DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZMİR-ALİAĞA VE ÇEVRESİNİN PERİYOT DAĞILIMININ BELİRLENMESİ

Gül ÇETİN

Kasım, 2015
İZMİR

İZMİR-ALİAĞA VE ÇEVRESİNİN PERİYOT DAĞILIMININ BELİRLENMESİ

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

Gül ÇETİN

Kasım, 2015
İZMİR

YÜKSEK LİSAN TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

GÜL ÇETİN, tarafından **YRD. DOÇ. DR. ŞENOL ÖZYALIN** yönetiminde hazırlanan **"ALİAĞA VE ÇEVRESİNİN PERİYOD DAĞILIMININ BELİRLENMESİ"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

.....

Yrd. Doç Dr. Şenol ÖZYALIN

Yönetici

.....

Prof. Dr. Mustafa AKGÜN

Jüri Üyesi

.....

Prof. Dr. M. Yalçın Koçer

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tez çalışmam sürecince bana rehberlik eden ve her türlü konuda yardımını esirgemeyen sayın hocam Yrd. Doç. Dr. Şenol ÖZYALIN' a katkılarından dolayı içtenlikle teşekkür ederim.

Çalışmalarım kapsamında bilgi ve yardımlarını esirgemeyen değerli hocalarım Prof. Dr. Mustafa AKGÜN ve Prof. Dr. M. Yalçın KOC' ya ilgilerinden ve katkılarından dolayı içtenlikle teşekkür ederim.

Bu çalışma süresince bana manevi destek ve yardımcı olan Sayın, Filiz ÖZÜN' e çok teşekkür ederim.

Hayatımın her anında yanımda olan ve her kararımda beni destekleyen öncelikle Canım anneme, babama, kardeşlerime ve yeğenlerime sonsuz teşekkür ederim.

Gül ÇETİN

İZMİR-ALİAĞA VE ÇEVRESİNİN PERİYOD DAĞILIMININ BELİRLENMESİ

ÖZ

Tez çalışması kapsamında, İzmir İlinin Aliağa İlçesinde 62 adet mikrotremör ölçüsü alınmıştır. Arazide kaydedilen veriler Nakamura tekniğiyle değerlendirilmiştir. Aliağa lçesinde kaydedilen ölçümlerin değerlendirilmesi sonucunda deprem etkisi altındaki zemin tabakalarında meydana gelebilecek davranışların tahmin edilmesi amaçlanmıştır. Mikrotremör ölçümlerinin analizi sonucu zemin hakim periyodu profilini oluşturan tabakaların ve jeolojik birimlerin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Zemin hakim periyodu, H' nin V' ye oranı gibi parametreler, mikrobölgeleme çalışmaları sonucunda oluşturulacak haritalarda kullanılacaktır. Kayma dalgası hızı, ana kaya derinliği gibi parametreler ise genellikle yapılacak diğer analizlerde veri olarak veya diğer çalışmalardan elde edilen sonuçları tamamlayıcı nitelikte kullanılmaktadır.

Aliağa ilçesinin zemin özellikleri mikrotremör yöntemiyle araştırılmış ve zeminin dinamik karakteristikleri, zemin hakim frekansı (F) parametrelerine ulaşılmıştır. Bu parametrelere göre haritalar oluşturulmuş ve yorumlanmıştır.

Anahtar kelimeler: Mikrotremör, Aliağa, periyod

DETERMINATION OF THE PERIOD DISTRIBUTION IN ALİAĞA-İZMİR AND IT'S SURROUNDINGS

ABSTRACT

The scope of this thesis is to estimate the local site effects associated with the shallow sedimentary layers in Aliağa Town of İzmir Province. In total 62 microtremor measurements were taken. The data recorded in the field was evaluated by the H toV spectral ratio technique (so called Nakamura technique).

The analysis of microtremor measurements was aimed to determine the dynamic parameters predominant period, and finally estimation of the shear wave velocities of local soil profile in the area.

The parameters such as predominant period and H to V ratio constitute the main objective in the maps invented as a result of microzonation studies. The other critical parameters such as shear wave velocity and depth to bedrock are generally needed for engineering applications.

In this study, the local site conditions of Aliağa Town were investigated with the help of microtremor method and predominant frequency (F) were achieved. The associated maps which were related with these parameters were invented and interpreted.

Keywords: Microtremor, Aliaga, period

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZ, SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZ iv
ABSTRACT v
ŞEKİLLER LİSTESİ x
TABLOLAR LİSTESİ xi

BÖLÜM BİR-GİRİŞ 1

BÖLÜM İKİ- İNCELEME ALANININ TANITILMASI VE JEOLOJİSİ 3

2.1 Mekânsal Bilgiler-Coğrafi Konum 3
2.2 İklim ve Bitki Örtüsü 3
2.3 Sosyo Ekonomik Bilgiler 3
2.4 Jeomorfoloji 4
2.5 Jeoloji 7
2.5.1 Genel Jeoloj 7
2.5.2 Stratigrafi 9
2.5.3 Yapısal Jeoloji 9
2.5.3.1 Dikili Grubu 10
2.5.3.2 Zeytindağ Grubu 11
2.5.3.3 Güncel Çökeller 12
2.6 Doğal Afet Tehlikelerinin Değerlendirilmesi 13
2.6.1 Deprem Durumu 13
2.7 Aktif Tektonik 20
2.8 Deprem Durumu 22
2.9 Bölgenin Deprem Tehlikesi ve Risk Analizi 24
2.9.1 Deprem Tehlikesi ve Risk Analizi 24
2.9.2 Deprem Tehlike Analizleri 24

2.9.3 Deterministik Sismik Tehlike Analizi 25
2.9.4 Probabilistik Sismik Tehlike Analizi 25
2.9.5 İnceleme Alanını Deprem Tehlikesi ve Risk Analizi 27
2.10 Zemin ve Mühendislik Anakayası 33

BÖLÜM ÜÇ- KURAMSAL BİLGİLER 35

3.1 Mikrotremor Yöntemi 35
3.2 Mikrotremor Ölçüm Yöntemleri 40
3.3 Mikrotremorları Oluşturan Dalgala 40
3.4 Mikrotremor Kayıtlarının Alınması 41
3.5 Mikrotremor Kayıtlarının Değerlendirilmesi Aşaması 42
3.5.1 Fourier Genlik ya da Güç Spektrumlarının Yorumlanması 42
3.5.2 Zemin Transfer Fonsiyonu 43
3.5.3 Referans Noktasına Göre Spektral Oran Hesaplanması 46
3.5.4. Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi (Nakamura Yöntemi, H/V) 48
3.5.5 Sıfır Kesme Yöntemi (Kanai Yöntemi) 51
3.5.6 Mikrotremör ve Hâkim Titreşim Periyodu 54
3.5.7 Sesame Koşulları 55
3.5.7.1 Güvenilirlik koşulları 55
3.5.7.2 Belirgin doruk koşulları 57

BÖLÜM DÖRT-ARAZİ UYGULAMALARI 60

4.1 Mikrotremör Arazi Çalışmaları 60
4.2 Mikrotremor Ölçümlerinin Değerlendirilmesi 60
4.3 Mikrotremorların Periyot Dağılımları 61
4.4 Arazide Mikrotremor Ölçümleri 64
4.5 Arazide Mikrotremor Kayıtlarının Alınması 65
4.6 Materyal ve Yöntem 67
4.7 Baskın Peryod Analizi 67
4.8 Baskın Peryod Haritası 74

4.9 Verilerin Analizi 75
4.9.1 Kosinüs Traşlama 75
4.9.2 Konno&Ohmachi Fonksiyonu ile Yuvarlatma 76
4.9.3 Ayrık Fourier Dönüşümü ve Hızlı Fourier Dönüşümü 76
4.9.4 Endüstriyel veya Keskin Doruk 80
4.9.5 Belirgin ve Belirsiz Doruk 82
4.9.6 Geniş Veya Birden Çok Doruk 84
4.9.7 İki Doruk 84
4.9.8 Temel Kaya ve Alüvyon Zeminler İçin Düz H/V Eğrisi 85
4.10 Veri İşlem Kriterlerinin Belirlenmesi 86
4.11 Pencereleme İşlemi 90
4.12 Süzgeçleme 92
4.12.1 Süzgeçlerin Sınıflandırılması 92
4.12.1.1 Sayısal Süzgeçler 92
4.12.1.2 Alçak Geçişli Süzgeçler 94
4.12.1.3 Yüksek Geçişli Süzgeçler 94
4.12.1.4 Band Geçişli Süzgeç 95
4.13 Verilerin Değerlendirilmesi Ve Haritalanması 96

BÖLÜM BEŞ-SONUÇLAR VE ÖNERİLER 98

KAYNAKLAR 100

EKLER 110

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 Aliağa ve dolaylarının sadeleştirilmiş jeoloji haritası 8
Şekil 2.2 Aliağa ve dolaylarının kolon kesiti 9
Şekil 2.3 İnceleme alanının yerbulduru haritası 13
Şekil 2.4 Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası'nda inceleme alanının yeri 14
Şekil 2.5 İnceleme alanı ve çevresinin diri fay haritasındaki yeri 19
Şekil 2.6 Batı Anadolu grabenlerinin sadeleştirilmiş haritası 20
Şekil 2.7 Deterministik yaklaşımın aşamaları 27
Şekil 2.8 Büyüklük (M)-Oluşum satışı (Log (N)) ilişkisi 30
Şekil 2.8 Zemin ve mühendislik ana kaya 34
Şekil 3.1 Dalga boyu-Genlik İlişkisi 36
Şekil 3.2 Dalga boyu-Frekans İlişkisi 37
Şekil 3.3 Deprem kuvveti PGA 37
Şekil 3.4 Basit bir doğrusal dizgenin gösterimi 43
Şekil 3.5 Basit bir yer içi modeli için doğrusal dizge yaklaşımına uygun gösterim .. 44
Şekil 3.6 İki istasyon yönteminin uygulanmasında kullanılan fiziksel model 45
Şekil 3.7 "Şekil 3.3"'de verilen yer içi modeli için transfer fonksiyonunun hesaplanmasında kullanılan kayıtlar 48
Şekil 3.8 Nakamura (1989) tarafından mikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerilen basit model 49
Şekil 3.9 Mikrotremorların frekans-periyod dağılımları 52
Şekil 3.10 Sürekli olarak ve 24 saat boyunca alınmış mikrotremor kaydı 53
Şekil 3.11 Farklı yerlerde alınmış mikrotremorların gece ve gündüz genlik ve peryod değişimleri 53
Şekil 3.12 Mikrotremorlardan elde edilen: A) ortalama peryod, en büyük peryod, B) baskın peryod, en büyük genlik arasındaki ilişkiye dayanan zemin sınıflaması 54
Şekil 4.1 İnceleme alanında yapılan miktoremör noktaları 60
Şekil 4.2 Mikrotremor arazi çalışmasında kullanılan ekipmanlar 65
Şekil 4.3. Hakim frekans (f_0) gösterimi 73
Şekil 4.4 Deprem dalgaları hakim periyodunun deprem oluşturan faydan uzaklıkla

değişimi 74
Şekil 4.5 Çeşitli band durumları için frekans ortamında tıraşlanmış kosinüs fonksiyonları 75
Şekil 4.6 Konno&Ohmachi pencere fonksiyonu 76
Şeki 4.7 Fourier dönüşümlerinin türleri 78
Şekil 4.8 Endustriyel doğruyu gösterir spektrum ve H/V eğrisine örnek. Solda bulunan grafik 3 bileşen spektrum eğrisi, sağ tarafta bulunan ise H/V sonucu 82
Şekil 4.9 Farklı yuvarlatma değerlerinin etkisi H/V eğrisi üzerinde görülmekte. azalan yuvarlatma değeri H/V eğrilerini daha sivrileştirmekte 82
Şekil 4.10 Belirgin ve belirsiz doruk durumunu gösteren örnek H/V eğrisi..... 84
Şekil 4.11 H/V eğrilerindeki (solda) geniş veya çoklu doruk, (sağda) iki doruk durumu..... 85
Şekil 4.12 Temel kaya ve gevşek alüvyon zeminlerde görülen düz H/V eğrileri..... 85
Şekil 4.13 Filtreleme işleminin zaman kayıtlarında görünümü 87
Şekil 4.14 Farklı pencere uzunluklarının H/V eğrileri üzerindeki etkileri..... 88
Şekil 4.15 Pencere seçiminde anti-triggering uygulamasını gösteren örnek 88
Şekil 4.16 Farklı yuvarlatma değerleri için H/V sonuçları 89
Şekil 4.17 Örnek bir nokta için seçilen zaman pencereleri ve hesaplanan H/V eğrisi90
Şekil 4.18 Bir giriş ve bir çıkışlı süzgeç 93
Şekil 4.19 Alçak geçişli süzgecin genlik yanıtı 94
Şekil 4.20 Yüksek geçişli süzgecin genlik yanıtı..... 95
Şekil 4.21 Band geçişli süzgecin genlik yanıtı 95
Şekil 4.22 Mikrotremor baskın peryod haritası..... 96
Şekil 4.23. Mikrotremor 3D baskın peryod dağılımı 97
Şekil 4.24 Tabaka kalınlığı haritası..... 98
Şekil 4.25 Çalışma alanından seçilmiş veriler 98

TABLOLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 2.1 Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından hazırlanmış, İzmir-yakın çevresinin aletsel büyüklüğü (Ms=5.5)'den büyük depremleri gösteren tablodur 16
Tablo 2.2 İnceleme Alana 50 km 'den yakın olan aktif faylar 22
Tablo 2.3 İnceleme alanına ait probabilistik deprem tehlike analizi (4,0≤ M<7,0) olan sonuçları 29
Tablo 2.4 İnceleme alanına ait Poisson olasılık dağılımı ile hesaplanan farklı büyüklükteki depremlerin farklı zaman süreleri için oluşum olasılıkları ve tekrarlama periyodları..... 29
Tablo 2.5 İzmir ve yakın çevresinde tarihsel dönemde hasara yol açmış büyük depremler 31
Tablo 3.1 Mikrotremörlerin ve mikroseismlerin kaynak ve dalga yapılarının karşılaştırılması..... 39
Tablo 3.2 Tahmin edilen hakim frekansa bağlı kayıt süresi, pencere uzunluğu (sn) ve pencere sayısını gösterir tablo 57
Tablo 3.3 SESAME koşullarına gore H/V eğrilerinde güvenilirlik ve belirgin doruk koşulları 59
Tablo 4.1 Değerlendirme aşamasında kullanılan parametreler..... 61
Tablo 4.2 Deprem spekturumları analiziyle zeminlerin sınıflandırılması 70
Tablo 4.3. Yerel zemin sınıfları 71
Tablo 4.4 Spektrum karakteristik periyotları (T_a , T_b) 71
Tablo 4.5 Yapı / inşaat periyodu katsayıları 72
Tablo 4.6 Çeşitli deprem büyüklüklerinin uzaklığa bağlı olarak oluşacak ivmelerinin hakim periyotları 73
Tablo 4.7 Tahmin edilen hakim frekansa bağlı kayıt süresi, pencere uzunluğu (sn) ve pencere sayısını gösterir tablo 80

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

Mikrotremorlar, yerel zemin tabakalarının dinamik davranış özelliklerinin belirlenmesine yönelik olarak kullanılmaktadır. Mikrotremor ölçümleri, ölçüm süresinin kısalığı ve düşük maliyetleri olması nedeniyle mikrobölgeleme için avantajlı bir yöntemdir. Omori'nin 1937 yılında mikrotremorları ilk kez gözlemesinden sonra günümüze kadar mikrotremorların kaynak özellikleri ve yerel zemin koşullarını belirleme amaçlı kullanılabilirlikleri hakkında birçok çalışma yapılmıştır (Aki, 1957; Santo, 1959; Kanai ve Tanaka, 1961; Lermo ve diğer, 1988; Yamanaka vd., 1993; 1994). Kanai' de 1950'li yıllardan sonra mikrotremorların spektrum karakteristiklerinden zeminlerin özelliklerini bulmak için sistematik çalışmalar yapmıştır.

Mikrotremorların mühendislik uygulamaları ilk olarak Kanai ve Tanaka, (1961) tarafından önerilmiştir. Bu araştırmacılar mikrotremorları, birbirine paralel ince tabakalı zemindeki yatay S dalgalarının ardışık yansımaları olarak belirlemişlerdir. Ohta ve diğer., (1978) mikrotremorlar ve kuvvetli yer hareketinde, Japonya Hachinohe'daki derin alüviyal havzanın varlığından kaynaklanan yerin baskın periyodu (2,5 s) olduğunu gözlemlemişlerdir. Kagami ve diğer., (1982) ile Yamanaka ve diğer., (1994) göre uzun periyodlu mikrotremorların sürekli gözlenmesinin derin zemin çökellerinin büyütmesinin değerlendirilmesi uygundur. Mikrotremor ölçümlerinin yumuşak zemin tabakalarının kalınlığının belirlenmesinde kullanılabileceğini bulunmuş (Seht ve diğer., 1999) ve Nakamura yönteminin bunun için en uygun teknik olduğunu belirlenmiştir.

Bu tez çalışmasında, çalışma alanı olan Aliağa İlçesi'nde oluşabilecek bir deprem sırasında yerin fiziksel parametrelerinden olan zemin hakim titreşim periyodunun mikrotremor yöntemiyle belirlenmesi amaçlanmıştır. Çalışma kapsamında Aliağa İlçe merkezi ve çevresinde uygun karelajlama ile ölçüme elverişli boş alanlar seçilmiş ve bu alanlar üzerine ölçüm noktaları yerleştirilmiştir. Bölgede 62 noktada farklı zaman uzunluklarında kayıtlar şeklinde mikrotremor hız ölçümleri alınmıştır.

Arazi çalışmaları sonucunda elde edilen mikrotremor kayıtları, Nakamura yöntemine göre değerlendirilerek, her ölçüm noktası için zemin hakim titreşim periyodu elde edilmiştir. Elde edilen sonuçlar ile bölgenin periyot haritası ve buna bağlı olarak tabaka kalınlık haritası hazırlanmıştır.

BÖLÜM İKİ
İNCELEME ALANININ TANITILMASI VE JEOLOJİSİ

2.1 Mekânsal Bilgiler-Coğrafi Konum

İzmir'in kuzey bölgesindeki ilçelerinden olan Aliağa, Ege Denizi'nin kıyısında yer alır. İlçe; Güney Doğusunda Dumanlı Dağı ve Kuzey Doğusuna düşen Yunt Dağı ile çevrelenmiş olup; Batısında Ege Denizi bulunmaktadır. İzmir'in Sanayi ilçesi Aliağa; Doğusunda Manisa, Kuzeyinde Bergama, Güneyinde Menemen, Güney batısında Foça'ya komşu olan Aliağa İlçesinin yüzölçümü 412,5 km^{2} dir.

2.2 İklim ve Bitki Örtüsü

Bölgede ılıman Akdeniz iklimi hâkimdir. Kışın kuzey rüzgârları, yazın ise batıdan esen İmbat ilçeye hâkimdir. Yazları ortalama sıcaklık 24,00-27,00 derece arasındadır. Gündüzleri bu sıcaklığın 35 C° geçtiği görülmektedir. Kış aylarının sıcaklık ortalaması 7,00 C' dir. Bölgede en soğuk ay Ocak'tır.

Orman bakımından uygun iklim olmasına rağmen, ormanlar yok denecek kadar azalmıştır. Ormanların yerini; ardıç, pırnal, sakız, akçakesme, katırtırnağı, tesbih gibi maki türü bitkiler almıştır. Yalnız Bozköy yakınlarında, 9500 dönüm kızılçam ormanlığı vardır. Samurlu ve Güzelhisar köyleri arasında yeni bir kızılçam ormanı oluşturulmaktadır. Bölgenin arazi niteliği kısmen düzlük, kısmen de dağlık bir karaktere sahiptir.

2.3 Sosyo-Ekonomik Bilgiler

İzmir Kentinin kuzey ilçelerinden olan ve doğal ve tarihi değerleri, coğrafi özellikleriyle farklı potansiyellere sahip olan Aliağa İlçesi; 1960 yılına kadar ekonomisini tarım ağırlıklı sürdürmekte iken; 1961 Anayasası uyarınca, "Ağır Sanayi Bölgesi" olarak kabul edilmiş ve sonucunda 1970' lerden itibaren sanayi yoğunluklu

ekonomiye dayalı bir süreç başlamış petrokimya sanayinin kurulmasıyla 15-20 yıl gibi kısa bir süre içerisinde bir sanayi kentine dönüşmüştür.

Petkim-Tüpraş gibi sanayi kuruluşlarının bölgede kurulmasıyla başlayan Sanayileşme hızını arttırarak devam etmiştir. Nemrut Limanının kuzeyinde yer alan, ülkemizin en büyük petrokimya endüstrisi, Petrol Ofisi ve çeşitli sıvılaştırılmış gaz depo ve dolum tesisleri; güneyinde irili-ufaklı ark ocakları ve demir çelik fabrikalarının kurulması Aliağa'nın bir sanayi kentine dönüşmesi sürecini hızlandırmıştır. Özel şirketler de 1970'li yılların sonuna doğru bölgede fabrikalar kurmaya başlamış ve özel demir-çelik fabrikalarının işletmeye açılması, döküm tesisleri, hurda işletmesi, özel dolum tesisleri, gaz tribünleri kurulmuş ve Aliağa sanayi merkezi olma süreci gelişerek devam etmiştir.

Aliağa, kuzeyden güneye doğru; Çandarlı, Aliağa ve Nemrut Körfezleri ile sunmuş olduğu liman ve iskele olanakları; kara ve deniz ulaşımı, ekonomik, toplumsal, kültürel verileri; coğrafik konumu nedenleriyle sanayi yatırımları için çekim merkezi olmuştur. Aliağa'daki toplam sanayi kuruluşu ve işyeri sayısı yaklaşık 2900' dür.

Aliağa İlçesi; sanayileşme hızı doğrultusunda aşırı dış göç alarak son yıllarda hızlı bir nüfus artışına da sahip olmuştur. Aliağa'nın 62258 kişilik nüfusunun 49508'i kent merkezinde yaşarken 12750'si ise köy ve beldelerde yaşamaktadır. İlçede büyük sanayi tesislerinin bulunmasının doğal sonucu olarak; yerleşik nüfusun yanı sıra; her gün binlerce kişi de çalışmak için bölgeye gelmektedir.

2.4 Jeomorfoloji

İnceleme alanında topoğrafik eğim %0-10 arasında değişmektedir. Araştırma sahası hafif engebeli bir topografya özelliği göstermektedir. Topografyanın şekillenmesinde tektonik ve volkanik faaliyetler ile fluviyal süreçlerin etkileri görülmektedir. Aliağa İlçesi'nin sınırları içinde en sıkıntılı kesim, Karahasan Dağı (854 m) ile Çirkince Tepe (789 m)'nin yer aldığı dağlık alandır. Bu dağlık alan

çevresine göre belirgin yükseltisi ve kütlevi duruşuyla dikkati çekmektedir. Miyosen'de Batı Anadolu'daki grabenleşmeye bağlı olarak artan tektonik hareketlilik, tektonik hatlar boyunca volkanik çıkışlara yol açmıştır. Özellikle Üst Miyosen'den itibaren tektonizmanın artmasıyla birlikte gelişen yoğun bir volkanizma ile dağlık saha oluşmuştur (Eşder ve diğer., 1991). Volkanik bir dağ olan Karahasan Dağı'nın hemen doğusunda Çayırcık Dere ve kolları tarafından parçalanmış, batıya doğru eğimli orta büyüklükte bir çökme kalderası bulunmaktadır.

Dağlık alanı kuzeyden Güzelhisar Fayı, güneybatıdan Menemen (Dumanlı Dağ) Fay Zonu sınırlandırmaktadır. Güzelhisar Fayı, Aliağa-Osmancalı arasında yaklaşık 25 km uzanır. Doğrultu atımlı fay, K70B genel doğrultuludur (Emre ve diğer., 2005). Dağlık sahayı güneybatıdan sınırlayan Menemen (Dumanlı Dağ) Fay Zonu, Nemrut Koyu ile Gediz Grabeni arasında uzanmaktadır. Kabaca birbirine paralel uzanan K60B genel doğrultulu dört fay parçasından meydana gelen fay zonunun toplam uzunluğu 15 km'dir. Fay zonunun genişliği 5km'yi bulur (Emre ve diğer., 2005). Çevresi fay hatları ile sınırlandırılan bu dağlık saha, aynı zamanda jeomorfolojik olarak bir horsta karşılık gelmektedir. Kaynağı Karahasan Dağı'nın kuzey yamaçlarından alan Dedeköy ve Himmet dereleri graben alanına ulaştıkları Çıtak köyü kuzeyinde birikinti konileri oluşturmuşlardır. Bu birikinti konileri zeytin arazisi şeklinde değerlendirilmektedir. Karahasan Dağı'nın batı kesimindeki kaldera alanından kaynağını alan Hatundere, alçak alüvyal düzlüğe ulaştığı kesimde büyük bir birikinti yelpazesi meydana getirmiştir. Birikinti yelpazesi üzerinde tarım arazileri, sanayi tesisleri, depolar, benzin istasyonları, tır ve kamyon parkları bulunmaktadır. Dağlık sahanın kuzeybatısındaki tepelik alanlar, Aliağa Yarımadası'na kadar uzanır. Bu sahanın en yüksek yerini Samurlu Köyü doğusunda yükselen Yarendağ (376 m) oluşturur.

Tepelik alanın yükseltisi, Nemrut Koyu ile Aliağa Koyu arasında 50m'nin altına iner. Aliağa ilçe merkezinin yerleşim alanı bu kesimde bulunmakta olup, güney ve doğu yönlerinde yatay gelişimini sürdürmektedir. Aliağa Yarımadası üzerinde tepelik alanın yükseltisi 200 m civarındadır. Aliağa Yarımadası'nın batı ucunu teşkil eden Ilıca Burun'da sıcak su kaynağı bulunmaktadır. Bu sıcak su kaynağı Ilıca Burun'un

deniz ile temas noktasında, tüflerden oluşan tabakalardan meydana gelmiş bir tektonik kırıktan çıkmaktadır. Araştırma sahasının güneybatısında tepelik alan, yükseltileri 50-250 m arasında değişen Foça Tepelikleri'nden oluşmaktadır. Bozköy Köyü batısında yükseltisi 250 metreyi geçen tepelik saha, kızılçamlar ve zeytinliklerle kaplıdır. Karaağaç Tepe (182 m), Pınar Tepe (100 m) ve Çakmaklı yakınındaki alçak tepeler bu kesimin diğer yükseltileridir.

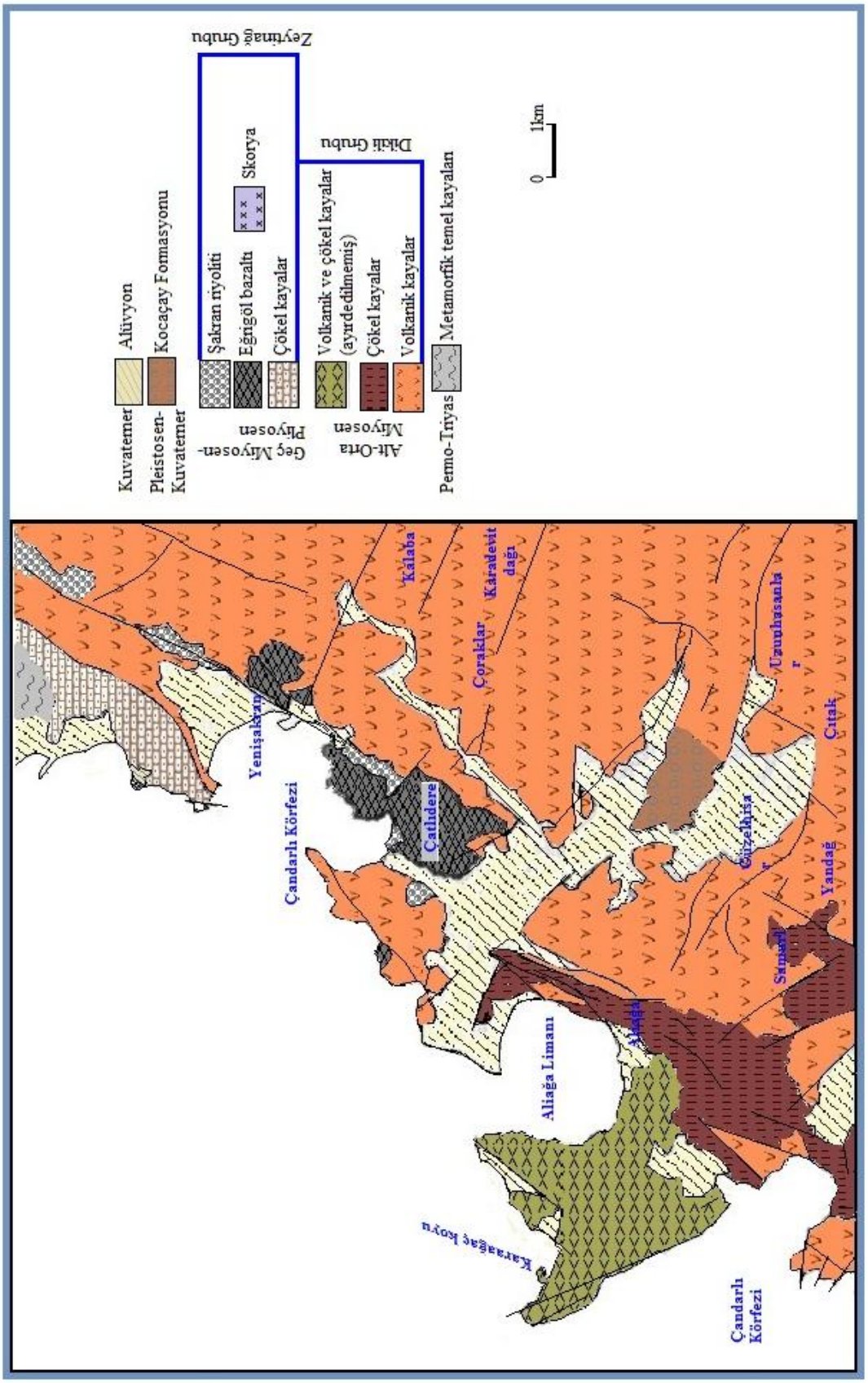
Bölgenin kuzey kesimindeki tepelik sahalarda Karadevlit Tepe (423 m), Bozdevlit Tepe (207 m), Ergeç Tepe (130 m) ve Dedetaşı Tepe (341 m) belirgin yükseltileri oluştururlar. Bunlardan Karadevlit Tepe ve Bozdevlit Tepe, Miyosen'deki volkanik faaliyetler sonucunda oluşmuş küçük birer volkan konileridir. Tepelik alanda kabaca kuzeygüney yönünde uzanan tektonik hatta Kunduz Dere yerleşmiştir. Aliağa İlçesi'nin kuzeydoğusunda yüksek rölyefi Tülüntü Dere ve kollarıyla yarılmış olan plato sahası oluşturur. En yüksek yerinin Dazgöl Tepe (509 m)'nin teşkil etiği plato sahasında bir diğer belirgin yükselti Akkemik Dağı (498 m)'dır. Akkemik Dağı'nın kuzeydoğusunda, Karaosman Dere'nin geniş tabanlı vadisinde Kapıkaya Köyü'ne ait tarım arazilerine rastlanmaktadır.

Aliağa İlçesi'nde kıyılar genel kıyı sınıflanmasına göre enine kıyı tipine girmektedir. Bakırçay Delta'sının doğusundan Nemrut Koyu'nun güneyine kadar uzanan kıyı şeridi çok sayıda koylar ve bu koylar arasında çıkıntılar yapan yarımadalar ile oldukça girintili çıkıntılı bir özelliğe sahiptir. Kıyıların şekillenmesinde Pleyistosen'de meydana gelen tektonik hareketler ile akarsuların biriktirme faaliyetlerinin etkisi görülmektedir. Aliağa İlçesi'nde kıyı uzunluğu yaklaşık 63 km'dir. Bu kıyıların 37 km'lik bölümü deniz yönünde ilerleyen alçak birikim kıyılarından, 26 km'lik bölümü ise genelde dayanıklı kayaçların yer aldığı yüksek aşınım kıyılarından oluşmaktadır. Nemrut Koyu'nda yer alan Kyme ile Güzelhisar Çayı ağzının 1 km kadar kuzeydoğusunda bulunan Myrina (Kalabakhisar), sahanın önemli antik liman kentleridir. Çandarlı Körfezi'nde sahil şeridine yakın küçük adalar bulunmaktadır. Bunlar İkiz Adalar, Akkuş Adası ve Bozburun Adalar'dır.

2.5 Jeoloji

2.5.1 Genel Jeoloji

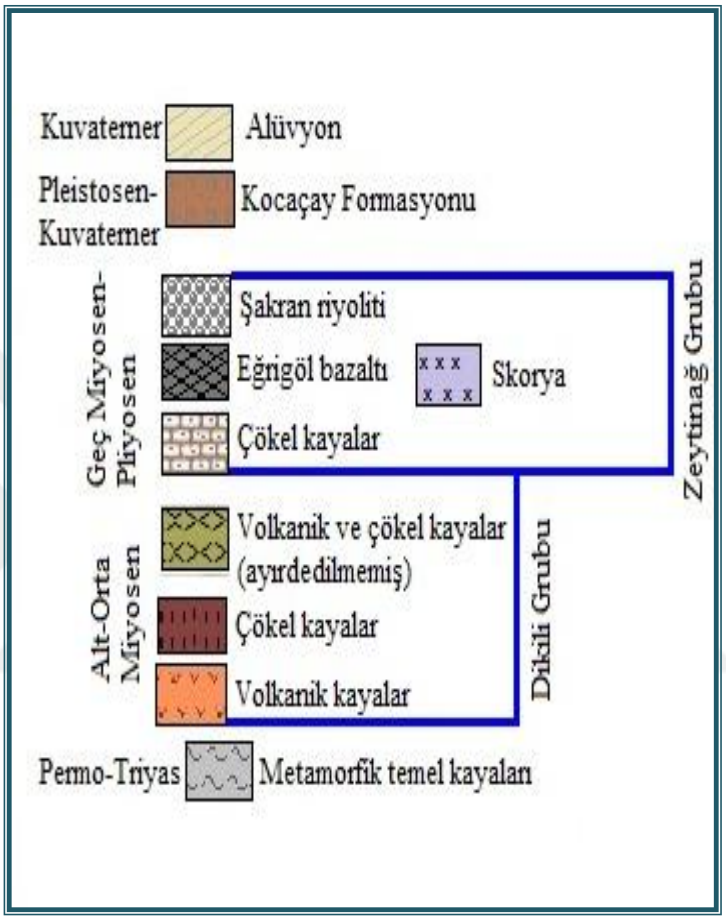
Aliağa ve yöresinde yer alan jeolojik birimler alttan üste doğru, Dikili grubu ve Zeytindağ grubu olarak iki ana başlık altında incelenebilir. Yüzeylerde gözlenen birimler güncel çökeller olarak adlandırılmıştır.



Şekil 2.1 Aliağa ve dolaylarının sadeleştirilmiş jeoloji haritası(Yılmaz;Genç, 2000)

2.5.2 Stratigrafi

İnceleme Alanı, Alt-Orta Miyosen yaşlı Volkanik kayalar, Çökel kayalar, Volkanik ve Çökel kayalar (ayırt edilmemiş) birimleri içermektedir.



Şekil 2.2 Aliağa ve dolaylarının kolon kesiti (Yılmaz;Genç, 2000)

2.5.3 Yapısal Jeoloji

Aliağa ve yöresinde yer alan jeolojik birimler alttan üste doğru, Dikili grubu ve Zeytindağ grubu olarak iki ana başlık altında incelenebilir. Dikili grubu Erken-Orta Miyosen yaşlı çökel ve volkanik kayalardan, Zeytindağ grubu ise Geç Miyosen-Pliyosen çökel ve volkanik kayalardan oluşur. Bu iki ana kaya grubu, birbirlerinden Batı Anadolu ölçeğinde izlenebilen bir uyumsuzluk ile ayrılmaktadır. Dikili grubu volkanik kayaları başlıca andezit, latit, dasit, riyolit türü lavlardan ve bunların

piroklastik eşdeğerlerinden oluşur. Zeytindağ grubu ise, bölgedeki farklı kaya birimlerinin üstünde yer alan gölsel kireçtaşı, kiltaşı, marn gibi çökeller ve bunlarla yaşıt bazalt ve riyolitik lavlardan oluşmaktadır.

Orta Miyosen'den itibaren tüm bölgede neotektonik koşullar geçerli olmaya başlamıştır. Bu evrede, değişik tip ve büyüklükteki bölgesel gerilmelerin etkisi altında kalan bütün birimlerde ve jeolojik ortamlarda deformasyonlar gelişmiş, bunun sonucunda da Batı Anadolu'nun tipik graben-horst yapıları ortaya çıkmıştır.

2.5.3.1 Dikili Grubu

Birbirleriyle yanal ve düşey girik olan başlıca iki kaya grubundan oluşmaktadır; volkanik ve çökel kayalar. Volkanik kayalar, egemen olarak andezit-latit türü lav ve bunların piroklastiklerinden oluşmaktadır. Ayrıca, lokal olarak dasit, riyolit, traki-bazalt lavları da gözlenir. Çökel kayaları ise, gölsel ortam ürünü marn, kiltaşı, çamurtaşı ve silttaşı ardalanmasından oluşur. Dikili grubunun volkanitleri yöredeki en yaygın birimdir. Lavlar pembe, morumsu pembe renkleri, soğuma yüzeyleri ve akma bandı yapılarıyla tipiktir. Bölgenin doğu kesimindeki yüksek morfolojili alanlar, volkanik kayaların çıkış merkezlerine karşılık gelir. Bunların en tipiklerinden biri Menemen kuzeyindeki Çukur Mahallesi'nde görülür (Öğdüm, 1983). Diğer bir lav çıkış merkezi Yukarı Şehitkemal ile Güzelhisar köyleri arasındaki Karahasan Dağı'dır. Dikili grubunun volkanik kayaları arasında yer alan diğer bir kaya grubu yukarıda özellikleri verilen kayaların piroklastik eşdeğerleridir. Bunlar başlıca kül, kül-pumis yağmuru, kül blok yağmuru birikimleri, lahar, debr, is akıntıları ve yersel olarak gözlenen kaynaklı tüflerle temsil olunurlar. Dikili grubunun volkanik kayaları, bazalt ve riyolitlerle kesilmektedir. Birim önceki çalışmalardan elde edilen radyometrik yaş verilerine göre (Borsi ve diğer., 1972; Krushensky, 1976; Ercan ve diğer., 1996) Erken-Orta Miyosen yaşlıdır. Dikili grubunun çökel kayaları başlıca marn, kireçtaşı, silttaşı gibi sakin gölsel ortam ürünü kayalarla temsil edilir. Aliağa ve dolaylarında en kalın oldukları yerlerde, kalınlıkları 100 metreye erişmektedir. Bunlar ince katmanlı gri, koyu gri renkli ve yer yer kayma-oturma yapıları sunan kıvrımlı tortul kayalardır. Dikili grubu çökel kayaları litolojik özellikleri, stratigrafik

konumu ve yaş aralığıyla Batı ve Kuzeydoğu Anadolu'nun değişik yörelerindeki çökel diziler ile deneştirilebilinir. Dikili grubunun çökel kayaları, gerek paleontolojik bulgular gerekse de volkanik kayalardan elde edilen radyometrik yaş tayinlerine göre Erken-Orta Miyosen yaşlıdır (Ercan ve diğer., 1996; Yılmaz ve diğer., 1997).

2.5.3.2 Zeytindağ Grubu

Grup iki kaya grubundan meydana gelir. Birincisi, üst çökel topluluk, ikincisi ise Eğrigöl bazaltı ve Şakran riyoliti olarak bilinen volkanik kayalardır. Üst çökel topluluk başlıca gölsel kireçtaşı, marn ve kiltaşı gibi ince taneli çökel kayalarla temsil edilmektedir. Dikili grubuna ait kayalar üzerinde uyumsuzlukla yer alması ve genç bazalt ve riyolit lavları ile girik ilişkili olması, birimin ayırt edici özelliklerindendir. Üst çökel topluluk düşük enerjili bir göl ortamında çökelmiştir. Bazı alanlarda Dikili grubunun kayaları ile arasında belirgin bir kesiklik gözlemlenemez. Ancak birimin, Dikili grubunun farklı tür kayaları üzerinde yer alması, topoğrafyada peneplen benzeri düz bir morfoloji üzerinde bulunması ve Eğrigöl bazaltı ile girik dokanaklara sahip olması, ayrı bir çökelim döneminin ürünü olduğunu ortaya koymaktadır. Üst çökel topluluk, Karaburun yarımadasındaki "Urla kireçtaşı" (Kaya, 1981) ile deneştirilebilir. Eğrigöl bazaltı (Ercan ve diğer., 1984), Bozdivlit Dağı, Gökkuyu ve Akçaliman tepeleri, Çaltılıdere, Yenişakran ile Zeytindağ-Çandarlı arasındaki düzlekte yüzlek verir. Birim siyah renkli, camsı-afanitik, olivinli bazalt lavlarından oluşur. Aliağa kuzeyinde Kızılburun ile Pınarcık arasındaki sahil şeridinde, dar bir şerit halinde yüzeylenir. Eğrigöl bazaltı, bölgede güneybatı-kuzeydoğu uzanımlı ve yanal atımlı oblik fay zonlarından çıkmıştır (Genç ve Yılmaz, 2000). Bazalt lavları Dikili grubunun lav ve piroklastik kayalarını kesmiş ve onların üzerine akmıştır. Bazaltlar sütunlu eklemler sergilerler. Eğrigöl bazaltından elde edilen radyometrik yaş bulgularına göre birim Geç Miyosen – Pliyosen yaşına sahiptir (Ercan ve diğer., 1995). Bu yaş aralığı Şakran riyoliti içinde geçerlidir. Şakran riyoliti, beyazımsı sarı renkli çoğu kez perlitleşmiş riyolitik lav ve asidik volkan camı özelliğindedir. Çoğu kesimleri breşiktir. Boyutları 3-5 metreden 50-100 metreye ulaşabilen irili ufaklı domlar ve dayklar halinde yüzeylenirler. Bozdivlit dağı ile Aşağışakran arasında, hemen hemen güneybatı-kuzeydoğu gidişli

bir hat üzerinde dizilmiş bulunan riyolitler Eğrigöl bazaltı ile içiçe ve karmaşık ilişkiler sergilemekte olup, birbiriyle zıt bileşimlere sahip bu iki kaya grubunun aynı zamanda ve mekanda gelişmiş olmaları, bunların "bimodal volkanizma" ürünü olduğunu ortaya koymaktadır (Kaya, 1981; Yılmaz, 1989). Kocaçay Formasyonu Bölgenin DGD kesimlerinde, Kocaçay boyunca uzanan düzlük alanda mostra veren Koçacay formasyonu, kötü tutturulmuş, yer yer tutturulmamış çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı ve kiltaşı türü akarsu çökelleri ile temsil edilir. Kocaçay formasyonu, Dikili grubunun volkanik kayalarını açısal uyumsuzlukla örter. Birim, olasılıkla Pleyistosen-Kuvaterner yaşlıdır. Kocaçay' ın kuzeyinde kalan bazı kesimlerde faylanma nedeniyle askıda kalmıştır. Bu veri, Kocaçay formasyonunu etkileyen fayların yakın dönemlerde aktif olduklarını belirtmesi bakımından önemlidir.

2.5.3.3 Güncel Çökeller

Aliağa ve yöresinde yer alan güncel çökeller, alüvyon ve plaj (deniz sahili) kırıntılarıyla temsil edilir. Alüvyon, Kocaçay ile Uzunhasan Deresi boyunca ve Egemetal fabrikası ile Aliağa arasındaki düzlükte yüzeylenir. Genellikle tutturulmamış volkanik ve çökel kaya çakılları, kum, silt ve çamurdan oluşur.



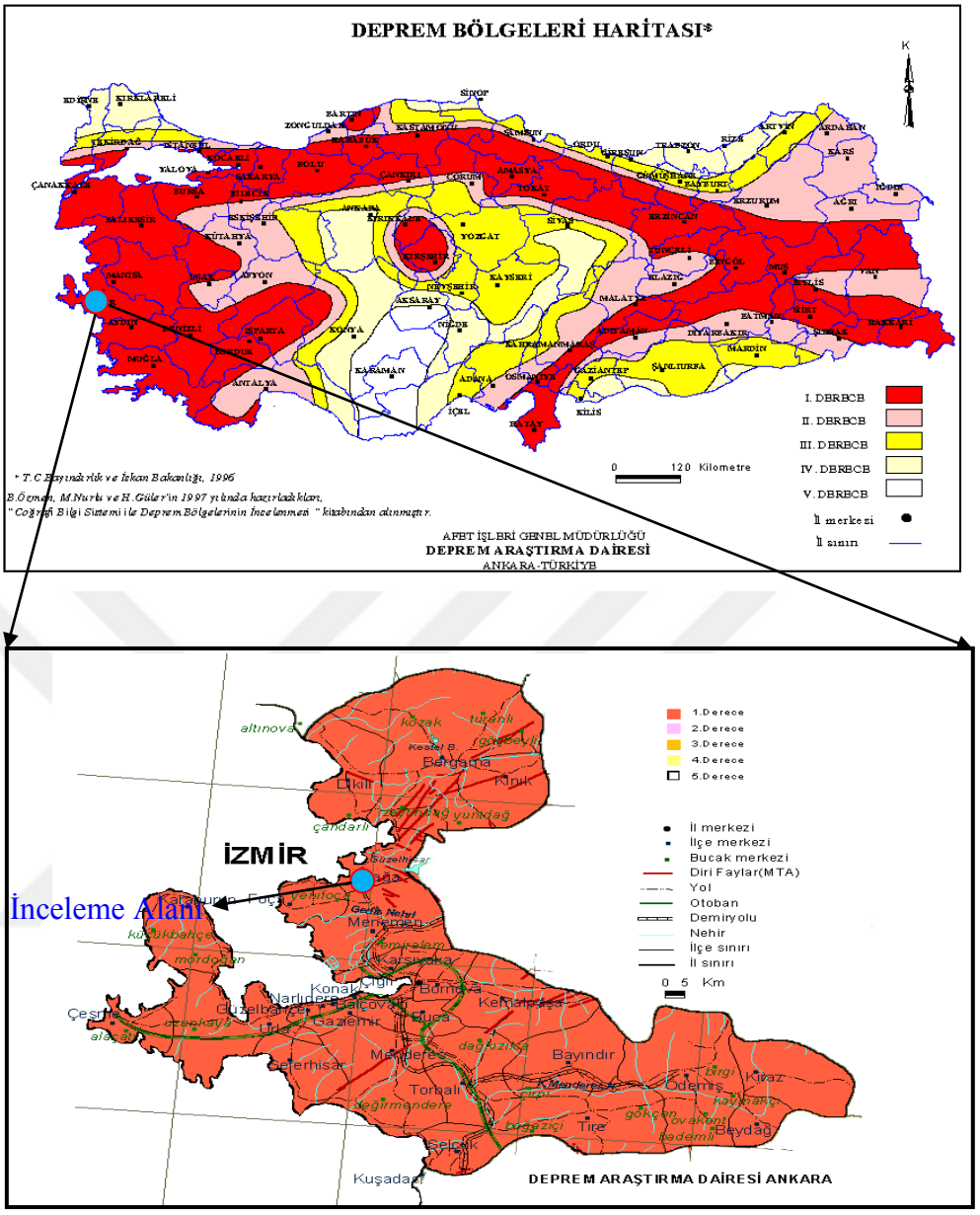
Şekil 2.3 İnceleme alanının yerbulduru haritası (Google Earth)

2.6 Doğal Afet Tehlikelerinin Değerlendirilmesi

İnceleme alanı içinde ve yakın çevresinde (en az 100 m.lik alanda) yapılan incelemelerde 7269/1051 sayılı Afet Kanununa göre inceleme alanı için olası heyelan, su baskını, kaya düşmesi, çığ vb. afet türünden bir risk bulunmamaktadır.

2.6.1 Deprem Durumu

Afet İşleri Genel Müdürlüğü'nün yayınlamış olduğu Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası (Şekil 2.4) 'de inceleme alanı işaretlenmiştir. İzmir ili geneli 1. Derece deprem bölgesinde bulunmaktadır.



Şekil 2.4 Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası'nda inceleme alanının yeri (Özmen ve diğer., 1997)

Ülkemizin neotektonik dönemine has bir özellik olan, Kuvaterner' den günümüze kadar olan zaman aralığında meydana gelen tektonik olayların tekdüze olduğu kabulüne dayanır. Başka bir ifadeyle bu tanım, ülkemizde beklenen depremlerin Kuvaterner'de aktif olan faylar üzerinde ve geçmişte meydana gelen magnitüdte olması gerektiği ilkesine dayanmaktadır.

Türkiye Sismotektonik Haritasına baz olmak üzere hazırlanan Türkiye Diri Fay Haritası, MTA Genel Müdürlüğü tarafından yürütülmüş olan bir proje sonucunda üretilmiştir. 1/1000000 ölçekli olan bu haritada yer alan diri faylar jeolojik, jeomorfolojik ve sismik verilerden yararlanılarak belirlenmişlerdir. Bu faylar uzunlukları, oluşturdukları zonun genişliği, morfolojiye etkileri, depremsellikleri ve neotektonik dönemdeki deformasyonlar açısından taşıdıkları önem dikkate alınarak seçilmiştir. Harita üzerinde ayrıntılı sınıflamalar yapılmıştır. Bununla beraber haritada fayların niteliklerine ilişkin bilgi verilmiştir.

Elde edilen bilgiler, deprem diri fay ilişkisi açısından, gelecekte olabilecek depremler için yorumlandığında aşağıdaki genellemelere ulaşılabilir:

a) Haritalanan diri faylar yüzey kırığı oluşturan depremler sonucunda meydana geldiklerine göre, söz konusu bu fayların hareketleriyle büyüklüğü 6'dan fazla olan depremler beklenebilir.

b) Söz konusu fayların yakın çevresinde 5 ve 4 büyüklüğünde depremler beklenebilir.

c) 4 ve daha küçük büyüklükte depremler ise Türkiye'nin her yerinde ve her zaman meydana gelebilir.

Diğer bir genelleme, deprem tekrarlanma periyodu için yapılabilir: Ülkemizde aynı fay üzerinde depremler 10 yılda bir, yine aynı fay üzerindeki 7'den büyük depremler 300-400 yılda bir oluşmaktadır.

Tablo 2.1 Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından hazırlanmış, İzmir-Yakın çevresinin aletsel büyüklüğü (Ms=5,5)'den büyük depremleri gösteren tablodur

YER	TARİH	ENLEM ^{0}D	BOYLAM ^{0}D	MAGNİTÜD	ODAK DERİNLİĞİ	İZMİR'E UZAKLIK (Km)
Foça	19.01.1909	38,00	26,50	5,8-6,0	60	81
Soma	18.11.1919	39,60	27,70	6,9	---	127
Torbalı	31.03.1928	38,50	28,10	6,25	0-60	77
Karaburun	02.05.1953	38,60	26,30	5,6	40	28
Menemen	16.09.1966	38,60	27,40	4,7	---	20
Demirci	25.03.1969	39,10	28,45	6,5	12	126
Sarıgöl	28.03.1969	38,55	28,46	6,5	4	108
Karaburun	06.04.1969	38,47	26,41	5,8	16	68
Demirci	23.04.1970	39,13	28,65	5,2	28	142
İzmir	01.02.1974	38,55	27,22	3,5-5,8	24	0
İzmir	16.12.1977	38,41	27,19	4,75	24	0
Karaburun	14.06.1979	38,71	26,57	5,6-5,7	15	63
İzmir	06.11.1992	38,12	26,88	6,1	17	0

$M \geq 6$ Magnetütündeki depremlerin 20 yıl içersindeki olma olasılığı Poisson Modeli ile % 82 dir.Bu depremlerin dönüş periyodu 14 yıldır.İzmir ve çevresinde Radius Projesi kapsamında öngörülen deprem büyüklüğü M=6,5'dir. Buna göre inceleme alanı yakınlarında bu büyüklükteki depremleri yaratabilecek fayların mevcudiyeti (İzmir Fayı) nedeniyle Delta=10 km değerindeki mesafelerin seçilmesinde fayda vardır.

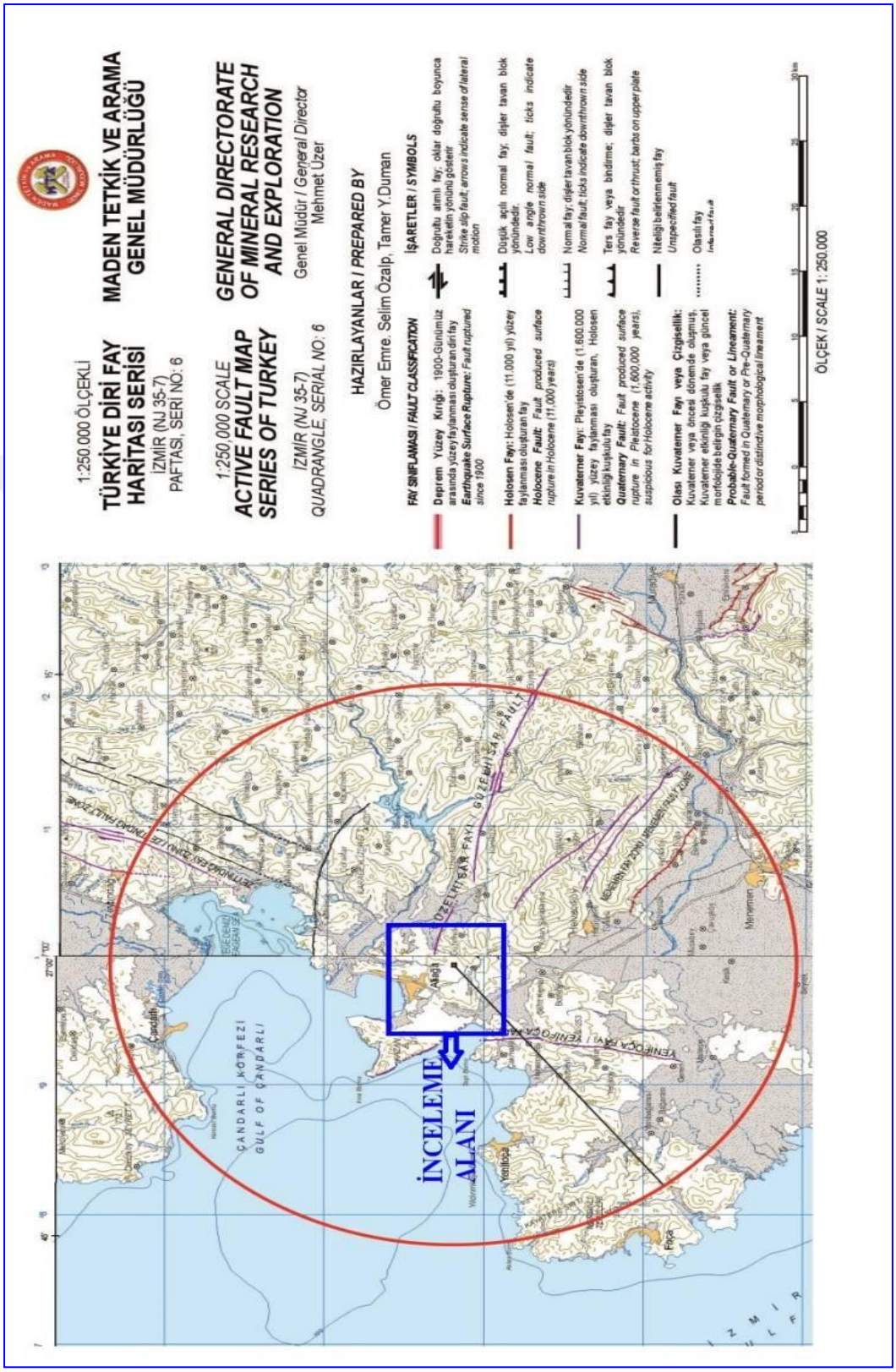
Diri faylar deprem kaynaklarıdır. Dünya üzerindeki jeolojik konumu nedeniyle ülkemizde çok sayıda diri fay bulunur ve bu nedenle Türkiye depremlerin yoğun olduğu ülkelerdendir. Herhangi bir ülke veya bölgede deprem zararlarından korunma veya depremlerden en az düzeyde etkilenmek amaçlı yapılabilecek olan çalışmaların başında deprem kaynaklarının belirlenmesi ve bunların oluşturduğu afet tehlikesinin en doğru şekilde ortaya konulması gelmektedir.

Bu yolla deprem tehlikesinin oluşturduğu risklerin belirlenerek zarar azaltma yönünde gerçekçi plan kararları üretilebilir ve uygulamalar gerçekleştirilebilir. Bu açıdan değerlendirildiğinde nüfusu açısından ülkemizin üçüncü büyük kenti olan İzmir ve yakın çevresindeki deprem kaynaklarına ilişkin veriler sınırlıdır. MTA Genel Müdürlüğü 1970'li yıllardan itibaren diri faylar hakkında bilgi üretmektedir. Genel Müdürlükçe bu konuda yapılan çalışmalar kapsamında 1987 yılında ülke genelindeki diri faylara ilişkin kapsamlı bir rapor yayımlanmış (Şaroğlu ve diğer., 1987) ve sonrasında bu raporun eki olan Türkiye Diri Fay Haritası kamuoyunun kullanımına sunulmuştur (Şaroğlu ve diğer., 1992). Bu haritada İzmir çevresinde bazı diri faylar haritalanmış ve özellikleri hakkında bilgi verilmiştir.

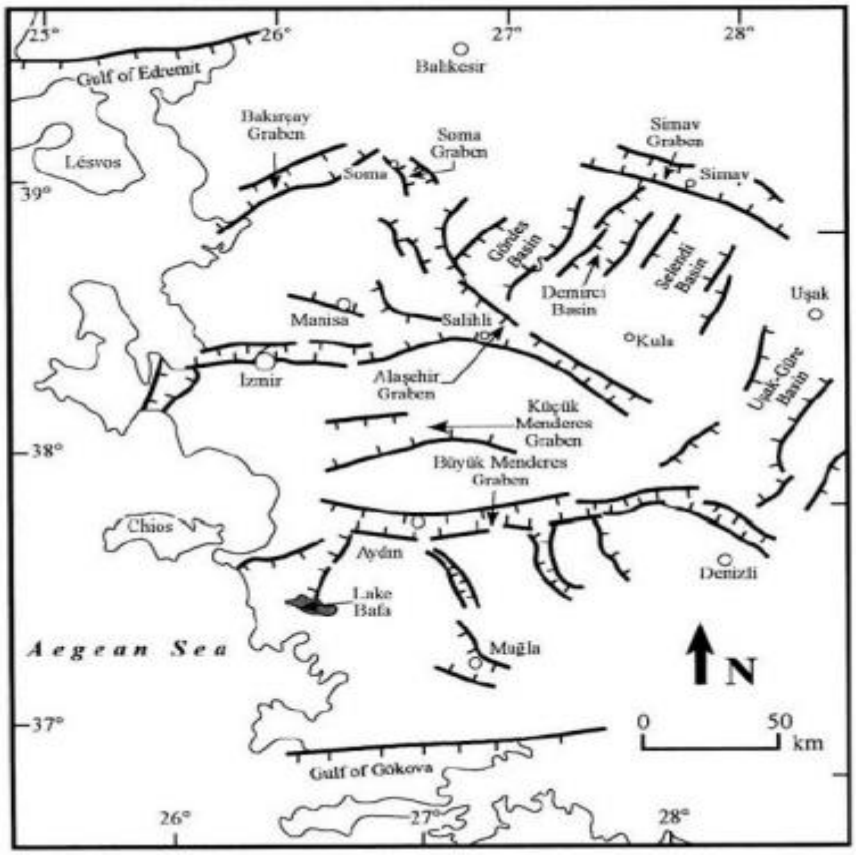
2002-2003 yılları arasında gerçekleştirilmiş "İzmir Çevresinin Güncel Tektoniği ve Diri Fayları" projesi kapsamında, İzmir kenti merkez olmak üzere yaklaşık 50 km yarı çapındaki bir alanda büyük deprem üretme potansiyeli olan diri faylar araştırılmıştır. İzmir ve yakın çevresinde on üç adet diri fay haritalanmıştır. Bölgedeki aktif tektonik yapılar doğrultu atımlı ve normal faylardan oluşur. Diri faylar D-B, KD-GB, K-G ve KB-GD doğrultusunda uzanırlar. Normal fayların D-B genel gidişlidir. Doğrultu atımlı faylardan çoğunluğu sağ yönlü olup K-G, KD-GB ve

KB-GD genel doğrultuludurlar. İzmir doğusundaki faylar Gediz graben sistemi içerisinde yer alırlar. Bu graben batısında İzmir fayı hariç haritalanan fayların tamamına yakını doğrultu atımlı veya doğrultu atımı baskın oblik faylardır. Fayların niteliği ve bölgesel dağılımı Gediz grabeni batısında doğrultu atımlı deformasyonun egemen olduğunu gösterir. Haritalanan diri faylar aktiviteleri açısından kendi aralarında diri fay, olasılı diri fay ve çizgisellik olmak üzere üç alt gruba ayrılmıştır. Son onbin yılda üzerinde yüzey yırtılması gelişmiş büyük deprem üretmiş faylar diri olarak tanımlanmıştır. Bu faylar bölgede deprem potansiyeli en yüksek kaynaklardır. Kuvaterner'de etkin olmuş, ancak Holosen aktivitesi kesin olarak belgelenememiş faylar olasılı diri fay olarak tanımlanmıştır. Bunlar deprem üretme potansiyeli açısından bölgenin ikinci derecede önemli aktif tektonik yapılarıdır. Çizgisellikler ise günümüz morfolojisinde belirgin ancak Kuvaterner aktivitesi hakkında detay jeolojik veri toplanamamış neotektonik dönem yapılarıdır. Bunlar depremselliği hakkında veri toplanamayan ve yorum yapılamayan faylardır. Tarihsel ve aletsel dönem kayıtları haritalanan fayların çok sayıda depreme kaynaklık ettiğini göstermektedir.

Son yüzyılda meydana gelmiş depremlerdeki deprem büyüklüğü-yüzey faylanması uzunluğu açısından yapılan bölgesel deneştirmeler İzmir yöresinde uzunlukları 15 km'nin üzerinde olan normal fayların magnitüdü 6,0 ve daha büyük, 30-35 km' den daha uzun doğrultu atımlı fayların ise magnitüdü 6,5 ve daha büyük depremlere kaynaklık edebileceğine yorumlanmıştır. Kentsel yerleşmeleri kateden faylardan kaynaklanabilecek büyük depremlerde gelişebilecek yüzey faylanmalarının oluşturacağı fiziksel deformasyonların fay zonları boyunca hasarlara neden olması beklenir. Tavan bloğunda yer alması nedeniyle İzmir körfezi çevresindeki kıyılar İzmir fayından kaynaklanabilecek depremlerde yanal yayılmanın potansiyeli en yüksek alanlardır. İzmir ve yakın çevresinin diri fay haritası aşağıda verilmiştir. (Şekil 2.5)



Şekil 2.5 İnceleme alanı ve çevresinin diri fay haritasındaki yeri (1/250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi İzmir (NJ 35-7) Paftası, Seri No:6, (M.T.A., 2011))



Şekil 2.6 Batı Anadolu grabenlerinin sadeleştirilmiş haritası (Bozkurt, 2001)

2.7 Aktif Tektonik

İnceleme alanındaki önemli yapı unsuru faylardır. Yenişakran ile Aliağa güneybatısı arasındaki alanda, eş zamanda oluşmuş ve iki farklı trende sahip fay sistemi göze çarpar. Bunlardan biri kuzeybatı, diğeri ise kuzeydoğu uzanımlıdır. Kuzeybatı gidişli olan faylardan en önemlisi, batıda Menemen düzlüğünü kuzeyden sınırlayıp, Aliağa'ya doğru uzanan faydır. Bu fay morfolojide 10-15 metre kotlarındaki Menemen düzlüğünü Karahasan dağı yükseltisinden (1092 metre) ayırmaktadır. Haykıran Köyü'nün hemen kuzeyindeki Belen Tepe'de aynası izlenen bu fay K42-48B uzanımlı sağ yanal atımlı bir faydır. İnceleme alanının morfolojisini denetleyen bu fay, kuzeybatıda Nemrut limanı ile Somurlu Köyü arasındaki boğazda, bölgenin diğer bir önemli fay sistemi olan kuzeydoğu gidişli faylarla biçilmektedir.

Aliağa güneyinde Somurlu köyü ile Paşa çiftliği arasında, Aliağa güneydoğusunda Çıtak ve Güzelhisar köyleri arasında, Karakuzu-Uzunhasanlar köyleri ve Atçukuru-Bozdivlit köyleri arasında da kuzeybatı trendli sağ yanal atımlı faylar vardır. İnceleme alanında belirlenen bir diğer önemli fay sistemi kuzeydoğu gidişli olan yanal atımlı olandır. Bu sisteme ait en önemli faylar bölgenin kuzey tarafında, Örlemiş-Aşağışakran-Yenişakran arasında, Yenişakran kuzeyinde Elcek Tepe-Dedeçam Tepe-Bozburun arasında, Aliağa'nın doğu sınırını oluşturan KKD uzanımlı sırtlarda, Bozdivlit dağının doğu eteklerinde, Atçukuru-Mantarköy-Çıtak köyü arasında ve Güzelhisar güneybatısında Balaban dere boyunca gözlenir. Kuzeydoğu gidişli bu faylardan en büyük ve devamlı olanı kuzeyde Örlemiş köyünden, güneybatıda Yenişakran güneybatısına kadar uzanan faydır. Ayrıca, Foça D-GD'sundan elde edilen saha verileri aynı fayın yer yer KD gidişli faylarla ötelenerek GB 'ya doğru devam ettiğini, Foça yükseltisini GB'dan sınırlayarak Ege denizi suları altında izlenemez hale geldiğini göstermektedir (Altunkaynak ve Yılmaz, 2000).

Aliağa ve yakın yöresinde, KB gidişli fayların çoğunlukla sağ, KD gidişli olanların da sol yanal atımlı olduklarını gösteren saha bulguları vardır. Bölgedeki KD ve KB uzanımlı yanal atımlı fay sistemleri, değişik alanlarda birbirlerini kesmektedir ve oldukça genç dönemlerde aktivitelerini sürdürmüşlerdir. Yörede elde edilen yapısal jeolojik veriler ve bulgular ışığında;

1. Aliağa ve yakın yöresinin tektonik çatısı genç dönemlerde (Geç Pliyosen-Kuvaterner) başlıca KD ve KB gidişli, önemli yanal atıma sahip fayların denetiminde şekillenmiştir.

2. Bu faylardan KD gidişli olanlar egemen olarak sol yanal atımlıdır. KB gidişli diğer fay seti ise tersine sağ yanal atıma sahiptir.

Tablo 2.2 İnceleme alanına 50 km ‘den yakın olan aktif faylar

Aktif Faylar	*Fay Türü*	*Yönelimi*	*İnceleme Alanına Yaklaşık Uzaklığı (km)*
Yeni Foça Fayı	Kuvaterner yaşlı doğ. At.	KG	6 km
Menemen Fayı	Holosen yaşlı normal fay	KD-GB	6 km
Güzelhisar Fayı	Kuvaterner yaşlı doğ. At.	D-B	2,17 km
Zeytindağ Fay Zonu	Kuvaterner Yaş.Doğ.At.	K-G	10 km
Manisa Fayı	Holosen Yaş.Nor.Fay	D-B	30 km

2.8 Deprem Durumu

Ege Bölgesi depremselliğinin yüksek olduğu bilinmektedir. Deprem episantr dağılımları, daha önceki büyük depremlerin mekanizmalarıyla sürmekte olan deniz jeolojisi ve deniz jeofiziği araştırmaları, bölgenin normal/doğrultu atımlı bileşene sahip faylardan oluşan bir tektonik sistem denetiminde aktif hale gelebileceğini göstermektedir.

Deprem, İzmir İli tarihinde önemli bir yer tutar ve geçmişteki büyük depremlerin izlerini bugün hem jeolojik ortamda hem de tarihsel kent dokusu içinde izlemek olanaklıdır. İzmir ve civarında tarihsel ve aletsel dönemde yoğun deprem aktivitesi görülmektedir. Bölgedeki deprem episantrlarının dağılımı incelendiğinde; depremlerin Ege Denizi’nde, Karaburun-Sakız Adası, İzmir Körfezi-Midilli Adası ve Doğanbey Burnu-Sisam Adası arasında yoğunlaştığı, bir kısım depremlerin ise Gediz

Grabeni ile Ege Denizi arasında kalan Akhisar-Soma-Manisa çevresinde yer aldığı görülür. İzmir ve yakın civarında hasar yapan ve can kaybına neden olan tarihsel depremler içinde MS 17 depremi en önemli depremlerden biridir. Bu deprem İzmir, Efes, Sart, Aydın, Manisa ve Alaşehir ile Gediz ve Büyük Menderes nehirlerinin vadilerinde büyük hasar meydana gelmiştir.

Belirtilen depremler dışında özellikle 10 Temmuz 1688 İzmir Depremi çok fazla mal ve can kaybına neden olmuştur. 1739 depremi Eski ve Yeni Foça'da ağır hasar yaratmıştır. İzmir'de can kaybı 80 civarındadır. Eski Foça'nın büyük bir kısmı tamamen yıkılmıştır. Bu deprem İzmir Körfezi'nin doğu ucunda etkili olmuş ve 19000 kişinin yaşamını yitirmesine neden olmuştur.

1778 depremi ise İzmir'de büyük hasar meydana gelmiş ve 200'den fazla kişi ölmüştür. Aynı zamanda, bölgede büyüklüğü 4,0'den küçük olan ve kümelenme özelliği gösteren deprem etkinliği de gözlenmektedir.

İzmir ve civarı; 1996 tarihli Türkiye Deprem Bölgeleri Haritasında 1. derece deprem bölgesinde bulunmaktadır ve bu bölge için, Deprem Bölgelerinde Yapılacak Binalar Hakkında Yönetmelik-DBYY (2007)'de etkin yer ivmesi katsayısı (Ao) 0,40 olarak verilir. Bölgede meydana gelecek bir depremin sığ olması durumunda, deprem enerjisinin büyük bir kısmının yüzeye yakın ortaya çıkması nedeniyle deprem episantrına yakın bölgelerdeki zayıf yapılarda hasara neden olması beklenir. 17-21 Ekim 2005 Sığacık Depremleri (Mw = 5,0, 5,8, 5,5, 5,9) dizisinde bu etki gözlenmiştir. Bu depremlerde; Urla merkezde 72 konutta ağır, 88 konut ve 2 işyerinde orta, 186 konut ve 6 işyerinde az hasar; ilçeye bağlı köylerde 27 konut ve 1 işyerinde ağır, 62 konutta orta ve 198 konutta az hasar meydana gelmiştir. Seferihisar İlçesi'nde; 43 konutta ağır, 186 konut ve 8 işyerinde orta, 432 konutta az hasar; ilçeye bağlı köylerde 10 konut ve 1 işyerinde ağır, 23 konutta orta ve 22 konutta az hasar meydana gelmiştir. Bina bazında ise İzmir merkezde 14 konutta orta, 109 konutta az hasar, Güzelbahçe İlçesi'nde 5 konutta ağır, 4 konutta orta, 32 konutta az hasar, Çeşme İlçesi'nde ise 8 konutta orta ve 30 konutta az hasar meydana gelmiştir (Denizlioğlu ve diğer., 2005).

2.9 Bölgenin Deprem Tehlikesi ve Risk Analizi

2.9.1 Deprem Tehlikesi ve Risk Analizi

Tarihsel ve aletsel deprem kayıtları jeolojik kanıtlar ve tektonik kanıtlar deprem kaynaklarının tanımlanmasında etkilidir. Geçmiş depremlerin oluşumunu doğrulamak ve bunların şiddetlerinin coğrafi dağılımını bulmada yer sarsıntısı etkisinin tarihsel kayıtları kullanılabilir. Yeteri kadar veri mevcut olduğu zaman maksimum şiddet bulunabilir ve bundan da depremin dış merkezinin yeri ve depremin magnitüdü belirlenebilir. Tarihsel depremlerin oluş zamanları kayıtlı şekilde bulunduğu için, belirli bir alandaki deprem tekrarlama oranı veya depremselliği değerlendirmede tarihsel depremlerden faydalanılabilinir. Büyük depremlere ait aletsel kayıtlar 1900'lü yıllardan itibaren alınmaya başlanmıştır, fakat 1960 yılından önceki birçok depreme ait veriler eksiktir ve net bilgiler sunmamaktadır. Buna rağmen, deprem kaynaklarının tespit edilmesinde ve değerlendirilmesinde en iyi bilgiler aletsel kayıtlardan elde edilmektedir. Bu kayıtlar konusundaki en önemli kısıtlama büyük depremler arasındaki ortalama zamanla kıyaslandığında, sadece kısa bir süreden beri mevcut oluşlarıdır. Kısacası, aletsel olarak belirlenen ve bir hat üzerinde dizilen dış merkezler veya iç merkezler deprem kaynaklarının varlığını işaret eder. Deprem kaynak alanlarının belirlenmesinde artçı şokların analizi de yardımcı olabilmektedır. Jeolojik kanıtlarda fay aktivitelerini kapsar ve bu kanıtlarda magnitüd göstergesi olarak kullanılabilecek ampirik (deneysel) ilişkiler mevcuttur. Tektonik kanıtlar ise levha tektoniği ve elastik rebound (geri tepme) teorisine dayalı olarak biriken deformasyon enerjisine dayalı kanıtlardır.

2.9.2 Deprem Tehlike Analizleri

Deprem tehlikesinin belirlenmesinde kullanılan genel olarak iki yöntem vardır. Bunlardan birincisi incelenen sahayı etkileyebilecek tüm olası deprem senaryolarını dikkate alan probabilistik deprem tehlike analizidir. Bu analizin sonucunda elde edilen tehlike, referans zemin koşullarında en büyük yer ivmesi ve spektral ivmeler

gibi yer hareketi parametreleriyle ifade edilmektedir. İkinci yöntem ise deterministik deprem tehlike analizidir. Deterministik deprem tehlike analizi genellikle probabilistik çalışmayı takiben yapılmaktadır. Bunun nedeni deterministik hesaplamada kullanılan deprem senaryolarının bileşik probabilistik tehlikenin ayrıştırılarak belirli bir bölgedeki deprem tehlikesine en fazla katkı sağlayan deprem kaynaklarının belirlenmesiyle elde edilmesidir. Deterministik analiz sonucunda yer hareketi parametreleri veya yapay kuvvetli yer hareketi ivme kayıtları elde edilmektedir.

2.9.3 Deterministik Sismik Tehlike Analizi

Öncelikle, incelenen proje sahasını etkileyebilecek deprem kaynaklarından daha önceden meydana gelmiş en büyük depremleri belirlemek gereklidir. Eğer deprem kayıt tarihçesi yeterince eski değil veya deprem kayıtlarında bazı eksiklikler söz konusu ise en büyük deprem değeri, yerine göre 0,54 birim arasında arttırılabilir. Daha sonra, incelenen proje sahasının bulunduğu bölgenin karakteristiklerine en uygun azalım ilişkisi seçilir. Proje sahasına belirli bir uzaklıkta bulunan deprem kuşağındaki maksimum büyüklükteki depremin proje sahasında ana kayada oluşturacağı maksimum yer ivmesi, azalım ilişkisi yoluyla hesaplanır. Bu yöntem çok pratiktir, fakat en büyük dezavantajı proje sahasını etkileyecek maksimum yer ivmesi değerinin ortaya konulmasında rol oynayan belirsizliklerin yeterince hesaba katılmamasıdır.

2.9.4 Probabilistik Sismik Tehlike Analizi

Probabilistik sismik tehlike analizi, belirsizlikleri sayısal olarak hesaba katmasından dolayı deterministik yaklaşımdan daha çok tercih edilmektedir. Deterministik yaklaşıma göre çok daha fazla çaba gerektiren probabilistik yaklaşımın avantajları şöyle sıralanabilir:

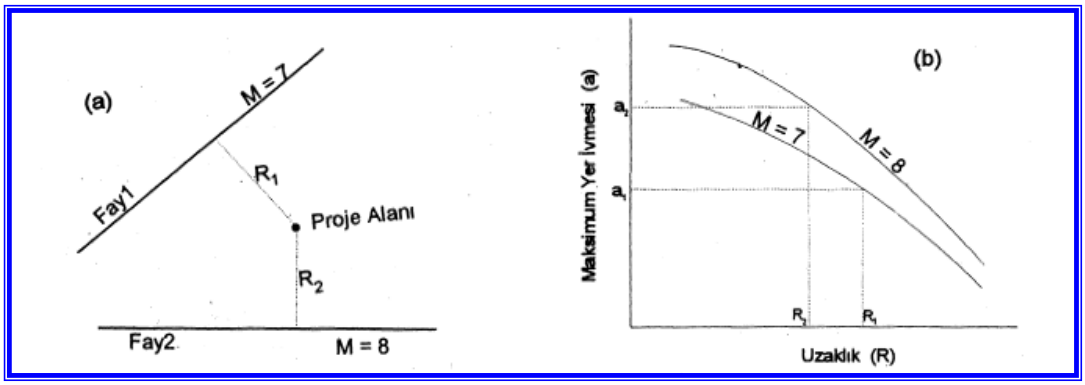
-sismik tehlikeyi dönüş periyodu şeklinde sayısal olarak hesaplar,
-tarihsel deprem kayıtlarını hesaba katar,

-analitik deneyim ve yargısını kullanmasına izin verir,
-fay lokasyonu ile ilgili eksik verileri dikkate alır,
sismik tehlikeyi spekral ivme, hız ve şiddet cinsinden verme esnekliğine sahiptir.

Probabilistik sismik tehlike analizi aşağıda sıralanan aşamalardan oluşur:
-deprem kaynaklarının geometrisinin ortaya konulması,
-her bir deprem kaynağının magnitüd-frekans ilişkisinin belirlenmesi,
-analizde kullanılacak azalım ilişkisinin seçimi ve yer hareketinin aşılma ihtimalinin hesaplanması.

Probabilistik yaklaşım aynı zamanda depremlerin zamana bağlı olarak meydana gelişini temsil eden bir stokastik metoddan da faydalanır. Stokastik metodlar arasında en basit olanı ve sıkça kullanılanı Poisson modelidir. Bu modele göre deprem oluşumu zaman ve mekândan bağımsız olup, iki sismik olayın aynı yer ve zamandan oluşma ihtimali sıfıra yaklaşır.

Proje sahasına etkiyecek olan sismik zonlar ile aktif fayların sağlıklı bir şekilde belirlenmesindeki önemli adımlar arasında sismik tehlike analizi yer almaktadır. Deprem kaynak zonları şekil itibariyle nokta, çizgi ve alan şeklinde olabilir. Deprem oluşturabilen aktif volkanların bulunduğu yerler nokta tipi deprem kaynağına örnek gösterilebilir. Çizgisel kaynak daha çok faylar üzerinde dar ve uzunca alana yayılmış deprem kaynaklarını karakterize eder. Alan tipi kaynaklar ise genellikle irili ufaklı fayların bulunduğu bir alanda belirli bir şekil oluşturmayan deprem episantırını çevreleyen deprem kaynağıdır. Deprem kaynaklarının sismik ve tektonik davranışı bu kaynakların frekans-magnitüd ilişkileri ile tanımlanmaktadır.



Şekil 2.7 Deterministik yaklaşımın aşamaları: a) deprem oluşturan kaynağın proje alanına uzaklığının belirlenmesi, b) azalım ilişkileri kullanarak proje alanında oluşacak maksimum yer ivmesinin bulunması

Paleosen başından itibaren artan neotektonik hareketler (Ryan ve diğer., 1982) Pleistosen'de de devam etmiş, genelde Kuzeydoğu –Kuzey yönelimli tektonik çizgiler bölgede dikey atımlı kırılmalara neden olmuştur (Ambraseys ve Jackson, 1990; Fairbridge, 1972; Günay, 1998). Pleistosen sonu, Holosen başlarından itibaren ise tektonik hareketler giderek etkinliğini kaybettiği gibi, bunlar belli bir yönelim içermeksizin gelişmişlerdir (Başoğlu, 1975). Son dönem neotektonik hareketler genelde, Holosen'deki sıkışma tektoniğine bağlı bir çeşit "Kompresyonel" kırılmalara neden olmuştur. Bu durum, İzmir Körfezi'nin güneyinde yer alan Güzelbahçe Körfezi'nde de saptanmıştır (Eftelioğlu, 1983; İzdar 1975)

2.9.5 İnceleme Alanını Deprem Tehlikesi ve Risk Analizi

Batı Anadolu'nun Ege kıyılarına dik graben zonlarının bu hareketler sonucu meydana geldiğini belirtmiştir. Ege Denizi'nin içindeki çöküşü de bu "Neotektonik" hareketlere bağlamak gerektiğini vurgulamıştır. Batı Anadolu'da ve Ege Denizi çevresinde Alpin orojenik hareketlere bağlı olarak, özellikle Üst Miyosen içinde, kalk-alkali kimyasında Andezit, Dasit, Riyolit volkanizmasının varlığı saptanmaktadır. Günay, (1988) "Sismik Kırılma Yönteminde Karşılıklı Atışlar ile İzmir Körfezi'nin Jeolojik Yapısının İncelenmesi" adlı lisans bitirme projesi ile, İzmir Körfezi'nde karşılıklı atışlar yapılarak elde edilen yol zaman grafiklerinden okunan zahiri hızlar ve kesişme zamanları, bilgisayar yardımıyla değerlendirilmiş ve

katmanlara ait gerçek hızlar, eğim ve kalınlıklar saptanmıştır. Bu değerlendirmeye göre körfez ortasında 300-350 m kalınlığında Kuvaterner tortullar, bunun altında 200-300 m kalınlığında Neojen karasal ayrılmamış birimlerin yer aldığı, bu seviyelerin altında kalınlığı 150-350 m arasında değişen Neojen volkanikleri, daha altta da Kretase filişi bulunduğu ortaya konulmuştur (Erdoğan, 1990).

Batı Anadolu'da üç tektonik kuşak yer almaktadır ve bunlar bugünkü konumlarını Orta ve Geç Eosen'de gelişmiş olan bindirme tektoniği ile kazanmışlardır. Bu kuşaklardan en doğuda olanı Menderes Masifi, ortadaki İzmir – Ankara Zonu ve en batıdaki ise Karaburun Kuşağı'dır. Bindirme tektoniği ardından gelişmiş olan ve Orta Miyosen'den günümüze değin devam etmekte olan Neotektonik evrede bu yaşlı kuşakların uzanımlarını verev kesen tansiyonal havzalar gelişmiş ve içleri gölsel ve karasal tortullarla dolmuştur (Erdoğan, 1990). Orta-Üst Miyosen'de başlayıp günümüze kadar devam eden ve Batı Anadolu'daki grabenleri oluşturmuş doğu-batı uzanımlı neotektonik yapılar, bu eski tektonik kuşakları kesmiş ve parçalamıştır (Şengör, 1980). Erdoğan ve diğer., (1988); Karaburun kuşağı ile İzmir-Ankara zonu arasındaki dokanağı incelemişlerdir. Araştırıcılar, graben tektoniği, paleotektonik kuşakları tanımlayacak ölçüde birbirinden ayırmasa da çöküntü alanlarını dolduran tortul dolgunun, birçok yerde bu sınırları örttüğünü, gizlediğini belirtmişlerdir. Özellikle, Karaburun Kuşağı ile İzmir-Ankara zonunun arasındaki ilişkiyi, birkaç sınırlı alan dışında, Neojen tortullarının örttüğünü yazar sonraki çalışmasında belirtmiştir (Erdoğan, 1990).

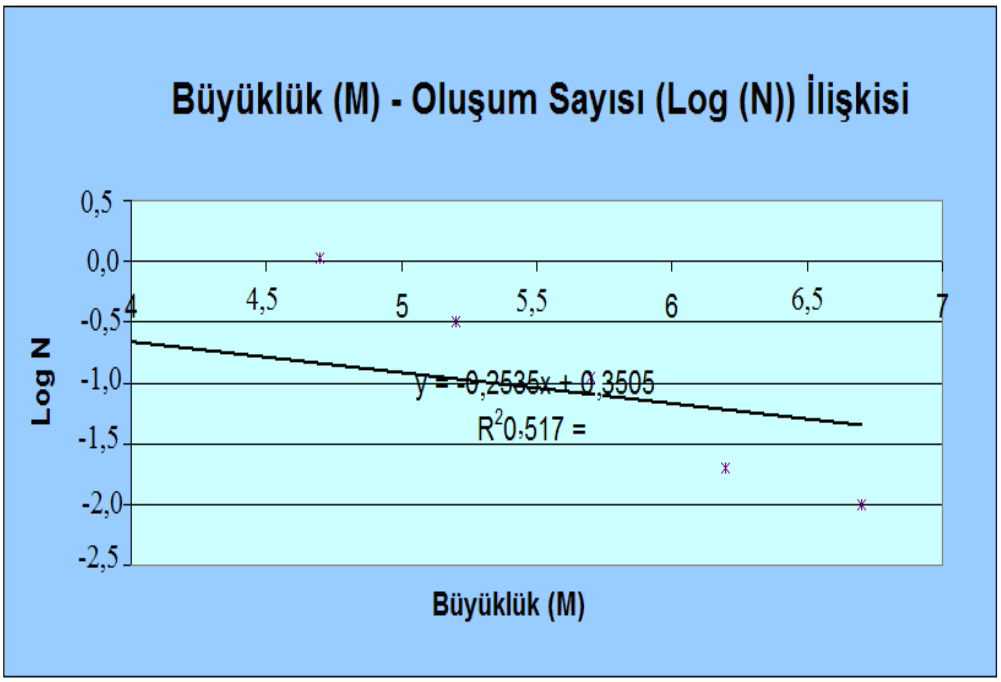
Karaburun Kuşağı ile İzmir-Ankara zonu arasındaki sınırı, birçok yerde Neojen sedimanter örtüsü altında gizlendiğini ve her türlü geçişin gözlendiği bir zon olarak tanımlamıştır. Araştırıcı, Kalecik ve Urla yüzleklerinde, karmaşık birim içerisinde serpantinit blokları bulunduğunu ve bunların Karaburun istifine tamamen yabancı allokton kütleler olduğunu ifade etmiştir.

Tablo 2.3 İnceleme alanına ait probabilistik deprem tehlike analizi (4,0≤ M<7,0) arasında olan sonuçları gösteren tablodur.

PROBABİLİSTİK DEPREM TEHLİKE ANALİZİ

YIL	115
Poison Olasılık Dağılımı ile Deprem Risk Analizi	
Regresyon için Veri Sayısı	5

Büyüklük (M) Aralıkları	*4,0 ≤M< 4,5*	*4,5≤M< 5,0*	*5,0≤M< 5,5*	*5,5≤M< 6,0*	*6,0≤M< 6,5*	*6,5≤M< 7,0*
Ni(Oluşum Sayıları)	123	75	21	9	1	1
Ortalama Büyüklük (M) ya da (Xi)	4,1	4,7	5,2	5,7	6,2	6,7
∑Ni (Kümülatif Oluş Sayıları)	155	107	32	11	2	1
∑Ni/t	1,348	0,930	0,278	0,096	0,017	0,009
Loh ∑Ni/t ya da (Yi)	0,130	-0,031	-0,556	-1,019	-1,760	-2,061



Şekil 2.8 Büyüklük (M)-Oluşum satısı (Log (N)) ilişkisi

Tablo 2.4 İnceleme alanına ait Poisson olasılık dağılımı ile hesaplanan farklı büyüklükteki depremlerin farklı zaman süreleri için oluşum olasılıkları ve tekrarlama periyodları

POİSSON OLASILIK DAĞILIMI						
				Rm=1-e-(N(M)*D)		Ortalama tekrarlama periyodu
		D (yıl) için olasılık (%)	D (yıl) için olasılık (%)	D (yıl) için olasılık (%)	D (yıl) için olasılık (%)	
N(M)	Magnitüd	10	50	75	100	(yıl)
0,448227	4	100,0	100,0	100,0	100,0	2
0,229321	4,5	100,0	100,0	100,0	100,0	2
0,133416	5	100,0	100,0	100,0	100,0	2
0,039712	5,5	95,4	100,0	100,0	100,0	7
0,011820	6	59,9	99,0	99,0	100,0	25
0,003518	6,5	23,8	74,4	87,0	93,4	85
0,001047	7	7,8	33,3	45,5	55,5	284

İnceleme alanı 1. derece deprem bölgesi içinde yer aldığından inşa edilecek yapının depreme karşı hesaplarında Türkiye Deprem Yönetmeliği'ne uyulması gereklidir.

Tablo 2.5 İzmir ve yakın çevresinde tarihsel dönemde hasara yol açmış büyük depremler (İDSDMP' den düzenlenmiştir)

Tarih	Saat (UT)	Enlem (K)	Boylam (D)	Şiddet (I_O)	Büyüklük (M)	Açıklama
17	Gece	38,40	27,50	X	7,0	İzmir, Efes, Aydın, Manisa, Alaşehir ve Sart şehirlerinde, Gediz ve Büyük Menderes nehirlerinin vadilerinde tahribat yapmıştır. Ege bölgesindeki büyük felaketlerden biri olduğu söylenir. Batı Anadolu'da Efes'le birlikte 13 önemli İyon şehri tamamen yıkılmıştır.
105		38,90	27,00	VIII	6,4	Eusebios'a göre, Aliağa, Myrina (Limni Adası), Çandarlı (Pitane) ve Nemrut Limanı (Cyme) bir depremle harap olmuştur.
176 ve 177		38,60	26,65	VII	5,8	Milet, Sakız Adası ve Sisam adalarında deprem olmuştur. Bu depremde tamamen hasar gören İzmir Marcus Aurelius emri ile yeniden inşa edilmiştir
178		38,30	27,10	VII	6,5	İzmir şehri harap olmuş, pek çok yangın çıkmış, zeminde çatlaklar açılmış ve küçük iç liman kapanmıştır. Şehir tekrar inşası için 10 yıl süreyle vergilerden muaf tutulmuştur
688		38,41	27,20	IX	6,5	İzmir'de şiddetli ve tahripkar bir deprem, 20.000 ölüden bahsedilmektedir.
1039		38,40	27,30	VIII	6,8	Cedrenos depremin çok felaket olduğunu bildirmiştir. Birçok bölge ve şehir bu deprem dolayısıyla hasar görmüştür. İzmir dehşetli bir manzaraya bürünmüştür, çünkü en güzel binalar çökmüş ve birçok insan ölmüştür.

Tablo 2.5 İzmir ve yakın çevresinde tarihsel dönemde hasara yol açmış büyük depremler (İDSDMP' den düzenlenmiştir) (devamı)

20 Mart 1389		38,40	26,40	VIII	6,7	kütüphanelerde bulunan iki yazma eserde Castro'nun büyük bölümünün 20 Mart 1389 depreminde harap olduğu ve bu depremin birçok binayı çatlatıp kırdığı belirtilir. Bu depremden oluşan denizdeki dalga ticaret merkezinin ortasına kadar gelmiş ve insanları orayı terk etmeye zorlamıştır. İzmir, Foça (Phocaea) kulesi ve Ikaria Adası da (Sisam Nomos'u) harap olmuştur.
20 Mayıs 1654		38,50	27,10	VIII	6,4	Deprem İzmir'de, birçok kule ve caminin yıkılmasına ve birçok evin çökmesine, birçok da can kaybına neden olmuştur. Birçok kent sakini evlerini bırakıp açıkta kamp yaptılar; birçok Avrupalı tüccar da gemilerine kaçak aldılar. 25 Haziran'a kadar her gün art sarsıntılar hissedildiler.
2 Haziran 1664		38,41	27,20	VII	5,8	Genel panik yaratan ve birkaç evi yıkan bir deprem.
1668		38,41	27,20	IX		İzmir'de tahribat yapmış, yangınlar çıkmıştır. Toprakta çatlaklar açılmıştır. 2000 kişinin öldüğünden bahsedilir.
14 Şubat 1680		38,40	27,20	VII	6,2	2 İzmir'e 10 mil uzaklıktaki 3 kasaba yerle bir olmuştur. İzmir'den 1.5 saat uzaklıktaki bir dağ Carbon köyünün üzerine çökmüştür (heyelan).
10 Temmuz 1688		38,40	26,90	X	6,8	İzmir'de büyük tahribat olmuştur. Kıyıda kaymalar olmuştur. Bunun neticesinde, 30 m genişliğinde bir kanal açılmıştır. 15.-20.000 kişinin öldüğünden bahsedilir. Deprem büyük bir alanda hissedilmiştir ve Tsunami oluşmuştur.

2.10 Zemin ve Mühendislik Ana Kayası

Zemin veya ana kaya tanımları yapılabilmesi için S dalga hızı değerleri kullanılır. S dalga hızı 700 m/s' den küçük olan ortam zemin, 700 m/s' den yüksek olan ortamlar da ana kaya olarak tanımlanır (Kumar, 2007). Ana kaya kendi içinde mühendislik ve sismik ana kaya kavramları olarak ikiye ayrılır. Bu tanımda S dalga hız değerleri baz alınır. Mühendislik ana kayası, S dalga hızı 700-3000 m/s arasında değişir ve mühendislik ana kayası içinde dinamik kuvvet etkisiyle oluşan deformasyon değişimlerinin elastik sınırlar arasında oluştuğu kabul edilir. S dalga hızının 700 m/s' den daha küçük olan alanlarda ise deformasyon değişimleri elastik sınırları aşarak elastoplastik ve plastik deformasyon seviyelerine yaklaşılır. Bu nedenle, yapı yapılacak nokta ve yakın çevresindeki zeminin dinamik etkiler altında deformasyon değişimlerini araştırmak için mühendislik ana kaya seviyesi dikkate alınır.

Deprem dalgalarındaki genlik frekans değerlerinde zemin yüzeyine yaklaşırken oluşabilecek değişimleri araştırmak için sismik ana kaya seviyesi dikkate alınır. Ana kaya seviyesinin ortalama 30 metre ve daha 30 metreden az olması koşulunda VS_{30} hız değerleri esas alınır. Zemin-mühendislik ana kayası arasında kalan ortam içindeki deformasyon değişimlerini irdelemek için Quasi Transfer Spektrumu (QTS) kullanılır.

Zemin mühendislik ana kayası ayrımı S dalga hızının yanal ve düşey yönlerdeki sayısal değerlerine göre yapılır. 700<Vs araştırma derinliği boyunca in-situ yöntemlerle arazi çalışmalarından elde edilmesi gerekir. Ayrıca elde edilen derinlik-S dalga hızı profilinin gözlemsel ve kuramsal olarak elde edilen QTS arasındaki uyuma göre değerlendirilmesi gerekir. Zemin S dalga hızı derinlik profili optimize etmek için gerekli olan gözlemsel QTS Mikrotremor tek nokta istasyon ölçümlerinden hesaplanır.

Gözlemsel zemin transfer fonksiyonları ile ulaşılan en önemli bilgi ise, deprem-zemin-yapı ilişkisini tanımlamak için frekansa bağlı hesaplanan hız, ivme ve yer

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



Şekil 2.9 Zemin ve mühendislik ana kaya

Mühendislik ana kayası araştırmalarında, genel olarak S-Hızı değerinin >700 m/sn sonraki seviyeler mühendislik ana kayası olarak tanımlanır. Ayrıca, bu tanımın geçerli olabilmesi için bu seviyenin altında S-Hızı değerinin 700 m/sn den düşük olmaması ve bu hız değerinin artarak devam etmesi gerekir (Akgün ve diğer., 2013). Bu hız değerleri ortamın düşük gözenekli ve su içeriğinin çok çok az olmasını gerektirir. Bu koşulun sağlandığı derinliğe kadar mevcut katmanların S-Hızı, kalınlık ve yoğunluk değerlerinden oluşan düşey yönlü zemin profili olarak kabul edilir. Zemin ve mühendislik ana kayası ile zemin büyütmesi arasındaki ilişkisinin tam olarak kurulabilmesi için hem S-Hızı değeri>700 m/sn koşulunun araştırılması hem de zemin profilini oluşturan katmanların S-Hızı değerleri ile kalınlıkları ve yoğunluklarının saptanması gerekir. Ayrıca özdirenç değişimleri ile dolaylı olarak ortamın su içeriği ve gözenek miktarı hakkında destekleyici bilgiler sağlanabilir. Böylece depreme dayanıklı yapı tasarımında kullanılan zemin transfer fonksiyonu da yerinde ölçümlerle tanımlanmış olacaktır (Nath, 2007).

BÖLÜM ÜÇ
KURAMSAL BİLGİLER

3.1 Mikrotremor Yöntemi

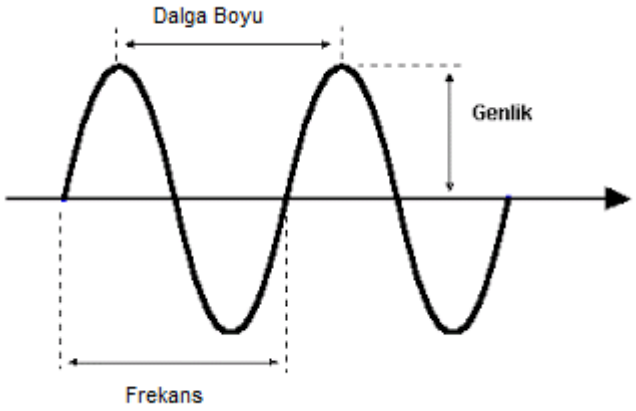
Yeryüzünde meydana gelen titreşimler genellikle sismik gürültü olarak adlandırılır. Periyot ve genlik kökenlerine göre bu sismik gürültüler mikrotremor veya mikroseism olarak adlandırılır. Mikrotremorlar, yerin veya yapıların çok küçük genlikli titreşimleridir. Mikrotremorlar rüzgâr, okyanus dalgaları, jeotermal reaksiyonlar, küçük magnitüdlü yer sarsıntıları gibi doğal etkenler yanında kültürel gürültü olarak tanımlanan başta trafik hareketleri olmak üzere insanların yaşam sürecinde neden oldukları hareketlilikten kaynaklanmaktadırlar. 1 saniyeden daha küçük periyoda sahip salınımlarda mikroseism olarak adlandırılmaktadır. Bu titreşimlerin genlikleri mikron mertebesindedir ve 10-8 cm ile 10-3 cm arasında değişir. Periyotları ise 0,1 saniye ile 10 saniye arasında değişmektedir. 0,1-1 saniye arasında olan mikrotremorların rüzgar, trafik ve diğer endüstriyel aktivitelerle oluşturulduğu, daha uzun periyotlu hareketlerin ise atmosferdeki alçak basınç okyanus etkileşmesi ile ilgilidir.

Periyot ;

Tam salınım arasındaki zaman süresine ya da bir titreşim için geçen süreye denir. Periyota "bir devir süresince geçen zaman" da diyebiliriz. Birimi saniyedir. Frekansla ters orantılıdır. Eşit zaman aralıklarında yinelenen harekettir.

$$T = \frac{1}{f} \tag{3.1}$$

burada; **T** periyot, **f** ise Frekanstır.



Şekil 3.1 Dalga boyu-Genlik İlişkisi

Genlik;

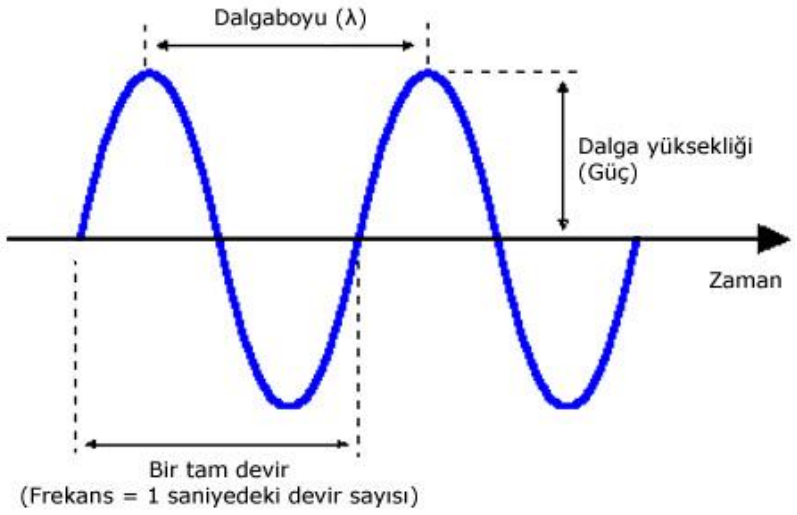
Periyot harekette maksimum düzey olarak tanımlanabilir genlik, bir dalganın tepesinden çukuruna kadar olan düşey uzaklığın yarısıdır. Kavramın kullanım alanları ışık, elektrik, radyo dalgaları v.s.dir.

Dalga boyu;

Bir dalga örüntüsünün tekrarlanan birimleri arasındaki mesafedir. Yaygın olarak Yunanca lamda (λ) harfi ile gösterilmektedir. Dalga boyu frekans ile ters orantılıdır, dolayısıyla dalga boyu uzadıkça frekans azalır.

$$f = \frac{\upsilon}{\lambda\prime} \tag{3.2}$$

Burada f frekans, υ dalga hızı, λ ise dalga boyu`nu sembolize eder.

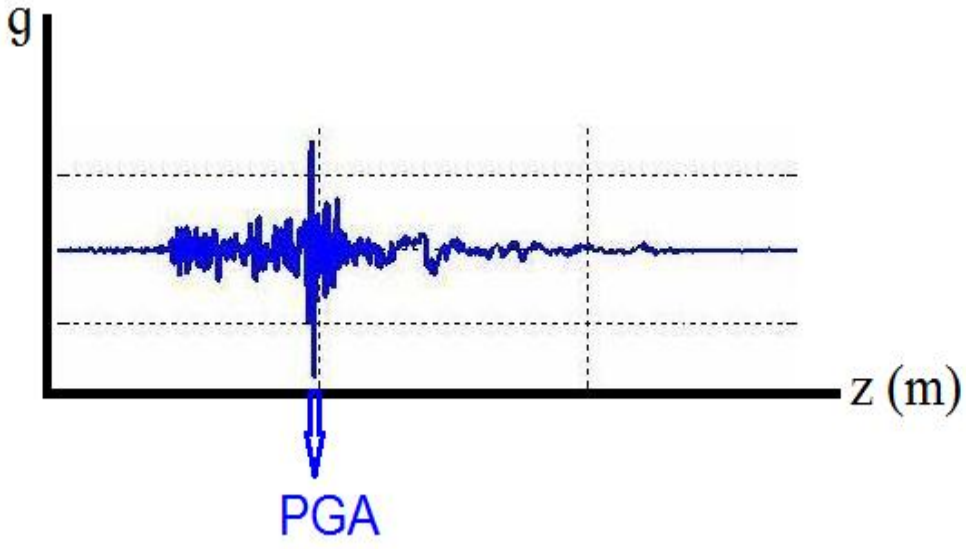


Şekil 3.2 Dalga boyu-Frekans İlişkisi

ω, açısal frekansı ifade eder, yapının doğal titreşim periyotu T ile arasında

$$\omega * \pi = 2\ T \qquad (3.3)$$

bağıntısı vardır.



Şekil 3.3 Deprem kuvveti PGA

Deprem Kuvveti = a_{max} x w

w = zemin tabaka eğriliği

Özet olarak;

- Uzun periyotlu (0,3-0,5 Hz. den daha küçük) mikrotremorların kaynağının okyanus dalgaları,
- Orta periyotlu (0,3-0,5 Hz ve 1 Hz arasında) mikrotremorların kaynağının deniz dalgalarının kıyıdaki yayılımından kaynaklandığı,
- Kısa periyotlu (1 Hz den daha büyük) mikrotremorların kaynağı günlük yaşam sürecindeki insan hareketliliği olduğu görülmektedir.

Mikrotremorların yüzey dalgaları ya da cisim dalgaları olup olmadığı hakkında ;

Kanai, mikrotremorların zemin tabakalarındaki S dalgalarının tekrarlı yansımaları sonucunda ortaya çıktıklarını belirtmiştir.

Wilson (1953) yılında İngiltere'nin farklı bölgelerinde 4 ile 100 Hz frekans aralığındaki mikrotremorları incelemiş ve üç bileşenli sismometre kullanarak yaptığı ölçümler sonucunda parçacık hareketini Rayleigh dalga tipine oldukça benzer olduğunu saptamıştır. Üç sismometre kullanarak yaptığı başka bir çalışmada ise frekansı 9.00 Hz'den yüksek olan mikrotremorların cisim dalgalarından, 0 Hz'e yakın olanların ise yüzey dalgalarında oluştuğunu belirlemiştir.

Aki (1957) yılında yapmış olduğu çalışmalarda mikrotremorların verilen bir frekansta belirli bir hıza sahip olan yüzey dalgaları olduğunu belirlemiş ve yatay hareketleri Love dalgaları olduğunu belirlemiştir.

Mikrotremorların periyot dağılım eğrileri büyük ölçüde zeminin ilk tabakasının özelliklerinin etkisinde kalmaktadır. Mikrotremor özellikleriyle yani en büyük genlik, ortalama, hâkim ve en büyük periyotlarla zemin sınıflaması yapılmaktadır. Kanai tarafından geliştirilen iki analiz yöntemiyle zemin dört ana gruba ayrılmıştır. Kanai, mikrotremor çalışmaları ile Japonya için dört tip zemin belirlemiştir. Japon bina yönetmeliğinde de belirtilen zemin grupları şunlardır.

1. Zemin; kaya, sert kumlu çakıl vs. içermekte, tersiyer veya daha yaşlı tabakalar olarak sınıflandırılmaktadır.

2. Zemin; kumlu, çakıl, kumlu sert kil, mil vs. içermekte, diluvial veya çakıllı alüvyon olarak yaklaşık 5 metre ya da daha fazla kalınlıklardaki tabakalardır.

3. Zemin; 5 metre veya daha fazla kalınlıklardaki alüvyon içermektedir.

4. yumuşak depozitler, çamur ve üst toprak tabakasını içeren alüvyon zeminler olup, tabaka kalınlığı 30 metre veya daha fazladır.

Tablo 3.1 Mikrotremörlerin ve mikroseismlerin kaynak ve dalga yapılarının karşılaştırılması (SESAME, 2004'den değiştirilmiştir).

	Doğal Kaynaklı	İnsan Kaynaklı
İsim	Mikroseism	Mikrotremör
Frekans	0,1 -f_{nh} (f_{nh} = 0,5 Hz -1 Hz)	f_{nh} >10Hz
Köken	Okyanus	Trafik/endüstri/insan aktivitesi
Dalga türü	Yüzey dalgaları	Yüzey+cisim dalgaları
Genlik değişkenliği	Okyanus fırtınalarıyla ilişkili	Gece/gündüz, haftaiçi/hafta sonu
Rayleigh /Love	Gelen dalga içeriği baskın olarak Rayleigh dalgasıdır	Karşılaştırılabilir genliklere sahiptir. Love dalgaları nispeten daha çok enerji taşır.
Temel /Yüksek Mod	Çoğunlukla temel mod	Yüksek frekanslarda yüksek modların olasılığı vardır (en az 2 tabaka durumu için)
Diğer yorumlar	Yerel dalga içeriği gelen dalga içeriğinden farklı olabilir	Bazı (monochromatic) tekdüze dalgalar çalışan makinelerle ilişkilidir.

3.2 Mikrotremor Ölçüm Yöntemleri

Arazi uygulamalarında, tek istasyon ölçüm yöntemi, iki istasyon ölçüm yöntemi ya da ikiden fazla istasyon ölçüm yöntemiyle ölçüm yapılmaktadır.

Tek istasyon yöntemiyle zamandan bağımsız ve farklı noktalarda, üç bileşen için titreşim kaydı alınmaktadır.

İki istasyon yöntemi yapılan çalışmalarda biri gezici diğeri ise daha önceden belirlenen sağlam bir zemin üzerinde referans noktası olacak sabit bir istasyon kullanılarak eş zamanlı ölçümler alınmaktadır. Bu ölçümlerde belirli grid noktaları kullanmak zorunluluğu yoktur. Ölçümlerin değerlendirilmesi sonucunda noktalar arasında interpolasyon uygulanarak haritalama yoluna gidilebilir.

Tek istasyon ölçüm yönteminin çalışmaların avantajı zamandan bağımsız olarak ölçüm alınabilmesidir ve buna bağlı olarak da kaynak özelliklerindeki değişimlerin elde edilen sonuçlar üzerindeki etkisinin azaltılabilmesidir. Bu yöntem ile alınan ölçümlerin değerlendirilmesi sonucunda zeminin hâkim periyodu tümüyle belirlenirken sağlam bir yapıya oran söz konusu olmadığından büyütme değerleri yaklaşık olarak elde edilebilecektir.

İki ya da daha fazla istasyon kullanılarak yapılan çalışmalarda, referans istasyonu ve gezici istasyon ile eş zamanlı olarak kayıt alma işleminde sabit ve gezici istasyon aynı kaynak ve dalga yayınım yolu etkisinde olmalıdır. İkiden fazla istasyon kullanıldığında genellikle, referans noktası olabilecek sert-kaya ortamından başlayan, daha gevşek zeminlere doğru ilerleyen belirli bir doğrultu üzerinde eş zamanlı ölçüm alınmaktadır.

3.3 Mikrotremorları Oluşturan Dalgalar

Mikrotemor gözlemleri deprem mühendisliğinde zemin koşullarının etkilerinin saptanmasında yaygın olarak kullanılmaktadır. Topoğrafik ve jeolojik koşullar

deprem esnasındaki yer hareketinin belirgin olarak büyümesine ve yerel değişimine neden olabilir. Başlangıçta araştırmacılar mikrotremorların tanımı hakkında farklı görüşleri savunmuşlardır. Kanai ve Tanaka (1961), mikrotemorların zemin tabakalarındaki S dalgasının tekrarlı yansımaları sonucunda ortaya çıktığını belirtmiştir. Kanai (1983), mikrotremorların düşey düzlemde polarize olmuş S dalgalarından oluştuğu kabulü ile yapmış olduğu çalışmalar sonucunda deprem kayıtları ile benzerlikler yakalamıştır. Ancak, bu yaklaşım diğer araştırmacılar tarafından kabul görmemiştir. Aki (1957), mikrotremorların kaynağının büyük bölümünün yüzey dalgalarından oluştuğunu ortaya koymuştur. Birçok araştırmacı mikrotremorların ağırlıklı olarak Rayleigh dalgası içerdikleri sonucuna ulaşmışlardır.

Araştırmacıların bir grubu gürültünün ağırlıklı olarak yüzey dalgalarından oluştuğu varsayımını yapmakta ve Y/D oranını düşey bileşende Rayleigh dalgaları baskın olduğu için, Rayleigh dalgalarının eliptikliği ile açıklamaktadırlar. Sediman ve ana kaya arasındaki empedans farkı yeteri kadar büyük olduğunda Y/D oranlarında temel frekans etrafında keskin pik elde edilir. (Nogoshi ve Iragashi, 1971; Konno ve Omachi, 1998). Nakamura (1989) ile başlayan çalışmalarda diğer bir grup araştırmacı da gürültünün hem yüzey hem de cisim dalgaları içerdiğini, hesaplanan Y/D oranlarında ise yüzey dalgalarının etkisinin yok edildiği ya da göz ardı edildiği varsayımı ile bu oranı S-dalgası transfer fonksiyonu olarak yorumlamışlardır. Bard (1998), yaptığı derleme çalışmasının sonuçlar bölümünde, gürültünün modellenebilmesinin ve Y/D oranlarının daha iyi anlaşılmasının, gürültünün içerdiği cisim ve yüzey (Rayleigh ve Love) dalgalarının göreceli oranlarının bilinmesi ile mümkün olabileceğine işaret etmektedir (İmamoğlu, 2003).

3.4 Mikrotremor Kayıtlarının Alınması

Mikrotremor kayıtlarının özellikle yerleşim ve endüstriyel faaliyetlerin yoğun olduğu kayıtların daha sakin ortamlarda ya da geceleri yapılması tercih edilmelidir. Ortalama 30 dk kayıt alınmalıdır.

3.5 Mikrotremor Kayıtlarının Değerlendirilmesi Aşaması

Mikrotremorların değerlendirilmesinde çeşitli teknikler kullanılır. Bu bölümde, bu tekniklerden en çok kullanılan dört tanesin ele alınacaktır.

3.5.1 Fourier Genlik ya da Güç Spektrumlarının Yorumlanması

Fourier dönüşümü ile elde edilen genlik spektrumları, analiz edilen dalganın bileşenlerinin frekans içeriğini ve dalganın hangi bileşeninin genliğinin büyük olduğunu gösterir. En büyük genliğe karşılık gelen frekans incelenen dalganın baskın frekansı olarak tanımlanır. Güç spektrumu genlik spektrumunun karesi olduğu için 1'den büyük genlikler büyütülürken, 1'den küçük genlikler küçültülmüş olacaktır. Böylece büyük genlikler daha belirgin hale gelecektir. En büyük genlik yine baskın frekansı temsil edecektir.

Katz (1976), Utah'ta yerel zemin jeolojisinin frekans bağımlı büyütme etkilerini belirlemek için mikrotremorların güç spektrumlarını kullanmıştır. Bu amaçla güç spektrumu için uzun zaman aralığında ki (>45 dk) mikrotremor verisini kullanmıştır. Güç spektrumlarında meydana gelen piklerin, Haskell-Thomson modeli ile elde edilen transfer fonksiyonlarından belirlenen piklerle uyumlu olduğu gözlenmiştir.

Birçok çalışmada, mikrotremor kayıtlarının yorumlanmasında, spektral genliklerin değerlendirilmesine gidilmiştir (Kanai ve Tanaka, 1954; Kobayashi ve diğer., 1986).

Gutierrez ve Singh (1992), Akapulko'da yaptıkları çalışmada kaya üzerinde ilgilendikleri frekans aralıkları için mikrotremorların spektrumlarının düz olduğunu gözlemişlerdir. Yumuşak zemin üzerinde aldıkları mikrotremorların doğrudan Fourier spektrumlarını almışlar ve referans istasyonunda ölçülen genlik seviyesini düzelterek yerel transfer fonksiyonunu belirlemişlerdir. Buna benzer bir yaklaşım da güç yoğunluğu spektrumudur. Lermo ve Chavez-Garcia, (1993) standart FFT (Fast

Fourier Transform) kullanarak spektral genlikleri hesaplamışlar ve Fourier genlik ve güç yoğunluğu spektrumu arasında temelde farklılık olmadığını gözlemişlerdir.

3.5.2 Zemin Transfer Fonsiyonu

Nakamura'nın, gürültünün yüzey dalgası ve cisim dalgalarından oluştuğu ve Y/D oranlarında yüzey dalgası etkisinin yok edildiği varsayımı izlendiğinde (Nakamura, 1986) yer etkisi ağırlık fonksiyonu $h[n]$ olan doğrusal bir dizgenin girdi; $x[n]$ ve çıktı, $y[n]$ ilişkisi (Şekil 3.4) evrişim bağıntısı ile verilir,

$$y[n] = x[n] * h[n] \tag{3.4}$$

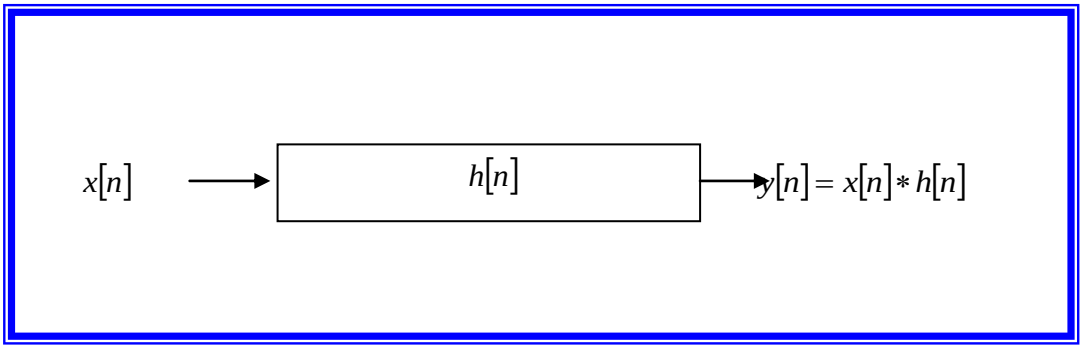
Zaman ortamındaki evrişimin frekans ortamındaki ifadesi izleyen eşitlik (3.5) ile verilir.

$$Y[\Omega] = X[\Omega] \cdot H[\Omega] \tag{3.5}$$

ve eşitlik, sistemin transfer fonksiyonunu belirtecek şekilde düzenlenirse,

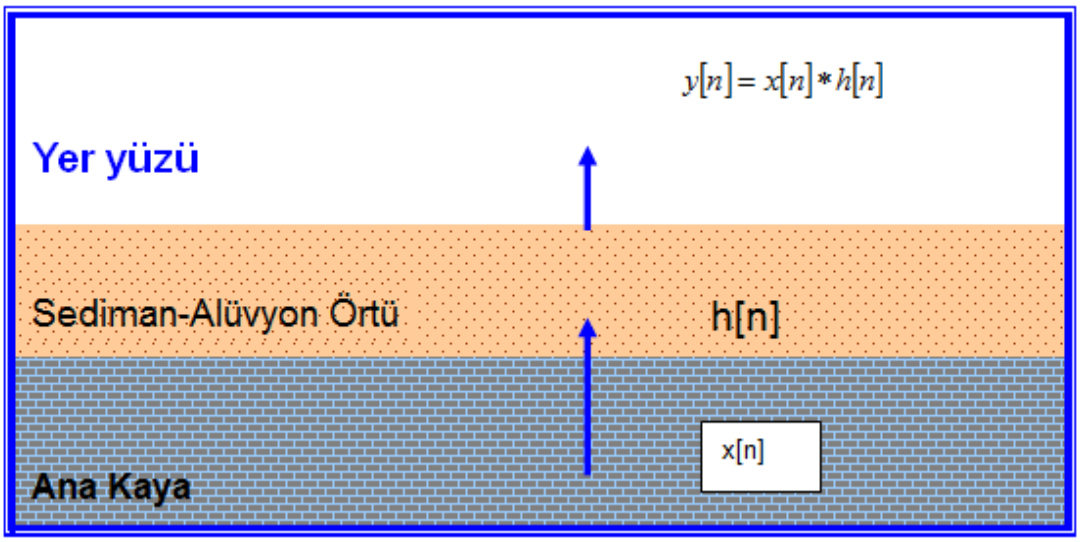
$$H[\Omega] = \frac{Y[\Omega]}{X[\Omega]} \tag{3.6}$$

bağıntısı elde edilir.



Şekil 3.4 Basit bir doğrusal dizgenin gösterimi

Basit bir yer içi modeli için eşitlik (3.6)'ya karşılık gelen fiziksel model Şekil 3.5'de verilmektedir.



Şekil 3.5 Basit bir yer içi modeli için doğrusal dizge yaklaşımına uygun gösterim.

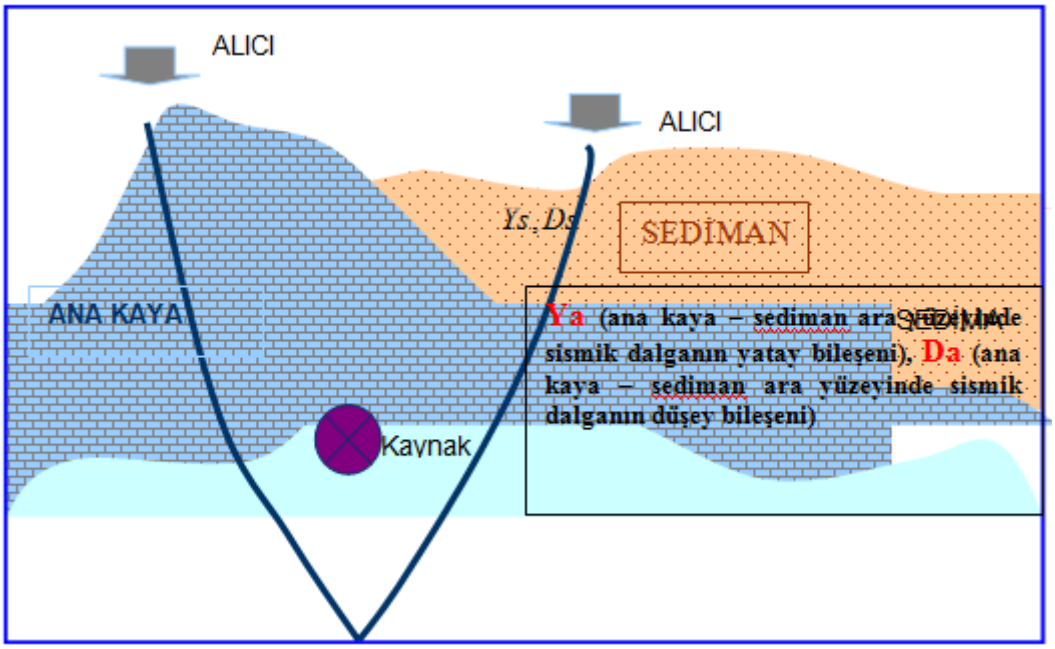
Şekil 3.5'de verilen fiziksel modelde yer etkisinin (transfer fonksiyonunun) hesaplanması için sisteme giren, $x[n]$, ve sistemden çıkan, $y[n]$, büyüklüklerinin bilinmesi gereklidir. Şekil 3.5'deki model için,

$x[n]$**:** ana kayada düşey doğrultuda ilerleyen, ana kaya – sediman ara yüzeyinde kaydedilen sismik dalga,

$y[n]$**:** ana kayadan sedimana giren, sedimanda düşey doğrultuda hareket eden, sediman – yer yüzü ara yüzeyinde kaydedilen sismik dalgadır (Şekil 3.5).

$x[n]$ ve $y[n]$'nin kaydedilmesi ile sistemin transfer fonksiyonu $h[n]$, (3.4) bağıntısından hesaplanabilir. Ancak alıcıyı sediman - ana kaya derinliğine yerleştirmek için açılacak olan sondaj pahalı ve zaman isteyen bir işlemdir. Bu nedenle kayıt, sediman altında bulunan ana kayanın yeryüzünde mostra verdiği bir yerde ve eş zamanlı olarak sediman üzerinde alınır.

Bu durumda iki kayıtçıyı eş zamanlı olarak kullanmak zorunlu olur. Bu yöntem, bugüne kadar pek çok araştırmacı tarafından yer etkisini hesaplamak için kullanılmıştır (Lachet ve diğer., 1996; Diagourtas ve diğer., 2001).



Şekil 3.6 İki istasyon yönteminin uygulanmasında kullanılan fiziksel model.

Şekil 3.6' da iki istasyon tekniğinin uygulaması verilmektedir. Şekilde kullanılan parametreler;

Ys : sediman – yeryüzü ara yüzeyinde sismik dalganın yatay bileşeni

Ds : sediman – yeryüzü ara yüzeyinde sismik dalganın düşey bileşeni

Ya : ana kaya – sediman ara yüzeyinde sismik dalganın yatay bileşeni

Da : ana kaya – sediman ara yüzeyinde sismik dalganın düşey bileşendir.

Bu bileşenlerin frekans ortamı tanımlamaları $Ys[\Omega], Ds[\Omega], Ya[\Omega], Da[\Omega]$ olarak verildiğinde (1) bağıntısını kullanarak transfer fonksiyonu $T[\Omega]$

$$T[\Omega] = \frac{Ys[\Omega]}{Ya[\Omega]} \tag{3.7}$$

olarak yazılır

3.5.3 Referans Noktasına Göre Spektral Oran Hesaplanması

Bu teknikte, ölçü noktalarından biri kaya üzerinde seçilir ve bu nokta referans olarak alınır. Yumuşak zemin üzerinde alınan kayıt ile referans noktasındaki kayıtta ortak bir pencere alınabildiği durumlarda spektral oran tekniği, zayıf ve kuvvetli yer hareketi değerlendirmesinde yaygın olarak kullanılır. Genellikle, sismogramın S dalgası kısmı pencereleme yapılarak alınır ve bunların düzgünleştirilmiş Fourier genlik spektrumlarının oranı, yumuşak zemin ve referans noktası arasındaki transfer fonksiyonunu verir. Bu teknik, mikrotremorlara Kagami ve diğer., (1982) tarafından uygulanmış ve olumlu sonuçlar bulunmuş, ancak Seo, (1992) tarafından yapılan uygulamada ise olumlu sonuç elde edilememiştir.

Spektral oran tekniğinin mikrotremorlara 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. Bu yöntem ilk olarak Borcherdt, (1970) tarafından deprem ivme kayıtlarına uygulanmıştır. Bu yöntemde mikrotremor kaydı, hem seçilen referans noktasında (VR, HR) hem de alüvyon (yüzeyde VS, HS; tabanda VB, HB) birimde alınır. Elde edilen tüm kayıtlar frekans ortamına aktarılarak her bir kayda ait bileşenlerin genlik spektrumları hesaplanır.

Alüvyon birimde alınan ölçüm noktalarına ait spektrumların her biri, referans noktasında alınan kaydın genlik spektrumuna oranlanır. Bu şekilde her bir ölçü noktası ile referans noktası arasındaki Transfer fonksiyonu elde edilmiş olur. Yöntemin zorluğu çalışılan bölgede kolayca referans noktasının bulunmaması ve hem referans noktası hem de alüvyon birim üzerinde alınan ölçüm noktası için ortak bir veri penceresinin seçilmesindeki zorluktur. Bu ise, birden fazla pencere alınması ile aşılmaktadır (Dikmen, 2006).

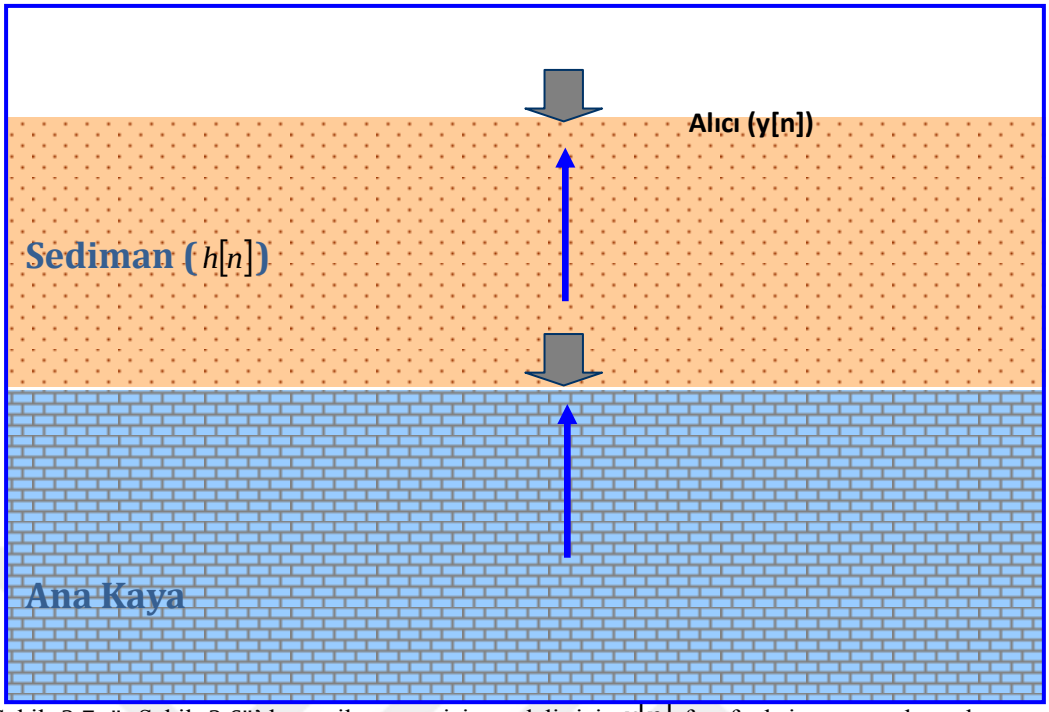
Spektral Oran yönteminde, ölçüm noktasının genlik spektrumu:

$$R(f) = E(f).P(f).S(f) \tag{3.8}$$

bağıntısı ile tanımlanır.

(3.8) bağıntısında E(f) kaynak etkisini, P(f) dalga yolu etkisini ve S(f) zemin etkisini gösterir. Temel kayada ve alüvyon birimde kaynak ve dalga yolu etkileri aynı olacağından birbirine oranı yalnızca alüvyon etkisini gösterecektir.

İki istasyon yönteminde tek varsayım ana kaya üzerinde kaydedilen sinyalin, sediman – ana kaya ara yüzeyine ulaşan sinyalin karakteristiğinde olmasıdır. Bu yöntemle ışın yolu (ray path) ve kaynak etkisi giderilir. İki istasyon tekniğinin mikrotremor kayıtlarına uygulanmasında karşılaşılan en temel problem, spektral oranlamada kullanılan iki istasyon için ortak dalga trenini tanımlamadaki güçlüktür. Bu problem ya sismogramın görünüşüne bakmadan sadece mutlak zaman pencereleri seçilerek, ya da verilen istasyonda bir çok pencerenin ortalaması herhangi bir zamandaki hareketin karakteristiği olarak alınıp çözümlenebilir. Yöntemin mikrotremor verileri için başarılı (Kagami ve diğer., 1982) ve başarısız sonuçlar verdiği (Seo, 1992) durumlar vardır.

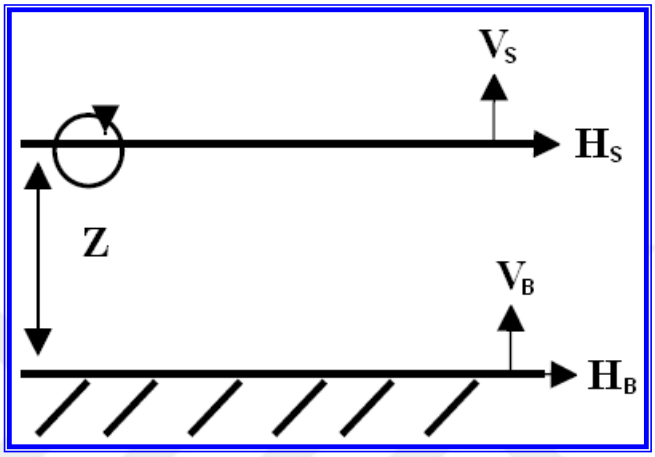


Şekil 3.7 " Şekil 3.6"'da verilen yer içi modeli için x[n] transfer fonksiyonunun hesaplanmasında kullanılan kayıtlar.

3.5.4 Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi (Nakamura Yöntemi, H/V)

Yatay/Düşey spektral oran yöntemi Japonya'da çeşitli yerlerde alınan güçlü hareket kayıtları kullanılarak bulunmuştur. Yöntemin temeline bakıldığında Nakamura'ya göre mikrotremorları oluşturan Rayleigh türü dalgalardır ve bunlar yüzey kaynakları tarafından yaratılır. Bu dalga türü tabakalı bir ortamda hem yatay hem de düşey hareketlerden eşit şekilde etkilenmektedir. Nakamura, (1989) mikrotremorların derinden değil, yüzeyden ve yüzeye yakın yersel, sismometreye yakın noktalardan gelen titreşimlerden (trafik, şehir gürültüleri vb.) oluştuğunu varsaymakta ve derinden kaynaklanan katkıları ihmal etmektedir. Nakamura yöntemine göre gürültü titreşimlerinin düşey bileşenleri zemin tabakalarından etkilenmezler. Buna karşılık yatay bileşenler, zemin tabakalarının sahip olduğu düşük hız ve yoğunluğa bağlı olarak önemli büyütmelere uğrarlar. Böylece yatay bileşen kayıtların spektrumlarının düşey bileşen kayıtların spektrumlarına oranlanması zemin transfer fonksiyonunun elde edilmesini sağlar. Yöntem mikrotremorları, yarı sonsuz ortam üzerine uzanan tek tabakalı bir ortamda yayılan

Rayleigh dalgaları yaklaşımı ile açıklamaya çalışmıştır. Fourier frekans bölgesinde dört adet genlik spektrumu tanımlanmaktadır. Bunlar yüzeydeki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine (HS, VS) ait genlik spektrumları ve üstteki yüzey tabakasının tabanındaki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine (HB, VB) ait genlik spektrumlarıdır.



Şekil 3.8 Nakamura (1989) tarafından mikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerilen basit model.

Z: zemin tabakasının kalınlığı Nakamura yukarıdaki kabulleri yaptıktan sonra VS yüzeydeki, VB yüzey tabakasının tabanındaki hareketlerin düşey bileşenleri olmak üzere; mikrotremor hareketlerini frekansın bir fonksiyonu olarak şöyle tanımlar (Dikmen, 2005):

$$A_{S(w)} = \frac{V_S(w)}{V_B(w)} \qquad (3.9)$$

Gözlem noktasındaki transfer fonksiyonu, temel ve yüzeydeki yatay bileşenlerin spektral oranı olarak tanımlanır (3.9).

$$E_{S(w)} = \frac{H_S(w)}{H(w)} \qquad (3.10)$$

Nakamura, (1989) bu şekilde ölçüm noktasının (3.10) bağıntısında verilen transfer fonksiyonu $S_E(\omega)$'nın, (3.7) bağıntısında verilen kaynak etkisini gösteren $A_S(\omega)$'a

oranlanarak, kaynak etkisinin ölçüm değerlerinden uzaklaştırılabileceğini göstermiştir. Bu orana $S_M(\omega)$ denirse;

$$S_M(w) = \frac{S_E(w)}{A_S(w)} = \frac{\frac{H_S(w)}{H_B(w)}}{\frac{V_S(w)}{V_B(w)}} = \frac{H_S(w)}{H_B(w)} \cdot \frac{V_B(w)}{V_S(w)}$$

$$S_M(w) = \frac{H_S(w)}{V_S(w)} \cdot \frac{V_B(w)}{H_B(w)}$$

$$S_M(w) = R_S(w).R_B(w) \quad (3.11)$$

(3.11) bağıntısı elde edilir. Nakamura'ya göre mühendislik amaçlı çalışmalarda ilgilenilen frekans aralığında (1-20 Hz), $R_B(\omega)$ yaklaşık 1'e eşittir. Böylece $RS(\omega)$ olarak verilen transfer fonksiyonu yüzeyde ölçülen mikrotremor verisinden elde edilebilir.

$$R_B(w) = \frac{V_B(w)}{H_B(w)} \quad (3.12)$$

(3.12) eşitliğinin kullanılması ile yer etkisi, hareketin yüzeydeki yatay ve düşey bileşenleri cinsinden tanımlanmış olur. Nakamura yöntemi referans noktası gerektirmeyen bir yöntem olarak, sismik yoğunluğun az olduğu veya temel kayanın bulunmadığı alanlarda kolayca uygulanabilen bir yöntemdir (3.13).

$$S_M(w) = \frac{H_S(w)}{V_S(w)} \quad (3.13)$$

Nakamura, (1989) tarafından önerilen Yatay/Düşey spektral oran yönteminin geçerliliği ile ilgili sayısal modeller Lermo ve Chavez-Garcia, (1994) tarafından yapılmıştır. Lermo ve Chavez-Garcia, (1994) Mexico City, Oaxaca ve Acapulco' da jeolojik özellikleri birbirinden farklı olan bölgelerde mikrotremor ve kuvvetli yer hareketi kayıtları almışlardır. Elde edilen mikrotremor ve kuvvetli yer hareketi kayıtlarına Standart Spektral Oran (SSO) ve Yatay/Düşey Oran (H/V) yöntemini

uygulayarak elde edilen oranların sonuçlarını ve genlik spektrumlarını karşılaştırmışlardır.

3.5.5 Sıfır Kesme Yöntemi (Kanai Yöntemi)

Kanai ve Tanaka (1961), tarafından önerilen sıfır kesme yönteminde mikrotremor kaydından herhangi iki dakikalık kısım alınarak sıfır kesme noktaları arasındaki uzaklık ölçülmekte ve bu uzaklıkların iki katı, peryod olarak kabul edilmektedir. Bulunan periyotlar yatay eksende ve her bir periyoda ait yineleme sayıları (frekans) düşey eksende işaretlenerek peryod dağılım eğrisi oluşturulur. Bu dağılım eğrisinin doruk noktasına karşılık gelen peryod, en çok tekrarlanan peryod olup baskın periyodu verecektir.

Kanai ve Tanaka (1961), yaptıkları çalışmalarda yer yapısının basit ve tek tabakalı olduğu durumlarda mikrotremor verilerinin spektrumunda, 0,1-0,6 sn arasında keskin bir şekilde doruk (pik, tepe) oluşumu görüldüğünü açıklamışlardır. Diğer yandan yer yapısı karmaşık olduğunda birden fazla doruk görülmektedir. Bu değerler 0,2 sn' den kısa ve 1 sn'den uzun periyotlarda gözlenmektedir..

Mikrotremorun ortalama peryodunun zamanla fazla değişmediğini, ancak, gündüz yapılan gözlemlerin genliklerinin gece alınan gözlemlerinkine göre oldukça büyük olduğunu gösterir. Farklı yerlerde alınmış mikrotremorların gece ve gündüz genlik ve peryod değişimlerini gösteren aşağıdaki belirtilen şekillerde ki gibi bu niceliksel ilişki yere göre değişir. Bu değişim Kanai, (1983) tarafından

$$\text{Gece genliği} = 0{,}3*(\text{gündüz genliği})^{1{,}5} \qquad (3.14)$$

olarak ilişkilendirilmiştir.

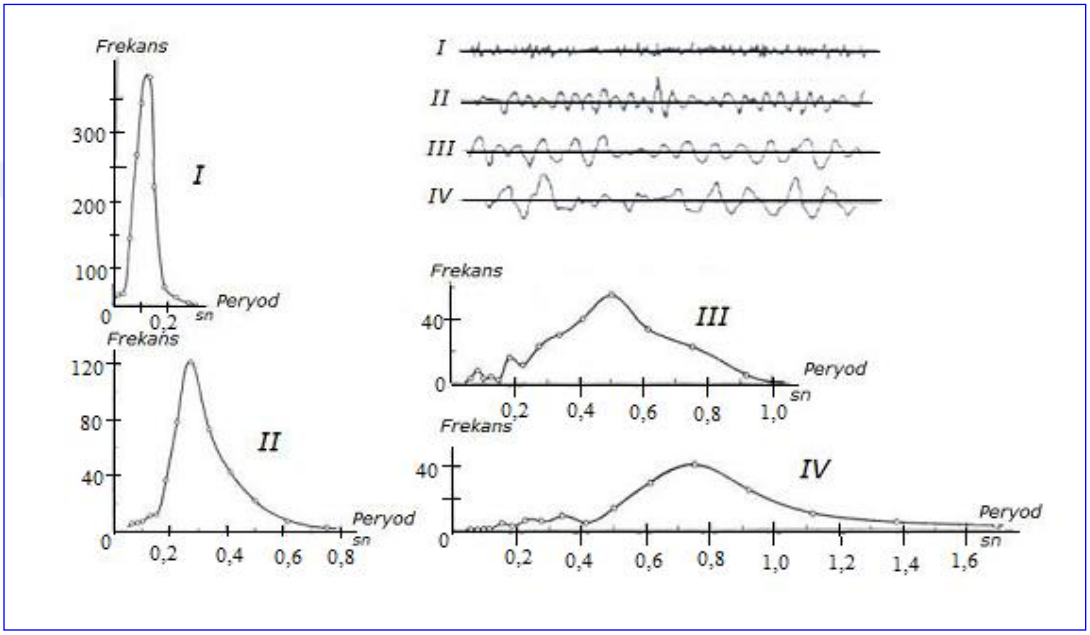
Bu yöntemle değerlendirilen mikrotremorlardan elde edilen ortalama peryod, en büyük peryod, baskın peryod ve en büyük genlik arasındaki ilişkiye dayanan zemin sınıflaması (Şekil 3.10(A) ve 3.10(B));

I. Kaya, sert kumlu çakıl vb içeren tersiyer ya da daha yaşlı tabaklar,

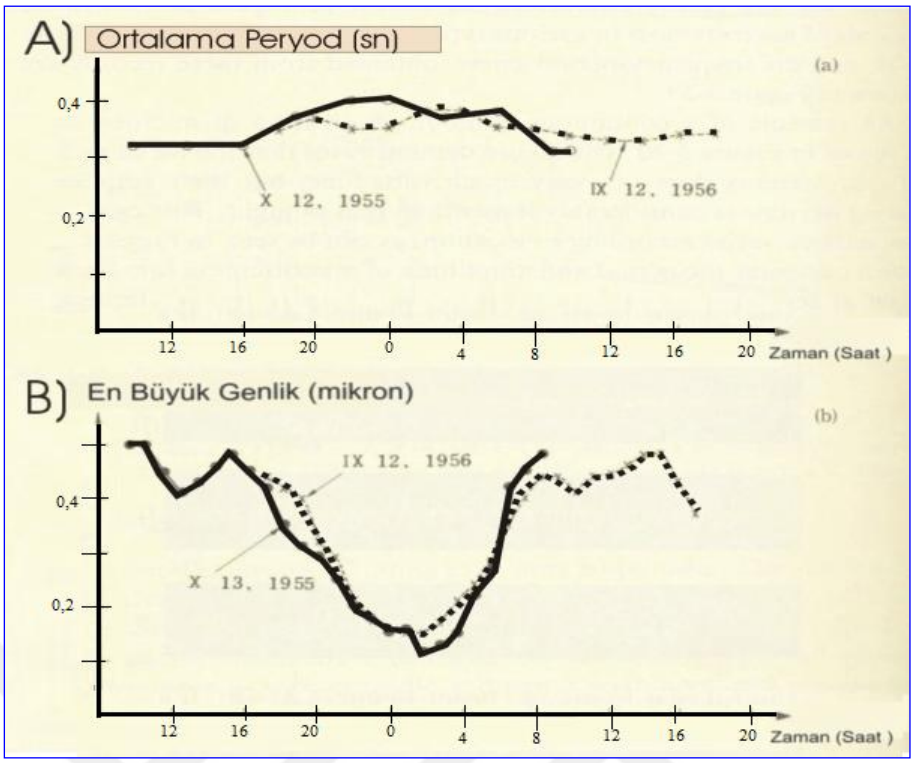
II. Yaklaşık 5 metre ya da daha kalın; kumlu çakıl, kumlu sert kil ve benzeri malzemelerin oluşturduğu çakıllı alüvyon katmanı,

III. Kalınlığı 5 metre ya da daha fazla olan alüvyon katman,

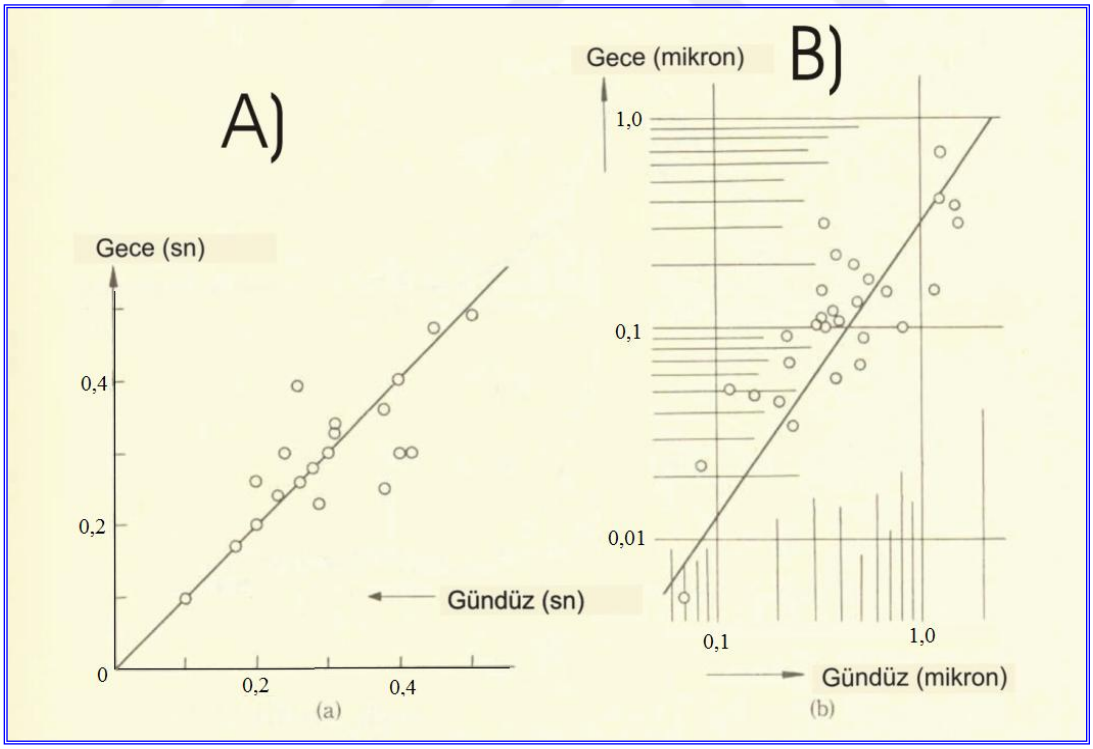
IV. Alüvyonlu kalınlığı 30 metreden fazla olan, yumuşak vadi dolguları, çamur ve üst toprak katmanlarından oluşan tabaka şeklindedir.



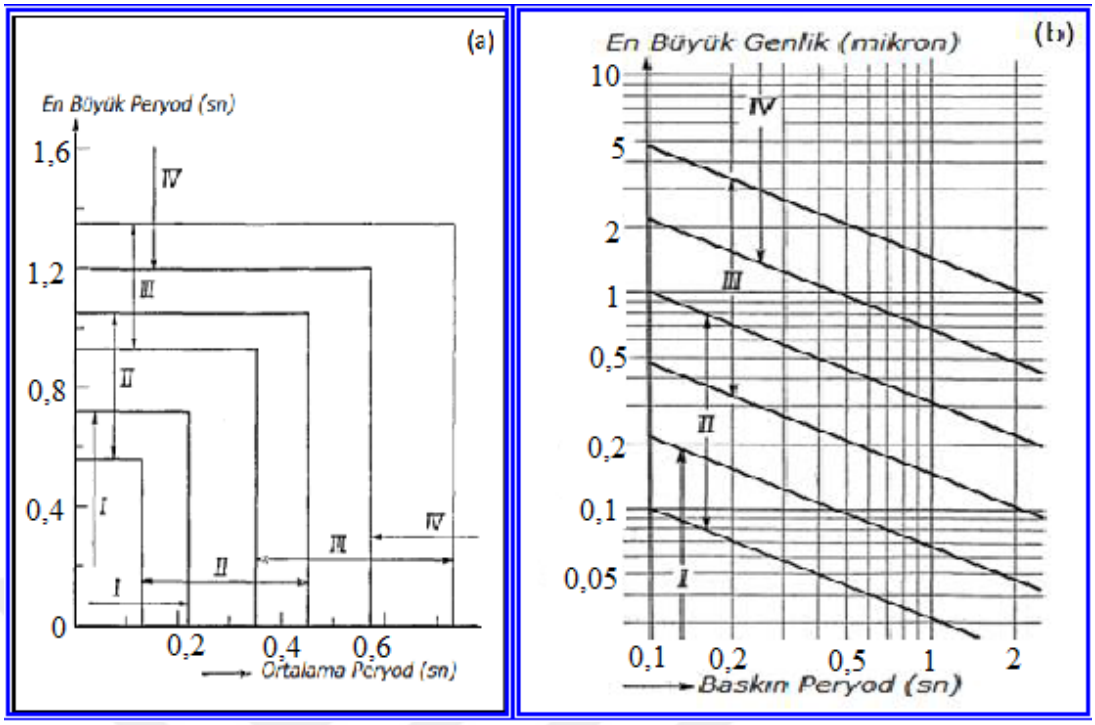
Şekil 3.9 Mikrotremorların frekans-periyod dağılımları (Kanai ve Tanaka, 1961).



Şekil 3.10 Sürekli olarak ve 24 saat boyunca alınmış mikrotremor kaydı: A)Ana Peryod, b) En Büyük Genlik (Kanai, 1983).



Şekil 3.11 Farklı yerlerde alınmış mikrotremorların gece ve gündüz genlik ve peryod değişimlerini (Kanai, 1983).



Şekil 3.12 Mikrotremorlardan elde edilen: A) Ortalama peryod, En büyük peryod, B) Baskın peryod, En büyük genlik arasındaki ilişkiye dayanan zemin sınıflaması (Kanai, 1983).

3.5.6 Mikrotremör ve Hâkim Titreşim Periyodu

Yapı ve zemindeki titreşimcikler, sismometre yardımıyla hız, ivme veya yer değiştirme türünden sismometre ile kaydedilebilirler. Bu veriler iki yatay yön ve düşey yön olmak üzere üç bileşene sahiptir. Mikrotremör verileri Nakamura yöntemine göre değerlendirilmiştir. Nakamura, yüzeydeki hareketin yatay ve düşey doğrultulardaki bileşenlerine ait genlik spektrumları ve yüzey tabakasının tabanındaki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumları olmak üzere, Fourier frekans bölgesinde dört adet genlik spektrumu tanımlamaktadır. Nakamura, mikrotremörler yarı uzay üzerinde uzanan tek tabakalı bir ortamda yayılan Rayleigh dalgaları yaklaşımı ile açıklamıştır. Buna tanımlama ile mikrotremörlerin yüzeyden ve yüzeye yakın yersel sismometreye yakın noktalardan gelen titreşimler olduğunu belirlemiştir. Düşey yöndeki hareketler, yatay tabaka tarafından büyütülmez ve yüzeydeki bölgesel titreşimlerin tabandaki harekete etkisi olmaz.

Aşağıdaki eşitliğin kullanılarak Nakamura (H/V) spektrumunun (spektral oran, SO) hesaplanması önerilmiştir.

$$SO = \frac{\frac{[KG^2(W) + DB^2\ (W\ )]\ ^{0,5}}{UD^2(W)}}{UD^2(W)} \qquad (3.15)$$

Burada;
SO: Nakamura (H/V) spektrumu
KG(w) : K–G yönlü en büyük genlik
DB(w) : D–B yönlü en büyük genlik
UD(w) : Düşey yönlü en büyük genlik

3.5.7 Sesame Koşulları

Sesame Projesi kapsamında yürütülen çalışmalar H/V eğrilerinin hesaplanması aşamasındaki "güvenilirlik koşulları" nı maddeler halinde ortaya koymaktadır. Aynı şekilde H/V eğrilerinde görülen dorukların bir zemin rezonans frekansına işaret edecek derecede belirgin olup olmadığını da "belirgin doruk koşulları" olarak maddeler halinde incelemektedir.

3.5.7.1 Güvenilirlik Koşulları

Tablo 3.3'de SESAME Projesi kapsamında ortaya koyulan ve bir H/V eğrisi hesaplaması için güvenilirlik koşulları ve H/V eğrilerinde görülen dorukların belirginlik koşulları maddeler halinde verilmiştir.

Güvenilirlik koşulları; veri işlem aşamasında seçilen pencere sayısı, pencere uzunluğu gibi parametreleri, tahmin edilen hakim frekansa bağlı denetleyen koşullardır. Güvenilirlik koşullarından birincisinde tahmin edilen hakim frekans (f_0) ile seçilen pencere uzunluğu (Lw) arasında;

$$f_0 > 10/L_w \quad (3.16)$$

şeklinde bir bağıntı tanımlanmıştır. Buna göre tahmin edilen hakim frekans, ölçüm noktası için 0,5 Hz ise, H/V eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan pencere uzunluğu en az 20 sn olmalıdır. 20 sn'den daha kısa seçilen pencere boyuyla, 0,5 Hz veya daha küçük değerlerde hakim frekans tespit etmek güvenilir değildir. Güvenilirlik şartlarından ikincisi; seçilen pencere sayısı da beklenen hakim frekansı tespit etmeye yeterli olmalıdır. Bunun için tahmin edilen hakim frekans (f_0), pencere uzunluğu (L_w) ve pencere sayısı (n_w) arasında;

$$n_c(f_0) = L_W * n_W * f_0 \quad (3.17)$$

$$n_c(f_0) > 200 \quad (3.18)$$

şeklinde bir bağıntı tanımlanmıştır. Buna göre belirgin devirlerin sayısı olan $n_c(f_0)$ değeri 200'den büyük olmalıdır. Tablo 3.2 yukarıda açıklanan maddeleri özetlemektedir. Tahmin edilen hakim frekans (f_0)'a bağlı olarak seçilmesi gereken pencere sayısı, pencere uzunluğu, kayıt süresi gibi parametreler özetlenmiştir.

Tablo-3.2'nin arazi çalışması yapılmadan önce incelenmesi, kayıt süresini doğru belirleme açısından faydalıdır.

Tablo 3.2 Tahmin edilen hakim frekansa bağlı kayıt süresi, pencere uzunluğu (sn) ve pencere sayısını gösterir tablo

f_0 (Hz)	L_w (sn) için minimum değer	Minimum toplam döngü sayısı (n_c)	Minimum pencere sayısı	Kullanışlı minimum sinyal süresi (sn)	Önerilen minimum kayıt uzunluğu
0,2	50	200	10	1000	30'
0,5	20	200	10	400	20'
1	10	200	10	200	10'
2	5	200	10	100	5'
5	5	200	10	40	3'
10	5	200	10	20	2'

Son güvenilirlik koşulu ise H/V eğrisi elde edildikten sonra standart sapma değerlerini denetleyen bir koşuldur. $0,5*f_0$ ile $2*f_0$ arasındaki frekans değerlerine karşılık gelen genlik değerlerinin standart sapmaları $\sigma_A(f)$, $f_0 > 0,5$ Hz olması durumunda 2'den küçük; $f_0 < 0,5$ Hz olması durumunda 3'den küçük olmalıdır. Formül olarak gösterimi;

$$\sigma_A(f) < 2 \quad 0,5f_0 < f < 2f_0 \text{ eğer } f_0 > 0.5\text{Hz} \tag{3.19}$$

$$\sigma_A(f) < 3 \quad 0.5f_0 < f < 2f_0 \text{ eğer } f_0 < 0.5\text{Hz} \tag{3.20}$$

denilebilir. (SESAME, 2004).

3.5.7.2 Belirgin Doruk Koşulları

SESAME tarafından belirgin doruk koşulları kapsamında, H/V eğrilerinin genlik değerleri ve genliklerin standart sapmaları, doruk frekansı ve sapma değerleri inceleme altına alınmıştır. Bu incelemeler sonrasında Tablo 3.3'de yer alan belirgin

doruk koşulları ortaya koyulmuş ve elde edilen bir doruğun belirgin doruk olabilmesi için bu şartlardan en az 5 tanesini sağlaması gerektiği belirtilmiştir (SESAME, 2004). Belirgin doruk koşulları şu şekilde sıralanabilir;

1) H/V eğrisi doruk frekansında genlik değeri (A_0) 2'den büyük olmalıdır.

$$A_0 > 2 \tag{3.21}$$

2) $f_0/4$ ile f_0 arasındaki her bir frekans değerine (f^-) karşılık gelen genlik değeri, doruk frekansın genlik değerinin yarısından küçük olmalıdır.

$$f^- \epsilon [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0/2 \tag{3.22}$$

3) f_0 ile $4*f_0$ arasındaki her bir frekans değerine (f^+) karşılık gelen genlik değeri, doruk frekansın genlik değerinin yarısından küçük olmalıdır.

$$f^+ \epsilon [f_0, f_0*4] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0/2 \tag{3.23}$$

4) f_0 frekansının standart sapma eğrilerinde de tepe noktası gerçek f_0 'ın %5'lik (artı ve eksi) sınırları içinde olmalıdır.

$$f_{peak}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\% \tag{3.24}$$

5) Bu madde Tablo 3.3'den okunan değerlere göre değerlendirilir. Baskın frekans için standart sapmanın sınırlarını belirler.

$$\sigma f < \varepsilon(f_0) \tag{3.25}$$

6) Bu madde Tablo 3.3' den okunan değerlere göre değerlendirilir. Frekans değerine bağlı, genliğin standart sapmasının sınırlarını belirler.

$$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0) \qquad (3.26)$$

Tablo 3.3 SESAME koşullarına göre H/V eğrilerinde güvenilirlik ve belirgin doruk koşulları.

Güvenilir bir H/V eğrisi için koşullar

i) $f_0 > 10/ L_w$

ii) $n_c (f_0) > 200$

iii) $\sigma_A (f) < 2$ $0{,}5f_0<f<2f_0$ eğer $f_0 >0{,}5$ Hz

veya $\sigma_A (f) < 3$ $0{,}5f_0<f<2f_0$ eğer $f_0 <0{,}5$ Hz

Belirgin H/V doruk için koşullar

(Koşuldan en az tanesi sağlanmalıdır)

i) $A_0 > 2$

ii) $\exists f^- \in [f_0/4, f_0]$ l $A_{H/V} (f^-) < A_0/2$

iii) $\exists f^+ \in [f_0,4f_0]$ l $A_{H/V} (f^+) < A_0/2$

iv) $f_{peak} [A_{H/V} (f) \pm \sigma_A (f)] = f_0 \pm 5\%$

v) $\sigma f < \varepsilon(f_0)$

vi) $\sigma_A (f_0) < \theta(f_0)$

- L_w= pencere uzunluğu (sn)
- N_w=pencere sayısı
- $n_c = I_w \cdot n_w \cdot f_0$ = belirgin devirlerin sayısı
- f = kullanılan frekans
- $f_{sensör}$ = sensörün kesme frekansı
- f_0 = H/V doruk frekansı
- σf =H/V doruk frekansının standart sapması ($f_0 \pm \sigma f$)
- $\varepsilon(f_0)$ = denge şartı için eşik değeri $\sigma f < \varepsilon(f_0)$
- A_0 = f_0 frekansının H/V doruk genliği
- $A_{H/V}$ (f) = f frekansındaki H/V eğrisi genlik değeri
- f= $A_{H/V}$ (f) < $A_0/2$ için $f_0/4$ ve f_0 arasındaki frekans değerleri
- $f^+ = A_{H/V} (f^+) < A_0 /2$ için f_0 ve $4f_0$ arasındaki frekans değerleri
- $\sigma_A (f)$ = $A_{H/V}$ (f)' nin standart sapması, σ_A (f), $A_{H/V}$ (f) eğrisinin çarpılması veya bölünmesi gereken değer
- $\sigma_{log\ H/V}$ (f) =log$A_{H/V}$(f) eğrisine eklenmesi veya çıkarılması gereken mutlak değer
- $\theta(f_0)$ = denge şartı için eksik değeri $\sigma_A (f) < \theta(f_0)$

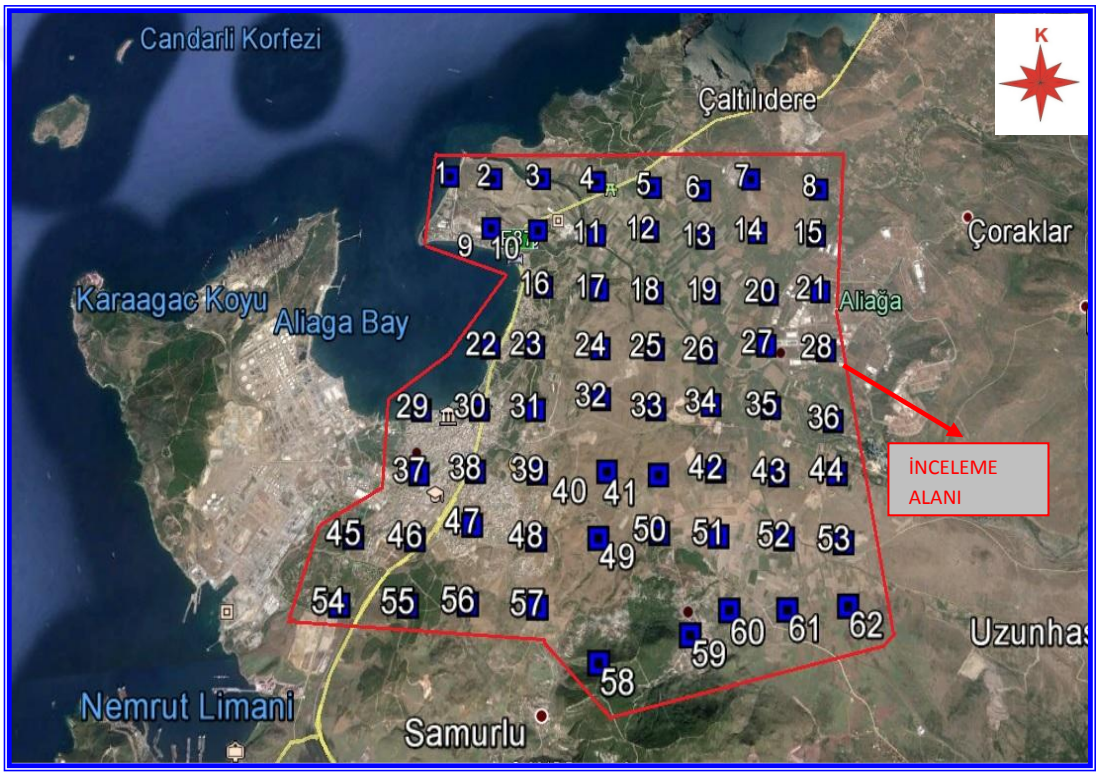
σf ve $\sigma_A (f_0)$ için eşik $f_0$değerleri

Frekans aralığı [Hz]	< 0,2	0,2 - 0,5	0,5 - 1,0	1,0 - 2,0	> 2,0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0,25 f_0	0,20 f_0	0,15 f_0	0,10 f_0	0,05 f_0
$\sigma_A (f_0)$ için $\theta(f_0)$	3,0	2,5	2,0	1,78	1,58
$\sigma_{log\ H/V} (f_0)$ için log $\theta(f_0)$	0,48	0,40	0,30	0,25	0,20

BÖLÜM DÖRT
ARAZİ UYGULAMALARI

4.1 Mikrotremör Arazi Çalışmaları

Mikrotremör ölçüsü çalışma alanını aydınlatacak şekilde parselin orta noktasında olmak üzere 09.05.2010 ve 26.05.2010 tarihleri arasında 62 noktada uygulanmıştır. Çalışmalar gürültü bakımından yoğun bir yerde olduğundan gürültüsüz pencere sayısını arttırabilmek amacıyla kayıt süresi uzun tutulmuştur.



Şekil 4.1 İnceleme alanında yapılan miktoremör noktaları (Google Earth)

4.2 Mikrotremor Ölçümlerinin Değerlendirilmesi

Ölçümler Seismowin programıyla sayısal olarak GCF formatında PC üzerine kaydedilmiştir. Daha sonra Geopsy programıyla değerlendirilerek fourier dönüşümü yapılarak frekans ortamına geçilmiştir.

Değerlendirme aşamasında kullanılan parametreler ile ilgili bilgiler aşağıdaki tablodaki gibidir;

Tablo 4.1 Değerlendirme aşamasında kullanılan parametreler

Kayıt uzunluğu (Dakika)	30
Örnekleme aralığı (Hz)	100
Filtre (Hz)	Band Pass (0,5 – 20)
Spektrum Yuvarlatma (%)	Konno and Ohmachi (40)
Pencere Uzunluğu (Saniye)	30-60

Frekanstan yola çıkarak baskın periyot;

$$To = 1 / F \ (sn) \tag{4.1}$$

Zemin hakim titreşim periyodundan Ta ve Tb zeminin alt ve üst titreşim periyotlarını elde etmek için ise;

$$Ta = 0{,}67 \times To \tag{4.2}$$

$$Tb = 1{,}50 \times To \tag{4.3}$$

bağıntıları kullanılmıştır (Aytun, 2001).

4.3 Mikrotremorların Periyot Dağılımları

Yer yapısının basit ve tek tabakalı olduğu durumlarda mikrotremor verilerinin spektrumunda, 0,1 sn ile 0,6 sn arasında keskin bir şekilde doruk (pik, tepe) oluşumu görülmektedir (Kanai ve Tanaka, 1961). Ayrıca, yer yapısı karmaşık olduğunda birden fazla doruk görülebilmektedir. Bu değerler 0,2 sn'den kısa ve 1 sn'den uzun

periyotlarda gözlenmektedir. Örtü tabakasının olmadığı ya da çok az olduğu yerlerde, örneğin dağlık bir bölgede mikrotremorların periyotları 0,1 – 0,2 sn'lerde doruklar vermektedir. Akarsu kaynaklı yerlerde ise 0,2 – 0,4 saniyelerde pikler gözlenmektedir. Japonya'da alüvyonal yerlerde 0,4 – 0,8 sn civarında düzgün dağılımı olmayan birden fazla pik içeren spektrumlar gözlemlenmiştir (Kanai, 1961). Genellikle kalın ve yumuşak örtü tabakalı yerlerde eğri düz bir şekil alırken 0,05 - 0,1 saniyeden, 1-2 saniyeye kadar bir dağılım göstermektedir. Tabakalı ortamlarda periyot dağılım eğrileri çoğunlukla tabakalı ortamlarda en üst tabakanın özelliklerinden etkilenmektedirler.

Mikrotremorların genliklerinin zamana göre dağılımları Mikrotremor ölçümlerinin genlikleri büyük ölçüde kayıt noktası etrafındaki aktivitelerin titreşimleri ile ilişkili olduğundan, gündüz saatlerinde alınan ölçümlerin genlikleri gece alınanlara oranla daha yüksek değerlerde olmaktadır. Çeşitli bölgelerde gece ve gündüz saatleri boyunca tekrarlı olarak alınan kayıtlar göstermiştir ki gündüz saatlerindeki genlikler daha büyük değerler ve şehir içlerindeki genlikler kırsal alanlardaki genliklere oranla daha büyük değerler almaktadır.

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

Yerin çok küçük genlikli doğal salınımları incelenerek yerin etkin salınım periyotları saptanabilir ve böylelikle yerin davranış özellikleri belirlenebilir. Bu durumda yerin bu doğal titreşimlerinden yararlanılarak elde edilecek parametrelere göre bölgesel olarak yer sınıflamaları yapılabilir. Kanai, (1961) mikrotremor verilerinden ve kuvvetli yer hareketi verilerinden elde edilen genlik spektrumlarına bakıldığı zaman spektrumların benzerlik gösterdiğini savunmuştur. Deprem kayıtlarına ve mikrotremor kayıtlarına bakıldığında görülen farklılık ise genellikle genlik değerlerinde gözlenirken, etkin frekansların çok fazla farklılık göstermediği görülmektedir. Basit homojen yatay tabakalı ortam kabulü yapılarak; yer etkin

periyodunun, doğrudan mikrotremor ölçümleri ile belirlenerek bölgede kuvvetli yer hareketi verisi olmaması durumunda da saptanması olanaklı olmaktadır. Mikrotremor aygıtı ile çeşitli bölgelerde ölçümler yapılarak yer etkin periyotu ve bir yaklaşım olarak etkin periyottaki büyültme katsayısı gibi parametreler bulunabilir ve bu veriler ışığında bölgesel olarak parametrelerin değişimi saptanarak pratik sınıflandırmalar yapılabilir.

Yer büyültme katsayısı hesaplamalarında, spektral genlikler, referans noktasına göre göreceli spektral oranlar veya yatay bileşen spektrum değerlerinin düşey bileşen spektrum değerlerine oranı Nakamura, yöntemleri uygulanabilir.

Deprem sırasında oluşan büyültmelere en yakın değeri daha doğru yaklaşımla veren yöntemin Nakamura yöntemi olduğu yayınlanan birçok yabancı kaynakta belirtilmiştir. Fakat temelde kullanılan üç yöntemin, belirli kabuller içerdiğinden çeşitli eksiklikleri bulunmaktadır. Temelde yöntemler, yerin homojen yatay tabakalardan oluştuğunu kabul etmiş, diğer iki ve üç boyutlu etkileri hesaplamalara katmamışlardır. Kanai, mikrotremorları en büyük periyot ile ortalama periyot ve en büyük genlik ile etkili periyot ilişkileri açısından değerlendirerek bir sınıflamaya gitmiştir. Bu sınıflamaya göre yeri dört ana gruba ayırmıştır (Kanai ve Tanaka, 1961).

1. Grup: Tersiyer ya da daha yaşlı sert, kumlu, çakıllı birimlerden oluşmaktadır.
2. Grup: Pleistosene ya da çakıllı alüvyona ait kumlu sert kil ve milden oluşan 5 m ya da daha kalın tortullardan oluşmaktadır.
3. Grup: 5 m ya da daha kalın alüvyondan oluşmaktadır.
4. Grup: 30 m ya da daha kalın delta tortullarından ya da benzeri birikimlerden oluşan yumuşak birimlerden oluşmaktadır.

Yere ait bu fiziksel özelliklerin belirlenmesi ile daha iyi tanınan bir zemin üzerine yerin yapısına uygun daha sağlam ve daha dayanıklı yapılar yapmak mümkün olacaktır. Mikrotremor çalışmalarından elde edilecek sonuçlar, mikrobölgelendirme çalışmalarında, yapı dizaynında ve inşaa edilmesinde, şehir planlama, yer seçimi,

şehircilik çalışmalarında, deprem senaryoları çalışmalarında, sismik risk analizi gibi birçok çalışmada kullanılabilir. Yerin özellikleri saptandıktan sonra bu özellikler kesinlikle yapı dizaynına katılmalı alt yapı ve üzerine yapılacak üstyapı ilişkileri hiçbir proje safhasında göz ardı edilmemelidir. Etkin titreşim periyodu saptanan yer üzerine yapılacak olan yapının da, kendisine has bir doğal periyodu olacaktır. Yerin etkin periyodunun saptanması kadar üstyapının da periyodunun saptanması önemlidir. Yapılaşmada yerin ve yapının periyotlarının aynı olmamasına dikkat edilmelidir. Aksi halde, bu iki periyodun uyuşması durumunda rezonans ortaya çıkabilir ve aslında sağlam ve ayrı ayrı uygun olan yer ve yapı faktörleri olumsuz yönde etkilenebilir.

4.4 Arazide Mikrotremor Ölçümleri

Arazide mikrotremor ölçümlerinin alınması için temel olarak bir kayıt aleti, kayıt aletinin yapısına bağlı olarak gerekirse bir dizüstü bilgisayar, sismometre sistemi, güç birimi ve bunlara bağlı yan birimler gerekmektedir. Kullanılan sismometrenin bant aralığının mikrotremor verilerinin de içine girdiği geniş bir bantda olması gerekir. Mikrotremor ölçülerinin alınmasında ivmeölçerler de kullanılabilir fakat kullanılan sismometrenin duyarlılığı ve performansı yüksek olmalıdır. Ayrıca ivmeölçerlerle yapılacak olan çalışmalarda yer ivmesinin belli bir değerin üzerine çıkması için, bölgede en azından küçük bir deprem oluşması gerekmektedir. Bu durum ise yapılan çalışmaların süresini önemli ölçüde arttırmakta ve pratiklikten uzaklaştırmaktadır.

Çalışma yapılacak bölgenin jeolojik ve jeoteknik özellikleri biliniyorsa, daha doğru ve daha verimli bir çalışma için öncelikle bilinen özellikler incelenmelidir. Bölgede kaya ve zemin özellikleri bilinen yerler saptanarak çalışmanın yoğunlaştırılabileceği ya da özellikleri önceden saptanmış olan yerlerde çalışmanın daha az yoğun yapılabileceği yerler belirlenebilir. Mikrotremor çalışmaları kapsamında öncelikli yerler belirlenebilir ve bu yerlerde ölçü istasyonu sayısı arttırılabilir. Çalışmanın amacına göre de ölçü istasyonları sayısı belirlenebilir. Örneğin oluşan bir depremden sonra hasarın yoğun olduğu bölgelerdeki ve hasarın

seyrek olduğu bölgelerdeki özelliklerin saptanması için ölçü noktaları saptanabilir. Bölgede kuvvetli yer hareketi ölçen istasyonlar varsa verilerin güvenilirliği ve niteliği karşılaştırılmak amacıyla aynı noktalarda ölçümler alınabilir.



Şekil 4.2 Mikrotremor arazi çalışmasında kullanılan ekipmanlar

4.5 Arazide Mikrotremor Kayıtlarının Alınması

Mikrotremor verilerinin alınacağı noktalar harita üzerinde belirlendikten sonra, çalışmanın amacına bağlı olarak ve çalışılan bölgenin yapısını yansıttığına inanılan sıklıkta ölçü noktaları belirlenir. Yapılan çalışmalardan çıkan sonuçlara göre mikrotremor verilerinden elde edilen parametre değerleri yer yapısına bağlı olarak birkaç on metre de dahi değişebilmektedir. Bu nedenlerden dolayı çalışma kapsamında oluşturulan yer etkisi parametrelerini gösteren haritalar ile bölgede yerin salınım ve salınımı genleştirme karakterlerine ışık tutulmaktadır. Fakat yerin bu özelliklerinin çok kısa mesafelerde değişimlerinin de düşünülerek, yapılaşmalar sırasında mutlaka ayrıntılı jeofizik araştırmalarla yapılacak olan yapıların ayrıntılı temel altı yer özellikleri belirlenmelidir.

Arazide ölçümleri için günümüzde 3 bileşenli sismometre setleri kullanılmaktadır. Sismometreler ölçüm noktasında yatay olanlar birbirine dik olarak kuzey güney ve doğu batı yönünde, düşey sismometrede her ikisine dik olarak yerleştirilir. Sismometreleri doğru yönlendirebilmek açısından pusula kullanılması tavsiye

edilmektedir. Ayrıca sismometreler içerilerinde mıknatıs yapılar içerdiğinden pusulanın bu bobinlerden etkilenmemesine dikkat edilmelidir.

Sismometre sistemini yere yerleştirirken yere tam dik oturmalarına dikkat edilmeli, yerle açı yapacak şekilde eğik olmamalarına özen gösterilmelidir. Kullanılan birçok alette bulunan su terazileri bu işlemi kolaylaştırmaktadır. Sistemi düzlemek için sismometrenin ayaklarının dışında başka malzemelerle düzlemeye çalışılmamalıdır. Sismometreler ile kullanılan diğer aygıtlar arasındaki kablo bağlantılarına dikkat edilmeli ve sensörler için kablo gürültüsünü en aza indirmek amacıyla kablo boyları mümkün olduğunca kısa tutulmalıdır. Günümüz aletlerinde genellikle bu sorun önlenebilmektedir.

Ölçü alımında, şehir merkezlerinde genellikle gündüz ölçü alınmamalı ve şehrin yaratacağı gürültülerden kaçınmak amacıyla geceleri tercih edilmelidir. Eğer açık arazide ölçü alınıyor ise aşırı rüzgârlı veya yağışlı havalarda ölçü alınmamalı ya da ölçü alımında bu etkilerin getirileri dikkate alınmalıdır. Yağışlı havalarda ölçü alımı sırasında sismometrelerin üzeri örtü veya kutu gibi maddelerle kapatılıp ölçü alınmamalıdır. Mümkünse ölçüler az rüzgârlı ve yağışsız zamanlarda alınmalıdır (Muccirelli, 1998). Günümüzde modern sistem aletlerde çalışırken veriler sayısal olarak alınabilir. İstenilen örnekleme aralığında sayısal olarak alınan veriler doğrudan bilgisayar ortamına taşınıp veri işlem ve yorum tamamen sayısal ortamda yürütülebilinir. Zaman ortamında alınan sayısal veriler, Fourier dönüşümü ile frekans ortamına taşındıktan sonra, verilerin frekans içerikleri ve genlikleri ile ilgili analizler ve değerlendirmeler yapılabilir. Genellikle alüvyon ve benzeri yer yapısındaki yumuşak birimlerin salınımları, kaya ve benzeri sert yapıdaki birimlerin salınımlarına oranla daha düşük frekanslarda gözlenmektedir. Mikrotremor kayıtları sürekli olarak, tetiklemeye bağlı olarak veya pencereleme ile alınabilir. İstenilen kayıtlara, modern cihazlarda uzaktan modem yolu ile ulaşıp veri aktarımı yapmak ve GPS (Global Positioning System) ile bağlanarak, ölçü noktası koordinatını belirlemek mümkündür.

4.6 Materyal ve Yöntem

Bu tez çalışması kapsamında çalışılan alanda bölgesel yer etkilerinin saptanması amacı ile arazide mikrotremor verileri alınmış ve bu veriler sonucunda bölgesel yer etkilerini temsil eden parametreler bulunmuştur. İncelenen bölgenin sismik karakterine bakıldığı zaman, bölgenin deprem üretme aktivitesi açısından oldukça etkin olduğu görülmektedir.

4.7 Baskın Periyod Analizi

Rezonans olayı hem dünya (makroskopik) ve hem de atomlar (mikroskopik) ölçeğinde evreni ve yer fiziğini açıklamada önemli rol oynamaktadır. Rezonans olayı salınan sistemleri ilgilendirmektedir, dolayısıyla depremler sonucu salınan yeryüzünün salınım frekansı ve binaların kendi özsalınım frekansları rezonans olayı ile ilişkilidir. Bilim dilinde salınım yapan bir sistem denilince, denge konumundan uzaklaşan ve daha sonra geri çağırıcı bir kuvvetle tekrar denge konumuna geri dönen bir sistem akla gelir (sarkaç örneği). Bu hareket genellikle periyodu ile, yani bir noktadan aynı yönde iki geçişi arasında ki zaman aralığı ile nitelenir veya daha kullanışlı olan frekansı ile, yani sistemin bir noktadan aynı yönde birim zamanda ki geçiş sayısıyla tanımlanır (Özçep ve Akkargan, 2000).

Herhangi bir sarkaç denge konumundan çıkarılıp kendi haline bırakılırsa, salınım hareketine başlar; bu hareketin kendine özgü bir özsalınım periyodu buna bağlı olarak özsalınım frekansı vardır. Salınan bu tip bir sistemin rezonans hali göstermesi için salınan diğer bir dış kuvvetin etkisi altında kalması gerekir; bu dış kuvvet, belli bir frekanstan önce sistemi denge konumundan uzaklaştırır ve sonra tekrar bu konuma yaklaştırır. Ayrıca söz konusu sistemin bir sürtünme kuvveti ile karşılaşması ve bu kuvvetin, sistemin enerjisinin bir kısmını soğurarak salınım hareketini frenlemesi gerekir. Bu koşullar gerçekleştiğinde sistemin salınım genliğinin uyarıcı kuvvetin frekansına bağlı olduğu görülür. Uyarıcı frekans, sistemin özsalınım frekansına eşitse, genlik bir maksimumdan geçer. Sürtünme kuvvetleri uyarıcı kuvvet yanında ne kadar küçük kalırsa, bu maksimum değer o kadar büyür. İşte, yalnız

mekanik sistemler değil, aynı zamanda elektrik ve atom sistemlerine de uygulanan rezonans olayı bu şekilde tanımlanır (Özçep ve Akkargan, 2000).

Deniz dalgalarının sürekli vurduğu ve salınıma devamlı maruz kalan deniz ortası petrol platformları özellikle rezonans olayına duyarlı inşaa edilirler. Yeryüzünde ki her yapı ve binanın kendine özgü kullanılan malzeme tipi, kat yüksekliği ve daha birçok parametreye bağlı olan bir özsalınım frekansı vardır. Depremler bir salınım olayıdır ve kayaçlarda depolanmış enerjinin (gerilimin) aniden açığa çıkması olarak tanımlanmaktadırlar. Bu ani enerji çıkışı titreşimler şeklinde meydana gelir. Açığa çıkan enerji miktarına göre salınımın büyüklüğüde (genliği) artar. Sonuç olarak yeryüzü de bulunan her şey bu salınım gücüyle birlikte salınmaya başlar, burada deprem rezonans olayı tanımında verdiğimiz dış güçler anlamına gelmektedir. İşte yapıların deprem sırasında yıkılması olayı bu noktadan sonra, deprem salınımları ile buna bağlı olarak salınan yapıların öz salınım frekanslarının eşitlenmesi durumuna (rezonans olayı) bağlıdır. Yapı tasarımcıları büyük ölçekli yapılarda (köprü, baraj, gökdelen vb.) rezonans frekansına muhakkak surette uyarlar. Ancak öncelikle yapının yapılacağı zeminin öz salınım frekansının bilinmesi ve elde edilen bu değere göre de, yapını tasarlanması gerekmektedir.

Teknik olarak sağlam kaya tabakası üzerinde bulunan yumuşak bir zemin tabakasının küçük sönümsüz titreşimler için hakim titreşim periyodu (T_z, Baskın Periyot, Predominant Period, Fundemental Period, Chracteristic Site Period,) vardır ve aşağıdaki bağıntı ile hesaplanır (Kanai, 1983) :

$$T_Z = \sum 4H_i / V_{Si} \tag{4.4}$$

Burada H, Tabaka kalınlığı ve Vs, ise S dalgasının dalga hızıdır. Titreşimlerin genlikleri arttıkça kayma modülünde ve S - dalga hızında azalma olacağı için hakim periyot değeri dereceli olarak düşer ve çok kuvvetli deprem halinde doğrusal olmayan davranıştan dolayı hakim periyot kalmaz. Çok tabakalı zeminlerde küçük genlikli titreşimler için hâkim titreşim periyodu olmasına karşın bu periyodu bulmaya yarayan tek bir formül vermek mümkün değildir. Tabakaların özellikleri birbirine yakın ise, ortalama

V_s hızına sahip ve toplam H kalınlığında tek bir tabaka varmış gibi hesap yapılabilir (Keçeli, 1996). Bu zemin hakim periyodundan T_A ve T_B zeminin alt ve üst titreşim periyodunu elde etmek için;

$$T_A = 0{,}67x\ T_z \tag{4.5}$$

ve

$$T_B = 1{,}5\ xT_z \tag{4.6}$$

bağıntıları önerilmektedir (Aytun, 2001).

Tezcan, (1970) zemin türlerine bağlı olarak yapı/inşaat ile tepkisinin oluşturacağı ivme spekturmlarının peryot aralıklarını vermiştir (Tablo 4.2)

Ayrıca Seht ve Wohlenberg, (1999) yumuşak sedimanların kalınlığını haritalamada mikrotremör ölçümleri ile elde edilen baskın frekans değerlerini kullanmışlardır. Lower Rhine Embayment Almanya'da yaptıkları çalışmada, yapı yeri etkisini transfer fonksiyonu terimiyle açıklamaya çalışılmışlardır. Bunun için aşağıdaki bağıntıyı önermişlerdir.

$$H\ (m) = 96\ x\ (f)^{-1{,}388} \tag{4.7}$$

Bu bağıntı H/V yöntemi kullanıldığında geçerlidir. Verilen formül ile sediman kalınlığının diğer bir deyişle temel kaya derinliğinin hesabı gerçek derinliğe en yakın hesaplanan derinlik olup bir yaklaşımdan ibarettir. Frekanstan yola çıkarak hesaplanan bu kalınlıkta temel kaya ve sediman arasındaki akustik empedans farkı etkili olmaktadır.

Tablo 4.2 Deprem spekturumları analiziyle zeminlerin sınıflandırılması (Tezcan, 1970)

Grup No	*Zemin Tanımı*	*T' / T''*
I	Yapının çevresinde geniş bir alanda Devoniyen veya daha eski fomasyonlara ait kaya, sert kumlu çakıl ve zeminler, kalınlığı 2 m yi geçmeyen alüvyonlu zeminler	0,0 / 0,3
II	Yapının çevresinde geniş bir alanda 15 m kadar kalınlıkta Devoniyene ait kumlu çakıl, kumlu sert kil, lem vs. zeminler, kalınlığı 5 m ye kadar alüvyonlu zeminler	0,0/0,4
III	Kalınlığı 20 m ye kadar alüvyon depozitlerden itibaren zeminler	0,0/0,6
IV	20m ile 80 m kalınlıktaki alüvyonlu arazi	0,6/1,0
V	80m ile 140 m kalınlıktaki alüvyonlu arazi, 30 m'yi geçmeyen dolgu zemin	1,0/1,4
VI	140 m veya daha fazla kalınlıktaki alüvyonlu arazi ile kalınlığı 30 m'yi geçen dolgu zemin	1,4 / Sonsuz

Türk deprem yönetmeliğinde yerel zemin sınıflarına bağlı olarak tepki spekturumunun hakim periyot aralığı (TA ve TB) Tablo 4.3 ve Tablo 4.4'de verilmiştir.

Tablo 4.3 Yerel zemin sınıfları (Türk Deprem Yönetmeliği, 2007)

YEREL ZEMİN SINIFLARI

Yerel Zemin Sınıfı	*Zemin Grubu ve En Üst Zemin Tabakasının Kalınlığı (h1)*
Z1	(A) grubu zeminler h1≤15 m olan (B) grubu zeminler
Z2	h1>15 m olan (B) grubu zeminler h1≤15 m olan (C) grubu zeminler
Z3	15<h1≤50 m olan (C) grubu zeminler h1≤10 m olan (D) grubu zeminler
Z4	h1>50 m olan (C) grubu zeminler h1>10 m olan (D) grubu zeminler

Tablo 4.4 Spektrum karakteristik periyotları (T_a , T_b) (Türk Deprem Yönetmeliği, 2007)

Yerel Zemin Sınıfı	T_A (Saniye)	T_B (Saniye)
Z1	0,10	0,30
Z2	0,15	0,40
Z3	0,15	0,60
Z4	0,20	0,90

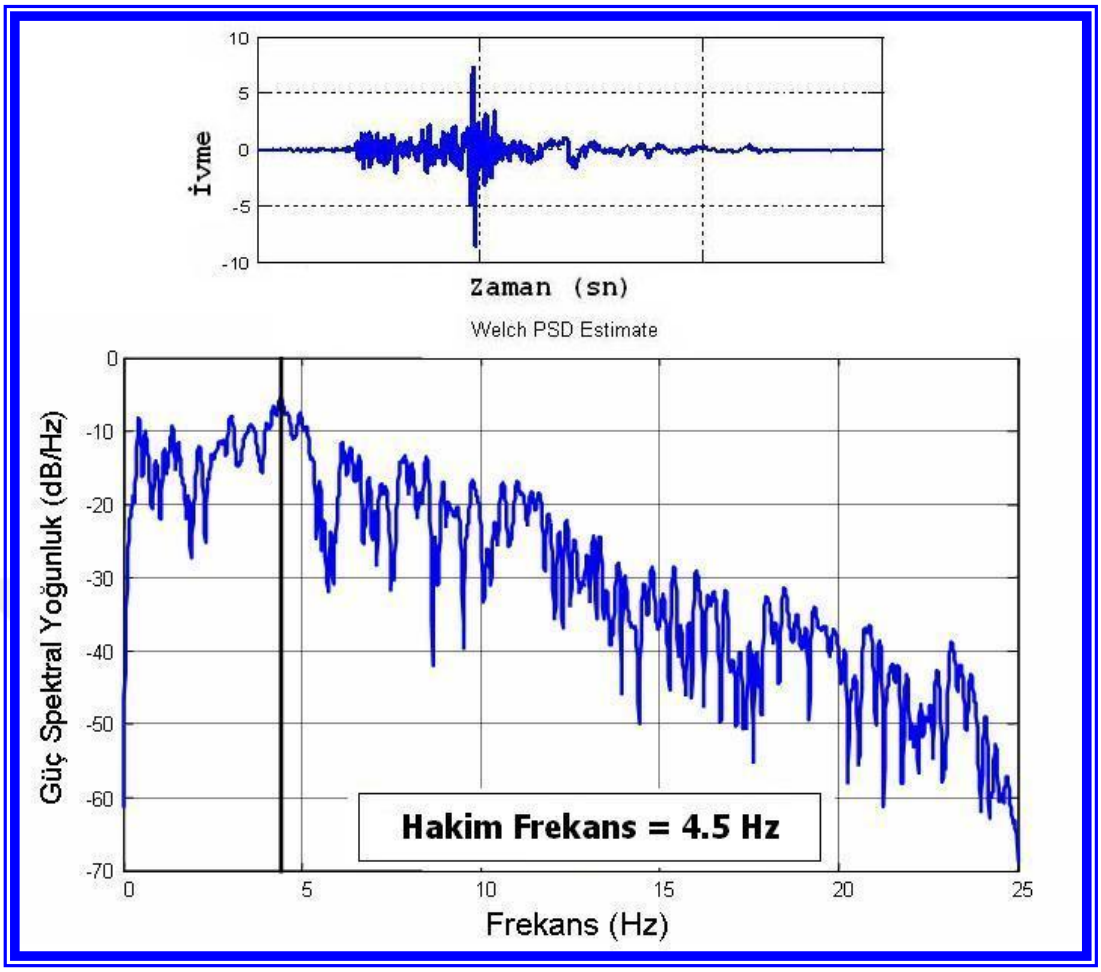
Hakim periyot bir yer hareketinin frekans içeriğinin temsil edilebilmesi için yararlı bir parametredir. Hakim periyot Fourier genlik spektrumun maksimum değerine karşılık gelen titreşim periyodu olarak tanımlanmaktadır.

Depremlerin hakim periyotları depremin büyüklüğüne ve kaynaktan uzaklığa bağlı olarak değişmektedir. Shebalin, (1975) çeşitli deprem büyüklüklerinin uzaklığa bağlı olarak oluşacak ivmelerinin hakim periyotları ve deprem dalgaları hâkim periyodunun deprem oluşturan faydan uzaklıkla değişimini (Şekil 4.4) vermiştir.

Zemin hakim titreşim periyotları mikrobölgeleme amaçlı çalışmalarda önemli karar araçlarıdır. Mikrobölgeleme amaçlı olarak dört farklı aralık için hakim periyot aralığı verilebilir (0,10-0,30 sn aralığı, 0,30-0,50 sn aralığı, 0,50-0,70 sn aralığı ve 0,70-1,0 sn aralığı), ve bu dört farklı aralık için mikrobölgeleme haritaları oluşturulabilir (Ansal ve diğer., 2001).

Tablo 4.5 Yapı / İnşaat periyodu katsayıları (Aytun, 2001)

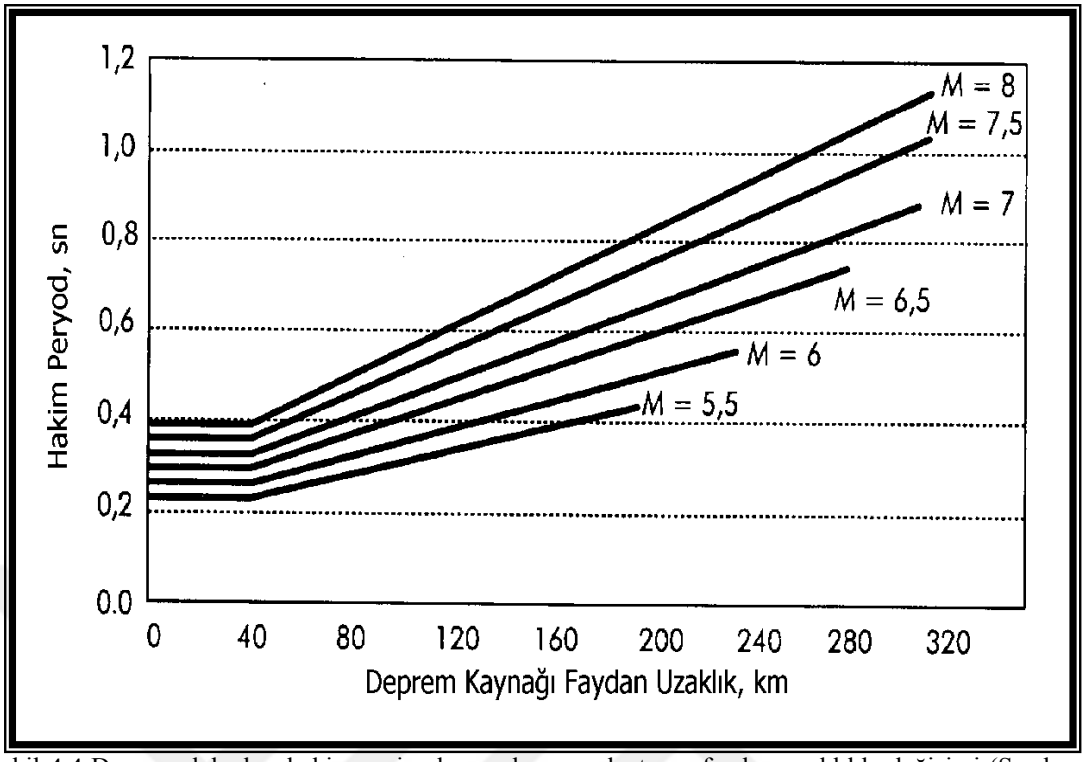
Bina Türü	Yapı Özellikleri	c (Yapı Periyod Katsayısı)	
		T_A	T_B
1	Kalın, Sık ve birbiri ile keşisen betonarme perdeler, (varsa) bunlara ilaveten az sayıda kolon.	0,02	0,029
2	Kalınca Kolon ve krişlere ilaveten sıkça betonarme perdeler ya da rijit dolgu duvarları	0,03	0,044
3	Normal Aralıklı, Normal boyutta kolon ve krişlere ilaveten normal aralıklı betonarme perde ya da rijit dolgu duvarları	0,045	0,069
4	Normal Aralıklı, Normal-ince arası kolon ve krişlere ilaveten seyrek betonarme perde ya da rijit dolgu duvarları	0,07	0,089
5	Geniş Aralıklı, İnce kolon ve krişler veya asmolen döşemeye ilaveten minimuma yakın ya da rijit dolgu duvarları	0,09	0,13



Şekil 4.3 Hakim Frekans (f_0) gösterimi

Tablo 4.6 Çeşitli deprem büyüklüklerinin uzaklığa bağlı olarak oluşacak ivmelerinin hakim periyotları (Shebalin, 1975)

D (km)	*M*			
	3,3 – 3,9	**4,7 – 5,3**	**6.1 – 6,7**	**7,5 – 8,1**
3-7	0,18	0,24	0,29	-
7-15	0,20	0,7	0,34	-
15-30	0,22	0,31	0,39	0,43
30-60	0,26	0,36	0,45	0,52
60-120	0,31	0,42	0,52	0,61
120-250	0,36	0,50	0,63	0,78



Şekil 4.4 Deprem dalgaları hakim periyodunun deprem oluşturan faydan uzaklıkla değişimi (Seed ve diğer., 1969)

Büyütme'de olduğu gibi baskın periyod değeri de zeminin sağlamlığı ve sıkılığı hakkında bilgi vermektedir. Periyod değeri ölçüm alınan birimin sağlamlığı ile ters orantılıdır. Örneğin gevşek bir zeminde ilerleyen dalganın periyodu uzun olacaktır. Birim ne kadar sağlamsa periyod değeri o kadar küçük ne kadar zayıfsa o kadar büyük elde edilecektir. Bununla birlikte alınan ölçümler diğer yöntemlerle alınan değerlerle de (sismik kırılma) karşılaştırılıp daha doğru değerler elde edilmeye çalışması en doğru olanıdır.

4.8 Baskın Peryiod Haritası

İnceleme alanına ait yer titreşim peryod haritası, Nakamura H/V spektral oran tekniği kullanılarak hazırlanmıştır. Şekil 4.22'de mikrotremor ölçümlerinin değerlendirilmesi sonucu elde edilen Baskın Periyod Haritası görülmektedir.

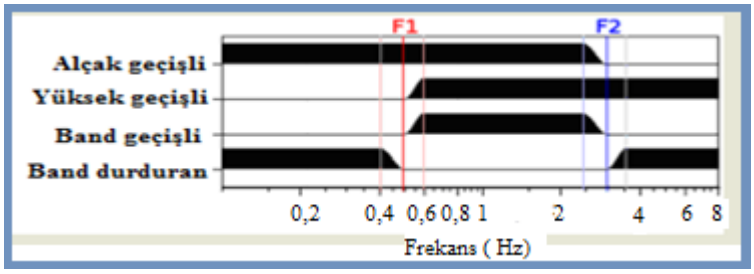
4.9 Verilerin Analizi

Mikrotremor ölçümleri, yaygın kullanılan veri/sinyal işlem teknikleri ile işlenmiştir. Öncelikle, alınan verinin istenilen kalitede olup olmadığının incelenmesi amacıyla datanın her üç yöndeki bileşeni görsel olarak, gürültü ihtiva edip etmediği yolunda incelenmiştir.

Bir yatay bileşen için 100 saniyelik beş ayrı set veri grubu seçilmiştir. Seçilen her grubun, "Cosine Taper Window" ile başlangıç ve bitiş kısımları sıfırlanmış, daha sonra Fourier Genlik Spektrumları hesaplanmıştır. Bu işlemlerden sonra seçilen kısımlara göre kaydın diğer yatay ve düşey bileşenleri seçilmiştir. %10 Cosine Taper Window ile başlangıç ve sonraki sıfır olmayan veriler nedeniyle oluşacak gürültü elenmiştir. Eski nihai data 0,105 Hz ve 10 Hz arası filtreleme işlemine tabii tutulmuş, Hızlı Fourier algoritmalarıyla genlikleri bulunmuştur. Spektrumlardaki gerçek bilgiyi gözlemleyebilmek için smoothing (düzeltme) işlemi Hannig Window ile uygulanmıştır. Kayıt içerisinde gözlemlenecek bölgesel pik değerler, H/V oranlarının gereğinden büyük değerler almasını sağlayacaktır. Kaydın yatay bileşenlerinin geometrik ortalaması alınmış ve düşey bileşenle bölünerek H/V oranları hesaplanmıştır

4.9.1 Kosinüs Traşlama

Traşlanmış Kosinüs penceresi veya Tukey penceresine dayanan lineer sonlu impuls tepki süzgecidir (FIR). Genişlik parametresi, süzgecin eğimlenen kısmının kesme frekansı (F1 ve F2) ile olan genişliğini tanımlar (Şekil 4.5). Önerilen değer 0,1 dir (kesme frekansının % 10).

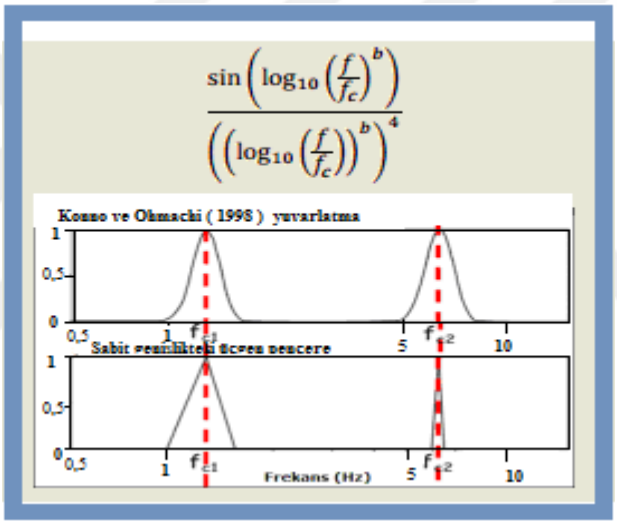


Şekil 4.5 Çeşitli band durumları için frekans ortamında tıraşlanmış kosinüs fonksiyonları

4.9.2 Konno&Ohmachi Fonksiyonu ile Yuvarlatma

Bu yuvarlatma logaritmik ölçekte sabit band genişliğini kullanmaktadır. Bu yuvarlatma fonksiyonu farklı sayıda alçak ve yüksek frekanslı olayları ayırmada iyi sonuç verdiği için, frekans analizi çalışmalarında tavsiye edilmektedir..

Bu yuvarlatma 0-100 arasında değişen yuvarlatma sabiti ile kontrol edilir. Sıfır değeri oldukça keskin bir yuvarlatmaya, 100 değeri ise çok az bir yuvarlatmaya karşılık gelir. Konno ve Ohmachi, (1998) penceresi aşağıda verilen bağıntı ile tanımlanır:



Şekil 4.6 Konno&Ohmachi pencere fonksiyonu (Konno ve Omachi, (1998).

4.9.3 Ayrık Fourier Dönüşümü ve Hızlı Fourier Dönüşümü

Çeşitli genlik ve frekanstaki birçok sinüs sinyalinin toplamı periyodik sinyal olarak ifade edilebilir. Bu işlem fourier analizi olarak bilinmektedir. En düşük frekanslı sinüs sinyali birinci harmonik (temel dalga), diğerleri ise harmonik bileşenler adını almaktadır. Analiz sonunda A_0 katsayısı ve A_n, Bn seri katsayıları hesaplanarak harmonik genlikleri bulunmuş olur.

n indisi harmonik mertebesini göstermekte olup, A_n ve B_n n. harmoniğin bileşenleridir. Fourier analizinde integral alma işleminin kullanılması, analiz süresini oldukça uzatmaktadır. Periyodik olmayan sinyallerin de harmonik analizinin yapılabilmesi amacıyla, sayısal işlemci tabanlı Ayrık Fourier Dönüşüm (AFD) yöntemi tanımlanmıştır. Algoritması gereği, AFD yöntemi de fourier analizi gibi uzun bir zaman almaktadır. Daha sonraki yıllarda dönüşüm süresini kısaltmak için AFD'nin özel bir durumu olan Hızlı Fourier Dönüşüm (HFD) yöntemi geliştirilmiştir.

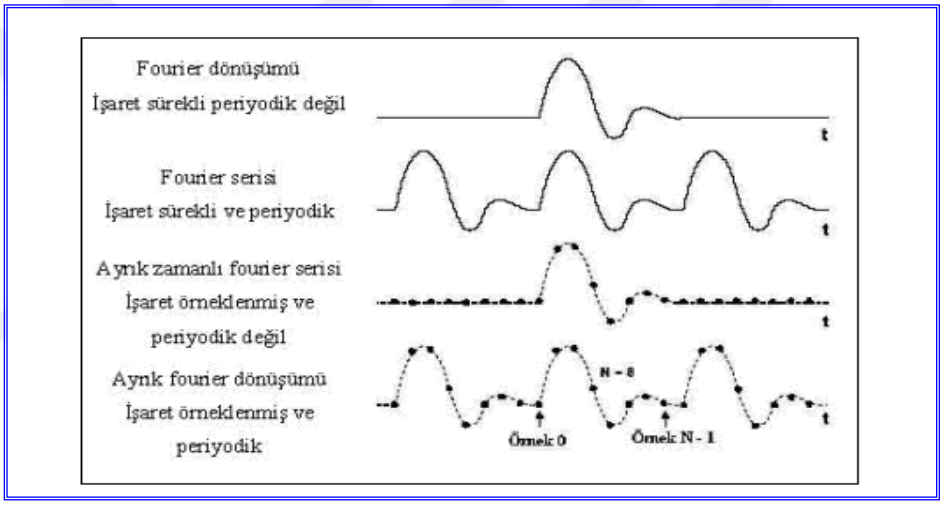
HFD algoritmasının hızlı olması, uygun veri sayısının (2n, n = + tamsayı) işlenmesi ile sağlanmıştır. Fourier analizi periyodik olan sinyalin fonksiyonunu kullanırken, AFD ve HFD yöntemleri periyodik olan veya olmayan sinyalin örneklenmiş verilerini kullanmaktadır. Sürekli zaman işaretleri devamlı değer almakta, ayrık zaman işaretleri ise sadece belirli anlar için değer almaktadır.

Sürekli zaman işaretleri ile ayrık zaman işaretlerinin gösterim aşamasında ayırt edilebilmesi için genel olarak, sürekli zaman işaretleri için "t" değişkeni kullanılırken ayrık zaman işaret için ise "n" değişkeni kullanılmaktadır.

Sürekli zaman işaretlerinde bağımsız değişken parantez içerisinde gösterilirken ayrık zaman işaretlerinin bağımsız değişkeni köşeli parantez içerisinde gösterilmektedir. Bu bağlamda x(t) şeklindeki gösterim bir sürekli zaman işaretini, x[n] şeklindeki gösterim ise ayrık zaman işaretini göstermektedir.

Ayrık zamanlı işaretlerin gösterilmesinde değişkenler bir niteliği temsil etmeyip sadece dizin olarak kullanılırlar. Bu nedenle ayrık zaman işaret değişkenleri tam sayılarla sınırlandırılmıştır. Bir sürekli zaman işaretinin alabileceği değerler sınırlandırılmamış ise bu işaret analog işaret olarak adlandırılır. Analog işaretler hem zaman ekseninde, hem de değer bakımından süreklidir. Bir ayrık zaman işaretinin alabileceği değer sayısı sınırlı ise bu işaret sayısal işaret olarak adlandırılır.

Analog işaretlerin sayısal şekle, sayısal işaretlerin analog şekle çevrilmesi mümkündür. Analog/sayısal çeviriciler önce sürekli zamanda tanımlı analog işareti bir ayrık zamanlı işarete çevirmekte daha (örnekleme) sonra ise ayrık zaman işaretin alabileceği değerleri sınırlandırarak sayısal bir işaret elde etmektedir. Bir işaretin alabileceği değerlerin sınırlı olması işaretin bilgisayarla işlenmesi için şarttır. Fakat teorik olarak analiz ve sentez aşamalarında çoğunlukla sayısal sistemin özelliklerini, yapısını ve çalışmasını belirleyen işaretin ayrık zamanlı olarak tanımlı olmasıdır. Bu nedenle, sayısal işaret işleme prensipleri ayrık zamanlı işaretlere genişletilebilmektedir. Sayısal yöntemlerle işaret ve sistemlerin incelenmesinde ayrık zamanlı işaret ve ayrık zamanlı sistemler temel alınmaktadır



Şeki 4.7 Fourier dönüşümlerinin türleri

Güvenilirlik durumu; veri işlem aşamasında seçilen pencere sayısı, pencere uzunluğu gibi parametreleri, tahmin edilen hakim frekansa bağlı denetleyen kriterlerdir.

Güvenilirlik kriterlerinden birincisinde tahmin edilen hâkim frekans (f_0) ile seçilen pencere uzunluğu;

$$(Lw) \text{ arasında } f_0 > 10/\ Lw \tag{4.7}$$

şeklinde bir bağıntı tanımlanmıştır.

Buna göre tahmin edilen hakim frekans, ölçüm noktası için 0,5 Hz ise, H/V eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan pencere uzunluğu en az 20 sn olmalıdır.

20 sn'den daha kısa seçilen pencere boyuyla, 0,5 Hz veya daha küçük değerlerde hâkim frekans tespit etmek güvenilir değildir. Güvenilirlik şartlarından ikincisi; seçilen pencere sayısı da beklenen hâkim frekansı tespit etmeye yeterli olmalıdır. Bunun için tahmin edilen hakim frekans (*f0*), pencere uzunluğu (*Lw*) ve pencere sayısı (*Nw*) arasında;

$$nc(f0) = Lw*Nw*f0 \quad (4.8)$$

$$nc(f_0) > 200 \quad (4.9)$$

şeklinde bir bağıntı tanımlanmıştır.

Tahmin edilen hakim frekans (f_0)'a bağlı olarak seçilmesi gereken pencere sayısı, pencere uzunluğu, kayıt süresi gibi parametreler Tablo 4.7'de özetlenmiştir. Bu tablonun arazi çalışması yapılmadan önce incelenmesi, kayıt süresini doğru belirleme açısından faydalıdır.

Son güvenilirlik kriteri ise H/V eğrisi elde edildikten sonra standart sapma değerlerini denetleyen bir kriterdir. $0.5*f_0$ ile $2*f_0$ arasındaki frekans değerlerine karşılık gelen genlik değerleri σA(f),

$f_0 > 0.5$ Hz olması durumunda 2'den küçük;

$f_0 < 0.5$Hz olması durumunda 3'den küçük olmalıdır.

Formül olarak gösterimi;

$$f\check{G}A(f) < 2\ 0.5f0 < f < 2f0 \text{ e.er } f0 > 0.5Hz \quad (4.10)$$

$$f\check{G}A(f) < 3\ 0.5f0 < f < 2f0\ e.er\ f0 < 0.5Hz \quad (4.11)$$

şeklindedir.

Tablo 4.7 Tahmin edilen hakim frekansa bağlı kayıt süresi, pencere uzunluğu (sn) ve pencere sayısını gösterir tablo

f_0 [Hz]	Iw [sn] için minimum değer	Minimum toplam döngü sayısı (nc)	Minimum pencere sayısı	Kullanışlı minimum sinyal süresi [sn]	Önerilen minimum kayıt uzunluğu [dk]
0,2	50	200	10	1000	30'
0,5	20	200	10	400	20'
1	10	200	10	200	10'
2	5	200	10	100	5'
5	5	200	10	40	3'
10	5	200	10	20	2'

Farklı zemin yapılarına göre (kalınlık, tabakalanma durumu, hız değişimi v.b) H/V eğrileri de farklı karakteristik özellik gösterirler H/V eğrilerinin tipik özellikleri şu şekilde sıralanabilir:

1) Endüstriyel köken veya keskin doruk
2) Belirgin doruk
3) Belirsiz doruk
4) Geniş veya birden çok doruk
5) iki doruk
6) Düz H/V oranı (Alüvyon zemin için)
7) Düz H/V oranı (Temel kaya için)

4.9.4 Endüstriyel veya Keskin Doruk

Daha çok kentsel alanlarda, H/V eğrilerinde dar doruklar veya çukurlar görülür. Çoğunlukla bu doruklar veya çukurlar jeneratör, türbin vb. gibi makinelerden oluşan

endüstriyel kaynaklıdır. Bu gibi düzensiz durumlar iki karakteristik özelliğiyle tanımlanır;

Belirli bir alana etki ederler (Kaynağından birkaç kilometre uzaklıklara kadar etki edebilirler). Özellikle mesai saatleri içerisinde alınan kayıtların spektrum eğrileri (yuvarlatmasız) keskin doruğa sahiptir.

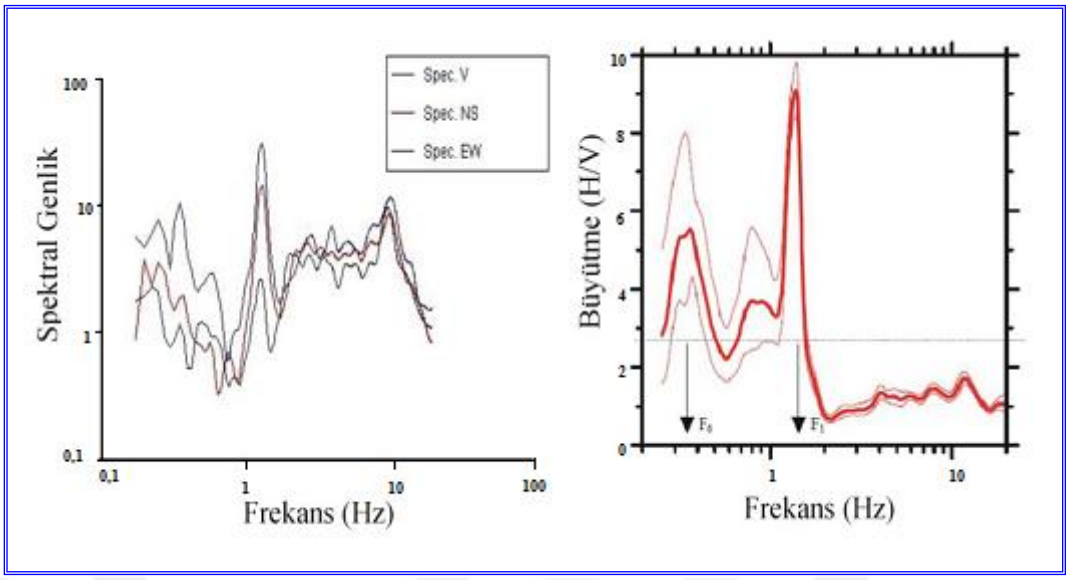
Aşağıda belirtilen aşamalar takip edilerek bir doruğun endüstriyel kaynaklı olup olmadığı kontrol edilebilir.

Ham (filtre, yuvarlatma vs. yapılmamış) spektrumun her bir penceresine bakılır:

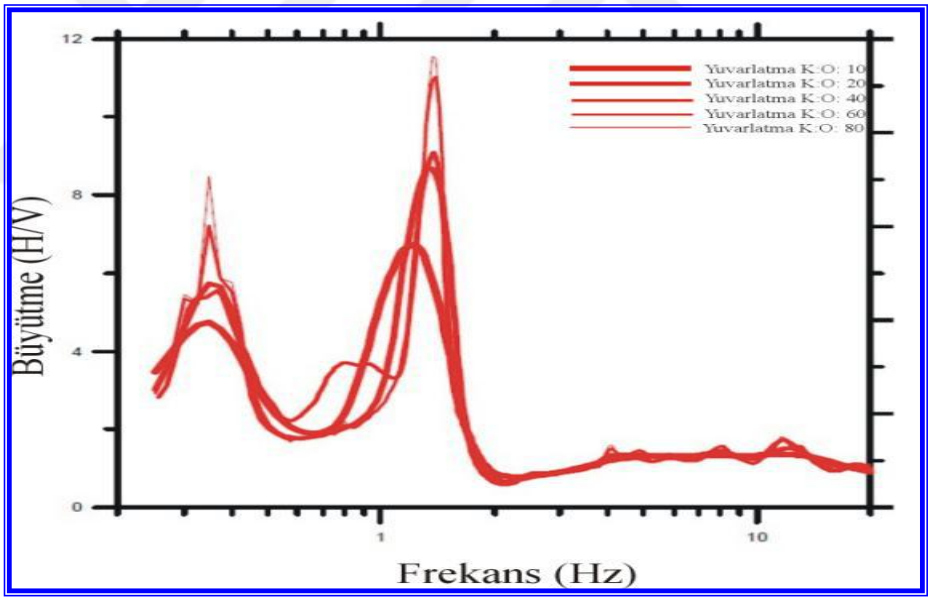
Eğer her pencere, genellikle 3 bileşende de keskin doruk gösteriyorsa, % 95 olasılıkla bu doruk endüstriyel doruk olarak değerlendirmeye alınmalıdır. Endüstriyel kaynak durumunda, H/V doruğu gittikçe sivrileşir. Endüstriyel doruk belirlenmesinde diğer bir etkin kontrol yöntemi rasgele azalım tekniğinin uygulanmasıdır. Eğer doruğa denk gelen sönüm oranı çok küçük ise (%5'den küçük) bu doruk endüstriyel kaynaklı varsayılabilir ve bu doruğa denk gelen frekans, rezonans frekans olarak değerlendirilemez.

Eğer aynı noktaya yakın birden fazla kayıt varsa, aynı frekansda bir doruğun olup olmadığına, genlikleri karşılaştırarak bakılmalıdır.

Yukarıda da açıklandığı gibi spektrumlara bakıldığında her 3 bileşende de aynı frekansta dar ve keskin bir doruk görülmektedir. Yaklaşık 1,5 Hz civarında olan bu doruk H/V eğrisine bakıldığında da dar bir frekans aralığında ve sivri bir şekilde görülmektedir. Bunların yanında Şekil 4.8' de aynı veriye ait farklı yuvarlatma değerleri sonuçları görülmektedir. Bu grafik incelendiğinde ise yukarıdaki açıklamalarda da bahsedildiği gibi yuvarlatma değeri azaldıkça eğrilerin keskinliği artmakta, daha keskin doruklar meydana gelmektedir.



Şekil 4.8 Endustriyel doğruyu gösterir spektrum ve H/V eğrisine örnek. Solda bulunan grafik 3 bileşen spektrum eğrisi, sağ tarafta bulunan ise H/V sonucu (SESAME, 2004'den değiştirilmiştir).



Şekil 4.9 Farklı yuvarlatma değerlerinin etkisi H/V eğrisi üzerinde görülmekte. Azalan yuvarlatma değeri H/V eğrilerini daha sivrileştirmekte (SESAME, 2004'den değiştirilmiştir).

4.9.5 Belirgin ve Belirsiz Doruk

Endüstriyel kökenli doruklar tespit edildikten sonra, ikinci aşamada H/V eğrilerinde görülen salınımların belirgin bir doruk olup olmadığı kontrol edilir.

Bunun için SESAME Projesi (Bard ve SESAME takımı, 2004) çalışmalar yapmıştır. Yaptıkları çalışmalarda H/V eğrilerinin genlik değerleri ve genliklerdeki standart sapmalar, doruk frekansı ve sapma değerleri inceleme altına alınmıştır. Bu incelemeler sonrasında Tablo 3.3' de yer alan belirgin doruk kriterlerini ortaya koymuşlar ve elde edilen bir doruğun belirgin doruk olabilmesi için bu şartlardan en az 5 tanesini sağlaması gerektiğini belirtmişlerdir (SESAME, 2004). Şekil 4.10'da belirgin doruk ve belirgin olmayan dorukların H/V eğrilerindeki görüntüsü bulunmaktadır. Belirgin doruk kriterleri şu şekilde sıralanabilir;

1) H/V eğrisi doruk frekansında genlik değeri (A_0) 2'den büyük olmalıdır.

$$A_0 > 2 \tag{4.12}$$

2) $f_0/4$ ile f_0 arasındaki her bir frekans değerine (f -) karşılık gelen genlik değeri, doruk frekansındaki genlik değerinin yarısından küçük olmalıdır.

$$\exists\ f- \epsilon [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f -) < A_{0/2} \tag{4.13}$$

3) f_0 ile $4*f_0$ arasındaki her bir frekans değerine (f+) karşılık gelen genlik değeri, doruk frekansındaki genlik değerinin yarısından küçük olmalıdır.

$$\exists\ f+ \epsilon [f_0, f_0*4] \mid A_{H/V}(f-) < A_{0/2} \tag{4.14}$$

4) f_0 frekansının standart sapma eğrilerinde de tepe noktası gerçek f_0 ın %5 lik (artı ve eksi) sınırları içinde olmalıdır.

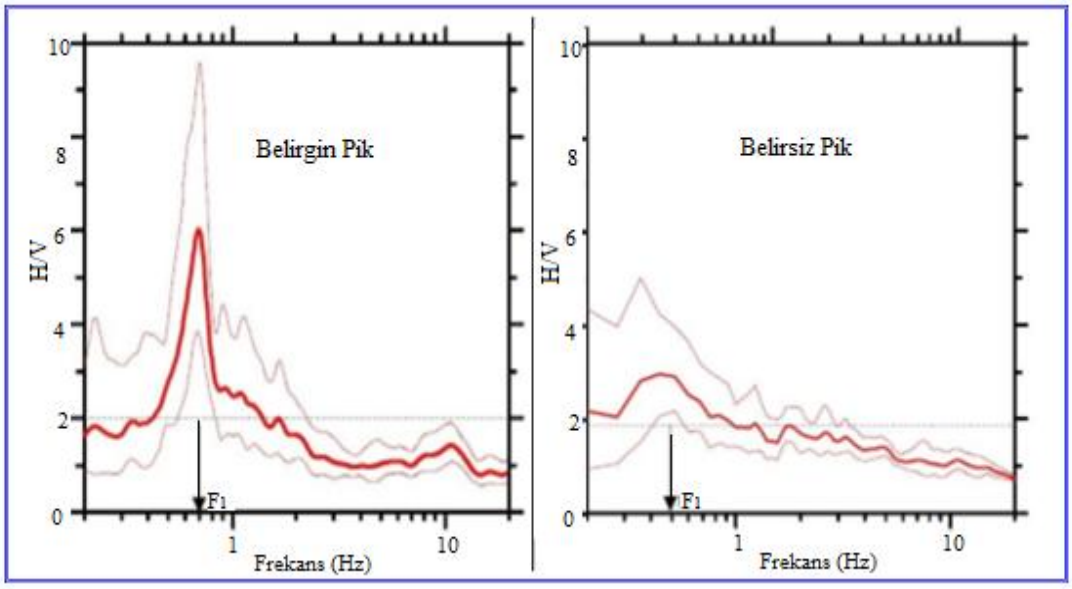
$$f_{peak}\,[A_{H/V}(f) \pm \sigma A(f)] = f_0 \pm 5\% \tag{4.15}$$

5) Bu madde Tablo 3.3 ' den okunan değerlere göre değerlendirilir. Baskın frekans için standart sapmanın sınırlarını belirler.

$$\sigma f < \varepsilon(f0) \tag{4.16}$$

6) Bu madde Tablo 3.3’ den okunan değerlere göre değerlendirilir. Frekans değerine bağlı, genliğin standart sapmasının sınırlarını belirler.

$$\sigma A(f0) < \theta(f0) \qquad (4.17)$$



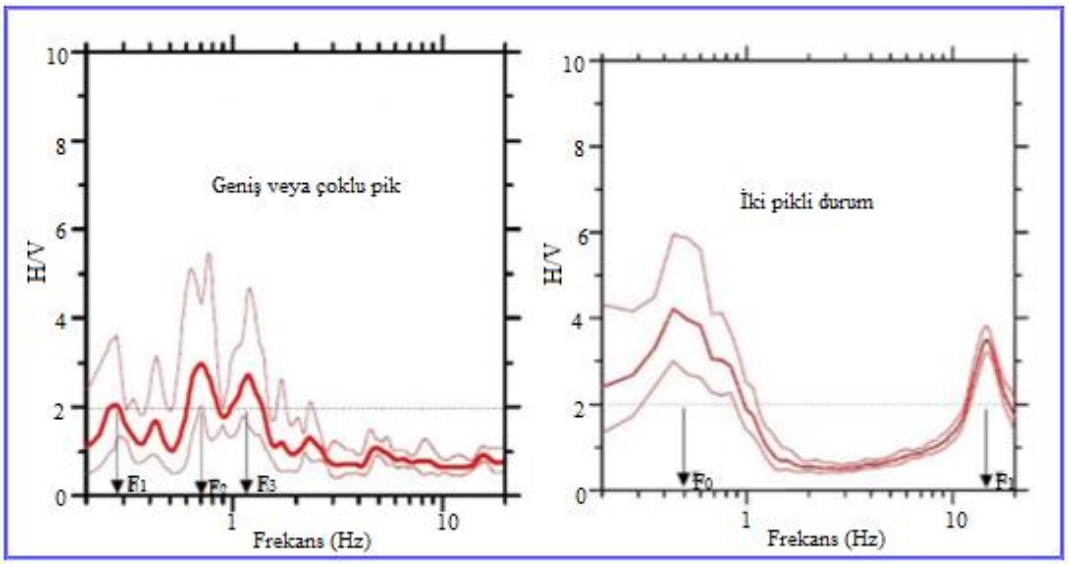
Şekil 4.10 Belirgin ve belirsiz doruk durumunu gösteren örnek H/V eğrisi (SESAME,2004' den değiştirilmiştir).

4.9.6 Geniş Veya Birden Çok Doruk

H/V eğrilerinde Şekil 4.14’de görüldüğü gibi çoklu doruk veya geniş doruk durumu görülmesi SESAME (2004)’e göre yeraltında yanal değişimlerin veya eğimli tabakalanmanın olması olabilmektedir.

4.9.7 İki Doruk

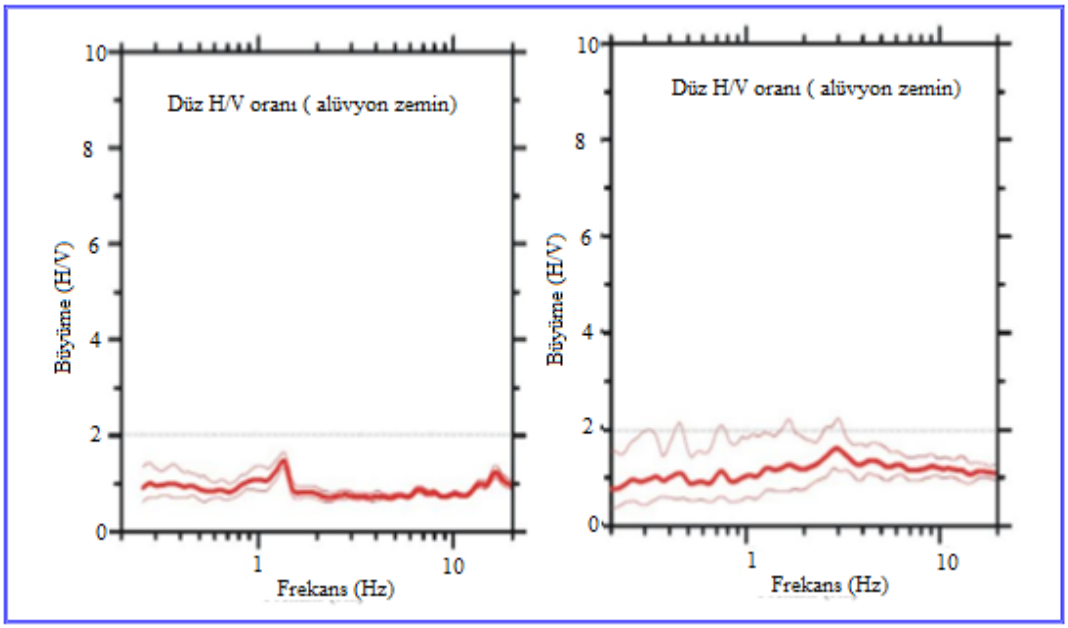
Eğer H/V eğrilerinde Şekil 4.11’de görüldüğü gibi 2 adet doruk görülürse önce bunlardan her biri için endüstriyel doruk olup olmadığı kontrol edilir. Eğer her iki doruk de endüstriyel bir doruk değilse bu durum yeraltında aralarındaki sismik empedans farkın fazla olduğu 2 tabakalı bir yapı olarak yorumlanabilir (SESAME, 2004)



Şekil 4.11 H/V eğrilerindeki (solda) geniş veya çoklu doruk, (sağda) iki doruk durumu

4.9.8 Temel Kaya ve Alüvyon Zeminler İçin Düz H/V Eğrisi

H/V eğrileri Şekil 4.12'de görüldüğü gibi düz olup herhangi bir doruk vermeyebilirler. Eğer temel kayada böyle bir eğri elde ediliyorsa ayrışmamış bir kaya olduğu söylenebilir. Eğer gevşek alüvyon zeminde böyle bir durum varsa derinlikle hız yapısında keskin bir değişimin olmadığı söylenebilir (SESAME, 2004).



Şekil 4.12 Temel kaya ve gevşek alüvyon zeminlerde görülen düz H/V eğrileri

4.10 Veri İşlem Kriterlerinin Belirlenmesi

Yatay bileşen (H), KG ve DB bileşenlerin ortalaması alınarak hesaplanır:

$$H = \sqrt{\frac{KG^2 + DB^2}{2}} \tag{4.12}$$

Zaman sinyalleri öncelikle 0,05 Hz-25 Hz arası bant geçişli bir filtre uygulanarak beklenen zemin rezonans frekansı dışındaki etkiler çıkarılmıştır.

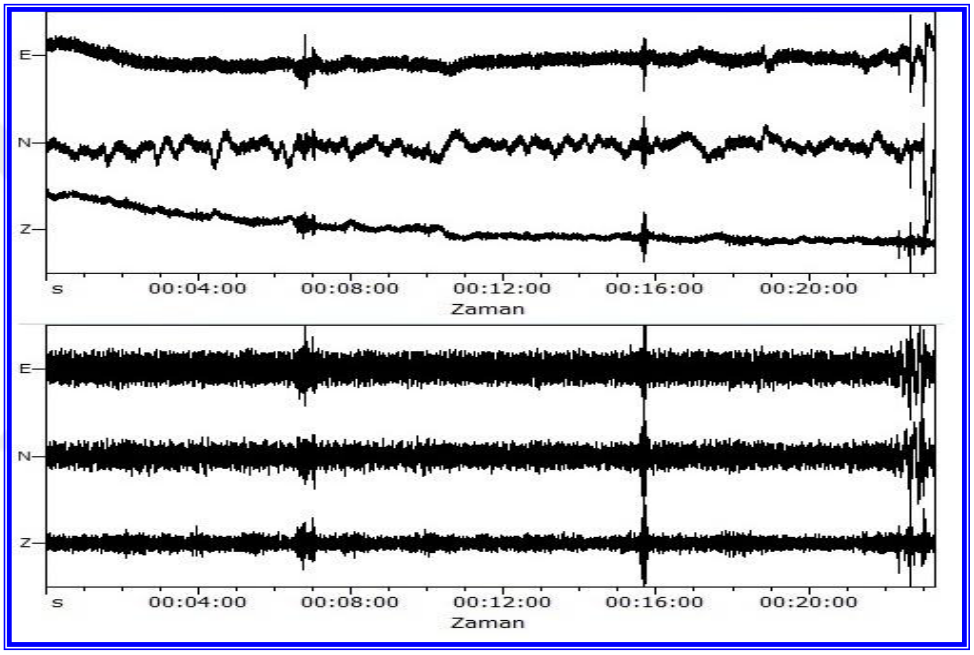
Filtre öncesi ve sonrası 3 bileşen örnek bir kaydı göstermektedir. H/V eğrileri hesaplanırken, değişen pencere boylarının H/V eğrilerindeki etkileri incelenerek, kayıt süresine bağlı olarak 50sn ve 100sn pencere uzunlukları kullanılmıştır (Şekil 4.13).

Pencere boyunun belirlenmesinde aynı zamanda SESAME (2004) kriterleri de göz önünde bulundurulmuştur .

Derin alüvyon üzerinde bulunan noktalarda, düşük frekanslarda yakalanabilecek bir doruğun kaçırılmaması için en az 100 sn pencere uzunluğu seçilmiştir. Bozucu etkilerin sık olduğu ve kayıt süresinin 100 sn'lik pencere seçimine yeterli olmadığı bazı noktalarda ise 50 sn pencere uzunluğu kullanılmıştır. Pencerelerin %20 oranında birbirinin üzerine binmesine izin verilmiştir.

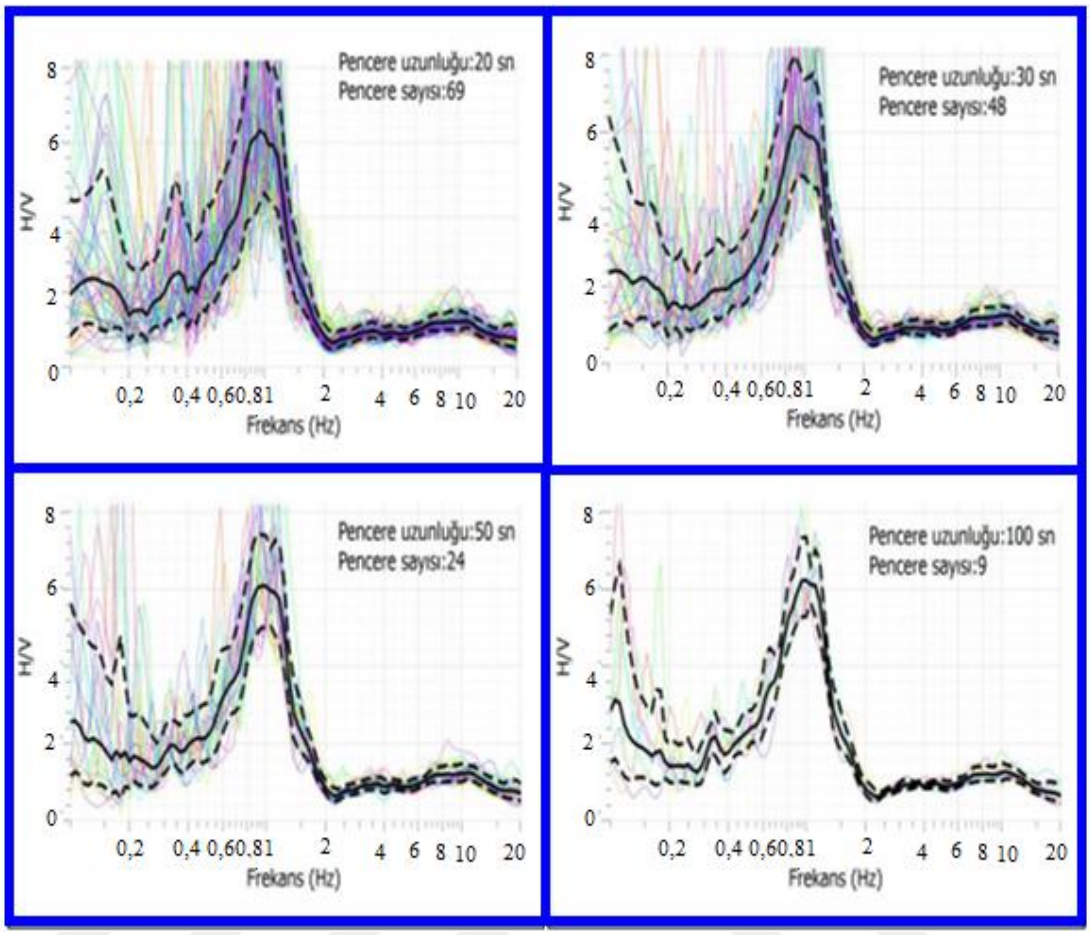
Pencere seçiminde kısa süreli bozucu gürültülerin giderilmesi için anti-triggering uygulaması yapılır. Anti-triggering işlemi; sinyal içindeki kısa süreli, ani değişimleri sinyalin geneline bakarak belirleyen ve buraları kullanılamaz olarak işaretleyen bir yazılımdır. Anti-triggering için SESAME (2004) önerileri doğrultusunda STA değeri 1 sn, LTA değeri 30 sn ve STA/LTA oranı 0,3-2 arasında seçilmiştir.

Şekil 4.15, anti-triggering uygulanarak ve uygulanmadan seçilen pencereleri göstermektedir. Seçilen her bir pencerenin kenarları % 5 cosinus pencere ile traşlandıktan sonra Fourier spektrumları hesaplanır. Spektrumların oranlanması sırasında genlik değerlerindeki farkların neden olabileceği saçılmaları önlemek amacıyla spectrumlar Konno ve Ohmachi, (1998) fonksiyonu ile yuvarlatılırlar. Farklı yuvarlatma katsayılarının H/V eğrileri üzerindeki etkileri Şekil 4.14'de gösterilmektedir. Görüldüğü gibi b parametresinin değerinin azalması yuvarlatmanın artması anlamı taşır ve H/V eğrisi genlikleri küçülür

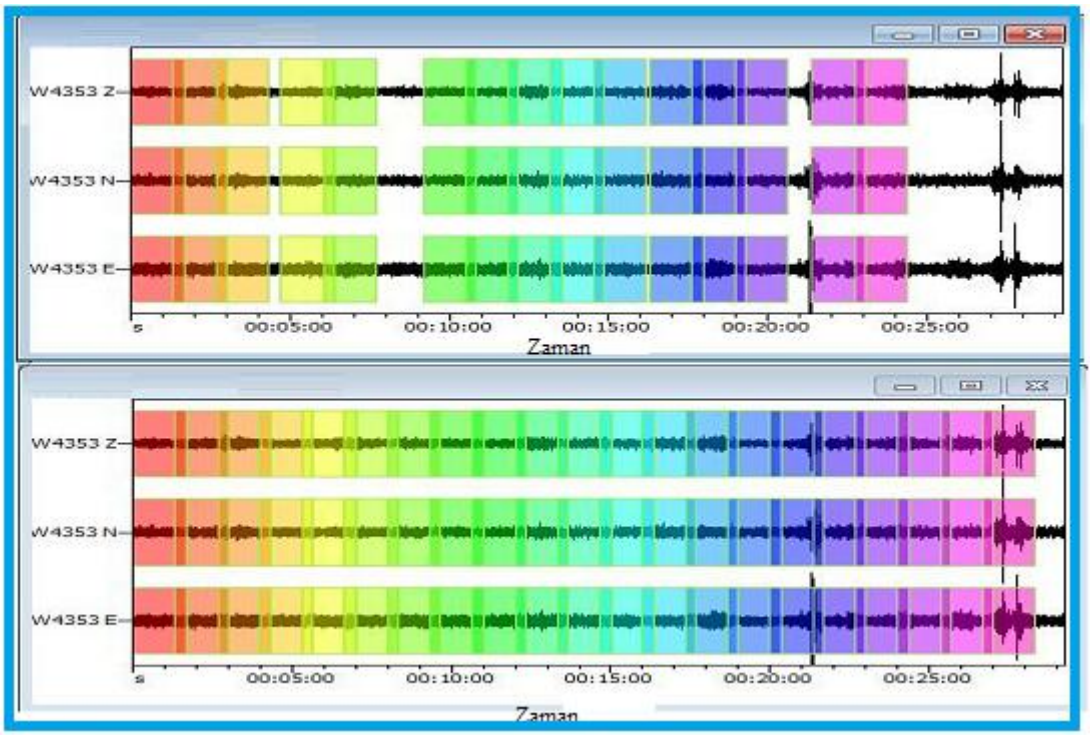


Şekil 4.13 Filtreleme işleminin zaman kayıtlarında görünümü

Üst şekil filtre uygulanmamış ham veriyi, alt şekil ise 0,05-25 Hz arası bant geçişli filtre uygulanmış zaman sinyalini göstermektedir.

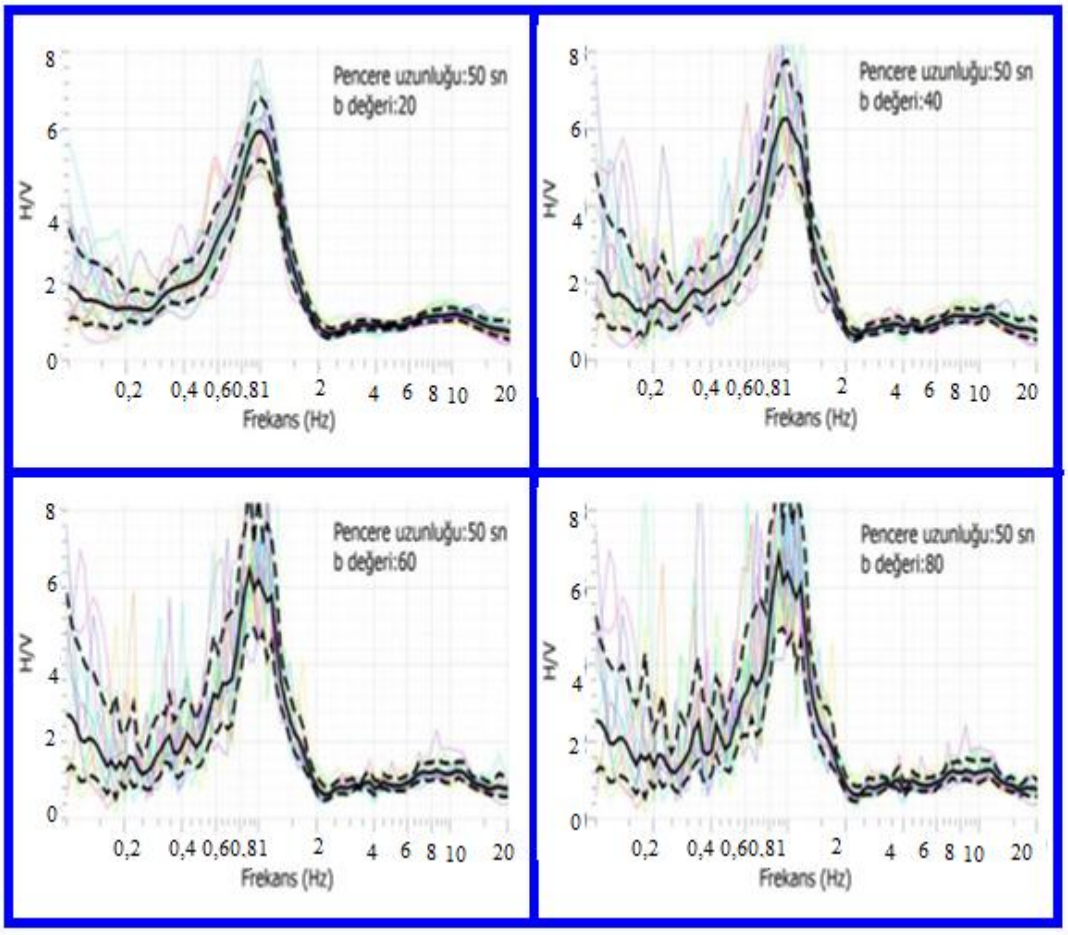


Şekil 4.14 Farklı pencere uzunluklarının H/V eğrileri üzerindeki etkileri.



Şekil 4.15 Pencere seçiminde anti-triggering uygulamasını gösteren örnek.

Üst resim anti-triggering uygulanmış, alt resim uygulanmamış pencere seçimini göstermektedir.



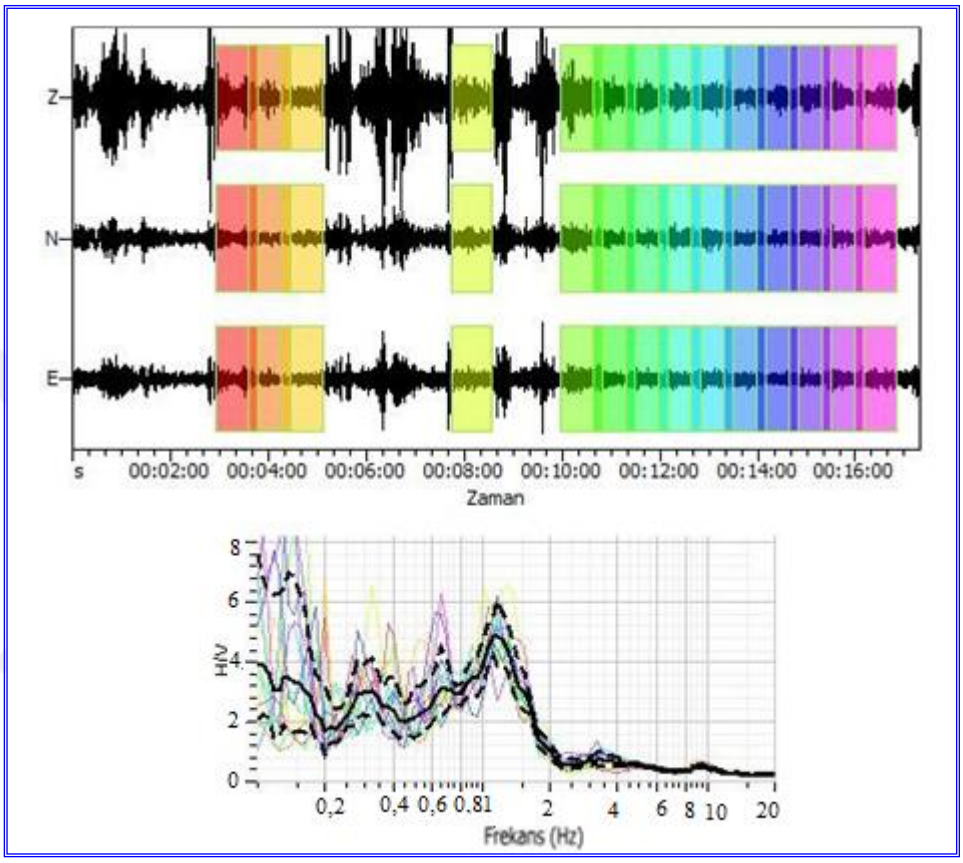
Şekil 4.16 Farklı yuvarlatma değerleri için H/V sonuçları.

Yatay/Düşey (H/V) spektral oranlar her bir pencere için hesaplandıktan sonra ortalama H/V eğrisi (H/Vort) ve standart sapmaları (σH/V(f)) hesaplanır;

$$H/V_{ORT}(f) = \frac{\sum_{i=1}^{n} H/V_i(f)}{n_{penc}} \tag{4.13}$$

$$\sigma_{H/V}(f) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\{H/V_i(f) - H/V_{ORT}(f)\}^2}{n_{penc} - 1}} \tag{4.14}$$

Şekil 4.17 Örnek bir noktada seçilen zaman pencerelerini, pencerelerden her biri için hesaplanan H/V eğrilerini (renkli eğriler) ve ortalama H/V eğrisi ile (siyah sürekli eğri), ortalama çarpı ve bölü standart sapma eğrilerini (kesikli eğrileri) göstermektedir.



Şekil 4.17 Örnek bir nokta için seçilen zaman pencereleri ve hesaplanan H/V eğrisi.

Geniş bant cihazın zaman ortamı sinyalde düşük frekans duyarlılığı açıktır. Spektrumlara bakıldığında kısa periyot cihaz kayıtlarında yaklaşık 0,5 Hz' in altındaki genlikler beklenildiği gibi önemli ölçüde bastırılmaktadır.

4.11 Pencereleme İşlemi

Pencereleme sırasında seçilen pencere bütünüyle seçim amacına yönelik olmalıdır Jeofizikte rastlanan sinyaller genellikle sonsuz uzunluktadır.

Sonsuz uzunluktaki sinyallerin FD nün alınmasında büyük zorluklar vardır. Ancak sonlu uzunluktaki bir verinin spektrumu bulunabilir. Jeofizik yöntemlerde alınan veriler zamanın veya uzayın bir parçası olarak nitelendirilirse, bu parça bize pencerenin başlangıç ve bitişi noktalarını gösterir.

Pencereleme işlemi, gözlenmesi istenilen olayı sınırlı bir alanda tanımlayıp, alan dışında kalan bölümleri sıfır kabul etmektedir.

Pencerelemenin frekans ortamına önemli etkileri vardır. (Pınar ve Akçığ, 1995)

1. Frekans ortamındaki ayrımlılık azalması etkisi, aşağıda belirtilen iki nedenden kaynaklanır.

- Frekans ortamındaki bant genişliği pencerenin türüne bağlı olarak değişebilir. Bant genişliği çok olan pencerelerin yuvarlatma etkisi çok, ayrımlılığı ise azdır.
- Pencere boyuna ve veri boyuna bağlı olarak temel frekansın sıfır frekansına uzaklığı ve dolayısı ile de "Δf" lerin önemi büyüktür. Kısa pencere boylarında f_0 frekansı sıfırdan uzaklaşacak, dolayısı ile "Δf" ler büyüdükçe ayrımlılıkda azalacaktır.

2. Fourier serilerinin uygulamada kullanışlı olması için serinin yavaş yakınsamaması gerekir. Fourier serileri, süreksizlik noktalarında, fonksiyonun sağ ve sol değerlerinin ortalamasına yakınsar ve yakınsama sırasında aşırı salınımlar yapar. Bu olaya Gibbs olayı adı verilir. Bu salınımları önlemek için fazla terim almak veya salınımları bastıran özel yöntemler uygulamak gerekir.

3. Sonsuz uzunluklu bir izin belli bir sınır içinde pencerelenmesi, enerji sızma (leakage) olayını meydana getirir.

4. Pencere boyu temel dönem ve onun tam katları şeklinde seçilmelidir, aksi halde spektrum yanlış hesaplanır.

Pencereleme işlemi, veri üzerinde fiziksel olayın var olduğu bölüm ile seçilen pencere işlevinin zaman veya uzay ortamında birebir çarpılması işlemine olarak nitelendirilir. Tüm pencerelerin en önemli özelliği olan başlangıç ve bitiş noktaları dışında sıfır veya en kötü ihtimalle pencere genişliğinin yarısında ise genliğin 1 olması gerektiği göz ardı edilmemelidir.

4.12 Süzgeçleme

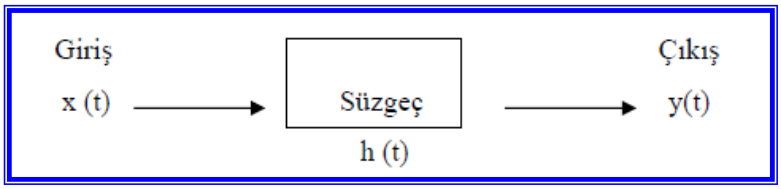
Verilerdeki istenmeyen gürültüleri bastırmak, sinyal olarak nitelenen istenen kısmı ise ortaya çıkaran matematiksel operatörlere süzgeç denir. Verilen süzgeç tanımı, süzgeçlerin frekans ortamında tanımlanmasını sağlayan genlik spektrumuna göre yapılır. Bütün bu tanımlanan süzgeçler verilerdeki istenilen frekans bandında yer alan sinüzoidal bileşenlerin süzgeçten geçmesi, istenmeyen frekans bandından yer alan sinüzoidal bileşenleri süzgeç tarafından durdurulması esasına dayanır.

4.12.1 Süzgeçlerin Sınıflandırılması

Süzgeçler kesme ve geçirme frekanslarının seçimine göre sınıflara ayrılırlar. Bir aralıktaki frekansların geçirilmesi isteniyorsa bu aralığa geçirim aralığı veya geçirim bandı, atılmak isteniyorsa kesme aralığı veya kesme bandı denir. Genlik fonksiyonu H(iω) 'na göre de süzgeçlerin sınıflaması yapılabilir.

4.12.1.1 Sayısal Süzgeçler

Süzgeçler bir giriş verisini istenilen bir çıkış verisine dönüştüren düzeneklerdir ve değişik biçimlerde sınıflanabilirler. Sürekli verilerin süzülmesinde kullanılan süzgeçlere 'analog' süzgeçler denir. Bunlar elektrik devreleridir. Sayısal verilerin süzülmesinde kullanılan düzeneklere ise sayısal süzgeçler denir. Sayısal süzgeçler alçak geçişli, yüksek geçişli ve band geçişli olarak üretilip, Şekil 4.18 'de olduğu gibi h(t) süzgeç fonksiyonu giriş verisi x (t) 'yi çıkış verisi y (t)'ye çevirir. Bir giriş ve bir çıkışlı süzgecin şematik gösterimi (Karadut, 2002);



Şekil 4.18 Bir giriş ve bir çıkışlı süzgeç

Süzgeçleme işlemi zaman ortamında,

$$y(t) = x(t) * h(t) \tag{4.14}$$

bağıntısı ile tanımlanır. Burada * konvolüsyon işlemini göstermek üzere x(t) ; giriş verisini, h(t) ; süzgeç işlevini, y(t) ; çıktı verisini simgelemektedir.

Süzgeçleme işlemi frekans ortamında bir çarpım olarak tanımlanır ve Y(iω) = X (iω).H(iω) bağıntısı ile verilir. Bu bağıntıdaki Fourier çiftleri,

$$x(t) \longleftrightarrow X(i\omega)$$
$$y(t) \longleftrightarrow Y(i\omega)$$
$$h(t) \longleftrightarrow H(i\omega)$$

olarak tanımlanmaktadır.

$$\omega = 2\pi f \text{ 'dir.} \tag{4.15}$$

ω ; radyal/s birimli açısal frekans olup f; indirgenmiş frekanstır.

Dönüştürme fonksiyonu,

$$H\ (i\omega) = \frac{Y(i\omega)}{X(i\omega)} \text{'dir.} \tag{4.16}$$

Dönüştürme fonksiyonu H(iω) karmaşık fonksiyondur ve

$$H\ (i\omega) = |H\ (i\omega)|\ e^{i\phi(\omega)} \qquad \text{ise}$$

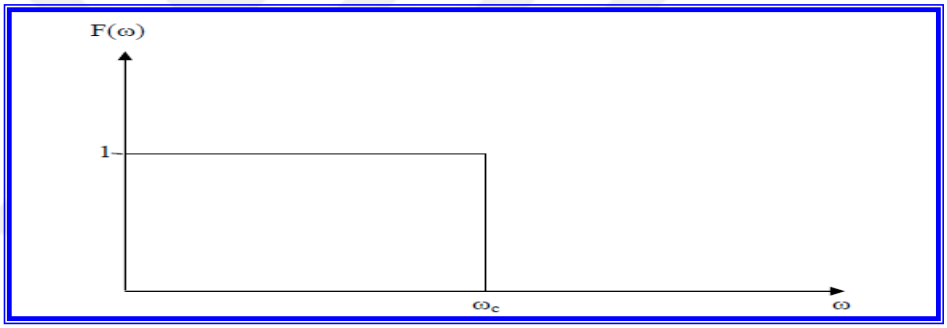
$$H(i\omega) = F(\omega) \tag{4.17}$$

biçiminde yazılabilir.

$H(i\omega)$ 'ya genlik $\Phi(\omega)$' ya faz fonksiyonu denir. Genlik ve fazın frekansa (ω) göre değişimi süzgeci tanımlar.

4.12.1.2 Alçak Geçişli Süzgeçler

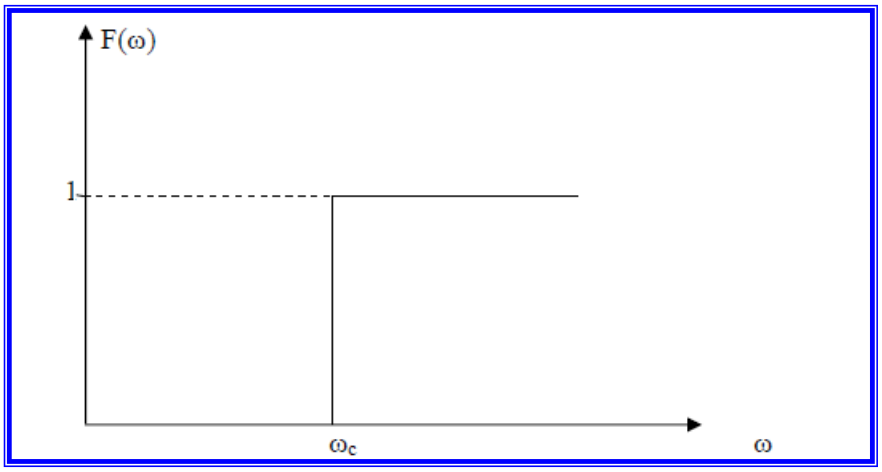
ω=0'dan ω= ωc'ye kadar bütün frekansları geçiren ve kesme frekansı denilen ωc'den büyük bütün frekanslı olayları sönümleyen süzgeçlerdir. B= ωc'ye süzgecin band genişliği denir. Bu süzgeç türünde sığ değişimler (rezidüel etkiler) süzülür derin (rejyonal) etkiler geçirilir.



Şekil 4.19 Alçak geçişli süzgecin genlik yanıtı

4.12.1.3 Yüksek Geçişli Süzgeçler

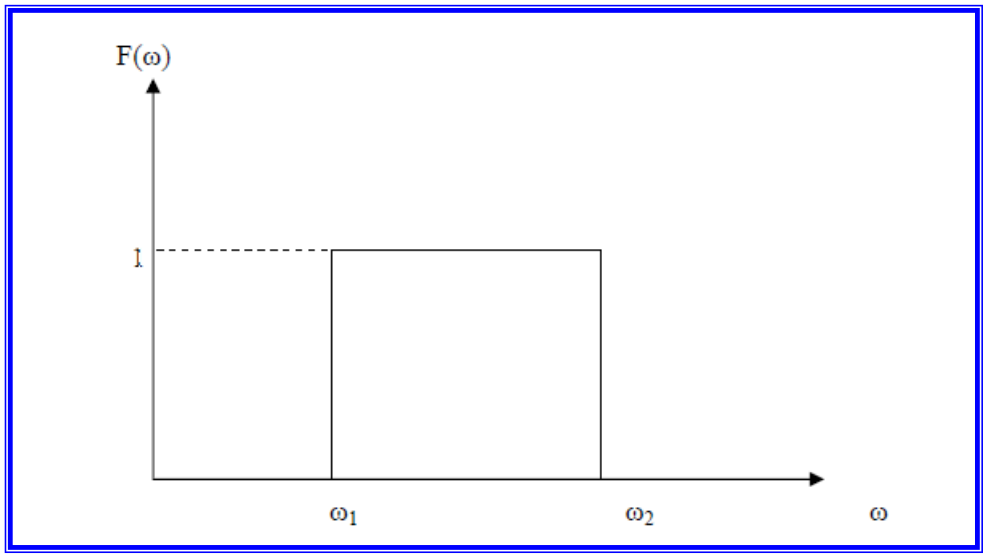
$0 \leq \omega < \omega c$ aralığındaki frekansları kesen(sönümleyen) ve $\omega > \omega c$ aralığındaki frekansları geçiren süzgeçler yüksek geçişli süzgeçlerdir. ωc'ye kesme frekansı da denir. Bu süzgeç türünde ise derin etkiler (rejyonal etkiler) süzülür, sığ (rezidüel) etkiler geçirilir.



Şekil 4.20 Yüksek geçişli süzgecin genlik yanıtı

4.12.1.4 Band Geçişli Süzgeç

İki kesme frekansı ω1 ve ω2 frekansları arasındaki değişimleri geçiren, diğer değişimleri kesen süzgeçlere band geçişli süzgeç denir. Süzgeç ω=ω1'den ω=ω2'ye kadar bütün frekanslardaki değişimleri değiştirmeden geçirir. 0< ω<ω1 ve ω>ω2 kesme bandlarıdır. B= ω2 – ω1 süzgecin band genişliğidir.

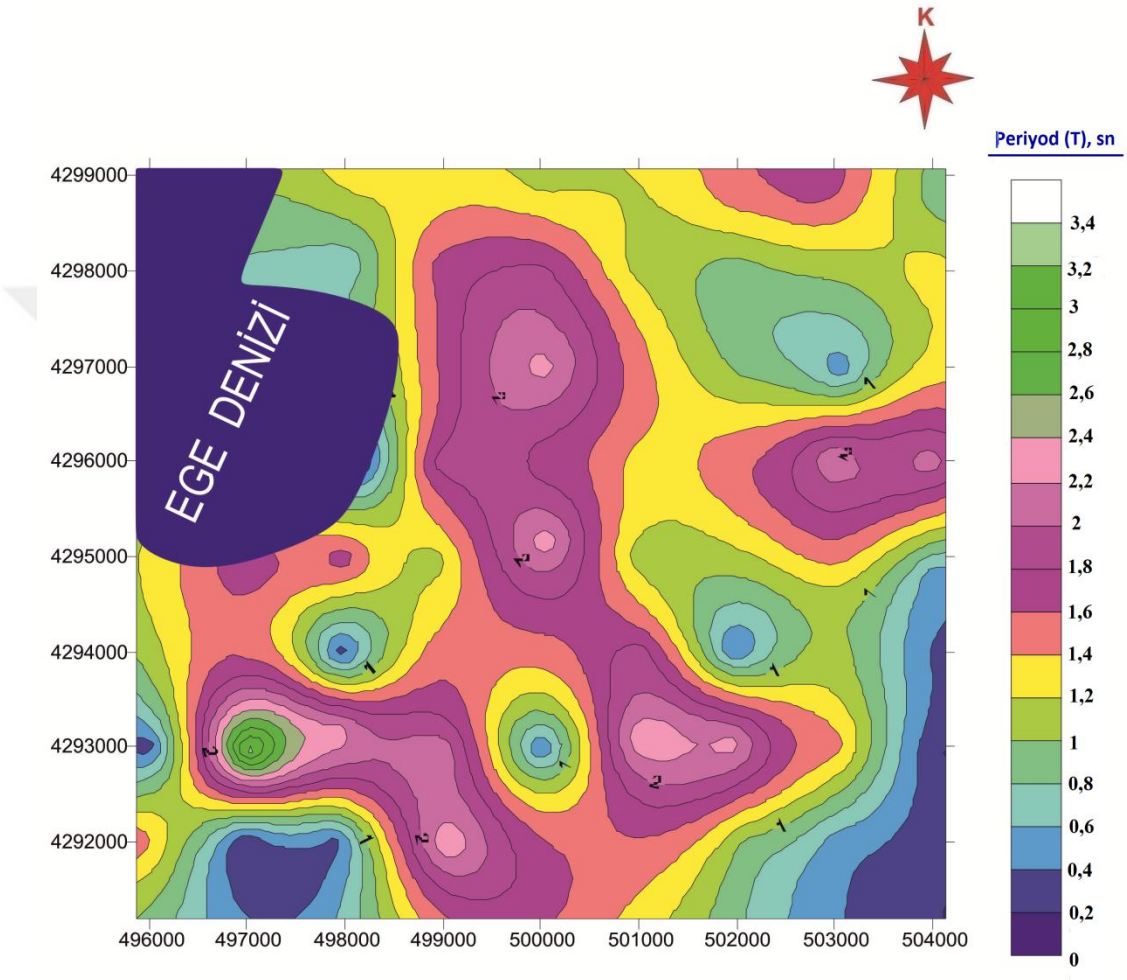


Şekil 4.21 Band geçişli süzgecin genlik yanıtı

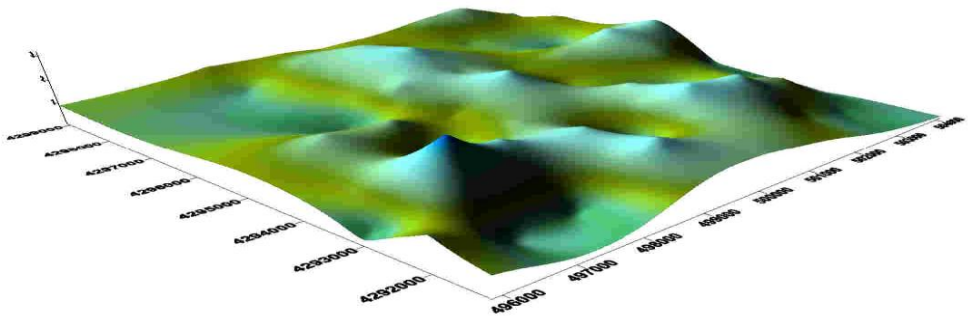
Yüksek geçişli süzgeçler alçak geçişli süzgeçlerin karşıtı, band geçişli süzgeçler ise alçak ve yüksek geçişli süzgeçlerin birleştirilmesi gibi düşünülebilir.

4.13 Verilerin Değerlendirilmei ve Haritalanması

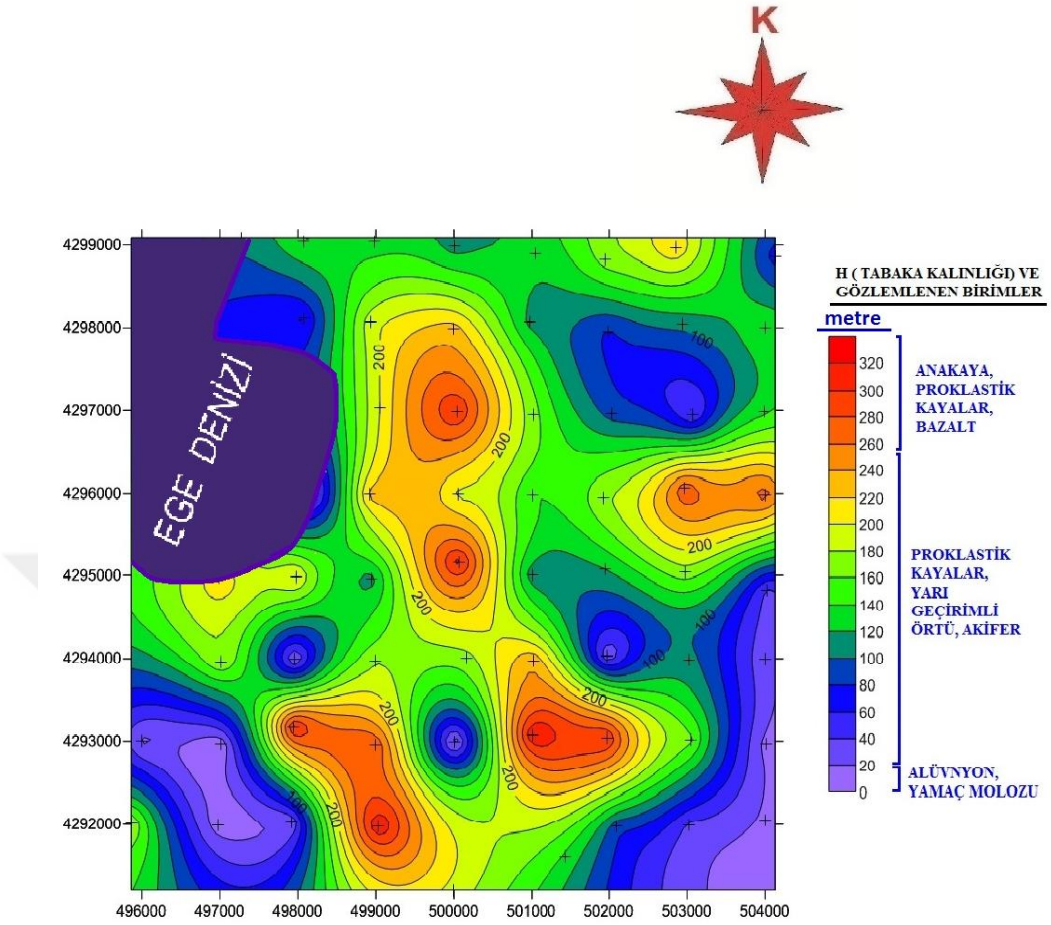
İnceleme alanına ait yer titreşim peryod haritası, Nakamura H/V spektral oran tekniği kullanılarak hazırlanmıştır. Şekil 4.5'de mikrotremor ölçümlerinin değerlendirilmesi sonucu elde edilen Baskın Periyod Haritası görülmektedir.



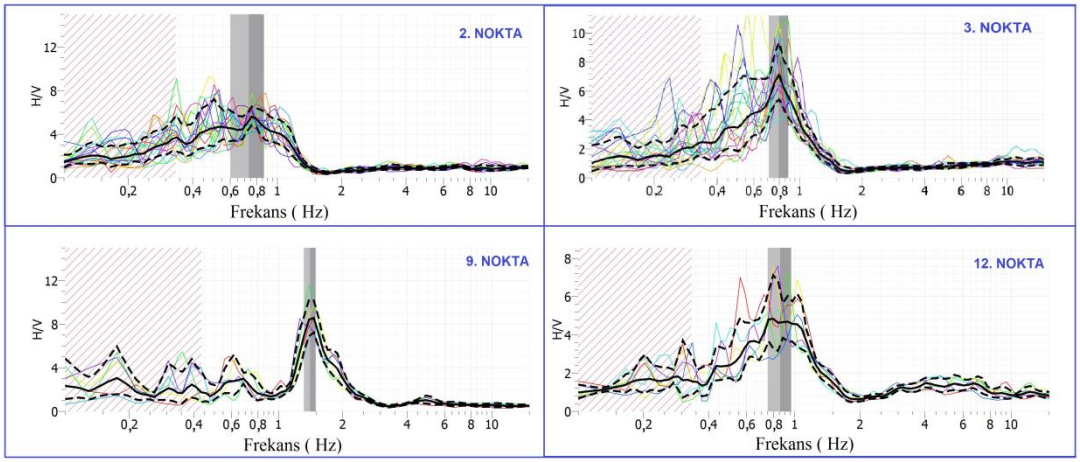
Şekil 4.22 Mikrotremor baskın peryod haritası.



Şekil 4.23 Mikrotremor 3D baskın peryod dağılımı



Şekil 4.24 Tabaka kalınlığı haritası



Şekil 4.25 Çalışma alanından seçilmiş veriler

Şekil 4.25' de belirtilen 4 adet veri SESAME koşullarına göre değerlendirilmiş ve belirgin doruk şartlarını sağladığı belirlenmiştir.

BÖLÜM BEŞ
SONUÇLAR VE ÖNERİLER

1. Derece deprem bölgesinde kalan Aliağa ilçesinde deprem sonucu oluşabilecek kayıpların önüne geçilmesi için zemin yapısının bilinmesi gerekmektedir. İzmir ilinin, Aliağa ilçesi yerleşim bölgesinde yapılan çalışma alanında 62 noktada 100 Hz örnekleme aralığı, ortalama pencere uzunluğu 30 sn olarak mikrotremör kayıtları alınmış ve bu kayıtlar çalışmada kullanılmıştır. Mikrotemör veri alımı işlemi tek cihazla Nakamura tekniğine göre gerçekleştirilmiştir.

Alınan mikrotremör ölçümleri Geopsy programı kullanılarak değerlendirilmiş ve zemin hakim frekansı, periyodu ve H/V değerleri elde edilmiş ve bu elde edilen değerler Surfer programıyla haritalanmıştır.

İnceleme alanının büyük bir kısmında denizden uzaklaştıkça zemin hakim titreşim periyodu 0 sn ile 1,0 sn arasındadır. Mikrotremor baskın peryod haritasında (Şekil 4.22) mavi renk tonlarıyla belirtilen alanlar sağlam zeminden oluşmaktadır.

İnceleme alanının özellikle iç kısımlarında zemin hakim titreşim periyodu 1 saniyeden yüksek olarak belirlenmiştir, mor renk tonlarıyla belirtilen bu alanlarda zayıf zeminler yada alüvyon derinliği fazla olan zeminlerden oluşmaktadır. Bu durum ise deprem etkisinin, yüksek katlı binalarda yer değiştirme etkisi ile baskın olacağını işaret etmektedir. Bu alanlarda, bölgenin depremselliği de göz önüne alındığında, özellikle yüksek katlı yapılamanın yapılmaması gerektiği düşünülmektedir.

Mikrotremörde esas amaç zemin hakim frekans ve periyodunu elde etmek olduğundan, elde edilen frekans değeri kullanılarak türetilen diğer değerler (derinlik, Vs, Vp vb.) saha hakkında bize genel bilgi vermekte, jeoloji ile uyumu yakalamakta fakat gerçek değerleri tam olarak yansıtmamaktadır.

Yeni yapılacak olan inşaatlar ve kentsel dönüşüm projelerinde jeofizik çalışmalar sonucu elde edilen zemin dinamik parametreleri dikkate alınmalıdır.

Elde edilen haritalara bakıldığında jeolojik uyum yakalanmıştır. Yapılan çalışmada deprem hasarları yönünden risk oluşturan bölgeler ile daha az risk taşıyan bölgeler belirlenmiştir.

Elde edilen bulgular ile bölgenin jeolojisi ve mikrotremör periyod yapısını yansıtan veriler birbiriyle uyum göstermektedir. Bu uyum Nakamura yönteminin benzer bölgeler için uygulanabilir ve aynı zamanda etkili bir yöntem olduğunu göstermektedir.

KAYNAKLAR

Akay, E.(2000). *Magmatic and tectonic evolution of the Yuntdağ Volkanic Complex (Western Anatolia).* Dokuz Eylül Universitesi Doktora Tezi, İzmir

Akay, E. ve Erdoğan, B.(2004). Evolution of calcalkaline to alkaline volcanism in the Aliağa-Foça region (Western Anatolia, Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences, 24*, 367-387.

Akamatsu, J., Fujita, M. ve Kamda, H. (1991). Long period microtremor measurement in the areas affected by the 1989 Loma Prieta earthquake. *Fourth International Conference on Seismic Zonation, Stanford, California,* USA, 393400

Akçığ, Z. ve Pınar, R. (2000). *Jeofizik veri işlem*. İzmir: D.E.Ü.Mühendislik Fakültesi Yayınları.

Akgün, M, Gönenç, T., Pamukçu, O, Özyalın,Ş. ve Özdağ, Ö.C. (2013). Mühendislik ana kayasının belirlenmesine yönelik jeofizik yöntemlerin bütünleşik yorumu: izmir yeni kent merkezi uygulamaları, *Jeofizik Dergisi, 18,* 67-80.

Aki, A. M. (1957). Sapce and time spectra of stationary stochastic wave with special reference to microtremors. *Bulletin of Eartquake Resarch Institue,* 415-457.

Altunkaynak, Ş. ve Yılmaz, Y. (2000). Foça yöresinin jeolojisi ve aktif tektoniği, *Batı Anadolu. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000),* Bildiriler Kitabı, 160-165, İzmir.

Ambraseys, N.N. ve Jackson, J.A. (1990). Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988, *Geophysical Journal International, 101,* 663-708.

Ansal, A. M., İyisan, R. ve Güllü, H. (2001). Microtremor measurements for the microzonation of Dinar, *Pure and Applied Geophysics,158,* 2525–2541.

Aytun, A. (2001). *Olası deprem hasarını en aza indirmek amacıyla yapıların "doğal" salınım periyodlarının yerin "baskın" periyodundan uzak kılınması.* Uşak İli ve Dolayı (Frigya) Depremleri Jeofizik Toplantısı, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara

Bard, P. Y. (1998). Microtremor measurements: A tool for site effect estimation. *Proceedings of 2nd International Symposium on the Effect of Surface Geology on Seismic Motion,* Yokohama, Japan.

Başoğlu, Ş. (1975). *İzmir İç Körfezinin hidrografisi ve sedimantolojisi*: Yüksek Lisans Tezi, Ege Üniversitesi, İzmir.

Başarır, E. ve Konuk, Y.T.(1981). Gümüldür yöresinin kristalin temeli ve allokton birimler: *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni 24*, 1-6.

Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of Seismological Society of America, 60*, 29-61.

Borsi, S., Ferrara, C., Innocenti, F. ve Mazzuoli. R., (1972). Geochronology and etrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea*, Bulletin 36,* 473-496.

Chavez-Garcia, F. J., Cuenca, J. ve Sanchez-Sesma, F. J. (1996). Site effects in mexico city urban zone. A Complementary Study. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 141-146.

Denizlioglu, A.Z., Özmen, Ö.T., Kuru, T., Çolakoglu, Z., Apak, A., Karaca, S., ve diğer. (2005). *Final report of the Sigacik Bay (Izmir) earthquakes on 17-20 October 2005* - Evaluation of Strong-Ground Motion records, Earthquake Research Department (ERD), General Directorate of Disaster Affaires, Ankara, 32

Dikmen, Ü. (2006). Application of microtremors of seismicmicrozoning procedure *Journal of The Balkan Geophisical Society*, 143-156

Dravinski, M., Yamanaka, H., Nkajima, Y., Kagami, H., Keshavamurty, R. ve Masaki, K. (1991). Observation of long period microtremors in San Fransisco metropolitan area. *Proceedings of Fourth International Conference on Seismic Zonation, Stanford*, August 26-29 1991, II 401-407.

Düzbastılar, M.K. (1978). Karaburun Yarımadasının stratigrafisi hakkında. *Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi, Seri A,* II-4, İzmir, 333-356.

Eftelioğlu, M. (1983). *Gülbahçe Körfezi sedimantolojisi ve dinamiği*. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir

Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş F. (2005), *İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri* (Rapor No:10754), MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

Ercan, A. (2001). *Yer araştırma yöntemleri, bilgiler kurallar*. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Yayını, 339.

Ercan, A. (2006). *Titreşimcik (microtremor) ölçülerinden yerdavranış özelliklerinin türetilmesi* - Zeytinbağı - Bursa örneği. 17 Kasım 2014, http://www.ahmetercan.net/index.phpmod=HaberDetay&ID=679&haber=1

Ercan, A. (2007). *Dikmen'de (İzmir'de) deprem ürküntüsü*. 17 Kasım 2014, http://www. ahmetercan.net/index.phpmod=HaberDetay&ID=847&haber=1

Ercan, A. (2007). *Dere yatağında titreşimcik (microtremor) ölçülerinden yer davranış özelliklerinin türetilmesi*-Zeytinbağı (Trilye)-Bursa örneği. 17 Kasım 2014,http://www.ahmetercan.net/index.phpmod=HaberDetay&ID=1234&haber=1

Ercan, T., Türkecan, A., Akyürek, B., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., ve diğer. (1996). Dikili Bergama-Çandarlı (Batı Anadolu) yöresinin jeolojisi ve magmatik kayaçların petrolojisi, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 20*, 47-60.

Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi, *Türkiye Petrolleri Bülteni, 2/1*, 1–20.

Eşder, T., Çiçekli K., Sarıkaya H. ve Yakabağı A.,(1991). *Aliağa (İzmir) yöresinin jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları*. MTA Rapor No: -94.

Fairbridge, R.W. (1972). Cyclic Salts. *In The Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences.* Ed. R.W. Fairbridge. New York: Van Nostrand Reinhold Co 216.

Gaull, B. A., Kagami, H., Eeri, M. ve Taniguchi, H. (1995). Mikrotremor spektral oranları ile Perth, Batı Avustralya için Mikrobölgeleme. *Earthquake Spectra, 11* (2), 173-191.

Geopsy Project, (b.t). 17 Nisan 2015, http://www.geopsy.org/

Yılmaz, Y., ve Genç,.C (2000). When did the Western Anatolian grabens begin to develop. In: Bozkurt, E., Wınchester, J.A. ve Pıper, J.D.A. Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. *Geological Society, London, Special Publications 173,* 353-384.

Google Earth, (b.t). 10 Eylül 2015, http://www.google.earth.com

Günay, C., (1998). *Batı Anadolu-Ege Denizi neotektoniğinin jeofizik yöntemlerle incelenmesi (İzmir Körfezi Örneğinde*). Doktora Tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Helvacı, C., Ersoy, Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. ve Uzel, B., (2009). Geochemistry and 40Ar/39Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 185,* 181–202.

Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. (1972). Petrology of the İzmir-Karaburun Volcanic Area: *Bulletin Volcanologique, 36/1,* 83- 103.

Kagami, H., Duke, C. M., Liang, G. C. ve Otha,Y. (1982). Observation of 1- to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site *effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposit. Bulletin of Seismological Society of America, 72,* 987-98.

Kanai, K., Tanaka, T. ve Oada, K. (1954). On microtremors VIII. *Bulletin of Eartquake Resarch Institue,* University of Tokyo, 32.

Kanai, K. ve Tanaka, T. (1961) *On Microtremors VIII Bulletin of Earthquake Research Institute,* University of Tokyo, (39), 97-114.

Kanai, K., Tanaka, T. ve Yoshizawa, S. (1965). O*n microtremors IX. Bulletin of Eartquake Resarch Institue, 43,* 577-588.

Kanai, K., Hirano, K. ve Yoshizawa, S. (1966). *Observation of strong earthquake motions in Matsushiro area, Part I. Bulletin of Earthquake Research Institute,* Tokyo University, 44, 1269-1296.

Kanai, K. (1983). *Engineering seismology*. University of Tokyo, 251, Japonya

Katz, L. (1976). Microtremor analysis of local geological conditions. *Bulletin of Seismological Society of America, 66,* 1, 45-60.

Katz, L. ve Bellon R. S. (1978). Microtremor site analysis of Beatty, Nevada: Geological conditions. *Bulletin of Seismological Society of America, 68 (1),* 757765.

Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia, *Newsletters on Stratigraphy Homepage , 10(3),* 164-191.

Keçeli, A. (2012). Neden jeofizik mühendisliği etütleri zemin etütlerinde zorunlu olmalı. *TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Jeofizik, 17*, 13-24.

Krushensky, R.D. (1976). Neogene calc-alkaline extrusive rocks of the Karalar-Yeşiller area. *Northwest Anatolia, Turkey. Bull. Volcanology, 40,* 336-360.

Konno, K. ve Omachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of Seismological Society of America, 88,* 228-241.

Konuk, T., (1977). Bornova Filişinin yaşı, hakkında; *Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi, Seri B,* 65-74.

Kobayashi, H., Set, K., Midorikawa, S., Samano, T. ve Yamazaki, Y. (1991). Seismic microzoning study of mexico city by means of microtremor measurements. *Proceedings of 4th International Conference on Seismic Zonation,* 3, Earthquake Engineering Research Institute, Stanford, California, 557-564.

Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P. Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C. ve Savvaidis, A. (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece). *Bulletin of Seismological Society of America, 86,* 1692–1703.

Lermo, J., Rodriguez, M. ve Singh, S. K. (1988). The Mexico City Earthquake of September 19, 1985: Natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and strong motion data. *Earthquake Spectra, 4,* 805814.

Lermo, J. ve Chavez-Garcia, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin Seismological Society of America, 83,* 1574–1594.

Lermo, J. ve Chavez- Garcia, F. J. (1994). Are microtremor useful in site response evulation. *Bulletin of Seismological Society of America, 84,* 5, 1350-1364

MTA Jeoloji Etütleri Dairesi (2011). *1/250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi,* İzmir (NJ 35-7) Paftası, Seri No:6

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quaterly Report Railway Technical. Respony Institte, 30-1,* 25-30-33

Nakamura, Y. (1996). *Real time information systems for seismic hazards mitigation UREDAS, HERAS and PIC*. Quarterly Report of The Railway Technical Research Institute (RTRI), 37 (3), 112-127.

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

Naruse, S., Izuhara, K., Takeuchi, F., Ohta, Y., Kagami, H., Goto, N. ve diğer. (1976). Observation of 1- to 5-sec microtremors and their applications to earthquake engineering, Part 2. Relation of the predominant periods and deeper underground conditions, Zishin. *Seismological Society of Japan, 29,* 25- 32.

Nath, S. K. (2007) , Seismic microzonation framework- principles and applications, at the *Microzonation Workshop at Indian Institute of Science*, Bangalore during June 26-27, 2007. Published in the Proceedings volume 07- 35

Nogoshi, M. ve Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtrremor. *Journal of Seismological Society of Japan, 24,* 15.

Ohta, Y., Kagami, H., Goto, N. ve Kudo, K. (1978). Observation of 1- to 5-sec microtremors and their applications to earthquake engineering, Part 1, Zishin. *Seismological Society of Japan, 31*, 767-779.

Omori, F. (1937). On microtremors. *Bulletin of the Imperial Earthquake Investigation Committe, 2* (1), 1-6

Öğdüm, F. (1983). Menemen Dumanlıdağ volkan konisi ve kalderasının jeomorfolojisi-evrimi, *Jeomorfoloji Dergisi, 11*, 45- 52.

Özçep, F. ve Akkargan, Ş., (2000). Yer içi ve Jeofizik: Tarihsel Gelişim, *Cumhuriyet Gazetesi, Bilim Teknik Ek*i, 5 Ağustos 2000, 698

Özkan, M. (1997). *Microtremor measurements in Dinar and comparison with in-situ tests.* Yüksek Lisans Tezi, Boğaziçi Üniversiesi, İstanbul.

Ryan, W. B. F., Kastens, K. A. ve Cita, M. B., (1982). Geological evidance concerning compressional tectonics in the estern mediterranean, *Tectonophysics, 86*, 213-242.

Santo, T. (1959) Investigation into microseisms using the observational data of many stations in Japan Part I: On the origin of microseisms. *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo, (37)*, 307-325.

Seht, M.I. ve Wohlenberg, J. (1999). Microtremor measurement used to map thickness of soft sediments, *Bulletin of the Seismological Society of America*, (86), 627-635.

SESAME (2004). *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: Measurements processing and interpretation*. Europan Research Project.

Seo, K., Samano, H., Yamanaka, H., Hao, X. ve Takeuchi, M. (1990). Comparison of ground vibration characteristics among several districts mainly with microtremor measurement. *Proceedings of 8th Japan Earthquake Engineering Symposium*, Japan, 685-690.

Seo, K., Samano, T., Yamanaka, H.,. Hat, X, Koyama, S., Takeuchi, M., ve diğer. (1991). Microtremor measurements in the San Francisco bay area Part 1: Fundamental characteristics of microtremors. *Proceedings of 4th International Conference on Seismic Zonation, 3,* 417- 424.

Seo, K., Samano, T., Yamanaka, H., Hat, X, Koyama, S., Takeuchi, M., ve diğer.(1991b). Microtremor measurements in the San Francisco bay area Part 2: Site conditions evaluated from microtremors. *Proceedings of 4th International Conference on Seismic Zonation, 3,* 425.

Seo, K. (1992). A joint work for measurements of microtremors in the Ashigara valley. *Proceedings of International Symposium on ESG, 2,* 43-52.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ. (1992). *Türkiye Diri Fay Haritası, 1:2,000,000 ölçekli,* Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Şengör, A. M. C. (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları (Fundamentals of the neotectonics of Turkey). *Publication of Geological Society of Turkey*, 40.

Şengör, A.M.C. (1980). Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of Amerika Bulletin 90*, 84-92.

Tezcan, S.S. ve İpek, M. (1970). 28 Mart 1970 Gediz depreminden dolayı Bursa otomobil fabrikasındaki hasarın sebepleri, *İMO Türkiye İnşaat Mühendisliği V. Teknik Kongresi*, Konu:III, Rapor No: 4, Ankara, 1970.

Aydınoğlu, N., Celep, Z. ve Özer, E. (2007) *Türk Deprem Yönetmeliği*

Ulusal Deprem İzleme Merkezi, (UDİM), (2013). *Deprem bilgileri*, 14 Mayıs 2015 http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/

Yamanaka, H., Dravinski, M. ve Kagami, H. (1993). Contionus measurements of microtremors on sediments and basement in Los Angeles, California. *The Bulletin of the Seismological Society of America*, (83), 1595-1609.

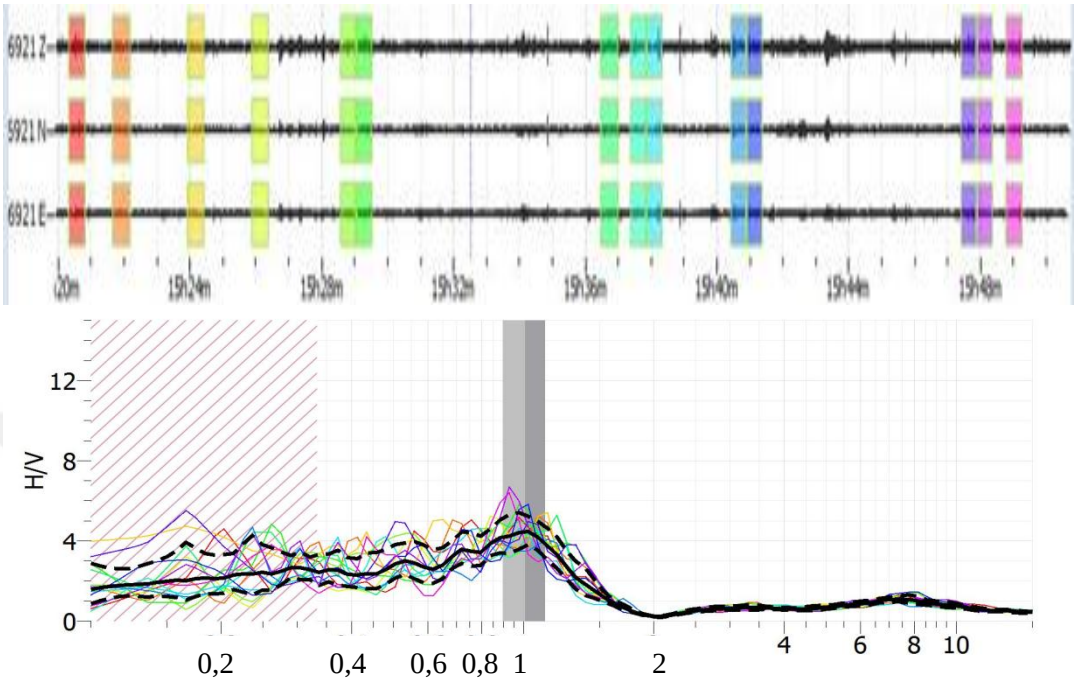
Yamanaka, H., Darvinski, M. ve Kagami, H. (1994). Characteristics of long period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentery layers. *Bulletin of Earthquake Resarch Institue, University of Tokyo*, 1831-1841.

Yılmaz, Y. (1997). *Ayvalık-Dikili-Çandarlı- Bergama arasında (Edremit-Bergama grabenleri çevresinde) genç magmatizmanın jeolojik ve petrolojik araştırılması*. TÜBİTAK Projesi, Proje No : YDABÇAG-228/G ve 420/G, 74s.

Wilson, C. D. V. (1953). The origin and nature of microsiems in the frequency renge 4 to 100. *Cambridge Philosophical Society Proceedings of the Royal Society*, 176- 183.

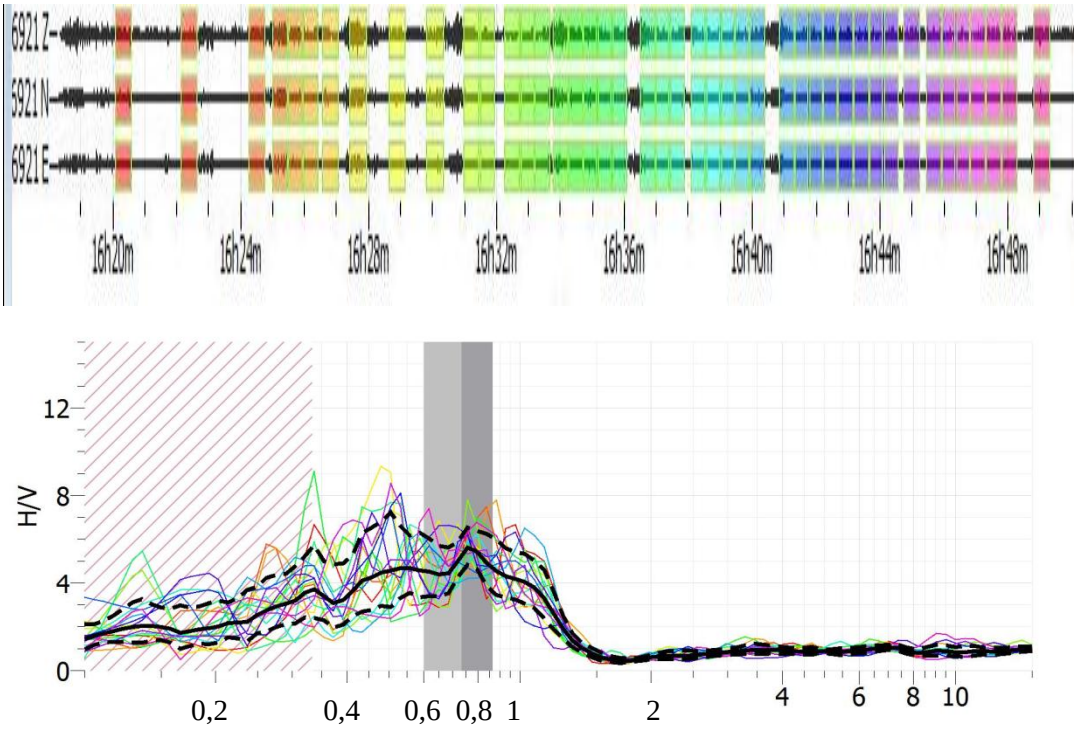
EKLER

1. NOKTA



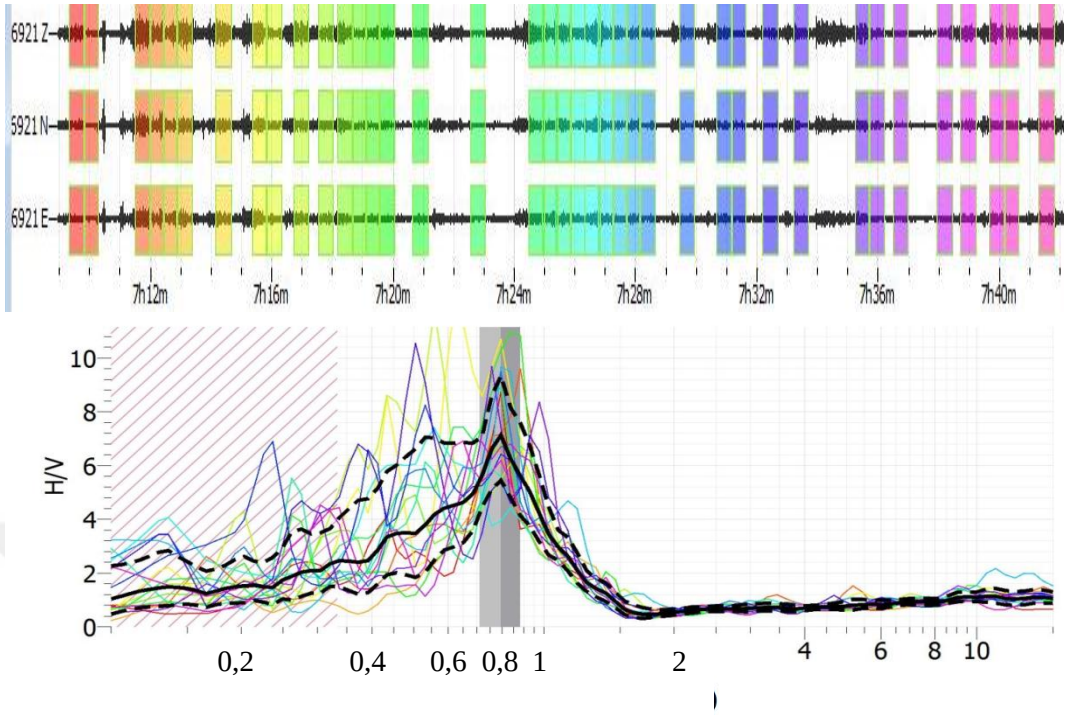
Frekans (Hz)

2. NOKTA



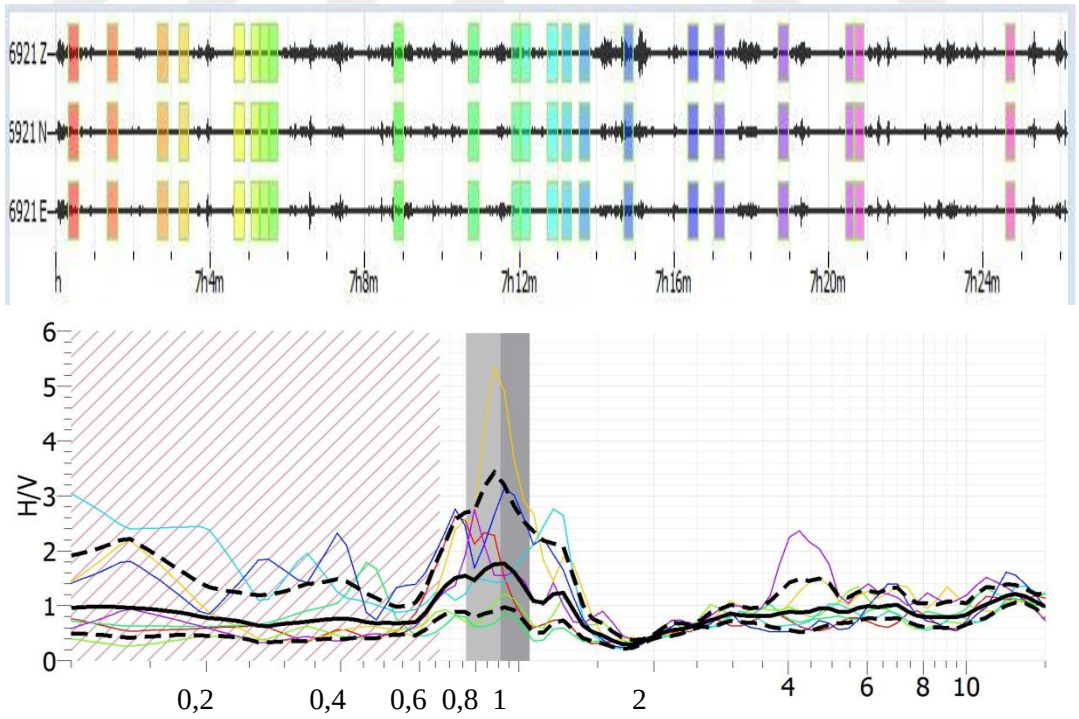
Frekans (Hz)

3. NOKTA



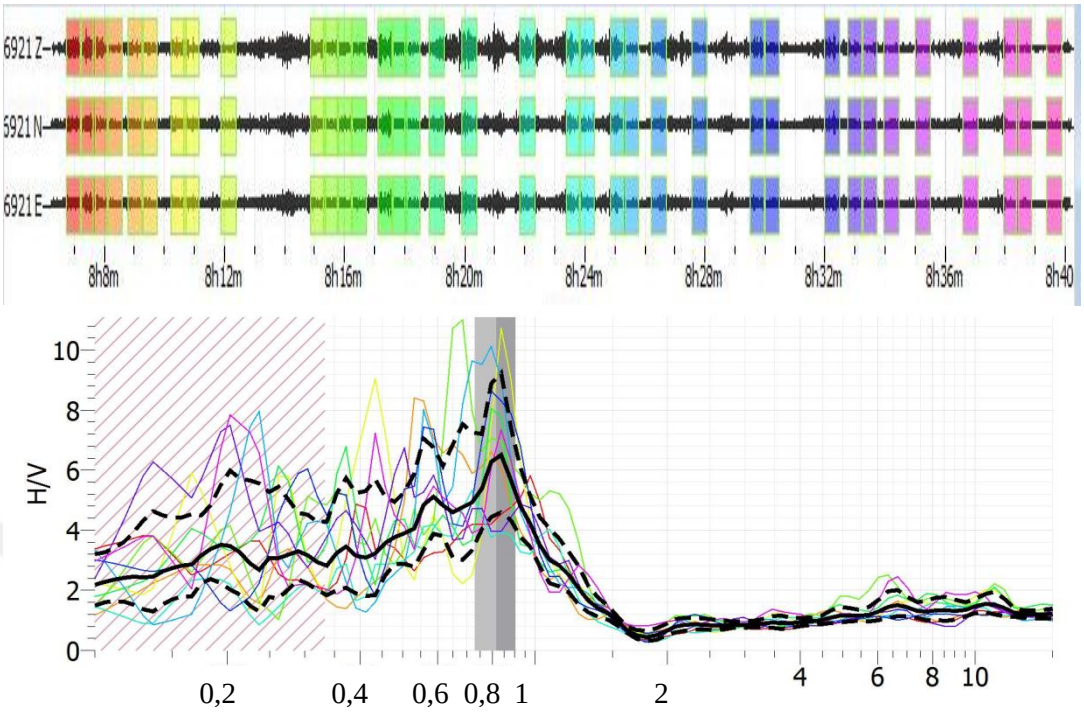
Frekans (Hz)

4. NOKTA



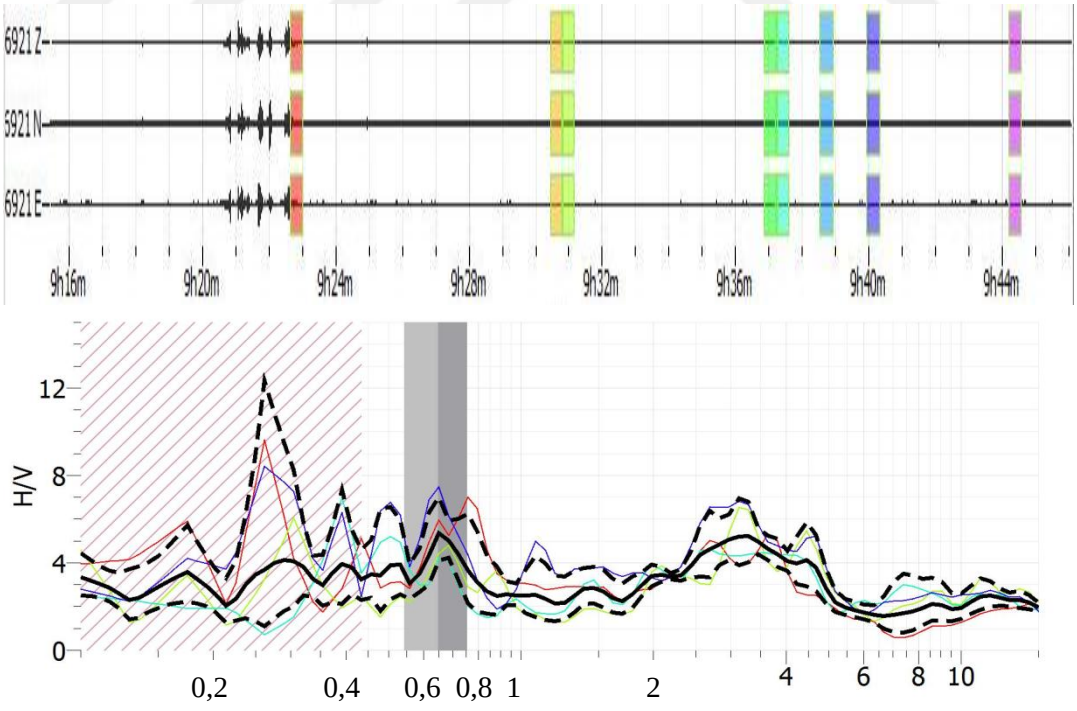
Frekans (Hz)

5. NOKTA



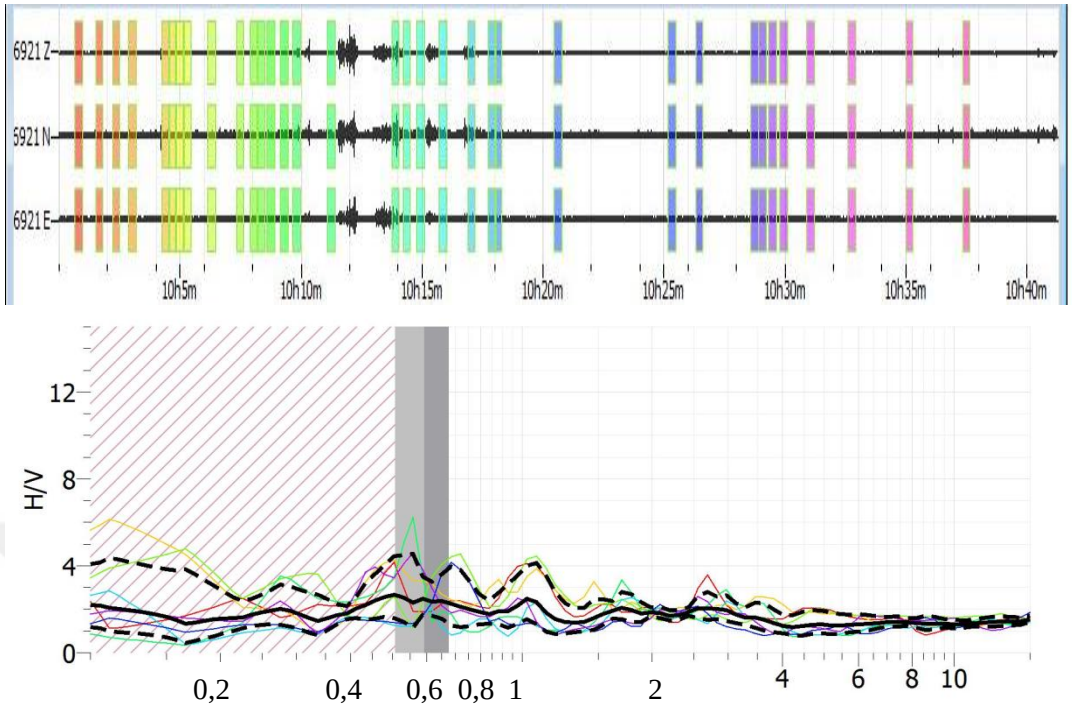
Frekans (Hz)

6. NOKTA



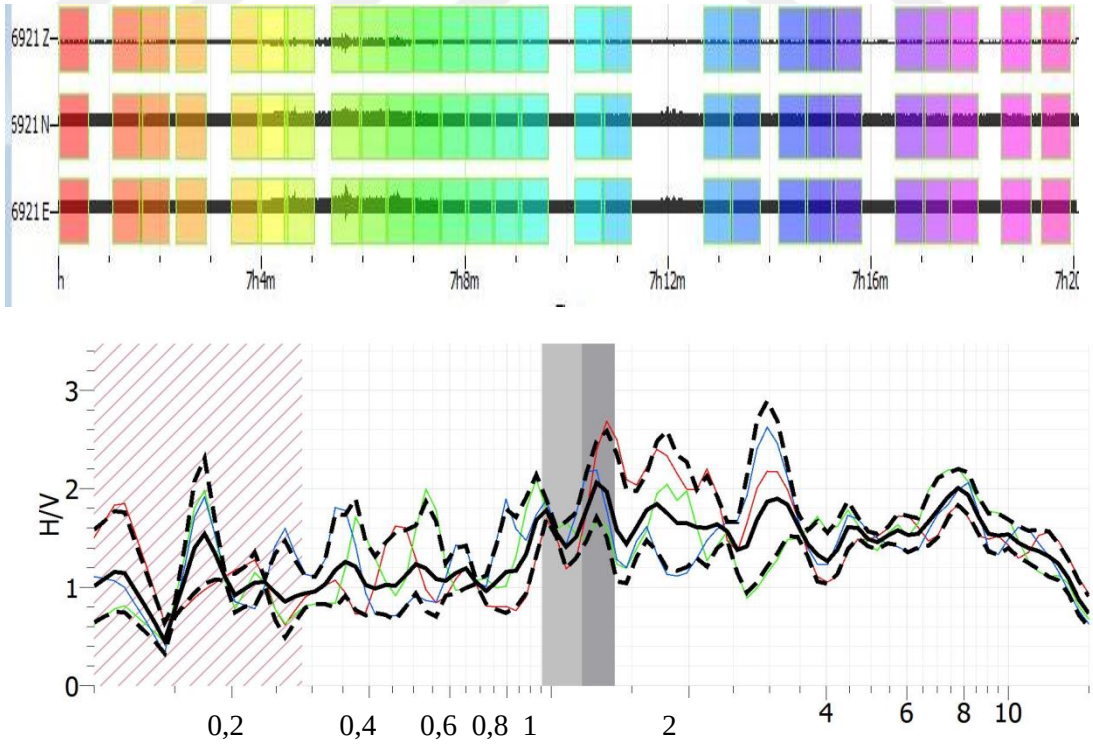
Frekans (Hz)

7. NOKTA



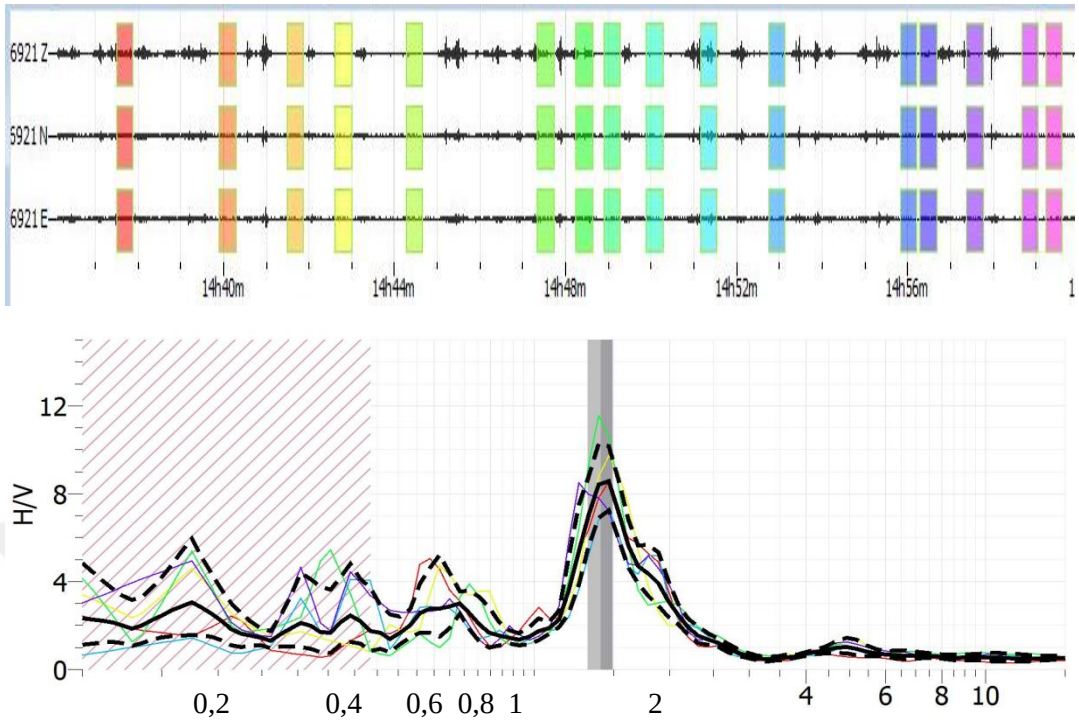
Frekans (Hz)

8. NOKTA



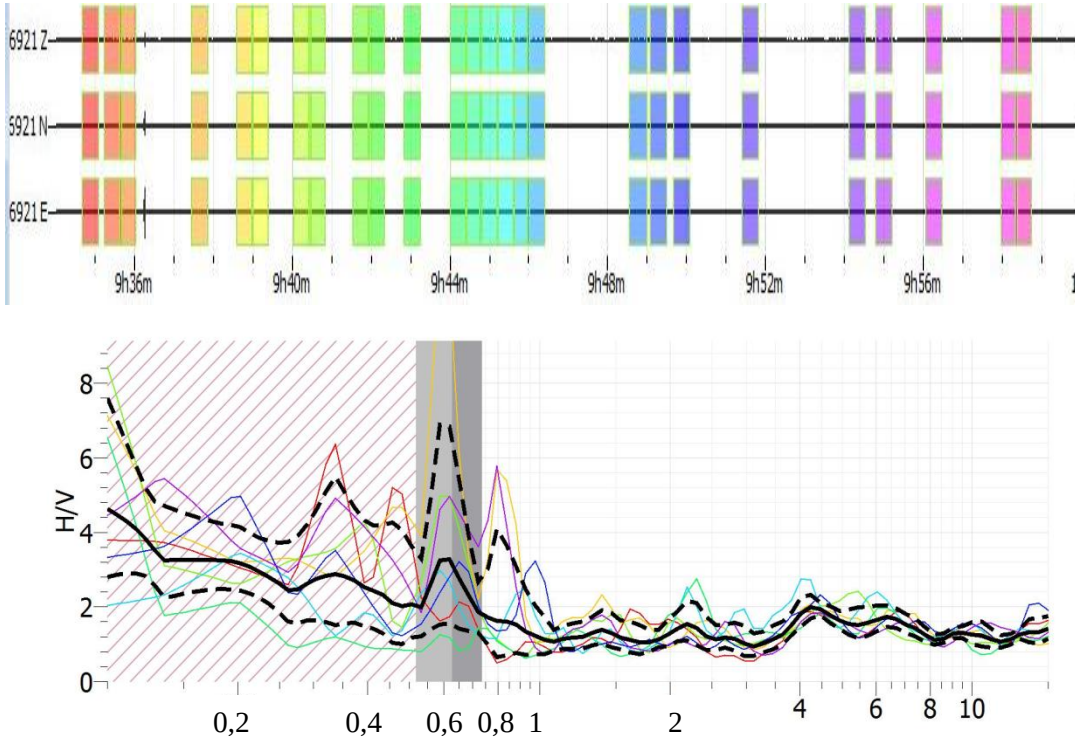
Frekans (Hz)

9. NOKTA



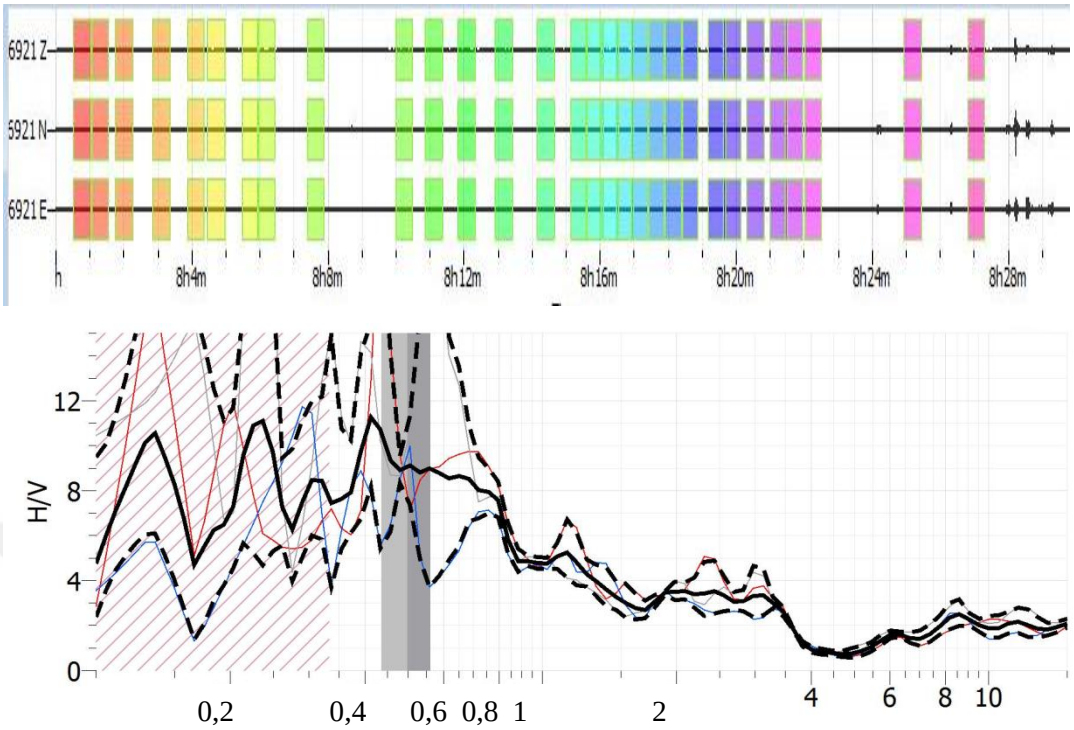
Frekans (Hz)

10. NOKTA



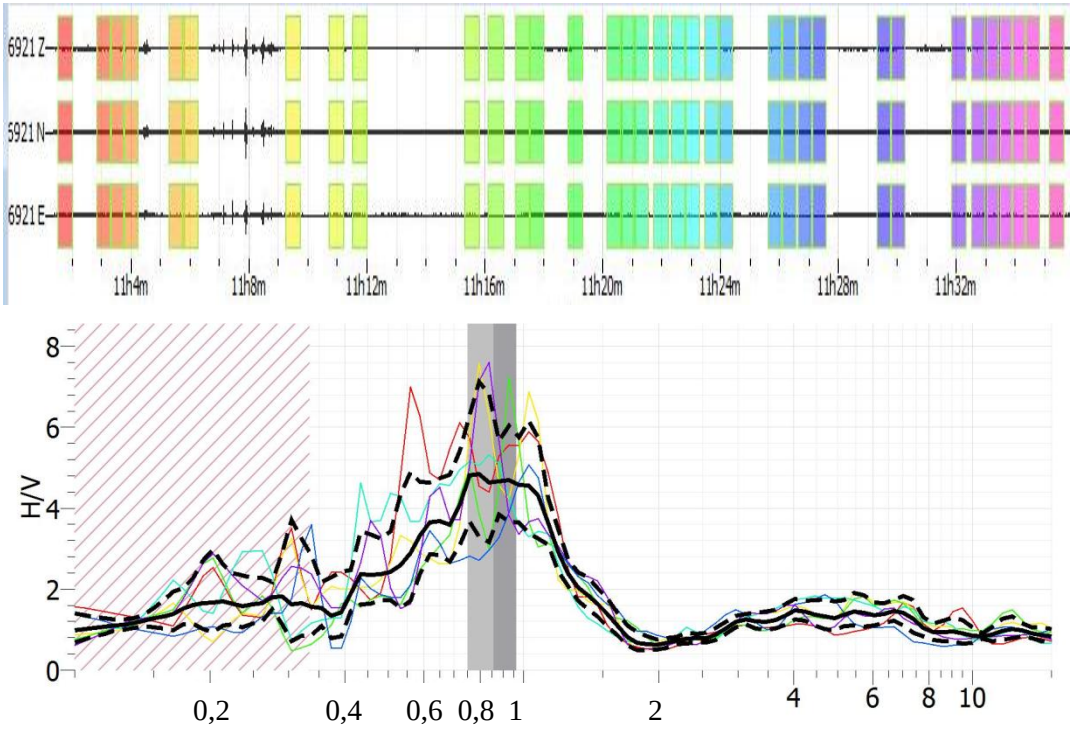
Frekans (Hz)

11. NOKTA



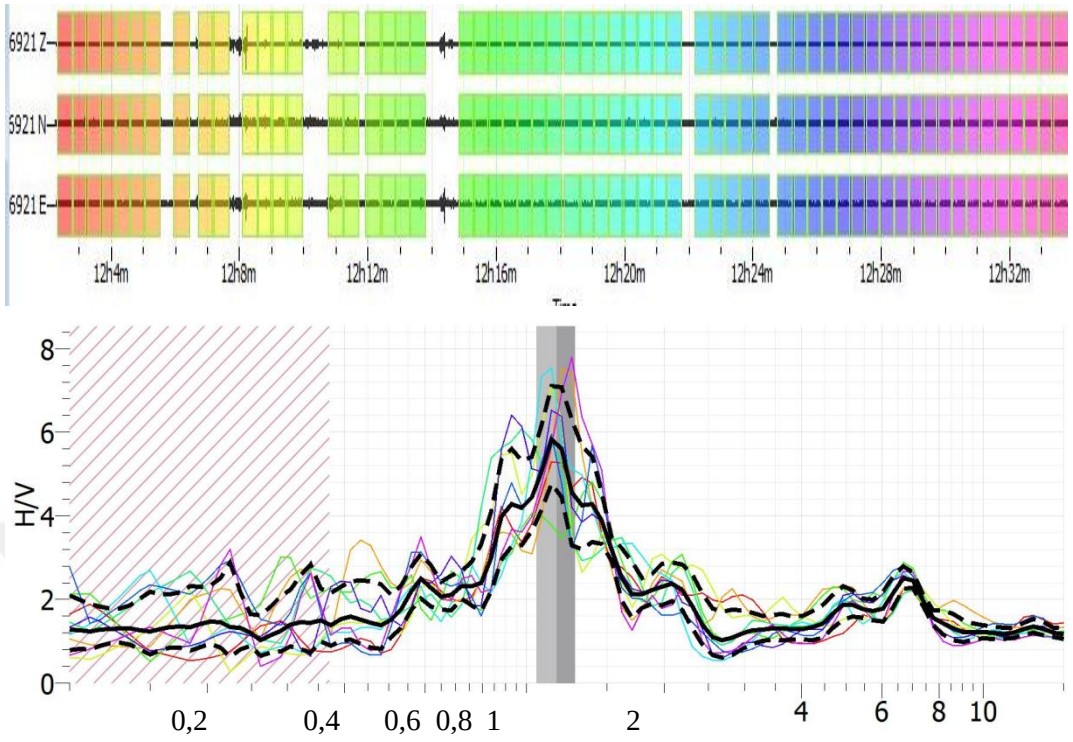
Frekans (Hz)

12. NOKTA



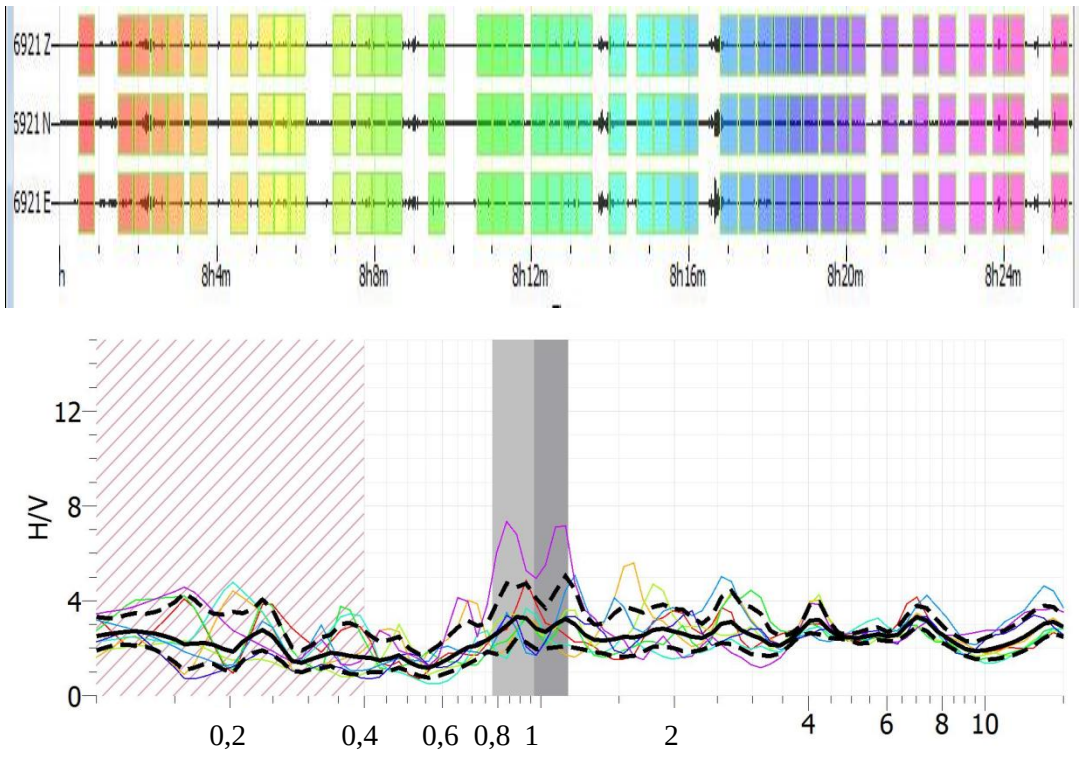
Frekans (Hz)

13. NOKTA



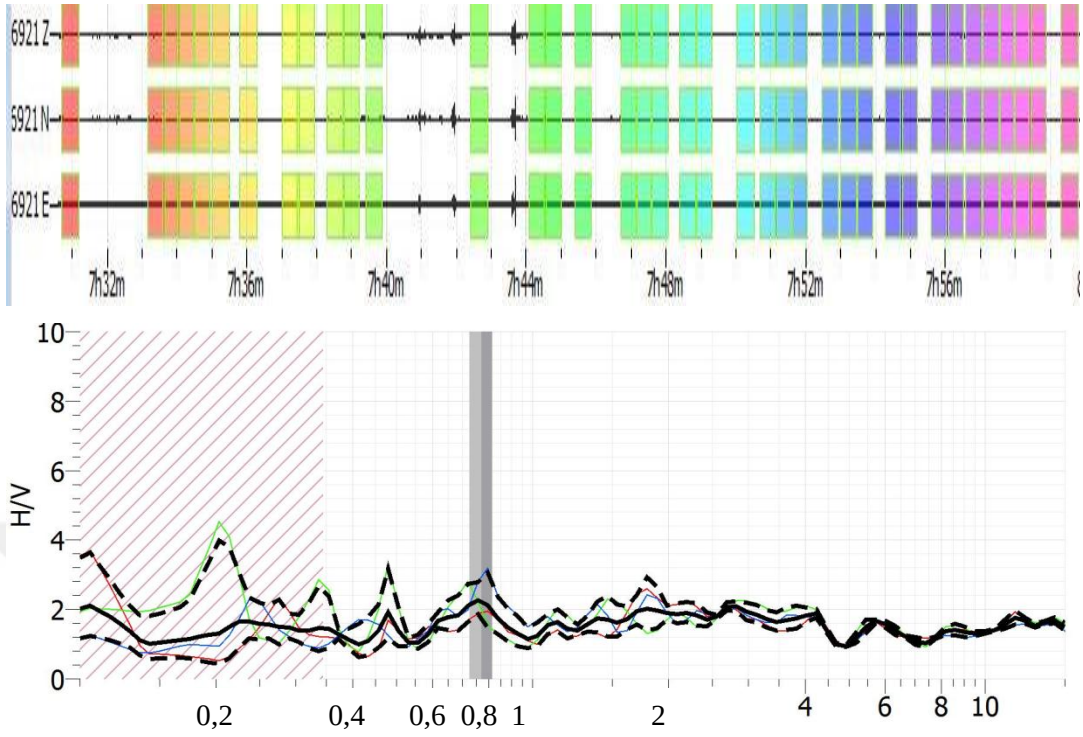
Frekans (Hz)

14. NOKTA



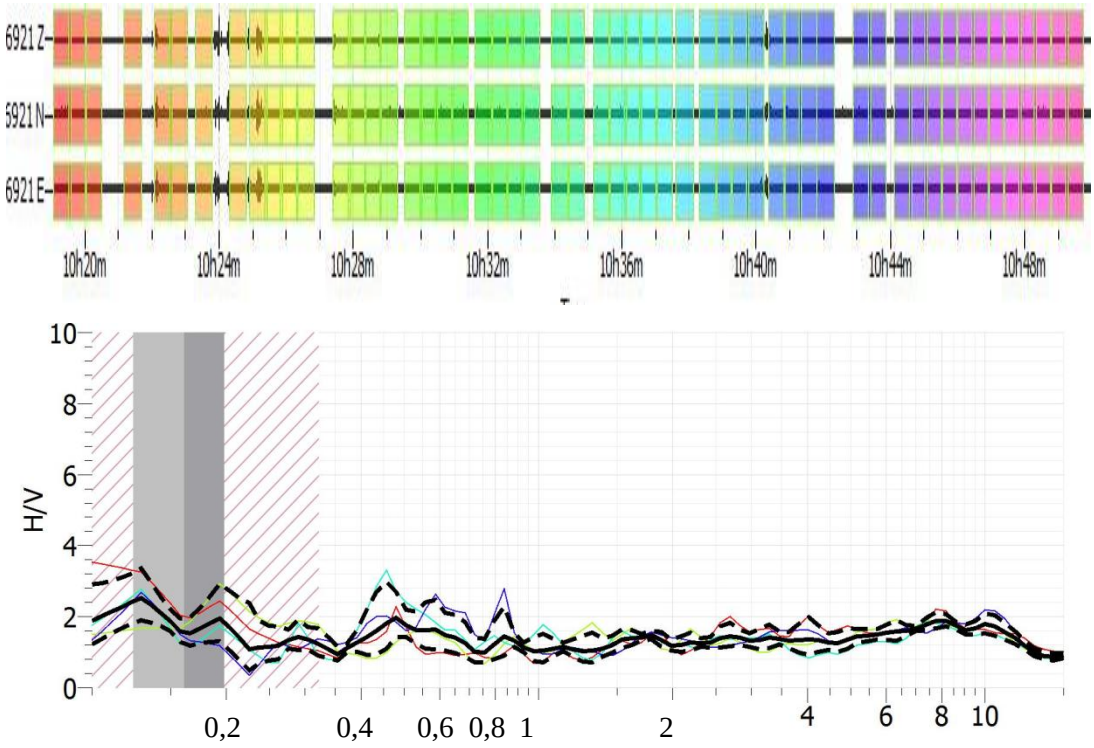
Frekans (Hz)

15. NOKTA



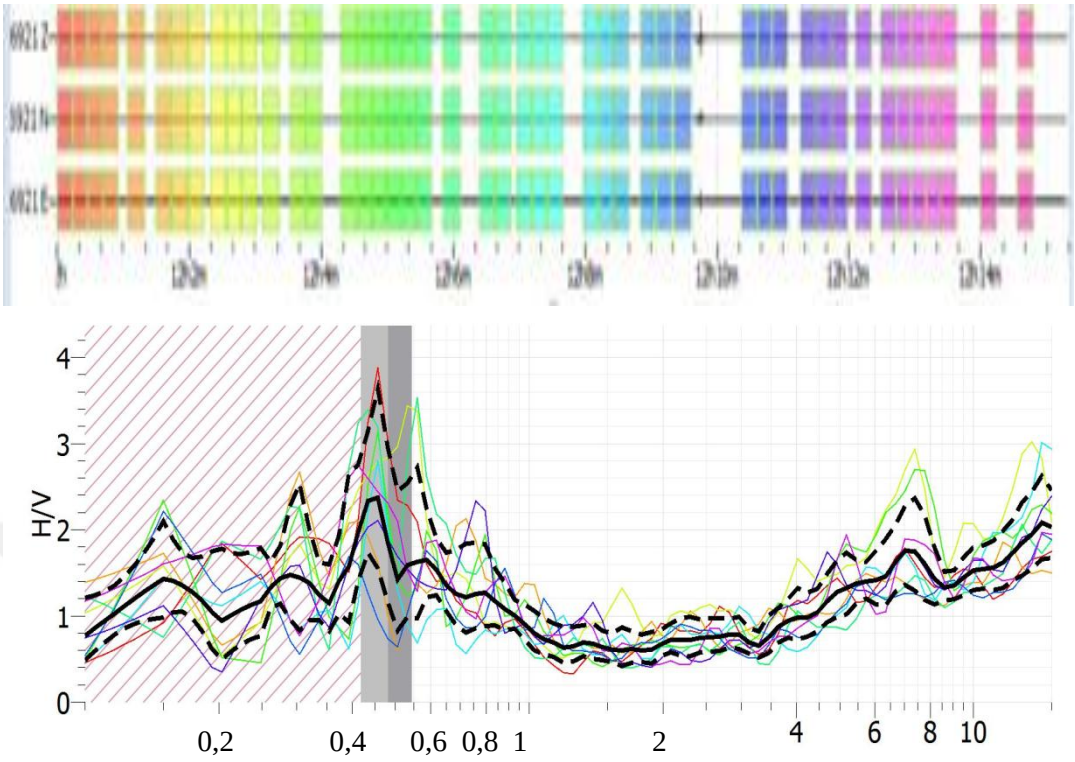
Frekans (Hz)

16. NOKTA



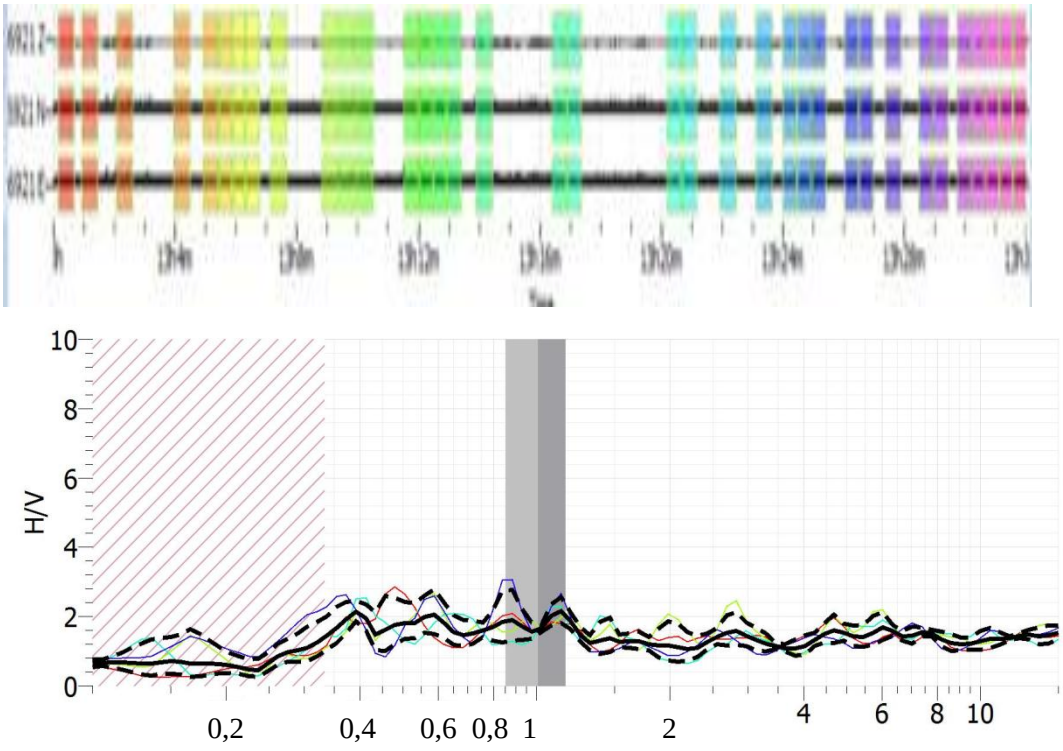
Frekans (Hz)

17. NOKTA



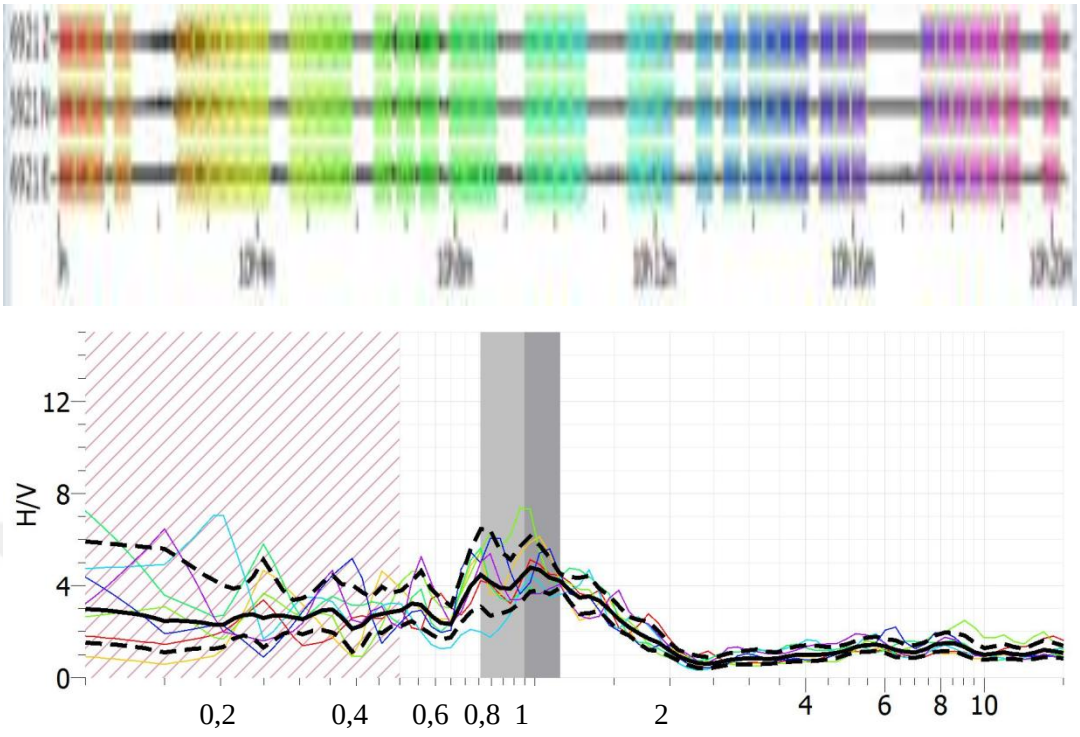
Frekans (Hz)

18. NOKTA

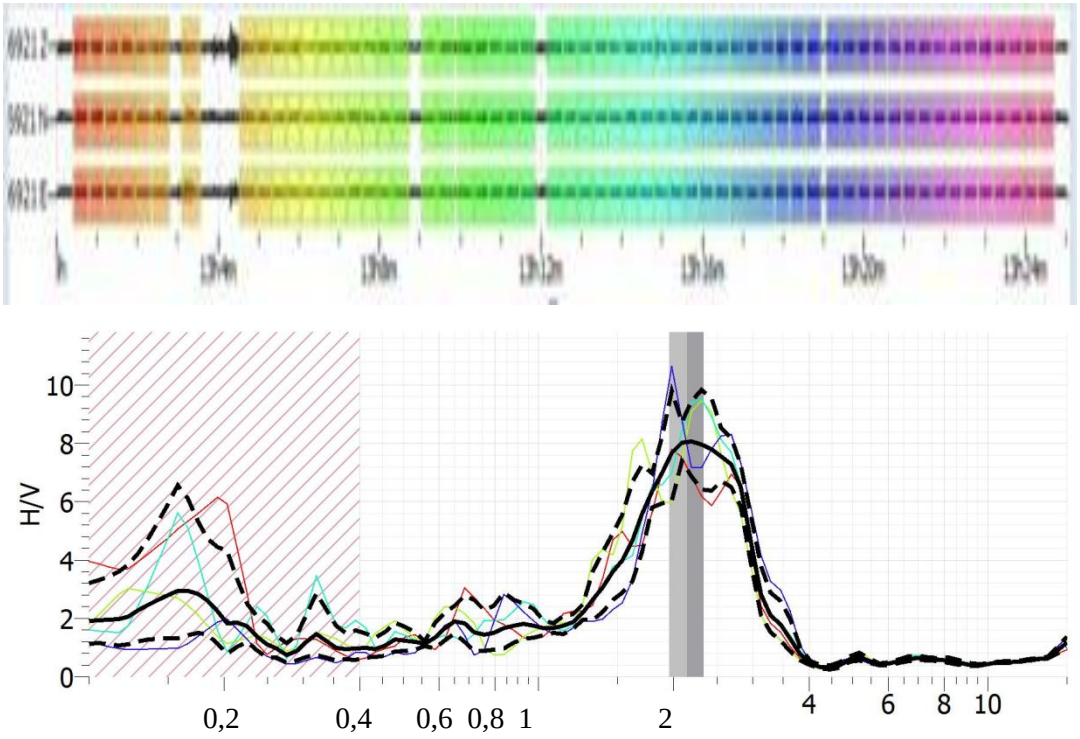


Frekans (Hz)

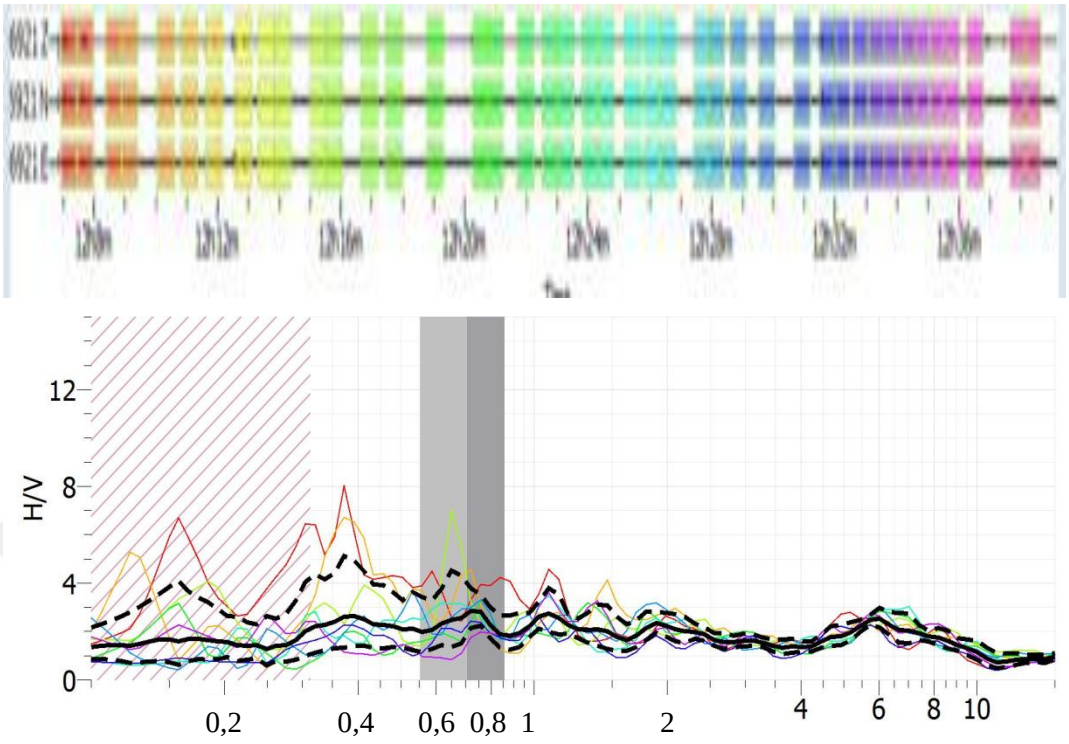
19. NOKTA



20. NOKTA

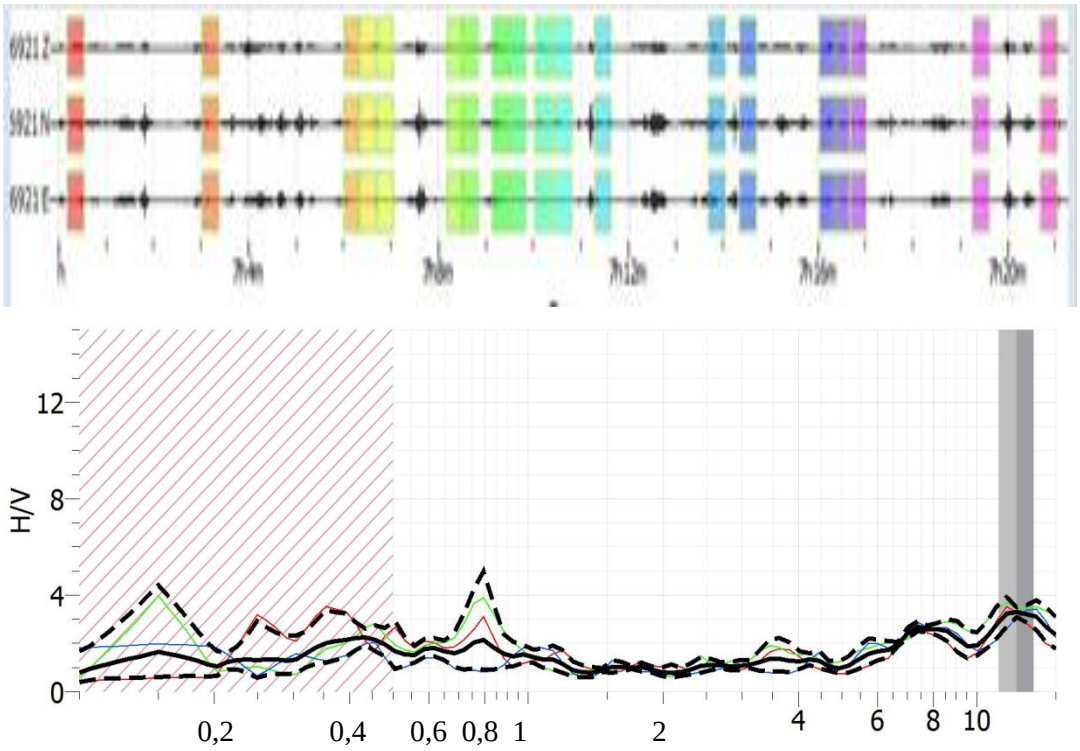


21. NOKTA



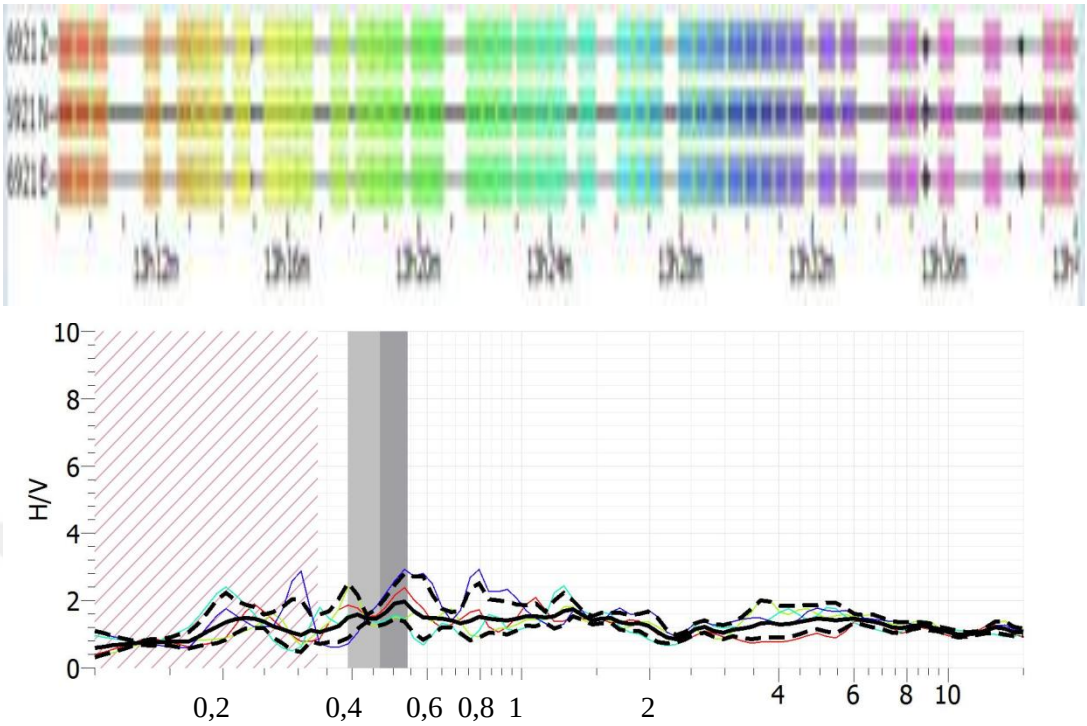
Frekans (Hz)

22. NOKTA



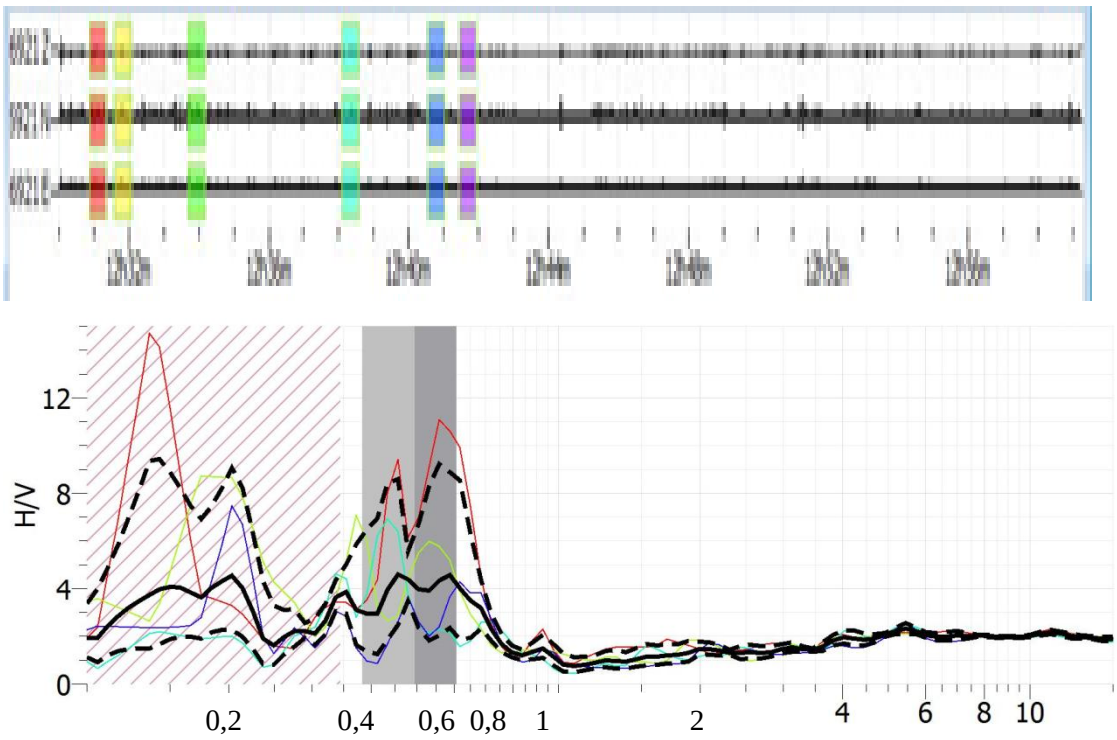
Frekans (Hz)

23. NOKTA



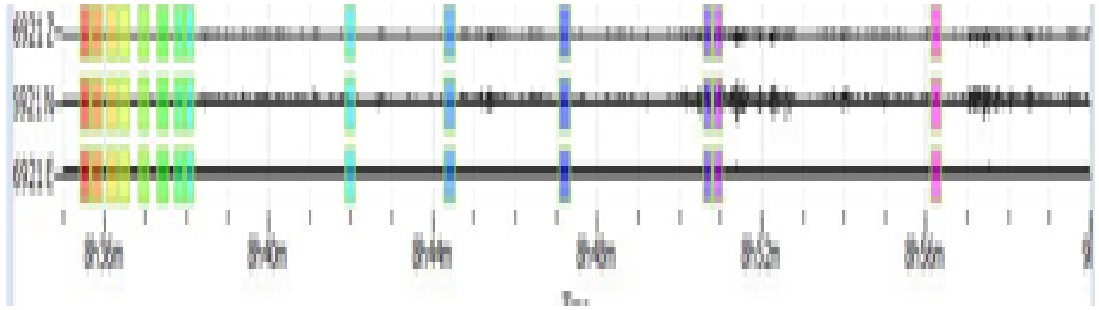
Frekans (Hz)

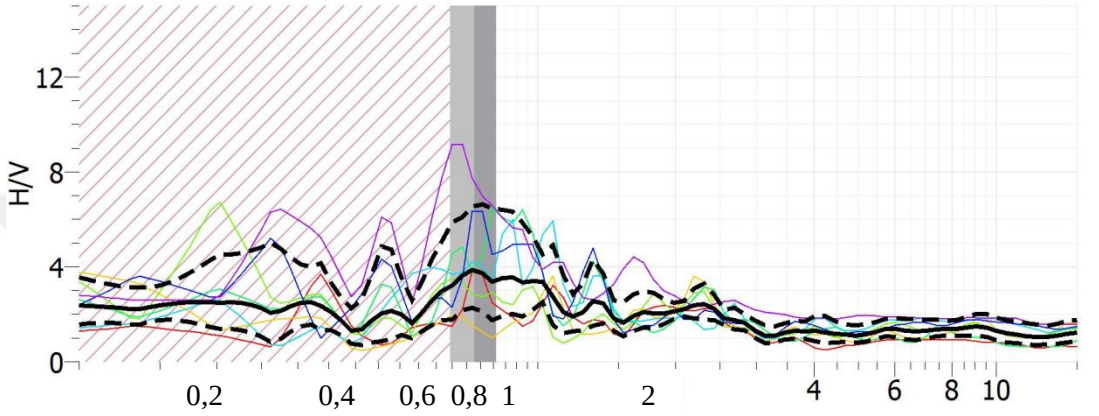
24. NOKTA



Frekans (Hz)

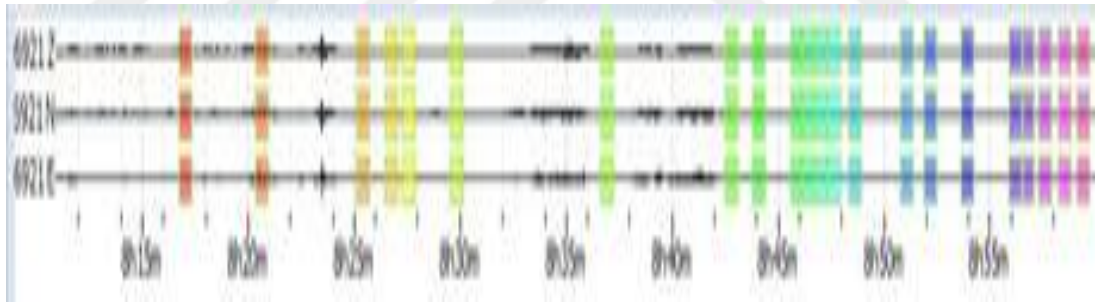
25. NOKTA

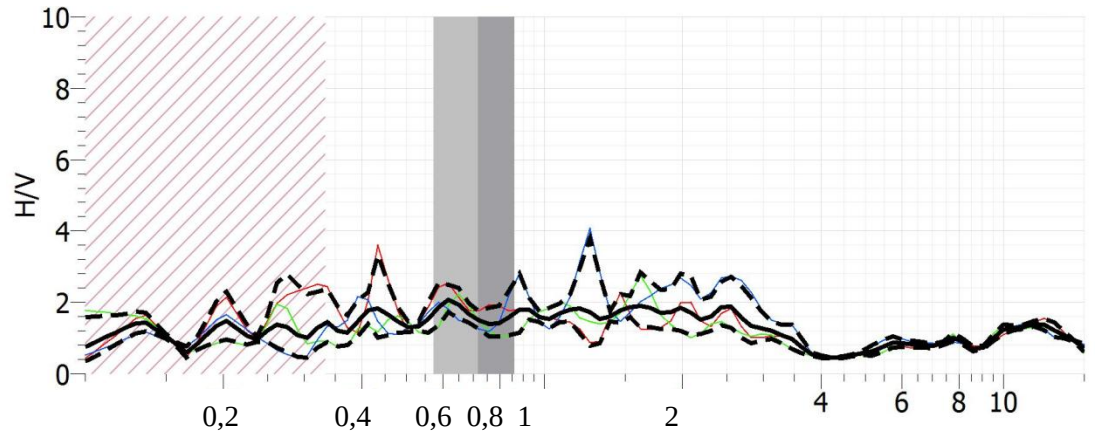




Frekans (Hz)

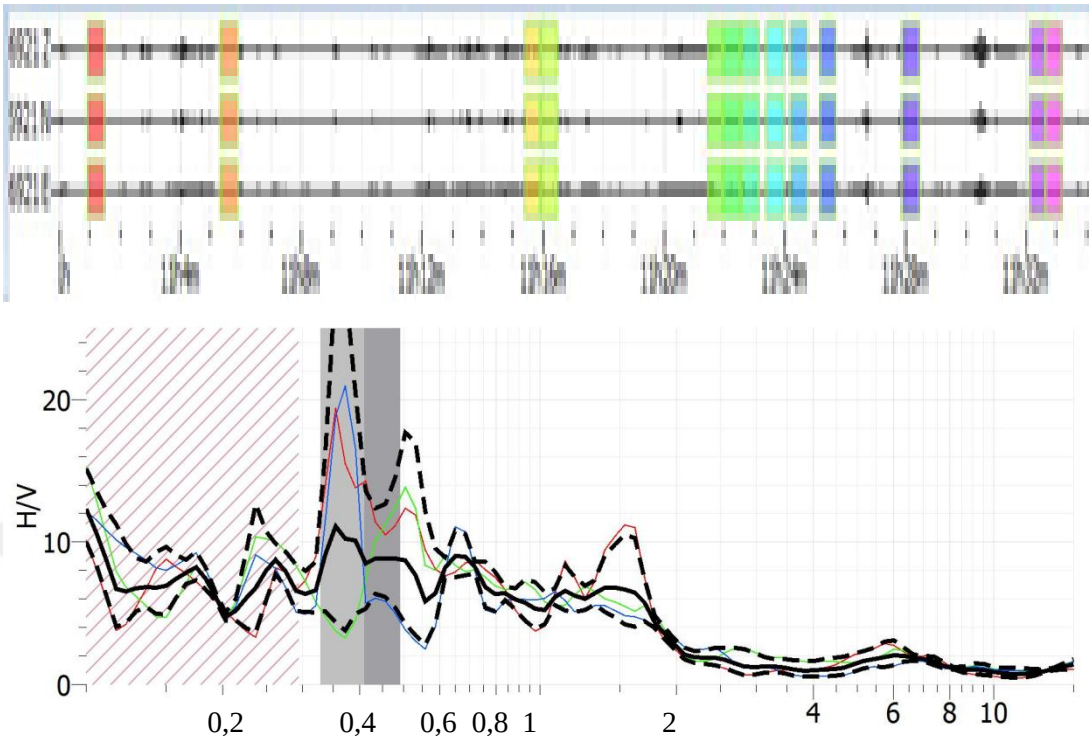
26. NOKTA





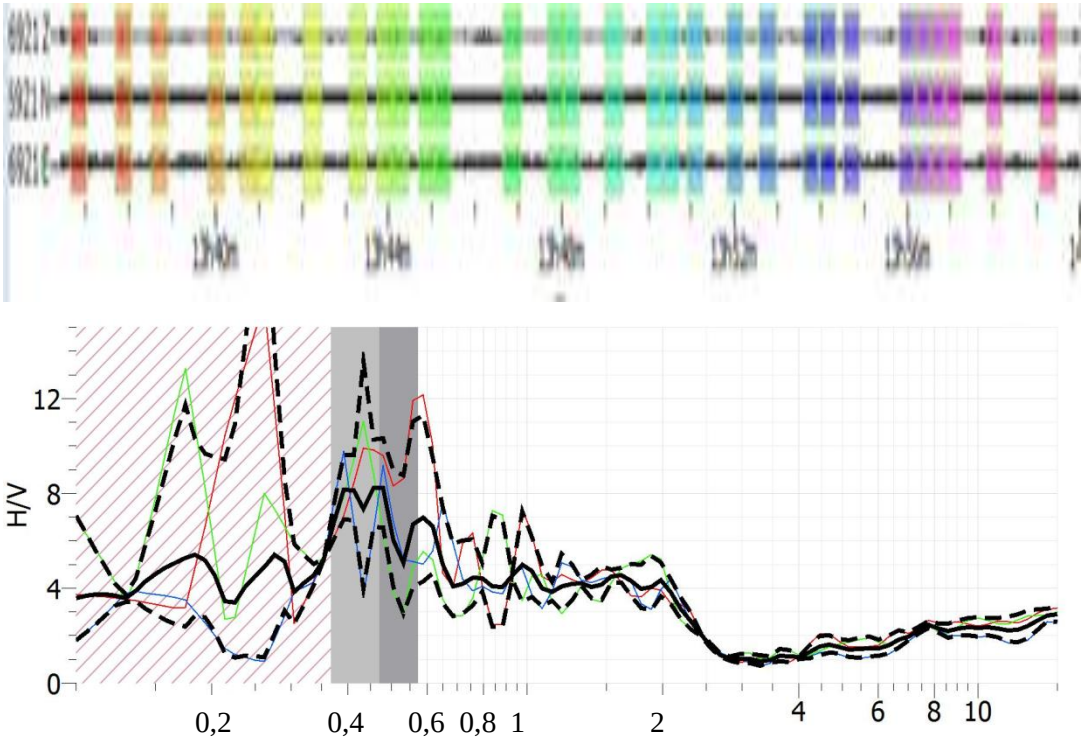
Frekans (Hz)

27. NOKTA



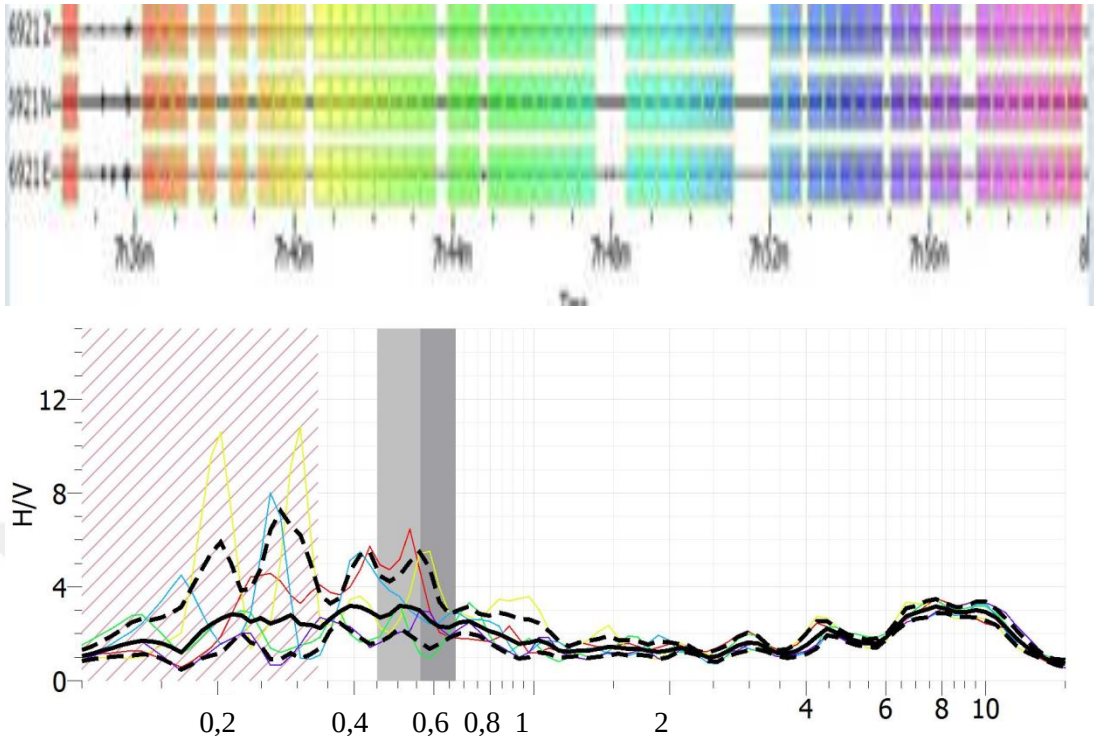
Frekans (Hz)

28. NOKTA



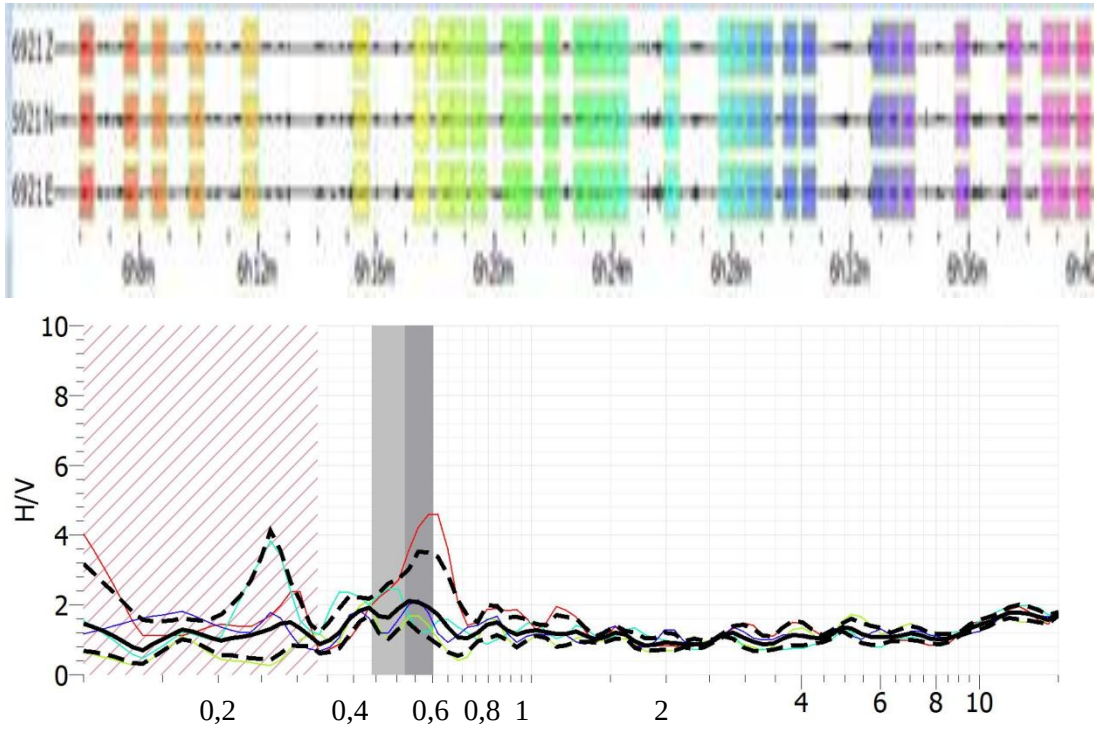
Frekans (Hz)

29. NOKTA



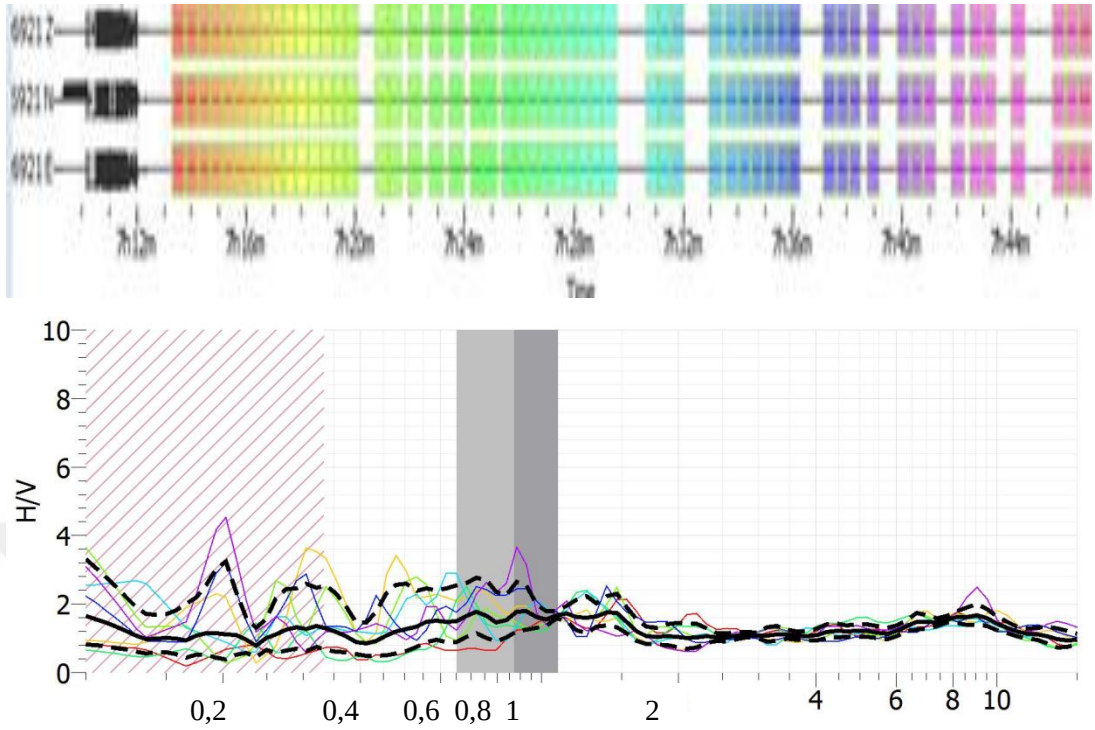
Frekans (Hz)

30. NOKTA



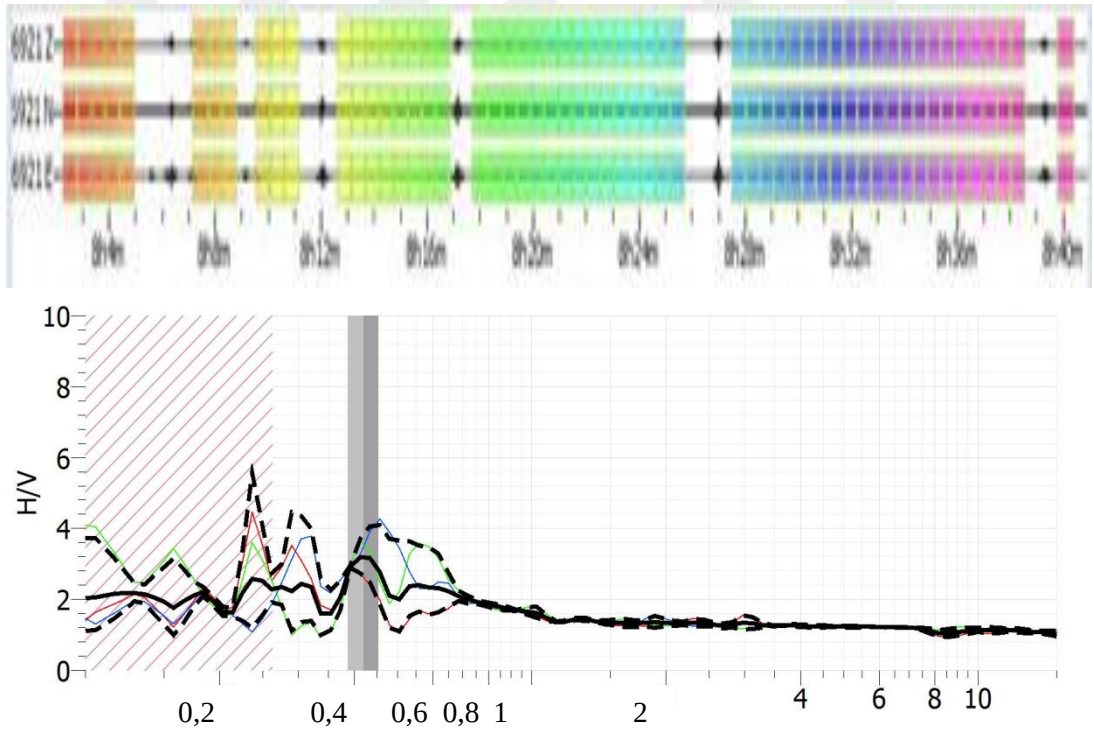
Frekans (Hz)

31. NOKTA



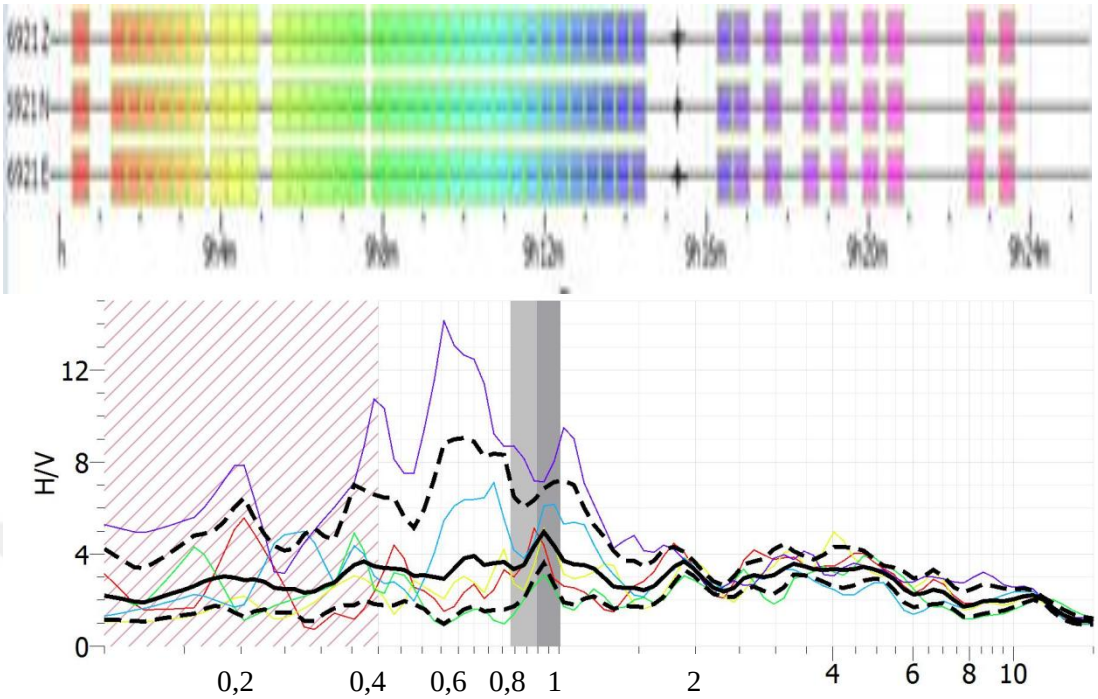
Frekans (Hz)

32. NOKTA



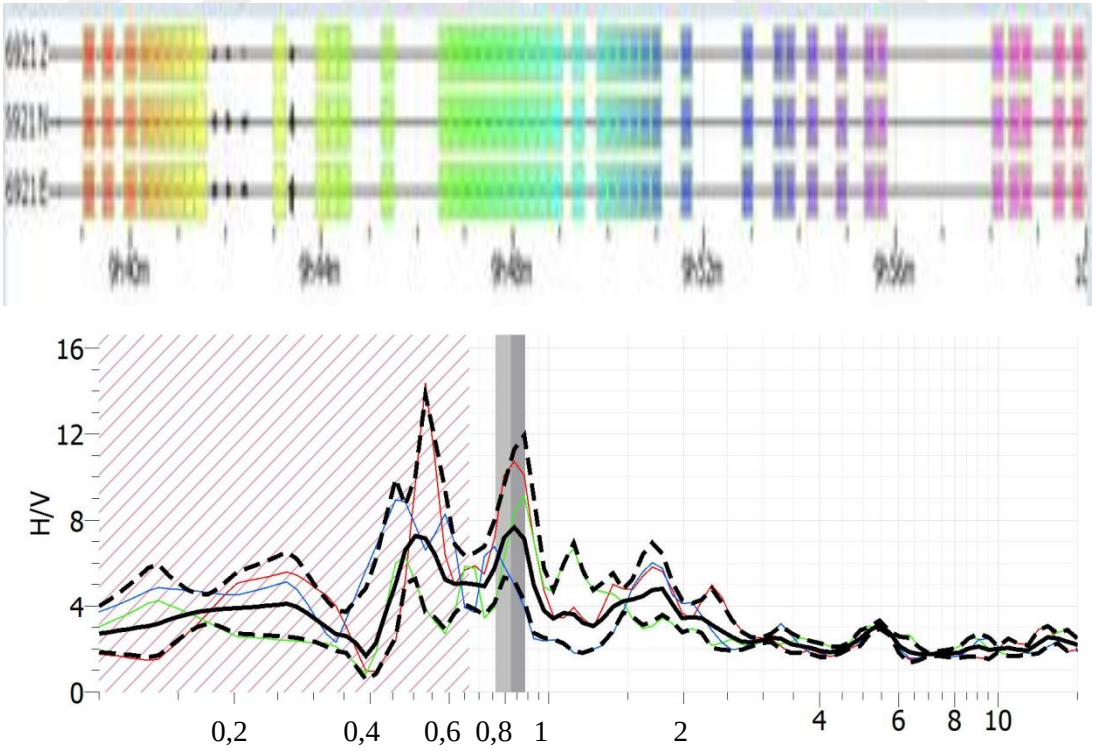
Frekans (Hz)

33. NOKTA



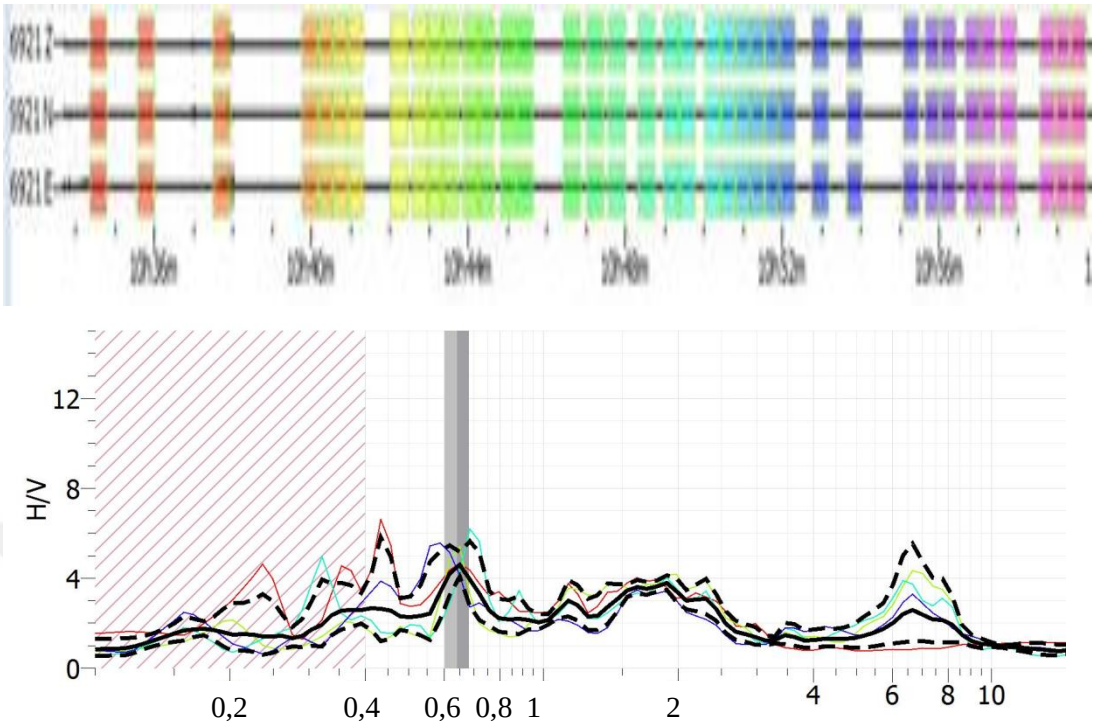
Frekans (Hz)

34. NOKTA



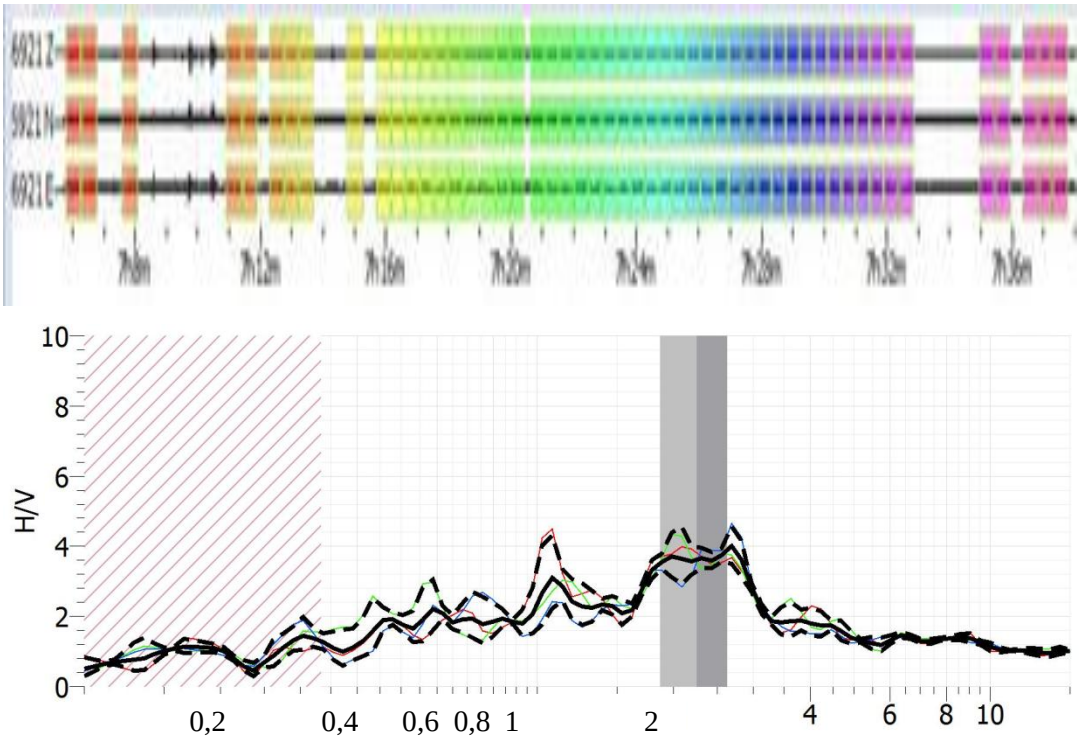
Frekans (Hz)

35. NOKTA



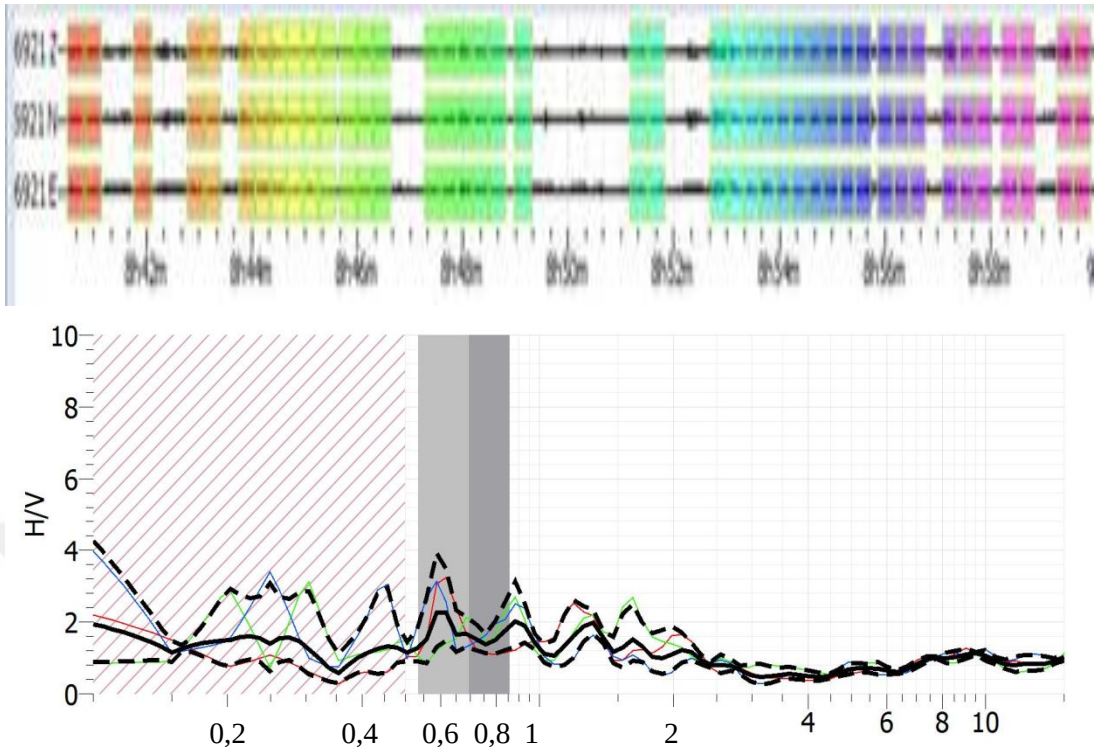
Frekans (Hz)

36. NOKTA

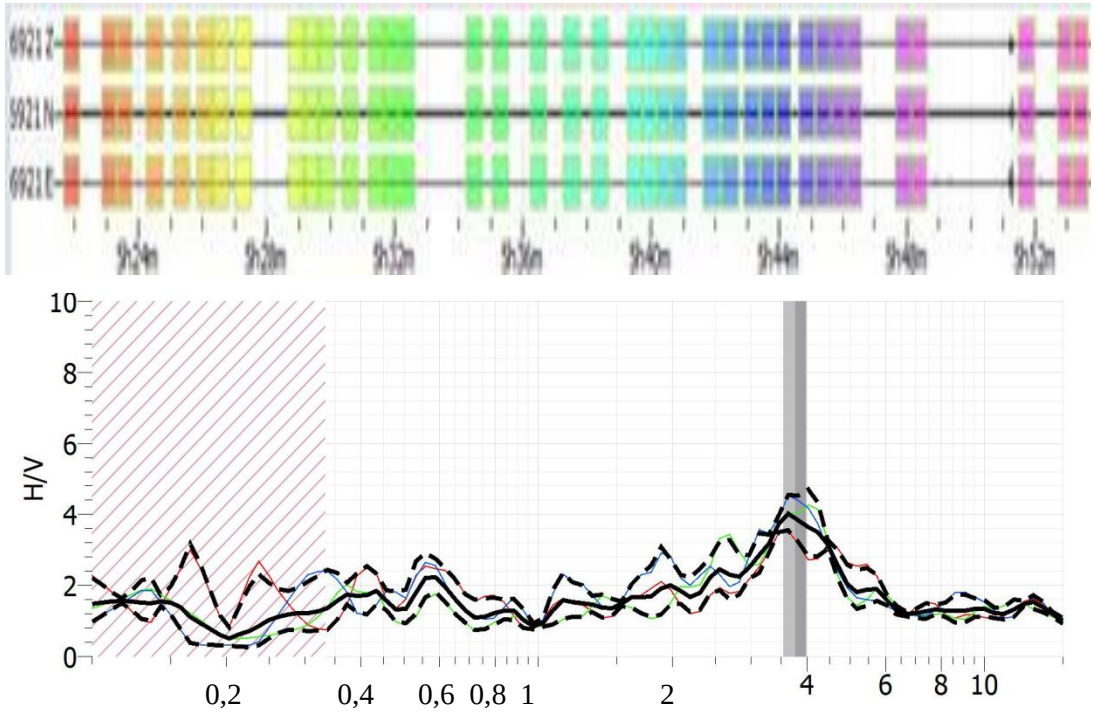


Frekans (Hz)

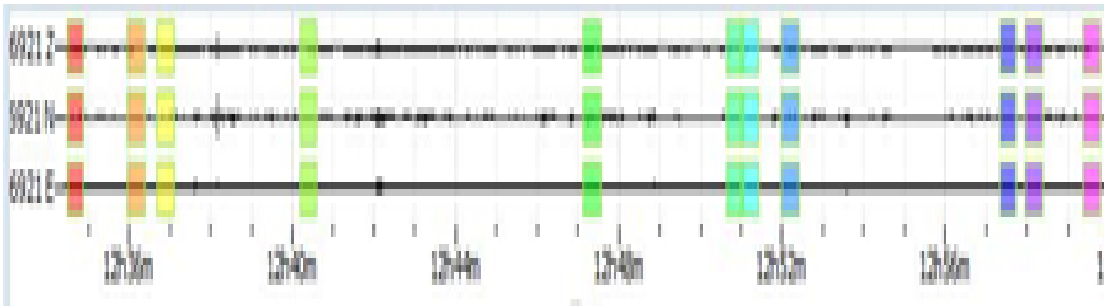
37. NOKTA

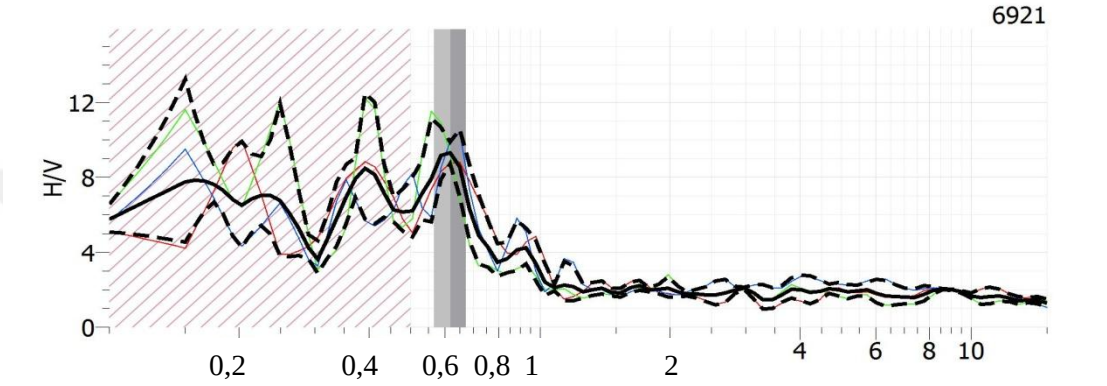


38. NOKTA



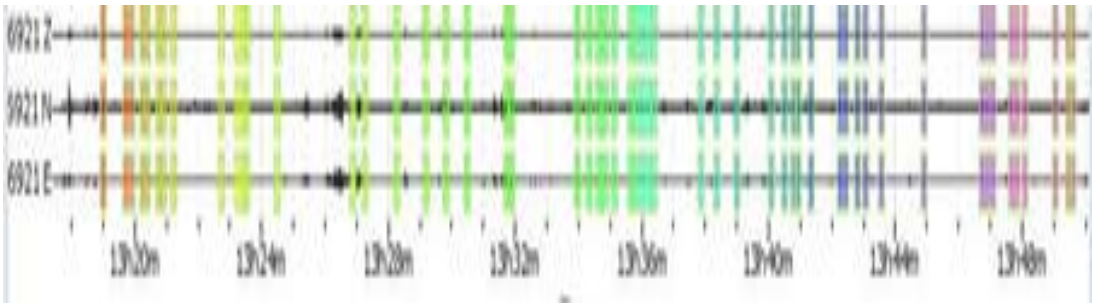
39. NOKTA

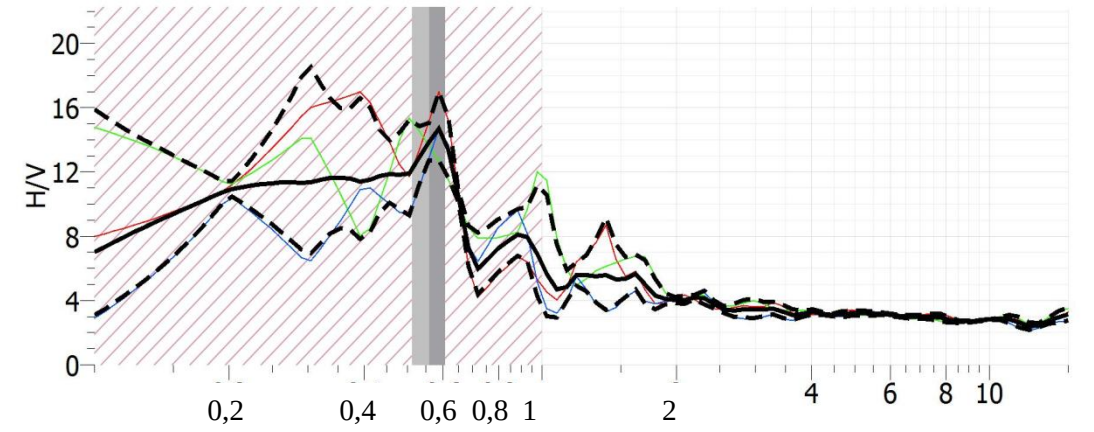




Frekans (Hz)

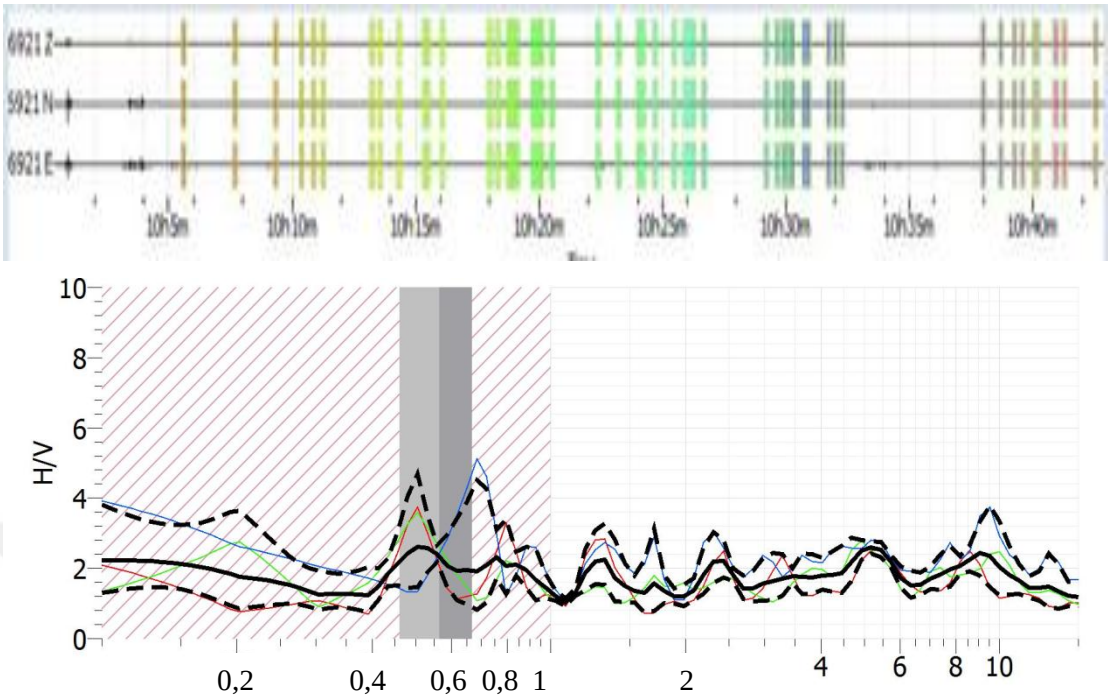
40. NOKTA





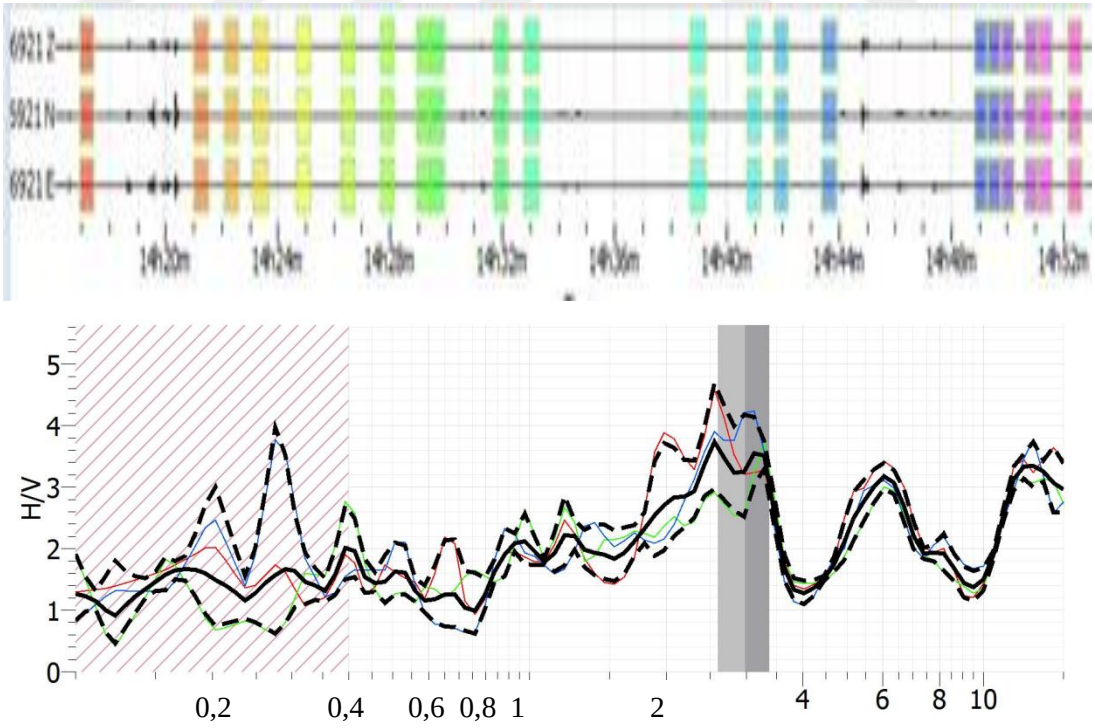
Frekans (Hz)

41. NOKTA



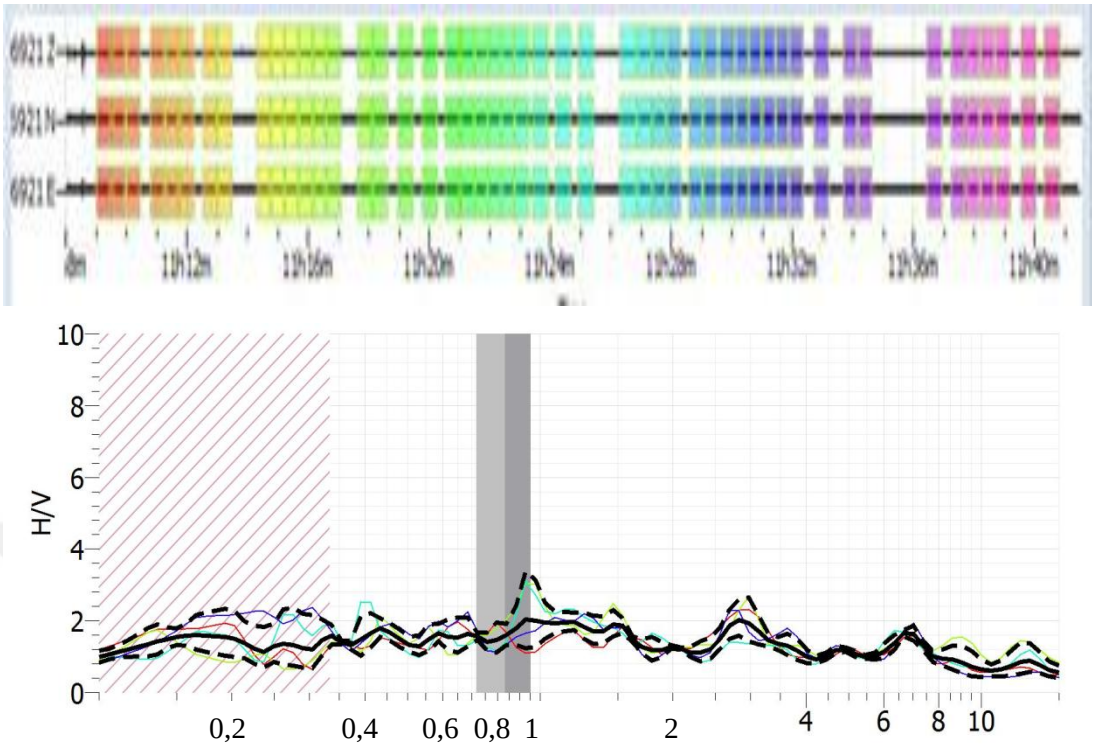
Frekans (Hz)

42. NOKTA



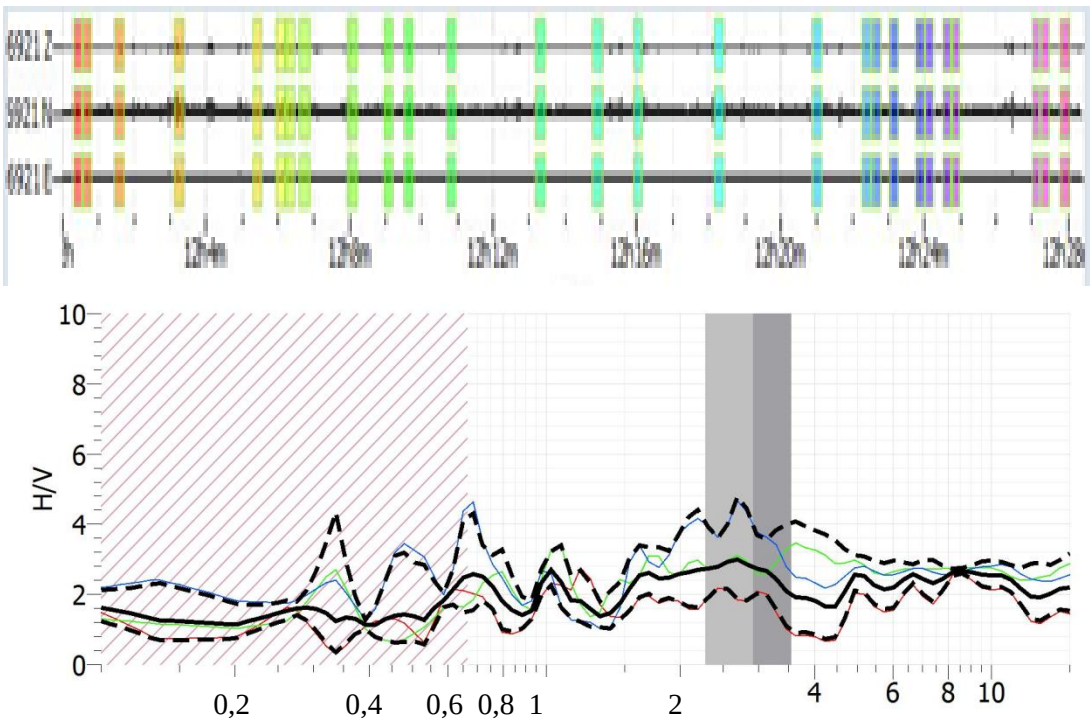
Frekans (Hz)

43. NOKTA



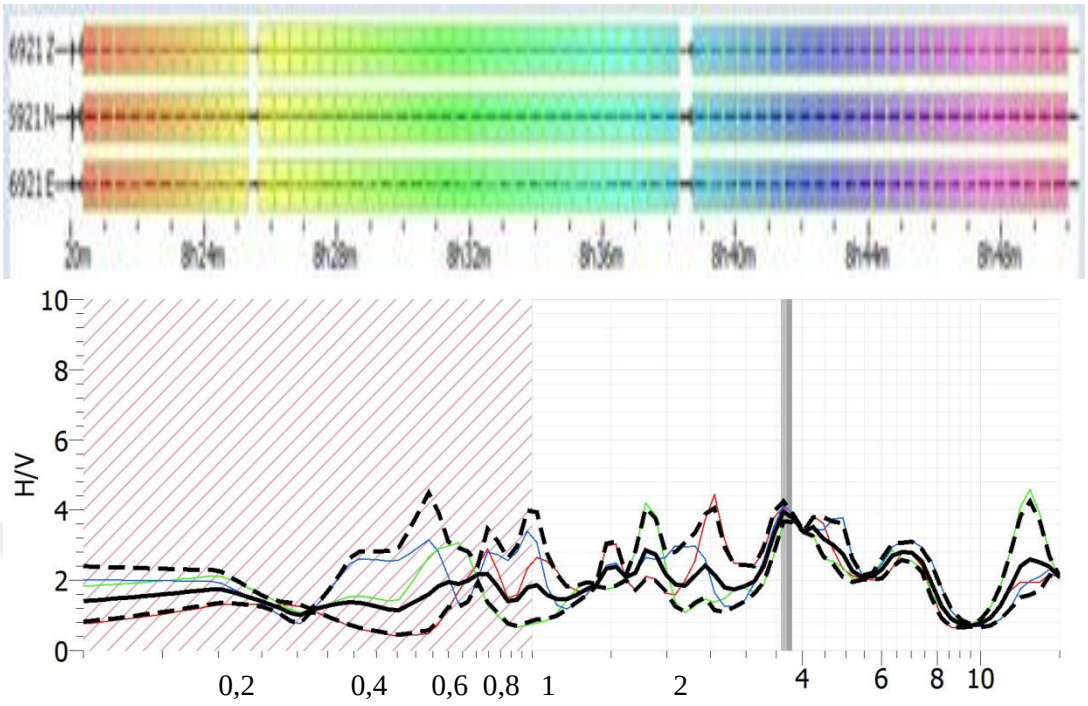
Frekans (Hz)

44. NOKTA



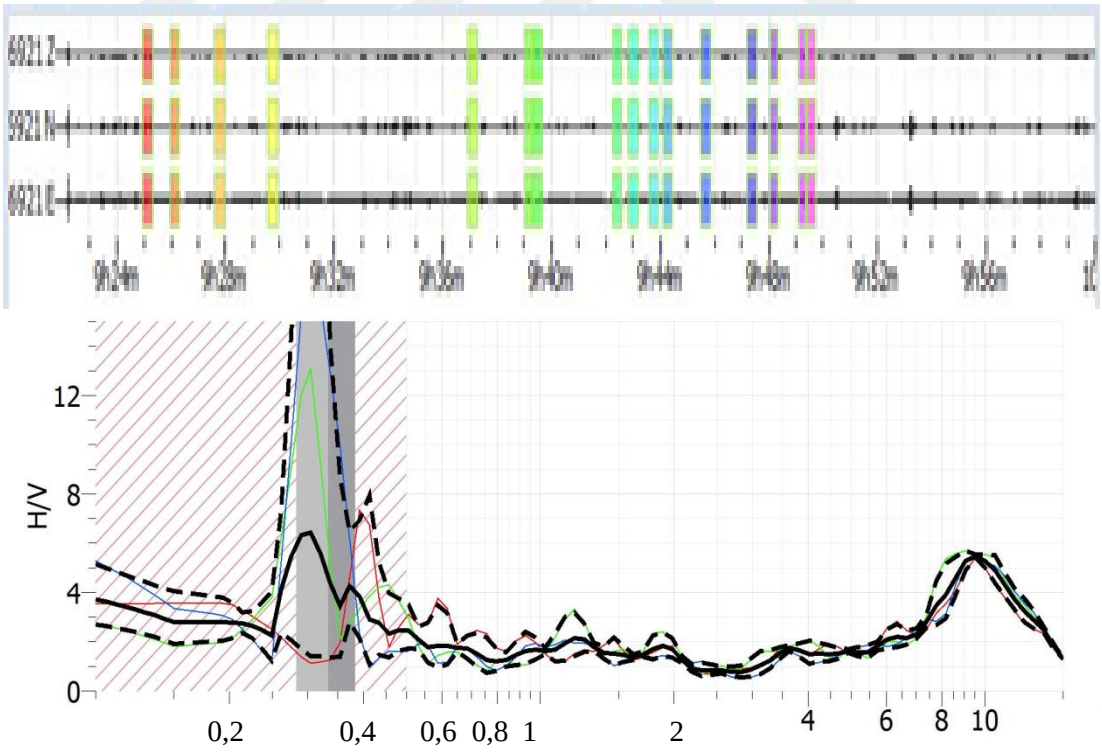
Frekans (Hz)

45. NOKTA



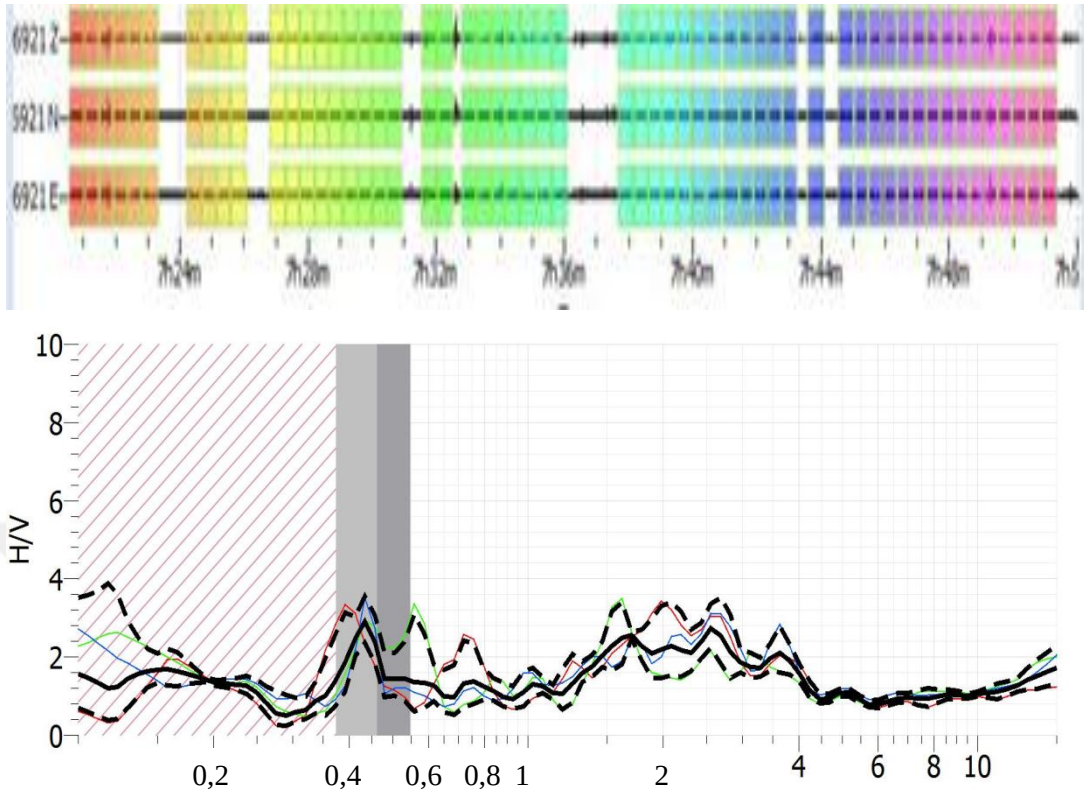
Frekans (Hz)

46. NOKTA



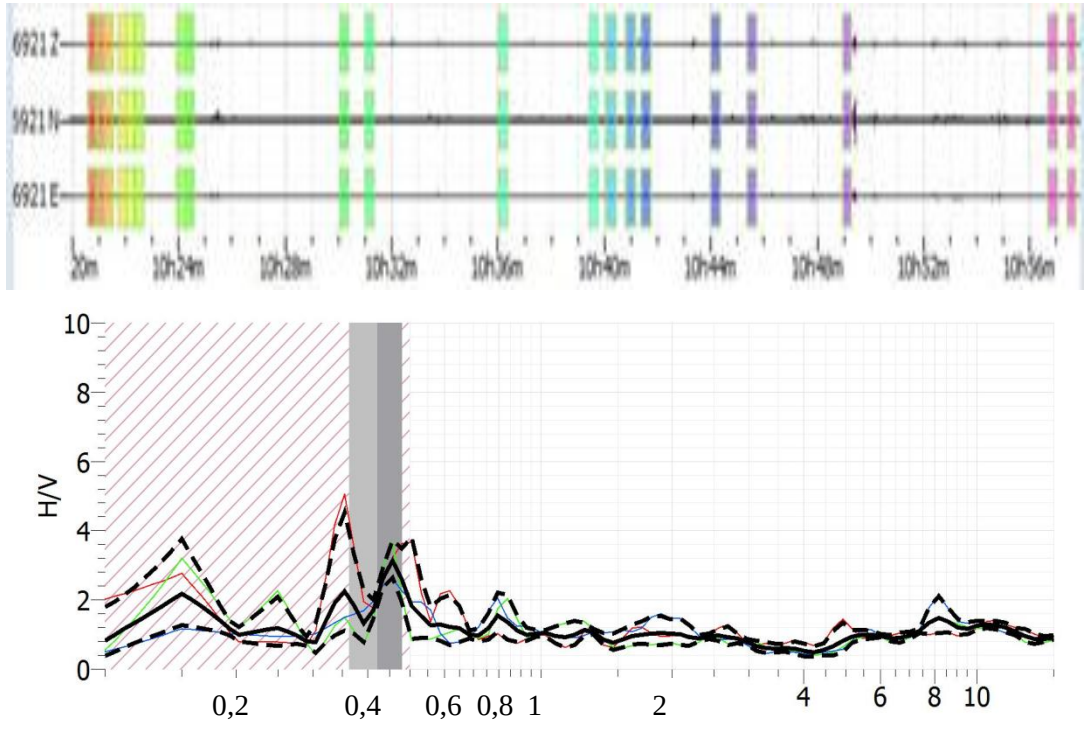
Frekans (Hz)

47. NOKTA



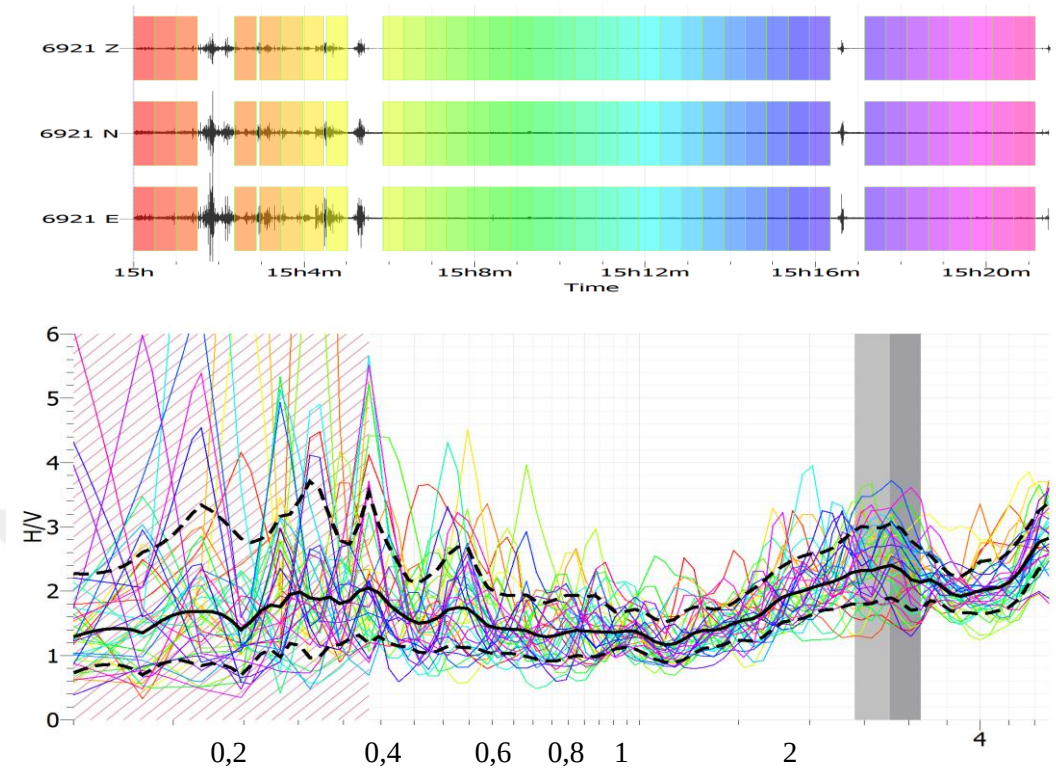
Frekans (Hz)

48. NOKTA



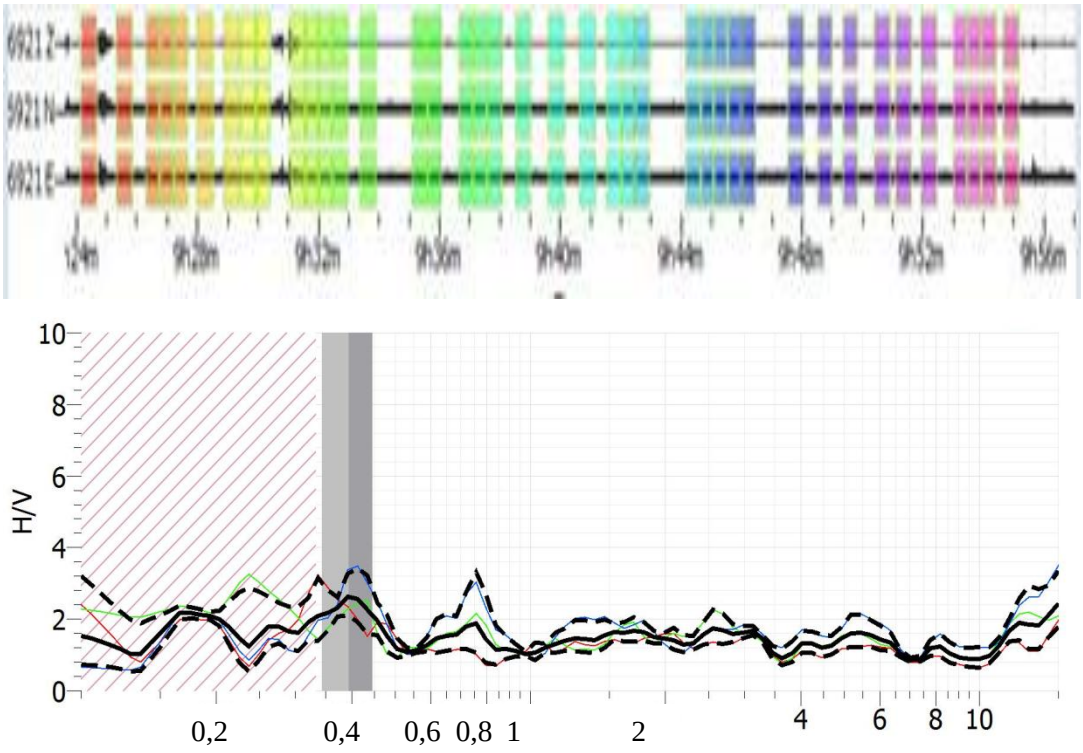
Frekans (Hz)

49. NOKTA



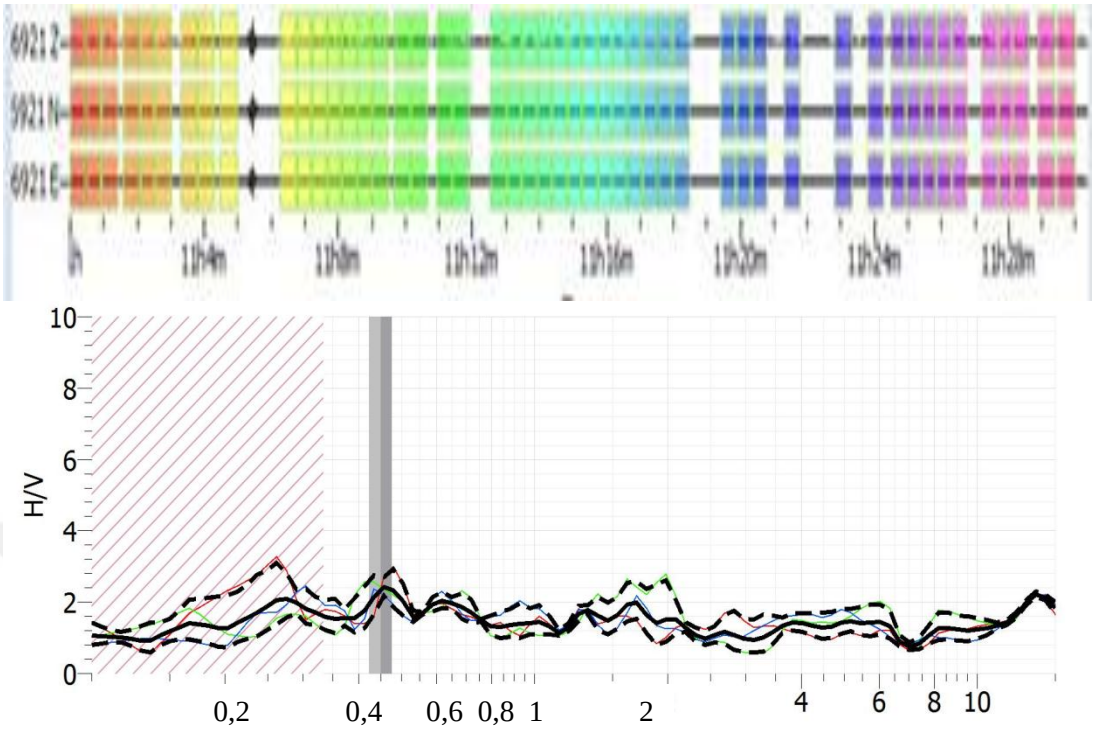
Frekans (Hz)

50. NOKTA



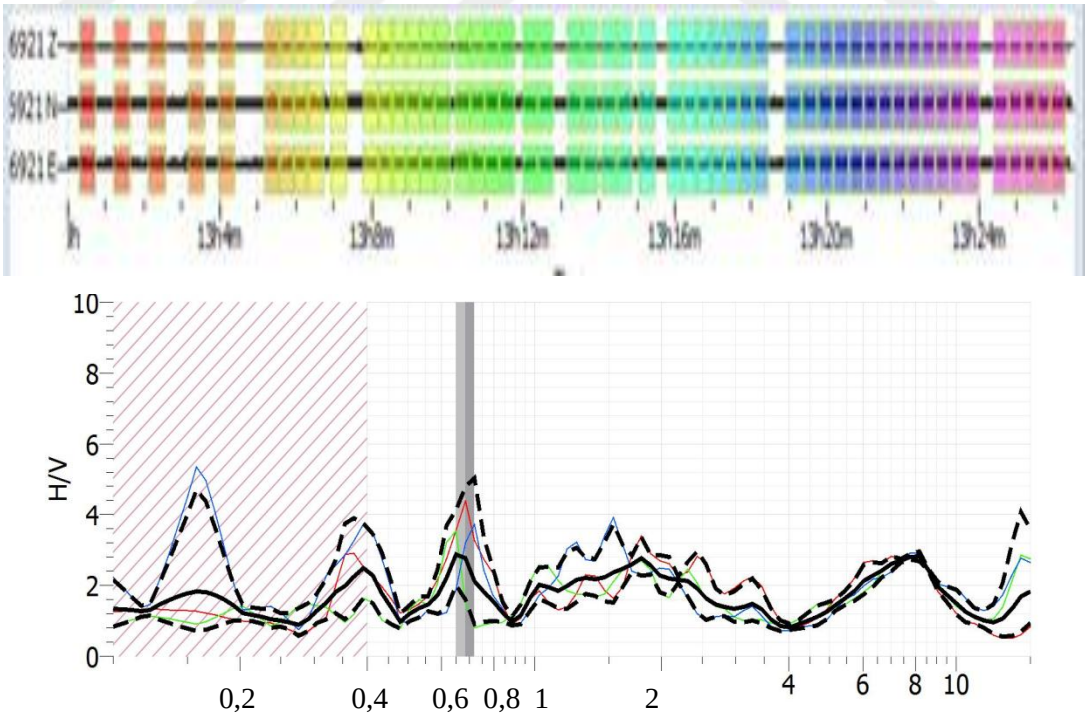
Frekans (Hz)

51. NOKTA



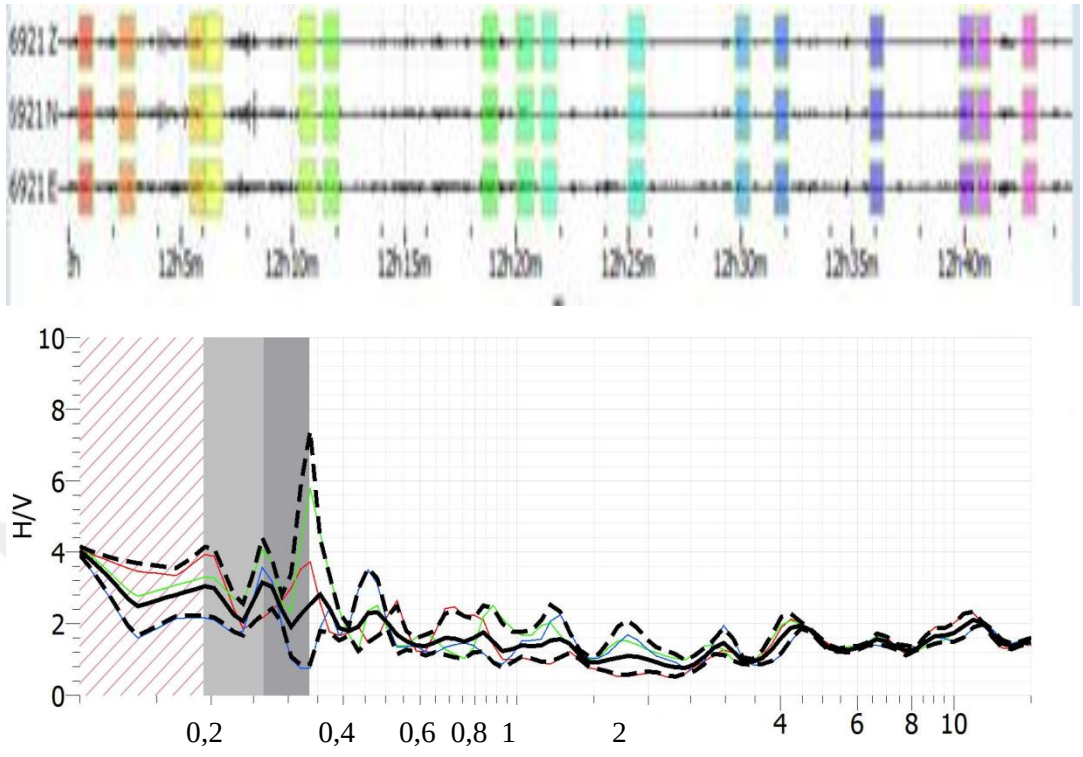
Frekans (Hz)

52. NOKTA

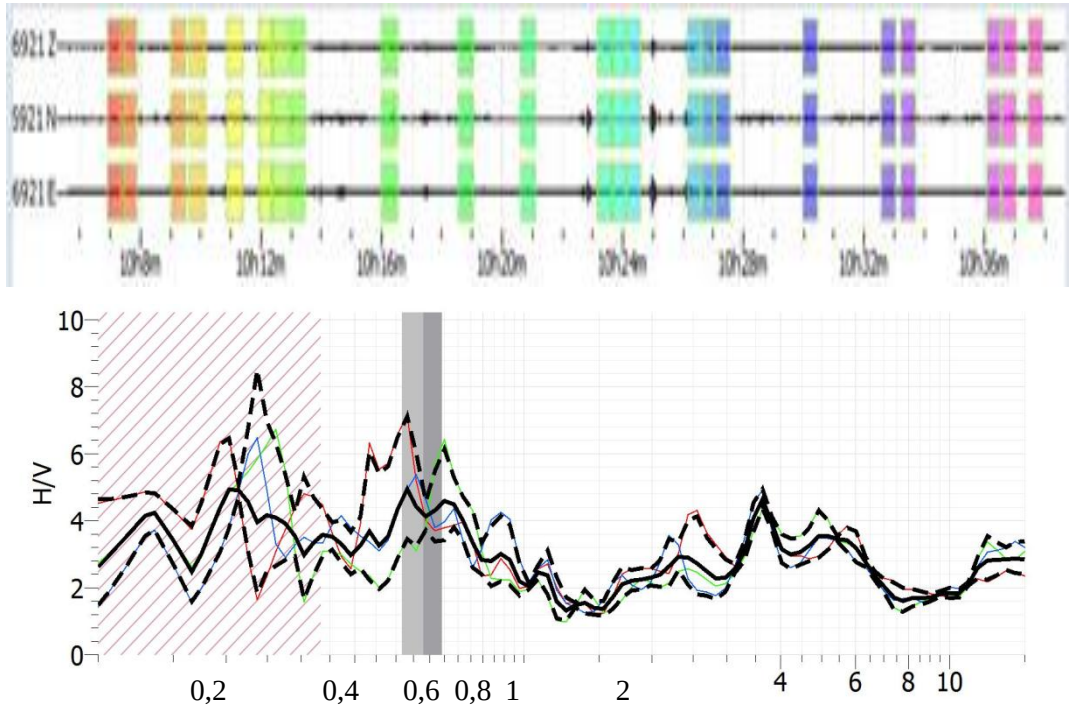


Frekans (Hz)

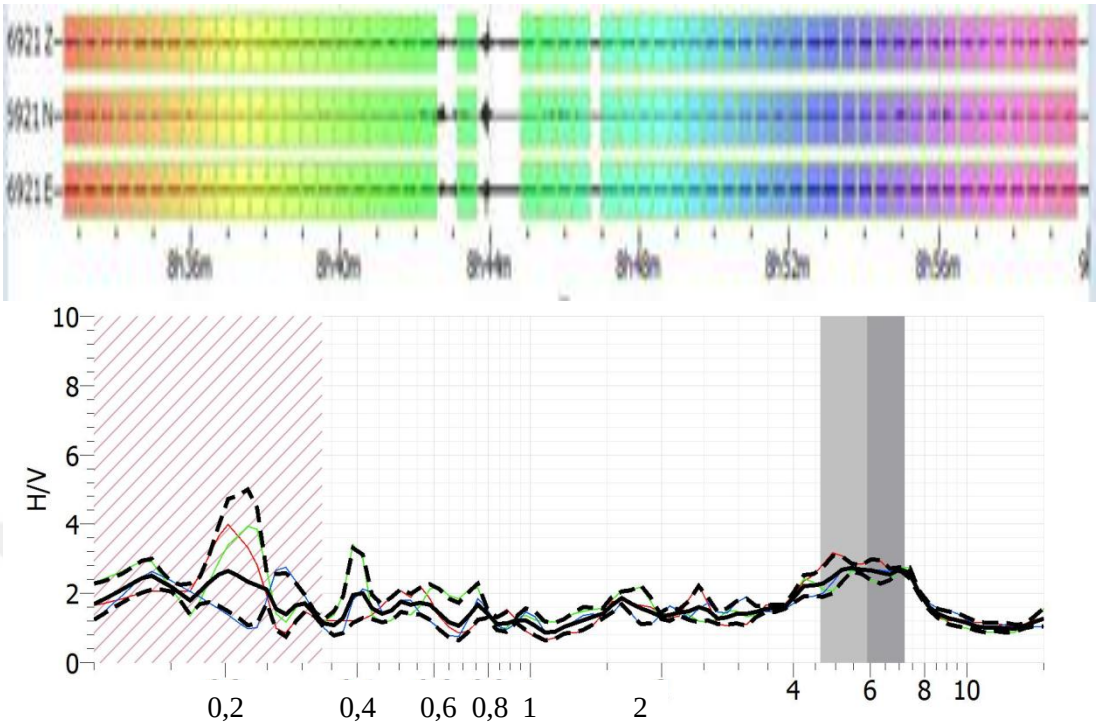
53. NOKTA



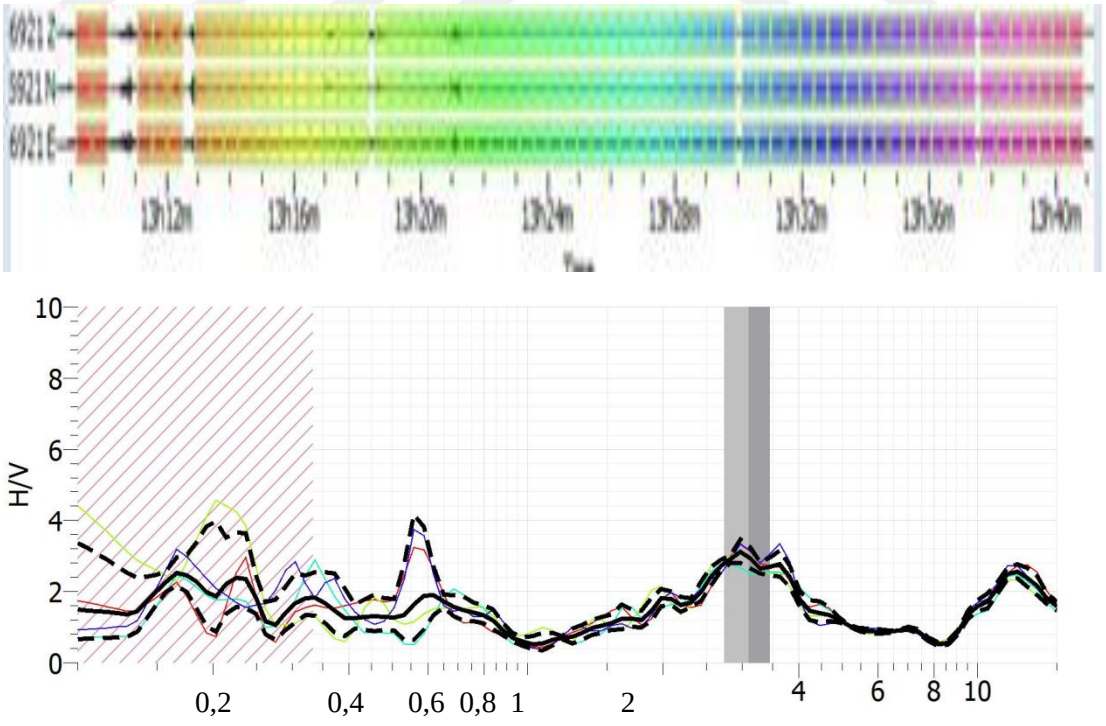
54. NOKTA



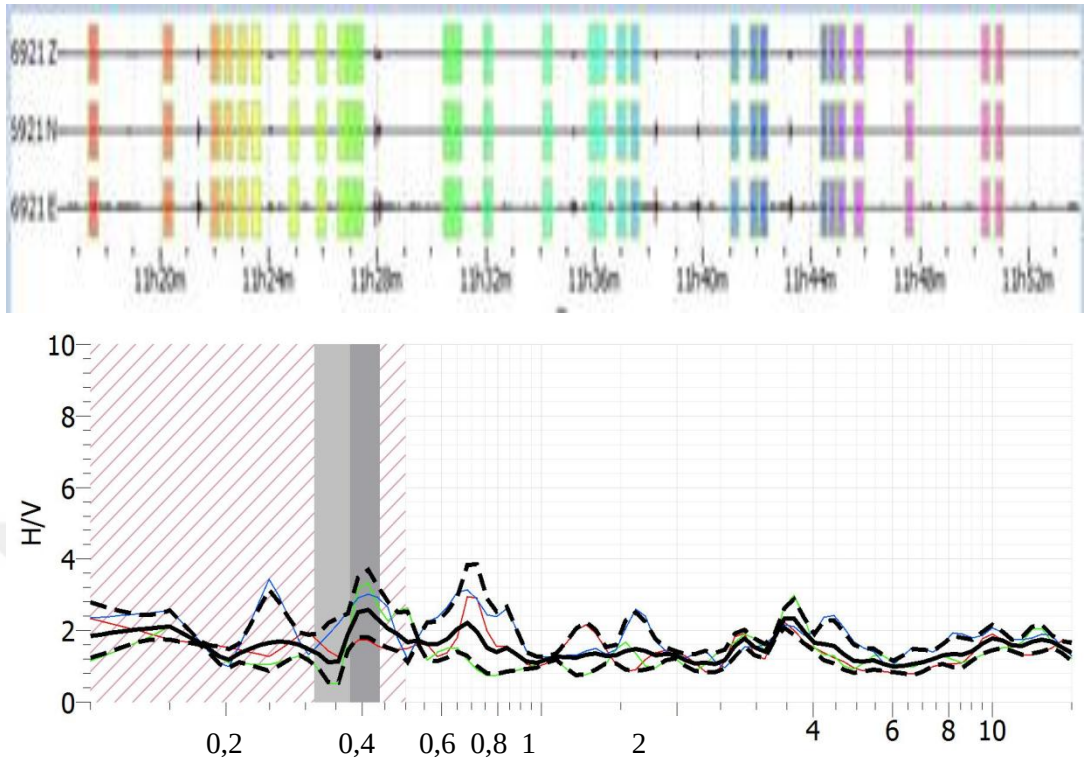
55. NOKTA



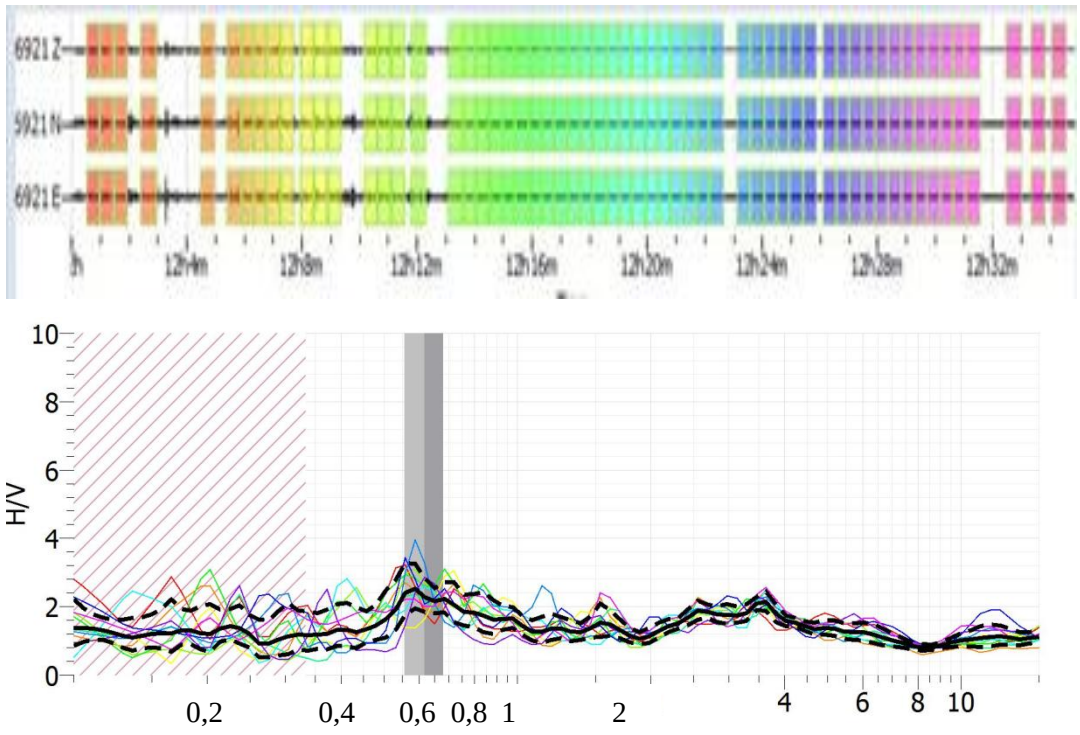
56. NOKTA



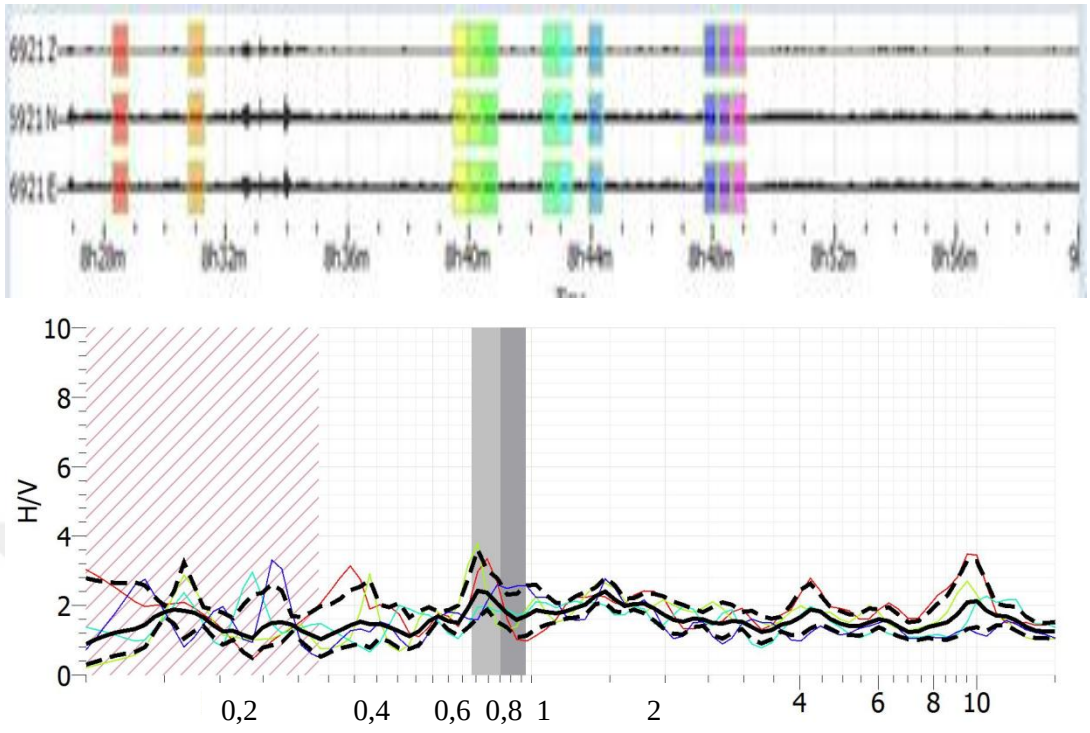
57. NOKTA



58. NOKTA

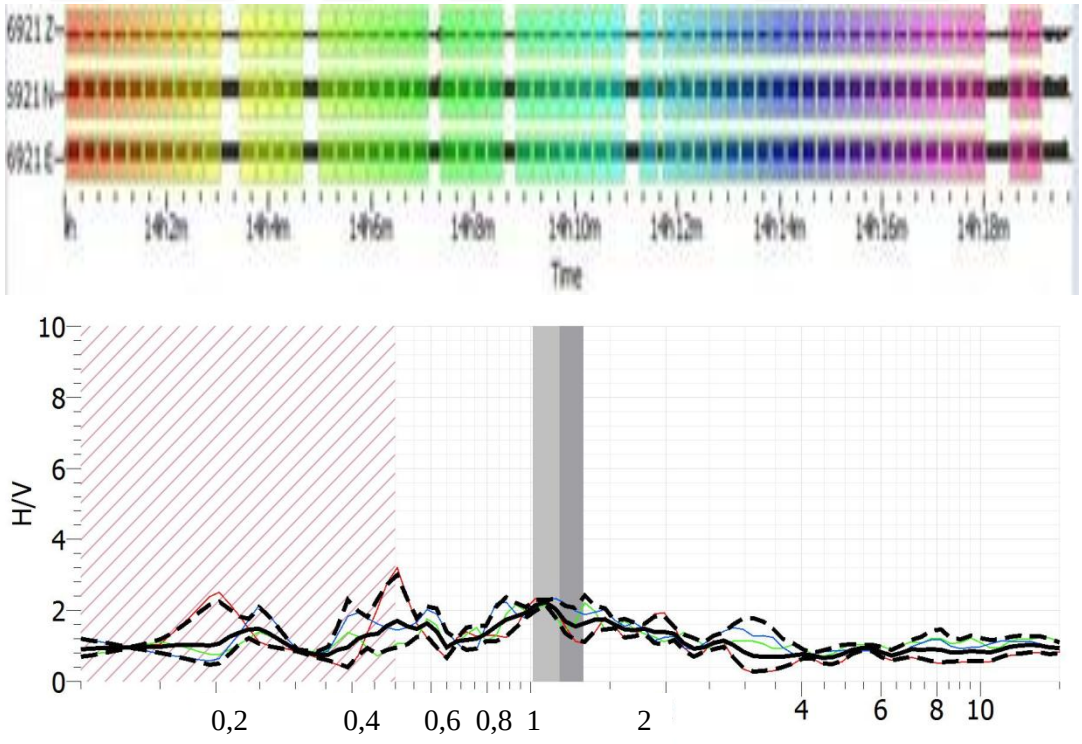


59. NOKTA



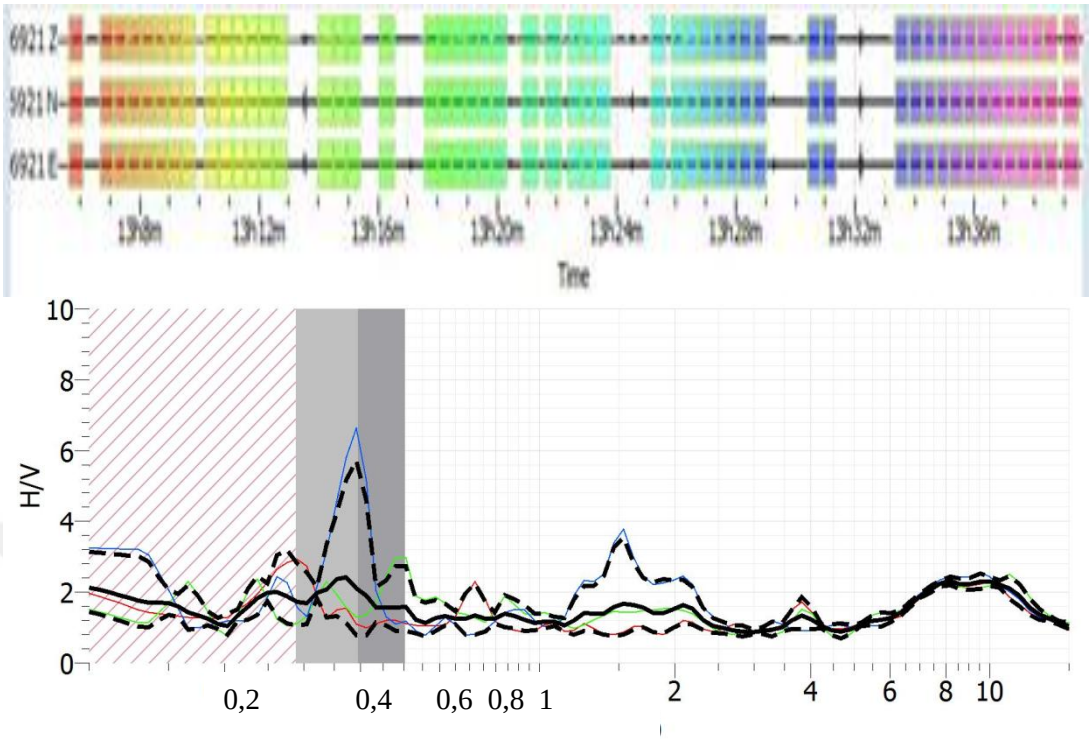
Frekans (Hz)

60. NOKTA



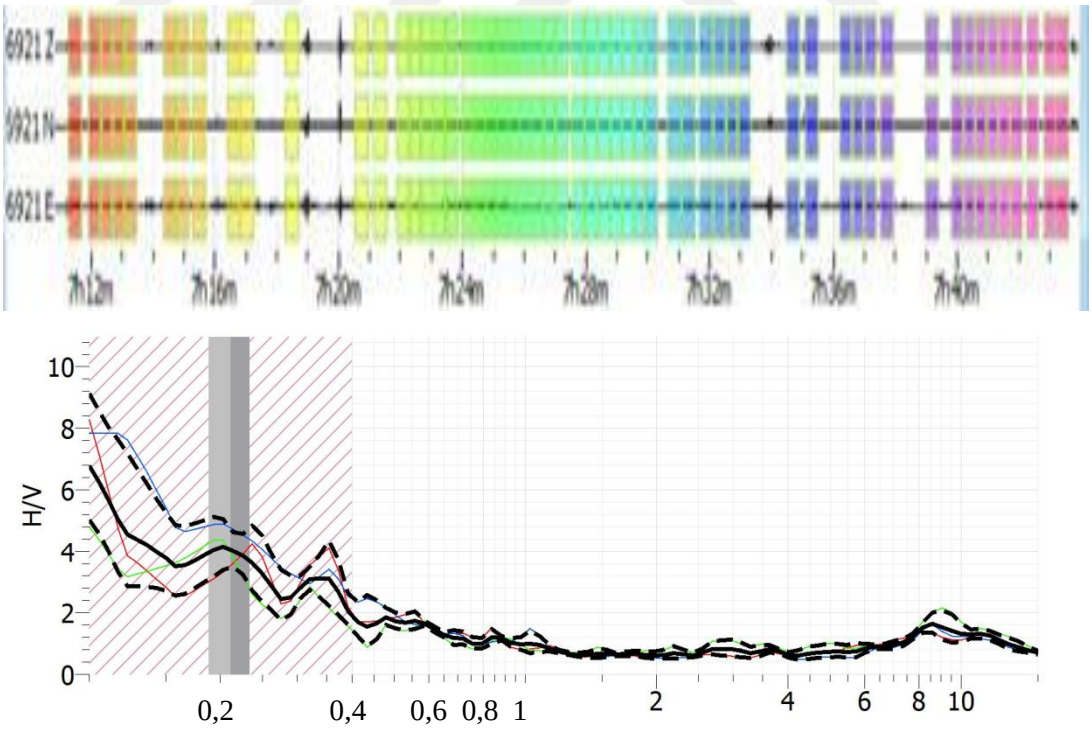
Frekans (Hz)

61. NOKTA



Frekans (Hz)

62. NOKTA



Frekans (Hz)