

ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK ANABİLİM DALI
YÜKSEK LİSANS TEZİ

ÇANAKKALE ŞEHİR MERKEZİ SİSMİK
MİKROBÖLGELENDİRMESİ

Alper DEMİRCİ

Danışman:
Yrd. Doç. Dr. Mehmet Ali KAYA

Ağustos, 2007
ÇANAKKALE

ÇANAKKALE ŞEHİR MERKEZİ SİSMİK MİKROBÖLGELENDİRMESİ

**Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeofizik Anabilim Dalı**

Alper DEMİRCİ

**Danışman:
Yrd. Doç. Dr. Mehmet Ali KAYA**

**Ağustos, 2007
ÇANAKKALE**

İÇİNDEKİLER

TEZ SINAVI SONUÇ BELGESİ	ii
TEŞEKKÜR	iii
SİMGELER	iv
KISALTMALAR	v
ÖZET.....	vi
ABSTRACT	vii
1. GİRİŞ.....	1
2. YÖNTEM ve MATERYAL.....	3
2.1. Elektrik Özdirenç Yöntemi.....	3
2.1.1. Düşey Elektrik Sondajı (DES).....	3
2.2. Mikrotremor Yöntemi.....	5
2.2.1. Mikrotremorlar ve Özellikleri.....	6
2.2.2. Mikrotremorların kaynakları.....	6
2.2.3. Mikrotremorları oluşturan dalgalar.....	7
2.2.4. Mikrotremorların Periyot Dağılımları.....	8
2.2.5. Mikrotremor ölçüm yöntemleri.....	9
2.2.6. Önceki Çalışmalar.....	9
2.2.7. Mikrotremor Kayıtlarının Değerlendirilmesi.....	12
2.2.7.1. Spektral Genliklerin Yorumlanması.....	12
2.2.7.2. Referans Noktasına Göre Spektral Oran Yöntemi.....	13
2.2.7.3. Sıfır Kesme (Kanai) Yöntemi.....	14
2.2.7.4. Nakamura Yöntemi.....	14
2.2.8. Mikrotremor Yöntemi ile Belirlenen Zemin Parametreleri.....	16
2.2.8.1. Zemin Büyütmesi	19
2.2.8.2. Zemin Hakim Titreşim Periyodu ve Rezonans	20
3. ÇALIŞMA ALANI.....	22
3.1. Çanakkale'nin Tarihsel Gelişimi.....	22
3.2. Bölgesel Jeoloji.....	24
3.3. Çalışma Alanının Jeolojisi.....	26
3.4. Tektonik.....	28
3.4.1. Biga Yarımadası'nın Neotektoniği.....	28

3.4.2.Kuzey Anadolu Fayı'nın Biga Yarımadası'ndaki Uzantıları.....	29
4. ARAZİ ÇALIŞMALARI ve BULGULAR.....	33
4.1.Elektrik Özdirenç Yöntemi.....	33
4.2. Mikrotremor Kayıtlarının Alınması.....	35
4.3. Çalışmada kullanılan ekipmanlar ve özellikleri.....	36
4.4. Alınan Mikrotremor Kayıtların Değerlendirilmesi.....	37
4.4.1. Mikrotremor, Sondaj ve S Dalgası Hızlarının Birlikte Değerlendirilmesi	43
5. SONUÇLAR ve ÖNERİLER.....	46
KAYNAKLAR	50
Ekler	56
Tablolar Listesi	78
Şekiller Listesi.....	79
Özgeçmiş	82

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Alper DEMİRCİ tarafından **Yrd. Doç. Dr. Mehmet Ali KAYA** yönetiminde hazırlanan **“ÇANAKKALE ŞEHİR MERKEZİ SİSMİK MİKROBÖLGELENDİRMESİ”** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Yrd. Doç. Dr. Mehmet Ali KAYA

Yönetici

Doç. Dr. Süha ÖZDEN

Jüri Üyesi

Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Mehmet Emin ÖZEL

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

“Çanakkale Şehir Merkezi Sismik Mikrobölgelendirmesi” başlıklı tez çalışmamı nihayet tamamlamış bulunmaktayım. Bu çalışma süresince bilgi birikimini, değerli görüş ve tavsiyelerini benden esirgemeyen danışman Hocam Sayın Yrd. Doç. Dr. Mehmet Ali KAYA’ya teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca çalışma sürecinde hiçbir sorumu cevapsız bırakmayan, karşılaştığım problemlerle yakından ilgilenen, gerek arazi çalışmalarım gerekse de veri işlem aşamalarında bilgi ve tecrübelerinden önemli ölçüde faydalandığım, aradığım her türlü dökümana sayesinde ulaştığım, sadece iş yaşamımda değil özel yaşamımda da hep yanımda olan Sayın Hocam Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER’ e sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Yine her soruma açıklıkla cevap veren, odasına bir konuda danışmaya her gidişimde odasından kafamda yeni bir fikirle ayrıldığım Sayın Hocam Yrd. Doç. Dr. Emin Uğur Ulugergerli’ye çok teşekkür ederim.

Ayrıca arazi çalışmalarım boyunca, gece geç saatlere kadar bana katlanan sevgili arkadaşlarım Ahmet YÜKSEL, Rıdvan YALÇIN, jeofizik mühendisi Cemal DURGUT ve jeofizik mühendisi Ali Said YALÇIN’a teşekkürü bir borç bilirim.

Diğer yandan arazi çalışmalarını için gerekli olan ekipmanı sağlayan Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma Merkezi Çalışanlarına, Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi Çalışanlarına, sağladığı yararlı dökümanlardan dolayı Ekrem ZOR’ a, tezim ile ilgili sıkça görüş ve önerilerde bulunan mesai arkadaşlarım Araş. Gör. Yunus Levent EKİNCİ ve Araş. Gör. Can ERTEKİN’e ve çalışmada kullandığım yöntemin mimarı olan mailler aracılığıyla sorularımı yanıtlayan ve kendisinden faydalı dökümanlar edindiğim Yutaka NAKAMURA’ ya teşekkürlerimi sunarım.

Son olarak beni yetiştirip bu günlere getiren anne ve babama, çalışmalarım esnasında hep yanımda olan, her türlü manevi desteği gösteren ve beni devamlı çalışmaya teşvik eden sevgili eşim Fulin DEMİRCİ’ ye sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Alper DEMİRCİ

Çanakkale, Ağustos 2007

SİMGELER

- D_S : Zemin tabakasının yüzeyindeki hareketin düşey bileşeninin genlik spektrumu
- D_B : Zemin tabakasının tabanındaki hareketin düşey bileşeninin genlik spektrumu,
- Y_S : Zemin tabakasının yüzeyindeki hareketin yatay bileşeninin genlik spektrumu
- Y_B : Zemin tabakasının tabanındaki hareketin yatay bileşeninin genlik spektrumu
- S_T : Yer etkisi fonksiyonu
- $v(t)$: Tanecik hızı
- $E(t)$: Sismik Enerji
- V_s : S dalgası hızı
- Q_{as} : Alüviyal Seki
- Q_a : Alüvyon
- $T_ç$: Çanakkale Formasyonu
- T_0 : Baskın periyot
- F_0 : Baskın Frekans
- Z : Empedans
- ρ : Yoğunluk
- H : Kalınlık
- ΔV : Potansiyel Fark
- I : Akım
- R : Direnç
- K : Geometrik Faktör
- ρ_a : Görünür Özdirenç

KISALTMALAR

mm	: Milimetre
cm	: Santimetre
m	: Metre
km	: Kilometre
FFT	: Fast Fourier Transform
H/V	: Yatay / Düşey
Hz	: Hertz
sn	: Saniye
dk	: Dakika
MTA	: Maden Tektik Arama
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
K	: Kuzey
G	: Güney
D	: Doğu
B	: Batı
DES	: Düşey Elektrik Sondaj
GCF	: Güralp Compressed Format
GPS	: Global Positioning System

ÇANAKKALE ŞEHİR MERKEZİ SİSMİK MİKROBÖLGELENDİRMESİ

ÖZET

Bu sismik mikrobölgeleme çalışmasında, 46 istasyondaki elektrik özdirenç ve 44 istasyondaki mikrotremor ölçümleri ile yüzey jeolojisinin elektriksel ve dinamik özellikleri belirlenmiştir. Her bir özdirenç istasyonu bir boyutlu ters çözüm tekniğiyle değerlendirilmiş ve sonrasında farklı derinlikler için yer elektrik kesitleri oluşturulmuştur. Doğru akım özdirenç yöntemi sonucunda, çalışma alanının batı kesimlerinde Sarıçay havzası ile Çanakkale boğazı arasında kalan kısımda yüksek özdirençli birimlere rastlanmıştır. Bölgenin doğusuna gidildikçe azalan özdirenç değerleri havza içinde alüvonal tabakaları işaret etmektedir. Diğer yandan, mikrotremör ölçümlerine uygulanan bazı veri işlem aşamaları sonrasında her istasyon için hakim titreşim periyotları ve zemin büyütme değerleri hesaplanmış ve dağılım haritası oluşturulmuştur. Mikrotremor çalışmaları sonucunda çalışma alanının hakim titreşim periyodunun 0.15-1 sn. aralığında değiştiği özellikle Sarıçay havzasının merkezinde ve güney kısımlarında alüvyonu temsil eden 0.5-1 sn.'lik değerler aldığı görülmektedir. Bununla yanında, çalışma alanın yüksek topoğrafyalı ve nispeten yaşlı birimleri barından kuzey kesimlerinde, sıkı ve sağlam birimleri temsil eden küçük periyot değerleri gözlenmektedir. Bölgede açılmış bazı sondaj kuyularında gözlenen ve S dalgası hız bilgisi ile hakim titreşim periyotlarının birlikte kullanılması temeline dayanan Kanai formülü ile hesaplanan alüvyon kalınlıkları arasındaki uyumu vurgulamak amacıyla karşılaştırmalar yapılmıştır. Çalışmanın sonucunda alternatif yerleşim alanlarının araştırılması veya olumsuz zemin koşullarına karşı birtakım zemin iyileştirme tekniklerinin uygulandıktan sonra yapılaşmaya gidilmesi önerilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Hakim titreşim periyodu, Mikrotremor, Özdirenç, Ters çözüm, Zemin büyütmesi

SEISMIC MICROZONING OF CANAKKALE CITY CENTER

ABSTRACT

In this seismic microzoning study, electrical and dynamic properties of surface geology are determined by electrical resistivity at 46 stations and microtremor measurements at 44 stations. Each resistivity station was processed by one-dimensional inversion technique and represented the resistivity distribution as Pseudo three-dimensional volumetric resistivity depth slices. Interpretation of direct current resistivity data presents that a resistive structure (~150 ohm-m) exists between Çanakkale strait and Sariçay basin, extending towards western part of the study area. The resistivity values decrease towards the eastern side points out the general properties of alluvial deposits. On the other hand, subsequent to application of some signal processes to microtremor measurements, fundamental vibration periods and soil amplification factors were determined for the each station and shown as distribution map. Predominant vibration periods were determined in the range of 0.15-1 sec. and the periods with the value between 0.5 and 1 sec., which point out soft alluvial layers, observed in the middle and south part of the Sariçay basin. Additionally, small period values were observed at the northern side, where topography is high and consist of older geological units than alluvium, and this indicates relatively compact zones. That can be said, calculated soil amplification factors have a good agreement with the predominant period values. However, by the aim of attracting attention to good correlation of alluvial depths, a comparison was carried out between calculated depending on common usage of fundamental vibration period of soil and s wave velocity information by the equation of Kanai and observed sounding logs. In the light of results of study, it is strongly suggested to research alternative settlement areas or apply ground improvement techniques in case of unfavorable ground conditions in the planning level of engineering structures.

Keywords: Inversion, Microtremor, Predominant vibration period, Resistivity, soil amplification

BÖLÜM 1

GİRİŞ

Günümüz teknolojiyle depremlerin oluş zamanını önceden kestirebilmek mümkün değildir. Bu belirsizlik içinde yaşamını sürdüren insan, hayatındaki bir günün en az yarısını kapalı betonarme binalar içerisinde geçirmektedir. Peki, insanoğlu vaktini geçirdiği bu binalar içerisinde ne kadar güvendedir? Acaba bir sonraki gününü yine bu yapılar içerisinde mi geçirecek yoksa ebediyen o binaların yıkılmasına sebebiyet veren büyük deprem dalgalarının içerisinde geçtiği topraktaki yerini mi alacak? İşte her şey aslında bu sorunun cevabında gizliliğini korumaktadır.

Yaşanan büyük depremler sonrasında, meydana gelen kayıp ve hasarları değerlendirerek bir sonraki depreme hazırlık için uygun yerleşim alanlarını saptamak her ne kadar gerçekçi sonuçlar üreten bir yöntem olsa da asıl önemli olan yerleşim için uygun veya riskli alanların büyük kayıplar verilmeden tespit edilebilmesidir. İnsanoğlu depremi önceden belirleyemiyorsa yaşamını sürdüreceği ortamın bir deprem anında göstereceği davranışı belirlemek zorundadır. Gerek yaşamını sürdüreceği yapıyı gerekse de o yapıyı inşa edeceği zemini uygun seçmeli ve bu sayede hayatta karşılaşabileceği onlarca doğal afetten sadece biri, en azından depremden korunma yoluna gitmelidir.

Ülkemizde güvenli yerleşim alanı seçimi ve yapılaşma, özellikle 17 Ağustos depreminden sonra ön plana çıkan bir sonuçtur. 17 Ağustos depreminin farklı bölgelerde farklı zemin problemlerine yol açması, yerbilimlerine ve özellikle deprem bilimine olan ilgi artışını da beraberinde getirmiştir.

Deprem odağından yaklaşık 100 km uzaklıkta olmasına rağmen İstanbul' un Avcılar ilçesi depremden en fazla etkilenen ve hasar gören alanlardan biri olmuştur. Bu hasarın sebebi kalın alüvyonal tabakaların belli frekanslardaki deprem dalgalarının genliklerini anormal derecede büyütmesi ve depremin şiddetini arttırmasıdır. Yerbilimlerinde, deprem dalgalarının genliklerindeki bu artış zemin büyütmesi ve büyütmenin meydana geldiği dalgaların periyoduna da zemin hakim titreşim periyodu adı verilmektedir.

Bu nedenle sözü edilen bu iki zemin dinamik parametresi, bir bölgenin yerleşime uygunluğu açısından büyük önem taşımaktadır ve yapılaşmaya gidilmeden

önce bu parametreler doğru ve güvenilir bir şekilde belirlenip yapı tasarımında mutlaka kullanılmalıdır. Son yıllarda bu tür çalışmalar, dünyada ve ülkemizde sismik mikrobölgeleme adı altında sıkça uygulanmaya başlanmış ve giderek artan bir şekilde devam etmektedir. 1960 sonrası pek çok araştırmacı mikrotremorların spektral özellikleri ile zeminin dinamik davranışları arasındaki ilişkileri araştırmışlardır (Kanai ve Tanaka, 1954; Kanai ve Tanaka, 1961, 1966; Field ve Jakob, 1993; Lermo ve Chavez-Garcia, 1994; Lachet ve Bard, 1994; Mucciarelli, 1998; Fah ve diğ. 2001; Ojeda ve Escallon 2000).

Çanakkale civarında geçmişte önemli derecede hasar yapıcı depremler üreten fayların bulunması ve halen bu fayların deprem üretme aktivitesi açısından risk teşkil etmesi bu alanda sismik mikrobölgeleme çalışmasını kaçınılmaz hale getirmektedir. Tez kapsamında, Çanakkale şehir merkezindeki zemin dinamik parametrelerinin dağılımını belirlemek amacıyla sismik mikrobölgeleme çalışması yapılmıştır. Çalışmanın amacı doğrultusunda, doğru akım özdirenç ve mikrotremor yöntemleri kullanılmıştır. Çalışma kapsamında yapılan araştırma ve analiz adımları ile ilgili ön bilgi ve çalışmanın içeriği, izleyen paragraflarda verilmektedir.

Çalışmanın ikinci bölümünde, tez kapsamında kullanılan doğru akım özdirenç ve mikrotremor yöntemleri hakkında teorik bilgiler verilmiş özellikle mikrotremor yönteminin doğası, ölçüm yöntemleri, dünyada ve ülkemizde yapılmış çalışmalar, veri analizi yöntemleri ve hesaplanan parametreler hakkında bilgiler anlatılmaktadır.

Üçüncü bölümde çalışma alanı olan Çanakkale şehrinin konumu, tarihçesi, jeolojisi ve tektonik gelişimi hakkında bilgiler verilmektedir.

Çalışmanın dördüncü bölümünde, bölgede yapılan arazi çalışmaları, kullanılan ekipmanlar, mikrotremor kayıtlarının Nakamura (1989) yöntemine göre sinyal analizi işlem aşamaları ve analizler ile elde edilen sonuçlarla şehir merkezine ait zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütmesi haritaları sunulmaktadır. Ayrıca, belirli bölgelerdeki sondaj bilgileri ile S dalgası hızları ve hakim periyot değerleri ile hesaplanan alüvyon kalınlıklarının karşılaştırması yapılmaktadır.

Son bölümde ise elde edilen tüm sonuçlar birlikte değerlendirilmekte, çalışma alanının yerleşime uygunluk durumu açıklanmakla beraber bu konuda bir takım öneriler belirtilmektedir.

BÖLÜM 2

MATERYAL ve YÖNTEM

Çalışma alanı, Çanakkale şehir merkezini kapsamaktadır. Tez çalışması kapsamında, çalışılan alanda bölgesel yer etkilerini temsil eden parametreleri belirlemek amacıyla mikrotremor yöntemi alüvyonal birimlerin sınırlarını ve derinliklerinin saptanması amacı ile de düşey elektrik sondaj tekniği ile doğru akım elektrik özdirenç yöntemi uygulanmıştır.

2.1. Elektrik Özdirenç Yöntemi

Yöntemin esası; yeraltındaki jeolojik yapıların farklı elektriksel özelliklerinden yararlanarak birbirinden ayırt edilmesi ilkesine dayanır. Bunun için genel olarak yere bir çift elektrotla (akım elektrotları) iki ayrı noktadan akım verilerek yeraltındaki jeolojik yapıların elektriksel özelliklerine bağlı olarak oluşacak yapay gerilimler diğer bir çift elektrotla (potansiyel elektrotu) ölçülür. Eğer yer içi homojen ise uygulanan akımın büyüklüğü ve elektrot aralığı bilgisinden yararlanılarak potansiyel dağılımı ve akım akış yolunu hesap etmek mümkün olur. Fakat yer içinde elektriksel olarak iyi veya kötü iletken tabaka ve kütlelerin olması, normal akım ve potansiyel dağılımının şeklini bozarlar. Bu bozulmanın saptanmasıyla araştırılan yapıların varlığı ortaya çıkartılabilir. Bu işlem 1920'lerde ilk defa Conrad Schlumberger tarafından ortaya atılmıştır (Kaya, 1999).

Elektrik özdirenç yönteminde, bir ortamda bulunan potansiyel denklemi, Ohm yasasından yararlanılarak yazılabilir. Buna göre bir devreden doğru akım akması durumunda;

$$R = \Delta V / I$$

olarak verilebilir. Burada ΔV ; potansiyel farkı (mV) cinsinden, I; devreden geçen akım (mA) ise R; direnç (Ωm)'dir.

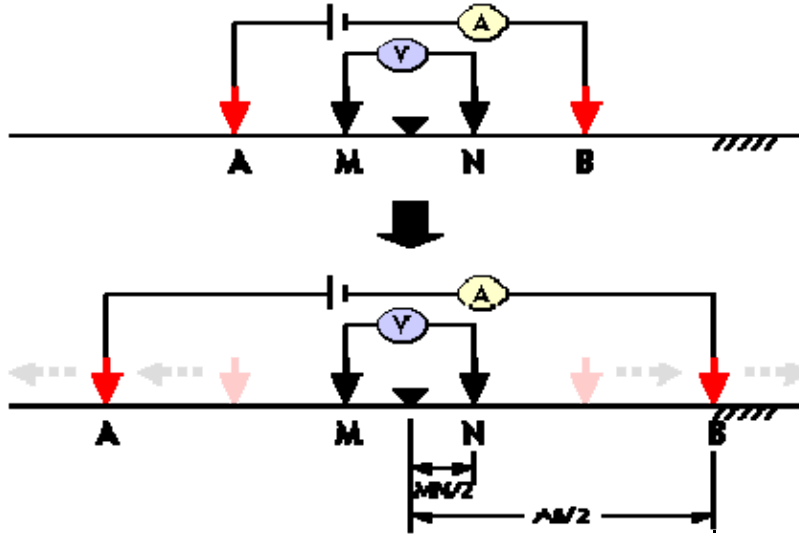
Elektrik özdirenç yönteminde homojen yer modeli için ölçülen katman parametreleri, gerçek özdirençtir ve gerçek kalınlık değerleridir. Kendi içinde homojen ve izotrop olan yatay tabakalardan oluşmuş heterojen yer modelinde ise hangi elektrot dizilimi olursa olsun ölçülen gerilim farkından hesaplanan özdirenç

değeri görünür özdirenç değeridir. Dolayısıyla görünür özdirenç yardımıyla, gerçek özdirenç ve katman kalınlıklarının belirlenmesi gerekmektedir.

2.1.1. Düşey Elektrik Sondajı (DES)

Düşey elektrik sondajında sürekli olarak akım elektrotları sabit bir O noktasına göre simetrik olmak üzere eşit mesafelerde açılmaktadır. Böylece daha derinlerdeki katman parametreleri, derinliğin bir fonksiyonu olan görünür özdirençler yardımıyla hesaplanabilmektedir.

Bu çalışmada düşey elektrik sondaj tekniği Schlumberger dizilimi kullanılarak uygulanmıştır. Schlumberger elektrot dizilimi Şekil 1' de gösterilmektedir.



Şekil 1. Schlumberger Elektrot Dizilimi

Düşey elektrik sondajı özdirenç ölçümlerinde genellikle uygulanan yol A ve B akım elektrotları ile yere iki farklı noktadan akım vermek ve M ve N potansiyel elektrotları ile yerde oluşan potansiyeli ölçmektir..

Yeraltı izotrop ve homojen düşünülduğünde M noktasında oluşan potansiyel;

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

N noktasındaki potansiyel;

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

ile verilir. Buradan potansiyel farkı;

$$V_N - V_M = \Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

olarak yazılabilir. Geometrik faktör K ise ;

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)}$$

denklemleri ile tanımlanabilir. Görünür öz direnç ise;

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

bağıntısı kullanılarak hesaplanır.

Düşey elektrik sondaj verilerinin yorumlanma aşamasına geçmeden önce bu verilere ters çözüm uygulanmaktadır. Farklı elektrot açılımlarında gözlenen farklı görünür öz direnç değerleri kullanılarak 1 boyutlu ters çözüm sonrasında yer içindeki tabakalı ortama ait gerçek öz direnç ve gerçek kalınlık değerleri hesaplanabilmektedir.

2.2. Mikrotremor Yöntemi

Özellikle kentleşmenin yoğun olduğu alanlarda diğer jeofizik yöntemlerin uygulanabilirlik ve güvenilirlik açısından elverişsiz olması, mikrotremor yöntemini ön plana çıkarmaktadır.

Mikrotremor yöntemi ile belirlenebilen zemin dinamik parametreleri aynı zamanda geleneksel sismik kırılma/yansıma yöntemleri ile belirlenen S dalgası hız bilgisiyle de ortaya konulabilmektedir. Fakat sismik enerjinin derin katmanlara etkin iletiminin yumuşak sedimanlardaki yüksek soğurulmadan dolayı sınırlı olması, maliyet ve iş gücü açısından yüksek gereksinimlere ihtiyaç duyulması, kentsel alanlarda yeterli serim uzunluğuna sahip bölgelerin azlığı ve sinyal/gürültü oranının sağlıklı olmaması nedeniyle bu tür çalışmalarda sismik yöntemler kullanışsız bir hale gelmektedir.

Buna karşın, zeminin doğal titreşimlerinin ölçülmesi ilkesine dayanan mikrotremor yöntemi kullanım kolaylığı, düşük maliyet, daha az iş gücü ve daha güvenilir sonuçlar üretmesi sebebiyle mikrobölgeleme çalışmalarında başlıca kullanılan yöntem haline gelmiştir.

2.2.1. Mikrotremorlar ve Özellikleri

Mikrotremorlar, meteorolojik değişimler, rüzgar, okyanus dalgaları, jeotermal reaksiyonlar, küçük magnitüdü yer sarsıntıları gibi doğal etkiler yanında kültürel gürültü olarak tanımlanan ve başta trafik hareketleri olmak üzere insanların yaşam sürecinde neden oldukları hareketlilikten kaynaklanan titreşimlerdir (Katz, 1976). Bu titreşimlerin genlikleri 0.1 mikron ile 1 mikron, periyotları ise 0.05 saniye ve 2 saniye arasında değişir (Kanai ve Tanaka 1954; 1961). Mikrotremorların yüzey dalgaları mı yoksa cisim dalgaları mı oldukları konusunda çeşitli araştırmacılar tarafından farklı görüşler ileri sürülmektedir. Mikrotremorların deprem mühendisliğinde kullanılabilirliği konusunda önemli çalışmaları olan Kanai ve Tanaka (1961)' ya göre mikro salınımların kaynağı yeriçinde ilerleyerek tekrarlı yansımalar yapan S dalgalarıdır. Nakamura (1989) ve bazı diğer araştırmacılar ise mikrotremorların karakterlerinin Rayleigh dalga türü ile ilişkili olduğu görüşündedirler. Aki (1993), mikrotremorları yüzey dalgalarından olan Love dalgaları ile ilişkilendirmiştir.

2.2.2. Mikrotremorların kaynakları

Mikrotremorları oluşturan gürültülerin kaynakları, kaynakların yayınımları ve yapıları ile ilgili olarak Japonya'da yapılan çalışmalarla uzun ve kısa periyotlu

mikrotremorların özellikleri ve kaynaklarının durağanlıkları ile ilgili bir çok araştırma yapılmıştır (Kamura, 1997; Seo, 1997,1998). Farklı bölgelerde yapılan bu gözlemlerin sonuçları birbiriyle uyumlu bulunmuştur. Sonuçları kısaca özetlersek;

- Uzun periyotlu (0.3-0.5Hz'den daha küçük) mikrotremorların kaynağının okyanus dalgaları,
- Orta periyotlu (0.3-0.5Hz ve 1Hz arasında) mikrotremorların kaynağının deniz dalgalarının kıyıdaki yayılımından kaynaklandığı,
- Kısa periyotlu (1Hz'den daha büyük) mikrotremorların kaynağının ise kültürel olduğunu ortaya koymuşlardır.

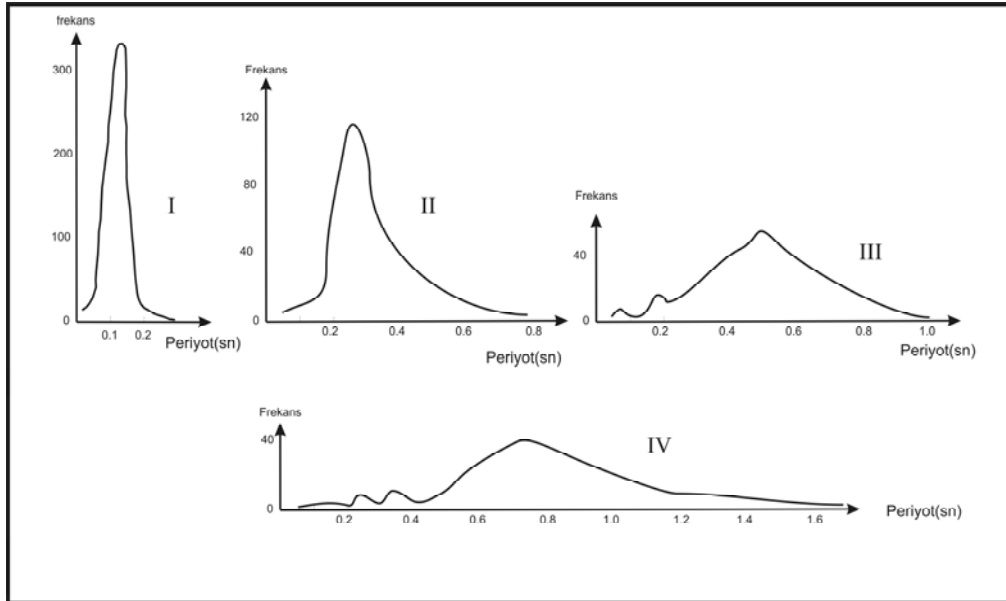
Kısa periyot ($T < 1s$) ve uzun periyot ($T > 1s$) olan gürültüler arasındaki genel ayırım yapay kaynaklı olan mikrotremorlar ile doğal kaynaklı mikroseismler arasındaki farka karşılık gelmektedir (Bard, 1998).

2.2.3. Mikrotremorları oluşturan dalgalar

Mikrotremorların oluşturan dalga türleri birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Kanai ve Tanaka (1961), mikrotremorların zemin tabakalarındaki S dalgasının tekrarlı yansımaları sonucunda ortaya çıktığını belirtmiştir. Kanai ve arkadaşlarının (Kanai ve diğ., 1983) mikrotremorların düşeyde polarize olmuş S dalgalarından oluştuğu kabulü ile yapmış oldukları çalışmalarda deprem kayıtları ile benzerlikler yakalamışlardır. Ancak, bu yaklaşım diğer araştırmacılar tarafından kabul görmemiştir (Irikura ve Kawanaka, 1980; Horike, 1985; Matsushima ve Okada, 1990; Milana ve diğ., 1996). Mikrotremorların kaynağının büyük bölümünün yüzey dalgalarından oluştuğunu ortaya koyan Rodriguez ve diğ. (2000), deprem verileri ve mikrotremor kayıtlarından yer etkisini belirlediği çalışmalarında mikrotremorların dalga yayılımının doğasını f-k spektrumları kullanılarak incelenmiş ve mikrotremorların ağırlıklı olarak Rayleigh dalga modları içerdikleri sonucuna varmışlardır. Genel olarak rüzgar, deniz dalgaları, insan hareketliliğinden kaynaklanan (başta trafik olmak üzere, endüstriyel makineler vb.) yüzeysel kaynakların yüzey dalgaları ürettikleri, buna karşın derin kaynaklı etkilerin (küçük yer sarsıntıları, volkanik hareketler vb.) neden olduğu titreşimlerin ise cisim dalgaları olarak yayıldıkları kabul edilmektedir (Çetinol, 2003).

2.2.4. Mikrotremorların Periyot Dağılımları

Kanai ve Tanaka (1961), yer jeolojik yapısının karmaşık olmadığı ve tek tabakalı olduğu durumlarda mikrotremor verilerinin spektrumunda, 0.1 sn ile 0.6 sn arasında doruk (pik, tepe) oluşumu görüldüğünü açıklamışlardır. Diğer yandan yer yapısı karmaşık olduğunda birden fazla doruk noktasının görülebileceğini ve bu değerlerin 0.2 sn' den kısa ve 1 sn' den uzun periyotlarda gözleneceğini belirtmişlerdir. Örtü tabakasının olmadığı ya da çok az olduğu yerlerde, örneğin dağlık bir bölgede mikrotremorların periyotları 0.1 – 0.2 sn değerlerinde 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 (Şekil 2). Tabakalı ortamlarda periyot dağılım eğrileri çoğunlukla en üst tabakanın özelliklerinden etkilenmektedirler (Kanai ve Tanaka, 1961).



Şekil 2. Farklı zeminlerde görülen farklı periyot eğrileri (Kanai ve Tanaka, 1961)

Şekil 2'de görüldüğü üzere Kanai zeminleri periyot eğrilerine göre 4 farklı şekilde sınıflamıştır. Bu sınıflamada I no'lu eğri için zeminin, kaya, sert kumlu çakıl vb. birimler ihtiva eden tersiyer ya da daha yaşlı tabakalardan oluştuğunu, II no' lu eğride zeminin, kumlu çakıl, kumlu sert kil vb. birimler içerdiği ve ince alüvyon

tabakalardan oluştuğunu öne sürmüştür. III no' lu eğrinin ise kalınlığı 30 m 'ye kadar olan alüvyon tabakalardan oluşmuş zeminleri ve son olarak IV no' lu gruba giren eğri tipinin, yumuşak vadi dolguları, 30 m' den fazla kalınlıktaki alüvyonal tabakalardan oluşan zemini temsil ettiğini belirtmiştir.

2.2.5. Mikrotremor ölçüm yöntemleri

Mikrotremor yönteminin arazi uygulamalarında; tek istasyon, iki ya da daha fazla istasyon ile ölçüm yapılmaktadır. Tek istasyon kullanılarak farklı noktalarda ve farklı zamanlarda, üç bileşen titreşim kaydı alınmaktadır. İki istasyon kullanılarak yapılan çalışmalarda biri gezici diğeri ise inceleme alanı içerisindeki sağlam bir zemin üzerinde referans noktası olacak sabit bir istasyon kullanılarak eş zamanlı ölçümler alınmaktadır. Veri analizleri sonucunda, noktalar arasında interpolasyon uygulanarak elde edilen parametreleri haritalama yoluna gidilebilmektedir.

Tek istasyon kullanılarak yapılan çalışmaların avantajı zamandan bağımsız olarak ölçüm alınabilmesidir. Bu yöntem ile alınan ölçümlerin değerlendirilmesi sonucunda zeminin baskın periyodu tam anlamıyla yansıtılırken; sağlam bir yapıya oran söz konusu olmadığından büyütme değerleri göreceli olarak elde edilir. İki ya da daha fazla istasyon kullanılarak yapılan çalışmalarda, referans istasyonu ve gezici istasyon/istasyonlarla eş zamanlı olarak kayıt alma işleminde sabit ve gezici istasyon/istasyonların aynı kaynak ve dalga yayılım yolu etkisinde olmaları gerekmektedir. İki'den daha fazla istasyon kullanıldığında ise genellikle referans noktası olabilecek kaya ortamdan başlayan, daha gevşek zeminlere doğru ilerleyen belirli bir doğrultu üzerinde eş zamanlı ölçüm alınmaktadır.

2.2.6. Önceki Çalışmalar

Mikrotremorlarla ilgili çalışmalar ilk olarak 1908'de Omori ile başlamıştır. Ancak 1950'li yıllara kadar dikkat çekici bir konu olarak bulunmaması ve teknolojik gelişmenin yeterli olmaması nedeniyle bu alanda bir ilerleme kaydedilememiştir (Çetinol, 2003).

Kanai ve Tanaka (1961) tarafından mühendislik anlamında mikrotremorların ilk uygulamaları yapılmıştır. Bu çalışmada 1sn' den daha düşük periyotlu

mikrotremorlar ile yerin jeolojik özellikleri sınıflandırılmıştır. Bu öncü çalışmadan sonra pek çok araştırmacı yer hareketi özelliklerinin (ground motion characteristic) açıklamasında mikrotremorların uygulanabilirliğini araştırmışlardır.

Otha ve diğ. (1978), tortul havzalarda uzun periyotlu mikrotremorları gözlemlemişler ve temel derinlikteki artışla baskın periyotlarda sistematik bir değişim olduğunu bulmuşlardır.

Kagami ve diğ. (1986), San Fernando Vadisinde yaptığı çalışmalarda yer büyütme etkisini referans noktasına göre oran yöntemi ile hesaplamışlar, jeoloji ve kuvvetli yer hareketi verilerinin birbirileri ile tutarlı olduğunu saptamışlardır.

Nakamura (1989), tarafından mikrotremorların ağırlıklı olarak Rayleigh dalgasından oluştuğu ve tek tabakalı yarı sonsuz bir ortam için, düşey bileşenin yer etkisinden etkilenmediği varsayımıyla günümüzde en çok kullanılan yeni bir yöntem ortaya atmıştır. Bu yönteme göre, yatay ve düşey bileşen genlik spektrumlarının oranına bağlı olarak zemin özelliklerinin belirlenebilmektedir. Pek çok araştırmacı (Field ve Jakob 1993, Lermo ve Chavez- Garcia, 1994, Lachet ve Bard, 1994; Bard, 1998; Mucciarelli, 1998; Rodriguez ve diğ., 2000) bu yöntem ile ilgili teorik ve uygulamalı çalışmalarda bulunmuşlardır.

Lachet ve Bard (1994), yaptıkları numerik analizler sonucunda, anakaya üzerinde yer alan sedimanter zemin tabakalarında kaydedilen mikrotremorların Nakamura yöntemi ile değerlendirilmesinde dikkate alınması gereken sınırlamalar olduğunu belirtmişlerdir. Buna göre, bu tür ortamlarda kaydedilen mikrotremorların Yatay/Düşey spektral oranlarının sadece baskın frekansı gösteren bir doruk noktası vereceğini fakat bu doruk noktasının tüm sahadaki zemin büyütmesini temsil etmeyeceğini savunmuşlardır.

Ibs-Von ve Wohlenberg (1999), Almanya'da aldıkları mikrotremor ölçümlerinde Nakamura Yöntemini kullanmışlardır. Çalışma alanındaki sondaj verileri yardımıyla lokal bir bağıntı belirlemişler ve böylece gevşek zemin

tabakasının baskın periyodunun yanında kalınlığı hakkında da bilgi sağlamışlardır. Anakaya derinliğinin bulunmasında Nakamura Yönteminin uygulanabilirliğini ortaya koymuşlardır.

Delgado ve diğ. (2000), 33 farklı istasyonda alınan mikrotremor kayıtlarını kullanarak Nakamura Yöntemiyle hakim frekansları belirlemişlerdir. Belirlenen hakim frekansları ve mikrotremor istasyonları ile örtüşen noktadaki 23 adet kuyu verisinden belirlenen değerleri kullanarak lokal bir bağıntı oluşturmuşlar, bu bağıntı yardımıyla gevşek zemin kalınlığını da belirlemişlerdir.

Mikrotremor yöntemi kullanılarak yapılan sismik mikrobölgelendirme çalışmaları son yıllarda ülkemizde de artış göstermektedir (Tokgöz, 2002; Gürbüz, 2002; Çetinoğlu, 2003; Tüzel, 2004). Mikrotremor kayıtları kullanılarak yapılmış olan çalışmaların bazıları şu şekilde sıralanabilir.

Tokgöz (2002), Bolu ve çevresinde yer etkisini incelemek amacıyla mikrotremor ölçümler yapmıştır.

Kudo ve diğ., (2002), Adapazarı'nda SPAC methodunu kullanarak yaptıkları mikrotremor ölçümleri sonucu bölgenin S dalga hız yapısını kestirmişlerdir.

İmamoğlu (2003), Avcılar ve Yakın Çevresinde Derin Sediman Rezonansının İncelenmesi, adlı çalışmasıyla deprem ve mikrotremor verileri kullanarak elde ettikleri spektrumları karşılaştırmış ve SPAC metodu ile yeraltı yapısını ortaya çıkarmıştır.

Özel ve diğ., (2004), Avcılar-İstanbul'da SPAC methodunu kullanarak yaptıkları mikrotremor ölçümleri sonucu bölgenin S dalgası hız yapısını kestirmişlerdir.

Ergin ve diğ. (2004), İstanbul-Avcılar'da 5 noktada (biri kaya) sürekli titreşim kaydı alarak bölgenin baskın periyot ve büyütme seviyelerini tespit etmeye

çalışmışlardır. Verileri, Referans noktası ve Nakamura yöntemi ile değerlendirmişler ve büyütme değerlerinin Nakamura yöntemine göre bazı noktalarda hatalı değerler verdiğini belirtmişlerdir.

Karabulut (2005), Büyükçekmece ilçesinde, mikrotremor, sismik kırılma ölçümleri, sondaj ve laboratuvar verileriyle mikrobölgeleme çalışması yapmıştır.

2.2.7. Mikrotremor Kayıtlarının Değerlendirilmesi

Mikrotremor kayıtlarının çözümlemesinde ağırlıklı olarak spektral çözümleme yöntemleri kullanılmaktadır. Bilindiği üzere spektral çözümleme sonucunda yer içinde ilerleyen bir dalganın frekans içerikleri hakkında bilgi almak olanaklıdır. Buna bağlı olarak gelen dalganın yer içinde geçtiği ortamların etkisi belirlenebilmekte ve zemin koşulları hakkında bilgi edinilebilmektedir.

Mikrotremor verilerinin çözümlemesinde yaygın olarak dört teknik kullanılmaktadır. Bunlar;

1. Fourier genliklerinin yada güç spektrumlarının yorumlanması
2. Referans noktasına göre spektral oran
3. Yatay bileşenin düşey bileşene spektral oranı (Nakamura, 1989)
4. Sıfır Kesme (Kanai, 1961)

yöntemleridir.

2.2.7.1. Spektral Genliklerin Yorumlanması

Doğrudan spektral genliklere göre yapılan değerlendirme, özellikle mikrotremor ölçümlerinin ilk kullanılmaya başlandığı yıllarda yapılan çalışmalarda başlıca kullanılan yöntem olarak uygulanmıştır. Kanai ve Tanaka (1954) ile başlayan bu değerlendirme tekniğini takiben ilerleyen yıllarda mikrotremorların değerlendirilmesinde güç spektrumları da kullanılmaya başlanmıştır.

Bu tekniğin temelinde, fourier dönüşümü sonucu elde edilen genlik spektrumları, çözümlemesi yapılan dalganın bileşenlerinin frekans içeriğini gösterir. En büyük genliği veren frekans, incelenen dalganın baskın frekansı olarak belirlenir. Güç spektrumu alındığında ise, güç spektrumu genlik spektrumunun karesi

olduğundan, 1'den büyük genlikler büyüklükleri ile orantılı olarak büyütülürken, 1'den küçük genlikler küçültülmüş olacaktır. En büyük genlik yine hakim frekansı temsil edecektir ve seçilebilirliği artmış olacaktır.

Ancak özellikle kısa periyotlu mikrotremor kayıtlarının bu teknikle değerlendirilmesi sonucunda, sabit bir noktada bile yerel etkilerin değişimi nedeniyle günün farklı saatlerinde çok farklı sonuçlar elde edilebilmektedir. Yakın tarihteki birkaç çalışma haricinde (Kobayashi ve diğ., 1991; Gutierrez ve Singh, 1992) kayıtların bu teknik ile değerlendirilmesi eski yıllara nazaran tercih edilmemektedir.

2.2.7.2. Referans Noktasına Göre Spektral Oran Yöntemi

Referans yöntemine göre spektral oran tekniği, ilk olarak kuvvetli ve zayıf yer hareketi kayıtları ile anakaya ve yerel zemin koşullarını birbirlerine göre kıyaslayabilmek amacı ile kullanılmıştır (Borcherdt, 1970). Kuvvetli ve zayıf yer hareketlerinin bu teknik ile değerlendirilmesindeki amaç deprem kayıtlarından kaynak ve yol etkilerini arındırarak, yerel dinamik zemin davranışını belirlemektir. Özellikle istasyona uzak bölgelerde meydana gelen depremlerde, referans istasyonu ile diğer istasyonlar arasındaki mesafenin önemi artmakta ve bu teknik dinamik zemin davranışını belirlemede başarılı sonuçlar üretmektedir.

Kuvvetli ve zayıf yer hareketlerinin referans noktasına göre spektral oran tekniği ile değerlendirilmesi sonucu elde edilen başarılı sonuçlar, bu tekniğin mikrotremorların değerlendirilmesinde de farklı bir seçenek olarak öne çıkmasına neden olmuştur. Yakın geçmişte birçok araştırmacı bu teknik ile başarılı sonuçlar üretmişlerdir. Lermo ve Chavez-Garcia (1994), 409 noktada alınan mikrotremor kayıtlarının bu teknikle değerlendirilmesi sonucu elde edilen zemin parametrelerinin kuvvetli yer hareketlerinden ampirik transfer fonksiyonları ile hesaplanan zemin hakim periyotları arasında oldukça iyi bir uyum olduğu sonucunu ortaya çıkarmışlardır.

Bu yöntemde, ölçü noktalarından biri sağlam kaya üzerinde seçilir ve bu nokta referans olarak alınır. Gevşek sediman üzerinde alınan kayıt ile referans noktasındaki kayıta ortak bir pencere alınabildiği durumlarda zayıf ve kuvvetli yer hareket kayıtlarının değerlendirmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Genellikle, sismogramın S dalgası kısmı pencereleme yapılarak alınır ve bunların

düzgünleştirilmiş Fourier genlik spektrumlarının oranı, yumuşak zemin ve referans noktası arasındaki transfer fonksiyonunu verir. Aynı veri işlem aşamaları eş zamanlı olarak alınan mikrotremor kayıtlarında da geçerlidir.

Referans noktasına göre spektral oran yönteminin uygulanmasında karşılaşılan temel problem, her iki istasyon için ortak dalga silsilesini belirleme güçlüğüdür. Bu sorun iki yolla giderilebilir. Birinci yol, sismogramdaki görünüme bakmaksızın belli bir zaman penceresi almaktır. İkinci yolda ise, birçok pencere alınarak bunların ortalamalarının herhangi bir zamanda hareketi gösterdiği kabul edilir (Lermo ve Chavez-Garcia, 1994).

2.2.7.3. Sıfır Kesme (Kanai) Yöntemi

Kanai tarafından önerilen sıfır kesme yönteminde mikrotremor kaydından alınan bölüm için, sıfır eksenini kestiği zamanlar arasındaki farkın iki katı, periyot olarak kabul edilmektedir. Bulunan periyotlar yatay ekseninde, her bir periyoda ait yineleme sayıları (frekansı) düşey ekseninde işaretlenerek periyot dağılım eğrisi oluşturulur. Bu dağılım eğrisinin doruk noktasına karşılık gelen periyot, en çok tekrarlanan periyot olup baskın periyodu verecektir.

2.2.7.4. Nakamura Yöntemi

Nakamura yöntemi, mikrotremor yönteminde kullanılan en kullanışlı ve pratik yöntem olarak diğer yöntemlerin içinde öne çıkmaktadır. Tek istasyonda alınan kayıtların değerlendirilmesine olanak sağlayan tekniğin teorisi üzerinde henüz kesin bir fikir birliği sağlanamamasına rağmen, Nakamura yöntemi birçok araştırmacı tarafından başarı ile uygulanmış ve günümüzde giderek yaygınlaşan bir şekilde kullanılmaktadır.

Nakamura yöntemi, 1989 yılında yönteme kendi ismini veren Nakamura tarafından farklı jeolojik şartlara sahip bölgelerdeki sondajlar ve deprem kayıtlarından elde edilen bulguların birlikte değerlendirilmesi sonucunda geliştirilmiştir.

Yöntemin temelinde bazı varsayımlar yapılmıştır. İlk varsayım, mikrotremorların yarı sonsuz ortamda tek bir tabakada yayıldığı ve zemin

tabakalanmasının yatay veya yataya yakın olduğudur. Ancak mikrotremor ölçümleri ile belirlenecek zemin hakim titreşim periyodu değerleri, havza şekli, ana kaya ve zemin tabakalarının kayma dalgası hızları arasındaki farkın fazlalığı dolayısıyla poisson oranı ve jeolojik birimlerin sönümlenme özellikleri gibi parametrelere göre farklılıklar göstermektedir. Bu nedenlere bağlı olarak Nakamura yöntemi, genelde tek boyutlu zemin etkilerinin belirleyici olduğu yani iki ve üç boyutlu etkilerin fazla olmadığı karmaşık olmayan jeolojik yapılar üzerinde ve ana kaya ile üzerindeki zemin tabakaları arasındaki empedans farkının yüksek olduğu durumlarda başarılı sonuçlar üretmektedir. İkinci varsayım, mikrotremorların yerel ve yakın yüzey kaynaklarından etkilendiği, derin kaynakların etkisi olmadığıdır. Nakamura yöntemini oluşturan üçüncü varsayım ise düşey hareket bileşenlerinden elde edilen spektrumun, mikrotremorları oluşturan kaynağın ve mikrotremorların içerisinden geçerek geldiği zemin tabakalarının özelliklerini taşıdığı, buna bağlı olarak düşey hareket spektrumunun bu birimlerdeki Rayleigh dalgasının karakteristiklerine göre değiştiğidir. Bu sebeple Nakamura, düşey yönde kaydedilen mikrotremorların yakın çevredeki gürültü kaynaklarının özelliklerini gösteren dalgalardan oluştuğu ve P dalgası hızının, S dalgası hızından 3-4 kat fazla olduğu kalın sedimanlarda bileşenlerin büyütülmediği sonucuna varmıştır (Nakamura, 1996). Bu durumda yatay bileşenin spektrumunun düşey bileşen spektrumuna oranlanması ile alınan kayıtlardaki istenmeyen kaynak etkilerinin arındırılması mümkün olmaktadır.

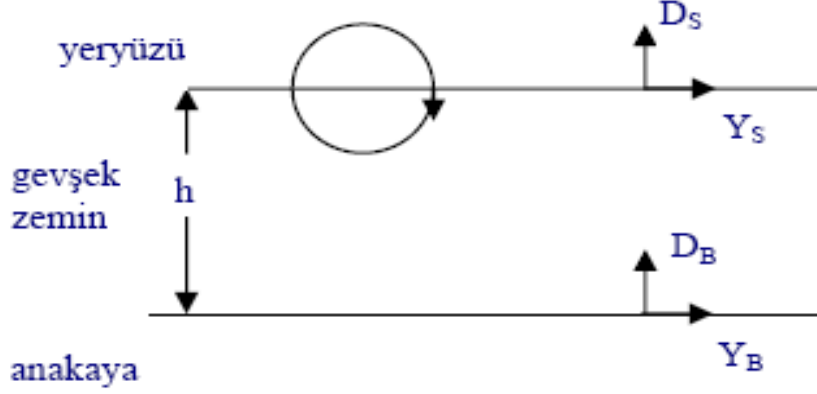
Yataydaki hareket bileşenlerinin spektrumlarının düşey hareket bileşeni spektrumuna bölünmesi temeline dayanan Nakamura yönteminde, elde edilen spektrumdaki en büyük genlik değeri zemin büyütmesini ve o genliğe karşılık gelen periyot değeri de zemin hakim titreşim periyodunu vermektedir. Nakamura yöntemindeki spektral oranları teorik olarak açıklamak gerekirse;

D_S : Zemin tabakasının yüzeyindeki hareketin düşey bileşeninin genlik spektrumu

D_B : Zemin tabakasının tabanındaki (ana kayadaki) hareketin düşey bileşeninin genlik spektrumu,

Y_S : Zemin tabakasının yüzeyindeki hareketin yatay bileşeninin genlik spektrumu

Y_B : Zemin tabakasının tabanındaki (ana kayadaki) hareketin yatay bileşeninin genlik spektrumu olarak tanımlanır.



Şekil 3. Nakamura (1989) tarafında önerilen mikrotremorların yayılımı ile ilgili basit model

Belirtilen varsayımlar altında Y_S Rayleigh dalgalarından etkilenirken, Y_B etkilenmeyecektir. Y_S ' nin Y_B 'ye oranı (S_Y) yatay yöndeki büyütme verecektir. Üçüncü varsayıma dayanarak D_S 'nin D_B 'ye oranı olan S_D ' nin bire eşit olacağını söyleyebiliriz. Dolayısıyla yer etkisi fonksiyonu (S_M);

$$S_y = \frac{Y_S}{Y_B} \quad S_D = \frac{D_S}{D_B} = 1 \quad S_M = \frac{S_Y}{S_D}$$

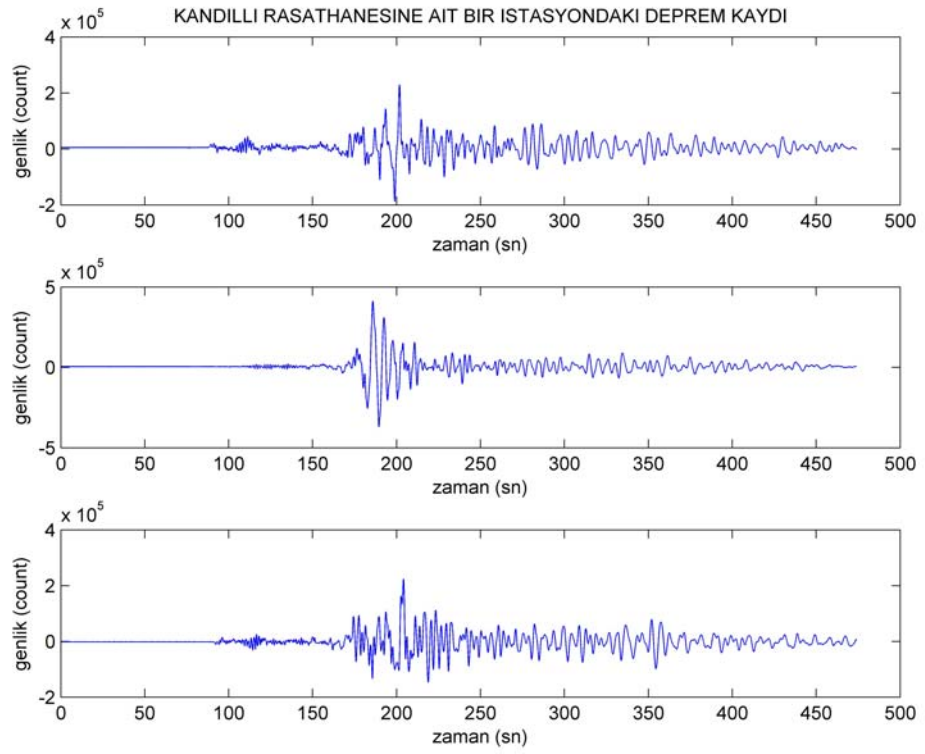
$$S_M = \frac{S_Y}{S_D} = \frac{\frac{Y_S}{Y_B}}{\frac{D_S}{D_B}} = \frac{Y_S}{D_S} \times \frac{D_B}{Y_B} = \frac{Y_S}{D_S}$$

olacaktır. Bu durumda yer etkisinin belirlenmesinde sadece yüzeydeki salınımlarının ölçülmesinin yeterli olacağı açıkça görülmektedir (Çetinol, 2003).

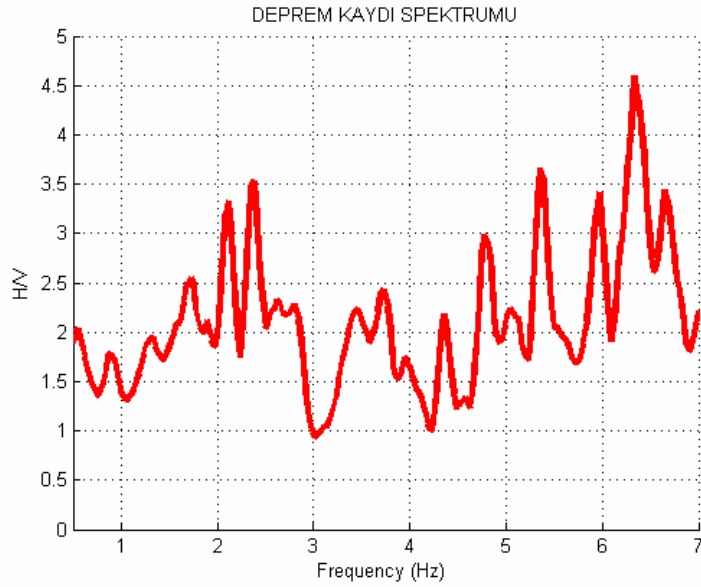
2.2.8. Mikrotremor Yöntemi ile Belirlenen Zemin Parametreleri

Zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütmesi inşaat mühendisleri tarafından yapı tasarımında kullanılan spektrum katsayısı hesaplamalarına doğrudan giren parametreler olduğu için hesaplanması büyük öneme sahiptir.

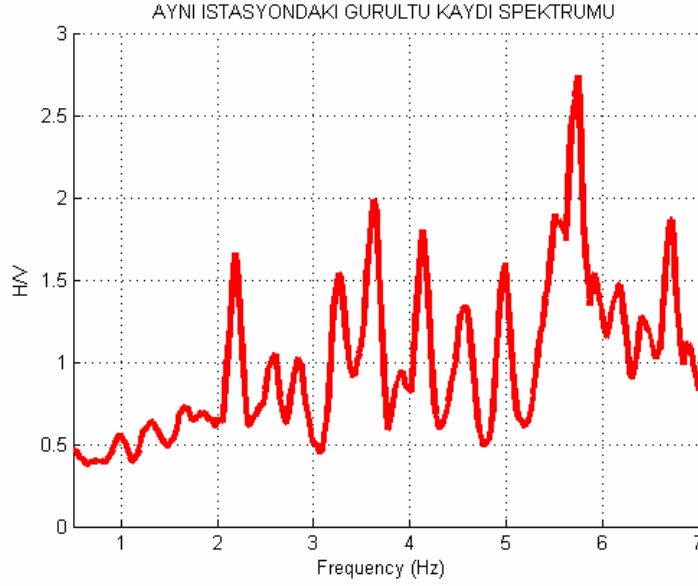
Önceleri bir bölgede oluşacak bir depremin etkili olacağı periyot değeri ve o periyottaki zeminin büyütme katsayısı, bölgede kaydedilen kuvvetli yer hareketi verileri kullanılarak saptanıyordu. Fakat sismisitesi düşük bölgelerde bu yöntem kullanışlı olmamaktadır (Kanai ve Tanaka,1961). Kuvvetli yer hareketi verileri de her ne kadar doğru ve kesin sonuç sağlıyorsa da etkin yer salınım periyodu saptamalarında, mikrotremorlardan elde edilen değerler ile kuvvetli yer hareketinden elde edilen değerler uyumluluk göstermektedir. Mikrotremor ölçümleri için herhangi bir yer hareketi beklemeye gerek kalmadan her an ve istenilen sürede kayıt alınabilmesi, kayıt istasyonlarının sayı ve sıklığının ayarlanmasının kolay olması, ucuz ve zamandan kazandıran bir yöntem olması da büyük bir avantajdır. Deprem kaydı ile mikrotremor kayıtlarının spektrum uyumunu göstermek amacıyla Kandilli Rasathanesine ait bir istasyonda kaydedilen deprem ve bu deprem verisine ait Nakamura yöntemiyle hesaplanmış spektrum ve ayrıca aynı istasyona ait gürültü kaydının Nakamura yöntemiyle hesaplanmış spektrumu aşağıdaki şekillerde gösterilmektedir.



Şekil 4. Kandilli Rasathanesine ait bir istasyondaki deprem kaydı



Şekil 5. Kandilli Rasathanesine ait istasyondaki deprem kaydının spektrumu



Şekil 6. Kandilli Rasathanesine ait istasyondaki gürültü kaydının spektrumu

2.2.8.1. Zemin Büyütmesi

Belirli bir yerdeki elastik dalga titreşimin süresi ve şiddeti, deprem kaynağına olan uzaklığına, depremin büyüklüğüne ve o yerin zemin özellikleri gibi birçok faktöre bağlıdır (Bullen ve Bolt, 1985). Deprem riski yüksek ülkelerde zeminin deprem gibi dinamik kuvvetler altında davranışının belirlenmesine yönelik yapılan çalışmalar, küçük alanlarda dahi hasar dağılımlarının farklı olduğunu göstermiştir. Bu farklılığın oluşmasındaki temel neden zeminde yayılan deprem dalgalarının genliklerindeki anormal büyümelerdir. Dolayısıyla zemin büyütmesi olarak tanımlanan parametre, anakayadaki bir sinüzoidal dalganın yeryüzüne ulaştığında genliğinde meydana gelen artıştır.

Kaynaktan yayılan sismik dalgalar zemin tabakalarına ulaşmaya kadar, kabuk içinde kilometrelerce yol almalarına karşın, zemin tabakaları içinde kat ettikleri mesafe 100 m.' den fazla değildir. Zemin tabakaları sismik dalgalar için bir süzgeç gibidir. Bazı frekanslardaki sismik dalgalar sönmülmelendirilirken bazıları da büyütülür. Bu nedendir ki zemin tabakaları yüzeyde gözlenecek hareketin şiddeti açısından büyük öneme sahiptir (Yalçınkaya, 2005).

Yumuşak zeminlerde deprem hareketinin genliğinin artmasının başlıca nedeni zemin ile onun altındaki ana kaya arasındaki sismik empedans farkıdır. Sismik empedans,

tanecik hareketine karşı ortam direncinin bir ölçüsü olarak düşünülebilir (Aki ve Richards, 1980). Bir zemin tabakası içinde yayılan düşey S dalgası için sismik empedans (Z), yoğunluk (ρ) ve S dalga hızının (V_s) çarpımıdır.

$$Z = \rho * V_s$$

Genellikle yeryüzüne yakın bölgelerde sismik dalga hızları ve yoğunlukları daha küçüktür. Eğer saçılmalar ve sönüm nedeni ile oluşan kayıplar ihmal edilirse, enerjinin korunması ilkesine göre elastik dalga enerjisinin yeryüzüne kadar sabit kalması gerekir. Sismik enerji, $E(t)$ 'yi,

$$E(t) = \frac{1}{2} (\rho V_s) v^2(t)$$

formülü ile gösterirsek, dalgalar yer yüzüne yaklaşırken ortam yoğunluğunun (ρ) ve S-dalga hızının (V_s) azalması, yani sismik empedansın küçülmesi nedeni ile enerjinin korunması için tanecik hızının ($v(t)$) artması gerekir (Kramer, 1996).

Zemin büyütmesi, olası bütün depremlerde gözlenebilir. Genellikle yerleşim birimlerinin kurulduğu bölgeler doğrudan anakaya üzerinde değil, ana kaya üzerinde belli kalınlıkta bir altere zon veya örtü tabakası üzerinde bulunan yerlerdedir. Ülkemizde önemli yerleşim birimleri, azımsanmayacak kadar kalın örtü tabakası bulunan bölgelerde yer almaktadır. Bolu, Düzce, Adapazarı, Bursa bu tür deprem büyütme riski olan yerler olarak sayılabilir. Çanakkale şehir merkezinde de gevşek alüvyon kalınlığı ova içerisinde 50 m.' den daha fazladır (Deniz, 2005). Bu da çevresindeki geçmişte büyük depremler üretmiş faylarla birlikte değerlendirilince Çanakkale'nin de zemin büyütmesi açısından yüksek risk taşıyan bir yerleşim alanı olduğunu göstermektedir.

2.2.8.2. Zemin Hakim Titreşim Periyodu ve Rezonans

Doğada bir cismin veya sistemin tam durağan bir hal alması imkansızdır. Dolayısıyla üstünde bulunduğumuz zeminin hiçbir zaman tam anlamıyla hareketsiz olacağını düşünemeyiz. Zemin rüzgar, trafik, okyanusal dalgalar, insan aktiviteleri, mikro depremler vb. hareketlerin oluşturduğu farklı frekanslardaki sinüzoidal dalgaların etkisiyle sürekli titreşim halindedir. Fakat zemin, kalınlığı, yoğunluğu,

türü, porozitesi, su içeriği vb... özelliklerine göre bazı frekanslarda diğer frekanslara göre daha fazla salınım hareketi göstermektedir. Salınım hareketinin en fazla görüldüğü frekans değeri zemin hakim titreşim frekansı ve bu frekansın çarpmaya göre tersine zemin hakim titreşim periyodu adı verilmektedir.

Bir boyutlu tek tabaka modeli için zemin hakim titreşim periyodu (T_0) izleyen bağıntı ile verilir (Kramer, 1996). Bağıntıda V_s , S dalgası hızını H, alüvyon kalınlığını ve n, tabaka sayısını temsil etmektedir.

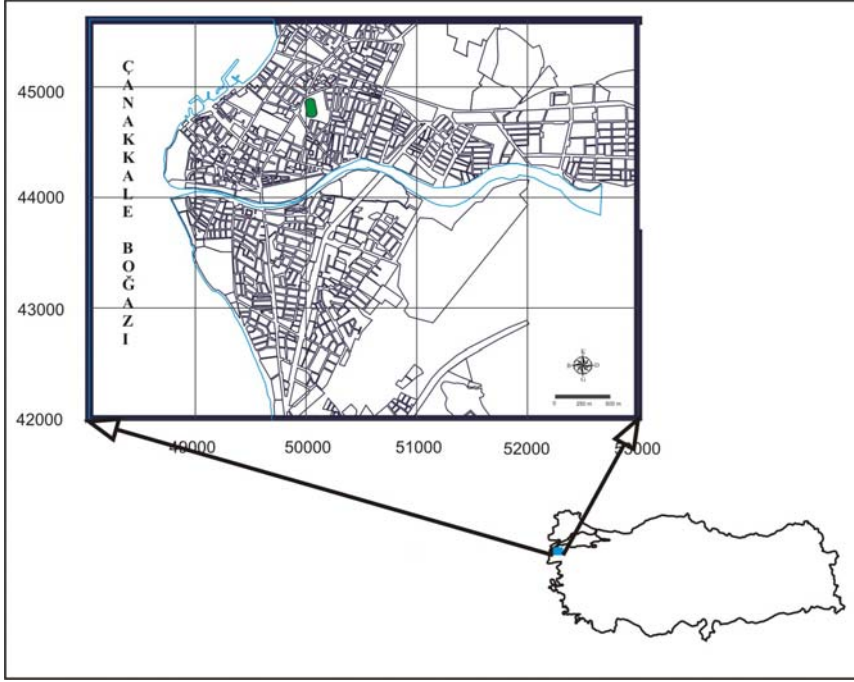
$$T_0 = \sum_{i=1}^n \frac{4H_i}{V_{s i}}$$

Yukarıdaki paragrafta belirtilen hareketlerin oluşturduğu kuvvetlerin etkisi altındaki bir sistem yani zemin, salınımlar sergiler ve eğer uygulanan kuvvetin frekansı sistemin hakim titreşim frekansına eşit ise, bu salınımların genliği sınırsız artma eğilimine girer. Sonuç olarak sistem, belli bir genlikten sonra bütünlüğünü veya bulunduğu durumu koruyamaz ve dağılır veya bozunur. Bir deprem anında zemin-yapı arasında böyle bir durumda bina kendi durumunu koruyamaz ve yıkılır. Bu olaya rezonans adı verilmektedir.

BÖLÜM 3

ÇALIŞMA ALANI

Çalışma alanı Biga Yarımadası'nda Asya ve Avrupa kıtalarını birbirine bağlayan yüksek jeopolitik öneme sahip Çanakkale Boğazını da içerisine alan Çanakkale ili Merkez ilçesinin yerleşim alanında bulunan Sarıçay Havzası'nı kapsamaktadır. 1/25.000 Ölçekli haritalardan Çanakkale-H16-C2 paftasında yer almaktadır. Çalışma alanı yaklaşık 10 km²'lik bir alan içinde bulunmaktadır. Çalışma alanı topografyası orta ve güney kesimlerde düz bir yapıya sahip ve kuzey kesimlerinde ise giderek yükselmektedir.

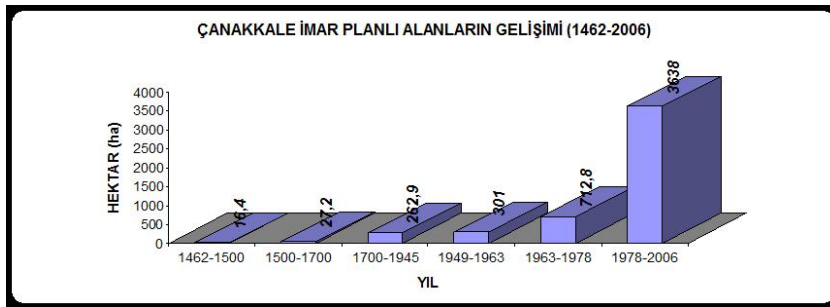


Şekil 7.Çalışma Alanı Yerbulduru Haritası

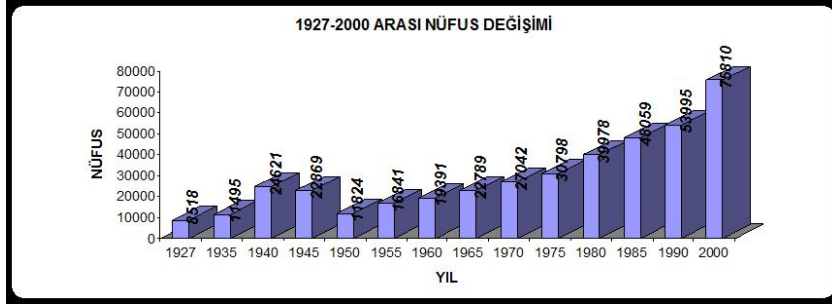
3.1. Çanakkale'nin Tarihsel Gelişimi

Fatih Sultan Mehmet'in 1462 yılında İstanbul'a güney denizlerden gelecek saldırıları önlemek amacıyla Kaleyi Sultani şimdiki adıyla Çimenlik Kalesini yaptırmasıyla Çanakkale bir savunma kenti olarak kurulmuştur. Kalede görev alan asker ve bürokratların oluşturduğu Müslüman Mahallesi ile kale inşaatında çalışan romanların oluşturduğu Çay Mahallesi kentin ilk yerleşim alanlarıdır. 1500-1700 yılları arasında kent yavaş yavaş yerleşim misyonuna dönüşmüş bunun sonucunda

kente Rumlar ve Ermeniler de yerleşmişlerdir. Rumlar denizcilik işleri ile uğraştıklarından şimdiki saat kulesi ve civarında kendi mahallelerini kurmuşlardır. El sanatları ile uğraşan Ermeniler ise şimdiki ermeni kilisesi ve civarında yerleşmişlerdir. 1700 ve 1910 yılları arasında kent gelişmesini sürdürmüş, savunma ve garnizon kenti kimliğinden arınarak bir ticaret kenti haline gelmiştir. Bu misyon değişimi ile birlikte Yahudiler, Museviler ve Levantenler kente yerleşmişlerdir. 1910-1945 yılları arasında kentin gelişimi durmuş hatta gerileme göstermiştir. Balkan Harbi, Çanakkale savaşları, I.Dünya Savaşı, II. Dünya Savaşlarından doğrudan veya dolaylı yoldan etkilenmiş bunun sonucunda kentin Müslümanlar dışındaki büyük bir bölümü kenti terk etmişlerdir. 1945-1960 yılları arası savaş hali hafiflemiş ve kentin modernleşmesinin çekirdeğini oluşturan ilk imar planı ortaya çıkarılmıştır. İmar planına göre yapılaşma bahçeli ve en fazla 3 kat olara öngörölmüş şu anki stadyumun bulunduğu bölge kentin sınırı olarak kabul edilmiştir. Kent içi bulvarlar, meydanlar ve geniş caddeler bu planla belirlenmiştir. 1960-1980 yılları arası ülkenin genelinde görülen köyden kente göç Çanakkale’de de meydana gelmiş ve mevcut yapılaşmanın yerini apartmanlaşmaya bırakmasına neden olmuştur. Şekil 8 ve Şekil 9’da Çanakkale’nin yıllara göre imar planlı arsalarının nüfus ile birlikte artışı gösterilmektedir. 1980 sonrası günümüze kadar olan süreçte kente yapılan birçok kamu yatırımları ve sanayileşme ile kent hızla gelişmesine devam etmektedir. Şekil 10 ve Şekil 11 ‘de Çanakkale’nin sırasıyla 1950’li ve 2005 yıllarına ait fotoğrafı görölmektedir. Fotoğraflar geçen yaklaşık 50 yıllık süre zarfında şehir merkezinin gelişimini açıkça ortaya koymaktadır.



Şekil 8. 1462-2006 yılları arası Çanakkale’de imara açık alanların gelişimi (Kent Konseyi Raporu, 2006)



Şekil 9. 1927-2000 yılları arası Çanakkale’de nüfus değişimi (Kent Konseyi Raporu, 2006)



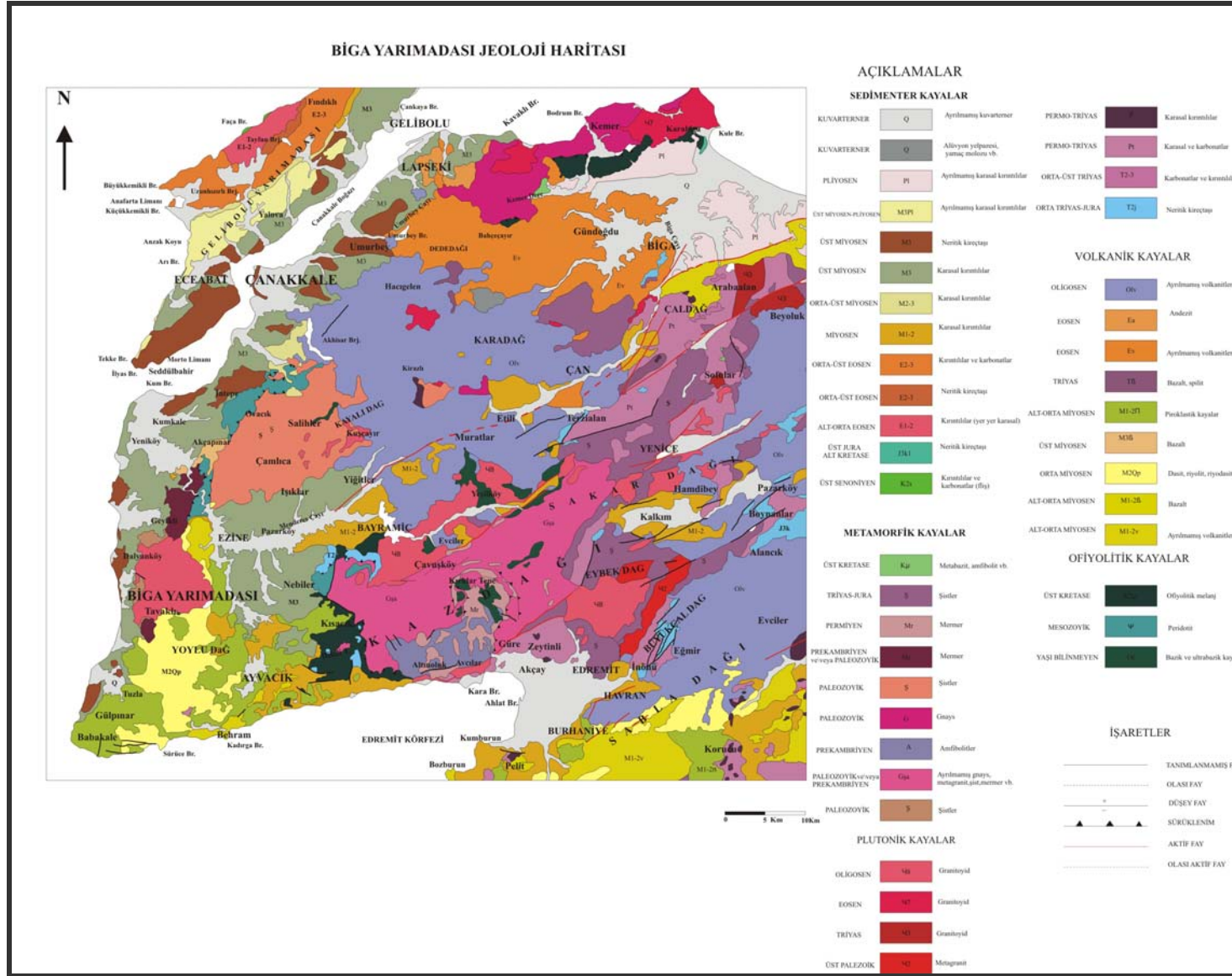
Şekil 10. 1950’li yıllarda Çanakkale (www.yerelnet.org.tr)



Şekil 11. 2005 yılında Çanakkale (www.vila-int.com)

3.2. Bölgesel Jeoloji

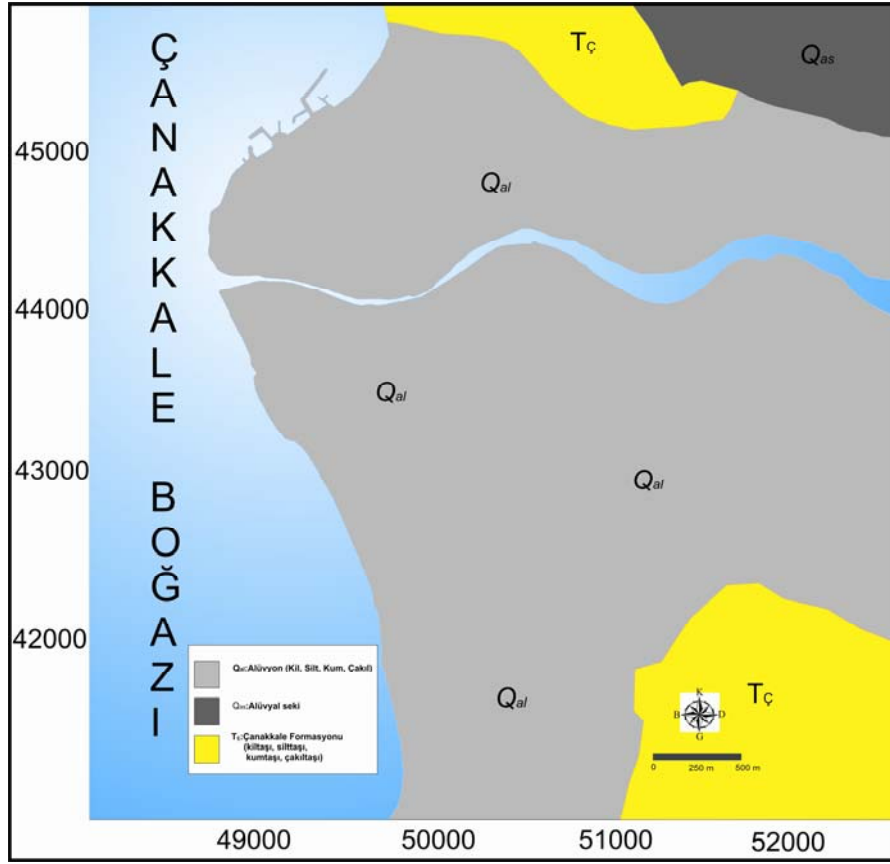
Çalışma alanı, tektonik açıdan aktif, magmatik, metamorfik ve tortul kayaların hemen hemen her türünün görülebildiği Biga Yarımadası’nda bulunmaktadır. Biga Yarımadasındaki başlıca jeolojik unsurlar, metamorfik topluluklar, ofiyolitik kaya topluluklar, neojen havza çökelleri, Oligo-Miyosen’den başlayıp Kuvaterner’e kadar aralıklarla gelişimini sürdürmüş magmatik ve volkanik topluluklar, fay denetimli havzalar ve ege denizel ortamıdır. Biga yarımadasına ait jeoloji haritası şekil 12’de gösterilmektedir.



Şekil 12. Biga Yarımadası Genel Jeoloji Haritası (MTA, 2002'den düzenlenmiştir)

3.3. Çalışma Alanının Jeolojisi

Çalışma alanı; magmatik, tortul ve metamorfik kayaların hemen hemen her türünün gözlendiği ve tektonik açıdan ise aktif bir bölge olan Biga Yarımadası'nda yer almaktadır ve Çanakkale Merkez Yerleşim Alanı'nı kapsamaktadır. Bu alan içinde gözlenen jeolojik birimler genç tortul kayalardan meydana gelmiştir ve stratigrafik olarak alttan üste doğru, Neojen yaşlı Çanakkale Formasyonu, Kuvarterner yaşlı Alüviyal Seki ve Alüvyon bulunmaktadır (Şekil 13).



Şekil 13.Çanakkale Merkez yerleşim Alanı'nın jeoloji haritası (Deniz, 2005)

Çanakkale Formasyonu (Tç):

Aktimur ve diğ., (1993)' e göre bu formasyon Çanakkale Merkez Yerleşim Alanı'nın kuzey ve güney bölümlerindeki nispeten yüksek alanlarda görülmekle birlikte az pekleşmiş tortullardan meydana gelmiş olup Üst Miyosen-Pliyosen yaşlıdır (Deniz, 2005).

Çalışma alanının güneyinde bu formasyondan oluşan kesimlerde tabakalar yataya yakın konumludur ve başta kumtaşı seviyeleri olmak üzere, siltli ve killi seviyeler de gözlenmektedir. Bu tortullar genelde az pekleşmiş olup kahverengimsi-boz renkler sunmaktadır. Çalışma alanının kuzey kesimlerinde ise Çanakkale Formasyonu daha çok ince taneli tortulların gözlendiği bir istif sunmaktadır. Bu alanda açılmış bir taş ocağında Çanakkale Formasyonu'na ait bir mostradaki stratigrafik istifi şöyledir; zayıf tutturulmuş ince taneli tortullarda birkaç düzey şeklinde gözlenen ve kalınlığı 5 cm' ye varan kırıklı fosil kavkılarında oluşan tabakalar içeren, yer yer kömürleşmiş bitki parçalarının gözlendiği koyu gri renkli kiltası seviyesi bulunur. Bu seviye üzerine yeşilimsi kahverengi kiltası, laminalı silttaşı, ince taneli kumtaşı ve fosilli kireçtaşı seviyesine gelir. İstif en üstte gri-kahverengi silttaşları ile biter (Deniz, 2005).

Alüviyal Seki (Qas):

Çanakkale Formasyonu üzerine açılmal uyumsuzlukla gelen Kuvaterner yaşlı Alüviyal Seki çalışma alanının kuzeydoğusundaki yamaçlarda gözlenir ve düzensiz bir içyapı sunan tutturulmamış gevşek dokulu kum, çakıl ve bloklardan oluşur. Bu birimin bileşenleri genelde yarı yuvarlakmış olup boyutları 1 mm 'den 30 cm'ye kadar ulaşabilir. Bileşenler; kuvars, çört, andezit, bazalt ile tortul kaya kırıntılar türündedir. Çalışma alanı içinde alüviyal Seki'nin gözlendiği kesimlerde güneyden kuzeye doğru gidildikçe birimin kalınlığında azalma gözlenir (Deniz, 2005).

Alüvyon (Qal):

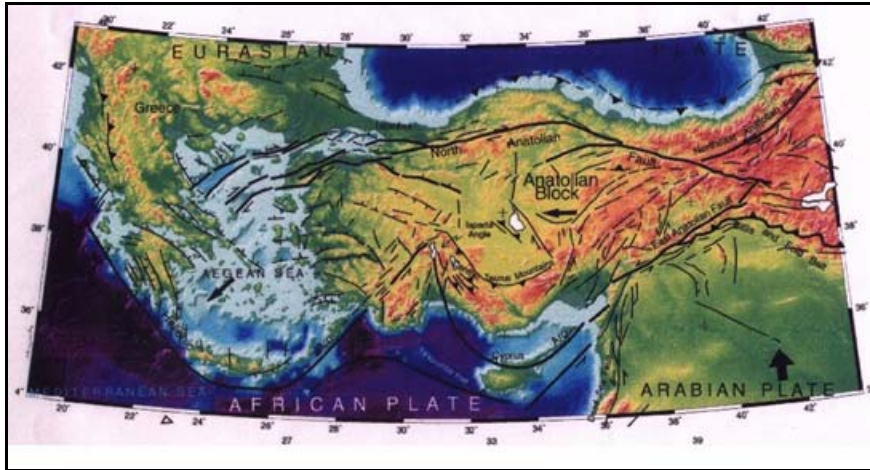
Çalışma alanındaki tüm birimlerin üstünde yer alan Kuvaterner yaşlı Alüvyon, Çanakkale ovasının güncel dolgusunu oluşturmaktadır ve merkez yerleşim alanının büyük bölümü bu zemin üzerine kurulmuştur. Sarıçay, doğudaki dağlık bölgeden bünyesine katarak taşıdığı her türlü materyali (blok, çakıl, kum, silt, kil ve organik madde) ovanın batı bölümüne topografik eğimin azaldığı uygun yerlerde çökeltirek Çanakkale Ovası'ndaki alüvyon dolgunun oluşumunu sağlamıştır. Bölgede bulunan alüvyon dolgu grimsi-kahverengi renkler sunmaktadır. Önceki yıllarda açılmış sondaj verilerine göre Çanakkale Ovası'ndaki Alüvyonun ortalama kalınlığı 50 m'den fazla olmakla beraber doğu kesimlere gidildikçe azalmaktadır.

Alüvyon ovanın doğu sınırını oluşturan Atikhisar Barajı'nda son bulmaktadır (Deniz, 2005).

3.4. Tektonik

3.4.1. Biga Yarımadası'nın Neotektoniği

Anadolu'nun içinde yer aldığı Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı, Afrika/Arabistan ve Hindistan Levhalarının kuzeye doğru hareket etmeleri ve Avrasya Levhası ile çarpışmaları sonucunda oluşmaktadır. Bu kıtasal çarpışma geniş bir deformasyon zonu oluşturmaktadır. Bu tür deformasyon son yüzyılın en çok çalışılan konuları arasındadır. Bu karmaşık jeolojik sürecin Doğu Akdeniz bölümünde, Anadolu plakası saatin tersi yönünde rotasyonel bir hareketle Girit merkezli Ege yayına doğru kaçmaktadır (Şekil 14). Bu yanal kaçış hareketinin kuzey sınırını Kuzey Anadolu fayı belirlemektedir. Güney sınırını ise doğuda Doğu Anadolu fayı, güney Anadolu'da ise Kıbrıs ve Ege yayları oluşturmaktadır. Kıbrıs ve Ege yayları boyunca Afrika kıtasının kuzey kenarındaki okyanussal litosfer Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yutulmaktadır. Isparta Dirseği bu iki yayın birleştiği alanıdır ve son derece kompleks bir yapıya sahiptir (Blumenthal, 1962; Brunn ve diğ., 1971; Poisson, 1984, Poisson ve diğ., 1984, Macoux, 1987; Kissel ve diğ., 1993).



Şekil 14. Doğu Akdeniz bölgesi ve Anadolu'nun aktif tektonik haritası (Barka, 1992, Barka ve Reilinger, 1997, Armijo ve diğ., 1992' den derlenmiştir).

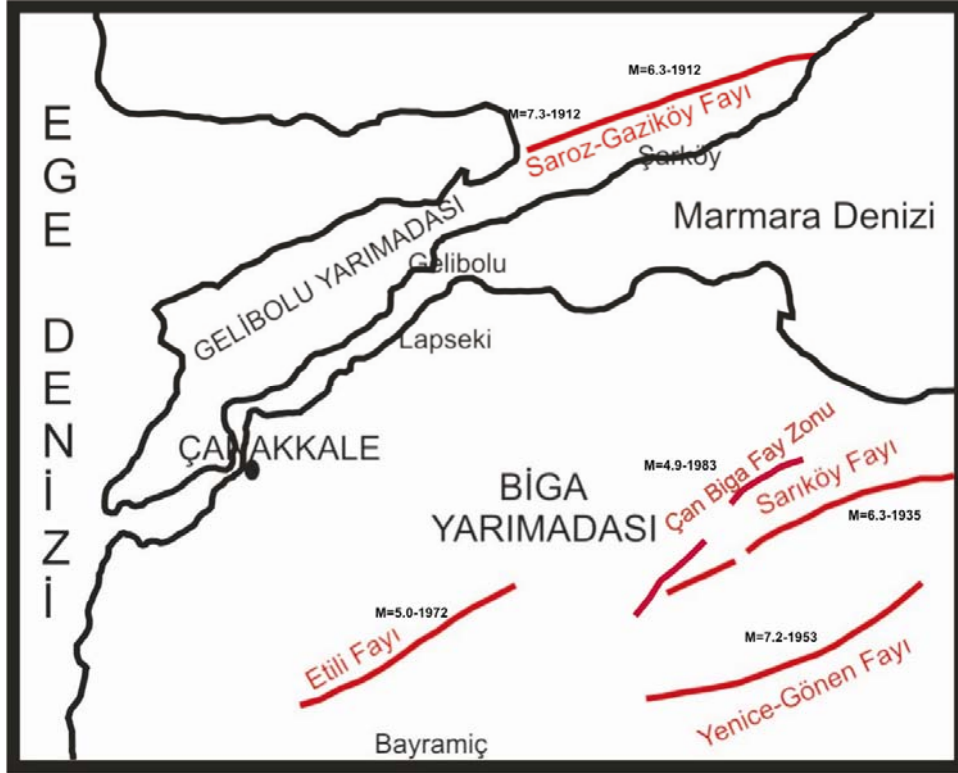
Biga Yarımadası, Neotektonik dönem başlangıcından itibaren, Anadolu plakası (Anadolu Bloğu) batı-güneybatı yönündeki rotasyonel kaçış hareketinin Ege yayı tarafından karşılanması ile Batı Anadolu'da etkinleşen K-G yönlü gerilime bağlı olarak; hem Batı Anadolu Gerilme Rejiminin hem de Kuzey Anadolu Fayı batı uzantılarının etkisiyle deforme olmaktadır. Bölge Neotektonik dönemde yoğun tektonizma ve volkanizma etkisinde kalmıştır.

3.4.2.Kuzey Anadolu Fayı'nın Biga Yarımadası'ndaki Uzantıları

Kuzey Anadolu Fayı (KAF); Van Gölü'nden başlayarak yaklaşık 1200 km'lik çizgisel bir zon şeklinde; Varto, Karlıova, Erzincan, Refahiye, Reşadiye, Niksar, Erbaa, Ladik, Tosya, Kurşunlu, Çerkeş, Gerede, Bolu ve Adapazarı'na gelerek, Marmara Denizi çevresinde üç kola ayrılmakta ve Anadolu bloğu ile Avrupa arasında geniş bir sınır oluşturmaktadır (Dewey ve Şengör 1979; Şengör ve diğ. 1984; Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Barka 1992). Kuzeydeki kol; Sapanca Gölü doğusundan başlayıp, İzmit körfezi güneyinden geçerek Marmara denizi ortasından Saros Körfezi'ne doğru uzanır. Orta kol, Güney kol ile birlikte Sapanca Gölü güneydoğusundan başlayıp, Geyve, Pamukova, İznik Gölü güneyinden Gemlik Körfezi'ne kadar gelir. Buradan itibaren güney koldan ayrılarak Kapıdağ yarımadasını keser ve Edincik fayı üzerinden, Çan-Biga Fay Zonu'na bağlanır. Güney kol ise, Gemlik Körfezi'nden itibaren GB' ya dönerek Ulubat, Manyas, Gönen, Yenice üzerinden Edremit Körfezi'ne doğru devam etmekte buradan da Ege Denizi'ne ulaşmaktadır. Tarihsel sismisite, jeolojik veriler ve güncel GPS ölçümleri kuzey kolun diğer kollara oranla daha aktif olduğunu göstermektedir. Kuzey kol üzerindeki hareket hızı 10-15 mm/yıl'dır (Barka, 1997). Biga yarımadası KD-GB gidişli birbirine paralel doğrultu atımlı faylar ve bunlarla ilişkili havzalar ve/veya sıkıştırılan büküm alanları ile karakterize edilebilir. Bu faylardan en önemlileri; kuzeyden güneye doğru sırasıyla; Biga-Çan-Etili-Bayramiç hattını takip eden Ezine'ye kadar devam eden fay, Sarıköy-İnova Fayı, 1953 Yenice depreminin de üzerinde meydana geldiği Gönen-Yenice fayı ve en güneydeki Havran-Edremit faylarıdır. Bölgeye ait aktif faylar Şekil 15'te verilmiştir.

Çalışma alanı sınırları içinde Biga Yarımadası içinde bulunan diri fayların parçaları görülmesi bile, çevresindeki yüksek büyüklükte deprem üretebilecek

fayların bölgede yaratacağı hasar yadsınamaz bir gerçektir. Çalışma alanı tektonizması bu fayların altında gelişmiştir.



Şekil 15. Bölgeyi Etkileyebilecek Önemli Faylar

Etili Fayı, KD - GB doğrultulu olup yaklaşık 40 km. uzunluktadır. Sağ yanal doğrultu atımlı olan bu fayın 6.5 - 7.0 büyüklüğünde depremlere neden olabileceği hesaplanmıştır (Aygün, 2005'e göre Şaroğlu ve diğ., 1990). 26.04.1972 yılında M=5.0 büyüklüğünde deprem olmuştur.

Tablo 1. Geçmişte Etili fayı üzerinde meydana gelmiş deprem bilgileri

NO	TARİH	YER	EPİSANTR KOOR.	DERİNLİK (km)	Ms
1	26.04.1972	EZİNE	39.50 – 26.30	25	5

Çan –Biga fay zonu, bir çok fay parçasından oluşmuştur. Bu faylar genellikle KD - GB yönünde uzanırlar ve 2 - 25 km. arasında değişen uzunluktadırlar. 1935'te 6.3 büyüklüğünde depreme neden olmuştur. 05.07.1983 yılında M=4.9 büyüklüğünde deprem olmuştur.

Tablo 2. Geçmişte Çan-Biga fay zonu üzerinde meydana gelmiş deprem bilgileri

NO	TARİH	YER	EPİSANTR KOOR.	DERİNLİK (km)	Ms
1	05.07.1983	BİGA	40.33 – 27.21	7	4,9

Sarıköy-İnova fayı, KD - GB doğrultulu ve yaklaşık 60 km. uzunluktadır. Fayın yaklaşık 15 km.' lik bölümü Çanakkale il sınırları içinde daha uzun bölümü ise Balıkesir sınırları içindedir. Sağ yanal doğrultu atımlıdır. 7.2-7.5 büyüklüğünde depremlere neden olabileceği sanılmaktadır. 04.01.1935 yılında M=6.3 büyüklüğünde deprem olmuştur.

Tablo 3. Geçmişte Sarıköy fayı üzerinde meydana gelmiş deprem bilgileri

NO	TARİH	YER	EPİSANTR KOOR.	DERİNLİK (km)	Ms
1	04.01.1935	SARIKÖY	40.30 – 27.45	20	6.3

Yenice – Gönen Fayı, KD - GB doğrultuludur ve yaklaşık 55 km. uzunluktadır. Bu fayında 25 km.' lik kısma Çanakkale il sınırları içerisinde, 30 km.' lik kısmı da Balıkesir il sınırları içerisinde yer almaktadır.1953'te 7.2 büyüklüğünde depreme neden olmuştur. 18.03.1953 yılında M=7.2, 03.03.1969 yılında M=5.7 büyüklüklerinde deprem olmuştur.

Tablo 4. Geçmişte Yenice-Gönen fayı üzerinde meydana gelmiş deprem bilgileri

NO	TARİH	YER	EPİSANTR KOOR.	DERİNLİK (km)	Ms
1	18.03.1953	YENİCE	39.99 – 27.36	10	7.4
2	03.03.1969	GÖNEN	40.08 – 27.50	6	5.7

Saroz-Gaziköy Fayı, Fay gidişi boyunca yer yer kükürtlü su ve dayk girmeleri gözlenmiştir. Saroz Fayı kuzeydoğuya doğru sağ yönlü Ganos Fayı ile birleşmektedir. Bu fay günümüzde de aktiftir (Önal, 1987). KD-GB gidişli olup yaklaşık 50 km. uzunluktadır. Sağ yanal doğrultu atımlıdır. 1912 yılında 7.3

büyükliğünde depreme neden olmuştur. 09.08.1912 yılında Ms=7.3, 10.08.1912 yılında Ms=6.3 büyüklüklerinde deprem olmuştur.

Tablo 5. Geçmişte Saroz-Gaziköy fayı üzerinde meydana gelmiş deprem bilgileri

NO	TARİH	YER	EPİSANTR KOOR.	DERİNLİK (km)	Ms
1	08.11.1905	DENİZ	40.30 – 24.40	14	7.4
2	09.08.1912	MÜREFTE	40.60 – 27.20	16	7,3
3	10.08.1912	MÜREFTE	40.60 – 27.10	15	6.3

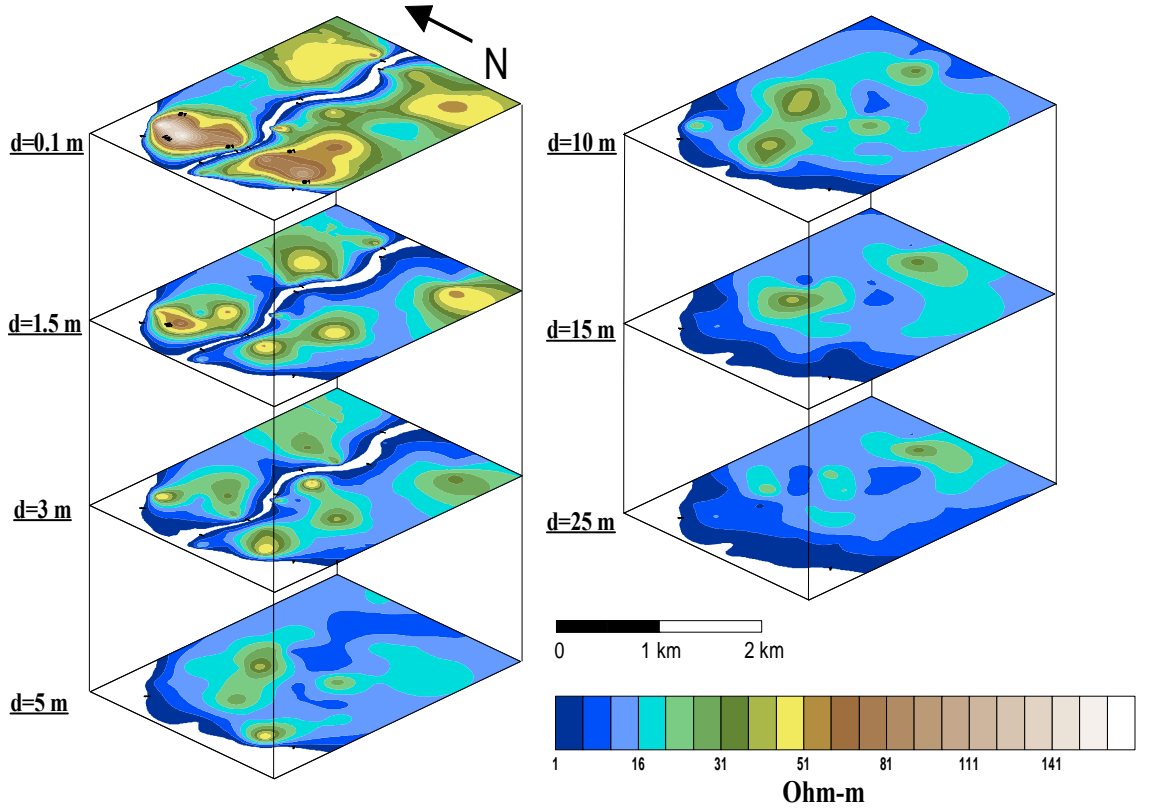
BÖLÜM 4

ARAZİ ÇALIŞMALARI ve BULGULAR

Çalışma kapsamında 46 farklı noktada doğru akım elektrik özdirenç çalışması yapılmış ayrıca Sarıçay boyunca 7 farklı noktadan su numuneleri alınarak iletkenlik tayini yapılmıştır. Bu çalışmaları takiben 44 istasyonda mikrotremor kayıtları alınmış ve değerlendirilmiştir.

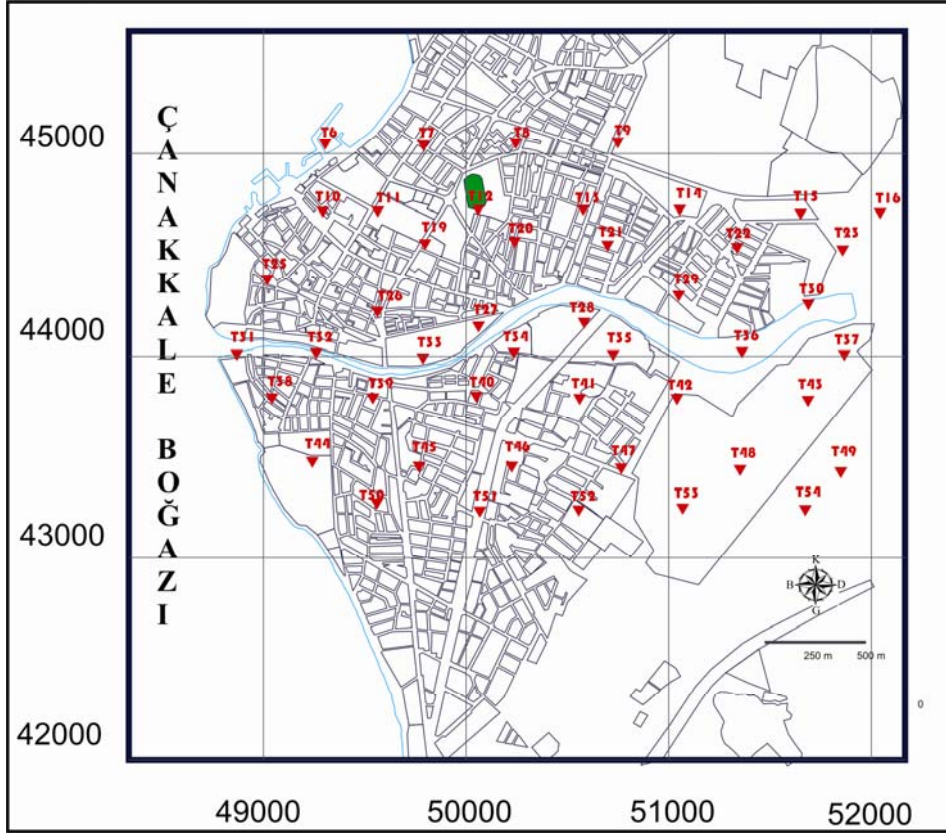
4.1.Elektrik Özdirenç Yöntemi

Çalışma Alanında 46 noktada 60 ila 100 metre arasında değişen elektrot açılımları ($AB/2$) ile düşey elektrik sondaj tekniği kullanılarak veriler toplanmıştır. Kentsel alanda elektrot açılımının müsait olmaması bu yöntemde en büyük dezavantaj olmuştur. Elektrik özdirenç ölçümlerinde en fazla 25 metre derinlikteki katmanlardan bilgi alınabilmiş, hesaplanan görünür özdirenç verilerine 1 boyutlu ters çözüm uygulanarak gerçek özdirenç ve kalınlık değerleri hesaplanmıştır. Hesaplanan bu katman parametreleri ile şehir merkezine ait farklı derinliklerdeki (0.1 m, 1.5 m, 3 m, 5m, 10 m, 15 m, 25m) yerelektrik kesitler Surfer 8.0 ticari yazılımı kullanılarak haritalanmıştır. Ayrıca Sarıçay'dan 250 m aralıklarla su numuneleri alınmış Ç.O.M.Ü. laboratuvarlarında bu numunelere ait iletkenlik tayini yapılmıştır. Ölçülen iletkenlik siemens/m cinsinden olup bu değerlerin tersinin alınmasıyla numunelere ait özdirenç değerleri elde edilmiştir. Haritalama işlemleri sırasında Sarıçay'ın derinliği 3 m. olarak kabul edilmiş ve su numunelerinin özdirenç değerleri şekil 16'da görüldüğü gibi 3 m derinliğe kadar olan kesitlerde kullanılmıştır.



Şekil 16. Farklı derinliklere ait yerelektrik kesitleri

Yer elektrik kesitlerine bakıldığında 25 m derinliğe kadar herhangi bir anakaya birimini temsil edecek öz direnç değerlerine rastlanmamıştır. Öz direnç değerlerinin ilk 5 m' ye kadar ovanın batı kesimlerinde yüksek değerler aldığı gözlenmektedir. Bu da bu kesimlerde 5 m derinliğe kadar olan birimlerin diğer kesimlere oranla daha sıkı olduğunu işaret etmektedir. Yapılan araştırma sonucu bu kesimlerdeki yüksek öz direnç değerlerinin nedeni Çanakkale'nin tarihsel gelişimi ile bağdaştırılabilir. Bu kesimlerin 1462 yılından bu yana Çanakkale'nin ilk yerleşim alanları olması ve o zamandan günümüze bu kesimlerdeki sürekli yeniden yapılaşma ve hareketliğin bir göstergesi olarak açıklanabilir. Havzanın geneline baktığımızda 25 m derinliğe kadar gözlenen düşük öz direnç değerlerinin, çalışma alanının jeolojisi ile uyumlu olarak alüvyon tabakayı temsil ettiği söylenebilir. Şekil 17'de düşey elektrik sondaj noktalarının lokasyonları gösterilmektedir.



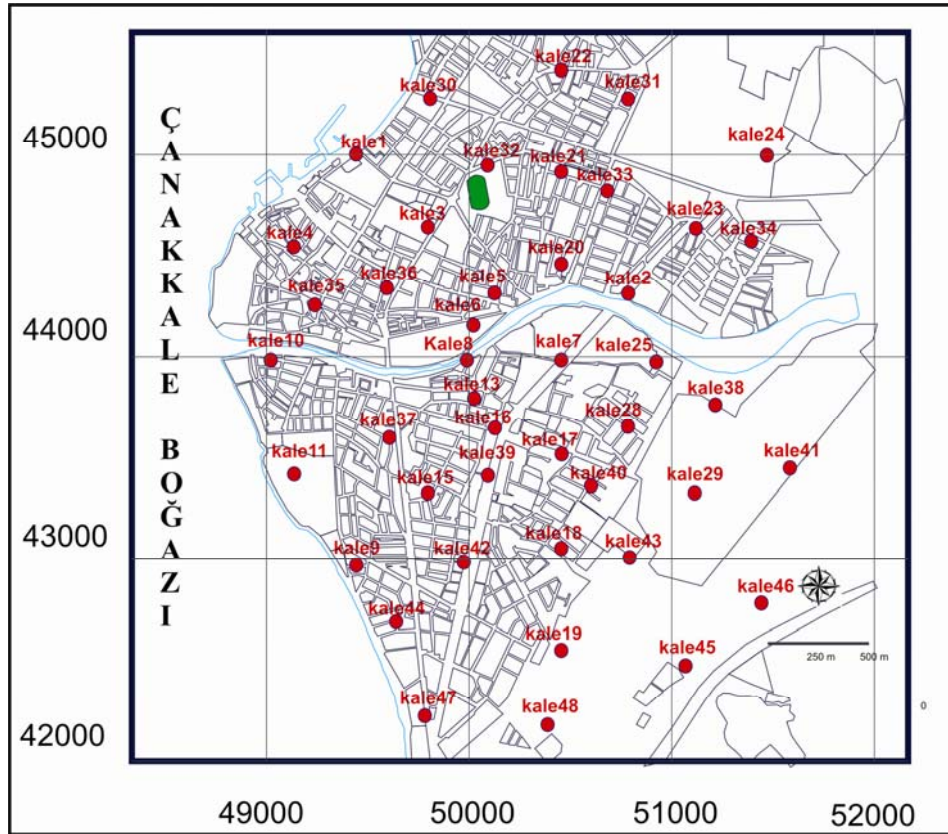
Şekil 17. Düşey elektrik sondaj noktalarının lokasyonları

4.2. Mikrotremor Kayıtlarının Alınması

Çanakkale Şehir Merkezinde 53 farklı istasyonda farklı kayıt uzunlukları ve 0.01 sn'lik örnekleme aralığı ile mikrotremor ölçümleri yapılmıştır. Fakat bu kayıtlardan 9 istasyona ait kayıtlar içerdikleri yoğun bozucu etkiler sebebiyle veri işlem aşamasında kullanılamamıştır. Şekil 18' de alınan mikrotremor kayıtlarının lokasyonlarını gösteren harita sunulmaktadır. Bütün kayıtlar gece 01:00 ile sabah 06:00 saatleri arasında alınmış kayıt uzunlukları ise ortamın koşullarına (aşırı rüzgar, yoğun insan aktiviteleri, yağmur vb...) bağlı olarak en az 20 dakika olmak koşuluyla 75 dakikaya kadar sürecek şekilde seçilmiştir. Ortalama istasyonlardaki kayıt uzunluğu 30-35 dakika arasındadır. Tablo 5 'te Sesame Avrupa Araştırma Projesinde önerilen baskın frekansa bağlı olarak değişen pencere uzunluğu, sayısı ve minimum kayıt uzunluğu gösterilmektedir.

Tablo 5: Önerilen Kayıt uzunluğu (Sesame,2004)

F_0 (Hz)	Pencere sayısı	Gerekli Minimum Pencere Uzunluğu (sn)	Önerilen Minimum Kayıt Uzunluğu (dk)
0.2	10	1000	30'
0.5	10	400	20'
1	10	200	10'
2	10	100	5'
5	10	40	3'
10	10	20	2'



Şekil 18. Mikrotremor istasyonlarının lokasyonları

4.3. Çalışmada kullanılan ekipmanlar ve özellikleri

Mikrotremor ölçümlerinde 26 istasyonda üç bileşenli kısa periyot sismometre (GÜRALP SYSTEM CMG-40TD-1) kullanılmıştır. Sismometre ile yapılan ölçümlerde hız kaydı alınmaktadır. Kullanılan aletin hız tepkisi 0.03-50 Hz

aralığında düzdür. Diğer 18 istasyonda ise üç bileşenli geniş bant sismometre (GÜRALP SYSTEM CMG-6TD) kullanılmıştır.

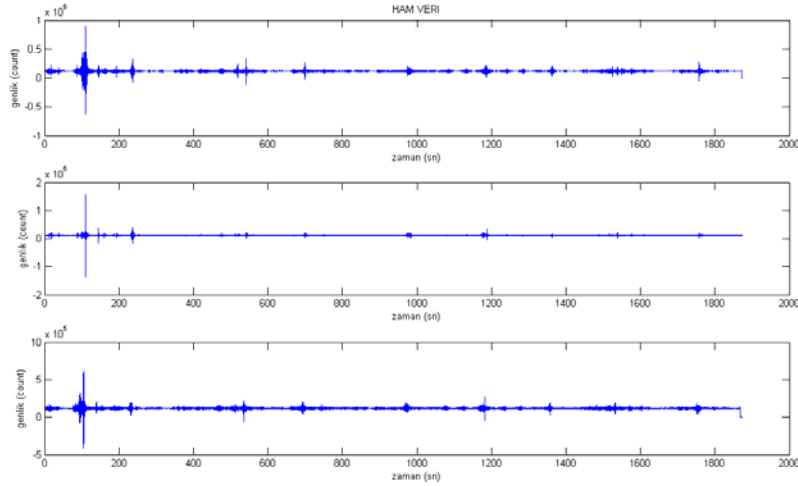
Arazi çalışmalarında, besleyici olarak 12V'luk güç kaynağı kullanılmaktadır. Arazide kayıtlar doğrudan diz üstü bilgisayar bağlantısı ile sayısal olarak alınmıştır. Ölçümler SCREAM! 4.2 programıyla sayısal olarak, GCF (Güralp Compressed Format) formatında kaydedilmiştir. Alınan kayıtların örnekleme frekansı 100Hz'dir. Çalışmalar sırasında el GPS'i kullanılarak ölçüm noktalarının koordinatları belirlenmiştir. Şekil 19' da kullanılan sismometreler, diz üstü bilgisayar, akü ve GPS' den oluşan ölçüm donanımı görülmektedir.



Şekil 19. Mikrotremor Arazi Ölçüm Ekipmanı

4.4. Alınan Mikrotremor Kayıtların Değerlendirilmesi

Veri çözümlemesi aşamalarına bakıldığında, veri işlemin ilk aşamasında 44 noktada alınan kayıtlar incelenerek gürültü değiminin en az olduğu bölümler seçilmiştir. Şekil 20’ de arazide alınan ham mikrotremor kaydı sırasıyla D-B, K-G ve düşey bileşen şeklinde gösterilmektedir.



Şekil 20. Kale 32 istasyonunda alınmış 3 bileşen ham mikrotremor kaydı

İkinci aşamada, sinyallere trend düzeltmesi uygulanmıştır. Sismometrenin o günkü sıcaklık, kalibrasyon değişimi gibi nedenlerden dolayı hız değerleri 0 ekseninden kayma eğilimi göstermektedir. Trend düzeltmesi, bütün bu genlik değerlerinin 0 eksenine çekilmesini sağlamaktadır. Ayrıca bu aşamada zaman dizisindeki genlikleri korumak ve verinin başındaki ve sonundaki süreksizliklerin fourier dönüşümde yaratacağı olumsuz etkilerinden kurtulmak amacıyla veri başından ve sonundan %5’lik Kosinüs çanı törpüsü adı verilen fonksiyonla törpülenmiştir.

Üçüncü aşamada, sinyal 0.5-7 Hz arasında Butterworth süzgeci ile band geçişli olarak süzölmüştür. Böylece sinyaller içerisindeki gözle görülemeyen, çok düşük ve yüksek frekanslardaki gürültüler atılmış, önceki çalışmalar ile ortaya çıkarılmış mikrotremorları oluşturan frekans aralığı incelenmiştir. Mikrotremorlar ile ilgili daha önce yapılmış çalışmalar incelendiğinde; süzgeç aralığı için kesin sınır değerler olmadığı görülmektedir. İnceledikleri spektrumların frekans eksenini

uzunlukları 10-20 Hz arası değişmekle beraber 6 Hz'in üzerinde baskın pikler gözlenmemiştir.

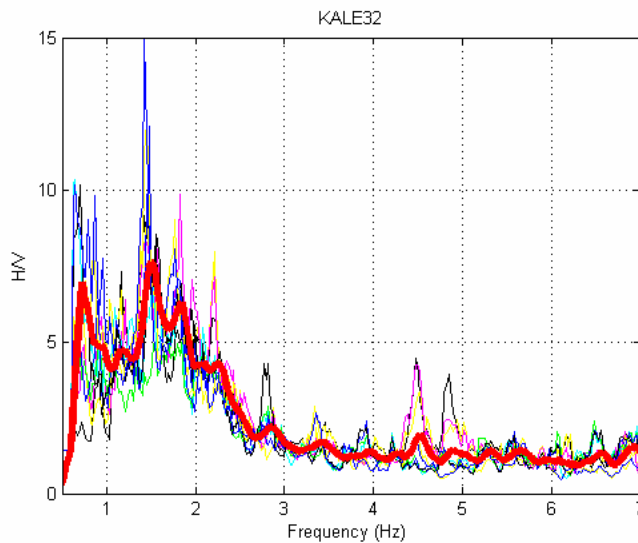
Dördüncü aşamada, pencere içerisindeki zaman dizisinin Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT) alınarak, genlik spektrumları hesaplanmıştır. Fast Fourier Dönüşümü'nün doğası gereği dönüşüme sokulacak veri boyu 2' nin kuvveti değerler alması gerekmektedir. Bu sebeple pencereler 40,96 sn ve 81,92 sn olacak şekilde seçilmiştir.

Beşinci aşamada, daha düzgün spektrum elde edebilmek için genlik spektrumları 7 işleçli kayan ortalama ile yuvarlatılmıştır. Buraya kadar olan aşamalar üç bileşen kayıtlarının her birine uygulanmıştır.

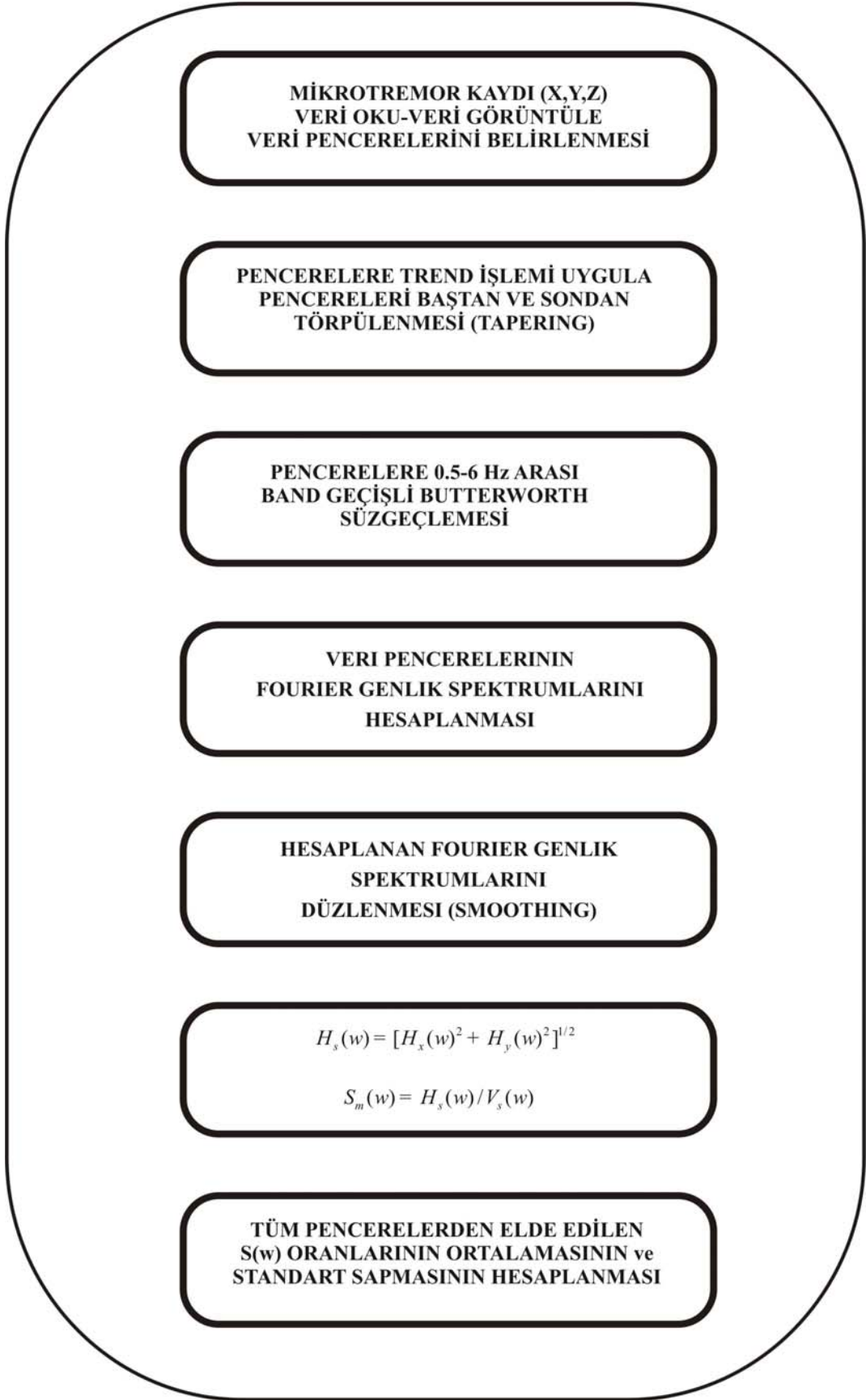
Altıncı aşamada, iki yatay bileşenin spektrum değerlerinin bileşenler arası açının 90° olması sebebiyle bileşkeleri yani yatay da tek bileşen haline dönüştürmek amacıyla karekök ortalaması alınmıştır. Böylece kullanılan yatay bileşen yönden bağımsız duruma getirilmiştir.

Yedinci aşamada, her bir pencere içerisindeki spektral oranların (H/V) aritmetik ortalaması alınmıştır.

Son olarak, pencerelerde hesaplanan H/V spektral oranları aynı eksende çizilerek aralarındaki spektral uyum kontrol edilmiş ve aynı grafikte H/V oranlarının aritmetik ortalaması çizilerek, spektrumdaki en büyük genlikli pikin karşılık geldiği frekans değeri, baskın frekans, genlik değeri de, büyütme olarak alınmıştır. Şekil 21'de örnek olarak kale32 istasyonu ait spektrum ve şekil 22'de veri işlem akış şeması gösterilmektedir.



Şekil 21. Kale 32 istasyonuna ait spektrum



**MİKROTREMOR KAYDI (X,Y,Z)
VERİ OKU-VERİ GÖRÜNTÜLE
VERİ PENCERELERİNİ BELİRLENMESİ**

**PENCERELERE TREND İŞLEMİ UYGULA
PENCERELERİ BAŞTAN VE SONDAN
TÖRPÜLENMESİ (TAPERING)**

**PENCERELERE 0.5-6 Hz ARASI
BAND GEÇİŞLİ BUTTERWORTH
SÜZGEÇLEMESİ**

**VERİ PENCERELERİNİN
FOURIER GENLİK SPEKTRUMLARINI
HESAPLANMASI**

**HESAPLANAN FOURIER GENLİK
SPEKTRUMLARINI
DÜZLENMESİ (SMOOTHING)**

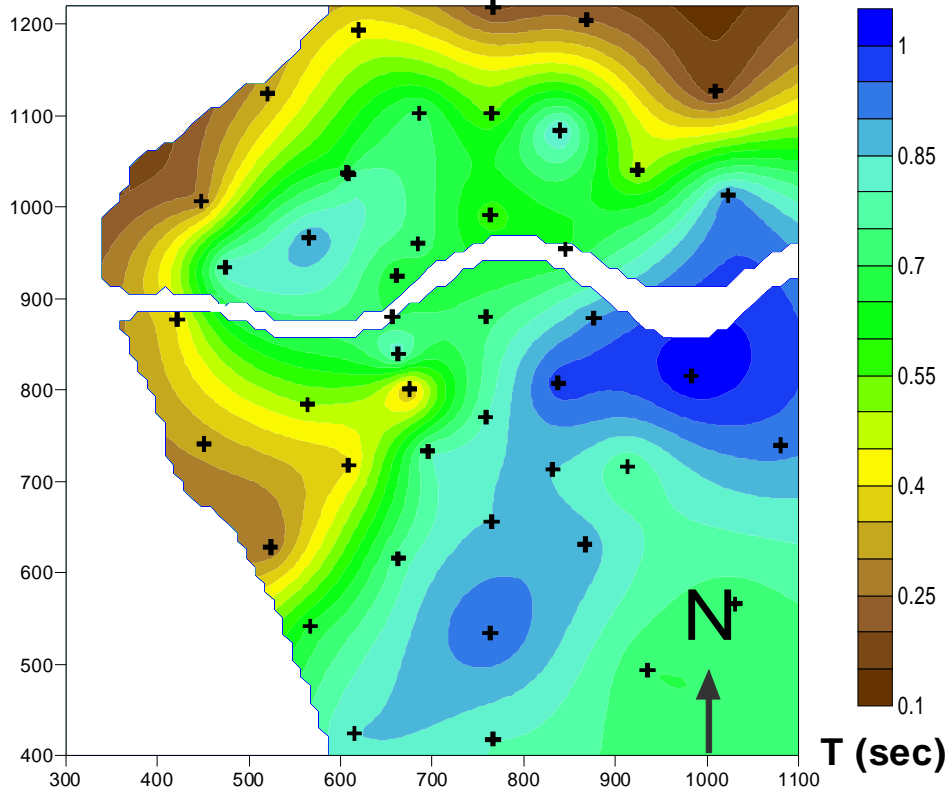
$$H_s(w) = [H_x(w)^2 + H_y(w)^2]^{1/2}$$

$$S_m(w) = H_s(w)/V_s(w)$$

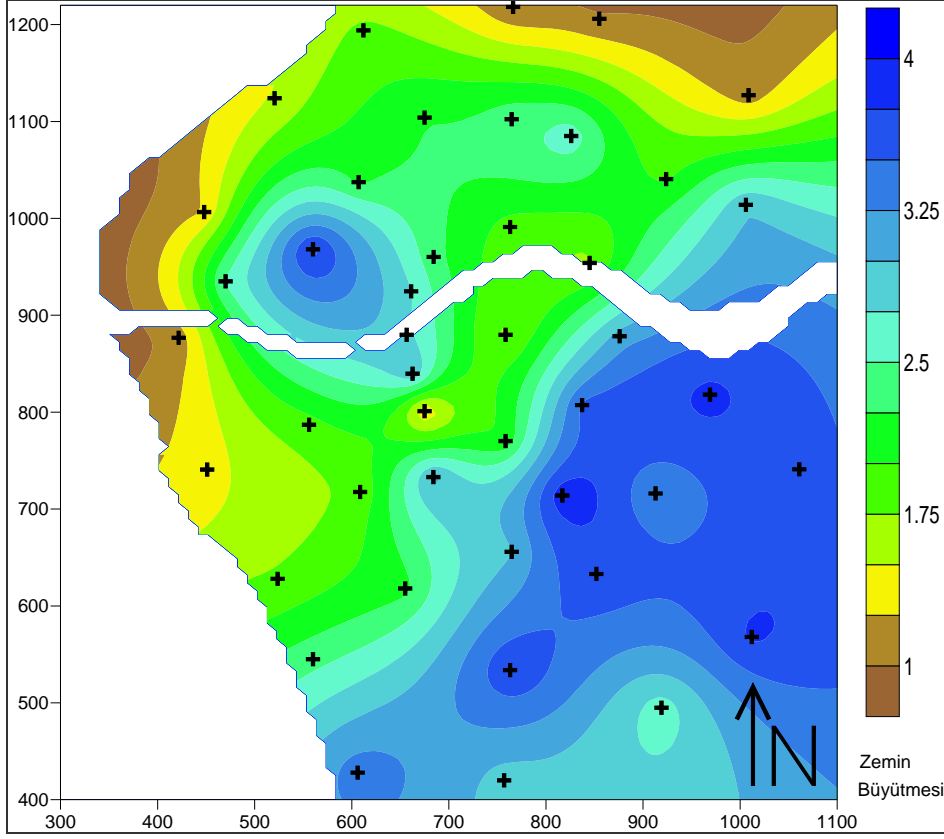
**TÜM PENCERELERDEN ELDE EDİLEN
S(w) ORANLARININ ORTALAMASININ ve
STANDART SAPMASININ HESAPLANMASI**

Şekil 22. Mikrotremor verileri analizinde veri-işlem aşamaları

Bütün bu veri işlem aşamaları sonrası, elde edilen zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütmesi değerleri ölçümlerin alındığı koordinatlara yerleştirilerek haritalanmıştır. Yöntemin kabulünde zemin hakim periyot değerlerinin doğru sonuç verdiği bütün araştırmacılar tarafından doğrulanmıştır. Fakat bazı araştırmacılar zemin büyütmesi değerlerinin doğruluğu hakkında şüpheli sonuçlara ulaşmış dolayısıyla karmaşık jeolojik yapılarda doğru sonuçlar alınamadığını savunmuşlardır. Bu sebeple zemin büyütme değerleri şehir merkezinde yapılar ölçümler içerisinde en sağlam veya sıkı birimlere sahip olan Kale22 isimli istasyonun büyütme değerine bölünerek o istasyonun bulunduğu zemine göre göreceli değerler üretilmesi sağlanmış ve haritalanmıştır. Bu sebeple büyütme haritasında elde edilen değerler gerçek büyütme değerlerini yansıtmamakla birlikte sadece şehir merkezinde deprem dalgalarını hangi bölgenin daha fazla hangi bölgenin daha az büyüteceği konusunda yorumlar yapılabilmektedir. Elde edilen zemin hakim titreşim periyodu haritası Şekil 23' te, Kale 22 istasyonu ile göreceli büyütme haritası Şekil 24'te gösterilmektedir



Şekil 23. Çanakkale Şehir Merkezine ait Zemin Hakim Titreşim Periyodu Haritası



Şekil 24. Çanakkale Şehir Merkezine ait Zemin Büyütme Haritası

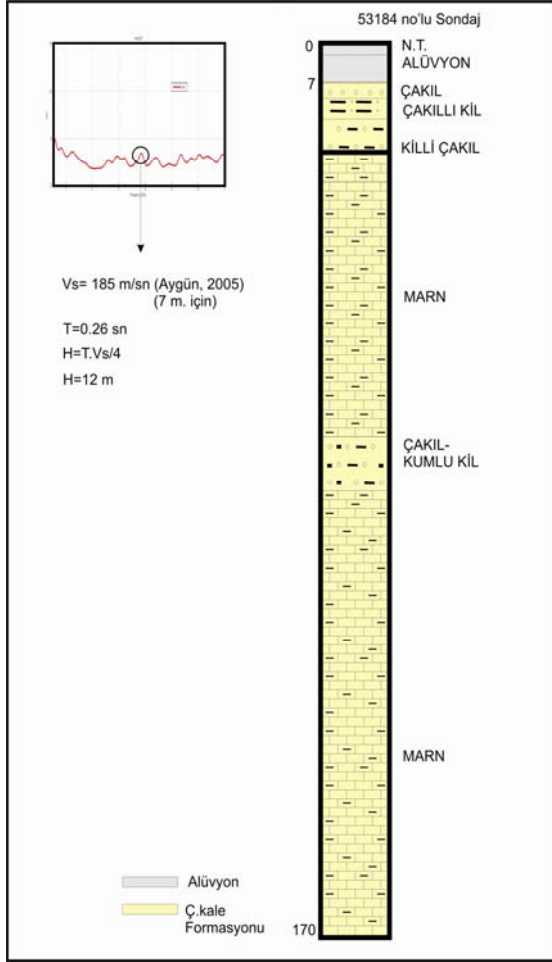
Elde edilen zemin büyütme ve zemin hakim titreşim periyot haritaları birbirleri arasında uyum göstermektedir. Önceki bölümlerde belirtilen Kanai ve Tanaka (1961)'nin periyot değerlerine bağlı olarak yapmış olduğu zemin sınıflamasına göre düşük periyot değerlerinin, sıkı ve daha yaşlı birimlerden oluşmuş zeminleri temsil ettiği belirtilmişti dolayısıyla bu birimlerin deprem dalgalarını gevşek birimlere oranla daha az büyütmesi gerekmektedir.

Buna bağlı olarak çalışma alanının kuzey ve batı kesimlerinin ovanın ortasında kalan bölgelere göre daha sıkı ve sağlam zeminler olduğu ve aynı kesimlerde büyütme değerlerinin diğer bölgelere oranla düşük olduğu gözlenmektedir. Yine ovanın doğu ve güney kesimlerindeki yüksek periyot değerleri kalın ve gevşek alüvyonu temsil etmekte, bu kesimlerdeki büyütme değerleri de periyot değerlerini desteklemektedir. Elde edilen bulgular ışığında Çanakkale yerleşim alanının büyük çoğunluğunun gevşek alüvyon zeminler üzerine kurulmuş olduğu söylenebilir. Özellikle çalışma alanının güney ve doğu kesimleri en yüksek büyütme ve zemin hakim titreşim periyodu değerlerine sahiptir ve bir deprem

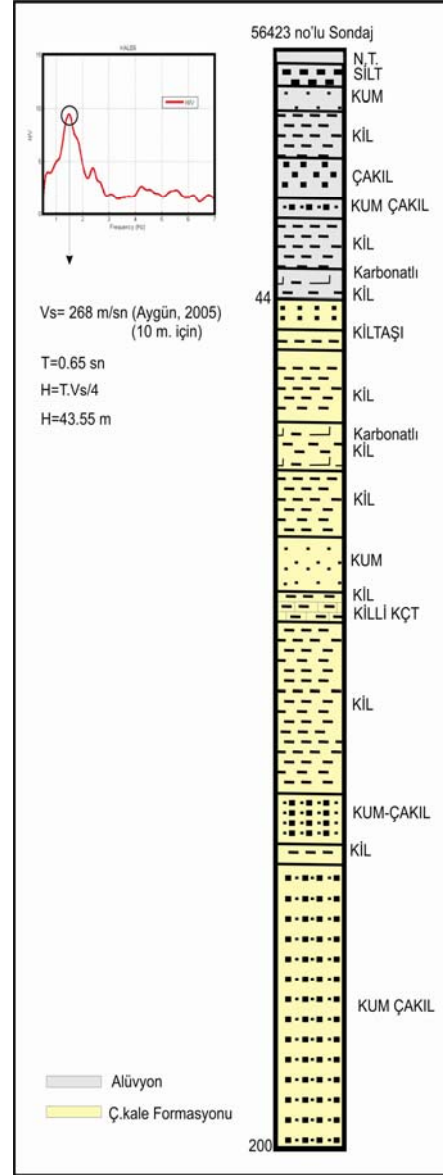
sırasında yüksek risk teşkil etmektedir. Çalışma alanının kuzey bölümleri jeolojik olarak daha yaşlı birimler üzerinde bulunmaktadır. Ayrıca kuzey kesim Çanakkale ovasına nazaran daha yüksek topoğrafyaya sahiptir. Bu bölgede elde edilen büyütmeler ve periyot değerleri bölgenin yerleşim açısından uygun olduğunu işaret etmekte ve jeolojik bilgiler ile uyum göstermektedir. Çalışma alanının batı yani denize yakın kesimleri, periyot ve büyütmeler açısından yerleşime uygun görülse bile bu değerlerin, bölgenin tarihsel gelişimiyle birlikte değerlendirilmesi sonucu bu bölgede gerekli önlemler alındıktan sonra yapılaşmaya gidilmesi gerektiği söylenebilir.

4.4.1. Mikrotremor, Sondaj ve S Dalgası Hızlarının Birlikte Değerlendirilmesi

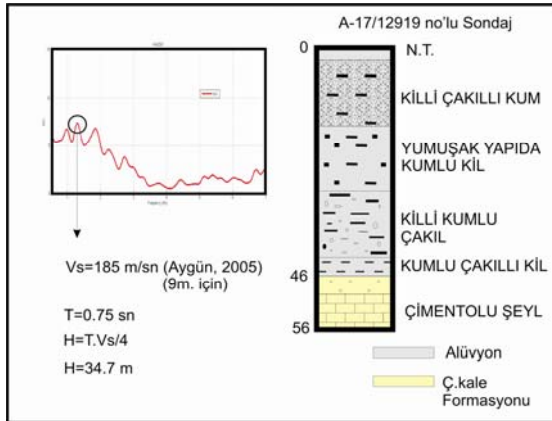
Çalışma kapsamında alınan mikrotremor ölçüleri daha önce çeşitli kurumlar tarafından açılmış sondaj kuyularıyla karşılaştırılması amacıyla daha önce Aygün (2005)'in elde ettiği S dalgası hızları kullanılmıştır. Aşağıdaki şekillerde 3 ayrı bölge için birbirine yakın koordinatlarda olan sondaj kuyusu logları, S dalgası hızları ve o bölgedeki istasyona ait mikrotremor spektrumları gösterilmektedir.



Şekil 25. 53184 no'lu sondaj, kale31 istasyonu ve alüvyon derinliği hesabı



Şekil 27. 56423 no'lu sondaj, kale6 istasyonu ve alüvyon derinliği hesabı

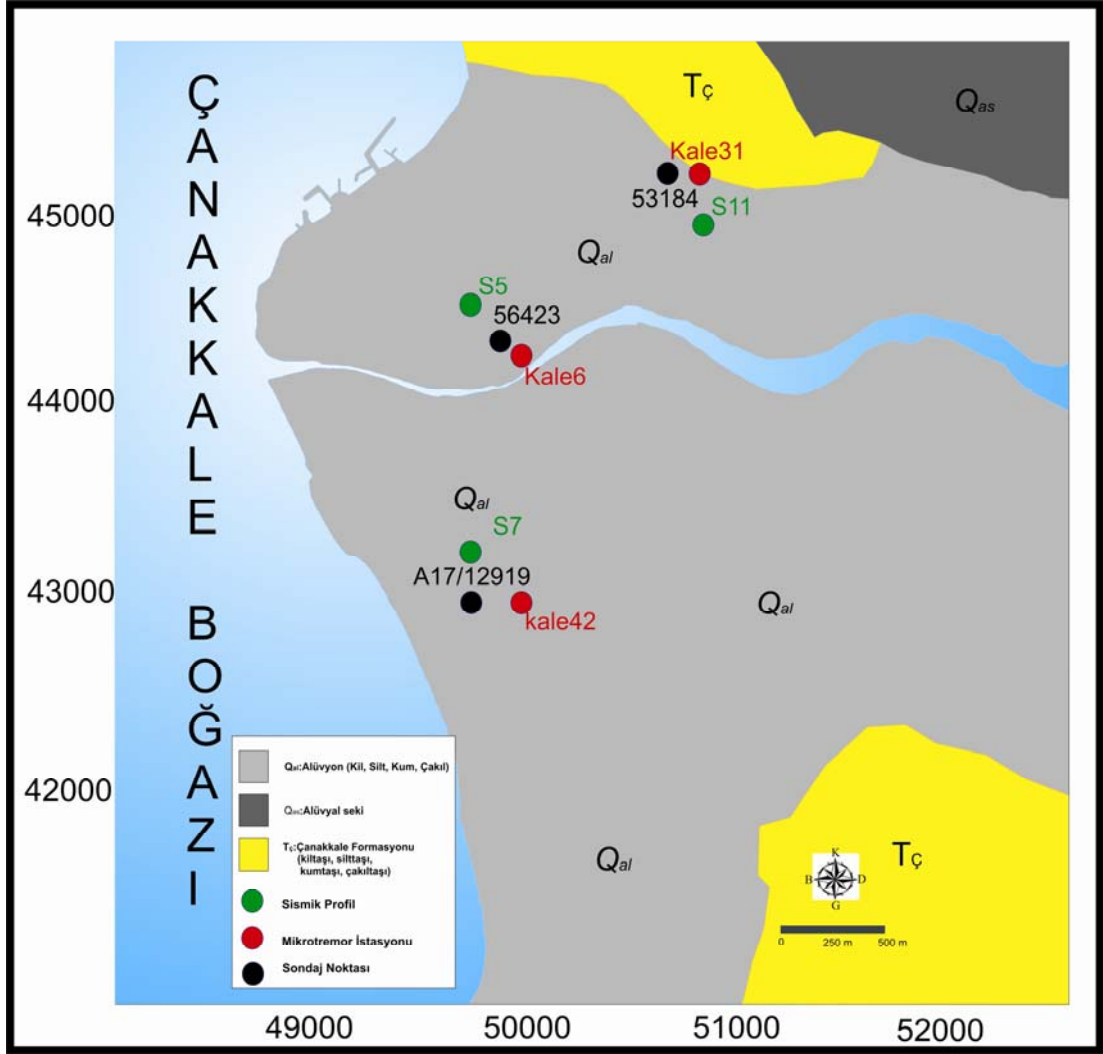


Şekil 26. A17/12919 no'lu sondaj, kale42 istasyonu ve alüvyon derinliği hesabı

53184 no' lu sondaj kuyusu bilgilerine göre 7 m'lik bir alüvonal zemin belirlenmiştir. Bu noktaya yakın ve aynı jeolojik birim içerisinde bulunan S dalgası hız ölçümünde ise ortalama S hızı 185 m / sn olarak hesaplanmıştır (Aygün, 2005). Bu bilgiler ile beraber, bölge için kale31 mikrotremor istasyonundan elde edilen hakim periyot değerinin Kanai bağıntısında işleme sokulması sonucu yaklaşık alüvyon kalınlığı 12 m olarak hesaplanmıştır. Sondaj bilgilerindeki alüvyon kalınlığı ile bu bağıntıyla hesaplanan kalınlık değeri arasında 5 m' lik bir fark ortaya çıkmaktadır. Aradaki bu fark, yapılan sismik ölçümün mikrotremor istasyonunun güneyinde yani ovanın iç kesimlerinde bulunmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Dolayısıyla arada çok fazla derinlik farkı olmaması ölçümler arasındaki uyumu açıkça göstermektedir.

56423 no' lu sondaj kuyusunda ise alüvyon kalınlığı 44 metre olarak belirlenmiştir. S dalgası hızı ölçüm sonucunda buradaki hızın 268 m/sn ve aynı bölgedeki kale6 istasyonu spektrumuna göre hakim periyotun da 0.65 sn olarak gösterilmiştir. Bu bilgilerle hesaplanan yaklaşık kalınlık değeri 43.55 m' dir. Bu iki kalınlık değeri arasındaki uyum dikkat çekici düzeydedir.

Son olarak A17/12919 no' lu sondaj kuyusunda alüvyon kalınlığı 46 m bu bölgede ölçüle S dalgası hızı 185 m/sn' dir. Bu bölgede kale42 istasyonundan hesaplanan periyot değerine göre ortaya çıkarılan kalınlık değeri 34.7 m' dir. İki derinlik değeri arasında yaklaşık 11 m' lik bir fark bulunmaktadır. Bu farkın karşılaştırılması yapılan mikrotremor istasyonu, sondaj noktası ve sismik profil arası uzaklıkların diğer bölgelere nazaran daha fazla olmasından dolayı kaynaklandığı düşünülmektedir. Şekil 28'de karşılaştırılan sondaj, mikrotremor istasyonu ve sismik profillerin lokasyonları aynı harita üzerinde gösterilmektedir.



Şekil 28. Birlikte Değerlendirilen Sismik Profil, Mikrotremor ve Sondaj lokasyonları

BÖLÜM 5

SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Daha önceki bölümlerde de belirtildiği gibi Çanakkale'nin yerleşim alanı olarak kullanılmasına 1462 yılında başlanmıştır. Bir savunma kenti misyonuyla yerleşime başlamış olan Çanakkale özellikle cumhuriyetin kurulmasıyla birlikte hızlı bir gelişim sürecine girmiştir. Bütün bu gelişim aşamaları esnasında kent doğal afetlerden özellikle depremlerden büyük ölçüde etkilenmiştir. 1912 yılındaki Mürefte depremi ve 1953 yılındaki Yenice depremi kenti önemli ölçüde etkileyen depremlerdendir. Fakat o senelere bakıldığında, şehir yapısının genellikle müstakil 1 veya 2 katlı binalardan oluştuğu görülmektedir. 1912 depreminde Çanakkale'deki nüfusun yaklaşık 8.000 kişi civarında, 1953 yılında ise 12.000 kişi sayısına ulaştığı bilinmektedir. Bu sebeple o günkü koşullar altında gerçekleşen depremler 7.2 ve 7.3 büyüklüklerinde olmalarına rağmen aşırı derecede bir hasara sebebiyet vermemiş ve bölgede deprem bilinci yeteri ölçüde gelişmemiştir. Bugün aynı büyüklükteki depremleri günümüz koşullarına uyarlıysak büyük bir bölümü gevşek alüvyon birimler üzerinde kurulu olan ve yaklaşık 90.000 insanın yaşadığı Çanakkale'de ortaya çıkabilecek hasarı düşünmek bile ürkütücü bir hal almaktadır.

Bu sebeple, Çanakkale şehir merkezinde zemin dinamik parametrelerinin belirlenmesi amacıyla yapılan bu sismik mikrobölgeleme çalışması ile bölgenin bir deprem anında göstereceği yer etkisi belirlenmeye çalışılmıştır.

Çalışma alanındaki alüvyonal birimlerin devamlılığını ve özdirenç değişimlerini belirlemek amacıyla 46 noktada doğru akım özdirenç yöntemi düşey elektrik sondaj tekniği kullanılarak uygulanmıştır. Bunun yanında zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütmesi gibi yer etkisi açısından büyük öneme sahip zemin dinamik parametreleri mikrotremor yöntemi kullanılarak ortaya çıkarılmıştır.

Düşey elektrik sondaj çalışmalarının sonucunda ortaya çıkarılan farklı derinliklerdeki yer elektrik kesitler incelendiğinde 25 m. derinliğe kadar şehir merkezinin üstüne kurulu olduğu alüvyon zemin özelliklerini taşıyan düşük özdirençli birimler saptanmış ve Çanakkale ovasında elektrik temel veya ana kaya olarak yorumlanabilecek özdirenç değerleriyle karşılaşılmamıştır. Çalışma alanının batısında kalan bölge 5 m. derinliğe kadar nispeten yüksek özdirenç değerlerine

sahiptir. Bu bölgenin Çanakkale'nin ilk yerleşim alanlarından olması ve günümüze kadar gelen yeniden yapılaşma sürecinde, bölgede binaların yıkılması sonucu ortaya çıkan moloz ve beton atıklarının üstüne tekrardan yapılan inşaatlar, yol ve kanalizasyon yapımı, su tesisatları ve buna benzer yıllardır süregelen çalışmalar sebebiyle insan kaynaklı olarak özdirenç değerlerinin arttığı söylenebilir. Bu bölgede daha derin kesitlere bakıldığında özdirenç değerlerinin diğer kesimlerle aynı değerlere hatta 10 m. derinlikten sonra daha da düşük değerlere ulaştığı görülmektedir. Buradaki özdirenç düşüşü bölgenin denize çok yakın olması ve bu sebepten kaynaklanabilecek tuzlu su girişi ile açıklanabilir. Dolayısıyla burada detaylı bir tuzlu su girişi çalışması yapılması önerilebilir.

Bölgesel yer etkilerinin saptanması için teorik modelleme yaklaşımları ve doğrudan yerin doğal titreşimleri ölçülerek değerlendirilen ampirik yaklaşımlar kullanılmaktadır. Bu tez çalışması kapsamında toplanan mikrotremor verilerinin veri işlem aşamalarında, teorik ve sayısal olarak doğruluğu ispatlanmış, dünya üzerine yaygın kabul gören ve son yıllarda birçok bölgede uygulanan yatay bileşen spektrumlarının düşey bileşen spektrumuna oranlaması ilkesine dayanan Nakamura yöntemi kullanılmıştır.

Nakamura yönteminin uygulanması sonucu her istasyona ait zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütmesi değerleri ortaya çıkarılmıştır. Ayrıca çalışma alanında daha önce bazı bölgelerde Aygün (2005) tarafından ölçülen S dalgası hızları ve farklı kurumlarca açılmış sondaj kuyularının bilgileri kullanılarak zemin hakim titreşim periyot değerlerinden ampirik bir bağıntı yardımıyla hesaplanan muhtemel alüvyon kalınlıkları karşılaştırılmıştır.

Elde edilen sonuçlar ışığında, çalışma alanında hakim titreşim periyotlarının 0.15 sn ile 1 sn arasında değiştiği görülmektedir. Daha önceki bölümlerde belirtildiği gibi düşük periyot değerleri sağlam olarak nitelendirilebileceğimiz, nispeten sıkı, kaya ve yaşlı birimlerin varlığını işaret etmektedir. Çalışma alanının kuzey kesimlerinde periyot değerlerinin 0.15-0.2 sn. lik değerler aldığı görülmektedir. Bu değerler, jeolojik bilgilerle uyumlu olarak kiltası, silttaşı, kumtaşı ve çakıl taşından oluşan Çanakkale formasyonun etkisinde kaldığı söylenebilir ve bölgede periyot değerleri açısından en sağlam zemini göstermektedir. Çanakkale ovasının iç kesimlerine doğru periyot değerlerinin 0.5 sn dolaylarında ve Sarıçay'a yaklaştıkça artan bir şekilde

devam ettiği gözlenmektedir. Daha güney kesimlere doğru 1 sn.' lik periyot değerleri göze çarpmakta ve bu bölgeler alüvyon kalınlığı açısından en kalın ve gevşek birimlerin oluşturduğu zeminle sahip bölgeler olduğu gözlenmektedir. Şehir merkezinin bu kesimlerinde yapılaşmaya gidilmemesi eğer gidilecekse gerekli zemin iyileştirme işlemleri sonrasında yapılaşmaya gidilmesi ve yapı periyodunun bölgedeki hakim periyottan oldukça uzak bir değerde olacak şekilde seçilmesi gerekmektedir. Bu da ancak 1 veya 2 katlı yapılaşma ile mümkün olmaktadır. Bölgenin batısında nispeten düşük değerler özdirenç kesitlerindeki belirtiler ile uyumlu olarak Çanakkale'nin tarihsel gelişimi ile açıklanabilir.

Göreceli zemin büyütme değerlerine bakıldığında hakim titreşim periyodu haritası ile arasındaki uyum dikkat çekmektedir. Çalışma alanının kuzey-kuzeydoğu kesimleri periyot değerlerinden belirlenen sonuçlarla ve jeolojiyle örtüşecek şekilde düşük büyütme değerlerine sahiptir. Şehir merkezinde güvenli yapılaşmaya en uygun alanlar olarak belirtilebilir. Fakat bu bölge imar ve boş arsa oranı açısından yeni yerleşimlere müsait değildir. Bu sebeple, bu bölgeye alternatif yeni yerleşim alanlarının hiç zaman kaybetmeden araştırılması şehir gelişiminin bu alanlara yönltilmesi önerilmektedir. Bölgenin güneyi ve güney doğusu bir depremde dalga genlikleri en fazla büyütecek zemine sahip bölgeler olarak belirlenmiştir. Bölgenin batısında Sarıçay'ın Çanakkale boğazı ile birleştiği iki yakada sağlam zemini temsil eder nitelikte değerler görülmektedir. Periyot haritasıyla karşılaştırıldığında düşük büyütme değerlerine sahip bölge, daha dar bir alanda görülse de iki haritanın birbiriyle uyumlu olduğu söylenebilir.

Ayrıca, yapılan çalışmalar sonunda çalışma alanındaki bazı sondaj kuyusu gözlemleri, o bölgede ölçülmüş S dalgası hızları ve hakim periyot değerlerinin karşılaştırmasıyla mikrotremor yöntemi ile belirlenen alüvyon kalınlıklarının güvenilir sonuçlar ürettiği görülmüştür.

Çalışma sonucunda elde edilen haritaların birbirlerini destekler nitelikte olması mikrotremor yönteminin güvenilir sonuçlar ürettiğini bir kez daha ortaya koymuştur.

KAYNAKLAR

- Aki, K., Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology, Freeman and Co., N. York
- Aki, K. 1993. Local site effects on weak and strong ground motion. *Tectonophysics*, v. 218, p. 93–111.
- Armijo, R. Lyon-Caen, H. and Papanastassiou, D., 1992. East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, 20, 491-494.
- Aygün, A., 2005. Çanakkale Kenti Yerleşim Alanının Sıvılaşma Potansiyeli. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale.
- Bard, P.-Y., 1998. Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan, pp. 1251–1279.
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, v. 7, no. 3, 663-684.
- Barka, A., 1992. The North Anatolian fault. *Anneles Tectonicae*, VI, 164-195.
- Barka, A., 1997. Neotectonics of the Marmara sea region, *Active tectonics of the Nortwestern Anatolia- The Marmara Poly-Project*. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, pp:55-87.
- Blumenthal, M. M., 1962. Le systeme structural du Taurus sud Anatolien. *Paul Fellot*, 2, Soc. Geol. France, 611-662.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J. Poisson, A., 1971. Outline of the geology of the Western Taurides. In *Geology and History of Turkey* (ed A.S. Campwell), Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.
- Çetinel, T., 2003. İzmit ve Civarının Zemin Özelliklerinin Mikrotremor Ölçümleriyle Belirlenmesi, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli.
- Delgado, J., Lopez Casados, C., Giner, J., Estevez, A., Cuenca, A., Molina, S., 2000. Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations. *Pure and Applied Geophysics* 157 (9), 1445–1462.

- Deniz, O., 2005. Çanakkale Yerleşim Alanının Yeraltısuyu Kalitesinin İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniv. Fen Bil. Enst. Çanakkale
- Dewey, J. F. and Şengör. A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. America Bull. Part 1.* 90., 84-92 p.
- Ergin, M., Ozalaybey, S., Aktar, M., Yalçın, M, N., 2004. Site Amplification at Avcılar, Istanbul, *Tectonophysics*, 391, pp. 335-346.
- Field E. and Jacob, K., 1993. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophys. Res. Let.* 20, 2925-2928.
- Gallipoli, M. R., Lapenna, V., Lorenzo, P., Mucciarelli M., Perrone, A., Piscitelli, S., Sdao, F. 2000. Comparison of Geological and Geophysical Prospecting Techniques in the study of a Landslide in Southern Italy. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4; 117- 128.
- Gutierrez, C., and Singh, S. K., 1992. A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: Comparison of results from strong-motion and microtremor data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82: 642-659.
- Gürbüz, M., 2002. Avcılar Mikrobölgeleme Çalışmaları, Yüksek Lisans Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta.
- Horike, M., 1985. Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas, *J. Phys. Earth*, 33, 59-96.
- Ibs von Seht M. and Wohlenberg R., 1999. Microtremor measurements used to map thickness. of soft soil sediments. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89: 250-259.
- İmamoğlu, Ç., 2003. Avcılar ve Yakın Çevresinde Derin Sediman Rezonansının İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul Teknik Üniversitesi.
- Irikura, K. and T. Kawanaka, 1980. Characteristics of microtremors on ground with discontinuous underground structure, *Bull. Disas. Prev. Inst. Kyoto Univ.*, 30-3, 81-96.
- Kagami, H., S. Okada, K. Shiono, M.Oner, M. Dravinski and A.K. Mal, 1986. Observation of 1 to 5 second mikrotremors and their application to

- earthquake engineering. Part III. A two- dimensional study site effects in S. Fernando valley, Bull.Seis. Soc. Am. 76, 1801 – 1812.
- Kamura, K., 1997. On microtremors observed in Tokyo Bay area, Japanese document, in Japanese with English abstract, 47-53.
- Kanai, K., and Tanaka, T., 1954. Measurement of the Microtremor, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 32, pp. 192-209.
- Kanai, K., and Tanaka, T., 1961. On microtremors. VII, Bull. Eartq. Res. Inst.,Tokyo Univ., 39, pp 97-114,
- Kanai, K. 1983. Engineering Seismology. University of Tokyo, 251, Japan.
- Katz, L. J. 1976. Microtremor analysis of local geological conditions,. Bull. Seism. Soc. Am. 66, 45-60.
- Kaya, M. A. 1999. Yorumlama 2 Ders Notları, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta (Yayınlanmamıştır).
- Kentsel Gelişim Alanları Çalışma Grubu Raporu, 2006. Çanakkale'nin Kentsel Gelişimi ile Fiziki Coğrafya İlişkisi, Çanakkale Kent Konseyi Yayınları Kitap Dizisi, Yayın No:2
- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O. Allerton, S., (1993); First Paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides thrust belt east of the Isparta re-entrant (southwestern Turkey). Earth Planet. Sci. Lett., 117, 1-14.
- Kobayashi, H., Seo, K., Midorikawa S., Samano T., and Y. Yamazaki, 1991. Seismic microzoning study of Mexico City by means of Microtremor Measurements. Proceedings [of the] Fourth International Conference on seismic Zonation, Stanford University, August, II, 557-564.
- Kramer, S.L., 1996, Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, USA, ISBN 0-13-374943-6.
- Kudo, K., Kanno, T., Okada, H., Özel, O., Erdik, M., Takahashi, M., Sasatani, T., Higashi, S. and Yoshida, K., 2002. Site specific issues for strong ground motions during the Kocaeli, Turkey Earthquake of 17 August 1999, as inferred from array observations of microtremors and aftershocks, Bull. Seism. Soc. Am., 92,11, 448-465.

- Lachet, C. and Bard, P. Y. 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *J. Phys. Earth.*, 42, pp. 377-397.
- Lermo, J., Garcia F. J. 1994. Are Microtremors useful in site response evaluation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (5); 1350 - 1364.
- Marcoux, J. (1987); *Histoire et topologie de la Neo-Tethys*. These de Doctorat Detat. L'Universite Pierre et Marie Curie, Paris, 569 p.
- Matsushima, T. and Okada, H. 1990. "An exploration method using microtremors (2) - An experiment to identify Love waves in long-period microtremors -," *Proc. the 82nd SEGJ Conf.*, pp. 5-8.
- Milana, G., Barba, S., Del Pezzo, E. and Zambonelli, E. 1996. Site response from ambient noise measurements: new perspectives from an array study in central Italy, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 320-328.
- Mirzaoglu M., Dikmen U., 2003. Application of microtremors to seismic microzoning procedure, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, Vol. 6, No.3, August, 2003, p. 143-156.
- Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 2002, 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası.
- Mucciarelli M., 1998. Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach, *Journal of Earthquake Engineering*, 4: 625-638.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR of R.T.R.*, 30-1.
- Nakamura, Y., 1996. Real Time Information Systems for Seismic Hazards Mitigation UrEDAS, HERAS and PIC", *Quarterly Report of RTRI*, Vol. 37, No. 3, 112-127.
- Nakamura, Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, *Proc. XII World Conference, Earthquake Engineering*, New Zealand paper no. 2656.
- Ojeda, A., and Escallon, J., 2000. Comparison between different techniques for evaluation of predominant periods using strong ground motion records and microtremors in Pereira Colombia, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 2000, 20 (147-143).

- Otha Y. H., Kagami H., Goto N., Kudo K., 1978. Observation of 1-5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part I. Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968. Bull. Seism. Soc. Am., 68, 767-779.
- Önal, M., 1987. Gelibolu Yarımadası orta bölümünün çökme istiflen ve tektoniği, KB Anadolu, Türkiye:Yerbilimleri 5, 21-38.
- Özel, O., Sasanati, T., Kudo, K., Okada, H., Kanno, T., Tsuno, S., Yoshikawa, M., Noguchi, S., Miyahara, M., and Goto, H., 2004. Estimation of S Velocity Structures in Avcilar-Istanbul from Array Microtremor Measurements Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University Series VII (Geophysics), Vol.12, No.2 Sapporo, Japan.
- Poisson, A., 1984. The extension of the Ionian trough into SW Turkey. In: J. F. Dixon & A. H. Robertson Eds., The geologic evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Pub. 17, 241-249.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J. F. and Uysal, S., 1984. Isparta Angle (W Taurids): A Mesozoic paleorift. In: O. Tekeli and C. Göncüoğlu Eds., Geology of the Taurus belt, sp. Pub. MTA, Ankara, 11-26.
- Rodriguez, M.; Chavez-Garcia, F.J.; Stephenson, W.R., 2000. Site effects in an alluvial valley : a comparison of estimates from earthquake and microtremor records. In: 12WCEE 2000 : 12th World Conference on Earthquake Engineering. Upper Hutt, NZ: New Zealand Society for Earthquake Engineering.
- Seo K., 1997. Comparison of measured microtremors with damage distribution. In JICA Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention
- Seo, K., 1998. Applications of microtremors as a substitute of seismic motion reviewing the recent microtremors joint research in different sites. In: Irikura. SESAME, Site Effects Assessment Using Ambient Excitations, 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio. technique on ambient vibration: measurements processing and interpretation, European Research Project, 2004.

Şengör, A.M.C., Satır, M. Akkök, R., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes massif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics* , 3, 693-707.

Tokgöz, O. E., 2002., Bolu ve Yakın Çevresinde Mikrotremor Verileri İle Yer Etkisinin İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara Üniversitesi.

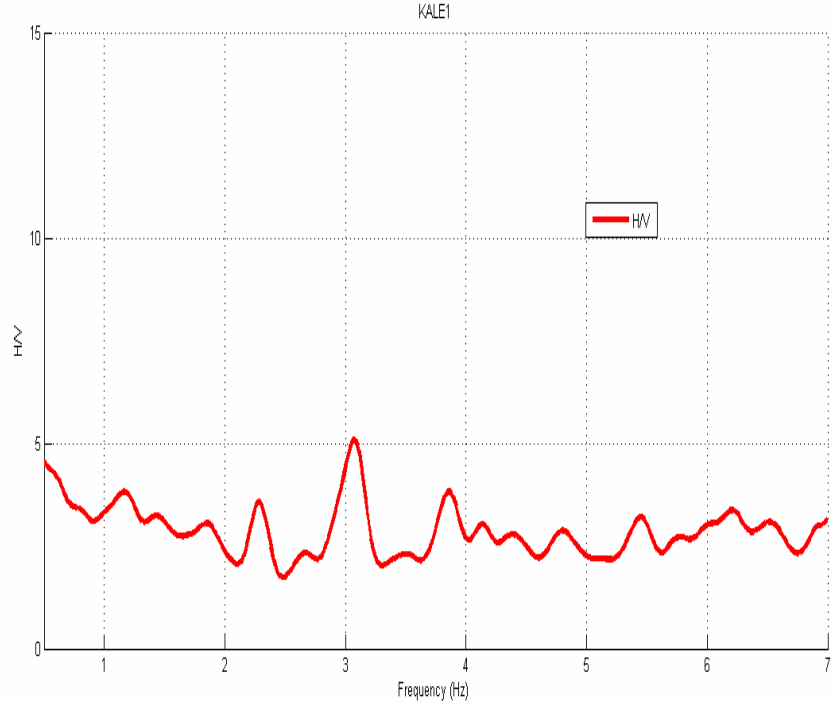
Tüzel, B., 2004., Isparta Kent Merkezinin zemin Büyütmelerinin Mikrotremor Yatay/Düşey Bileşen (H/V) tekniği ile Belirlenmesi ve Deprem Tehlikesi, Yüksek Lisans Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Yalçınkaya, E., 2004., Bir boyutlu modeller için zemin büyütmesine Etki eden Parametrelerin İncelenmesi, İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, C. 17, S. 1, SS. 47-56.

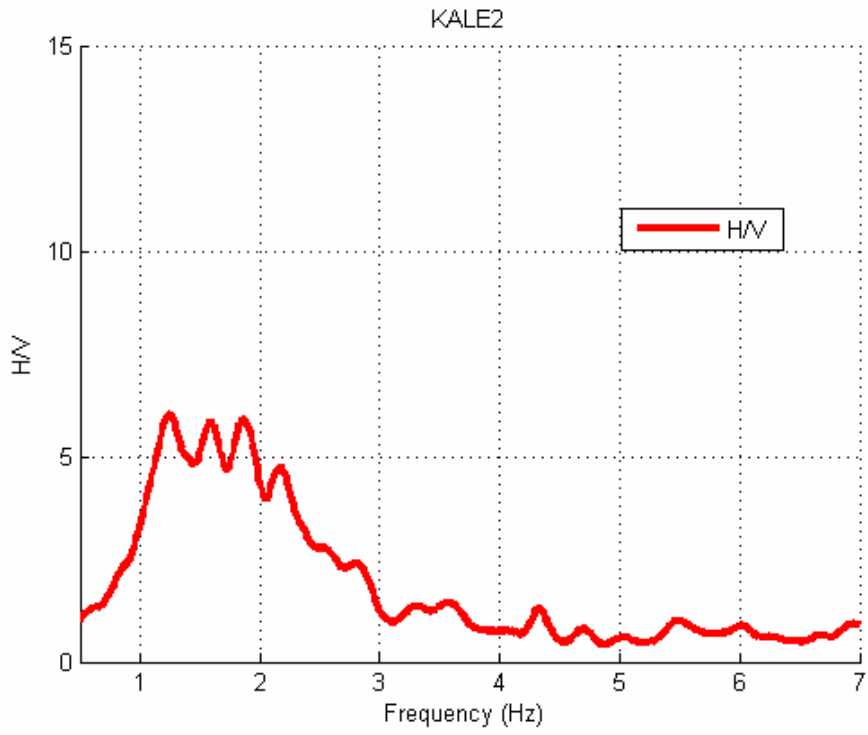
www.vila-int.com

www.yerelnet.org.tr

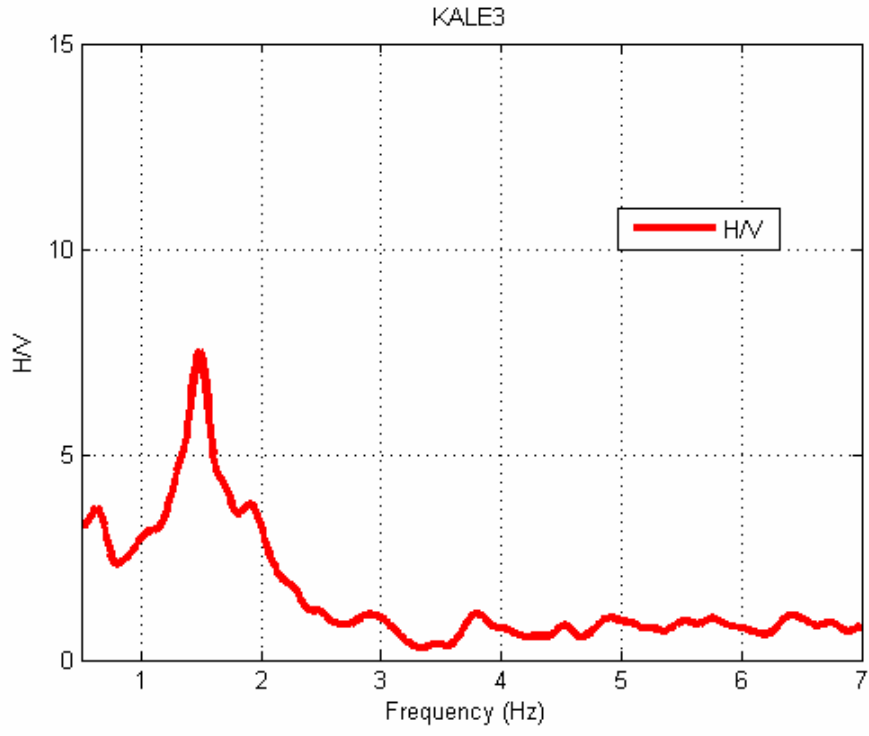
EKLER



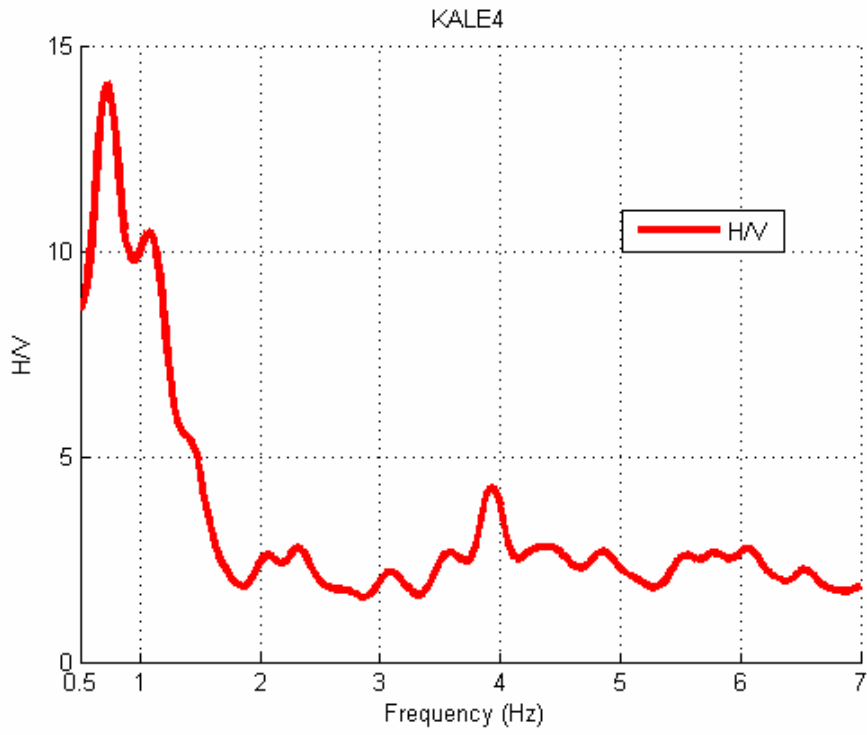
Şekil 29. Kale1 istasyonuna ait H/V spektrumu



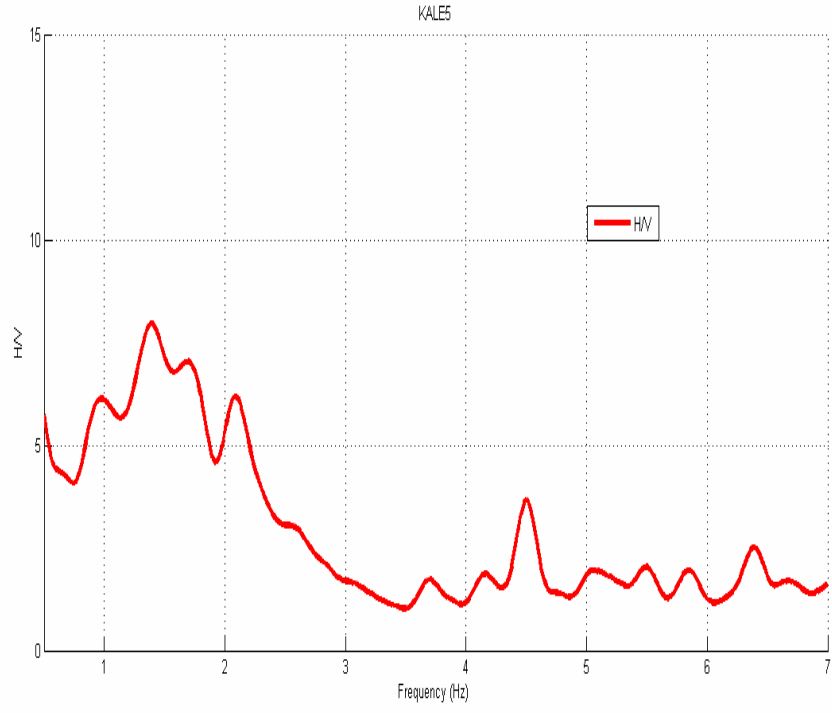
Şekil 30. Kale2 istasyonuna ait H/V spektrumu



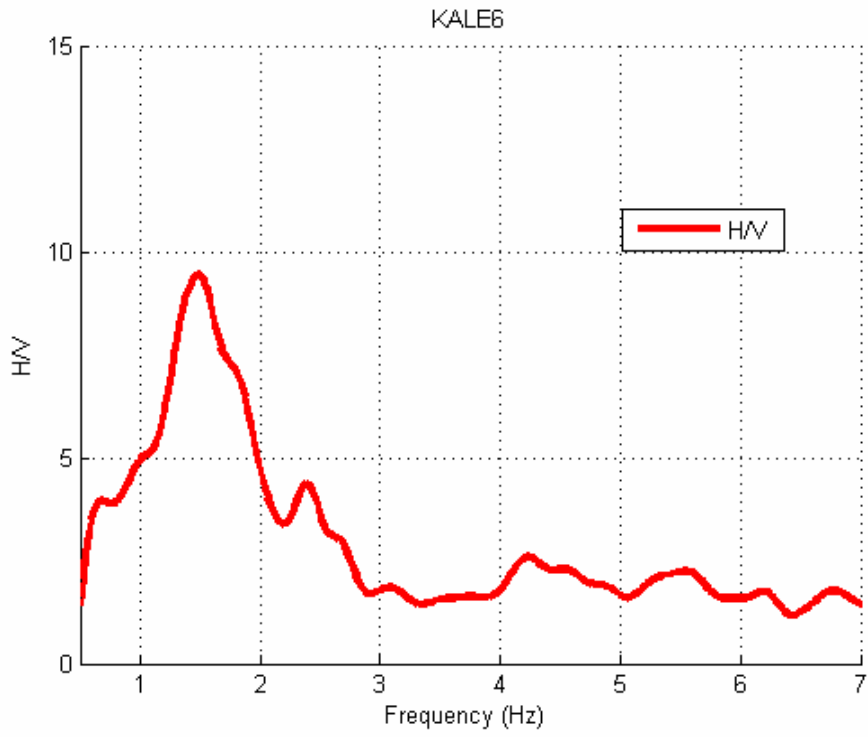
Şekil 31. Kale3 istasyonuna ait H/V spektrumu



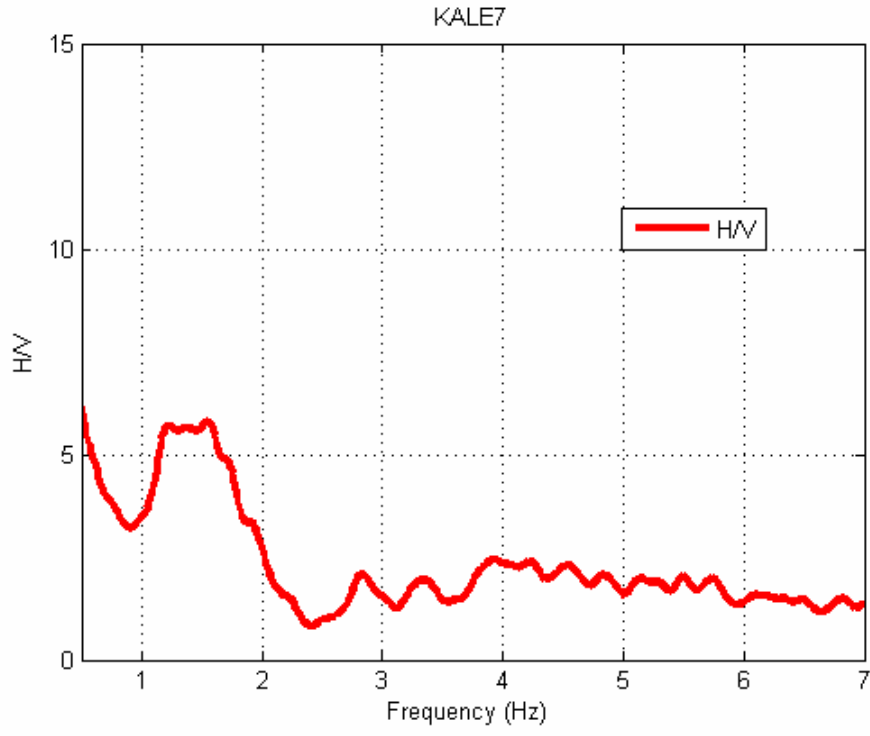
Şekil 32. Kale4 istasyonuna ait H/V spektrumu



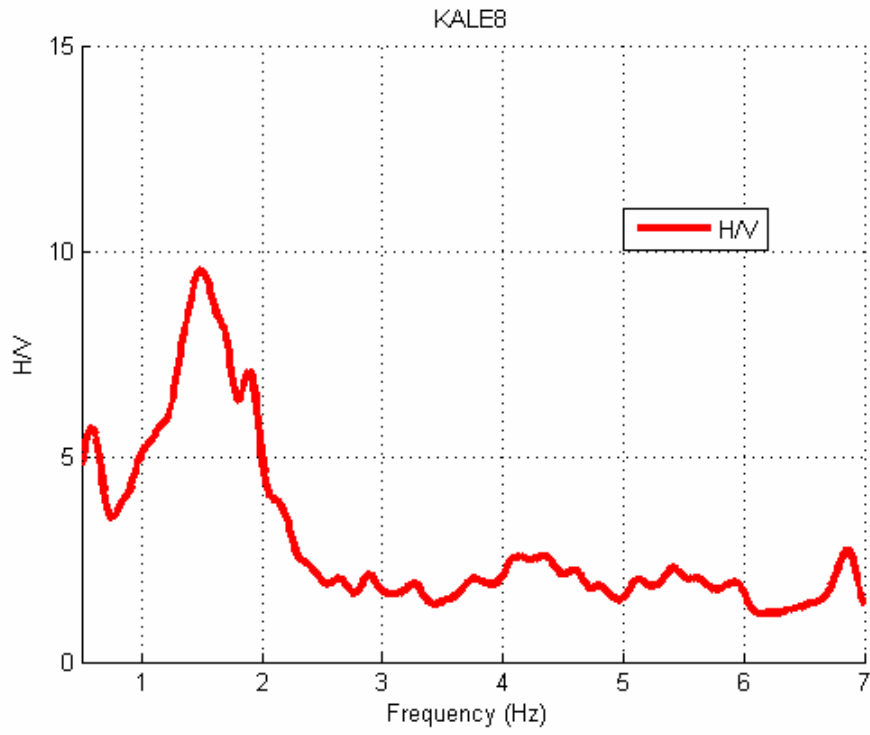
Şekil 33. Kale5 istasyonuna ait H/V spektrumu



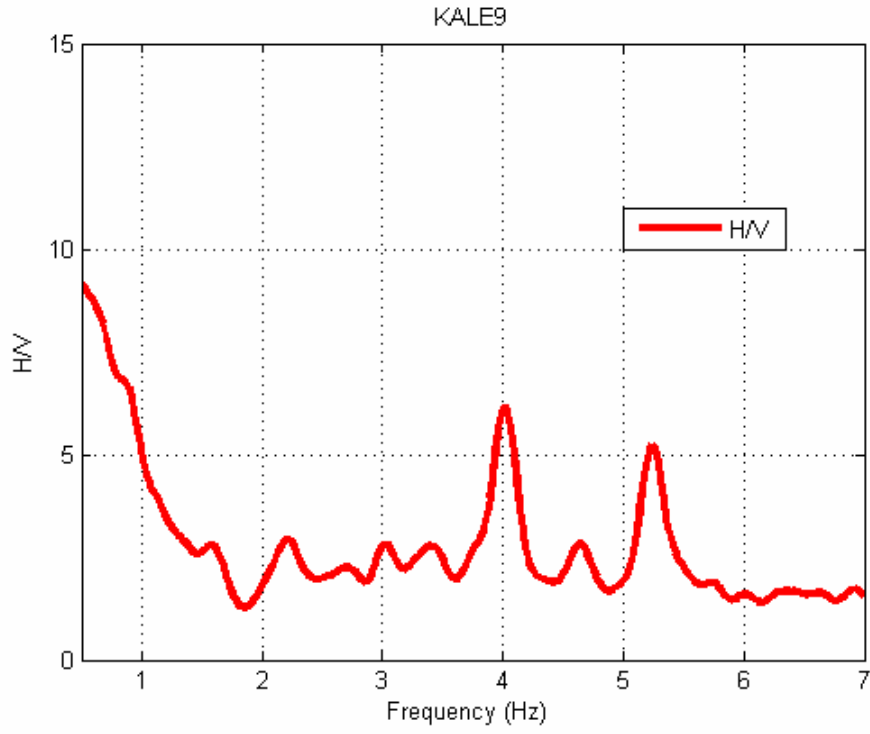
Şekil 34. Kale6 istasyonuna ait H/V spektrumu



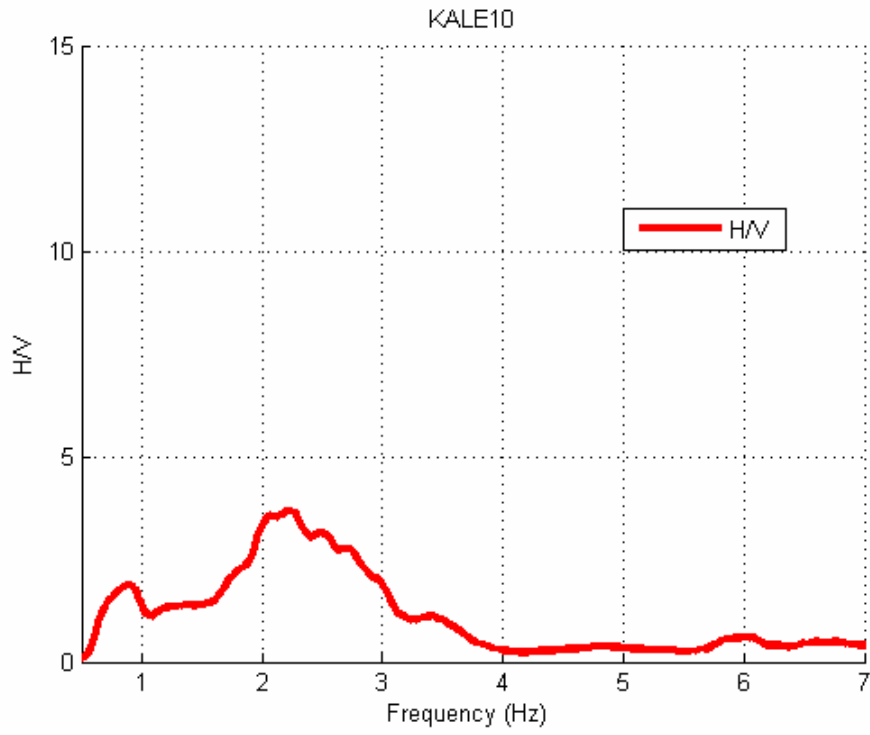
Şekil 35. Kale7 istasyonuna ait H/V spektrumu



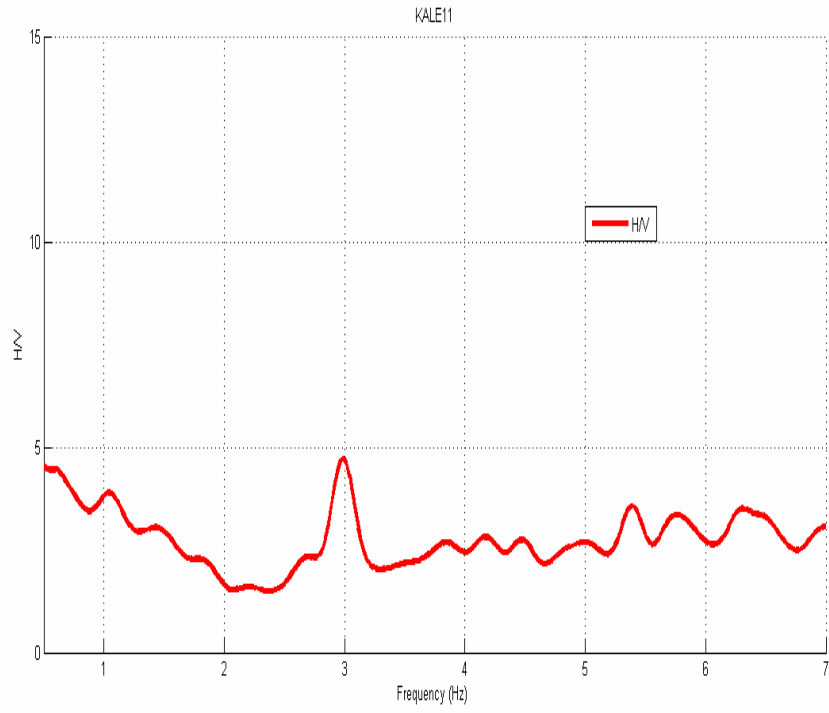
Şekil 36. Kale8 istasyonuna ait H/V spektrumu



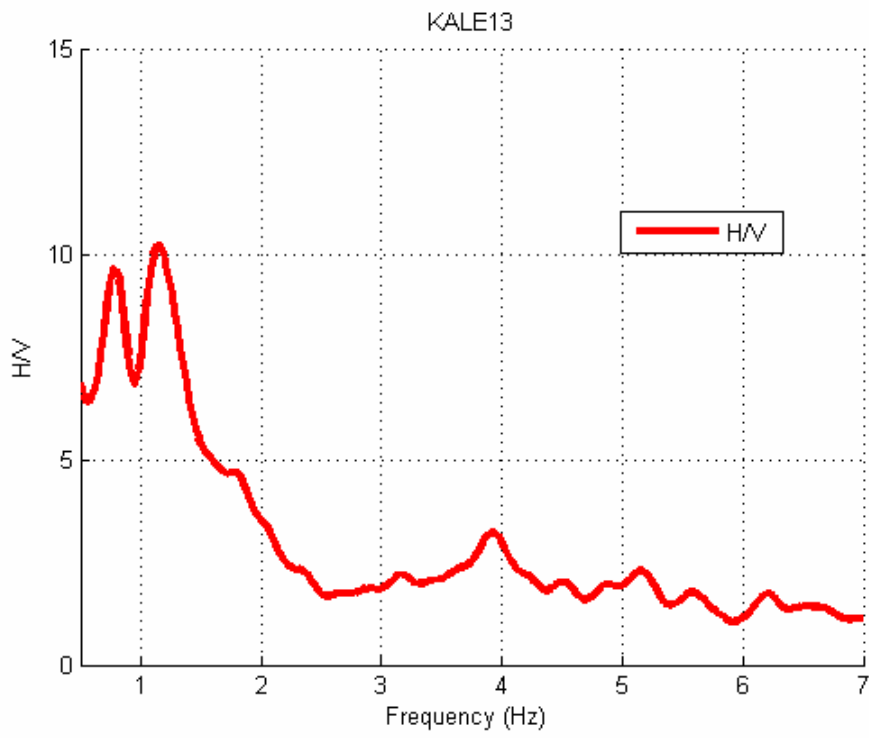
Şekil 37. Kale9 istasyonuna ait H/V spektrumu



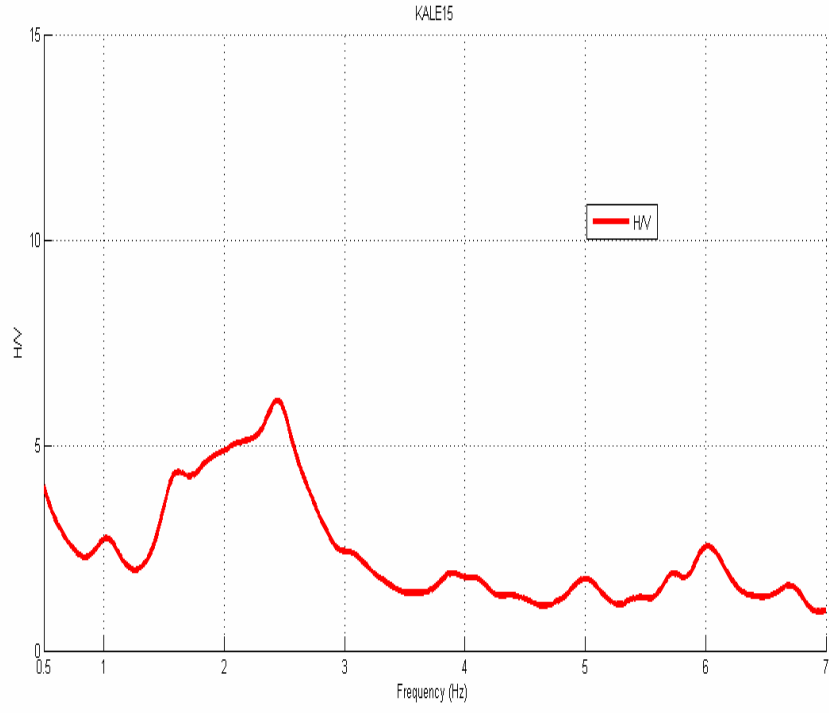
Şekil 38. Kale10 istasyonuna ait H/V spektrumu



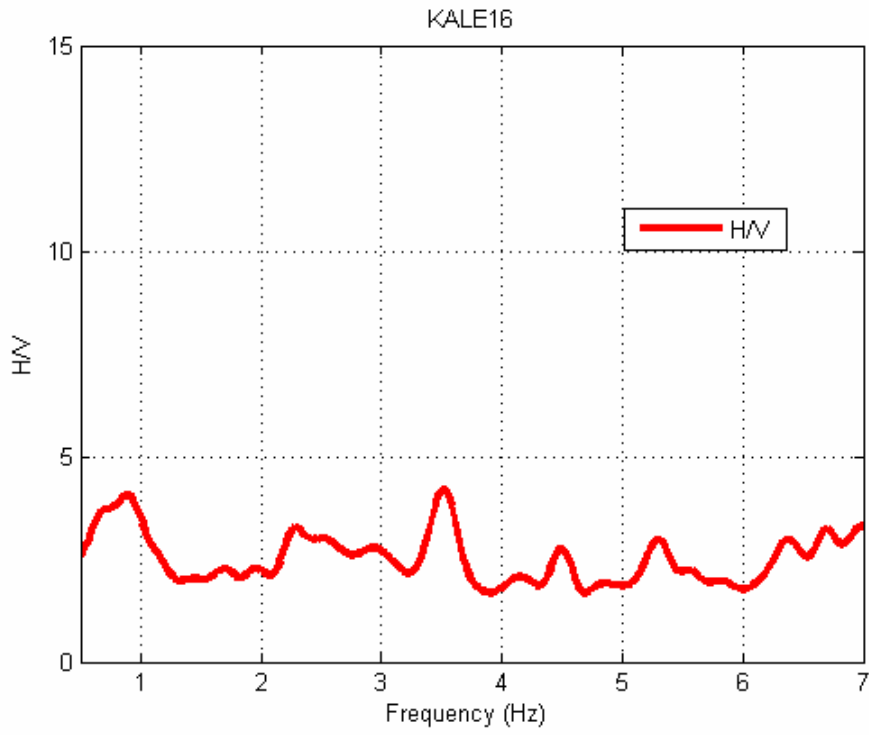
Şekil 39. Kale11 istasyonuna ait H/V spektrumu



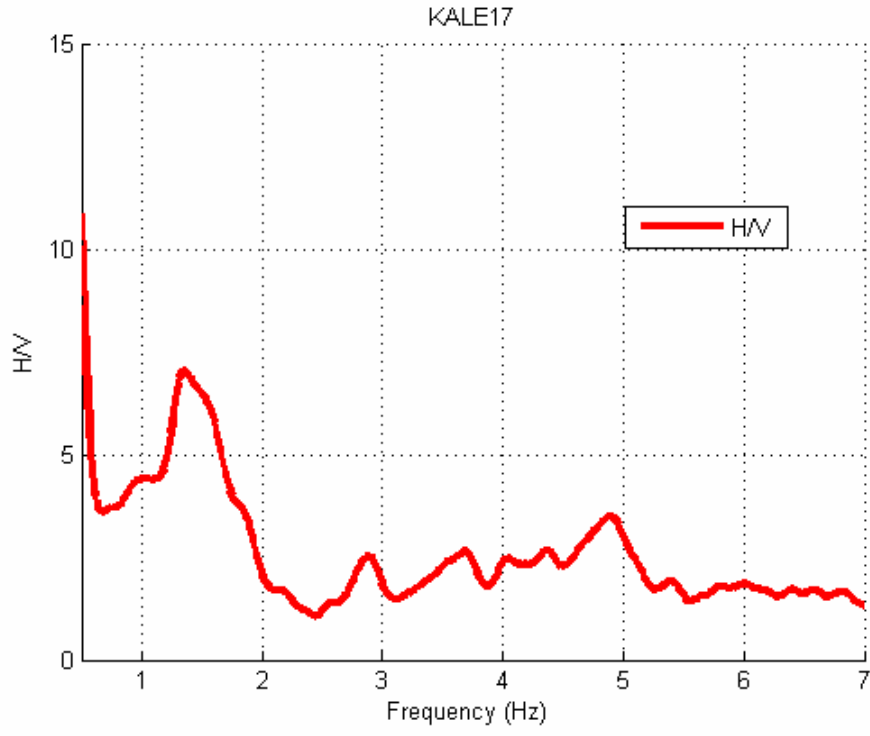
Şekil 40. Kale13 istasyonuna ait H/V spektrumu



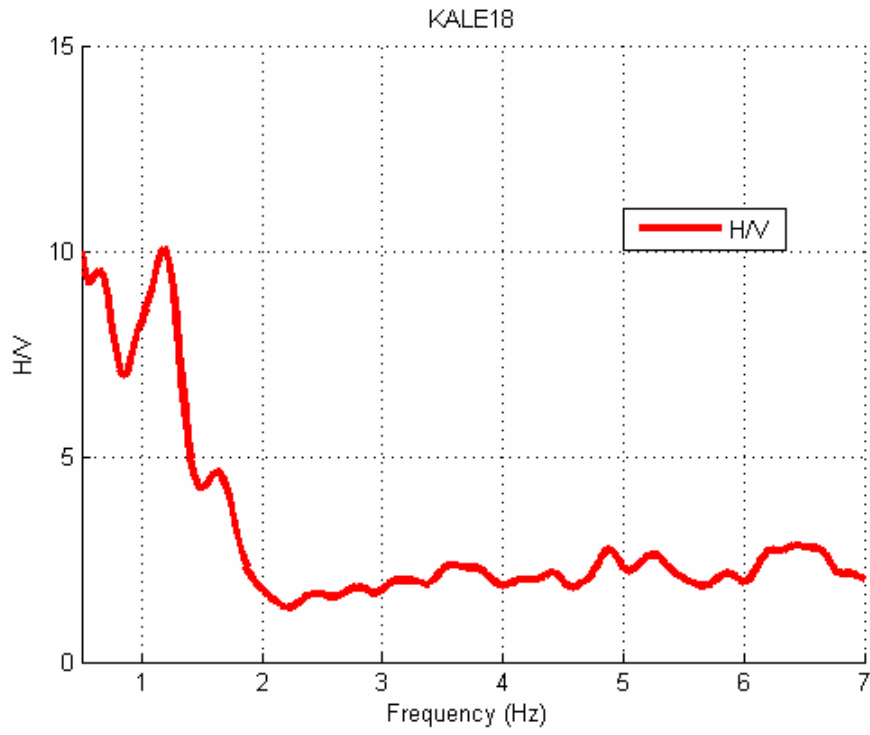
Şekil 41. Kale15 istasyonuna ait H/V spektrumu



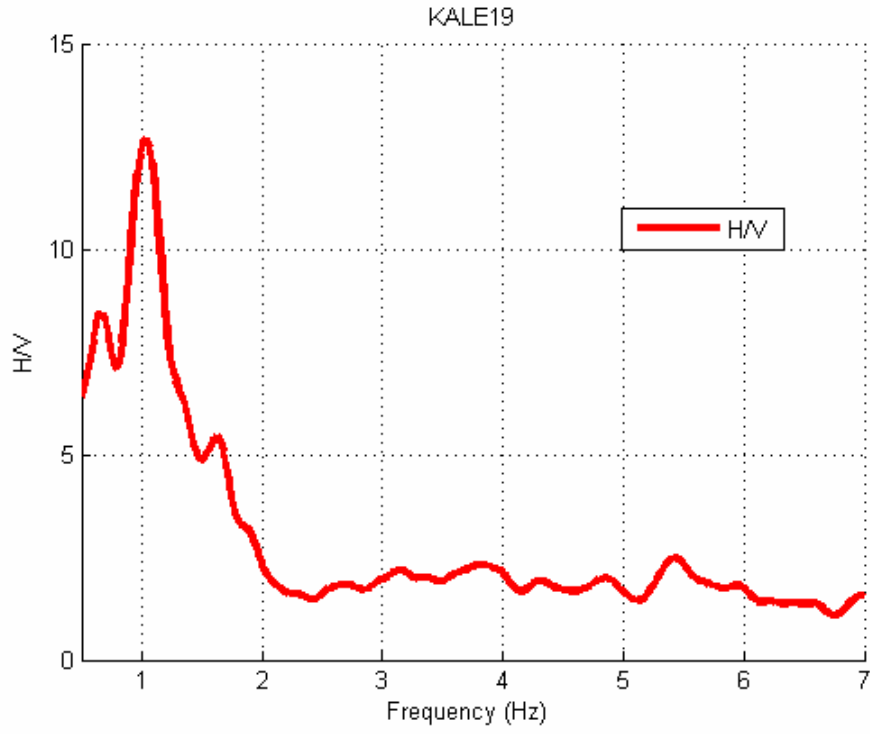
Şekil 42. Kale16 istasyonuna ait H/V spektrumu



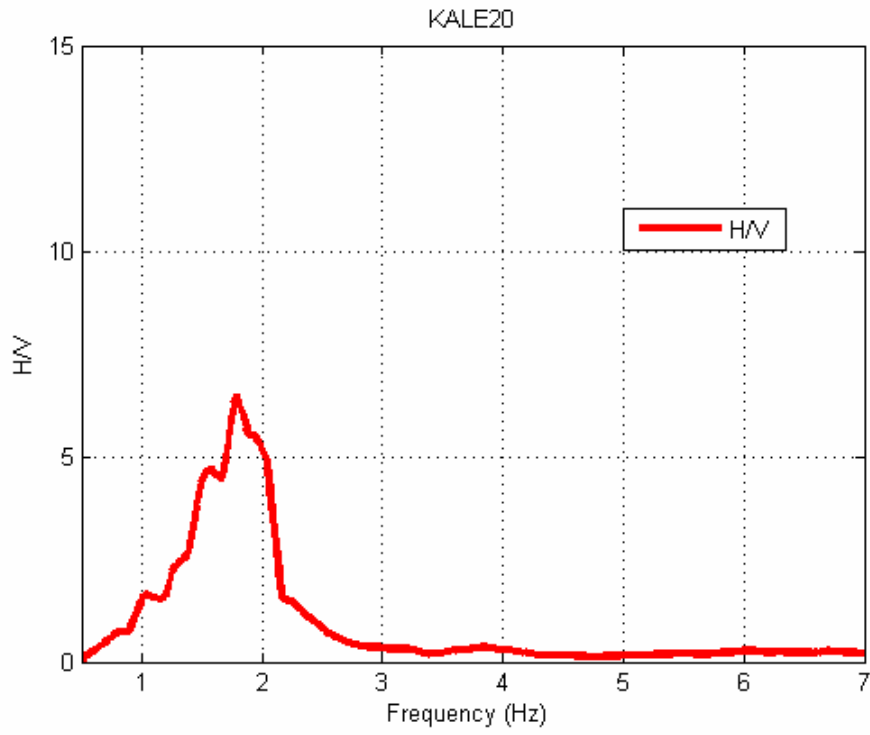
Şekil 43. Kale17 istasyonuna ait H/V spektrumu



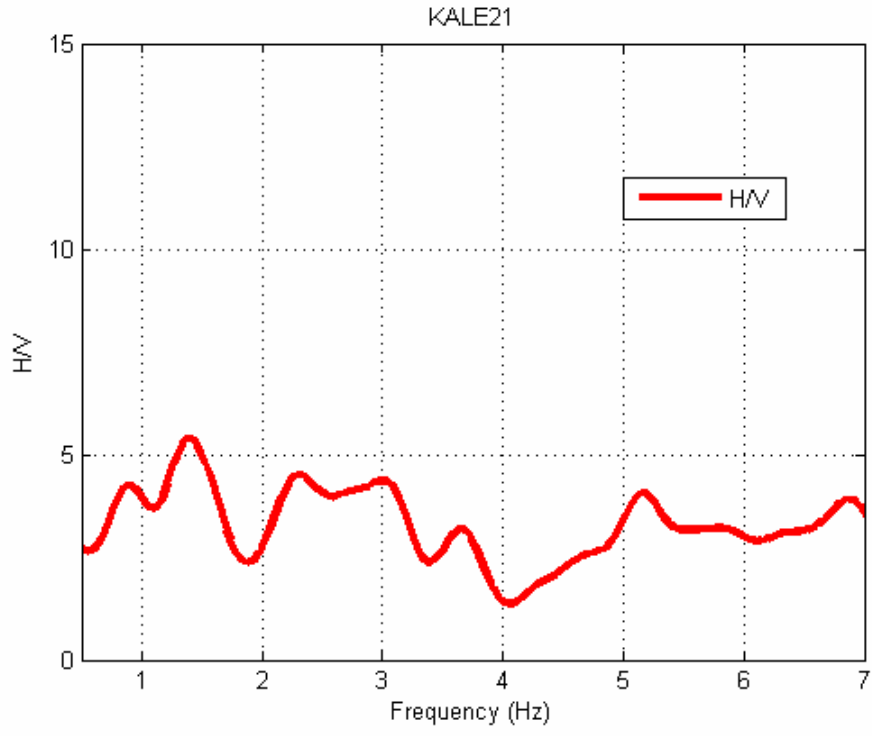
Şekil 44. Kale18 istasyonuna ait H/V spektrumu



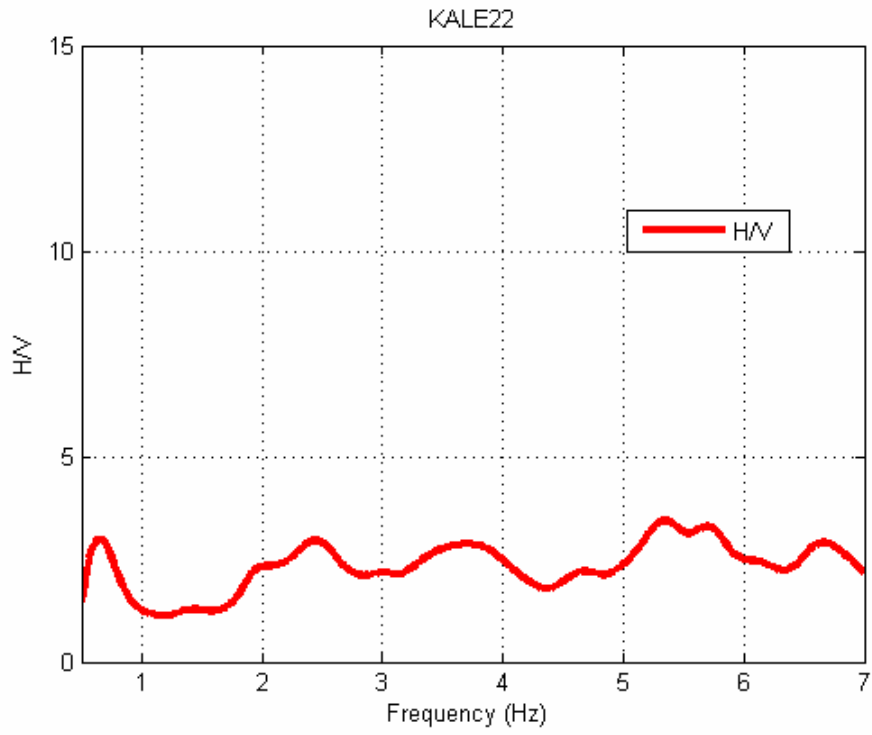
Şekil 45. Kale19 istasyonuna ait H/V spektrumu



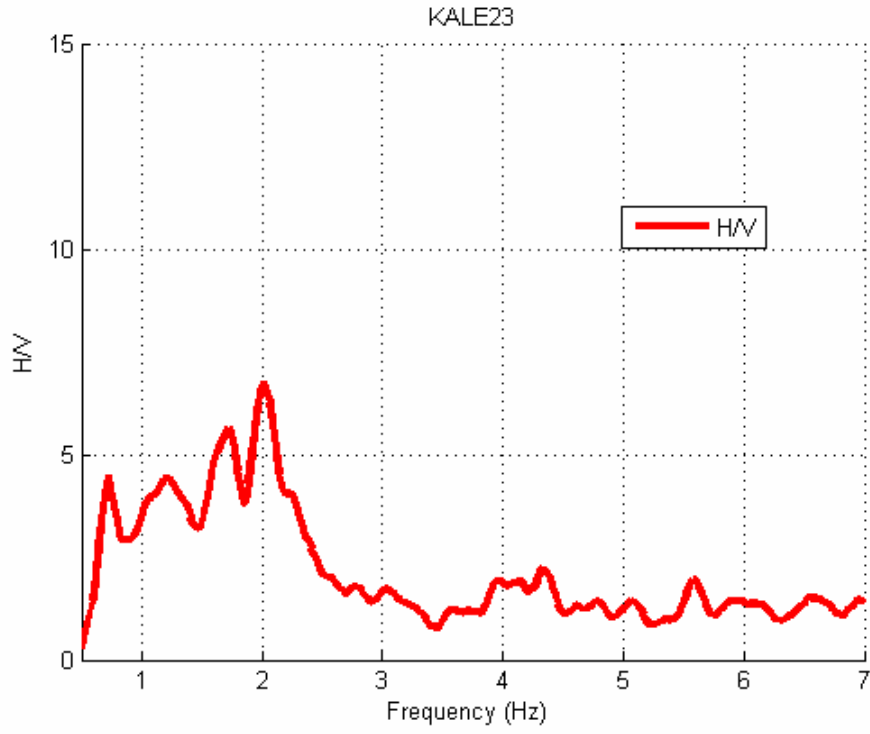
Şekil 46. Kale20 istasyonuna ait H/V spektrumu



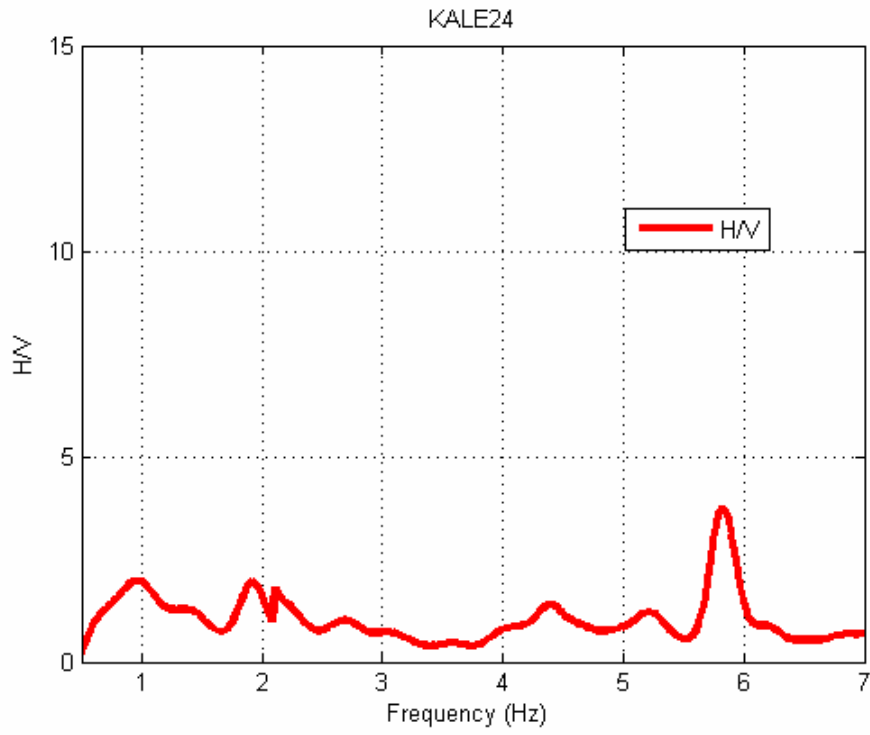
Şekil 47. Kale21 istasyonuna ait H/V spektrumu



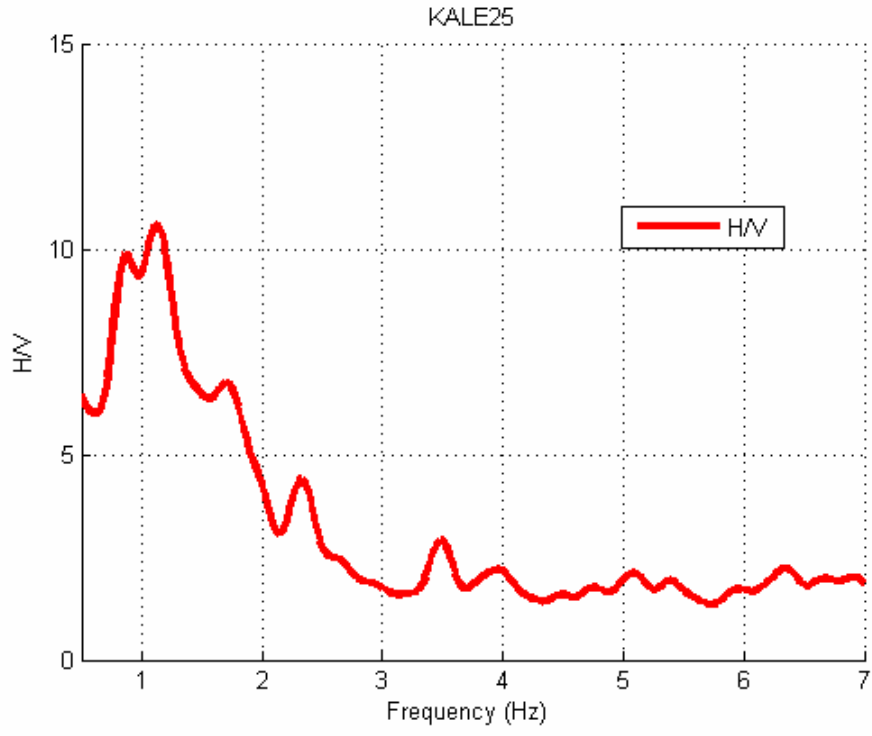
Şekil 48. Kale22 istasyonuna ait H/V spektrumu



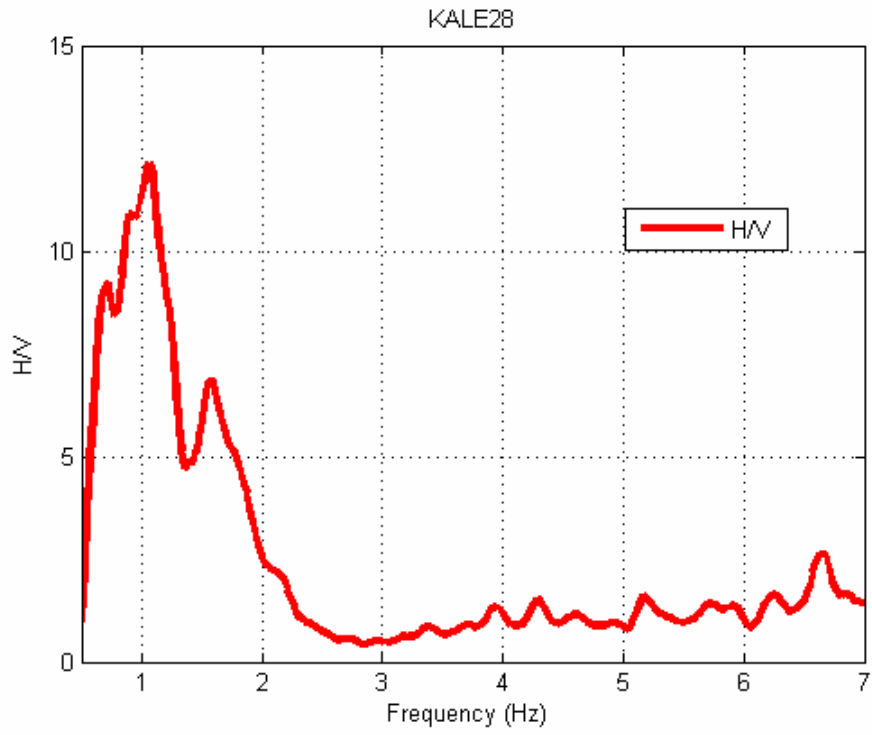
Şekil 49. Kale23 istasyonuna ait H/V spektrumu



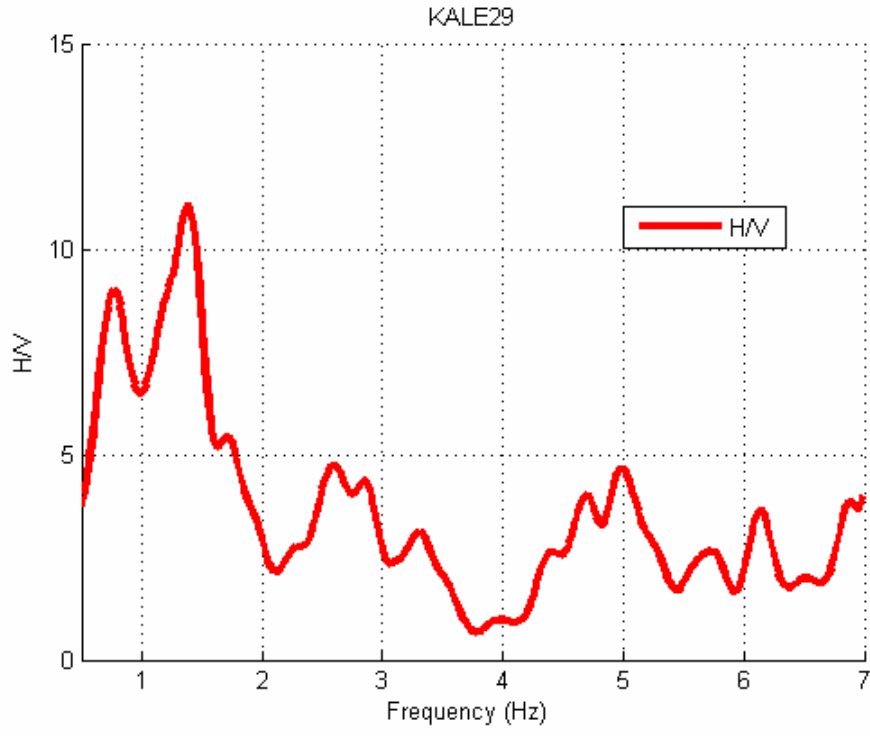
Şekil 50. Kale24 istasyonuna ait H/V spektrumu



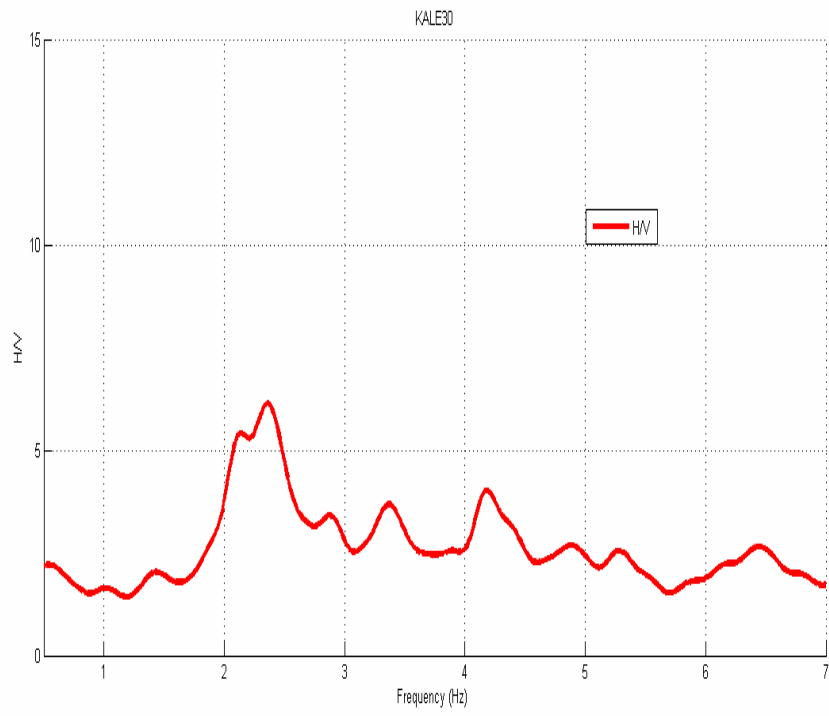
Şekil 51. Kale25 istasyonuna ait H/V spektrumu



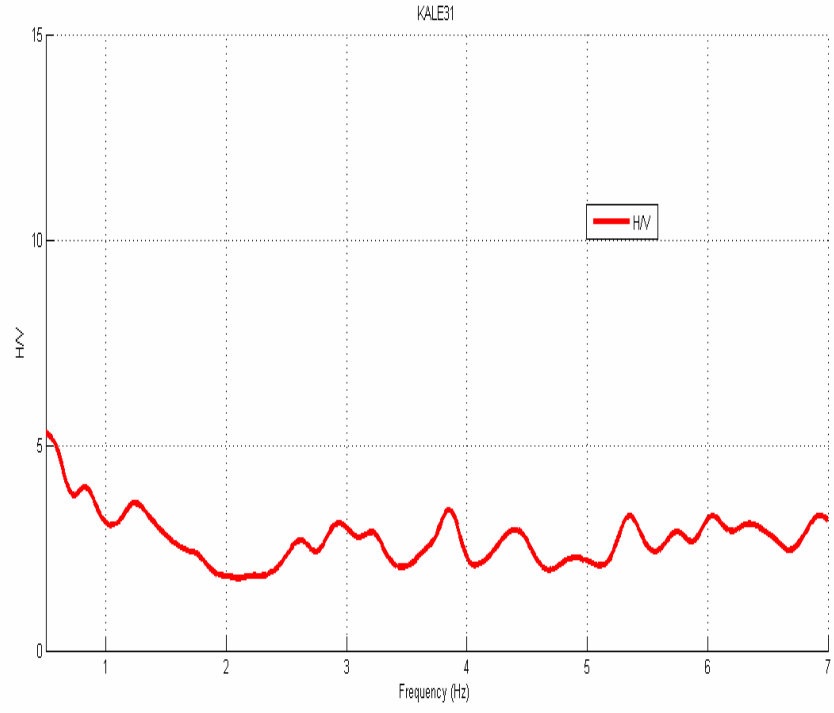
Şekil 52. Kale28 istasyonuna ait H/V spektrumu



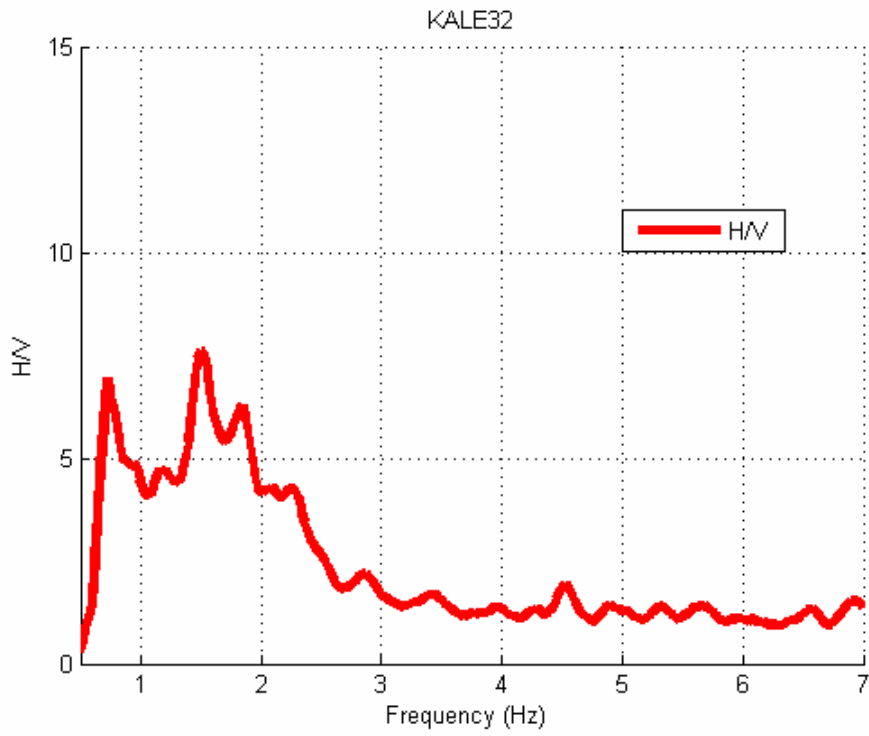
Şekil 53 Kale29 istasyonuna ait H/V spektrumu



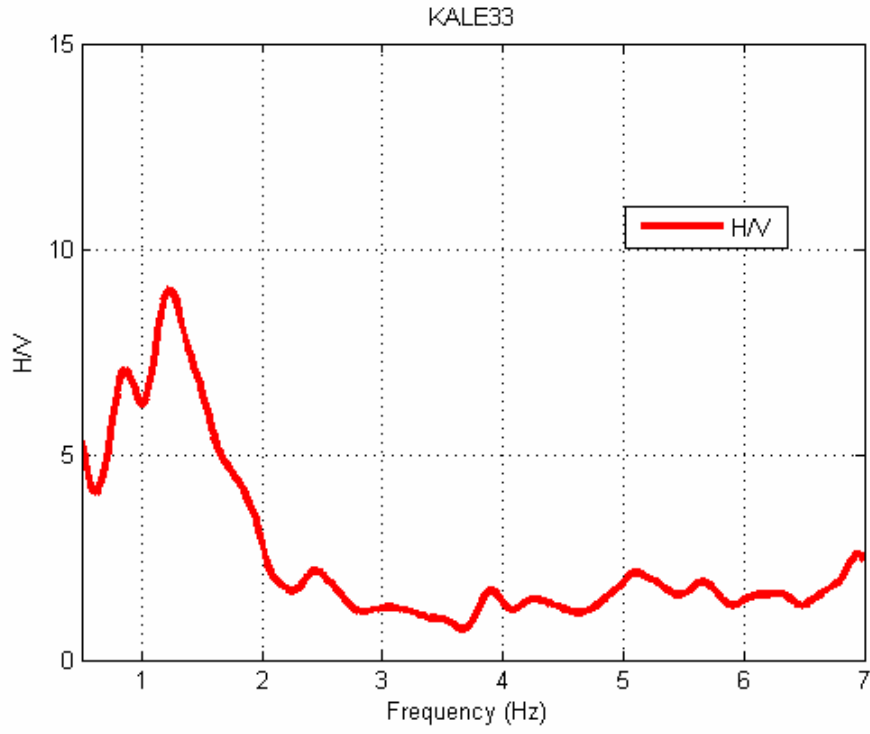
Şekil 54. Kale30 istasyonuna ait H/V spektrumu



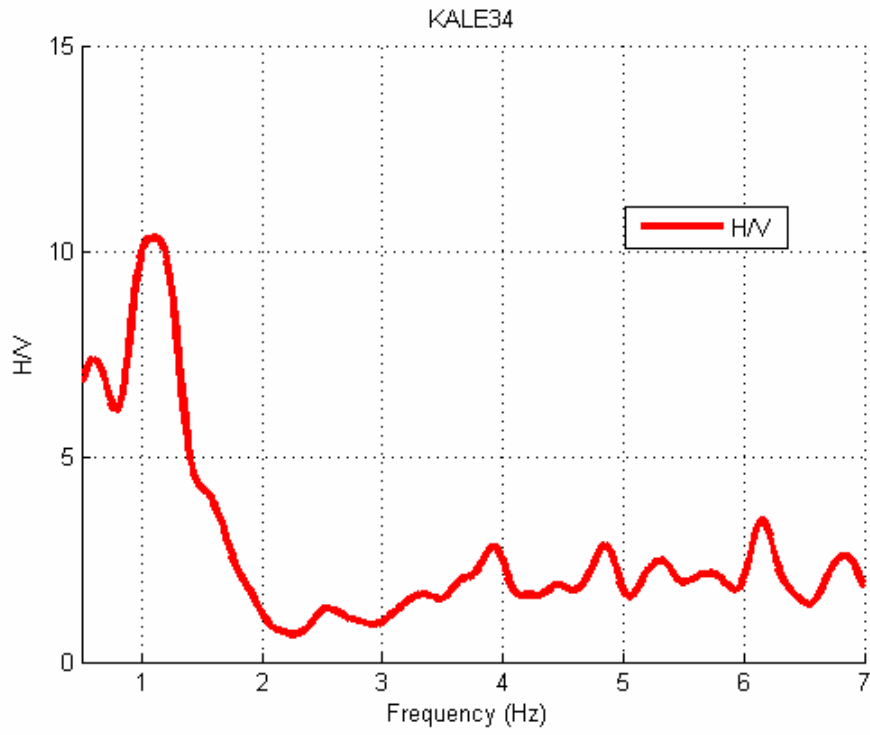
Şekil 55. Kale31 istasyonuna ait H/V spektrumu



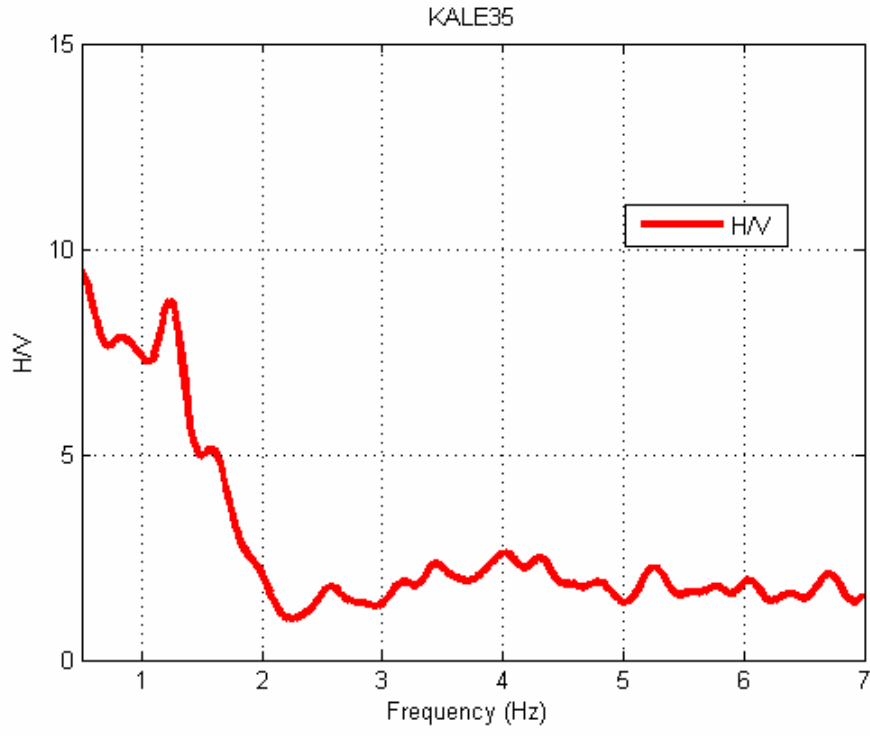
Şekil 56. Kale32 istasyonuna ait H/V spektrumu



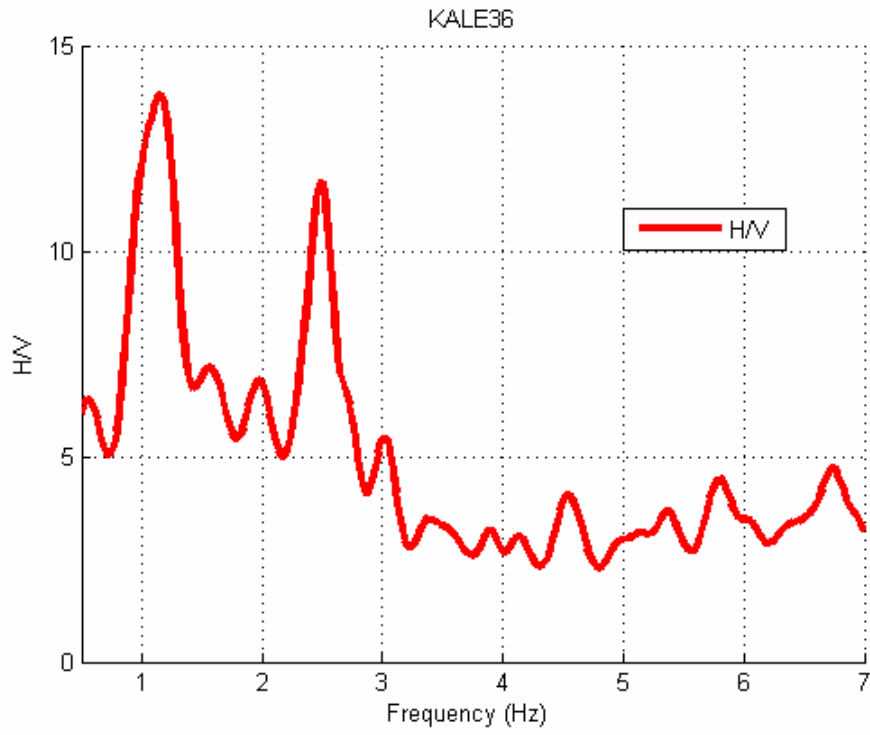
Şekil 57. Kale33 istasyonuna ait H/V spektrumu



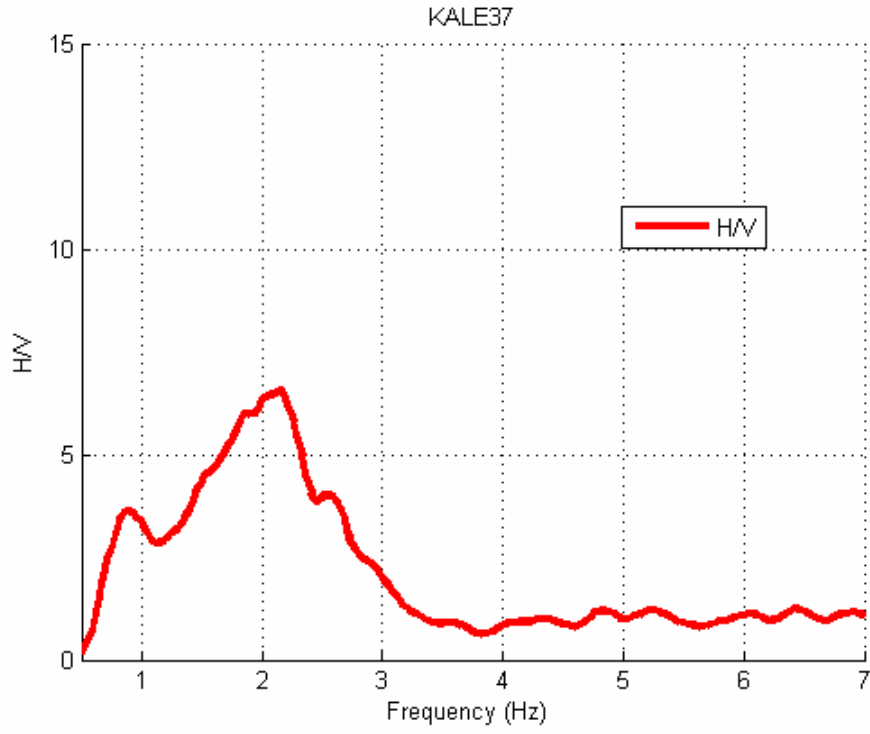
Şekil 58. Kale34 istasyonuna ait H/V spektrumu



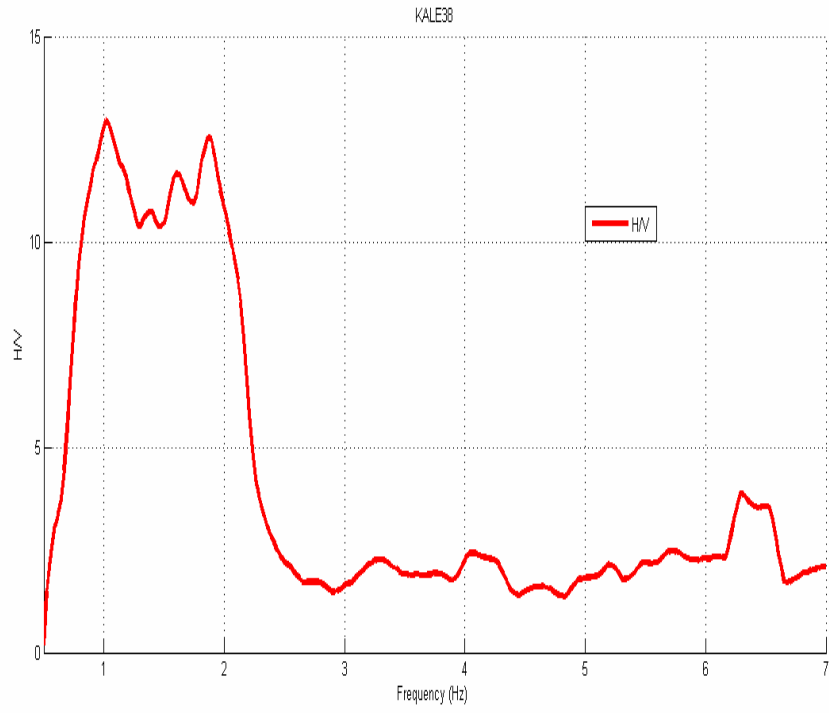
Şekil 59. Kale35 istasyonuna ait H/V spektrumu



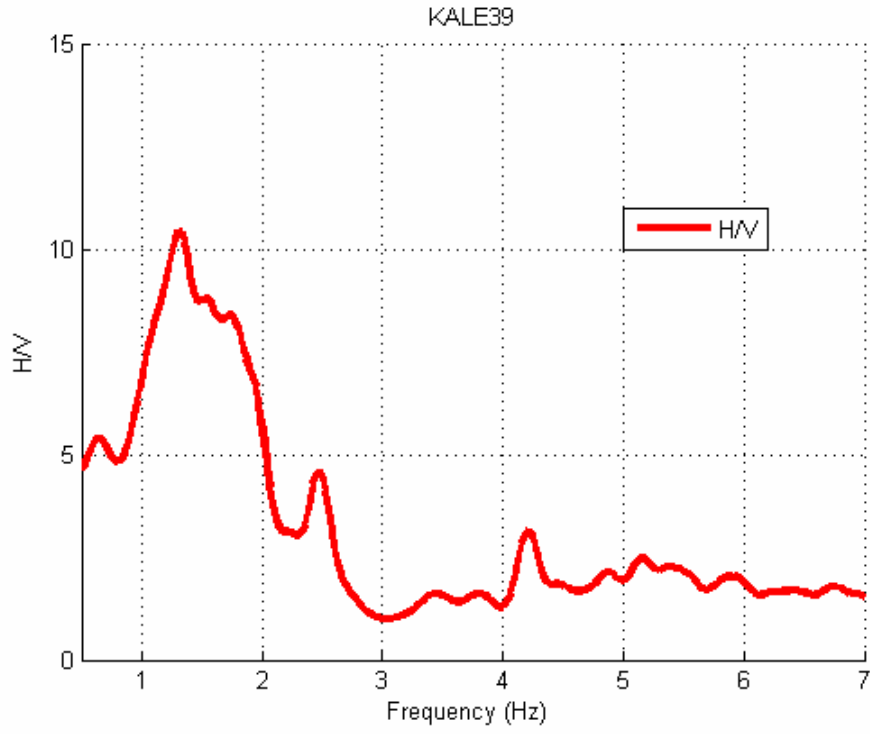
Şekil 60. Kale36 istasyonuna ait H/V spektrumu



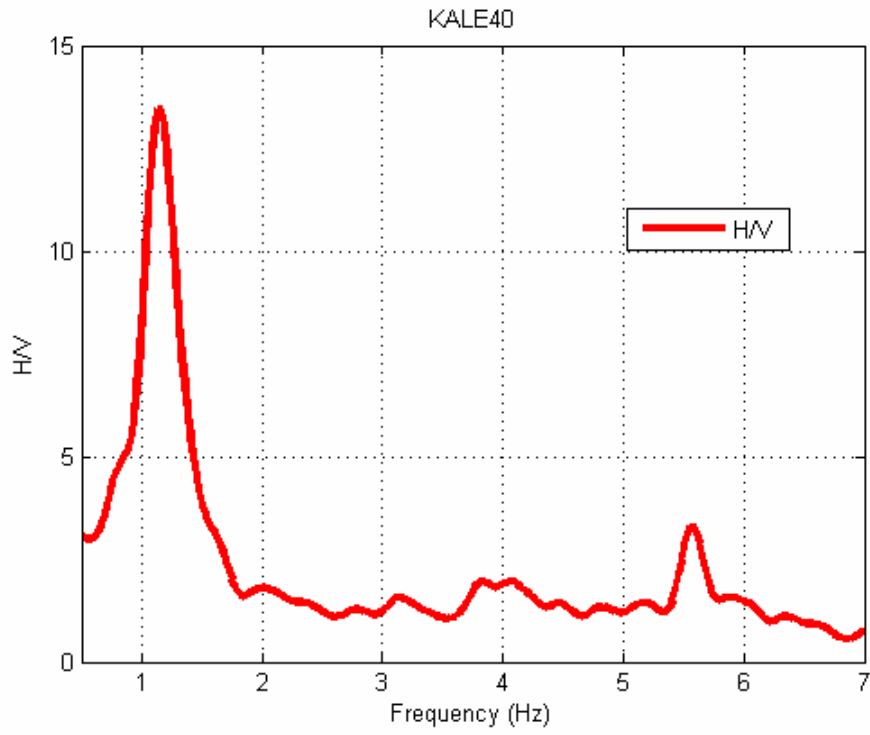
Şekil 61. Kale37 istasyonuna ait H/V spektrumu



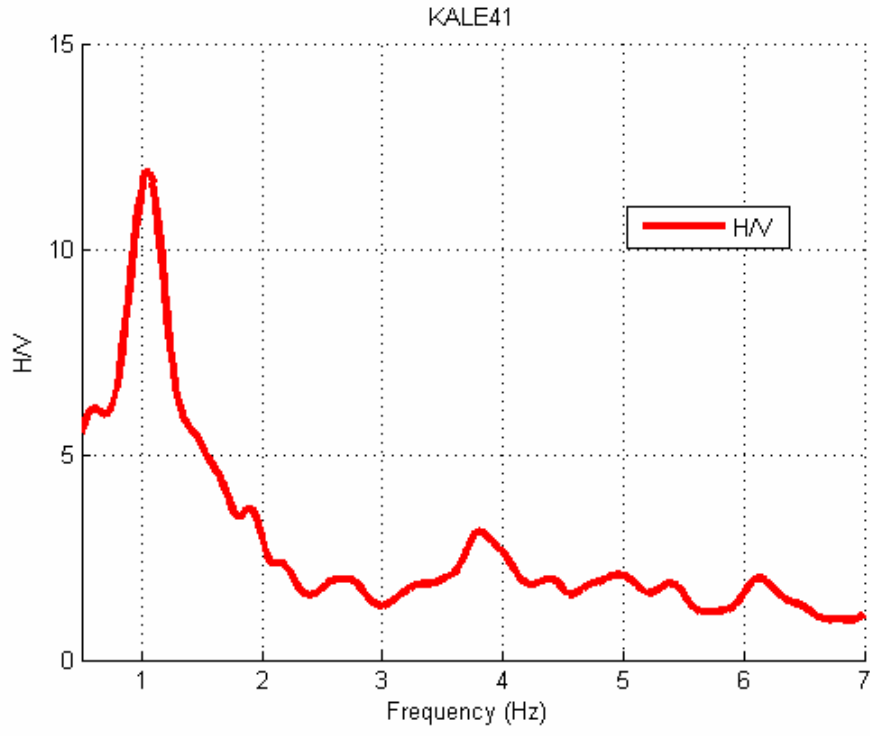
Şekil 62. Kale38 istasyonuna ait H/V spektrumu



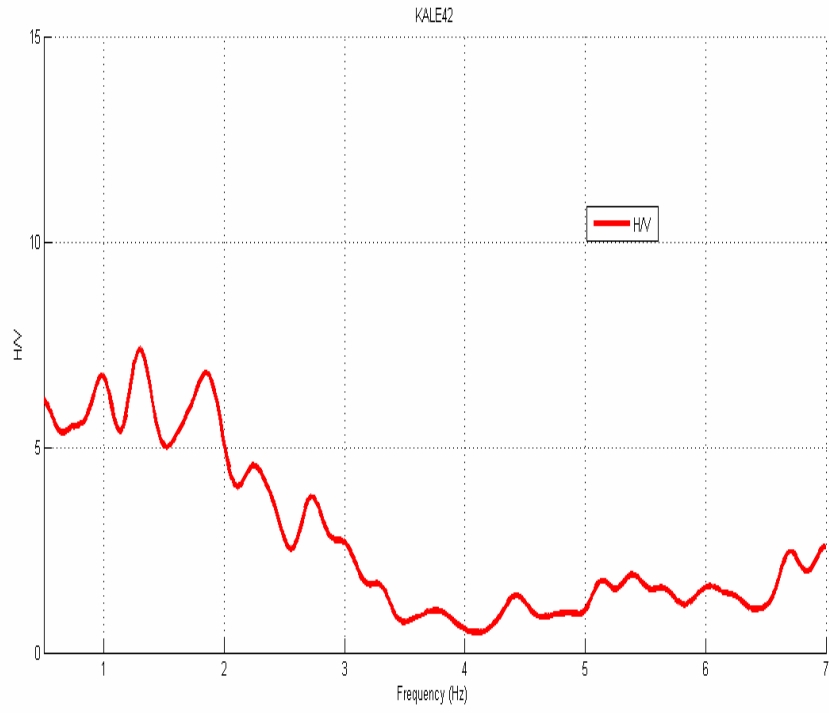
Şekil 63. Kale39 istasyonuna ait H/V spektrumu



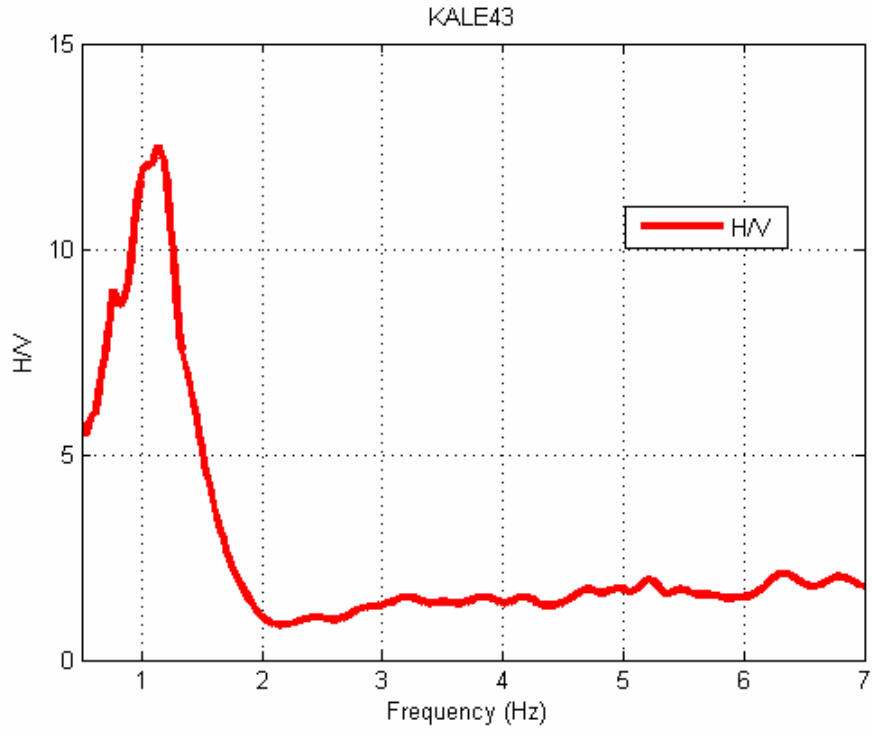
Şekil 64. Kale40 istasyonuna ait H/V spektrumu



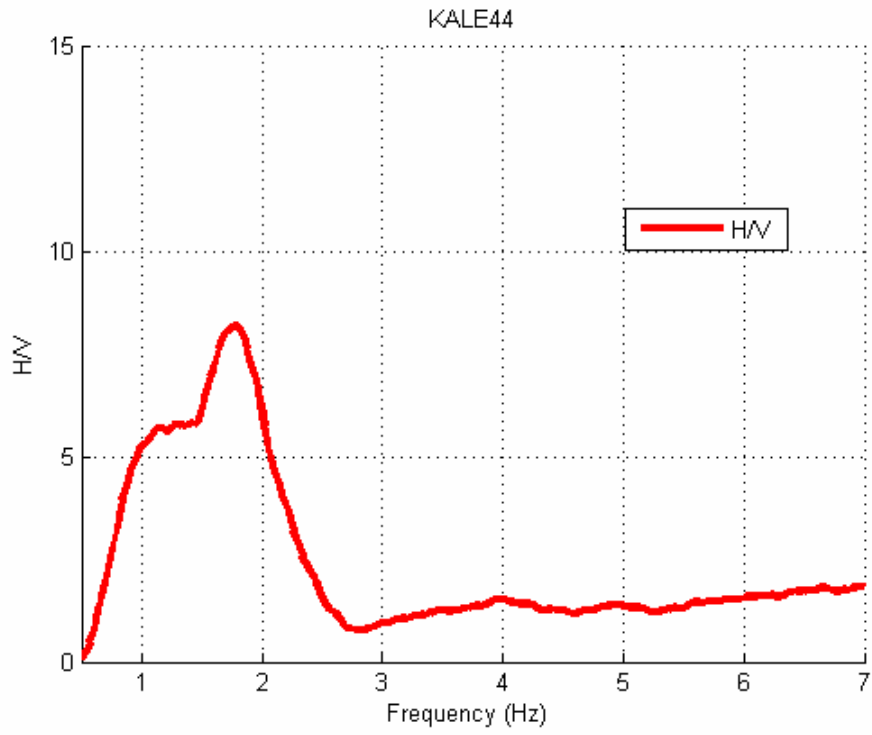
Şekil 65. Kale41 istasyonuna ait H/V spektrumu



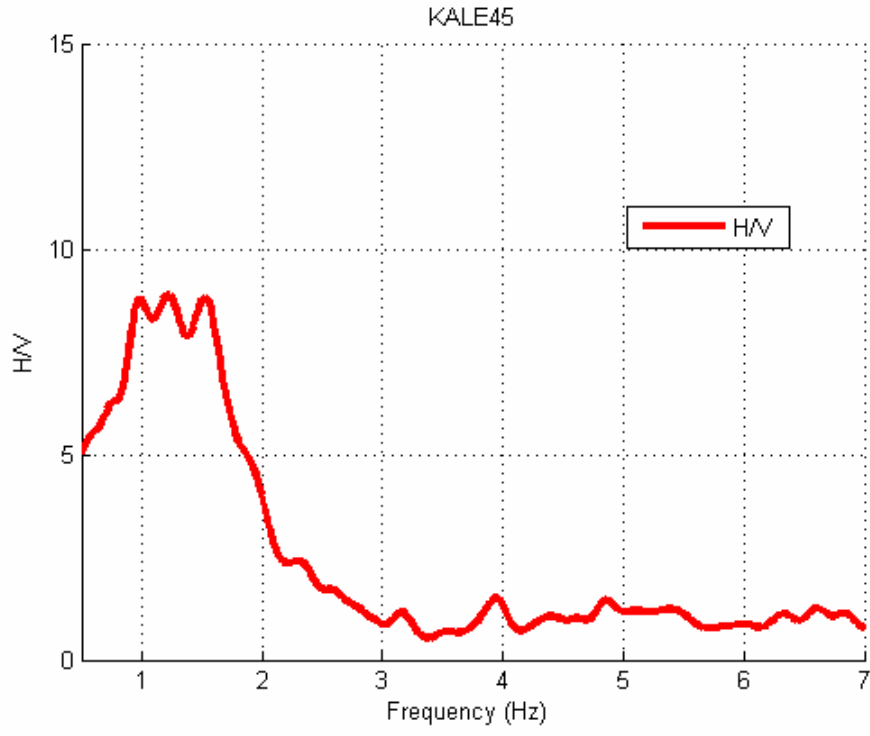
Şekil 66. Kale42 istasyonuna ait H/V spektrumu



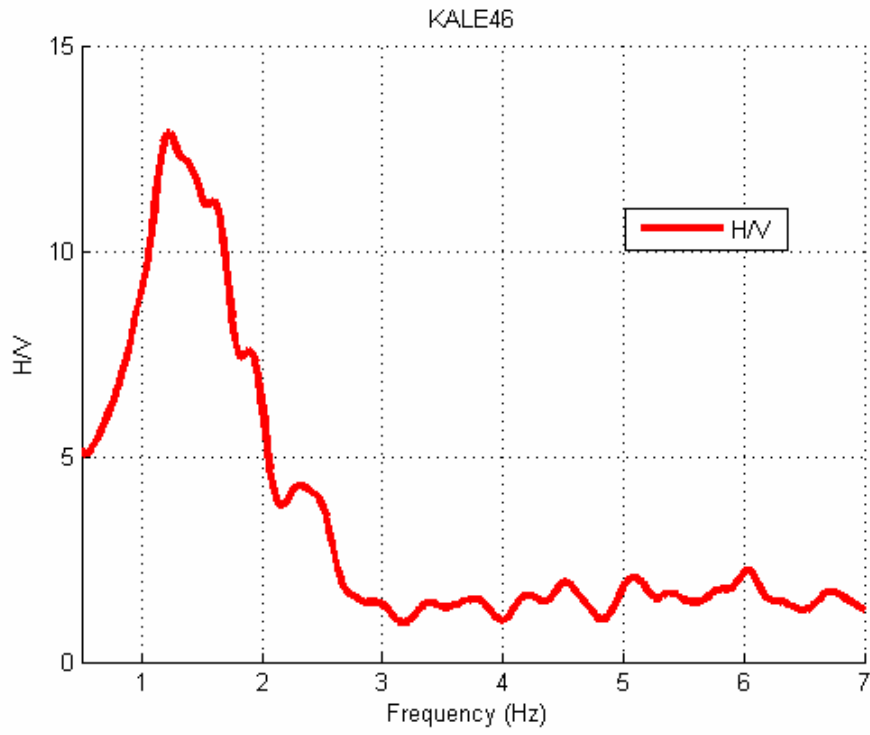
Şekil 67. Kale43 istasyonuna ait H/V spektrumu



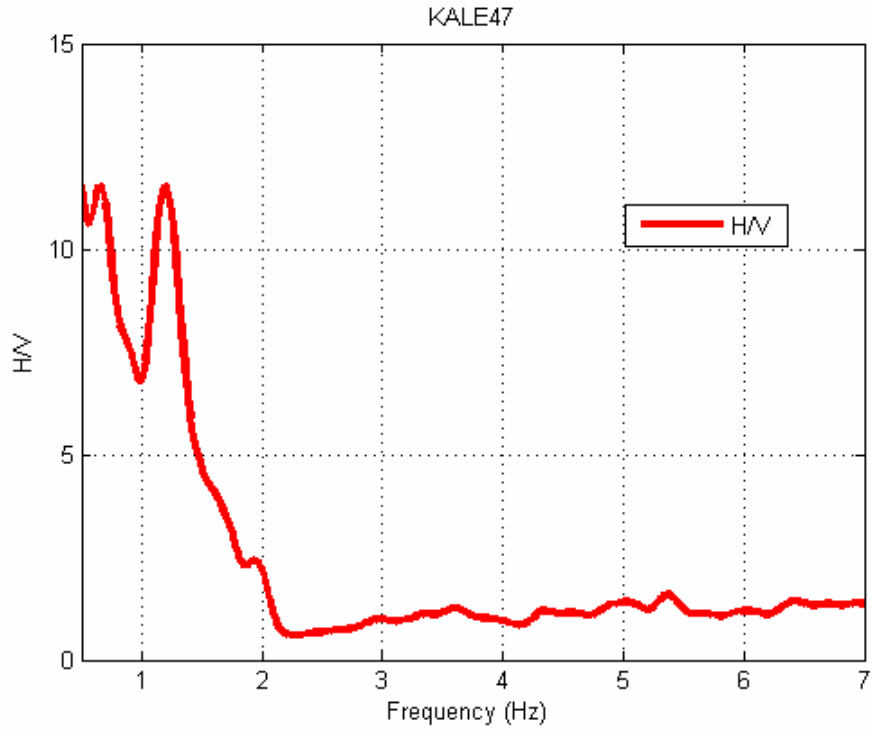
Şekil 68. Kale44 istasyonuna ait H/V spektrumu



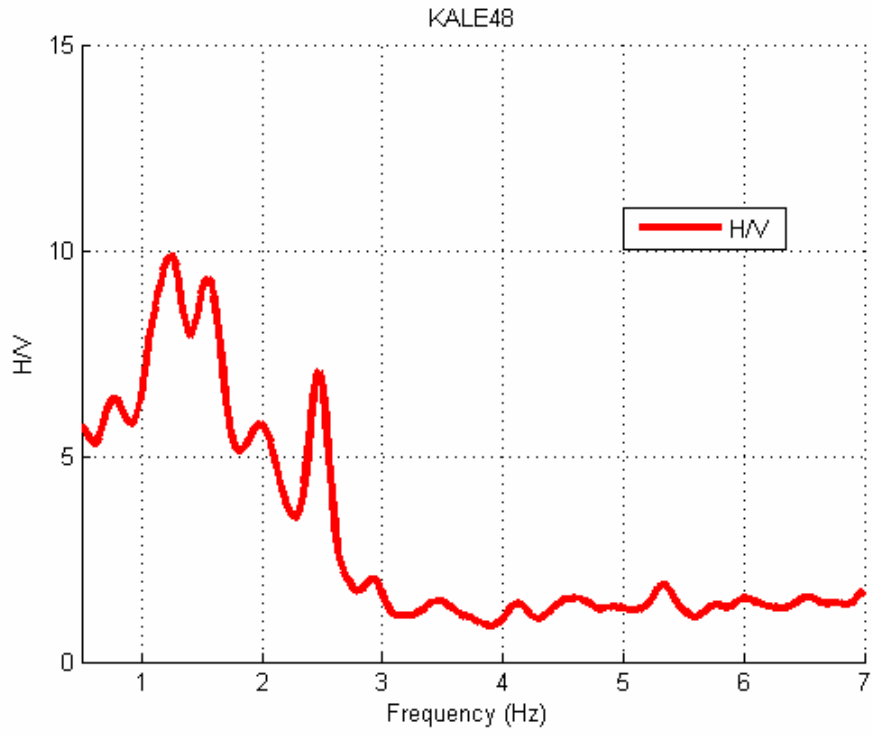
Şekil 69. Kale45 istasyonuna ait H/V spektrumu



Şekil 70. Kale46 istasyonuna ait H/V spektrumu



Şekil 71. Kale47 istasyonuna ait H/V spektrumu



Şekil 72. Kale48 istasyonuna ait H/V spektrumu

TABLULAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 1. Geçmişte Etili fayı üzerinde meydana gelmiş deprem bilgileri	30
Tablo 2. Geçmişte Çan-Biga fay zonu üzerinde meydana gelmiş deprem bilgileri	31
Tablo 3. Geçmişte Sarıköy fayı üzerinde meydana gelmiş deprem bilgileri	31
Tablo 4. Geçmişte Yenice-Gönen fayı üzerinde meydana gelmiş deprem bilgileri	31
Tablo 5. Geçmişte Saroz-Gaziköy fayı üzerinde meydana gelmiş deprem bilgileri	32
Tablo 5: Önerilen Mikrotremor Kayıt uzunluğu (Sesame,2004)	36

ŞEKİLLER LİSTESİ	Sayfa
Şekil 1. Schlumberger Elektrod Dizilimi	4
Şekil 2. Farklı zeminlerde görülen farklı periyot eğrileri (Kanaive Tanaka, 1961)	8
Şekil 3. Nakamura (1989) tarafında önerilen mikrotremorların yayılımı ile ilgili basit model	16
Şekil 4. Kandilli Rasthanesine ait bir istasyondaki deprem kaydı	18
Şekil 5. Kandilli Rasathanesine ait istasyondaki deprem kaydının spektrumu	18
Şekil 6. Kandilli Rasathanesine ait istasyondaki gürültü kaydının spektrumu	18
Şekil 7. Çalışma Alanı Yerbulduru Haritası	22
Şekil 8. 1462-2006 yılları arası Çanakkale’de imara açık alanların gelişimi (Kent Konseyi Raporu, 2006)	23
Şekil 9. 1927-200 yılları arası Çanakkale’de nüfus değişimi (Kent Konseyi Raporu, 2006)	24
Şekil 10. 1950’li yıllarda Çanakkale (www.yerelnet.org.tr)	24
Şekil 11. 2005 yılında Çanakkale (www.vila-int.com)	24
Şekil 12. Biga Yarımadası Genel Jeoloji Haritası (MTA, 2002)	25
Şekil 13.Çanakkale Merkez yerleşim Alanı’nın jeoloji haritası	26
Şekil 14. Doğu Akdeniz bölgesi ve Anadolu’nun aktif tektonik haritası (Barka, 1992; Barka ve Reilinger, 1997 ; Armijo ve diğ., 1992)	28
Şekil 15. Bölgeyi Etkileyebilecek Önemli Faylar	30
Şekil 16. Farklı derinliklere ait yerelektrik kesitleri	34
Şekil 17. Düşey elektrik sondaj noktalarının lokasyonları	35
Şekil 18. Mikrotremor istasyonlarının lokasyonları	36
Şekil 19. Mikrotremor Arazi Ölçüm Ekipmanı	37
Şekil 20. Kale 32 istasyonunda alınmış 3 bileşen ham mikrotremor kaydı	38
Şekil 21. Kale 32 istasyonuna ait spektrum	39
Şekil 22. Mikrotremor verileri analizinde veri-işlem aşamaları	40
Şekil 23. Çanakkale Şehir Merkezine ait Zemin Hakim Titreşim Periyodu Haritası	41
Şekil 24. Çanakkale Şehir Merkezine ait Zemin Büyütme Haritası	42
Şekil 25. 53184 no’lu sondaj, kale31 istasyonu ve alüvyon derinliği hesabı	44
Şekil 26. A17/12919 no’lu sondaj, kale42 istasyonu ve alüvyon derinliği hesabı	44
Şekil 27. 56423 no’lu sondaj, kale6 istasyonu ve alüvyon derinliği hesabı	44
Şekil 28. Birlikte Değerlendirilen Sismik Profil, Mikrotremor ve	

Sondaj lokasyonları	46
Şekil 29. Kale1 istasyonuna ait H/V spektrumu	58
Şekil 30. Kale2 istasyonuna ait H/V spektrumu	58
Şekil 31. Kale3 istasyonuna ait H/V spektrumu	59
Şekil 32. Kale4 istasyonuna ait H/V spektrumu	59
Şekil 33. Kale5 istasyonuna ait H/V spektrumu	60
Şekil 34. Kale6 istasyonuna ait H/V spektrumu	60
Şekil 35. Kale7 istasyonuna ait H/V spektrumu	61
Şekil 36. Kale8 istasyonuna ait H/V spektrumu	61
Şekil 37. Kale9 istasyonuna ait H/V spektrumu	62
Şekil 38. Kale10 istasyonuna ait H/V spektrumu	62
Şekil 39. Kale11 istasyonuna ait H/V spektrumu	63
Şekil 40. Kale13 istasyonuna ait H/V spektrumu	63
Şekil 41. Kale15 istasyonuna ait H/V spektrumu	64
Şekil 42. Kale16 istasyonuna ait H/V spektrumu	64
Şekil 43. Kale17 istasyonuna ait H/V spektrumu	65
Şekil 44. Kale18 istasyonuna ait H/V spektrumu	65
Şekil 45. Kale19 istasyonuna ait H/V spektrumu	66
Şekil 46. Kale20 istasyonuna ait H/V spektrumu	66
Şekil 47. Kale21 istasyonuna ait H/V spektrumu	67
Şekil 48. Kale22 istasyonuna ait H/V spektrumu	67
Şekil 49. Kale23 istasyonuna ait H/V spektrumu	68
Şekil 50. Kale24 istasyonuna ait H/V spektrumu	68
Şekil 51. Kale25 istasyonuna ait H/V spektrumu	69
Şekil 52. Kale28 istasyonuna ait H/V spektrumu	69
Şekil 53. Kale29 istasyonuna ait H/V spektrumu	70
Şekil 54. Kale30 istasyonuna ait H/V spektrumu	70
Şekil 55. Kale31 istasyonuna ait H/V spektrumu	71
Şekil 56. Kale32 istasyonuna ait H/V spektrumu	71
Şekil 57. Kale33 istasyonuna ait H/V spektrumu	72
Şekil 58. Kale34 istasyonuna ait H/V spektrumu	72
Şekil 59. Kale35 istasyonuna ait H/V spektrumu	73
Şekil 60. Kale36 istasyonuna ait H/V spektrumu	73
Şekil 61. Kale37 istasyonuna ait H/V spektrumu	74
Şekil 62. Kale38 istasyonuna ait H/V spektrumu	74

Şekil 63. Kale39 istayonuna ait H/V spektrumu	75
Şekil 64. Kale40 istayonuna ait H/V spektrumu	75
Şekil 65. Kale41 istayonuna ait H/V spektrumu	76
Şekil 66. Kale42 istayonuna ait H/V spektrumu	76
Şekil 67. Kale43 istayonuna ait H/V spektrumu	77
Şekil 68. Kale44 istayonuna ait H/V spektrumu	77
Şekil 69. Kale45 istayonuna ait H/V spektrumu	78
Şekil 70. Kale46 istayonuna ait H/V spektrumu	78
Şekil 71. Kale47 istayonuna ait H/V spektrumu	79
Şekil 72. Kale48 istayonuna ait H/V spektrumu	79

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Alper DEMİRCİ

Doğum Yeri ve Tarihi : Çanakkale /06.03.1981

Email : alperdemirci@comu.edu.tr

Adres : Ç.O.M.U. Müh. Mim. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü

Öğrenim Durumu:

1995-1999 :Çanakkale Y.D.A. Lisesi

1999-2004 :İstanbul Teknik Üniversitesi, Lisans

2004-2007 :Ç.O.M.U. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Müh. A.B.D., Y. Lisans

Görevler:

Araştırma Görevlisi: Ç.O.M.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü (2006-)

T.M.M.O.B. Jeofizik Mühendisleri Odası. Çanakkale İl Temsilciliği (2006-)

Lisans Tezi ve Danışmanı:

Demirci A., 2004. Afyon İhsaniye Belce Köyü Yerelektrik Yapısı, Prof.Dr. İlyas Çağlar

Stajlar: Zemin Araştırma ve Deprem İnceleme Müdürlüğü, İstanbul Büyükşehir Belediyesi, 2002

Yerbilim Mühendislik-Çanakkale, 2003

Bilimsel Kuruluşlara Üyelikler:

TMMOB, Jeofizik Mühendisleri Odası, Türkiye.

Society of Exploration Geophysicists (SEG)

European Association of Geoscientists & Engineers (EAGE)

1 - Uluslararası toplantı, çalıştay, sempozyumda sözlü vada poster sunum

Demirci, A., Kaya, M. A., Bekler, T. (2006). Çanakkale Şehir Merkezi Mikrobölgeleme Çalışması Ön Sonuçları, Türkiye 17. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi, 14-17, 2006

Ekinci, Y.L., Kaya, M.A. and **Demirci, A.,** 2007. Electric resistivity tomography investigation at the ancient site of Parion (Northwest Turkey), 13th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics

Demirci, A., Kaya, M.A., Bekler, T. And Ekinci, Y.L. 2007. Microtremor and resistivity studies for evaluating ground conditions in Çanakkale, 13th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics

2-- Ulusal toplantı, çalıştay sempozyumda sözlü sunum poster

A. Kürçer, S.Z. Tutkun, S. Pavlides, A. Chatzipetros, Ö. Ateş, S. Özden, E. Ulugergerli, Y. Gündoğdu, T. Bekler, G. Syrides, K. Vouvalidis, S. Valkaniotis, A. Zervopoulou, E. Şengül, Y.L. Ekinci, K. Köse, **A. Demirci** ve Ş. Elbek (2006). Troia Fayı'nın morfolojik özellikleri ve paleosismolojik ön çalışmalar, KB Türkiye, Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı s. 60-62.

Avşar E., **Demirci A.,** Özdilek H. G., Kaya M.A. ve Bekler T. (2006). Çevre ve Jeofizik Açısından Yeraltındaki Radyoaktif Radon Gazının İncelenmesi. Radyasyon ve Çevre Sempozyumu

Ertekin C., Ekinci Y.L., **Demirci A.** (2007). Karst, Karstlaşma ve Karstik Boşlukların Yüzey Ölçümleri ile Belirlenmesi, Ulusal Teknik Eğitim Mühendislik ve Eğitim Bilimleri Genç Araştırmacılar Sempozyumu, s. 575-578.

Ertekin, C., Ekinci, Y.L., ve **Demirci, A.,** 2007. İntepe (Çanakkale) Civarında Jeolojik ve Jeofizik Çalışmalarla Yer altı Suyu Araştırması, Süleyman Demirel Üniversitesi 15.yıl Mühendislik ve Mimarlık Sempozyumu (Kabul edildi)