10^\alpha \end{aligned} \quad (2.7)$$

iv) Herhangi bir yeni T_1 periyodunda meydana gelecek maksimum olası manyitüd, (2.6) eşitliğinden,

$$M_{\max} = [\alpha + \log(T_1 / T_2)] / b \quad (N_1 = 1) \quad (2.8)$$

v) Her yıl meydana gelen (dönüş periyodu 1 yıl olan) ortalama manyitüd değeri (2.8) eşitliğinden $T_1 = 1$ konularak,

$$M_m = (\alpha - \log T_2) / b \quad (2.9)$$

vi) Maksimum manyitüd için T_d dönüşüm periyodu (2.7) eşitliğinde, $N_3 = 1$ yazılarak,

$$\begin{aligned}\log N_1 &= \alpha - b.M + \log(T_3 / T_1) \quad (N_3 = 1, T_1 = T_d) \\ \log T_d &= \log T_2 - (\alpha - b.M_d)\end{aligned}\tag{2.10}$$

vii) M_d manyitüdünde bir depremin bir yıl içinde meydana gelme olasılığı,

$$R = P_r = 1 / T_d\tag{2.11}$$

3. GEOTEKNİK TEHLİKELERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

3.1. Zemin Sıvılaşması

3.1.1. Zemin Sıvılaşmasının Tanımı

Sıvılaşma kavramı, tarihsel olarak ilk kez, [Mogami and Kubo, 1953] tarafından kohezyonsuz zeminlerde drenajsız koşullardaki tekdüze, dengesiz ve tekrarlamalı örselenmeden kaynaklanan zemin deformasyonları ile ilgili değişik olayları ifade etmek üzere kullanılmıştır [Kramer, 1996]. Daha yaygın olarak kullanılan bir tanımlamaya göre sıvılaşma; suya doymun, kohezyonsuz zeminlerin ani bir dinamik kuvvet uygulandığı zaman tekrarlı gerilmeler altında gözenek suyu basıncının aniden artarak zemin taneleri arasındaki etkin gerilmenin azalmasına, hatta yitimine neden olması sonucu makaslama dayanımını yitirerek bir sıvı gibi davranması şeklinde tanımlanmıştır [Youd, 1984]. Bu olay, matematiksel olarak Mohr Columb' un makaslama dayanımı eşitliği ile açıklanmıştır (Eşitlik 3.1 ve 3.2).

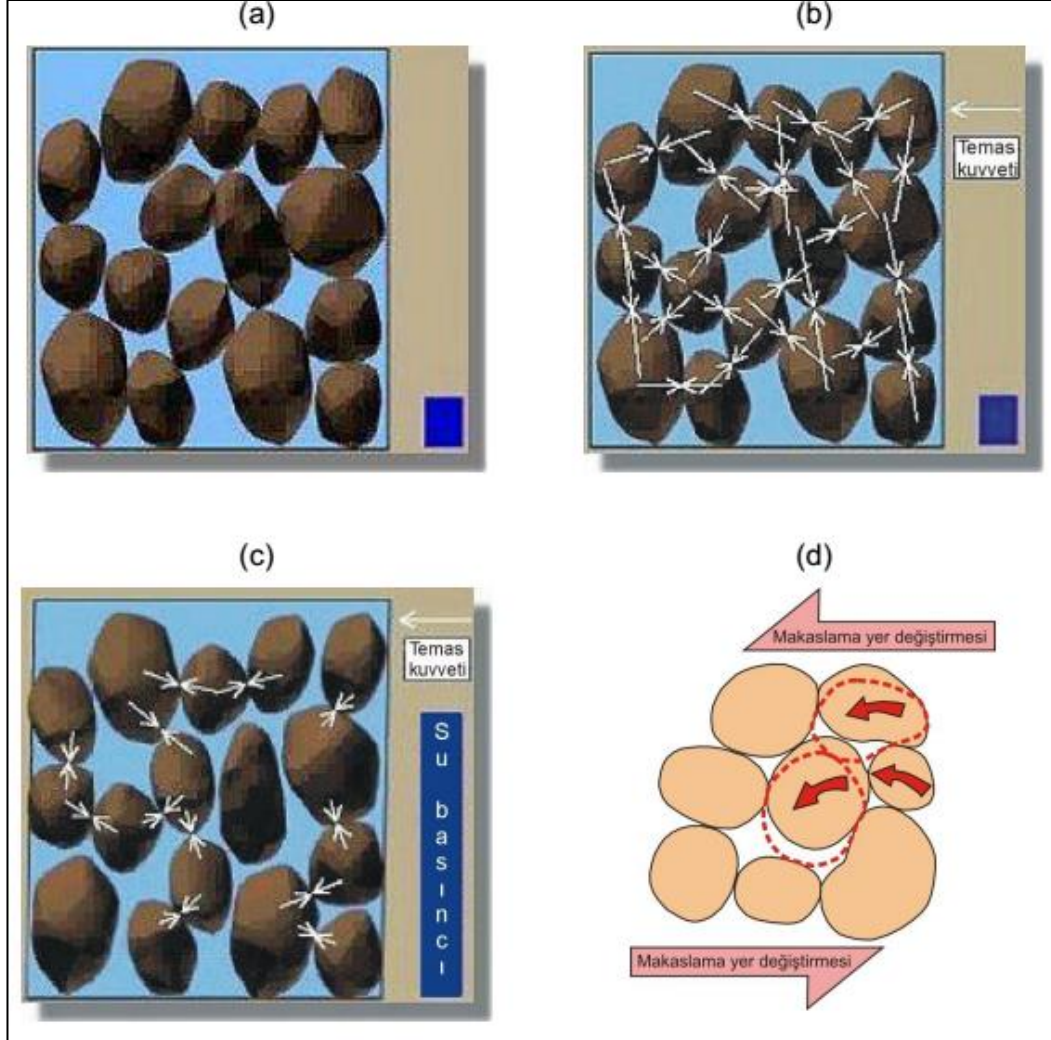
$$\tau = c' + \sigma'_v \tan \phi' \quad (3.1)$$

$$\sigma'_v = \sigma_v - u \quad (3.2)$$

Burada; τ : Zeminin kayma mukavemeti, c' : Drenajsız koşullarda zeminin kohezyonu, σ_v : Toplam düşey gerilme, σ'_v : Etkifit düşey gerilme, u : Gözenek suyu basıncı, ϕ' : Drenajsız koşullarda zeminin içsel sürtünme açısıdır.

Kohezyonsuz ve suya doymun zeminler tekrarlı makaslama gerilmelerine maruz kaldıklarında, makaslama dalgaları zemin tanelerinin yer değiştirmesine neden olurlar. Bu koşullar altında gevşek konumdaki zemin taneleri birbirlerine yaklaşma eğilimi gösterirler ve tanelerin temas noktalarındaki gerilme, taneleri çevreleyen suya aktarılır. Depremlerin ani ve çok kısa süreli olması nedeniyle, taneler arasındaki suyun drene olması için yeterli zaman olmadığından, drene olamayan gözenek suyunun basıncı aniden artmaktadır. Gözenek suyu basıncındaki bu ani artış, zemin

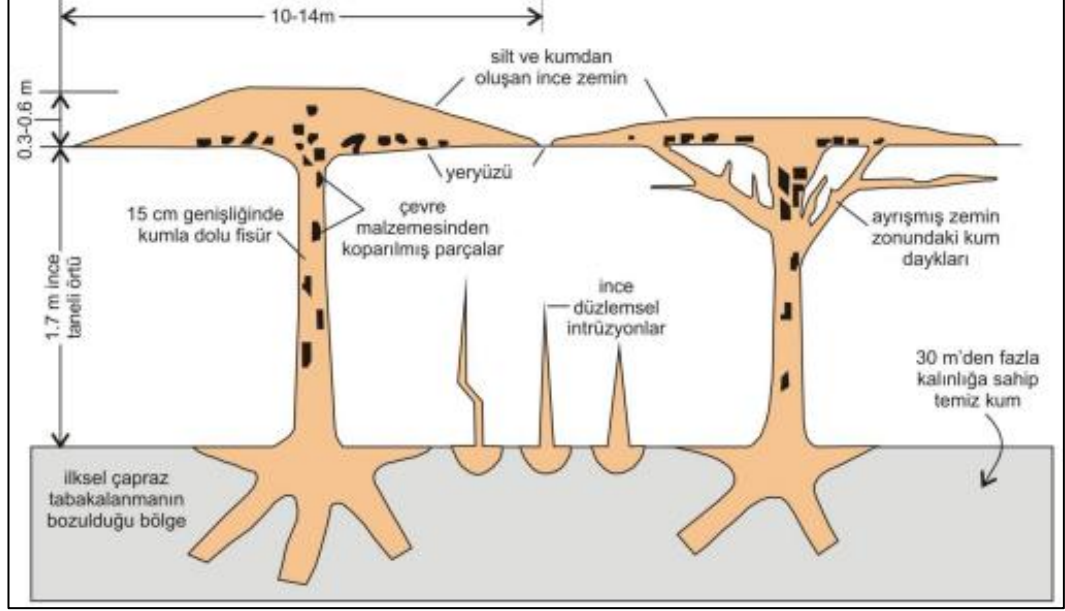
tanelerini bir arada tutan temas kuvvetlerinin azalmasına ve tanelerin birbirlerinden uzaklaşmasına, böylece etkin gerilmenin azalarak zeminin dayanımını yitirmesine neden olur (Şekil 3.1a-d) [Youd, 1984].



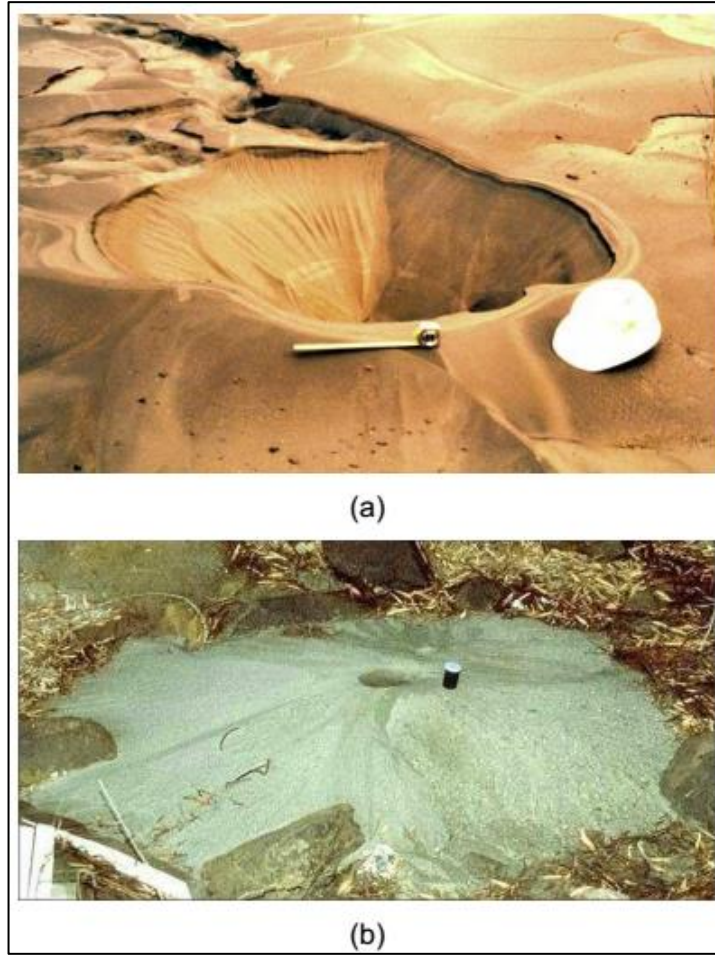
Şekil 3.1: Sıvılaşma sürecinin gelişimi: a) Zemin tanelerinin deprem öncesi görünümü, b) Zemin taneleri arasında etkiyen temas kuvvetleri, c) Boşluk suyu basıncının ani artışıyla taneler arasındaki temasın yitimi, d) Depremin neden olduğu makaslama yer değiştirmesiyle zemin tanelerinde sıvılaşma sürecinin gelişimi.

Deprem sırasında ve sonrasında sismik kuvvetlerin etkisiyle oluşan aşırı gözenek suyu basıncı, suyun yukarı doğru hareketiyle azalır. Eğer hidrolik eğim kritik bir değere ulaşırsa, etkin gerilme sıfır olur ($\sigma' = 0$). “Hızlı koşul (quick condition)” olarak adlandırılan bu durumda, suyun hızı zemin tanelerini yüzeye taşımaya yetecek kadar büyük olabilir ve kum tanecikleri zemindeki doğal kanallardan taşınarak yüzeyde kum kaynamaları şeklinde kendini gösterir (Şekil 3.2)

[Obermier, 1996]. Kum volkanları ve kum konileri, kum kaynamalarının en yaygın görülen türü olup; 10-30 cm yüksekliğinde, 15-60 cm çapında ve 10-20 cm derinliğinde olabilmektedirler (Şekil 3.3a ve b) [Hasançebi, 2011].



Şekil 3.2: Kum kaynamalarının oluşumu.



Şekil 3.3: Loma Prieta (ABD) depreminde gözlenen sıvılaşma örnekleri: a) Kum konisi ve b) Kum volkanı.

Zemin sıvılaşmasına bağlı olarak meydana gelen zemin yenilmesinin mekanizmasını dikkate alan [Robertson, 1994], [Robertson et al., 1994] bir sınıflama sistemi önermişlerdir. Sıvılaşmayı tanımlayan bu sistem, [Robertson and Fear, 1995] tarafından revize edilmiş olup, sınıflama sisteminde kullanılan sıvılaşma tanımlamaları aşağıda verilmiştir [Hasançebi, 2011].

- i) Akma sıvılaşması, bir zeminin kütlelerinin statik makaslama gerilmesinin, zeminin sıvılaşmış haldeki makaslama dayanımından büyük olduğu durumda gelişir. Yenilme, tek düze veya tekrarlı makaslama yükleri altında meydana gelebilir.
- ii) Devirsel yumuşama, drenajsız durumda genişlemeye çalışan zeminlerde oluşan gözenek suyu basıncından dolayı meydana gelen tekrarlı makaslama ile oluşan büyük yer değiştirmelerin tanımlamasında kullanılır. Tekrarlı yükleme durduktan

sonra deformasyonlar devam etmiyorsa, devirsel yumuşama aşağıdaki şekilde sınıflandırılabilir.

- Devirsel sıvılaşma; tekrarlı makaslama gerilmesinin başlangıç değerini aşması ve statik makaslama gerilmesinin tersinir gerilme oluşturması sonucunda meydana gelir.
- Devirsel hareketlilik; tekrarlı yüklerin olmadığı, tersinir makaslama gerilmesi ve etkin gerilmenin sıfır olması koşulunun meydana gelmediği durumdur. Devirsel hareketliliğin değerlendirilmesinde, makaslama gerilmesinin her devrine ait deformasyonlar toplanır.

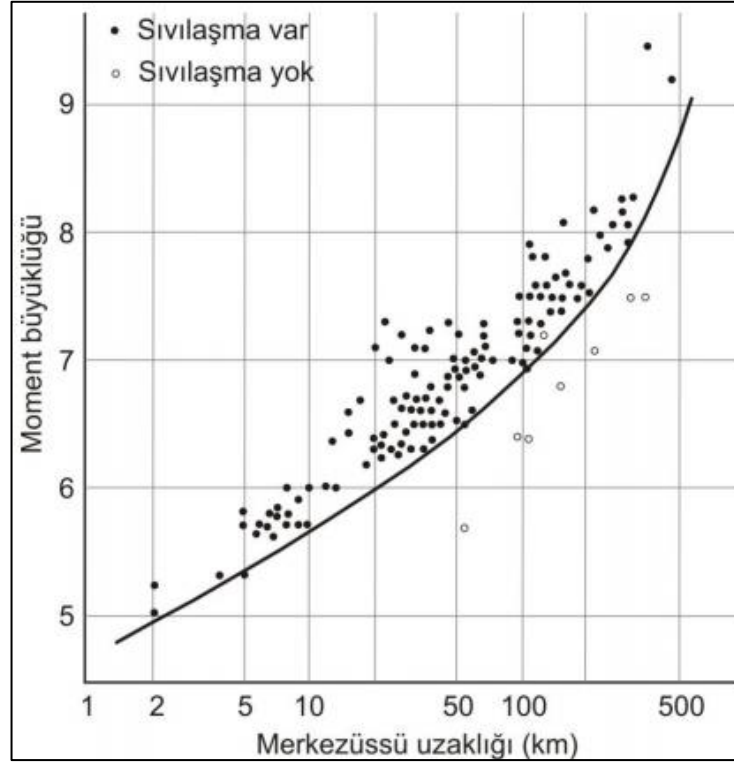
3.1.2. Sıvılaşma Ölçütleri

Sıvılaşma; her zeminde ve her koşulda meydana gelen bir davranış şekli olmayıp, belirli jeolojik ortamlarda ve hidrojeolojik koşullar altında gerçekleşir ve büyük depremlerde güçlü yer hareketlerine maruz kalan sığ, gevşek, doygun ve genellikle kohezyonsuz veya düşük kohezyonlu çökellerde gözlenir. Sıvılaşma ve sıvılaşmaya bağlı büyük deformasyonlar daha çok gevşek zeminlerde gözlenirken, tekrarlı yumuşama ve daha küçük deformasyonlar nispeten sıkı zeminlerde gözlenir. Sıvılaşma duyarlılığının değerlendirilmesi konusunda 4 farklı ölçüt vardır. Bunlar; tarihsel, jeolojik, zeminin bileşimiyle ve arazi koşullarıyla ilgili ölçütler olarak sınıflandırılabilir [Hasançebi, 2011].

3.1.2.1. Tarihsel Ölçütler

[Youd, 1984] deprem sonrası arazi incelemelerine dayanarak, zemin ve yeraltı suyu koşullarının değişmediği durumlarda, aynı alanda sıvılaşmanın tekrar meydana gelebileceğini ortaya koymuştur. Deprem sonrasında yapılan saha incelemeleri, sıvılaşma etkilerinin sismik kaynaktan belirli bir uzaklıkta sınırlandığını göstermektedir [Kramer, 1996]. [Ambraseys, 1988], büyüklüğü 5 ve üzerinde olan tüm sığ odaklı (odak derinliği < 50 km) depremlere ait verileri derleyerek, sıvılaşmanın geliştiği bölgelerde merkez üssüne uzaklık ile deprem büyüklüğü arasındaki ilişkiyi araştırmıştır (Şekil 3.4). Şekil 3.4'te verilen grafikten görüleceği üzere, uzak mesafelerde sıvılaşmanın olup/olmayacağı net bir biçimde ortaya

konulamamışsa da, bu grafik bölgesel sıvılaşma tehlikesi senaryolarının hazırlanmasında oldukça yararlı olmaktadır [Hasançebi, 2011], [Ambraseys, 1988].



Şekil 3.4: Sıvılaşma gözlenen alanlarda merkez üssü uzaklığı ile sığ odaklı depremlerin büyüklükleri arasındaki ilişki.

3.1.2.2. Jeolojik Ölçütler

Bir çökelin jeolojik oluşumuyla ilgili çökme ortamı, hidrojeolojik koşullar, çökelin yaşı, yapısı ve tanelerin çimentolanması gibi özellikler zeminin sıvılaşmaya karşı duyarlılığının değerlendirilmesinde dikkate alınan faktörlerdir [Seed, 1979].

Zemin tanelerinin homojen bir şekilde boylandığı ve gevşek bir konumda çökeldiği ortamlarda sıvılaşmaya karşı oldukça duyarlı zeminlerdir. Bu nedenle, sıvılaşmaya karşı en duyarlı çökeller; Holosen yaşlı delta, akarsu, taşkın ovası, taraça ve kıyı ortamlarında oluşan çökellerdir. Pleyistosen yaşlı çökellerin de, Holosen yaşlı çökeller kadar sık olmasa da, ender olarak sıvılaşmaları görülmüştür [Youd, 1984]. Diğer bir ifadeyle genç çökeller, yaşlı çökellere oranla sıvılaşmaya daha yatkındır (Tablo 3.1) [Youd and Perkins, 1978], [Hasançebi, 2011].

Sıvılaşma, yalnızca suya doymun zeminlerde meydana gelir. Dolayısıyla yeraltı suyu tablasının derinliği de zeminin sıvılaşmaya karşı duyarlılığını etkilemekte ve yeraltı suyu tablasının derinliği arttıkça, zeminin sıvılaşabilirliği de azalmaktadır. Sıvılaşma, yeraltı suyu tablasının yüzeyden itibaren en fazla 10 m derinlikte bulunduğu ortamlarda etkin bir şekilde meydana gelebilmektedir. Bununla birlikte, yeraltı suyu seviyesinin yüzeyden 20 m ve daha derin olduğu yerlerde ise, sıvılaşmanın ender olarak meydana geldiği belirtilmektedir [Youd, 1984].

Tablo 3.1: Kuvvetli bir yer sarsıntısı sırasında çökellerin sıvılaşmaya karşı duyarlılıkları.

Çökel türü	Çökellerdeki kohezyonsuz zeminlerin genel dağılımı	Doymun olduklarında kohezyonsuz zeminlerin sıvılaşmaya duyarlı olabilme derecesi (çökelin yaşına bağlı olarak)			
		< 500 yıl	Holos-en	Pleyis-tosen	Pleyis-tosen öncesi
(a) Karasal çökeller					
Akarsu yatağı	Yerel olarak değişen	ÇY	Y	D	ÇD
Taşkın ovası	Yerel olarak değişen	Y	O	D	ÇD
Alüvyon düzlükleri	Yaygın	-	D	ÇD	ÇD
Denizsel taraçalar ve düzlükler	Yaygın	O	D	D	ÇD
Delta ve yelpaze	Yaygın	Y	O	D	ÇD
Kolüvyum	Değişken	Y	O	D	ÇD
Moloz	Yaygın	D	D	ÇD	ÇD
Kumul	Yaygın	Y	O	D	ÇD
Lös	Değişken	Y	Y	Y	ÇD
Buzul birikintisi	Değişken	D	D	ÇD	ÇD
Tüf	Ender	D	D	ÇD	ÇD
Tefra	Yaygın	Y	Y	?	?
Artık (rezidüel) zeminler	Ender	D	D	ÇD	ÇD
(b) Kıyı Zonu					
Delta	Yaygın	ÇY	Y	D	ÇD
Haliç	Yerel olarak değişen	Y	O	D	ÇD
Plaj (Yüksek delta enerjili)	Yaygın	O	D	ÇD	ÇD
Plaj (Düşük delta enerjili)	Yaygın	Y	O	D	ÇD
Lagün (deniz kulağı)	Yerel olarak değişen	Y	O	D	ÇD
Kıyı önü	Yerel olarak değişen	Y	O	D	ÇD
(c) Yapay					
Sıkıştırılmamış dolgu	Değişken	ÇY	-	-	-
Sıkıştırılmış dolgu	Değişken	D	-	-	-

ÇY: Çok Yüksek; Y: Yüksek; O:Orta; D: Düşük; ÇD: Çok Düşük

3.1.2.3. Zeminin Bileşimiyle İlgili Ölçütler

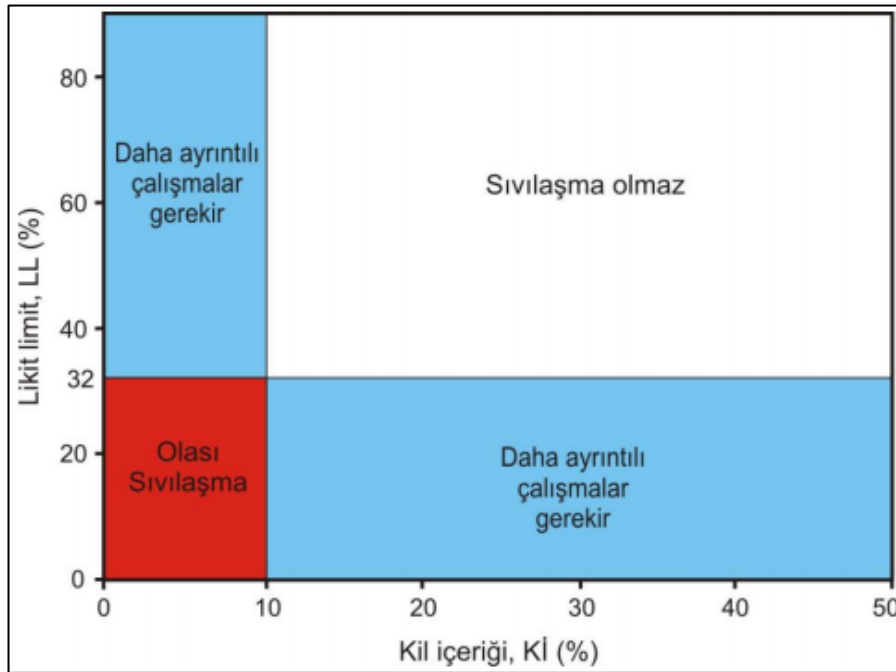
Yıllardır zemin sıvılaşmasının sadece kumlara özgü bir davranış biçimi olduğu, daha ince taneli zeminlerin aşırı gözenek suyu basıncı üretmeyeceği, daha iri taneli zeminlerin ise oluşan aşırı gözenek suyu basıncını yeterli süre tutamayacak ölçüde geçirimli oldukları düşünülmekteydi. Bununla birlikte, çakıllarda ve plastik olmayan siltlerde de sıvılaşma davranışına rastlanılmış olup, %30-%50 arası ve daha fazla oranda çakıl içeren kum çökelleri de sıvılaşabilmekte, ancak bu tür iri çökellerin sıvılaşma davranışı kumlarda gözlenen sıvılaşma davranışından bazı farklılıklar göstermektedir [Youd et al., 1985].

Plastik olmayan siltlerin laboratuvar koşullarında ve arazide sıvılaştığı gözlenmiş [Ishihara, 1984], [Ishihara, 1985] ve ince taneli zeminlerin sıvılaşma duyarlılığını etkilemede tane boyutundan çok plastisite özelliklerinin önemli olduğu ortaya konulmuştur. [Ishihara, 1993]'ya göre, kohezyonsuz ve plastik olmayan özellikteki iri silt tanecikleri sıvılaşmaya duyarlıdır. Bunun en çarpıcı örneği, Japonya'da meydana gelen 7.2 büyüklüğündeki 1995 Kobe depreminde deniz kıyısındaki killerde de yerel olarak sıvılaşma davranışının gözlenmiş olmasıdır. Killerde ilk kez rastlanılan bu sıvılaşma davranışı için, depremin neden olduğu sarsıntıyla kilin yumuşayıp sıvılaşan kumla birlikte yükselerek yüzeye çıktığı öne sürülmektedir [Shibata et al., 1996]. Hassas killer, sıvılaşabilen zeminlerdekine benzer şekilde birim deformasyon yumuşaması gösterebilir de, killer sıvılaşmaya karşı duyarlı değildir [Kramer, 1996]. [Wang, 1979], Çin'de meydana gelen 1975 Haicheng ve 1976 Tangshan depremlerinde ince taneli çökel istiflerinde gözlenen zemin yenilmelerini dikkate alarak "Çin Ölçütü"nü geliştirmiştir. Çin ölçütü, 1982 yılında [Seed and Idriss, 1982] tarafından modifiye edilmiş ve aşağıda verilen üç koşulun tümünü sağlayan ince taneli zeminlerin sıvılaşmaya karşı önemli ölçüde duyarlı oldukları öne sürülmüştür.

- İnce tane oranı (0.005 mm'den küçük) < % 15
- Likit limit (LL) < 0.35
- Doğal su içeriği (w) > 0.9LL

[Wang, 1979]'a ait verilerle birlikte daha güncel depremlerden elde edilen verileri tekrar değerlendiren [Andrews and Martin, 2000], Şekil 3.5'te, siltli ve killi kumlar için kil içeriği (0.002 mm'den ince tane) ile likit limit (Casagrande aleti ile belirlenen) değerine göre sınıflama potansiyelinin değerlendirilmesini esas alan farklı bir ölçüt önermişlerdir [Hasançebi, 2011].

1999 yılında meydana gelen Kocaeli (Türkiye) ve Chi-Chi (Tayvan) depremlerine ilişkin tüm laboratuvar ve saha gözlemlerine ait veriyi kullanan [Seed et al., 2003], yüksek plastisiteli zeminlerin de gözenek suyu basıncındaki artışa karşı duyarlı olabileceklerini ve Modifiye Çin Ölçütünde bahsedilenden daha çok dayanım azalması olabileceğini öne sürmüşlerdir.



Şekil 3.5: Andrews ve Martin tarafından önerilen sınıflamaya karşı duyarlılık ölçütü.

Ayrıca bu araştırmacılar, Modifiye Çin Ölçütü ile [Andrews and Martin, 2000] tarafından önerilen ölçütün aksine, killerin aktivitesinin kil yüzdesinden daha önemli olduğunu belirterek yeni bir ölçüt önermişlerdir (Şekil 3.6). Şekilde; İTO: ince tane oranı, w: su içeriğini ifade etmektedir [Hasançebi, 2011].

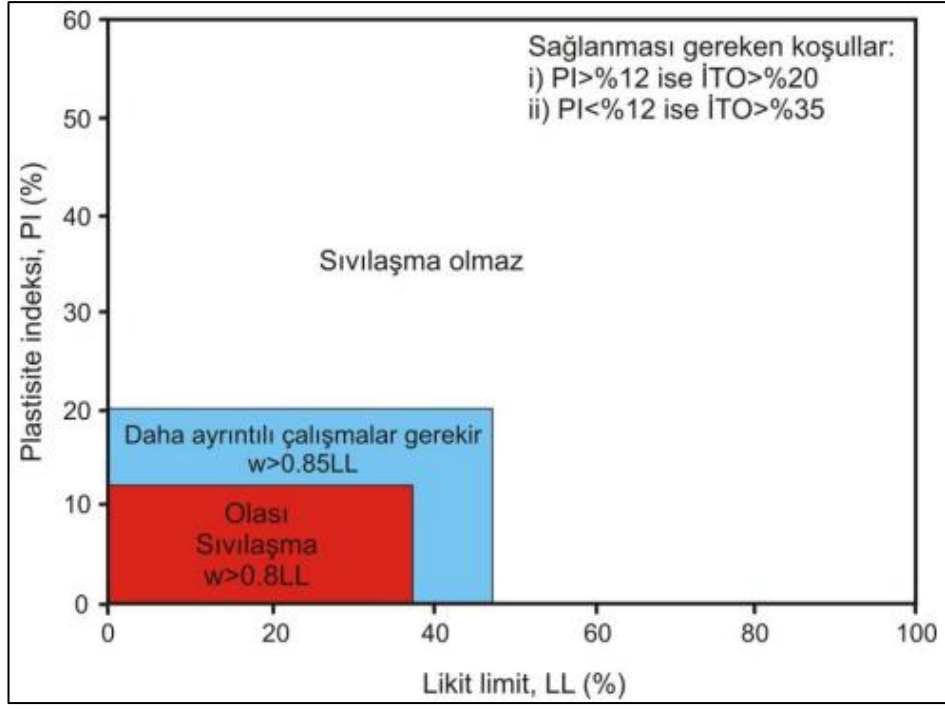
[Bray et al., 2004], 1999 Kocaeli depreminde Adapazarı'nda sınıvlaşmanın gözlemlendiği 7 farklı alandan aldıkları örselenmemiş örnekler üzerinde yaptıkları 100'den fazla devirsel üç eksenli, 19 adet statik dayanım ve 24 adet konsolidasyon

deneylerinin sonuçlarına göre yeni bir ölçüt geliştirmişlerdir (Şekil 3.7) [Hasançebi, 2011].

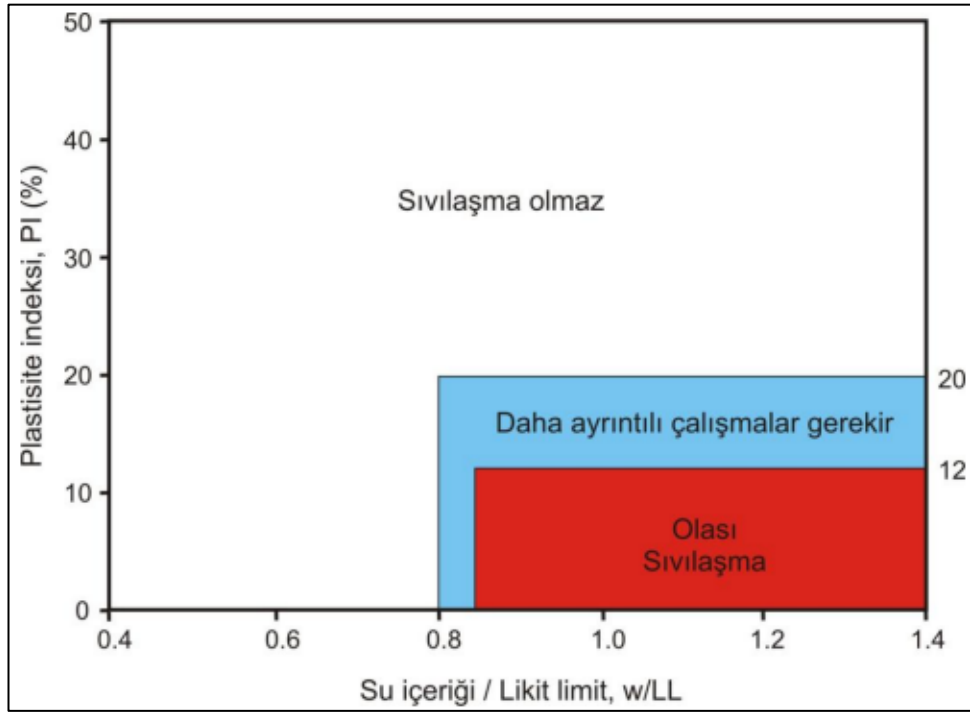
[Bray et al., 2004] tarafından önerilen ölçütte kullanılan veri tabanına ek olarak, örselenmemiş, ince tane oranı %70'den fazla ve plastisite indeksleri 0-25 arasında olan siltli ve killi zemin örnekleri üzerinde 10 adet devirsel basit makaslama deneyi yapan [Bray and Sancio, 2006], yeni bir ölçüt önermişlerdir (Şekil 3.8) [Hasançebi, 2011].

[Pehlivan, 2009], örselenmemiş ve ML, CL, MH ve CH sınıfındaki zemin örnekleri üzerinde yapılan dinamik deney sonuçlarından yararlanarak, ince taneli zeminlerin devirsel birim deformasyon ve aşırı gözenek suyu basıncının oluşumu sırasındaki davranışını araştırmıştır. Araştırmacı; doymuş temiz kumların dinamik tepkileriyle yapılan karşılaştırmalara dayanarak, aşırı gözenek suyu basıncı oranına (r_u) karşılık gelen birim makaslama deformasyonlarının, PI, LL ve w/LL parametrelerinin bir fonksiyonu olduğunu belirlemiş ve buna göre yeni bir ölçüt geliştirmiştir (Şekil 3.9). Şekilde; İTO: ince tane oranı, w : su içeriği, γ_{max} : en büyük makaslama birim deformasyonunu ifade etmektedir [Hasançebi, 2011].

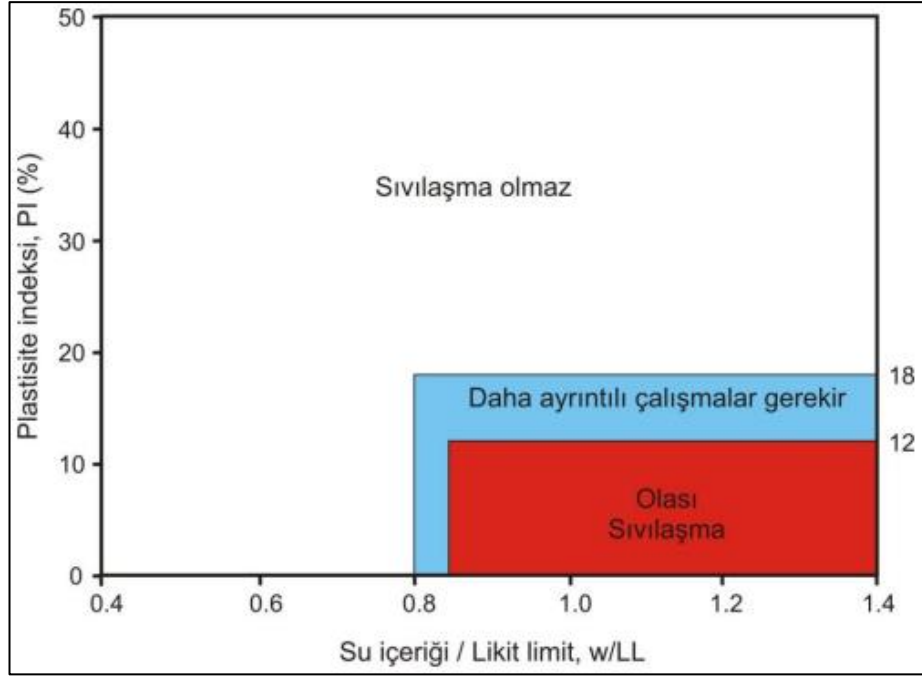
İnce taneli zeminlerin yanı sıra, çakılca zengin zeminlerin kum zeminlerden daha sıkı istiflenmesi tekrarlı makaslama gerilmelerine karşı zeminin direncini arttırırken, çoğu çakıl zeminlerin yüksek geçirimsizliğe sahip olması da, bu tür zeminlerde sıvılaşmayı güçleştirmektedir. Çakıllarda gözenek suyu basıncının sönmülmesi geçirimsiz üst seviyeler tarafından önlenirse, drenajsız koşullar oluşmakta, dolayısıyla kalın ve gevşek çakıl zeminler de bu durumda sıvılaşabilmektedir. Örneğin; 9.2 büyüklüğündeki 1964 Alaska depreminde sıvılaşan çakıl zeminler, çok sayıda köprünün ağır hasar görmesine yol açmıştır [Obermeier, 1996].



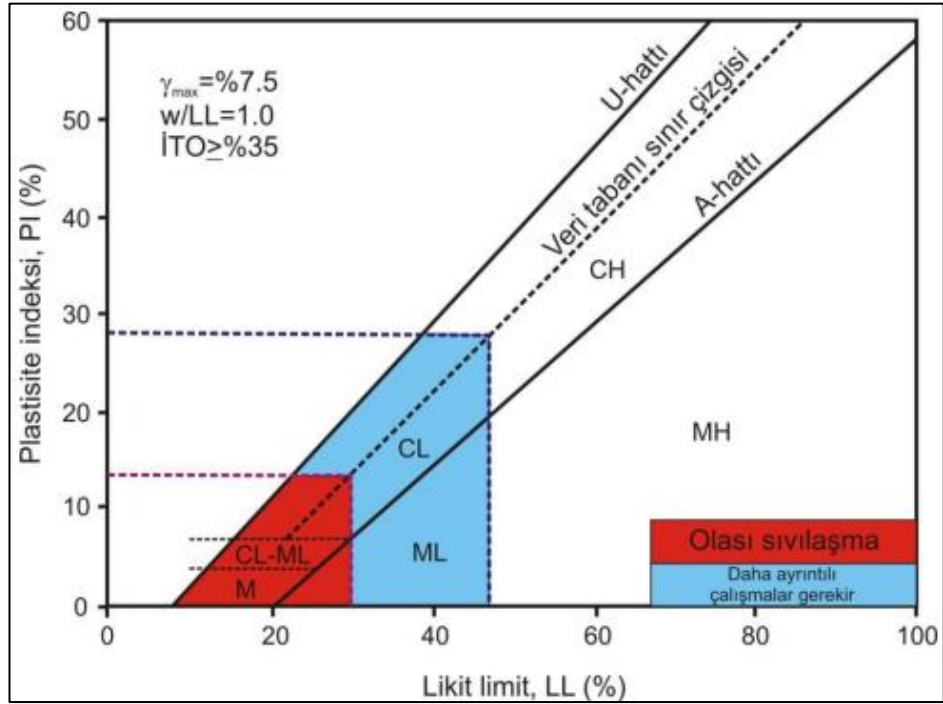
Şekil 3.6: Seed tarafından önerilen sıvılaşmaya karşı duyarlılık ölçütü.



Şekil 3.7: Bray tarafından önerilen sıvılaşmaya karşı duyarlılık ölçütü.

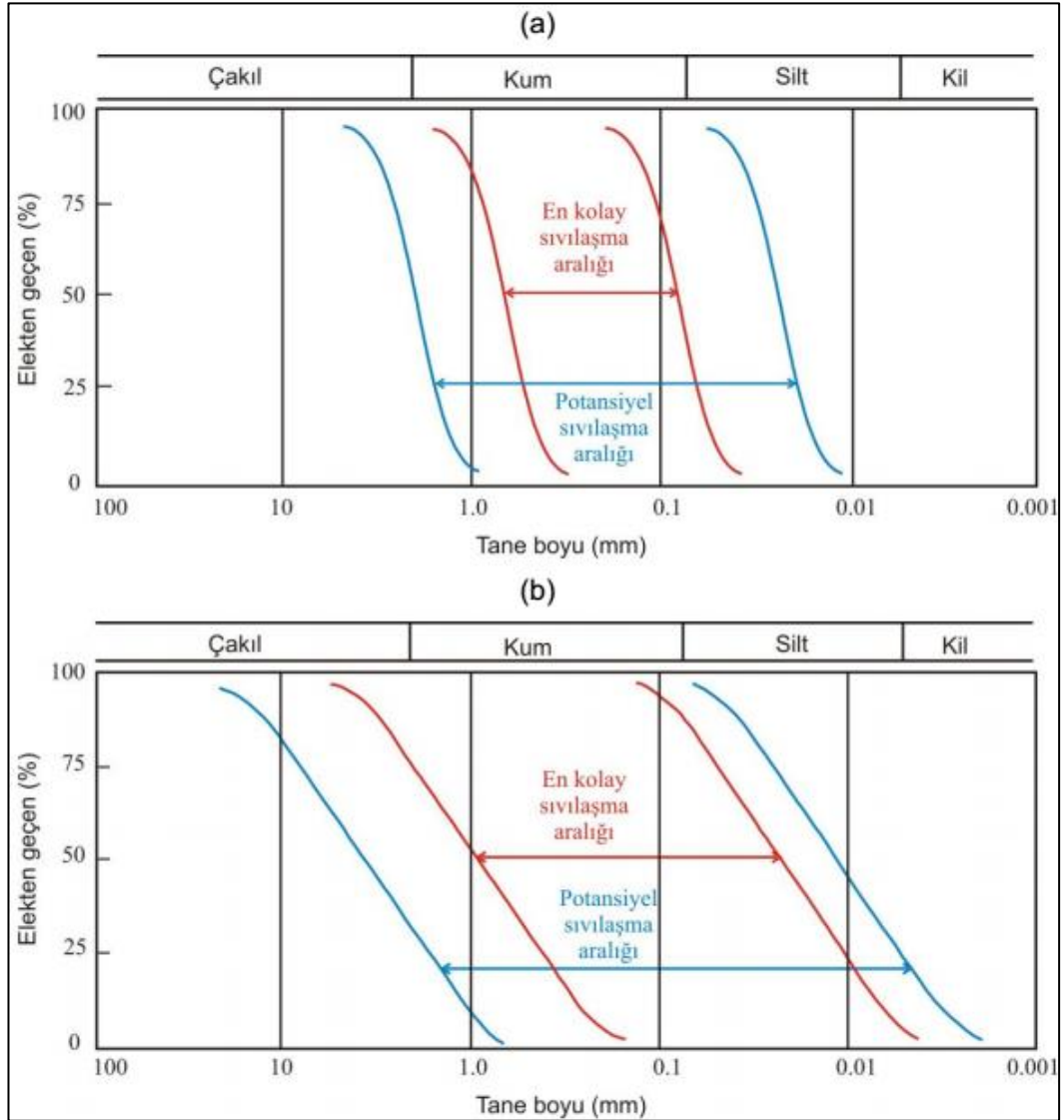


Şekil 3.8: Bray ve Sancio tarafından önerilen sıvılaşmaya karşı duyarlılık ölçütü.



Şekil 3.9: Pehlivan tarafından önerilen sıvılaşmaya karşı duyarlılık ölçütü.

Tane boyu dağılımı açısından potansiyel sıvılaşma eğilimine sahip olan zeminler ile en kolay sıvılaşan zeminler için sıvılaşmanın alt ve üst sınırlarını gösteren tane boyu dağılımı eğrileri Şekil 3.10'da verilmiştir [PHRI, 1997].



Şekil 3.10: En kolay sıvılaşabilen ve sıvılaşma potansiyeline sahip zeminler için tane boyu dağılımı açısından sıvılaşmanın alt ve üst sınırlarını gösteren tane boyu dağılımı eğrileri: a) Düşük ve b) Yüksek eşşekillilik katsayısına sahip zeminler.

Zeminin derecelenmesi ve zemini oluşturan tanelerin şekli de sıvılaşma duyarlılığında etkili faktörlerdir. İyi derecelenmiş zeminler, kötü derecelenmiş zeminlerden daha düşük sıvılaşma duyarlılığına sahiptirler. İyi derecelenmiş bir zeminde iri tanelerin arasındaki boşluklar daha küçük tanelerle doldurulurlar. Bu ince taneler, drenajlı koşullar altında zeminin hacim değişikliği potansiyelini azaltırlar. Bu da deprem sırasında drenajsız koşullarda aşırı gözenek suyu basınçlarının gelişmesini engeller, dolayısıyla zeminlerin sıvılaşma duyarlılığını azaltır. Yuvarlak tanelerden oluşan zeminler, köşeli taneleri içeren zeminlere oranla sıvılaşmaya karşı

daha duyarlıdır [Poulos et al., 1985]. Yuvarlak taneler, genellikle gevşek doygun zeminlerin çökteldiği akarsu çökelleri ve alüvyal ortamlarda gözlenirler [Kramer, 1996].

Zeminlerin sıvılaşma davranışında etkili olan ölçütlerden bir diğeri de, göreceli (rölatif) yoğunluktur (D_r). Gözenek suyu basıncı, sarsıntı sırasında başlangıçtaki göreceli yoğunluğun artışıyla önemli miktarda azalır. Gevşek kumlar sarsıntı ile sıkılaşabilir. Bu sıkışma, depremde yapılar üzerinde ciddi sorunlara yol açabilecek oturmalara neden olur. Göreceli yoğunluğu %47'nin altında olan zeminler, daha gevşek bir konumda bulunacakları için sıvılaşmaya daha yatkındırlar [Seed, 1976].

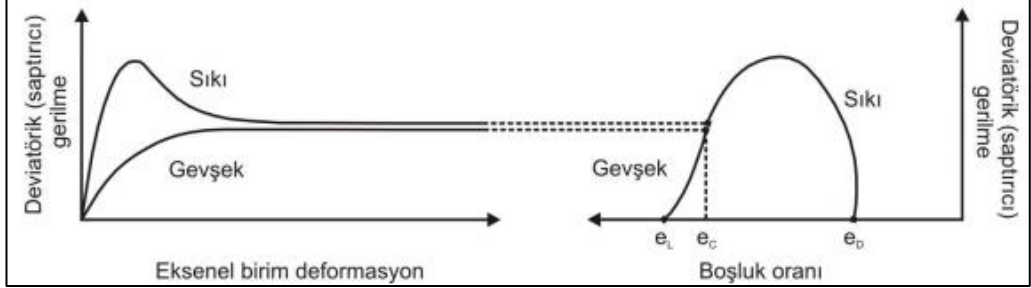
3.1.2.4. Arazi Koşulu Ölçütleri

Sıvılaşma duyarlılığı; tarihsel, bölgesel ve zemin bileşimi ile ilgili ölçütlerin yanı sıra, zeminin deprem sırasındaki gerilme ve yoğunluk (başlangıç durumunda) özelliklerine de bağlıdır. Çünkü bir zeminde aşırı gözenek suyu basıncı oluşma eğilimi, yoğunluktan ve zeminin başlangıçta etkisi altında kaldığı gerilme koşullarından etkilenmektedir. Diğer ölçütlere göre bu ölçütler, akma sıvılaşması ve devirsel hareketlilik için farklılıklar göstermektedir [Hasançebi, 2011].

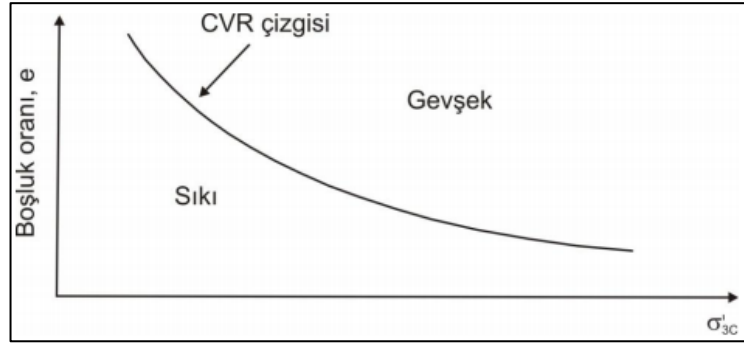
[Casagrande, 1936], gevşek ve sıkı kum örnekleri üzerinde gerçekleştirdiği drenajlı-birim deformasyon kontrollü üç eksenli deneyler sonucunda, aynı etkin hücre basıncında büyük birim deformasyonlarda test edilen tüm örneklerin aynı yoğunluğa doğru yaklaştığını göstermektedir (Şekil 3.11) [Hasançebi, 2011]. Başlangıçta gevşek olan örnekler yükleme sırasında sıkılaşmış, başlangıçta sıkı olan örnekler ise önce büzülmüş sonra da hızlı bir şekilde genişlemeye başlamıştır. Sonuç olarak, büyük birim deformasyonlarda tüm örnekler aynı yoğunluğa yaklaşmış ve bu sabit yoğunluğa karşılık gelen boşluk oranı “kritik boşluk oranı (e_c)” olarak adlandırılmıştır [Kramer, 1996]. [Casagrande, 1936], değişik etkin gerilmelerde deneyler yaparak kritik boşluk oranının etkin hücre basınçları ile ilişkili olduğunu gözlemiş ve elde edilen ilişkiyi “kritik boşluk oranı çizgisi (CVR)” olarak adlandırmıştır (Şekil 3.12) [Hasançebi, 2011].

CVR çizgisi, sıkılaşan ve genişleyen davranış arasındaki sınırı gösterdiği için, belirli bir zeminin akma sıvılaşmasına duyarlı olup olmadığı durumlar arasındaki sınırı belirlemede kullanılmıştır (Şekil 3.13). Şekil 3.13'ten de görüleceği gibi, ilksel

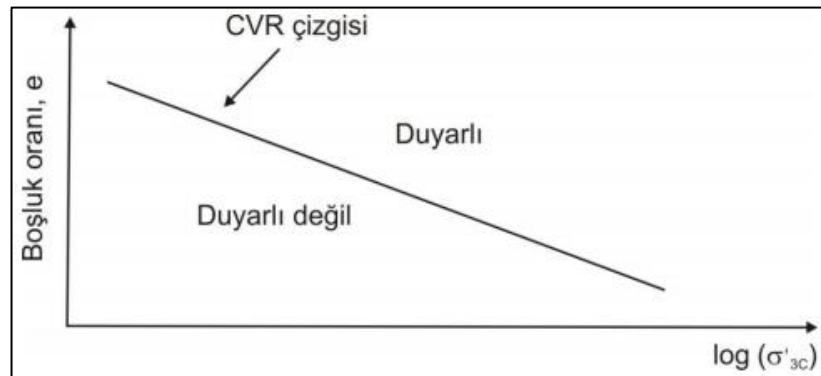
boşluk oranları CVR çizgisinin üstüne düşen zeminlerin akma sıvılaşmasına duyarlı olduğu, altına düşen zeminlerin ise duyarlı olmadıkları düşünülmüştür [Hasançebi, 2011].



Şekil 3.11: Aynı etkin hücre basıncında gevşek ve sıkı kumlar için gerilme-birim deformasyon ve gerilme-boşluk oranı eğrileri.



Şekil 3.12: CVR çizgisinin kullanımı.



Şekil 3.13: Akma sıvılaşmasına duyarlı olan ve olmayan zeminlerin başlangıç durumları arasında bir sınır olarak CVR çizgisinin kullanımı.

3.1.3. Sıvılaşmanın Değerlendirilmesi

1960'lardan bu yana meydana gelen depremlerde sıvılaşma ve sıvılaşmaya bağlı olarak gelişen zemin davranışlarının yapısal hasarlar üzerinde önemli bir etkiye sahip olduğu görülmüştür. Bu nedenle, herhangi bir bölgedeki zeminlerin sıvılaşma potansiyeline sahip olup olmadıklarının önceden belirlenmesi, sıvılaşmaya karşı alınabilecek önlemler ve zarar azaltma çalışmaları açısından büyük önem taşımaktadır. Bölüm 3.1.2'de değinilen genel sıvılaşma ölçütlerinden, sadece sıvılaşmaya duyarlı olabilecek zeminlerin belirlenmesi için ön değerlendirme amacıyla yararlanılabilmektedir. Bu nedenle, sıvılaşma potansiyelinin zeminin ve depremin özelliklerinin birlikte dikkate alındığı görgül (ampirik) çözümlene teknikleriyle veya dinamik laboratuvar deneylerinin sonuçlarının kullanıldığı analizlerle değerlendirilmesi en sağlıklı yaklaşımdır.

Standart Penetrasyon Deneyi (SPT), Konik Penetrasyon Deneyi (CPT) ve sadece çakıllı malzemelerde uygulanabilen Becker Penetrasyon Deneyi (BPT)'ne ait veriler esas alınarak tekrarlı gerilme oranının belirlendiği görgül yöntemler ile makaslama dalgası hızı (V_s) esas alınarak tekrarlı gerilme oranının belirlendiği jeofizik yöntem ve ayrıca laboratuvar da örselenmemiş örnekler üzerinde yapılan dinamik üç eksenli deney yöntemi sıvılaşmanın değerlendirilmesinde kullanılan yöntemlerdir. Sıvılaşma potansiyelinin değerlendirilmesinde laboratuvar deneyleri; gerek uzun sürede yapılmaları ve pahalı yöntemler olmaları, gerekse bu deneyler için arazi koşullarını temsil edecek nitelikte örselenmemiş örnek alımının azotla dondurma vb. gibi özel ve maliyeti yüksek örnekleme tekniklerinin kullanımını gerektirmesi nedeniyle, büyük bütçeli araştırmalar dışında, pek fazla tercih edilmemektedir. Tez çalışmasında "SPT deney verisini esas alan sıvılaşma analizi yöntemi" kullanıldığı için, aşağıda sadece bununla ilgili yöntemler ayrıntılı olarak anlatılmıştır [Hasançebi, 2011].

3.1.3.1. SPT Verisini Esas Alan Youd Yöntemi

[Seed and Idriss, 1971] tarafından 1964 yılında Alaska (ABD) ve Niigata (Japonya) da meydana gelen yıkıcı depremlerden sonra geliştirilip önerilen basitleştirilmiş yöntem, zeminlerin sıvılaşma potansiyelinin değerlendirilmesinde son

30 yıldır en yaygın kullanılan görgül yöntem olmuştur [Hasançebi, 2011]. Zaman içinde [Seed, 1979], [Seed and Idriss, 1982], [Seed et al., 1985] ve [Seed and DeAlba, 1986] tarafından modifiye edilen yöntem, son kez 1997 Jeoteknik Deprem Mühendisliği çalıştayında alınan kararlar doğrultusunda [Youd et al., 2001] tarafından tekrar düzenlenmiştir.

Yöntemde zeminin sıvılaşmaya karşı direncinin belirlenmesi için kullanılan indeks, zeminin sıvılaşma davranışının karakteristiklerini ifade etmede çok uygun bir parametre olan tekrarlı gerilme oranıdır (CSR, cyclic stress ratio). Tekrarlı gerilme oranı; deprem veya tekrarlı bir yükleme sonucu, zeminde gelişen ortalama tekrarlı makaslama gerilmesinin (τ_{av}), tekrarlı gerilmelerin uygulanmasından önce zemine etkileyen ilksel etkin düşey gerilmeye (σ'_v) oranıdır. $M_w=7.5$ büyüklüğündeki bir depremde gelişecek tekrarlı gerilme oranı Eşitlik 3.3 kullanılarak hesaplanır [Seed and Idriss, 1971].

$$CSR = \frac{\tau_{av}}{\sigma'_v} = 0.65 \cdot \frac{a_{max}}{g} \cdot \frac{\sigma_v}{\sigma'_v} \cdot r_d \quad (3.3)$$

Burada; a_{max} : En büyük yatay yer ivmesi, g : Yerçekimi ivmesi, σ_v : Toplam düşey örtü yükü gerilmesi, σ'_v : Etkin örtü yükü gerilmesi, r_d : Gerilme azaltma faktörüdür.

Gerilme azaltma faktörü için değişik araştırmacılar tarafından farklı yaklaşımlar önerilmiş olup, [Liao and Whitman, 1986] tarafından önerilen (Eşitlik 3.4a ve b) görgül bağıntı r_d 'nin belirlenmesi amacıyla kullanılabilir.

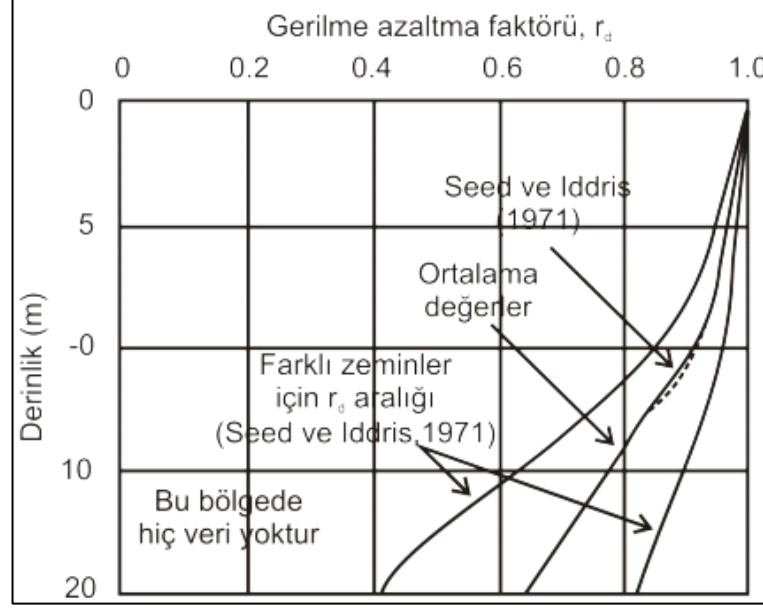
$$r_d = 1.0 - 0.00765z \quad (z \leq 9.15 \text{ m}) \quad (3.4a)$$

$$r_d = 1.174 - 0.0267z \quad (9.15 \text{ m} \leq z \leq 23 \text{ m}) \quad (3.4b)$$

Burada; z , yüzeyden itibaren derinliği ifade etmekte olup, birimi metredir. Eşitlik 3.4' den hesaplanan r_d değerleri; [Seed and Idriss, 1971] tarafından önerilen değerlerin aralıkları ve ortalamalarıyla birlikte Şekil 3.14'te verilmiş olup, şekildeki eğrilerden belirlenmesi yerine, daha kolay bir hesaplama amacıyla Eşitlik 3.5'in kullanılması önerilmektedir [Youd et al., 2001].

$$r_d = \frac{(1.000 - 0.4113z^{0.5} + 0.04052z + 0.001753z^{1.5})}{(1.000 - 0.4177z^{0.5} + 0.05729z - 0.006205z^{1.5} + 0.00121z^{1.5})} \quad (3.5)$$

Yöntemin ikinci aşamasında, zemin istifinin tekrarlı dayanım oranı (CRR, cyclic resistance ratio) belirlenir. Zeminin tekrarlı dayanım oranının belirlenmesinde, ince tane yüzdesi ve SPT-N değeri dikkate alınarak görgül ilişkiler kullanılır.



Şekil 3.14: Farklı zeminler için gerilme azaltma faktörünün derinlikle değişimini gösteren grafik.

Karşılaştırmalarda kullanılan zeminin penetrasyon direnci, düzeltilmiş standart penetrasyon direncidir ($(N_1)_{60}$). $(N_1)_{60}$ değerine göre, 7.5 büyüklüğündeki bir depremde zeminin direnç gösterebileceği tekrarlı gerilme oranı, Şekil 3.15'deki grafikten belirlenir.

Düzeltilmiş standart penetrasyon direncinin $(N_1)_{60}$ belirlenmesinde örtü yükü gerilmesi, enerji oranı, kuyu çapı, halat uzunluğu ve örnekleme yöntemi (iç tüp kullanılıp kullanılmaması durumu) için dikkate alınan düzeltme faktörleri Tablo 3.2'de verilmiştir [Youd et al., 2001].

Tablo 3.2'de verilen düzeltme faktörleri kullanılarak $(N_1)_{60}$, Eşitlik 3.6'dan belirlenir.

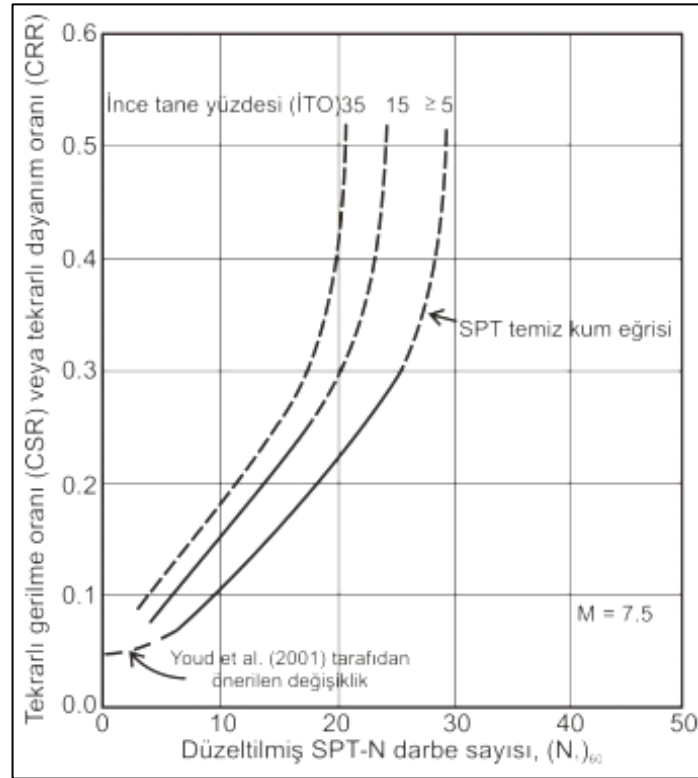
$$(N_1)_{60} = N \cdot C_N \cdot C_E \cdot C_B \cdot C_R \cdot C_S \quad (3.6)$$

Burada; N: SPT darbe sayısı, C_N : Örtü yükü gerilmesi düzeltme faktörü, C_E : Şahmerdan enerji oranı (E_R) için düzeltme faktörü, C_B : Kuyu çapı düzeltme faktörü, C_R : Tij uzunluğu düzeltme faktörü, C_S : İç gömlek düzeltme faktörüdür.

Tablo 3.2'deki, örtü yükü gerilmesi düzeltme faktörü [Liao and Whitman, 1986] tarafından önerilmiş olup, 200 kPa'dan büyük örtü yükü gerilmeleri için belirgin sonuçlar vermemektedir [Hasaıçebi, 2011].

Şekil 3.15'te 7.5 büyüklüğündeki depremler için verilen $(N_1)_{60}$ - CRR grafiğinde temiz kum için önerilmiş CRR eğrisi, Eşitlik 3.7 ile ifade edilmektedir [Youd et al., 2001].

$$CRR_{7.5} = \frac{1}{34 - (N_1)_{60}} + \frac{(N_1)_{60}}{135} + \frac{50}{[10 \cdot (N_1)_{60} + 45]^2} - \frac{1}{200} \quad (3.7)$$



Şekil 3.15: Mw=7.5 büyüklüğündeki deprem için tekrarlı gerilme oranı ve $(N_1)_{60}$ arasındaki ilişki

Tablo 3.2. Düzeltilmiş $(N_1)_{60}$ değerinin belirlenmesinde kullanılan düzeltme faktörleri.

Faktör	Simge	Gereç	Düzeltilme
Örtü yükü basıncı	C_N	-	$(P_a/\sigma'_v)^{0.5}$ $C_N \leq 2$
Enerji oranı	C_E	Safety tipi şahmerdan	0.60-1.17
		Donut tipi şahmerdan	0.45-1.00
Kuyu çapı	C_B	65-115 mm	1.00
		150 mm	1.05
		200 mm	1.15
Tij uzunluğu	C_R	3-4 m	0.75
		4-6 m	0.85
		6-10 m	0.95
		10-30 m	1.0
		> 30 m	< 1.0
Örnekleme yöntemi	C_S	Standart örnekleyci	1.0
		İç tüpsüz örnekleyci	1.15-1.30

3.7 no.lu eşitlik, sadece $(N_1)_{60} < 30$ koşulu için geçerlidir. $(N_1)_{60} \geq 30$ olan temiz kumların sıvılaşmayacak kadar sıkı oldukları kabul edilir ve “sıvılaşmaz” olarak sınıflandırılırlar [Youd et al., 2001].

İnce tane oranının CRR üzerindeki etkisi için önerilen düzeltmeler Eşitlik 3.8 ve 3.9’da verilmiştir [Youd et al., 2001]. Plastisite gibi diğer zemin karakteristiklerinin de sıvılaşma direnci üzerinde etkili olabilmesine karşın, bu faktörler için herhangi bir düzeltme önerilmemiştir. Bu nedenle, ince tane oranı için önerilen aşağıdaki düzeltmelerin kullanımında dikkatli olunması ve gerekirse deneyime dayalı olarak mühendislik yorumunun uygulanması gerekmektedir [Hasançebi, 2011].

$$(N_1)_{60CS} = \alpha + \beta (N_1)_{60} \quad (3.8)$$

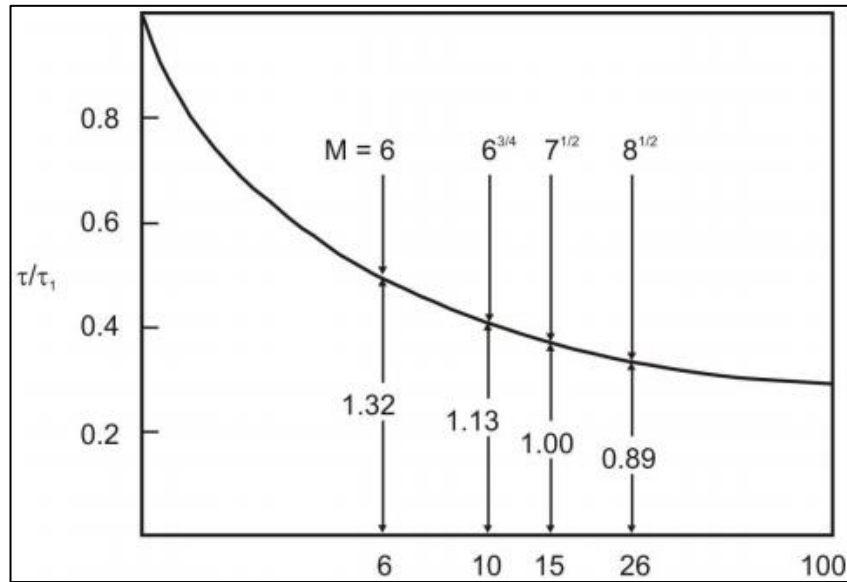
Burada $(N_1)_{60CS}$ temiz kuma ait düzeltilmiş $(N_1)_{60}$ değeri olup, α ve β katsayıları Eşitlik 3.9’dan belirlenir (İTO: ince tane oranı).

$$\dot{I}TO \leq \%5, \quad \alpha = 0 \quad \beta = 1.0 \quad (3.9a)$$

$$\%5 < \dot{I}TO < \%35, \quad \alpha = \exp[1.76 - (190/\dot{I}TO^2)] \quad \beta = 0.99 + (\dot{I}TO^{1.5}/1.000) \quad (3.9b)$$

$$\dot{I}TO \geq \%35, \quad \alpha = 5.0 \quad \beta = 1.2 \quad (3.9c)$$

Farklı büyüklükteki depremler arasındaki temel farklılık, bu depremlerin ürettikleri gerilmelerin tekrar sayısıdır. Tekrarlı gerilme oranı ve sıvılaşma için gerekli tekrarlar sayısı arasındaki ilişki Şekil 3.16'da görülmektedir [Seed and Idriss, 1982]. 7.5 büyüklüğündeki bir deprem için tekrarlar sayısı 15 olarak alınır, sıvılaşma için gerekli gerilme oranının göreceli değerleri diğer tekrarlar sayıları için Şekil 3.16'dan belirlenir ve iki eğrinin ordinat değerlerinin 15 tekrara karşılık gelen ordinat değerine oranı deprem büyüklüğü için dönüştürme faktörü (MSF) olarak ifade edilir. Farklı araştırmacılar tarafından önerilen dönüştürme faktörleri Tablo 3.3'te verilmiştir.



Şekil 3.16: Sıvılaşma için gerekli tekrar sayısı ve tekrarlı gerilme oranı arasındaki ilişki.

Tablo 3.3: Zeminin sıvılaşmaya karşı direncinde deprem büyüklüğünün etkisi için farklı araştırmacılar tarafından önerilen deprem büyüklüğü ölçek faktörleri (MSF).

M_w	Seed and Idriss (1982)	Idriss	Ambraseys (1988)	Arango (1996)		Andrus and Stokoe (1997)	Youd and Noble (1997)		
				Uzaklık	Enerji		PL >20%	PL <32%	PL <50%
5,50	1,43	2,20	2,86	3,00	2,20	2,80	2,86	3,42	4,44
6,00	1,32	1,76	2,20	2,00	1,65	2,10	1,93	2,35	2,92
6,50	1,19	1,44	1,69	1,60	1,40	1,60	1,34	1,66	1,99
7,00	1,08	1,19	1,30	1,25	1,10	1,25	1,00	1,20	1,39
7,50	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	-	-	1,00
8,00	0,94	0,84	0,67	0,75	0,85	0,8 ?	-	-	0,73?
8,50	0,89	0,72	0,44	-		0,65?	-	-	0,56?

[Seed, 1983]; yüksek örtü gerilmeleri ile statik makaslama gerilmeleri de dikkate alınacak şekilde, bu gerilmelerle ilgili olarak K_σ simgesiyle ifade edilen dönüşüm faktörünü önermiştir. Laboratuvarda örneklere tekrarlı gerilmeler uygulanarak yapılmış dinamik üç eksenli deneylerin sonuçları, yanal gerilmenin artmasıyla sıvılaşmaya karşı direncin arttığını göstermiştir. Ancak bu artışın doğrusal olmadığını dikkate alan [Seed, 1983], SPT verisini kullanan bu analiz yönteminde 100 kPa'dan yüksek örtü basınçları altındaki zemin seviyelerinin sıvılaşmaya karşı direncinin tahmini amacıyla örtü basıncı düzeltmesini (K_σ) önermiştir. K_σ düzeltme grafiği daha sonra ek veriyle desteklenerek [Hynes and Olsen, 1999] tarafından tekrar düzenlenmiş olup, bu grafikten elde edilen K_σ değerleri Eşitlik 2.10'da verilmiştir.

$$K_\sigma = (\sigma_v' / Pa)^{(f-1)} \text{ (kPa)} \quad (3.10a)$$

$$K_\sigma = (\sigma_v')^{(f-1)} \text{ (kgF/cm}^2\text{)} \quad (3.10b)$$

Burada; σ_v' : Etkin örtü gerilmesi, Pa: Atmosferik basınç, f: Göreceli yoğunluktur.

Göreceli yoğunluk; gerilme tarihçesi, çökel yaşı ve aşırı konsolidasyon gibi saha koşullarının fonksiyonu olan bir değerdir. %40-60 arasında değişen göreceli yoğunluk değerleri için, $f=0.7-0.8$, %60-80 arasındaki göreceli yoğunluk değerleri

için ise $f=0.6-0.7$ 'dir. [Hynes and Olsen, 1999], f değerlerini mühendislik uygulamalarında hem temiz ve siltli kumlar hem de çakıllar için tutucu K_{σ} değerlerinin elde edilmesi için önermiştir.

Bir zeminin sıvılaşp sıvılaşmayacağına, Eşitlik 3,7'den belirlenen tekrarlı dayanım oranı (CRR) ile Eşitlik 3,3'ten hesaplanan tekrarlı gerilme oranı (CSR) değerleri karşılaştırılarak karar verilir ve sıvılaşmaya karşı güvenlik katsayısı (F_L), ilgilenilen depremin büyüklüğü ve örtü gerilmeleri ile statik makaslama gerilmeleri için düzeltme de yapılarak Eşitlik 3.11'de verilen ifadede hesaplanır.

$$F_L = \left(\frac{CRR_{7.5}}{CSR} \right) \cdot MSF \cdot K_{\sigma} \quad (3.11)$$

Doğadaki belirsizlikler de dikkate alınarak zeminin sıvılaşma potansiyeli, sıvılaşmaya karşı güvenlik katsayısının aşağıda verilen aralıklarına göre değerlendirilebilir [Ulusay and Tosun, 1999].

- $F_L \leq 1$; Sıvılaşma
- $1 < F_L \leq 1.2$; Potansiyel sıvılaşma
- $F_L > 1.2$; Sıvılaşma beklenmez

3.1.3.2. SPT Verisini Esas Alan Çetin Yöntemi

[Youd et al., 2001]'nin kullanmış oldukları veri tabanına 300 farklı veri daha ekleyen [Çetin et al., 2004], tüm verileri tekrar değerlendirerek, sıvılaşma potansiyelinin belirlenmesine yönelik olasılık esaslı yeni bir yöntem önermişlerdir. Önerilen bu yöntemde, CSR'nin ve CRR'nin belirlenmesinde kullanılan bazı parametreler [Youd et al., 2001]'un yöntemine göre farklılıklar içermektedir. Bu farklılıklar aşağıdaki alt bölümlerde verilmiştir.

3.1.3.2.1. Tekrarlı Gerilme Oranının (CSR) Belirlenmesi

[Çetin et al., 2004]'nin önerdikleri yöntemde, CSR'nin belirlenmesi için yine Eşitlik 3.3 kullanılmakta olup, sadece gerilme azaltma faktörünün belirlenmesi amacıyla farklı bir yaklaşım kullanılmıştır.

[Çetin et al., 2004], gerilme azaltma faktörünü etkileyen, derinlik (d), depremin moment büyüklüğü (M_w), en büyük yer ivmesi (a_{max}), 12 m derinliğe kadar olan zemin seviyesinin sıklığı (makaslama dalgası hızı: V_{s12}) parametrelerini göz önüne alarak, 2153 lokasyonda arazi tepki analizi yapmışlardır [Çetin et al., 2004]. Analiz sonuçlarına göre araştırmacılar gerilme azaltma faktörünün; en büyük yer ivmesinin, deprem büyüklüğünün ve zeminin sıklığının artmasına bağlı olarak azaldığını belirtmişlerdir. Araştırmacıların diğer bir gözlemi ise, r_d 'nin 12 m'ye kadar derinlikle birlikte arttığı, 12 m'den sonra ise hemen hemen sabit kaldığı şeklindedir. Bu nedenle, 12 m derinliğe kadar ve 12 m'den daha fazla derinlikler için gerilme azaltma faktörünün farklı eşitlikler kullanılarak hesaplanması önerilmiştir (Eşitlik 3.12 ve 3.13) [Çetin et al., 2004].

$$r_d = \frac{\left[1 + \frac{-23.013 - 2.949 \cdot a_{max} + 0.999 \cdot M_w + 0.0525 \cdot V_{s12}^*}{16.258 + 0.201 \cdot e^{0.341 \cdot (-d + 0.0785 \cdot V_{s12}^* + 7.586)}}\right]}{\left[1 + \frac{-23.013 - 2.949 \cdot a_{max} + 0.999 \cdot M_w + 0.0525 \cdot V_{s12}^*}{16.258 + 0.201 \cdot e^{0.341 \cdot (0.0785 \cdot V_{s12}^* + 7.586)}}\right]} \pm \sigma_{r_d} \quad (3.12a)$$

$$\sigma_{r_d}(d) = d^{0.850} \cdot 0.0198 \quad (3.12b)$$

$$r_d = \frac{\left[1 + \frac{-23.013 - 2.949 \cdot a_{max} + 0.999 \cdot M_w + 0.0525 \cdot V_{s12}^*}{16.258 + 0.201 \cdot e^{0.341 \cdot (-d + 0.0785 \cdot V_{s12}^* + 7.586)}}\right]}{\left[1 + \frac{-23.013 - 2.949 \cdot a_{max} + 0.999 \cdot M_w + 0.0525 \cdot V_{s12}^*}{16.258 + 0.201 \cdot e^{0.341 \cdot (0.0785 \cdot V_{s12}^* + 7.586)}}\right]} - .046(d - 20) \pm \sigma_{r_d} \quad (3.13a)$$

$$\sigma_{r_d}(d) = 12^{0.850} \cdot 0.0198 \quad (3.13b)$$

3.1.3.2.2. Tekrarlı Dayanım Oranının (CRR) Belirlenmesi

[Youd et al., 2001] tarafından tekrar düzenlenen yöntemde tekrarlı dayanım oranı (CRR), sadece düzeltilmiş standart penetrasyon deneyi darbe sayısı ($(N_1)_{60}$) ile ilişkililikten, [Çetin et al., 2004] tarafından geliştirilen yöntemde ($(N_1)_{60}$ 'ın yanı sıra tekrarlı gerilme oranı; depremin moment büyüklüğü, ince tane oranı ve etkin örtü yükü gerilmesi ile de ilişkilendirilmiştir (Eşitlik 3.14). Olasılık esaslı bir yöntem öneren bu araştırmacılar, CRR'nin belirlenmesinde kullanılan sıvılaştırma olasılığını (PL) Eşitlik 3.15'teki şekliyle ifade etmişlerdir.

$$CRR(N_{1,60}, M_w, \sigma'_v, \dot{I}TO, P_L) = \exp \left[\frac{\left((N_{1,60}) \cdot (1+0.004 \cdot \dot{I}TO) - 29.53 \cdot \ln(M_w) \right)}{13.32} - 3.70 \cdot \ln(\sigma'_v) + 0.05 \cdot \dot{I}TO + 44.97 + 2.70 \cdot \Phi^{-1}(P_L) \right] \quad (3.14)$$

$$P_L = \Phi \left[\frac{\left((N_{1,60}) \cdot (1+0.004 \cdot \dot{I}TO) - 13.32 \cdot \ln(CSR) - 29.53 \cdot \ln(M_w) \right)}{2.70} - 3.70 \cdot \ln(\sigma'_v/P_a) + 0.05 \cdot \dot{I}TO + 16.85 \right] \quad (3.15)$$

Eşitlik 3.14 ve 3.15'te; CRR: Tekrarlı dayanım oranı, $(N_{1,60})$: Düzeltilmiş SPT darbe sayısı, M_w : Deprem moment büyüklüğü, σ'_v : Etkin örtü yükü, $\dot{I}TO$: İnce tane oranı, P_L : Sıvılaşma olasılığıdır.

Düzeltilmiş standart penetrasyon direncinin $(N_{1,60})$ belirlenmesinde, yine [Youd et al., 2001] tarafından önerilen eşitlik (bkz. Eşitlik 3.6) kullanılmakta olup, dikkate alınan düzeltme faktörleri Tablo 3.4 ve Şekil 3.17'de verilmiştir.

İnce tane oranının CRR üzerindeki etkisi için ince tane oranına ($\dot{I}TO$) bağlı olarak önerilen düzeltmeler Eşitlik 3.16 ve 3.17' de verilmiştir [Çetin et al., 2004].

$$(N_{1,60})_{CS} = (N_{1,60}) \cdot C_{\dot{I}TO} \quad (3.16)$$

$$C_{\dot{I}TO} = (1+0,004 \cdot \dot{I}TO) + 0.05 (\dot{I}TO / (N_{1,60})) \quad (3.17)$$

Eşitlik 3.17'de, $\dot{I}TO$ 'nın 5'in altında olduğu koşullarda sıfır olarak, 35'in üzerinde olduğu koşullarda ise 35 olarak kullanılması gerekmektedir.

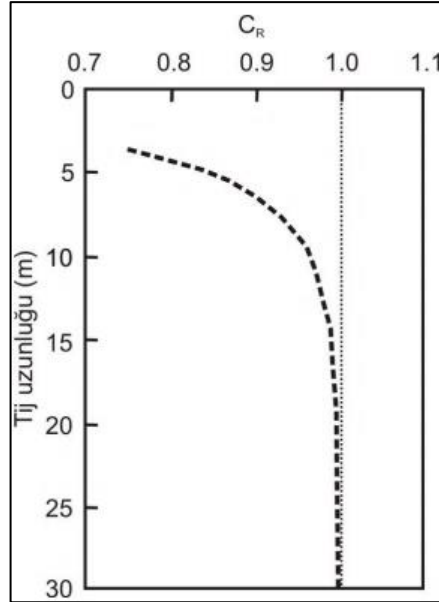
3.1.3.2.3. Güvenlik Katsayısının (F_L) Belirlenmesi

[Çetin et al., 2004]'nin önerdikleri yöntemle göre, deprem büyüklüğü için dönüştürme faktörü (MSF) ise, [Youd et al., 2001]'nin çalışmasından farklı olarak, Şekil 3.18 kullanılarak belirlenmektedir.

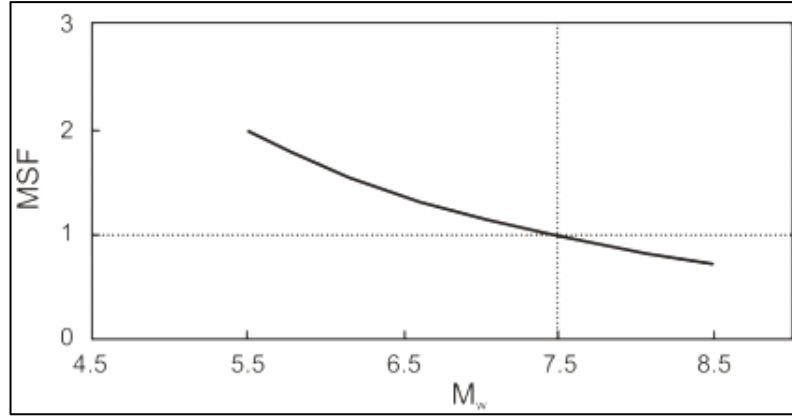
Tablo 3.4: Düzeltmiş $(N_1)_{60}$ değerinin belirlenmesinde kullanılan düzeltme faktörleri.

Faktör	Simge	Gereç	Düzeltilme
Örtü yükü basıncı	C_N	-	$(P_a/\sigma'_v)^{0.5}$ $C_N \leq 2$
Enerji oranı	C_E	Safety tipi şahmerdan	0.70-1.20
		Donut tipi şahmerdan*	0.50-1.00
		Donut tipi şahmerdan**	1.10-1.40
		Otomatik-trip tip şahmerdan	0.80-1.40
Kuyu çapı	C_B	65-115 mm	1.00
		150 mm	1.05
		200 mm	1.15
Tij uzunluğu	C_R	Bakınız Şekil 3.17	
Örnekleme yöntemi	C_S	Standart örnekleyci	1.0
		İç tüpsüz örnekleyci	1.15-1.30

* : Kedibaşının çevresinde 2 kez dönen halat sistemi
 ** : Japonlara özel halat ve kedibaşı sistemi

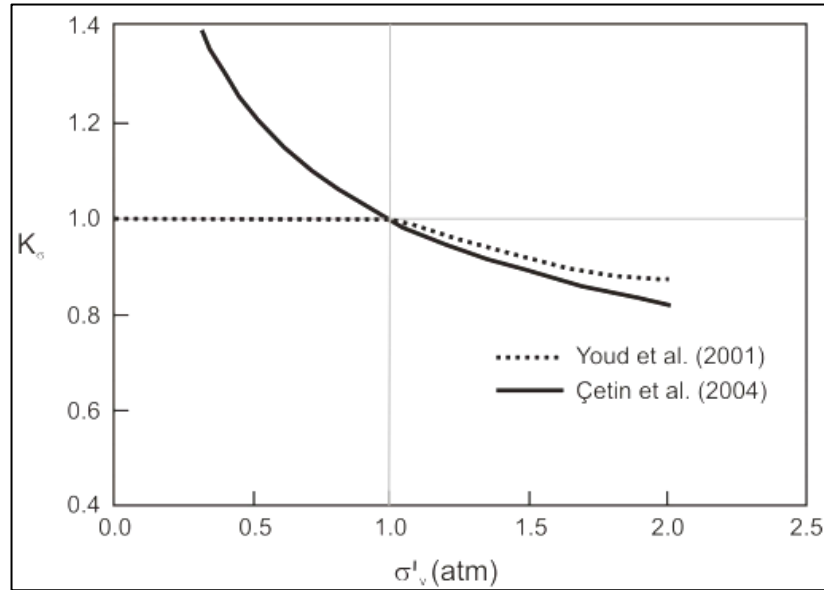


Şekil 3.17. Tij uzunluğu düzeltmesi.



Şekil 3.18: Deprem büyüklüğü için dönüştürme faktörünün Çetin tarafından önerilen yöntemle belirlenmesi.

Araştırmacılar, ayrıca örtü yükü basıncının (K_σ) belirlenmesi için de değişiklikler önermişlerdir. K_σ faktörünün belirlenmesinde kullanılan veri tabanının büyük bir kısmı etkin örtü gerilmesi değeri 30-130 kPa arasında değişmektedir. Bu veri tabanı ile olasılık esaslı Bayesian güncelleme analizleri yapılmış ve etkin örtü gerilmesi 30-180 kPa arasında değişen analiz sonuçlarına göre [Youd et al., 2001] tarafından önerilen eşitlikten elde edilenlerle (bkz. Eşitlik 3.11) örtüşen sonuçlar bulunmuştur [Çetin et al., 2004]. Eşitlik 3.11’de, σ_v' değeri 1 atm basınca göre normalize edilmiş olup, [Çetin et al., 2004], çok sığ derinliklerde K_σ ’nın 1.5’ a kadar değer alabileceğini belirtmiştir (Şekil 3.19).



Şekil 3.19: K_σ değerinin belirlenmesinde kullanılan grafik.

3.1.4. Sıvılaşma Potansiyeli ve Sıvılaşma Şiddeti İndeksleri

Zemin seviyelerinin derinliğe bağlı olarak sıvılaşmaya karşı direnci, sıvılaşma analizi yöntemleri kullanılarak güvenlik katsayısının belirlenmesiyle değerlendirilebilmektedir. Bununla birlikte, zemin sıvılaşmasının neden olduğu zemin ve yapı hasarları, sıvılaşmanın derecesinin şiddetiyle yakından ilişkilidir. Bu durum göz önüne alınarak çeşitli araştırmacılar tarafından sıvılaşma potansiyeli ve sıvılaşma şiddeti indeksi kavramları önerilmiştir. Bu kavramlarla ilgili başlıca hususlar aşağıda sunulmuştur [Hasançebi, 2011].

3.1.4.1. Sıvılaşma Potansiyeli İndeksi

“Sıvılaşma potansiyeli indeksi” adı verilen bu parametre, ilk kez [Iwasaki et al., 1982] tarafından önerilmiştir. Sıvılaşmaya karşı güvenlik katsayısını da dikkate alan bu indeks, sıvılaşma derecesinin şiddetini tanımlamaktadır (Eşitlik 3.18).

$$I_L = \int_0^z F_L(z) \cdot W(z) \cdot dz \quad (3.18)$$

Yukarıdaki sürekli eşitlik, değişik ve çok sayıda seviyeden oluşan bir zemin istifi için Eşitlik 3.19 ile ifade edilir.

$$I_L = \sum_i^n (F_L \cdot W \cdot H)_i \quad (3.19)$$

Burada; I_L : Sıvılaşma potansiyeli indeksi, n : İstifteki toplam zemin seviyesi sayısı, i : Derinlikle artan zemin seviyesi sayısı, z : İncelenen zemin seviyesinin orta noktasının derinliği (m), H : Zemin seviyesinin kalınlığı (m), F_L : Sıvılaşmaya karşı güvenlik katsayısı, W : Yüzeyden olan derinliğe bağlı sıvılaşma potansiyeli azaltma faktörüdür.

Sıvılaşmaya karşı güvenlik katsayısının belirlenmesinde Eşitlik 3.20 ve yüzeyden olan derinliğe bağlı olan sıvılaşma potansiyeli azaltma faktörünün belirlenmesinde ise Eşitlik 3.21 kullanılır.

$$F_L < 1 \text{ için,} \quad F=1- F_L \quad (3.20a)$$

$$F_L \geq 1 \text{ için,} \quad F=0 \quad (3.20b)$$

$$z < 20 \text{ m için,} \quad W=10-0.5z \quad (3.21a)$$

$$z \geq 20 \text{ m için,} \quad W=0 \quad (3.21b)$$

I_L kavramı için derinliğin en fazla 20 m ile sınırlandırılmasında, geçmişte meydana gelen depremlerde 20 m'den daha derindeki zeminlerde sıvılaşma ile karşılaşılmanın olmaması dikkate alınmıştır. Sıvılaşma potansiyeli indeksine göre yapılan zemin sınıflaması, Tablo 3.5'te verilmiştir [Iwasaki et al., 1982]. Bu çizelgeden de görüleceği üzere, $F_L=0$ koşulunda incelenen zemin istifinde ($z=20$ m), $I_L=100$ (en yüksek) ve $F_L \geq 0$ koşulunda ise $I_L=0$ (en düşük) olmaktadır.

Tablo 3.5: I_L 'ye göre sıvılaşma riski dereceleri.

I_L	Zemin Sınıfı
0	Çok düşük
$0 < I_L \leq 5$	Düşük
$5 < I_L \leq 15$	Yüksek
$15 > I_L$	Çok yüksek

3.1.4.2. Yılmaz ve Çetin'in Sıvılaşma Şiddeti İndeksi

Sıvılaşma potansiyeli indeksi kavramını modifiye eden [Yılmaz ve Çetin, 2003], olasılık esaslı yeni bir kavram olan "Sıvılaşma Şiddeti İndeksi (LSI)"ni önermiştir (Eşitlik 3.22).

$$LSI = \int_0^H P_L \cdot H \cdot W \quad (3.22)$$

Burada; P_L : Sıvılaşma olasılığı, F_L : Sıvılaşmaya karşı güvenlik katsayısı, H : Zemin seviyesinin kalınlığı (m), W : Yüzeiden olan derinliğe bağlı sıvılaşma potansiyeli azaltma faktörüdür.

İncelenen zemin seviyesinin orta noktasının derinliğine (z) bağlı olarak, yüzeyden olan derinliğe bağlı sıvılaşma potansiyeli azaltma faktörünün (W) belirlenmesinde Eşitlik 3.23 kullanılmaktadır.

$$W=1-0.05z \quad (3.23)$$

Sıvılaşma şiddeti indeksine göre $F_L=0$ koşulunda; incelenen zemin istifinde $LSI=10$ (en yüksek) ve $F_L \geq 0$ koşulunda ise $LSI=0$ (en düşük) değerleri almaktadır [Yılmaz and Çetin, 2003] (Tablo 3.6).

Tablo 3.6: LSI'ya göre sıvılaşma riski dereceleri.

LSI	Zemin Sınıfı
$0 > LSI < 0.35$	Çok düşük
$0.35 > LSI < 1.30$	Düşük
$1.30 > LSI < 2.50$	Yüksek
$2.50 > LSI = 10$	Çok yüksek

3.1.4.3. Sönmez ve Gökçeoğlu'nun Sıvılaşma Şiddeti İndeksi

Sıvılaşma potansiyeli indeksine göre (bkz. Çizelge 3.5), bu sınıflamanın dört risk sınıfını içermekte ve bunlar arasında “sıvılaşmaya karşı duyarlı olmayan” ve “orta derecede duyarlı” gibi sınıflar yer almamaktadır. Bu sınırlama dikkate alınarak, sıvılaşma riski I_L , sınıflaması [Sönmez ve Gökçeoğlu, 2005] tarafından modifiye edilerek, “Sıvılaşma Şiddeti İndeksi (L_S)” önerilmiştir (Eşitlik 3.24).

$$L_S = P_L(z).W(z).dz \quad (3.24)$$

[Sönmez and Gökçeoğlu, 2005], güvenlik katsayısı için bir eşik değer belirleyerek ve I_L eşitliğine (bkz. Eşitlik 3.18), [Juang et al., 2003] tarafından önerilen sıvılaşma olasılığı kavramını ekleyerek (Eşitlik 3.25) L_S 'yi önermişlerdir.

$$F_L \leq 1.411 \text{ için,} \quad P_L(z) = 1/[1+(F_L/0.96)^{4.5}] \quad (3.25a)$$

$$F_L > 1.411 \text{ için,} \quad P_L(z) = 0 \quad (3.25b)$$

Burada; P_L : Sıvılaşma olasılığı, F_L : Sıvılaşmaya karşı güvenlik katsayısı, z : İncelenen zemin seviyesinin orta noktasının derinliği (m), W : Yüzeiden olan derinliğe bağlı sıvılaşma potansiyeli azaltma faktörüdür ($W(z)=1-0.005$).

$F_L \leq 1.411$ koşuluna sahip bir zemin, [Andrews and Martin, 2000] tarafından önerilen ve kil içeriği ile likit limiti esas alan duyarlılık ölçütüne (bkz. Şekil 2.5) göre “sıvılaşmaz” olarak değerlendirilir. L_s değerine göre önerilen sıvılaşma şiddeti sınıflaması Tablo 3.7’de verilmiştir [Sönmez and Gökçeoğlu, 2005].

Tablo 3.7: L_s 'ye göre sıvılaşma riski dereceleri.

L_s	Zemin Sınıfı
$85 \leq L_s < 100$	Çok yüksek
$65 \leq L_s < 1.30$	Yüksek
$35 \leq L_s < 2.50$	Orta
$15 \leq L_s < 35$	Düşük
$0 \leq L_s < 15$	Çok düşük
$L_s = 0$	Sıvılaşmaz

3.2. Zemin Büyütmesi

3.2.1. Zemin Büyütmesi Konusunda Yapılmış Çalışmalar

Yerel zemin koşullarının depremle ilişkili hasarlar üzerindeki etkisi uzun zamandan beri bilinmekle birlikte, bu konuyla ilgili aletsel ölçümlerde ve hesaplamalarda son 40 yılda önemli gelişmeler kaydedilmiştir. Bu konudaki ilk önemli bilgiler 1957 San Fransisco depreminde (ABD) değişik noktalarda alınan bazı ölçümlerden elde edilmiştir. Bu ölçümler, birbirine yakın bölgelerde oluşan yer ivmelerinin bazen birbirinden %100'e varan farklılıklar gösterdiğini ve bunun büyük olasılıkla ölçüm istasyonlarının üzerinde buldukları zemin koşullarından kaynaklandığı ortaya konmuştur [Idriss and Seed, 1968].

19 Eylül 1985 Michoacan depreminde (Meksika; Ms=8.1) meydana gelen hasarın dağılımı, yerel zemin koşullarının sismik davranış üzerindeki etkisini açık bir şekilde ortaya koymuştur. Genellikle 0.04 g'den düşük olan taban kayası doruk (pik) ivme değerleri, eski bir göl yatağındaki kalın kil tabakalarında yaklaşık 5 kat büyütme maruz kalmış ve periyotları zemin periyoduna yakın olan yapılarda çok büyük hasarlara yol açmıştır [Stone et al., 1987].

19 Ekim 1989 tarihinde meydana gelen Loma Prieta Depremi'nde (ABD; Ms=7.1) hasarın önemli bir kısmı yumuşak zemin seviyelerinin bulunduğu San Francisco Oakland bölgesinde meydana gelmiştir. Zeminde etkiyen ivmelerin, yakın civardaki kayalık bölgelere oranla 2-4 kat daha büyük olduğu belirlenmiştir [Seed et al., 1990]. Depremin odak noktasına yaklaşık aynı uzaklıkta bulunan Yerba Buena Adası ile Treasure Adası üzerindeki iki istasyonda ivme değerleri kaydedilmiştir. Yerba Buena Adası doğrudan kayanın, Treasure Adası ise 13.7 m gevşek kum ve altında 16.8 m kalınlığındaki San Francisco Körfezi'nin çamurundan oluşan bir zeminin üzerindedir. Yerba Buena Adası'nda D-B ve K-G yönlerinde kaydedilen en büyük yatay yer ivmesi değerleri sırasıyla 0.06 g ve 0.03 g iken, Treasure Adası'nda ise, 0.16 g ve 0.11 g'dir [Finn et al., 1993].

3.2.2. Görgül Yöntemlerle İlgili Çalışmalar

Zemin büyütmesinde kullanılan başlıca parametrelerden biri olan kayma dalgası hızı (V_s), sismik ölçümlerin alınmadığı durumlarda dolaylı yoldan belirlenebilmektedir. Bu amaçla, standart penetrasyon deneyinden elde edilen darbe sayısından makaslama dalgası hızının belirlenmesi konusunda 1970’li yıllardan günümüze değin çeşitli araştırmacılar tarafından değişik görgül ilişkiler önerilmiştir. Bunların yanı sıra, enerji oranı ve kuyu düzeltmeleri uygulanmış SPT darbe sayısı (SPT- N_{60}) ile makaslama dalgası hızı arasında ise, sadece [Pitilakis et al., 1999] tarafından görgül ilişkiler geliştirilmiştir. Geoteknik deprem mühendisliği uygulamalarında önemli bir parametre olan kayma dalgası hızı ile SPT darbe sayısı arasındaki mevcut görgül ilişkiler Tablo 3.9’da verilmiştir.

Analiz etmek üzere oluşturulan zemin profillerinde, kayma dalgası hızı değerleri ile SPT değerleri, Türk Deprem Yönetmeliği 2007 zemin grupları tablosunda (Tablo 3.8) verilmiştir.

Tablo 3.8: Türk Deprem Yönetmeliği 2007 zemin grupları.

Zemin Grubu	Zemin Grubu Tanımı	Stand. Penetr. (N/30)	Relatif Sıklık (%)	Serbest Basınç Direnci (kPa)	Kayma Dalgası Hızı (m/s)
(A)	1. Masif volkanik kayalar ve ayrılmamış sağlam metamorfik kayalar, sert çimentolu tortul kayalar....	—	—	> 1000	> 1000
	2. Çok sıkı kum, çakıl.....	> 50	85–100	—	> 700
	3. Sert kil ve siltli kil.....	> 32	—	> 400	> 700
(B)	1. Tüf ve aglomera gibi gevşek volkanik kayalar, süreksizlik düzlemleri bulunan ayrılmış çimentolu tortul kayalar....	—	—	500–1000	700–1000
	2. Sıkı kum, çakıl.....	30–50	65–85	—	400–700
	3. Çok katı kil ve siltli kil...	16–32	—	200–400	300–700
(C)	1. Yumuşak süreksizlik düzlemleri bulunan çok ayrılmış metamorfik kayalar ve çimentolu tortul kayalar.....	—	—	< 500	400–700
	2. Orta sıkı kum, çakıl.....	10–30	35–65	—	200–400
	3. Katı kil ve siltli kil.....	8–16	—	100–200	200–300
(D)	1. Yeraltı su seviyesinin yüksek olduğu yumuşak, kalın alüvyon tabakaları.....	—	—	—	< 200
	2. Gevşek kum.....	< 10	< 35	—	< 200
	3. Yumuşak kil, siltli kil.....	< 8	—	< 100	< 200

Tablo 3.9: Standart penetrasyon deneylerinden kayma dalgası hızı hesabı için önerilen eşitlikler.

Araştırmacılar	İlişki V_S (m/s)	Zemin Türü
Ohba and Trauma (1970)	$V_S = 84 N^{0.31}$	Tüm zeminler
Imai and Yoshimura (1970)	$V_S = 76 N^{0.33}$	Tüm zeminler
Fujiwara (1972)	$V_S = 59.1 N^{0.33}$	Tüm zeminler
Imai (1977)	$V_S = 91 N^{0.337}$	Tüm zeminler
	$V_S = 102 N^{0.292}$	Killer
	$V_S = 80.6 N^{0.331}$	Kumlar
Ohto and Goto (1978)	$V_S = 85.35 N^{0.348}$	Tüm zeminler
	$V_S = 67.79 N^{0.219} D^{0.230}$	İnce kumlar
	$V_S = 62.14 N^{0.219} D^{0.230}$	Killer
Tonouchi et al. (1983)	$V_S = 97 N^{0.314}$	Tüm zeminler
Skyora and Stokoe (1983)	$V_S = 105 N^{0.29}$	Kumlar
Jinan (1987)	$V_S = 116.1 (N+0.3185)^{0.202}$	Holosen yaşlı zeminler (ayrılanmamış)
Lee (1990)	$V_S = 57.4 N^{0.49}$	Kumlar
	$V_S = 114.43 N^{0.31}$	Killer
	$V_S = 105.64 N^{0.32}$	Siltler
Şişman (1995)	$V_S = 32.8 N^{0.51}$	Tüm zeminler
İyisan (1996)	$V_S = 51.5 N^{0.516}$	Tüm zeminler
Pitilakis et al. (1999)	$V_S = 132 (N_{60})^{0.271}$	Killer
	$V_S = 145 (N_{60})^{0.178}$	Siltler-kumlar
Kiku et al. (2001)	$V_S = 68.3 N^{0.292}$	Adapazarı kenti zeminleri

3.2.3. Yerel Zemin Koşullarının Yer Hareketi Üzerindeki Etkileri

Yerel zemin koşulları kuvvetli yer hareketinin genlik, frekans içeriği ve süreden oluşan önemli özelliklerinin tamamını kuvvetle etkilemektedir. Bunların etki derecesi, yer altındaki birimlerin geometrisi ile malzeme özellikleri, sahanın topografyası ve girdi hareketin özelliklerine bağlıdır [Kramer, 2003].

Belirli bir sahadaki depremin karakteristikleri fay mekanizması, depremin merkez üssünün uzaklığı, jeolojik yapı ve yerel zemin koşullarının bir fonksiyonudur. Zemin koşullarının en etkili parametreleri ana kaya üzerinde yer alan zemin tabakasının yüksekliği, zemin profilinin ve karakteristiklerinin derinlikle değişmesi, yanal jeolojik heterojenlik, yüzey ve gömülü topografyadır [Biringen, 2000].

Alüvyon derinliği, zemin titreşim periyodu ile doğrudan ilişkilidir. z derinliğindeki bir zemin tabakası boyunca düşey olarak ilerleyen kayma dalgası göz önüne alındığında zeminin yatay hakim titreşim periyodu:

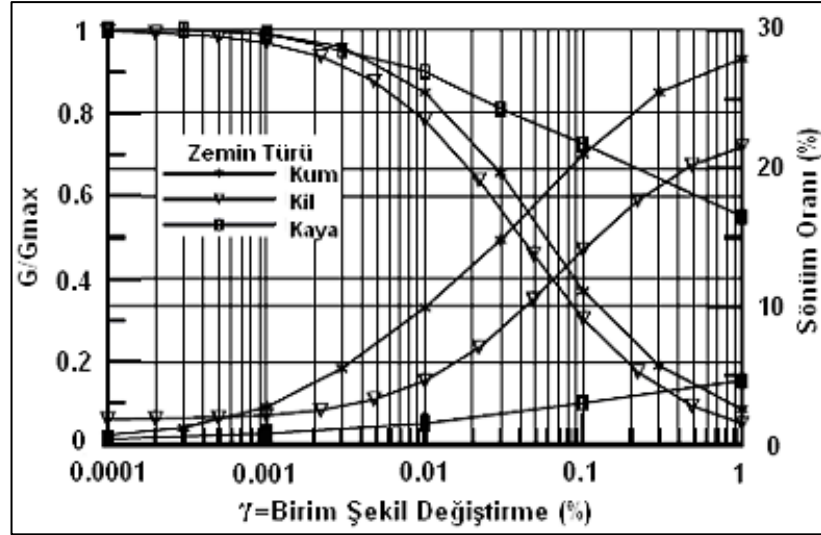
$$T_n = 4z / (2n - 1)V_s \quad (3.26)$$

şeklindedir. Burada, n titreşim modunu gösteren bir tamsayı ve V_s kayma dalgası hızıdır.

Zemin tabakalarının yapısı, yapıların deprem davranışında büyük bir etkiye sahiptir. Deprem esnasında, sismik dalgalar ana kayadan temele bunların arasında yer alan zeminlerin vasıtasıyla zeminin büyütme etkisiyle iletilir. Bu küçültme ya da büyütme etkisine neden olabilir. Bu, yapının olmadığı aynı noktada meydana gelecek boşalan hareketi ve yapı temelinde meydana gelecek hareket arasındaki farkın sonucu olan yapı-zemin etkileşimi etkisiyle yapının varlığıyla etkili olabilecek zemin büyütmesini gösterir [Özgirgin, 1997], [Biringen, 2000], [Tezcan vd., 2002].

3.2.4. Zeminlerin Fiziksel ve Dinamik Özellikleri

Zemin ortamlarının deprem yükü gibi dinamik yükler altındaki davranışı, büyük ölçüde, çevrimsel yükler altındaki gerilme-şekil değiştirme karakteristiklerine bağlıdır. Bu karakteristikler: (1) çok küçük birim şekil değiştirmelerde (genellikle: 10^{-4}) elde edilen kayma modülü değeri, G_{max} ; (2) sekant kayma modülü G ile çevrimsel kayma birim şekil değiştirme genliği γ arasındaki ilişki (bu ilişki genellikle G/G_{max} - γ eğrileri ile ifade edilir); (3) malzeme sönüm oranı ile ilgili eğrilerdir (Şekil 3.20). Yapılan laboratuvar ve arazi çalışmalarında dinamik yükler altında zemin davranışına, zemin tipi, boşluk oranı, başlangıç gerilme şartları, aşırı konsolidasyon oranı ve jeolojik yaş gibi birçok değişkenin etken olduğu söylenebilir. Laboratuvar çalışmalarında [Vucetic and Dobry, 1991] zemin rijitliğinin; çevrimsel birim şekil değiştirme genliğine, boşluk oranına, asal eksenel etkili gerilmeye, plastisite indisine, aşırı konsolidasyon oranına ve yükleme devir sayısına bağlı olarak değiştiği gözlenmiştir.



Şekil 3.20: Çevrimsel yükleme parametrelerinin çevrimsel birim şekil değıştirme ile değışimleri.

3.2.4.1. Zemin Kayma Modülü

Zemin kayma modülü, kayma dalga hızı testinden kolaylıkla tahmin edilebilir. Zeminde dalga üretmek için bir patlayıcı ya da bir çekiç kullanılır. Üretilen dalganın hızı, bir delikte uyarılmayı sağlamak ve diğer delikte hızı ölçme uygulaması ile ya da zeminde bir uyarılma sağlamak ve delikte hızı ölçme uygulaması ile ölçülür. Depreme dayanıklı yapı tasarımı için zemin hakim periyodu önemli bir özelliktir. Bu periyot bir analitik çalışma ya da deprem dağılımı ölçümünden ortalama olarak tahmin edilebilir. Aynı zamanda zemin tabakalarının efektif periyodu yerin sarsıntı şiddetine bağlı olabilir [Özgirgin, 1997], [Biringen, 2000], [Tezcan vd., 2002].

Azalım modülü eğrisi, kayma şekil değıştirme genliği ile değışen kayma modülündeki davranış tanımlar. Eğri kayma şekil değıştirme genliğinin bir fonksiyonu olarak maksimum kayma modülü ile bölünen sekant kayma modülü olarak tanımlanan modül oranını gösterir. Yer hareketi tepki hesaplarında kullanılan sekant kayma modülü modül azalma faktörü ve maksimum kayma modülünün sonucu olarak hesaplanır [Biringen, 2000].

Küçük şekil değıştirmeler için zeminin kayma modülü, gerilme-şekil değıştirme eğrisinin ortalama eğimi olarak alınabilir. Büyük şekil değıştirmelerde, gerilme-şekil değıştirme eğrisi önemli derecede doğrusal değildir. Bu yüzden kayma

modülü sabitlikten uzaktır ama kayma şekil değiştirmesinin büyüklüğüne bağlıdır [Özgirgin, 1997].

3.2.4.2. Kritik Sönüm Oranı

Gerilme dalgaları, homojen doğrusal elastik bir malzemede genliklerinde herhangi bir değişim olmaksızın belirsiz şekilde ilerlerler. Ancak, bu tür davranış gerçek malzemelerde oluşmaz. Yer kabuğunu oluşturan birimlerde olduğu gibi, gerçek malzemelerdeki gerilme dalgaları mesafe ile birlikte sönüme uğrar. Zeminin sönümü, malzeme sönümü ve radyasyon sönümü olarak iki sınıfta gruplandırılabilir.

Zeminde malzeme sönümü, bir titreşim dalgası zemin içinden geçerken meydana gelir. Zeminde, ilerleyen dalgaların elastik enerjisinin bir kısmı daima ısıya dönüşür. Bu dönüşümde, dalganın genliğinde bir azalma olur.

Malzeme sönümlenmesi yoluyla, gerilme dalgasının elastik enerjisinin bir kısmı sönümlendiğinden, dalganın bir malzeme içerisinde ilerlemesi sırasında özgül enerji azalmaktadır. Özgül enerjinin azalması ise gerilme dalgası genliğinin mesafe ile birlikte küçülmesine neden olur. Enerjinin daha büyük bir hacimde yayılmasından ileri gelen bu genlik küçülmesi, genellikle radyasyon sönümü olarak ifade edilmektedir.

Kritik sönüm oranlarında yayınlanmış veriler seyrek ve küçük örneklerdeki testlerden ya da teorik değerlendirmelerden çıkarılmış değerlerden oluşmaktadır.

Kayma şekil değiştirme genliği ile değişen sönüm oranını sönüm eğrisi tanımlar. Zeminler, doğrusal olmayan ve elastik olmayan gerilme-şekil değiştirme davranışı gösterdiği için eşdeğer sönüm oranlar şekil değiştirme seviyesinin artması ile artış gösterir. Zeminin sönümü, genelde plastisite indisinin azalması ile artar [Biringen, 2000].

3.2.5. Zemin Büyütmesinin Teoriği

Teorik olarak, zemin büyütme ifadesi, yeryüzüne yakın yumuşak zemin tabakalarının içinden geçen sismik dalgaların genliklerindeki artışı anlatmaktadır. Bu artış, yüzeye yakın zemin tabakalarının düşük empedansından kaynaklanır. Empedans, zemin kütle yoğunluğu ve dalga yayılma hızına bağlı bir değerdir.

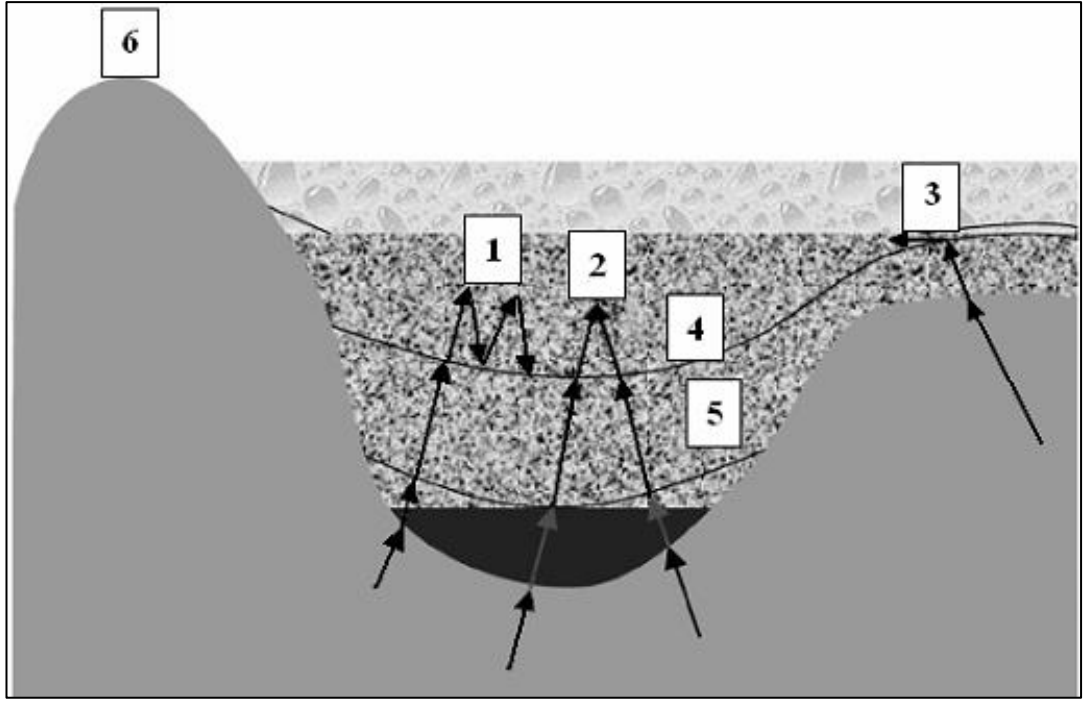
$$Z = \gamma \cdot V_s \quad (3.27)$$

Pratikte zemin büyütme ifadesi, farklılıkların empedans değişimlerinden kaynaklanıp kaynaklanmadığına bakmaksızın iki yakın zemin arasındaki yer hareketindeki farklılıkları tanımlamak için kullanılır. Dalga odağı, kırılma doğrultusu, havza geometrisi ve topografya iki yakın zeminin yer hareketinde farklılıklar oluşturabilecek diğer faktörlerdir. Şekil 3.21 zemin büyütmesine neden olan faktörleri şematik olarak göstermektedir [Şafak, 2001].

Ana kaya üzerinde yer alan zemin tabakalarının, zemin yüzeyine yaklaştıkça birim ağırlık ve kayma dalga hızı değerlerinde azalma olmaktadır. Bu, ana kayadan yüzeye yaklaşıldıkça zeminin empedans değerinde bir düşüş görülmesi demektir. Basit koşullar için büyütme, sönümden kaynaklanan enerji kayıpları ihmal edilip enerjinin korunumu ilkesi kullanılarak açıklanabilir. Sismik enerji akışı:

$$E = (\gamma \cdot V_s) \cdot X^2 \quad (3.28)$$

şeklinde tanımlanır. Burada, $\gamma \cdot V_s$ zemin ortamın empedansını, X ise sismik sarsıntı hızını temsil etmektedir. Sismik dalgaların yayılması esnasında, enerjinin sabit kalacağından empedanstaki azalmalar sarsıntı hızının artması ile telafi edilecektir.



Şekil 3.21: Zemin büyütmesini etkileyen faktörler: 1) Empedans değişimlerinden kaynaklanan rezonans, 2) Yüzeysel topografyasından kaynaklanan odaklanma, 3) Yüzeysel dalgalarına dönüşen cisim dalgaları, 4) Su içeriği, 5) Zemin ortamının düzensizliği, 6) Yüzeysel topografyası.

3.2.6. Bir Boyutlu Modeller İçin Zemin Büyütmesine Etki Eden Parametreler

Bir bölgeyi etkileyen kuvvetli yer hareketlerinin değişim göstermesinde, bölgenin zemin özellikleri ve deprem hareketinin karakteristiğinin etkili olduğu bilinmektedir. Yapılan çalışmalarda, [Özgirgin, 1994], [Biringen, 1998], [Tezcan vd., 2001], [Haşal ve İyisan, 2004], [Yalçınkaya, 2004], [Hasancebi ve Ulusay, 2006], [Kılıç vd., 2006], [Kutunis ve Bal, 2006] bir boyutlu modeller kullanılarak zeminin tabaka kalınlığı, zeminin sönümü, zemin tabakası kayma dalga hızı, sismik dalgaların geliş açısı, iki ya da daha çok tabaka durumu ve ana kayaya erişebilme problemi gibi farklı parametrelerin zemin büyütme fonksiyonları üzerindeki etkileri, pratik uygulamalardaki yeri ve büyütme fonksiyonlarının gerçek deprem kayıtları üzerindeki etkileri örneklerle incelenmiştir.

3.2.6.1. Zemin Tabakası Kalınlığının ve Sönümün Etkisi

Zemin tabakası kalınlığı arttıkça zemin hakim frekansı daha küçük frekanslara doğru kaymaktadır. Bu da periyot cinsinden düşünüldüğünde ana kaya üzerinde yer alan zemin tabakasının kalınlığı ne kadar büyük olursa, zemin hakim periyodunun o kadar büyük olacağını gösterir.

Mühendislik çalışmaları açısından büyütme fonksiyonlarındaki en önemli değer, temel frekans ve ona ait büyütmedir. Çünkü yapıları asıl etkileyen, temel frekans değeri ve bu frekansta görülen en yüksek büyütmedir. Genellikle yüksek harmonikteki büyütmeler, sönüm parametresine bağlı olarak çok küçük değerlere kadar düşmektedir [Demir, 2007].

3.2.6.2. Zemin Tabakası Kayma Dalga Hızının Etkisi

Zemin tabakasının kayma dalga hızının değişmesi, ana kaya ve zemin arasındaki empedans oranının değişmesi anlamına gelir ve bu doğrudan büyütme değerini etkiler. Ayrıca hızdaki bir değişim, zemin hakim frekansının da değişmesi anlamına gelir. Zemin ve ana kaya arasındaki empedans farkının büyümesi, zemin büyütmesinin artmasına karşılık gelir. İki ortam arasındaki geçiş ne kadar sert olursa büyütme değeri o kadar yüksek olur. Ayrıca zemin tabakası hızı azaldıkça zemin hakim frekansı daha yüksek büyütmelemlerle daha küçük frekanslara doğru kayar [Demir, 2007].

3.2.6.3. Geliş Açısının Etkisi

Zemin hakim frekansı üzerinde geliş açısının önemli bir etkisi yoktur. Sadece geliş açısı arttıkça, büyütme değerlerinde küçük bir azalma gözlenmektedir. Mühendislik açısından genellikle düşey S dalgalarını kabul etmek önemli bir hata doğurmaz [Demir, 2007].

3.2.6.4. İki veya Daha Çok Tabaka Durumu

Büyütme fonksiyonu temel doruk ve harmonikler şeklinde olmaz. Büyütme daha geniş bir frekans aralığına yayılır. Bu nedenle bir zemin hakim periyot bölgesinden söz etmek gereği doğar. Büyütme fonksiyonu tüm zemin tabakalarının ortak etkisini taşır. Pratik uygulamalarda genellikle birden çok tabaka olması durumunda her bir tabakanın etkisinin toplamı şeklinde zemin hakim periyodu hesaplanmaktadır [Demir, 2007].

3.2.6.5. Ana Kayaya Erişebilme Problemi

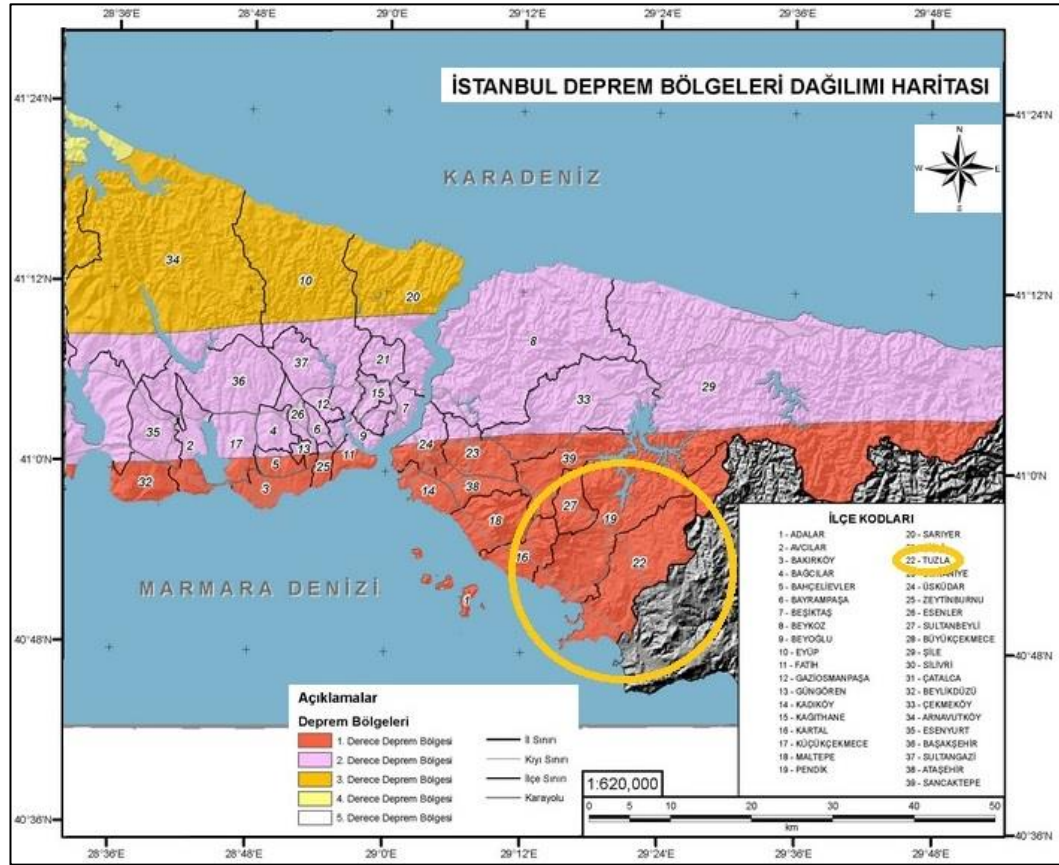
Zemin özelliklerini ortaya çıkarmak amacı ile çok sık başvurulan sismik kırılma çalışmalarında, kullanılan kaynağın yetersiz kalması nedeniyle, çoğu kez ana kaya derinliğine veya ana kaya olarak kabul edilebilecek bir kayma dalga hızına erişilememektedir. Ana kaya bulunması ve bulunmaması durumlarında hesaplanan zemin hakim periyodu ve büyütmelerde önemli farklar olacaktır. Bu nedenle, ana kaya derinliği ve kayma dalga hızının belirlenmesi, zemin hakim periyodu ve büyütme değerlerinin hesaplanmasında önemlidir.

Zeminlerin deprem etkisi altında gösterdikleri davranış, fiziksel ve mekanik parametrelerine bağlıdır. Zeminlerin yerel özelliklerinin kuvvetli yer hareketleri üzerindeki etkisi, zemin ortamının tabaka kalınlığı, sönümü, kayma dalga hızı, iki ya da daha çok tabaka durumu ve ana kaya derinliği ile alakalıdır. Bu parametreler içerisinde, zemin tabakası kayma dalga hızı, kuvvetli yer hareketleri üzerinde en önemli etkiye sahip olan parametredir. Kayma dalga hızındaki bir değişim, empedans değerine etki edeceğinden doğrudan büyütme değerini etkilemektedir [Demir, 2007].

4. SAYISAL ANALİZLER

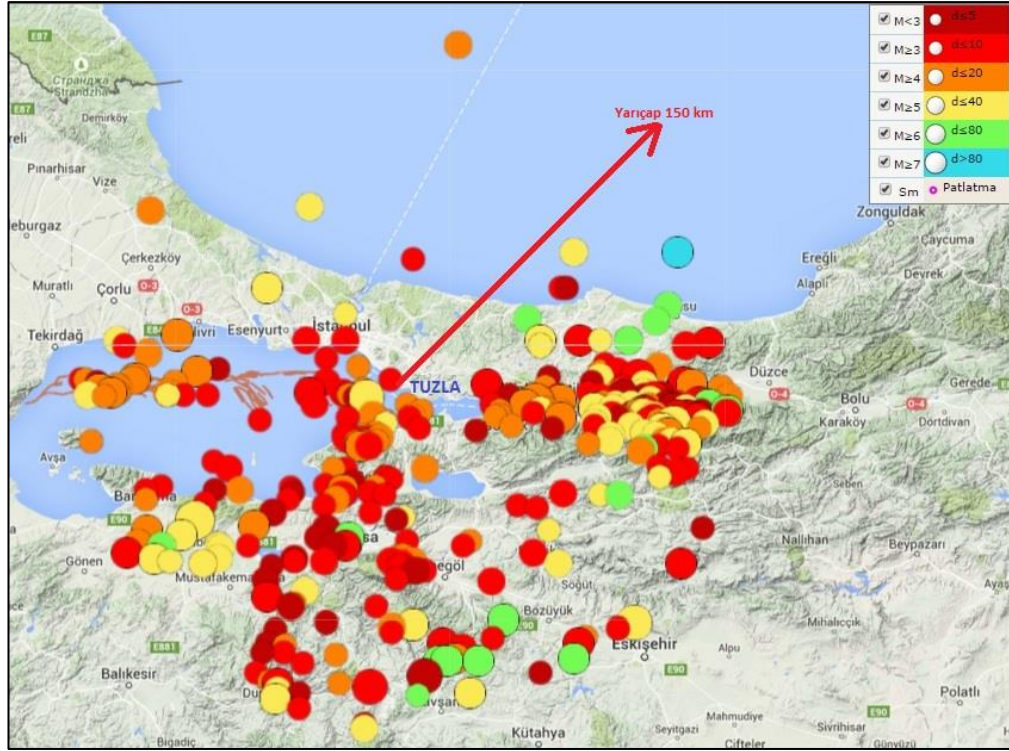
4.1. Tuzla İlçesi Sismik Tehlike Analizi

Tuzla ilçesi (Lat. 40,8 ve Long. 29,3 koordinatları) merkeze alınarak 150 km yarıçapındaki alan için; 1905-2015 yılları arasında meydana gelen manyitüdü 4 ve daha büyük depremlerin kataloğu (334 adet, Tablo 4.1) derlenmiştir. Tezin 2.3.3.1.1. bölümünde bahsedilen Gutenberg–Richter Yönteminin adımları ile olasılıksal sismik tehlike analizi yapılmıştır.



Şekil 4.1: İstanbul İli deprem bölgeleri dağılım haritası.

Şekil 4.1'den görüleceği üzere Tuzla İlçesi 1. derece deprem bölgesi sınırları içerisindedir. Kataloğu alınan depremlerin haritası Şekil 4.2'de görülmektedir [Web 1, 2015].



Şekil 4.2: Kataloğu alınan depremlerin haritası.

Tablo 4.1: Sismik tehlike analizinde kullanılan depremlerin kataloğu.

Sıra No	Tarih	Saat	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	M
1	2015.01.23	10:19:42.12	40.0657	28.5903	5	4.5
2	2015.01.17	00:42:34.72	39.8770	30.3947	7	4.2
3	2014.10.22	17:11:05.60	40.4065	30.1147	7.5	4.5
4	2014.08.03	22:22:44.35	40.6075	29.1652	11.5	4.1
5	2014.07.03	05:04:46.10	40.2088	27.9333	11.8	4.5
6	2013.11.27	04:13:37.52	40.8455	27.9187	10.8	4.7
7	2013.08.17	18:16:31.03	40.4103	29.1193	5.5	4.3
8	2013.08.06	19:18:11.99	39.8360	29.7542	7.5	4.0
9	2013.03.19	12:44:30.18	42.1267	29.5782	12	4.5
10	2012.10.26	03:37:36.17	40.4258	28.7203	8.3	4.0
11	2012.07.07	07:07:44.89	40.8193	30.4133	6.6	4.0
12	2012.06.07	20:54:25.83	40.8540	27.9235	14.9	5.1
13	2011.08.16	17:30:06.68	40.4348	28.8943	5.4	4.0
14	2011.07.25	17:57:20.81	40.8112	27.7382	17	5.2
15	2011.07.11	16:09:12.61	40.1730	29.9600	6.5	4.6
16	2011.03.09	07:04:03.88	40.4318	28.0598	9.4	4.0
17	2011.01.20	02:09:37.04	40.7042	29.7628	11.7	4.1
18	2010.10.03	17:49:03.05	40.8402	28.1248	11.8	4.3
19	2010.05.15	14:08:22.17	41.1985	30.1332	5.0	4.2
20	2009.08.01	16:42:39.05	40.3678	28.2772	10.0	4.3
21	2009.01.24	15:58:38.96	40.7853	27.7643	16.5	4.3
22	2008.10.05	06:04:04.73	40.6307	29.0133	15.3	4.2
23	2008.03.12	18:53:31.31	40.6162	29.0072	10.0	4.8
24	2007.08.01	19:03:08.13	40.7868	30.0902	5.2	4.0

Tablo 4.1: Devamı.

25	2006.10.24	14:00:20.90	40.4162	28.9878	12.5	5.2
26	2006.10.20	18:15:24.19	40.2617	27.9850	10.9	5.2
27	2006.02.08	04:07:41.42	40.7108	30.3648	8.7	4.6
28	2004.09.29	15:42:07.70	40.7900	29.0200	13	4.0
29	2004.05.31	22:50:08.30	40.5100	30.6000	7	4.0
30	2004.05.16	03:30:48.70	40.7000	29.3300	10	4.3
31	2004.04.19	15:27:16.50	40.6100	27.7000	16	4.1
32	2003.12.23	13:07:45.30	39.8600	29.2400	9	4.0
33	2003.12.23	12:23:36.90	39.8800	29.2400	13	4.6
34	2003.06.09	17:44:03.10	40.2100	27.9400	17	4.9
35	2003.05.21	08:21:50.80	40.7800	30.9600	14	4.5
36	2003.04.01	07:51:09.40	40.7400	30.6600	9	4.1
37	2003.03.20	12:25:34.60	39.9700	28.7400	12	4.3
38	2003.03.09	19:01:33.50	40.7100	30.5700	9	4.0
39	2002.09.17	12:05:30.50	40.7200	30.6100	6	4.0
40	2002.05.05	09:22:09.80	40.5300	28.3200	7	4.1
41	2002.03.23	02:36:10.60	40.8100	27.8400	12	4.8
42	2002.02.28	08:37:51.90	40.7900	28.1700	8	4.1
43	2001.03.14	20:34:20.20	40.8500	27.6400	8	4.0
44	2001.01.16	03:33:02.20	40.9000	29.0700	13	4.0
45	2000.08.23	13:41:27.30	40.7100	30.7500	9	5.0
46	2000.07.07	00:15:30.70	40.8500	29.2300	9	4.2
47	2000.04.02	18:57:38.30	40.8000	30.2400	7	4.3
48	2000.02.09	16:41:32.30	40.8200	30.0200	17	4.1
49	1999.12.13	19:13:37.50	40.7000	30.7400	7	4.7
50	1999.11.15	22:44:43.20	40.9100	30.3300	7	4.0
51	1999.11.13	02:52:00.00	40.7800	30.3000	10	4.7
52	1999.11.12	17:47:00.00	40.7200	30.9500	10	4.8
53	1999.11.11	14:55:25.40	40.8800	30.3000	11	4.4
54	1999.11.11	14:41:25.60	40.7400	30.2700	22	5.7
55	1999.11.07	17:06:05.50	40.7600	30.7000	10	4.3
56	1999.11.07	16:54:42.00	40.7100	30.7000	10	5.0
57	1999.10.20	23:08:21.10	40.7900	29.0000	10	4.4
58	1999.09.29	00:13:05.70	40.7000	29.3400	12	4.8
59	1999.09.19	20:26:35.20	40.6400	30.5200	11	4.2
60	1999.09.18	00:48:24.40	40.6200	29.1200	9	4.3
61	1999.09.17	19:49:06.20	40.7200	30.1000	15	4.5
62	1999.09.13	11:55:28.70	40.7700	30.1000	19	5.8
63	1999.09.09	20:21:48.80	40.7500	29.9500	14	4.1
64	1999.09.09	01:32:08.00	40.7100	29.1400	11	4.6
65	1999.09.09	00:42:50.20	40.7100	30.7700	14	4.1
66	1999.09.06	06:33:26.10	40.7300	29.7900	12	4.0
67	1999.09.05	19:52:38.10	40.6900	30.5400	7	4.2
68	1999.09.04	18:27:43.60	40.7600	30.3200	12	4.0
69	1999.09.04	10:30:46.40	40.7400	30.0300	17	4.2
70	1999.09.02	14:25:15.40	40.7300	30.8200	5	4.0
71	1999.08.31	22:28:21.10	40.6300	29.0900	19	4.1
72	1999.08.31	08:33:23.60	40.7800	29.9600	10	4.6
73	1999.08.31	08:10:51.50	40.7500	29.9200	17	5.2
74	1999.08.30	03:52:44.00	40.7900	30.5300	4	4.0
75	1999.08.26	17:49:34.40	40.8400	30.2600	3	4.1
76	1999.08.22	14:30:59.40	40.7400	30.6800	5	5.0

Tablo 4.1: Devamı.

77	1999.08.22	10:09:47.50	40.6600	30.0600	1	4.0
78	1999.08.22	08:23:01.90	40.6600	29.3800	9	4.0
79	1999.08.22	01:47:45.20	40.6200	29.0800	10	4.3
80	1999.08.21	23:34:13.10	40.6800	29.2100	23	4.0
81	1999.08.21	19:21:21.50	40.8000	30.6200	1	4.1
82	1999.08.21	10:01:25.70	40.7200	29.9600	8	4.1
83	1999.08.20	20:20:39.10	40.7600	30.6400	1	4.1
84	1999.08.20	20:12:42.50	40.5900	29.0500	9	4.3
85	1999.08.20	15:59:02.20	40.8200	30.9200	16	4.4
86	1999.08.20	10:00:19.10	40.5900	30.6000	7	4.4
87	1999.08.20	09:34:46.70	40.6200	29.1800	17	4.6
88	1999.08.20	09:28:55.70	40.5900	29.1200	8	4.6
89	1999.08.20	00:03:02.40	40.7100	29.7900	11	4.3
90	1999.08.19	18:34:56.10	40.7900	30.5900	1	4.3
91	1999.08.19	15:48:19.50	40.6400	29.1500	12	4.3
92	1999.08.19	15:17:44.90	40.5900	29.0800	11	5.0
93	1999.08.19	14:24:34.40	40.6100	29.1000	14	4.0
94	1999.08.19	14:15:58.40	40.6000	29.0600	12	4.5
95	1999.08.19	13:04:12.30	40.7900	30.5800	6	4.8
96	1999.08.18	23:17:58.00	40.6700	30.6500	24	4.1
97	1999.08.18	21:17:38.90	40.8600	30.0400	1	4.0
98	1999.08.18	21:15:54.70	40.7400	30.6500	9	4.2
99	1999.08.18	15:34:17.30	40.7700	30.5800	11	4.4
100	1999.08.18	14:27:07.90	40.7400	30.6700	8	4.0
101	1999.08.18	13:59:34.10	40.7900	29.0400	9	4.0
102	1999.08.18	09:30:57.20	40.6500	29.6700	5	4.0
103	1999.08.18	01:04:26.60	40.7000	30.6800	5	4.3
104	1999.08.18	00:45:17.10	40.8100	29.0900	14	4.3
105	1999.08.17	22:12:49.20	40.6900	30.6000	16	4.4
106	1999.08.17	20:30:41.20	40.7500	29.3200	16	4.3
107	1999.08.17	18:52:35.40	40.6600	30.8100	13	4.0
108	1999.08.17	18:35:21.90	40.3800	28.7100	7	4.0
109	1999.08.17	18:14:42.80	40.7400	30.2500	6	4.0
110	1999.08.17	17:09:15.00	40.6000	30.2400	11	4.0
111	1999.08.17	15:17:52.00	40.7500	29.7500	10	4.1
112	1999.08.17	14:32:08.20	40.7300	29.3900	17	4.4
113	1999.08.17	11:58:09.90	40.5700	30.5100	16	4.5
114	1999.08.17	05:54:42.10	40.7800	29.0500	5	4.3
115	1999.08.17	03:14:01.30	40.6400	30.6500	15	5.5
116	1999.08.17	00:01:37.60	40.7600	29.9700	18	7.4
117	1997.10.21	10:49:33.50	40.7000	30.4200	11	4.1
118	1997.10.18	09:18:53.30	39.8100	28.6900	17	4.0
119	1995.08.19	19:57:12.20	40.2200	29.6400	17	4.2
120	1995.04.18	05:36:03.40	40.8000	27.8400	13	4.2
121	1995.04.13	04:08:00.60	40.8500	27.6700	12	4.3
122	1995.02.08	21:24:52.70	40.8300	27.8300	12	4.4
123	1994.05.28	18:01:18.90	40.6700	29.8500	14	4.0
124	1994.03.28	16:58:59.60	40.3500	29.9800	9	4.0
125	1994.02.21	04:36:20.90	40.2200	29.3200	6	4.0
126	1993.12.12	17:21:26.20	41.5100	28.8200	28	4.8
127	1993.05.21	09:01:17.70	39.7700	28.9500	15	4.2
128	1993.03.18	07:51:38.10	40.4200	27.9800	10	4.3

Tablo 4.1: Devamı.

129	1993.03.18	07:19:39.50	40.3800	27.9800	14	4.2
130	1992.04.05	00:48:02.40	40.8500	27.9000	26	4.0
131	1992.03.22	16:52:25.00	40.2000	28.3500	24	4.9
132	1991.03.08	09:23:13.00	40.8500	27.9100	11	4.5
133	1991.03.03	08:39:25.50	40.6300	29.0000	10	4.6
134	1991.02.12	09:54:58.90	40.8000	28.8200	10	5.0
135	1991.01.07	05:15:14.50	40.6900	28.5600	8	4.0
136	1990.10.24	11:16:44.30	39.8400	30.2300	18	4.3
137	1990.06.10	11:36:43.50	41.3100	29.3500	6	4.0
138	1989.01.27	09:48:35.70	40.4300	29.1500	11	4.1
139	1988.04.24	20:49:33.30	40.8800	28.2400	11	5.1
140	1988.01.14	18:35:54.80	39.9600	29.1600	8	4.2
141	1988.01.01	12:21:51.10	40.1400	29.2300	6	4.5
142	1987.10.27	03:15:30.60	40.4200	28.4600	18	4.7
143	1987.09.03	16:24:53.20	40.4600	29.2400	8	4.0
144	1986.10.30	03:46:46.00	39.7400	28.7800	8	4.2
145	1986.10.26	04:49:29.90	40.8000	28.9900	10	4.6
146	1986.10.12	11:13:40.00	39.6600	28.9700	11	4.4
147	1986.06.27	18:33:36.70	40.8900	28.3500	5	4.1
148	1985.10.04	22:48:30.40	40.1300	29.2900	10	4.5
149	1985.04.11	13:11:45.70	40.7000	29.0100	6	4.2
150	1984.08.27	06:32:14.10	40.7400	30.0000	27	4.0
151	1984.05.26	08:39:35.90	40.6700	30.2700	6	4.0
152	1984.04.01	17:17:41.00	39.5600	28.7600	7	4.4
153	1984.03.31	13:56:43.40	39.6200	28.7600	4	4.1
154	1983.12.30	04:40:50.80	40.1000	29.4100	7	4.0
155	1983.11.15	10:59:11.80	40.1200	29.2800	7	4.4
156	1983.11.03	18:46:17.80	40.1600	29.2800	14	4.0
157	1983.11.02	22:53:08.80	40.1000	29.3600	4	4.6
158	1983.10.27	08:40:10.00	40.1600	29.3000	18	4.3
159	1983.10.21	20:34:49.30	40.1400	29.3500	12	4.9
160	1983.02.01	13:54:11.20	40.2000	28.9400	3	4.9
161	1982.09.09	05:47:10.80	40.9800	27.8700	10	4.4
162	1982.07.27	10:23:14.60	40.3800	28.9500	11	4.6
163	1982.07.12	14:46:14.00	41.0000	27.8300	25	4.6
164	1982.06.09	04:13:36.60	40.1400	28.8900	10	4.8
165	1982.05.23	22:17:53.00	40.7500	30.5500	16	4.1
166	1982.05.23	16:23:07.00	40.4500	29.0400	4	4.2
167	1982.05.20	02:42:48.90	40.4000	28.9800	10	4.5
168	1982.04.16	08:01:29.30	40.7900	29.8400	0	4.0
169	1981.12.30	09:39:08.20	40.1200	28.6200	3	4.0
170	1981.12.26	17:53:35.00	40.1500	28.7400	0	4.9
171	1981.08.28	07:17:08.90	40.4700	29.2100	10	4.3
172	1981.07.28	07:17:08.90	40.4700	29.2100	10	4.3
173	1981.07.22	22:02:45.90	40.2700	28.9000	2	4.5
174	1981.07.21	09:43:37.20	40.2300	28.8600	1	4.6
175	1981.05.03	20:41:12.20	40.7900	28.0900	24	4.4
176	1981.03.12	04:06:00.60	40.8000	28.0900	12	4.7
177	1980.01.03	13:47:15.80	40.2700	30.8300	0	4.2
178	1979.10.08	03:54:52.20	40.8400	27.7300	2	4.0
179	1979.07.18	13:12:23.00	39.6600	28.6500	7	5.2
180	1979.01.11	20:50:39.10	40.3000	29.2600	0	4.3

Tablo 4.1: Devamı.

181	1978.07.08	09:24:50.90	39.6800	29.4200	0	6.0
182	1978.06.15	00:26:45.00	40.7900	27.6800	28	4.6
183	1978.05.11	16:35:41.00	40.2000	29.6000	10	4.3
184	1978.02.13	05:31:24.50	40.1400	28.7400	10	4.2
185	1978.01.16	08:50:22.20	40.3300	29.1300	10	4.2
186	1978.01.07	14:55:15.10	39.7800	28.6800	10	4.0
187	1977.03.23	11:55:54.00	39.6300	28.6500	23	4.5
188	1976.10.09	19:31:04.90	40.7200	30.4600	6	4.0
189	1976.05.31	05:10:24.60	39.4800	29.1000	40	4.9
190	1976.05.29	22:42:08.70	40.3600	28.8900	6	4.4
191	1975.01.30	16:26:18.60	39.8700	28.6400	0	4.3
192	1975.01.30	04:51:25.10	39.8200	28.6000	0	4.1
193	1974.09.13	12:10:02.70	40.7900	28.2900	8.0	4.3
194	1974.09.07	08:33:19.20	39.6700	28.6100	17.0	4.2
195	1974.01.18	10:57:14.30	40.5000	28.9400	18.0	4.2
196	1973.11.22	14:54:53.00	40.3600	29.8800	8.0	4.4
197	1973.06.11	00:29:33.30	40.3100	29.3000	26.0	4.2
198	1973.02.11	12:57:38.60	40.4200	28.3300	5.0	4.0
199	1972.11.10	07:40:41.30	40.4100	28.7300	5.0	4.3
200	1972.09.23	03:32:49.10	39.7800	28.5700	5.0	4.3
201	1972.06.21	05:06:16.20	40.2600	30.0400	33.0	4.2
202	1972.02.28	02:04:35.20	40.4000	29.0000	6.0	4.4
203	1971.12.18	00:43:08.00	39.5000	29.1000	5.0	4.3
204	1971.05.23	14:03:18.90	39.9600	28.7200	3.0	4.6
205	1971.05.01	13:45:27.40	40.9500	27.9900	13.0	4.9
206	1970.09.15	06:28:04.80	39.7000	28.5400	10.0	4.0
207	1970.09.06	17:39:10.00	40.2000	28.5000	10.0	4.1
208	1970.05.11	09:15:26.00	39.6100	29.3700	56.0	4.2
209	1970.04.26	13:23:01.40	39.9000	28.9000	5.0	4.1
210	1970.04.04	03:52:26.20	39.7000	30.0000	5.0	4.3
211	1969.12.24	08:41:32.00	40.5000	28.4000	10.0	4.7
212	1969.02.12	08:43:05.00	40.7000	30.2900	30.0	4.6
213	1968.11.09	12:38:58.00	40.1500	28.3500	24.0	4.5
214	1968.05.09	04:19:37.90	40.0700	29.2600	10.0	4.3
215	1968.05.06	09:38:47.00	40.3300	28.6300	4.0	4.6
216	1968.03.18	05:40:00.50	40.8300	30.5300	39.0	4.7
217	1968.01.31	13:09:58.00	40.5000	30.7500	10.0	4.3
218	1967.09.18	23:39:34.00	40.8600	30.3000	33.0	4.5
219	1967.08.18	19:49:23.00	41.2000	30.1000	10.0	4.3
220	1967.08.14	20:09:25.00	40.7400	30.3700	25.0	4.8
221	1967.08.14	11:34:19.90	40.6800	30.2700	33.0	4.5
222	1967.08.14	01:45:56.00	40.7500	30.3800	23.0	4.5
223	1967.08.08	04:36:34.30	40.4700	30.6100	39.0	4.3
224	1967.08.06	14:09:33.00	41.0000	28.8000	10.0	4.5
225	1967.08.03	07:28:17.00	41.0000	30.3000	26.0	4.4
226	1967.08.02	15:33:23.00	40.6700	30.4600	30.0	4.5
227	1967.08.01	01:05:10.00	40.4000	30.4000	46.0	4.5
228	1967.08.01	00:13:34.00	40.7200	30.5200	26.0	4.9
229	1967.07.30	19:05:48.00	40.7000	30.8000	10.0	4.5
230	1967.07.30	18:58:46.00	40.7500	30.4600	27.0	4.8
231	1967.07.30	10:25:10.00	40.7700	30.5600	22.0	4.5
232	1967.07.30	01:57:18.00	40.7000	30.5800	7.0	4.5

Tablo 4.1: Devamı.

233	1967.07.30	01:31:01.80	40.7200	30.5200	18.0	5.7
234	1967.07.30	01:19:31.00	40.7100	30.5800	23.0	4.9
235	1967.07.26	09:16:06.00	40.6100	30.6700	21.0	4.6
236	1967.07.26	05:59:06.00	40.7000	30.8000	10.0	4.3
237	1967.07.25	11:22:36.00	40.7000	30.8000	10.0	4.4
238	1967.07.24	08:07:33.40	40.5800	30.7000	10.0	4.4
239	1967.07.24	03:40:21.40	40.6400	30.5200	4.0	4.4
240	1967.07.23	23:19:14.00	40.6100	30.6300	15.0	4.6
241	1967.07.23	15:57:09.00	40.6300	30.5900	23.0	4.7
242	1967.07.23	10:03:08.00	40.4000	30.3000	33.0	4.3
243	1967.07.23	09:39:28.60	40.9800	30.0000	33.0	4.4
244	1967.07.23	07:42:23.00	40.7400	30.3600	11.0	4.5
245	1967.07.23	04:48:55.00	40.6300	30.3600	33.0	4.9
246	1967.07.23	04:03:39.60	40.6100	30.3500	21.0	4.8
247	1967.07.23	02:25:37.40	40.7000	30.5700	33.0	4.2
248	1967.07.22	23:41:59.80	40.6400	30.5300	30.0	4.9
249	1967.07.22	22:08:35.00	40.8000	30.5200	40.0	4.6
250	1967.07.22	21:27:41.30	41.0000	30.4500	49.0	4.8
251	1967.07.22	21:21:41.30	41.0000	30.4500	9.0	4.9
252	1967.07.22	20:35:40.00	40.7900	30.4200	4.0	5.0
253	1967.07.22	19:47:30.50	41.0700	30.5900	59.0	4.9
254	1967.07.22	18:14:00.00	40.7000	30.8000	10.0	4.5
255	1967.07.22	18:09:55.40	40.7200	30.5100	35.0	5.4
256	1967.07.22	18:08:54.00	40.7000	30.8000	10.0	4.8
257	1967.07.22	17:48:06.50	40.6600	30.6200	26.0	5.2
258	1967.07.22	17:30:07.30	40.7300	30.5300	10.0	5.1
259	1967.07.22	17:18:54.00	40.7000	30.8000	10.0	4.5
260	1967.07.22	17:14:10.00	40.7000	30.8000	6.0	5.5
261	1967.07.22	16:56:58.00	40.6700	30.6900	33.0	6.8
262	1967.06.01	11:31:36.30	40.9300	28.9000	10.0	4.3
263	1967.02.12	23:23:55.00	40.1400	28.1000	36.0	4.3
264	1966.12.30	01:57:09.00	40.7400	30.7400	31.0	4.5
265	1964.12.15	21:03:15.70	40.0200	28.7900	26.0	4.8
266	1964.11.20	06:59:18.70	40.2000	28.0600	56.0	4.5
267	1964.10.20	08:47:56.00	40.0000	28.6000	10.0	5.1
268	1964.10.19	14:06:50.00	40.5000	29.0000	10.0	4.2
269	1964.10.07	23:07:05.30	40.1900	28.3600	31.0	4.5
270	1964.10.06	14:31:23.00	40.3000	28.2300	34.0	7.0
271	1964.10.06	14:29:57.90	40.2400	28.1600	23.0	5.7
272	1964.04.18	21:52:54.00	41.1000	29.0000	33.0	4.3
273	1963.09.24	02:10:44.40	40.8400	28.9000	10.0	4.9
274	1963.09.18	16:58:14.80	40.7700	29.1200	40.0	6.3
275	1962.04.19	08:22:18.60	40.7500	28.8400	10.0	4.6
276	1961.03.28	00:44:11.80	39.8200	30.1900	10.0	5.3
277	1959.08.06	12:08:00.00	40.4000	29.2000	10.0	4.4
278	1959.04.02	04:34:28.80	40.5000	29.4100	20.0	4.8
279	1958.11.23	13:07:38.20	40.4900	30.6900	10.0	4.6
280	1957.12.26	15:01:44.70	40.8300	29.7200	10.0	5.4
281	1957.10.24	02:33:14.80	40.0600	29.7500	10.0	4.9
282	1957.06.02	01:12:00.90	40.7100	30.7800	10.0	4.9
283	1957.06.01	21:08:20.40	40.6800	30.8400	40.0	4.9
284	1957.06.01	05:26:59.60	40.7500	30.8600	50.0	5.3

Tablo 4.1: Devamı.

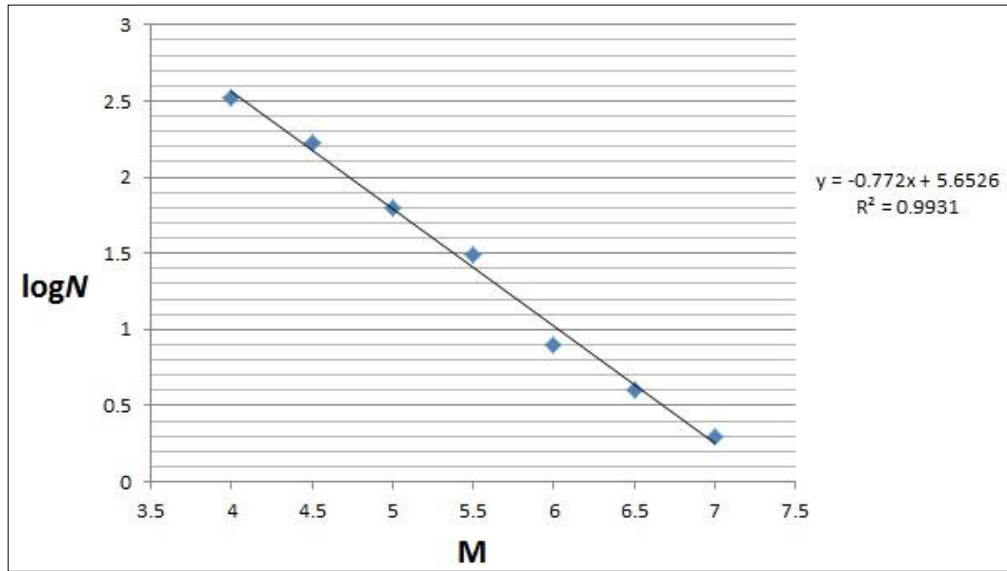
285	1957.05.29	10:17:48.20	40.8300	30.7700	20.0	5.2
286	1957.05.28	00:09:53.70	40.5800	30.5300	50.0	4.9
287	1957.05.27	11:01:34.90	40.7300	30.9500	50.0	5.8
288	1957.05.27	08:24:24.80	41.1300	30.6500	70.0	4.8
289	1957.05.26	09:36:38.60	40.7600	30.8100	10.0	5.9
290	1957.05.26	09:13:59.50	41.3400	30.7000	100.0	5.3
291	1957.05.26	08:54:51.20	40.6000	30.7400	40.0	5.5
292	1956.08.30	00:15:00.00	41.0000	30.2000	5.0	4.4
293	1956.08.28	01:29:51.40	41.0800	29.9300	80.0	4.8
294	1956.02.23	06:04:36.90	39.7600	30.1700	60.0	5.4
295	1956.02.20	20:31:43.80	39.8900	30.4900	40.0	6.4
296	1956.01.06	14:52:59.10	41.0000	30.2000	10.0	5.2
297	1953.06.03	16:05:31.30	40.2800	28.5300	20.0	5.5
298	1952.03.19	01:27:28.60	39.6000	28.6400	40.0	5.5
299	1952.03.13	06:30:01.80	41.0200	28.1400	11.0	5.2
300	1952.01.22	23:15:00.00	40.8000	30.4000	15.0	4.6
301	1951.09.15	22:52:12.70	40.1500	28.0200	40.0	5.3
302	1949.11.28	18:47:18.30	40.9800	30.7400	10.0	4.9
303	1949.02.05	00:28:22.40	39.8900	29.3500	40.0	5.3
304	1948.12.13	02:00:00.00	41.0000	30.0000	15.0	4.5
305	1948.11.13	04:44:50.40	40.2300	29.0200	60.0	5.7
306	1943.09.08	13:35:00.00	40.7000	30.4000	05.0	4.4
307	1943.06.20	16:47:57.20	40.8400	30.7300	10.0	5.6
308	1943.06.20	15:32:54.00	40.8500	30.5100	10.0	6.6
309	1943.04.14	08:15:40.90	39.6200	29.6400	40.0	5.3
310	1942.06.16	05:42:34.40	40.8000	27.8000	20.0	5.7
311	1941.02.09	09:28:19.30	40.1300	28.2700	00.0	4.8
312	1941.02.09	09:23:19.30	40.1300	28.2700	15.0	4.6
313	1940.08.19	20:43:42.30	40.1300	30.0900	40.0	4.7
314	1940.06.13	11:02:00.20	41.3400	30.1700	30.0	4.8
315	1939.10.19	21:32:47.80	39.8200	29.5000	10.0	5.5
316	1939.09.15	23:16:31.10	39.7600	29.5600	20.0	5.8
317	1939.08.09	23:43:51.20	39.9100	29.8100	60.0	5.3
318	1939.08.03	12:32:54.50	39.7500	29.6800	50.0	5.6
319	1939.08.02	13:06:17.40	39.7500	29.4800	50.0	5.5
320	1939.07.31	13:32:48.40	39.8000	29.6000	10.0	4.9
321	1939.07.25	03:40:28.50	39.7500	29.5200	50.0	5.4
322	1938.07.02	12:26:45.50	40.1700	27.8800	10.0	5.3
323	1932.10.15	22:19:54.00	40.9000	30.6000	15.0	4.7
324	1928.05.02	21:54:32.20	39.6400	29.1400	10.0	6.1
325	1928.01.24	07:36:11.70	40.9900	30.8600	10.0	5.5
326	1926.12.16	17:54:05.10	40.1300	30.7200	10.0	5.8
327	1925.06.24	00:00:34.50	40.8800	30.3900	10.0	4.8
328	1925.06.10	04:45:00.00	41.0000	29.0000	8.0	4.6
329	1923.10.26	12:13:16.00	41.2000	28.6000	24.0	5.3
330	1923.05.29	11:34:02.00	41.0000	30.0000	25.0	5.6
331	1919.10.13	07:54:10.00	41.5000	28.0000	12.0	4.7
332	1907.08.21	00:00:00.00	40.7000	30.1000	15.0	5.6
333	1907.01.22	02:41:00.00	41.0000	29.0000	12.0	4.7
334	1905.04.15	05:36:00.00	40.2000	29.0000	6.0	5.7

Tablo 4.2: Manyitüd aralıklarına göre deprem oluş sayıları.

Manyitüd Aralıkları	$4 \leq M < 4.5$	$4.5 \leq M < 5$	$5 \leq M < 5.5$	$5.5 \leq M < 6$	$6 \leq M < 6.5$	$6.5 \leq M < 7$	$7 \leq M < 7.5$
N (Oluşum Sayıları)	164	137	32	23	4	2	2
ΣNi (Kümülatif Oluş Sayıları)	334	170	63	31	8	4	2

Depremler belirli manyitüd aralıklarına bölünerek, başlangıç tarihinden son tarihe kadar olan deprem sayıları sayılır oluşturulmuştur (Tablo 4.2). Deprem kataloğundaki verilerden yararlanarak her bir deprem büyüklüğünün oluşma sıklığı ile bu deprem büyüklüğü arasındaki ilişki bağıntıya çevrilmiştir.

Veriler, yatay ekseninde manyitüd M , düşey ekseninde logaritma N (kümülatif oran) değerlerine karşılık gelen grafik oluşturulur ve en küçük kareler yöntemi (EKKY) kullanılarak verileri temsil eden doğru geçirilir (Şekil 4.3).



Şekil 4.3: LogN – M grafiği.

Bu ilişkinin bağıntısı:

- $\log N = 5,6526 - 0,772 \cdot M$
- $a = 5,6526$, $b = 0,772$

Çalışma için kullanılacak zaman aralığı, $T_2 = 2015 - 1905 = 110$ yıl

Tezin 2.3.3.1.1. bölümünde bahsedilen Gutenberg–Richter Yönteminin adımlarına göre yapılan analiz sonuçları aşağıdadır.

i) 110 yıl içindeki en büyük manyitüd değeri:

- $M_{\max} = a/b = 5,6526/0,772$
- $M_{\max} = 7,32$

ii) 110 yıl içinde oluşabilecek maksimum deprem sayısı:

- $N_2 = 10^a = 10^{5,6526}$
- $N_2 = 446683$ adet

iii) 50 yıl içerisinde 1 defa oluşabilecek maksimum olası deprem büyüklüğü:

- $T_1 = 50$ yıl, $N_1 = 1$ defa
- $M_{\max} = [a + \log(T_1/T_2)]/b = [5,6526 + \log(50/110)]/0,772$
- $M_{\max} = 6,9$

iv) Her yıl meydana gelebilecek maksimum olası deprem;

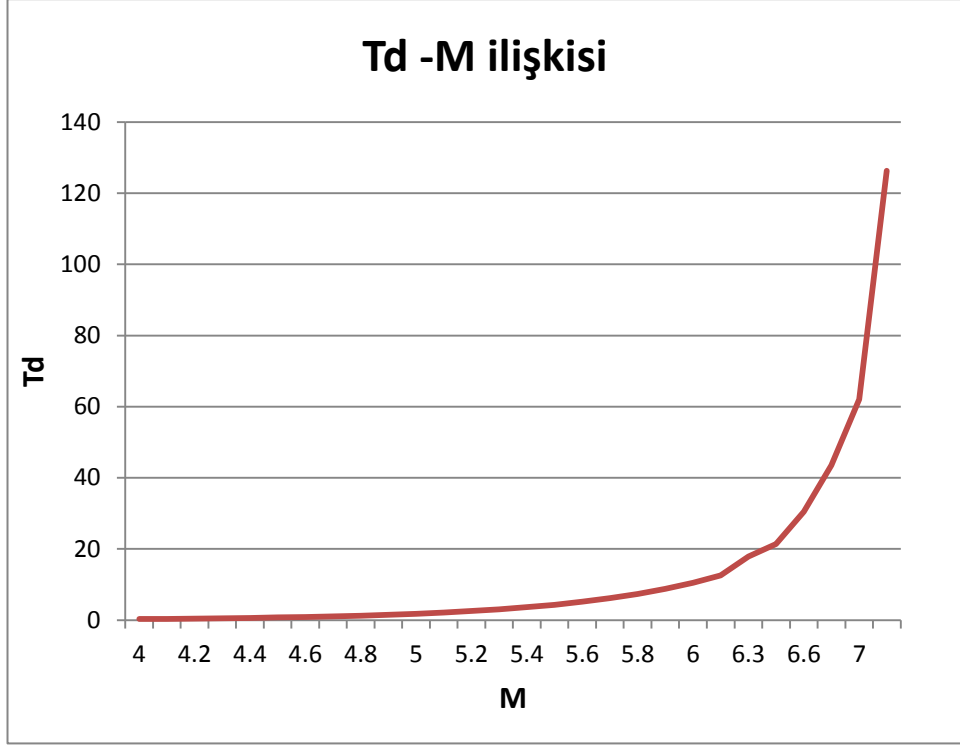
- $M_{\max} = [a - \log(T_2)]/b = [5,6526 - \log(110)]/0,772$
- $M_{\max} = 4,7$

v) Maksimum manyitüd için T_d dönüşüm periyodu:

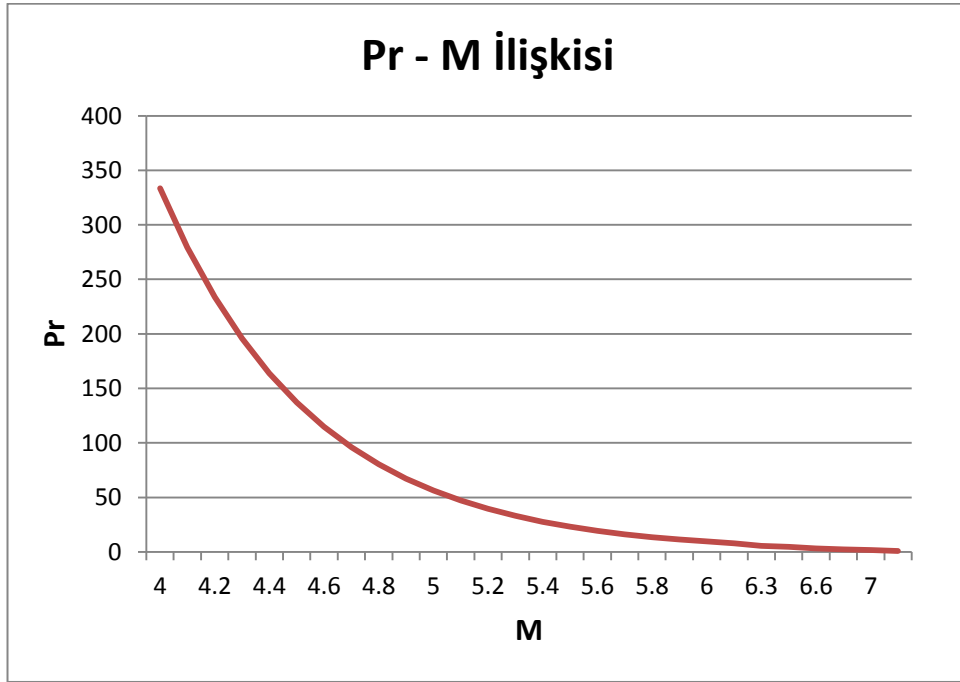
- $N = 1$ için $T_d = 10^{\log(T_2) - (a - b \cdot M)}$ bağıntısı ile manyitüdlere karşılık gelen $T_d - M$ ilişki grafiği Şekil 4.4'te verilmiştir.

vi) M_d büyüklüğünde bir depremin 1 yıl içinde meydana gelme olasılığı:

- $P_r = 1/T_d$ bağıntısından farklı manyitüd değerlerine karşılık gelen dönüşüm periyodu $P_r - M$ ilişki grafiği Şekil 4.5'te verilmiştir.



Şekil 4.4: $T_d = 10^{\log(T_2)-(a-b*M)}$ grafiği.



Şekil 4.5: $P_r = 1/T_d$ grafiği.

Şekil 4.4 ve Şekil 4.5'te elde edilen grafikler, Tablo 4.3 ile hesaplanan sonuçlara göre düzenlenmiştir.

Tablo 4.3: Manyitüd ve oluş sayısına göre P_r ve T_d değerleri.

Manyitüd	N	T_d	P_r
4	49	0.299778167	333.5799967
4.1	24	0.358096437	279.2543841
4.2	26	0.427759831	233.7760412
4.3	41	0.510975409	195.7041341
4.4	24	0.610379586	163.832478
4.5	31	0.72912166	137.1513226
4.6	25	0.87096359	114.8153621
4.7	12	1.040399177	96.11695415
4.8	19	1.242796438	80.46370017
4.9	20	1.484567675	67.35967762
5	6	1.773372625	56.38972803
5.1	4	2.118361135	47.20630413
5.2	9	2.530463049	39.51845889
5.3	9	3.02273448	33.08262789
5.4	4	3.610771451	27.69491267
5.5	8	4.313204007	23.18462095
5.6	4	5.152286446	19.40885878
5.7	6	6.154602374	16.24800335
5.8	4	7.351906921	13.60191323
5.9	1	8.782132799	11.38675562
6	1	10.49059208	9.532350439
6.1	1	12.53141175	7.979946873
6.3	1	17.88133749	5.59242283
6.4	1	21.3599386	4.681661397
6.6	1	30.4789499	3.280952931
6.8	1	43.49106072	2.299323087
7	1	62.05831793	1.611387536
7.4	1	126.3572019	0.791407205

4.2. Sıvılaşma Analizleri

Tez çalışması kapsamında Tuzla ilçesinde yüzeyleyen jeolojik formasyonlar ve formasyonların geoteknik özellikleri 2. Bölümde değerlendirilmiştir. Tez araştırması ve İAYMP kapsamında yapılan çalışmaların [Özgül vd., 2009] incelenmesi neticesinde sıvılaşma riski bulunan Evliya Çelebi Mahallesi'nin alüvyon zemin özelliği gösteren kısımlarında zemin etüdü yapan firmalardan toplanan birçok sondaj verisi incelenerek kritik görülen 9 adet sondaj verisi ile yüzeyden itibaren her 1.5 m'de bir sıvılaşma analizi yapılmıştır.

Sıvılaşma analizinde tezin 4.1. bölümünde yapılan sismik tehlike analizi sonucu elde edilen $M_{max}= 7.3$ manyitüd büyüklüğü, faya olan uzaklık (15 km) ve odak derinliği (17 km) değerleri baz alınarak; çeşitli araştırmacıların elde ettiği ivme azalım ilişkilerinin kullanılmasıyla hesaplanan ve a_{max} değerleri AFAD'ın sitesindeki pik yer ivmesi hesaplama programından faydalanılarak hesaplanmıştır (Şekil 4.6), [Web 2, 2015]. Hesaplanan a_{max} değerlerinin ortalaması ile elde edilen 0.4 g max. ivme değeri kullanılarak sıvılaşma analizi gerçekleştirilmiştir. Sıvılaşma Analizinde Prof. Dr. Bilge SİYAHİ tarafından daha önceki çalışmalar için hazırlanmış MS Excel programından yararlanılmıştır [Siyahi, 2003]. MS Excel programında [Seed et al, 2003], [Andrews and Martin, 2000] yöntemleri kullanılmıştır. Sonuçlara ilişkin tablo Ek-B kısmında verilmiştir.

Sıvılaşma analizi için seçilen sondajların derinliği 9 ile 19 m arasında değişmektedir. Sıvılaşma analizinde kullanılan sondaj verilerinde YASS'nin 1 ile 2.7 m arasında değiştiği gözlenmiştir. Alüvyon özelliğindeki; kum, killi ve siltli kum tabakaları ile kil tabakalarının yer aldığı sondaj verilerinde her 1.5 m'de bir yapılan analiz sonuçlarına göre kumlu tabakalar boyunca sıvılaşma tehlikesinin mevcut olduğu yani $F_L=(...)<1.0$ olduğu bulunmuştur. Buna göre Sondaj 1, 8 ve 9'da sıvılaşmaya bağlı oturma problemleri olabileceği tespit edilmiştir.



TR-KYH

T.C. BAŞBAKANLIK
AFET VE ACİL DURUM YÖNETİMİ BAŞKANLIĞI
DEPREM DAİRESİ BAŞKANLIĞI



ULUSAL KUVVETLİ YER HAREKETİ GÖZLEM AĞI

Ana Sayfa
Son Deprem Bilgileri
KYH Veritabanı
İstasyon Bilgileri
Projeler
Raporlar ve Yayınlar

AFAD
Deprem Dair. Bşk.
TR-KYH Hakkında
Katalog Bilgileri
Veri Formatı
Depremin İvmesi
Büyük Depremler

Farklı İvme-Azalmı Bağınıtlarına Göre Tahmini En Büyük İvme Değeri (PGA) Hesaplama:

MAGNİTÜD (Mw): (Ör.: 7.4)

MESAFE (km) : (Ör.: 45)

ZEMİN SINIFI :

A Sınıfı
 B Sınıfı
 C Sınıfı
 D Sınıfı

FAYIN CİNSİ :

Normal Fay
 Ters Fay
 Doğrultu Atımlı Fay

.: HESAPLANAN DEĞERLER .:

Depremin Magnitüdü (Mw) : 7.3
Mesafe : 15
Zemin D SINIFI

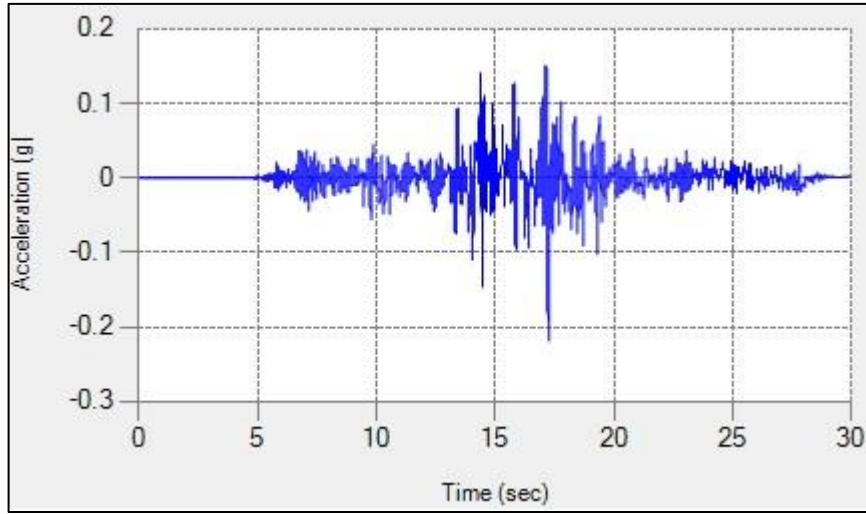
Ulusay vd.(2004)'nin Azalmı İlişkinine Göre PGA Degeri :	530,24cm/s ²
Ceken vd.(2008)'nin Azalmı İlişkinine Göre PGA Degeri :	424,68cm/s ²
Kalkan ve Gülkan(2004)'nin Azalmı İlişkinine Göre PGA Degeri :	382,67cm/s ²
Boore vd.(1997)'nin Azalmı İlişkinine Göre PGA Degeri :	404,33cm/s ²
Alkar&Bommer(2010)'m Azalmı İlişkinine Göre PGA Degeri :	310,91cm/s ²

Şekil 4.6: Azalmı ilişkileri yardımcıyla a_{max} hesaplama.

4.3. Büyütme Analizleri

Tez çalışması kapsamında Tuzla ilçesinde yüzeyleyen jeolojik formasyonlar ve formasyonların geoteknik özellikleri 2. Bölümde değerlendirilmiştir. Tez araştırması ve İAYMP kapsamında yapılan çalışmaların [Özgül vd., 2009] incelenmesi neticesinde büyütme riski bulunan Evliya Çelebi Mahallesiinde yüzeyleyen Kuşdili Formasyonu, Postane Mahallesiinde yüzeyleyen Abdüş Gölü Üyesi ile Evliya Çelebi, Yayla, İstasyon ve Mimar Sinan Mahallelerinde yüzeyleyen alüvyon zemin özelliği gösteren lokasyonlarda zemin etüdü yapan firmalardan toplanan birçok sondaj verisi incelenmiştir. Yapılan incelemeler neticesinde her bir mahalle ve formasyon için temsili zemin profilleri oluşturularak zemin büyütme analizi yapılmıştır.

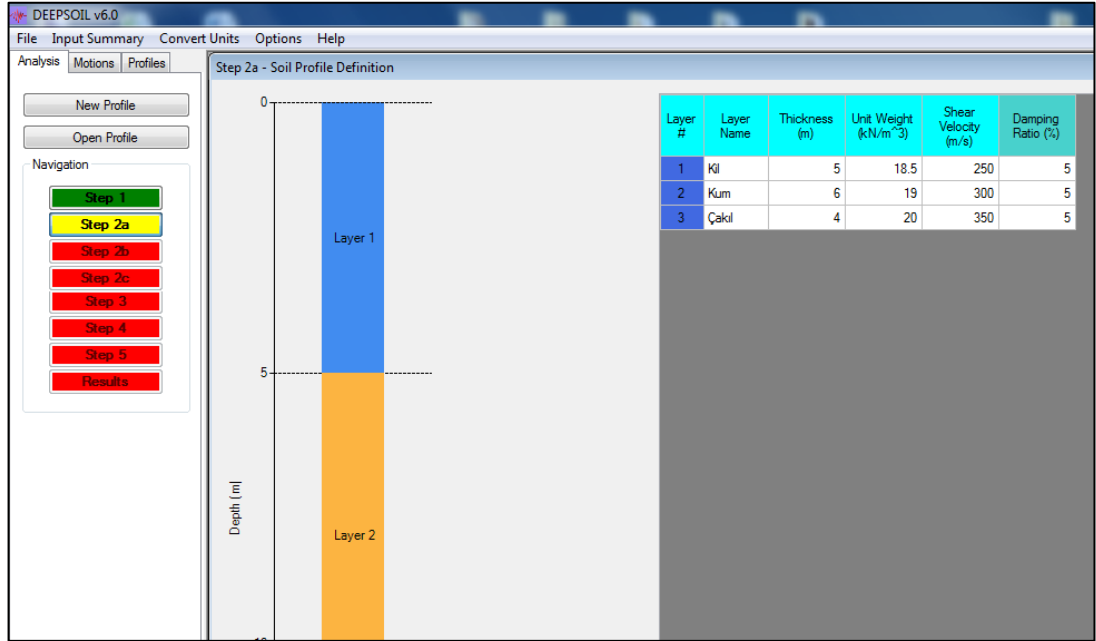
Analiz için DEEPSOIL 6.0 programı kullanılmıştır [Hashash et al, 2015]. Programda yüklü olan anakaya deprem kayıtlarından, analiz için 2009 Kocaeli Depremi ivme kaydı (Şekil 4.6) seçilerek temsili profiller üzerinde zemin büyütme analizi gerçekleştirilmiştir.



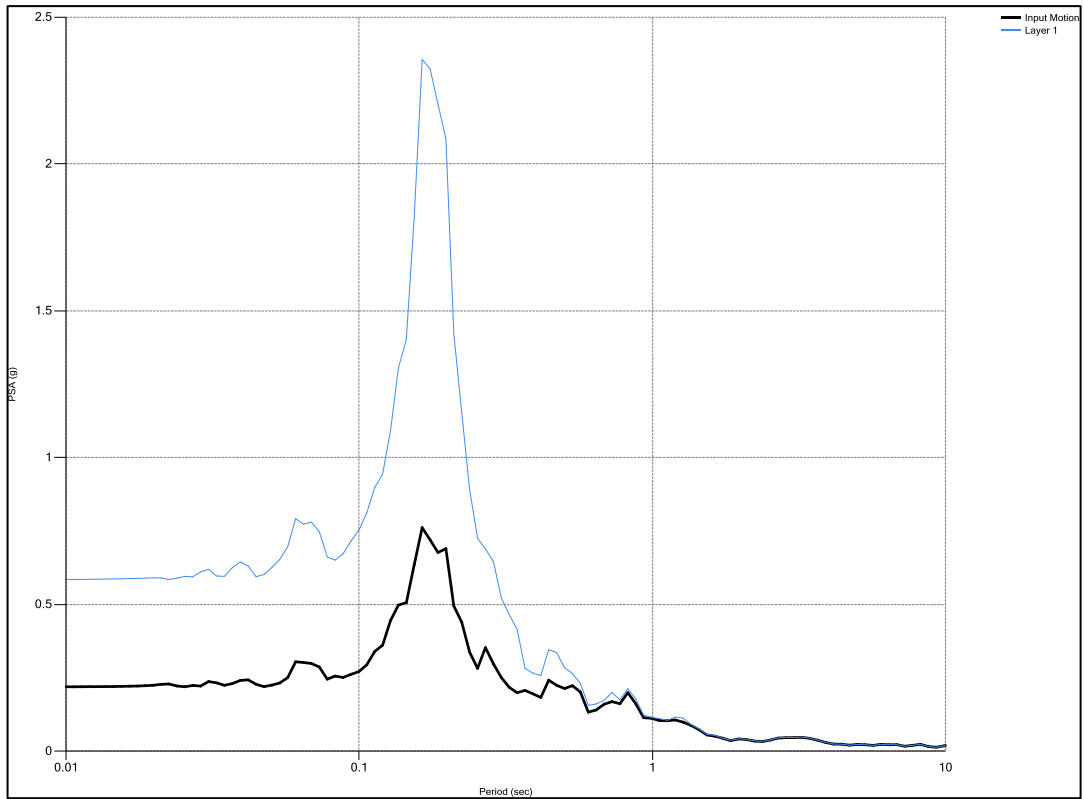
Şekil 4.7: 1999 Kocaeli Depremi ivme kaydı.

Analiz için hazırlanan temsili profillerin programa girişi ve analiz sonucu elde edilen program çıktısı grafikler aşağıdaki bölümlerde verilmiştir.

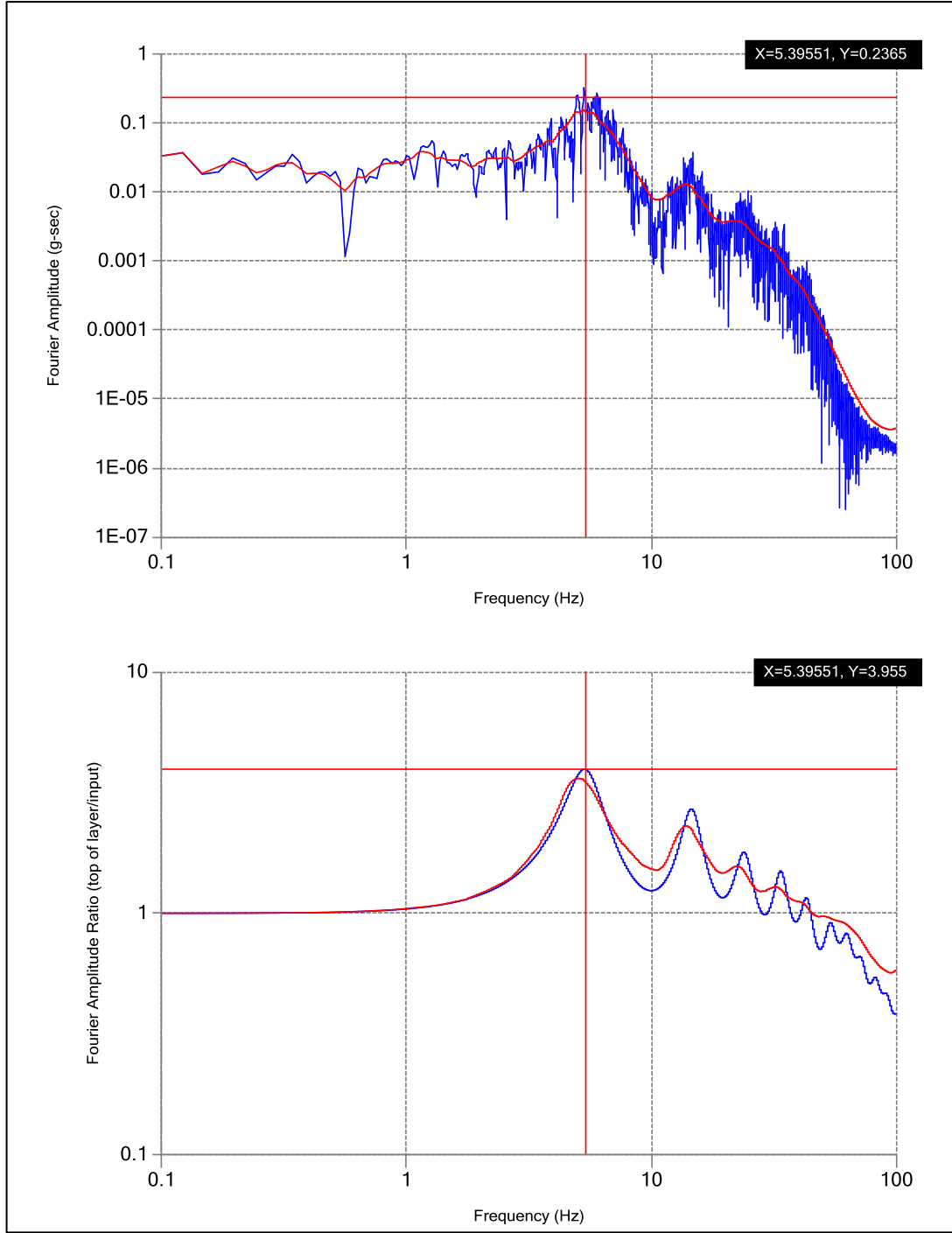
4.3.1. Evliya Çelebi - Alüvyon Zemin Profili Büyütme Analizi



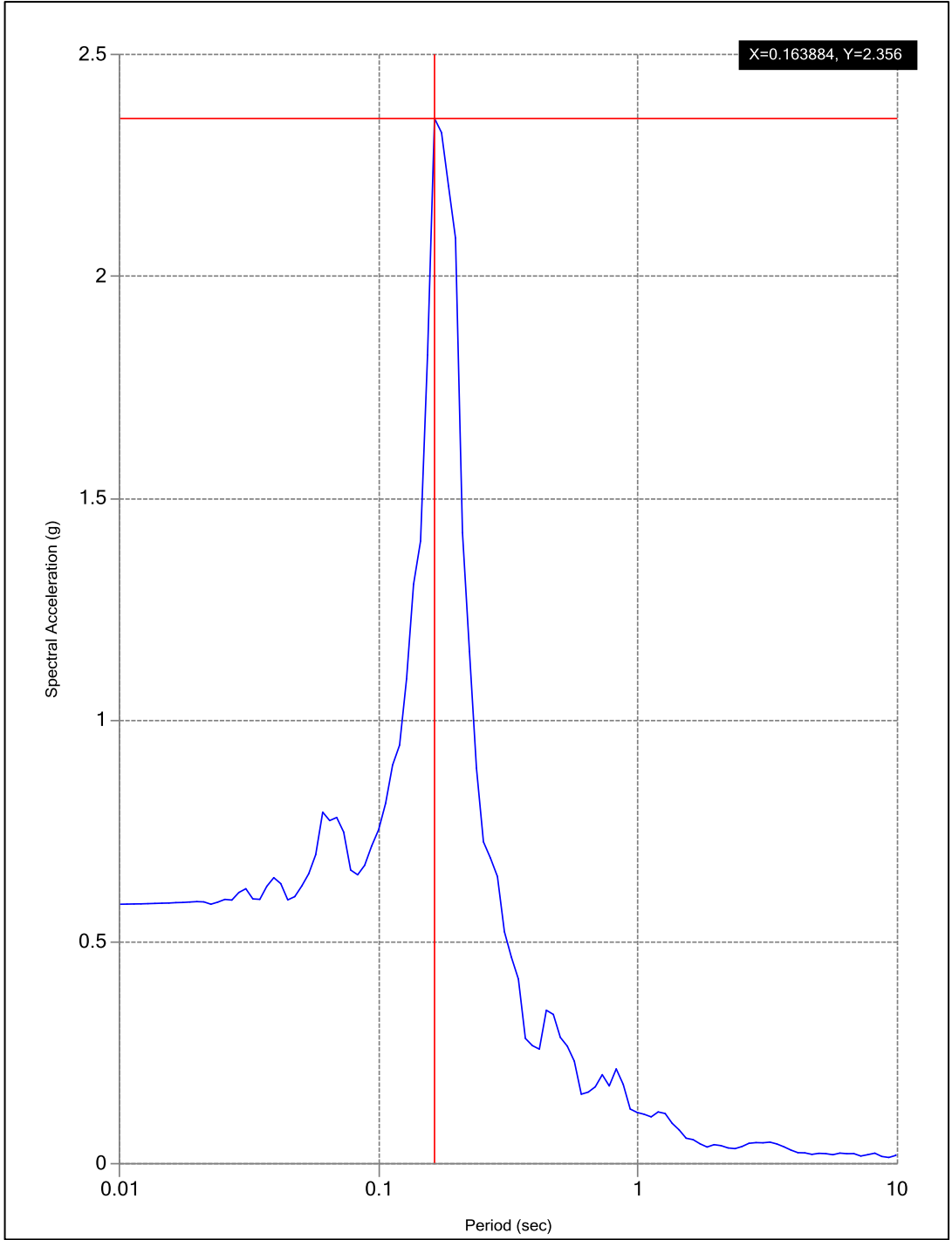
Şekil 4.8: Evliya Çelebi - Alüvyon zemin profili programa veri girişi.



Şekil 4.9: Evliya Çelebi - Alüvyon zemin profili response spectra grafiği.

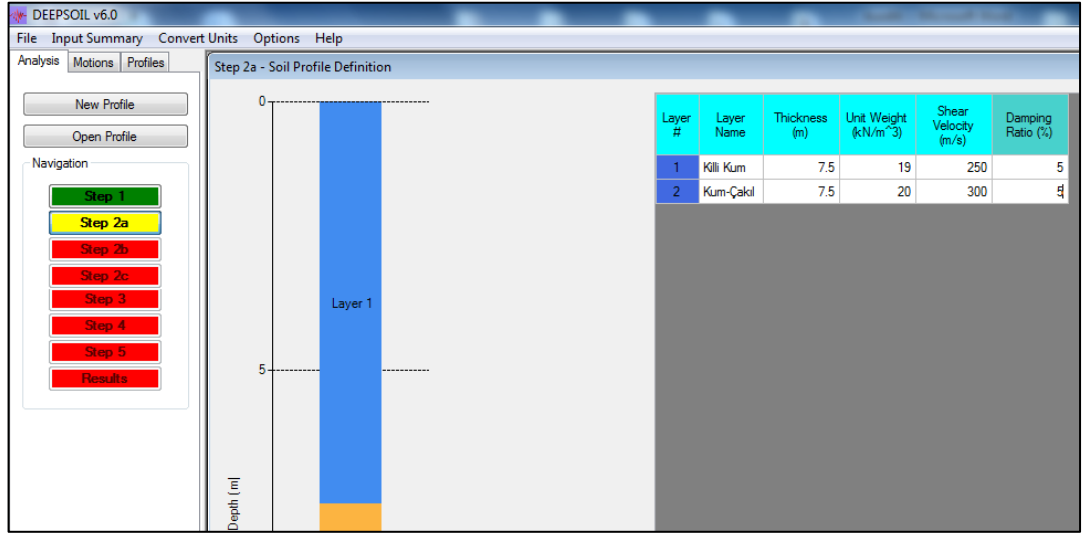


Şekil 4.10: Evliya Çelebi - Alüvyon zemin profili fourier amltitude - frequency grafikleri.

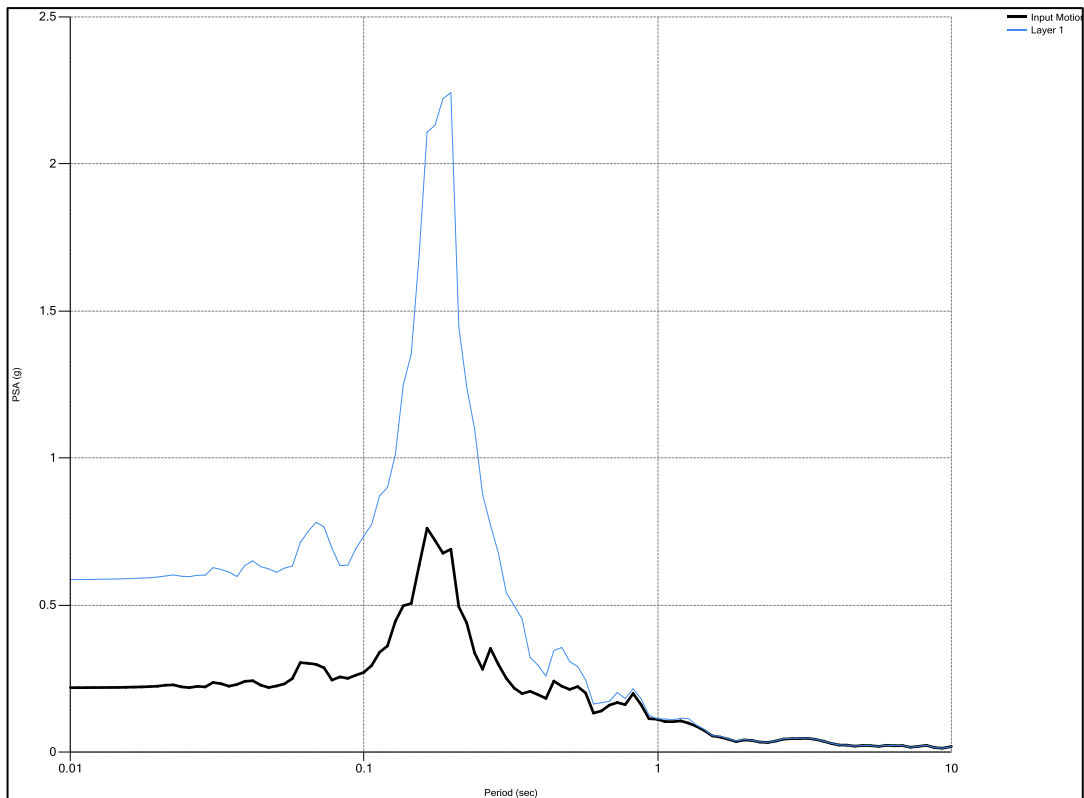


Şekil 4.11: Evliya Çelebi - Alüvyon zemin profili spectral acceleration - period grafiği.

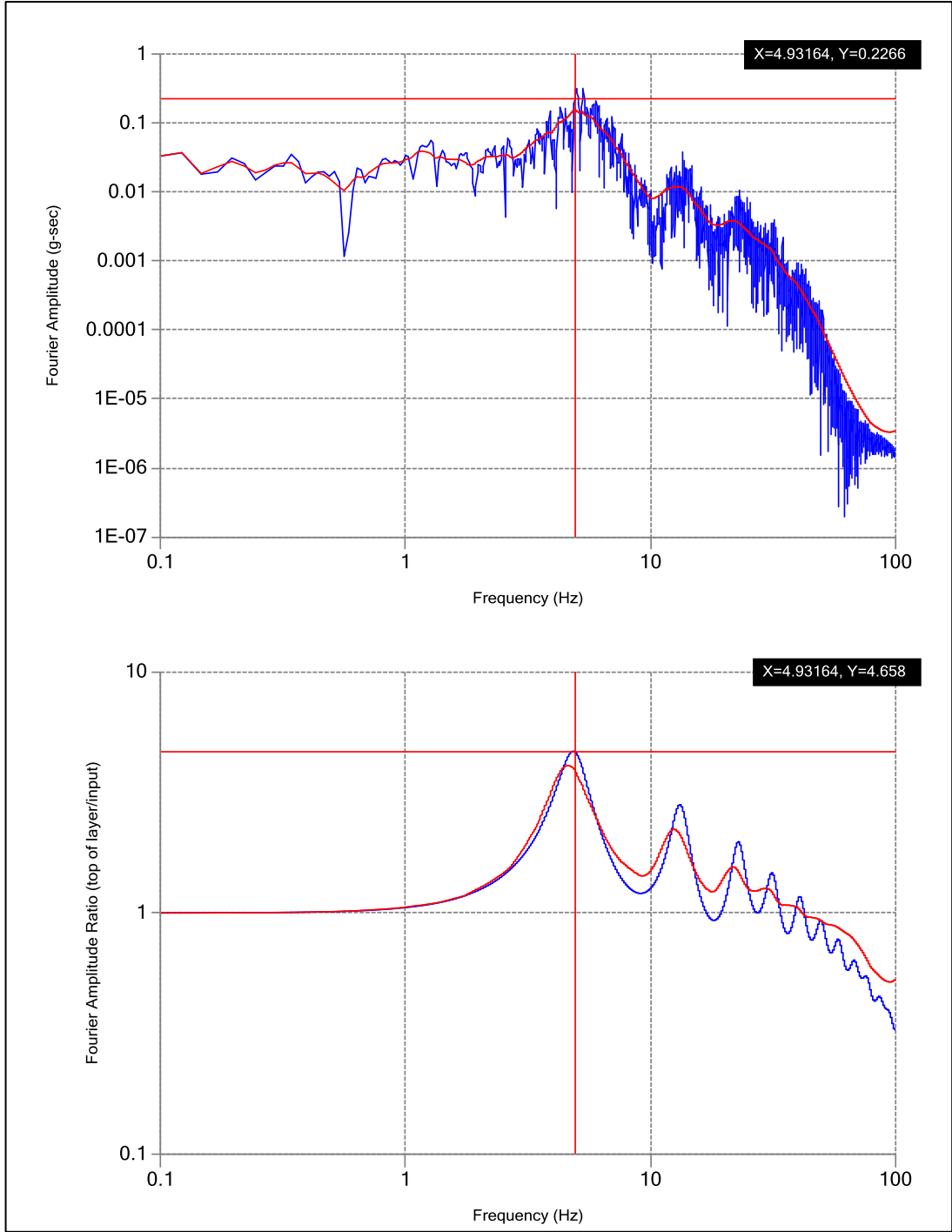
4.3.2. Yayla - Alüvyon Zemin Profili Büyütme Analizi



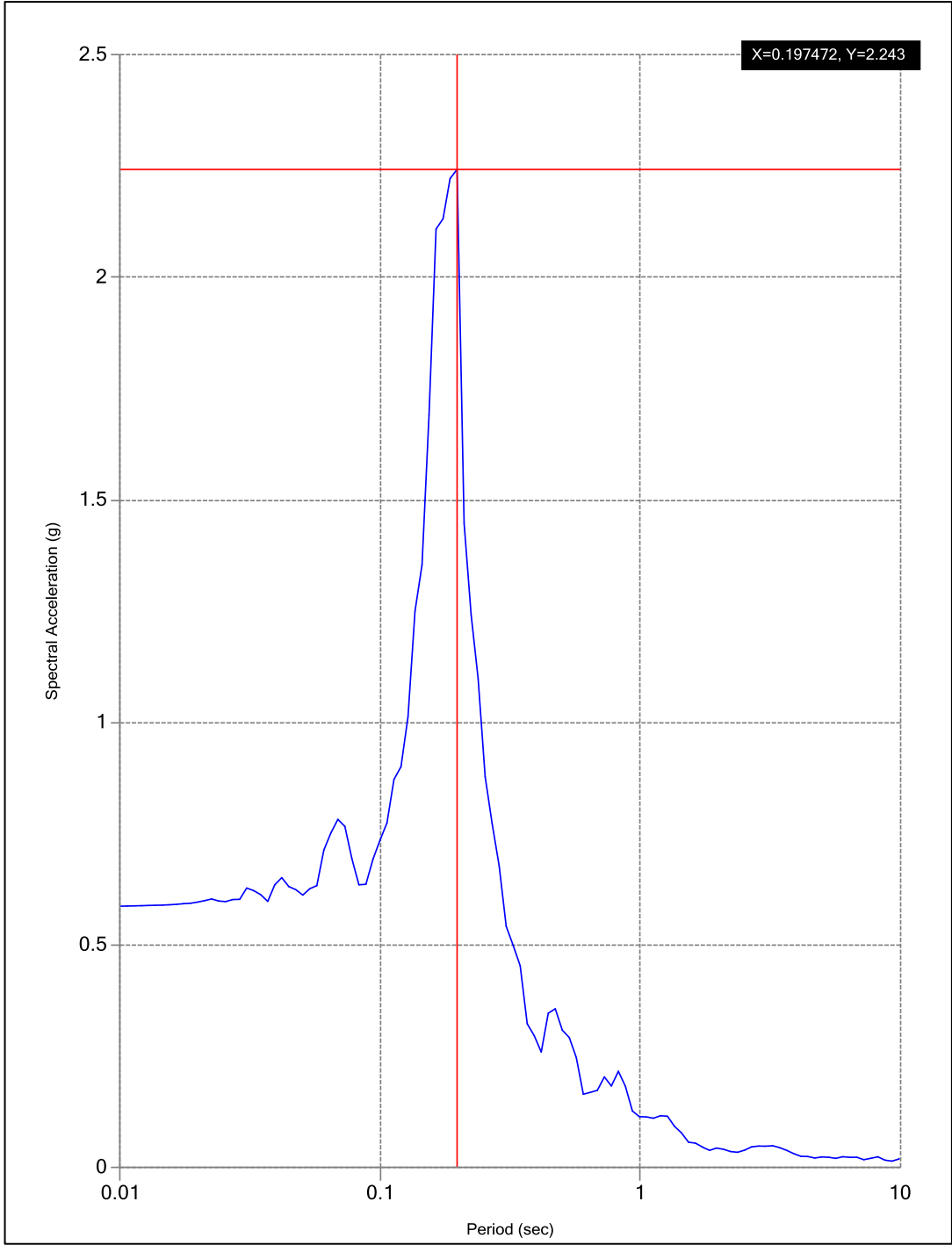
Şekil 4.12: Yayla - Alüvyon zemin profili programa veri girişi.



Şekil 4.13: Yayla - Alüvyon zemin profili response spectra grafiği.

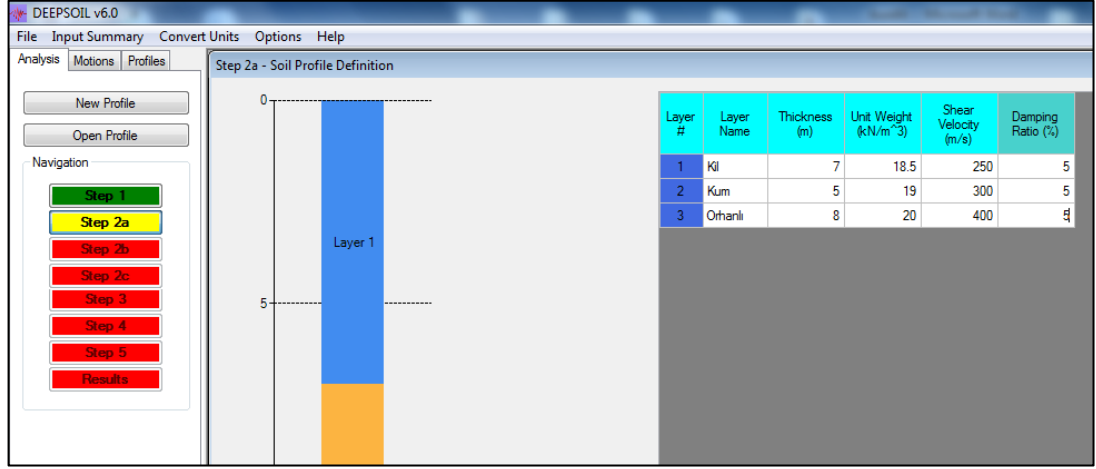


Şekil 4.14: Yayla - Alüvyon zemin profili fourier amlitude - frequency grafikleri.

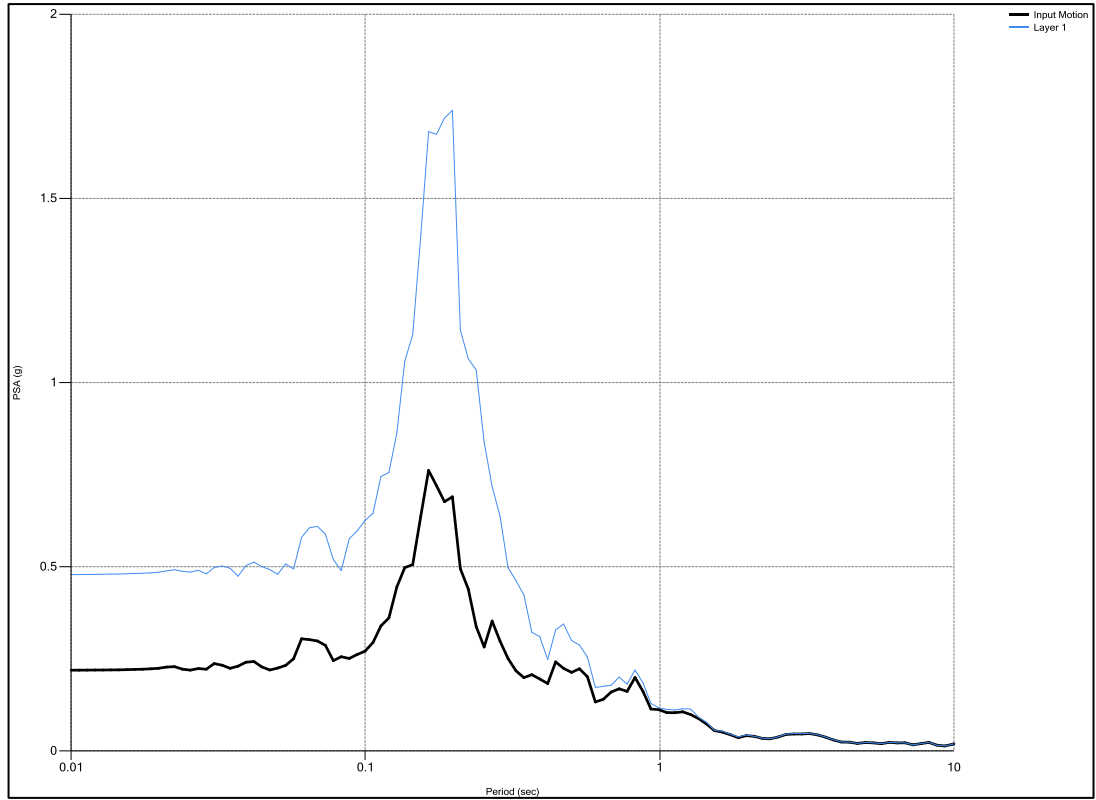


Şekil 4.15: Yayla - Alüvyon zemin profili spectral acceleration - period grafiği.

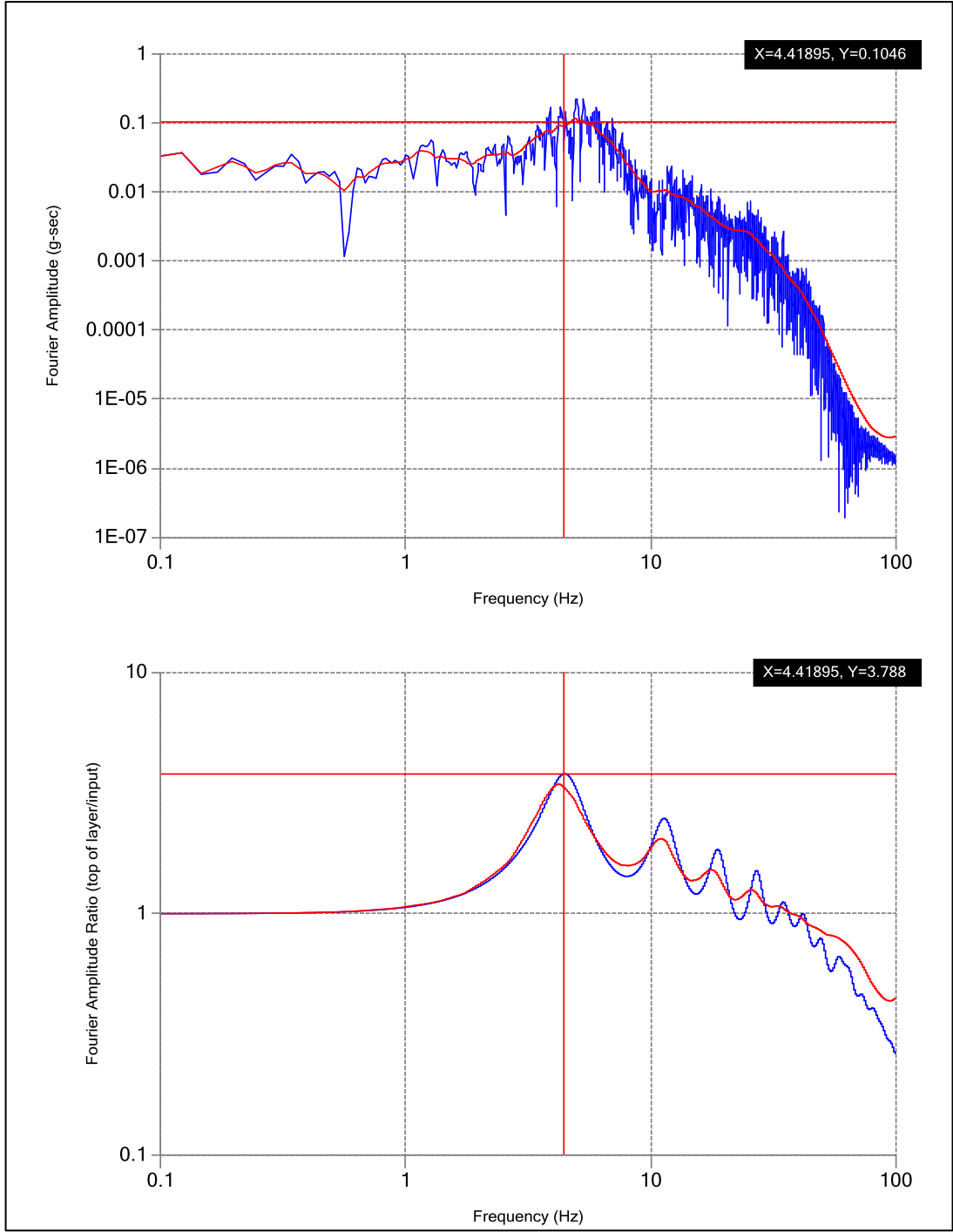
4.3.3. İstasyon - Alüvyon Zemin Profili Büyütme Analizi



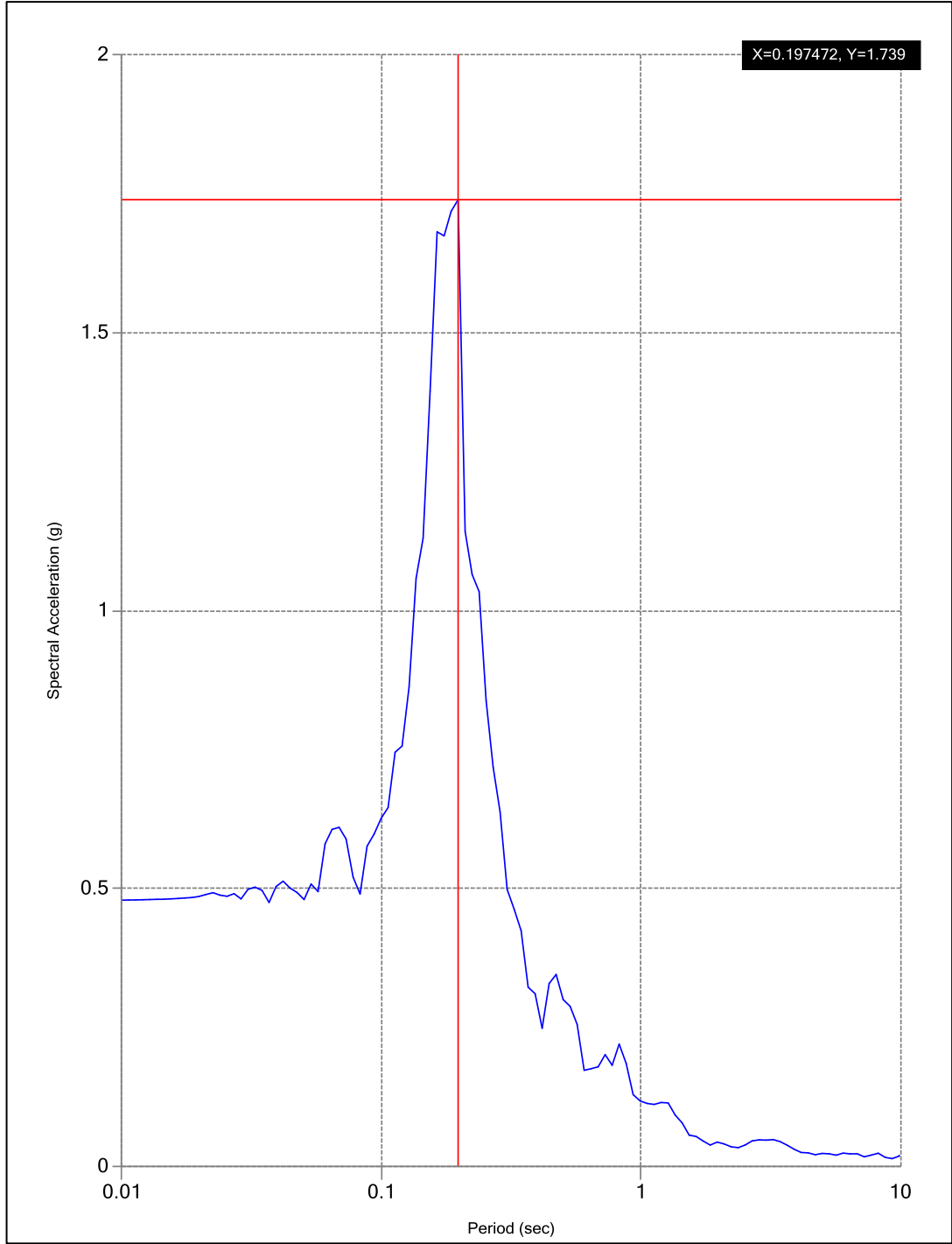
Şekil 4.16: İstasyon - Alüvyon zemin profili programa veri girişi.



Şekil 4.17: İstasyon - Alüvyon zemin profili response spectra grafiği.

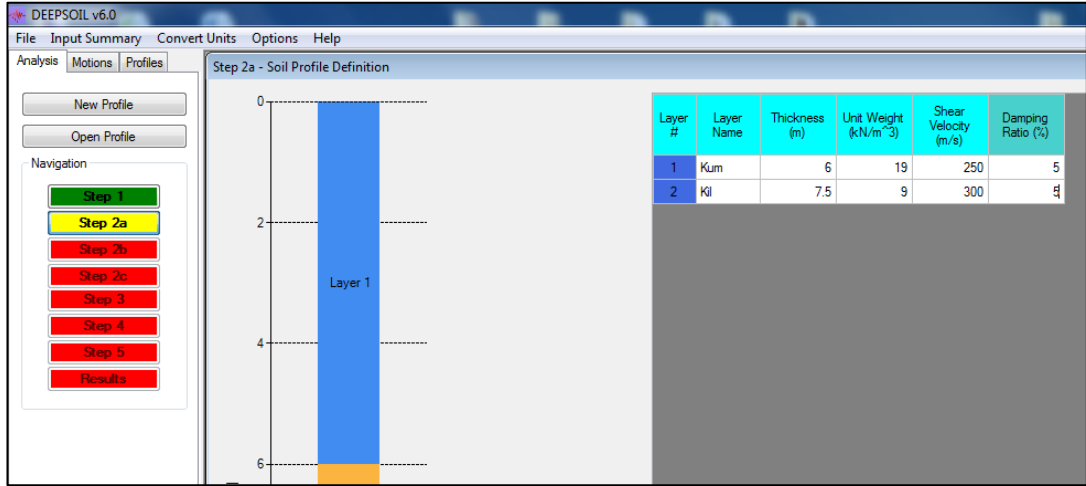


Şekil 4.18: İstasyon - Alüvyon zemin profili fourier amlitude - frequency grafikleri.

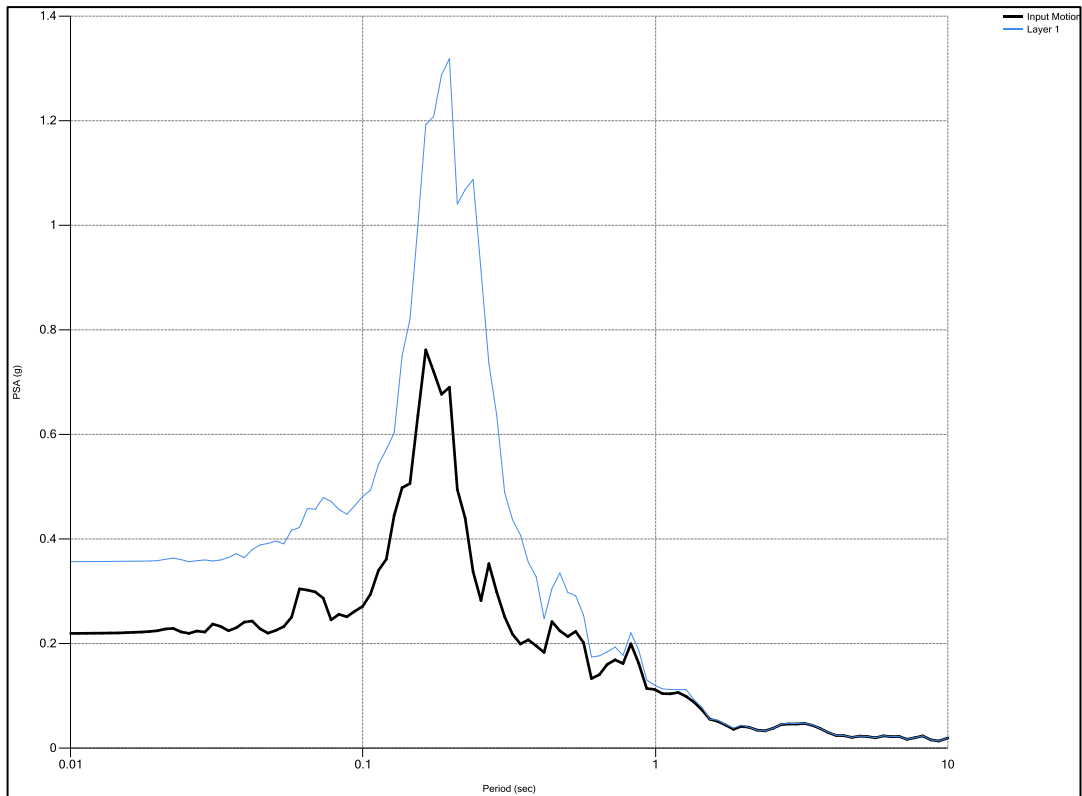


Şekil 4.19: İstasyon - Alüvyon zemin profili spectral acceleration - period grafiği.

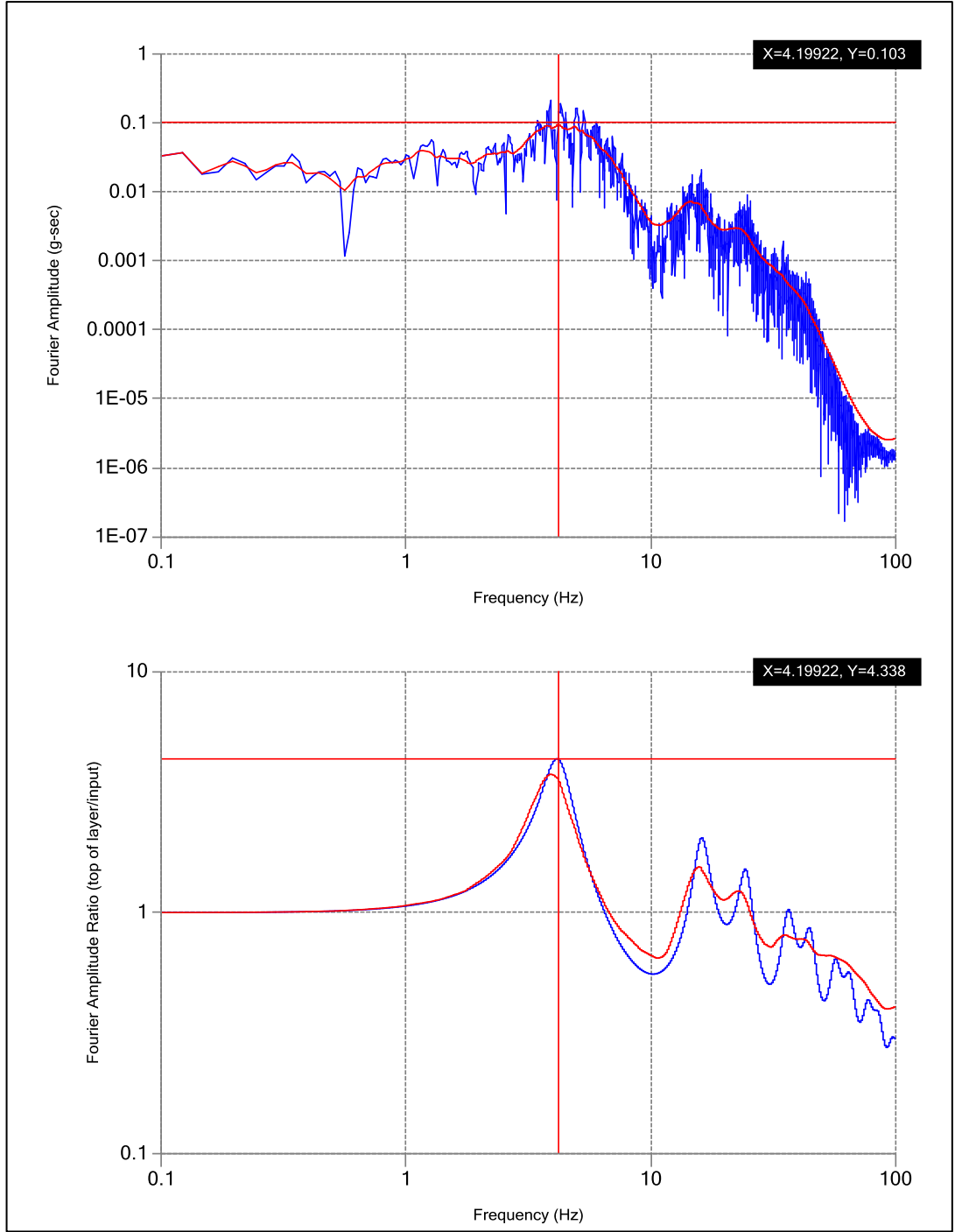
4.3.4. Mimar Sinan - Alüvyon Zemin Profili Büyütme Analizi



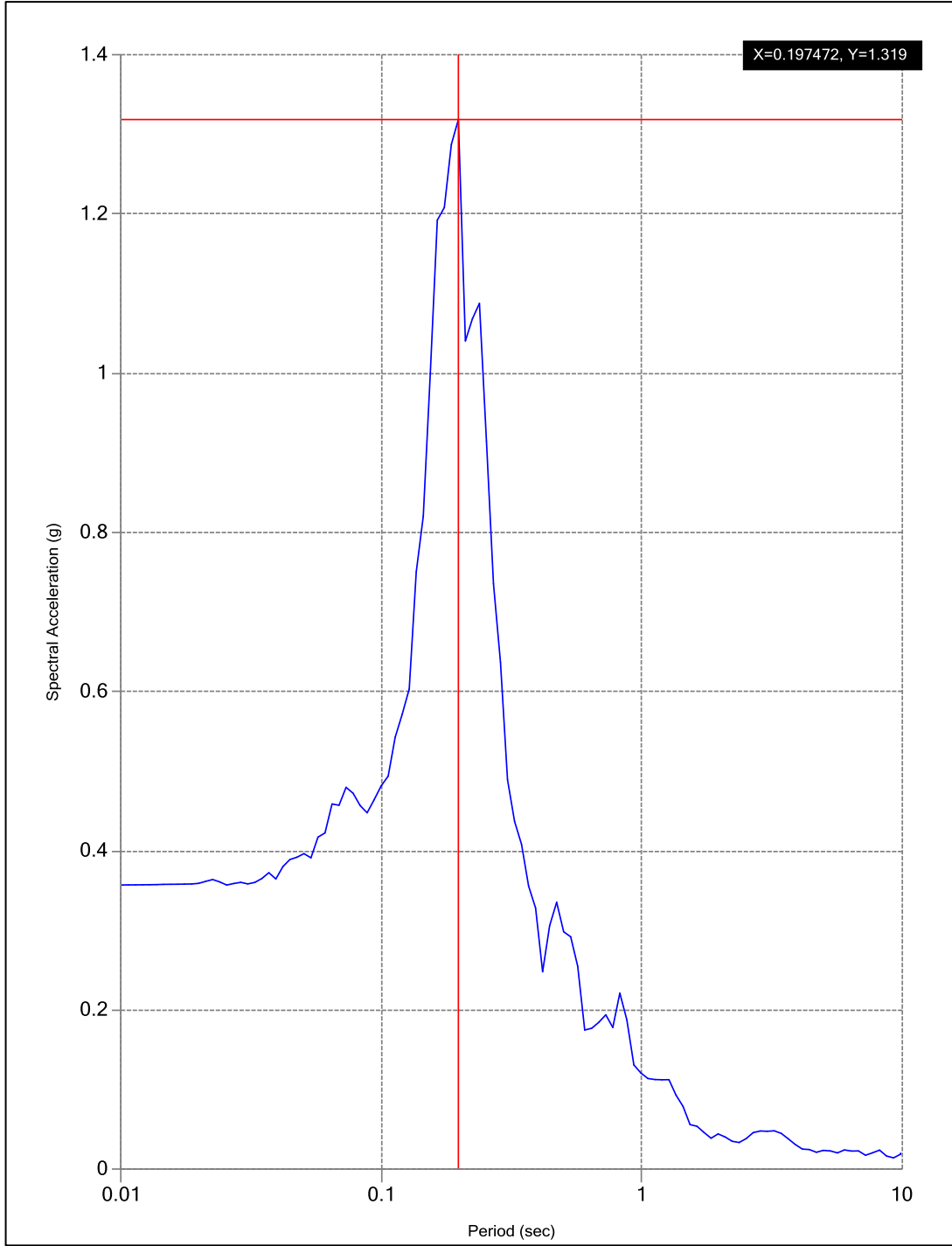
Şekil 4.20: Mimar Sinan - Alüvyon zemin profili programa veri girişi.



Şekil 4.21: Mimar Sinan - Alüvyon zemin profili response spectra grafiği.

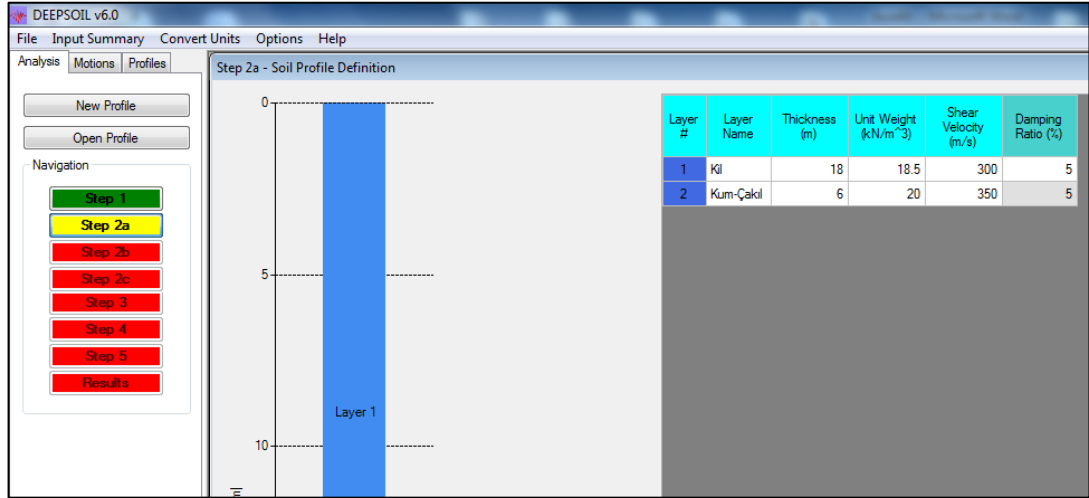


Şekil 4.22: Mimar Sinan - Alüvyon zemin profili fourier amltitude - frequency grafikleri.

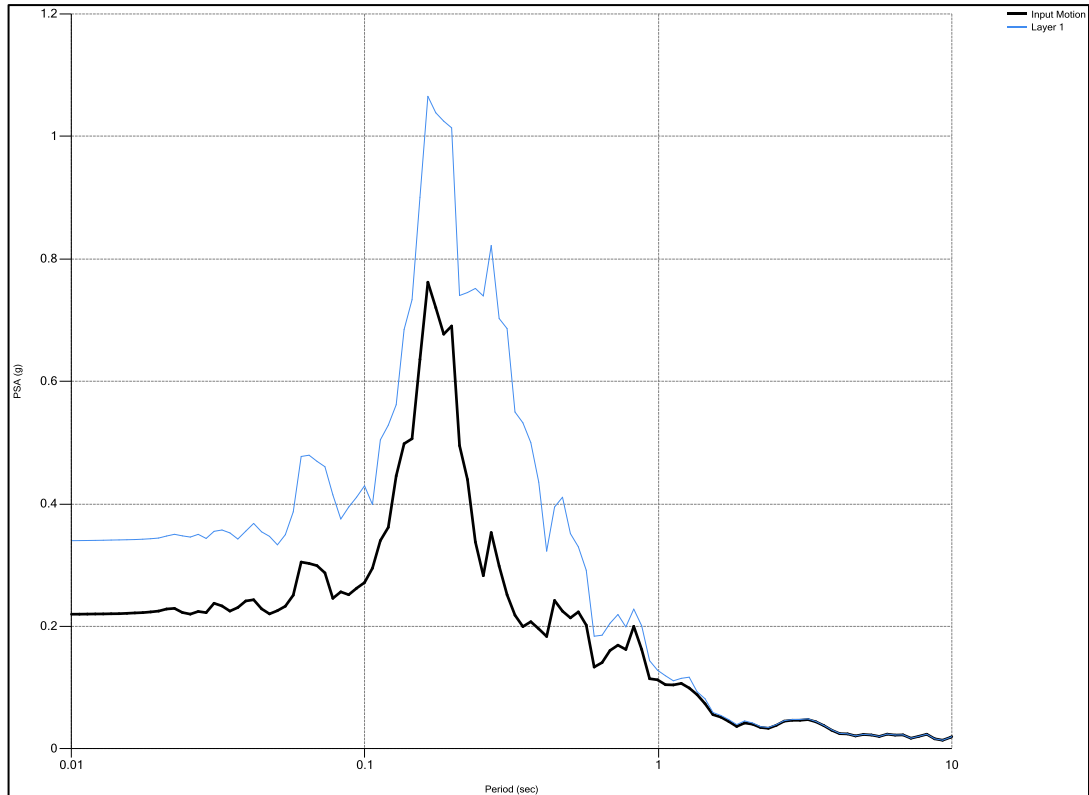


Şekil 4.23: Mimar Sinan - Alüvyon zemin profili spectral acceleration - period grafiği.

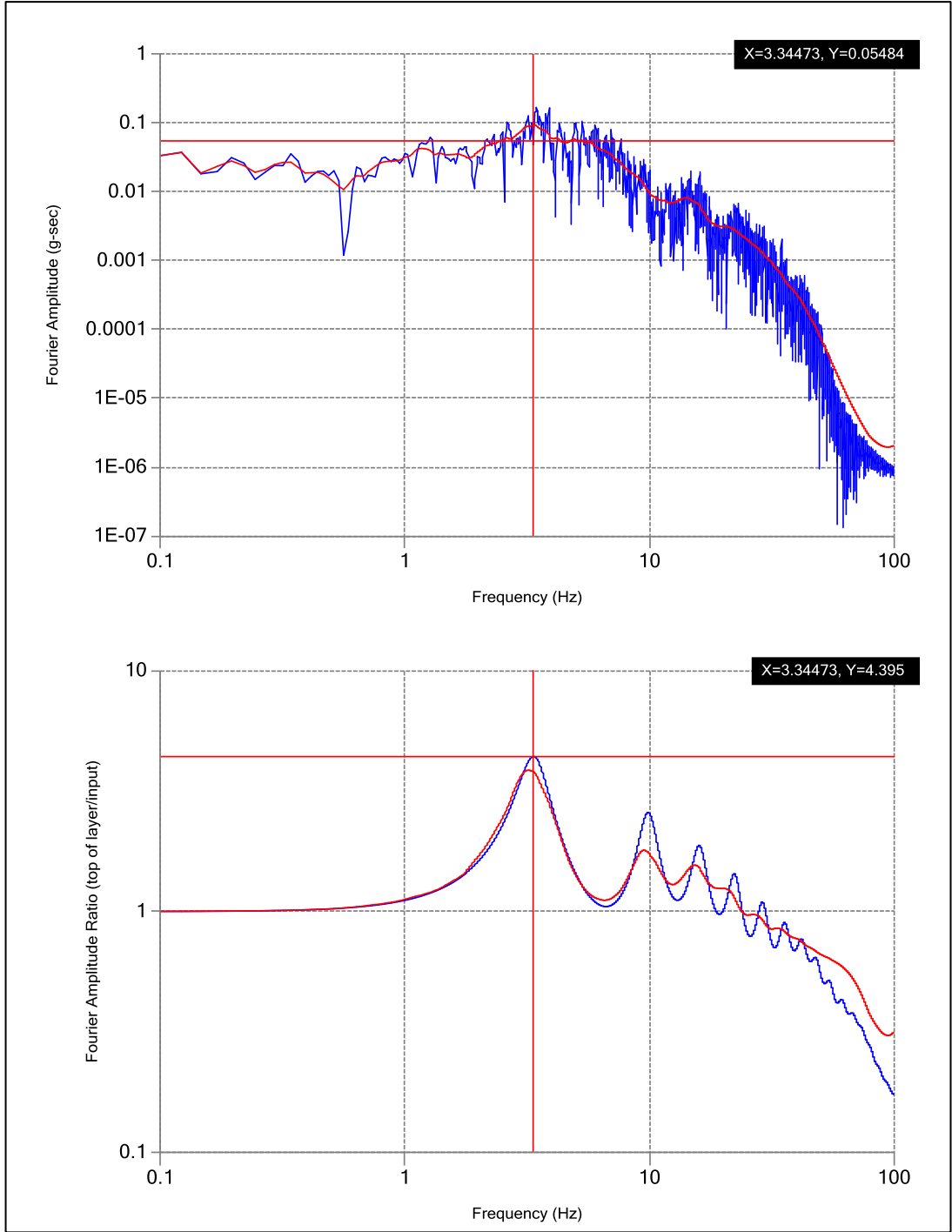
4.3.5. Evliya Çelebi – Kuşdili Formasyonu Büyütme Analizi



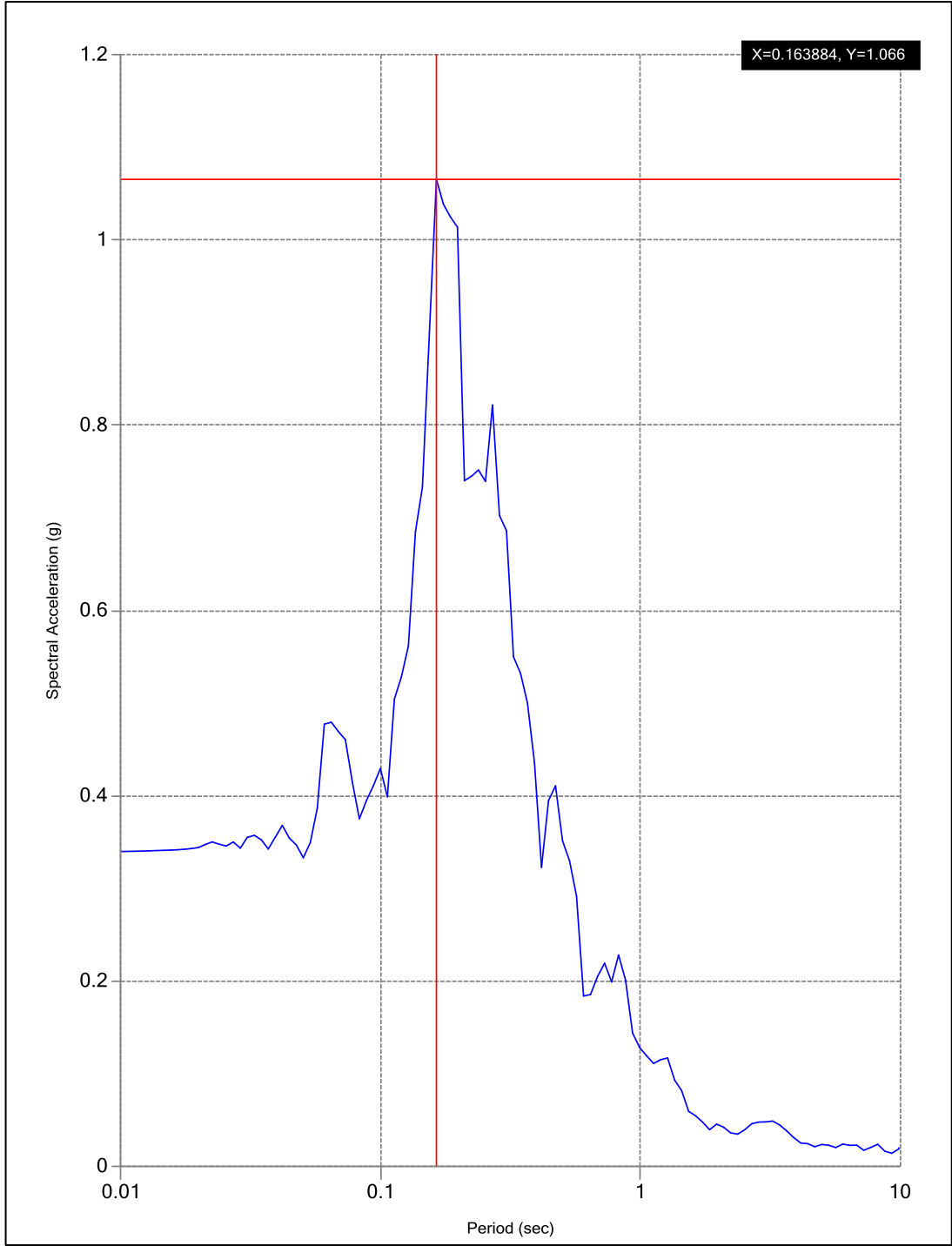
Şekil 4.24: Evliya Çelebi - Kuşdili Formasyonu programa veri girişi.



Şekil 4.25: Evliya Çelebi - Kuşdili Formasyonu response spectra grafiği.

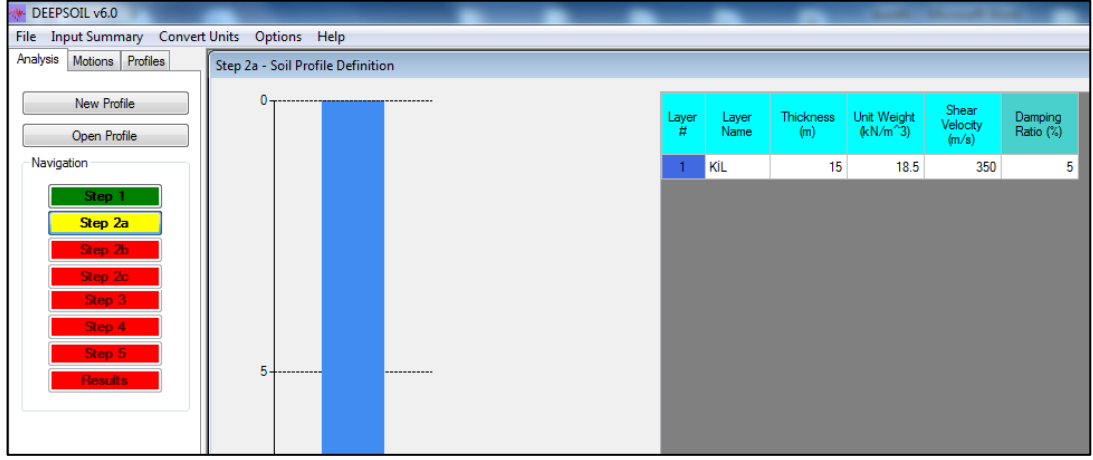


Şekil 4.26: Evliya Çelebi- Kuşdili Formasyonu fourier amlitude- frequency grafikleri.

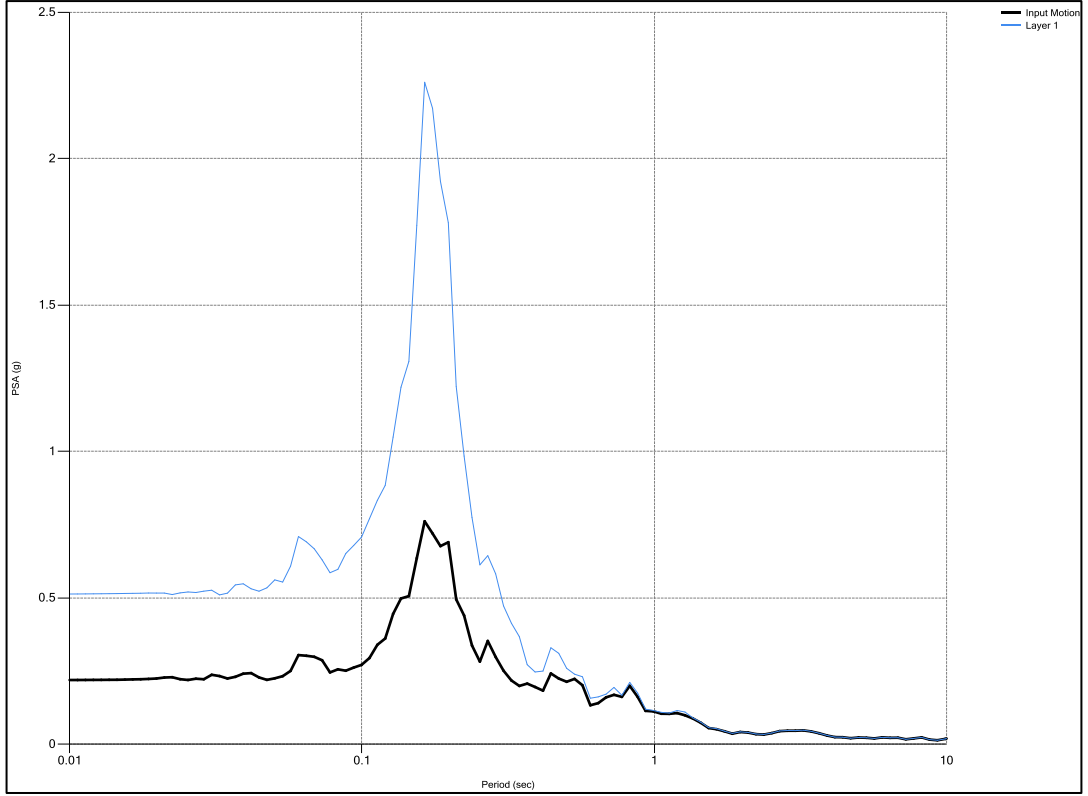


Şekil 4.27: Evliya Çelebi - Kuşdili Formasyonu spectral acceleration - period grafiği.

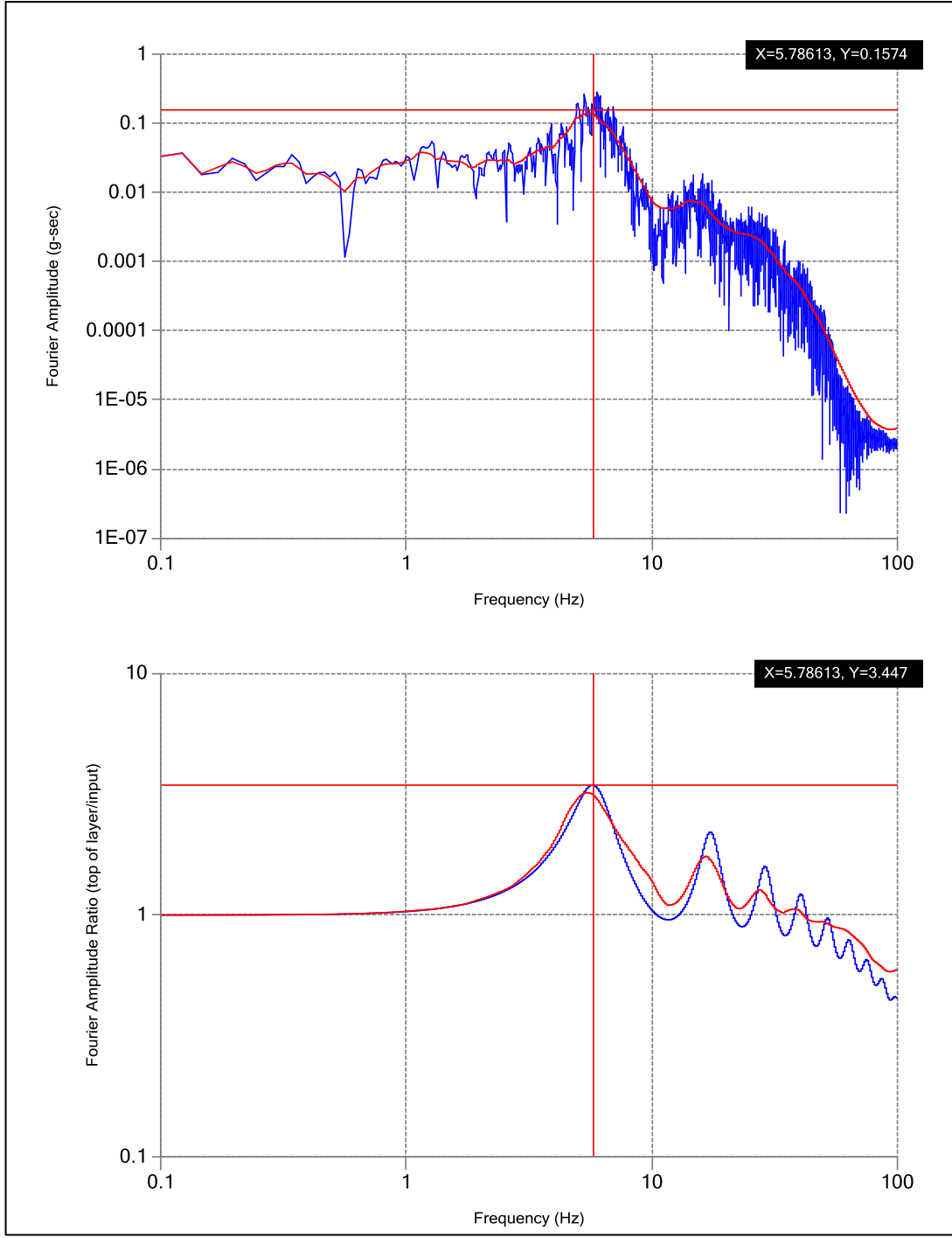
4.3.6. Postane – Abdüş Gölü Üyesi Büyütme Analizi



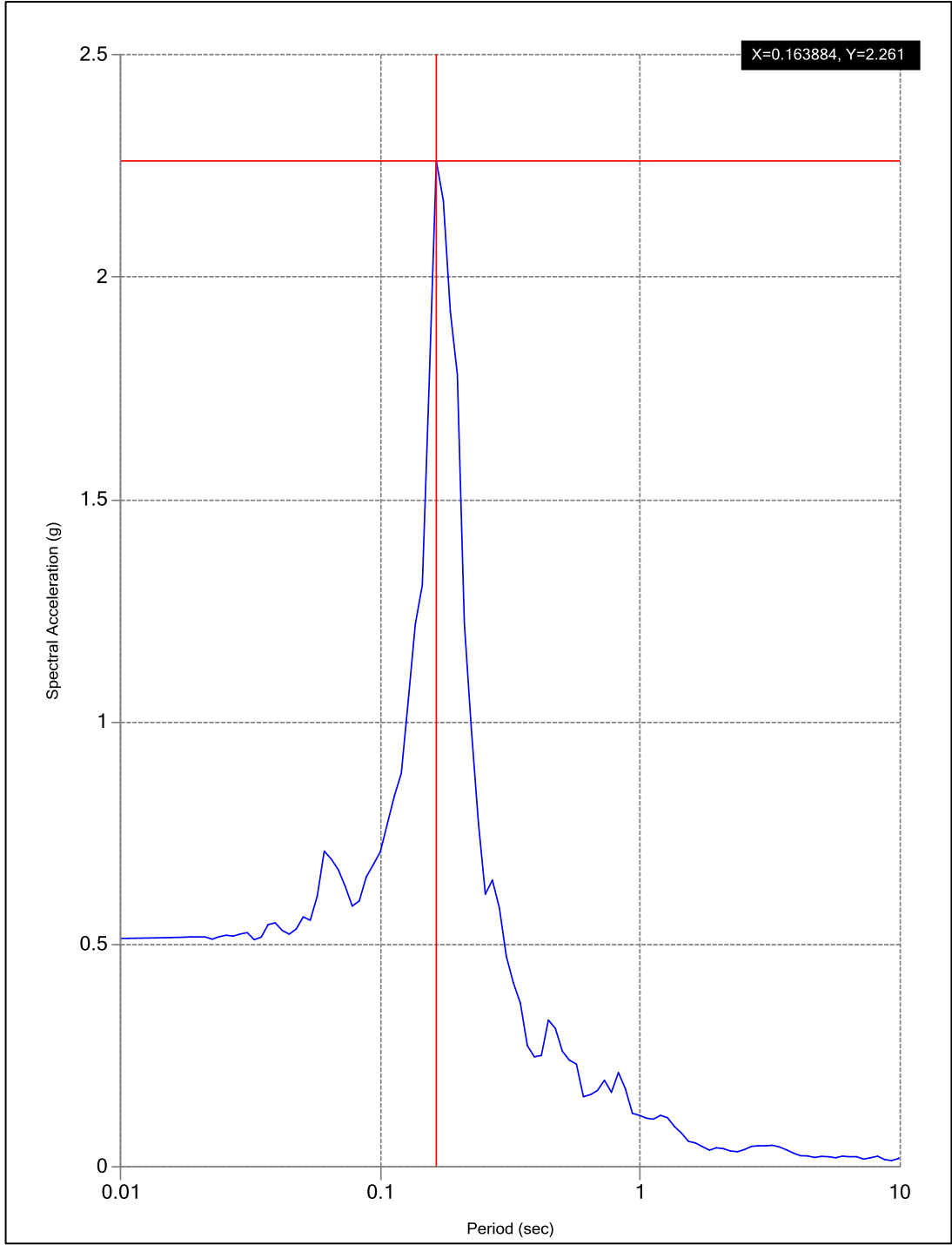
Şekil 4.28: Postane - Abdüş Gölü Üyesi programa veri girişi.



Şekil 4.29: Postane - Abdüş Gölü Üyesi response spectra grafiği.



Şekil 4.30: Postane - Abdüş Gölü Üyesi fourier amlitude - frequency grafikleri.



Şekil 4.31: Postane - Abdüş Gölü Üyesi spectral acceleration - period grafiği.

Tablo 4.4: Büyütme analiz sonuçları.

Mahalle - Formasyon	Max. Spectral Acceleration (g)	Frequency (Hz)	Fourier Amplitude Ratio
Evliya Çelebi - Alüvyon	2.356	5.3955	3.955
Yayla - Alüvyon	2.343	4.9316	4.658
İstasyon - Alüvyon	1.739	4.4189	3.788
Mimar Sinan - Alüvyon	1.319	4.1992	4.338
Evliya Çelebi - Kuşdili	1.066	3.3447	4.395
Postane - Abdüş Gölü	2.261	5.7861	3.447

Anakaya özellikleri ve zemin profillerine göre yapılan analiz sonuçlarına göre zemin büyütme oranları 3.4 ile 4.7 arasında, değişmektedir (Tablo 4.6). En fazla büyütme oranı 4.7 ile Yayla Mahallesi - Alüvyon için oluşturulmuş temsili profilden elde edilmiştir. En düşük büyütme oranı 3.4 ile Postane Mahallesi – Abdüş Gölü Üyesi için oluşturulmuş temsili profilden elde edilmiştir.

5. SONUÇLARIN DEĞERLENDİRİLMESİ

Deprem tehlikesine maruz mevcut yerleşimlerin veya yerleşmesi planlanan bölgelerin olası deprem tehlikesi altında hangi geoteknik tehlikelere maruz kalabileceği, seçilen Tuzla bölgesi ölçeğinde tezde çalışılmıştır. Geoteknik deprem mühendisliğinin önemli konularından olan geoteknik tehlike değerlendirmeleri; zemin sıvılaşmaları, zemin büyütmeleri, depreme bağlı şev kaymaları, heyelanlar, yanal yayılmalar ve depreme bağlı oturma problemleridir. Günümüzde birçok kamu ve özel kuruluşta oldukça fazla sayıda sondaj verisi mevcuttur. Tezde Tuzla bölgesine ait çok sayıda ve değişik kalitede sondaj verisini içeren veri bankası oluşturulmuş ve bu veri bankasından mühendislik tasarımlarında kullanılabilecek geoteknik veriler gerçekçi ve temsili bir şekilde düzenlenmiştir. Bu kapsamda çalışılan jeolojik verilerden mühendislik parametrelerine doğru geçiş yapabilmek oldukça önemlidir.

Tuzla bölgesinin mevcut sismotektonik mekanizmasının araştırılması neticesinde bölgeyi etkileyen ana sismik kaynağın, Prens Adaları'nın güneyinde yer alan Kuzey Anadolu Fay Kırığı olduğu kabul edilmiştir. Bu fay kırığının Tuzla ilçesine en yakın yerinde mesafesi yaklaşık 10 km'dir. Bu fay orijinli ve farklı merkezüslerine ait Tuzla ve civarındaki (Tuzla merkezli 150 km yarıçapında bir daire) 1905-2015 yılları arasında manyitüd büyüklüğü $M \geq 4.0$ olan 334 adet deprem verisi ele alınmıştır. Bu depremlere ait parametreler ışığında Gutenberg-Richter yöntemi ve nokta kaynak çözümleri ile olasılıksal sismik tehlike analizi yapılmıştır. Bu analiz sonuçlarına göre; 110 yılda olabilecek deprem yerel büyüklüğü $M_{\max}=7.3$ olarak bulunmuştur. Her yıl meydana gelebilecek en büyük deprem büyüklüğü $M_{\max}=4.7$ olarak hesaplanmıştır. 50 yılda olabilecek en büyük deprem büyüklüğü ise $M_{\max}=6.9$ dur. 110 yıllık süre içerisinde meydana gelmiş 334 adet deprem verisi ile hesaplanan $M_{\max}=7.3$ deprem büyüklüğü ve buna bağlı olarak hesaplanan $a_{\max}=0.4$ g en büyük yer ivmesi, geoteknik tehlike değerlendirmelerinde kullanılmıştır.

Depremler sırasında oluşabilecek geoteknik tehlikeler içerisinde bölgeye has özellikleri nedeniyle öncelikle zemin sıvılaşması ve zemin büyütmesi konuları ele alınmıştır. Özellikle yoğun yerleşime sahip riskli formasyonlar üzerinde sıvılaşma ve zemin büyütmesi analizleri yapılmıştır. Bölgedeki doğal topoğrafik yapı dikkate

alındığında zemin ve kaya şevlerinde deprem tetiklemeyle oluşabilecek kaymaların gözlenmeyeceği düşünülmüştür.

Bölgede yüzeylemiş birçok zemin ve kaya türü jeolojik formasyon bulunmaktadır. Tezin 2. Bölümünde bölgedeki jeolojik formasyonlara ilişkin geniş kapsamlı bir değerlendirme yapılmıştır. İAYMP ve tez kapsamında yapılan araştırmalar neticesinde sıvılaşma hassaslığına sahip formasyonlar Alüvyon ve Kuşdili Formasyonları olarak belirlenmiştir. Bu formasyonlardan alüvyon zemin türü için sıvılaşma analizlerinde kullanılacak zemin mukavemet parametreleri ve depremi temsil eden tekrarlı gerilme oranları belirlenerek sıvılaşma analizi yapılmıştır. Zemin sıvılaşma analizlerinde [Seed et al, 2003], [Andrews and Martin, 2000] yöntemleri kullanılmıştır. Sıvılaşma hassaslığına sahip alüvyon zemin formasyonunda derinliği 10-19 m aralığında değişen 9 adet sondaj profili ile yüzeyden itibaren her 1.5 m'de bir bu analizler tekrar edilmiştir. Alüvyon özelliğindeki; kum, killi ve siltli kum tabakaları ile kil tabakalarının yer aldığı derinliklerde yapılan analiz sonuçlarına göre kumlu tabakalar boyunca sıvılaşma tehlikesinin mevcut olduğu ($F_L=(...)<1.0$) bulunmuştur. Buna göre Sondaj 1, 8 ve 9'da sıvılaşmaya bağlı oturma etkilerinin olabileceği tespit edilmiştir. Bu nedenle alüvyon zemin üzerine yapılacak yapılar için özel geoteknik araştırmalar yapılarak gerekli önlemler alınmalıdır.

Geoteknik tehlikelerden olan zemin büyütmesi yani zeminin içinden geçen deprem dalgalarının genliklerinin artması ve etkin deprem süresinin uzamasını ifade eden durum incelenmiştir. Buna göre büyütme riski bulunan Evliya Çelebi Mahallesi'nde yüzeylenen Kuşdili Formasyonu, Postane Mahallesi'nde yüzeylenen Abdüş Gölü Üyesi ile Evliya Çelebi, Yayla, İstasyon ve Mimar Sinan Mahallelerinde yüzeylenen alüvyon zemin özelliği gösteren kısımlarda zemin etüdü yapan firmalardan toplanan birçok sondaj verisi incelenmiştir. Yapılan incelemeler neticesinde her bir mahalle ve formasyon için temsili zemin profilleri oluşturularak zemin büyütme analizi yapılmıştır. Eşdeğer lineer zemin tepki analizleri DeepSoil 6.0 [Hashash et al., 2015] paket programı ile gerçekleştirilmiştir. Anakaya deprem kaydı olarak Kocaeli 1999 depremi, seçilmiştir. Anakaya özellikleri ve zemin profillerine göre yapılan analiz sonuçlarına göre zemin büyütme analizleri 3.4 ile 4.7 arasında, zeminlerin ana titreşim periyotları 0.16 ile 0.20 saniye arasında, frekansları ise 3.3 ile 5.8 Hz arasında değişmektedir.

KAYNAKLAR

Abdüsselamoğlu Ş., (1963), “İstanbul Boğazı doğusunda mostra veren paleozoyik arazide stratigrafik ve paleontolojik yeni müşahedeler”, Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, 60, 1-7.

Ambraseys N. N., (1988), “Engineering Seismology”, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 17, 1-105.

Ambraseys N. N., (1970), “Some characteristic features of the Anatolian fault zone”, Tectonophysics, 9, 143-165.

Ambraseys N.N., Finkel C. F., (1970), “The Anatolian earthquake of 17 August 1668”, Historical Seismograms and Earthquakes, 17, 1-105.

Ambraseys N. N., Finkel C. F., (1990), “The Marmara sea earthquake of 1509”. Terra Nova, 2, 167-174.

Ambraseys N. N., Finkel C. F., (1991), “Long-term seismicity of Istanbul and of the Marmara Sea region”, Terra Nova, 3, 527-539.

Ambraseys N. N., Finkel C. F., (1995), “The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas: A historical review”, 1500-1800.

Andrews D. C. A., Martin G. R., (2000), “Criteria for Liquefaction of Silty Soils”, Procedure of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, 30 January – 4 February.

Armijo R., Meyer B., Navarro S., King G., Barka A., (2002), “Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault”, Terra Nova, 14, 80-86.

Armijo R., Pondard N., Meyer B., Ucakus G., Mercier de Lepinary B., Malavieille J., Domingez S., Gustcher M-A., Schmidt C., Beck N., Cagatay Z., Cakir C., Imren K., Eris B., Natalin S., Ozalaybey L., Tolun I., Lefevre L., Seeber L., Gasperine C., Rangin O., Emre K., (2005), “Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul”, G3 6, Q06009, 1525-2027.

Barka A. A., Kadinsky-Cade, K., (1988),” Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity”, Tectonics, 7, 663-684.

Biringen E., (2000), “Soil Amplification and Case Studies for Clayey Soils”, Master Thesis, Boğaziçi University, İstanbul.

Bray J. D., Sancio R. B., (2006), “Assessment of the liquefaction susceptibility of fine-grained soils”, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 132, 1165-1177.

Bray J. D., Sancio R. B., Reimer M. F., Durgunoglu H. T., (2004), "Liquefaction susceptibility of fine-grained soils", Proceeding of 11th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering and 3rd International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, 1, 655-662.

Çetin K. Ö., Youd T. L., Seed R. B., Bray B. D., Sancio R., Lettis W., Yılmaz M. T., Durgunoğlu H. T., (2002), "Liquefaction-induced ground deformations at Hotel Sapanca during Kocaeli (Izmit), Turkey earthquake" Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 22, 1083-1092.

Çetin K. Ö., Seed R. B., Der Kiureghian A., Tokimatsu K., Harder Jr. L. F., Kayen R. E., Moss R. E. S., (2004), "SPT-based probabilistic and deterministic assessment of seismic soil liquefaction potential", Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, 130 (12), 1314-1340.

Çetin K. Ö., Bilge H. T., Wu J., Kammerer M. A., Seed R. B., (2009), "Probabilistic Model for the Assessment of Cyclically Induced Reconsolidation Volumetric Settlements", ASCE Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 135 (3), 387-398.

Demir M., (2007), "Adapazarı Bölgesi Zemin Büyütme Faktörünün İncelenmesi", Yüksek Lisans Tezi, Sakarya Üniversitesi.

Erdik M., Demircioglu M., Sesetyan S., Durukal E., Siyahi B., (2004), "Earthquake hazard in Marmara Region, Turkey", Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 24, 605-631.

Erguvanlı K., (1949), "Hereke pudingleriyle Gebze taşlarının inşaat bakımından etüdü ve civarlarının jeolojisi", 88, İstanbul Teknik Üniversitesi yayını.

Gülkan P., Kalkan E., (2002), "Attenuation modeling of Recent Earthquakes in Turkey", Journal of Seismology, 6, 397-409.

Haas W., (1968), "Das Alt-Palaozoikum von Bithynien Nordwest-Türkei", Geology, Palaontology, 131-2, 178-242.

Hamada M., Yasuda S., Isoyama R., Emoto K., (1986), "Study on Liquefaction Induced Permanent Ground Displacements", Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers, (376), 221-229.

Hamada M., Aydan Ö., Bardet J. P., Ulusay R., Kanıbir A., (2004), "Liquefaction Induced Lateral Spreading In The 1999 Kocaeli Earthquake, Turkey: Case Study Around The Hotel Sapanca", 13th World Conference on Earthquake Engineering, 2921, Vancouver, BC, Canada, 1-6 August.

Hatanaka M., Suzuki Y., Kawasaki T., Masaaki E., (1988), "Cyclic Undrained Shear Properties of High Quality Undisturbed Tokyo Gravel", J. Soils and Foundations, 4(28), 57-68.

Ishihara K., (1984), "Post-Earthquake Failure of a Tailings Dam Due to Liquefaction of the Pond Deposit", in Proceedings of the International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering, 3, 1129-1143.

Hasançebi N., Ulusay R., (2006), "Evaluation of Site Amplification and Site Period Using Different Methods for an Earthquake-Prone Settlement in Western Turkey", Engineering Geology, 87, 85-104.

Hasançebi N., (2011), "Sıvılaşmayla İlişkili Yanal Yayılma Yer Değiştirmesinin Kestirimi", Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi.

Hashash Y. M. A., Musgrove, M. I., Harmon, J. A., Groholski, D. R., Phillips, C. A., Park, D., (2015), "DEEPSOIL 6.0, User Manual", Journal of Earthquake Engineering 8 (2), 249-274.

Haşal M. E., İyisan R., (2004), "Yerel Zemin Koşullarının Zemin Büyütmesine Etkisi: Bir ve İki Boyutlu Davranış", Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği Onuncu Ulusal Kongresi, İstanbul, 343-352.

Ishihara K., (1984), "Post-earthquake failure of a tailings dam due to liquefaction of the pond deposits", Proceeding of International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering, 1129-1143.

Ishihara K., (1985), "Stability of natural deposits during earthquakes", Proceedings of the 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Rotterdam, The Netherlands, 321-376.

Ishihara K., (1993), "Liquefaction and flow failure during earthquakes", Geotechnique, 43 (3), 351-415.

İstanbul Büyükşehir Belediyesi, (2009), "İstanbul Anadolu Yakası Mikrobölgeleme Raporu Ve Haritalarının Yapılması Ana Raporu", 1. Baskı, İBB Basımevi.

Iwasaki T., Tokida K., Tatsuoka T., Watanabe S., Yasuda S., Sato H., (1982), "Microzonation for soil liquefaction potential using simplified methods", Proceeding of Third International Conference on Microzonation, Seattle, 1319-1330.

Kaya O., (1978), "İstanbul Ordovisiyen ve Silüryeni", Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü, 4, 1-2, 1-22.

Kılıç H., Özener P.T., Ansal A., Yıldırım M., Özaydın K., Adatepe S., (2006), "Microzonation of Zeytinburnu Region with Respect to Soil Amplification: A Case Study", Engineering Geology, 86, 238-255.

Kramer S. L., (1996), "Geotechnical Earthquake Engineering", Prentice Hall.

Kutanis M., Bal İ.E., (2006), "Yerel Zemin Sartlarının Yapı Hasar Dağılımı Üzerinde Etkileri", Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği Onbirinci Ulusal Kongresi, Trabzon, Türkiye, 1-3 Temmuz.

Le Pichon, X., A. M., Sengor C., Demirbag E., Rangin C., Imren C., Armijo R., Gorur N., Cagatay N., Mercier de Lepinay B., Meyer B., Saatçılar R., Tok B., (2001), "The active Main Marmara Fault". Earth and Planetary Science Letters, 192, 595-616.

Le Pichon X., A. M., Chamot-Rooke N., Sengor C., Rangin C., (2003), "The North Anatolian fault in the Sea of Marmara", Geophys. Res., 108 (B4), 2179.

National Research Council Committee on Earthquake Engineering, (1985), "Liquefaction of soils during earthquakes", National Academy Press, Washington, DC., 477-484.

Obermeier S. F., (1996), "Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis", Engineering Geology, 44, 1-76.

Özgirgin F., (1997), "Case Studies on Soil Amplification", Master Thesis, Bogaziçi University, İstanbul.

Özgül N., (2009), "İstanbul Büyükşehir Belediyesi, İstanbul Anadolu Yakası Mikrobölgeleme Raporu Ve Haritalarının Yapılması Ana Raporu", 1. Baskı İBB Basımevi.

Özgül N., Akay E., Akdeniz N., Bilgin R., Dalkılıç H., Gedik İ., (2011), "İstanbul Büyükşehir Belediyesi, İstanbul İl Alanının Jeolojisi", 1. Baskı, İBB Basımevi.

Özaydın K., (2009), "Zeminlerde Sıvılaşma", İMO Bülten, 103, 10-25.

Özaydın K., (2011), "Zemin Mekaniği", 1. Baskı, Birsen Yayınevi.

Parsons T., Toda S., Stein R. S., Barka A., Dieterich J. H., (2000), "Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: An interaction-based probability calculation". Science, 288, 661-665.

Parsons T., (2004), "Recalculated probability of $M > 7$ earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey". J. Geophys. Res., 109.

Pehlivan M., (2009), "Assessment of Liquefaction Susceptibility of Fine Grained Soils", PhD thesis, Middle East Technical University.

Port Harbour Research Institute, (1997), "Handbook of Liquefaction Remediation of Reclaimed Land", Balkema A. A., Rotterdam.

Poulos S. J., Castro G., France J. W., 1985, Liquefaction evaluation procedure, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 111 (6), 772-792.

Robertson P. K., (1994), "Design consideration for liquefaction", Proceeding of 13th International Conference on Soil Mechanics., New Delhi, India, 5, 185-187.

Seed H. B., Idriss I. M., (1971), "Simplified procedure for evaluating soil Liquefaction Potential", ASCE Journal of Soil Mechanics and Foundation Division, 97, 1249-1273.

Seed H. B., Chan C. K., Wong R. T., (1975), "Cyclic Loading Liquefaction of Gravelly Soils", ASCE Proc. Journal of the Geotechnical Engineering Division, 101 (6), 571-583.

Seed H. B., (1979), "Considerations in the Earthquake – Resistant Design of the Earth and Rockfill Dams", Geotechnique, 29 (3), 215-263.

Seed H. B., Idriss I. M., (1982), "Ground Motions and Soil Liquefaction During Earthquakes", Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, 134.

Seed H. B., Tokimatsu K., Harder L. F., Chung R. M., (1985), "Influence of SPT Procedures in Soil Liquefaction Resistance Evaluations" ASCE Journal of Geotechnical Engineering, 12, 1425- 1445.

Siyahi B., (2003), "Sıvılaşma Analizi MS Excel Programı"

Siyahi B., (2005), "Siting in Earthquake Zones" lecture notes.

Sönmez H., Gökçeoğlu C., (2005), "A liquefaction severity index suggested for engineering practice", Environmental Geology, 48, 81-91.

Safak E., (2001), "Local Site Effects and Dynamic Soil Behavior", Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 21, 453-458.

Tezcan S. S., Kaya E., Bal İ.E., Özdemir Z., (2002), "Seismic Amplification at Avcılar, Istanbul", Engineering Structures, 24, 661-667.

Ulusay R., Tosun H., (1999), "Assesment of geomechanical properties and liquefaction susceptibility of foundation soils at a dam site, Southwest Turkey", Turkish Earthquake Foundation Report, 20-34.

Wang W. S., (1979), "Some Findings in Soil Liquefaction", Water Conservancy and Hydroelectric Power Scientific Research Institute, 55-63.

Wang J. G., Rahman M. S., (1999), "A neural network model for liquefaction induced horizontal ground displacement", Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 18, 555-568.

Web 1, (2015), <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/depremverileri/depremkatalogu/> (Erişim Tarihi: 27/05/2015).

Web 2, (2015), <http://kyh.deprem.gov.tr/ivmehesapla.htm>, (Erişim Tarihi: 28/05/2015).

Yalçinkaya E., (2004), “Bir Boyutlu Modeller İçin Zemin Büyütmesine Etki Eden Parametrelerin İncelenmesi”, İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Dergisi, c.17, s.1, 47-56.

Yılmaz Z., Cetin K. Ö., (2003), “GIS-based seismic soil liquefaction assessment for Sakarya city after 1999 Kocaeli -Turkey earthquake”, Proceeding of the 11th International Conference on Geotechnical Earthquake Engineering (11th ICSDEE), University of California Berkeley, 7-9 January, 2003, 1, 909-917.

Youd T. L., (1984), “Geological effects-liquefaction and associated ground failure”, Geological and Hydrogeological Hazards Training Program, United States Geological Survey Open-File Report 87-76, 210-232.

Youd T. L., Bartlett, S. F., (1991), “Case histories of lateral spreads from the 1964 Alaska Earthquake”, Proceeding from the Third Japan-U.S. Workshop on Earthquake Resistant Design of Lifeline Facilities and Countermeasures for Soil Liquefaction, February 1, Technical Report, 175-189.

Youd T. L., Hoose S. N., (1978), “Historic ground failures in Northern California triggered by earthquakes”, US Geological Survey Paper, 993.

Youd T. L., Kiehl S. J., (1996), “Distribution of ground displacements and strains induced by lateral spread during 1964 Niigata Earthquake”, Proceedings of 6th Japan-U.S. Workshop on Earthquake Resistant Design of Lifelines Facilities and Countermeasures Against Soil Liquefaction, Technical Report, 205-219.

Youd T. L., McMullin S. F., (1991), “Ground deformation in anchorage during the 1964 Alaska Earthquake”, Proceeding from the Third Japan -U.S. Workshop on Earthquake Resistant Design of Lifeline Facilities and Countermeasures for Soil Liquefaction, February 1, Technical Report, 93-107.

Youd T. L., Hansen C. M., Bartlett S. F., (2002), “Revised multilinear regression equations for prediction of lateral spread displacement”, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, 128 (12), 1007-1017.

ÖZGEÇMİŞ

Gökhan ÖZDEMİR 1985 yılında İstanbul'da doğdu. 2003 yılında başladığı Sakarya Üniversitesi Mühendislik Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümünü 2007 yılında tamamladı. 2013 yılında yüksek lisans eğitimine Gebze Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Deprem Ve Yapı Mühendisliği Anabilim Dalında başladı.

2009 yılından beri Tuzla Belediyesi'nde çalışmakta olan Gökhan ÖZDEMİR evli ve bir kız çocuğu babasıdır.

Ek B: Sıvılaşma Analizleri Tablosu

Tablo B1.1: Sıvılaşma Analiz Sonuçları.

PGA	BOREHOLE ID	BOREHOLE DEPTH (m)	GWL (m)	SAMPLE Name	SAMPLE DEPTH Top	SAMPLE DEPTH Bottom	SAMPLE Depth (Rod Length)	SPT N ₆₀	SIEVE ANALYSIS		FINES CONTENT	ATTERBERG LIMITS			W(n) (%)	SOIL TYPE	LAYER DEPTHS	e _v	e _s	C _u	C _c (2)	C _c	N ₆₀	% fines	α	β	N _{60,CS}	r _d	r _d (2)	CSR	CRR	CRR(2)	LIQUEFIABLE LAYER	YASS-D	FS	FS(2)	P _L (t)	ΣP _L (t)	ZONATION
									#10	#200		LL	PL	PI																									
0.4	SONDAJ-1	9.5	1.4	SPT-1	1.5	1.95	1.725	17	0	44	44	33	10	23	7	3	0	31.05	27.80	1.70	1.49	0.75	12	44.0	5.0	1.2	20	0.9868	0.9745	0.28	0.21	0.21	YES	OK	0.80	0.80	4.46	12.92	2
0.4		9.5	1.4	SPT-2	2.5	3	2.75	6	0	60	60	23	12	11	18	3	2.2375	49.50	36.00	1.67	1.41	0.75	4	60.0	5.0	1.2	10	0.9790	0.9598	0.34	0.11	0.11	YES	OK	0.34	0.35	4.55		
0.4		9.5	1.4	SPT-3	3	3.45	3.225	6	0	47	47	22	12	10	19	3	2.9875	58.05	39.80	1.59	1.38	0.80	4	47.0	5.0	1.2	10	0.9753	0.9529	0.36	0.11	0.11	YES	OK	0.32	0.34	4.51		
0.4		9.5	1.4	SPT-4	4	4.5	4.25	6	0	27	27	NP			11	3	3.7375	76.50	48.00	1.44	1.31	0.85	4	27.0	4.5	1.1	9	0.9675	0.9377	0.39	0.10	0.10	YES	OK	0.28	0.30	4.53		
0.4		9.5	1.4	SPT-5	4.5	4.95	4.725	6	0	23	23	NP			19	3	4.4875	85.05	51.80	1.39	1.28	0.85	4	23.0	4.1	1.1	9	0.9639	0.9303	0.40	0.10	0.10	YES	OK	0.26	0.27	5.98		
0.4		9.5	1.4	SPT-6	6	6.45	6.225	6	0	31	31	NP			18	3	5.475	112.05	63.80	1.25	1.20	0.95	4	31.0	4.8	1.2	10	0.9524	0.9047	0.41	0.11	0.11	YES	OK	0.28	0.29	7.89		
0.4		9.5	1.4	SPT-7	7.5	7.81	7.655	50	0	16	16	NP			14	3	6.94	137.79	75.24	1.15	1.13	0.95	34	16.0	2.8	1.1	39	0.9414	0.8760	0.42	5.00	5.00	YES	OK	3.00	3.00	0.00		
0.4		9.5	1.4	SPT-8	9	9.45	9.225	22	0	41	41	33	10	23	14	3	8.44	166.05	87.80	1.07	1.06	0.95	14	41.0	5.0	1.2	22	0.9277	0.8384	0.41	0.24	0.24	YES	OK	0.63	0.63	-98.99		
0.4	SONDAJ-2	12	1.8	SPT-1	1.5	1.95	1.725	18	0	11	11	NP			8	3	0	31.05	31.05	1.70	1.46	0.75	13	11.0	1.2	1.0	14	0.9868	0.9745	0.25	0.15	0.15	YES	NOT OK			0.00	33.76	3
0.4		12	1.8	SPT-2	3	3.45	3.225	9	0	29	29	NP			10	3	2.475	58.05	43.80	1.51	1.34	0.80	6	29.0	4.6	1.1	12	0.9753	0.9529	0.33	0.13	0.13	YES	OK	0.42	0.42	8.07		
0.4		12	1.8	SPT-3	4.5	4.95	4.725	4	0	57	57	25	11	14	20	3	3.975	85.05	55.80	1.34	1.25	0.85	3	57.0	5.0	1.2	8	0.9639	0.9303	0.37	0.09	0.10	YES	OK	0.27	0.29	9.15		
0.4		12	1.8	SPT-4	6	6.45	6.225	7	0	34	34	NP			16	3	5.475	112.05	67.80	1.21	1.17	0.95	5	34.0	4.9	1.2	11	0.9524	0.9047	0.39	0.12	0.12	YES	OK	0.32	0.33	7.79		
0.4		12	1.8	SPT-5	7.5	7.95	7.725	16	0	87	87	28	13	15	21	3	6.975	139.05	79.80	1.12	1.10	0.95	11	87.0	5.0	1.2	18	0.9409	0.8745	0.40	0.19	0.19	YES	OK	0.52	0.52	5.12		
0.4		12	1.8	SPT-6	9	9.45	9.225	20	0	63	63	NP			19	3	8.475	166.05	91.80	1.04	1.04	0.95	13	63.0	5.0	1.2	20	0.9277	0.8384	0.39	0.22	0.22	YES	OK	0.59	0.59	3.64		
0.4		12	1.8	SPT-7	10.5	10.62	10.56	50	0	24	24	28	17	11	10	3	9.8925	190.08	102.48	0.99	0.99	1.00	32	24.0	4.2	1.1	39	0.8920	0.8010	0.39	5.00	5.00	YES	OK	3.00	3.00	0.00		
0.4		12	2.1	SPT-1	1.5	1.95	1.725	8	0	84	84	30	13	17	21	3	0	31.05	31.05	1.70	1.46	0.75	6	84.0	5.0	1.2	12	0.9868	0.9745	0.25	0.13	0.13	YES	NOT OK			0.00		
0.4	12	2.1	SPT-2	3	3.45	3.225	23	0	81	81	42	15	27	23	3	2.475	58.05	46.80	1.46	1.32	0.80	16	81.0	5.0	1.2	24	0.9753	0.9529	0.31	0.26	0.27	YES	OK	0.92	0.93	0.93			
0.4	12	2.1	SPT-3	4.5	4.95	4.725	9	0	82	82	25	11	14	27	3	3.975	85.05	58.80	1.30	1.23	0.85	6	82.0	5.0	1.2	12	0.9639	0.9303	0.35	0.13	0.13	YES	OK	0.41	0.41	7.70			
0.4	12	2.1	SPT-4	6	6.45	6.225	3	0	91	91	34	13	21	29	3	5.475	112.05	70.80	1.19	1.15	0.95	2	91.0	5.0	1.2	8	0.9524	0.9047	0.37	0.08	0.09	YES	OK	0.24	0.26	8.75			
0.4	12	2.1	SPT-5	7.5	7.95	7.725	5	0	58	58	43	13	20	22	3	6.975	139.05	82.80	1.10	1.08	0.95	3	58.0	5.0	1.2	9	0.9409	0.8745	0.38	0.10	0.10	YES	OK	0.27	0.29	7.63			
0.4	12	2.1	SPT-6	9	9.45	9.225	14	0	54	54	33	12	21	20	3	8.475	166.05	94.80	1.03	1.02	0.95	9	54.0	5.0	1.2	15	0.9277	0.8384	0.38	0.17	0.17	YES	OK	0.47	0.46	5.18			
0.4	12	2.1	SPT-7	10.5	10.95	10.725	20	0	66	66	39	13	26	22	1	9.975	193.05	106.80	0.97	0.97	1.00	12	66.0	5.0	1.2	20	0.8876	0.7961	0.37	0.22	0.21	NO	OK			0.00			
0.4	12	2.1	SPT-8	12	12.45	12.225	14	0	67	67	NP			7	3	17.475	328.05	155.80	0.80	0.80	1.00	26	67.0	5.0	1.2	36	0.6874	0.5786	0.32	5.00	5.00	YES	OK	3.00	3.00	0.00			
0.4	SONDAJ-4	18.5	1	SPT-1	1.5	1.95	1.725	6	0	60	60	23	12	11	17	3	0	31.05	23.80	1.70	1.53	0.75	4	60.0	5.0	1.2	10	0.9868	0.9745	0.33	0.11	0.12	YES	OK	0.36	0.38	14.90	61.94	3
0.4		18.5	1	SPT-2	3	3.45	3.225	14	0	20	20	NP			10	3	2.475	58.05	35.80	1.67	1.41	0.80	10	20.0	3.6	1.1	15	0.9753	0.9529	0.40	0.16	0.16	YES	OK	0.42	0.42	7.79		
0.4		18.5	1	SPT-3	4.5	4.95	4.725	17	0	62	62	27	12	15	16	3	3.975	85.05	47.80	1.45	1.31	0.85	12	62.0	5.0	1.2	20	0.9639	0.9303	0.43	0.21	0.21	YES	OK	0.53	0.52	5.81		
0.4		18.5	1	SPT-4	6	6.45	6.225	19	0	25	25	NP			14	3	5.475	112.05	59.80	1.29	1.22	0.95	14	25.0	4.3	1.1	20	0.9524	0.9047	0.44	0.22	0.22	YES	OK	0.53	0.53	5.25		
0.4		18.5	1	SPT-5	7.5	7.95	7.725	17	0	35	35	21	10	11	15	3	6.975	139.05	71.80	1.18	1.15	0.95	12	35.0	5.0	1.2	19	0.9409	0.8745	0.44	0.21	0.21	YES	OK	0.50	0.50	4.97		
0.4		18.5	1	SPT-6	9	9.45	9.225	8	0	63	63	22	10	12	16	3	8.475	166.05	83.80	1.09	1.08	0.95	5	63.0	5.0	1.2	11	0.9277	0.8384	0.43	0.12	0.12	YES	OK	0.30	0.31	6.09		
0.4		18.5	1	SPT-7	10.5	10.95	10.725	8	0	67	67	39	9	31	19	3	9.975	193.05	95.80	1.02	1.02	1.00	5	67.0	5.0	1.2	11	0.8876	0.7961	0.42	0.12	0.12	YES	OK	0.31	0.32	5.24		
0.4		18.5	1	SPT-8	12	12.45	12.225	7	0	74	74	26	9	17	12	3	11.475	220.05	107.80	0.96	0.97	1.00	4	74.0	5.0	1.2	10	0.8476	0.7490	0.40	0.11	0.11	YES	OK	0.30	0.31	4.54		
0.4		18.5	1	SPT-9	13.5	13.95	13.725	9	0	17	17	29	13	16	20	3	12.975	247.05	119.80	0.91	0.92	1.00	5	17.0	3.0	1.1	9	0.8075	0.7004	0.38	0.09	0.10	YES	OK	0.27	0.29	3.88		
0.4		18.5	1	SPT-10	15	15.45	15.225	22	0	49	49	NP			15	3	14.475	274.05	131.80	0.87	0.87	1.00	12	49.0	5.0	1.2	20	0.7675	0.6540	0.35	0.21	0.21	YES	OK	0.65	0.65	1.54		
0.4		18.5	1	SPT-11	16.5	16.95	16.725	12	0	24	24	26	9	17	15	3	15.975	301.05	143.80	0.83	0.83	1.00	6	24.0															