DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

EĞRİDERE (İZMİR) HEYELAN SAHASININ UYGULAMALI JEOFİZİK YÖNTEMLER İLE ARAŞTIRILMASI

Fulya VAROL

Ekim, 2024

İZMİR

EĞRİDERE (İZMİR) HEYELAN SAHASININ UYGULAMALI JEOFİZİK YÖNTEMLER İLE ARAŞTIRILMASI

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

Fulya VAROL

Ekim, 2024
İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

FULYA VAROL tarafından **DOÇ.DR. ŞENOL ÖZYALIN** yönetiminde hazırlanan **"EĞRİDERE (İZMİR) HEYELAN SAHASININ UYGULAMALI JEOFİZİK YÖNTEMLER İLE ARAŞTIRILMASI"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Şenol ÖZYALIN

Danışman

Prof. Dr. Mehmet Ali KAYA

Jüri Üyesi

Dr. Aykut TUNÇEL

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Okan FISTIKOĞLU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Çalışmalarımız sürecinde bana her zaman inanan ve destekleyen tez danışman hocam Sayın Doç. Dr. Şenol ÖZYALIN'a, lisans dönemimden bu zamana kadar geçen süreçte tüm mesleki tecrübelerini benimle paylaşan ve kendimi mesleğimde geliştirmemde çok büyük katkısı olan Sayın Öğr. Gör. Zülfikar ERHAN'a,

Bana her zaman destek olan ve bütün süreçte beni destekleyen ortağım Safa TÜLEK'e, her koşulda beni motive eden en yakın dostum Gamze YILDIZ'a, süreçte bana destek olup tecrübelerini benimle paylaşasan Mehmet ÇAVUŞ'a

Hayatımın her anında yanımda olmalarını istediğim, her koşulda bana inanıp güvenen, en büyük destekçim ve her şeyden daha kıymetli olan değerli aileme teşekkür ederim.

Fulya VAROL

EĞRİDERE (İZMİR) HEYELAN SAHASININ UYGULAMALI JEOFİZİK YÖNTEMLER İLE ARAŞTIRILMASI

ÖZ

Heyelanlar, depremlerden sonra en çok can ve mal kaybına yol açan doğal afetlerden biridir. Özellikle Karadeniz Bölgesinde olmak üzere ülkemizin birçok bölgesinde sıklıkla heyelanlar meydana gelmektedir. Heyelan riski olan alanların önceden tespit edilmesi ilerleyen süreçlerde meydana gelebilecek hasarın en aza indirgenebilmesini sağlayacaktır. Heyelan riski taşıyan alanların önceden tespit edilmesinin dışında, heyelanın meydana geldiği sahalarında araştırılması ve heyelan mekanizmasının ortaya konması gerekmektedir. Heyelan geometrisi, heyelan topuğu ve yeraltı suyunun etkisi jeofizik yöntemler ile 2 ve 3-Boyutlu görüntülenebilmektedir.

Bu çalışma kapsamında, 13 Şubat 2019 tarihinde İzmir İli Bornova İlçesi Eğridere Mahallesi'nde meydana gelen toprak kaymasının fiziksel özellikleri jeofizik yöntemler ile araştırılmıştır. Heyelan sınırının ve ortamda sığ derinliklerde bulunan yeraltı suyunun heyelana etkisinin belirlenebilmesi amacı ile 2 profil Elektrik Rezistivite Tomografi, 9 profil Sismik Kırılma, MASW, ReMi ve kaymanın meydana geldiği alanda spektral büyütmenin belirlenebilmesi amacı ile 26 noktada Mikrotremör yöntemi uygulanmıştır. Aynı zamanda, inceleme alanı Sayısal Yükseklik Modeli kullanılarak CBS Tabanlı Frekans Oran yöntemi ile analiz edilmiştir.

İnceleme alanında uygulanan Sismik Kırılma ve MASW çalışmalarından elde edilen P-S Dalga hız kesitleri ve Vp/Vs oranları modellenmiştir. MASW ve ReMi çalışmaları ise birleştirilerek değerlendirilmiştir ve modellenmiştir. Heyelan sınırları içerisinde ve dışında elde edilen sonuçlar yorumlanmıştır. Çalışmalar kapsamında uygulanan Mikrotremör verilerinden ise büyütme faktörü, zemin hakim tireşim periyodu ve zemin rezonans frekans haritaları oluşturulmuştur. ERT çalışmalarıdan elde edilen 2-Boyutlu özdirenç kesitleri aynı hatlarda gerçekleştirilen MASW uygulamaları ile yorumlanmıştır.

Anahtar kelimeler: Eğridere, ERT, heyelan, mikrotremor, sismik.

INVESTIGATION OF EĞRIDERE (İZMİR) LANDSLIDE AREA WITH APPLIED GEOPHYSICAL METHODS

ABSTRACT

Landslides are one of the natural disasters that cause the most loss of life and property after earthquakes. Landslides occur frequently in many regions of our country, especially in the Black Sea Region. Determining landslide risk areas in advance will minimize the damage that may occur in the future. In addition to determining landslide risk areas in advance, the areas where landslides occur should be investigated and the landslide mechanism should be revealed. Landslide geometry, landslide heel and the effect of groundwater can be visualized in 2 and 3 dimensions with geophysical methods.

Within the scope of this study, the physical properties of the landslide that occurred in Eğridere Neighborhood of Bornova District of İzmir Province on February 13, 2019 were investigated by geophysical methods. In order to determine the landslide boundary and the effect of groundwater at shallow depths in the environment on the landslide, 2 profiles of Electrical Resistivity Tomography, 9 profiles of Seismic Refraction, MASW, ReMi and in order to determine the spectral amplification in the area where the slide occurred, Microtremor method was applied at 26 points. At the same time, the study area was analyzed by GIS Based Frequency Ratio method using Digital Elevation Model.

P-S Wave velocity sections and Vp/Vs ratios obtained from Seismic Refraction and MASW studies applied in the study area were modeled. MASW and ReMi studies were evaluated and modeled by combining them. The results obtained within and outside the landslide boundaries were interpreted. The amplification factor, ground dominant vibration period and ground resonance frequency maps were created from the Microtremor data applied within the scope of the studies. 2-Dimensional resistivity sections obtained from ERT studies were interpreted with MASW applications performed on the same lines.

Keywords: Eğridere, ERT, landslide, microtremor, seismic,

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZ iv
ABSTRACT v
İÇİNDEKİLER vi
ŞEKİLLER LİSTESİ ix

BÖLÜM BİR - GİRİŞ 1

1.1 Çalışma Alanı 2
1.2 Çalışmanın Amacı 6
1.3 Önceki Çalışmalar 6

BÖLÜM İKİ - MATERYAL VE YÖNTEM 12

2.1 Heyelan ve Heyelan Türleri 12
2.1.1 Heyelanın Bölümleri 13
2.1.3 Heyelan Türleri 16
2.1.4 Heyelana Neden Olan Faktörler 17
2.1.4.1 Ortamın Jeolojik Yapısından Kaynaklanan Nedenler 17
2.1.4.2 Morfolojik Nedenler 17
2.1.4.3 Fiziksel Nedenler 17
2.1.4.4 İnsan Kaynaklı Nedenler 18
2.1.5 Heyelanların Aktivite Durumları 18
2.1.6 Heyelan Duyarsızlık Analizi 19
2.2 İzmir ve Çevresinin Jeolojik Yapısı 20
2.2.1 Bornova Karmaşığı 21
2.2.2 Gölsel Tortul Serileri 22
2.2.3 Yamanlar Volkanitleri 22
2.3 Çalışma Alanı Jeolojisi 22

2.4 Sismik Yöntem 24
2.4.1 Sismik Yöntemin Esasları 24
2.4.2 Sismik Dalga Türleri 26
2.4.2.1 Cisim Dalgaları 26
2.4.2.1.1. P (Boyuna-Birincil) Dalgalar 26
2.4.2.1.2. S (Enine-İkincil) Dalgalar 28
2.4.2.2 Yüzey Dalgaları 29
2.4.2.2.1. Rayleigh (R) Dalgaları 29
2.4.2.2.2. Love Dalgaları 30
2.4.3 Sismik Dalga Yayınımı 30
2.4.3.1 Dalga Cephesi 31
2.4.3.2 Huygens Prensibi 31
2.4.3.4 Snell Yasası 32
2.4.3.5 Fermat Prensibi 33
2.4.4 Sismik Dalga Genliklerinin Azalmasına Neden Olan Faktörler 35
2.4.4.1 Soğurulma Etkisi 35
2.4.4.2 Saçılma Etkisi 36
2.5 Sismik Kırılma 37
2.5.1 Yatay İki Tabaka Durumu 38
2.5.2 Eğik İki Tabaka Durumu 41
2.5.3 Ölçü Alma Tekniği 43
2.5.3.1 Atış Geometrilerine Örnekler 44
2.5.4 İlk Varışların İşaretlenmesi 47
2.6 Yüzey Dalgası Yöntemleri 49
2.6.1 Aktif Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analizi (MASW) 50
2.6.1.1 Veri Toplama ve Parametreleri 50
2.6.1.1.1 Dispersiyon 53
2.6.1.2 Verilerin İşlenmesi 54
2.6.2. ReMi (Kırılma-Mikrotremör) 56
2.6.2.1 ReMi Veri İşleme 56
2.6.3. Mikrotremör Yöntemi 57
2.6.3.1 Mikrotremör Dalgaları 57

2.6.3.2 Mikrotremör Ölçümleri 58
2.6.3.3 H/V Spektral Oran (Nakamura) Tekniği 59
2.7. Elektrik Özdirenç Yöntemi 60
2.8. CBS Tabanlı Frekans Oranı Yöntemi 64
2.8.1 Yükseklik Faktörü 65
2.8.2 Eğim Faktörü 66
2.8.3 Bakı Faktörü 67
2.8.4 Eğrisellik 68
2.9 Saha Çalışmaları 74
2.9.1. Sismik Kırılma-MASW Çalışmaları 74
2.9.2. MASW-ReMi Çalışmaları 87
2.9.3. Mikrotremor Çalışması 93
2.9.4. Elektrik Rezistivite Tomografi (ERT) 96

BÖLÜM ÜÇ - SONUÇ VE ÖNERİLER 99

KAYNAKLAR 102

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2. 1 Tipik bir heyelanının bölümlerinin tanımlanması (IAEG, 1990; Cruden ve Varnes, 1996)…. 14

Şekil 2. 2 İnceleme alanı ve çevresinin formasyon haritası 24

Şekil 2. 3 İki tabakalı ortamda kırılmanın şematik gösterimi 25

Şekil 2. 4İki tabakalı ortamda yansıma şematik gösterimi 25

Şekil 2. 5 P Dalgası yayınım doğrultusu ve partikül hareketi (Bolt, 1976) 27

Şekil 2. 6 S Dalgası yayınım doğrultusu ve partikül hareketi (Bolt, 1976) 28

Şekil 2. 7 Rayleigh Dalgası yayınım doğrultusu ve partikül hareketi (Bolt, 1976) 29

Şekil 2. 8 Love Dalgası yayınım doğrultusu ve partikül hareketi (Bolt, 1976) 30

Şekil 2. 9 Dalga yüzeyini bulma amacı ile Huygens Prensibinin kullanılması (Waters, 1978) 31

Şekil 2. 10 Snell kanunu ile tanımlanan iki izotropik ortam arayüzeyinden geçen dalga cepheleri 32

Şekil 2. 11 Fermat ilkesi şematik gösterim 34

Şekil 2. 12 Yatay İki Tabakada sismik dalgaların zaman-uzaklık grafiği 39

Şekil 2. 13 Yatay İki Tabakada sismik dalgaların zaman-uzaklık grafiği 39

Şekil 2. 14 Yatay Eğik İki Tabakada sismik dalgaların zaman-uzaklık grafiği 41

Şekil 2. 15 Eğik İki Tabaka şematik gösterim 42

Şekil 2. 16 Kaynak-alıcı geometrisi 44

Şekil 2. 17 Düz Atış şematik gösterim 45

Şekil 2. 18 Düz atış sonucu elde edilen örnek P dalga hız kaydı 45

Şekil 2. 19 2 ve 3. Jeofonlar arası atış şematik gösterim 46

Şekil 2. 20 Orta Atış şematik gösterim..... 46
Şekil 2. 21 Orta atış sonucu elde edilen örnek P dalga hız kaydı..... 46
Şekil 2. 22 Ters Atış şematik gösterim..... 47
Şekil 2. 23 Ters atış sonucu elde edilen örnek P dalga hız kaydı..... 47
Şekil 2. 24 Kırılma sinyali içerisindeki olaylar..... 48
Şekil 2. 25 Jeofonların arazideki konumu..... 51
Şekil 2. 26 Yüzey dalgalarında normal dispersiyon davranışı (Kurtuluş, 2002) .. 54
Şekil 2. 27 Yüzey dalgalarında ters dispersiyon davranışı (Kurtuluş, 2002)..... 54
Şekil 2. 28 Sedimanter basen yapısı (Ibs-von Seht ve Wohlenberg, 1999 'dan değiştirilmiştir.)..... 59
Şekil 2. 29 Bazı kayaç ve materyallerin özdirençleri (Telford ve diğer., 1990). .. 61
Şekil 2. 30 Klasik elektrik özdirenç yöntemi (Uçar, 2020)..... 61
Şekil 2. 31 Klasik elektrik özdirenç yönteminde elektrot arası mesafeler (Uçar, 2020)..... 62
Şekil 2. 32 Elektrot dizilimleri a) Wenner Alpha elektrot dizilimi; b) Wenner Schlumberger elektrot dizilimi; c) analiz süresince Wenner Alpha elektrot aralıkları değişimi; d) analiz süresince Wenner Schlumberger elektrot aralıkları değişimi (Loke vd. 2013, Uçar, 2020)..... 62
Şekil 2. 33 Wenner gamma, Wenner alpha, Wenner beta, Wenner-Schlumberger, Pol-Pol, PolDipol ve Dipol-Dipol elektrot dizilimleri ve geometrik faktörleri..... 63
Şekil 2. 34 Yükseklik Haritası..... 66
Şekil 2. 35 Eğim Haritası..... 67
Şekil 2. 36 Bakı Haritası..... 68

Şekil 2. 37 Eğrisellik Haritası 69
Şekil 2. 38 Yol Mesafe Haritası 70
Şekil 2. 39 Formasyon Haritası 71
Şekil 2. 40 TWI Haritası 72
Şekil 2. 41 Heyelan Duyarlılık İndeksi 73
Şekil 2. 42 Kırılma, MASW, Re-Mi profillerinin uydu görüntüsü 74
Şekil 2. 43 Kırılma, MASW, ReMi arazi çalışması 75
Şekil 2. 44 MASW ölçümleri sonucunda elde edilen faz-frekans ve dispersiyon eğrisi 77
Şekil 2. 45 Serim-1 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 78
Şekil 2. 46 Serim-1 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 78
Şekil 2. 47 Serim-1 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model 78
Şekil 2. 48 Serim-2 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 79
Şekil 2. 49 Serim-2 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 79
Şekil 2. 50 Serim-2 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model 79
Şekil 2. 51 Serim-3 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 80
Şekil 2. 52 Serim-3 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 80
Şekil 2. 53 Serim-3 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model 80
Şekil 2. 54 Serim-4 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 81
Şekil 2. 55 Serim-4 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 81
Şekil 2. 56 Serim-4 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model 81
Şekil 2. 57 Serim-5 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 82
Şekil 2. 58 Serim-5 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 82
Şekil 2. 59 Serim-5 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model 82

Şekil 2. 60 Serim-6 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 83
Şekil 2. 61 Serim-6 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 83
Şekil 2. 62 Serim-6 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model..... 83
Şekil 2. 63 Serim-7 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 84
Şekil 2. 64 Serim-7 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 84
Şekil 2. 65 Serim-7 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model..... 84
Şekil 2. 66 Serim-8 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 85
Şekil 2. 67 Serim-8 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 85
Şekil 2. 68 Serim-8 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model..... 85
Şekil 2. 69 Serim-9 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 86
Şekil 2. 70 Serim-9 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti 86
Şekil 2. 71 Serim-9 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model..... 87
Şekil 2. 72 MASW-ReMi birleştirilerek çözümlenmesinden elde edilen faz-frekans eğrisi ve 1-Boyutlutlu hız kesiti 88
Şekil 2. 73 MASW ve ReMi'den elde edilen 5 ve 10 metre derinlik haritası 89
Şekil 2. 74 MASW ve ReMi'den elde edilen 15 ve 20 metre derinlik haritası 90
Şekil 2. 75 MASW ve ReMi'den elde edilen 25 ve 30 metre derinlik haritası 91
Şekil 2. 76 MASW ve ReMi'den elde edilen 40 ve 45 metre derinlik haritası 92
Şekil 2. 77 Mikrotremor noktalarının uydu görüntüsü 93
Şekil 2. 78 Mikrotremor uygulaması ve kullanılan ekipman görseli 93
Şekil 2. 79 Mikrotremor sonuçlarından elde edilen büyütme faktörü haritası 94
Şekil 2. 80 Heyelan sınırları içerisinde ölçülen zemin hakim titreşim periyodu haritası 94
Şekil 2. 81 Heyelan sınırları dışında ölçülen zemin rezonans frekans haritası 95

Şekil 2. 82 ERT uygulaması ve kullanılan ekipman görseli 96

Şekil 2. 83 ERT profillerinin uydu görüntüsü 97

Şekil 2. 84 ERT-1 topoğrafik kesit ve MASW-8 2-Boyutlu hız modeli 97

Şekil 2. 85 ERT-2 topoğrafik kesit ve MASW-9 2-Boyutlu hız modeli 98

TABLOLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 2. 1 Hareket türü ve malzemenin türüne göre heyelanların sınıflandırılması (Varnes, 1978)……. 16

Tablo 2. 2 Zaruba ve Mencl (1969)'e göre heyelanların derinliğe göre sınıflandırılması. 18

Tablo 2. 8 Yükselti Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı 66

Tablo 2. 9 Eğim Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı 67

Tablo 2. 10 Bakı Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı 68

Tablo 2. 11 Eğrisellik Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı 69

Tablo 2. 12 Yol Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı 70

Tablo 2. 13 Litoloji ve Heyelan Frekans Oranı 71

Tablo 2. 14 TWI Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı 72

Tablo 2. 15 Heyelan Duyarlılık İndeksine göre sınıflama 73

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

Heyelanlar, depremlerden sonra en çok can ve mal kaybına yol açan doğal afetlerden biridir. Heyelanlar meydana geldiğinde yalnızca can ve mal kayıpları yaşanmaz bunların dışında verimli toprak kayıpları da yaşanabilmektedir. Heyelan olayları detaylı bir şekilde incelendiğinde verdiği zararların boyutları tahmin edildiğinden daha büyüktür ve kentleşme üzerinde de olumsuz etkileri bulunmaktadır.

Yoğun yağış, deprem gibi tetikleyici olaylar heyelanları oluştururken can ve mal kayıplarına da neden olmaktadır. Heyelanlar, depremlerden sonra en çok can ve mal kayıplarına neden olan doğal afettir fakat heyelan olayı meydana geldikten sonra geçen sürede kayıp ve yaralı vatandaşların durumları güncellenmemesinden kaynaklı olarak heyelanların verdiği zararlar olduğundan daha düşük görülmektedir (Schuster, 1996; Görüm, 2006; Froude ve Petley, 2018; Haque vd., 2019).

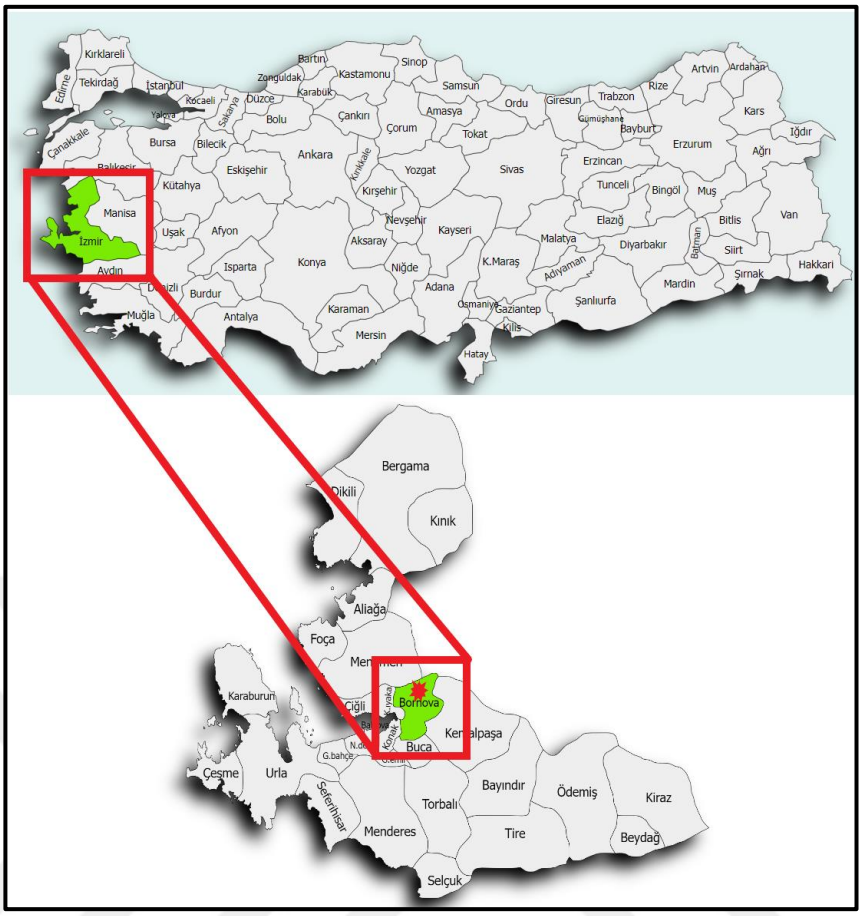
Doğal ve insan kaynaklı olmak üzere heyelanların tetiklenmesi, meydana gelmesi iki grupta açıklanabilmektedir. Doğal faktörler; deprem ve iklim değişikliğinden kaynaklı aşırı yağışlı süreçlerden sonra meydana gelen heyelan olaylarıdır. Aynı zamanda akarsu, göl veya deniz tarafından şev topuğunun aşındırılması, bozunma nedeni ile şevi oluşturan malzemelerin veya süreksizliklerinin makaslanma dayanımında azalmaların meydana gelmesi de heyelan olaylarını meydana getiren doğal faktörlerdendir. Heyelanı tetikleyen insan kaynaklı faktörler ise; kontrolsüz kazıların yapılması (heyelan topuklarında kazılar vb.), şev üzerine dolgu yığılması, yetersiz mühendislik uygulamaları ve özellikle heyelana duyarlı bölgelerdeki ormanların tahrip edilmesi olarak açıklanabilmektedir. İnsan kaynaklı etkilerden ormanların tahrip edilmesi iklim değişikliğine sebebiyet vereceği için aşırı yağışlı süreçler meydana gelecektir. İklim değişikliğini doğal faktörler grubu içerisinde açıklasak da ormanların/bitki örtüsünün tahrip edilmesi insan kaynaklı faktörlerden biridir. Açıklanmakta olan heyelanı tetikleyici etkiler; yamacı veya şevi oluşturan malzemenin ya da içerdiği zayıflık düzlemlerinin kaymaya karşı direnç gösteren makaslama dayanımını azaltırken, kaymaya sebep olan kuvvetlerinde artmasına yol açacaktır.

Heyelan riski taşıyan sahaların ilerleyen süreçlerde meydana gelebilecek olası hasarların önüne geçebilmek adına detaylı bir şekilde incelenmesi gerekmektedir. Riskli alanların tespit edilmesinin dışında, heyelanın meydana geldiği sahalarda, kayma geometrisinin, heyelan topuğunun, yeraltı suyu etkisinin ve zemin özelliklerinin belirlenebilmesi açısından tahribatsız jeofizik yöntemler ile araştırmalar yapılmalıdır.

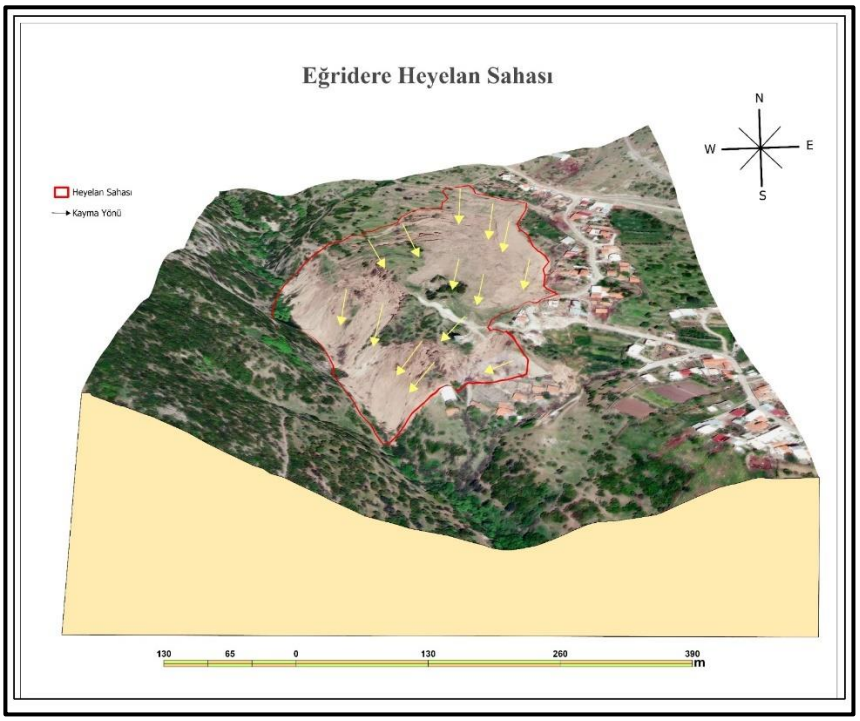
1.1 Çalışma Alanı

Çalışma alanı olarak belirlenmiş olan Eğridere şehir merkezine göre yüksek kotlarda yer almaktadır. İlçe genel olarak zemin özellikleri bakımından incelendiğinde ise sağlam zemin özelliklerine sahiptir. Fakat kotun yüksek olması, oldukça dik bir eğime sahip bölgede bulunması ve çevresinde yer alan Homeros Vadisi ve yeraltı su akışı bölgeyi heyelan bakımından riskli duruma getirmektedir. Derin vadiler yeraltı su akışını hızlandırabilmektedir. Bu durum ise heyelan olayının tetiklenmesine etki eden faktörlerden biri olabilmektedir.

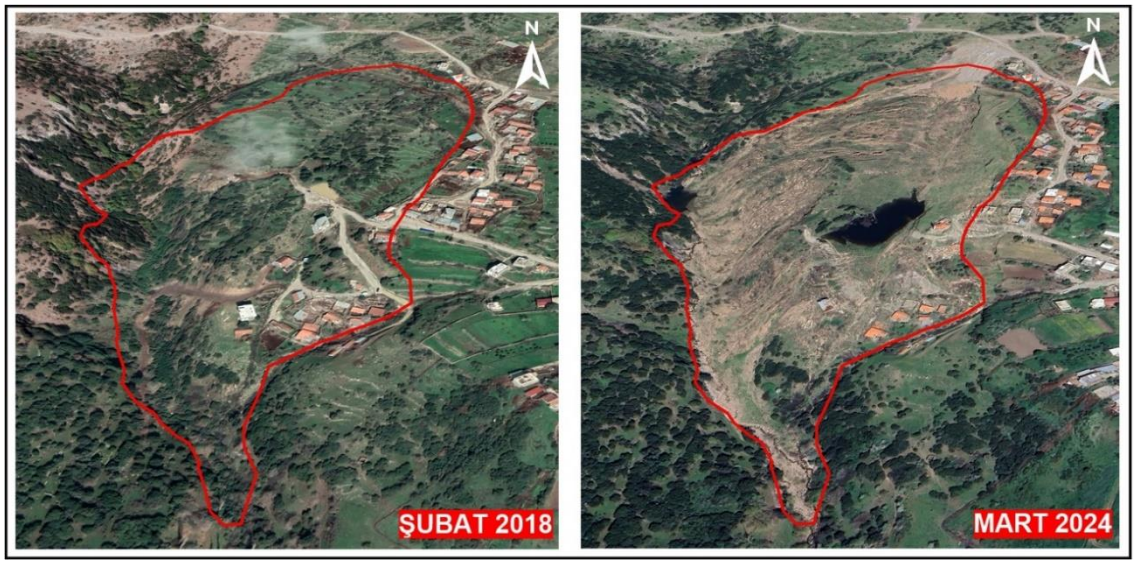
İnceleme alanı ve çevresi jeolojik bakımdan incelediğinde Killi kireçtaşı, Bornova karmaşığı, yamaç molozu ve alüvyon birimlerden oluştuğu görülmektedir. Çalışma alanında yer alan en eski birim ise Bornova karmaşığıdır (Melanjı). Bornova Karmaşığı'nın üzerine gölsel tortullar açısal uyumsuz olarak gelir. Alüvyon ve Yamaç Molozu bölgede bulunan bütün birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Dolgu, diyabaz bloklar ve kumtaşı şeyl-karlkerli şeyl ardalanmasından meydana gelmiş matriks içerisinde yüzen kireçtaşı çakıltaşı mercekleri oluşmuştur. Çalışma alanı genel jeoloji bakımından incelendiğinde ise yaygın olarak farklı boy ve farklı dayanım özelliklerinde andezit birimlerin yer aldığı görülmektedir.



Şekil 1. 1 Çalışma alanu yer bulduru haritası



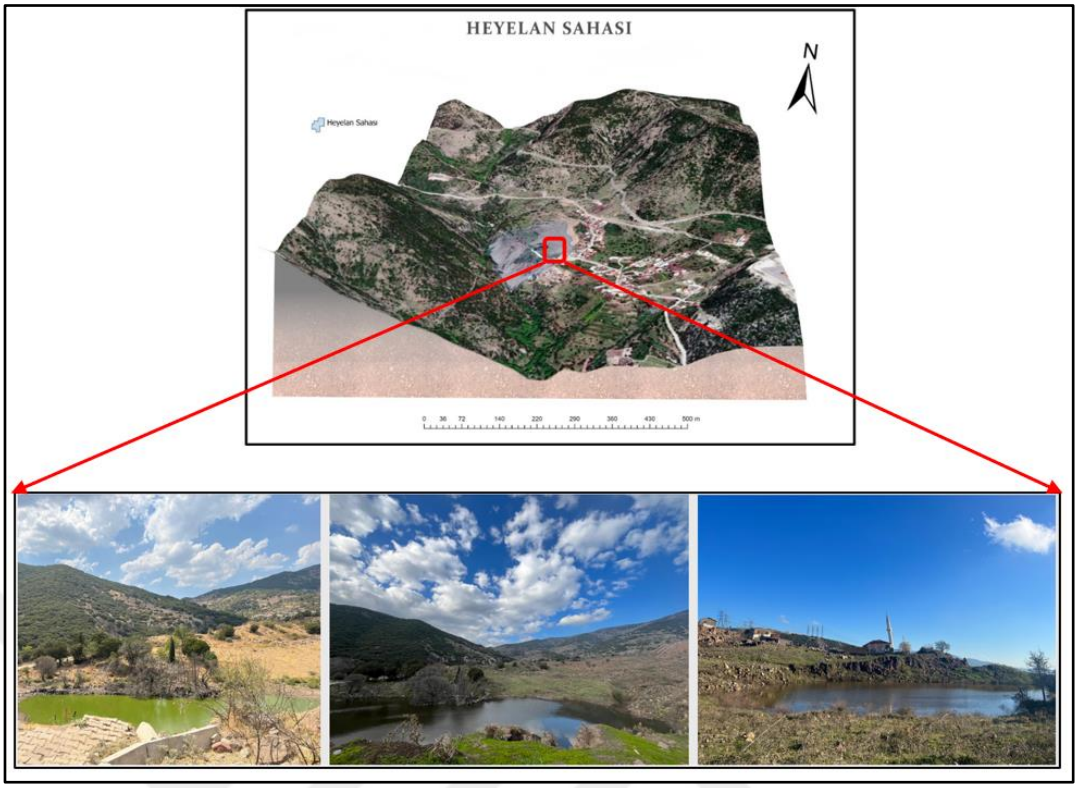
Şekil 1. 2 Eğridere heyelan sahasının 3-Boyutlu gösterimi



Şekil 1. 3 İnceleme alanı Şubat 2018 ve Mart 2024 görüntüsü

Çalışma alanı içerisinde heyelanın meydana geldiği bölge Şekil 1.2 ‘de gösterilmektedir. Heyelan meydana geldikten bir süre sonra zamanla alanda su birinkisi oluşmuştur. Heyelanın meydana geldiği sahalarda su birikintileri oluşabilmektedir. Heyelan öncesinde geçirgen olan birimler özelliğini kaybederek geçirgenliğini yitirebilmektedir ya da daha az geçirgen hale dönüşebilmektedir. Bu nedenle zemin geçirgenliğinin değişmesi su birikintilerinin oluşmasına neden olabilmektedir. Aynı zamanda yeraltı suyunun yüzeye çıkması ve topoğrafik değişimlerde heyelanın meydana geldiği sahalarda su birikintilerinin oluşmasına neden olmaktadır.

Şekil 1.3’te inceleme alanının Şubat 2018 ve Mart 2024 uygu görüntüsü yer almaktadır. 2019 Şubat ayı öncesinde heyelanın meydana geldiği bölgede hobi bahçesi yapılması amacı ile birçok ağaç tahrip edilmiş ve yoğun yağış sonrası heyelan meydana gelmiştir.



Şekil 1. 4 İnceleme alanında heyelan sonrasında meydana gelen su birikintisi



Şekil 1. 5 Heyelan sonrasında meydana gelen hasara ait görüntüler

1.2 Çalışmanın Amacı

13 Şubat 2019 tarihinde İzmir İli Bornova İlçesi Eğridere Mahallesi'nde mal kayıplarının yaşandığı heyelan meydana gelmiştir. Bu çalışma kapsamında; inceleme alanının zemin özelliklerini, yeraltı suyu etkisini ve heyelan kayma sınırnı belirlemeye yönelik heyelan sınırları içerisinde ve heyelan sınırları dışında jeofizik yöntemler uygulanmıştır. Heyelan sınırları içerisinde ve heyelan sınırlarının dışında uygulamalar yapılarak yerel zemin özelliklerinin karşılaştırılması amaçlanmıştır. Kayma düzlemini ve zemin özelliklerini belirlemeye yönelik Aktif ve Pasif Kaynaklı Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analizi, Mikrotremör ve Elektrik Rezistivite Tomografi (ERT) yöntemlerinden yararlanılmıştır. İnceleme alanı yer seçimi yapılması amacı ile tez çalışmasının ilk aşamasında Sayısal Yükseklik Modeli kullanılarak CBS Tabanlı Frekans Oran yöntemi uygulanmıştır.

Tez çalışması kapsamında; heyelan sınırının ve ortamda sığ derinliklerde bulunan yeraltı suyunun heyelana etkisinin belirlenebilmesi amacı ile 9 profil Sismik Kırılma, 9 profil Aktif Kaynaklı Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analizi Yöntemi (MASW), 9 profil Pasif Kaynaklı Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analizi (ReMi) ve kaymanın meydana geldiği alanda büyütme faktörü, zemin hakim titreşim periyodu ve zemin rezonans frekansın belirlenebilmesi amacı ile 26 noktada Mikrotremör yöntemi uygulanmıştır. Heyelan sınırları içerisinde uygulanan 6 profil MASW ve ReMi uygulamaları birlikte değerlendirilmiştir ve V_S hızlarından seviye haritaları oluşturulmuştur ve yorumlanmıştır. Heyelan sınırları içerisinde ve heyelan dışında olmak üzere 2 profil Elektrik Rezistivite Tomografi (ERT) çalışması gerçekleştirilmiştir. Saha çalışmalarında uygulanan 2 profil ERT ölçümü MASW hatları ile aynı hatlarda gerçekleştirilmiş ve birlikte yorumlanmıştır.

1.3 Önceki Çalışmalar

Sujitapan vd. (2024), Tayland'ın güneyinde yer uzun süreli yağışların meydana geldiği ve engebeli bir bölge olan Nakhon Si Thammarat'ın Thungsong bölgesindeki heyelanlar Elektrik Rezistivite Tomografi (ERT) ve Sismik Kırılma Tomografi (SRT) yöntemlerini korele edilerek incelemiştir. Kırılma sonuçlarından elde edilen P-dalga hızı ve ERT çalışmaları sonuçlarından elde edilen özdirenç değerlerinin 2-boyutlu

çapraz çizim analizi yapılmış ve potansiyel heyelan alanları incelenmiştir. $V_p < 600$ m/sn ve düşük özdirençli bölgelerin detaylı görüntüleri ortaya koyulmuştur. Sonuçlar, bu alanların zayıf bölgeler olduğunu ve potansiyel heyelan alanı olduğunu göstermiştir.

Patial vd. (2023), Hindistan'ın Soldha heyelanı çalışma alanı olarak belirlenmiş ve heyelanın kayma yönünün, baskın frekansının ve büyütme faktörünün belirlenebilmesi amacı ile 30 noktada mikrotremor ölçümleri alınarak saha incelenmiştir. Elde edilen sonuçlarda ise frekansın 1.66 – 19.97 Hz aralığında değişimi gözlenmiştir. Buraya karşılık gelen genlik değişimi ise 3 ila 5 arasında olduğu gözlenmektedir. İnceleme alanında bazı bölgelerde alınan ölçümler değerlendirildiğinde ise çoklu frekansların elde edildiği görülmüştür. Bu durum ise kayma nedeni ile taşınan malzemenin varlığı, ortamın karmaşık yapıya sahip olması sonucunda çoklu frekans elde edildiği düşünülmektedir. HVSR kullanılmasının amacı ise üstte yer alan yumuşak çökeller ile anakaya arasındaki baskın hız kontrastını belirlemektir. Elde edilen HVSR eğrileri incelendiğinde ise birbirlerinden farklı eğriler olduğu gözlenmiştir. İncelenmiş olan eğrilerde örtü malzemesi ile mühendislik anakayası ayrımı yapılabilmiştir. Birden fazla frekansa sahip alanların litolojik farklılıklardan kaynaklandığı düşünülmektedir. Aynı zamanda elde edilen düz HVSR eğrileri ile anakayanın yüzeyde açığa çıktığı kayma bölgelerinde olduğu gözlenmiştir.

Karaaslan ve Silahtar (2023), Sakarya/Hendek ilçesi Çamlıca Mahallesinde meydana gelen ve hala aktivitesini sürdüren bir heyelan sahasında Elektrik Rezistivite Tomografi ve MASW-ReMi yöntemleri uygulamışlar ve zemin sondajları ile karşılaştırmışlardır. ERT çalışmaları ile MASW-ReMi çalışmalarından elde edilen değerler yorumlandığında sondaj logunda suya doygun killi kalın örtü tabakasının elde edildiği bölgelerin düşük özdireçli ve düşük kayma kaldası hızına sahip olduğu gözlenmiştir. Kütle hareketine neden olan birimin altında ise andezit-bazalt içerikli anakaya birimi yer almaktadır ve elde edilen jeofizik kesitler incelendiğinde ise bu birimin yüksek özdirenç değerine ve yüksek hıza sahip olduğu gözlenmiştir. Çalışmalar birlikte değerlendirildiğinde jeofizik çalışmaların bütünleşik kullanımının heyelanın yapısının belirlenmesinde gerçeğe yakın bir şekilde modellenmesine olanak sağladığı görülmüştür.

Tunçel vd., (2021), 13 Şubat 2019'da Eğridere ilçesinde (İzmir/Türkiye) yoğun yağıştan sonra meydana gelen heyelan alanı incelenmiştir. Çok bozulmuş yüzey morfolojisi nedeniyle, jeofizik çalışmalar yakındaki heyelan riski olan alanda yeni yürütülmüştür. Çalışmada Elektrik Rezistivite Tomografi ve Sismik Yüzey Dalgası Analiz yöntemi uygulanmıştır. Ölçüm profillerinin direnç kesitleri yüksek su içeriğine sahip yamaç yıkama malzemesini ve andezit birimini ortaya çıkarmıştır. Bu nedenle, heyelan riski altındaki alanla ilişkili kayma yüzeyi, direnç sonuçlarının yorumlanmasıyla tanımlanmıştır. Sismik araştırmalar öncelikle 40 m derinliğe kadar birim sınırlarını elde etmek için kullanılmıştır. Her iki jeofizik yöntemin çıktılarının bu yöntemlerden elde edilen fiziksel özelliklere göre uyumlu sonuçlar verdiğini gözlemliyoruz. Sonuç olarak, heyelan riski altındaki alanda gözlemlenen yamaç yıkama biriminin heyelana neden olabileceği ve bu çalışmada elde edilen modellerin benzer tehlikelerden dolayı ortaya çıkabilecek gelecekteki hasarları önlemek için kullanılmalıdır.

Akın (2020), Trabzon ili Ortahisar ilçesinde yer alan heyelan sahasında 123 nokta Mikrotremör, 20 profil MASW ölçümü yapılmış ve çalışma alanında daha önce yapılmış sondajlar çalışmalarından da yararlanılmıştır. Çalışma kapsamında Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analiz Yönteminden (MASW); kesme dalga hızları, zemin periyodu, anakaya derinliği ve zemin büyütmeleri elde edilmiştir. Mikrotremör çalışmalarından ise sprektral oran, zemin baskın periyodu ve zemin büyütme değerleri elde edilmiştir. Aynı zamanda RWE yapılarak değerler elde edilmiştir. RWE yöntemi ile elde edilen kesme dalga hızları MASW yönteminden elde edilen hızlar ile karşılaştırılmıştır. Saha çalışmalarında uygulanan bütün yöntemler korele edilerek hangi yöntemin daha gerçeğe yakın sonuç verdiği araştırılmıştır. Heyelan sınırları içerisinde zemin sınıfı ZD sınıfı iken, heyelan sınırları dışındaki alanların ise ZC zemin sınıfında olduğu gözlenmiştir.

Tunçel (2019), İzmir İli Bornova İlçesi Eğridere Mahallesinde gerçekleştirilen çalışma kapsamında 15 progfil MASW ve bu profillerin üzerinde 15 noktada mikrotremor uygulanmıştır. Mikrotremor kayıtlarından elde edilen ile verilerden, H/V tekniği ile değerlendirilerek, zemin hâkim titreşim frekansı, büyütme faktörü ve zafiyet indeksi parametreleri hesaplanmıştır. MASW verilerinden ise 30 metreye kadar

olan Vs dalga hızı elde edilmiştir ve elde edilen hız kullanılrak zemin hakim titreşim frekansı, zemin büyütmesi ve zemin sınıfı parametreleri hesaplanmıştır. İnceleme alanındaki kayma dalgası hızlarının genelde 500 m/sn'den daha düşük olmadığı her iki yöntemden elde edilen frekans değerlerinin ise çoğunlukla 4-7 Hz aralığında elde edildiği gözlenmiştir.

Senkaya vd. (2019), tarihi bir heyelan sonucu oluşan Uzungöl'de Elektrik Özdirenç Tomografi ve Sismik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Dört bölgede 16 profil Kırılma-MASW ve ReMi ölçümleri gerçekleştirilmiş ve bu çalışmalar sonucunda 2-Boyutlu P dalga hız-derinlik kesitleri, 1-Boyutlu ve 2-Boyutlu S dalga hız kesitleri oluşturulmuştur. Sonuçlar incelendiğinde ise genellikle üç ana litolojik birim gözlenmektedir. Bu birimlerden elde edilen hız değerleri ise; Toprak V_p = 300-600 m/sn, V_s = 195-300 m/sn ve H ise 0-2.5 m, heyelan malzemesinde V_p = 240-600 m/sn, V_s = 350-680 m/sn ve H ise 2.5-15 m, ana kayada ise V_p > 2400 m/sn, V_s > 680 m/sn ve H ≥15 m'dir. Heyelan malzemesi alanlarda farklı kalınlıklara sahip olabilir bu durum ise ortamın karmaşıklığını göstermektedir. Fakat çalışmalar sonucunda göle yakın olan bölgelerde kalınlığın arttığı gözlenmiştir. ERT çalışmaları ise P dalga hız-derinlik kesitlerinde gözlenen düşük hızlı bölgelerin tespit edilmesi amacı ile gerçekleştirilmiştir. Fakat düşük hızlara sahip alanların ERT sonuçlarında yüksek özdirence sahip olduğu gözlenmiştir. Sonuçlar birlikte değerlendirildiğinde ise; düşük hıza sahip alanların doğal olmayan boşluk olabileceği sonucuna ulaşılmıştır.

Gelişli (2018), jeofizik yöntemler ile araştırılan heyelan sahalarından örnekler vermiştir. Çalışma kapsamında, heyelan alanlarının araştırılmasında yalnızca sondaj çalışmalarından değil aynı zamanda gelişen teknoloji ile sürekli gelişmekte olan jeofizik yöntemlerden de yararlanılması gerektiği ve detaylı çalışmalar sonucunda jeofizik uygulamalardan yararlanılarak heyelan alanlarının 2 ve 3-Boyutlu modellenebildiği vurgulanmıştır. Heyelan bölgelerinde belirli aralıklarla jeofizik ölçümlerin gerçekleştirilmesi heyelanın izlenebilmesi ve heyelan alanları hakkında detaylı bir bilgi sağlanabileceği açıklanmıştır.

İstanbul Büyükçekmece-Küçükçekmece arasında farklı ölçeklerde birçok heyelan bölgesi bulunmaktadır. Yalçınkaya vd. (2015), çalışma kapsamında ise Büyükçekmece bölgesinde yer alan oldukça karmaşık olan heyelan alanlarında

jeofizik yöntemler uygulanmıştır. İnceleme alanı olarak belirlenmiş olan çalışma alanında Sismik Kırılma, MASW, ReMi, Mikrotremör ve Elektrik Özdirenç yöntemlerinden yararlanılarak heyelan sahası yorumlamaya gidilmiştir. Uygulanan yöntemlerden sismik kırılma çalışmalarında, 20 metreden bilgi alınabilirken MASW ve Remi çalışmalarından 30-80 metre derinliklerden bilgi alınabilmiş, S Dalga hızlarının heyelan gözlemlenmeyen alanlara oranla daha düşük olduğu gözlenmiştir. Kayma yüzeylerinin 10-50 metre aralığında değiştiği gözlenmiş ve jeofizik uygulamaların özellikle karmaşık yapıya sahip heyelan alanlarında tekrarlayan aralıklar ile detaylı bir şekilde yapılması gerektiği vurgulanmıştır.

Çatlıoğlu (2015), inceleme alanı olarak Süleyman Demirel Üniversitesi Batı yerleşkesini seçmiştir. Çalışma kapsamında Sismik Kırılma Tomografi, MASW ve Elektrik Özdirenç Tomografi yöntemleri kullanılmıştır. Çalışmanın amacı jeofizik yöntemler ile heyelan geometrisinin tanımlanabileceğini ve MASW yönteminin heyelan çalışmalarında da etkinliğini ortaya koymaktır. Sismik Kırılma uygulamalarında belirlenemeyen düşük hızlar MASW çalışmaları ile belirlenebilir aynı zamanda kırılma çalışmalarına göre daha derinden bilgi alınabilmektedir. Heyelan çalışmalarında da düşük hızları tespit etmek ve derin kayma sınırlarının tespit edilmesi oldukça önemlidir. Saha çalışmalarında elde edilen veriler değerlendirildiğinde heyelan malzemesinin özelliği ve kayma geometrisi belirlenmiştir. Yapılan bu çalışma ile heyelan sahalarında ilk defa 2-Boyutlu MASW yöntemi uygulanmıştır.

Över ve Özel (2015), çalışma kapsamında Koyulhisar (Sivas)'da yer alan heyelan sahasında jeofizik yöntemlerden GPR (Yer Radar) ve Sismik Kırılma Tomografi (SRT) uygulamaları ile incelemişlerdir. Çalışmanın amacı ise, heyelan geometrisini ve heyelan alanının fiziksel özelliklerini ortaya koymaktır. Uygulanan jeofizik çalışmaları birlikte değerlendirilip, yorumlandığında kayma düzleminin 3 ve 10 metre aralığında değiştiği gözlenmektedir. SRT ve GPR çalışmalarının uyumlu olduğu fakat SRT çalışmaları incelendiğinde 3 tabaka gözlenirken GPR çalışmalarında ise yalnızca 2 tabakanın görülebildiği bu durumun nedeni ise GPR çalışmalarında yaklaşık 10 metreden bilgi alınabilmesidir.

Ateş (2013), Düzce/Çilimli ilçesinde yaklaşık 180 metrelik yol boyunca jeofizik çalışmalar gerçekleştirmiştir. Heyelanın kayma yüzeyi, yer altı su seviyesi, alanın hidrojeolojik açıdan değerlendirilmesi, tabaka kalınlıklarının ve anakayanın araştırılmasına yönelik Düşey Elektrik Sondaj (DES), Sismik Kırılma ve MASW çalışmaları gerçekleştirilmiştir. İnceleme alanının genel eğim yüzdesinin %40-50 aralığında olduğu fakat, heyelan alanı içerisinde eğim oranının %40-75 aralığında değiştiği gözlenmiştir. Çalışmalar sonucunda, zemin yapısının suya doygun olduğu, uygun olmayan hava şartlarında yapılacak olan çalışmaların alanda oluşturacağı yük ve titreşimlerden dolayı heyelan riski artacağı için yapılacak çalışmaların uygun hava koşullarında yapılması önerilmiş.

BÖLÜM İKİ
MATERYAL VE YÖNTEM

2.1 Heyelan ve Heyelan Türleri

Heyelan, yerçekimi etkisi ile kaya parçalarının, moloz, toprak ve diğer malzemelerin yamaçlardan aşağı yönde hareket etmesi ile meydana gelen bir doğal olaydır. Farklı koşulların meydana getirdiği yerçekim etkisini yamaçlarda eğim oluşturmaktadır. Heyelanlar genellikle eğimli alanlarda meydana gelmektedir. Heyelan birçok araştırmacı tarafından farklı şekillerde tanımlanmaktadır. Yamaçlarda eğim oluşturan bu malzemeler ise kaya, toprak ve moloz türleridir ve tanımlanan bu malzemelerin hareketi heyelan olarak tanımlanmaktadır (Varnes, 1978). Cruden (1991), ise heyelanı yamaçta yer alan malzemenin (kaya kütlesi, toprak ve yapay dolgu) aşağı yönde hareket etmesi olarak tanımlanmaktadır. Doğal olmayan dolgu malzemesi, toprak, kaya ve karmaşık yapıya sahip malzemelerin yamaçlarda oluşturduğu eğimlerden aşağı yönde, ayrılmalar ile ya da alanın dışına doğru hareket etmesi ile meydana gelen süreçlerdir (USGS,2022).

Kütle hareketinin, heyelanın meydana gelme sebepleri dış ve iç nedenler olarak sınıflandırılabilmektedir (Gürpınar, 1999). Boşluk suyu basıncının artması ve zemin kohezyonunun azalması iç nedenler, şev ve yamaç topuklarının su ile aşındırıması/oyulması, eteklerde yapılan kazılar, şev eğiminin artması bu durum aşınma ile meydana gelebilmektedir, şev ve üzerindeki örtü tabakanın kaldırılması, çatlarlarda yer alan suların donması ve depremler ise dış nedenler olarak sınıflandırılmaktadır (Özçep, 2016).

Heyelan malzemesinin, heyelanın hareket hızı, yer altı su seviyesi, ortamda bulunan hava ve buz içeriği olmak üzere farklı şekilde sınıflandırılmaktadır (Kamış, 2024). Varnes (1978), heyelanın hareket türüne ve malzemenin türüne göre sınıflama yapmıştır. Bu sınıflamada hareket türü (düşmeler, devrilmeler, kayma türleri, yanal ayrılmalar, akmalar) ve malzemenin türü yani kayaçlar, zeminin iri ve ince daneli olmasına yönelik sınıflanmış ve tanımlanmıştır (Tablo 2.1).

Tablo 2.1--Heyelanlar meydana geldiğinde yalnızca can ve mal kayıpları yaşanmaz bunların dışında verimli toprak kayıpları da yaşanabilmektedir.

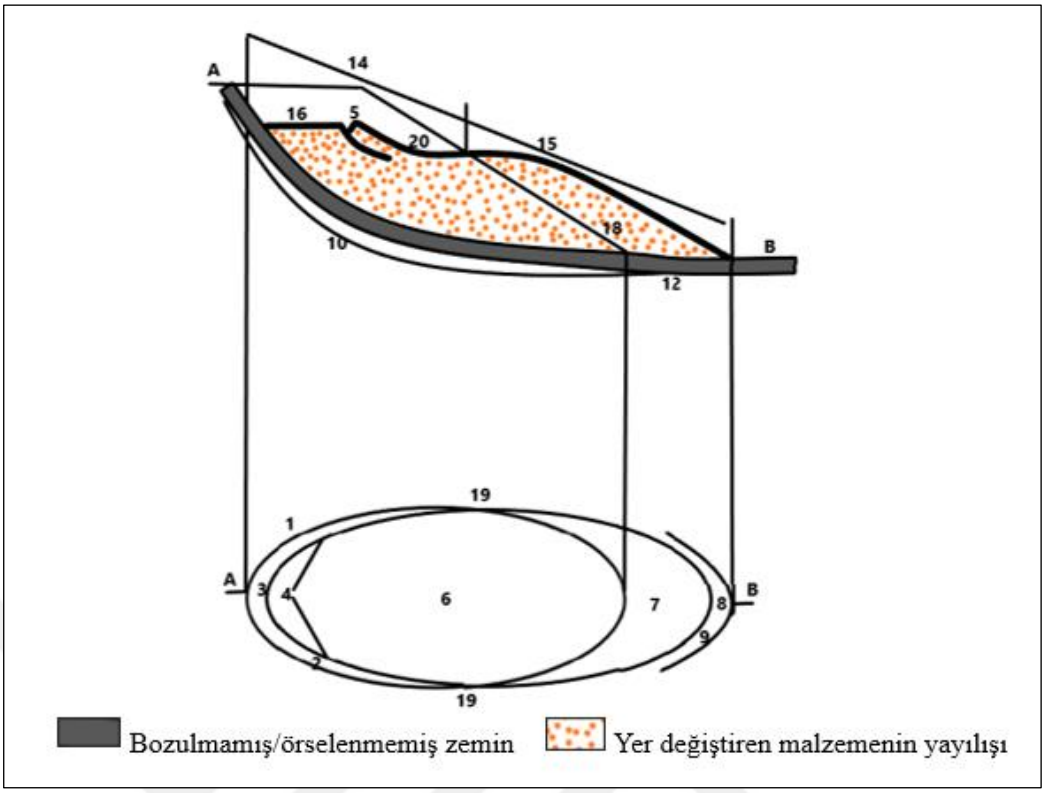
Heyelanlar; hidrolojik, jeolojik, meteorolojik ve doğal olmayan durumların da bir araya gelmesi sonucunda meydana gelmektedir. Uzun süreli ve yoğun yağışlar, yoğun kar yağışı ve ani kar erimesi, depremler, yer altı su seviyesi ve doğal olmayan yani insan kaynaklı durumlar heyelan olayını meydana getirmektedir ve heyelanın meydana geliş sürecini hızlandırabilmektedir. Kontrolsüz kazıların yapılması (heyelan topuklarında kazılar vb.), madencilik ve inşaat faaliyetlerinin bilinçsizce gerçekleştirilmesi, şev üzerine dolgu yığılması, yetersiz mühendislik uygulamaları ve özellikle heyelana duyarlı bölgelerdeki ormanların tahrip edilmesi olarak açıklanabilmektedir ve söz konusu olan bu durumlar heyelan riskini arttırabilmektedir.

Yamaçlardaki eğim arttıkça üzerinde bulunan malzemelerin (kaya, toprak, moloz vb.) kayma gerilmesi de artmaktadır. Eğimi yüksek olan bir yamaç üzerinde yer alan kaya, toprak ve moloz gibi malzemelerin kayma gerilmesi de artmasından dolayı yerçekimine karşı direnci de azalmaktadır. Yerçekimine karşı direncin azalması ise yamaç üzerinde yer alan malzemenin aşağı yönde kaymasına sebep olmaktadır (Sassa vd., 2004, Terzaghi, 1936).

Kuzey Avrupa ülkeleri jeolojik yapısından kaynaklı olarak büyük zemin problemleri yaşamaktadır. Büyük heyelanların oluştuğu birçok bölge vardır ve bu bölgelerler heyelan olayının detaylarının anlaşılabilmesi için önemli ölçüde çalışmalar gerçekleştirilmiştir. 1846 yılında Collin tarafından yayınlanan kitapta killi zeminlerde meydana gelen kaymaların silindirik yüzeyler boyunca oluştuğuna yönelik hesaplamalar yapılmıştır. 1900'lü yıllarda İsveç'te büyük bir heyelan meydana gelmiştir ve bu heyelan sonucunda önemli ölçüde can ve mal kayıpları yaşanmıştır. Fellenus ise meydana gelen bu heyelanların araştırılmasına yönelik çalışmalar gerçeleştirmiş ve zemin mekaniğinin mühendislik problemlerine yönelik kullanılması için ilk ciddi çalışmalarını gerçekleştirmiştir (Özçep, 2016).

2.1.1 Heyelanın Bölümleri

IAEG Commission on Landslides (1990), tipik bir heyelanın değişik kesimlerini aşağıdaki şekilde isimlendirmiş ve açıklamışlardır (Şekil 2.1).



Şekil 2. 1 Tipik bir heyelanının bölümlerinin tanımlanması (IAEG, 1990; Cruden ve Varnes, 1996)

Heyelan tacı (1): ana aynanın (2) en yüksek yeri - tepe noktasındaki bölüme en yakın ve hareket etmeyen malzemenin bulunduğu bölge heyalan tacı olarak tanımlanmaktadır.

Ana ayna (2): heyelan olayından etkilenmemiş ve hareket eden malzemenin ayrılması ile meydana gelen düşeye yakın ya da düşey yüzey olarak tanımlanmaktadır. Kayma yüzeyinin (10) göründüğü bölümdür.

Heyelanın tepesi (3): Heyelan kütlesi ile ana ayna arasındaki tepe nokta heyelanın tepesi olarak isimlendirilmektedir.

Heyelanın üstü (4): Ayna ile hareketi meydna gelmiş olan kütlenin arasında oluşan alan heyelanın üstü olarak tanımlanmaktadır.

Tali ayna (5): Düşeye yakın bir yüzyedir ve yer değiştiren kütle hareketlerinden oluşmaktadır.

Heyelan gövdesi (6): Kayma yüzeyi burnu ve ana ayna arasında kalmış olan ve kayma yüzeyi üzerine yerleşen kütle ise heyelan gövdesi olarak tanımlanmaktadır.

Heyelanın eteği (7): Heyelan topuğunun ilerisine hareket edip doğal zemin üzerine yerleşmiş/oturmuş kısım ise heyelan eteği olarak isimlendirilmektedir.

Heyelanın ucu (8): Heyelanın en üst noktasından heyelan topuğuna gelen nokta heyelanın ucudur.

Topuk (9): Kütle hareket etmektedir ve bu durum sonucunda genel olarak eğirisel şekilde oluşan bir alt uç oluşur. Söz konusu bu uca ise topuk denir ve ana ayanadan en uzakta olan nokta heyelan topuğudur.

Kayma yüzeyi (10): Doğal zemin sınırının altında kalan, heyelanın meydana gelmesine sebep olan veya heyelan malzemesinin alt sınırını oluşturan yüzeye kayma yüzeyi adı verilmektedir.

Kayma yüzeyi burnu (11): Doğal zemin yüzeyi ile heyelan kayma yüzeyinin kesiştiği nokta olarak tanımlanmaktadır.

Ayrılma yüzeyi (12): Doğal zemin yüzeyinin bir bölümünün heyelan eteğinin altında kalması durumunda ayrılma yüzeyi oluşmaktadır.

Heyelan kütlesi (13): Şev ya da yamaçtan heyelanın meydana gelmesi durumunda ayrılmış olan kabarma ve kayıp kütleleri içeren malzeme heyelan kütlesi olaran ifade edilmektedir.

Kayıp bölgesi (14): Doğal zemin yüzey sınırının altında kalan heyelan kütlesi kayıp bölgesi olarak ifade edilmektedir.

Birikim bölgesi (15): Heyelan kütlesi başlangıç noktası ile doğal zemin yüzeyi üzerinde kalan bölge birikim bölgesi olarak ifade edilmektedir.

Çöküntü (16): Doğal zemin yüzeyi, çöküntü kütlesi ve ana ayna arasında kalan hacim çöküntü olarak ifade edilmektedir.

Çöküntü kütlesi (17): Heyelan meydana gelmeden önce doğal zemin yüzeyi altında kalan ve kayma yüzeyi üzerinde kalan kütle çöküntü kütlesi olarak ifade edilmektedir.

Kabarma (18): Doğal zemin yüzeyinde yükselerek yer değiştirmiş heyelan hacmi kabarma olarak isimlendirilmektedir.

Kanatlar (19): Heyelanın meydana geldiği alanda hareket etmeyen ve kayma yüzeyinin yan kısıımlarında kalan malzeme kanatlar olarak ifade edilmektedir.Heyelan sahasında kanatların tanımlaması yapılabilmesi için pusula yönleri kullanılmalıdır.

2.1.3 Heyelan Türleri

Sıklıkla heyelanların meydana geldiği bölgelerde heyelanı tetikleyen koşulların farklı olması heyelan türünün farklılığına neden olmaktadır. Yeraltı su seviyesi ve litolojik özelliklerden kaynaklanan, sismik olayların tetiklediği heyelanlar ve kontrolsüz yapılan kazılar sonucunda meydana gelen heyelanların büyüklüğünde, heyelan tipinde farklılıklara neden olmaktadır (Larsen ve Torres-Sánchez, 1998; Gorum vd., 2014).

Heyelanın hareket özellikleri ve hızına bağlı olarak hızlı ve yavaş gelişen kütle hareketleri olarak sınıflandırılmıştır (Erinç, 1969).

Yavaş gelişmekte olan kütle hareketleri, akma ve sünme olmak üzere iki sınıfa ayrılırken, hızla gelişen kütle hareketleri ise göçmeler, toprak kayması, volkanik çamur ve döküntü akıntıları ise kaya çığları ya da asıl heyelan olarak sınıflandırmaktadır (Erinç, 1996).

Tablo 2. 1 Hareket türü ve malzemenin türüne göre heyelanların sınıflandırılması (Varnes, 1978).

<table>
<tr><th colspan="3" rowspan="3">DURAYSIZLIK TÜRÜ</th><th colspan="3">MALZEMENİN TÜRÜ</th></tr>
<tr><th colspan="2">TOPRAK ZEMİNLER</th><th rowspan="2">ANA KAYA</th></tr>
<tr><th>İNCE DANELİ</th><th>İRİ DANELEİ</th></tr>
<tr><td colspan="3">DÜŞME</td><td>Zemin Düşmesi</td><td>Moloz Düşmesi</td><td>Kaya Düşmesi</td></tr>
<tr><td colspan="3">DEVRİLME</td><td>Zemin Devrilmesi</td><td>Moloz Devrilmesi</td><td>Kaya Devrilmesi</td></tr>
<tr><td rowspan="2">KAYMA</td><td>DÖNEL (DAİRESEL)</td><td>SINIRLI SAYIDA BİRİM</td><td>Zeminde Dairesel Kayma</td><td>Molozda Dairesel Kayma</td><td>Kayada Dairesel Kayma</td></tr>
<tr><td>ÖTELENMELİ</td><td>ÇOK SAYIDA BİRİM</td><td>Zeminde Blok Türü Ötelenme Zemin Kayması</td><td>Molozda Blok Türü Ötelenme Moloz Kayması</td><td>Kaya Yayılması</td></tr>
<tr><td colspan="3">YANAL YAYILMA</td><td>Zemin Yayılması</td><td>Moloz Yayılması</td><td>Kaya Yayılması</td></tr>
<tr><td colspan="3" rowspan="2">AKMA</td><td>Zemin Akması</td><td>Moloz Akması</td><td>Kaya Akması</td></tr>
<tr><td colspan="2">(Zeminde Krip)</td><td>Derin Krip</td></tr>
</table>

KARMAŞIK KAYMALAR	Bir Ya Da Birden Fazla Duraysızlık Türünün Meydana Gelmesi

2.1.4 Heyelana Neden Olan Faktörler

Heyelanlara neden olan faktörlerin Varnes (1996) tarafından morfolojik, fiziksel, insan kaynaklı ve jeolojik etkilerden kaynakladığı açıklanmaktadır (Anaçali ve Şirin, 2015).

2.1.4.1 Ortamın Jeolojik Yapısından Kaynaklanan Nedenler

- Dayanıklılığı düşük malzeme,
- Makaslamaya uğramış malzeme,
- Dokanak, uyumsuzluk, fay gibi tersine uzanan yapının kırılması,
- Yapraklanma, tabakalanma vb.,
- Geçirgenlikteki zıtlık,
- Sertlik durumlarındaki zıtlık olarak açıklanmaktadır.

2.1.4.2 Morfolojik Nedenler

- Volkanik ve tektonik değişimler sonucu yükselme
- Buzul gerilemesi,
- Bölgedeki akarsu tarafından yamaç topuğunun aşınması,
- Yamaç topuğunda yer alan buzul aşındırması,
- Yamacın üst bölgelerine yük koyulması,
- Orman yangınları ve kuraklık gibi durumlardan kaynaklanan bitki, örtüsündeki büyük değişiklikler

heyelanı tetikleyen morfolojik nedenler olarak açıklanmaktadır.

2.1.4.3 Fiziksel Nedenler

- Bölgede bulunan karın hızlı bir şekilde erimesi,
- Gel-git ve taşkın olaylarında suların hızlı çekilmesi,
- Volkanik Püskürme,
- Depremler,
- Şişme ve büzülme yolu ile ayrışma,
- Şiddetli yağışların olması,

heyelanı tetikleyen fiziksel nedenler olarak açıklanmaktadır.

2.1.4.4 İnsan Kaynaklı Nedenler

- Yamaç ya da topuk kısmında yapılan kazılar,
- Doğal yollar dışında insanlardan kaynaklı yamacın üst kısmına yük, koyulması,
- Çatlaklar var ise bu çatlaklara aşırı yüklerin yerleştirilmesi,
- Ağaçların kesilmesi, ormanların tahrip edilmesi,

heyelanı tetikleyen insan kaynaklı faktörler olarak açıklanmaktadır.

Sharpe (1938) tarafından heyelan sınıflamasında en önemli etkilerin, heyelanın tetikleyici faktörü, hareketin tipi, büyüklüğü ve hızı, hareket eden malzemenin cinsi, yaşı ve su içeriği, hareket eden malzeme ile altta yer alan malzeme arasındaki farklılık olduğu belirtilmiştir.

2.1.5 Heyelanların Aktivite Durumları

Heyelanlar, hareket tipi ve malzemenin türüne göre sınıflanmasının dışında aktivite durumlarına göre de sınıflandırılmıştır. Zaruba ve Mencl (1996)'ya göre sınıflaması Tablo 2.2'de sunulmuştur.

Tablo 2. 2 Zaruba ve Mencl (1969)'e göre heyelanların derinliğe göre sınıflandırılması.

HAREKETİN TİPİ	HAREKETİN MAKSİMUM DERİNLİĞİ	HEYELANLARIN AKTİVİTE DURUMLARI
Yüzeysel Kaymalar	1.5 m'den az	Aktif Heyelanlar Gizli Heyelanlar Aktif Olmayan Heyelanlar
Sığ Kaymalar	1-1.5 m	
Derin Kaymalar	5-20 m	
Çok Derin Kaymalar	20 m'den fazla	

Aktif Heyelan; bölge içerisinde aktivitesi devam eden ve kütle hareketinin devam ettiği heyelan durumudur.

Duraklamış Heyelan; son 12 aylık süreçte heyelanın meydana geldiği fakat mevcut zamanda hareketin etkin olmadığı ve heyelan tacı bölümünde yerel çatlamaların görüldüğü heyelan durumudur.

Reaktivite Olmuş Heyelan; heyelan olayı meydana geldikten sonra bir süre etkinliğini kaybetmiş fakat sonrasında yeniden harekete geçmiş heyelan aktivite durumudur.

Gizli Heyelan; başlangıçta heyelanı meydana getiren tetikleyici faktörlerin yeniden heyelanı tetiklemesi fakat mevcut durumda hareketi devam etmeyen heyelan aktivite durumudur.

Aktif Olmayan Heyelan; heyelan olayının meydana gelmesi fakat son 12 ay içerisinde bir kütle hareketinin meydana gelmediği heyelan aktivite durumudur.

Bitmiş Heyelan; heyelanın meydana geldiği süreçte heyelanın oluşumuna neden olan tetikleyici faktörlerin etkisini yitirdiği aktivite durumudur.

Kontrol Altında Heyelan; yamaç burnunun duvarlar ile korunması, yapay önlemler alınarak hareketin tetikleyici faktörlerden korunması ve etkin olmayan heyelan durumudur.

Kalıntı Heyelan; Jeomorfolojik ve iklimsel koşullardan tam anlamı ile farklı şartlar altında oluşmuş ve etkin olmayan heyelan aktivite durumudur. Bu durumda heyelanın meydana geldiği sahalarda tekdüze ağaçlar oluşmaktadır.

2.1.6 Heyelan Duyarsızlık Analizi

Sınır denge yöntemleri, heyelan sahasında kütleyi kaydıran kuvvetlerin, yani belirli yenilme yüzeyi boyunca kütlenin hareket etmesine neden olan faktörlerin, aynı düzlem üzerinde yer alan ve harekete engel olmaya direnmekte olan kuvvetler ile karşılaştırılmasına ve muhtemel duraysızlığın analiz edilmesine dayanmaktadır. Meydana gelen kayma durumunun yenilme yüzeylerine etki eden kuvvetlerin malzemenin birim hacim ağırlığı ve suyun basıncı gibi bilinmekte olan kuvvetlerin hesaplanabildiği ve dayanımın bütün yüzeyde aynı kaldığı varsayımları yapılmaktadır (Valleio ve Ferrer, 2014). Söz konusu olan şartlarda direnmekte olan kuvvet ile kaydıran kuvvet arasında bir ilişki kurulmaktadır. Bu durum ise, duraylılığa ait emniyet (güvenlik) katsayısı (F) olarak ifade edilmektedir. Şeve etki eden kuvvetin harekete direnmekte olan kuvvetlerin, kaymaya direnen kuvvetlere oranı olarak ifade edilmektedir (2.14). Bu eşitlik gerilmeler yönünden de açıklanmaktadır (2.15). Yenilme yüzeyi için emniyet katsayısı elde edilinceye kadar mevcut yüzeyler için analize devam eedilmektedir ve oluşturulan yüzey, potansiyel yenilme yüzeyi olarak

isimlendirilmektedir. Bu yüzey için; emniyet kaysatısı (Fmin) incelenilen şevin emniyet katsayısı olarak tanımlanmaktadır (Uçar, 2020).

F=0.1 koşulu şeve etki etmekte olan kuvvetler için sınır denge olarak kabul edilmektedir,

F< 1.0 koşulu duraysız ve F>1.0 koşulu ise duraylı malzeme olarak açıklanmaktadır

$$F = \frac{Kaymaya\ Direnen\ Kuvvet}{Kaymaya\ Yardımcı\ Olan\ Kevvetler} \quad (2.1)$$

$$F = \frac{Direnen\ Kesme\ Kuvveti}{Kaydıran\ Kesme\ Kuvveti} \quad (2.2)$$

2.2 İzmir ve Çevresinin Jeolojik Yapısı

Batı Anadolu paleotektonik yapısı içerisinde genel uzanımı KD-GB olarak üç kuşak; Doğuda yer alan metamorfik kayalardan oluşan Menderes Masifi; ikinci kuşak İzmir-Ankara Zonu ve Batı ise Karaburun yarımadasını da kapsayan ve karbonat istifinin yer aldığı Karaburun kuşağı yer almaktadır (Erdoğan,1990).

İzmir ve çevresinin yapısal oluşumu eski jeolojik zamanlara kadar uzanmaktadır. Günümüzdeki yapısal şekillenme ise yakın zamanlarda Neotektonik dönemde gerçekleşmiştir. Neotektonik yapılar, orta-üst miyosende başlayıp devam etmekte olan, Batı Anadoluda yer alan grabenleri oluşturmuştur ve eski tektonik kuşakları kesip parçalamıştır (Şengör, 1980). Batı Anadolu'da yer alan paleotektonik kuşakların birbirleri ile dokanak özellikerinin açığa çıkarılması, alanın tektonik değişimini detaylandırmada büyük önem taşıyan verileri oluşturmaktadır. Batı Anadolu'daki paleotektonik kuşakların birbirleriyle olan dokanak özelliklerinin ortaya konulması, bölgenin tektonik evrimini açıklamada önemli veri oluşturacaktır. Izmir-Ankara zonunun Menderes masifi üzerinde düşük açılı bindirme fayları boyunca itilmiş olduğu birçok araştıncı tarafından belirtilmiştir (Dürr, 1975; Dürr vd., 1978; Channel vd., 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Akdeniz vd., 1982; Akkök, 1983).

Çevredeki yüksek kütlelerden ovaya ulaşan kısa, dönemlik akışı olan derelerin taşıdığı alüvyon birimlerin doldurması ile Bornova Ovası oluşmuştur. Söz konusu olan dereler Manda Çayı ve Kocaçay Bornova Ovası'nda akmakta olan ve Körfeze dökülen en büyük akarsulardır. Yamanlar Dağı'nın güneyinden ve Kemalpaşa Dağı'nın kuzey

kesiminden suları toplayan bu akarsular ovaya ulaşmaktadır. Bornova Ovası Menderes Masifi'nin Kuzey Batısında bulunmaktadır (Karadaş, 2012).

Anadolu'nun jeolojik yapısında eski masifler önemli yer tutmaktadır. Bu masifler çok çeşitli litolojik birimlerin birlikte bulunduğu, yerkabuğu hareketleri ile kırılmış, kıvrılmış ve metamorfizma geçirerek karmaşık bir yapı kazanmış temel kayaçları oluşturmaktadır. Bunlardan yapısı en iyi bilinen ve en çok incelenenlerden biri, Batı Anadolu'nun temelini oluşturan Menderes Masifidir (Karadaş, 2012).

Yüksek derecede metamorfizmaya maruz kalmış şist ve gnays masifin çekirdeğini oluşturmaktadır (Şengör vd., 1984). Masif batıda Selçuk ve Kemalpaşa, güneyde Yatağan, kuzeyde Simav ve doğuda ise Denizli arasında büyük bir alanı kaplamaktadır **(**Karadaş, 2012). Başta gnays olmak üzere kristalin kayaçlardan oluşan masifin stratigrafisi Prekambriyene ait gnayslarla başlayarak en üst düzeyleri Alt Eosen rekristalize kireçtaşları ile sona ermektedir. Paleozoyik ve Mezozoik'te meydana gelen tektonik olaylar sonucu masif dom şeklinde yükselmiş ve dağ sıraları ile çevrelenmiştir. Günümüzde halen yükselimi devam eden Menderes Masifi, İzmir-Ankara Zonu ile Likya Napları arasında yer almaktadır (Erdoğan,1990).

2.2.1 Bornova Karmaşığı

Bornova Karmaşığı bir diğer adı ile Bornova Melanjı, kumtaşı-şeyl ve kalkerli-şeyl ardalanmasından meydana gelmiştir ve matriks içerisinde yüzen platform türü kireçtaşı, sepantinit ve diyabaz bloklarından ve çakıl bandı dolgularından meydana gelmiştir **(**Erdoğan,1990).

Üst Kretase sırasında, İzmir-Ankara Zonu'nun açılımı sonrasında bloklu iç yapı sunmakta olan Bornova Melanjı çökelmiştir (Erdoğan, 1990). Bunların dışında, söz konusu Bornova Melanjı içerisinde yer yer mafik volkanikler, kalkerli-şeyl ve çakıl kanallarına rastlanışdığı açıklanmıştır. Birimlerin stratigrafik konumuna ve fosil determinasyonlarına bağlı olarak, Bornova Melanjı'nın yaşı Daniyen ve Kampaniyen arasında değiştiği bilinmektedir. Blok yerleşimlerinin ardından, kalkerli-şeyl şiddetli kuvvete maruz kaldığını ve bu durumun sonucunda ise küçük ölçekli sıyrılmaların meydana gelmiştir (Erdoğan,1990).

Bornova Karmaşığı Formasyonu'nun matriksini oluşturan İzmir ve yakınlarında yaygın kumtaşı-şeyl ardalanması olarak gözlenmektedir. Kumtaşı-şeyl ardalanması Bornova Melanjının matriksini oluşturmaktadır. Şeyllerde görülen mühendislik problemlerinin en önemlileri, şişme, oturma, kayma, yarılma ve suda dağılmadır. Şeyl ayrışmalarından kaynaklı olarak, tünel duvarlarında yüzey duyarlılığı, istinat ve dolgularda sorunlar, kaya şevlerinin stalabile problemleri meydana gelmektedir (Küçüker,2012).

2.2.2 Gölsel Tortul Serileri

Bornova Karmaşığının üzerine, Neojen yaşlı birimler açısal uyumsuzluk ile gelmektedir. Üstte killi kireçtaşları olmak üzere ten alta doğru çakıltaşı, silttaşı, kiltaştaşları Neojen birimlerini oluşturmaktadır (Baba ve Sözbilir, 2001; İnci,1991). Torbalı ve Kemalpaşa arasında Neojen birimler yaygın olarak gözlenmektedir. İçerisinde bulunmakta olan açık renkli killi kireçtaşları, bu serinin en önemli akifer kayasını oluşturmaktadır. Silttaşı ve kiltaşı büyük bir alanda geçirimsiz özellik taşımaktadır. Yeraltı sularının depolanmasına söz konusu birimler büyük önem taşımaktadırlar.

2.2.3 Yamanlar Volkanitleri

Andezit ve Dasit karakterlerde volkanik ürün ve benzerlerini taşımakta olan Yamanlar Volkanitleri geniş bir yayınım sunmaktadırlar (Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Savaşçın, 1974; İzdar, 1975; Türk ve Koca; 1994; Akay, 2000).Yamanlar volkanitleri, aglomera ve tüflerin oluşturduğu andezit türü volkanik kayalardır. Neojen ve filiş formasyonlarını uyumsuz olarak örtmektedirler.

2.3 Çalışma Alanı Jeolojisi

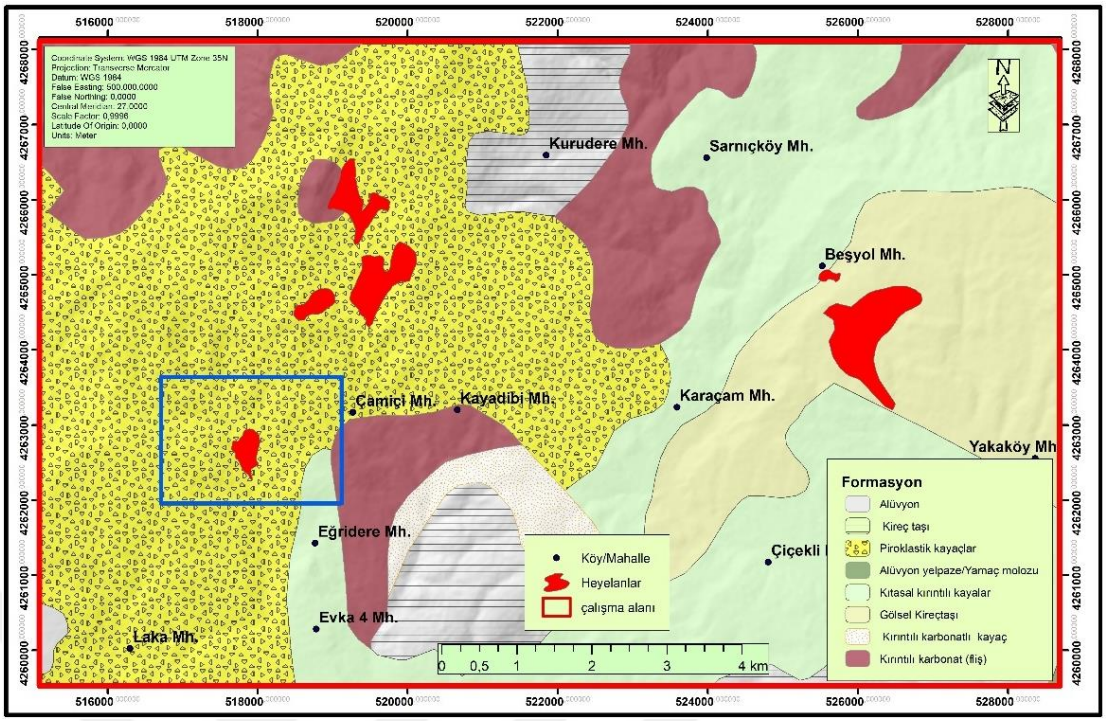
İnceleme alanı olarak belirlenmiş olan Eğridere Mahallesi Bornova İlçesi sınırları içerisinde yer almaktadır. Çalışma alanı Bornova Ovası'na göre daha yüksek kotlarda yer almaktadır. Jeolojik açıdan incelendiğinde ise, jeolojik yapı olarak karmaşık bir yapıya sahip olduğu ve en eski birimin ise Bornova Karmaşığı olduğu gözlenmektedir. Farklı dönemlerdeki volkanik ve tortul kayaçların bir araya gelmesi ile Bornova Melanjı oluşmuştur.

Bölgede yapılan önceki çalışmalar ve MTA jeolojik haritası incelendiğinde Piroklastik malzeme ve Alt-Orta Miyosende yer aldığı görülmektedir. En eski birim olarak Bornova Melanjı bulunması dışında inceleme alanı genç tortul çökelllerle de kaplıdır. Şekil 2.2'de de görüldüğü üzere aynı zamanda Volkanik birimler ve Proklastik kayaçlardan oluşmaktadır. İnceleme alanında farklı boylarda ve dayanımlarda andezit birimlerin ve tüflerin yer aldığı da görülmektedir.

İnceleme alanında gerçekleştirilen jeolojik gözlemler sonucunda çalışma alanının Güney kesiminde Bornova Melanjı'nın temel kayası olan kireçtaşı bloğunun yüzeylendiği gözlenmiştir ve çalışma alanı ve çevresindeki Bornova Melanjını Neojen yaşlı tortul kayaçların uyumsuz bir şekilde örttüğü gözlenmiştir (Tunçel vd., 2019).

Yamanlar Volkanik Kayaçları söz konusu olan jeolojik birimlerin üzerinde uyumsuz bir şekilde yer almaktadır. Volkanik kayaçların tabanında andezitik bileşimli ince tüf tabakası görülür, aglomera ve andezitik lavlar tüf biriminin üzerinde yer alır. En üstteki jeolojik birimler, alttaki jeolojik birimlerin çimentolanmamış parçacıkları tarafından oluşturulan yamaç molozu ve alüvyondur (Tunçel vd., 2019).

Yamaç molozu, tepe ve dağ eteklerinde ya da heyelan topuklarında gözlenmektedir. Yamaç molozu birimi, Eğridere heyelan sahasındaki andezitlerden aşınmış yüzeysel dolgu malzemesidir. Genellikle, birim içerisinde andezitik çakıl ve bloklu siltli kum ve siltli kil tipi topraklar görülmektedir. Aglomera ve andezitik kayaçların aşınması sonucu oluşan çakıl ve bloklar yamaç molozu oluşturmaktadır ve heyelan nedeni ile karmaşık bir yapıya neden olmuştur.



Şekil 2. 2 İnceleme alanı ve çevresinin formasyon haritası

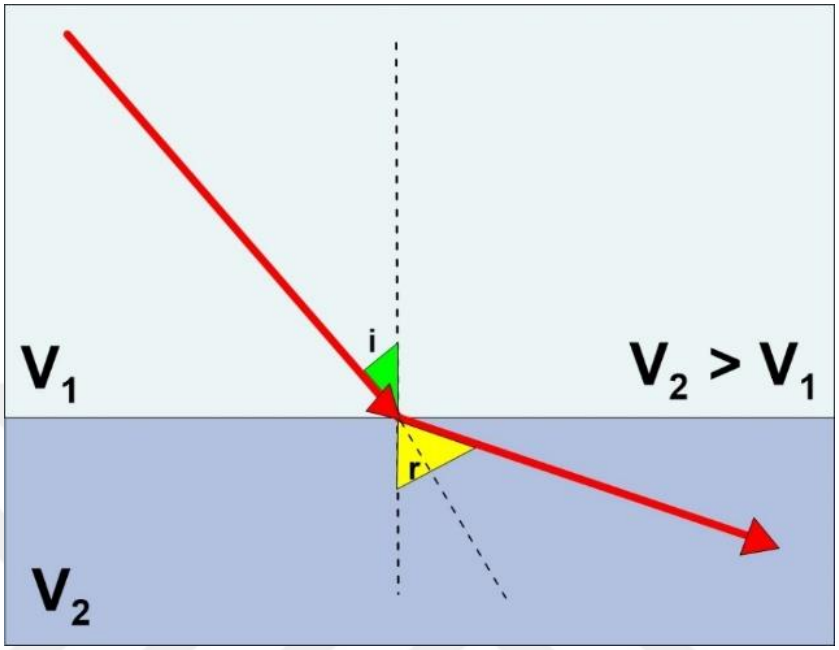
2.4 Sismik Yöntem

2.4.1 Sismik Yöntemin Esasları

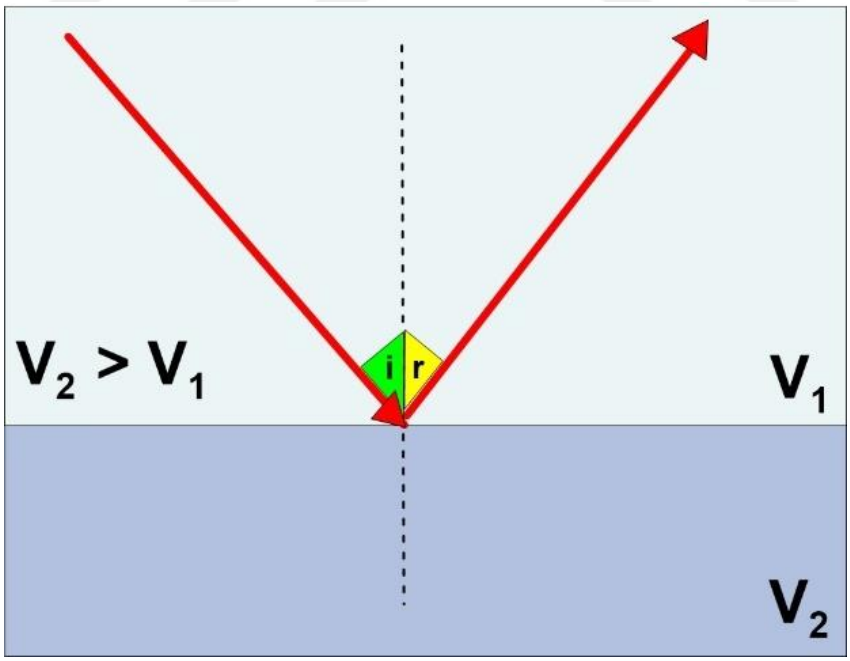
Yapay kaynak kullanılarak üretilen sismik dalgaların yeraltında yayılmaları sismik yöntemin temelini oluşturmaktadır. Yeraltında yayılmakta olan dalgalar bir kısmı jeolojik tabakalardan yansıyarak geri döner ya da kırılırlar. Dalgaların yansıma ve kırılmalarından yararlanılarak yeraltı tabakalarının derinlik ve eğimi belirlenmektedir. Yüzeye geri dönen bu dalgaların meydana getirdiği yüzey titreşimleri yeryüzüne yerleştirilen kayıtçılar sayesinde kaydedilmektedir. Yeraltında yayılan dalgaların geliş zamanlarına göre ise dalga alanları da kaydedilmektedir. Gelen dalgaların genlikleri yani dalga alanları zamanın fonksiyonu olarak kaydedilmektedir. Seyahat zamanları kullanılan bu dalgaların geçtikleri arayüzeylerinin hız ve derinlikleri ile ilgili bilgi sağlanabilmektedir.

Bir ortam içerisinde ilerlemekte olan dalganın yansıtıcı ara yüzeye ulaştığında dalganın bir kısmı ara yüzeyden yansımaktadır ve bir kısmı ise ikinci ortama geçmektedir. Dalga ilerleme doğrultusunu değiştirerek ikinci ortama geçmesine ise

kırılma denmektedir. Aynı şekilde ortam içerisinde ilerlemekte olan dalgaların yansıtıcı ara yüzeye çarparak yönünü ve doğrultusunu değiştirerek geldiği ortama geri dönmesine ise yansıma denmektedir (Özyalın, 2011).



Şekil 2. 3 İki tabakalı ortamda kırılmanın şematik gösterimi



Şekil 2. 4 İki tabakalı ortamda yansıma şematik gösterimi

Yapay kaynak ile zeminde titreşim oluşturarak oluşturulan sarsıntıların yeryüzüne yerleştirilen kayıtçı ve alıcılar aracılığı ile kaydedilmesi sonucunda elde edilen kayıtlar sonucunda yeraltı yapısının ortaya çıkarılabilmesi işlemlerinin tamamı sismik yöntemler içerisinde yer almaktadır (Tunçel, 2008). Sismik yöntemler uygulanırken balyoz, ağırlık düşürme ve patlayıcılar gibi birçok yapay kaynak kullanılabilmektedir.

1845'te Mallet tarafından yapay kaynak kullanılarak oluşturulan sarsıntılar ile ilk kez hız ölçümü yapılmıştır. 1899 yılında ise sismik dalgaların kırılma ve yansımaları Knott tarafından açıklanmaktadır. 1907'de Wicher ve Zeoppritz tarafından dalga teorisi çalışmaları gerçekleştirilmiştir ve ilk olarak 1. Dünya savaşında sismik dalga yayınımlarından yararlanılarak düşman toplarının yerlerinin saptanabilmesi amaçlanmıştır.

2.4.2 Sismik Dalga Türleri

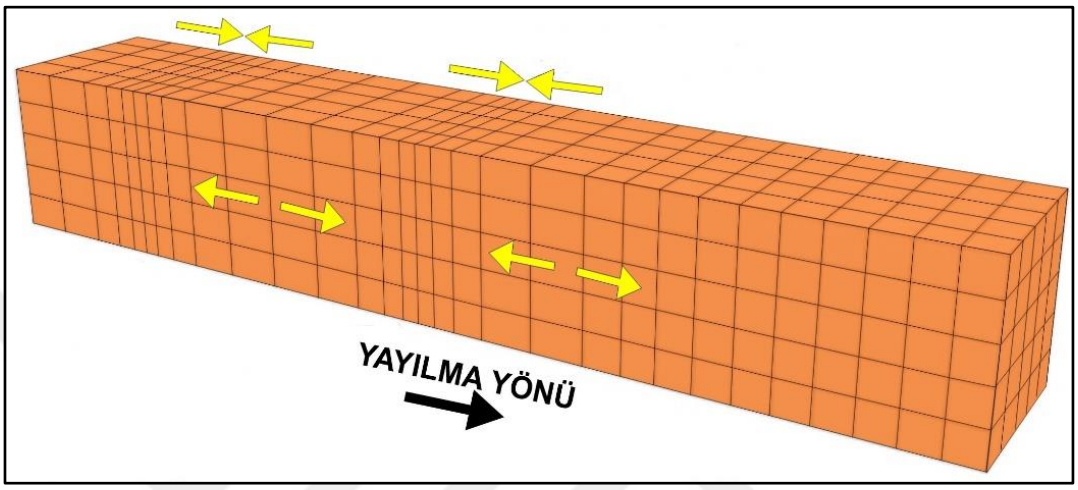
Sismik yöntemin temel fiziksel parametresi sismik dalgalardır. Bir patlatma ya da meydana gelen bir deprem esnasında önemli ölçüde enerji açığa çıkmaktadır. Meydana gelen enerji sonucunda ise ortamın özelliklerine göre yer içerisinde elastik dalgalar olarak yayınım göstermektedirler. Dalga yayınım karakteristik özelliğine göre sismik dalgalar; Hacim Dalgaları ve Yüzey Dalgaları olmak üzere iki sınıfa ayrılmaktadır. P (Birincil-Boyuna) Dalgası ve S (İkincil-Enine) Dalgası cisim dalgaları sınıfında yer alırken, Rayleigh ve Love Dalgaları ise yüzey dalgaları sınfıında yer almaktadır.

2.4.2.1 Cisim Dalgaları

2.4.2.1.1. P (Boyuna-Birincil) Dalgalar

Sismik dalga türlerinden olan, sıkışma, boyuna ve birincil dalgalara P dalgası denmektedir. P dalgası ilk genleşme ya da sıkışma olarak bilinmektedir. P dalgası, sismometreler tarafından ilk kaydedilen ve en hızlı yayılan dalgalar olarak da bilinmektedir. Boyuna dalgaların yayınımı esnasında deformasyon (hacim değişikliği) veya kübik bir genleşme olmaktadır. Boyuna dalgalarda ortamın hacim değişikliğine uğramasının sebebi ile ortamda yaptıkları bir çeşit itme çekme hareketidir. Basınç ani bir şekilde uydulandığı takdirde sonsuz homojen bir ortam içerisinde sıkışma bölgesi bir noktadan dışarıya doğru küresel bir kabul şeklinde dışarıya doğru hareket

etmektedir. Söz konusu bu durumun ardından düşük basınçlı ikinci dalga cephesi ve bu dalga cephesini takip etmekte olan yeniden yüksek basınçlı bir dalga cephesi gelerek bu durum tekrarlanmaktadır (Arı, 2005). Birincil dalgalarda dilatasyon ve sıkışmayı temsil etmekte olan titreşim doğrultusu dalga yayınım doğrultusu ile aynıdır (Tunçel, 2008).



Şekil 2. 5 P Dalgası yayınım doğrultusu ve partikül hareketi (Bolt, 1976)

P Dalga hızı Lame parametreleri cinsinden 2.1 bağıntısında verilmiştir.

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\mu)}} \quad (2.3)$$

Bu bağıntıda;

μ : kayma modülü,

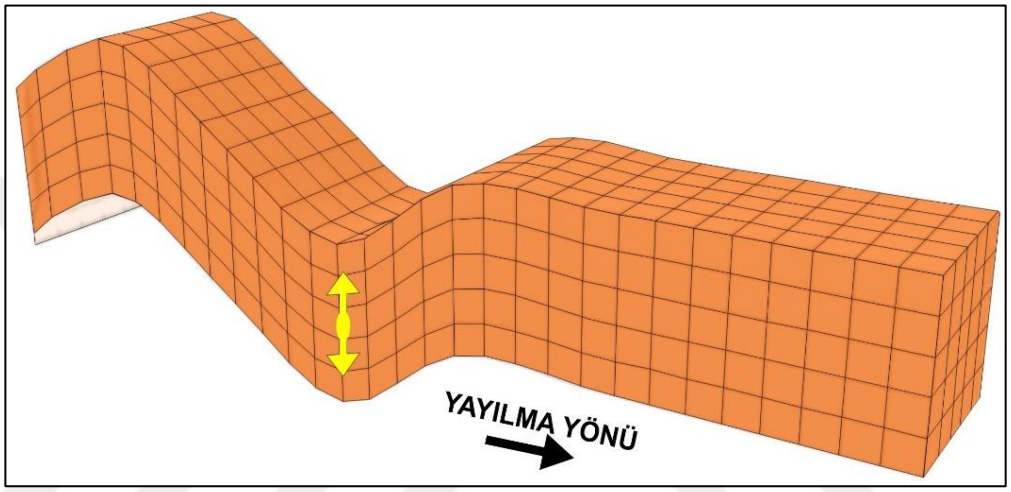
σ : poisson oranını,

ρ : yoğunluk modülünü ifade etmektedir

Cismin şekil değişikliğine karşı direnci son bulduğu durumlarda yani kayma modulünün sıfır olduğu hallerde dahi boyuna dalga (P dalgası) hızı belirli bir değer taşımaktadır. Bu durum ise; P dalgasının gaz ve sıvı gibi herhangi bir rijiditesi olmayan maddeler içerisinden dahi geçebildiğini göstermektedir.

2.4.2.1.2. S (Enine-İkincil) Dalgalar

S dalgaları P dalgalarından sonra oluşan ikincil dalgalardır ve aynı zamanda makaslama (shear) dalgaları olarak da tanımlanmaktadır. Dalganın yayınımı arasında titreşim doğrultusununda dalga yayınımına dik olması ikincil dalgaların yayınımı esnasında bir çeşit burulma hareketi yapmasından kaynaklı şekil bozulmalarına neden olmaktadır. Şekil bozulmalarının meydana gelmesi aynı zamanda açılarda da değişimin gözlenmesi demektir.



Şekil 2. 6 S Dalgası yayınım doğrultusu ve partikül hareketi (Bolt, 1976)

S dalgalarının yayınımı esnasında parçacık salınımı düşey düzlem üzerinde yer alıyor ise SV, parçacık hareketleri yatay düzlem üzerinde yer alıyor ise bu dalgalar SH dalgaları olarak tanımlanmaktadır. P dalgası herhangi bir rijiditesi olmayan maddeler içerisinden dahi geçebilirken, S dalgaları rijiditesi bulunmayan sıvı maddelerde oluşamazlar. Söz konusu durumun sebebi ise, ikincil dalgaların cismin rijidite ve yoğunluğuna bağlı olmasıdır.

S Dalga hızı;

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{2.4}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\sigma)}} \tag{2.5}$$

bağıntıları kullanılarak hesaplanmaktadır.

P ve S dalgalarının birbirlerine oranı ise;

$$V_S = \sqrt{\frac{2(}{2\rho(1+\sigma)}} \tag{2.6}$$

$$\frac{Vp}{Vs} = \sqrt{\frac{2\,(1-\mu)}{1-2\mu}} \tag{2.7}$$

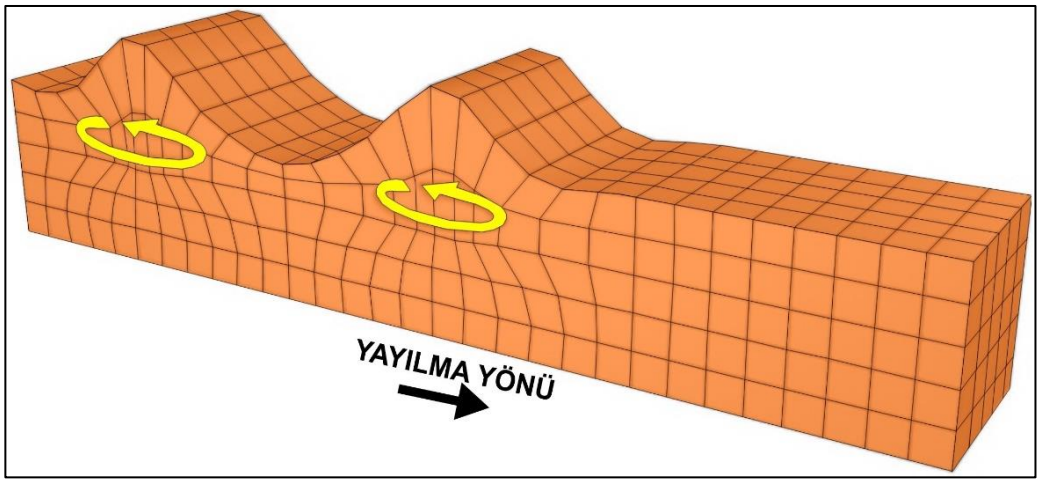
bağıntıları ile hesaplanmaktadır.

2.4.2.2 Yüzey Dalgaları

2.4.2.2.1. Rayleigh (R) Dalgaları

Rayleigh dalgaları yüzey dalgaları sınıfına girmektedir. Bu dalgalar, tabakalı bir ortamda ya da bir ortamın serbest yüzeyinde yarı sonsuz esnek bir ortamda oluşabilmektedirler. Parçacıklar, elips şeklinde bir hareket karakteri ile geçtikleri yol boyunca yayılırlar. Küçük eksen boyunca ilerleyen ve elipsin büyük düşey ekseni boyunca ise titrşen dalgalardır. Söz konusu dalga türünde, yayınım doğrultusuna dik olan elips üzerinde ters yönde hareket gerçekleşmektedir. Bu haretin hem yayılma doğrultusuna yatay hem de düşey bileşeni olmasından kaynaklı olarak sismograflar tarafından kaydedilir iken her iki bileşende de kayıt elde edilebilmektedir.

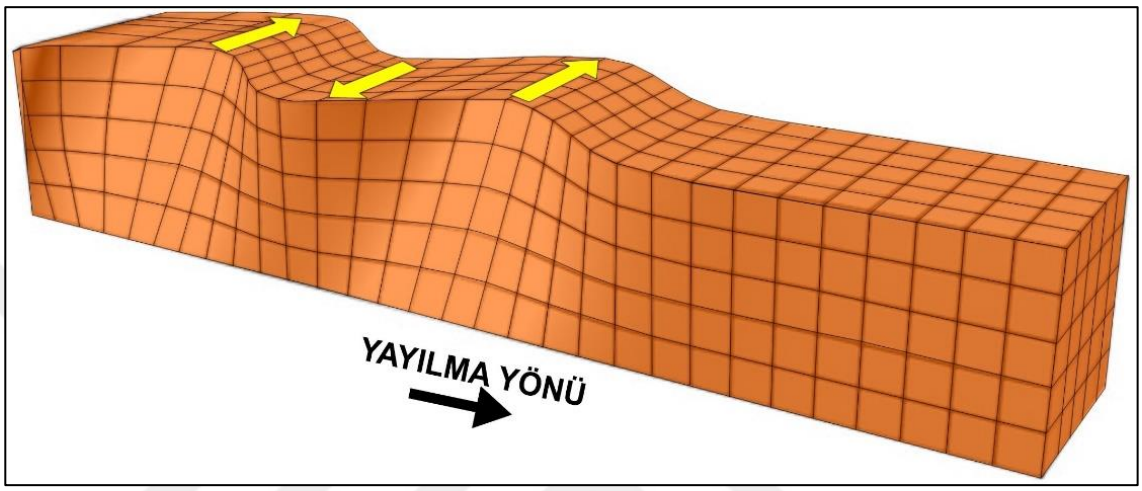
Rayleigh dalgaları yarı sonsuz ortamlarda dispersiyon gerçekleştiremezler ancak tabakalı bir ortamda yani hızın düşey yönde değiştiği ortamlarda dispersiyon gösterebilirler.



Şekil 2. 7 Rayleigh Dalgası yayınım doğrultusu ve partikül hareketi (Bolt, 1976)

2.4.2.2.2. Love Dalgaları

Parçacık hreketlerinin yatay düzlem üzerinde yer aldığı SH dalgalarının yüzey tabakası içerisinde hapsedilmiş ya da başka bir deyiş ile kapanlanması sonucu oluşan dalgalar Love (L) dalgaları olarak tanımlanmaktadır. Söz konusu olan bu dalgalar, Rayleigh dalgalarından daha hızlı yayılırlar.



Şekil 2. 8 Love Dalgası yayınım doğrultusu ve partikül hareketi (Bolt, 1976)

Love dalgaları, Rayleigh dalgası ile karşılaştırıldığında Rayleigh dalgasının tersi olduğu söylenebilmektedir. Love dalgalarının oluşabilmesi için SH dalgasının serbest yüzeye herhangi bir kritik açı ile gelip kırılması söz konusu değildir. Love dalgaları homejen bir ortamda oluşmazlar, yer serbest yüzey ve kabuk alt sınırı arasına ardışık yansımalara uğrayan SH dalgalarının girişimi sonucunda meydana gelmektedirler. Kısacası, bu dalgaların oluşabilmesi yüksek hıza sahip bir tabaka düşük hıza sahip bir tabaka tarafından örtülmüş olması gerekmektedir.

Yatay bileşene sahip ve yatay yönde polize olan ve SH dalgalarından meydana gelen Love dalgalarında hız arttıkça periyot artmaktadır bu nedenle daima dispersiyon göstermektedirler.

2.4.3 Sismik Dalga Yayınımı

Ortamın yoğunluğuna ve elastik parametrelerine bağlı olarak değişen dalga hızı dalga yörüngesinin bükülmesine sebep olmaktadur. Elastik özellikleri birbirlerinden farklı iki ortamı ayıran ara yüzeye gelen dalga, hızlarda ve farklı yönlerde yayılan

dalga türlerine ayrılabilmektedir (Özyalın, 2011). Dalganın dik gelmesi durumunda herhangi bir yeni dalga türü meydana gelmemektedir. Ara yüzey sınırına eğik gelen dalga ise kırılma ve yansıma olabileceği gibi faz dönüşümleri de olabilmektedir.

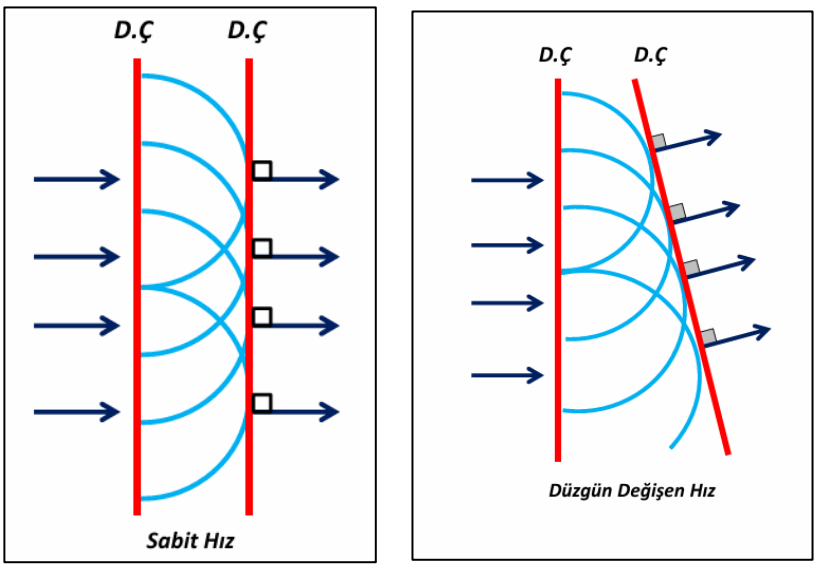
Kırılma açıları ve yansıma açıları dalganın geliş açısına ve ara yüzey sınırının iki tarafındaki hızlara yani akustik empedansa bağlıdır. Bu açılar Fermat ilkesinin bir sonucu olarak Snell yasası ile açıklanmaktadır.

2.4.3.1 Dalga Cephesi

Dalga Cephesi, hareketlerin başlamak üzere olduğu, titreşimlerin ulaştığı noktaların oluşturduğu yüzeydir. Homojen, izotrop bir ortamda dalga cephesi kaynak merkezli küre yüzeyi şeklindedir. Sismik ışının doğrultusu her koşulda dalga yüzeyine dik olmaktadır (Waters,1978).

2.4.3.2 Huygens Prensibi

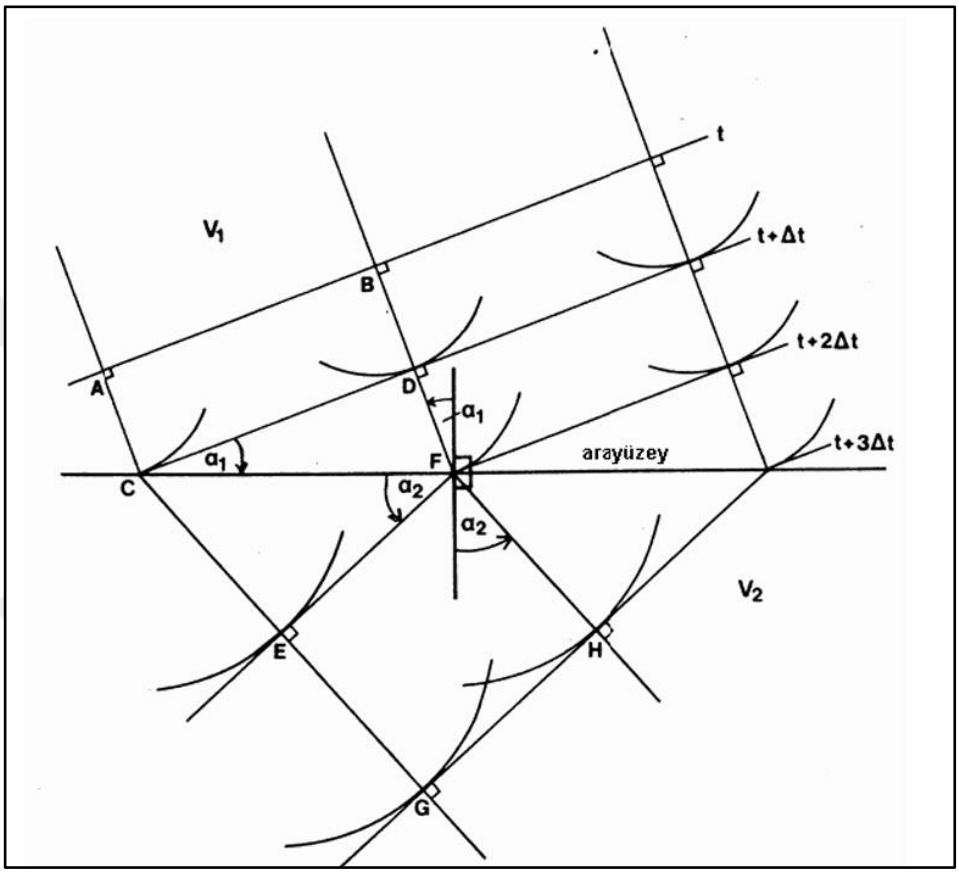
Dalga cephesi üzerinde yer alan herbir nokta yeni bir dalga kaynağı gibi davranılması ilkesi Huygens Prensibinin tanımlanmasıdır. Bir t zamanında bir A yüzeyi meydana gelir ise, onun Δt kadar zaman sonraki durumu üzerinde ki herbir nokta yeni bir enerji kaynağı olarak kabul edilmektedir ve yeni dalga yüzeyleri elde edilebilmektedir. Homojen ve iztrop bir ortamda meydana gelen yeni dalga yüzeyi ise eski dalga yüzeyine paraleldir.



Şekil 2. 9 Dalga yüzeyini bulma amacı ile Huygens Prensibinin kullanılması (Waters, 1978)

2.4.3.4 Snell Yasası

Farklı yayılma hızların sahip ortamlardaki yani farklı tabakalı ortamlardaki ışınların kırılmasını açılar ve hızlar açısından ilişkilendiren bir yasadır. Bir dalga cephesi, iki ortamı birbirinden ayıran bir arayüzey ile karşılaşır ise enerjinin bir kısmı ortam içerisine yayılmaktadır ve bir kısmı ise asıl ortam içerisine geri kırılmaktadır.



Şekil 2. 10 Snell kanunu ile tanımlanan iki izotropik ortam arayüzeyinden geçen dalga cepheleri

Dalga cephesi hareket yönü, dalga cephesinin normali yönündedir. α_1 ve α_2 herbir ortam içerisindeki dalga cephesinin yönünü göstermek üzere ve arayüzeyin normalinden ölçülmektedir.

$$\text{CF} = \frac{DF}{sin\alpha 1} = \frac{CE}{sin\alpha 2} \tag{2.8}$$

$$\frac{V1\Delta t}{sin\alpha 1} = \frac{V2\Delta t}{sin\alpha 2} \tag{2.9}$$

$$\frac{sin\alpha 1}{V1} = \frac{sin\alpha 2}{V2} \tag{2.10}$$

Yukarıda 2.8 eşitliği Kırılma ya da Snell Kanunu olarak bilinmektedir. Dalga cephesi sürekliliğinin ifadesidir. Işınlar içerisinde uygulanmaktadır ve kanunun uygulanabilmesi için ortamın izotropik olması gerekmektedir. Huygens dalgacığı, Dalga cephesi ya da zarf arasındaki bağlantı olarak tanımlanmaktadır. Dalga cephesine özgü bir noktanın gerçek seyahat yolu bir ışındır. Huygens dalgacığı izotropik ortam içerisinde ışınlara teğet dik ve dairedir. Bu sebeple, dalga ve ışın normalleri uyuşmaktadır ve Snell kanunu ışınlar içerisinde, ACEG ve BDFH'daki gibi uygulanabilir olmaktadır.

Söz konusu durum yalnızca izotropik ortamlarda geçerlidir. Huygens dalgacıkları anizotropik ortamlarda dairesel değildir. Anizotropik ortamlarda bu durum geçerli değildir. Çünkü Huygens dalgacıkları burada dairesel değildir. Şekil 2.9'da iki ortam anizotropiktir. Δt ile çarpılmış dalga yüzeylerinden ve ışınlardan meydana gelen Huygens dalgacıkları ile yapılmış ve ardalanmalı dalga cepheleri elde edilir. BDFH ve ACEG ışınları üzerindeki herbir nokta bir sonraki dalgacığın merkezi olmak üzere dalga cephesinin teğet noktasıdır.

$$\text{CF} = \frac{MF}{sin\phi 1} = \frac{CE}{sin\phi 2} \tag{2.11}$$

Dalga cephesinin faz hızı ve hızı, Şekil 2.9 'da ki CK ve MF boyunca normal yönünde ölçülür. Faz hızları yüzeylere normal olan açıların fonksiyonları ise;

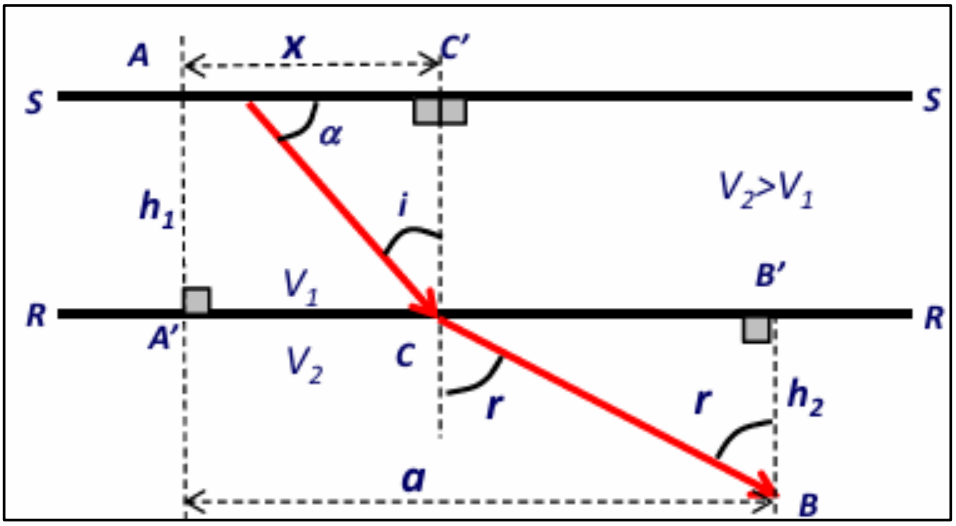
$$\frac{V1(\phi 1)\Delta t}{sin\phi 1} = \frac{V2(\phi 2)\Delta t}{sin\phi 2} \tag{2.12}$$

$$\frac{sin\phi 1}{V1\phi 1} = \frac{sin\phi 2}{V2\phi 2} \tag{2.13}$$

Dalga cepheleri için genel olarak Snell kanunları uygulanmaktadır. Işınlar için ortak bir şekilde uygulanabiliyor olsalar da, bu kanun izotropik ortam için daha uygundur. Anizotropi jeolojik anlamda izotropiden daha uygundur.

2.4.3.5 Fermat Prensibi

Pierre de Fermat tarafından ışık yollarının tespit edilebilmesi amacı ile kullanılan genel bir ilkedir. Fermat ilkesine göre, bir ışık ışını veya bir dalganın herhangi iki nokta arasında ilerlerken izlediği yol en az zamanı gerektiren yoldur.



Şekil 2. 11 Fermat ilkesi şematik gösterim

Şekil 5.8'de AB en kısa yol, AOB ise en kısa zamanda aldığı yoldur. En açıklayıcı ifade ile tanımlamak gerekir ise Fermat ilkesine göre zamanın minimum olması gerekmektedir.

T'nin minimum olması için (dt/dx=0)

$$t = \frac{AC}{V_1} + \frac{CB}{V_2} \tag{2.14}$$

$$CB = \sqrt{h_2^2 + (a-b)^2} \tag{2.15}$$

$$\text{AC} = \sqrt{h_2^2 + x^2} \tag{2.16}$$

$$sini = \frac{x}{\sqrt{h_1^2+x^2}} \tag{2.17}$$

$$sinr = \frac{x}{\sqrt{h_2^2+(a-x)^2}} \tag{2.18}$$

$$t = \frac{\sqrt{h_1^2+x^2}}{V_1} + \frac{\sqrt{h_2^2+(a-x)^2}}{V_1} \tag{2.19}$$

$$\frac{sini}{V_1} = \frac{sinr}{V_2} \tag{2.20}$$

elde edilen bu bağıntı da Snell kanunudur.

2.4.4 Sismik Dalga Genliklerinin Azalmasına Neden Olan Faktörler

Sismik dalga genlikleri; bir ara yüzeydeki iletim ve yansıma katsayılarından, geometrik açılımdan, saçılmalardan, yer-alıcı etkileşiminden, çalışmalarda kullanılan kaynak şiddetinden, soğurulmadan, ince tabaka etkisinden, çevre gürültüsü, hayalet yansıma, kısa yollu tekrarlı yansımalardan, dizilim etkilerinden, açı ile genlik değişiminde, yansıtıcı eğimin ve yansıtıcı düzensizliklerden etkilenmektedir.

Sismik dalgaların ara yüzeylerden iletimi ve yansıması esnasında genliklerde azalma meydana gelmektedir. Genliğe etki eden faktörler tamamı ile kavrandığında, veri içerisindeki genlik de meydana gelen değişimlerinin jeolojik açıdan yorumlanabilmesi daha sağlıklı olur. Söz konusu faktörlerin sayısal büyüklükleri öngörülebilir ve etkileri veriden giderilebilir. Fakat, bu büyüklükler her atışta, her alıcıda değişebilmektedir ve hiçbir zaman tam-mutlak veri genlikleri elde edilemez (Henry, 2004).

2.4.4.1 Soğurulma Etkisi

Sismik dalga enerjisinin soğurulması, dalga genliğinin yayıldığı ortamın özelliğine bağlı olarak uzaklık ile birlikte azalmaktadır. Yerküre elastik değildir bu nedenle elastik olmama durumundan dolayı genelen enerji kaybı soğurulma (attenüasyon) olarak tanımlanmaktadır. Yer değiştirme, kinetik (hız) enerji ve elastik dalga yayılımı arasında kalıcı bir değişiklik meydana gelmektedir. Soğurulma, dalga genlik kayıplarının arasında en önemlisidir. Soğurulma, yüksek ayrım gücünü sınırlayan bir faktördür. Soğrulma ortamdaki parçacıkların yer değiştirmesinde genlik azalması sürtünme ile ısı enerjisine bağlı olarak enerji kaybı yaşamaktadır. Daha yüksek frekanslar kısa dalga boyları nedeni ile daha kısa mesafelerde sönümlenmektedirler. Yüksek frekanslar daha fazla soğurulurken düşük frekanslar ise daha az soğurulmaktadırlar.

Kaynaktan çıkan iğnecik biçimindeki enerji +sonsuz ile -sonsuz aralığındaki bütün frekansları içermektedir. Dalga yayılımı esnasında yüksek frekanslarda soğurulmanın meydana gelmesi ve sonucunda iğnecik frekans bandının daralmaktadır ve bu neden ile enerji yayılıp genişleyerek bir dalgacık haline dönüşmektedir. Kaynak dalgacığın frekans bandı daralır iken boyu uzayıp genişlemektedir. Daha uzun bir yol daha büyük

bir frekans kaybı gerektirmesinden dolayı enerjinin ilerlediği yol uzadıkça dalgacık da daha faz genişlemektedir. Kaynak dalgacığının boyunun uzaması ise sismik kesitler ince tabakaların ayrımını oldukça zorlaştırmaktadır.

Anelastik Soğurulma;

$$A(r) = A_0 e^{-\alpha r} \tag{2.21}$$

Anelastik Soğurulma ve Küresel Açılım Birleşim;

$$A(r) \frac{A0}{r} e^{-\alpha r} \tag{2.22}$$

Kalite faktörü ;

$$Q = \frac{2\pi}{\frac{\Delta E}{E}} = 2\pi \frac{E}{\Delta E} \tag{2.23}$$

Burada;

A0 = referans noktasındaki genlik.

Ax = referans noktasına x uzaklığındaki genlik.

α = soğurulma katsayısı.

Q = dalganın içinde yayıldığı kayaca bağlı bir katsayı.

f = dalganın frekansı.

V = dalganın ortamdaki yayılma hızı.

d = O ve x arasındaki mesafe.

2.4.4.2 Saçılma Etkisi

Dalga yayınımı esnasında, köşeli yapıya sahip jeolojik birimin kenarına denk geldiği takdirde ya da kırılma-yansımanın meydana geldiği arayüzey sınırına geldiğinde yeni bir sismik enerji kaynağı gibi davranarak dalga cephesinin enerjisi farklı fazlarda saçılmaktadırlar. Bu durum, malzeme karakteristik özelliklerine bağlı olarak dispersif etkilere ve genlik azalmasına yol açmaktadır. Yayınım esnasında dalga engeller ile karşılaştığında Huygens kaynağı gibi davranarak enerjilerin dağılmasına

yol açmaktadır. Sismik dalgaların saçılarak yayılması difraksiyon (kırınma) olatak tanımlanmaktadır.

2.4.4.2 Ardışık Yansımalar

Sismik enetjilerin alıcıların bir kısmına kuvvetli sinyal bir kısmına ise zayıf sinyal gelmesi ve sinyalin alıcılara ulaşma süresi jeolojik elemanların geometrik yapısı ve bulunduğu konumlara göre değişiklik göstermektedir (Telford vd., 1979). Tabakaların hız oranları V1>V2<V3<V4 olduğu durumlarda ve arayüzeyi oluşturan iki farklı ortamın sismik empedans farklılıklarına bağlı olarak kırıldıktan sonra ardışık olarak yada kırılmaya uğramadan ardışık olarak yansıyabilmektedirler. Söz konusu durumda ise düşük hıza sahip olan ara tabaka ortamında sismik enerji kapanlanması meydana gelmektedir.

2.5 Sismik Kırılma

Sismik kırılma yöntemi, bir yapay kaynaktan çıkan sismik dalgaların farklı yayınım hızlarına sahip zemin tabakalarının ara yüzeylerinde kırılarak yeryüzeyine yerleştirilen alıcılarda ilk varışlarının kaydedilmesi temeline dayanmaktadır. Kısacası, ara yüzeylerde kırılan sismik dalgaların seyahat zamanlarının ölçülmesidir. Bu yöntem, tabaka hızlarının derinlik ile artması temeline dayanmaktadır. Sismik yöntemin en büyük dezavantajı ise tabaka hızlarının her zaman derinlik ile artan bir şekilde devam etmemesi ve düşük hızlı tabakaların olması durumunda bu tabakaların sismik kırılma yöntemi ile tespit edilememesidir.

Sismik kırılma yöntemi jeofizik yöntemler arasında en önem taşıyan yöntemlerden biridir. Bu yöntemde, cisim dalgalarının yani boyuna ve enine dalgaların ilk varışları kullanılmaktadır. P ve S dalgalarının ilk varış analizleri yapılmaktadır ve yeraltının geometrisi ve hız yapısı P dalgası ilk varış analizleri ile haritalanabilirken S dalgası ile birlikte değerlendirildiğinde ise poisson oranı, gözeneklilik, porozite, elastik sabitler de olmak üzere zemin çalışmalarında kullanılacak ve tabakaların karakteristik özelliklerini belirleyebilecek birçok parametre belirlenebilmektedir.

Bu yöntem, uygulamala alanı olarak oldukça geniş bir alana sahiptir. Birçok zemin problemi çalışmalarında kullanılarak inceleme alanları ile ilgili detatlı bilgiler

sağlamaktadır. Mühendislik uygulamaları amaacı ile kayaçların tanımlanması, temel kayaçların topoğrafyası ve derinliği, zemin etüt çalışmalarında yapılaşmaya yönelik mühendislik parametrenin araştırılması, tektonik ve kabuk yapısı, dolgu alanlarının belirlenmesi, boşluklar, tabakalı yapılar, yanal süreksizlikler, litoloji değişimleri ve heyelan çalışmaları olmak üzere birçok alanda kullanılmaktadır.

Sismik kırılma tekniği 1960'lı yıllardan beri heyelan araştırmalarında kullanılmaktadır. Sismik kırılma çalışmasıyla heyelanın kayma yüzey derinliği ve heyelan malzemesinin genişliği belirlenebilmektedir (Cummings ve Clark, 1988; Palmer ve Weisgarber, 1988; Bogoslovsky, 1977; Brooke, 1973; Carroll vd., 1972; Trantina, 1963).

Heyelan olayı meydana gelen ve potansiyel heyelan sahalarında sismik kırılma yöntemi kayma yüzeyi sınırlarını belirlemek amacı ile birçok araştırmacı tarafından (Frasheri vd., 1998; Kılıç, 2006; Otto ve Sass, 2006; Uyanık ve Türker, 2007; Göktürkler vd., 2008; Eichkitcz vd., 2009; Al-Saigh ve AlDabbagh, 2010) uygulanmıştır.

2.5.1 Yatay İki Tabaka Durumu

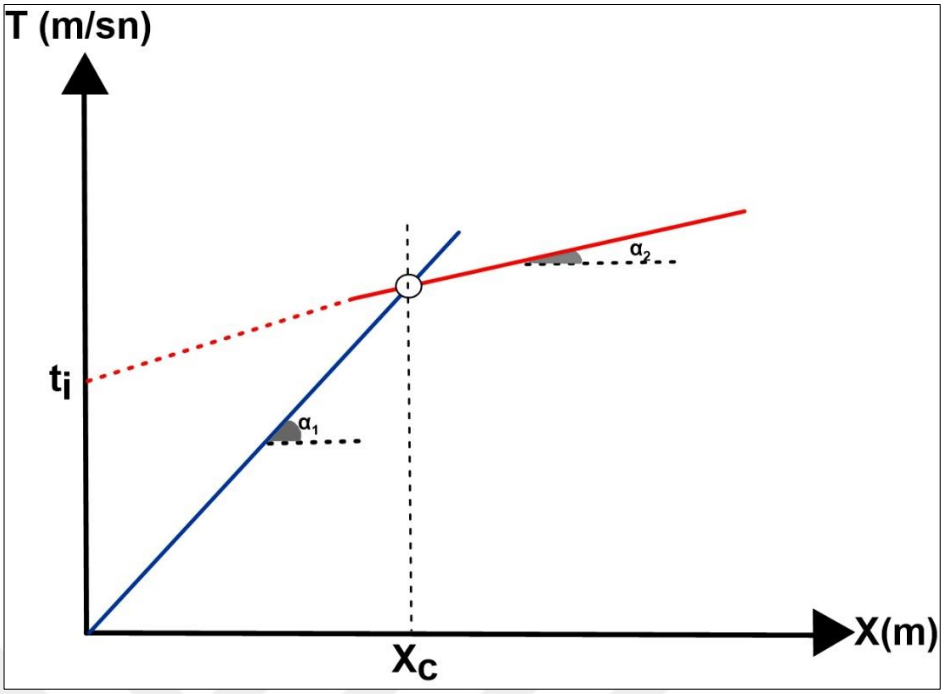
Yatay düzlem ara yüzeyler kabulüne göre derinlik ve kalınlık birbirlerine eşit kabul edilen yeraltı modelinde bir kaynak ile A noktasından bir sismik enerji yayılması oluşturulduğunda iki tabakalı ortamda jeofonlara ulaşıncaya kadar geçecek zamanların toplamı elde edilmektedir. Şekil 12'de kırılarak gelen dalgaların geliş zamanları uzaklıkla gelen doğruyu çizmektedir. Kırılarak gelen dalgalar için toplam geçen zamanı hesanı yapılmalıdır. Geliş zamanı;

$$T_{top} = T_{AB} + T_{BC} + T_{CJ} = \frac{AB}{V1} + \frac{BC}{V2} + \frac{CJ}{V1}_1 \qquad (2.35)$$

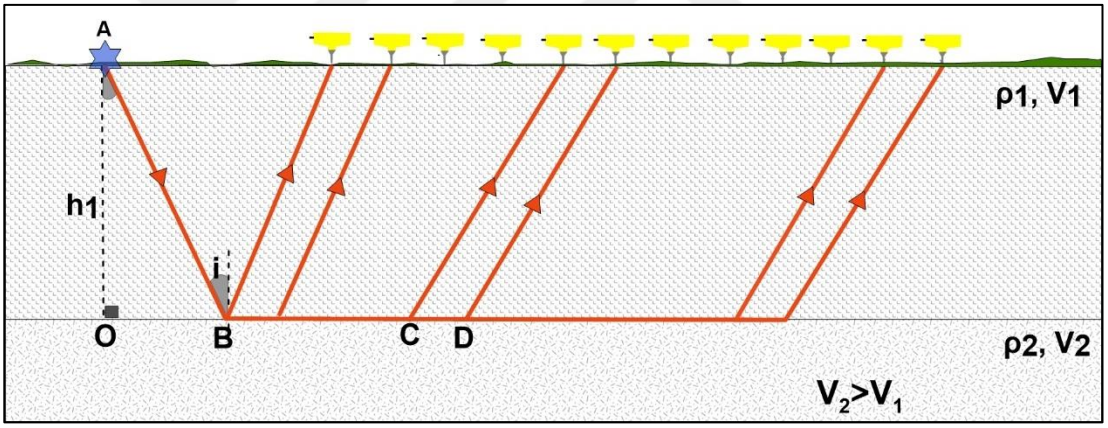
olarak ifade edilmektedir.

Snell yasasından yararlanarak (2.34) yatay iki tabaka analizi yapılmaktadır.

$$\frac{sini_1}{sini_2} = \frac{V_1}{V_2} = \frac{sini_1}{sini_2} = sini_1 = \frac{V_1}{V_2} \; V_1 \qquad (2.36)$$



Şekil 2. 12 Yatay İki Tabakada sismik dalgaların zaman-uzaklık grafiği



Şekil 2. 13 Yatay İki Tabakada sismik dalgaların zaman-uzaklık grafiği

Doğrudan gelen dalgaların ilerleyebildiği en fazla mesafe, X_C kritik mesafe olarak tanımlanmaktadır. T_d ise X_C mesafesinin geçireceği zamandır. T_d hesabı;

$$T_d = \frac{X_c}{V_1} \tag{2.37}$$

bağıntısı ile hesaplanmaktadır.

Geliş zamanı trigonometrik açıdan yazdıldığında ise;

$$t = \frac{h}{V_1 cosi} + \frac{x-2htani}{V_2} + \frac{h}{V_1 cosi} \tag{2.38}$$

(2.36) bağıntısı elde edilmektedir.

$$sinI = \frac{V_1}{V_2} \tag{2.39}$$

$$cosI = (1 - \frac{V_1^2}{V_2^2})^2 \tag{2.40}$$

$$tanI = \frac{sinI}{cosI} = \frac{V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \tag{2.41}$$

$$T_{toplam} = \frac{2h}{V_1 cosI} - \frac{2hsinI}{V_2 cosI} + \frac{X}{V_2}(1 - sin^2 I) + \frac{X}{V_2}$$

$$= \frac{X}{V_2} + \frac{2hcosI}{V_1} = \frac{X}{V_2} + \frac{2h\sqrt{1-{V_1^2}/{V_2^2}}}{V_1} \tag{2.42}$$

$$= \frac{X}{V_2} + \frac{\sqrt{V_1^2 - V_2^2}}{V_1}$$

Bu bağıntı ile (2.40) ile iki tabakanın hızlarından sinyalin toplam zamanı elde edilmektedir.

Şekil 2…. 'da Kırılarak gelen dalganın kritik mesafesindeki T_{top} zamanlarının aynı olmasından dolayı zaman ve mesafenin birbirlerine eşit olması gerekmektedir. Söz konusu durumda ise;

$$\frac{X_C}{V_1} = \frac{X_C}{V_2} + \frac{2h\sqrt{1-{V_1^2}/{V_2^2}}}{V_1 V_2} \tag{2.43}$$

İlk tabakanın kalınlığı;

$$h = \frac{1}{2}\frac{V_1 V_2}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}\left(\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2}\right)X_C = \frac{X_C}{V_2}\sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \tag{2.42}$$

bağıntısı (2.42) ile elde edilmektedir.

Kırılarak gelen dalga doğrusunun uzantısı zaman eksenini kestiği nokta kesme zamanı (T_i) olarak ifade edilmektedir.

$$Ti = 2h\sqrt{\frac{V_2^2 - V_1^2}{V_1 V_2}} \tag{2.44}$$

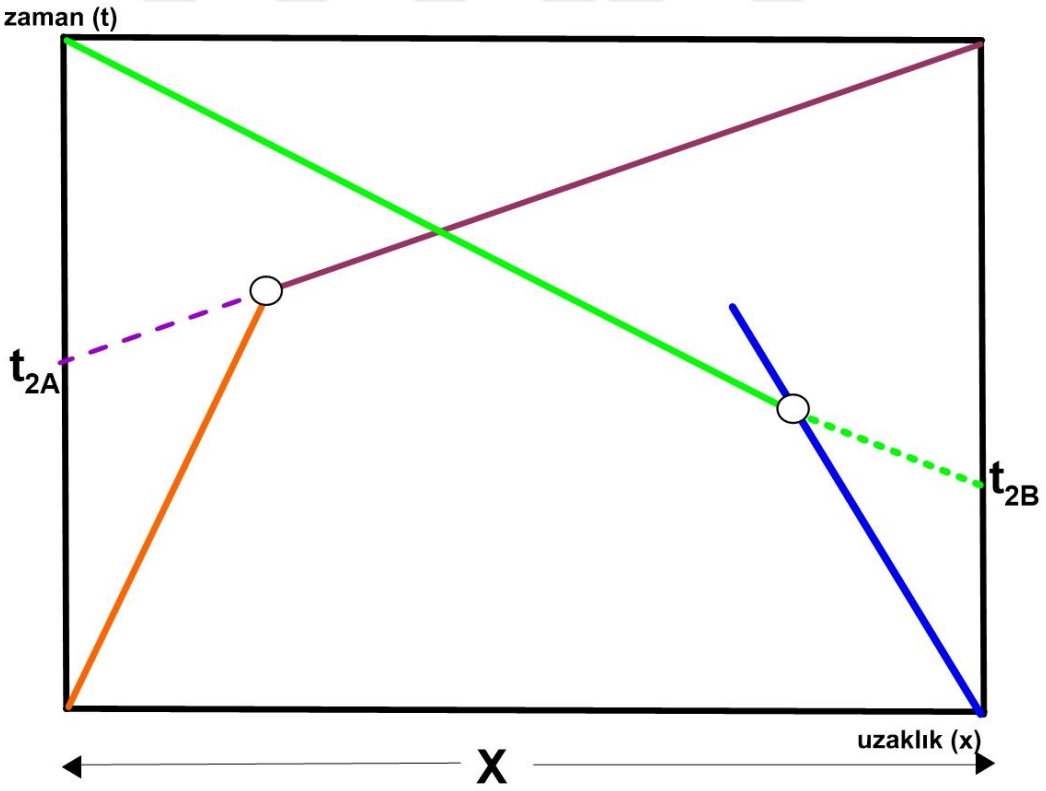
İki tabaka arasında sismik dalganın kırıldığı katman sınır derinliği katman hızları ve kesme zamanı cinsinden;

$$h = \frac{T_1}{2}\frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \tag{2.45}$$

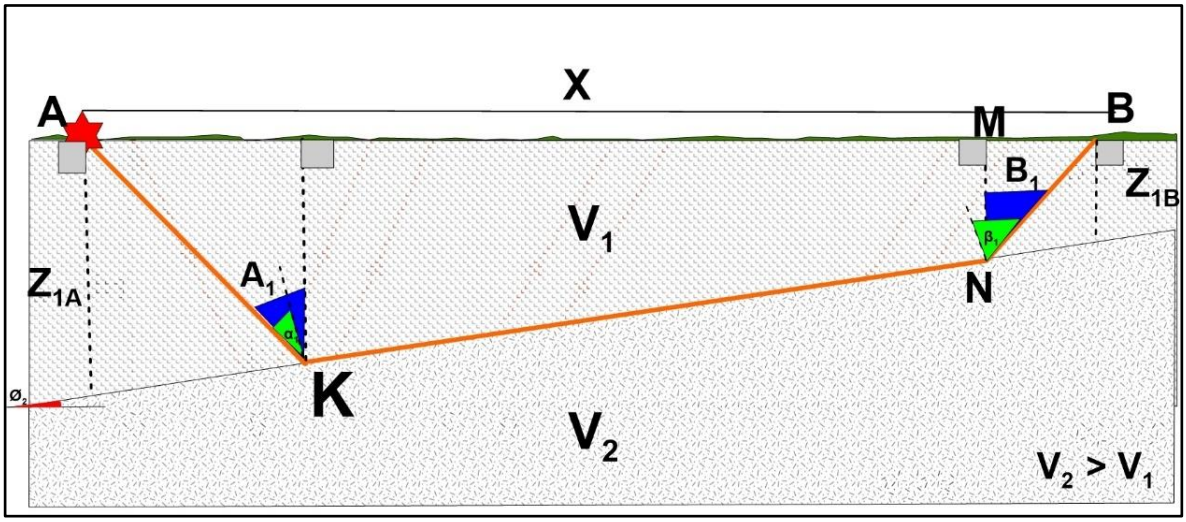
(2.44) bağıntısı hesaplanmaktadır.

2.5.2 Eğik İki Tabaka Durumu

Tabakanın yatay ile arasında yaklaşık olarak 20 dereceden büyük bir eğim açısı var ise bu durumlarda tabaka eğik tabaka olarak kabul edilmektedir.



Şekil 2. 14 Yatay Eğik İki Tabakada sismik dalgaların zaman-uzaklık grafiği



Şekil 2. 15 Eğik İki Tabaka şematik gösterim

$$T_{top} = \frac{2h_1}{V_1 cosI_{C1}} + \frac{2h_2}{V_2 cosI_{C2}} + \frac{X - 2h_1 tanI_{C1} - 2h_2 tanI_{C2}}{V_3} \quad (2.46)$$

$$T_{AB} = \frac{h_1}{V_1 tanI_C} \quad (2.47)$$

$$T_{BC} = \frac{BC}{V_2} = \frac{AA_4 - AA_1 - A_2A_3}{V_2} \quad (2.48)$$

$$T_{BC} = \frac{Xcos\emptyset - htanI_C - htanI_C - Xsin\emptyset tanI_C}{V_2} \quad (2.49)$$

$$T_{CJ} = \frac{CA_3 + A_3J}{V_1} = \frac{{}^{h}/_{cosI_C} + {}^{Xsin\emptyset}/_{cosI_C}}{V_1} \quad (2.50)$$

Eğimin aşağı yönlü olduğu durumlarda tabakanın eğim açısı (Ø);

$$T_{top} = \frac{2hcosI_C}{V_1} \quad (2.51)$$

bağıntısı ile ifade edilmektedir.

Ters atış için aşasağı yönlü toplam zaman eğim açısı (Ø);

$$T_{top} = \frac{2hcosI_C}{V_1} + \frac{X}{V_1} sin\,(I_c - \emptyset) \quad (2.52)$$

bağıntısı ile elde edilmektedir.

Zaman-uzaklık düz atışa ait olan kırılma eğrisinin eğiminden;

$$V_D < V_1, \qquad V_D = \frac{V_1}{sin\,(I_C+\emptyset)} \tag{2.52}$$

(2.52) bağıntısı ile ifade edilmektedir.

Zaman-uzaklık ters atışa ait olan kırılma eğrisinin eğiminden;

$$V_U = \frac{V_1}{sin\,(I_C+\emptyset)} \tag{2.53}$$

(2.53) bağıntısı ile ifade edilmektedir.

$$I_C + \emptyset = sin^{-1}\frac{V_1}{V_D} \tag{2.54}$$

$$I_C - \emptyset = sin^{-1}\frac{V_1}{V_D} \tag{2.54}$$

Söz konusu iki denklem, hesaplandığında;

$$I_C = \frac{1}{2}\left[\sin^{-1}\frac{V_1}{V_D} + \sin^{-1}\frac{V_1}{V_U}\right] \tag{2.55}$$

$$\emptyset = \frac{1}{2}\left[\sin^{-1}\frac{V_1}{V_D} + \sin^{-1}\frac{V_1}{V_U}\right] \tag{2.56}$$

(2.55) ve (2.56) bağıntılarından geliş açısı I_C ve eğim açısı $\emptyset$ elde edilebilmektedir.

Düz ve ters atışların kesme zamanları;

$$T_{iA} = \frac{2h\cos I_C}{V_1} \;,\quad T_{iE} = \frac{2h\cos I_C}{V_1} \tag{2.57}$$

Bu iki bağıntı kullanarak kalınlık hesaplaması;

$$h = \frac{T_{iA}V_1}{2\cos I_C} \;,\quad h' = \frac{T_{iE}V_1}{2\cos I_C} \tag{2.58}$$

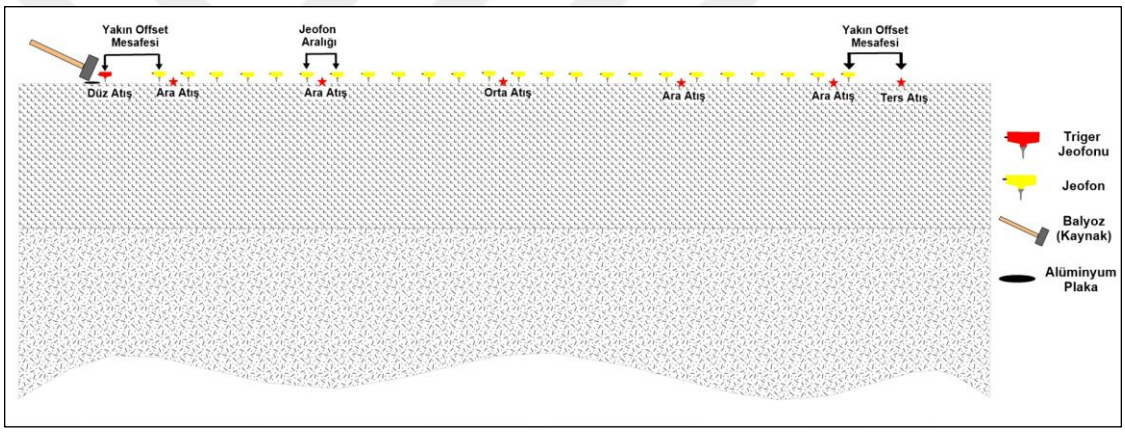
bu bağıntıdan yapılabilmektedir.

2.5.3 Ölçü Alma Tekniği

Sismik Kırılma yöntemi saha çalışmaları esnasında alanda yüksek kot farkından kaçınabilecek yerler buluyor ise öncelikle o bölgelerde serimler gerçekleştirilmektedir.

Mümkün olduğunca alıcı ve kaynak arasındaki kot farkının en az olduğu yerlerde uygulamalar yapılmaktadır. Eğer alan söz konusu duruma uygun değil ise veri analizi ve yorumlaması esnasında kot farklılıkları ölçümlerden giderilmelidir.

Sismik kırılma yöntemi uygulanırken düz, orta, ara atışlar ve ters atışlar yapılmaktadır. Aynı zamanda bu atışların dışında ölçümler esnasında ara atışlar da gerçekleştirilmektedir. Genellikle yapay kaynak olarak düşey hareketi başlatma amacı ile balyoz ile dik vuruşlar gerçekleştirilmektedir. Balyoz ile yapılacak olan vuruş profil doğrultusunda yapılmalı ve çalışmaya uygun ağırlıkta (örneğin 10 kg) kaliteli sinyal üretebilecek bir şekilde kuvvetli vuruşlar gerçekleştirilmelidir. Söz konusu durumlara dikkat edilmesinin asıl sebebi, kaliteli veriler elde edebilmek ve bu elde edilen kaliteli verilerden ilk varışları analiz edebilmektir.



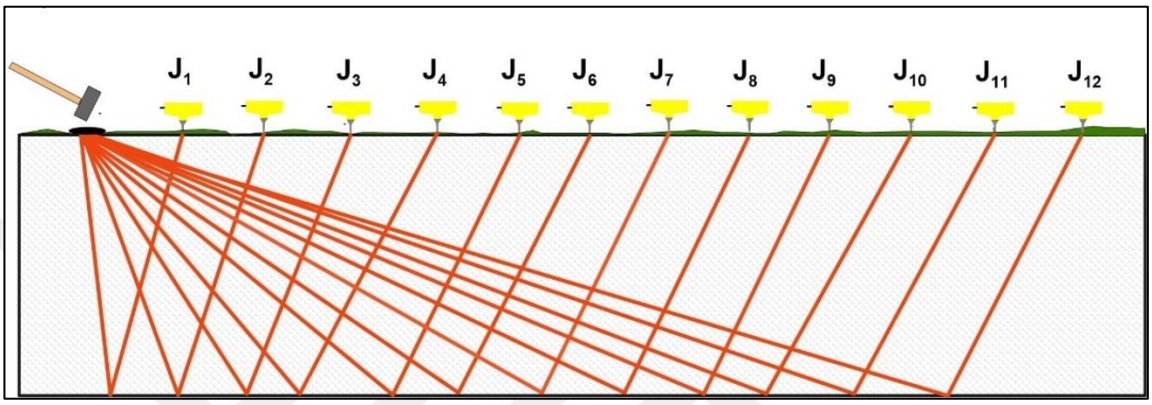
Şekil 2. 16 Kaynak-alıcı geometrisi

Hedeflenen derinliğe ulaşabilmek için en önemli faktör serim uzunluğu ve offset mesafesidir. Serim uzunluğu da doğrudan jeofon aralıklarına bağlıdır. Jeofonlara kritik mesafeye kadar yalnızca doğrudan gelen sinyaller gelmektedir.

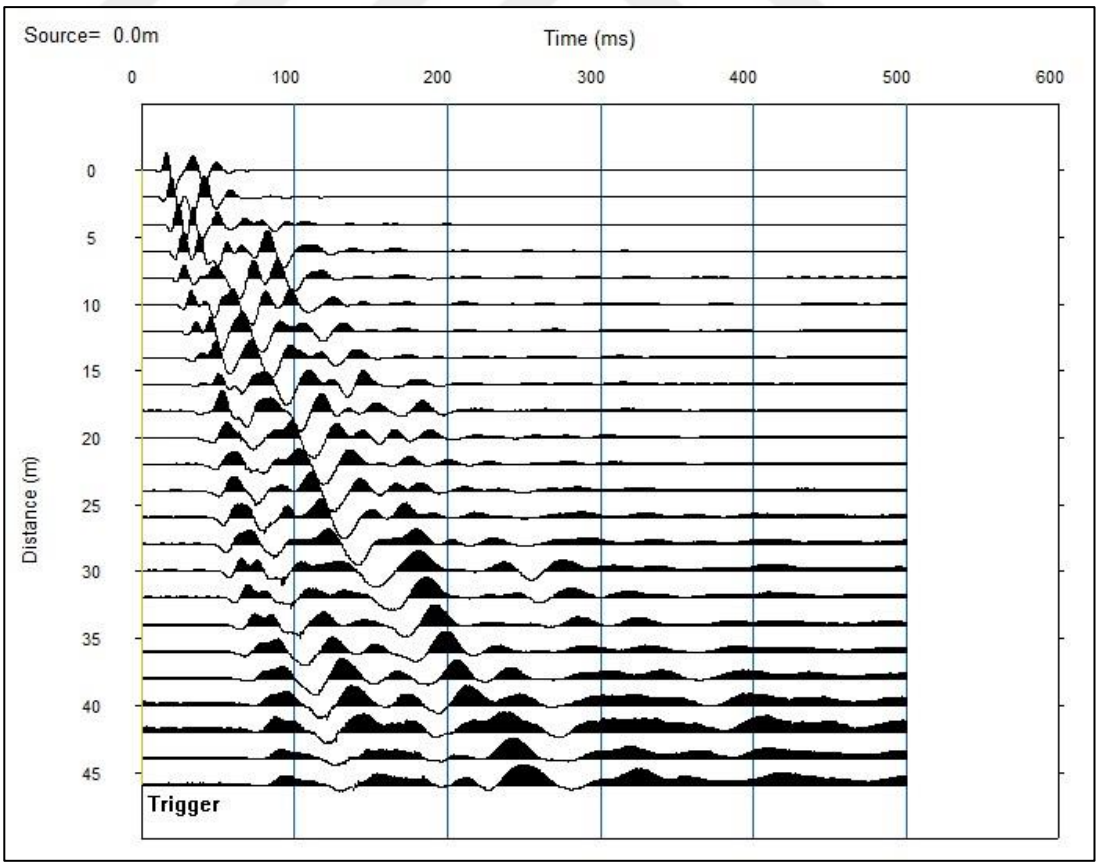
2.5.3.1 Atış Geometrilerine Örnekler

Sismik yöntemlerden MASW ve Sismik Kırılma çalışmalarında tek bir noktadan vuruş yaparak sağlıklı veriler elde edilememektedir. Aynı zamanda alanı 2 ya da 3-Boyutlu modelleyebilmek için çok atışlı çalışılması gerekmektedir. Bu başlık altında düz, orta, 2. ve 3. Jeofonlar arası, ters atışların şematik gösterimi ve gerçek verilerden

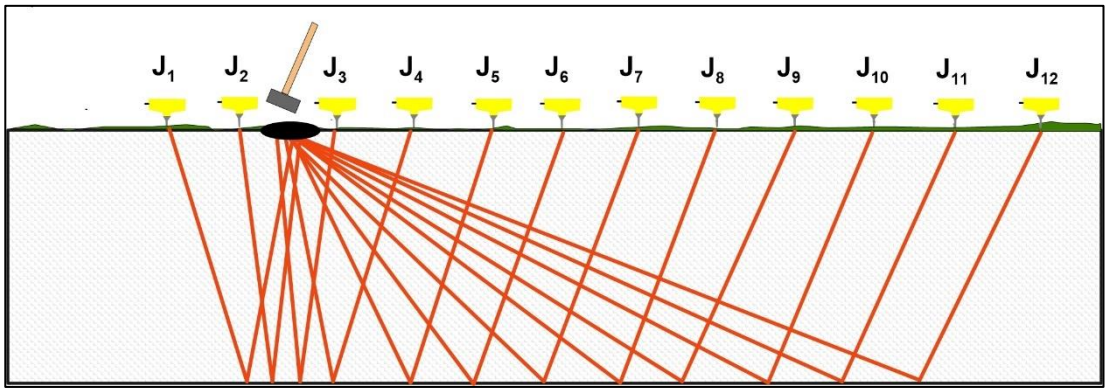
kayıtlar sunulacaktır. Saha uygulamalarında uygun kaynak kullanılırsa uzak offsetler yapılabilmektedir. Genellikle daha sığ zemine özgü yapılan çalışmalarda düz atış (yakın offset), 1 ve 2. Jeofonlar arası atış, 6 ve 7. Jeofonlar arası atış, orta atış, 18 ve 19. Jeofonlar arası atış, 23 ve 24. Jeofonlar arası atış ve ters atışlar olmak üzere 7 atış yapılmaktadır. Fakat çalışmaların detayına göre bu atışlar bütün jeofon aralıklarından da yapılabilmektedir.



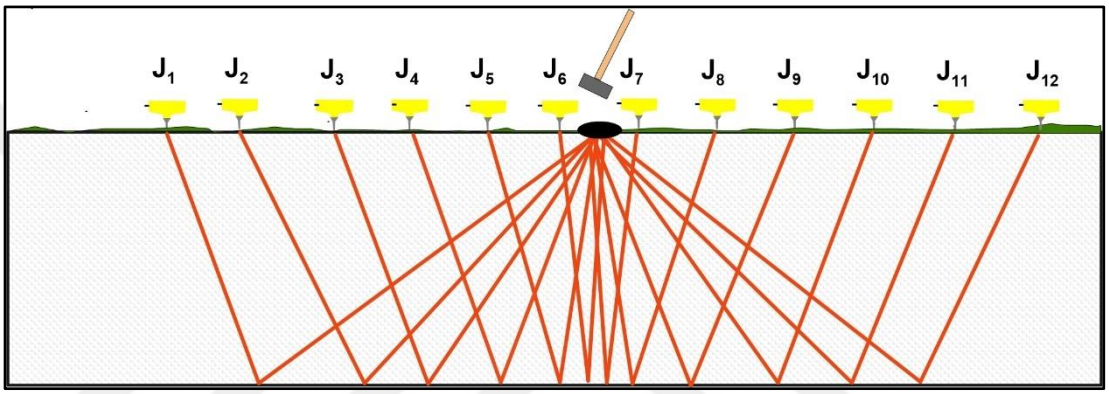
Şekil 2. 17 Düz Atış şematik gösterim



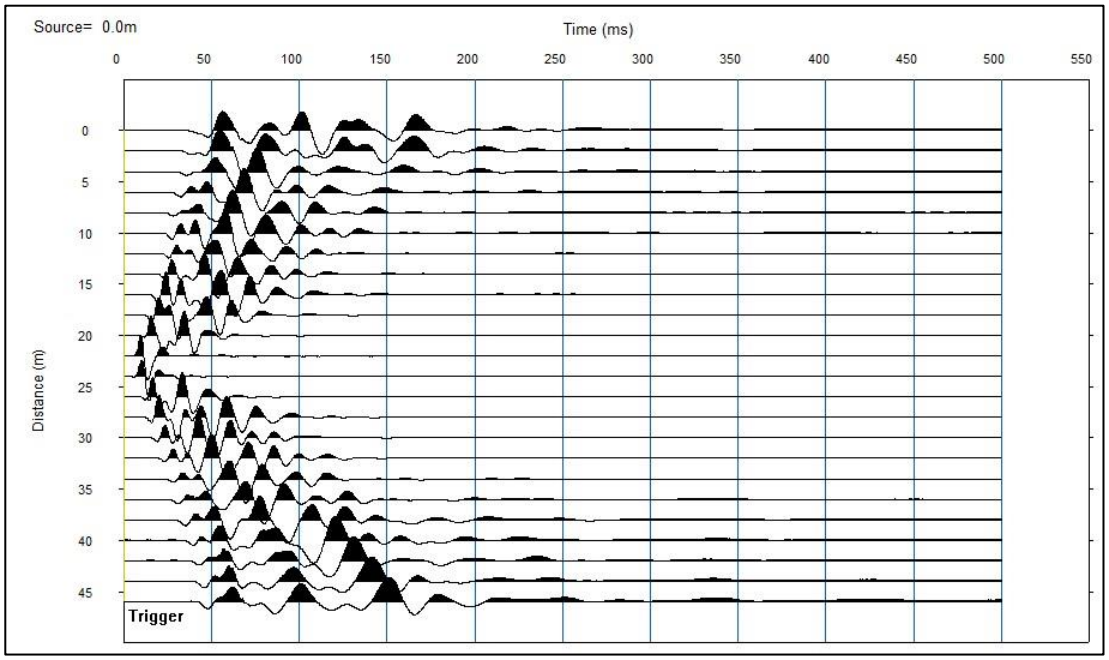
Şekil 2. 18 Düz atış sonucu elde edilen örnek P dalga hız kaydı



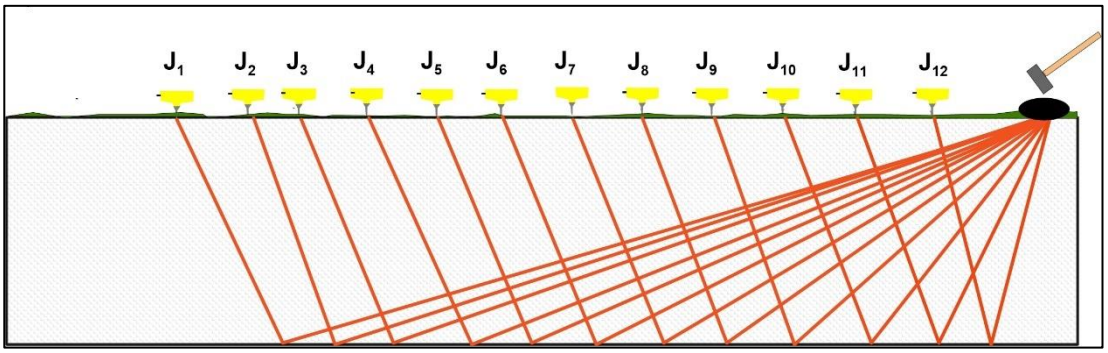
Şekil 2. 19 2 ve 3. Jeofonlar arası atış şematik gösterim



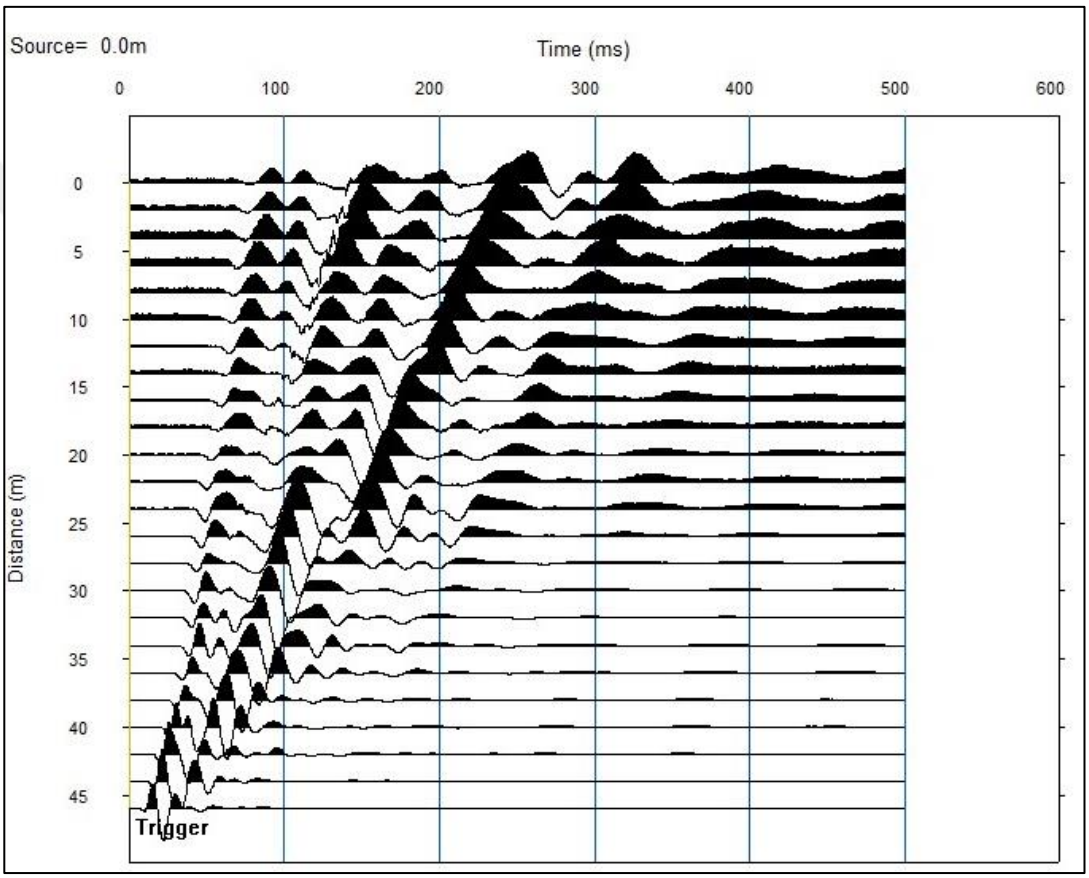
Şekil 2. 20 Orta Atış şematik gösterim



Şekil 2. 21 Orta atış sonucu elde edilen örnek P dalga hız kaydı



Şekil 2. 22 Ters Atış şematik gösterim

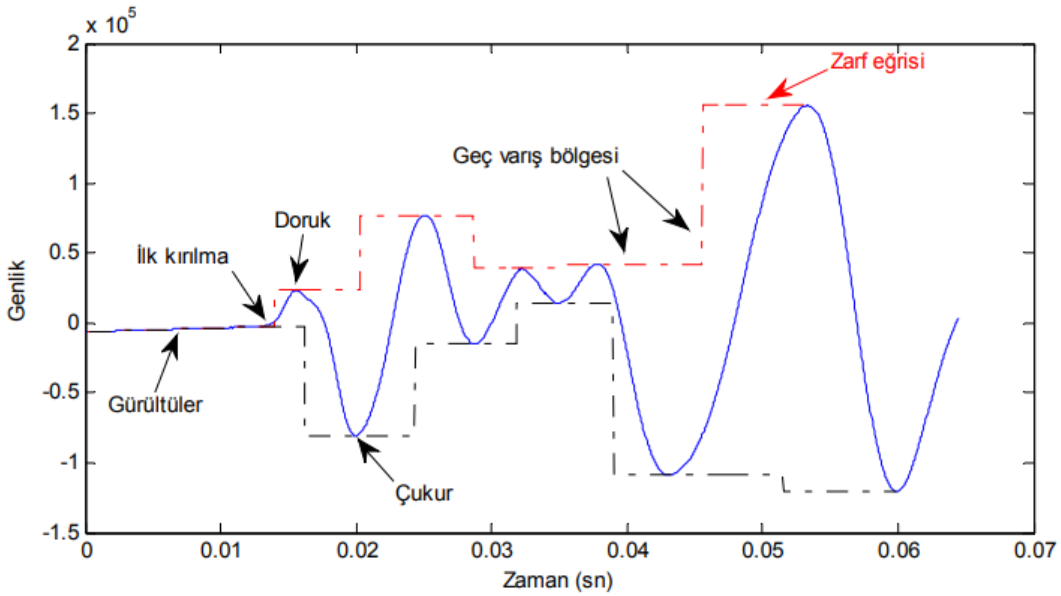


Şekil 2. 23 Ters atış sonucu elde edilen örnek P dalga hız kaydı

2.5.4 İlk Varışların İşaretlenmesi

Sismik kırılma yöntemi ilk varışların kaydedilmesine dayanmaktadır. Douglas vd., (1997) tarafından ilk varış kayıtçıda arkaplan gürültüsünün ardından net olarak değişimin gözlendiği ilk olay olarak tanımlanmaktadır. Sismik izde gürültünün tam olarak sonlandığı ve sinyalin başladığı zaman olarak da açıklanmaktadır (Boschetti

vd., 1996). İlk varışlar, ani hareketler olarak tanımlanmaktadır ancak varışlar sağlıklı gelmediğinde, gürültü tarafından kapatıldığında ya da gürültüden dolayı bozulması durumunda ani bir hareket gözlenemeyebilmektedir (Hatherly, 1982). Söz konusu durumlarda dalga trendinde doruklar ve geç çukur ilk varışın belirlenmesi hususunda kullanılabilmektedir. Ancak, yerküre yüksek frekansları soğurmaktadır bu durum dikkate alındığında ise, profilin sonlarına doğru bulunan daha uzak alıcılarda, geç zamanlardaki çukur-doruk ile ilk varış arasındaki mesafe artabilmektedir ve daha geç kayıt edilen varışlarda çukur (minimum değerler) ve doruklar (maksimum değerler) birçok dalga fazı etkisi altında değişime uğrayabilmektedir (Wilson, 2003).



Şekil 2. 24 Kırılma sinyali içerisindeki olaylar

Kırılma yönteminde ilk varış oldukça küçük bir enerjiye sahiptir ve bu neden ile ilk varışı oluşturmak ve değerlendirme aşamasında tespit edebilmek bazen zordur. Bunu anlamak için bir iğnecik kaynaktan çıktıktan sonra karmaşık yeraltı malzemesi boyunca hareket eder, enerjisi soğurulur ve farklı tabakalarda farklı hızlarla hareket ettiği düşünülmelidir. Yüksek S/N oranı elde edilemediği takdirde gürültü tarafından düşük enerjiye sahip olan ilk varışlar bastırılırabilir (Li, 2000).

2.6 Yüzey Dalgası Yöntemleri

Yüzey dalgası yöntemlerinde, yeraltında tabakalı olarak yer alan yapıların kesme dalga hızının (Vs) derinlikle değişiminin hesaplanması amacı ile Rayleigh yüzey dalgasının dispersif özelliğinden yararlanılamaktadır. Bu yöntemler, pasif ve aktif kaynaklı yöntemler olmak üzere iki sınıf altında açıklanmaktadır. Pasif kaynaklı yöntemler aktif kaynaklı yöntemlere göre daha derine nüfuz etmektedirler ve anakaya derinliğine ulaşılması gereken inceleme alanlarında etkili bir şekilde kullanılabilmektedir.

Yüzey dalgası analiz yöntemlerinin en büyük avantajı sismik kırılma çalışmalarında gözlenemeyen düşük hız tabakalarını tespit edebilmektir. Yüzey dalgaları saha çalışmalarında önce alıcılar ile kaydedilmektedir. Arazide kayıt edilen veriler veri işleme adımlarından geçirilerek dispersiyon eğrileri elde edilmektedir. Kaliteli dispersiyon eğrilerinin elde edilmesi için arazi çalışmalarında profilin doğrultusuna dikkat etmek, kullanılan yapay kaynağın ağırlığı dışında seçilen offset mesafesi de oldukça önem taşımaktadır. Elde edilen dispersiyon eğrileri farklı yöntemler de kullanılarak ters çözüm aşamalarından geçirilerek S hızı değerlerinin (V_S) derinlik ile değişimi elde edilmektedir.

Gürültülerin yüksek olduğu, yerleşim alanları ve yol kenarları gibi alanlarda aktif kaynaklı yöntem kullanılırken kaliteli veriler elde edilememektedir. Aktif kaynaklı ölçümler esnasında mümkün olduğunca gürültüsüz bir ortam oluşmalıdır ve pasif kaynaklı yönteme göre araştırma derinliği daha sığdır. Fakat, yerleşim yerlerine yakın, gürültülerin olduğu bölgelerde pasif kaynaklı yöntemler sağlıklı sonuçlar sunmaktadırlar ve aktif kaynaklı kaynaklı yöntemlerde yüksek frekans aralıklarında kaliteli Rayleigh dalgası elde edilebilirken, pasif kaynaklı yöntemlerde de sismik enerji uzun dalga boyları ve düşük frekans ile yayınmasından kaynaklı daha derine nüfuz ederek konumları daha derinde yer alan yapıların araştırımasını sağlamaktadır. Araştırma derinliği profil boyuna bağlıdır profil boyunu arttırdıkça kullanılan kaynak enerjisini de arttırmak gerekmektedir.

2.6.1 Aktif Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analizi (MASW)

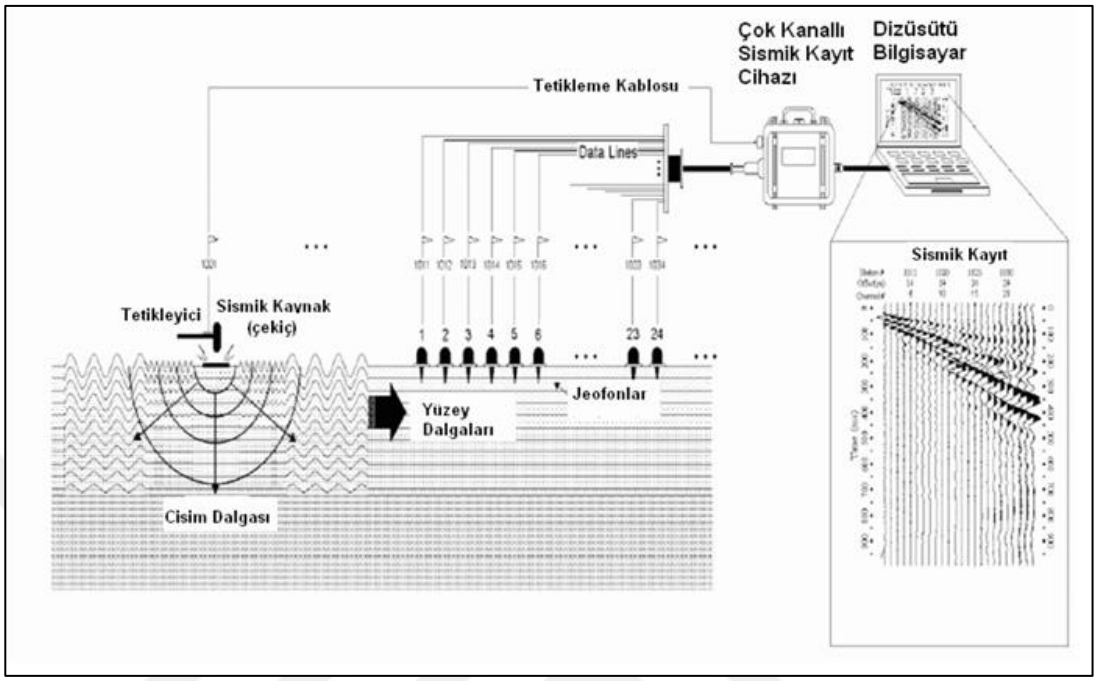
MASW yöntemi aktif kaynaklı bir yöntem olup pasif kaynaklı yöntemlere göre daha sığ derinliklere nüfuz ederek bilgi alabilmektedir. MASW çalışmalarında veri işlem aşamaları esnasında kaliteli dispersiyon eğrilerinin elde edilmesi çok kritik bir aşamadır. Elde edilen V_S değerleri büyük oranda faz hızı ve frekansa bağlı olan dispersiyon eğirisinin özelliklerine ve doğruluğuna bağlıdır. Dispersiyon eğrisinin kaliteli bir şekilde elde edilmesi, S dalga derinlik fonksiyonu olarak yüksek ayrımlılık ve doğrulukta belirlenebilmesine bağlıdır (Kanlı vd., 2006). Söz konusu durum neticesinde, saha çalışmalarından elde edilen dispersiyon eğrilerinin belirlenmesi, tek istasyon verisinin tekrarlı süzgeç analizi (Dziewonski vd., 1972), iki istasyon verisi ile yüzey dalgalarının spektral analizi (Stokoe vd., 1994) ve çok istasyon verisinin f-k ve f-p dalga alanı dönüşüm yöntemlerine bağlı olarak çok kanallı yüzey dalgası analizi (MASW) (Park ve diğ., 1998; Xia ve diğ., 1999; McMechan ve Yedlin, 1981) teknikleri kullanılmaktadır.

MASW uygulamalarında arazi çalışmalarında doğrusal bir hat boyunca belirlenen aralıklar ile jeofonlar (alıcılar) yerleştirilmektedir ve genellikle kaynak olarak balyoz kullanılarak vuruşlar gerçekleştirilmektedir. Sismik dalgalar kayıtçılar tarafından kaydedilmektedir. Elde edilen kayıtlar değerlendirme aşamasında kullanılan yazılımlarda değişik frekanslara karşılık gelen faz hızları saptanır, dispersiyon eğrisi oluşturulur ve dispersiyon eğrilerinin frekans aralıkları belirlenmektedir. Ters çözüm adımı uygulanarak derinliğe bağlı olarak nüfuz edilen derinliğe kadar S dalga hızları hesaplanmaktadır. Bu yöntem ile yüzey dalgalarının yüksek modları detaylı bir şekilde araştırılabilmektedir ve bu modların belirlenebilmesi ters çözüm aşamasında büyük oranda katkı sağlamaktadır (Xia ve diğ., 2005).

2.6.1.1 Veri Toplama ve Parametreleri

Yüzey dalgası analiz yöntemlerinden MASW yöntemi veri toplama ve saha çalışmalarında kaliteli veri toplandığı takdirde veri işleme aşaması göreceli olarak daha kolay bir yöntemdir. MASW uygulamalarında kaliteli veriler sağlıklı dispersiyonlar da elde edilmesini sağlamaktadır ve güvenilir sonuçlar

üretebilmektedir. Aynı zamanda yüksek S/G oranını elde etmek diğer yöntemler gibi güç değildir.



Şekil 2. 25 Jeofonların arazideki konumu

MASW yönteminin temeli Rayleigh dalgalarının kaydedilmesidir. Bir kaynak ile oluşturulan ve yatay doğrultuda yayılan düzlem dalgası varsayımı yapılmaktadır. Rayleigh dalgası belirli bir yol aldıktan sonra etkili bir şekilde gözlenebilmektedir. Bu neden ile serim boyu seçimi bu yöntemde büyük önem taşımaktadır. MASW çalışmalarında veri toplama aşamasında jeofonlar arası mesafe, offset aralığının seçimi, serim boyunun uzunluğu, uzak ve yakın etkiler, kaynak seçimi veri kalitesini büyük ölçüde etkilemektedir. Yüksek çözünürlüğün ve dispersiyon eğrilerinin ayrımının elde edilebilmesi için; eğri süreksizliği, faz hızı eğrisinin frekans ile değişimi, yüksek ve düşük frekanslardaki kararsızlıklar ve bozulmalar, dalga sayısını katlanması gibi problemlerin minimuma indirilmesi amacı ile bahsedilen hususlara dikkat edilmelidir.

MASW uygulamalarında dispersiyonun kaliteli ve yüksek çözünürlükte kaydedilebilmesi amacı ile düşük frekanslı jeofonlar kullanılmaktadır. 4.5 Hz'lik jeofonlar ve frekans bandı ise 2-70 Hz aralığında değerlendirilmektedir.

MASW yöntemiyle veri toplamada genel olarak tek bir atışın yeterli olduğu kanısı bulunmaktadır. Bununla birlikte en az iki farklı ofset (yakın ofset) atışının yapılması gerekmektedir (Dikmen vd., 2010). Daha kaliteli veriler elde edilebilmesi amacı ile yüksek modların temel moddan ayrımının kolay bir şekilde yapılabilmesi ve dispersiyon eğrisinin daha geniş frekans bandında belirlenebilmesi açısından atış sayısı az olmamalıdır. Bu atışlardan yakın offset mesafesi belirlenir iken ilk jeofona olan mesafesi jeofon aralığının 4 katı olmalıdır. Uzak offset seçimlerinde ise kaynağın gücüne göre serim boyunun üçte biri ya da daha fazla bir mesafe seçilebilmektedir.

Yüzey dalgalarının dispersif özelliklerini yüksek kalitede ve araştırma derinliğini daha fazla elde edebilmek amacı ile temel kabuller bulunmaktadır (Xia ve diğ, 1999). Söz konusu kabuller;

- Dalgaların oluşabilmesi ve dispersif özelliklerinin kayıt altına alınabilmesi için en yüksek dalga boyunun yarısı olacak kadar bir mesafe seçilmelidir (X0 ≈λmax/2). Yakın offset seçimi dispersif özelliklerinin kaydedilebilmesi ve sağlıklı dispersiyon eğrileri elde edebilmek için oldukça önemlidir.

- İnceleme alanında hedeflenen araştırma derinliği belirleme amacı için serim boyu ve jeofon aralığı belirlenirken bilinmesi gereken önemli hususlardan biri ise hedeflenen nüfuz derinliğinin homejen bir ortamda en uzun dalga boyunun yarısı kadar olduğudur(Zmax ≈ λmax/2;λmax= Vmax/fmin).

- Serim sonundaki jeofonda yüksek frekans bileşenlerinin kaydedilebilmesi için kaynaktan yani vuruş yapılan noktadan son jeofona kadar olan mesafe (serim boyu, S=X0+L) hedeflenen nüfuz derinliğinin iki katı (S≈2ᵡZmax;S≈λmax) olacak şekilde seçilmelidir.

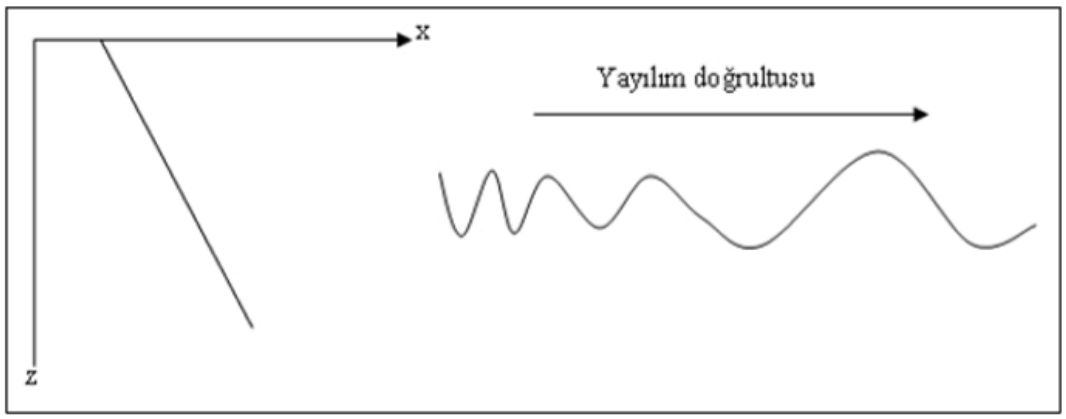
- Serim uzunluğu ve doğru jeofon aralığı seçimi ile dispersiyon eğrisinin ayrımlılığı kontrol edilebilmektedir. Jeofon aralıklarını çok kısa ya da çok uzun mesafe seçmeden ortama uygun bir şekilde ayarlayarak uzun serim boyları oluşturulabilmektedir ve bu ölçümler sonucunda yüksek ayrımlı dispersiyon görüntüleri elde edilebilmektedir.

Jeofon aralığı, kaliteli dispersiyon eğrisinin elde edilmesini en fazla etkileyen parametredir. Jeofon aralığı en küçük dalga boyundan daha büyük olmamalıdır ($\Delta x \leq \lambda min$) kabulü yapılmaktadır. Alıcı (jeofon) mesafeleri, serim boyunu arttırılması açısından tamamemen bağlantılıdır. Fakat, dalga sayısı katlanması (uzaysal katlanma) problemi yaşanmaması için yeterli uzunluk tercih edilmelidir.

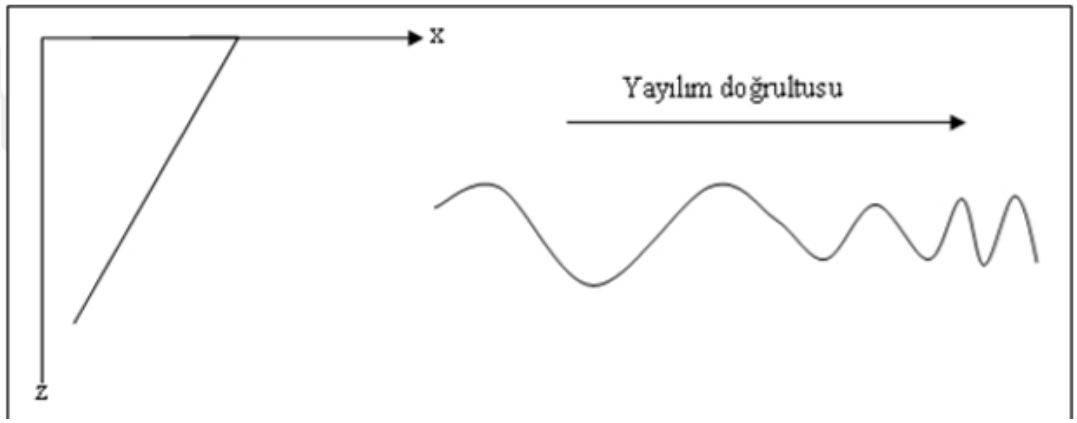
MASW yönteminde kayıt süresi ve örnekleme aralığı parametreleri serim boyu ve jeofon aralığı gibi ana parametrelere göre az etki etmektedir. Nyquist örnekleme kuramına bağlı kalacak şekilde zaman örneklemesi maksimum frekansa göre seçilmektedir. Kayıt süresi ayarlaması yapılırkan profil üzerinde bulunan bütün jeofonlara ulaşacak şekilde ayarlanması gerekmektedir. Veriler içerisinde yüzey dalgalarının yer almadığı bölümler veri işlem uygulamaları yapılırken veriden çıkarılmaktadır. Kanal sayısı fazla seçildiğinde jeofon aralığının azaltılması gerekmektedir. Mesaferin azaltılması sığ derinliklerdeki tabaka ayrımlılığını arttıracaktır ve yüksek S/G oranı elde edilebilecektir.

2.6.1.1.1 Dispersiyon

Yüzey dalgaları, yarı sonsuz izotropik ve homojen ortamlarda bulunan Rayleigh Hız dağılımı; Rayleigh dalgası dışında, yüzey bayunca frekansa bağlı bir şekilde oluşmaktadır. Hız dağılımı dalga paketi birbirlerinin aynısı olmayan faz hızları ile hareket etmesi dispersiyon olarak tanımlanmaktadır (Aki ve Richards, 1980). Yüzeyboyunca dispersiyona uğramış olan dalga hızları periyot veya frekansa bağlıdır. Yakın yüzey yer yapısının fonksiyonu olan dispersiyon kuramı, zemin ile ilgili özellikler dispersiyon eğrilerinden elde edilmektedir (Okada, 2003). Frekansa bağlı yüzey dalgası faz hızı olarak ifade edilmektedir. Fazlar çilir ve dalga özelliğine ait dispersiyon elde edilir ve elde edilen bu fazlar frekansa karşılık gelmektedir. Kaynaktan yani vuruş yapılan yerden çıkmış olan sinyal, kaynak noktasından profil sonundaki en uzak jeofona/alıcıya ulaştığında elde edilen veri üzerinde dispersiyon etkisi diğer atışlara göre daha fazla olmaktadır. Derinlik arttıkça hızın da artması normal dispersiyon olarak bilinmektedir. Hızın derinlik ile artmadığı durumlarda ise ters dispersiyon eğrileri elde edilmektedir ve kısa periyotlu olaylar daha erken kaydedilmektedir. Dispersif ortam ise dalga şeklinin değişmesinden elde edilen ortam olarak tanımlanmaktadır.



Şekil 2. 26 Yüzey dalgalarında normal dispersiyon davranışı (Kurtuluş, 2002)



Şekil 2. 27 Yüzey dalgalarında ters dispersiyon davranışı (Kurtuluş, 2002)

2.6.1.2 Verilerin İşlenmesi

MASW arazi uygulamaları sonucunda elde edilen verilerden dispersiyon eğrisi elde etmek amacı ile veri işleme aşamasında belirli yöntemler kullanılmaktadır. Bu yöntemler, Frekans-Yavaşlılık (f-p), Frekans-Dalga sayısı (f-k), ve Faz Kayma yöntemleridir.

2B'lu Fourier dönüşümü ile (x,t) ortamdan elde edilen veri (f-k) yani frekans-dalga ortamına aktarılmaktadır. En yüksek genliğe karşılık gelmekte olan dalga sayısı ve frekans değerleri değerleri işaretlenmektedir.Hızın, frekansın dalgaya oranı ile elde edilmesi ilişkisi yüzey dalgalarına karşılık gelmekte olan faz hızı değerleri hesaplanmaktadır. Frekansa karşı çizdirilerek dispersiyon eğrisi elde edilmiş olur.

Yüzey dalga ana enerji alanı (x,t) verisinin smooth ortalama spekturumdan görüntülenebilmektedir.

Saha uygulamaları sonucu elde edilen kayıt, tau,p (temeli eğimli yığma) dönüşümü kullanılarak frekans-yavaşlılık (f,p) ortamına aktarılmaktadır. Söz konusu dönüşüm sonrasında ise (x,t) verisi faz-frekans hız ortamına dönüşümünü yapılmış olmaktadır. Direkt olarak hız ortamına geçiş sağlandığından (f-k) dönüşümüne göre hem hızlı hem de daha sağlıklı sonuçlar sunmaktadır.

Saha çalışmalarında uygulanan MASW yönteminin en son işlemi ise ters çözüm uygulamalarıdır. Elde edilen dispersiyon eğrisine en uyumlu olan yer modeli çizdirilmektedir. Derinlik-kayma dalgası (Vs) hızının elde edilmesine, ters çözüm işlemi, faz-frekans hızı değerleri (dispersiyon) olanak sağlamaktadır. Vs ile yüzey dalgası faz hızı VR arasındaki durum ise;

$$VS \cong 1{,}1x\ VR \tag{2.59}$$

bağıntısı ile elde edilmektedir. Bu durum Poisson oranı, $\sigma = 0{,}2$ için geçerlidir.

Dispersiyonun karakteristik çözümü ise;

$$VR / Vs = (0{,}87 + 1{,}12\sigma)/(1+\sigma) \tag{2.60}$$

Kurtuluş (2002), (2.60) bağıntısı ile elde edilmektedir.

İleri modelleme işlemleri için ters çözüm işlerimleri de ileri seviye olarak kullanılmalıdır. Tek tabakalı bir ortam için dispersiyon seçilen parametlerin eklenmesi ve dispersiyon eğrilerinin hesaplanması gerekir. Bu işlemler ters çözüm işleminin temelini oluşturmaktadır (Xia ve diğ., 1999).

Tabakalar arası düşük hızlara sahip tabaka yer alıyorsa bu durum yumuşak ara tabaka oluşması durumudur. Yüksek hıza sahip tabakalar arasında düşük hızlı tabakaların yer alması yumuşak ara tabakayı oluşmaktadır. Faz hızı düşük frekansa sahip bölgede azalım göstermektedir ve dispersiyon eğri sürekliliğini engellemektedir.

2.6.2. ReMi (Kırılma-Mikrotremör)

ReMi yöntemi, MASW yöntemi gibi aktif kaynaklı değil, pasif kaynaklı bir yöntemdir. Louie (2001) tarafından ReMi uygulamalarında veri toplama, veri işleme ve ters çözüm süreçleri keşfedilmiştir. Park (2004), Suzuki ve Hayasi (2003) tarafından bu yöntem geliştirilmiştir ve Refraction-Microtremor (ReMi) olarak isimlendirilmiştir.

ReMi yönteminde, dalga alanı oluşturmak için yapay bir kaynağa ihtiyaç duyulmamaktadır. Tamamen çevresel, insan kaynaklı ve doğal titreşimler kaynak olarak kullanılmaktadır. MASW yöntemi ile karşılaştırıldığında ise MASW yöntemi yüksek frekans aralığına ReMi yöntemi ise daha düşük frekans aralığına sahiptir böylece daha derine nüfuz ederek araştırma derinliği arttırılabilmektedir.

Uygulamalar esnasında kaydedilen sinyaller gürültülerdir ve jeofonlarda uzun süreli olarak kayıt edilerek yüksek çözünürlüğe sahip sayısal yöntemler ile analiz edilmektedir. Dispersiyon eğrisi oluşturulmaktadır. Uygulamalar esnasında bir profil doğrultusu boyunca ölçü alınmasının yanı sıra, üçgen, dairesel artı ve L tipi gibi farklı alansal dizilimler kullanılabilmektedir.

Aynı hatlar üzerinde uygulanmış MASW ve ReMi ölçümlerinden elde edilen dispersiyonlar birleştirilerek daha kaliteli ve daha güvenilir sonuçlar elde edilebilmektedir. MASW yönteminin daha yüksek frekans aralığına sahip olması daha sığ derinliklerden kaliteli veri toplarken, ReMi yöntemi düşük frekans aralığında olmasından dolayı daha derin yapılar ile ilgili sağlıklı sonuçlar sunabilmektedir. Bu iki yöntem birleştirildiğinde ise; elde edilen Vs kayma dalga hızı sonuçları daha güvenilir olmaktadır. Elde edilen sonuçların birbirleri ile uyumlu olması model oluşturma esnasında daha doğru sonuçlara ulaşmaya olanak sağlamaktadır ve hata oranını azaltmaktadır.

2.6.2.1 ReMi Veri İşleme

MASW verilerini işleme adımları gibi dispersiyon ve ters çözüm işlemleri yapılarak değerlendirilmektedir. Düşük hıza sahip tabakaların kendine özgü düşük frekanslarda

yüksek faz hızları, yüksek frekanslarda ise düşük faz hızları ters dispersiyon eğrisi vermektedir.

Dispersif dalgaların faz-frekans spektrumlarında dalga boyları net bir şekilde görülmektedir. Mikrotremör yöntemi gibi dış gürültülerden etkilenmez. Faz-frekans işlemi dışında aynı zamanda spektral güç oranı hesaplaması yapılmaktadır. Yumuşak ortamlarda 4 Hz'de görünmekte olan pik oranının faz hızından faz-frekans elde edilmektedir ve bu durumlarda yaklaşık 30 metreye kadar bilgi sağlamaktadır. Fakat ReMi uygulamaları sonucunda ortamın jeolojik koşullarını da göz önünde bulundurarak 100 metre derinlikte ki yapılardan bilgi alabilmektedir (Louie, 2001).

2.6.3. Mikrotremör Yöntemi

Kanai ve Tanaka (1954; 1961) tarafından farklı etkilerden oluşan genlik, doğal dönem ya da yapay etkenlerin periyot değerleri 0.05-2 saniye aralığında değiştiği tespit edilmiştir ve sürekli olarak yayınmakta olan genlik değerleri ise 0.01 ve 1 mikron arasında titreşimler Mikrotremör olarak isimlendirilmektedir. Sıkı-sert zeminlerde genlik ve periyot değerleri düşük, yumuşak zeminlerde ise bu değerler daha yüksektir. Yerin çok küçük genlikli titreşimlerine mikrotremör denir ve bu titreşimciklerin aldıkları genlik değeleri genel olarak 0.001-0.1 mm aralığındadır.

2.6.3.1 Mikrotremör Dalgaları

Çok küçük salınımlar olarak açıklayabileceğimiz mikrotremörlerin kaynaklandığı dalgaların hangi dalga sınıfına girdiği ile ilgili birçok araştırmacı tarafından farklı çalışmalar söz konusudur.

Okada (2003) taraafından kaynakların büyük bir bölümünün deniz tabanı ve yeryüzeyi hareketi olarak tanımlanmaktadır. Meydana gelen yüzey dalgalarını, cisim dalgalarına göre hakim bileşeni olarak düşünülmesi gerektiğini belirtmektedir. Mikro salınımlarının kaynağı yer içerisinde ilerleyerek tekrar yansımalar oluşturan S dalgalarının oluşturduğu açıklanmaktadır (Kanai, 1961). Nakamura ve aynı görüşe sahip araştırmacılar mikrotremör karakteristik özelliklerinin Rayleigh dalgası ile ilişkilendirmektedirler. Aki (1993), tarafından Love dalgaları ile ilişkilendirmektedir.

Yeryüzünde sürekli titreşimler olarak tanımlanan mikrotremör, farklı kaynaklardan yayılmaktadır. Jeotermal etkiler, belirli bir eksende yerkürenin dönmesi, sismik olaylar, gel-git olayları, endüstriyel gürültüler, trafik gibi kültürel gürültüler, rüzgar mikro sarsıntılardır.

2.6.3.2 Mikrotremör Ölçümleri

Mikrotremör verileri toplanırken mümkün olduğunca ağaç köklerinden, binalardan, endüstriyel gürültülerin bulunduğu alanlardan ve insan kaynaklı, trafik kaynaklı kısacı bütün gürültü oluşturabilecek etkenlerden kaçınmak gerekmektedir. Ölçümler alınırken süresi istenildiği kadar ayarlanabilmektedir. Fakat, kayıt uzunluğu ne kadar uzun olursa ve ortam ne kadar sessiz olur ise kaliteli veriye ulaşmak o kadar kolaylaşmaktadır.

Ölçümler, eş zamanlı alınabildiği gibi farklı farklı zamanlarda da alınabilmektedir. Mikrotremör ölçümleri; depremlerde elde edilen baskın dönemler ile gece yapılan ölçümlerdeki baskın dönemleri uyumludur (Özdağ, 2015). Tortul katman düşey sismik dalgaları büyütemezler kuramından yola çıkarak Rayleigh dalga etkilerinın düşey bileşeni (2.52) bağıntısı ile ortaya çıkarılabileceği açıklanmaktadır (Nakamura, 1989).

$$R(f) = \frac{V_s(f)}{V_b(f)} \tag{2.61}$$

Rayleigh dalga etkileri oratadan kaldırımsı amacı ile S dalga düşey bileşen hareketi yer büyütmelerine sahip olmadığı varsayımını yapılarak (2.62) bağntısı yazılabilir (Özdağ, 2015).

$$Z_V(f) = 1 \tag{2.62}$$

Tortul malzemenin kaya yüzeyinde büyütme yörüngesel genliği iki bileşen için aynı olduğu varsayımı yapılmaktadır ve yatay bileşendeki f frekansının değişkeni,

$$Zu(f) = \frac{Us(f)}{V_b(f)} \tag{2.63}$$

bağıntısı ile verilmektedir.

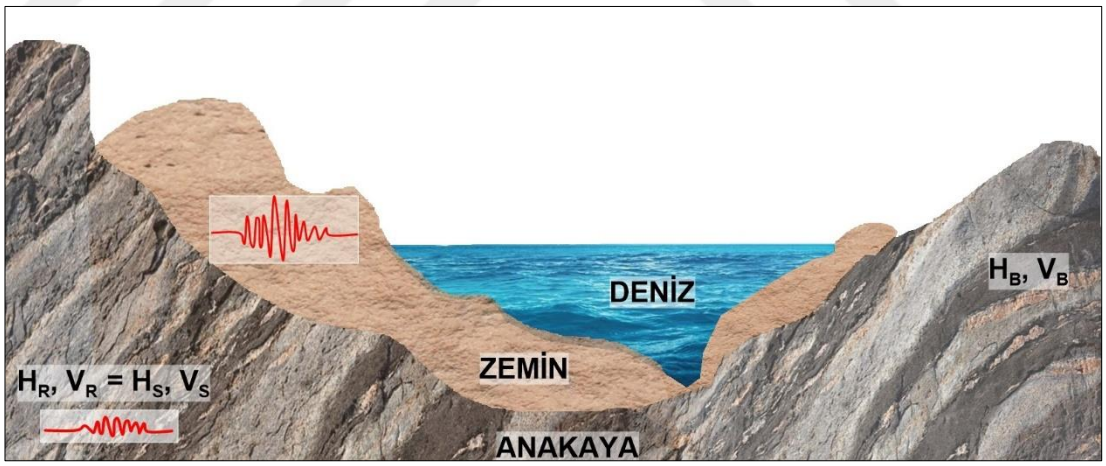
2.6.3.3 H/V Spektral Oran (Nakamura) Tekniği

Araştırmacılar tarafından yapılmış olan çalışmalar sonucunda, bir noktada mikrotremörlerin yatay spektrumlarının düşeylere oranlanması ile alansal yer etkilerinin hesaplanabileceğini göstermiştir.

Temel kaya etrafında yüzeylenmiş olan yumuşak zeminden yayılmakta olan Rayleigh dalgalarından oluştuğu kabul edilmektedir. Mikrotremor hareketleri üzerinde yer alan Rayleigh dalga etkisi düşey ve yatay bileşene eşittir. E_{RW}, Rayleigh dalgası etkisi bir gürültüdür ve tabakanın tabanı üzerindan etkilenmezler, yüzeydeki düşey spektrumdan kaynaklanmaktadır. Geniş bir frekans aralığında (0,2–20 Hz) temel kayada yatay ve düşey bileşen bir farklılık göstermez. Spektral Oran; temel kaya yatay bileşeni ve yumuşak zemin deprem kayıtlarının yatay bileşen arasındaki oran olarak tanımlanmaktadır.

$$S_R = \frac{H_S}{H_B} \tag{2.64}$$

$$H_B / V_B = 1 \tag{2.65}$$



Şekil 2. 28 Sedimanter basen yapısı (Ibs-von Seht ve Wohlenberg, 1999 'dan değiştirilmiştir.)

Spektral oran yöntemi temel kabulleri şu şekildedir;

- Yumuşak zeminde yayılmakta olan ve temel kayada yüzeylenen Rayleigh dalgalarından oluşmaktadır.

- Yüzeydeki düşey spektrumdan oluşmaktadır. Tabaka tabanındaki V_B spektrumdan kaynaklanmaz.

$$E_{RW} = {}^{V_S}/_{V_B} \tag{2.66}$$

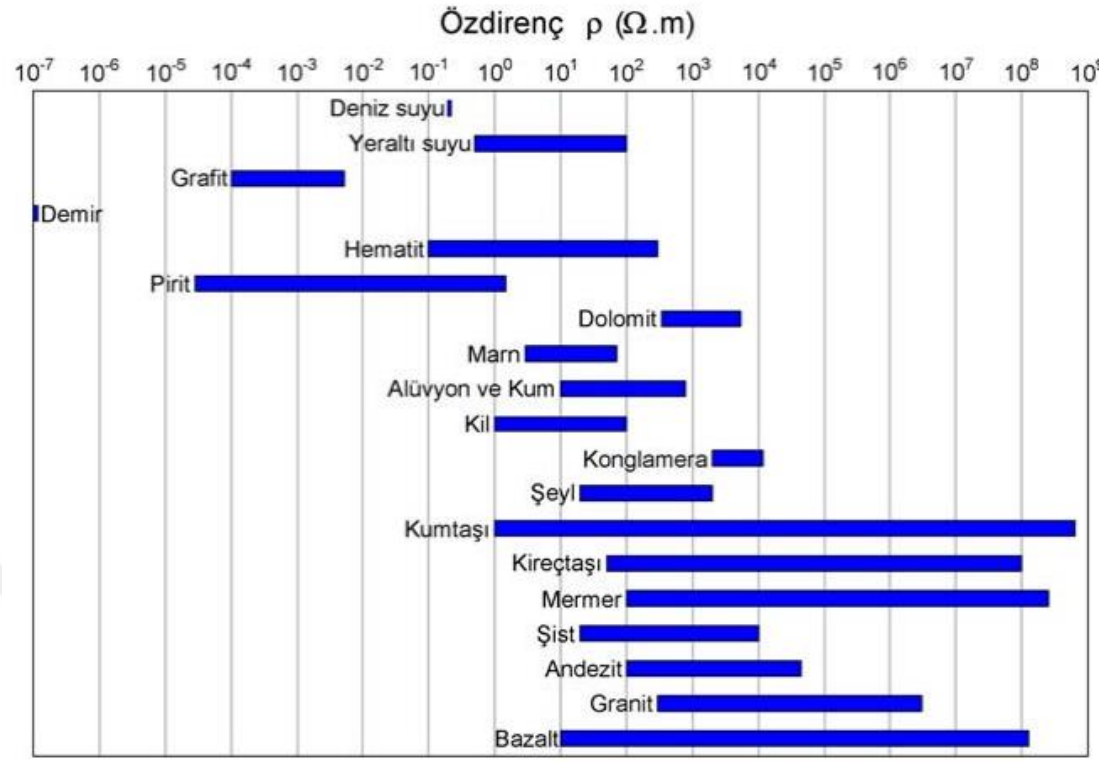
Düşey ve yatay bileşen arasında ki spektral oran arka planda yumuşak zeminden kaynaklanan Rayleigh dalgası etkisi gürültü olarak kaydedildiği takdirde etki çıkarılmalıdır. Söz konusu durum için bağıntı; (2.67)'da verilmiştir.

$$SE = {}^{S_R}/_{E_{RW}} = {}^{H_S}/_{V_S} \tag{2.67}$$

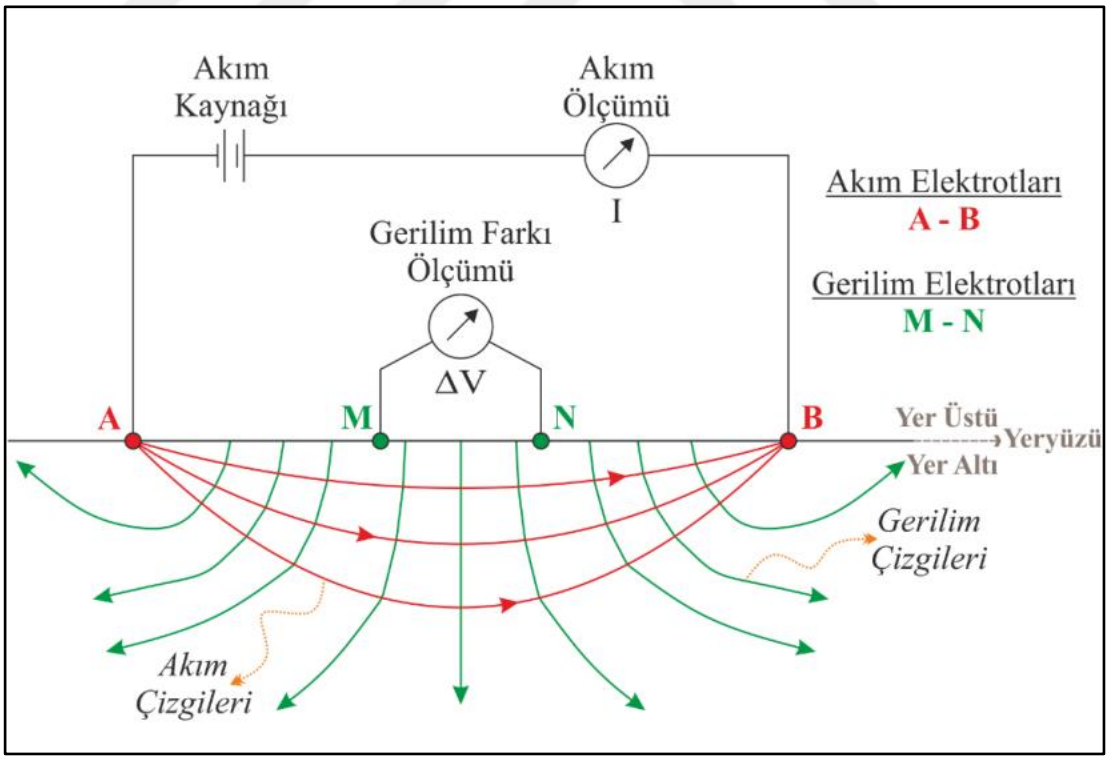
2.7. Elektrik Özdirenç Yöntemi

Elektrik özdirenç yöntemi ile ilk uygulamaları 20. yüzyılın başlarında Conrad Schlumberger ve tarafından gerçekleştirmiştir. Yöntemde, gömülü halde bulunan hedef yapı ile bunu çevreleyen ortam arasındaki özdirenç zıtlığı yapının görüntülendirilmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Bu zıtlık yeraltı yapılarının elektriksel özellikleri ve sıvı ile nem içerikleri ile ilişkilidir. Genel olarak yöntemde kullanılan bir güç kaynağı ile iki akım elektrotundan yere akım verilmekte ve yeraltında oluşan potansiyel, iki potansiyel elektrotu ile ölçülmektedir.

Doğru akım özdirenç yöntemi, yer altında yer alan yapısal unsurların (kırık, fay çatlak vb.), jeolojik birimlerin (gevşek veya pekişmiş zeminler, mineral-maden vb.), yer altı suyu varlığının (sıcak su-soğuk su, tuzlu su-tatlı su ayrımı vb.), heyelan kayma sınırının belirlenmesinde ve arkeolojik yapıların araştırılmasında sıklıkla kullanılan jeofizik yöntemdir. Yer altı birimlerinin, içlerinden geçmeye çalışan elektrik akımının iletilmesine karşı gösterdikleri direnç değerini ölçmeyi esas alan yöntem olarak bilinmektedir (Van Nostrand ve Cook 1966; Zohdy vd. 1974; Telford vd. 1990; Reynolds 2011; Florsch ve Muhlach 2018). Doğru akım özdirenç yöntemi, 1-Boyutlu düşey elektrik özdirenç tekniği (VES/DES) gelişen teknoloji ile birlikte elektrot sayısı arttırılarak elektrik erezistivite tomografi tekniği olarak kullanılmaya başlanmış, 2 ve 3-Boyutlu yeraltı kesitleri elde edilmektedir (Dahlin 2001; Loke vd. 2011; Loke vd. 2013).

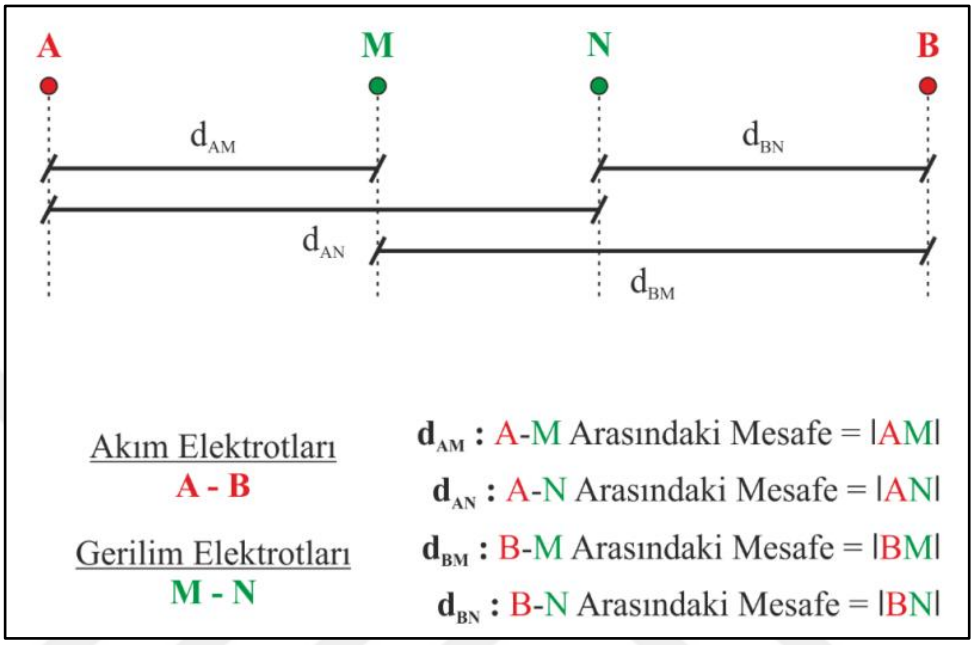


Şekil 2. 29 Bazı kayaç ve materyallerin özdirençleri (Telford ve diğer., 1990).

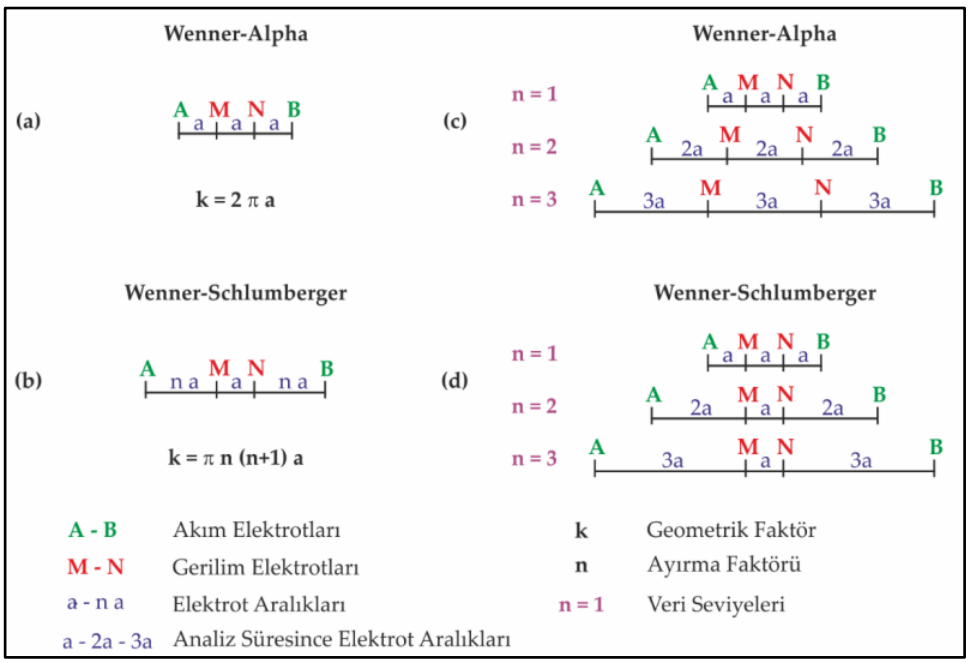


Şekil 2. 30 Klasik elektrik özdirenç yöntemi (Uçar, 2020).

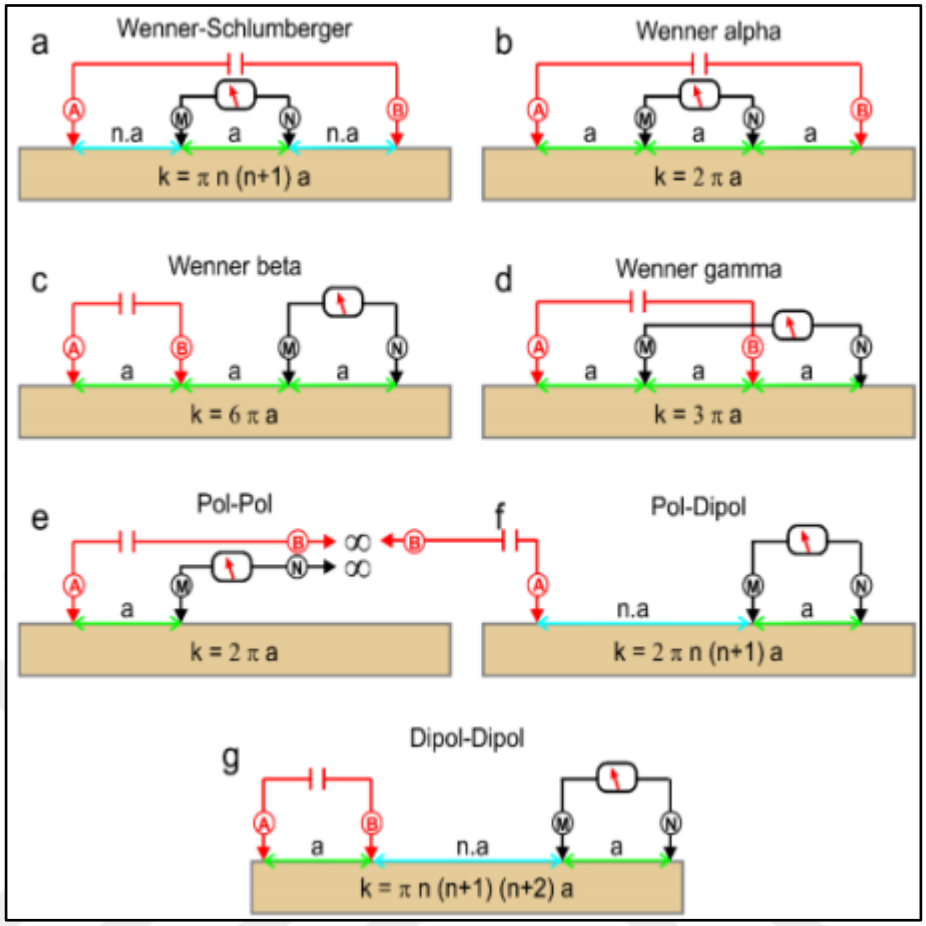
Geleneksel elektrot dizilimleri, elektrotların bir hat boyunca yerleştirilmesinden elde edilen Wenner Alpha-Beta-Gamma, Wenner Schlumberger, Dipol-Dipol vb. dizilimler olarak kullanılmaktadır (Van Nostrand ve Cook 1966; Loke vd. 2003; Reynolds 2011).



Şekil 2. 31 Klasik elektrik özdirenç yönteminde elektrot arası mesafeler (Uçar, 2020).



Şekil 2. 32 Elektrot dizilimleri a) Wenner Alpha elektrot dizilimi; b) Wenner Schlumberger elektrot dizilimi; c) analiz süresince Wenner Alpha elektrot aralıkları değişimi; d) analiz süresince Wenner Schlumberger elektrot aralıkları değişimi (Loke vd. 2013, Uçar, 2020).



Şekil 2. 33 Wenner gamma, Wenner alpha, Wenner beta, Wenner-Schlumberger, Pol-Pol, PolDipol ve Dipol-Dipol elektrot dizilimleri ve geometrik faktörleri

Elektrotlar bir simetri merkezi baz alınarak çizgi boyunca dizilir ve geleneksel elektrot dizilimleri olan; Wenner, Schlumberger, pole-dipol ve dipol-dipol dizilimleri elde edilir (Candansayar, 2014). Bu dizilimler kullanılan elektrotların dizilim katsayıları (k) ve yüzeydeki konumlarıyla birlikte Şekil 2.3'te gösterilmektedir. a, b ve c dizilimde 4 elektrot da ölçümlerde aktif bir şekilde kullanılmaktadır. Pol-pol diziliminde bir potansiyel elektrotu ve bir akımın, pol-dipol diziliminde bir akım elektrotunun sonsuzda olduğu kabul edilerek pozisyonu korunmaktadır. Ölçüm yapılırken sonsuz mesafesi olarak en büyük elektrot aralığının yaklaşık olarak 20 katı civarı bir mesafe belirlenmektedir. Elektrotlar arasındaki mesafeyi gösteren a ve n 13 değerleri değiştirilir ve farklı derinlik derecelerinden görünür özdirenç verisi ölçülmektedir (Berge, 2011).

2.8. CBS Tabanlı Frekans Oranı Yöntemi

Bu bölümde; Coğrafi Bilgi Sisteminden yararlanılarak çalışma alanı ve çevresinin heyelan duyarlılığı Frekans Oran yöntemi ile incelenmiştir. Günümüzde Heyelan duyarlılık indekslerinin üretiminde CBS ve Uzaktan algılama temelli modeller kullanılmaktadır. Bu uygulamalar sonucunda, birçok coğrafi bileşen sayısal olarak analiz edilmekte ve doğruluğu yüksek güvenilirlikli sonuçlar elde edilebilmektedir. Nitel bir yöntem olan Frekans oranı heyelan tahmini ve değerlendirmesinde regresyon yöntemi ile beraber en çok kullanılan yöntemdir. Frekans Oranının temel prensibi heyelana etki eden parametrelerin CBS veri tabanına aktarılması ve aktarılan verilerin sınıflandırılarak çalışma sahasına karşılık gelen heyelan envanter haritası ile ilişkilendirilip oransal analizin yapılması esasına dayanmaktadır

FR yöntemi için heyelan duyarlılık analizinde (2.68) bağıntısından yararlanılarak frekans oranı değeri hesaplanır**.**

$$\mathbf{FR = (A1 / A2)} \tag{2.68}$$

Burada;

FR; Frekans Oranına, A1; parametre alt grubundaki heyelanlı alanların, toplam heyelanlı alanlara oranına; A2; parametre alt grubundaki alanın, toplam alana oranına karşılık gelmektedir.

Çalışma kapsamında frekans oranı yöntemi uygulanırken, ilk aşamada inceleme alanı ve yakın çevresinin sayısal heyelan haritası MTA'nın 1/25.000 ölçekli heyelan envanter haritası kullanılarak sayısallaştırılmıştır. Elde edilen veri 30 metre çözünürlüğünde raster veriye dönüştürülmüştür. İnceleme alanına karşılık gelen heyelana etki eden yüzey parametreleri belirlenmiş ve belirlenen bu parametreler (eğim, yükseklik, TWI, Bakı, Eğrisellik, Yola yakınlık, Litoloji) sınıflandırılarak 30 metre çözünürlüğünde raster veriye dönüştürülmüştür (Spatial Analyts Tools>Reclass> Reclassify). Dönüşüm işlemleri sonrasında, heyelan raster verisindeki heyelan piksellerinin parametre sınıfında karşılık geldiği piksellerin belirlenebilmesi amacı ile ArcGIS Spatial analyst tools>Zonal>Tabulate Area modülü kullanılmış ve hesaplanmıştır. Heyelan pikselleri toplam heyelan alan pikseline oranlanmış ve her sınıfa düşen heyelan piksel yüzdesi elde edilmiştir. Söz konusu işlemler bütün

parametre sınıflarında uygulanmıştır ve her sınıfın toplam alandaki yüzdelik dilimi elde edilmiştir. Sınıfların ve heyelan piksellerinin yüzde oranları elde edildikten sonra her parametrenin bütün sınırlar için heyelan piksel yüzdesi ilgili sınıfın alan piksel yüzdesine bölünerek FR değeri bulunmuştur. FR değerinin normalize edilebilmesi amacı ile Relatif Frekans değeri hesaplanmıştır. FR değerinin normalize edilmişmiş olan sınıf değeri elde edilmesinden sonra, bu sınıflara karşılık gelen FR değeri kullanılarak raster veriler yeniden sınıflandırılarak parametre haritaları üretilmiştir ve üretilen parametre haritaları Raster Calculator (Spatial Analyst) modülü ile toplanarak çalışma sahası ve yakın çevresinin raster formatında heyelan risk haritası ortaya konmuştur.

Kısaca yöntem, her parametre alt grubu için hesaplanan FR değerlerinin normalleştirme ve parametre haritalarına atanması ile oluşturulan yeni parametre haritalarının birbirleri ile toplanması ile heyelan duyarlılık haritasının oluşturulmasına dayanmaktadır.

FR yönteminin heyelan uyarlamasında

FR değerinin;

> 1 değerleri, heyelan oluşumunda daha etkin olduğu,

< 1 değerleri heyelan oluşumunda daha az etkiye sahip olduğu belirtilmektedir.

$$\mathbf{LS = \Sigma\ FR} \qquad (2.69)$$

Burada;

LS; Landslide Susceptibility Index (Heyelan Duyarlılık İndeksi),

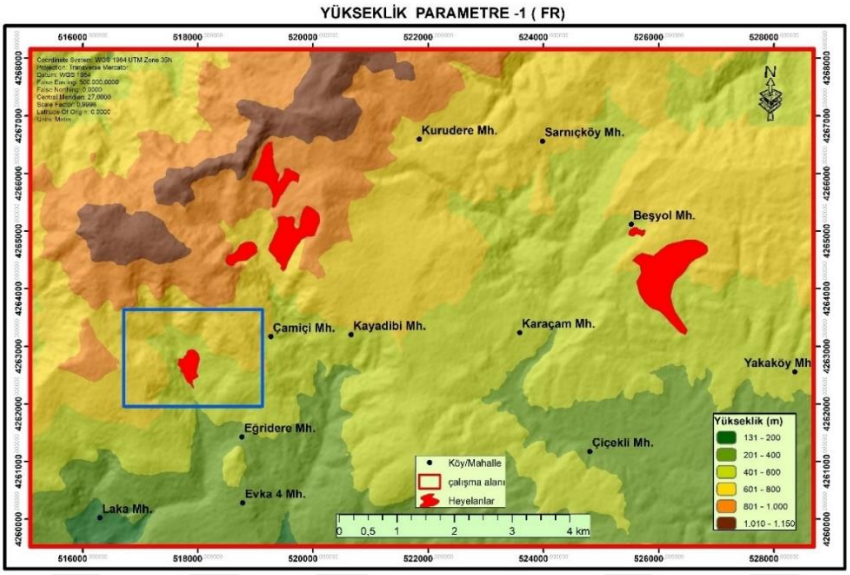
ΣFR; dikkate alınan alandaki her bir parametre sınıfı için hesaplanan FR değerlerinin matematiksel toplamını ifade etmektedir (Lee ve Talib, 2005).

Çalışmada kapsamında Frekans Oranı yönteminde; yükseklik, eğim, bakı, eğrisellik, yol mesafe, jeoloji ve topoğrafik nemlilik indeksi (TWI) parametreleri kullanılmıştır.

2.8.1 Yükseklik Faktörü

Topografik yüksekliğin heyelan ile kolerasyonu incelendiğinde genellikle yüksekteki yamaçlarda örtü tabakasının sığ ya da hiç olmaması buradan transfer edilen

örtü molozunun genel olarak orta yükseklikte bulunan yamaçlarda birikim alanları oluşturması alanda heyelan potansiyelinin artmasına neden olmaktadır. Çok düşük yüksekliğe sahip yamaçlarda ise yamaç eğim açısının düşük olması sebebi ile heyelan olaylarına karşı duyarlılığın genel olarak daha az olduğu düşünülmektedir. Fakat, bu durum bütün sahalar için geçerli değildir. Heyelan araştırmalarında detaylı analizler yapılarak birçok yönden araştırılması gerekmektedir.



Şekil 2. 34 Yükseklik Haritası

Tablo 2. 3 Yükselti Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı

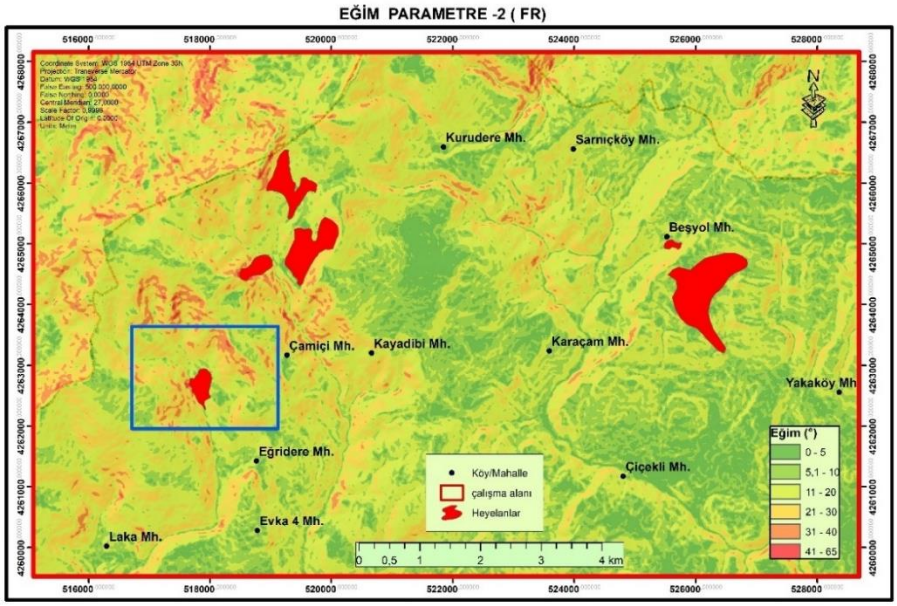
	FREKANS ORANI TABLOSU								
	YÜKSELTİ	Sınıf Piksel	Sınıf Piksel %)	Heyelan Piksel	Heyelan Piksel %)	FR	RF	RF%	RF (INT)
YÜKSELTİ	131 - 200	5961	0,8	0	0,00	0,00	0	0,00	0,00
	201 - 400	159379	21,0	0	0,00	0,00	0	0,00	0,00
	401 - 600	246606	32,4	4518	34,62	1,07	0,24	23,82	23,00
	601 - 800	223990	29,5	5188	39,75	1,35	0,30	30,12	30,00
	801 - 1.000	94476	12,4	3346	25,64	2,06	0,46	46,06	46,00
	1.010 - 1.150	29918	3,9	0	0,00	0,00	0	0,00	0,00
	TOPLAM	760330	100,0	13052	100	4,48	1	100,00	

İnceleme alanı ve çevresinde FR sonucu elde edilen sonuçlara göre Topoğrafik Yükseklik değerinin düşük ve yüksek olduğu sınıflarda heyelan pikseline rastlanmazken orta seviyede 800-1000 m aralığında yükseklik değerlerinde heyelan pikseli sayısının arttığı gözlenmektedir. 1000 m üzerinde ise heyelan pikseline rastlanmamıştır.

2.8.2 Eğim Faktörü

Eğim, malzemelerin yer çekimine bağlı olarak hareketi doğrudan etkilemektedir. Bazı araştırmacılar tarafından, eğim ve yamaç duraysızlığı arasında bir doğru orantı

olduğu savunulmaktadır. Eğim arttıkça heyelan duyarlılığının arttığına dair genel bir kabul bulunmaktır. Fakat, heyelanlı alanların önemli bir kısmı bölgede yer alan yüksek eğimli alanlarda gerçekleşmediği bilinmektedir. Çok düşük eğim açısına sahip (örn; 5) bir yamaçta dahi heyelan izlerinin olduğu bilinmektedir.



Şekil 2. 35 Eğim Haritası

Tablo 2. 4 Eğim Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı

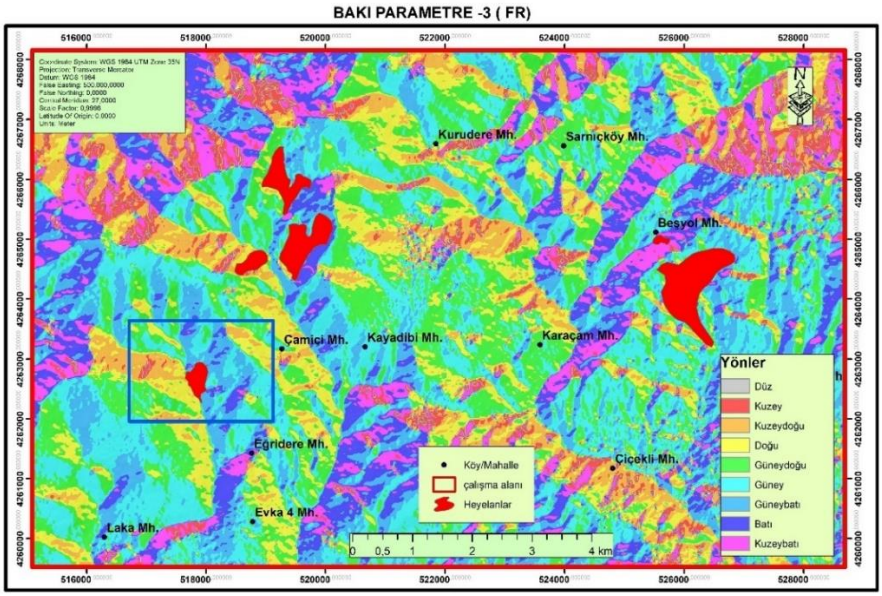
	FREKANS ORANI TABLOSU								
EĞİM	EĞİM	Sınıf Piksel	Sınıf Piksel %)	Heyelan Piksel	Heyelan Piksel %)	FR	RF	RF%	RF (INT)
	0-5	83716	11,062	2107	16,143	1,46	0,21	21,0	20,0
	5-10	188148	24,862	4311	33,029	1,33	0,19	19,1	19,0
	10-20	326917	43,200	5294	40,561	0,94	0,14	13,5	13,0
	20-30	131041	17,316	1032	7,907	0,46	0,07	6,6	6,0
	30-40	25007	3,304	234	1,793	0,54	0,08	7,8	7,0
	41-65	1927	0,255	74	0,567	2,23	0,32	32,0	32,0
	TOPLAM	756756	100,000	13052	100	6,95	1,00		

FR değeri hesaplamalarına göre ise çalışma sahası ve çevresinde en yüksek eğimli yamaçlarda 41- 65 derece heyelan pikselinin diğer sınıflara göre artış gösterdiği tespit edilmiştir. Aynı zamanda FR değeri hesaplamalarına göre en düşük eğim sınıfında da (0- 5) heyelan pikselinin yüksek olduğu gözlenmektedir.

2.8.3 Bakı Faktörü

Eğimli bir topoğrafyada arazi yüzeyinin baktığı yönü ifade etmektedir. Kuzey Yarım Küre ortak kuşak için bakı, daha çok Kuzey ve Güney yamaçları karşılayacak şekilde kullanılmaktadır. Yamacın güneş ışığına maruz kalması, yamacın bitki örtüsü miktarı, yamacın nem tutması heyelanların meydana gelmesinde etkili olmaktadır.

Yalnızca Bakı faktörü dikkate alınarak heyelanlar ile ilgili doğrudan bir ilişki bulunmamaktadır. Fakat, diğer faktörler ile birleştiğinde heyelanın meydana gelmesinde etkili bir parametre haline dönüşmektedir. FR hesaplamalarına göre Güney ve Güney batı yamaçlarda heyelan pikselinin arttığı görülmektedir.



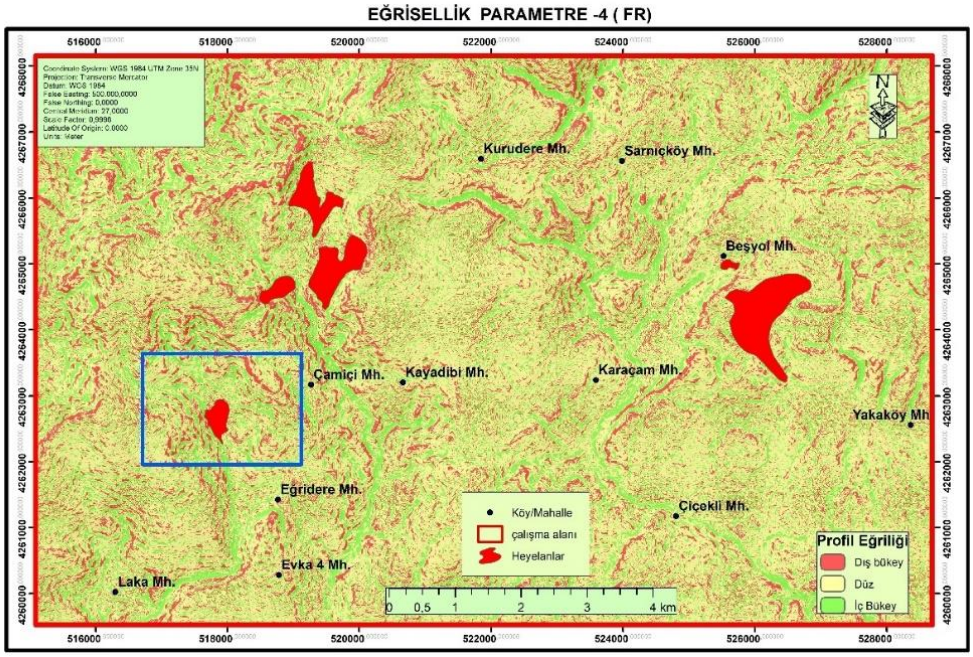
Şekil 2. 36 Bakı Haritası

Tablo 2. 5 Bakı Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı

	FREKANS ORANI TABLOSU								
	ASPECT	Sınıf Piksel	Sınıf Piksel %)	Heyelan Piksel	Heyelan Piksel %)	FR	RF	RF%	RF (INT)
BAKI	DÜZ	9137	1,2	129	1,0	0,82	0,11	10,9	10,0
	K	49214	6,5	134	1,0	0,16	0,02	2,1	2,0
	KD	62145	8,2	464	3,6	0,43	0,06	5,8	5,0
	D	87929	11,6	806	6,2	0,53	0,07	7,1	7,0
	GD	141885	18,7	1940	14,9	0,79	0,11	10,6	10,0
	G	159242	21,0	4339	33,2	1,58	0,21	21,1	21,0
	GB	107126	14,2	3710	28,4	2,01	0,27	26,8	26,0
	B	79803	10,5	1307	10,0	0,95	0,13	12,7	12,0
	KB	60275	8,0	223	1,7	0,21	0,03	2,9	2,0
	TOPLAM	756756,0	100,0	13052,0	100,0	7,49	1,00	100,0	

2.84 Eğrisellik

Erozyon ve yüzeysel akış süreçlerinin açıklanabilmesi için eğirisellik önemli bir parametredir (Rejith vd., 2019). Eğim yönündeki dış bükey yamaçlar aşındırma alanlarını, iç bükey yamaçlar biriktirme alanlarını ifade etmektedir (Wilson ve Gallant, 2000). Yapılan FR değeri hesaplamalarına göre İç bükey yamaçların Dış bükey ve Düz yamaçlara nispeten heyelan duyarlılığında lokal olarak daha etkili olduğu gözlenmektedir.



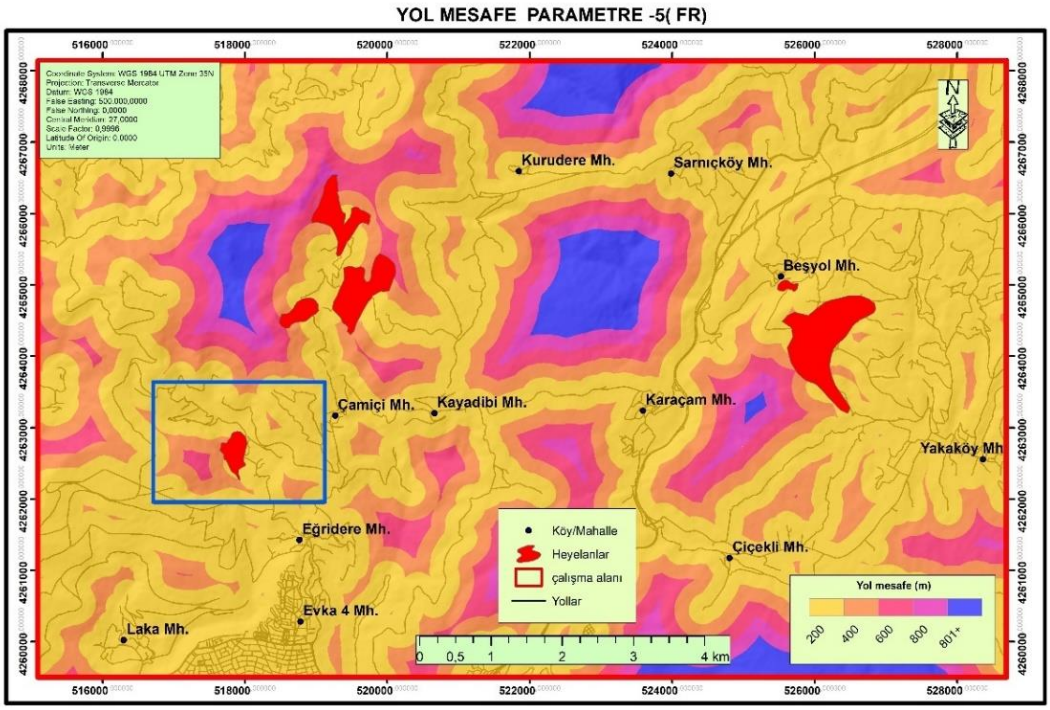
Şekil 2. 37 Eğrisellik Haritası

Tablo 2. 6 Eğrisellik Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı

	FREKANS ORANI TABLOSU								
EGRİSELLİK	CURVATURE	Sınıf Piksel	Sınıf Piksel %)	Heyelan Piksel	Heyelan Piksel %)	FR	RF	RF%	RF (INT)
	DIŞ BÜKEY	206897	27,21	3220	24,67	0,91	0,30	30,2	30,0
	DÜZ	334335	43,97	5696	43,64	0,99	0,33	33,1	33,0
	İÇBÜKEY	219098	28,82	4136	31,69	1,10	0,37	36,7	36,0
	TOPLAM	760330	100	13052	100,00	3,00	1,00	100,0	

2.8.5 Yol Mesafe

Heyelanları tetikleyen bir diğer unsur ise ulaşım hatlarıdır. Yolların yapımı yamaç yakınlarına yapıldığında yol yapımı için yapılan kazı çalışmalarında topuk desteğinin aşındırılmasına neden olabilmektedir. Söz konusu bu durum ise yamaç dengesini bozmaktadır. Aynı zamanda, bölgenin frekansı ve heyelan oluşumu üzerinde etkileri bulunmaktadır (Dyrnees, 1967). Yapılan FR değeri hesaplamalarına göre yola yakınlıkla Heyelan envanter arasında güçlü bir kolerasyonun olduğu belirlenmiştir yola yaklaştıkça artan piksel sayısı yoldan uzaklaştıkça ise azalan heyelan piksel sayısı mevcuttur.



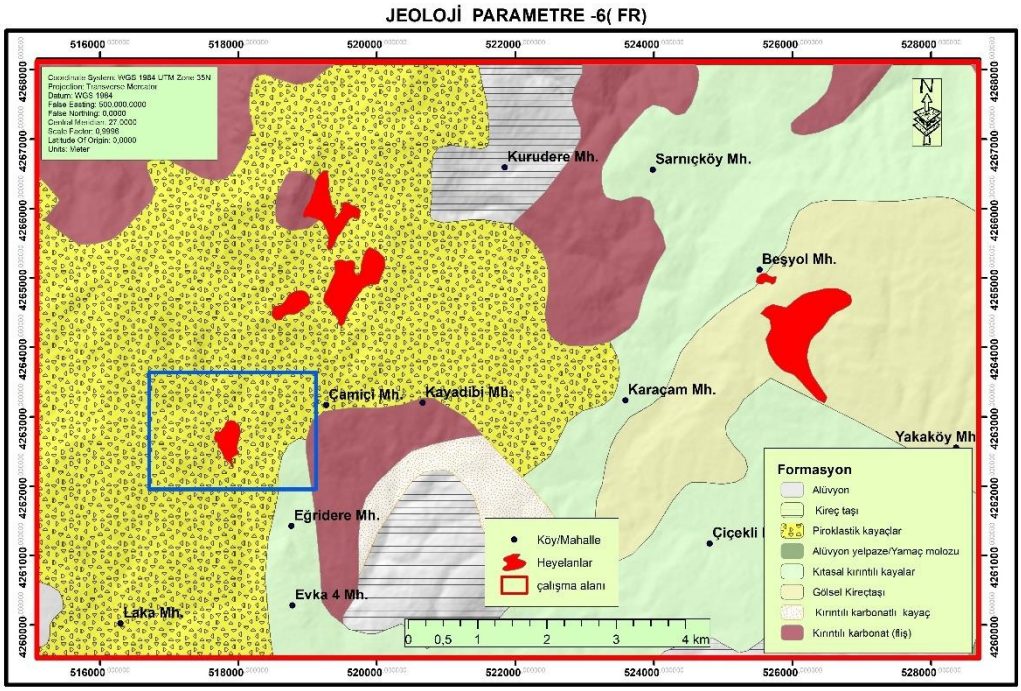
Şekil 2. 38 Yol Mesafe Haritası

Tablo 2. 7 Yol Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı

	FREKANS ORANI TABLOSU								
	YOL MESAFE	Sınıf Piksel	Sınıf Piksel %)	Heyelan Piksel	Heyelan Piksel %)	FR	RF	RF%	RF (INT)
YOL	0-200	453884	59,75	9376	71,84	1,20	0,41	40,97	40,00
	200-400	157072	20,68	2793	21,40	1,03	0,35	35,27	35,00
	400-600	76459	10,07	849	6,50	0,65	0,22	22,02	22,00
	600-800	38862	5,12	34	0,26	0,05	0,02	1,74	1,00
	800>	33358	4,39	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	TOPLAM	759635	100,00	13052	100,00	2,93	1,00	100,00	

2.8.6 Jeolojik Faktör

Heyelanın meydana gelmesini etkileyen en önemli parametrelerden biri jeolojik birimlerin özellikleridir. Jeolojik birimlerin herbiri farklı geçirgenlik ve kayma mukavemeti özelliklerine sahip olmasından dolayı aynı zamanda şev stabilitesinide kontrol edilebilen bir parametredir. Çalışma sahası ve yakın çevresinde yapılan FR sonucuna göre Gölsel kireç taşı ve piroklastik kayaların bulunduğu arazide heyelan duyarlılığının arttığı görülmektedir.



Şekil 2. 39 Formasyon Haritası

Tablo 2. 8 Litoloji ve Heyelan Frekans Oranı

	FREKANS ORANI TABLOSU								
LİTOLOJİ	JEOLOJİ	Sınıf Piksel	Sınıf Piksel %)	Heyelan Piksel	Heyelan Piksel %)	FR	RF	RF%	RF (INT)
	Alüvyon	1922	0,25	0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
	Kireç taşı	67707	8,91	0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
	Piroklastik Kayaçlar	267403	35,20	6345	48,6	1,4	0,25	25,0	24,0
	Alüvyon ve Yamaç Yelpazesi	339	0,04	0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
	Kıtasal kırıntılı kayalar	213659	28,13	52	0,4	0,0	0,00	0,3	0,0
	Gölsel Kireçtaşı	92990	12,24	6064	46,5	3,8	0,69	68,6	68,0
	Kırıntılı karbonatlı kayaçlar	14486	1,91	0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
	Kırıntılı karbonat (fliş)	101129	13,31	591	4,5	0,3	0,06	6,1	6,0
	TOPLAM	759635	100	13052	100,0	5,5	1	100	

2.8.7 Topoğrafik Nemlilik İndeksi

Yeraltı su içeriğini belirleme amacı ile TWI faktörü kullanılmaktadır.

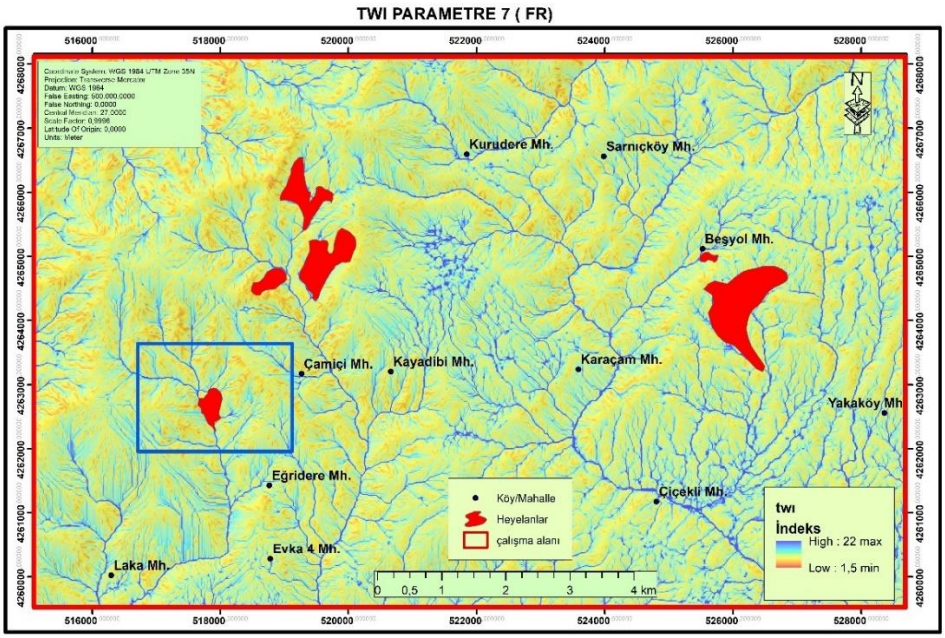
$$TWI = \ln\left(\frac{A_S}{\tan\beta}\right) \qquad (2.70)$$

(2.70) bağıntısı ile TWI hesaplanmaktadır. Burada;

As : özgül havza alanını,

β : ise yamaç eğimini (°) ifade etmektedir (Yang vd., 2011).

İndeks ile eğime bağlı olarak yamaçlardaki su içeriğinin artma ihtimali saptanabilmektedir. Böylece de yamaçların suya doygun hale gelmesi ve kaymaya karşı duyarlı olabilmesi durumu değerlendirilebilmektedir. Bu durum TWI indeksini heyelan duyarlılığının değerlendirildiği çalışmalarda da sıklıkla başvurulan bir yöntem haline getirmiştir (Brown, 2012; Chen vd., 2016; Cihangir, 2018; Görüm, 2006; Kavzoglu vd., 2015; Nefeslioglu ve Gokceoglu, 2011; Nefeslioglu vd., 2011; Ohlmacher, 2007; Othman vd., 2018; Xu vd., 2012). FR sonucuna göre TWI değeri en yüksek sınıfa kadar bütün sınıf aralıklarında artış göstermekte en yüksek değerde ise hızlı bir düşmenin olduğu da belirlenmiştir.



Şekil 2. 40 TWI Haritası

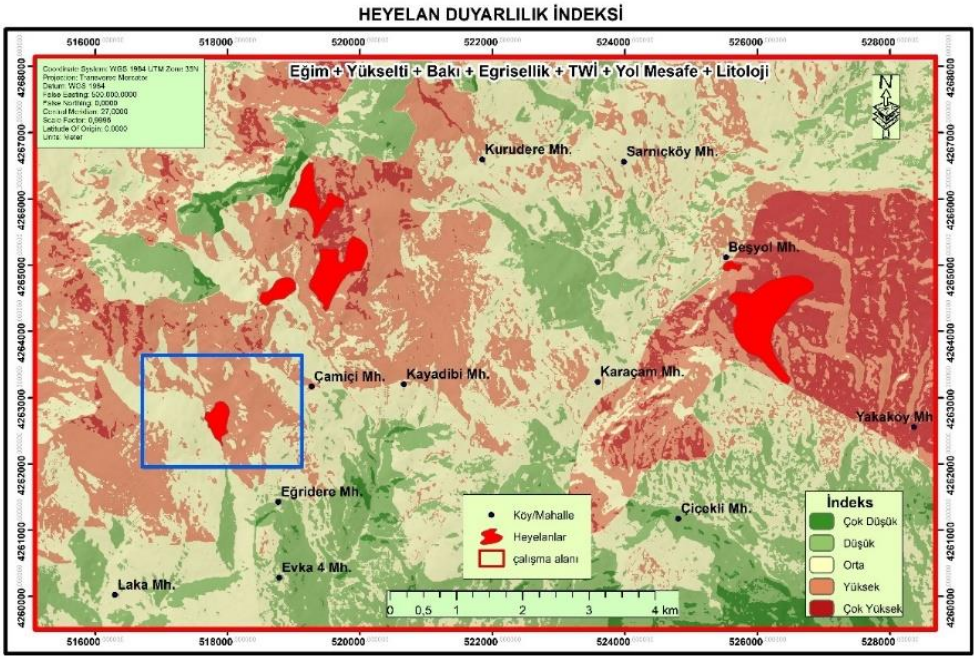
Tablo 2. 9 TWI Sınıfı ve Heyelan Frekans Oranı

	FREKANS ORANI TABLOSU								
	TWI	Sınıf Piksel	Sınıf Piksel %)	Heyelan Piksel	Heyelan Piksel %)	FR	RF	RF%	RF (INT)
TWİ	1 -3	1291	0,171	11	0,1	0,5	0,07	6,9	6
	3-6	461156	60,939	7021	53,8	0,9	0,12	12,4	12
	6-9	247620	32,721	4483	34,3	1,0	0,15	14,7	14
	9-12	35139	4,643	1191	9,1	2,0	0,28	27,6	27
	12-15	9077	1,199	315	2,4	2,0	0,28	28,2	28
	15-22	2473	0,327	31	0,2	0,7	0,10	10,2	10
	TOPLAM	756756	100,0	13052	100,0	7,1	1,00	100	

2.8.8 Heyelan Duyarlılık İndeksi

CBS tabanlı Frekans Oranı tekniği kapsamında 7 farklı çevresel parametre kullanılmıştır. Her parametre için heyelanlar arasında bulunan ilişki irdelenmiştir.

FR yöntemi ile elde edilen bulgular incelenip 5 sınıfa ayrılmıştır. Şekil 2.68'de görüleceği üzere heyelan duyarlılık indeksinin en düşük olduğu alanlar yeşil, en yüksek alanlar ise kırmızı ile gösterilmektedir.



Şekil 2. 41 Heyelan Duyarlılık İndeksi

İnceleme alanı ve çevresi olarak seçilmiş olan 3000.44 hektarlık alanda heyelan duyarlılık indeksi %25.74 oran ile "yüksek" sınıfta yer almaktadır.

Tablo 2. 10 Heyelan Duyarlılık İndeksine göre sınıflama

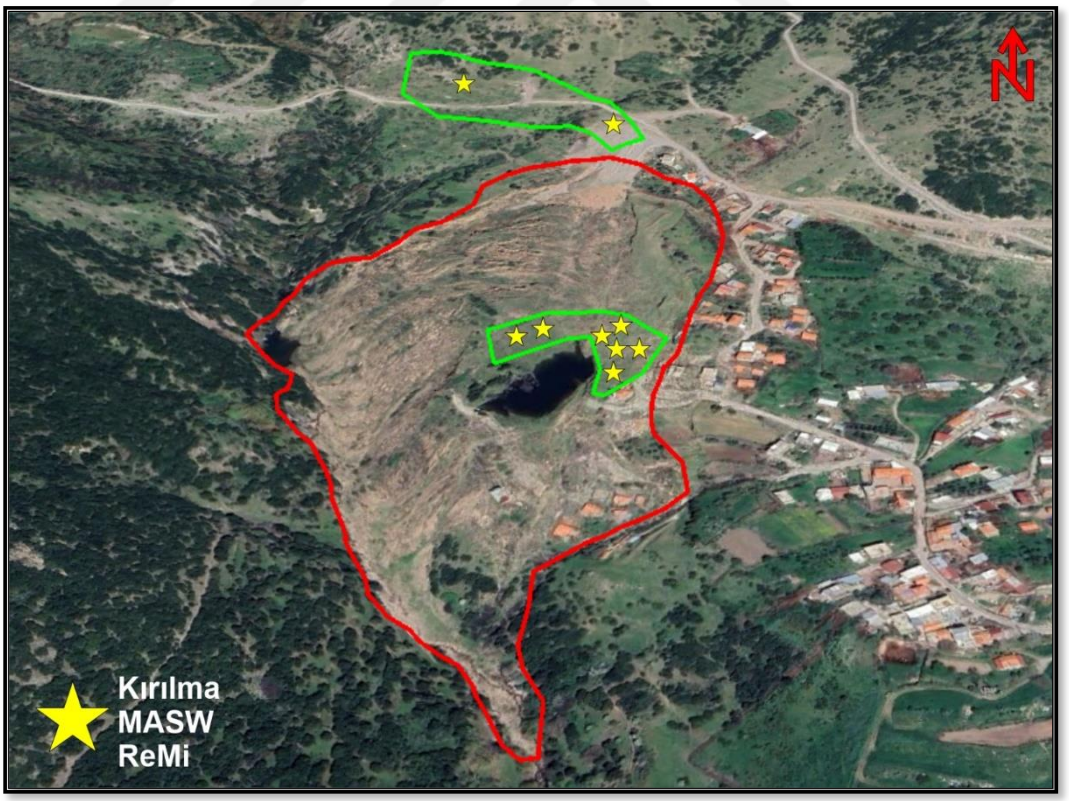
Sınıf	Alan (Ha)	Oran
Çok Düşük	257,74	2,21
Düşük	2556,78	21,94
Orta	4801,86	41,2
Yüksek	3000,44	25,74
Çok Yüksek	1038,88	8,91

2.9 Saha Çalışmaları

İnceleme alanı olarak belirlenmiş olan İzmir İli Bornova İlçesi Eğridere Mahallesinde 13 Şubat 2019 tarihinde bir heyelan olayı meydana gelmiştir. Bu çalışma kapsamında, heyelanın meydana geldiği inceleme alanının fiziksel özelliklerini araştırabilmek amacı ile 9 profil Sismik Kırılma, 9 profil MASW, 9 profil ReMi ve kaymanın meydana geldiği alanda büyüme faktörü ve zemin hakim titreşim periyodunun belirlenebilmesi amacı ile 26 noktada Mikrotremör ve 2 profil Elektrik Rezistivite Tomografi (ERT) tekniği uygulanmıştır.

2.8.1. Sismik Kırılma-MASW Çalışmaları

Çalışma alanında uygulanan Sismik Kırılma yönteminde alanın uygunluğuna göre kanal seçimi yapılmıştır. Kanal seçimi yapılırken ayrılmaların az olduğu yerlerde 24 kanallı ölçümler yapılırkern, ayrılmaların fazla olduğu yerlerde ise 12 kanallı ölçümler gerçekleştirilmiştir.



Şekil 2. 42 Kırılma, MASW, Re-Mi profillerinin uydu görüntüsü

Serim 1, 2 ve 5 uygulamalarında 24 kanallı çalışmalar yapılmıştır ve jeofon aralıkları 2 5 metre, Serim 7, 8 ve 9'da ise jeofon aralıkları 3 metre olacak şekilde ayarlanmıştır. 24 kanallı ölçümler yapılırken jeofon aralığı 2.5 metre olarak belirlenmiş olan serimlerde sismik kırılma uygulamalarında offset mesafesi düz ve ters atışlarda 2.5 metre olacak şekilde, MASW uygulamalarında offset mesafesi 10 metre, jeofon aralığı 3 metre olarak belirlenmiş olan serimlerde sismik kırılma offset mesafesi 3 metre, MASW uygulamalarında ise offset mesafesi 12 metre olarak seçilmiştir. Aynı zamanda 24 kanallı ölçümlerde ara atışlar ve orta atışlarda gerçekleştirilmiştir.

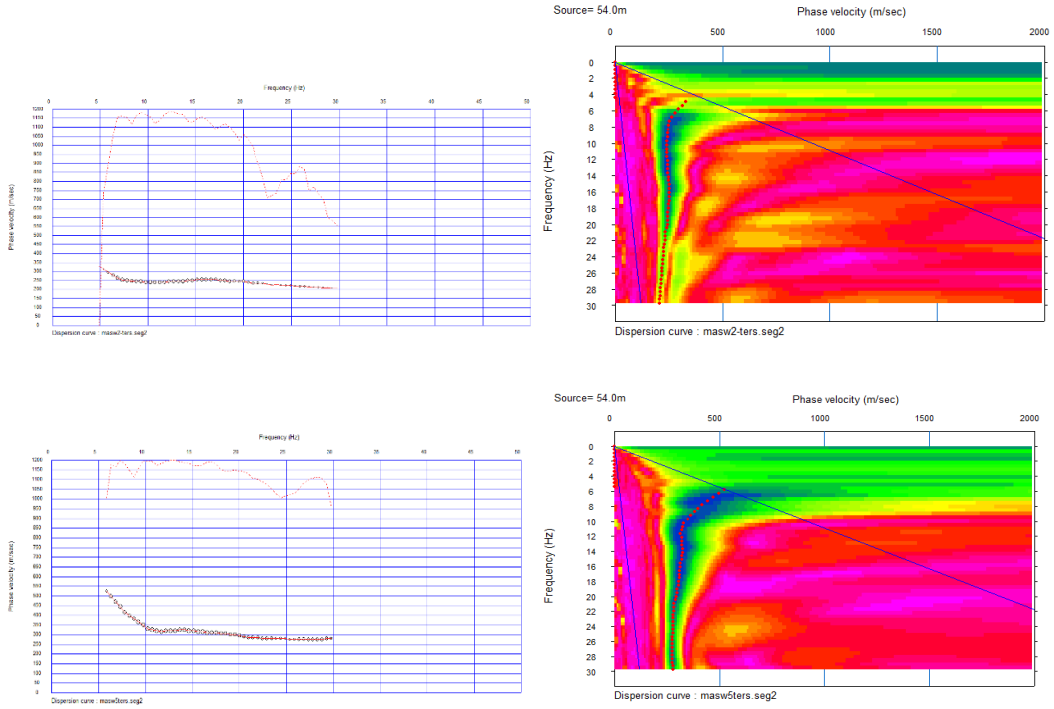
Serim 3, 4 ve 6'da 12 kanallı çalışmalar yapılmıştır ve jeofon aralıkları 2.5 metre olacak şekilde ayarlanmıştır. 12 kanallı ölçümler yapılırken sismik kırılma çalışmalarında offset mesafesi düz ve ters atışlarda 2.5 metre, MASW uygulamarında ise offset mesafesi 10 metre seçilmiştir ve bu 3 serimde orta atışlar da gerçekleştirilmiştir.

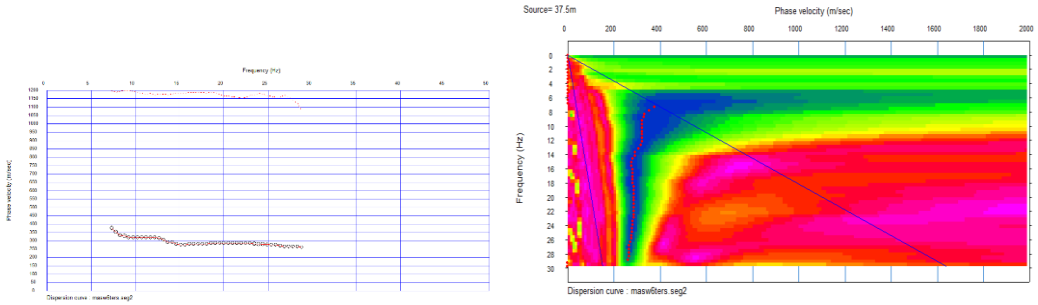


Şekil 2. 43 Kırılma, MASW, ReMi arazi çalışması

Sismik çalışmalar kapsamında PasiGEA24 ekipmanı kullanılmıştır. Sismik kırılma, MASW ve ReMi verileri "SeisImager" yazılımı ile değerlendirilmiştir. Kırılma çalışmalarında jeofonlara gelen ilk varışların işaretlemeleri yapılarak ters çözüm işlemine sokulmuştur ve topoğrafik hız modelleri elde edilmiştir.

Çalışmalar esnasında ortamın karmaşık bir yapıya sahip olması ve heyelandan dolayı alanın deformasyona uğraması sonucunda çok derin jeolojik elemanlardan bilgi alınamamıştır. Saçılan dalgalar, dalgaların hızlı sönümlenmesi kayıtları olumsuz etkilemiştir bazı serimlerde 11 metrelerden bilgi alınabilirken bazı serimlerde ise 27 metreden bilgi alınabilmiştir. Fakat alanın tamamı incelendiğinde ortalama elde edilebilen nüfuz derinliği 17-18 metre civarlarındadır. Bu nedenle, sismik kırılma çalışmalarından elde edilen P hız kesitinin yorumlanmasında daha sağlıklı sonuçlar sunabilme amacıyla ile Masw çalışmalarından elde edilen S dalga hız modeli birlikte yorumlanmıştır. P dalgası hız kesitleri incelendiğinde heyelanı yorumlayabilecek derinlikte ve hız değişimine sahip sonuçlar elde edilememiştir. P dalga hızları yalnızca serim 5 ve 6 da 1100-1300 m/sn hızlara ulaşmaktadır. Heyelanın özelliklerini P dalga hızları ile tanımlayacak kadar bilgi alınamamış olsa dahi S hızı ile karşılaştırıldığında daha düşük hızların aynı bölgelerde elde edildiği görülmektedir.





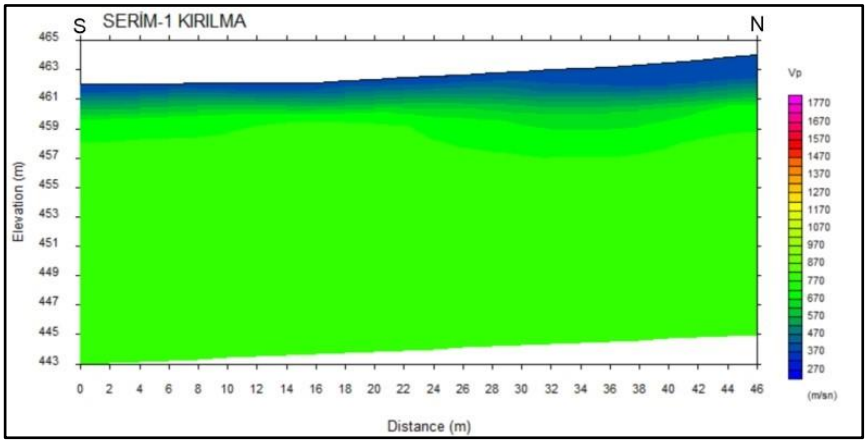
Şekil 2. 44 MASW ölçümleri sonucunda elde edilen faz-frekans ve dispersiyon eğrisi örnekleri

2.8.1.1 Vp/Vs Oranları

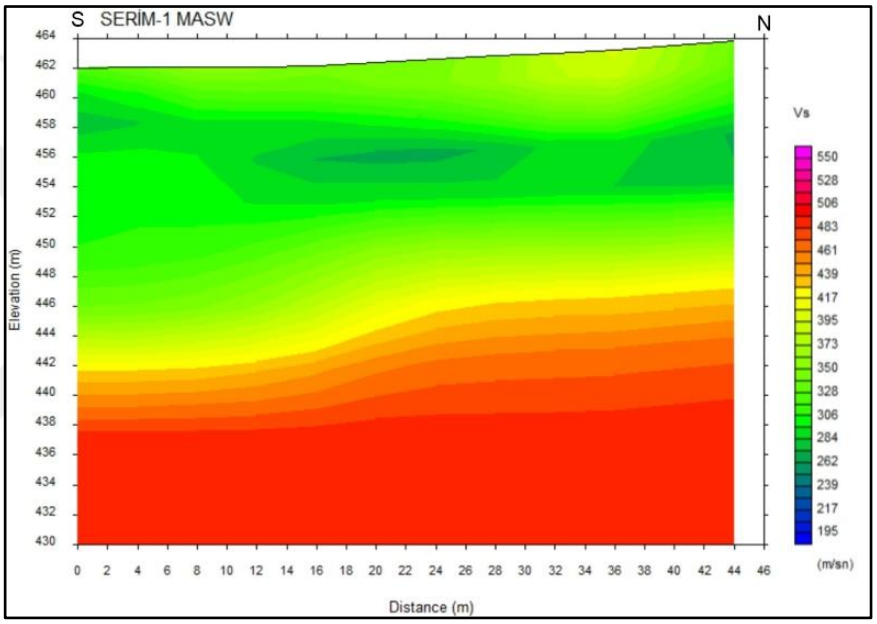
Vp/Vs oranı genellikle yeraltı suyu bulunduran, gözenekli, gevşek zeminlerde artabilmekte ve Vs hızının dışında Vp hızı önemli miktarda etkilenmektedir. Uygulamada, söz konusu oran daneli zeminlerde genellikle 3 değerine ulaşmaktadır. Buna karşın, suya doygun daneli zeminlerde Vp/Vs hız oranı 6 değerine erişebilmektedir.

Bu çalışma kapsamında, kırılma ve MASW ölçümleri sonucunda elde edilen P dalga hızı ve S dalga hızı değerlerinden yararlanılarak heyelan sahasının zemin durumunu tanımlayabilme amacı ile Vp/Vs oranları elde edilmiştir. Elde edilen değerler ışığında, söz konusu oranların 2-Boyutlu modelleri oluşturulmuştur.

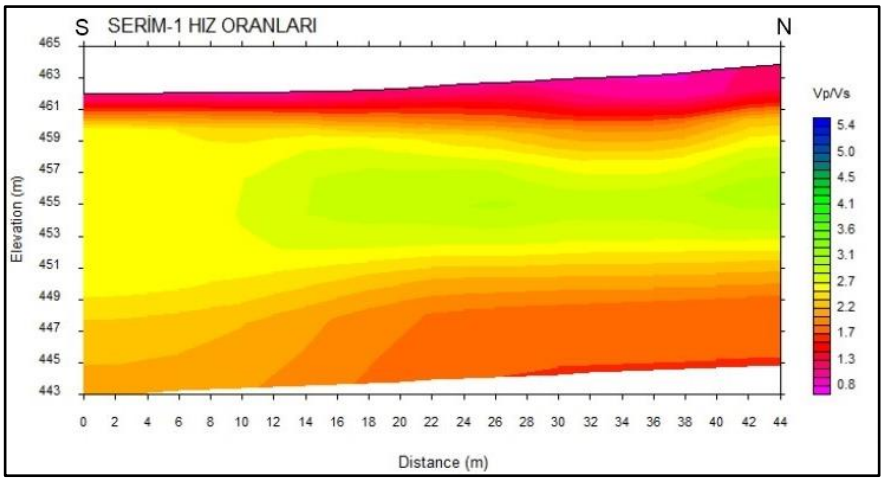
İnceleme alanında uygulanan Serim-1 kırılma çalışmalarından yaklaşık 20 metreye kadar elde edilen Vp hızlarının 357-755 m/sn aralığında, Vs hızlarının ise yaklaşık 35 metre derinlikte 252-496 m/sn aralığında değiştiği gözlenmektedir. 2-Boyutlu Vs dalga kesiti incelendiğinde yaklaşık 10 metrelik bir alanda düşük hız zonu (252-293 m/sn) gözlenmektedir. Yüksek kota sahip (430-480 m) olan çalışma alanı için elde edilen hız değerleri oldukça düşüktür ve bu hız değerleri yüksek oranda ayrışmış kayan malzemeyi işaret etmektedir. Vp/Vs oranları incelendiğinde ise; orta sıkı bozuşmuş ortamlara karşılık geldiği gözlemlenmektedir. 2-Boyutlu oran kesiti incelendiğinde oranların düşük-yüksek-düşük seviyelerde olması ortamın karmaşık bir yapıya sahip olduğu ve suya doygun jeolojik yapılar bulunduğunu göstermektedir.



Şekil 2. 45 Serim-1 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

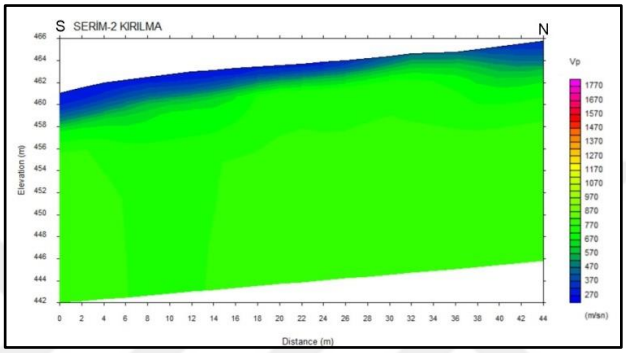


Şekil 2. 46 Serim-1 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

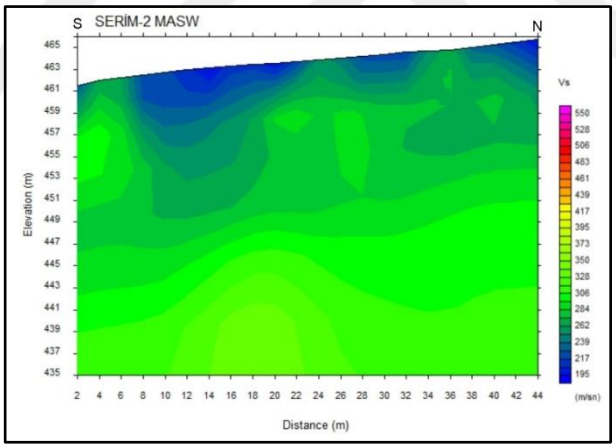


Şekil 2. 47 Serim-1 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model

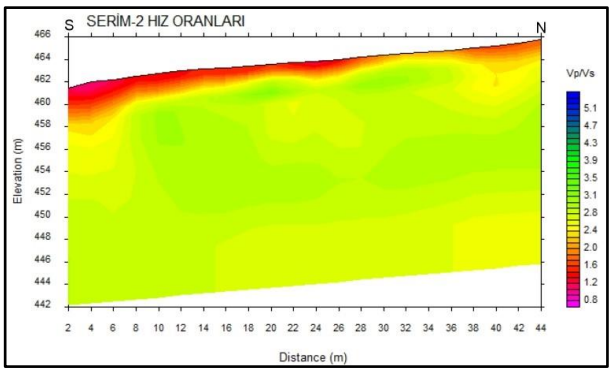
Heyelan sınırları içerisinde uygulanan Serim-2 kırılma çalışmalarından yaklaşık 20 metreye kadar elde edilen Vp hızlarının 270-791 m/sn aralığında, Vs hızlarının ise yaklaşık 35 metre derinlikte 194-346 m/sn aralığında değiştiği gözlenmektedir. Vp/Vs oranları incelendiğinde ise; orta sıkı bozuşmuş ortamlara karşılık geldiği gözlemlenmektedir. 2-Boyutlu oran kesiti incelendiğinde oranların düşük-yüksek-düşük seviyelerde olması ortamın karmaşık bir yapıya sahip olduğu ve suya doygun jeolojik yapılar bulunduğunu göstermektedir.



Şekil 2. 48 Serim-2 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

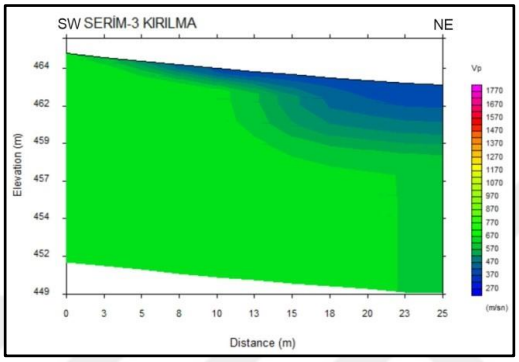


Şekil 2. 49 Serim-2 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

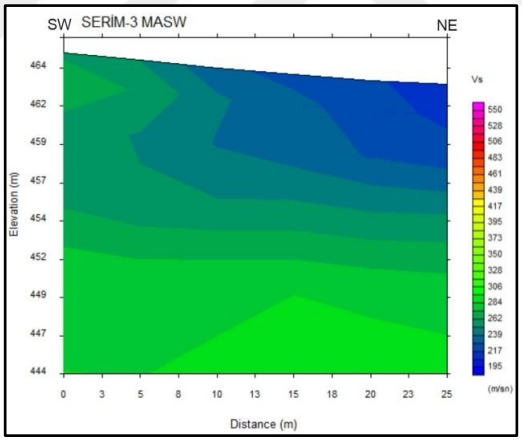


Şekil 2. 50 Serim-2 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model

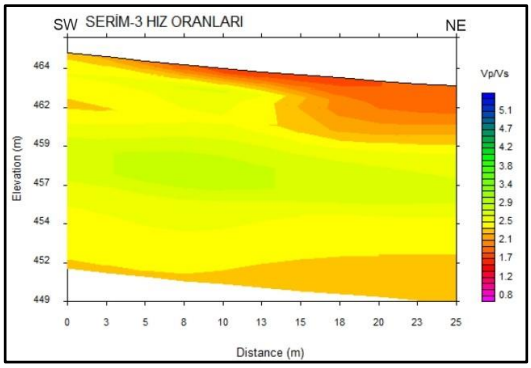
Heyelan sınırları içerisinde uygulanan Serim-3; kırılma çalışmalarından yaklaşık 12 metreye kadar elde edilen Vp hızlarının 392-652 m/sn aralığında, Vs hızlarının ise yaklaşık 20 metre derinlikte 208-308 m/sn aralığında değiştiği gözlenmektedir. Vp/Vs oranları incelendiğinde ise; orta sıkı bozuşmuş ortamlara karşılık geldiği gözlemlenmektedir. 2-Boyutlu oran kesiti incelendiğinde oranların düşük-yüksek-düşük seviyelerde olması ortamın karmaşık bir yapıya sahip olduğu ve suya doygun jeolojik yapılar bulunduğunu göstermektedir.



Şekil 2. 51 Serim-3 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

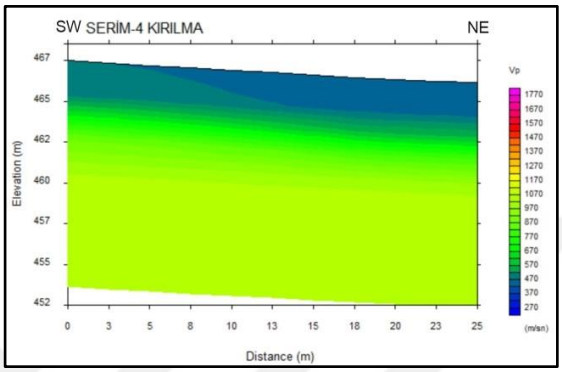


Şekil 2. 52 Serim-3 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

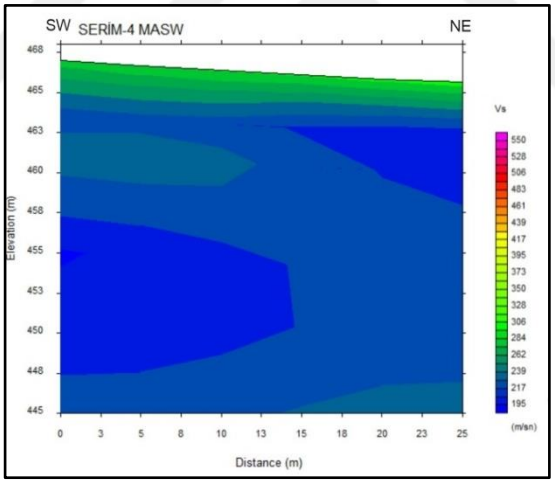


Şekil 2. 53 Serim-3 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model

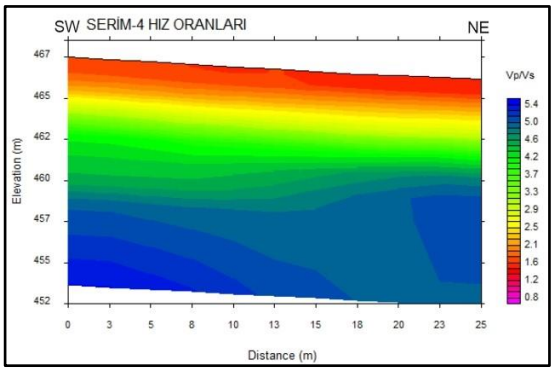
Heyelan sınırları içerisinde uygulanan Serim-4 kırılma çalışmalarından yaklaşık 20 metreye kadar elde edilen Vp hızlarının 435-1050 m/sn aralığında, Vs hızlarının ise yaklaşık 35 metre derinlikte 193-272 m/sn aralığındadır ve hız değişimi gözlenmemektedir. Vp/Vs oranları incelendiğinde ise; oranların derinlere gittikçe 3 ile 5.4 aralığında değerler aldığı görülmektedir. Bu değerler ise gevşek yeraltı suyuna doygun birimleri temsil etmektedir.



Şekil 2. 54 Serim-4 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

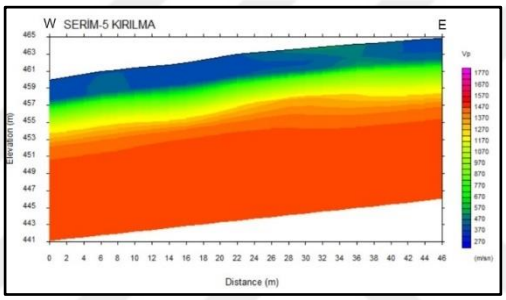


Şekil 2. 55 Serim-4 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

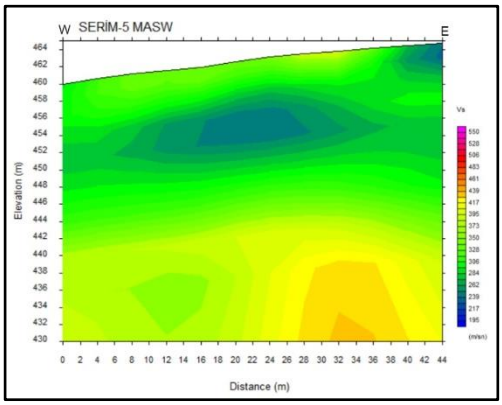


Şekil 2. 56 Serim-4 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model

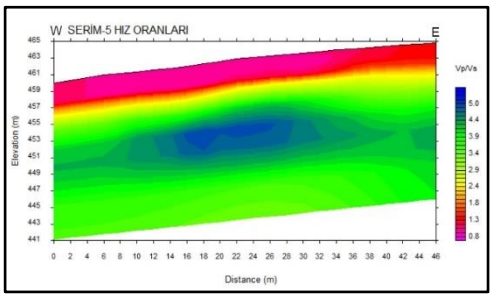
Heyelan sınırları içerisinde uygulanan Serim-5 kırılma çalışmalarından yaklaşık 20 metreye kadar elde edilen Vp hızlarının 404-1470 m/sn aralığında değerler aldığı gözlenmiştir. Suya doygun daneli zeminlerde Vp 1000m/sn ve üzeri değerler alabilmektedir. Vs hızlarının ise yaklaşık 30 metre derinlikte 285-537 m/sn aralığında değiştiği gözlenmektedir. 2-Boyutlu Vs dalga kesiti incelendiğinde yaklaşık 10 metre kalınlığa sahip bir alanda düşük hız zonu (285-306 m/sn) gözlenmektedir. Vp/Vs oranları incelendiğinde ise; yaklaşık 6 metre derinlikte başlayan ve 10 metre kalınlığa sahip bir alanda elde edilen oranlar 4 ile 5.2 aralığında değiştiği görülmektedir. Elde edilen değerler (Keçeli, 1992) ise gevşek yeraltı suyuna doygun birimleri temsil etmektedir.



Şekil 2. 57 Serim-5 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

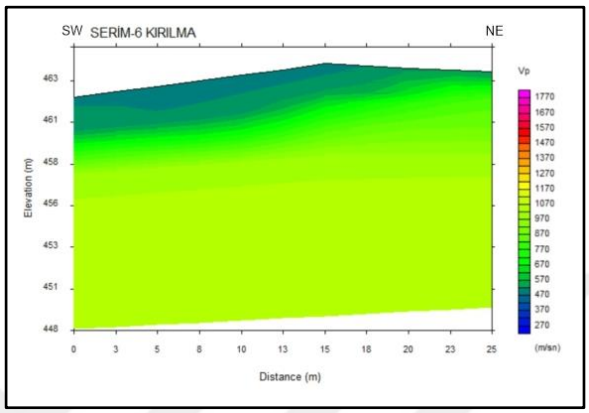


Şekil 2. 58 Serim-5 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

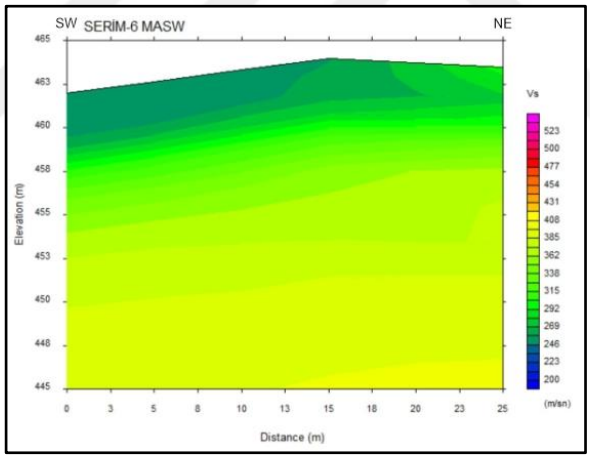


Şekil 2. 59 Serim-5 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model

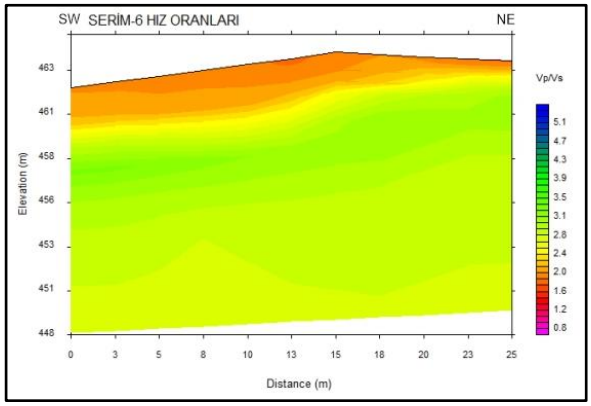
İnceleme alanında uygulanan Serim-6 kırılma çalışmalarından yaklaşık 18 metreye kadar elde edilen Vp hızlarının 476-1490 m/sn aralığında değerler aldığı gözlenmiştir. Vs hızlarının ise yaklaşık 17 metre derinlikte 246-409 m/sn aralığında değiştiği gözlenmektedir. Vp/Vs oranları incelendiğinde ise; Keçeli (1992) tablosuna göre orta sıkı bozuşmuş ortamları temsil etmektedir.



Şekil 2. 60 Serim-6 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

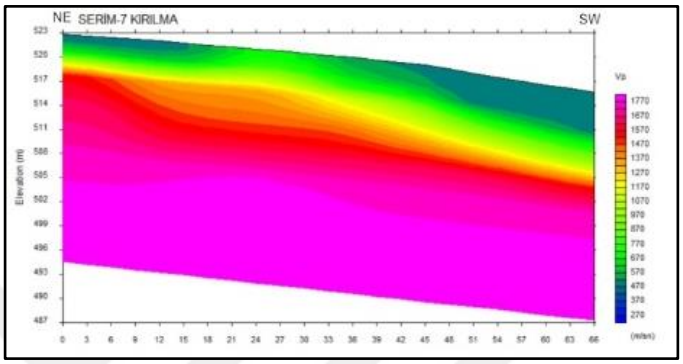


Şekil 2. 61 Serim-6 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

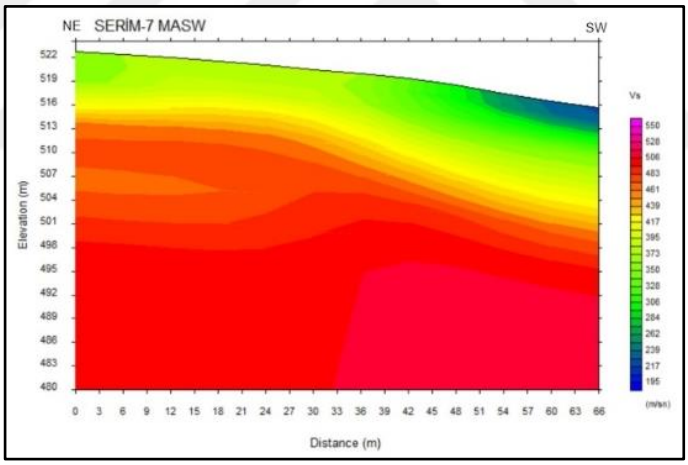


Şekil 2. 62 Serim-6 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model

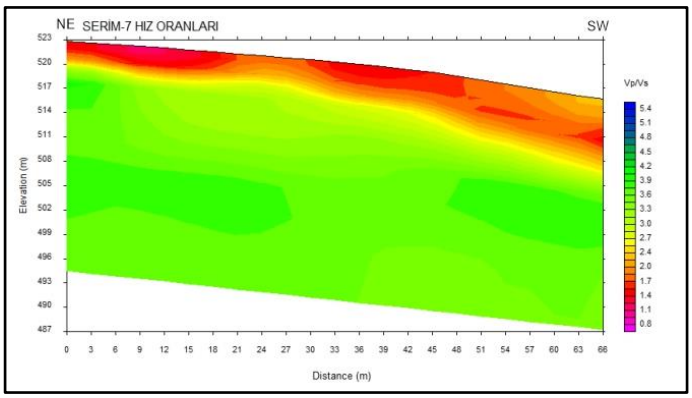
Serim-7 saha uygulamaları heyelan sınırları dışında gerçekleştirilmiştir. Kırılma çalışmalarından yaklaşık 27 metreye kadar elde edilen Vp hızlarının 487-1805 m/sn aralığında, Vs hızlarının ise yaklaşık 35 metre derinlikte 216-507 m/sn aralığında değiştiği gözlenmektedir. Vp/Vs oranları incelendiğinde ise; yaklaşık ilk 12 metre çok sert katı birimlere karşılık gelmektedir. Fakat 12 metreden sonra, hız oranlarının arttığı gözlenmektedir ve bozuşmuş birim özelliklerini taşımaktadır (Keçeli, 1992).



Şekil 2. 63 Serim-7 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

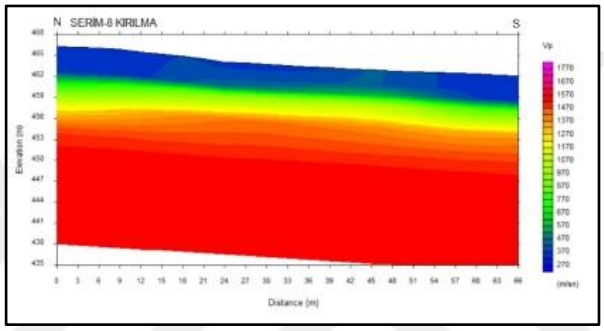


Şekil 2. 64 Serim-7 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

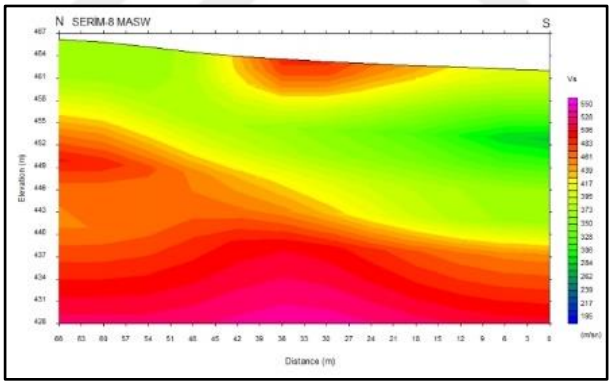


Şekil 2. 65 Serim-7 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model

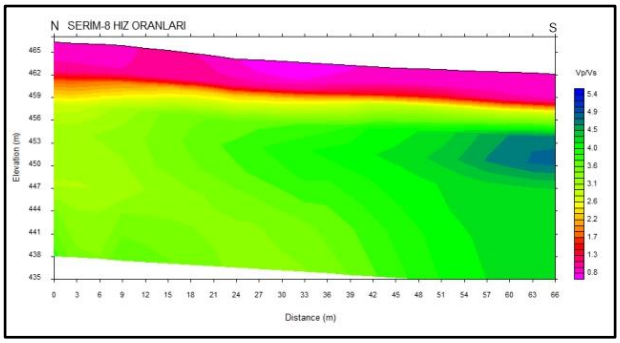
Serim-8 kırılma çalışmaları sonucunda, yaklaşık 30 metreye kadar elde edilen Vp hızlarının 348-1578 m/sn aralığında değerler aldığı gözlenmiştir. Serim-8 uygulaması heyelan sonrası oluşan su birikintisinin üst kotunda gerçekleştirilmiştir. Yeraltı suyu *"Vp hızı 1500m/sn"*dir. İlk 9 metrenin Vp hız değeri 950 m/sn'lere ulaşırken, 9 metreden sonra 1500 m/sn hız değerine kadar ulaşmaktadır. Vs hızlarının ise yaklaşık 38 metre derinlikte 256-560 m/sn aralığında değiştiği gözlenmektedir. Vp/Vs oranları incelendiğinde ise; ilk 9 metre oranlar sonucunda orta sıkı bozuşmuş zemin türünü gösterirken, 9 metreden sonrasında ise gevşek yeraltı suyuna doygun zemin özelliği göstermektedir.



Şekil 2. 66 Serim-8 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

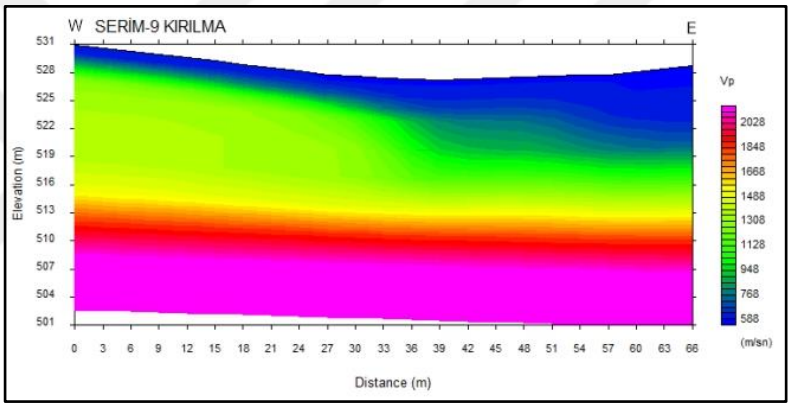


Şekil 2. 67 Serim-8 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

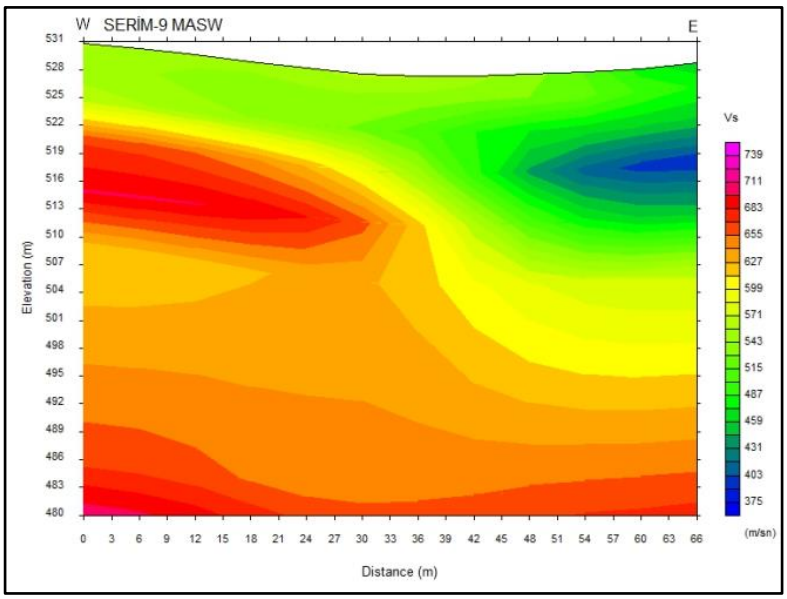


Şekil 2. 68 Serim-8 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model

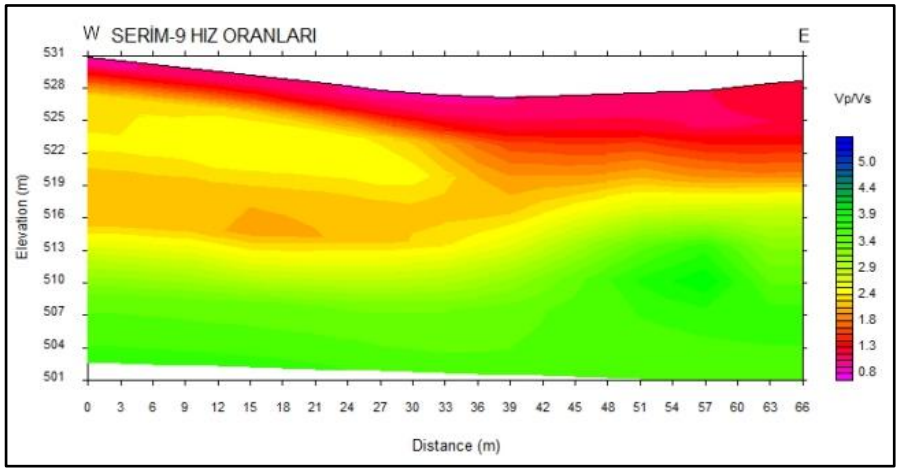
Serim- 9 uygulamaları heyelan sınırının dışında gerçekleştirilmiştir. Serim-9'da yaklaşık 27 metreye kadar elde edilen Vp hızlarının 588-2162 m/sn aralığında, Vs hızlarının ise 376-749 m/sn aralığında değiştiği gözlenmektedir. Profilin sonunda 370 ile 450 m/sn hız değerlerine sahip bölge ortamki su varlığından kaynaklanmaktadır. Profilin sonunda aktif su akan bir alan bulunmaktadır ve üst kotlarda yer alan vadiden gelen suyun da o bölgeden geçtiği düşünülmektedir. Vp ve Vs hız kesiti birlikte yorumlandığında ise Vp hızının da su varlığının bulunduğu bölgede aldığı hız değeri yaklaşık 1500 m/sn'dir. Vp/Vs oranları incelendiğinde ise; ortam genel olarak sıkı-katı ortam özelliği taşımaktadır fakat yeraltı suyunun yer aldığı geçiş bölgesinde elde edilen oranın 4 civarlarında olduğu göz önünde bulundurulduğunda ise o bölgenin gevşek yumuşak zemin özelliği taşıdığı gözlenmektedir.



Şekil 2. 69 Serim-9 P Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti



Şekil 2. 70 Serim-9 S Dalgası 2-Boyutlu Topoğrafik Hız Kesiti

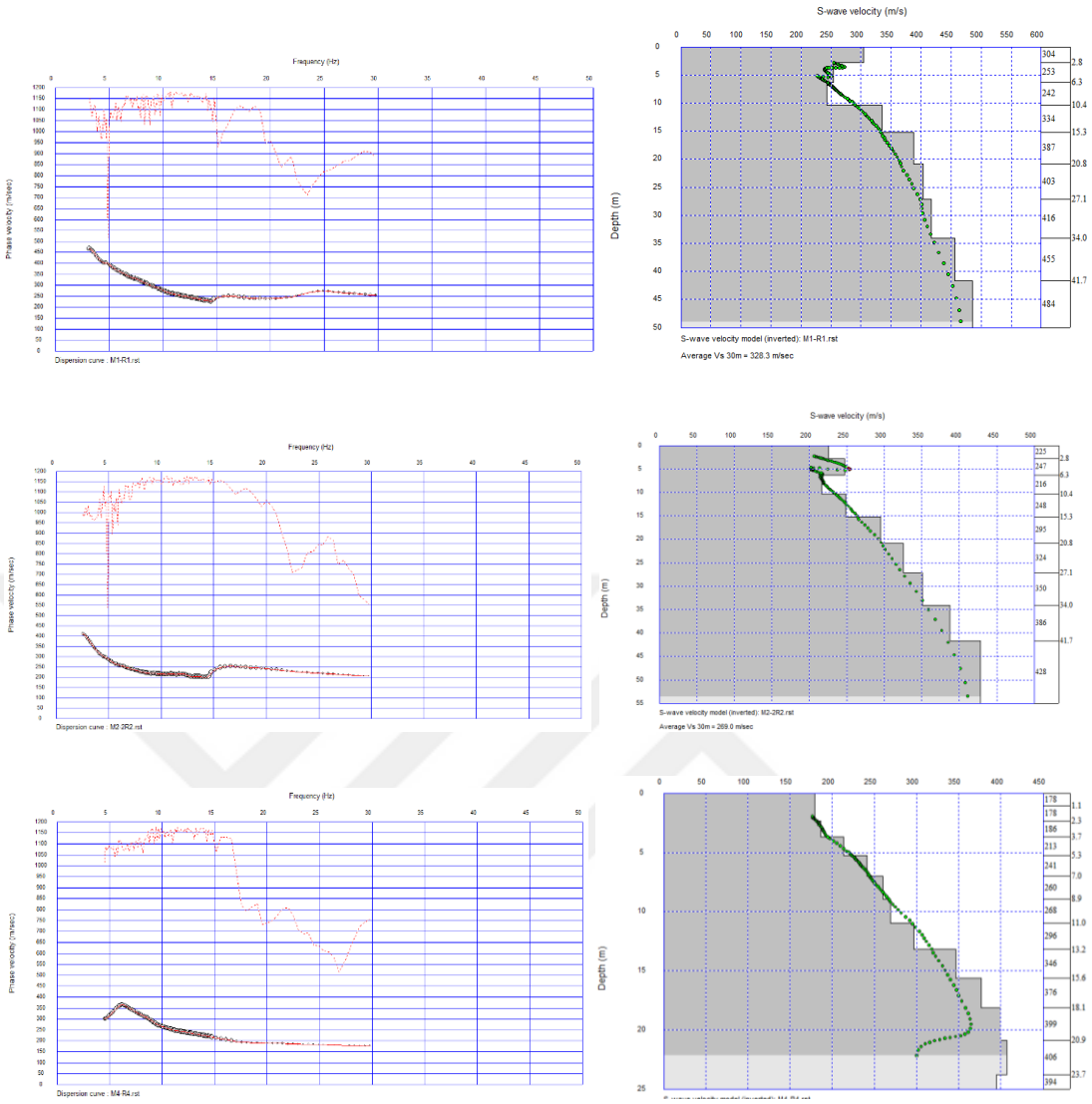


Şekil 2. 71 Serim-9 VP/VS oranlarından elde edilen 2-Boyutlu model

2.8.2. MASW-ReMi Çalışmaları

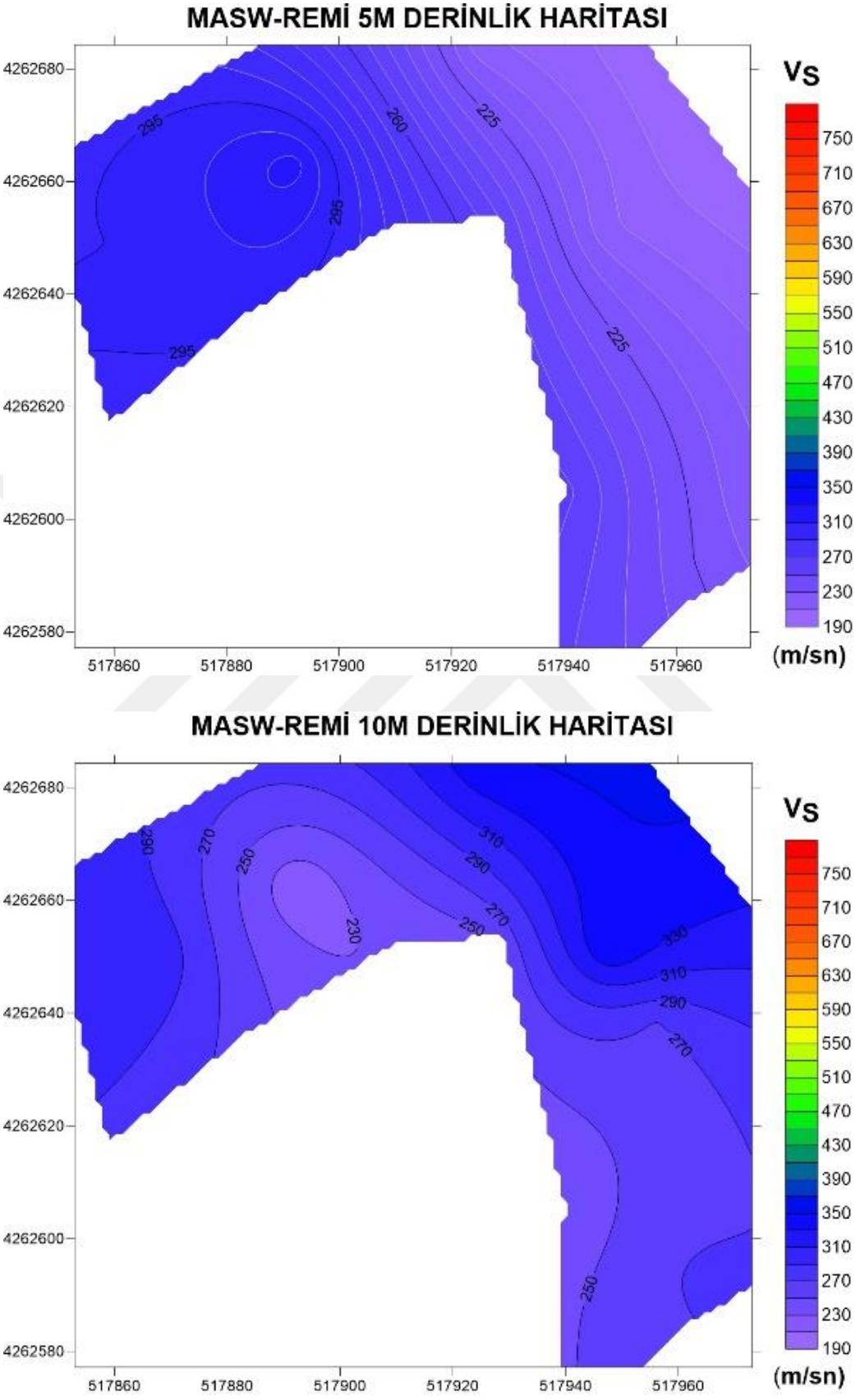
Arazide uygulanan aktif ve pasif kaynaklı yüzey dalgası analiz yöntemlerinden (MASW-ReMi) elde edilen veriler birleştirilerek değerlendirilmiştir. MASW çalışmalarından elde edilen dispersiyon eğrisi ile ReMi kayıtlarından elde edilen dispersiyon eğrisi birleştirilerek S-dalga hızlarının derinlik ile değişimi elde edilmiştir. Yapılan bu işlemlerden sonra tabakalara ait hızlardan 2-Boyutlu derinlik haritası oluşturulmuştur.

Ortamın karmaşık bir yapıya sahip olması ve ayrımlılığın yüksek olmasından dolayı nüfuz derinliği yaklaşık 45 metredir. 12 kanallı gerçekleştirilen ölçümlerden ise daha sığ derinliklerden bilgi alınabilmiştir. Serim 6 ve serim 7 ölçümlerinin yer altığı bölge daha bütün halde kayarken, diğer serimlerin olduğu alan ise yarıkların fazla olduğu ve daha yavaş bir şekilde zaman içerisinde hala hareket ettiğinin ayrılmalardan gözlemleyebildiğimiz bölgedir.

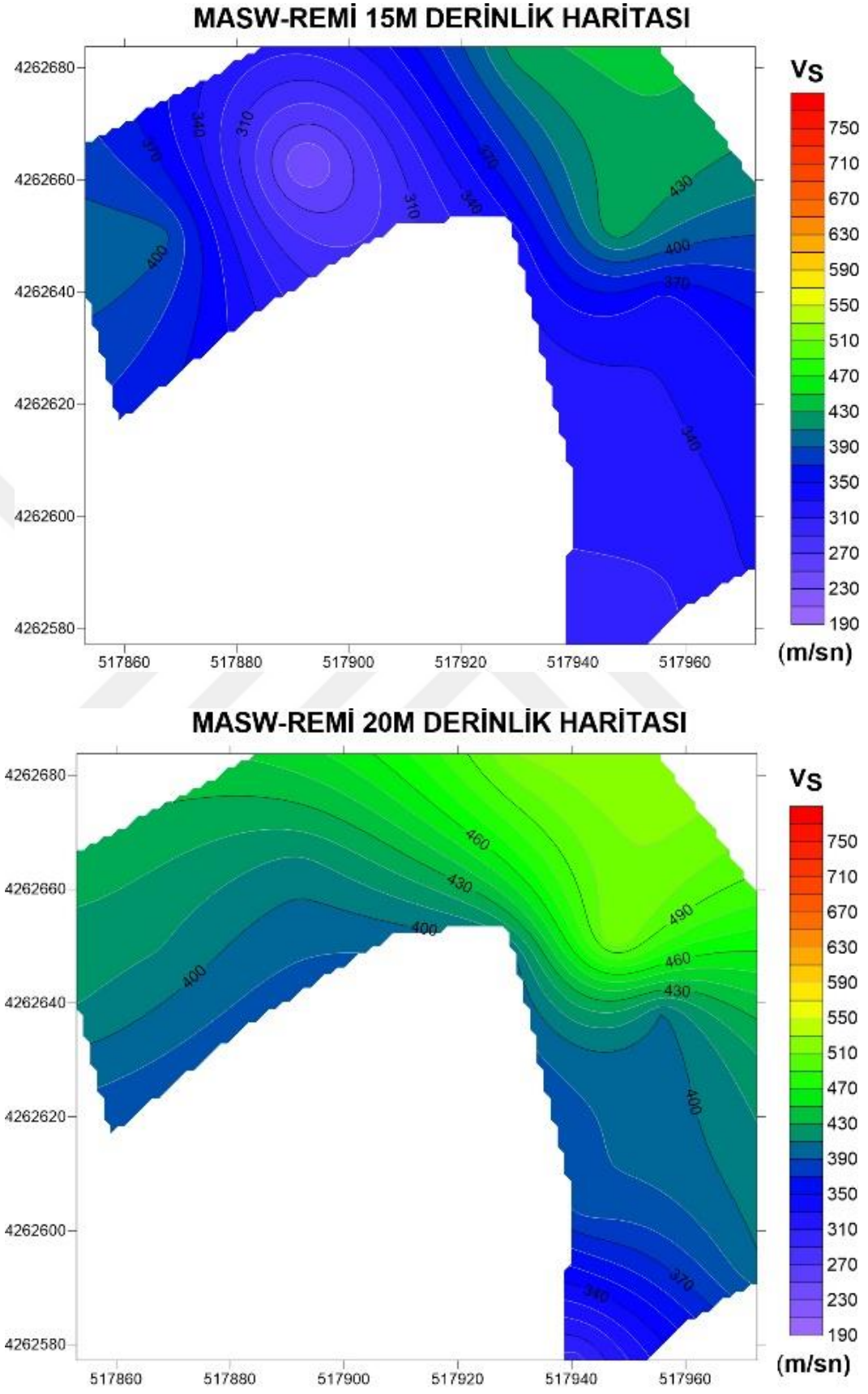


Şekil 2. 72 MASW-ReMi birleştirilerek çözümlenmesinden elde edilen faz-frekans eğrisi ve 1-Boyutlutlu hız kesiti örnekleri

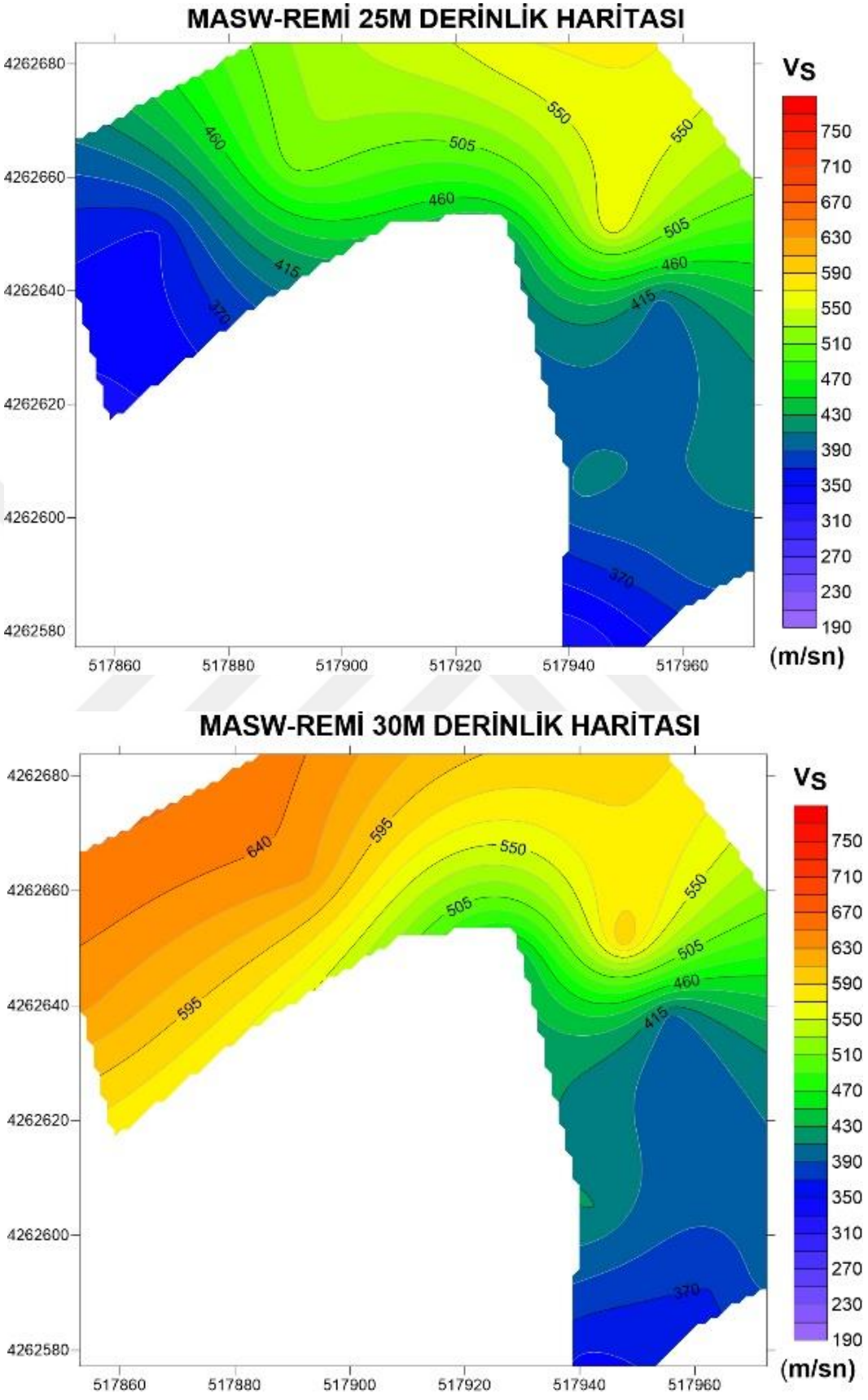
MASW ve Remi çalışmalarının ortak çözümünden elde edilen 45 metre derinliğe kadar elde edilen hızlar 2-Boyutlu haritalanmıştır. İlk 10 metreye kadar elde edilen Vs hızları incelendiğinde hız değşiimi gözlenmemektedir. 15 metreden itibaren derinlikle artan hız değişimi gözlenmektedir. 40 metreden itibaren ise hızların arttığı ve özellikle ayrılmaların meydana gelmediği daha bütün halde kayan KB yönündeki ölçümlerin olduğu bölgede 736 m/sn hızlara kadar ulaştığı görülmektedir.



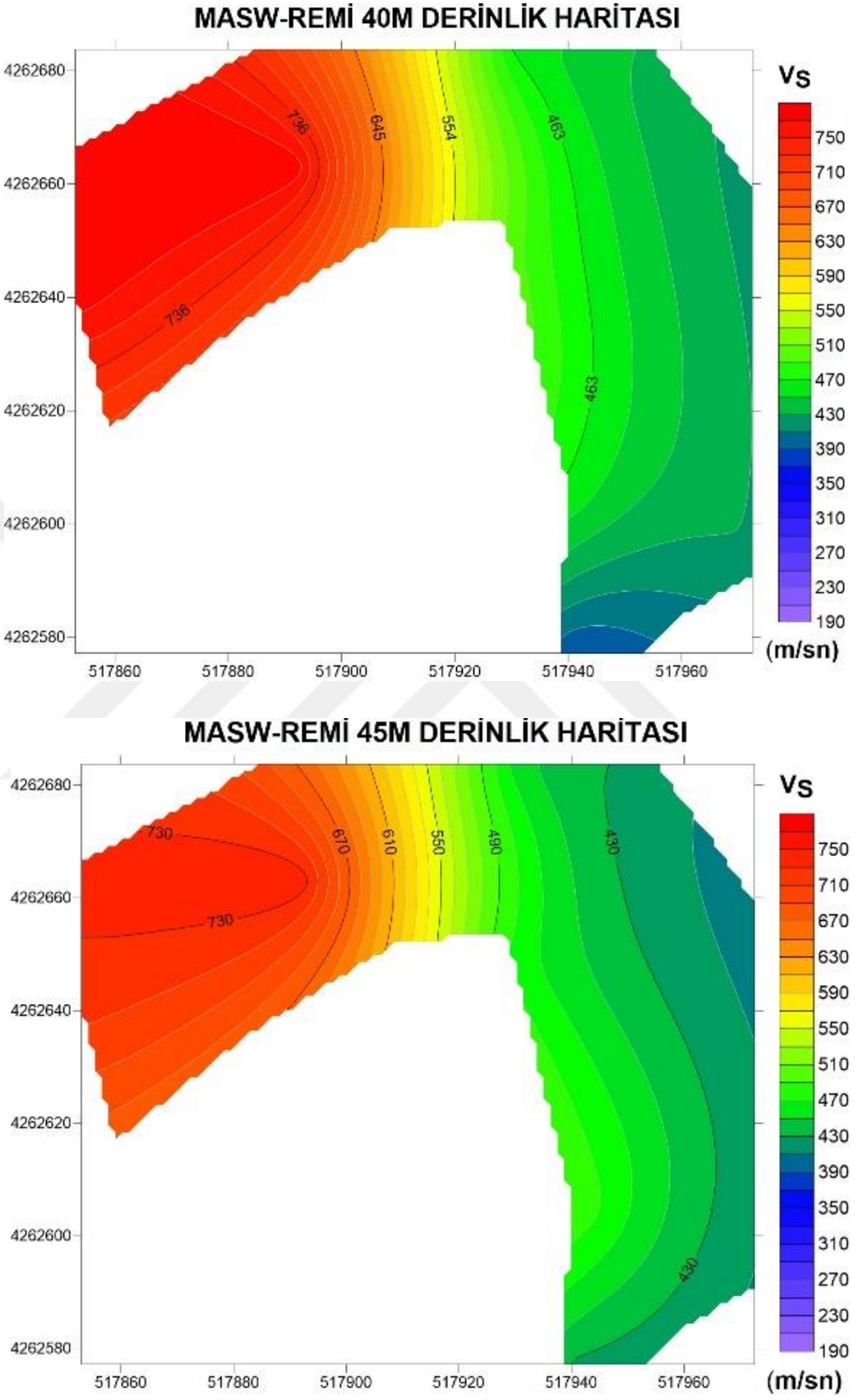
Şekil 2. 73 MASW ve ReMi'den elde edilen 5 ve 10 metre derinlik haritası



Şekil 2. 74 MASW ve ReMi'den elde edilen 15 ve 20 metre derinlik haritası



Şekil 2. 75 MASW ve ReMi'den elde edilen 25 ve 30 metre derinlik haritası

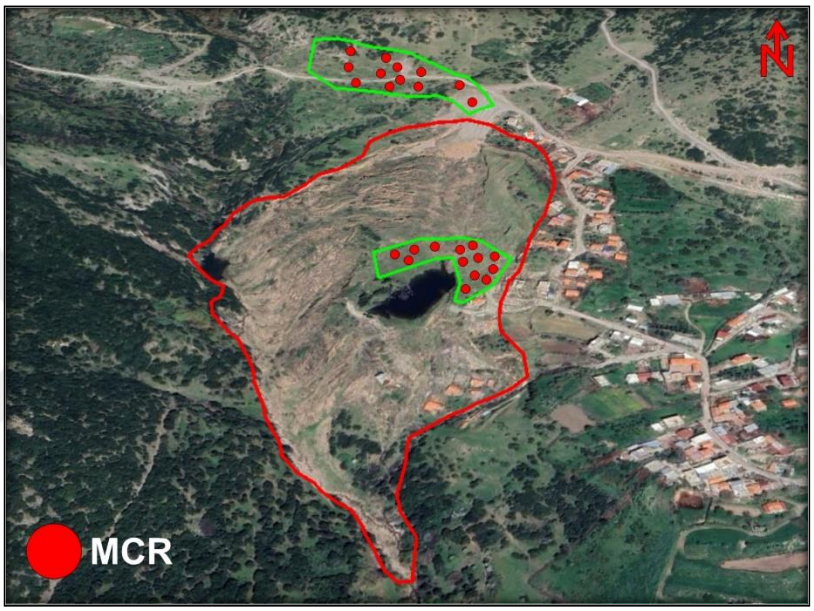


Şekil 2. 76 MASW ve ReMi'den elde edilen 40 ve 45 metre derinlik haritası

2.8.3. Mikrotremor Çalışması

Bu tez çalışması kapsamında; inceleme alanında heyelan sınırları içerisinde ve dışında olmak üzere toplam 17 noktada mikrotremör uygulamaları gerçekteştirilmiştir.

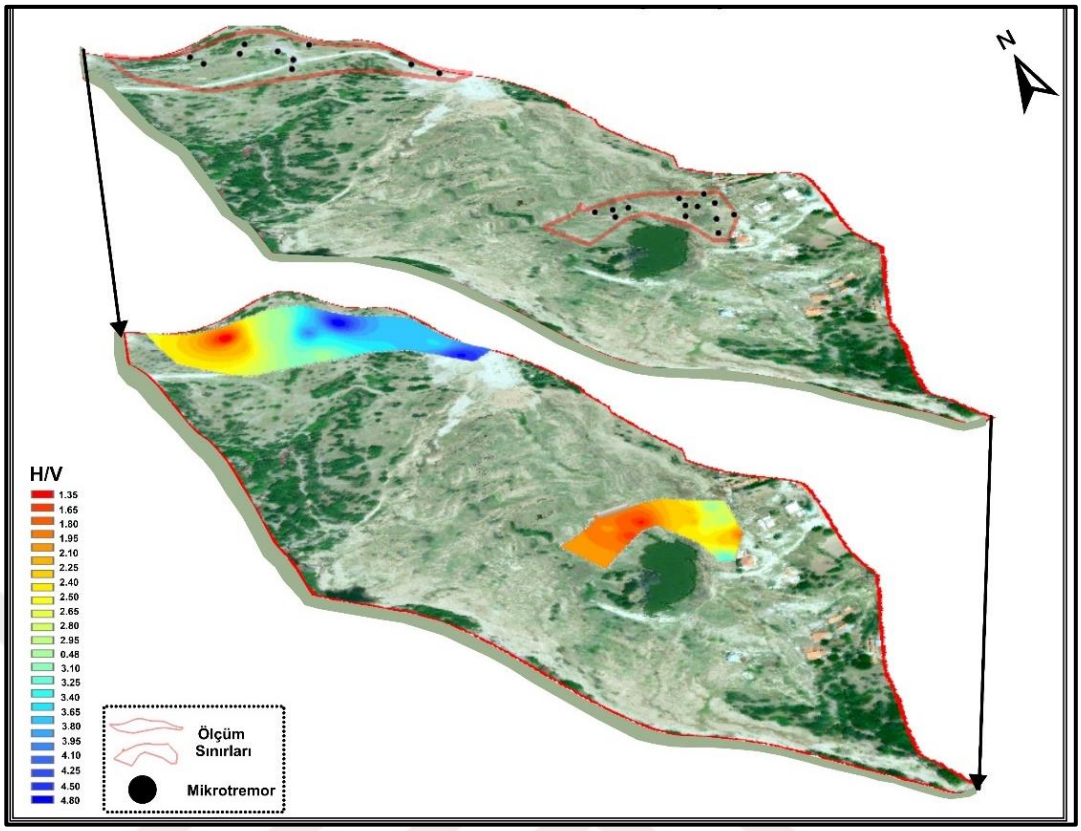
Ölçümler gerçekleştiriken kayır süresi minimum 30 dakika olacak şekilde seçilmiştir. Saha çalışmaları sonucunda kaydedilen veriler "Geopsy" yazılımı ile değerlendirilmiştir ve H/V Spektral Oran (Nakamura Tekniği) büyütme faktörü, zemin hakim titreşim periyodu ve zemin hakim titreşim periyot haritası oluşturulmuştur



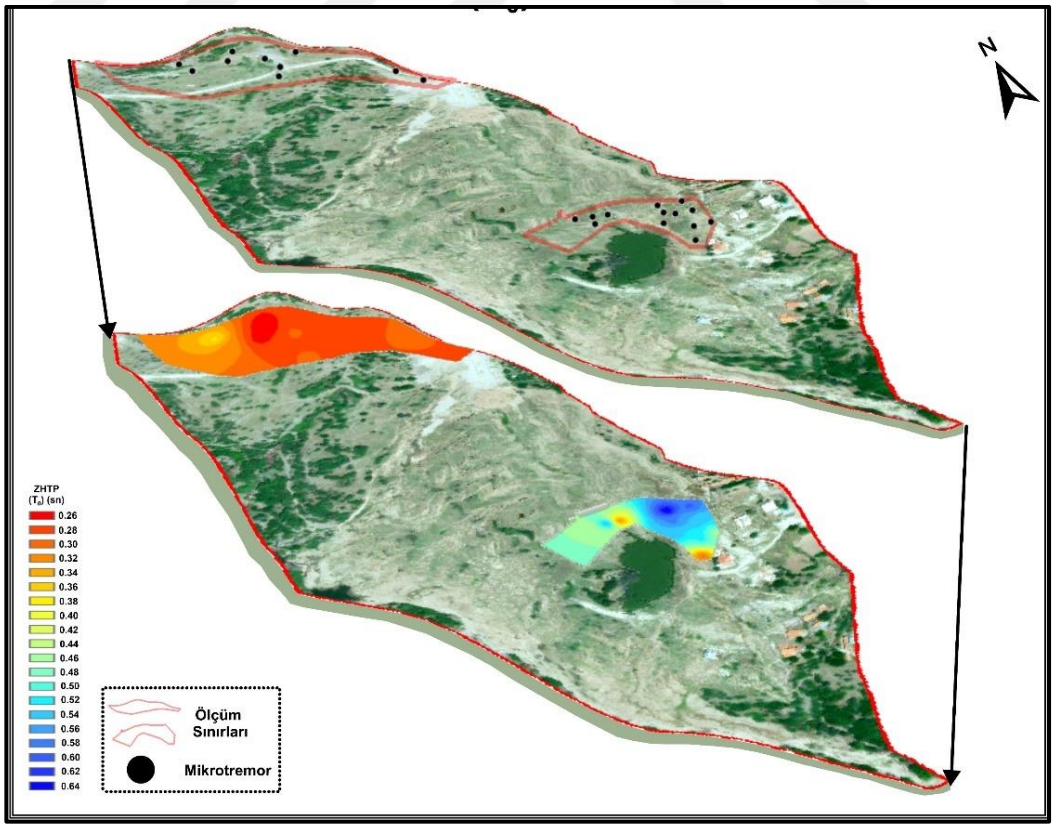
Şekil 2. 77 Mikrotremor noktalarının uydu görüntüsü



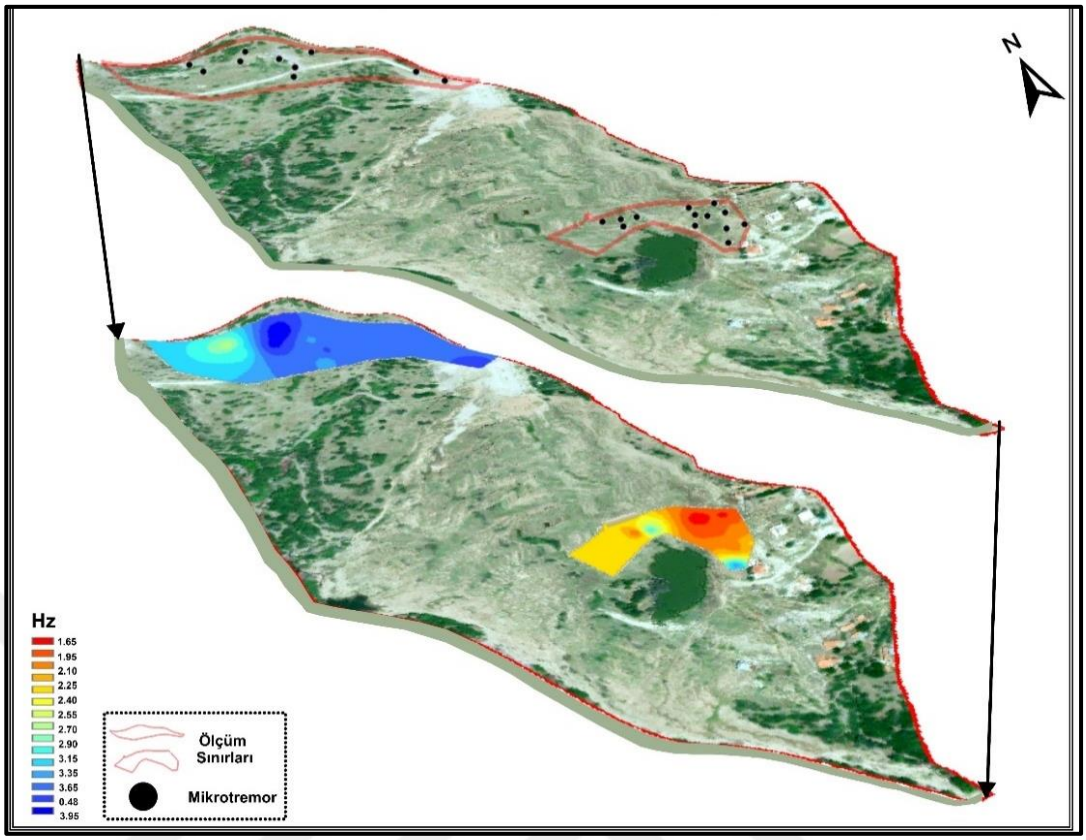
Şekil 2. 78 Mikrotremor uygulaması ve kullanılan ekipman görseli



Şekil 2. 79 Mikrotremor sonuçlarından elde edilen büyütme faktörü haritası



Şekil 2. 80 Heyelan sınırları içerisinde ölçülen zemin hakim titreşim periyodu haritası



Şekil 2. 81 Heyelan sınırları dışında ölçülen zemin rezonans frekans haritası

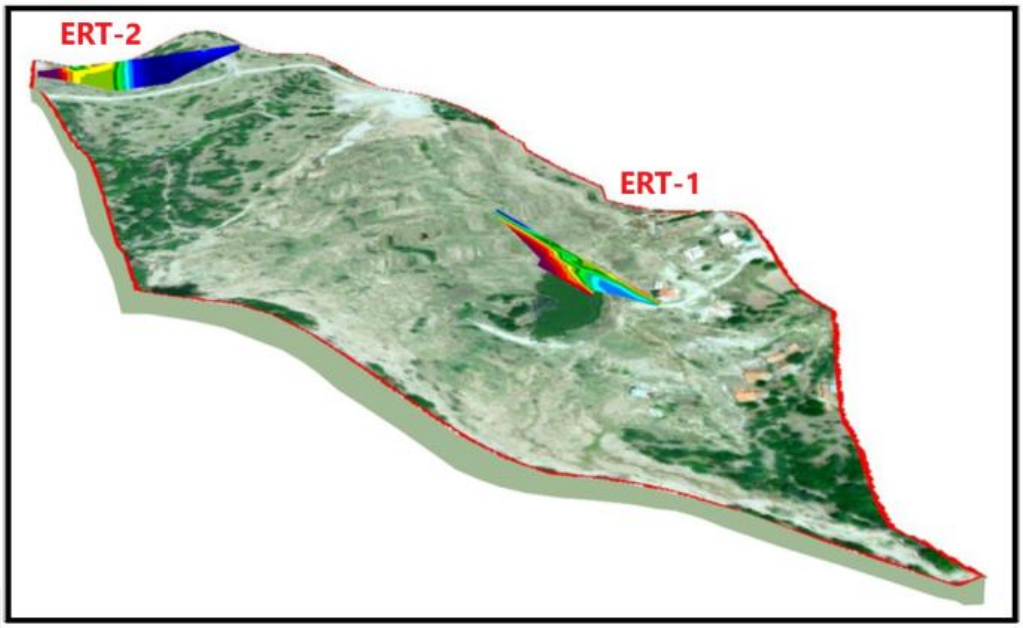
Heyelen sınırları ve dışında 26 farklı noktada uygulanan Mikrotremor verilerinden elde edilen Büyütme Faktörü, Zemin Hakim Titreşim Periyodu ve Zemin Rezonans Frekans değerlerinde 3-Boyutlu görüntüleri oluşturulmuştur. İç ölçümler sonucu göstermiştir ki heyelanın aktif olduğu özellikle ayrılmaların yoğun olduğu bölgelerde zemin hakim frekansı değerleri düşük ve zemin hakim titreşim periyodu ise dış ölçümlere göre yüksek değerler almaktadır. Yine heyelan sınırları içerisinde alınan görece olarak daha küçük periyot değerlerine sahip olan alan heyelan kütlesi hareketi sırasında ayrılarak ya da parçalanarak değil de bir bütün kütle halinde hareket etmesinden dolayı burada elde edilen periyot değerleri daha düşüktür. Mikrotremor sonuçlarından elde edilen büyütme faktörü ise heyelan iç ölçümlerinde daha düşük dış ölçümlerde ise daha yüksek değerler sunmaktadır.

2.8.4. Elektrik Rezistivite Tomografi (ERT)

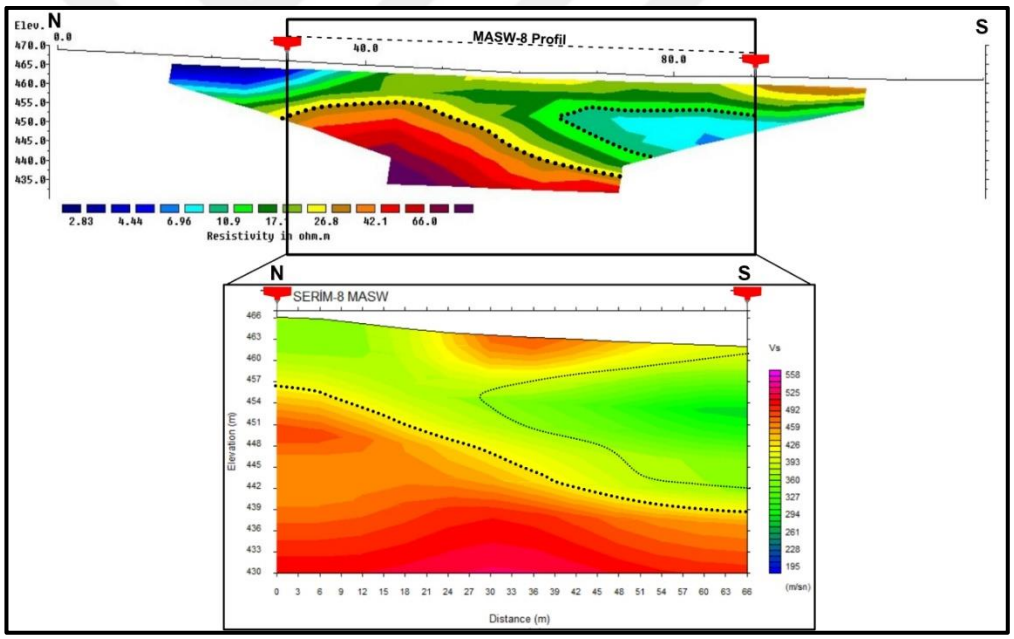
Tez çalışması kapsamında kayma sınırının belirlenebilmesi amacı ile heyelan içerisinde bir profil heyelan dışında bir profil olmak üzere 2 profil Elektrik Rezistivite Tomografi (ERT) uygulamaları gerçekleştirilmiştir. Uygulamalar gerçekleştirilirken heyelan içi ölçümde çalışma 12 elektrot ve elektrot aralığı 10 metre, heyelan sışında gerçekleştirilen ölçümde ise 15 elektrot ve elektrot aralığı 10 metre olarak belirlenmiştir. İnceleme alanında meydana gelen ayrılmalardan dolayı serim uzunluğu kısa tutulmuştur.



Şekil 2. 82 ERT uygulaması ve kullanılan ekipman görseli



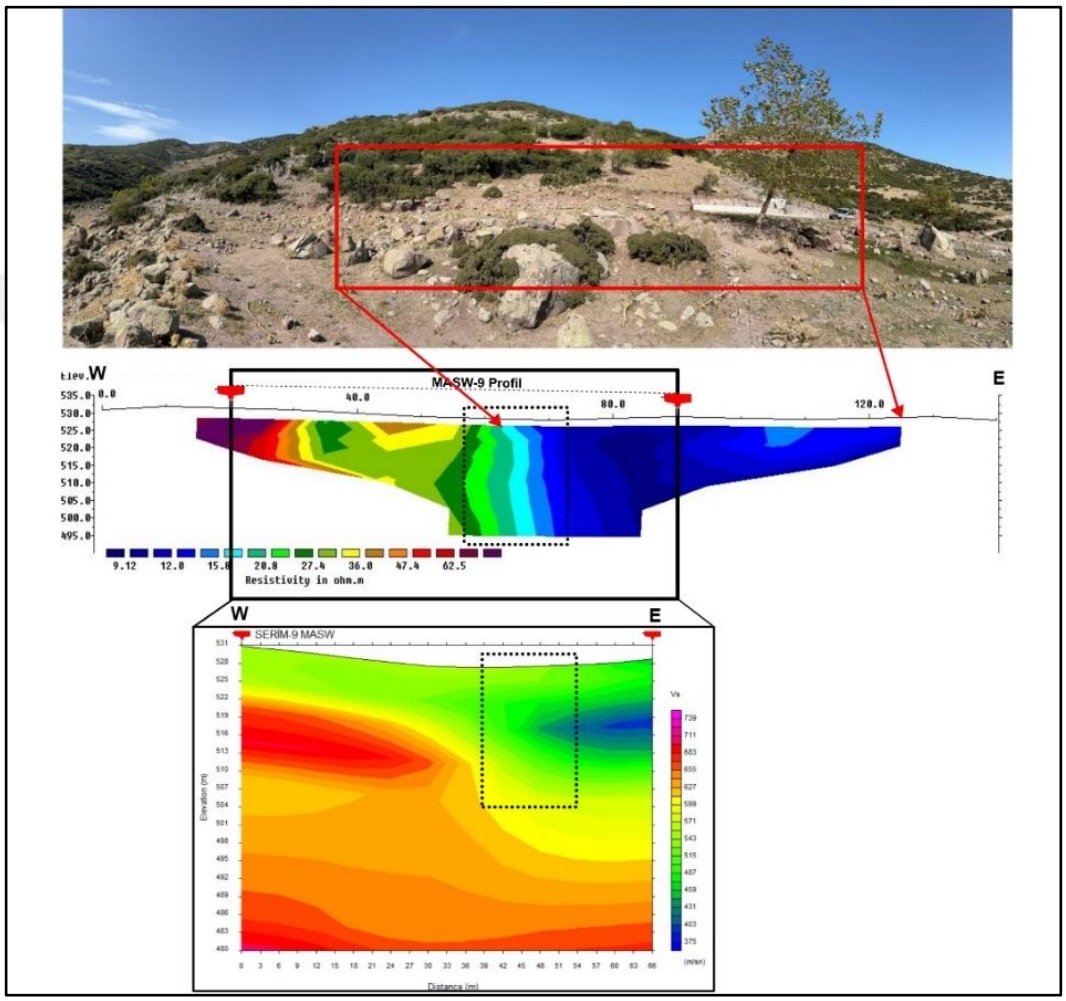
Şekil 2. 83 ERT profillerinin uydu görüntüsü



Şekil 2. 84 ERT-1 topoğrafik kesit ve MASW-8 2-Boyutlu hız modeli

ERT-1 çalışmasından elde edilen özdirenç değerleri incelendiğinde 2 – 70 ohm.m aralığında özdirenç değerleri elde edildiği gözlenmektedir. Kesit incelendiğinde 35-40 metreden itibaren yaklaşık 65-70 ohm.m özdirenç değerlerine sahip olduğu ve değerlerin arttığı gözlenmektedir. Elde edilen bu özdirenç değerleri bozuşmuş andezitlere karşılık gelmektedir (Tunçel vd., 2020). ERT-1 ölçümleri sonucunda elde edilen 2-Boyutlu özdirenç kesiti ile MASW-8'den elde edilen hız kesiti birlikte

yorumlanmıştır. Kesitler birlikte incelendiğinde her iki yöntemde de aynı sınırda özdirenç ve hız değerlerinin arttığı gözlenmektedir. Aynı zamanda, profilin sonlarında düşük özdirenç değerlerine (4-10 ohm.m) sahip alan bölge yeraltı suyu varlığından kaynaklanmaktadır. Aynı alanda kot farkı da göz önüne alındığında yaklaşık 10 metreden itibaren heyelan sonrası meydana gelen su birikintisi yer almaktadır.



Şekil 2. 85 ERT-2 topoğrafik kesit ve MASW-9 2-Boyutlu hız modeli

Heyelan sınırları dışında uygulanan Elektrik Rezistivite Tomografi (ERT) çalışmaları sonuçları aynı hatlar üzerinde gerçekleştirilen MASW-9 sonuçları ile birlikte yorumlanmıştır. ERT çalışmalarından 75 ohm.m değerine kadar özdirenç değeri elde edilmiştir. Özdirenç ve hız değerlerinin düşük olduğu bölge üst kotlarda yer alan vadiden gelen su varlığından kaynaklanmaktadır.

BÖLÜM ÜÇ
SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu tez çalışması kapsamında, 13 Şubat 2019 tarihinde İzmir İli Bornova İlçesi Eğridere Mahallesi'nde meydana gelen toprak kaymasının fiziksel özellikleri jeofizik yöntemler ile araştırılmıştır. Çalışmanın asıl amacı jeofizik yöntemler ile araştırma sahasının zemin özelliklerini ve heyelana neden olabilecek diğer faktörlerin araştırılmasıdır. Sismik Kırılma, MASW, ReMi, Mikrotremor ve Elektrik Rezistivite Tomografi (ERT) teknikleri uygulanmış ve elde edilen verilerden 2 ve 3-Boyutlu kesitler elde edilmiştir. Aynı zamanda, inceleme alanı ve çevresinde Coğrafi Bilgi Sistemleri tabanlı Frekans Oran yöntemi uygulanmıştır.

Frekans Oran yöntemi, inceleme alanı seçimi seçimi yapılması amacı ile kullanılmıştır. Çalışma alanına karşılık gelen Sayısal Yükseklik Modeli kullanılarak CBS Tabanlı Frekans Oran yöntemi ile analiz edilmiştir. Uygulamalarda CBS tabanlı bir yazılım olan ArcGIS yazılımı kullanılarak parametrelere ait haritalar türetilmiştir. Frekans oranı tekniğinde toplam 7 parametre kullanılmıştır ve her parametre için ayrı ayrı heyelan pikseleri hesaplanmıştır.

FR yöntemi ile elde edilen bulgular incelenip 5 sınıfa ayrılmıştır. Heyelan duyarlılık indeksinin en düşük olduğu alanlar yeşil, en yüksek alanlar ise kırmızı ile gösterilmektedir. İnceleme alanı ve çevresi olarak seçilmiş olan bu alanda heyelan duyarlılık indeksi 3000 hektarlık alan için %25.71 oran ile "yüksek" sınıfta yer almaktadır.

Heyelanlar genellikle eğimin yüksek olduğu bölgelerde meydana gelmektedir. Böylesi ortamlar sismik hızlar ile oldukça net açıklanabilmektedir. Çalışma kapsamında, Kırılma, MASW, ReMi çalışmalarından elde edilen hız değerleri sınıflandırılıp birbirlerine oranlanmış ve kayan malzemenin hız oranları 2-Boyutlu kesitleri oluşturulmuştur.

Heyelan sınırları içerisinde gerçekleştirilen Sismik Kırılma uygulamalarında kayan malzemenin aşılamadığı anakayaya ulaşılamayan ölçümlerden elde edilen P-Dalga hızında büyük hız değişimleri gözlenmemiştir. Bu nedenle, sonuçlar MASW

uygulamalarından elde edilen S-Dalga hızı ile yorumlanmış ve Vp/Vs oranları hesaplanmıştır.

Saha çalışmalarında uygulanan Masw çalışmalarında genel olarak yaklaşık 6 metre derinlikte başlayan ve 10 metre kalınlığında düşük hız zonu tespit edilmiştir. Heyelan sınırları içerisinde Vs hız değerleri 193 – 550 m/sn aralığında, heyelan dışında alınan ölçümlerde ise Vs hız değerleri 216 – 749 m/sn aralığındadır. Vp hız değerleri ise, Vs hızlarında olduğu gibi sınırlar içerisinde 270 – 1805 m/sn değerleri aralığında, sınırlar dışında ise 567 – 2162 m/sn aralığındadır.

Elde edilen hız değerlerine bakıldığında ortamın suya doygun, tamamen bozuşmuş andezit taşıyan tüf, çok aşınmış andezit ve yeraltı su seviyesinin olması düşük hızlar sunmaktadır (Tunçel vd., 2021). Söz konusu durum ise; derinlik ile artan ve azalan hız değişikleri ve Vp/Vs oranlarının sonucunda yorumlanmıştır.

MASW ve Remi çalışmalarının ortak çözümünden elde edilen 45 metre derinliğe kadar elde edilen hızlar 2-Boyutlu haritalanmıştır. İlk 10 metreye kadar elde edilen Vs hızları incelendiğinde hız değşiimi gözlenmemektedir. 15 metreden itibaren derinlikle artan hız değişimi gözlenmektedir. 40 metreden itibaren ise hızların arttığı ve özellikle ayrılmaların meydana gelmediği daha bütün halde kayan KB yönündeki ölçümlerin olduğu bölgede 736 m/sn hızlara kadar ulaştığı görülmektedir.

Heyelen sınırları içerisinde ve dışında 26 farklı noktada uygulanan Mikrotremor verilerinden elde edilen Büyütme Faktörü, Zemin Hakim Titreşim Periyodu ve Zemin Rezonans Frekans değerlerinde 3-Boyutlu görüntüleri oluşturulmuştur. İç ölçümler sonucu göstermiştir ki heyelanın aktif olduğu özellikle ayrılmaların yoğun olduğu bölgelerde zemin hakim frekansı değerleri düşük ve zemin hakim titreşim periyodu ise dış ölçümlere göre yüksek değerler almaktadır. Yine heyelan sınırları içerisinde alınan görece olarak daha küçük periyot değerlerine sahip olan alan heyelan kütlesi hareketi sırasında ayrılarak ya da parçalanarak değil de bir bütün kütle halinde hareket etmesinden dolayı burada elde edilen periyot değerleri daha düşüktür. Mikrotremor sonuçlarından elde edilen büyütme faktörü ise heyelan iç ölçümlerinde daha düşük dış ölçümlerde ise daha yüksek değerler sunmaktadır. Bu durum mikrotremorden elde edilen diğer sonuçlar ve MASW çalışmalarından elde edilen sonuçlar ile tam uyum

sağlamakta, fakat büyütme faktöründen elde edilen değerler diğer sonuçların tam tersi sonuç sunmaktadır.

Heyelan sınırları içerisinde ve heyelan sınırları dışında uygulanan Elektrik Rezistivite Tomografi (ERT) çalışmaları sonuçları aynı hatlar üzerinde gerçekleştirilen MASW sonuçları ile birlikte yorumlanmıştır. ERT çalışmalarından 75 ohm.m değerine kadar özdirenç değeri elde edilmiştir. Önceki çalışmalardan jeolojik birimler de incelendiğinde elde edilen 60 ohm.m özdirenç değerine sahip bölgeler bozuşmuş andezit birimleri temsil etmektedir. Çalışmalar sonucunda 25-30 metre derinlikten itibaren özdirenç ve hız değerlerinin arttığı gözlenmektedir.

Ölçümler heyelanın meydana geldiği sınırlar içerisinde ve heyelan dışında alınmıştır. İç ve dış ölçümlerden elde edilen veriler karşılaştırılarak çalışma alanı dinamik özellikleri elde edilen veriler sonucunda yorumlanmıştır. Heyelan sahaları ve potansiyel heyelan sahalarında böylesi çalışmalar gelecekte olabilecek heyelanlar için hayati önem taşımaktadır. Bu çalışmalar sonucunda olası hasarlar minimuma indirgenebilmektedir.

İlk olarak hobi bahçesi yapılması amacı ile ağaçların tahrip edilmesi ve ardından yoğun yağışların meydana gelmesi heyelanın meydana gelmesini tetikleyen unsurlardır.

Bu tez çalışmasında gerçekleştirilen ölçümler ve inceleme alanı çevresinde yapılan geçmiş çalışmalar da incelendiğinde hareketi hala devam eden ve potansiyel kayma heyelan alanları bulunan bu bölge yapılaşmaya uygun bir alan olmadığı görülmektedir. Yeraltı su varlığının olması ortamı tehlikeli hale getirmektedir. Yüzey sularının boşaltılması ve yeraltına sızması önlenmelidir.

Sonuç olarak; jeofizik yöntemler uygulanarak heyelan olayının meydana geldiği bir saha ya da potansiyel heyelan sahaları detaylı bir şekilde incelebilmektedir. Uygulanan jeofizik yöntemler sonucunda araştırma sahası detaylı olarak modellenebilmekte ve zemin özellikleri ile ilgili sağlıklı bilgiler elde edilebilmektedir. Çalışmalarda probleme uygun jeofizik yöntemler bir arada kullanılarak sonuçları birbirleri ile desteklenebilmektedir.

KAYNAKLAR

Acımaz, Ç. (2015). *Detail and Textural Logging.* İzmir: Yayınlanmamış.

Akartuna, M. (1962). İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urla bölgesi jeolojisi hakkında. *Maden Tetkik Ve Arama Dergisi, 59,* 1-18.

Akbaş, B., Akdeniz, N., Aksay, A., Altun, İ., Balcı, V., Bilginer, E., . . . Yurtsever, A. (2019). *Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü*. (MTA) Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü: http://yerbilimleri.mta.gov.tr/anasayfa.aspx adresinden alındı

AL-Saigh, N. H., AL-Dabbagh, H., 2010. Identification of Landslide Slip-surface and its Shear Strength: A New Application for Shallow Seismic Refraction Method. Journal Geological Society of India, 76, 175-180.

Başokur, A. T., Akca, I. and Siyam, N.W. E. (2007). Hybrid genetic algorithms in view of the evolution theories with application for the electrical sounding method. Geophysical Prospecting, 55; 393–406.

Berge, M. A. (2011). Elektrik özdirenç ters-çözümüyle çok katmanlı arkeolojik yerleşmelerin görüntülendirilmesi [Doktora Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi.

Berge, M.A. (2005). İki-boyutlu özdirenç ters çözüm modellemesi [Yüksek Lisans Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi.

Bingöl, E. (1976). Bati Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi. *Maden Tetkik Ve Arama Dergisi, 86*.

Bodnar, R. J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H,O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 57,* 683-684.

Bolt, B. A., 1976. Nuclear Explosions and Earthquakes: The Parted Veil, W. H. Freeman, San Francisco, 309 p.

Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., & Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean Sea (Western Anatolia and Leshos Islands). *Bulletin of Volcanology, 3*, 473-496.

Boucher, K. S. (2016). *The Structural and Fluid Evolution of the Efemçukuru Epithermal Gold Deposit, western Turkey.* Yüksek Lisans Tezi, The University of British Columbia, The Faculty of Graduate and Postdoctoral Studies (Geological Sciences), Vancouver.

Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 3-30.

Brahma, J., 2011. Seismic Site Characterization Using Shear Wave Velocities of Gandhinagar City, Gujarat, India. Science and Technology, 1(1), 17-23.

Callegari, E., & Pertsev, N. N. (2007, January 2). *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: 10. Contact Metamorphic Rocks.* IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: https://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html adresinden alındı.

Candansayar, E., 1997. Doğru Akım Özdirenç Yönteminde Modelleme ve İki Boyutlu Sığ Yapıların Aranmasında Elektrot Dizilimlerinin Ayrımlılıklarının Karşılaştırılması. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 154s, Ankara.

Cruden, D. M., Varnes, D.J., (1996) Landslide Types and Processes. In: Turner AK, Schuster RL(eds) Landslides: Investigation and Mitigation (Speciel Report). Washington, DC, USA: National Research Council, Transportion and Research Board Special Report 247, pp 36-75.

Dahlin, T. 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. Computers & Geosciences, 27: 1019-1029.

Eichkitz, G. C., Schreilechner, G. M., Amtmann, J., Schmid, C., 2009. Shallow Seismic Refraction Study of the Gschliefgraben Landslide Deposition Area – Interpretation and Three Dimensional Modeling. Austrian Journal of Earth Sciences, 102(2), 52-60.

Erdoğan, B. (1990a). İzmir-Ankara Zonu ile Karaburun Kuşağının Tektonik İlişkisi. *MTA Dergisi,* 1-15.

Erdoğan, B. (1990b). İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 2,* 1-20.

Florsch, N. and Muhlach, F. 2018. Everyday Applied Geophysics 1: Electrical Methods. ISTE Press Ltd., 191 s.

Frasheri, A., Kapllani, L., Dhima, F., 1998. Geophysical Landslide Investigation and Prediction in the Hydrotechnical Works. Journal of the Balkan Geophysical Socienty, 1(3), 38-43.

Genç, C. Ş., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M., & Yılmaz, Y. (2001). The Çubukludağ Graben, South Of Izmir: Its Tectonic Significance In The Neogene Geological Evolution Of The Western Anatolia. *Geodinamica Acta, 14,* 45-55.

Google Earth. (2019, Mart). *kh.google.com*. (Google LLC.) 2020 tarihinde alındı.

Göktürkler, G., Balkaya, Ç., Erhan, Z., 2008. Geophysical Investigation of a Landslide: The Altındağ Landslide Site, İzmir (Western Turkey). Journal of Applied Geophysics 65, 84-96.

Hedenquist, J. W., Arribas, A. R., & Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for Epithermal Gold Deposits. *SEG Reviews, 13*, 245-277.

Jankovic, S. (1977). The copper deposits and geotectonic setting of the Thethyan Eurasian metallogenic belt. *Mineralium Deposita, 12*, 37-47.

Jankovic, S. (1997). The Carpatho-Balkanides and adjacent area: A sector of the Tethyan Eurasian metallogenic belt. *Mineralium Deposita, 32*, 426-433.

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Pourhiet, L. L., Lacombe, O., . . . Driussi, O. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics,* 1-33.

Karacık, Z., & Genç, C. Ş. (2013). Petrochemical features of Miocene volcanism around the Çubukludağ graben and Karaburun peninsula, western Turkey: Implications for crustal melting related silicic volcanism. *Journal of Asian Earth Sciences, 73,* 199-217.

Keçeli, A.D. 2012. Uygulamalı Jeofizik. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları 18, 564 s.

Kılıç, A., 2006. Senirkent Heyelan Alanının Rezistivite ve Sismik Yöntemlerle Araştırılması. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 56s, Isparta.

Loke, M.H. 2011. Electrical resistivity surveys and data interpretation. In: Gupta H.K. (Ed), Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Dordrecht, pp. 276-283.

Loke, M.H., Chambers, J.E. and Kuras, O. 2011. Electrical resistivity surveys and data interpretation. In: Gupta H.K. (Ed), Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Dordrecht, pp. 599-604.

Loke, M.H., Chambers, J.E., Rucker, D.F., Kuras, O. and Wilkinson, P.B. 2013. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. Journal of Applied Geophysics, 95: 135-156.

Moncada, D., & Bodnar, R. J. (2014). *Identification Of Target Areas For Future Exploration In The Efemçukuru, Turkey, Epithermal Gold System Based On Fluid Inclusions And Mineral Textures.* Virginia Tech, Departmant of Geosciences. Blacksburg: Yayınlanmamış.

Moritz, R., & Baker, T. (2019). Metallogeny of the Tethyan Orogenic Belt: From Mesozoic Magmatic Arcs to Cenozoic Back-Arc and Postcollisional Settings in Southeast Europe, Anatolia, and the Lesser Caucasus: An Introduction. *The Society Of Economic Geologists, 114*, 1227-1235.

Okay, A. (2008). Geology of Turkey: A Synopsis. *Anschitt*, 19-42.

Ohm, G.S. 1827. Die galvanische kette, mathematisch bearbeitet. Bei T. H. Riemann, Berlin, 250 s.

Oyman, T., & Acımaz, Ç. (2019). *A Petrographic Study On Efemçukuru Ore Types.* İzmir: Yayımlanmamış.

Oyman, T., Minareci, F., & Pişkin, Ö. (2003). Efemçukuru B-rich epithermal gold deposit (İzmir, Turkey). *Ore Geology Reviews, 23*, 35-53.

Otto, J. C., Sass, O., 2006. Comparing Geophysical Methods for Talus Slope İnvestigations in the Turtmann Valley (Swiss Alps). Geomorphology, 76, 257-272.

Özçep, F., Erol, E., Saraçoğlu, F., 2012. Seismic Landslide Analysis: Gurpinar (Istanbul) as a case history. Environ Earth Sci 66:1617-1630.

Özdağ, Ö. C. (2015). Yüksek Lisans Tezi. *İzmir Körfezi Kuzeyinin Zemin Dinamik Analizi Parametrelerinin Jeofizik Yöntemler ile İrdelenmesi*. İzmir, Türkiye.

Özel, S. *Et Al.* 2022. The Sliding Surface Investigation of in the West of Koyulhisar (Sivas, Turkey). *Earth Sciences , vol.11, no.5* , 277-288.

Plyusnina, L. P. (1982). Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 80*, 140-146.

Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., 1999. Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW). Geophysics, 64, 800-808.

RES2DINV (2004) 2D Resistivity and IP Inversion Software v.3.5, Geotomo Software, http://www.geotomosoft.com, [Son erişim tarihi: 03.06.2020].

Reynolds, J.M. 2011. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley&Sons, 696 s.

Rhys, D. (2012). *Efemçukuru Gold mine: Geological observations and recommendations from a site.* Panterra Geoservices Inc. Yayınlanmamış.

Richards, J. P. (2007). *Alteration Associated with the Efemçukuru Gold Deposit, Turkey*. Alberta: (Yayınlanmamış).

Richards, J. P. (2015). Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews, 70*, 323-345.

Richards, J. P. (2016). Tectonics and metallogeny of the Tethyan orogenic belt. *Society of Economic Geologists*, 387.

Schmitt, D. R., Ogunsuyi, O. O., Martin, D., 2011. Geophysical Study of the Peace River Landslide. Recovery CSPG CSEG CWLS Convention, 4p.

Şengör, C. A. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. *Geological Society, Special Puclication 28*, 575-589.

Şengör, C. A., Altiner, D., Cin, A., Ustaömer, T., & Hsü, K. (1988). Origin And Assembly Of The Tethyside Orogenic Collage At The Expense Of Gondwana Land. *Geological Society Special Publication, 37*, 119-181. doi:10.1144/GSL.SP.1988.037.01.09

Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E. 1990. Applied Geophysics. Cambridge University Press, 744 s.

Tunçel, A. (2008). Yüksek Lisans Tezi. *Sismik Kırılma Yöntemi Ve Mikrotremör Ölçümlerinden Elde Edilen Dinamik Zemin Paramerelerinin Karşılaştırılması*. İzmir, Türkiye.

Tunçel, A., Kıncal, C., Berge, M. A., Ongar, A., Göktürkler, G., & Koca, Y. (2019). Investigation of landslide : a case study from Egridere, İzmir Turker. *International Earth Science Colloquium on the Agean. IESCA,* (s. 2-3).

Tunçel, A., Kıncal, C. & Berge, M.A. Site investigation of a landslide site and its surroundings: a case study at Eğridere district, northern Izmir city, Turkey. Arab J Geosci 14, 2108 (2021).

Uçar, F. 2014. 2-boyutlu rezistivite yöntemi kullanılarak karstik aktivite belirlenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Akdeniz Üniversitesi, Antalya, 114 s.

Uyanık, O., Türker, E., 2007. Fethiye Eşen II HES Şalt ve Santral Sahasındaki Potansiyel Heyelanın Yerteknik Özellikleri ve Yorumu. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 11-1, 84-90.

Uzel, B., & Sözbilir, H. (2008). A First Record of a Strike-slip Basin in Western Anatolia and Its Tectonic Implication: The Cumaovası Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences, 17,* 559-591.

Uzel, B., Langereis, C. G., Kaymakçı, N., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., & Özkaptan, M. (2015). Paleomagnetic evidence for an inverse rotation history of Western Anatolia during the exhumation of Menderes core complex. *Earth and Planetary Science Letters,* 108-125.

Uzel, B., Sözbilir, H., & Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic Evolution of an Actively Growing Superimposed Basin in Western Anatolia: The Inner Bay of İzmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences, 21,* 439-471.

Yalçinkaya, E. *Et Al.* 2015. Investigation of Büyükçekmece (Istanbul) Landslide Area by Geophysical Methods. *3. National Conference On Earthquake Engineering And Seismology* , (İzmir, Turkey), 1-7.

Zharikov, V. A., Pertsev, N. N., Rusinov, V. L., Callegari, E., & Fettes, D. J. (2007, January 2). *A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 9. Metasomatic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.* IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks : https://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html adresinden alındı.