

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZMİR METROPOL ALANINDA MÜHENDİSLİK
ANA KAYASININ JEOFİZİK ÇALIŞMALARLA
ARAŞTIRILMASI

Mesut GÜRLER

Temmuz, 2015

İZMİR

İZMİR METROPOL ALANINDA MÜHENDİSLİK ANA KAYASININ JEOFİZİK ÇALIŞMALARLA ARAŞTIRILMASI

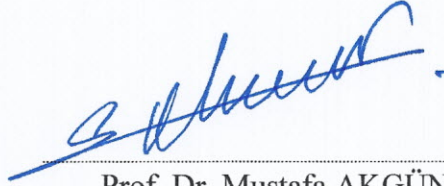
**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

Mesut GÜRLER

**Temmuz, 2015
İZMİR**

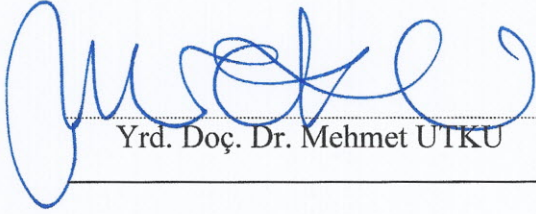
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

MESUT GÜRLER, tarafından **PROF. DR. MUSTAFA AKGÜN** yönetiminde hazırlanan **“İZMİR METROPOL ALANINDA MÜHENDİSLİK ANA KAYASININ JEOFİZİK ÇALIŞMALARLA ARAŞTIRILMASI”** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



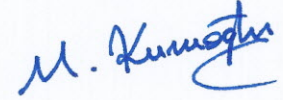
Prof. Dr. Mustafa AKGÜN

Yönetici



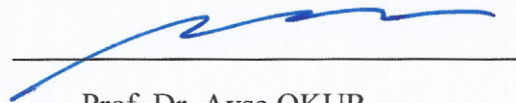
Yrd. Doç. Dr. Mehmet UTKU

Jüri Üyesi



Öğr. Gör. Dr. Mehmet KURUOĞLU

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Lisans eğitimine başladığımdan günden bu aşamaya gelinceye kadar mesleki gelişimim ve tez çalışmalarım olmak üzere hemen her konuda benden bilgi ve tecrübelerini esirgemeyen danışman hocam Prof. Dr. Mustafa AKGÜN' e,

Tez çalışmalarım sırasında kullandığım arazi verilerinin sağlandığı TÜBİTAK KAMAG 106G159 no' lu projesinde ve DEÜ Rektörlüğü 2013.KB.Fen. 015 nolu Bilimsel Araştırma Projesinde görev alan değerli hocalarım ve çalışma arkadaşlarıma,

Arazi ve laboratuvar çalışmalarım sırasında yardımlarını ve desteklerini esirgemeyen arkadaşlarım Jeofizik Yük. Müh. Uzm. Özkan Cevdet Özdağ'a, Jeofizik Müh. Onur İlgar'a, Jeofizik Müh. Yaprak İpek'e, Jeofizik Müh. Eren Şahin'e, Jeofizik Müh. Efe Apaydın'a, Jeofizik Müh. Tolga Erdoğan'a,

Gerek günlük yaşantımda gerek tez çalışmalarında desteğini hep yanımda hissettiğim dostum Jeofizik Yük. Müh. Lemi Bilgili' ye,

Hayatım boyunca hep yanımda olan ve her zaman olacaklarını bildiğim değerli aileme; babam Nevzat GÜRLER, annem Ayten GÜRLER, kardeşlerim Yunus GÜRLER, Yasin GÜRLER, Yasemin GÜRLER'e ve sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Mesut GÜRLER

İZMİR METROPOL ALANINDA MÜHENDİSLİK ANA KAYASININ JEOFİZİK ÇALIŞMALARLA ARAŞTIRILMASI

ÖZ

Bu tez çalışması kapsamında, depreme karşı güvenli yapı tasarımları yapılırken kullanılması gereken, zemin ana kaya modelinin elde edilmesi için yapılması gereken çalışmalar hakkında bilgi verilmiştir.

Zemin ana kaya modellerinde kullanılan temel parametre S dalga hızıdır. S dalga hızının gerekli araştırma derinliği boyunca elde edilmesi için çalışma alanına özgün yöntemlerin kullanılması gerekir. Ana kaya derinliğinin 30 metreden daha az olduğu koşullarda Vs30 hızı temel alınır. Vs30 hız değerlerinin elde edilmesinde Çok Kanallı Yüzey Dalgaları Analizi Yöntemi (MASW) ve kuyu içi sismik yöntemler (down-hole) başarılı şekilde kullanılmaktadır. Derinliğin 30 metreden daha fazla olduğu koşullarda ise Vs30 yerine S dalga hızı derinlik profillerinin ana kaya dahil olmak üzere tanımlanması gerekir. Bu koşulda gerekli araştırma derinliği temel alınarak uygun yöntemlerin kullanılması gerekir. Ortalama 50 metre derinlik için MASW ve kuyu içi sismik çalışmalar kullanılabilir. Daha derin amaçlı çalışmalarda kuyu içi sismik ve Mikrotremor dizilim yöntemleri (SPAC) kullanılır. Ana kaya modelleriyle quasi transfer spektrumları hesaplanabilir.

Bu çalışmada, İzmir Körfezi Çevresinde, zemin-mühendislik anakayası modelini tanımlamak için, seçilen bir pilot çalışma alanında mikrotremor tek nokta ve dizilim (SPAC) ölçümleri ile MASW ve Down-Hole kuyu içi sismik çalışmaları yapılmıştır. Mikrotremor ölçümlerinin değerlendirilmesi sonucunda gözlemsel Quasi Transfer Spektrumları (HVSR) elde edilmiştir. SPAC ve MASW çalışmalarından S dalga hızı derinlik profilleri hesaplanmıştır. S dalga hızı derinlik profillerini optimize etmek için de kuramsal ve gözlemsel hesaplanan Quasi Transfer Spektrumları arasındaki uyum derecesi araştırılmıştır. Ayrıca mühendislik anakayası ve zemin yüzeyi arasındaki deformasyon değişimleri hakkında bilgi almak için Nakamura hasar endeks katsayıları hesaplanmıştır.

Sonuç olarak çalışma alanında mühendislik ana kayası derinliği ortalama 150-300 metre aralığında değişmektedir. Aralık bu kadar geniş olduğundan bölgesel olarak tanımlama yapılması önerilmez. Nakamura hasar endeksi katsayılarının çalışma alanında denize yaklaştıkça ve zemin kalınlığının arttığı bölgelerde yükseldiği gözlenmiştir. Bu durum zeminin bu bölgelerde elastoplastik ve/veya plastik davranış özellikleri gösterebileceğine işaret etmektedir.

Anahtar kelimeler: Mühendislik ana kayası, Quasi Transfer Spektrumu, SPAC, hasar endeks katsayısı

INVESTIGATION OF THE ENGINEERING BEDROCK WITH GEOPHYSICAL STUDIES IN İZMİR METROPOLITAN AREA

ABSTRACT

While safe building design against earthquake is performed, the soil-bedrock model must be constructed. In this thesis study, the soil-bedrock model has been done to obtain information about the work required.

The main basic parameter used in soil-bedrock model is the S-wave velocity. S wave velocity along the necessary in order to obtain the investigation depth (the use of specific methods in the study area) is needed. If the bedrock depth is less than 30 meters the Vs30 speed is based. Vs30 speed value in obtaining, Multichannel Analysis of Surface Wave method (MASW) and borehole seismic method (down-hole) is used successfully. If the depth of investigation is more than 30 meters, S wave velocity depth profiles (including bedrock) must be defined instead of Vs30. In this condition, based on the depth of the necessary investigations requires the use of appropriate methods. For an average depth of 50 meters MASW and borehole seismic studies are available. For deeper studies, borehole seismic methods and array microtremor methods (SPAC) is used. Quasi transfer spectra can be calculated by the bedrock models.

In this study, performed to define the soil-engineering bedrock model, in a selected pilot area around Izmir Bay the single point microtremor measurements and SPAC with MASW and Down-hole seismic studies were made. After the evaluation of the Microtremor measurements, observational Quasi Transfer Spectra (HVSr) have been obtained. The S wave velocity depth profiles were calculated from SPAC and MASW studies. To optimize the S wave velocity depth profiles, the degree of matching between the theoretical and observational calculated Quasi Transfer Spectra were investigated. Besides, to get information about the deformation changes between the engineering bedrock and the surface, Nakamura damage index coefficients have been calculated.

As a result, engineering bedrock depth varies between 150-300 meters in this study area. Because of the range is so wide, making regional definition is not recommended. Nakamura damage index coefficients in the study area increase towards the sea and in zones of thickness of the soil is observed to rise. In this case, the soil in these regions elastoplastic and/or plastic behavior characteristics are likely to show.

Keywords: Engineering bedrock, Quasi Transfer Spectra, SPAC, damage index coefficients

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	vi
ŞEKİLLER LİSTESİ	xi
TABLolar LİSTESİ.....	xiii
BÖLÜM BİR – GİRİŞ	1
BÖLÜM İKİ – KURAMSAL BİLGİLER	3
2.1 Zemin ve Mühendislik Ana Kayası Hakkında Bilgi.....	3
2.2 Quasi Transfer Spektrumu ile Deformasyon Değişimleri Arasındaki İlişki	4
2.3 Zemin – Mühendislik Ana Kayası Modelleri ve QTS Hesapları İçin	
Kullanılan Jeofizik Yöntemler.....	8
2.3.1 Yüzey Sismik Çalışmalar.....	9
2.3.1.1 Rayleigh Dalgası ile S Dalgası İlişkisi	12
2.3.1.2 Dispersiyon.....	14
2.3.1.3 Faz ve Grup Hızları	14
2.3.2 MASW (Çok Kanallı Yüzey Dalgaları Analizi) Yöntemi.....	15
2.3.2.1 MASW Yönteminde Arazi Uygulaması ve Veri Toplama	17
2.3.3 Kuyu İçi Sismik Yöntem (Downhole)	20
2.4 Mikrotremor Yöntemi.....	22
2.4.1 Tanımı	22
2.4.2 Mikrotremor Dalgalarının Kökeni ve Özellikleri	23
2.4.3 Mikrotremor Ölçümleri.....	24
2.4.4 Mikrotremor Bileşenleri ve İçeriği	25
2.4.5 Dalga Biçimi	25
2.4.6 Mikrotremorlerin Değerlendirilmesi.....	26

2.4.7 Nakamura (H/V Spektral Oran) Tekniği.....	27
2.4.8 Mikrotremorların Periyot Dağılımları ile Jeolojik Yapı Arasındaki İlişki	29
2.4.9 Mikrotremor Verilerinin Kullanım Amaçları	30
2.4.10 Yerin Sarsıntı Büyütme Özelliği.....	32
2.5 SPAC Yöntemi	32
2.5.1 SPAC Yönteminde Veri Toplama	33
2.5.2 Koordinatların Kutupsal Koordinatlara Dönüştürülmesi.....	35
2.5.3 SPAC ve Uzaysal Ortak Değişinti Fonksiyonları	37
2.5.4 SPAC Katsayılarının Hesabı.....	39
2.5.5 SPAC Fonksiyonunun Standartlaştırılması	41
2.5.6 Faz Hızının Elde Edilmesi	42
2.5.7 Faz Hızlarından Yer Yapısının Elde Edilmesi.....	45
2.6 Zemin Hakim Titreşim Periyodu – Yapı Yüksekliği İlişkisi ve Periyot Duyarlılık Bölgeleri	47
2.6.1 Zemin Hakim Titreşim Periyodu – Yapı Yüksekliği İlişkisi	47
2.6.2 QTS Pik Genlik Periyot Değerleri ile Zemin Periyot Duyarlılık Bölgeleri Arasındaki İlişki	47

BÖLÜM ÜÇ – ÇALIŞMA ALANI VE ARAZİ UYGULAMALARI..... 50

3.1 Çalışma Alanının ve Yakın Çevresinin Jeolojisi	50
3.1.1 İzmir ve Yöresinin Genel Jeolojisi	50
3.1.2 Çalışma Alanının Jeolojisi	52
3.1.3 Çalışma Alanının Depremselliği.....	55
3.2 Zemin Transfer Fonksiyonu ve Mühendislik Ana Kayasının Araştırılmasına Yönelik Yapılan Jeofizik Çalışmalar	56
3.2.1 Gözlemsel QTS Eldesi (Mikrotremor).....	58
3.2.2 Kuramsal QTS Eldesi (MASW, Down-Hole, SPAC)	65

BÖLÜM DÖRT – SONUÇLAR VE ÖNERİLER..... 78

KAYNAKLAR	81
------------------------	-----------

ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 2.1 Mühendislik ve Sismik Ana kayanın şematik gösterimi	4
Şekil 2.2 Zemin transfer fonksiyonu	7
Şekil 2.3 Zemin transfer fonksiyonunun filtre sistemi olarak gösterimi.....	8
Şekil 2.4 P dalgası	10
Şekil 2.5 S dalgası	11
Şekil 2.6 Rayleigh dalgası.....	11
Şekil 2.7 Poisson oranının bir fonksiyonu olarak Rayleigh dalga hızının kayma dalga hızına oranı	13
Şekil 2.8 Dispersiyon olayı.	14
Şekil 2.9 Faz hızı ve grup hızı şematik gösterimi	15
Şekil 2.10 Aktif MASW arazi çalışmasının şematik gösterimi	18
Şekil 2.11 MASW araştırmaları için tipik bir olumlu ve olumsuz arazi koşulları.....	18
Şekil 2.12 Down-Hole ölçüm tekniği ve elde edilen V_S -Derinlik grafiği.....	21
Şekil 2.13 Tipik bir sedimanter basen yapısı	28
Şekil 2.14 SPAC yönteminde kullanılan farklı dizilim türleri.....	35
Şekil 2.15 SPAC yöntemi dairesel dizilimli ölçü düzeneği	35
Şekil 2.16 İstasyonların konumları	37
Şekil 2.17 SPAC yöntemi ile faz hızı eldesi	45
Şekil 2.18 SPAC yöntemi ile veri analizi akış şeması	46
Şekil 2.19 Deprem toplumu için üç parçalı karşılık spektrumu.....	49
Şekil 3.1 İzmir ve yöresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası	51
Şekil 3.2 İzmir ve yöresine ait stratigrafik kolon kesit	52
Şekil 3.3 Bornova Ovası'nın alüvyal jeomorfoloji haritası ve D-B yönlü jeoloji kesiti	54
Şekil 3.4 İzmir ve yöresinin jeoloji haritası	55
Şekil 3.5 Çalışma alanı jeofizik ölçü lokasyonları.....	57
Şekil 3.6 Yer değiştirme duyarlılık haritası	59
Şekil 3.7 Hız duyarlılık haritası	60
Şekil 3.8 İvme duyarlılık haritası	61

Şekil 3.9 Zemin hakim titreşim periyodu dağılım haritası.....	63
Şekil 3.10 Nakamura hasar endeksi katsayısı dağılım haritası	64
Şekil 3.11 5 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası.....	66
Şekil 3.12 10 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası.....	67
Şekil 3.13 20 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası.....	68
Şekil 3.14 25 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası.....	69
Şekil 3.15 30 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası.....	70
Şekil 3.16 40 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası	71
Şekil 3.17 İlk 30 metrenin ortalama V_{s30} hızı dağılım haritası	72
Şekil 3.18 Down-Hole 1 noktası değerlendirme sonucu.....	73
Şekil 3.19 Down-Hole 2 noktası değerlendirme sonucu.....	73
Şekil 3.20 Down-Hole 3 noktası değerlendirme sonucu.....	74
Şekil 3.21 Down-Hole 4 noktası değerlendirme sonucu.....	74
Şekil 3.22 SPAC 1 noktası değerlendirme sonucu	75
Şekil 3.23 SPAC 2 noktası değerlendirme sonucu	75
Şekil 3.24 SPAC 3 noktası değerlendirme sonucu	76
Şekil 3.25 SPAC 2 noktası gözlemsel ve kuramsal HVSR eğrileri	76
Şekil 3.26 SPAC 3 noktası gözlemsel ve kuramsal HVSR eğrileri	77

TABLÖLAR LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 2.1 Aktif MASW veri toplama parametreleri.	19

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Önemli yerleşim yerlerinin birinci derece deprem bölgesinde olduğu ülkemizde, deprem sonucu oluşan hasarlar göz ardı edilemez bir gerçektir. Nitekim geçmişte meydana gelen depremlerde büyük can ve mal kayıpları oluşmuştur. Yakın zamanda meydana gelen Gölçük ve Van depremlerinden sonra yapılan zemin ile yapısal hasarlar arasındaki ilişki konusundaki araştırmalar bize deprem-zemin-yapı ortak davranışı hakkında değerleri bilgiler sağlamıştır. Depreme dayanıklı yapı tasarımında önce dıştan gelecek ve doğanın kontrolünde olan deprem kuvvetinin yapı yapılacak noktaya özgü olarak tahmin edilmesi gerekir. Daha sonra bu kuvveti karşılayacak olan iç kuvvetler hesaplanır.

Dış kuvvet olarak çoğunlukla eşdeğer statik deprem yükü ile pik yatay ivme değeri (PGA) tanımlanır. İç kuvvetler de hem PGA hem de yapı yüksekliğine, malzemesinin sönüm ve rijitlik özelliklerine bağlı olarak hesaplanır. Bu hesaplamalarda önemli olan PGA değerinin yapı yapılacak noktaya özgü olarak elde edilmesidir. Bunun için yapı yapılacak nokta altındaki yer altı yapısının tanımlanması gerekir. Bu tanımlamalar yapılırken de zemin ve ana kaya kavramları kullanılır. Zemin ve ana kaya tanımları yapılırken S dalga hızı değerleri kullanılır. S dalga hızı 760 m/s den küçük olan ortam zemin, 760 m/s den yüksek olan ortamlarda ana kaya olarak tanımlanır (Kumar, 2007).

Son yıllarda yapılan çalışmalar, aynı özellikteki yapıların, farklı zeminlerde ivme, hız ve yer değiştirme gibi parametrelere karşı farklı davranışlara sahip olduğunu ortaya koymuştur (Tuğsal, Kara, Taşkın ve Sezen, 2007). Bu da olası depremlerde hasar ve kayıpların en aza indirgenebilmesi için yapıların inşa edilecekleri zeminlerin iyi tanımlanması ve deprem – zemin – yapı ilişkisinin iyi bir şekilde kurularak zeminin ve yapının deprem sırasında ve sonrasındaki davranışlarının belirlenmesi gerektiğini göstermektedir.

Deprem esnasında meydana gelen deprem dalgaları hiçbir zaman tek bir harmonikten oluşmazlar. Hasar yapısı dalga grubu genelde 0,1 Hz ile 10 Hz arasında

bileşenlere sahiptir. Deprem dalgalarının frekans içeriği kaynaktaki hareketin ve yayıldıkları ortamın özelliklerine bağlıdır. Yumuşak zeminler farklı genlik ve frekanslara sahip bu dalga gruplarını aynı şekilde etkilemez. Yani büyütme kavramı frekansa bağlı olarak şekillenir. Bazı frekanslar çok fazla büyütülürken bazılarında ise çok az bir büyütme söz konusu olabilir. Büyütmenin ne oranda olacağına empedans ve sönüm oranları; hangi frekansta olacağına ise zemin kalınlığı ve sismik dalga hızları etki eder (Yalçınkaya, 2010).

Bu çalışmada, zemin – mühendislik ana kayası modeli İzmir Körfezi çevresinde seçilen pilot bir alanda ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu kapsamda MASW, tek nokta Mikrotremor, Array Mikrotremor (SPAC) ve Down-Hole ölçüm çalışmaları yapılmıştır. MASW, Mikrotremor, SPAC ve Down-Hole verileri olarak 2008-2010 yılları arasında gerçekleştirilen TÜBİTAK KAMAG 106G159 No’lu proje ve DEÜ Rektörlüğü 2013.KB.Fen. 015 nolu Bilimsel Araştırma Projesinden alınan veriler kullanılmıştır. SPAC çalışmalarının başarısını etkileyen parametrelerden biri de ters çözüm aşamasında verilen başlangıç modelidir. Daha iyi başlangıç modelleri oluşturabilmek için alan içinde Downhole ölçümleri de yapılmıştır. Bu çalışmalardan MASW çalışması sonucunda kesme dalga hızı seviye haritaları oluşturulmuştur. Mikrotremor çalışmalarından elde edilen zaman ortamındaki veriler Nakamura (1989) yaklaşımı ile değerlendirilmiş ve HVSR spektrumları elde edilmiştir. Pik periyot değerleri Teves – Costa, Matias ve Bard (1996) yaklaşımı ile incelenip zemin kalınlığı hakkında ön bilgi sağlanabilmektedir. Deprem sırasında zemin yüzeyinde oluşacak frekansa bağlı ivme, hız ve yer değiştirme duyarlılık bölgeleri belirlenmiş ve haritalanmıştır. Aynı zamanda bölge için olası deprem yapısal hasar indeksi katsayıları (Nakamura, 1989) da hesaplanıp haritalanmıştır. SPAC çalışmalarının sonuçları kullanılarak Herak (2008) yaklaşımı ile kuramsal Quasi Transfer Spektrumları (QTS) hesaplanmıştır. QTS pik genlik periyot değerleri kullanılarak Kg hasar indeksi katsayıları hesaplanmış ve dinamik etki sonucu zemin yüzeyinde oluşabilecek deformasyon değişimleri ön bilgi sağlanmıştır.

BÖLÜM İKİ

KURAMSAL BİLGİLER

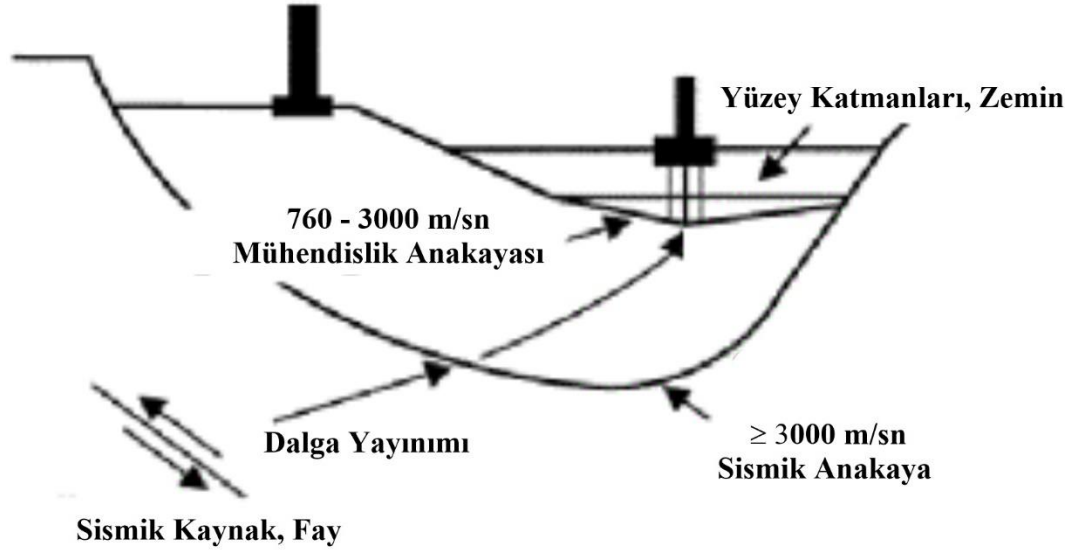
Kuramsal bilgiler kapsamında, deprem-zemin-yapı ortak davranışının tanımlanmasında kullanılan zemin ve mühendislik ana kayası nedir, nasıl modellenir ve ne amaçla kullanılır konularında gerekli olan çalışmalar hakkında bilgiler verilecektir. Ayrıca zemin-mühendislik anakayasası modelinin depreme dayanıklı yapı hesaplamalarında kullanılması ile ilgili olarak, zemin transfer spektrum kavramı içinde pik genlik periyot değerleri ile ilişkili olan Kg hasar endeks katsayısı ve periyot duyarlılık bölge kavramları hakkında da kuramsal bilgiler verilecektir.

2.1 Zemin Ve Mühendislik Ana Kayası Hakkında Bilgi

Zemin ana kaya tanımları yapılırken S dalga hızı değerleri kullanılır. S dalga hızı 760 m/s' den küçük olan ortam zemin, 760 m/s' den yüksek olan ortamlar da ana kaya olarak tanımlanır (Kumar, 2007). Ayrıca ana kaya kendi içinde mühendislik ve sismik ana kaya kavramları da kullanılır. Bu tanımda S dalga hızı değerleri baz alınır. Mühendislik ana kayası S dalga hızı 760 – 3000 m/s arasında değişir. Mühendislik ana kayası içinde dinamik kuvvet etkisiyle oluşan deformasyon değişimlerinin elastik sınırlar arasında olduğu kabul edilir. S dalga hızının 760 m/s' den daha küçük olan alanlarda ise deformasyon değişimleri elastik sınırları aşarak elastoplastik ve plastik deformasyon seviyelerine yaklaşılır. Bu nedenle, yapı yapılacak nokta ve yakın çevresindeki zeminin dinamik etkiler altında deformasyon değişimlerini araştırmak için mühendislik ana kaya seviyesi dikkate alınır. Deprem dalgalarındaki genlik frekans değerlerinde zemin yüzeyine yaklaşırken oluşabilecek değişimleri araştırmak için sismik ana kaya seviyesi dikkate alınır.

Sonuç olarak zemin – ana kaya ayrımı yapılırken S dalga hızı derinlik profilleri kullanılır. Ana kaya seviyesinin ortalama 30 metre ve daha sığ olması koşulunda V_{s30} hız değerleri temel alınır. Bunun için sığ derinlikli araştırmalara ve S dalga hızının düşük hız zonları da dikkate alınarak doğrudan elde edilmesine uygun MASW ve kuyu içi sismik yöntemleri kullanılır. Ana kaya derinliğinin daha derinlerde olması

koşulunda gerekli araştırma derinliği de dikkate alınarak S dalga hızı-derinlik profillerinin elde edilmesine yönelik MASW, SPAC ve kuyu içi sismik yöntemler kullanılmalıdır. Ayrıca zemin-mühendislik ana kayası arasında kalan ortam içindeki deformasyon değişimlerini irdelemek için QTS kullanılır.



Şekil 2.1 Mühendislik ve Sismik Ana kayanın şematik gösterimi

2.2 Quasi Transfer Spektrumu İle Deformasyon Değişimleri Arasındaki İlişki

Deprem dalgalarının ana kayadan zemine nasıl aktarılacağı ve zeminden yüzeye ulaşana kadar genlik frekans değerlerinin nasıl değişeceği konusunda QTS bize yardımcı olur. Bu tanımlamalar yapılırken sismik ve mühendislik ana kaya kavramları ve derinlikleri dikkate alınır. QTS hesaplanırken; zeminin dinamik koşullardaki davranışlarını irdelemek için mühendislik ana kayası, deprem hareketini zemin yüzeyindeki etkilerini araştırmak için sismik ana kaya dikkate alınır.

QTS gözlemsel olarak elde edilebileceği gibi kuramsal olarak da elde edilebilir. Mikrotremor çalışmaları kapsamında Nakamura Tek Nokta ölçümlerinden gözlemsel QTS hesaplanmaktadır. MASW, SPAC gibi çalışmaların sonucunda elde edilen V_s , V_p , ρ , h , Q_s , Q_p parametrelerine bağlı yer içi hızı modelleri, çeşitli algoritmalar yardımı ve Herak (2008) yaklaşımı ile değerlendirilerek kuramsal QTS elde edilir.

Deprem sırasında yapısal hasara neden olan üç ana faktör deprem özellikleri, yerel zemin koşulları ve yapı özellikleridir. Bir bölgedeki deprem kaynak özelliklerinin aynı ve yapı kalitesinin de benzer olması durumunda yerel zemin koşulları depremlerde oluşacak hasarın belirlenmesinde etkin bir faktör olacaktır. Bu nedenle bölgedeki yerel zemin koşullarının bilinmesi, zemin tabakalarının dinamik davranışının belirlenmesi ve bu özelliklerin bölgedeki yapı özellikleriyle birlikte değerlendirilmesi ile deprem hasarları hakkında bilgi edinilebilmektedir.

Bölgede yapılacak hasar görebilirlik analizleri, deprem zararlarının azaltılmasında önemli bir adımdır ve disiplinlerarası bir çalışma gerektirmektedir. Yapıların dayanıklılığı farklı olaylar karşısında azalabilmekte, hava koşullarına, sismik aktivitelere bağlı olarak değişebilmektedir. Nakamura (1989), geliştirmiş olduğu yöntemle mikrotremorları H/V spektral oranlar yöntemine göre değerlendirmekte ve Quasi Transfer Fonksiyonları'ndan zemin dinamik davranış parametreleri elde edilmektedir. Nakamura geliştirmiş olduğu bu yöntemden yararlanarak bir bölge içindeki hasar dağılımının tahminine yönelik bir teknik geliştirmiştir. Bu teknik yardımıyla çalışma sahası içindeki tehlikeli bölgeler tespit edilmekte gerekli önlemler alınarak deprem öncesi ve sonrası hasar dağılımı değerlendirilebilmektedir.

Yöntem temel olarak deprem nedeniyle oluşacak birim kayma deformasyonunun zemin hâkim frekansı ve bu frekanstaki büyütme ile ilgili olduğunu göstermektedir. Birim kayma deformasyonunun yüksek oluşu hasarı doğrudan etkileyecektir. Ana kayanın kayma dalgası hızı sabit olduğu için bu durumda hasarı başka bir deyişle oluşacak birim kayma deformasyonunu ana kayadaki ivme ve üstündeki zeminin hakim frekansı ve büyütme değeri belirleyecektir (Nakamura, 2000).

Nakamura (1997 ve 2000) tarafından zemin ve yapıların olası bir deprem anında hasarını tam olarak hesaplamak için K Değeri önerilmiştir. Kg hesaplaması için kesme gerilmesi düşünülmüştür.

Kesme deformasyonu γ ;

$$\gamma = \frac{A_g d}{h} \quad (2.1)$$

A_g : Yüzey tabakasının büyütme faktörüdür.

h : Yüzey tabakasının kalınlığıdır.

d : Sismik yer değiştirmedir.

Ana kaya ve yüzey tabakasının S dalga hızları (C_b ve C_f) yukarıdaki formülde yerine konulunca, yüzey tabakasının frekansı F aşağıdaki şekilde bulunur;

$$F_g = \frac{V_b}{4A_g h} \quad (2.2)$$

Ana kayadaki ivme değeri γ yazılacak olursa;

$$\begin{aligned} \gamma &= \left(\frac{(A_g \alpha b)}{(2\pi F_g)^2} \right) \left(4A_g \left(\frac{F_g}{C_b} \right) \right) \\ &= \left(\frac{A_g^2}{F_g} \right) \left(\frac{\alpha b}{\pi^2 C_b} \right) \\ &= c K_g \alpha \end{aligned} \quad (2.3)$$

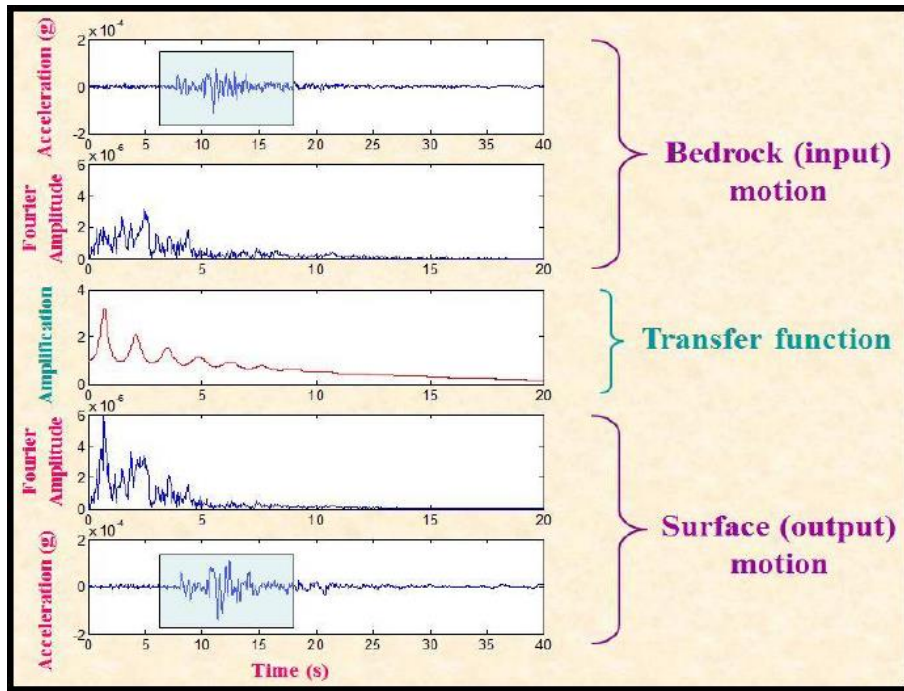
$\alpha b = (2\pi F_g)^2$ ve kesme gerilmesinin γ olduğu varsayıldığında;

$$\begin{aligned} c &= \frac{1}{\pi^2 V_b} \\ K_g &= \frac{A_g^2}{F_g} \end{aligned} \quad (2.4)$$

c' nin, birçok yerde yaklaşık olarak sabit olduğu varsayılır. Efektif kesme gerilmesi denklemde ($\gamma = A_g d / h$) e % olarak tanımlanır ve $e = 60\%$ ve $C_b = 600$ m/sn kabul edildiğinde K_g ve αb çarpımı neredeyse birbirine eşit olmaktadır. K_g , zeminin dayanıksız bölgelerinin belirlenmesinde kullanışlı olmakta, hasar olasılığı hesaplamada doğru olduğu düşünülen ve zemini uygun olarak temsil eden bir değerdir (Dindar, 2010).

Zeminler deprem kuvvetine karşı, deprem dalgalarının frekans ve genlik içeriklerine bağlı olarak farklı duyarlılık gösterirler. Zeminin bu farklı duyarlılığı deprem sırasında yapının davranışını etkiler ve hasar oluşumunda belirleyici bir faktördür. Bu nedenle deprem olmadan önce yapı yapılacak noktaya özgün deprem yanal kuvvetinin olasılıksal olarak hesaplanması gerekir. Bunun için lineer sistem kuramı kullanılarak sismik veya mühendislik ana kayası sınırından itibaren deprem hareketinin zemin yüzeyine taşınması gerekir. Uygulamada zemin transfer spektrum kavramı kullanılarak bu işlem yapılır. Olası bir depremin zemin yüzeyindeki etkisi incelenirken gerekli olan zemin transfer fonksiyonu Nakamura (1989) çalışmasında tanımlanan QTS ile özdeş kabul edilir.

Tek nokta mikrotremor çalışmalarında yapılan hesaplamalarda Nakamura (1989) yaklaşımı kullanılmaktadır. Bu yaklaşımın temeli yatay yarı sonsuz bir zemin tabakasının ($V_s < 760$ m/s) altında mühendislik ana kayası ($V_s > 760$ m/s) olduğu kabulüne dayanır. Ayrıca HVSr hesaplanırken her frekans değerine karşılık gelen büyütme spektrumunu $AMP_p(f)$ değeri 1 olarak kabul edilir. Böyle bir durumda $HVSr(f)$ değeri $AMP_s(f)$ değerine eşit olur ki, bu da depreme dayanıklı yapı tasarımında kullanılacak $AMP_s(f)$ spektrumu demektir (Nakamura, 2000).

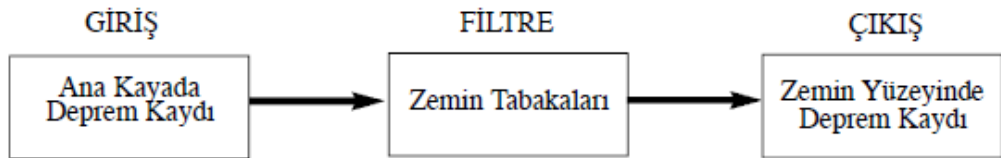


Şekil 2.2 Zemin transfer fonksiyonu (Akgün, 2013)

Quasi transfer fonksiyonları, zemini oluşturan katmanların sismik dalga hızlarından (V_P ve V_S), kalınlıklarından, yoğunluklarından, sönüm oranlarından, sismik ara yüzeylerdeki empedans oranlarından, mühendislik ana kayasının rijitliğinden, havza kenarında oluşan yüzey dalgalarından ve rezonanstan etkilenmektedir.

Zeminin deprem sırasında davranışını incelerken kullanılan tekniklerin büyük çoğunluğu quasi transfer fonksiyonlarının kullanımına dayanmaktadır. Süper pozisyon ilkesine dayalı olduğundan bu yaklaşımlar lineer sistemlerin çözümü ile sınırlıdır. Ancak zemin lineer değil nonlinear davranış göstermektedir. Bu durumda nonlinear davranışı eşdeğer lineer zemin özelliklerinden yola çıkarak iteratif yani yinelemeli olarak tahmin edebiliriz.

Quasi transfer fonksiyonu hesabı matematiksel olarak çok karmaşık bir işlem gibi görünse de aslında oldukça basittir. Ana kayada zaman ortamında olan hareket Fourier serisi ile frekans ortamına aktarılır. Fourier serisindeki her bir terim yine frekans ortamında zemin transfer fonksiyonu ile çarpılarak zemin yüzeyindeki hareketin Fourier serisi elde edilir. Elde edilen Fourier serisine ters işlem uygulanarak frekans ortamından zaman ortamına geçilir. Bu quasi transfer fonksiyonu; ana kayadaki deprem hareketinin zemin tarafından nasıl değiştirileceğini belirler (Yağcı, 2014).



Şekil 2.3 Zemin transfer fonksiyonunun filtre sistemi olarak gösterimi (Yalçınkaya, 2004)

2.3 Zemin – Mühendislik Ana Kayası Modelleri Ve QTS Hesapları İçin Kullanılan Jeofizik Yöntemler

Zemin mühendislik ana kayası ayrımı S dalga hızının yanal ve düşey yönlerdeki sayısal değerlerine göre yapılır. $760 < V_s < 3000$ mühendislik ana kayası ve $V_s < 760$ m/s zemin olarak kabul edilir. Ayrıca mühendislik ana kayasının yeterli kalınlıkta ve dağılımda olması gerekir. Bu sonuçlara göre S dalga hızı değişimlerinin gerekli

araştırma derinliği boyunca in-situ yöntemlerle arazi çalışmalarından elde edilmesi gerekir. Ayrıca elde edilen derinlik-S dalga hızı profilinin gözlemsel ve kuramsal olarak elde edilen Quasi Transfer Spektrumu arasındaki uyuma göre optimize edilmesi gerekir. Günümüzde S dalga hızının gerekli araştırma derinliğine kadar elde edilmesi için yüzey ve kuyu içi sismik yöntemleri kullanılır. Araştırma derinliğinin arttığı durumlarda SPAC çalışması ile sonuca ulaşılmaya çalışılır. Zemin S dalga hızı derinlik profili optimize etmek için gerekli olan gözlemsel Quasi Transfer Spektrumu Mikrotremor tek nokta istasyon ölçümlerinden hesaplanır.

Arazi çalışmalarında kullanılan yüzey (MASW) ve kuyu içi sismik (Down-Hole), Mikrotremor ve SPAC çalışmaları yapılırken dikkat edilen kuramsal kabul ve bağıntılar açıklanmaya çalışılmıştır.

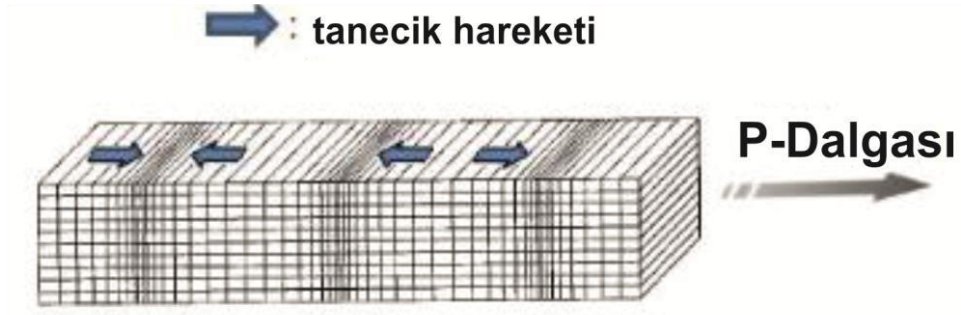
2.3.1 Yüzey Sismik Çalışmalar

Sismik araştırmalarda kaynak olarak genellikle balyoz kullanılmaktadır. Ancak çalışma amacına göre hidrolik balyoz, patlayıcılar, ağırlık düşürme ve titreşim oluşturan düzenekler de kaynak olarak kullanılabilir. Sismik kaynaklar yeryüzünde yapay depremlere neden olan ses dalgaları üretirler. Bu ses dalgaları sismik dalgalar ya da deprem dalgaları olarak da adlandırılabilir. Sismik dalgalar yer içinde ilerleyiş ve hareket özelliklerine göre ikiye ayrılır;

- ✓ Cisim dalgaları (P ve S dalgaları),
- ✓ Yüzey dalgaları (Rayleigh ve Love dalgaları).

Yüzey sismik çalışmalarda ilgilenilen sismik dalga çeşitlerine göre farklı yöntemler ortaya konulmuştur. Bu yöntemlere “Sismik Kırılma ve Sismik Yansıma” ve “MASW ve ReMi (Kırılma- Mikrotremor)” gibi örnekler verilebilir. Sismik kırılma ve yansıma yöntemlerinde cisim dalgaları (P ve S dalgası) ile ilgilenilirken MASW ve ReMi yöntemlerinde yüzey dalgaları (Rayleigh ve Love dalgaları), özellikle Rayleigh dalgası ile ilgilenilir.

P dalgası, istasyonlara ilk gelen dalgadır. Bu dalga nedeniyle dalganın yayılım doğrultusu üzerinde bulunan taneciklerin ileri-geri hareketinden dolayı yer sıkışmaya ve genleşmeye maruz kalır. Sıkışma dalgaları yaptıkları bir çeşit itme-çekme hareketinden dolayı, geçtikleri ortamları hacimce değiştirirler (Şekil 2.4). Ortam üzerinde herhangi bir şekil bozukluğu gözlenmez.



Şekil 2.4 P Dalgası (Parkseismic, 2015’ den değiştirilerek alınmıştır.)

P dalga hızı aşağıdaki bağıntı ile hesaplanabilir;

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.5)$$

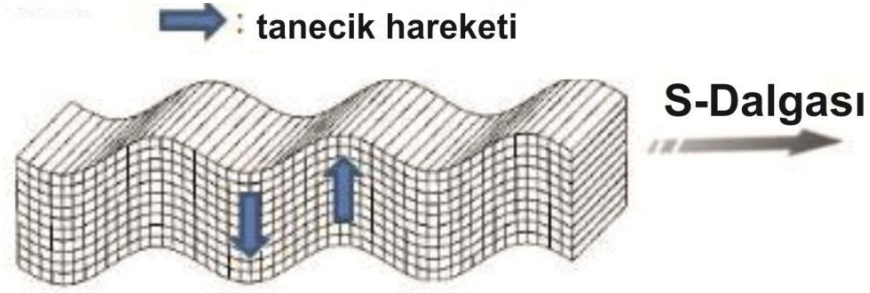
V_P = P dalga hızı (m/sn)

λ = Lamé sabiti

μ = Sıkışmazlık modülü (N/m^2)

ρ = Yoğunluk (kg/m^3)

S dalgası, P dalgasından sonra istasyonlara gelen ikinci cisim dalgasıdır. S dalgaları yayılırken tanecikler, yayılma doğrultusuna dik, aşağı – yukarı veya sağdan sola doğru titreşirler (Şekil 2.5). Yayılım özelliklerinden dolayı kesme dalgaları bir çeşit burulma hareketi yaptığından geçtikleri ortamda şekil bozukluğuna yani açılarda değişime neden olurlar.



Şekil 2.5 S Dalgası (Parkseismic, 2015' den değiştirilerek alınmıştır.)

S dalga hızı aşağıdaki bağıntıdan elde edilebilir;

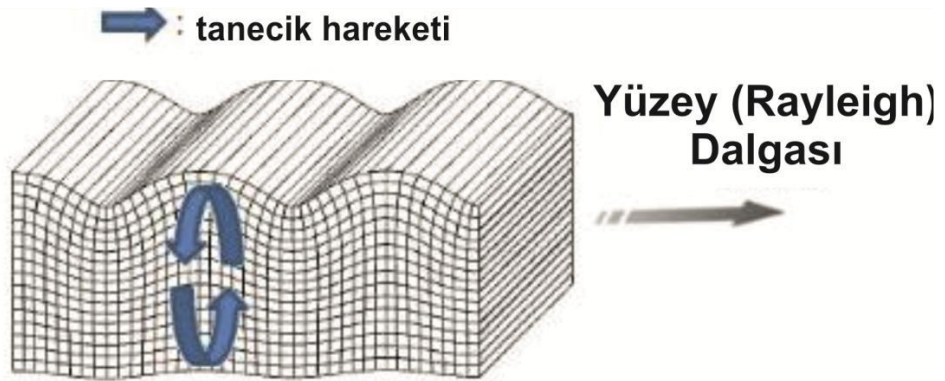
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.6)$$

V_s = S dalga hızı (m/sn)

μ = Sıkışmazlık modülü (N/m^2)

ρ = Yoğunluk (kg/m^3)

Rayleigh dalgaları düşey ve yatay doğrultuda karışık salınımlardan meydana gelerek bütün yeryüzü boyunca yayılırlar. Eliptik bir yörünge boyunca parçacık hareketlerinden oluşurlar (Şekil 2.6). Yörünge uzun eksen elips olduğundan, bu tür dalgalar P ve S dalgalarının bileşkesi olarak düşünülebilir. Rayleigh dalgaları homojen bir yarı sonsuz ortamın serbest yüzeyinde veya tabakalı bir ortamda oluşabilmektedir.



Şekil 2.6 Rayleigh Dalgası (Parkseismic, 2015' den değiştirilerek alınmıştır.)

Rayleigh dalgası için P ve SV dalgası ile ilgileniriz. Deprem sırasında hissedilen sallantıların çoğu diğer dalgalardan çok daha büyük genlikli olan Rayleigh dalgalarından kaynaklanmaktadır. Düşey yöndeki dalga genliği, dalga boyuna bağlı olduğundan, yüzey dalgaları “**dispersif**” özelliktedir. Her dalga boyunun karşılığı olan bir faz hızı vardır.

Love dalgaları yalnız yatay doğrultuda yayılırlar. Bunlarda SH gibi düşük hızlı yüzey tabakaları içerisinde meydana gelirler. Salınım düzlemleri yatay olduğu halde, yayılım doğrultusuna dik salınan parçacık hareketlerinden oluşur. Bu dalga türü yüzey dalgalarının en hızlı dalgasıdır. Bu dalgalarının oluşabilmesi için elastik, tekdüze ve yarı-sonsuz bir yüzey katmanının bulunması gereklidir. Yer kürenin kabuğu bu görevi üstlenmektedir. Love dalgaları, yerin serbest yüzeyi ile kabuğun alt sınırı arasında ardışık yansımalarla uğrayan SH dalgalarının yapıcı girişimi sonucu oluşur. Bundan dolayı bu dalgaların geçtiği ortamda tanecikler tamamen yayılma doğrultusuna dik yatay düzlemde yani x ve y düzleminde titreşirler. Hızları dalga boyu ile arttığından bu dalgalar da dispersiftir. Love dalgası Rayleigh dalgasına göre daha yüksek bir hıza sahiptir.

2.3.1.1 Rayleigh Dalgası ile S Dalgası İlişkisi

Rayleigh dalgaları boyuna ve enine hareketin bileşimidirler. Yani P ve SV dalgasının bileşimidir de diyebiliriz. Rayleigh dalgalarında dalganın geçişi sırasında tanecik hareketi, ana eksen düşey olan bir elipstir. Düzlem S dalgaları ise bir yerden geçerken, geçtikleri ortamdaki tanecikleri yayılma doğrultusuna dik olarak titreştirirler. S dalgasının, yayılma doğrultusundan geçen düşey düzlem içerisindeki bileşenine SV bileşeni, yayılma doğrultusuna dik yatay düzlem içindeki bileşenine SH bileşeni denir. Rayleigh dalgalarının hızı (V_R) yüzeye çok yakın bölgelerdeki elastik özelliklerine bağlıdır ve her zaman S dalgası hızından küçüktür. Ortamın Poisson oranının $\sigma = 0,25$ olması halinde,

$$V_R = 0,92 V_S \quad (2.7)$$

ile ifade edilebilir.

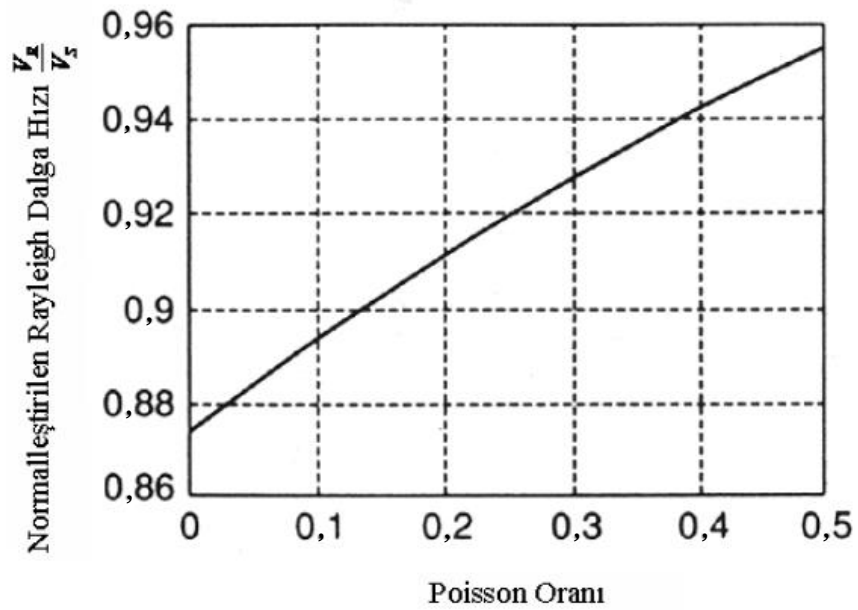
Uniform yarı-uzayda, yüzey dalga genlikleri enerji kaynağından $1/\sqrt{r}$ (r =yarıçap) oranında azalır. Cisim dalgaları yüzeyde geometrik yayılmadan dolayı $1/r^2$ oranında azalır. Uniform yarı-uzayda kayma dalga hızı V_S ve Rayleigh dalga hızı V_R arasındaki ilişki yalnız Poisson oranının (σ) bir fonksiyonudur.

Yaklaşık bu ilişki;

$$V_R = \frac{0,86 + 1,14\sigma}{1 + \sigma} V_S \quad (2.8)$$

ifade edilebilir.

Poisson oranının bir fonksiyonu olarak V_R ' nin V_S ' e oranı Şekil 2.7' de görülmektedir. Bu oran Poisson oranının 0 – 0,5 olması halinde, 0,88 ile 0,96 arasında değişmektedir.



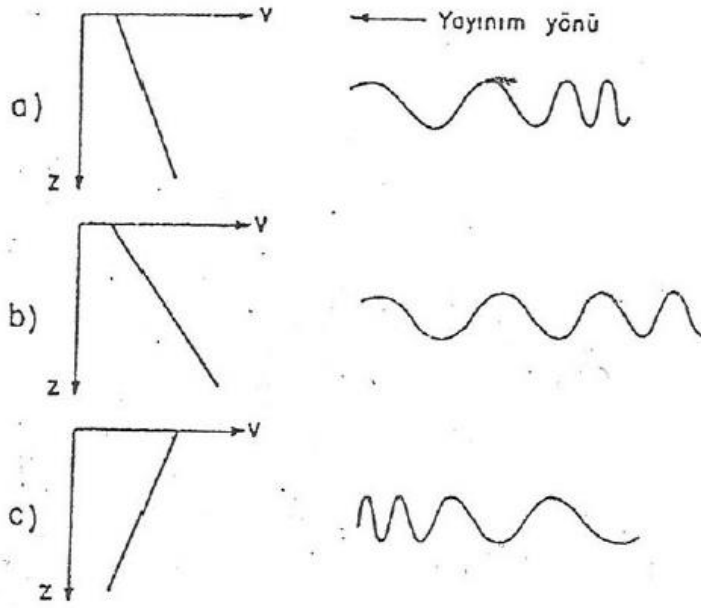
Şekil 2.7 Poisson oranının bir fonksiyonu olarak Rayleigh dalga hızının kayma dalga hızına oranı (Bedford ve Drumheller, 1994)

Rayleigh dalgası dispersiyon eğrilerine ters çözüm uygulanarak, S dalgası hız bilgisine ulaşılabilir. Uniform, elastik yarı-uzay ortamlar için yüzey dalga hızları dispersif değildir. Yani V_R hızı frekanstan bağımsızdır. Rayleigh dalgaları ile S dalgası

hız bilgisi elde edildiği için de son yıllarda zemin ile olan ilişkisi üzerine de çalışmalar yapılmıştır.

2.3.1.2 Dispersiyon

Yüzey dalgaları yayılımı düşey heterojen ortamlarda bir dispersiyon davranış gösterir. Dispersiyon hızın derinlikle artması sonucunda yüzey dalgalarının varış zamanının frekansa bağlı olarak gözlemlenmesidir. Yani farklı frekanslarda farklı faz hızlarına sahip olmaktır. Genelde kısa periyotlu yüzey dalgaları uzun periyotlu yüzey dalgalarına göre daha yavaş hareket ederler. Böylelikle daha sonra kaydedilirler. Buna **“normal dispersiyon”** denir. Hızın derinlikle azaldığı ortamlarda ise kısa periyotlu dalgalar daha çabuk hareket eder ve daha önce algılanırlar. Buna da **“ters dispersiyon”** adı verilir. Derinliğe göre sismik hızdaki değişme miktarı arttıkça dispersiyon da artacaktır (Şekil 2.8).



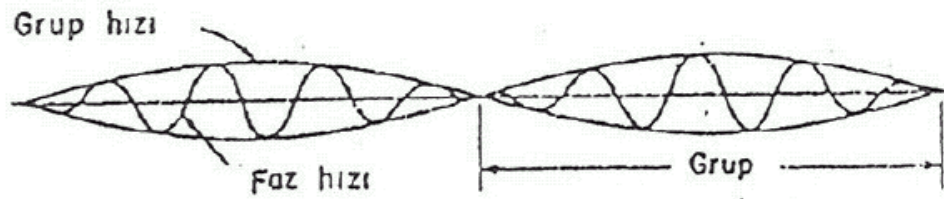
Şekil 2.8 Dispersiyon olayı; a) Düşük hız değişimi ve küçük dispersiyon, b) yüksek hız değişimi ve büyük dispersiyon, c) Ters dispersiyon (Bath, 1973)

2.3.1.3 Faz ve Grup Hızları

Faz hızı (c) dalga treni ya da dalga paketi üzerindeki herhangi bir fazın yani noktanın ilerleme hızıdır (Şekil 2.9). Hız yayılma doğrultusundaki her noktada

değişecektir. Bu değişim frekansa bağlı ise dispersiyon denilen olay gerçekleşecektir. Frekans ve dalga sayısı vektörü, sismik yüzey dalgalarının yayılımını ve dispersiyon ilişkisini ortaya koyar. Dalga sayılarının bulunması, faz hızlarının hesaplanabilmesine olanak sağlar.

Grup hızı (u) ise dalga paketinin ya da dalga grubunun tamamının yayılma hızıdır (Kovach, 1978) (Şekil 2.9). Dalga paketi ile tanımlanan grup hızı frekans ile faz hızının değişimine ve ortam parametrelerine de bağlıdır.



Şekil 2.9 Faz hızı ve grup hızı şematik gösterimi (Osmanşahin, 1989)

2.3.2 MASW (Çok Kanallı Yüzey Dalgaları Analizi) Yöntemi

Yüzey dalgası analiz yöntemlerinde, yeraltındaki tabakalı yapıların kesme dalgası hızının (V_s) derinlikle değişiminin hesaplanması amacıyla Rayleigh dalgasının dispersif özelliğinden faydalanır. Yüzey dalgası yöntemleri aktif kaynaklı ve pasif kaynaklı yöntemler olmak üzere iki ana grup altında toplanabilir. Pasif kaynaklı yöntemler daha derin nüfus gücüne sahiptir. Özellikle ana kaya derinliğine ulaşılması gereken sahalarda etkin olarak kullanılabilir. Arazide ilk bakışta kolay uygulanabilir olması yöntemin avantajları olarak görülmesinin yanında, veri eldesi sırasında geometriden kaynaklanan problemler ve yüzeye yakın tabakaların tespitinde yanlış payının olması dezavantajları olarak karşımıza çıkmaktadır. Bunun yanında, MASW yöntemi daha sınırlı nüfuz derinliğine sahip olmasının yanında, etkin kaynak kullanılması ile daha başarılı sonuçlar alınmaktadır. Özellikle V_{s30} çalışmalarında ilk 30 metrenin önemi ve ince tabakaların tespitinde oldukça sağlıklı sonuçlar vermesi nedeniyle etkin kullanıma sahiptir. Yöntemin en önemli avantajlarından biri de düşük hız zonlarından etkilenmemesi ve bu zonların belirlenmesinde etkili bir yöntem

olmasıdır. Tüm farklılıklarına rağmen, yüzey dalgası analiz yöntemleri aşağıdaki üç adımda gerçekleştirilir;

1. Yüzey dalgalarının alıcılar ile kaydedildiği arazi aşaması,
2. Veri işlem ve dispersiyon eğrilerinin elde edilmesi,
3. Dispersiyon eğrisinin farklı yöntemlerle ters çözümlenmesinden V_s değerlerinin derinlikle değişiminin elde edilmesidir.

Dispersiyon eğrisinin elde edilmesi kritik bir adımdır. Ters çözümleme ile elde edilen V_s hız profilinin doğruluğu büyük oranda frekansa ve faz hızına bağlı olan dispersiyon eğrisinin doğruluğuna ve özelliklerine bağlıdır.

Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW) tekniği, var olan gürültüde SASW' nin eksiklerini gidermek amacıyla geliştirilmiştir. Benzer şekilde 12 veya daha fazla sayıda alıcı kısa (1 – 2 m) ve uzun (50 – 100 m) mesafeler arasında yerleştirilir ve impuls veya vibratör kaynağıyla kayıtlar alınarak istatistiksel açıdan yeterli miktarda faz hızı ölçülür. Hem fazlaca kaynak kullanılması hem de yığma yapılması durumunda, esas Rayleigh dalga modu baskın olarak elde edilir. Makaslama hızının iki boyutlu yatay belirtilerini elde etmek için, profiller boyunca birçok kayıt alınıp ters çözümü yapılır. Büyük kaynakları taşımak ve birçok noktada tekrarlamak oldukça pahalı bir çaba gerektirir.

Rayleigh tipi yüzey dalgaları sismik yansıma çalışmalarında önemli bir uyumlu gürültü tipidir (ground roll gürültüsü). Bu dalgalar geleneksel sismik veri işlemde farklı frekans, dalga sayısı ve faz hızlarına sahip olayları ayrılmı bir şekilde haritalamak ve süzgeçlemek gibi çok amaçlı kullanılan $f - k$ ve $f - p$ dalga alanı dönüşüm teknikleri sayesinde, uygun süzgeç düzenleri ile yansıma verisinden atılırlar. Bununla birlikte son yıllarda bu dalgaların dispersiyon özellikleri jeofizik (Park ve diğer., 1998; Xia ve diğer., 1999) ve geoteknik (Stokoe ve diğer., 1994) mühendislik çalışmalarında sığ yer altının kesme dalgası hızı (S dalgası, V_s) yapısını belirlemek için önemli bir bilgi kaynağı (frekansa karşılık faz hızı değişimleri) olarak çok yaygın olarak kullanılmaktadır.

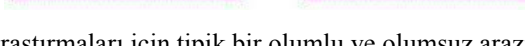
S dalgasının derinliğin fonksiyonu olarak yüksek ayrımlılık ve doğrulukta belirlenmesi, çoğunlukla dispersiyon eğrisinin tam olarak elde edilmesine bağlıdır. Çünkü dispersiyon eğrisinin elde edilmesi en kritik aşamadır ve ters çözümleme ile elde edilen V_s hız profilinin doğruluğu büyük oranda frekansa ve faz hızına bağlı olan dispersiyon eğrisinin doğruluğuna ve özelliklerine bağlıdır. Bu nedenle arazi verilerinden dispersiyon eğrisinin belirlenmesi çalışmalarında, tek istasyon verisinin tekrarlı süzgeç analizi (Dziewonski ve diğer., 1972), iki istasyon verisi ile yüzey dalgalarının spektral analizi (SASW) (Stokoe ve diğer., 1994) ve çok istasyon verisinin $f - k$ ve $f - p$ dalga alanı dönüşüm yöntemlerine bağlı olarak çok kanallı yüzey dalgası analizi (MASW) (Park ve diğer., 1998; Xia ve diğer., 1999; McMechan ve Yedlin, 1981) teknikleri kullanılmaktadır.

2.3.2.1 MASW Yönteminde Arazi Uygulaması ve Veri Toplama

Aktif kaynaklı MASW yönteminin arazide uygulanması için öncelikle mümkün olduğunca şehir gürültüsünden uzak alanlar seçilmelidir. Uygulama alanının seçme şansına sahip değilsek, seçilmiş olan yerin en sessiz olduğu zamanlarda arazi uygulaması yapılabilir. Bunun için gerekiyorsa gece ölçümleri yapılmalıdır. MASW yöntemi uygulanırken ihtiyacımız olan ekipman;

- ✓ En az 24 adet 4,5 Hz düşey Jeofon,
- ✓ Kayıtcı (Laptop),
- ✓ Sismik data kablosu,
- ✓ Triger,
- ✓ Triger Kablosu,
- ✓ Güç kaynağı (Kayıtcı ve sistemin çalışması için),
- ✓ Sismik kaynak

Aktif araştırma 2-B V_s profilleri oluşturabilen MASW araştırmalarının en yaygın türüdür. Genel kurulum Şekil 2.10' da gösterilmiştir. Bu araştırmalarda maksimum araştırma derinliği genellikle 10 – 30 m civarında elde edilebilir, ama bu değer çalışma alanı ve kullanılan aktif kaynak türüne bağlı olarak değişebilir. Arazi çalışması ve veri işlem adımları Park ve diğer., (1999) tarafından açıklamıştır. Yüzey dalgaları en az bir



Tablo 2.1 Aktif MASW veri toplama parametreleri (MASW, 2015' den değiştirilerek alınmıştır.)

Aktif MASW Çalışmaları için Veri Toplama Parametreleri (metre)														
Parantez içindeki değerler tavsiye edilen değerlerdir!														
Derinlik (Z _{max}) ¹ (m)	Kaynak (S) ² (lb)	Alıcı (R) ³ (Hz)	Alıcı Açılımı (RS) (m)				SR Hareket ⁶ (dx)			Kayıt ⁸				
			Uzunluk ⁴ (D)	Kaynak Offset ⁵ (X ₁)	Alıcı Uzaklıkları (dx)		Yanal Ayrımlılık ⁷			dt ⁹ (ms)	T ¹⁰ (s)	Düşey Yığma ¹¹		
					24-kanal	48-kanal	Yüksek	Orta	Düşük			C	N	VN
≤1,0	≤1 (1)	4,5 – 100 (40)	1 – 3 (2,0)	0,2 – 3,0 (0,4)	0,05 – 0,1 (0,1)	0,02 – 0,05 (0,05)	1 – 2 (1)	2 – 4 (2)	4 – 12 (4)	0,5 – 1,0 (0,5)	0,5 – 1,0 (0,5)	1 – 3 (3)	3 – 5 (5)	5 – 10 (10)
1 – 5	1 – 5 (5)	4,5 – 40 (10)	1 – 15 (10)	0,2 – 15 (2)	0,05 – 0,6 (0,5)	0,02 – 0,3 (0,25)	1 – 2 (1)	2 – 4 (2)	4 – 12 (4)	0,5 – 1,0 (0,5)	0,5 – 1,0 (0,5)	1 – 3 (3)	3 – 5 (5)	5 – 10 (10)
5 – 10	5 – 10 (10)	≤10 (4,5)	5 – 30 (20)	1 – 30 (4)	0,2 – 1,2 (1,0)	0,1 – 0,6 (0,5)	1 – 2 (1)	2 – 4 (2)	4 – 12 (4)	0,5 – 1,0 (0,5)	0,5 – 1,0 (1,0)	1 – 3 (3)	3 – 5 (5)	5 – 10 (10)
10 – 20	≥10 (20)	≤10 (4,5)	10 – 60 (30)	2 – 60 (10)	0,4 – 2,5 (1,5)	0,2 – 1,2 (1,0)	1 – 2 (1)	2 – 4 (2)	4 – 12 (4)	0,5 – 1,0 (0,5)	1,0 – 2,0 (1,0)	1 – 3 (3)	3 – 5 (5)	5 – 10 (10)
20 – 30	≥10 (20)	≤4,5 (4,5)	20 – 90 (50)	4 – 90 (10)	0,8 – 3,8 (2,0)	0,4 – 1,9 (1,5)	1 – 2 (1)	2 – 4 (2)	4 – 12 (4)	0,5 – 1,0 (1,0)	1,0 – 2,0 (1,0)	1 – 3 (3)	3 – 5 (5)	5 – 10 (10)
30 – 50	≥10 (20) yada pasif	≤4,5 (4,5)	30 – 150 (70)	6 – 150 (15)	1,2 – 6,0 (3,0)	0,6 – 3,0 (2,0)	1 – 2 (1)	2 – 4 (2)	4 – 12 (4)	0,5 – 1,0 (1,0)	1,0 – 3,0 (1,0)	1 – 3 (3)	3 – 5 (5)	5 – 10 (10)
>50	≥10 (20) yada pasif	≤4,5 (4,5)	>50 (150)	>10 (30)	>2,0 (6,0)	>1,0 (4,0)	1 – 2 (1)	2 – 4 (2)	4 – 12 (4)	0,5 – 1,0 (1,0)	≥1,0 (2,0)	1 – 3 (3)	3 – 5 (5)	5 – 10 (10)

* 1 Max. araştırma derinliği, 2 Kütle yada balyoz ağırlığı (libre), 3 Jeofonun doğal frekansı, 4 Alıcı açılımının toplam uzunluğu, 5 Kaynağın en yakın jeofona uzaklığı, 6 Bir dizilimle elde edilen veriden sonra sistemin hareket mesafesi, 7 Aranan kabul edilebilir yatay ayrımlılık, 8 Sismografin kayıt parametreleri, 9 Örnekleme aralığı milisaniye olarak, 10 Toplam kayıt uzunluğu saniye olarak, 11 Kayda başlamadan önce ortamın durumuna göre yığma sayısı (C = sessiz ortam, N = gürültülü ortam, VN = çok gürültülü ortam)

Standart MASW ölçümleri aynı sismik ölçümler gibi serimin başında ortasında ve sonunda yapılan atışlarla 1B görüntülemeye olanak sağlar. Bununla birlikte serimin başında ortasında ve sonunda yapılan atışları birleştirerek 2B bir sismik kesit elde edilebilir ancak bu kesit ayrıntısı olmayan deyim yerindeyse kaba bir kesit olur. Ayrıntılı bir 2B MASW kesiti elde etmek için Hubbard J.L. 2009 yılında atış sayısını arttırarak standart ölçümü MASW tomografiye benzetmeye çalışmıştır. Atış sayısı arttığı için daha ayrıntılı bir 2B MASW kesiti elde edilmiş olur.

2.3.3 Kuyu İçi Sismik Yöntem (Downhole)

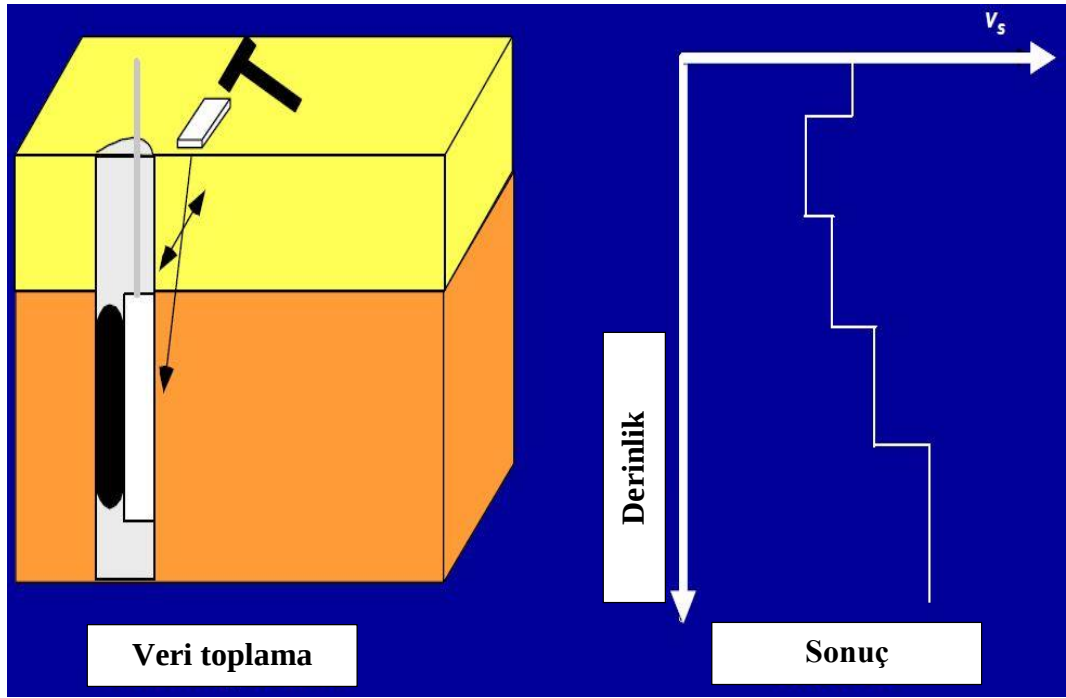
Kentlerin jeofizik açıdan en büyük problemlerinden biri de ölçümler sırasında oluşan gürültülerdir. Yüzeyden yapılan sismik araştırmalarda serimler sokakların elverişsizliği ve topoğrafyanın düzensizliği gibi birçok sebepten dolayı büyük problem yaratmaktadır. Bu problemleri aşmak için kullanılan yöntemlerden biri de kuyu içi sismik yöntemlerdir.

Kuyu içi sismik yöntemler yüzey sismik yöntemlere göre daha maliyetlidir. Çünkü sismik ölçümlerin alınabileceği bir veya birden fazla sondaj kuyusu açılması gereklidir.

Kuyu içi sismik yönteminin ilk olarak Sovyet Rusya tarafından 1960'lı yıllarda kullanıldığı bilinmektedir. Daha sonraları Avrupa ve Amerika'da kullanılmaya başlanan kuyu sismiği çalışmaları maliyetin artmasına rağmen akademik araştırmalarda dikkat çekmiştir. Bunun sebebi yer altından elde etmek istediğimiz bilgilerin kuyu içi sismik çalışmalarında, yüzey sismik çalışmalarına göre daha gerçeğe yakın olarak elde edilmesidir. Yüzey sismik kırılma yönteminde inmek istenilen derinliğin teorik olarak yaklaşık 3 katı kadar serim uzunluğu olması gerekmektedir. Bu da kalın alüvyonal bir zemin yapısına sahip ortamlarda neredeyse kilometrelere varan ölçü uzunluğu demektir ki yapılaşmanın yoğun olduğu yerlerde yeterli serim uzunluğunu sağlamak mümkün değildir. Bunun yanı sıra kaynağın derinlik için yeterli olması ve yüzeydeki gürültülerin sinyalleri bozmaması

gerekmektedir. Kuyu içi sismik çalışmalarla bu olumsuzluklar aşıldığından daha sağlıklı veriler elde edilmektedir.

Kuyu içi sismik yöntem de yüzey sismik çalışmalarından farklı olarak kaynak kuyunun yakınında yeryüzünde bulunurken alıcı veya alıcılar kuyunun içine yerleştirilir (Şekil 2.12). Bu yöntemde ölçüm kuyu içine yerleştirilmiş tek alıcı ile istenilen aralıklarla yapılabileceği gibi istenilen aralıklarla birden fazla alıcı yerleştirilerek tek seferde de alınabilir. Ölçüm aralıkları elde ettiğimiz verilerin ayrıntısıyla ters orantılıdır. Yani ölçüm aralıklarını ne kadar daraltılırsa tabaka sınırları ve hızları o kadar gerçeğe yakın değerler olarak elde edilecektir.



Şekil 2.12 Down-Hole ölçüm tekniği ve elde edilen V_s -Derinlik grafiği

2.4 Mikrotremor Yöntemi

Son yıllarda ülkemizde bir deprem anında meydana gelebilecek can ve mal kaybını önlemek ya da asgariye indirmek için yapılan çalışmalar daha da önem kazanmıştır. Bu çalışmaların amacı, yüzey tabakalarının dinamik özelliklerini tespit etmektir. Bu parametreler doğru belirlendiğinde üretilecek deprem senaryoları gerçeğe yakın olacaktır. Yüzey tabakalarının dinamik parametrelerinin belirlenmesinde sondaj ve mikrotremor dünyada bilinen ve en çok kullanılan yöntemler olmuşlardır. Mikrotremor yöntemi kısa zaman da yapılabilmesi, düşük maliyetli olması, uygulama kolaylığı ve hızlı çözümlenebilmesi açısından avantajlara sahiptir. Ayrıca zemin hakim titreşim periyodunun doğrudan elde edilmesini sağlamasıyla önemi daha da artmıştır.

2.4.1 Tanımı

Doğal dönem ve genlik ya da yapay etkenlerden oluşmuş, dönemi 0,05 – 2 saniye, genlikleri ise 0,01 – 1 mikron arasında değişen yer titreşimlerine mikrotremor denir. Bunlar trafik, endüstri makineleri, rüzgâr gibi etkenler nedeni ile oluşmakta, gündüzleri gecedan daha etkin olup, dalga biçimleri düzensizdir. Sert yerlerde dönem ve genlikleri, yumuşak yerlere oranla daha küçüktür. Dolayısıyla baskın dönem süresi de o denli kısadır. Mikrotremorların periyot spektrumları alınan zemin yapısına bağlı olarak benzer özellikler gösterebilmektedir.

Kanai ve Tanaka (1961), geliştirmiş olduğu bir yöntemle mikrotremorlar ile depremler arasında yakın bir ilişkinin olduğunu; depremler sırasındaki yerin baskın dönemlerinin, mikrotremor ölçümlerinden elde edilen yerin baskın dönemi ile yakın bir ilişki içerisinde olduğunu, özellikle yerin yalın ve tekdüze olması durumunda bu benzerliğin daha çok olduğunu belirtmiştir.

Mikrotremorlar, yerin çok küçük genlikli titreşimleridir. Titreşimcik genlikleri genellikle 0,001–0,01 mm arasında değerler almaktadır. Titreşimcikler rüzgâr, okyanus dalgaları, jeotermal etkileri, küçük yer sarsıntıları gibi doğal etkiler yanında

kültürel etki olarak tanımlanan ve başta trafik olmak üzere insanların yaşam sürecinde neden oldukları devinimlerden kaynaklanmaktadır.

2.4.2 Mikrotremor Dalgalarının Kökeni ve Özellikleri

Yeryüzünde çok küçük salınımlar olarak nitelendirebileceğimiz mikrotremorların yüzey dalgaları mı yoksa cisim dalgaları mı olduğu hakkında çeşitli araştırmacıların değişik görüşleri bulunmaktadır. Genel olarak mikro depremler ve diğer bazı derin kaynaklardan oluşan salınımları karakterleri cisim dalgaları ile ilişkilendirilirken; rüzgâr ve insan kaynaklı diğer sığ gürültüler ise yüzey dalgaları yaklaşımı ile ilişkilendirilirler.

Kanai (1961)' e göre mikro salınımların kaynağını yerinde ilerleyerek tekrarlı yansımalar yapan S dalgaları oluşturmaktadır. Bu tez çalışmasında da yöntemi uygulanan Nakamura ve bazı diğer araştırmacılar ise mikrotremorların karakterlerinin Rayleigh dalga türü ile ilişkili olduğu görüşündedirler. Aki (1993), mikrotremorları, yüzey dalgalarından olan Love dalgaları ile ilişkilendirmiştir.

Mikrotremor, farklı kaynaklardan yayılan yeryüzündeki sürekli titreşimlerdir. Bu mikro sarsıntıların kaynağı da çeşitlilik gösterir. Yerkürenin belli bir ekseninde dönmesi, gelgit etkisi, jeotermal aktiviteler, yeraltındaki sismik aktiviteler, atmosfer etkileri, rüzgâr ve kültürel gürültüler (trafik, endüstriyel aktiviteler ve diğer bazı insan kaynaklı etkiler). Bütün bu etkenler yeryüzünde titreşim olarak algılanabilir. Bu titreşimlerin genlikleri 0,01 mikron ile 1 mikron, periyotları ise 0,05 saniye ve 2 saniye arasında değişir (Kanai ve Tanaka, 1961).

Frekans ve genlik içeriklerine göre bu sürekli titreşimler sismik gürültüler olarak da adlandırılabilir. Düşük periyotlu gürültülerin kaynağı rüzgâr, trafik ve diğer endüstriyel aktivitelerken, daha uzun periyotlu hareketlerin kaynağı ise alçak basınç ve okyanus etkileşimi, okyanusların oluşturduğu etkiler ve gelgit gibi etkenlerdir.

Mikrotremor çalışmaları, sismoloji bilimi ile paralel olarak 1900' lü yılların başından beri özellikle Japonya' da yapılmaktadır. 1960 yılından sonra sismolojideki öneminden dolayı gelişmiştir (Alçık ve diğer, 1995). Mikrotremor çalışmaları ile yerin dinamik özelliklerinin incelenmesine Kanai ve arkadaşları öncülük etmişlerdir. Kanai' ye göre farklı yer yapılı bölgelerde, yerin doğal salınım özellikleri de kesinlikle farklı olmaktadır. Bu düşüncesini de farklı yerlerde aldığı mikrotremor ölçümleri ve bunların sonuçları ile desteklemiştir (Kanai 1983).

2.4.3 Mikrotremor Ölçümleri

Mikrotremor ölçümleri ayrı noktalarda ayrı zamanlarda alınabildiği gibi bir bölgedeki titreşim özelliklerinin noktalar arasında ya da seçilen bir bağıl noktaya göre gösterdiği değişimin belirlenmesi istendiğinde, genellikle bir çizgi üzerine yerleştirilen çok sayıda sismometreden oluşan düzenlerle eş zamanlı olarak da alınabilir.

Gece yapılan titreşimcik gözlemlerinden elde edilen baskın dönemlerin, depremlerdeki baskın dönemleri ile uymaktadır. Nakamura (1989), yeryüzündeki tortul katmanın düşey sismik dalgaları büyütemeyeceğinden yola çıkarak sismik hareketteki Rayleigh dalgasının etkilerini düşey bileşen algılarında

$$R(f) = \frac{V_s(f)}{V_b(f)} \quad (2.9)$$

bağıntısı ile kestirilebileceğini belirtir. Buna göre Rayleigh dalgasının yatay ve düşey bileşenlerdeki etkileri aynı olmak koşuluyla $R(f)$ sismik ölçümlerinden bulunan dönüşüm işlevleri üzerindeki Rayleigh dalgası etkilerinin ortadan kaldırılması için kullanılabilen S dalgalarının düşey bileşen hareketlerindeki yer büyütmelemlerinin olmadığı varsayımından yola çıkarak

$$Z_v(f) = 1 \quad (2.10)$$

şeklinde bir bağıntı yazılabilir. Bundan başka tortul kütlenin tabanında (kaya yüzeyinde) yer büyütmesinin yörüngesel genliğinin her iki bileşen için aynı olduğu

varsayıldığından yatay bileşenlerdeki yer büyütmesinin f frekansının değişkeni olarak verilir.

$$Z_u(f) = \frac{U_s(f)}{V_s(f)} \quad (2.11)$$

2.4.4 Mikrotremor Bileşenleri ve İçeriği

Alının zaman verileri için Fourier dönüşümü yapılarak frekans spektrumuna bakılır. Frekans spektrumunda tüm enerji ya bir çan biçimli doruk altında ya da tüm frekans aralığında birkaç tane çan biçimli doruk altında toplanır. Her doruk, o yeri etkileyen ayrı bir titreşim ya da salınım bileşenini gösterir. Bunlara harmonik denir ($f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$). Bunlar $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$ frekanslarında $g_1, g_2, g_3, \dots, g_n$ genlikleri ile oluşurlar. Bu harmoniklerden küçük frekanslı olanlar tüm derinlikleri (f_1) orta frekanslar orta derinlikleri ($f_2, f_3, \dots$) en yüksek frekanslı olan (sağa doğru $= f_n$) sığ derinliklerde oluşan titreşimlerdir. O nedenle, yapı statığında kullanılmak üzere tüm yapıyı simgeleyen f_1 frekansı ($1/T_1$) ya da en büyük enerjiyi içeren baskın periyot (T_B) alınır. Kimi durumlarda T_1 ve T_B aynı olabilirler. Hangi doruk bileşen çanı altında kalan yüzey büyük ise, o frekansa denk gelen titreşim yöreyi en çok etkileyen titreşim kaynağıdır.

2.4.5 Dalga Biçimi

Mikrotremorlar yüzey dalgaları mı yoksa cisim dalgaları mı olduğu konusunda çeşitli araştırmacılarca ayrı ayrı görüşler ileri sürülmektedir. Kanai ve Tanaka(1961), titreşimciklerin yer içinde S dalgalarının yinelenmeli yansımaları sonucunda ortaya çıktıklarını belirtir. Wilson 4 – 100 Hz frekans aralığındaki titreşimcikleri incelemiş ve üç bileşenli sismometre kullanarak yaptığı ölçümler sonucunda parçacık deviniminin Rayleigh dalga türüne oldukça benzer olduğunu, 9 Hz den yüksek olanların ise yüzey dalgalarından oluştuğunu belirtmiştir. Aki (1993), yapmış olduğu çalışmalarda titreşimciklerin verilen bir frekansta belirli bir hıza edinmiş yüzey dalgaları olduğunu belirlemiş ve yatay devinimleri Love dalgaları olarak nitelemiştir. Genel olarak rüzgâr, okyanus dalgaları ve kültürel gürültü gibi yüzeysel kaynakların

yüzey dalgaları ürettikleri, buna karşın derin kaynaklı ve küçük depremlerin neden olduğu titreşimlerin ise düşey yönlü cisim dalgaları olarak yayıldıkları benimsenir.

2.4.6 Mikrotremorlerin Değerlendirilmesi

Gerçekte mikrotremorların periyot dağılım eğrileri büyük ölçüde yerin ilk katmanının özelliklerinin etkisinde kalmaktadır. Titreşimcik özellikleriyle, en büyük genlik, ortalama, baskın ve en büyük periyotlarla, yer sınıflaması yapılmaktadır.

Genel olarak spektral analiz yöntemleri kullanılarak sismik dalga karakteristikleri tanımlanmaya çalışılır. Bu amaçla Fourier dönüşüm tekniği ile kayıtların spektrumları elde edilir. Veriler değerlendirilirken dört teknik kullanılır.

1. Sert zeminde veya kaya üzerinde bulunan bir referans istasyonuna göre spektral oranların elde edilmesi,
2. Fourier genliklerinin ya da güç spektrumlarının doğrudan değerlendirilmesi,
3. Yatay hareket bileşenlerinin düşey hareket bileşenine göre spektral oranlarının belirlenmesi (Nakamura Yöntemi) yöntemi,
4. Sıfır kesme yöntemi (Kanai Yöntemi)

İlk üç yöntemin ortak özelliği, yerel zemin etkisinin elastik yarı sonsuz ortam üzerinde yer alan tek bir yumuşak zemin tabakasından kaynaklandığını kabul etmeleridir. Fourier genliklerinin ya da güç spektrumlarının doğrudan değerlendirilmesi sonucu zemin hakim periyodunun bulunması ve referans istasyonuna göre spektral oranların elde edilmesi veya yatay hareket bileşenlerinin düşey hareket bileşenlerine göre spektral oranların belirlenmesi sonucunda zeminlerdeki büyütme seviyelerinin belirlenmesi mümkün olmaktadır. Bu durumda iki boyutlu ve üç boyutlu yerel zemin etkileri ihmal edilmiştir (Lermo ve Chavez-Garcia, 1994b).

2.4.7 Nakamura (H/V Spektral Oran) Tekniği

Yapılan birçok araştırma, tek bir yerdeki mikrotremorların yatay spektrumlarının düşey spektrumlarına oranlanmasıyla bölgesel yer etkilerinin hesaplanabildiğini göstermiştir (Mirzaoğlu ve Dikmen, 2003). Bu fikir 1989’ da Yutaka Nakamura tarafından açıklanmıştır. Yüzey jeolojisinden kaynaklanan yer etkileri genellikle yüzeydeki yumuşak zemindeki (H_S) deprem kayıtlarının yatay bileşeni ile temel kayanın (H_B) yüzeydeki yatay bileşeni arasındaki spektral oran (S_R) olarak kabul edilir.

$$S_R = \frac{H_S}{H_B} \quad (2.12)$$

Bu teknik Nakamura (1989) tarafından denenmiş ve Japonya’ da uzun zamandır kullanılmaktadır. Ülkemizde de yeni kullanılmaya başlanan bir tekniktir.

Teknik aşağıdaki varsayımlara dayanmaktadır:

- ✓ Mikrotremorlar, birçok dalgadan özellikle temel kaya çevresinde yüzeylenen yumuşak zeminden yayılan Rayleigh dalgasından oluşur,
- ✓ Rayleigh dalgası etkisi (E_{RW}) gürültüdür ve tabaka tabanından (V_B) değil de yüzeydeki (V_S) düşey spektrumdan kaynaklanır,

$$E_{RW} = V_S/V_B \quad (2.13)$$

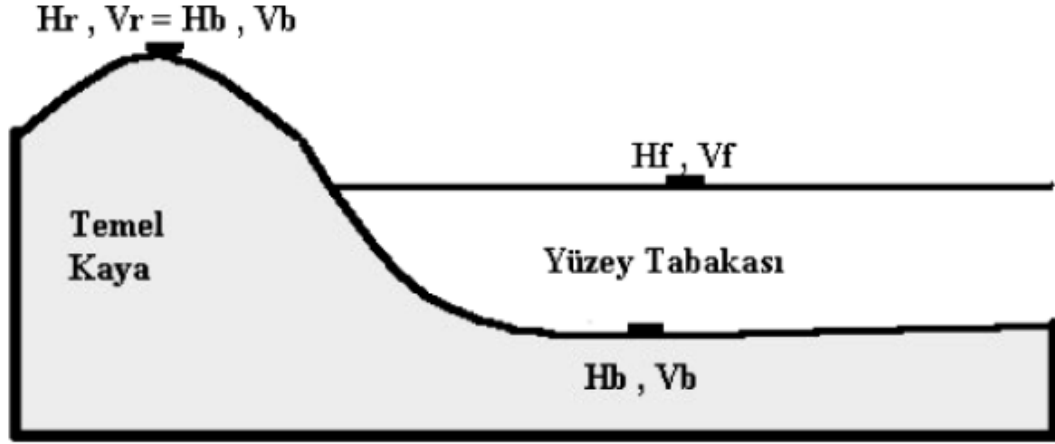
- ✓ Mikrotremor hareketinin düşey bileşeni yumuşak zemin tarafından büyütülmez,
- ✓ Mikrotremor hareketi üzerindeki Rayleigh dalgası etkisi düşey ve yatay bileşene eşittir. Geniş bir frekans aralığında (0,2 – 20 Hz) temel kayada yatay ve düşey bileşen bir farklılık göstermez,

$$H_B/V_B = 1 \quad (2.14)$$

- ✓ Yatay ve düşey bileşen arasında spektral oran arka planda yumuşak zeminden kaynaklanan Rayleigh dalgası etkisi gürültü olarak kaydedildiğinde bu etkiyi elemek gerekmektedir.

$$S_E = S_R/E_{RW} = H_S/V_S \quad (2.15)$$

Nakamura modeli daha detaylı olarak aşağıda açıklanmıştır (Şekil 2.13).



Şekil 2.13 Tipik bir sedimanter basen yapısı (Nakamura 2000' den değiştirilmiştir)

H_b ve V_b temel kayanın düşey ve yatay spektrumlarıdır.

H_s ve V_s Rayleigh dalgalarının düşey ve yatay doğrultudaki spektrumlarıdır.

T_h ve V_h basen kenarındaki kaya tabanının gizlediği sismik hareket üzerindeki yüzey sedimanter tabakanın düşey ve yatay büyütme faktörüdür.

Burada yer hareketinin izahı ve farklı yerlerdeki spektralleri tanımlanmıştır. Titreşimcikler Rayleigh ve diğer dalgaları kapsadığından iki bölüme ayrılmıştır. Sedimanter basenin (H_f, V_f) yüzey tabakasındaki yatay ve düşey spektrumları şöyle yazılabilir.

$$H_f = A_h * H_b + H_s \quad (2.16)$$

$$V_f = A_v * V_b + V_s \quad (2.17)$$

$$T_h = H_f / H_b, \quad T_v = V_f / V_b \quad (2.18)$$

Burada A_h ve A_v doğrudan yüzey dalgalarına bağlı yatay ve düşey hareketlerin büyütme faktörüdür.

Genelde P dalga hızı S dalga hızından 3 – 4 kat fazladır. Böyle sedimanter ortamlarda yatay bileşenlerin maksimum büyütme verdikleri frekans çevresinde düşey bileşende bir büyütme olmaz ($A_v=1$). Eğer Rayleigh dalgasının etkisi yoksa $V_f \neq V_b$

olur. Diğer taraftan V_f , V_b den daha büyükse, yüzey dalgalarının etkisi olarak düşünülebilir. Rayleigh dalgası etkisi $V_f / V_b (= T_v)$ olarak tahmin edilir ve yatay büyütme aşağıdaki gibi yazılır:

$$T_h = \frac{T_h}{T_v} = \frac{\frac{H_f}{V_f}}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{QTS}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{V_b} \right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b} \right]} \quad (2.19)$$

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h * H_b + H_s}{A_v * V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{V_b} \right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b} \right]} \quad (2.20)$$

Bu denklemde $H_b / V_b \cong 1$ dir. H_s / H_b ve V_s / V_b Rayleigh dalgası enerjisi oranıyla ilgilidir. Burada Rayleigh dalgası etkisi yoksa $QTS = A_h / A_v$ olur (Nakamura, 2000).

2.4.8 Mikrotremorların Periyot Dağılımları ile Jeolojik Yapı Arasındaki İlişki

Kanai ve Tanaka (1961), yaptıkları çalışmalarda yer yapısının basit ve tek tabakalı olduğu durumlarda mikrotremor verilerinin spektrumunda, 0,1 sn ile 0,6 sn arasında keskin bir şekilde doruk (pik, tepe) oluşumu görüldüğünü açıklamışlardır.

Diğer yandan yer yapısı karmaşık olduğunda birden fazla doruk (pik) görülebilmektedir. Bu değerler 0,2 sn' den kısa ve 1 sn' den uzun periyotlarda gözlenmektedir.

Örtü tabakasının olmadığı ya da çok az olduğu yerlerde, örneğin dağlık bir bölgede mikrotremorların periyotları 0,1 – 0,2 sn' lerde doruklar vermektedir. Akarsu kaynaklı yerlerde ise 0,2 – 0,4 saniyelerde pikler gözlenmektedir.

Alüvyonal yerlerde ise Kanai ve Tanaka (1961), Japonya' da 0,4 – 0,8 sn civarında düzgün dağılımı olmayan birden fazla pik içeren spektrumlar gözlemiştir.

Genellikle kalın ve yumuşak örtü tabakalı yerlerde eğri düz bir şekil alırken 0,05 – 0,1’ den 1 – 2 saniyeye kadar bir dağılım göstermektedir. Tabakalı ortamlarda periyot dağılım eğrileri çoğunlukla tabakalı ortamlarda en üst tabakanın özelliklerinden etkilenmektedirler (Kanai ve Tanaka 1961).

2.4.9 Mikrotremor Verilerinin Kullanım Amaçları

Bir bölgedeki titreşimler, o bölgelerde yerin doğal gürültüsünü oluştururlar. Farklı yer koşullarına ait yerin doğal gürültüsü de farklı olacaktır. Yerin doğal gürültüsünün genlik ve frekans içeriklerini, yerin litolojisi ve geometrisi gibi faktörler etkileyecektir.

Yerin çok küçük genlikli doğal salınımları incelenerek yerin etkin salınım periyotları saptanabilir. Bu şekilde yerin davranış özellikleri belirlenebilir. Bu durumda yerin bu doğal titreşimlerinden yararlanılarak elde edilecek parametrelere göre bölgesel olarak yer sınıflamaları yapılabilir. Bu görüşü ilk savunan ve uygulamasını yapan, yeri dört ana gruba ayırarak bu sınıflamanın Japon bina yönetmeliğinde kullanılmasını sağlayan araştırmacılar Kanai ve arkadaşları olmuştur (Kanai, 1961). Mikrotremor verilerinden ve kuvvetli yer hareketi verilerinden elde edilen genlik spektrumlarına bakıldığında zaman spektrumların benzerlik gösterdiği görülür. Deprem kayıtlarına ve mikrotremor kayıtlarına bakıldığında görülen farklılık ise genellikle genlik değerlerinde gözlenirken, etkin frekansların çok fazla farklılık göstermediği görülmektedir (Kanai ve Tanaka, 1965).

Bu kavramdan yola çıkılarak basit homojen yatay tabakalı ortam kabulü yapılarak; zemin hakim periyodunun, doğrudan mikrotremor ölçümleri ile belirlenerek bölgede kuvvetli yer hareketi verisi olmaması durumunda da saptanması olanaklı olmaktadır.

Mikrotremor aygıtı ile çeşitli bölgelerde ölçümler yapılarak yer etkin periyodu ve bir yaklaşım olarak etkin periyottaki büyültme katsayısı gibi parametreler bulunabilir ve bu veriler ışığında bölgesel olarak parametrelerin değişimi saptanarak pratik sınıflandırmalar yapılabilir.

Zemin hakim titreşim periyodu hesaplamalarında, spektral genlikler (Kobayashi ve diğerleri, 1986), referans noktasına göre göreceli spektral oranlar (Kagami ve diğerleri, 1986) veya yatay bileşen spektrum değerlerinin düşey bileşen spektrum değerlerine oranı Nakamura, yöntemleri uygulanabilir.

Deprem sırasında oluşan büyütmelere en yakın değeri daha doğru yaklaşımla veren yöntemin Nakamura yöntemi olduğu yayınlanan birçok yabancı kaynakta belirtilmiştir. Fakat temelde kullanılan üç yöntemin, belirli kabuller içerdiğinden çeşitli eksiklikleri bulunmaktadır. Temelde yöntemler, yerin homojen yatay tabakalardan oluştuğunu kabul etmiş, diğer iki ve üç boyutlu etkileri hesaplamalara katmamışlardır.

Kanai, mikrotremorları en büyük periyot ile ortalama periyot ve en büyük genlik ile etkili periyot ilişkileri açısından değerlendirerek bir sınıflamaya gitmiştir. Bu sınıflamaya göre yeri dört ana gruba ayırmıştır (Kanai ve Tanaka, 1961).

1.Grup: Tersiyer ya da daha yaşlı sert, kumlu, çakıllı birimlerden oluşmaktadır.

2.Grup: Pleistosen ya da çakıllı alüvyona ait kumlu sert kil ve milden oluşan 5 m ya da daha kalın tortullardan oluşmaktadır.

3.Grup: 5 m ya da daha kalın alüvyondan oluşmaktadır.

4.Grup: 30 m ya da daha kalın delta tortullarından ya da benzeri birikimlerden oluşan yumuşak birimlerden oluşmaktadır.

Yere ait bu fiziksel özelliklerin saptanması ile daha iyi tanınan bir yer üzerine yerin yapısına uygun daha doğru, sağlam ve daha dayanıklı yapılar yapmak mümkün olacaktır.

Mikrotremor çalışmalarından elde edilecek sonuçlar, mikrobölgelendirme çalışmalarında, yapı dizaynında ve inşaa edilmesinde, şehir planlama, yer seçimi, şehircilik çalışmalarında, deprem senaryoları çalışmalarında, sismik risk analizi gibi birçok çalışmada kullanılabilir.

Yerin özellikleri saptandıktan sonra bu özellikler kesinlikle yapı dizaynına katılmalı alt yapı ve üzerine yapılacak üstyapı ilişkileri hiçbir proje safhasında göz ardı edilmemelidir. Etkin titreşim periyodu saptanan yer üzerine olan yapının da, kendisine has bir doğal periyodu olacaktır. Yerin etkin periyodunun saptanması kadar üstyapının da periyodunun saptanması önemlidir. Yapılaşmada yerin ve yapının periyotlarının aynı olmamasına dikkat edilmelidir. Zira, bu iki periyodun uyuşması durumunda rezonans ortaya çıkabilir ve aslında sağlam ve ayrı ayrı uygun olan iki faktör, yer ve yapı, olumsuz yönde etkilenebilir. Bu olaya ülkemizden bir örnek verecek olursak, 28 Mart 1970 yılında Gediz depremi, Bursa'da Tofaş fabrikasında etkili olmuş ve yıkıma neden olmuştur. Daha sonra yapılan araştırmalarla fabrikanın üzerine kurulduğu yerin ve üzerindeki yapıların doğal periyotlarının uyuştugu saptanmıştır (Gül 1972).

2.4.10 Yerin Sarsıntı Büyütme Özelliği

Bu özellik x, y, z doğrultusunda sarsıntı genliğini hız ya da ivme ölçümleri ile bularak belirlenir. Z yönünde yerin sarsıntıyı büyütmediği varsayımı ile (x, y) yatay bileşenlerinden en büyük genliklisi, Z bileşeni genliğine bölünür.

$$b(f_1) = \frac{A_{x,y}(f_1)}{A_z(f_1)} \quad (2.21)$$

bu değer, düşey eksene göre yatay yönde yerin sarsıntıyı büyütme değerini göreceli olarak verir.

2.5 SPAC Yöntemi

Zemin amaçlı arazi çalışmalarında yüzey dalgası analizi yöntemleri, aktif ve pasif kaynaklı olmak üzere iki türlü uygulanabilir. Kaynak gücüne bağlı olarak aktif kaynaklı yöntemler iyi sonuçlar üretebilir. Ancak yine de aktif kaynaklı çalışmalarda araştırma derinlikleri pasif kaynaklı yöntemlere göre daha azdır.

Zeminin doğal titreşimini enerji kaynağı olarak kullanan pasif kaynaklı yöntemlerle daha derinlere ulaşma olasılığı artar. Yüzey dalgası yöntemlerinin tümünde önce çalışma alanına ait dispersiyon eğrisi ve daha sonra bu eğriden zemine ait V_s – derinlik değerleri elde edilir. Sığ araştırmalarda en çok kullanılan aktif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleridir.

Bununla beraber son dönemlerde uygulaması sürekli artan pasif kaynaklı Kırılma – Mikrotremor (Refraction – Microtremor – ReMi) ve f-k (Frekans – Dalga Sayısı) yöntemleri de araştırmalarda kullanılmaya başlamıştır.

Son yıllarda, ana kaya derinliği arttıkça ve buna bağlı olarak zemin kalınlığı da arttıkça, dairesel dizilim geometrisi kullanılarak yapılan pasif kaynaklı Uzaysal Özilişki Yöntemi (SPAC) ile veri toplama ve veri işleme kuramları da geliştirilmiştir (Aki, 1957; Okada, 2003).

SPAC yöntemin çalışma temelini, yerin doğal salınım (titreşim) kayıtlarından Rayleigh dalgalarının elde edilmesi oluşturur ve Aki (1957), yaptığı çalışmaya göre yöntem titreşimlerin zaman–uzayda stokastik bir olay olduğu varsayımına dayanmaktadır. Stokastik bir işlem olan SPAC yönteminin kuramına göre tüm yönlerden gelen izotropik dalgalar olarak adlandırılan titreşimlerden alınan kayıtlarla yakın yüzey yer yapısını belirlemeye çalışılır. SPAC yönteminin temel ilkeleri;

- ✓ Titreşimlerin karmaşık dalga hareketlerinin, zamanda ve uzayda yapılan stokastik bir işlem olduğu düşünülen bir yöntemdir.
- ✓ Dairesel dizilimle belirlenen titreşim verisi için, uzaysal özilişki katsayısı, yüzey dalgaları gibi dispersif olan titreşimlerin oluşturduğu dalgalarla tanımlanabilir.
- ✓ Uzaysal özilişki katsayısı, faz hızı ve frekansın bir fonksiyonudur.

2.5.1 SPAC Yönteminde Veri Toplama

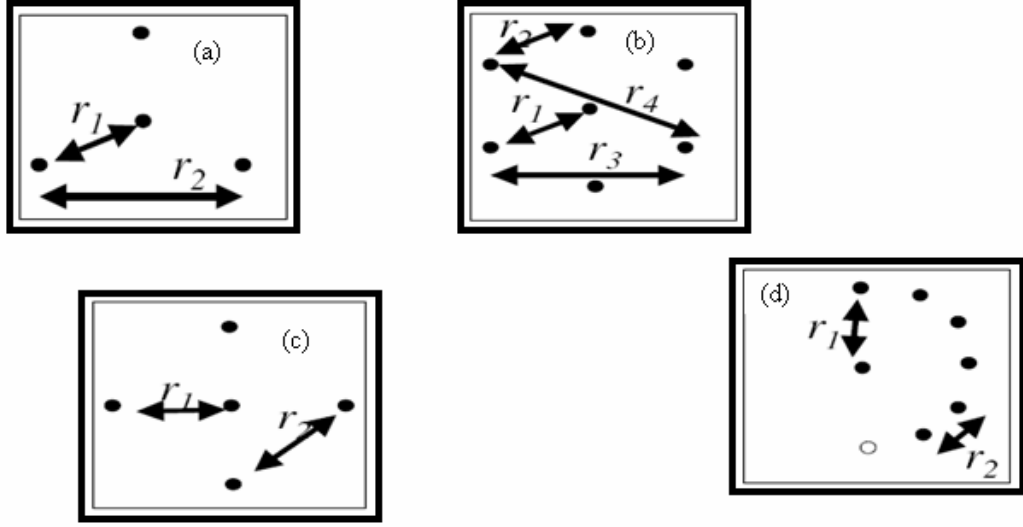
SPAC yönteminde üç bileşenli sismometre dizilimi kullanılarak veri toplanır. Alınan kayıt üç bileşenli olduğundan Love ya da Rayleigh dalgaları incelenebilir.

Rayleigh dalgaları ile ilgilendiğinden toplanan verilerin yalnızca düşey bileşenleri kullanılmıştır.

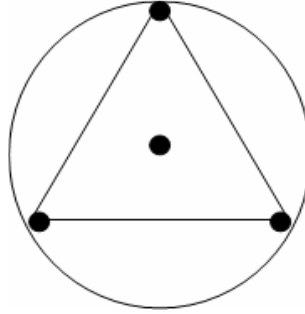
İki tür veri toplama sistemi vardır. Ya her istasyon birbirinden bağımsız olacak şekilde ya da dizilimdeki tüm istasyonlar birbirleriyle bağlanılarak çok kanallı olarak kayıt alınır. İlk sistem, zaman doğrulaması gerekmediği için avantajlıdır. Tüm istasyonlarda, aynı zamanda kayıt alınır. Bu sistem küçük dizilimler için daha uygundur. Böylece daha sık yer yapısı hakkında bilgi elde edilebilir. İkinci sistem, istasyonlar arasında bir zaman kalibrasyonu gerektirir. Bu da GPS saati kullanılarak, her kayıtçının düzgün bir biçimde kayıt alınması ile sağlanır. Tüm avantaj ve dezavantajlar düşünülürse, birbirinden bağımsız olan sistem, titreşim kaydı için daha uygundur (Okada, 2003).

Gündüz ya da gece veri toplamak, veri içeriğini etkilemez. Özellikle yapılan çalışmalardaki verilerin çoğu gece toplanır. Sebebi ise, durağan olmayan kültürel gürültünün gece az olmasıdır. Veri uzunluğu tipik olarak, uzun periyotlu titreşimler için, 45 dakikadan 60 dakikaya kadardır. Buna rağmen, bazen 30 dakika, 1 saniyeden daha kısa periyotlu titreşimler için yeterlidir. Birbirinden bağımsız istasyonlarda kaydedilen titreşim verisi bazı işlemler gerektirir. Bunlardan biri de istasyonlar arasındaki zamanın ayarlanmasıdır (Okada, 2003).

SPAC yöntemi uygulanırken en önemli unsur, arazide titreşim kaydı alan sismometrelerin nasıl yerleştireceğimizi belirlemektir. Arazide, alıcılar farklı şekillerde daire üzerine yerleştirilebilirler. SPAC yöntemi için alıcı konumları birbirlerine eşit mesafelerde olmalıdır (Şekil 2.14). En çok bilinen arazi düzeneği, en az dört noktada kayıt alan dizilim türüdür. Bunlardan bir tanesi belirli bir noktaya yerleştirilir. Bu nokta dairenin merkezi olarak kabul edilir. Merkez baz alınarak, diğer üç sismometre merkezden belirli bir yarıçap değeri kadar uzakta olan noktalara yerleştirilir. Bu noktalar, merkezdeki alet ağırlık merkezi olarak kabul edilirse, oluşan eşkenar üçgenin köşelerine karşılık gelen yerlerdir (Şekil 2.15).



Şekil 2.14 SPAC yönteminde kullanılan farklı dizilim türleri (Asten ve diğer. 2004)



Şekil 2.15 SPAC yöntemi dairesel dizilimli ölçü düzeneği

2.5.2 Koordinatların Kutupsal Koordinatlara Dönüştürülmesi

Dairesel dizilim türünde alınan verilerin analizi sırasında spektrumların oluşturulması için kutupsal koordinatların kullanılması gerekmektedir. Buradan yola çıkarak;

$$\xi = r(\cos \theta, \sin \theta) \quad (2.22)$$

ve

$$k = k(\cos \phi, \sin \phi) \quad (2.23)$$

olarak tanımlanır. (2.22) ve (2.23)' daki ifadeler kullanılarak;

$$X(t,r,\theta) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp\{i\omega t + irk \cos(\theta - \phi)\} d\xi(\omega, k, \phi) \quad (2.24)$$

denklemini yazılabilir. (2.24) eşitliği, titreşimlerin stokastik işlemleri, değişik ϕ yönlerinden gelen, birbirlerinden bağımsız, değişik k dalga sayılı ve değişik ω açısal frekanslı dalgaların sürekli toplamı olarak açıklar. (2.24) eşitliğindeki, $\xi(\omega, k, \phi)$ için aşağıdaki ilişkilendirmeler yapılabilir;

$$i) \quad E[d\xi(\omega, k, \phi)] = 0, \text{ tüm } \omega, k \text{ ve } \phi \text{ 'ler için} \quad (2.25)$$

$$ii) \quad E[|d\xi(\omega, k, \phi)|^2] = dH(\omega, k, \phi), \text{ tüm } \omega, k \text{ ve } \phi \text{ 'ler için} \quad (2.26)$$

$$iii) \quad E[d\xi^*(\omega, k, \phi) d\xi(\omega', k', \phi')] = 0 \quad (2.27)$$

Herhangi iki farklı ω açısal frekansı için ω ve ω' ($\omega \neq \omega'$) ve herhangi iki farklı (k, ϕ) ve (k', ϕ') ($k \neq k'$ ve $\phi \neq \phi'$) için geçerlidir. Burada “*” karmaşık eşleniği gösterir.

Titreşimlerin düşey bileşenlerinden bahsederken, yüzey dalgalarından da Rayleigh dalgasından bahsedilir. Bu durumda spektrum tanımı ile (2.24) eşitliği izleyen şekilde yazılabilir;

$$X(t,r,\theta) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{2\pi} \exp\{i\omega t + irk(\omega) \cos(\theta - \phi)\} d\xi(\omega, \phi) \quad (2.28)$$

Genelde, titreşimlerin spektrumunun frekans ve yönü dikkate alınarak, farklılıkları ve devamlılıkları düşünülür. Stokastik işlemde, $\zeta(\omega, \phi)$ aşağıdaki şekilde ifade edilir;

$$E[|d\xi(\omega, \phi)|^2] = dH(\omega, \phi) = h(\omega, \phi) d\omega d\phi \quad (2.29)$$

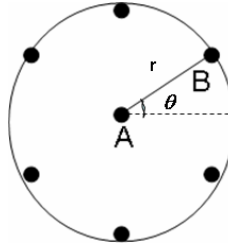
Burada, $h(\omega, \phi)$, frekans yönlü spektrum yoğunluğu olarak adlandırılabilir ve $h(\omega, \phi) d\omega$; ω ve $\omega + d\omega$ arasındaki belirgin frekanslardan ϕ ve $\phi + d\phi$ arasındaki yönlerden gelen dalgaların bileşenlerinden toplam gücü bulmak için ortalamaı temsil eder. Bir istasyondaki $h_0(\omega)$ değeri;

$$h_0(\omega) = \int_0^{2\pi} h(\omega, \phi) d\phi \quad (2.30)$$

ifadesiyle gösterilir (Okada, 2003). Bu ifadede $h_0(\omega)$, frekans yönlü spektral yoğunluk olarak adlandırılır.

2.5.3 SPAC ve Uzaysal Ortak Değişinti Fonksiyonları

Yeryüzündeki koordinatların (x,y), uzaydaki polar koordinatların da (r,θ) olduğunu düşünelim. Elimizde, A ve B isminde iki tane titreşim kaydeden istasyon olduğunu ve bunların aralarındaki uzaklığın da r olduğunu varsayarsak, A istasyonu koordinat sisteminin merkezi olan (0,0) noktası, B istasyonu ise koordinatları (r, θ) olan noktalardadır (Şekil 2.16).



Şekil 2.16 İstasyonların konumları

A (merkez) istasyonundaki titreşim kaydı (2.31) eşitliği ile B istasyonundaki titreşim kaydı ise (2.28) eşitliğinde olduğu gibi (2.32) eşitliği ile tanımlanabilir.

$$X(t,0,0) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp(i\omega t) d\xi(\omega, \phi) \quad (2.31)$$

$$X(t,r,\theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp\{i\omega t + irk \cos(\theta - \phi)\} d\xi(\omega, \phi) \quad (2.32)$$

A ve B arasındaki SPAC fonksiyonu (2.26), (2.27), (2.29), (2.31) ve (2.32) eşitliklerinden aşağıdaki gibi türetilir;

$$S(r,\theta) = E[X^*(t,0,0)X(t,r,\theta)]$$

$$S(r,\theta) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T X^*(t,0,0)X(t,r,\theta)dt \quad (2.33)$$

$$S(r,\theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp\{i(\omega' - \omega)t + irk' \cos(\theta - \phi')\} \times E[d\xi^*(\omega, \phi).d\xi(\omega', \phi')]$$

Sonuç olarak (2.34) denklemi elde edilir.

$$S(r,\theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \left[\int_0^{2\pi} \exp\{irk \cos(\theta - \phi)\} h(\omega, \phi) d\phi \right] d\omega \quad (2.34)$$

Bu (2.34) denklemi aynı zamanda aşağıdaki gibi de yazılabilir;

$$S(r,\theta) = \int_{-\infty}^{\infty} g(\omega, r, \theta) d\omega \quad (2.35)$$

Bu eşitlikteki $g(\omega, r, \theta)$ ifadesi belirgin ω frekanslarındaki titreşimleri içeren uzaysal ortak değişinti fonksiyonu olarak adlandırılır (Henstridge, 1979) ve aşağıdaki gibi ifade edilir;

$$g(\omega, r, \theta) = \int_0^{2\pi} \exp\{irk \cos(\theta - \phi)\} h(\omega, \phi) d\phi \quad (2.36)$$

Merkez noktası için uzaysal ortak değişinti fonksiyonu (2.37) denkleminde ve SPAC fonksiyonu (2.38) denklemindeki gibi elde edilir.

$$g(\omega, 0, 0) = \int_0^{2\pi} h(\omega, \phi) d\phi = h_0(\omega) \quad (2.37)$$

$$S_0 = S(0,0) = E[|X(t,0,0)|^2] = \int_{-\infty}^{\infty} h_0(\omega) d\omega \quad (2.38)$$

Burada, $h_0(\omega)d\omega$ ifadesi, dizilim bölgesinde, A veya B istasyonlarından birinde, ω ve $\omega + d\omega$ frekansları arasında kaydedilen titreşimlerin toplamından elde edilen güç için ortalama değer olarak bilinir. Bu yüzden (2.38) eşitliğinin sol tarafındaki S_0 , dizilimle tek bir istasyonda alınan titreşim kaydı ile yapılan stokastik işlemin toplam gücünü verir (Okada, 2003).

2.5.4 SPAC Katsayılarının Hesabı

Orta noktası (dairenin merkezi) A noktası olan ve r yarıçaplı dairesel dizilimde yapılan SPAC ölçümlerinde daire üzerinde birden fazla istasyonda kayıtlar alınır. Alınan bu titreşim kayıtları için SPAC katsayılarının elde edilmesi gerekir.

Uzaysal ortak değişinti fonksiyonunu ω frekansı için yapılan dairesel dizilimin çemberi üzerindeki bir nokta olduğunu düşünürsek tüm yönlerden gelen $g(\omega, r, \theta)$ ile uzaysal ortak değişinti fonksiyonunun yönlü ortalaması (2.39) ifadesi ile verilir.

$$\bar{g}(\omega, r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(\omega, r, \theta) d\theta \quad (2.39)$$

(2.39) denklemindeki ifade (2.36) denkleminde yerine konulursa aşağıdaki ifadeye ulaşılır;

$$\bar{g}(\omega, r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} \exp\{irk \cos(\theta - \phi)\} h(\omega, \phi) d\phi d\theta \quad (2.40)$$

Bu ifade de, θ boyunca alınan integral (2.41) ifadesindeki gibi tanımlanır ve rk değişkeni ile verilen fonksiyon, sıfıncı dereceden birinci cins Bessel fonksiyonudur.

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \exp\{irk \cos(\theta - \phi)\} d\theta = J_0(rk) \quad (2.41)$$

Bu durumda (2.40) denklemi aşağıdaki gibi yazılabilir;

$$\bar{g}(\omega, r) = \int_0^{2\pi} J_0(rk) h(\omega, \phi) d\phi = J_0(rk) \int_0^{2\pi} h(\omega, \phi) d\phi \quad (2.42)$$

(2.30) ve (2.37) denklemleri yardımı (2.42) denkleminde aşağıdaki ifadeler elde edilir;

$$\bar{g}(\omega, r) = h_0(\omega) J_0(rk) \quad (2.43)$$

$$\bar{g}(\omega, r) = g(\omega, 0, 0) J_0(rk) \quad (2.44)$$

(2.33) eşitliği yardımı ile elde edilen SPAC fonksiyonun yönlü ortalaması ise (2.45) eşitliği ile bulunur.

$$\bar{S}(r) = \int_{-\infty}^{\infty} h_0(\omega) J_0(rk) d\omega \quad (2.45)$$

Bu ifadelerden yararlanılarak belirli ω frekansları için SPAC katsayılarını veren $\rho(\omega, r)$ veya $\rho(f, r)$ ifadeleri de;

$$\rho(\omega, r) \equiv \bar{g}(\omega, r) / h_0(\omega) \quad (2.46)$$

$$\rho(f, r) \equiv J_0(2\pi f r / c(f)) \quad (2.47)$$

ile tanımlanır.

(2.43) ve (2.46) ifadeleri kullanılarak SPAC katsayıları;

$$\rho(\omega, r) = J_0(rk) \quad (2.48)$$

ile değişkenleri uzaklık ve dalga sayısı olan Bessel fonksiyonu ile bulunur. Aynı ifade, $c(\omega)$ faz hızı olmak üzere $k = \omega / c(\omega)$ özelliğinden;

$$\rho(\omega, r) = J_0(r\omega / c(\omega)) \quad (2.49)$$

ve $\omega = 2\pi f$ ' den (2.47) deki eşitlik elde edilir. Buradan, f frekansındaki SPAC katsayısı, sıfıncı dereceden birinci cins Bessel fonksiyonundaki $c(f)$ faz hızı ile ilişkilendirilmiştir. SPAC katsayıları için belli olan yatay eksenindeki frekans değerleri, dispersiyon eğrisini oluşturacak yatay eksen değerleri olarak kabul edilir. Bu durumda, her bir f değeri için SPAC katsayı değeri belirlenir. Aynı düşey eksen değerine karşılık gelen Bessel fonksiyonunun o noktaya ait yatay eksenini oluşturan x değeri belirlenir. Daha sonra bunlar faz hızı formülünde yerine konulup hesaplanır. Her bir f değeri için bir faz hızı değeri bulunur ve dispersiyon eğrisi elde edilir.

Buradan da anlaşıldığı gibi, belirli bir frekanstaki faz hızı, r yarıçaplı, dairesel dizilimli titreşim kayıtlarından ve ω frekansındaki dalganın bileşenlerinin SPAC katsayılarından hesaplanabilir. Sonuç olarak SPAC katsayısı, dizilimin tek bir konumu içindir ve bu dizim altındaki yakın yüzey yer yapısını doğrudan etkiler (Okada, 2003).

2.5.5 SPAC Fonksiyonunun Standartlaştırılması

Dairesel dizilimle yapılan titreşim incelemelerinde, tüm sismometre ve kayıtçıların benzer özellikte olması (örneğin, frekans cevaplarının aynı olması) ideal bir durumdur. Genellikle sismometre ve kayıtçı çeşitlerinin frekans karakteristikleri bulundukları yere göre farklılık gösterebilir. SPAC fonksiyonu hesaplanacağı zaman, SPAC katsayısının istasyonlardaki güç spektrum yoğunluk fonksiyonu ile standartlaştırılması gerekir. Bu durumda, SPAC katsayısı şu formül ile hesaplanmalıdır:

$$\rho(\omega_0, r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\hat{S}(\omega_0, r, \theta)}{\sqrt{\hat{S}_0(\omega_0) \hat{S}_r(\omega_0)}} d\theta \quad (2.50)$$

Burada herhangi bir noktadaki, merkezdeki ve merkezden r kadar uzakta olan bir istasyondaki SPAC katsayıları şu şekilde verilir:

$$\begin{aligned}\hat{S}(\omega_0, r, \theta) &= E[\hat{X}(t, \omega_0, 0, 0)\hat{X}(t, \omega_0, r, \theta)], \\ \hat{S}_0(\omega_0) &= E[|\hat{X}(t, \omega_0, 0, 0)|^2], \\ \hat{S}_r(\omega_0) &= E[|\hat{X}(t, \omega_0, r, \theta)|^2]\end{aligned}\quad (2.51)$$

(2.51) eşitliğinde, $\hat{X}(t, \omega_0, 0, 0)$ ve $\hat{X}(t, \omega_0, r, \theta)$ sırasıyla, merkez (0,0) istasyonunda, ω_0 frekansındaki bileşenlerin kayıtlarıdır. Kayıt sistemi karakteristiği ve yer şartları için, i' inci istasyondaki orijinal titreşimler X_i ile ve $\hat{X}_i$ ile de gösterilmektedir. Burada;

$$E[|X(t, r, \theta)|^2] = \text{sabit} \quad (2.52)$$

şeklinde verilir. Yani, (2.50) eşitliğinin SPAC katsayısı, merkezdeki kayıtçılarla, ω_0 frekansındaki dairesel dizilim şartındaki kayıtçılar arasındaki uyumluluğun doğrudan ya da azimutal ortalamasıdır (Okada, 2003).

2.5.6 Faz Hızının Elde Edilmesi

Yöntemin temel prensibi, titreşimlerin içerdiği yüzey dalgalarının dispersiyon biçimini ortaya çıkarma olarak tanımlanabilir. Faz hızının frekans ya da periyot ile ilişkisinin ortaya çıkartılması buna örnek olarak verilebilir. Burada sinyalin frekans bandı, kapsadığı araştırma derinliği ile ilişkilidir. Uzun periyot kullanılmışsa, araştırma derinliğinin artması beklenir.

Yer yapısını elde edebilmek için kullanılan ve temel değişkenler olan faz hızı (c) ve frekans (f) arasındaki karakteristik ilişki;

$$F(c, f; V_{P1}, V_{S1}, \rho_1, h_1; V_{P2}, V_{S2}, \rho_2, h_2; \dots; V_{PN}, V_{SN}, \rho_N) = 0 \quad (2.53)$$

ile verilir. Burada, V_{pj} , V_{sj} , ρ_j ve h_j , N tabaka içeren yerin j' inci tabakası için verilmiş parametrelerdir. Bunlar sırasıyla, P dalga hızı, S dalga hızı, yoğunluk ve kalınlıktır. Bu denklem, frekans değişkeninin fonksiyonu olarak bilinen faz hızı için açıkça çözülemeyebilir. Buna rağmen, pratikte bu denklemin bir çözümü vardır ve çözüm şu şekilde yazılabilir;

$$c = c(f; V_{p1}, V_{s1}, \rho_1, h_1; V_{p2}, V_{s2}, \rho_2, h_2; \dots; V_{pN}, V_{sN}, \rho_N, h_N) \quad (2.54)$$

Buradan sonra, tabaka parametreleri, sadelik için ihmal edilir ve (2.54) denklemini aşağıdaki gibi yazılır;

$$c = c(f) \quad (2.55)$$

Karışık dalga modlarını içeren yüzey dalgaları ve (2.53) eşitliği ile çözülen faz hızı, frekans belli bir değerin üzerinde olduğu zaman farklı değerler alabilir. Birçok yüzey dalgasında temel mod baskındır. (2.55) eşitliği, temel moddaki faz hızı ile frekans arasındaki ilişkiyi gösterir ve faz hızı frekansın fonksiyonudur.

Özetle, titreşimlerdeki yüzey dalgalarının ortaya çıkartılması için verilen işleyiş, (2.55) denkleminin araştırma bölgesiyle ilişkisini bulmak ve (2.53) ya da (2.54) denklemlerinden birinin tabaka parametrelerini belirlemek için kullanılması şeklindedir (Ekincioglu, 2007).

Titreşimlerin düşey bileşenlerinin incelenmesi sonucu elde edilen faz hızının, Rayleigh dalgasının temel modunun faz hızı ile aynı olduğunu bilinmektedir (Okada, 2003). Bu nedenle temel modda yüzey dalgaları baskındır.

Yarıçapı r olan dairesel bir dizilimle yapılan araştırmada, titreşimlerin içerdiği Rayleigh dalgasının frekansa bağlı faz hızının belirlenmesi için $A=2\pi r_0$ ($r=r_0$) değerinin sabit olduğu kabul edilir ve SPAC katsayıları;

$$\rho_{r_0}(f) = J_0(Af/c) = J_0(x) \quad (2.56)$$

eşitliği ile verilir. Burada, $x=Af/c$ 'dir ve J_0 sıfırıncı dereceden birinci cins Bessel fonksiyonudur. Verilen bir frekans için (2.56) denkleminde x 'in birden fazla değeri olabilir. (2.56) denklemindeki faz hızı da farklı değerler alabilir. Denklemin sade hali, en küçük kareler yöntemi ile $\rho_{r0}(f)$ ve f 'in belli aralıktaki değerlerinden olabilecek en uygun Bessel fonksiyonunun kolayca bulunabileceğinin mümkün olduğunu gösterir. Buna rağmen, frekans ile x 'in, (2.56) eşitliğinin sağ tarafı ile arasındaki ilişkisi doğrusal değildir. Pratikte, belirli frekanslardaki ve belirli boyutlardaki dizilimlerle alınmış verilerden faz hızının elde edilmesi;

$$c(f) = Af/x \quad (2.57)$$

denklemini ile olur. Bu ifade, ilişki katsayısına eşit olduğu bilinen Bessel fonksiyonunun x değişkenleri için (2.57) denklemini ile verilen bir çözüm üretir. Faz hızı bu şekilde elde edilir. Bu yöntemle gelen problem ise, $\rho_{r0}(f)$ 'in minimum ve maksimuma yakın tek bir c faz hızı bulunması zorluğudur (Şekil 2.17). Bu probleminden kurtulmak için, şunlar yapılabilir;

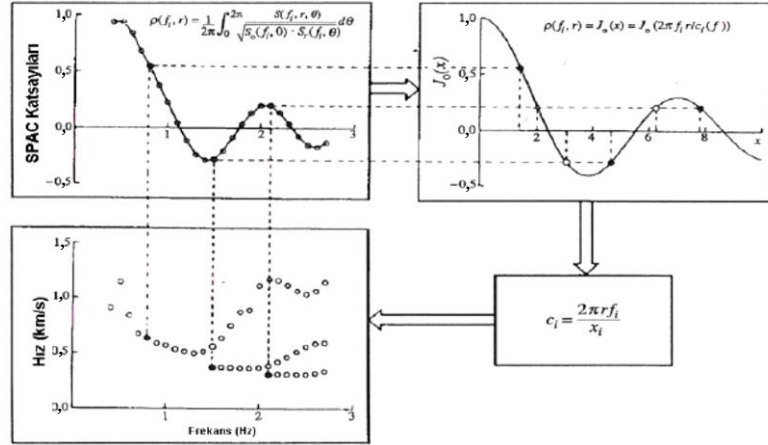
- ✓ Aynı istasyonlardaki farklı boyutlardaki dizilimlerle yeniden ölçü alma.
- ✓ Farklı yarıçaplı dizilimleri kullanarak ölçü alma. Bu literatürde çoklu ya da karmaşık dizilim olarak adlandırılır (Okada, 2003).

SPAC yöntemi kullanıldığı zaman, dizilim merkezindeki faz hızı belirlenebilir. $x_0=2\pi f_0 r_0/c(f_0)$ ' dan, f_0 frekansı için faz hızı;

$$c(f_0) = \frac{2\pi f_0 r_0}{x_0} \quad (2.58)$$

şeklinde verilir. Burada x_0 , sıfırıncı dereceden birinci cins Bessel fonksiyonunun değişkenidir. SPAC katsayısı ρ_0 'ın değeri, merkez frekans için, x_0 tarafından kontrol edilir ve yarıçapı r_0 olan, dairesel dizilimle yapılan ölçümlerle elde edilir (Okada, 2003).

Sonuç olarak hesaplanan faz hızı değerleri ile dispersiyon eğrisi değerleri elde edilerek dispersiyon eğrisi çizilir. Yani faz hızı hesabının yapılması işlemi, aslında dispersiyon eğrisi için gerekli olan dispersiyon fonksiyonu değerlerinin hesaplanması işlemine karşılık gelmektedir (Ekincioğlu, 2007).



Şekil 2.17 SPAC yöntemi ile faz hızı eldesi (Okada, 2003)

2.5.7 Faz Hızlarından Yer Yapısının Elde Edilmesi

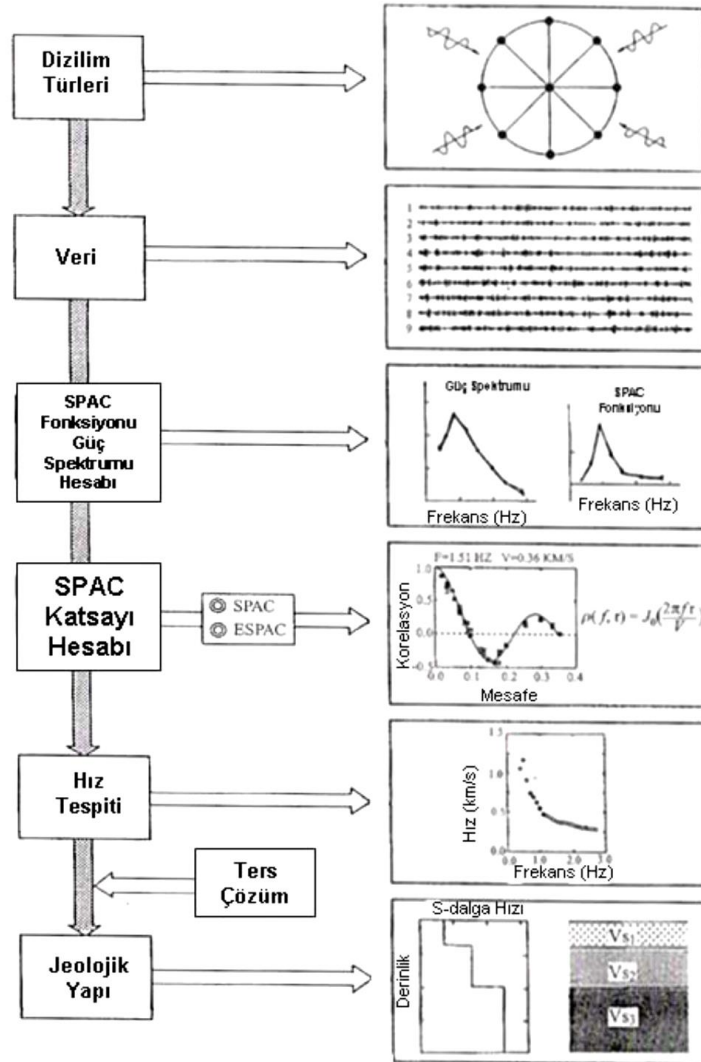
Rayleigh dalgası titreşimleri, genellikle temel mod tarafından baskın haldedirler. Yüksek mod bileşenleri daha az baskındırlar. Rayleigh dalgalarının dispersiyonu kuramı, sadece yerin paralel tabakalı durumu için çözülebilir. Bu sınırlamalar düşünüldüğünde, takip eden varsayımlarla, tabakalı yer modeli için yer yapısının elde edilmesi mümkün olabilir. İlk varsayım, titreşimlerin incelenmesinden elde edilen faz hızının Rayleigh dalgalarının temel modu olduğu varsayımdır. İkinci varsayım ise, inceleme alanında kullanılan dizilimin altındaki yer yapısının yatay katmanlı olduğu varsayımdır.

Faz hızı hesabı, arazide toplanan verilerin ait olduğu birçok tabakadan oluşan yerin S dalgası hız yapısını belirlemek için yapılır ve hesaplanan faz hızlarına karşılık gelen model parametreleri geliştirilir. Bu işlem ters çözüm ile gerçekleştirilir. Şekil 2.18 tüm aşamaları sırasıyla göstermektedir.

Ters çözüm işlemi, ilk başta giriş olarak verilen ve tabaka tabaka geliştirilen son modeli kullanır. Ters çözüm işlemi sırasında izlenen yol sırasıyla aşağıdaki gibidir;

- ✓ Farklı frekans değerleri için ölçülen ve hesaplanan faz hızları arasındaki fark bulunur,
- ✓ Çakışmazlığı azaltan parametre kümesi hesaplanır,
- ✓ Bu parametreler bir sonraki yineleme için kullanılır.

Hesaplanan ve ölçülen faz hızı değerleri arasındaki fark belli bir değerden daha küçük olana kadar yukarıda belirtilen işlemler tekrarlanır (Okada, 2003). Son olarak bulunan yer modeli, seçilen ters çözüm yöntemine ve bu yöntemlerle birlikte kullanılan kuramsal faz hızlarını hesaplama yöntemlerine bağlıdır.



Şekil 2.18 SPAC yöntemi ile veri analizi akış şeması (Okada, 2003)

2.6 Zemin Hakim Titreşim Periyodu – Yapı Yüksekliği İlişkisi ve Periyot Duyarlılık Bölgeleri

2.6.1 Zemin Hakim Titreşim Periyodu – Yapı Yüksekliği İlişkisi

Zeminler, genel olarak ana kayadaki yüksek periyotlu spektral ivmeyi, düşük periyotlu spektral ivmeye göre daha fazla büyötmektedir. Ana kaya üzerinde yer alan zemin tabakasının kalınlığı ne kadar büyük olursa, zemin hâkim periyodu da o kadar büyük olmaktadır (Yalçınkaya, 2004).

Zeminlerin olduğu gibi, üzerindeki yapıların da bir hakim titreşim periyodu vardır. Yapıların hakim periyodunu, inşa edildiği malzemelerin özellikleri ve yapının boyutları belirler. Kaba bir hesapla “kat sayısı / 10” şeklinde bulunabilir. Yani 7 katlı bir bina için; bina hakim titreşim periyodu yaklaşık; $7 / 10 = 0,7$ saniye olur.

Zeminin hakim titreşim periyodunu değıştirmek zor ve masraflı bir iş olması nedeniyle, genellikle yapının hakim titreşim periyodunun zemin hâkim titreşim periyodundan farklı dizayn edilmesi yoluna gidilir. Bunun için elbette öncelikle zeminin hakim titreşim periyodunun doğru tespit edilmesi gereklidir (Yalçınkaya, 2010).

2.6.2 QTS Pik Genlik Periyot Değerleri İle Zemin Periyot Duyarlılık Bölgeleri Arasındaki İlişki

Yer hareketinin tanımlanması için, ivme, hız ve yer değıştirme parametreleri kullanılmaktadır. Bu parametrelerin zamana bağılı değışimlerinde, baskın frekanslarda farklılıklar görölmektedir.

Belirli bir yer hareketinin genliğini belirlemede en yaygın ölçü olarak pik yatay ivme (PGA) alınmaktadır. Bir hareket bileşeni için PGA, çok basit olarak o bileşenin akselerogramından elde edilen yatay değerlerin en büyüğüdür. Düşey ivmeler deprem mühendisliğinde yatay ivmelerden daha az ilgi çekmiştir. Bunun nedeni, yapılarda yerçekiminin neden olduğu statik düşey kuvvetlerin depremler sırasındaki düşey

ivmelerin neden olduğu dinamik kuvvetlere karşı emniyet payının yüksek olmasıdır. Yüksek pik ivmeler içeren yer hareketleri her zaman olmamakla beraber genellikle düşük pik ivmeli hareketlerden daha yıkıcı olmaktadır. Çok kısa süren yüksek pik ivmeler çok değişik yapı türlerinde az hasara neden olabilir. Pik ivmeler çok yüksek frekanslarda oluştuğundan ve deprem süresi de uzun olmadığından, çok sayıda deprem 0.5g' den daha büyük pik ivmeler ürettiğı halde yapılarda önemli bir hasara yol açmamıştır. Pik ivme çok yararlı bir parametre olsa da, hareketin frekans içeriğı ve süresi hakkında herhangi bir bilgi içermez; bir yer hareketini doğru şekilde karakterize edebilmesi için ilave bilgi ile birlikte kullanılmalıdır (Kutanis, 2005).

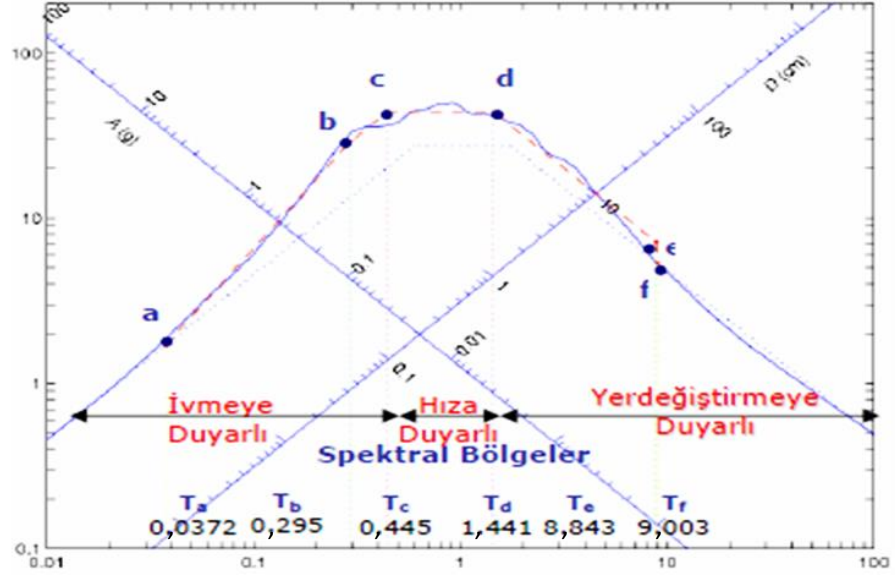
Yer hareketi genliğinin tanımlanmasında bir diğerk faydalı parametre de pik yatay hızdır (PGV). Hız, yer hareketinin yüksek frekans içeriğine daha az duyarlı olduğundan, orta frekanslardaki yer hareketinin genliğini doğru bir şekilde tanımlama işlemi PGA' ya göre PGV ile daha iyi yapılmaktadır. Bu orta frekans aralığındaki yüklemelere karşı duyarlı yapı ve tesisler (örnek; yüksek veya esnek binalar, köprüler vb.) için potansiyel hasarı sağlıklı bir şekilde belirlemede PGV çok daha üstündür.

Pik yer değiştirmeler bir deprem hareketinin genellikle düşük frekanslı bileşenleri ile ilişkilidir. Ancak, filtreleme ve akselerogramların integrali sırasındaki sinyal proses hataları ve uzun periyotlu gürültüden dolayı doğru bir şekilde tanımlanmaları genellikle zor olmaktadır. Yer değiştirme sonuçta yer hareketinin bir ölçüsü olarak pik ivme veya pik hıza göre daha az kullanılmaktadır (Kutanis, 2005).

Zemin, ivme, hız ve yer değiştirmeye parametrelerine farklı seviyelerde duyarlılık gösterebilmektedir. Şekil 2.19' da deprem toplumu için ivme, hız ve yer değiştirmeye duyarlı spektral bölgeleri içeren üç parçalı elastik karşıtlık spektrumu verilmiştir. Buradan ivmeye ve hıza duyarlı bölgelerin birbirinden $T_c=0,445$ saniyede ayrıldığı görülmektedir. Benzer değer, hıza ve yer değiştirmeye duyarlı bölgeler için $T_d=1,441$ saniye olmaktadır (Tuğsal ve diğerk., 2007).

Bu çalışmada, frekans ortamında incelemeler yapıldığı için verilen değerler frekansa çevrilmiş ve $f_c=2,25$, $f_d=0,69$ olarak hesaplanmıştır. Buradan, 0,1 – 0,69 Hz

arası yer değiştirmeye, 0,69 - 2,25 Hz arası hıza ve 2,25 Hz'ten daha büyük değerler ivmeye duyarlı olarak ele alınmıştır.



Şekil 2.19 Deprem toplumu için üç parçalı karşılık spektrumu (Tuğsal ve diğer., 2007)

BÖLÜM ÜÇ

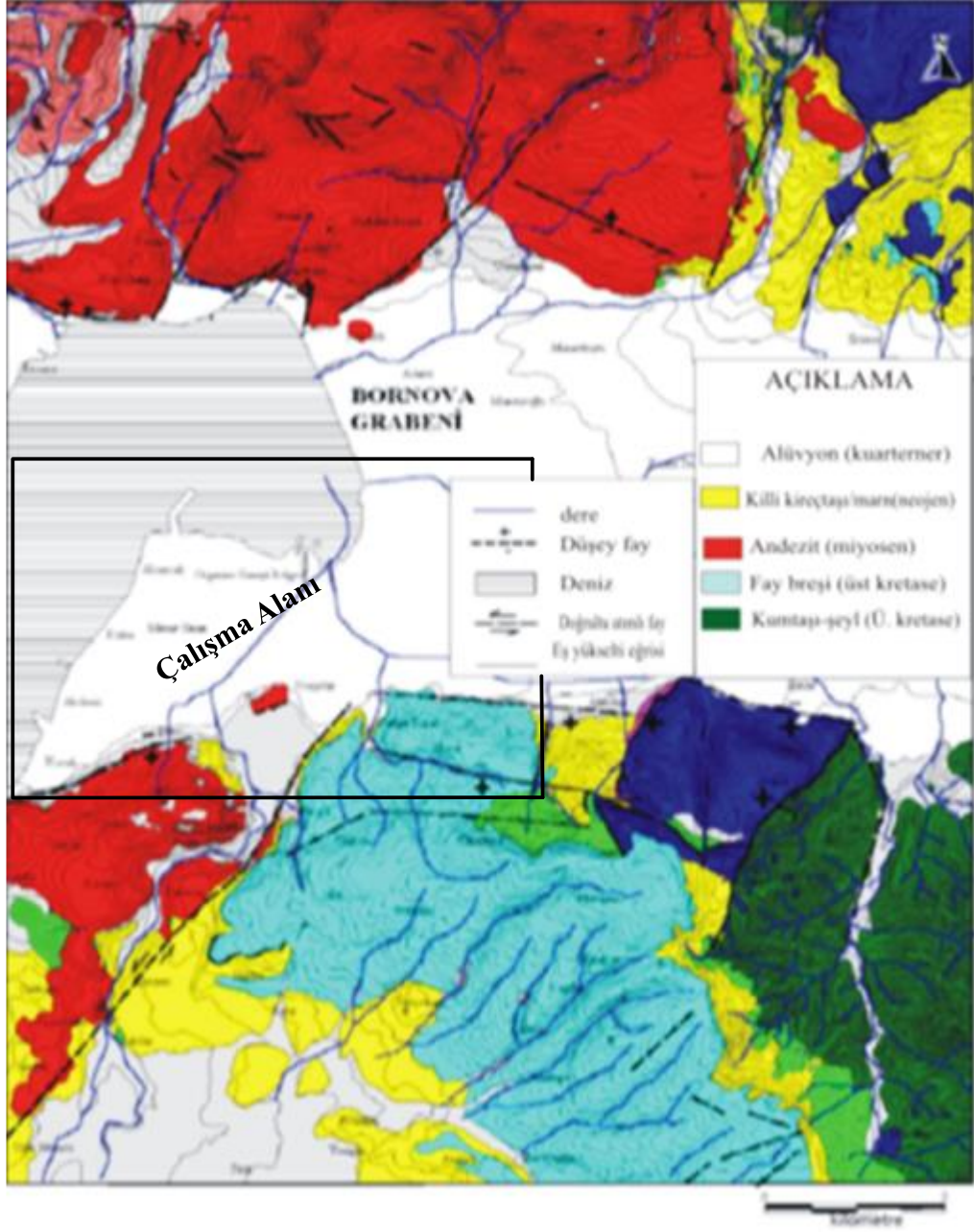
ÇALIŞMA ALANI VE ARAZİ UYGULAMALARI

3.1 Çalışma Alanının ve Yakın Çevresinin Jeolojisi

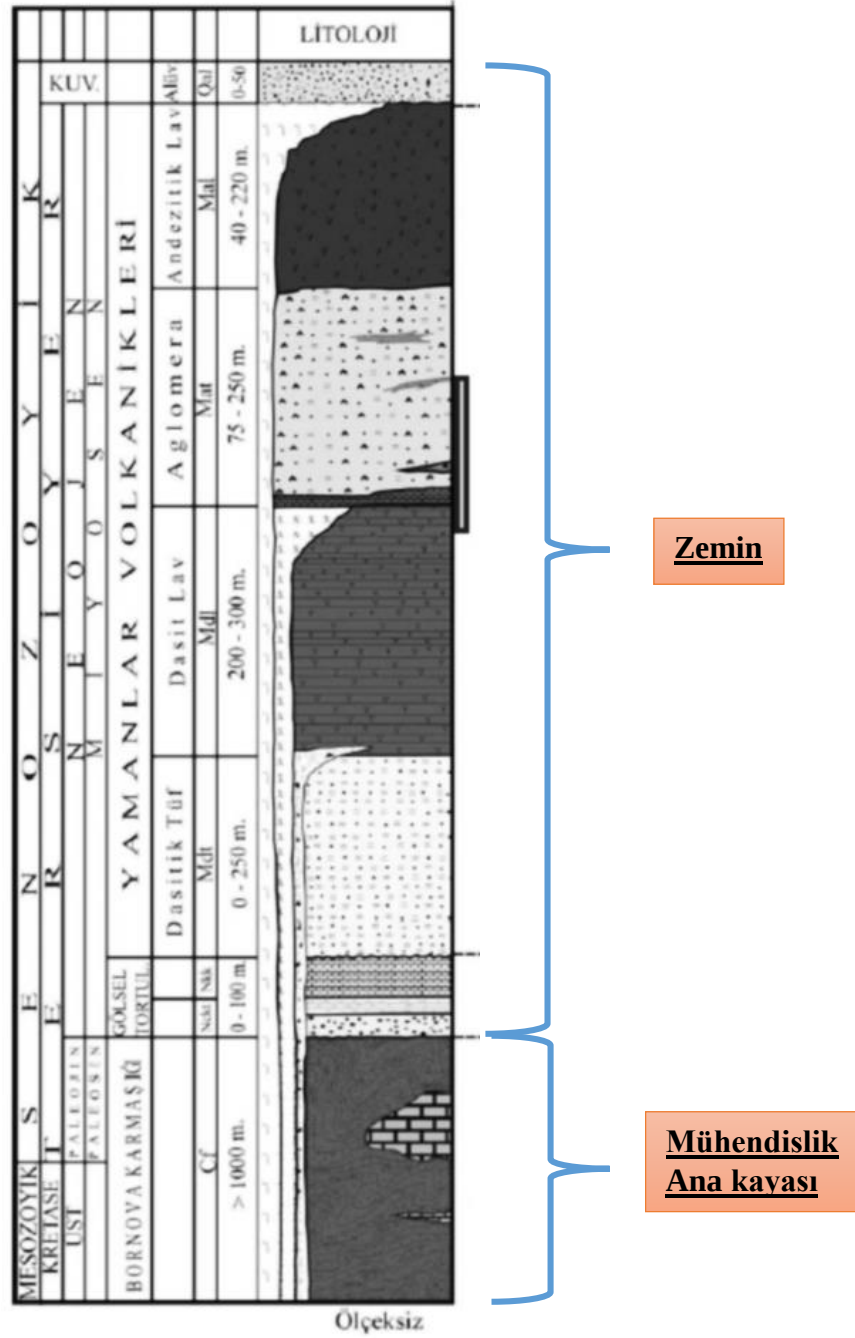
3.1.1 İzmir ve Yöresinin Genel Jeolojisi

İzmir ve yöresinde temeli, Üst Kretase yaşlı Bornova Melanjı oluşturur (Özbek, 1981). Melanjın matriksinden daha yaşlı kireçtaşı mega-olistolitleri Bornova Melanjı'nın matriksi içinde gelişigüzel bir düzen içinde bulunurlar. Bahsedilen kireçtaşları, Altındağ ve yöresinde Işıklar kireçtaşı olarak bilinir (Özer ve İrtem, 1982). Bornova Melanjı (karmaşığı), kumtaşı/şeyl-kalkerli şeyl ar dalanmasından oluşmuş matriks içerisinde yüzen platform türü kireçtaşı ve diyabaz bloklarından ve çakıltası mercek/kanal dolgularından meydana gelmiştir (Erdoğan, 1990). Neojen yaşlı gölsel tortullar Bornova Melanjı'nın üzerine açısız uyumsuz olarak gelir. Yamanlar volkanitleri de mevcut birimleri uyumsuz olarak örter. Kuvaterner yaşlı alüvyon alanda mevcut tüm birimleri uyumsuz olarak üstler (Kıncal, 2005) (Şekil 3.1).

Yamaç molozları, temel kayalardan türeme blok ve çakılların silt ve kil içerikli olarak kum matriks içinde bulunduğu bir malzeme özelliğı sunmaktadır. Bu zeminin özelliğı, üzerinde bulunduğu ana kayanın özelliklerine göre de değişmektedir. Marnlar üzerinde yer alan yamaç molozlarının matriksi silt-kil içerikliken, çakıltalarının üzerinde yer alanların matriksi ince-orta kum boyutuna sahip malzemelerden oluşmaktadır. Yamaç molozları arazi genelinde, topografyanın şekiller oluşturduğu ve eğimin nispeten düşük olduğu alanlarda ve derelerle sınırlı alanlarda gözlenmiştir (Kıncal, 2005) (Şekil 3.2).



Şekil 3.1 İzmir ve yöresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Kıncal, 2005'ten değiştirilmiştir.)



Şekil 3.2 İzmir ve yöresine ait stratigrafik kolon kesit (Koca, 2005' dan değiştirilerek alınmıştır.)

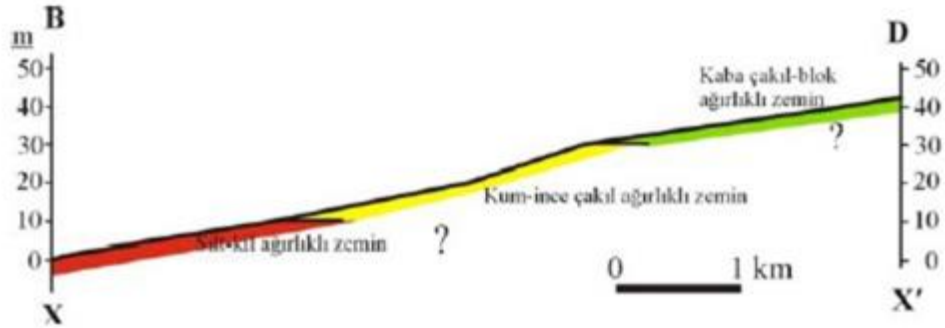
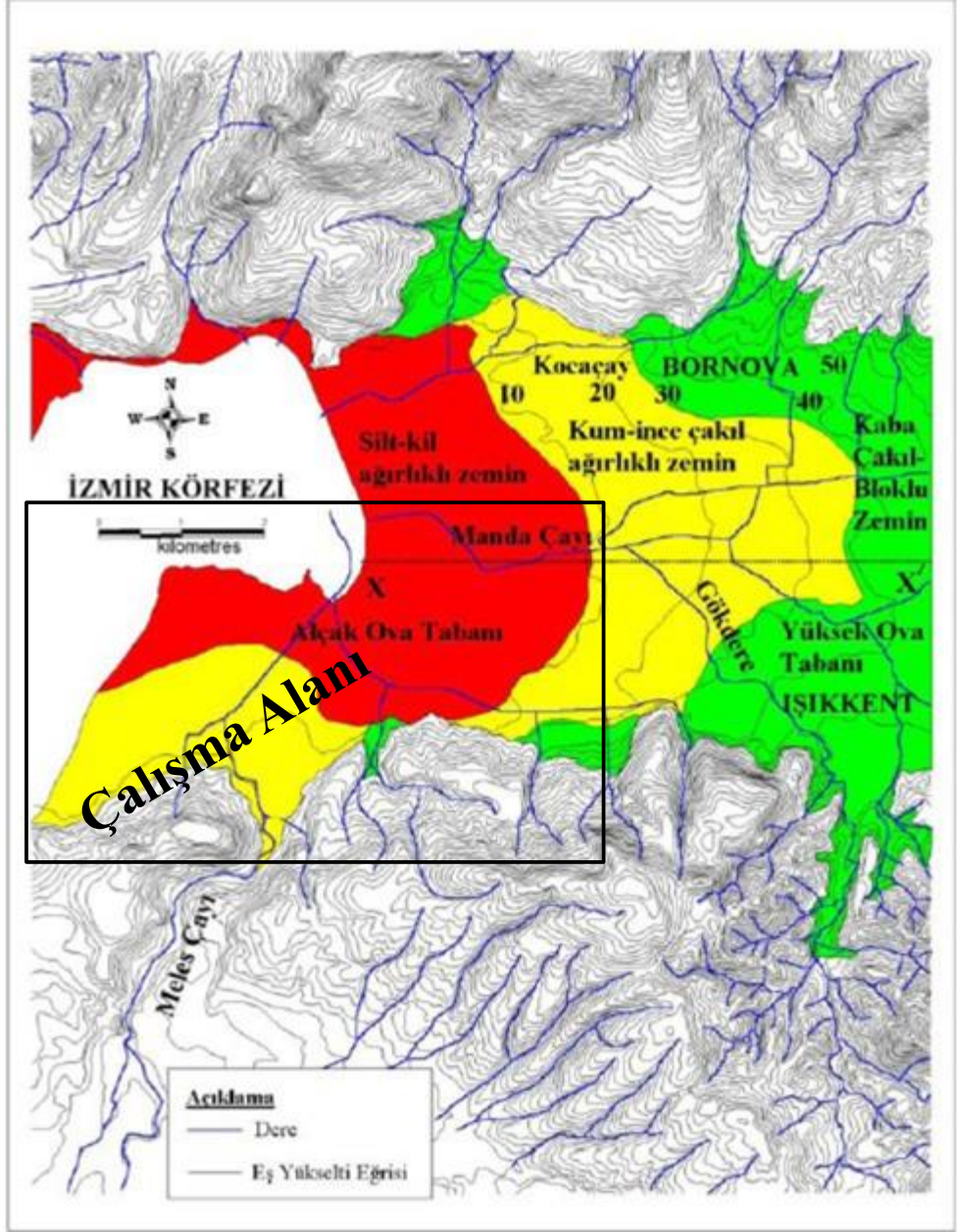
3.1.2 Çalışma Alanının Jeolojisi

Çalışma alanı genel olarak Neojen yaşlı kireçtaşı ve marn ardalanmasından oluşmuş geniş bir çökeller tabakası üzerinde bulunur. Kuzeyde, andezitlerin bu formasyonları keserek, üstüne geldiği ve arızalı yerleri meydana getirdiği görülür. İlçenin güney tarafları, dere ve çay birikintilerinden ibarettir. Kalınlığı yaklaşık 40 metre

civarındadır. İlçedeki andezit ve kireçtaşı çatlaklarında memba sularına ve güneyde alüvyon zeminlerde 1 – 6 metre derinlikte yer altı suyu seviyesine rastlanır.

Kemalpaşa' nın güneyinde, İzmir - Ankara zonunun Bornova bölümünü oluşturan filiş fasiyesinde bir matriks ile boyları 20 kilometreye erişen platform türü kireçtaşı blokları içeren karmaşık birimdir. Bornova ovası alüvyonlardan oluşmuş bir ovadır. Bu alüvyonlar genelde killi, siltli kumlu ve yersel olarak çakıllı seviyeler içermektedir. Bornova ovası bir tektonik depresyon görünümündedir. Ege denizinin çökmesine yaşıt olan bu depresyon sonraki aşamada alüvyonel malzemeler ile doldurulmuş ve böylece alüvyonel bir ova halini almıştır. Nitekim ovanın denize yakın olan kısımları bataklık ve sığ göller ile kaplı olması dolgunun bu kısımlarında henüz tamamlanmamış olduğunu gösterir. Akarsuların taşıdıkları malzeme, aşınma artıkları ve kıyını dolması ile oluşan alüvyonlar Bornova Ovası, Balçova ve Karşıyaka düzlüklerinde geniş alanlar kaplamaktadır. Kalınlığı değişken olan bu birikintiler, Bornova Ovası'nın ortalarında 100 metre dolaylarındadır ve körfeze doğru artış göstermektedir.

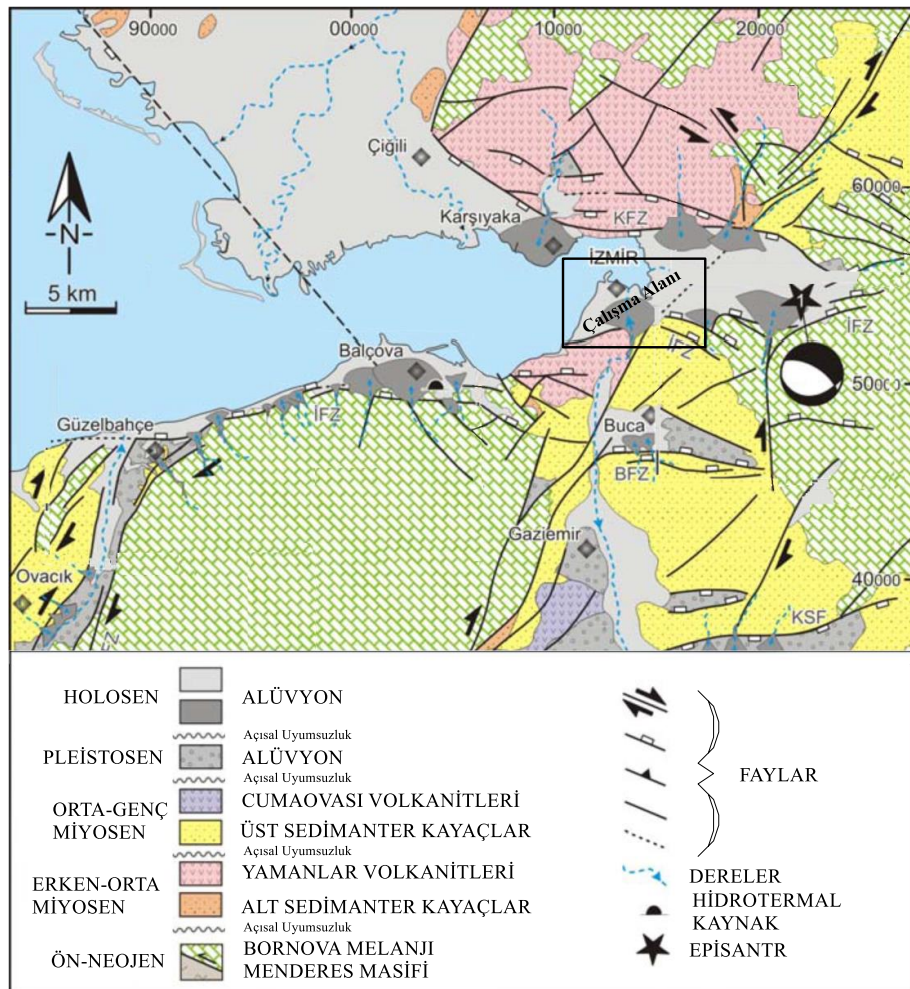
Bornova düzlüğü, kıyıda başlamakla birlikte, tipik bir delta düzlüğü değildir. Bunun nedeni, öncelikle Bornova'dan denize ulaşan büyük bir akarsuyun bulunmamasıdır. Gerçekten, Bornova'ya inen dağ derelerinin su bölümü çizgisi ovaya çok yakındır (Kayan, 2000) (Şekil 3.3).



Şekil 3.3 Bornova Ovası'nın alüvyal jeomorfoloji haritası ve D-B yönlü jeoloji kesiti (Not: Kesit üzerinde zeminler yüzeyden itibaren yaklaşık 0-1 metre arasını temsil etmektedir) (Kıncal, 2005).

3.1.3 Çalışma Alanının Depremselliği

İzmir kent merkezi ve çevresi aktif olan graben fayları ve bu fayları keser konumunda bulunan doğrultu atımlı faylarla iç içedir. Graben fayları normal fay özelliğinde olup, genellikle KB – BKB uzanımlıdır. Doğrultu atımlı faylar ise K20 – 30D uzanımlıdır (Kıncal, 2005). Bu faylar, Geç Pliyosen – Kuvaterner dönemde çalışmışlar ve morfolojiyi şekillendirmişlerdir. Grabenler, kenarlarında normal faylarla sınırlıdır. Grabenlerin kenar fay zonları 100 – 150 km devamlılık göstermekle birlikte, bu zon uzunlukları çoğunlukla 5 – 10 km’yi geçmeyen kısa faylardan oluşmuş bir fay demeti halindedir. Bu faylar, Orta-Geç Miyosen-Pliyosen boyunca gelişmiş olup, Erken Miyosen’de karasal bir ortamda çökmeye başlamış Neojen yaşlı tortulları kesmektedir (Şekil 3.4).



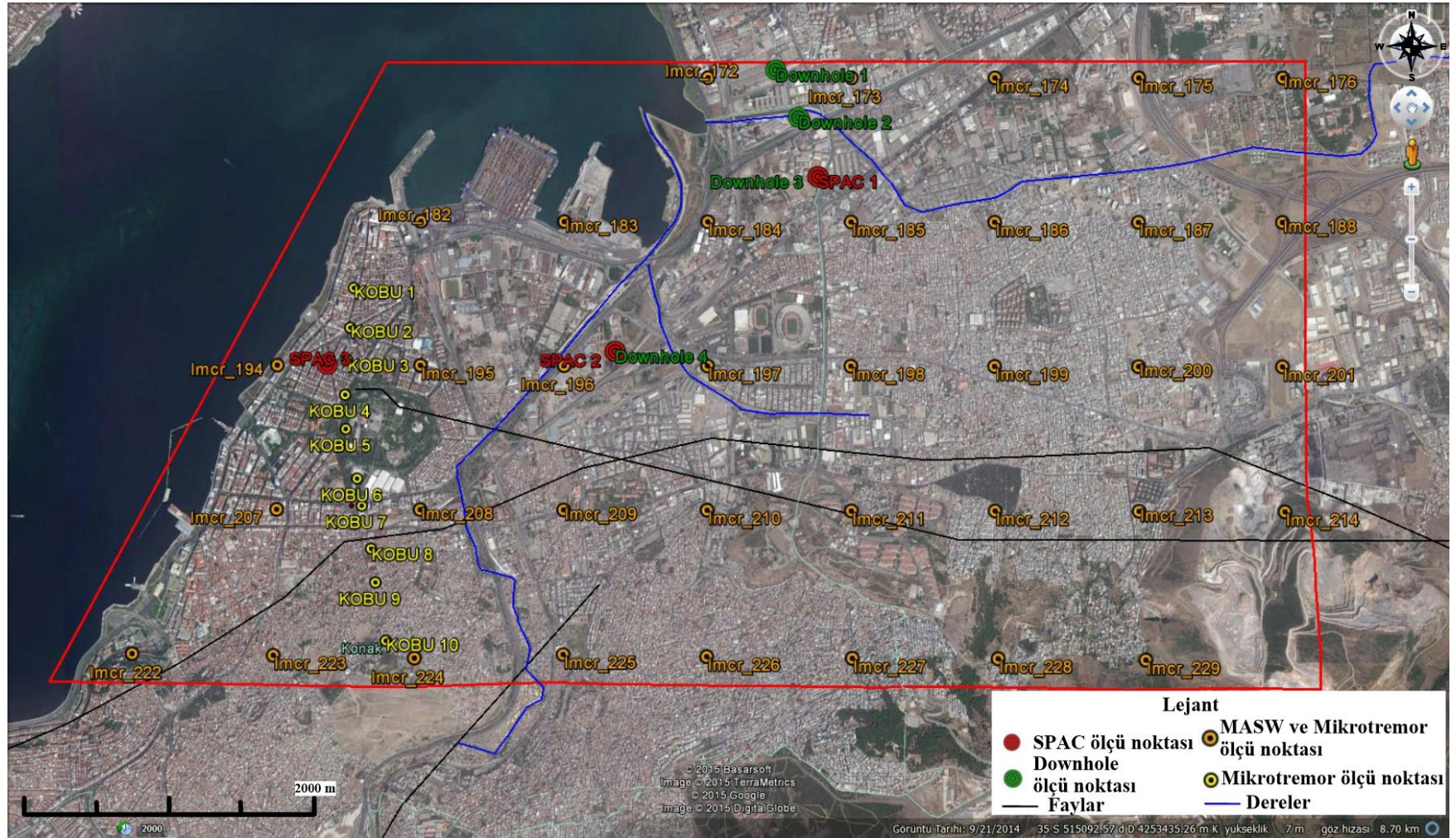
Şekil 3.4 İzmir ve yöresinin jeoloji haritası (Uzel, Sözbilir ve Özkaymak 2010’dan değiştirilmiştir.)

Bornova, 1. derece deprem bölgesindedir. İzmir' in kuzeydoğusunda Karşıyaka ile Kemalpaşa batısındaki Ulucak arasında KB – GD doğrultusunda birbirine paralel uzanan faylardan oluşan çizgisellik Bornova fayı olarak adlanmıştır. Fayın Bornova'nın batısında kalan kesimi Miyosen yaşlı Yamanlar dağı volkanitleri üzerinde doğrusal uzanımlı iki çizgisellikten oluşur. Neotektonik dönem yapısı olmalarına karşın bu iki fayın Kuvaterner aktivitesini gösterir herhangi bir veri toplanamamış ve bunlar çizgisellik olarak haritalanmıştır. Fayın Bornova – Ulucak arasında yine birbirine paralel uzanan 2 faydan oluşan doğu kesimi ise Miyosen çökel kayalar ile Mesozoik yaşlı temel kayaları keser.

Bu iki fay Gediz grabeni batısındaki Kemalpaşa fayının kuzeybatı devamında bulunur. Bunlardan güneydeki fay boyunca olan akarsu vadileri ile sırtlarda sistematik sağ yönde dirseklenmeler gelişmiştir. Bu vadilerdeki yanal ötelenme miktarı 300 metreyi aşar. Kuzeydeki çizgisellik ise kuzey bloğu aşağıda olan normal fay morfolojisi sunar. Bu iki faydan güneyde yer alan Kuvaterner drenajını etkilemiş olması nedeniyle sağ yönlü doğrultu atımlı diri fay, kuzeydeki ise neotektonik dönem çizgiselliği olarak değerlendirilmiştir (Emre ve diğer., 2005).

3.2 Zemin Transfer Fonksiyonu ve Mühendislik Ana Kayasının Araştırılmasına Yönelik Yapılan Jeofizik Çalışmalar

Bu çalışma kapsamında, zemin-mühendislik ana kayası modelinin belirlenmesi için İzmir Metropolü sınırları içerisinde belirlenen bir çalışma alanında (Şekil 3.5), TÜBİTAK KAMAG 106G159 Projesi kapsamında, 1 km aralıklarla 36 noktada elde edilen MASW ve Mikrotremor verileri değerlendirilmiştir. Ayrıca Konak – Alsancak arasında ek olarak 250 metre aralıklarla yine aynı TÜBİTAK projesi kapsamında 10 noktada elde edilen Mikrotremor verileri de irdelenmiştir. Çalışma alanında 3 noktada SPAC ölçümü yapılmış ve değerlendirilmiştir. Bunlara ek olarak ikisi SPAC noktalarında olmak üzere 4 adet Down-Hole ölçümü verileri elde edilmiştir.



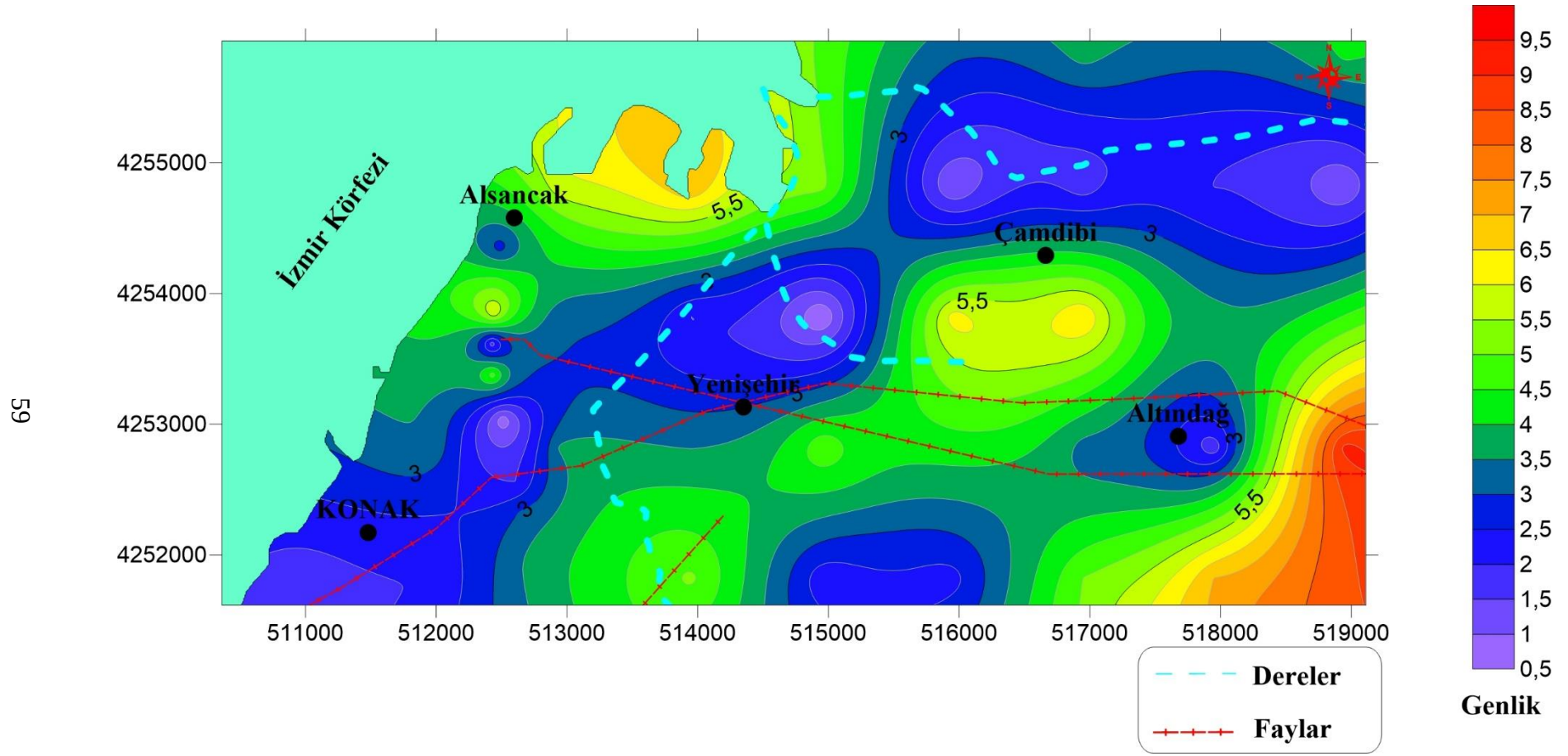
Şekil 3.5 Çalışma alanı jeofizik ölçü lokasyonları

3.2.1 Gözlemsel QTS Eldesi (Mikrotremor)

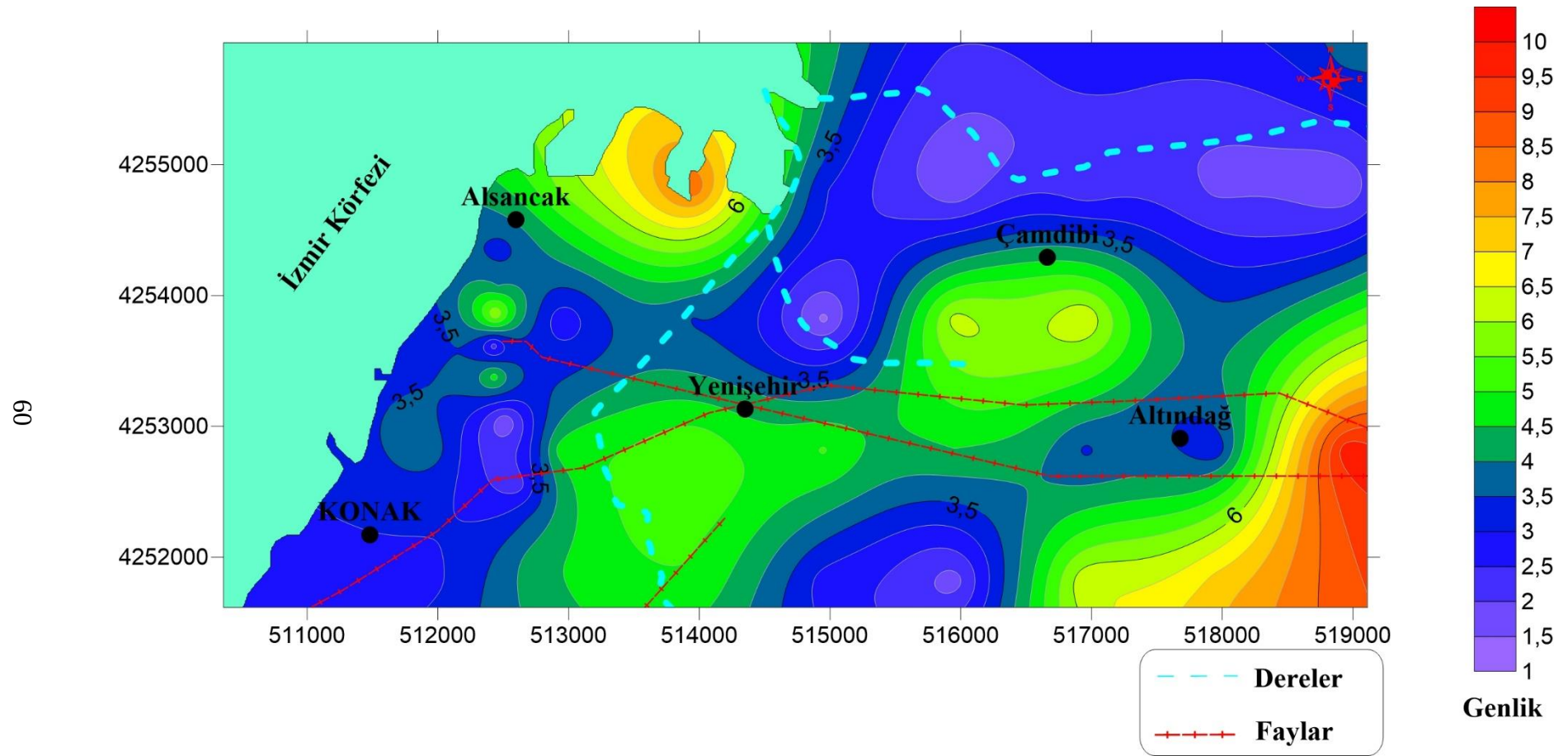
Mikrotremor ölçümleri sonucunda elde edilen veriler, SESAME projesi kapsamında geliştirilen Geopsy paket programı ile değerlendirilmiştir. Çalışma alanı ile ilgili ön bilgiler, zeminin 30 m. den daha kalın olduğunu belirtmektedir. Bu nedenle, yüksek periyot (alçak frekans) değerlerindeki genlik değişimlerinin dikkate alınması gerekir. Ayrıca, Geopsy programında verilere FFT (Fast Fourier Transform) uygulanması sebebiyle, veri sayısını 2ⁿ'e tamamlamak için pencere boyunun uygun seçilmesi gerekir. Bu nedenlerden dolayı veri değerlendirmelerde zaman ortamı pencere boyu 81,92 saniye olarak kullanılmıştır. Ölçü alımında kullanılan cihazın frekans ortamı örnekleme aralığı 100 Hz olduğu düşünülürse FFT uygulanan 81,92 saniyelik her bir pencerede 8192 (2¹³) adet veri kullanılmış olur. Her bir nokta için ayrı ayrı değerlendirilen mikrotremor verilerine, Geopsy programı üzerinde logaritmik ölçekte sabit band genişliği kullanan Konno&Ohmachi fonksiyonu ile yuvarlatma işlemi uygulanmıştır.

Yatay bileşenler spektrumunun, düşey bileşen spektrumuna oranlanması ile HVS_R(f) (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) spektrumları elde edilmiştir. Elde edilen HVS_R (f) spektrumları, Nakamura (1989) kabulüne göre zemin transfer fonksiyonu olarak ele alınmıştır. Hasar indeks katsayılarını belirleme ve yapı duyarlılık bölgeleri haritalama çalışmalarının gerçekleştirilebilmesi için, her bir mikrotremor ölçüm noktası için elde edilen H/V – frekans grafiklerinde (QTS) pik genlik-frekans değerleri belirlenmiştir.

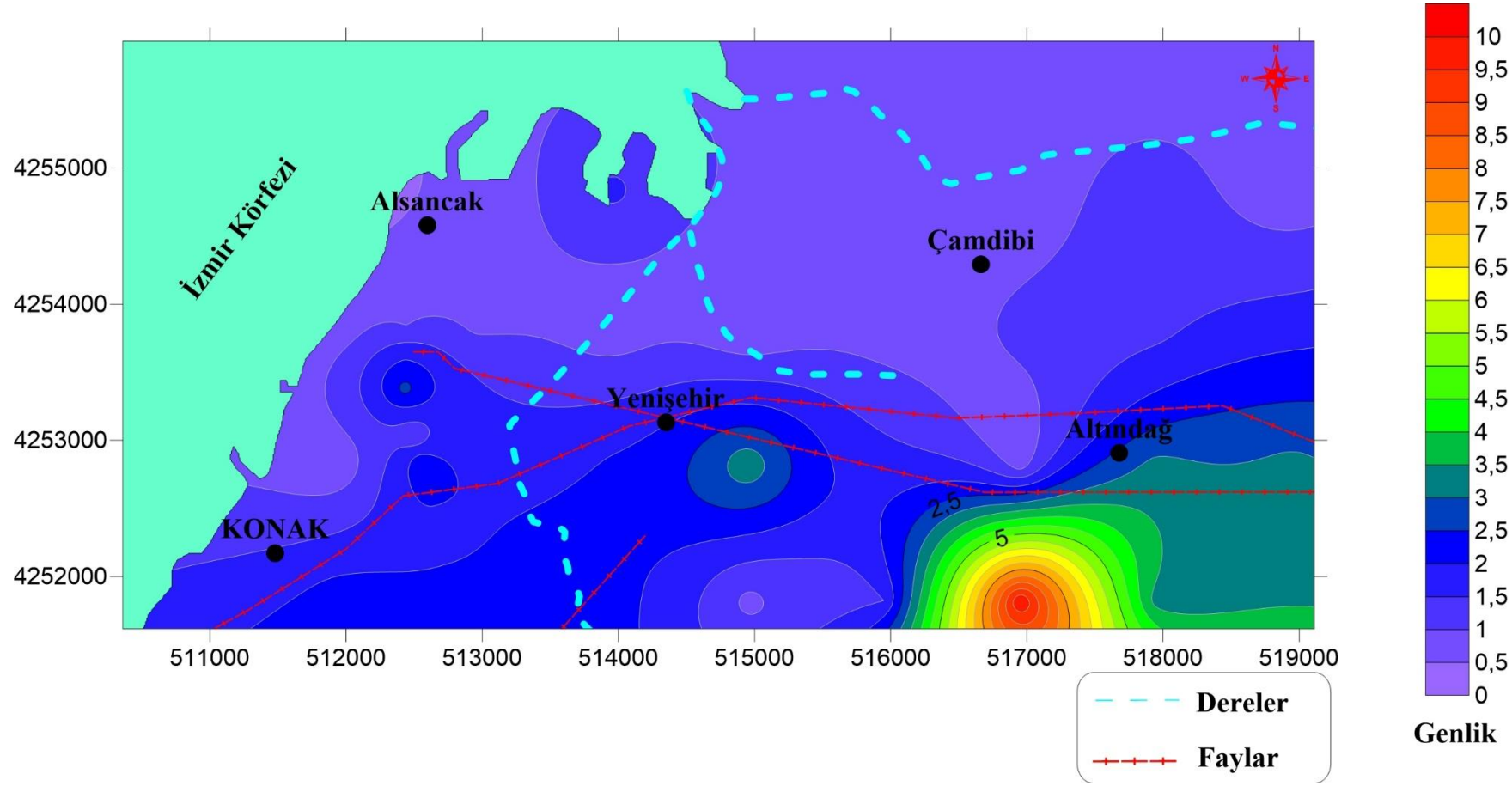
Mikrotremor veri değerlendirmeleri sonucunda yapı periyot duyarlılık sınıflamalarının belirlenebilmesi amacıyla, ivmeye ve hıza duyarlı bölgelerin birbirinden T_c=0,445 saniyede, hıza ve yer değiştirmeye duyarlı bölgelerin T_d=1,441 saniyede ayrıldığı kabulü (Tuğsal ve diğer., 2007) ile frekans ortamı dönüşümleri gerçekleştirilerek, 46 nokta için oluşturulan zemin yüzey spektrumlarından, yer değiştirmeye duyarlılık için 0,1 – 0,69 Hz, hıza duyarlılık için 0,69 – 2,25 Hz ve ivmeye duyarlılık için 2,25 – 25 Hz aralıklarındaki pik genlik değerleri tespit edilmiş ve haritalanmıştır (Şekil 3.6 – Şekil 3.8).



Şekil 3.6 Yer değiştirme duyarlılık haritası (Kontur aralığı = 0,5)



Şekil 3.7 Hız duyarlılık haritası (Kontur aralığı = 0,5)



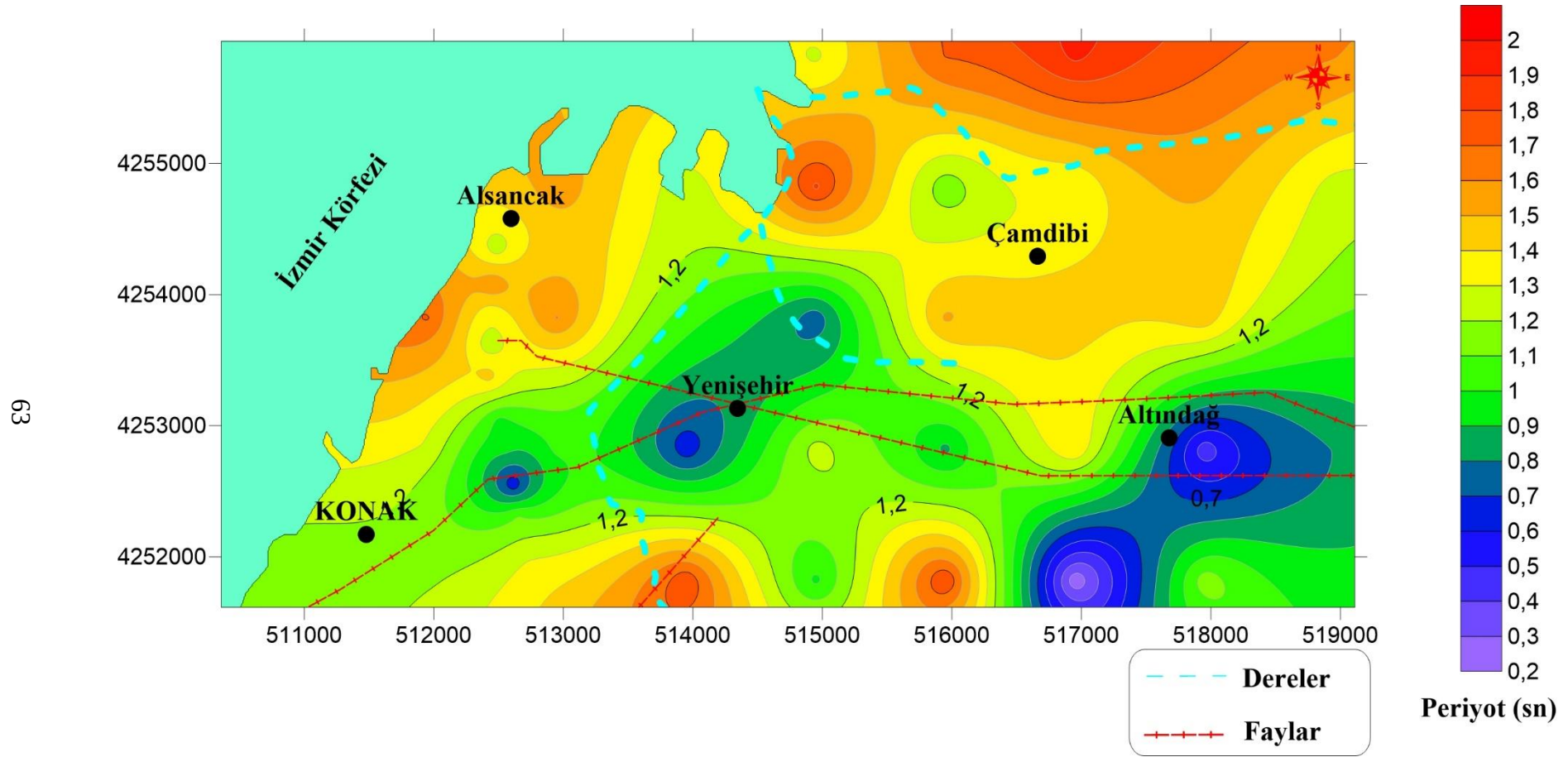
Şekil 3.8 İvme duyarlılık haritası (Kontur aralığı = 0,5)

Periyot duyarlılık haritalarında görüldüğü üzere, zemin aynı türde olmasına rağmen, yer değiştirme, hız ve ivme parametrelerine karşı farklı tepkiler göstermektedir. Zemin yer değiştirme ve hız parametrelerine benzer tepkiler verirken ivmeye karşı oldukça farklı davranış göstermektedir.

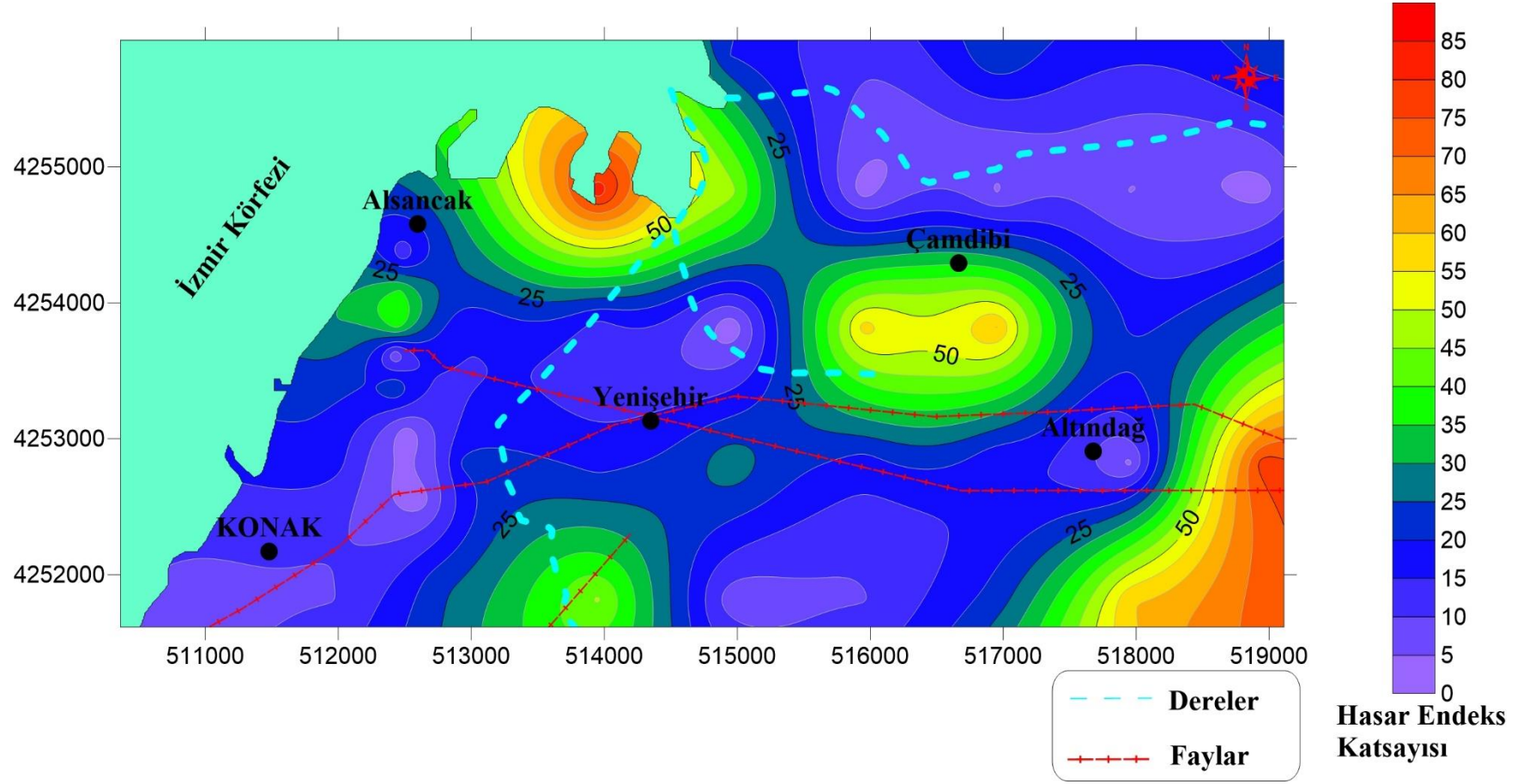
Sismik dalgaların seyahatlerini sert ana kayadan yumuşak zemin tabakalarına doğru yaptığını hatırlarsak, yeryüzüne doğru sismik dalga hızının ve bununla beraber ortam yoğunluğunun giderek azaldığını görürüz. Sismik dalga enerji akısının başka hiçbir nedenle değişmediğini ve dalga frekansının seyahat sırasında sabit olduğunu kabul edersek, enerjinin korunması ilkesine göre; azalan ortam dalga hızı ve yoğunluğunun, artan genlik ile karşılanması gerekir. Bu nedenle, sert ana kayadan yumuşak zemin tabakalarına geçen deprem dalgalarının genliği büyür (Yalçınkaya, 2010). Ayrıca, yapıların sahip olduğu hâkim titreşim frekanslarına yakın frekanslardaki deprem dalga genliklerinin, zemin tabakaları tarafından büyütüldüğü bilinmektedir.

Mikrotremor verilerinin tamamından, pik genliklere karşılık gelen frekans değerlerinden hesaplanan, zemin hakim titreşim periyodu değerlerinden elde edilen pik periyot dağılım haritası (Şekil 3.9) hazırlanmıştır. Burada hakim titreşim periyodu değerlerinin 0,2 saniye ile 1,9 saniye arasında olduğu görülmektedir. Harita (Şekil 3.9) incelendiğinde, özellikle dere yataklarına yakın alüvyonal zeminlerde $T > 1$ sn ve pik periyot değerlerinin yüksek olduğu görülmektedir. Bu durum ise deprem etkisinin, yüksek katlı binalarda yer değiştirme etkisi ile baskın olacağını işaret etmektedir.

Mikrotremor veri değerlendirmesi sonuçlarından aynı zamanda hasar endeks katsayısı (Nakamura, 1989) hesaplanmıştır. (2.58) bağıntısıyla yapılan hesaplamalar sonucu her bir nokta için hasar endeks katsayısı elde edilmiş ve hasar endeks katsayı dağılımı haritası (Şekil 3.10) oluşturulmuştur. Nakamura hasar endeksi katsayılarının çalışma alanında denize yaklaştıkça ve zemin kalınlığının arttığı bölgelerde yükseldiği gözlenmiştir. Bu durum zeminin bu bölgelerde elastoplastik ve/veya plastik davranış özellikleri gösterebileceğine işaret etmektedir.



Şekil 3.9 Zemin hakim titreşim periyodu dağılım haritası (Kontur aralığı = 0,1)



Şekil 3.10 Nakamura hasar endeksi katsayısı dağılım haritası (Kontur aralığı = 5)

3.2.2 Kuramsal QTS Eldesi (MASW, Down-hole, SPAC)

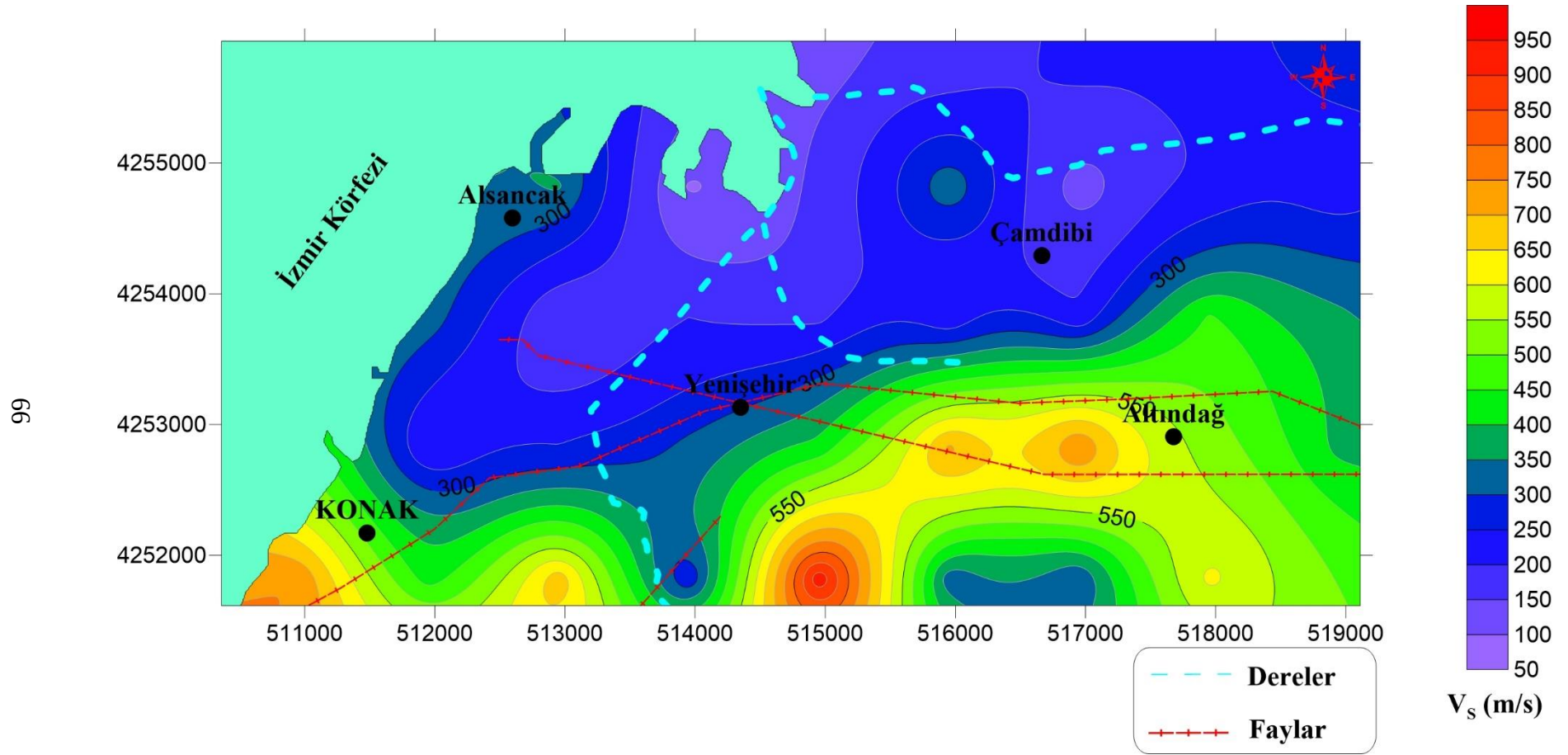
Çalışma alanında yapılmış olan 36 nokta MASW ölçümleri sonucunda elde edilen veriler, SeisImager programı yardımı ile değerlendirilmiştir. Değerlendirme sonucunda 40 metreye kadar seviye dağılım ve V_s30 hız dağılımı haritaları elde edilmiştir (Şekil 3.11 – Şekil 3.17). Haritalarda görüldüğü üzere sismik hızlar dere yatakları çevresinde ve denize yaklaştıkça oldukça azalmış ve zemin sınıfına girmiştir. Zemin tanımı 40 m. seviyede de gözlemlendiği için bu alanlarda V_s30 değerleri kullanılması sakıncalı olacaktır.

Çalışma alanında 4 adet down-hole ölçüsü alınmıştır. Down-Hole ölçümleri sonucu elde edilen verileri değerlendirilip kuyu boyunca sismik kesme dalga hızı (V_s) derinlik profilleri çıkarılmıştır (Şekil 3.18 – Şekil 3.21). Down-Hole ölçülerinden elde edilen V_s hızı derinlik profillerinde mühendislik ana kayası gözlenememiştir.

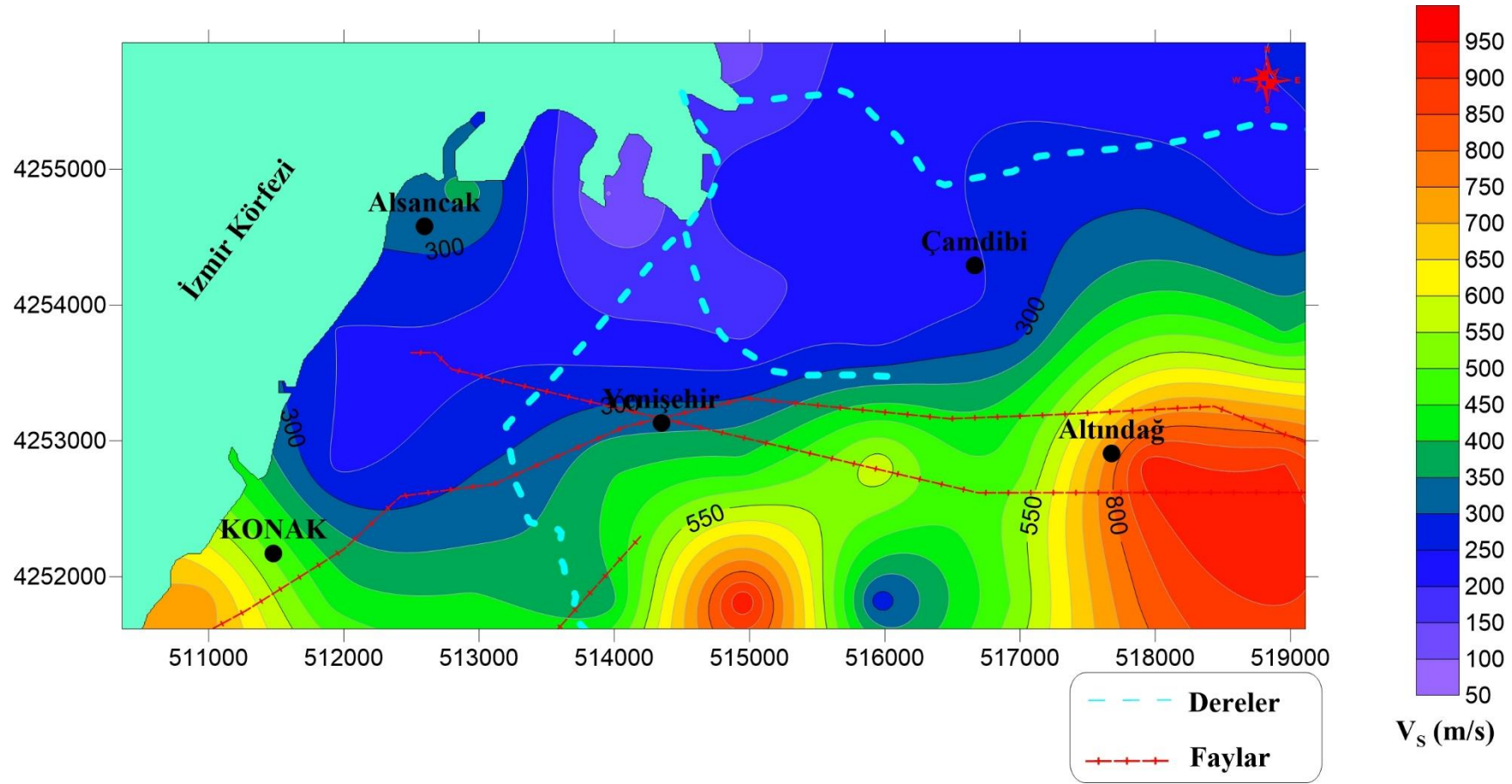
SPAC ölçümleri ise alanda denize yakın zeminlerde alınmıştır. Toplam 3 noktada yapılan SPAC ölçülerinden elde edilen veriler SESAME projesi kapsamında geliştirilen Geopsy programı yardımı ile değerlendirilmiştir. Değerlendirmede yöntemin teorisi gereği sadece düşey bileşenler kullanılmıştır. Değerlendirmelerin daha sağlıklı sonuç vermesi için ters çözüm aşamasındaki başlangıç modeli MASW ve Down-Hole ölçümleri dikkate alınarak belirlenmiştir. SPAC noktasından elde edilen sonuçlar kullanıldığı için bu noktalara ait sonuçlar Şekil 3.22 ile Şekil 3.24 arasında verilmiştir.

S hızı – derinlik modellerinin oluşturulmasından sonra, bu modellerden gözlenen sismik dalga hızları, tabaka kalınlık değerleri ve (3.1) bağıntısı (Keçeli, 2012) kullanılarak tabaka yoğunluklarına ulaşılmıştır. Gözlenen V_s ve kalınlık değerleri ile hesaplanan V_p ve yoğunluk değerleri (ρ), Herak (2008) yaklaşımı ile optimize edilmiş ve iteratif yöntemler kullanılarak, en uygun kuramsal HVSER eğrileri elde edilmiş ve gözlemsel HVSER eğrileri ile karşılaştırılmıştır (Şekil 3.25 – Şekil 3.26).

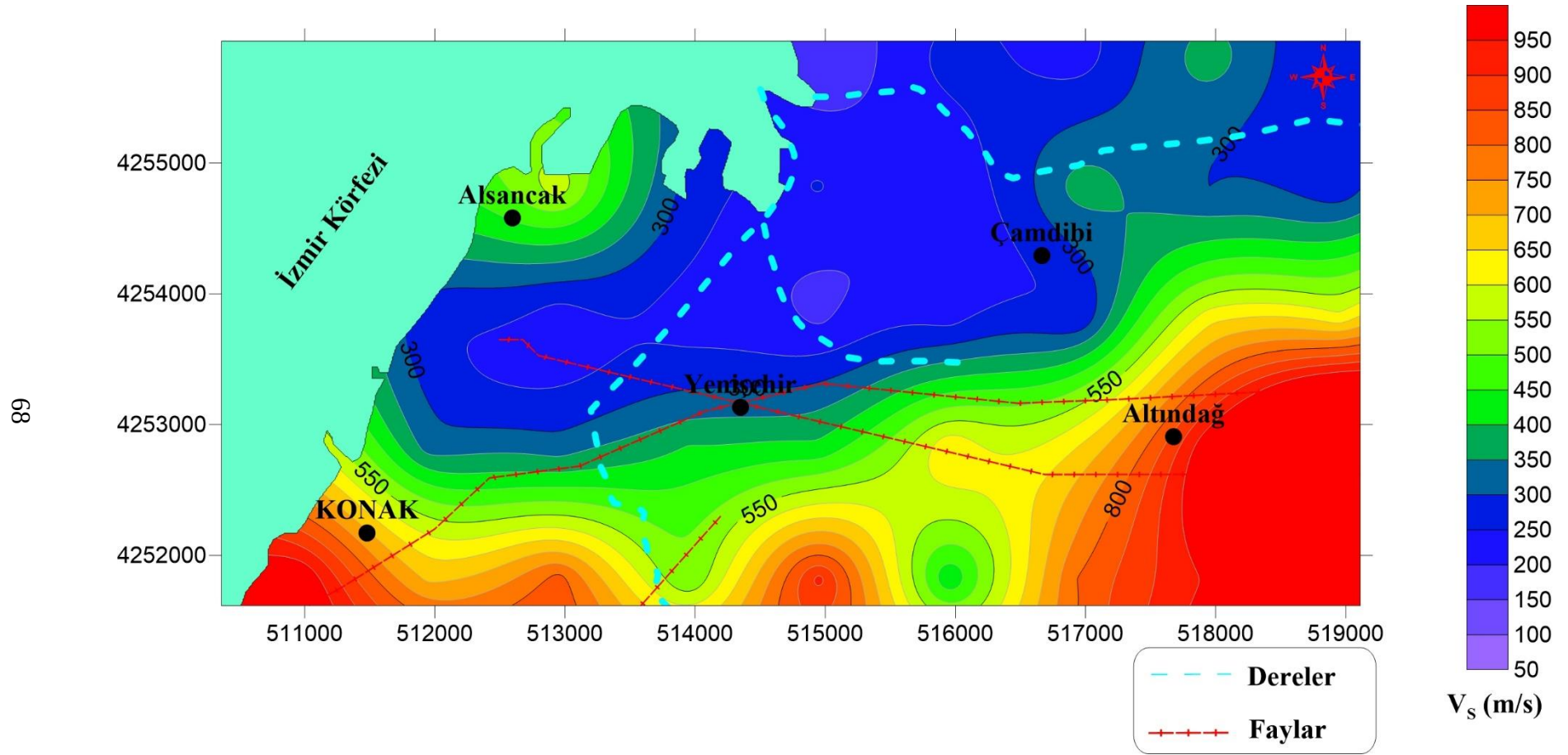
$$\rho = 0,44V_s^{0,25} \quad (3.1)$$



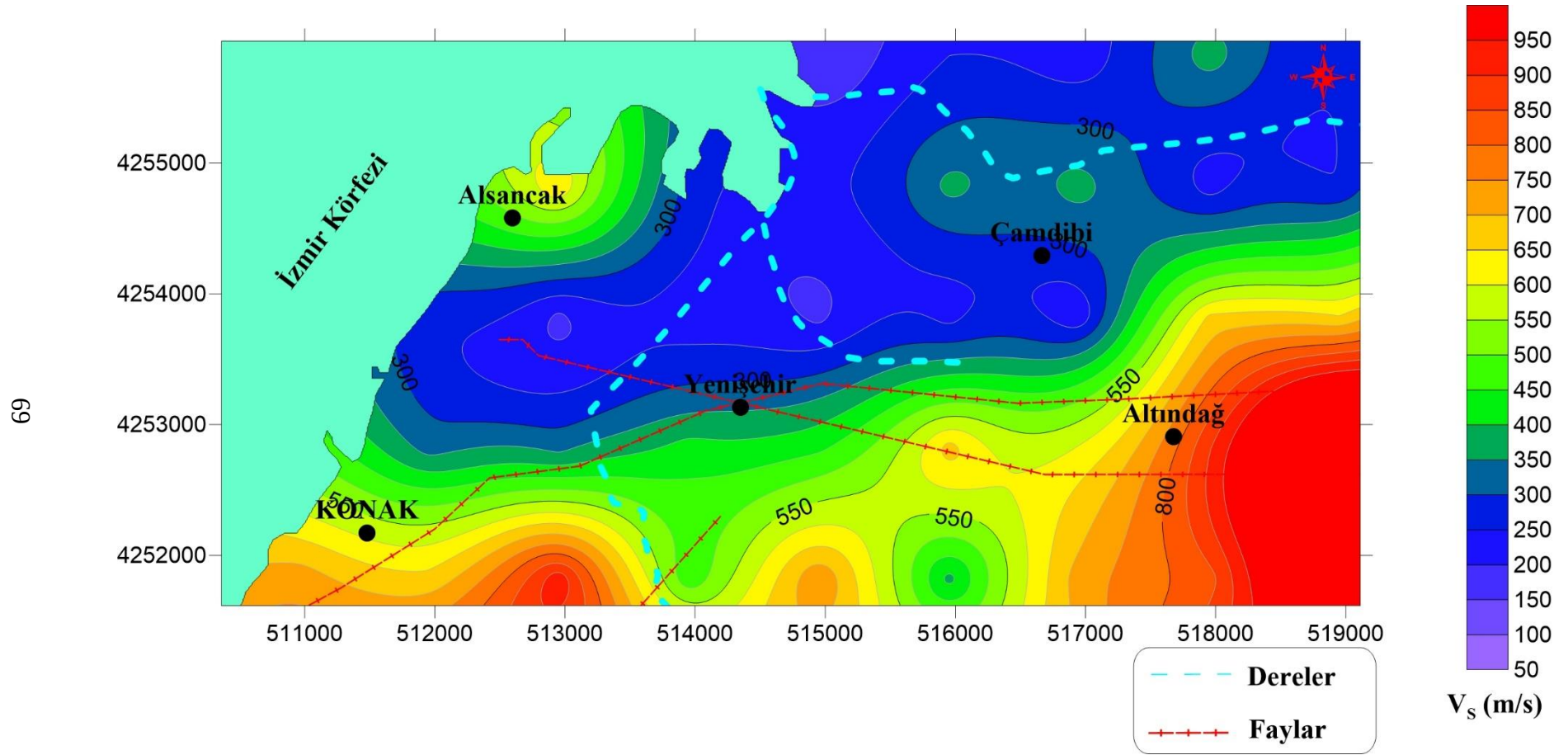
Şekil 3.11 5 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası (Kontur aralığı = 50)



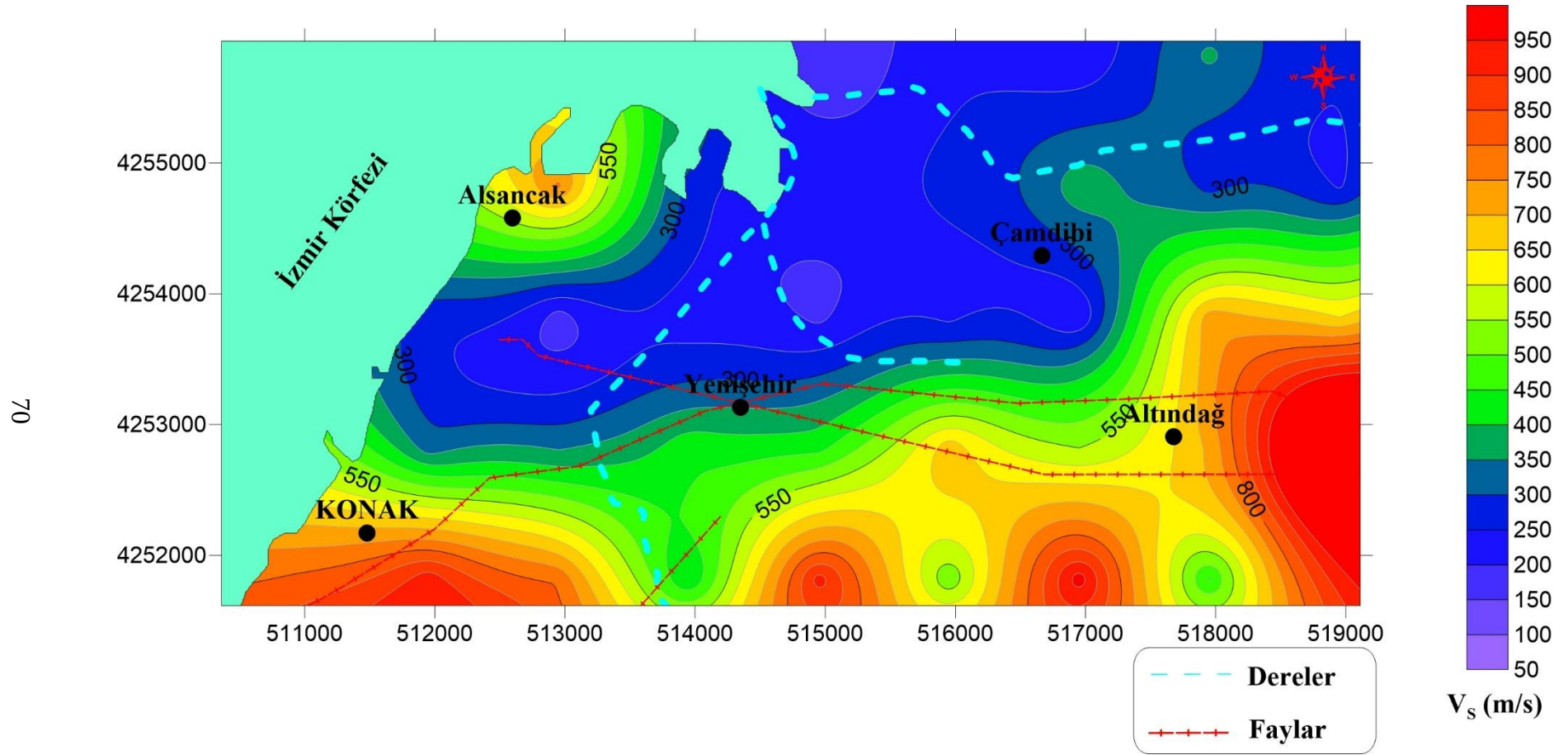
Şekil 3.12 10 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası (Kontur aralığı = 50)



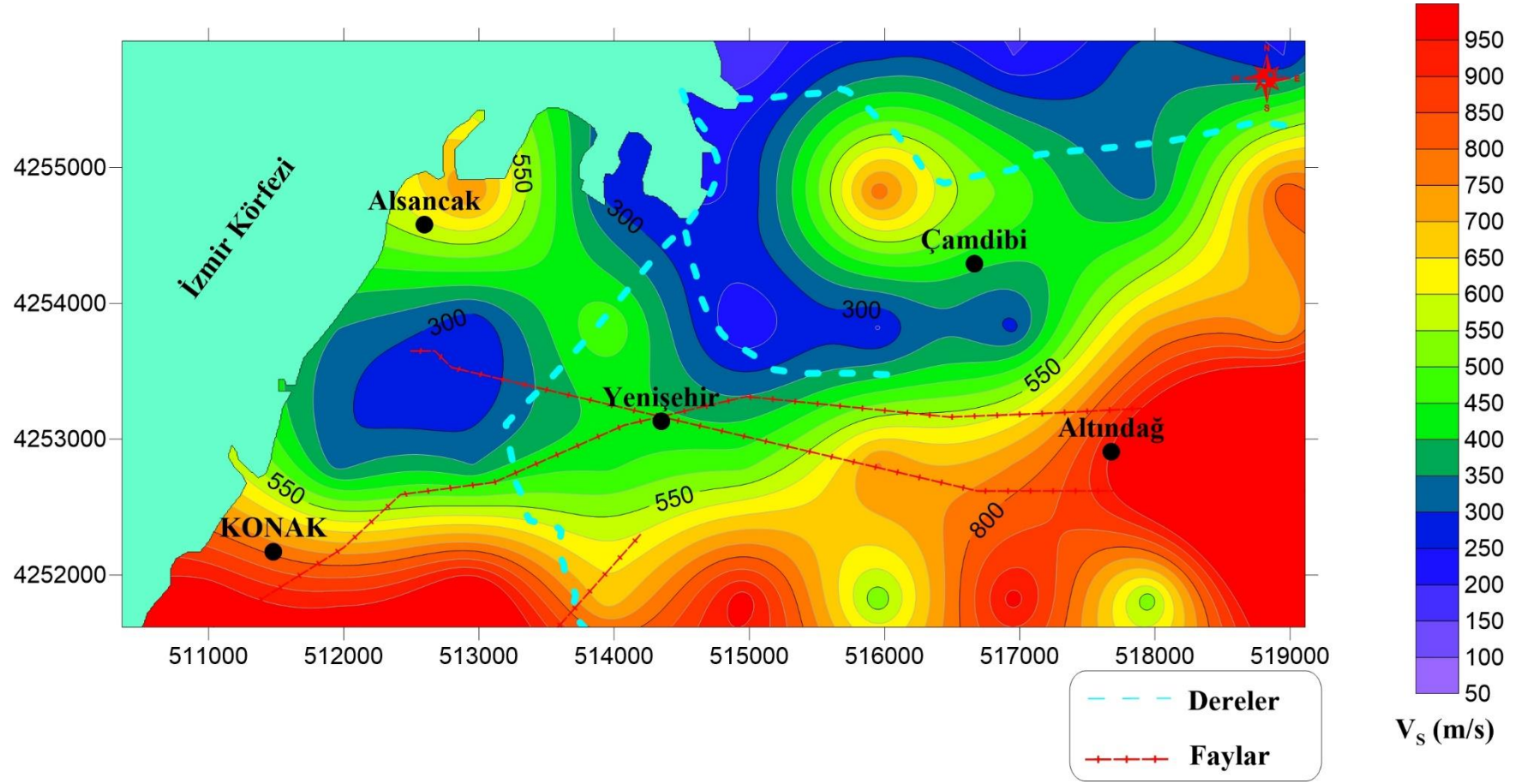
Şekil 3.13 20 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası (Kontur aralığı = 50)



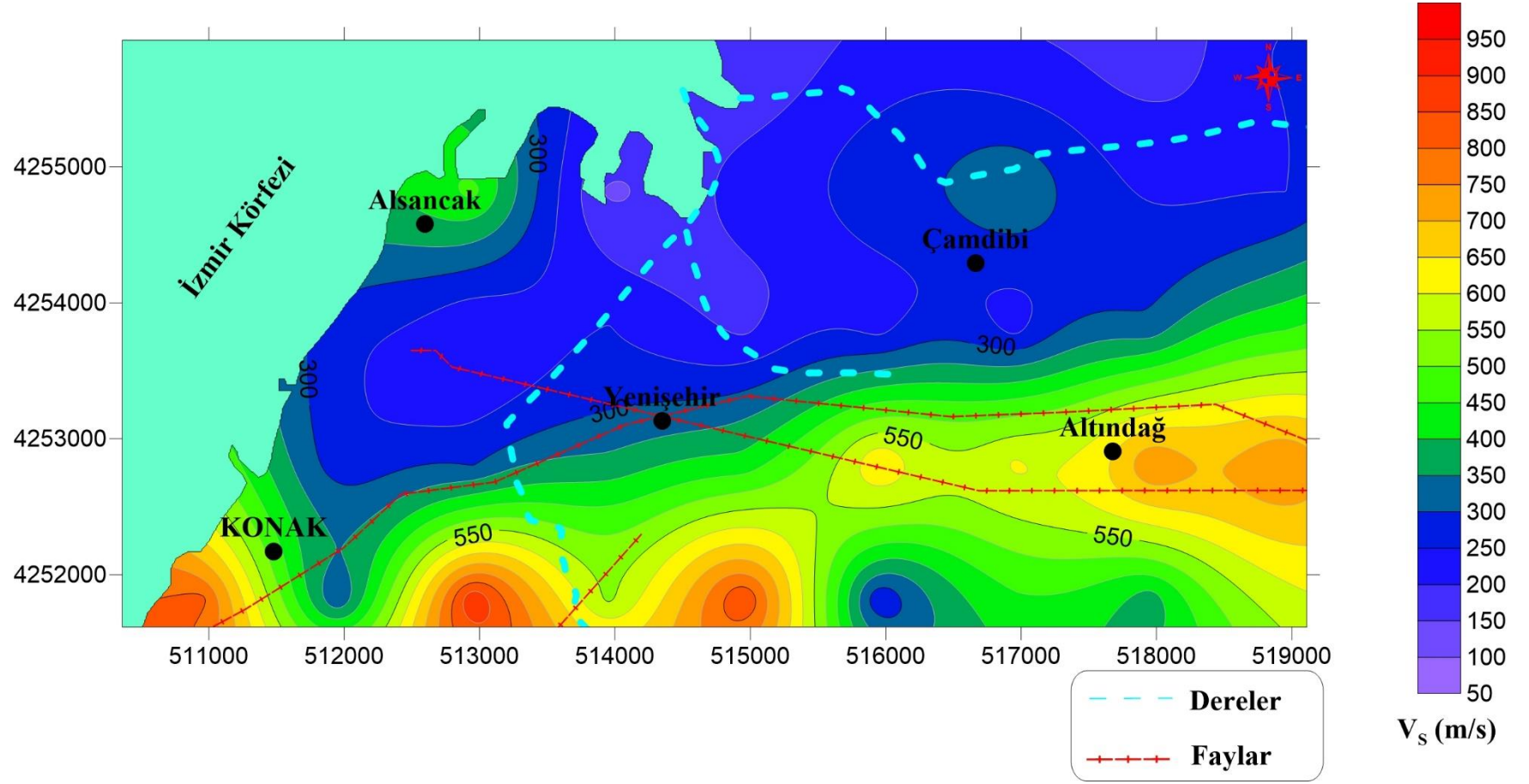
Şekil 3.14 25 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası (Kontur aralığı = 50)



Şekil 3.15 30 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası (Kontur aralığı = 50)

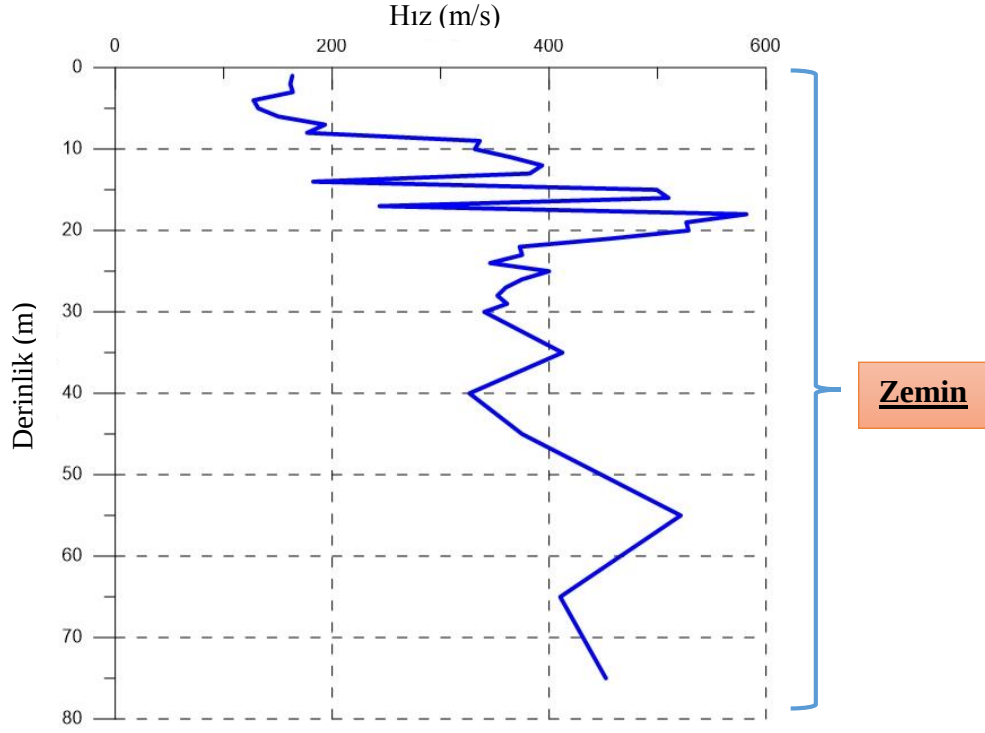


Şekil 3.16 40 metre derinlik seviyesi için V_s hızı dağılım haritası (Kontur aralığı = 50)



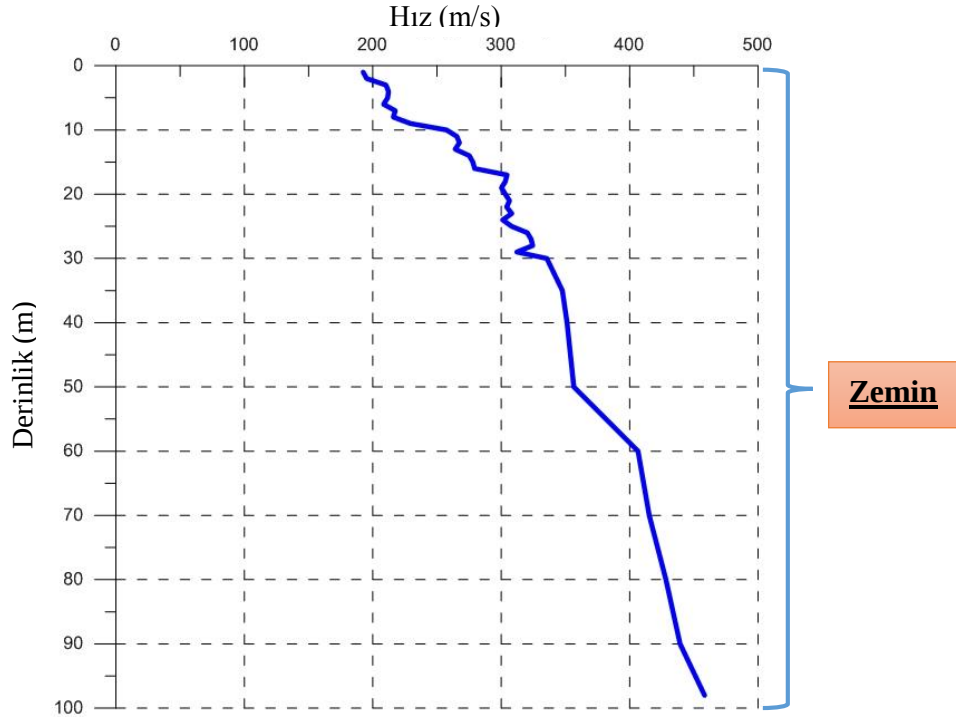
Şekil 3.17 İlk 30 metrenin ortalama V_{s30} hızı dağılım haritası (Kontur aralığı = 50)

Downhole S – Dalgası Hız Modeli



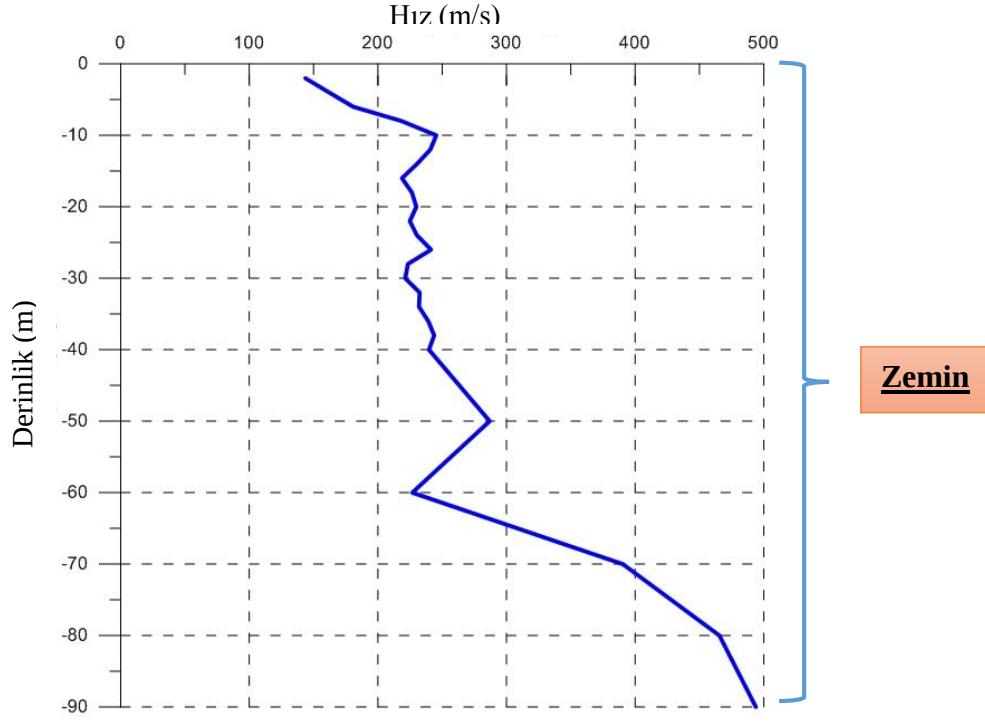
Şekil 3.18 Down-Hole 1 noktası değerlendirme sonucu

Downhole S – Dalgası Hız Modeli



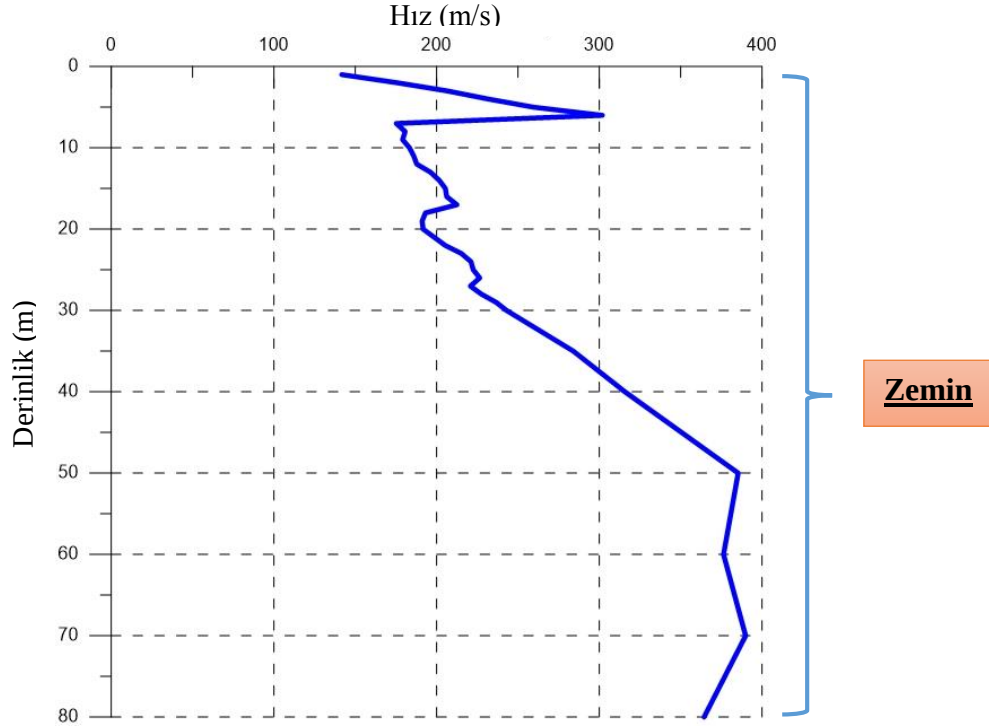
Şekil 3.19 Down-Hole 2 noktası değerlendirme sonucu

Downhole S – Dalgası Hız Modeli

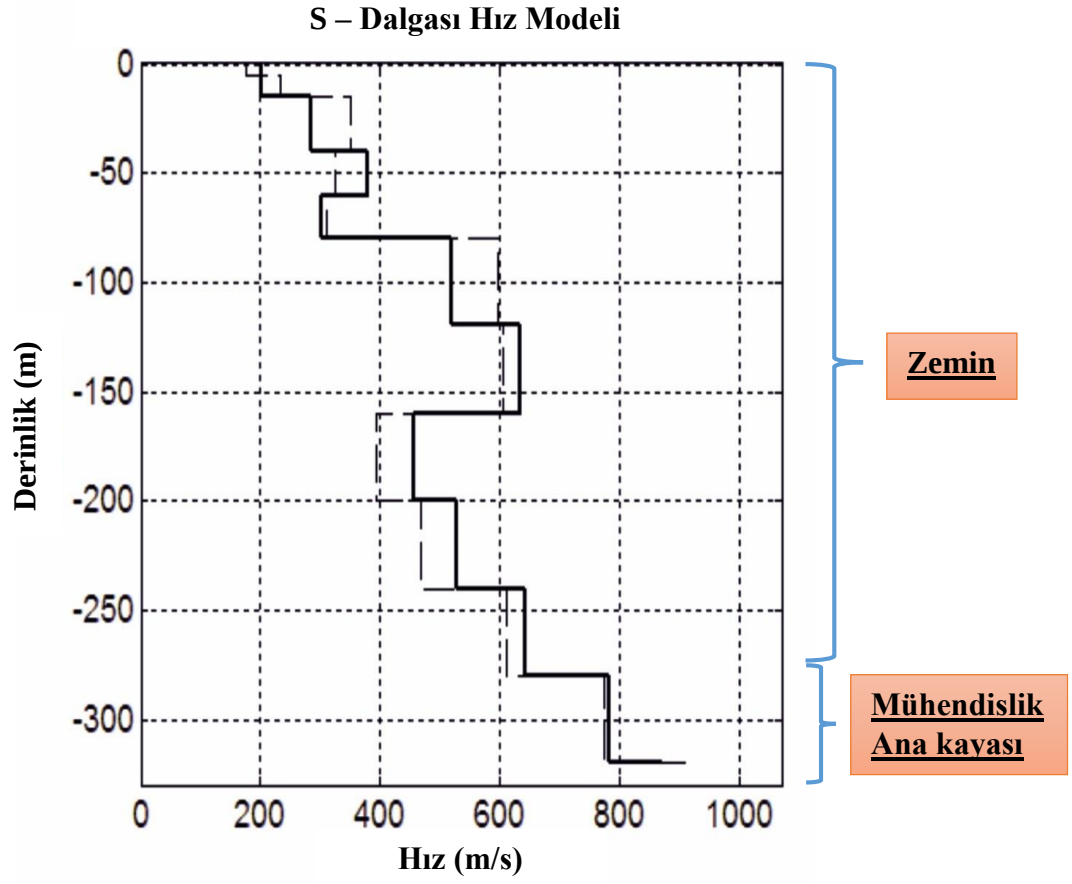


Şekil 3.20 Down-Hole 3 noktası değerlendirme sonucu

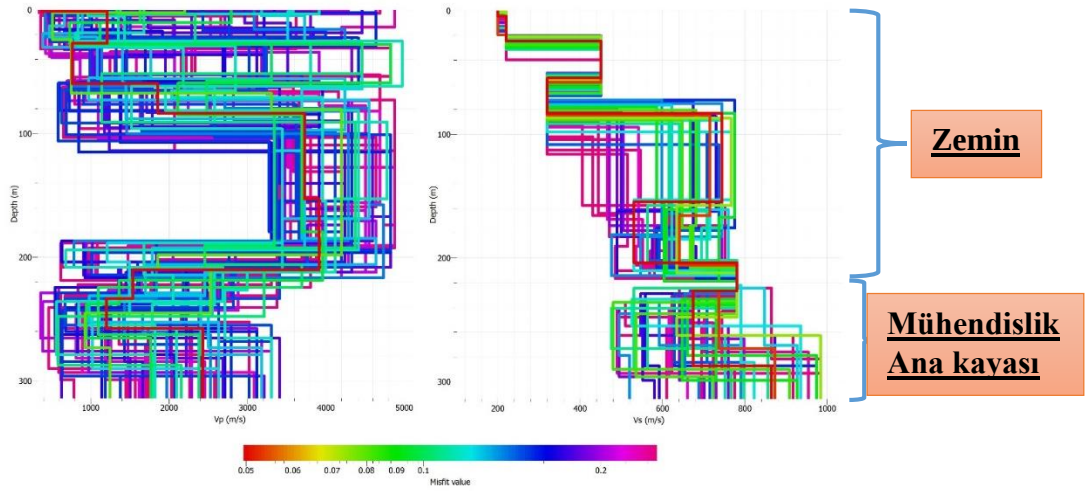
Downhole S – Dalgası Hız Modeli



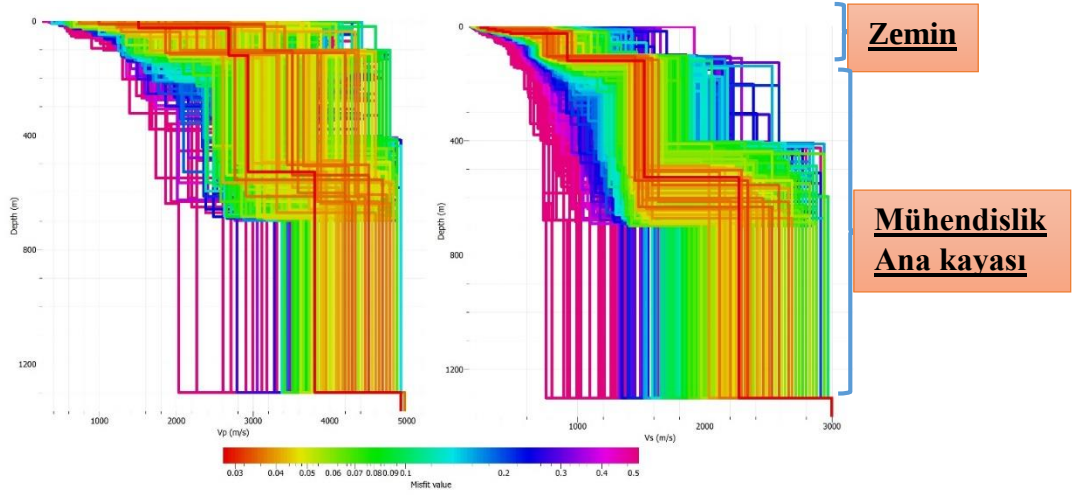
Şekil 3.21 Down-Hole 4 noktası değerlendirme sonucu



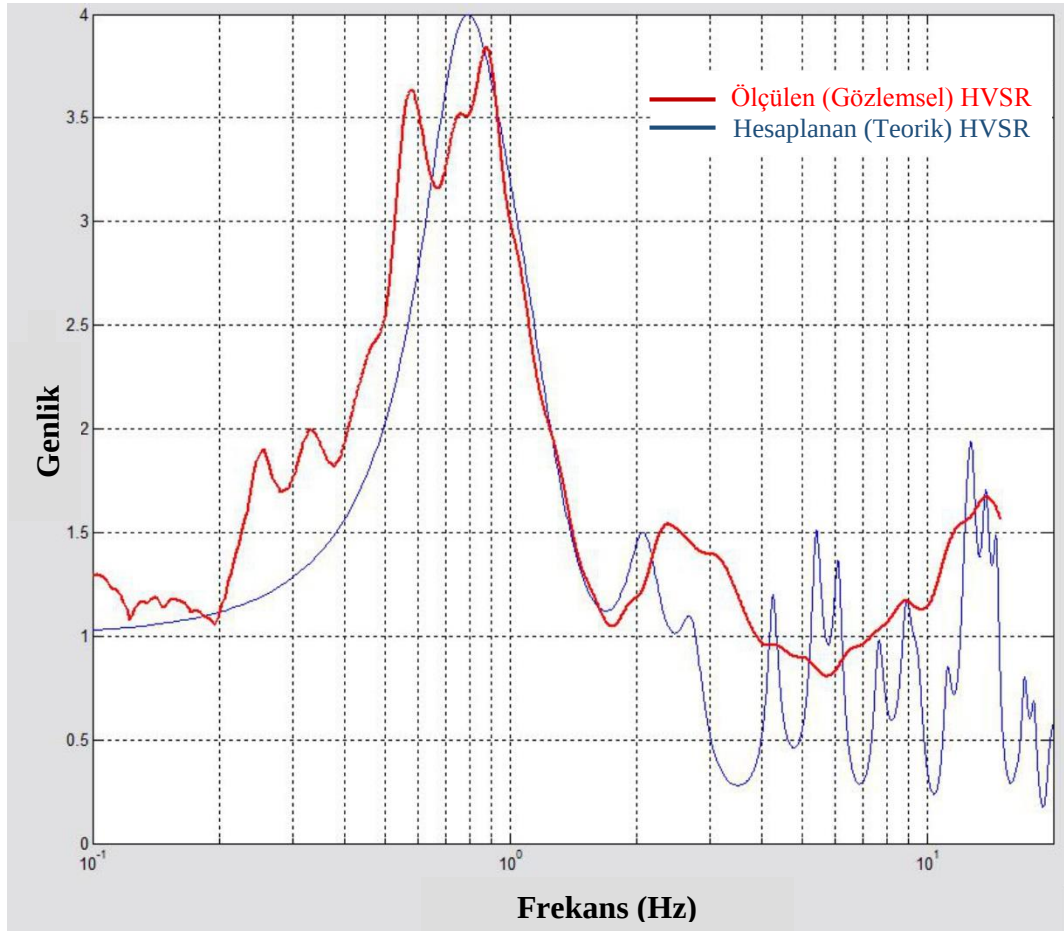
Şekil 3.22 SPAC 1 noktası değerlendirme sonucu



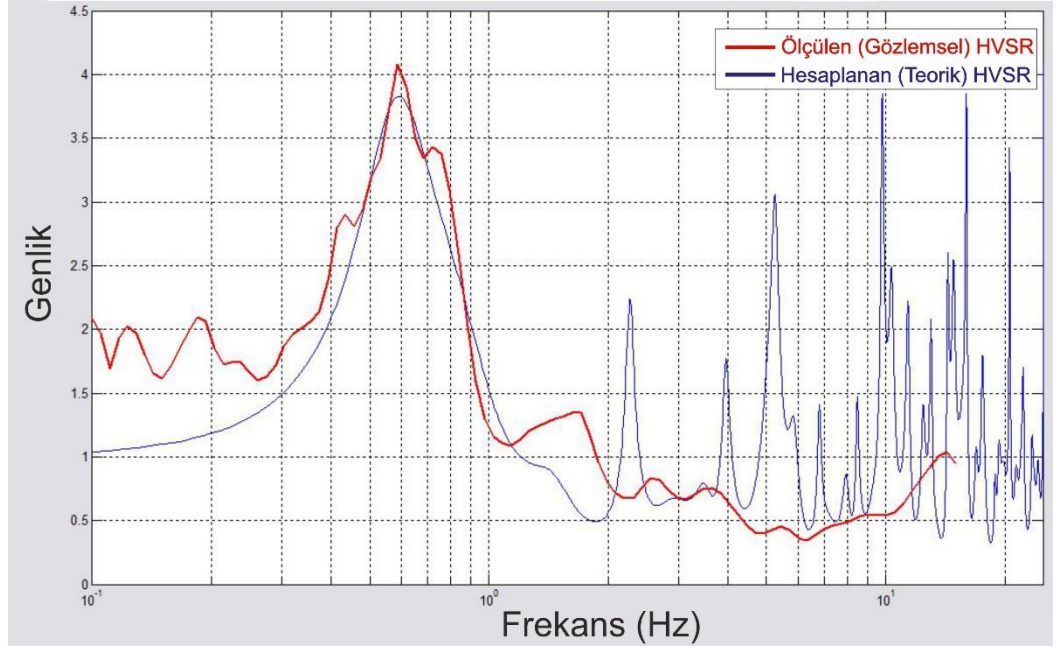
Şekil 3.23 SPAC 2 noktası değerlendirme sonucu



Şekil 3.24 SPAC 3 noktası değerlendirme sonucu



Şekil 3.25 SPAC 2 noktası gözlemsel ve kuramsal HVSR eğrileri



Şekil 3.26 SPAC 3 noktası gözlemsel ve kuramsal HVSR eğrileri

BÖLÜM DÖRT

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu tez çalışması kapsamında, mühendislik ana kayasının belirlenmesi amacıyla, İzmir Metropol alanı içerisinde belirlenen bölgede jeofizik çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalarda, Mikrotremor, MASW, SPAC ve Down-Hole jeofizik yöntemleri kullanılmıştır. Mikrotremor ve MASW çalışmalarında TÜBİTAK KAMAG 106G159 no' lu proje kapsamında elde edilen veriler kullanılmıştır. SPAC ve Down-hole çalışmalarında ise DEÜ Rektörlüğü 2013.KB.Fen. 015 nolu Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında alınan veriler kullanılmıştır.

Gözlemsel zemin transfer fonksiyonlarının elde edilmesi amacı ile Mikrotremor uygulama tekniklerinden Nakamura Tek İstasyon Yöntemi ile elde edilen QTS (HVSZ) spektrumları kullanılmıştır. Elde edilen gözlemsel QTS pik genlik frekans değerleri kullanılarak Nakamura hasar endeks Kg katsayıları hesaplanmıştır. Kg katsayılarının 20 referans seviyesinden alçak veya yüksek olmasına göre deprem sırasında zemin yüzeyinde oluşabilecek deformasyon değişimleri hakkında ön bilgi sağlanmıştır. Bu değişimler, periyot duyarlılık bölgesi tanımları dikkate alınarak hız, ivme ve yer değiştirme periyot duyarlılık değerleri ile ilişkilendirilmiştir.

Gözlemsel QTS pik genlik frekans değişimlerini, çalışma alanı içerisindeki fay ve dere yataklarının etkilediği gözlenmiştir. Zemin hakim periyodu değerleri bölge içerisinde düzensiz artma ve azalmalar göstermiştir. Alanın genelinde yüksek periyot değerleri ($T_0 > 1$ s) olduğu görülmüştür. Bununla birlikte faylanmaların olduğu bölgelerde büyük olasılıkla zeminde ezilme zonlarından kaynaklandığı şeklinde yorumlanan düşük periyot değerleri (bazı noktalarda $T_0 < 1$ s) görülmektedir. Hasar endeks katsayı hesaplamaları ile çalışma alanı içerisindeki noktalarda yine farklı değerlere ulaşılmıştır. Katsayı değerleri, alüvyon kalınlığının arttığı denize yakın bölgelerde yükselmektedir. Bu durum olası bir depremde buradaki zeminin elastoplastik ve/veya plastik davranış gösterebileceği şeklinde yorumlanmaktadır. Gözlemsel zemin transfer fonksiyonları ile ulaşılan en önemli bilgi ise, deprem – zemin – yapı ilişkisini tanımlamak için frekansa bağlı hesaplanan hız, ivme ve yer

değiştirme duyarlılık değerlerinin birbirlerinden farklı olmalarıdır. Bu da bize bölge içerisindeki bu farklı dağılımların, olası bir deprem sırasında zeminin hız, ivme ve yer değiştirme parametrelerine farklı duyarlılıklar göstereceğini işaret etmesidir.

Kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının elde edilmesi amacıyla ise MASW, SPAC ve Down-hole yöntemi ile elde edilen veriler kullanılmıştır. MASW ölçümleri ile elde edilen V_{s30} hızları ile çalışma alanına ait ilk 30 metrenin ortalama V_s hız dağılım bilgisine ulaşılmıştır. Ayrıca bölgeye ait farklı derinlik seviyeleri V_s hızı dağılımları da elde edilmiştir. Buradan elde edilen sonuçlar, V_{s30} hız değerlerinin alüvyonal zeminde yani çalışma alanının kuzeyinde 200 – 400 m/sn arasında olduğu, ancak güneye doğru bu hızın 800 – 900 m/sn değerine kadar yükseldiği görülmüştür. Farklı derinlik seviyeleri için oluşturulan haritalar incelendiğinde de benzer durumlar gözlenmiştir. Çalışma alanı içerisindeki özellikle 30 – 40 metrelerden sonra 700 m/sn ve üzerinde bir V_s hızına sahip olan bölgelerde zeminin ilk bakışta mühendislik ana kayası özelliği gösterebileceği şeklinde bir kanı oluşsa da, Down-hole ve SPAC çalışmalarında bu durumun devamlılığı gözlenememiştir. Bu da bize mühendislik ana kayasının kalın alüvyonal birikimin olduğu bölgelerde MASW yöntemi belirlenmesinin çok sağlıklı olmayacağını göstermektedir.

SPAC çalışmaları günümüz koşullarında derin amaçlı çalışmalarda P ve S dalga hız değişimlerinin elde edilmesinde başarılı şekilde kullanılmaktadır. Bu yöntemin hassasiyeti ise ters çözüm işlemi sırasında kullanılan başlangıç modeli seçimi ile doğru orantılıdır. Dolayısıyla QTS pik genlik frekans değişimleri ile MASW ve Down-Hole ölçümleri sonucu elde edilen sismik hız modellerinden yararlanılarak SPAC değerlendirmesi için bölgeye uygun başlangıç modelleri oluşturulmuştur. SPAC ölçümleri sonucu elde edilen S-dalga hızı, P-dalga hızı, tabaka kalınlıkları ve yoğunluk değerleri, bu değerleri kullanarak elde edilen kuramsal QTS ile gözlemsel QTS arasında karşılaştırma (Herak (2008) yaklaşımı ile) yapılarak optimize edilmiştir.

Sonuç olarak çalışma alanında mühendislik ana kayası derinliği ortalama 150-300 m. aralığında değişmektedir. Aralığın bu kadar geniş olması nedeniyle bölgesel olarak tanımlama yapılması önerilmez. Bunun yerine yapı yapılacak noktaya özgü olarak

mühendislik ana kayası derinliğinin yerinde yapılacak jeofizik çalışmalarla belirlenmesi ve zemin dinamik analizlerinde bu parametrelerin kullanılması önerilir. Çalışma alanında Nakamura hasar endeksi katsayıları bakımından incelendiğinde bölgenin büyük kısmında zeminin elastoplastik ve/veya plastik davranış özellikleri gösterebileceğine görülmüştür. Bu durumda yapılacak yapıların tasarım aşamasında dikkate alınması önerilir.

KAYNAKLAR

- Akgün, M., Gönenç, T., Pamukçu, O., Özyalın, Ş. ve Özdağ, Ö. C. (2013). Mühendislik ana kayasının belirlenmesine yönelik jeofizik yöntemlerin bütünleşik yorumu: İzmir yeni kent merkezi uygulamaları. *Jeofizik Bülteni*, 18, 67-80.
- Akgün, M. (2013). *Deprem – yapı – zemin soru ve cevaplar*. Ders Notları. Dokuz Eylül Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İzmir.
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415-457.
- Aki, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion, *Tectonophysics*, 218, 93–111.
- Alçık, H, A., Gürbüz, C. ve Üçer, B. (1995). Kadıköy ve Üsküdar bölgelerinde yapılan mikrotremor ölçümleri ile mikrobölgelendirme, *Jeofizik Dergisi* (9, 10), 235–245.
- Bard, P.Y. (1998). Microtremor measurement: A tool for site effect estimation. *The Effects of surface Geology on Seismic Motion*, 1251-1279. Rotterdam: Balkema.
- Bath, M. (1973). *Introduction to seismology*, Basel and Stuttgart: Birkhauser Verlag
- Bedford, A. ve Drumheller, D.S. (1994). *Introduction to elastic wave propagation*, Chichester, England: J Wiley and Sons Ltd
- Bozkurt, A. ve Kurtuluş, C. (2009). Alikahya bölgesinde birleştirilmiş jeolojik, jeofizik ve jeoteknik araştırmalarla zemin incelemesi. *Uygulamalı Yerbilimleri*, 1, 1-17.

- Buttkus, B. (2000). *Spectral analysis and filter theory in applied geophysics*. Berlin: Springer-Verlag.
- Clark, T.H. (1966). Chateauguay area. Misinistere des ressources Naturelles du Quebec, *Geological Report* 122, 63.
- Çaylak Ç. (2009). *Çok kanallı yüzey dalgası verisinin ters çözüm teknikleri ile çok sığ yapıların araştırılması*, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Dindar, H. (2010) *İzmir metropoliten alanına yerleştirilecek olan kuvvetli yer istasyonlarının zemin özelliklerini tanımlamaya yönelik jeofizik çalışmalar*. Doktora Tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Dziewonski, A. M. ve Hales A. L. (1972). Numerical analysis of dispersed seismic waves. *Methods in Computational Physics: Advances in Research and Applications*, 11, 39-85.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (2005). Geology, geochemistry and geochronology of the Baflova andesite, eastern end of the Küçük Menderes Graben. *Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey Bulletin*, 131, 1–19.
- Ekincioglu E. E. (2007). *Dairesel diziliimli mikrotremorlar ve spac yöntemi ile yakın yüzey s dalgası hız yapısının belirlenmesi*. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Ankara
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara zonunun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2/1, 1-20.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. ve Gregory, A.R. (1974). Formation Velocity and Density the Diagnostic Basics for Stractigraphic Traps, *Geophysics*, 39, 770–780.

- Gül, A. (1972). Mikrobölgelendirme etüdleri ilke ve yöntemleri. *Türkiye' de Deprem Sorunu ve Deprem Mühendisliği Sempozyumu*, Ankara.
- Herak, M. (2008). Model HVSR-A Matlab® tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise. *Computer and Geosciences*, 34, 1514-1526.
- Hubbard J. L. (2009). *Use of Electrical Resistivity and Multichannel Analysis of Surface Wave Geophysical Tomography in Geotechnical Site Characterization of Dam*, Doktora Tezi Texas Üniversitesi, Texas
- Kagami, H., Okada, S., Shino, K., Oner, M., Dravinski, M. ve Mal, A. K. (1986). Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. A two dimensional study of site effects in S. Fernando valley, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1801- 1812.
- Kanai, K. ve Tanaka, T. (1961). On microtremors, 8. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 39, 97–114.
- Kanai, K., Tanaka, T. ve Yoshizawa, S. (1965). On microtremors, 9. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 43, 577–588.
- Kanai, K. (1983). *Engineering seismology*. Tokyo Üniversitesi.
- Kayan, İ. (2000). İzmir çevresinin morfotektonik birimleri ve alüvyonal jeomorfolojisi. *Batı Anadolu Depremselliği Sempozyumu*, 103.
- Keçeli, A. (2012). Soil parameters which can be determined with seismic velocities. *Jeofizik Bülteni*, 16, 17-29.
- Kıncal, C. (2005). *İzmir iç körfezi çevresinde yer alan birimlerin coğrafi bilgi sistemleri ve uzaktan algılama teknikleri kullanılarak mühendislik jeolojisi açısından değerlendirilmesi*. Doktora Tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

- Kobayashi, H., Seo, K. ve Midorikawa, S. (1986). Part 1, Estimated strong ground motions in the Mexico city due to the Michoacan, Mexico earthquake of September 19, 1985 based on characteristics of microtremor, Part 2, *Report on Seismic Microzoning Studies of the Mexico Earthquake of September 19, 1985*. The Graduate School of Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology, 34–68.
- Koca, M.Y., Yavuz, A. B. ve Türk, N. (2005). Material properties of the Menderes massif marbles from SW Turkey. *Engineering Geology*, 82, 91-106.
- Konno, K. ve Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin Seismological Society of America*, 88, 228–241.
- Kovach, R.L. (1978) Seismic surface waves and crustal and upper mantle structure, *Geophysics and Space Physics*, 16, 1-14
- Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice Hall.
- Kumar, S. (2007). *Seismic Microzonation Framework – Principles & Applications*. 06 Temmuz 2015, http://www.civil.iisc.ernet.in/~microzonation/workshop_files/paper%203.pdf
- Kutanis, M. (2005). *Yer hareketi parametreleri*. 16 Nisan 2014, http://www.kutanis1.sakarya.edu.tr/lectures/struc_eqe/Pdf/5a%20Strong%20Ground%20Motion%20PARAMETERS.pdf
- Lachet, C. ve Bard, P.Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the Nakamura's technique. *Earth*, 42, 377-397.
- Lermo, J. ve Garcia, F. J. (1994). Area microtremors useful in site response evaluation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1350 – 1364.

MASW (2015). 06 Temmuz 2015 <http://www.masw.com/>

McMechan, G. A. ve Yedlin, M. J. (1981). Analysis of dispersive by wave field transformation, *Geophysics*, 46 (6), 869-874.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technology Research Institute*, 30, 25-33.

Nakamura, Y. (1997). *Seismic vulnerability indices for ground and structures using microtremor. World Congress on Railway Research*, Florence.

Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proceeding 12th World Conference on Earthquake Engineering*, 2656.

Osmanşahin, İ. (1989). *Yüzey dalgası ortam tepki fonksiyonlarından yararlanarak Anadolu ve civarında kabuk ve üst – manto yapısının belirlenmesi*. Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi, İstanbul

Okada, H. (2003). The microtremor survey method, geophysical monograph series. *Society of Exploration Geophysicists (SEG)*, 12.

Özbek, D. (1981). *Altındağ Köyü (İzmir) çevresinin jeoloji ve Altındağ taş ocaklarının mühendislik jeolojisi*. Bitirme Ödevi. Ege Üniversitesi, İzmir.

Özer, S. ve İrtem, O. (1982). Işıklar-Altındağ (Bornova-İzmir) Üst Kretase kireçtaşlarının jeolojik konumu, stratigrafisi ve fasiyes özellikler. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 25, 41-47.

Park, C.B., Miller, R.D., ve Xia, J. (1998). Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record: *68th Annual International Meeting Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts*, p. 1377-1380.

Park, C.B., Miller, R.D. ve Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves: *Geophysics*, v. 64(3), 800-808.

Park, C.B. ve Miller, R.D. (2005) Seismic characterization of wind turbine sites in Kansas by the MASW method: *Kansas Geological Survey Open-file Report* 2005-23.

Park seismic (2015). 06 Temmuz 2015 <http://www.parkseismic.com/>

Stokoe, K. H., Wright, S. G., Bay, J. A. ve Roesset, J. M. (1994). *Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Geophysical characterization of sites*. New Delhi: Oxford Publishers,.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. ve Keys, D.A. (1976). *Applied Geophysics*, Cambridge Üniversitesi Press.

Teves-Costa, P., L. Matias, L. ve Bard, P. Y. (1996). Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings. *American Geophysical Union*, 15, 201-209.

Tuğsal, Ü.M., Kara, F.İ., Taşkın B. ve Sezen, A. (2007). Türkiye deprem kayıtları kullanılarak hedef yer değiştirmelerin hesabı için iki ampirik formül. 6. *Ulusal Deprem Mühendisliği Kongresi*, İstanbul Teknik Üniversitesi Süleyman Demirel Kültür Merkezi, İstanbul.

Uzel, B., Sözbilir, H. ve Özkaymak, C. (2010). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in Western Anatolia: the inner bay of Izmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 10, 9-11.

Yağcı, B. (2014). *Zemin davranış analizleri*. 20 Haziran 2014, <http://insaат.balikesir.edu.tr/dokumanlar/gdm/geo5.pdf>

Yalçınkaya, E. (2004). Bir boyutlu modeller için zemin büyütmesine etki eden parametrelerin incelenmesi. *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, 17, 47-56.

Yalçınkaya, E. (2010). Zemin neden bu kadar önemli. *Jeofizik Bülteni*, 63, 77-80.

Xia, J., Miller, R. D., ve Park, C. B. (1999). Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics*, 64(3), 691-700.