

Eskişehir havzasında H/V ve SPAC yöntemleriyle sismik analiz ve derinlik profili çalışmaları

Seismic Analysis and Depth Profile Studies Using H/V and SPAC Methods in the Eskişehir Basin

Mehmet Safa ARSLAN*¹ , Asım Oğuz ÖZEL¹ 

¹İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34500, İstanbul

• Geliş tarihi / Received: 17.04.2024

• Kabul tarihi / Accepted: 27.06.2024

Öz

0.1 saniyeden 10 saniyeye kadar olan geniş bir periyot aralığındaki yer hareketlerinin özelliklerini belirlemek, sismik risk değerlendirmesi için kritik önem taşır. Eskişehir ili, yaklaşık bir milyon nüfusu ve gelişmekte olan sanayisi ile, sismik aktivitesi nispeten düşük olmasına rağmen, hızlı yapılaşma sebebiyle yüksek sismik riske sahip bir bölge olarak değerlendirilmektedir. Sismik hızların belirlenmesi ve anakaya derinliğinin tespit edilmesi, yapılaşma ve deprem risklerinin azaltılması için önem taşımaktadır. Yapılan çalışma, bu bilgilerin elde edilmesi amacıyla gerçekleştirilmiştir. Araştırma, 15 farklı noktada, 2017 ve 2018 yıllarında toplamda gerçekleştirilen 7 ve 8 ağ ölçümleri ile desteklenmiştir. Mikrotremor ölçümleri, tek-istasyon Yatay/Düşey spektral oran (H/V) metodu ve ağ ölçümleri ile SPAC yöntemi kullanılarak, 600-700 m derinliklere kadar Vs yapısının belirlenmesine olanak tanımıştır. Elde edilen veriler, ters çözüm yöntemleri kullanılarak yeraltı derinlik modellemesi oluşturmak için kullanılmıştır. Eskişehir ovasının ortasında, küçük ve büyük ağ/dizilim ölçümleri ile sığ kısımlar için 100-250 m derinliklerde ve 500-800 m/sn hızlarda mühendislik anakayası tespit edilmiştir. Batıda 1100 m/sn'den doğuda 1800 m/sn'ye kadar değişen S dalgası hızları ve ortalama 600-800 m derinlikte sismolojik anakaya belirlenmiştir. Mikrotremor çalışmaları, batıdan doğuya ve güneyden kuzeye derinleşen ve en derin noktada 800 m'ye ulaşan anakaya derinliklerini göstermektedir. Yüzey dalgaları dispersiyon eğrilerinden elde edilen sismolojik anakayanın Vs hızı 1200-1800 m/sn arasında değişmektedir. Sonuç olarak, Eskişehir havzası ve benzeri alanlarda, detaylı jeolojik ve jeofiziksel analizlerin sismik risk değerlendirmeleri ve tehlike analizleri için büyük öneme sahip olduğu belirlenmiştir. Havza etkilerinin bir başka deyişle yerel zemin etkilerinin, yani yer hareketi büyütme etkilerinin, sismik hasar analizlerindeki kritik rolü bu çalışma ile bir kez daha vurgulanmıştır.

Anahtar kelimeler: Anakaya, Eskişehir, H/V yöntemi, Mikrotremor, S dalga hızı, SPAC yöntemi

Abstract

Determining the characteristics of ground motions in a wide period range of 0.1 to 10 seconds is crucial for seismic risk assessment. Eskişehir province, with a population of approximately one million and a developing industry is a high seismic risk region despite its relatively low seismic activity due to rapid urbanization. Determining seismic velocities and bedrock depths is important for reducing urbanization and earthquake risks. This study was conducted to obtain this information. The research, supported by 7 and 8 network measurements performed at 15 different points in total in 2017 and 2018, allowed the determination of the Vs structure up to depths of 600-700 m using microtremor measurements with the single-station Horizontal/Vertical spectral ratio (H/V) method and network measurements with the SPAC (Spatial Autocorrelation) method. The data obtained were used to create a subsurface depth model using inverse solution methods. Engineering bedrock was detected at depths of 100-250 m and velocities of 500-800 m/s for shallow sections using small and large network/array measurements in the middle of the Eskişehir plain. S-wave velocities ranging from 1100 m/s in the west to 1800 m/s in the east and seismological bedrock at an average depth of 600-800 m were determined. Microtremor studies show bedrock depths that deepen from west to east and south to north, reaching 800 m at the deepest point. The Vs velocity of the seismological bedrock obtained from surface wave dispersion curves varies between 1200-1800 m/s. In conclusion, detailed geological and geophysical analyses are of vital importance for seismic risk assessments and hazard analyses in the Eskişehir basin and similar areas. The critical role of local ground effects, i.e., ground motion amplifications, in seismic damage analysis was once again emphasized by this study.

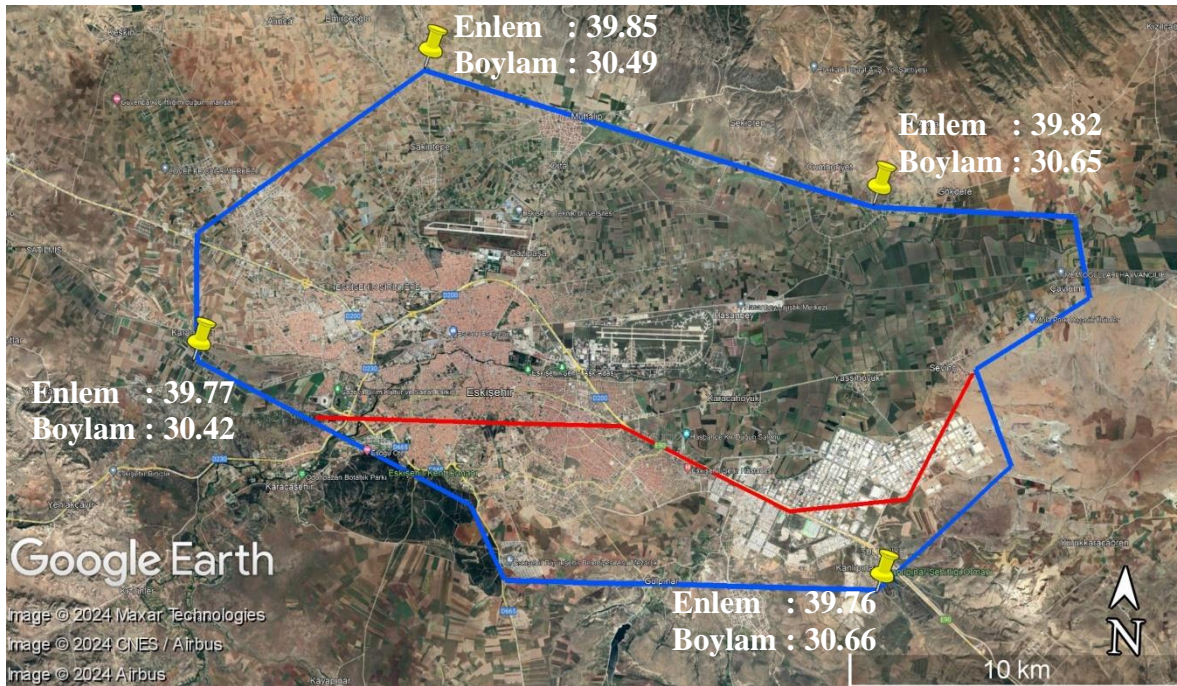
Keywords: Bedrock, Eskişehir, H/V method, Microtremor, S wave velocity, SPAC method

*Mehmet Safa ARSLAN; mehmetafaarslan@iuc.edu.tr

1. Giriş

1. Introduction

Nüfus artışıyla birlikte hızla gelişen yapılaşma ve yerleşim kolaylıkları nedeniyle havza bölgelerinde çeşitli yüksekliklerdeki binaların ve bazı kritik yapıların (örneğin, petrol ve doğal gaz tankları) sayısı hızla artmaktadır. Bu yapıların, yakın veya uzak depremler sırasında meydana gelebilecek uzun periyot dalgalarına karşı nasıl davranacaklarının belirlenmesi, deprem zararlarının azaltılması çalışmaları açısından büyük önem taşımaktadır. Son yıllarda meydana gelen depremlerde, çeşitli yüksekliklerdeki yapıların ve kritik altyapıların (örneğin petrol ve doğal gaz tankları) gördüğü hasarlar, araştırmacıların bu konuyu incelemesine yol açmıştır. Deprem kaynaklı yer hareketlerinin, sadece uzun periyotlu değil, 0.1 saniyeden 10 saniyeye kadar geniş bir periyot aralığında, kaynak ve havza yapısına bağlı özelliklerinin çıkarılması bu çalışmalar açısından büyük önem arz etmektedir. Eskişehir ili ve çevresi, sismik aktivite açısından çok yüksek olmamakla birlikte, yaklaşık bir milyon nüfusu, gelişmekte olan sanayisi ve hızla artan yapılaşması nedeniyle yüksek sismik risk taşıyan bir bölgedir. Şekil 1'de, çalışma alanı olan Eskişehir ili ve Eskişehir havzası gösterilmektedir. Şehir merkezi ve Eskişehir havzası, kırmızı çizgi ile ayrılmış olup, şehir merkezi havza içine doğru hızlı bir şekilde genişlemektedir (Şekil 1). Bu hızlı genişleme, Eskişehir ilini depremlerin yaratabileceği hasarlara açık hale getirmektedir. Bu bağlamda, Eskişehir havzasının sismik özelliklerinin ve deprem anında sismik dalgalara nasıl tepki vereceğinin anlaşılması, deprem zararlarının azaltılması açısından büyük önem taşımaktadır. Bilindiği üzere, yer hareketinin genliğini, süresini ve frekansını modifiye eden yerel zemin etkileri (özellikle yer hareketi büyütme) deprem hasar analizlerinde anahtar bir bileşendir ve bu aynı zamanda yerin sismik tepkisi olarak da bilinir. Alüvyon havzalarda veya vadilerde, tabakalanma belirli frekanslarda yüzeye yayılan S-dalgalarının rezonansına ve ayrıca havza kenarlarında yüzey dalgalarının hapsolmesine ve tekrar havza ortalarına doğru yayılmasına neden olur. Dolayısıyla, sismik yer tepkisinin karakterize edilmesi, sismik tehlike değerlendirmesi ve deprem zararlarının azaltılmasında en önemli konulardan biridir. Bu, özellikle kaya veya sert zemin formasyonları üzerinde yer alan alüvyon ve sediman formasyonlu havzalar için geçerlidir. Eskişehir havzası, bu tür karakteristik havzalardan biridir.



Şekil 1. Çalışma alanı olan Eskişehir ili ve Havzası. Kırmızı çizgi il merkezini havzadan ayırmaktadır.

Figure 1. Eskişehir province and Basin, which is the study area. The red line separates the provincial center from the basin.

Bu çalışma kapsamında, Eskişehir havzasının mühendislik ve sismolojik ana kaya derinlik dağılımları ve geometrileri ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Sismolojik anakaya, deprem dalgalarının farklı jeolojik katmanlardan geçişini ve bu süreçte dalgaların büyütülmesi veya sönümlenmesini etkileyen bir sınır olarak kritik bir rol oynar. Mühendislik uygulamalarında, anakaya derinliği ve özelliklerinin belirlenmesi, sismik tepkilerin doğru tahmin edilmesi ve depreme dayanıklı yapıların tasarlanması için gereklidir. Sismik tehlike

değerlendirmeleri ve saha tepki analizleri, yapıların dayanması gereken sismik kuvvetleri doğru bir şekilde tahmin etmek için anakaya koşullarının modellenmesine dayanır (Midorikawa, 1993). Mühendislik anakayası ise, deprem sırasında yer hareketlerinin büyütülmesi veya sönümlenmesi üzerinde önemli bir etkiye sahiptir. Bu anakaya tabakası, yapısal tasarımda dikkate alınması gereken başlıca sismik kuvvetlerin belirlenmesinde kullanılır. Genellikle kesme dalgası hızına (V_s) göre tanımlanır ve bu hız genellikle 760 m/s olarak kabul edilir. Bu değer, zemin hareketi tahminleri ve simülasyonları için bir referans oluşturur (Lin vd., 2020). Yapılan arazi çalışmalarında, lokal sismik tepkileri araştırmak için pasif ölçmelere odaklanarak tek istasyon ve ağ/dizilim mikrotremor ölçmelerini kapsayan jeofizik ölçmeler gerçekleştirilmiştir. Tek-istasyon ölçmeleri Yatay/Düşey spektral (H/V) metodunu kullanarak hâkim frekansları belirlenirken, değişen yarıçaplarda gerçekleştirilen ağ mikrotremor ölçmeleri ise SPAC yöntemi kullanılarak 600-700 m'ye kadar V_s yapısını belirlemeye olanak sağlamıştır. Ağ ölçümlerindeki istasyonlardan bazıları tek istasyon (H/V) olarak değerlendirilmiş ve ağ ölçmeleri (SPAC) ile ters çözüm yapılmıştır. Toplamda, 7 ağ 2017 yılında, 8 ağ ise 2018 yılında olmak üzere 15 noktada ağ ölçümü gerçekleştirilmiştir. 2018 yılında alınan ölçümlerden Eskişehir baseninin dışında/kuzeyinde kalan 4 noktası üzerinde bir sonuç alınamazken, basen ortasında, mühendislik ve sismolojik anakaya derinlikleri hakkında ölçümlere bağlı olarak tahminlerde bulunulmuştur. Bu kapsamda, bölgede kurulu bulunan ivmeölçer lokasyonlarında çeşitli yarıçaplarda oluşturulan 4 veya 7 istasyonlu ağlarla mikrotremor ölçmeleri yapılmıştır.

2. Literatür

2. Literature

Bir alandaki sismik tehlikeyi temsil eden yer hareketi zaman serilerinin seçimi ve modifikasyonu, non-lineer tepki analizleri üzerinde önemli bir etkiye sahiptir. Bu nedenle, kuvvetli yer hareketlerinin ölçeklenmesi ve modifikasyonu gibi rasyonel prosedürlerin belirlenmesi gerekmektedir. Böyle bir prosedürün oluşturulabilmesi için, bir bölgenin iki ve/veya üç boyutlu yeraltı yapısının sismik dalga yayılımı üzerindeki etkilerinin anlaşılması gereklidir. Yakın alan ve havza etkilerini, ayrıca yakın alanda meydana gelebilecek büyük depremlerin oluşturabileceği kuvvetli yer hareketlerinin içeriklerini birlikte değerlendiren yer hareketi zaman serilerinin üretilmesinde, doğruluğu kabul edilmiş sismolojik yöntemler kullanılabilir. Bu tür yaklaşımlar, bölgenin sismik tehlike değerlendirmesinde ve deprem zararlarının azaltılması çalışmalarında kritik bir rol oynar. Böylelikle, kuvvetli yer hareketlerinin ölçekleme ve modifikasyonu için geliştirilen yöntemler, bölgesel sismik tehlike değerlendirmelerinde ve yapıların deprem performans analizlerinde daha güvenilir sonuçlar elde edilmesini sağlayacaktır.

Son zamanlarda, yüksek nüfus yoğunluğuna sahip yerleşim yerlerinde çok yüksek katlı binalar, asma köprüler, petrol tankları gibi kritik yapıların sayısı giderek artmaktadır. Ayrıca, nüfusun giderek hızla artması ve yeni yerleşim yerlerinin oluşması da sismik riski arttırmaktadır. Pitarka vd. (2014), çok sayıda yüksek katlı binaların ve köprülerin bulunduğu Arap Körfezi'nde 2-10 sn rezonans periyotlarına sahip kritik binaları etkileyecek uzun periyotlu yüzey dalgalarının genliklerini incelemişler ve yaptıkları simülasyon çalışmalarında sığ depremlerin ve özellikle sedimenter havza geometrisinin oldukça büyük genlikli ve uzun süreli yüzey dalgaları oluşturduğunu doğrulamışlardır.

1999 Kocaeli depremi ve 2013 Japonya Tokachi depremleri, sığ odaklı olması, havza geometrisi, ana kaya ile sedimanlar arasındaki büyük hız farkları nedeniyle oldukça dikkat çekici uzun-periyotlu yüzey dalgaları oluşturmuşlardır. Miyakoshi vd. (2013), uzun süreli ve uzun periyotlu dalgalar üreten 1944 Tonankai (M7.9) ve 1946 Nankai (M8.0) plakalar arası büyük depremleri incelemişlerdir. 2000 m derinlikteki kuyu içi ivmeölçer kayıtlarından ve yüzey kayıtlarından Osaka havzasında havzanın kendisinin oluşturduğu (Basin-induced) uzun periyotlu yüzey dalgalarının varlığını göstermişlerdir.

Hatayama vd. (2004) çalışmasında yumuşak sedimanlarla dolu olan Osaka havzasının uzun periyotlu Love dalgaları oluşturduğunu göstermişlerdir. 1964 Niigata depremi (M 7.5) ve 1983 Central Japan Sea depreminde (M 7.7) gözlemlendiği gibi uzun süreli ve uzun-periyotlu yüzey dalgaları büyük petrol tanklarına oldukça büyük hasar vermiş ve akabinde yangınlar oluşmuştur (Kudo & Sakaue, 1984). Benzer olarak, 2013 Tokachi-Oki depreminde de Tomakomai şehrinde bulunan ve dış merkezden 250 km uzakta olmasına karşın büyük petrol tankları ağır hasar görmüştür (Hatayama vd., 2004; Koketsu vd., 2005; Koketsu & Miyake, 2008). Meksika'da 1985'te meydana gelen Michoacan (Mw8.1) depreminde, dış merkez 400 km uzakta olmasına rağmen, 10 dakika gibi oldukça uzun süren ve 2-3 sn'lik uzun periyotlu yüzey dalgaları 20.000 kişinin ölmesine neden olmuştur (Anderson vd., 1986). Ulusal çapta kurulan deprem kayıt ağlarından (K-Net, KiKnet) 585

istasyondaki dalga formlarından ve Tokyo civarında kurulu 495 şiddet ölçer kayıtlarından uzun periyotlu dalgaları incelemiştir. Veriler, rijid anakaya üzerinde uzanan çok kalın sedimanların (>3000-4000 m) içinden geçerek ilerleyen yüzey dalgalarının Kanto Havzasının (Tokyo havzası) kuzey uç kısımlarında oluştuğunu ve Rayleigh dalgası olduğunu göstermiştir. Genelde, 1-10 sn periyotlu yer hareketleri beklenmedik derecede yüzlerce saniyelere kadar süren ve daha düşük grup hızları gösterirler. Yapılan mikrotremor çalışmalarıyla birlikte, kritik yapılar farklı frekanslarda yer hareketlerine maruz kaldıklarında çok farklı sismik tepki gösterebileceklerinden dolayı sismik tepki analizlerinde uzun periyotlu dalgalarla beraber kısa periyotlu dalgaların da dikkate alınması gerektiği ortaya konulmuştur (Öztürk vd., 2021; Tan vd., 2015; Usta & Sayıl, 2022). Benzer olarak havza içinde üreyen uzun periyot Love dalgalarının karakteristikleri incelenmiş, eğer havza kalınlığı 2 km'yi aşarsa bu dalgaların sığ sediman yapısından oldukça etkilendiğini ve bu tür derin sediman havzalarda sığ sedimanların kabaca ele alınmasının dalgaların frekans içeriğine etki edeceğini ve baskın frekanslarını etkileyeceğini ileri sürülmüştür (Yoshimoto & Takemura, 2014).

Havzalar ve geometrileri nedeniyle (sismolojik anakaya derinlik dağılımı, tabakalaşma ve hız yapısı) yarattıkları yüzey dalgalarının özelliklerinin (periyot içeriği, genlik vb.) incelenmesi için havza yapısının geometrilerinin belirlenmesi gerekmektedir. Bu yöntemlere örnek olarak, tek istasyon ve ağ mikrotremor ölçmeleri (Aki, 1957; Capon, 1970; Nakamura, 1989; Okada & Suto, 2003), sismik interferometri yöntemi (Snieder & Hagerty, 2004; Wapenaar & Fokkema, 2006) havza geometrisini belirlemede kullanılan yöntemlerdir.

Derin havzalarda P-dalga hızları patlayıcı ve büyük vibratörler kullanılarak zorluk çekmeden elde edilebilir, fakat S-dalga hızları için durum tümüyle farklıdır. Derinliği 4-5 km'ye ulaşan derin havzalarda S-dalgası jeneratörleri kullanarak S-dalgası profillerini elde etmek oldukça zordur. Diğer taraftan, SPAC ve F-K metodları gibi ağ-mikrotremor ölçmeleri vasıtasıyla yüzey dalgaları faz hızlarının ters çözümü ile herhangi bir kontrollü kaynak olmadan S-dalga hızları tahmin edilebilir (Horike, 1985). Mikrotremor ağ ölçmeleri diğer sismik ölçmelere göre daha ucuz ve daha pratik bir şekilde uygulanabilir. Çeşitli yarıçaplı ağ-mikrotremor ölçmeleri vasıtasıyla ölçüm yapılan noktadaki 1-boyutlu S-dalgası hız yapısı çıkarılabilir. Tek istasyon mikrotremor ölçmeleri ise Nakamura (1989) ile tüm dünyaya yayılmış ve avantajları/limitleri birçok çalışma ile (Bard, 1999; Kudo, 1995; Kudo vd., 2004; Lachet & Bard, 1994; Scherbaum vd., 2003; Sylvette vd., 2006) tartışılmıştır. En büyük avantajı ise tek istasyona gereksinim olmasıdır.

Porsuk Nehri ve Sarısu Deresi'nin sedimanter malzemesi tarafından oluşturulan Eskişehir Havzası'nda, Kuvaterner alüvyon genel olarak kuzeyden güneye yumuşak bir geçişle uzanmakta ve Eskişehir Havzası'nda maksimum 700 m derinliğe ulaşmaktadır. Böylece, ortaya çıkan ana kaya sınırı, Eskişehir Grabeni'nin yarım graben konfigürasyonunu tanımlamaktadır (Tün, 2013). Eskişehir, kent merkezi boyunca Kuvaterner ve Neojen sedimanların zemin büyütmesi ve sıvılaşma gibi riskler üretebileceği daha önceki çalışmalarda belirlenmiştir (Gok & Polat, 2012; Ocakoğlu & Açıkalin, 2010; Orhan vd., 2007; Öztürk vd., 2009). Eskişehir yerleşim alanının bütünlüklü sismik risk analizine göre, nüfus yoğunluğunun potansiyel bir deprem sırasında genellikle orta/yüksek risk altında olduğu ortaya konmuştur (Pekkan vd., 2015). Ayrıca Tun vd. (2020) çalışmasında kurulan EstuNet kayıt istasyonları, kentsel alandaki zemin tepki özelliklerini hesaplamak için istasyonlardan elde edilen deprem kayıtlarından, PGA (en büyük yer ivmesi) değerlerinin çok düşük olduğu ölçülmüştür. PGA, sismik dayanıklı yapıların tasarımında temel bir parametredir. Deprem sırasında yapının maruz kalacağı maksimum ivme hesaplanarak, daha güvenli ve dayanıklı yapılar inşa edilir (Philip & Santhi, 2020). Deprem mühendisliğinde PGA, yapıların performans tabanlı tasarımında kullanılır ve bu sayede yapıların belirli bir deprem şiddetine dayanması sağlanır (Nazarova & Uzdin, 2020).

2. Çalışma alanı

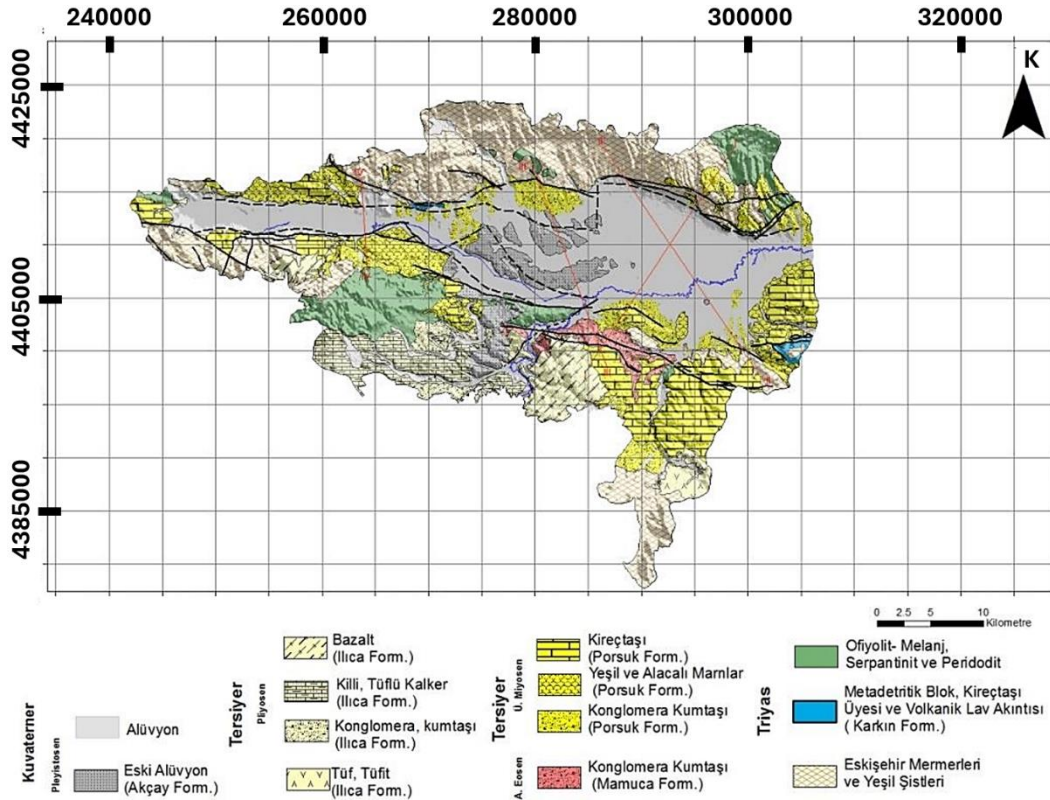
2. Field of study

2.1. Jeoloji

2.1 Geology

Eskişehir ve çevresindeki jeolojik birimler Triyas yaşlı birimlerden, en genç ve güncel olan Kuvaterner yaşlı birimlere kadar değişkenlik göstermektedir. Genel olarak Karkın Formasyonu, Mamuca Formasyonu, Porsuk Formasyonu, Ilıca Formasyonu ve Akçay Formasyonu olmak üzere beş adet jeolojik formasyondan oluşmaktadır (Şekil 2). Şehir sınırları içindeki oluşumlar ise, en gençten en eskiye doğru, alüvyon, Akçay Formasyonu, Ilıca Formasyonu, Porsuk Formasyonu, Mamuca Formasyonu ve Karkın Formasyonu'dur

(Pekkan vd., 2015). Bölgedeki jeolojik birimlerin temelini Eskişehir Metamorfikleri (Eskişehir Mermerleri ve Yeşil Şistleri) oluşturmaktadır (Şekil 3). Eskişehir Metamorfikleri Triyas yaşlıdır ve birbirleriyle tektonik olarak ilişkili olan metadentrit, ofiyolit ve mermerlerden oluşmaktadır. Eskişehir metamorfikleri; tabanda granatlı amfibolit, eklojit, piyemontitli kuvarsit, glokofan-lavsonit şist, epidot-muskovit-kuvars-klorit-albit şist ve üst seviyelerde ise mermerlerden oluşmaktadır. Eskişehir Metamorfikleri üzerine tektonik bir dokanakla ofiyolitik melanj, gabro ve peridotitten yapıli ofiyolitler gelir. Karkın Formasyonu olarak da bilinen ofiyolitler genel olarak koyu yeşil, kahverengi ve kırmızımı renkli melanj, radyolarit, çamurtaşı, kireçtaşı, metadentritik, diyabaz, serpantin, peridotit, gabro ve büyük bir olasılıkla İnönü mavişistlerine ait metamorfik kayaların tektonik olarak ilişkileri sonucu bir araya gelmesiyle oluşmuştur. Karkın Formasyonunda yer alan tektonik zonlarda serpantinleşmelere gözlemlenmektedir. Mamuca Formasyonu; en alt seviyelerinde mor, kırmızı, şarabi renkli çakıltaşları ile başlar ve birimin üst seviyelerine doğru kumtaşı ve yeşil renkli killer yer alır. Bu formasyonun üst seviyelerine doğru sarımsı renkli killi, kumlu kireçtaşları ile son bulur. Porsuk Formasyonu; en alt seviyeleri çakıl taşları ile başlar ve üst seviyelere doğru konglomera, kumtaşı, tuf, tüfit, bazalt akıntıları, kıltaşı, marn, jips, kireçtaşı, gösel çökellerden oluşur ve bu birimler Porsuk Çayı boyunca gözlemlenmektedir. Ilıca Formasyonu; Porsuk formasyonu üzerinde yer alır ve Pliyosen yaşlı olan formasyon ani depolanma ürünü olan konglomera, kumtaşı, aglomera, tuf-tüfit, marn ve bazaltlardan oluşmaktadır. Ilıca formasyonunun alt seviyelerinde çakıltaşı ve kumtaşı yer alır, üst seviyelere doğru aglomera, bazaltik tüflerle devam eder ve bazaltik lav akıntıları ile son bulur. Akçay Formasyonu, Kuvaterner öncesi tüm litolojilere ait farklı türdeki blok, çakıl ve kumlarla temsil edilen gevşek tortullardan oluşan Eski Alüvyon birimi ve temel kaya birimlerini, Orta-Üst Miyosen çökelleri üzerinde uyumsuz olarak örten Yeni Alüvyon biriminden oluşmaktadır. Akçay Formasyonu, Kuvaterner öncesi tüm birimleri uyumsuzlukla örter. Polijenik çakıllı Akçay formasyonunda yer yer çapraz tabakalanma gözlemlenmekte ve genel olarak kalın katmanlıdır. Eskişehir Havzası'nın en güncel birimlerini oluşturan Yeni Alüvyon havzada bulunan akarsuların getirip biriktirdiği genellikle tutturulmamış çakıl, kum, silt, kil gibi malzemelerden oluşmaktadır (Gözler vd., 1996; Gözler vd., 1985; Tokay & Altunel, 2005).



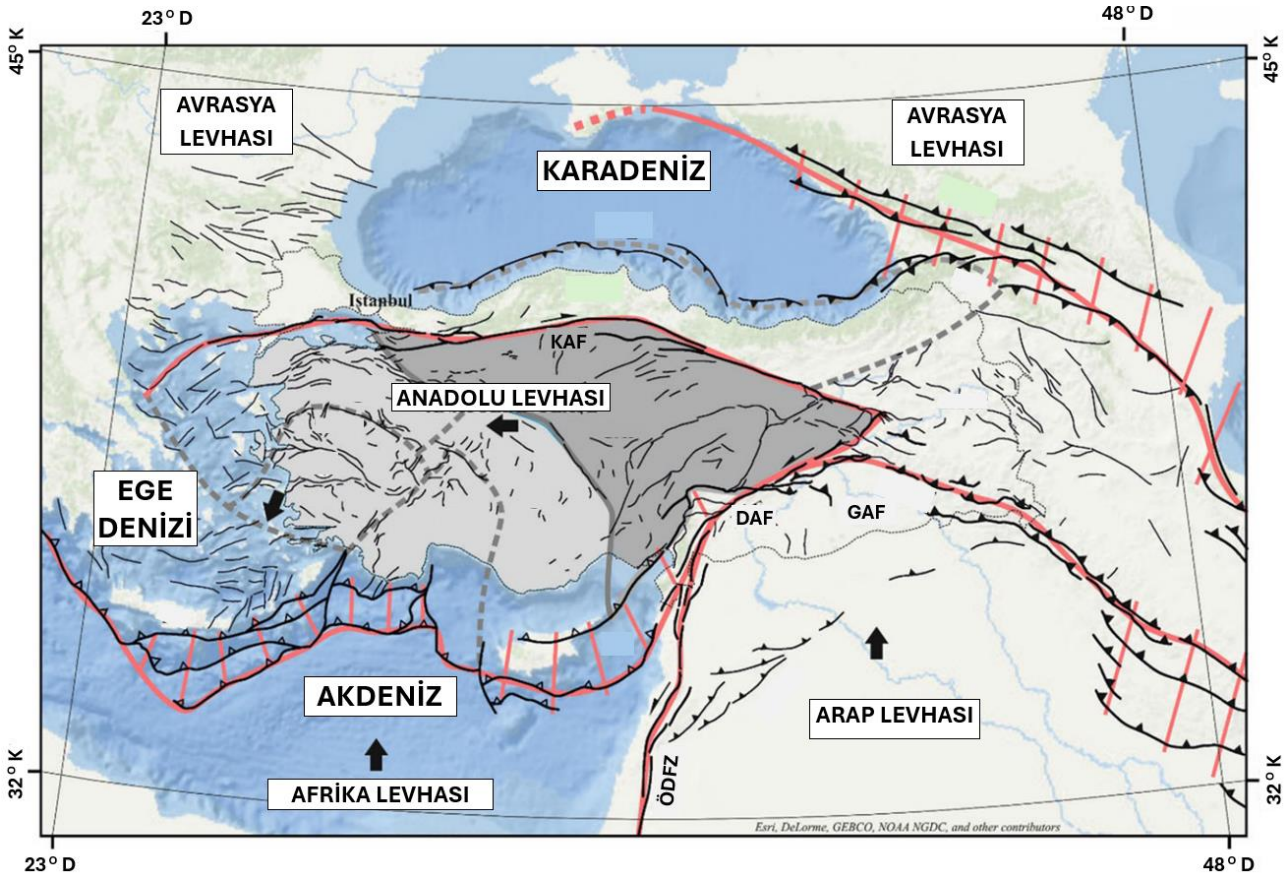
Şekil 2. Eskişehir ve çevresinin jeoloji haritası (DSİ 1976, MTA jeoloji haritalarından geliştirilmiştir (Güney vd., 2013).

Figure 2. Geological map of Eskişehir and its surroundings (developed from DSI 1976, MTA geological maps, (Güney et al., 2013).

2.2. Tektonizma

2.2. Tectonism

Türkiye'nin ve yakın çevresinin jeolojik olarak şekillenmesi, dört ana neotektonik yapı ile sağlanmaktadır ve bu yapılar sağ yanal Kuzey Anadolu Fay Sistemi, sol yanal Doğu Anadolu ve Ölüdeniz fay sistemleri ile aktif Ege-Kıbrıs dalma-batma zonudur. Bu ana yapılarla beraber Anadolu'yu küçük bloklara ayıran ikincil yapılar mevcuttur. Bu yapılar sol yanal Orta Anadolu Fay Sistemi, sağ yanal Tuzgözü Fay Zonu, verrev özellikli İnönü-Eskişehir fay sistemi ve Akşehir fay zonudur (Özsayın & Dirik, 2007). Bu ana yapılarla beraber, Doğu Anadolu sıkışma bölgesi, Kuzey Anadolu bölgesi, Orta Anadolu "Ova" bölgesi ve Batı Anadolu açılma bölgesi olmak üzere dört ana neotektonik bölge yer alır (Emre vd., 2013; Emre vd., 2018; Duman vd., 2018) (Şekil 4).

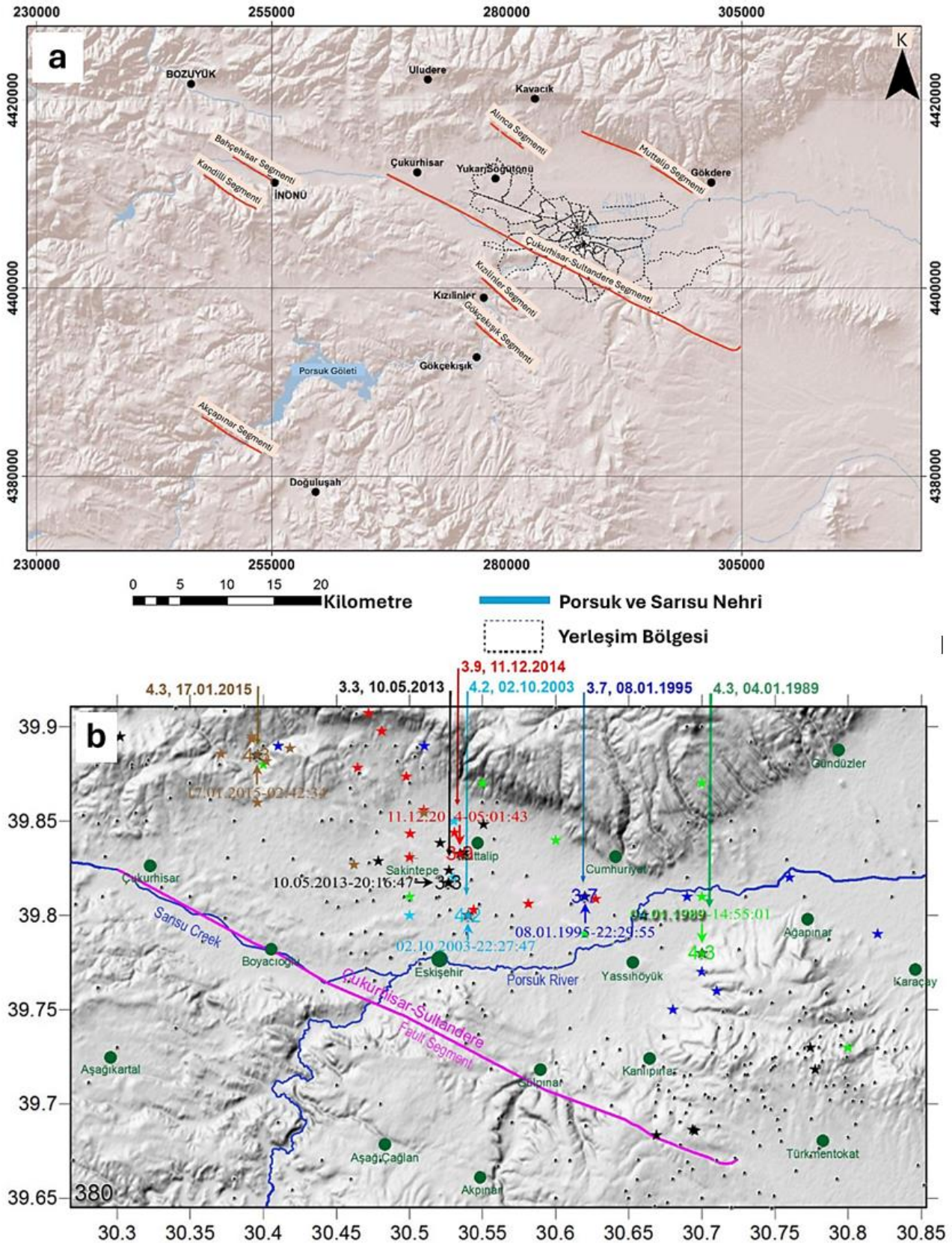


Şekil 4. Anadolu'da etkili olan dört ana neotektonik bölge (Emre vd., 2018).

Figure 4. The four main neotectonic regions affecting Anatolia (Emre et al., 2018).

Eskişehir Fay Zonu, Sultandere ve İnönü arasında birbirini takip eden segmentlerden oluşmaktadır ve genel doğrultusu BKB-DGD olan Eskişehir Fay Zonu ayrıntılı olarak incelendiğinde doğrultu D-B ile KB-GD arasında değişmektedir. Altunel ve Barka (1998)'e göre Eskişehir Fay Zonu, İnönü'nün batısında KB-GD, İnönü-Oklubalı arasında yaklaşık D-B, Oklubal-Turgutlar-Eskişehir arasında BKB-DGD, Eskişehir'in güneyinde ise yaklaşık D-B ve Eskişehir-Sultandere arasında KB-GD doğrultulu uzanmaktadır. Ocakoglu vd. (2007)'ye göre Eskişehir Fay Zonu Bozüyük-Alpu arasında BKB doğrultulu uzanmakta olup yaklaşık 15 km genişliğinde olan bu fay zonu birçok segmentten oluşmaktadır.

Seyitoğlu vd. (2015), Eskişehir Fay Zonunun sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay zonu olduğunu, K60°B doğrultulu uzandığını ve Eskişehir Fay Zonunun Çukurhisar-Sultandere segmentininin 40 km uzunluğunda bir fay segmenti olduğunu ifade etmiştir. Ayrıca Eskişehir 1956 depreminin konumunu tekrar hesaplamış ve depremin merkez üstünün Çukurhisar ve Sultandere arasında olduğunu ve Canitez ve Üçer (1967)'nin odak mekanizma çözümünün, çalışmalarının yapısal bulguları ile örtüşüğünü ifade etmiştir (Şekil 5a).



Şekil 5. (a) Eskişehir ve çevresinin sismotektonik haritası (Pekkan vd., 2015), (b) Eskişehir grabeninde 23 Ocak 1976 tarihinden beri meydana gelen depremlerin büyüklük ve yerleri (Tün vd., 2016)

Figure 5. (a) Seismotectonic map of Eskişehir and its surroundings (Pekkan et al., 2015), (b) Magnitudes and locations of earthquakes that have occurred since January 23, 1976 in the Eskişehir graben (Tün et al., 2016)

Eskişehir bölgesinde aletsel dönemde (1900 sonrası) meydana gelen ve yüzey kırığı oluşturduğu ifade edilen tek deprem 20 Şubat 1956 Eskişehir depremi ($M=6,4$) dir (Ocal, 1959). 23 Ocak 1976 tarihinden itibaren de

günümüze kadar 380 deprem meydana gelmiş ve Şekil 5b de gösterilmiştir (Tün vd., 2016). Deprem dış merkezi ve kaynak fayı hakkında değişik görüşler ileri sürülmüştür. Bir grup araştırmacı bu depremin İnönü Segmenti'nden kaynaklandığını ileri sürerken (Açıkalın & Ocakoğlu, 2005; Altunel & Barka, 1998; Ocal, 1959; Şaroğlu vd., 2005) Eskişehir depreminin kuzeydeki Kavacık Segmenti'nden kaynaklanmış olabileceğini öne sürmüştür. Bazı araştırmacılar, sağ yanal fayın daha genç bir normal fay sistemi tarafından üzerine yerleştirildiğini (Gözler vd., 1985; Koçyiğit, 2005; Ocakoğlu vd., 2007; Yaltrak, 2002), diğerleri ise bölgedeki sismisitenin ana olarak doğrultu atımlı faylar tarafından kontrol edildiğini öne sürmektedir (Altunel & Barka, 1998; Seyitoğlu vd., 2015; Seyitoğlu vd., 2010; Şaroğlu vd., 2005; Tün vd., 2010).

3. Metodoloji

3. Methodology

Havzalarındaki S-dalgası hız yapısını belirlemek üzere, mikrotremor verisinin düşey bileşenlerine SPAC metodu (Aki, 1957; Matsushima, 1989; Okada & Suto, 2003) uygulanmıştır. Merkezde bir istasyon olmak üzere etrafında eşkenar üçgen olacak şekilde dört istasyondan oluşan bir konfigürasyon kullanılmıştır. SPAC yönteminin en önemli avantajları, yerinde kullanımı kolay olan halka dizi geometrisi, en az dört alıcı ile kullanılabilmesi ve düşük frekanslarda faz hızını belirlerken yüksek çözünürlüklü bilgi sağlamasıdır (Okada 2003). Metodun teorik temeli aşağıdaki şekilde verilebilir; Mikrotremor ağ verisinde genellikle ağın dışından yayılarak gelen uyumlu dalga paketleri gözlenir. Her bir istasyon çifti arasındaki uzaklık için frekansın fonksiyonu olarak azimutlarına göre SPAC (Uzaysal öz-ilişki katsayısı) katsayıları (1)'de verilen formülle elde edilir;

$$\rho(r, f) = \frac{1}{2\pi\phi(r=0, f)} \int_0^{2\pi} \phi(r, \theta, f) d\theta = J_0\left(\frac{rf}{c(f)}\right) \quad (1)$$

Burada $\phi(r=0, f)$ ağın merkezindeki kaydın ortalama öz-ilişki (oto-korelasyon) fonksiyonudur. $\phi(r, \theta, f)$ merkezdeki kayıt ile koordinatları $r=0, \theta$ olan istasyon kaydı arasındaki çapraz-ilişki (kros-korelasyon) fonksiyonudur. $c(f)$ ise ağın altındaki faz hızıdır. J_0 , sıfıncı derece Bessel fonksiyonudur (zero order Bessel function). Böylece gözlenen korelasyon katsayıları vasıtasıyla faz hızı hesaplanabilir (Aki, 1957; Okada & Suto, 2003).

Bu çalışmada yalnızca dikey bileşenli sismik ölçümler ele alınmış ve tartışma, yalnızca (dağınık) Rayleigh dalgası hareketi ile sınırlandırılmıştır. Her frekans için dalga enerjisinin yalnızca bir (skaler) hızda yayıldığını varsayarak, halka dizisi için açısız ortalama uyumluluğun şu şekilde ifade edilebileceği gösterilebilir (Aki, 1957; Asten, 1976; Okada & Suto, 2003);

$$\bar{c}(f) = J_0(kr) = J_0\left(\frac{2\pi fr}{V(f)}\right) \quad (2)$$

Burada f frekans, $\bar{c}(f)$ açısız ortalama uyumluluk, J_0 sıfıncı mertebeden Bessel fonksiyonu, k skaler dalga sayısı, $V(f)$ hız saçılma fonksiyonu ve r halka dizisindeki istasyonlar arası mesafedir (istasyon ayrımı). Teorik uyumluluklar, faz hızı ve frekans tarafından çizilen saçılma eğrilerini hesaplayarak belirlenir ve ardından denklem (2) kullanılarak bir model uyumluluk spektrumu hesaplanır. Yarıçap planlaması, hedef derinlik ve çevresel mikrotremorların gücüne bağlıdır. Halka dizisi içindeki eşit mesafelerde bulunan istasyonlar tarafından ölçülen mikrotremor kayıtları arasında yüksek otokorelasyon beklenir. Bir Rayleigh dalgası saçılma eğrisi, her bir halka dizisi için elde edilen tüm saçılma eğrilerinin birleştirilmesiyle oluşturulmuştur.

Diğer taraftan tek istasyon ölçümlerinin değerlendirilmesi için, detayları Nakamura (1989)'da verilen H/V metodu kullanılmıştır. Metot, üç bileşenli bir istasyonda mikrotremor verilerinin yatay bileşenlerin bileşkesinin spektrumunun düşey bileşen spektrumuna bölünmesinden ibarettir. Yarı sonsuz tek tabakalı bir ortamda Rayleigh dalgası olarak yayılan mikrotremorların yorumlanması üzerine bir yöntem önerilmiştir. Frekans ortamında, zemin tabakasının tabanında ve yüzeyindeki hareketin etkisiyle yatay ve düşey spektrumlarından oluşmak üzere dört adet spektrum elde edilir. Çok yakın kaynakların zemin tabakalarının tabanındaki mikrotremor hareketini etkilemediğinden hareketle, mikrotremor hareketine neden olan kaynağın spektral şekli $As(\omega)$ açısız frekansa bağlı olarak kestirilebilir. $VS(\omega)$, yüzeydeki hareketin düşey bileşen spektrumu, $VB(\omega)$ ise sedimanter tabakanın tabanındaki hareketin düşey bileşen spektrumudur (denklem 3). $HS(\omega)$, yüzeydeki hareketin yatay bileşen spektrumu, $HB(\omega)$ ise sedimanter tabakanın tabanındaki hareketin yatay bileşen spektrumudur (denklem 4) (Şekil 6a ve 6b). Ayrıca yöntemde mikrotremorların trafik gibi

sismometreye çok yakın kaynaklardan etkilendiği, derinden gelen kaynakların ise ihmal edildiği varsayılır. Nakamura'nın önerdiği yöntemde zemin tabakalarının düşey bileşen hareketini büyütmediği kabul edilmiştir (Campillo & Paul, 2003).

$$AS(\omega) = VS(\omega)/VB(\omega) \quad (3)$$

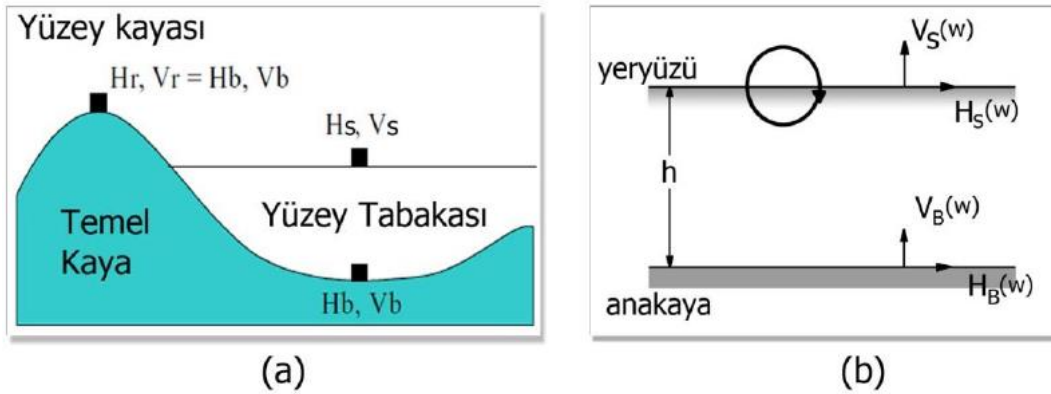
Deprem mühendislerinin ilgilendiği sığ yer etkisinin (site effect) elde edilmesi için aşağıdaki bağıntı kullanılmaktadır (Chevez-Garcia & Bard, 1994).

$$SE(\omega) = HS(\omega)/HB(\omega) \quad (4)$$

Sonuç olarak hareketin gerçek yerel etkisini hesaplayabilmek için, yatay ve düşey bileşenlerde kaydedilen spektrumlar oranlandırılmıştır,

$$\begin{aligned} Sm(\omega) &= SE(\omega)/AS(\omega) \\ &= ((HS(\omega) / HB(\omega)) / (VS(\omega) / VB(\omega))) \\ &= ((HS(\omega) / VS(\omega)) / (HB(\omega) / (VB(\omega))) \end{aligned} \quad (5)$$

Son olarak (5) bağıntısında ilgilenilen tüm frekanslarda; $HB(\omega)/VB(\omega)=1$ olduğu kabulüyle, yüzeydeki hareketin yatay bileşenin düşey bileşen spektrumuna oranıyla yerel zemin etkisinin kestirilebileceği kabul edilmiştir. Metodun sınırları Lachetl ve Bard (1994)'te verilmiştir. Bu metoda yapılan tüm eleştirilere Nakamura (2019)'da "What is the Nakamura Method" isimli makalesiyle cevap verilmiştir. Detaylar için literatürde hem SPAC ve hem de H/V metodu ile ilgili çok sayıda yayın bulunabilir.



Şekil 6. (a) Sedimanter basen yapısı (Nakamura, 2000) (b) Nakamura (1989) tarafından önerilen mikrotremorların yayılımı ile ilgili basit model.

Figure 6. (a) Sedimentary basin structure (Nakamura, 2000) (b) Simplified model of microtremor propagation proposed by Nakamura (1989)

Bu çalışmadaki ağ ölçümleri SPAC yöntemi ile, 3 bileşen tek istasyon ölçümleri ise H/V Nakamura tekniği ile analiz edilmiştir. Ayrıca H/V modelleme programı olarak da Herrmann (2013)'de yayınladığı kod kullanılmıştır. Bu kod, tabakalı bir ortamda yayılan yüzey dalgalarının (Rayleigh ve Love) yatay ve düşey bileşenlerinin spektral oranlarının modellenmesine olanak tanımaktadır. Analizler sonucunda SPAC ve H/V yöntemi ile edilen bir boyutlu hız yapısı birlikte ters çözüm yapılarak modellerin doğruluğu arttırılmaya çalışılmıştır.

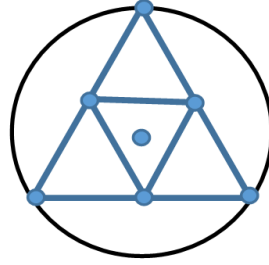
4. Bulgular

4. Findings

Mikrotremor Metodları, konvansiyonel sismik arama metodlarında olmayan iki paradigmaya dayanır. Bunlar (a) yer içine nüfuz eden yüzey dalgaları frekans bağımlıdır, dolayısıyla dispersiyon eğrisi tabakalı yeraltı modeline dönüştürülebilir ve (b) faz hızının frekans ile değişimi ağ işleme metodları kullanılarak ölçülebilir. Dolayısıyla bu metodlar (tek-istasyon veya ağ ölçmeleri) yaygın olarak kullanılmaktadır.

Bilindiği üzere, “Uzaysal Oto-Korelasyon” (SPAC) metodunda kullanılan ortam sismik gürültüsü (Ambient noise) veya mikrotremor gözlemleri 0.1 Hz den onlarca Hz’e kadar geniş bir frekans aralığında ki yüzey dalgalarından oluşur. Yüzey dalgalarının dalga boyları (ve dolayısıyla derinlik duyarlılığı) 1 veya 2 m derinlikten başlayarak birkaç kilometre derinliğe kadar S-dalgası hız modelinin belirlenmesini sağlar. Enerji kaynağı olarak sadece ortam gürültüsünü kullanan pasif bir metottur. Uygulamada, genellikle, faz hızı dispersiyon eğrisini ve dolayısıyla da S-dalga hız yapısını tahmin etmek için az sayıda sismometre kullanarak (genellikle 2 ile 15 arasında) 2-boyutlu sismik ağlar kullanılır. Dispersiyon eğrisini tahmin etmek için çok sayıda metod önerilmiştir. SPAC metodu, bunlardan en eskisidir ve az sayıda sismometre gerektirmesi ve kolay uygulanabilir olması nedeniyle en çok kullanılanıdır.

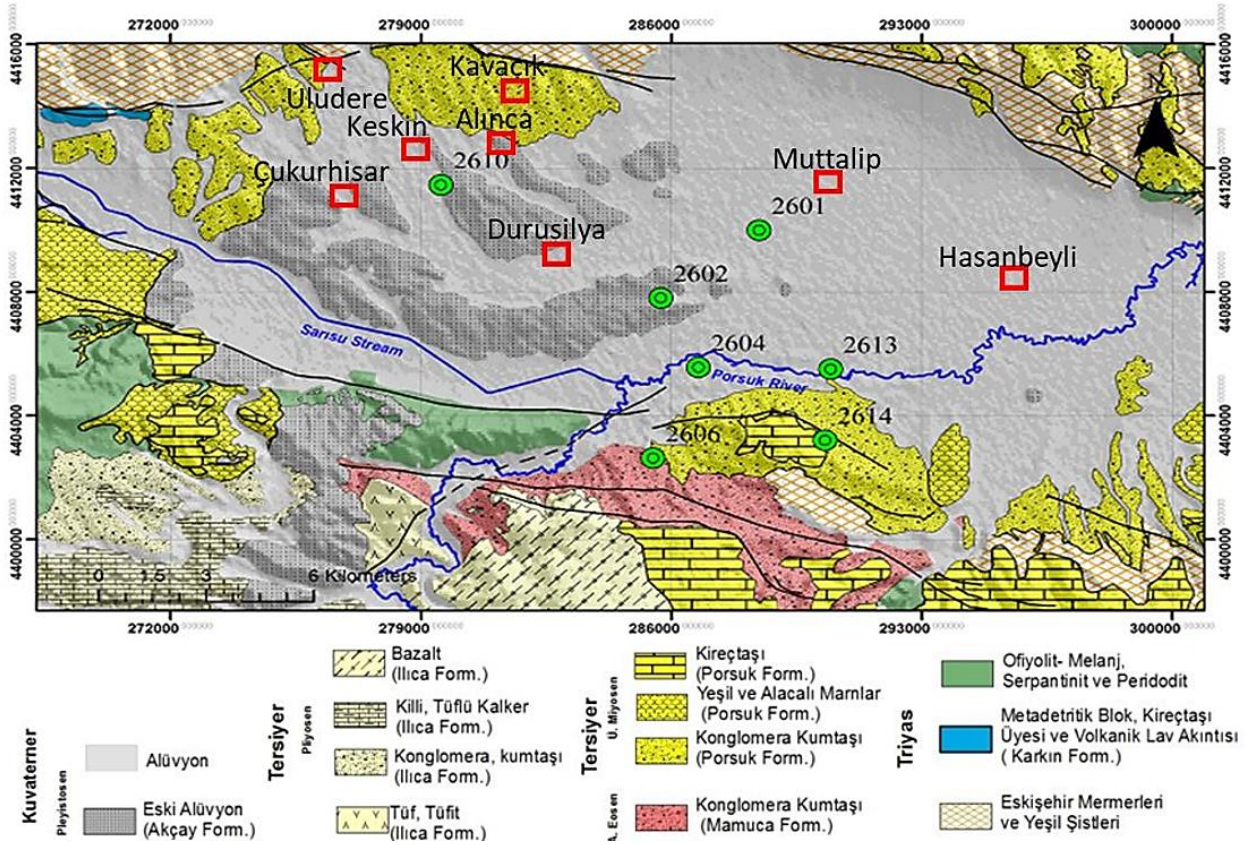
Bu çalışmada da 1-boyutlu S-dalgası hız yapısını tahmin etmek için SPAC metodu kullanılmıştır. Bunun için çeşitli yarıçaplarda iç içe iki dairesel dizilimde yedi alet kullanılmıştır. Dizilim şekli Şekil 6’da gösterilmiştir. Kullanılan aletler; 200 Hz örnekleme aralığına sahip 24-bit AD dönüştürücülü (analog-sayısal) sayısal kayıt üniteleri ile JEP-6A3 (2V/G) üç bileşen ve JEP- 6A3 (10V/G) sadece düşey bileşenli ivmeölçerler kullanmışlardır. Eş zamanlı ve aynı lokasyonlarda ise AD (Analog/Dijital) dönüştürücülü sayısal kayıt ünitelerini içinde barındıran yarı-geniş bant 30 sn’lik Guralp 6TD sismometreleri (hızölçerler) kullanmış ve örnekleme aralığı 100 Hz alınmıştır. Ölçüm süreleri, kısa yarıçaplı ağlar için 30-45 dakika ve büyük yarıçaplı ağlar için ise 60-90 dakika olarak alınmıştır.



Şekil 7. Ağ mikrotremor çalışmalarında SPAC metodunu uygulamak için kullanılan dizilim.

Figure 7. Sensor alignment to apply the SPAC method in microtremor studies.

Genel olarak elde edilen sonuçlara bakıldığında, 200 m’lik yarıçaplı ağlarda istasyonlar arasında yeterli uyumluluk (coherency) olmadığından 50 m, 100m ve 125m lik ağlar değerlendirilmiştir. 2017 yılında Eskişehir ovasında kurulmuş ve Anadolu Üniversitesi-AFAD ortaklığıyla çalıştırılmakta olan ivmeölçer istasyon yerlerinde yapılan mikrotremor ölçmelerinin lokasyonları ve ivmeölçer istasyon yerlerinde yapılan küçük ve büyük yarıçaplı mikrotremor ağ ölçmelerine ek olarak 2018 yılında da sekiz noktada daha küçük ve büyük yarıçaplı mikrotremor ağ ölçmeleri şekil 8’de gösterilmiş ve ölçmelerle ilgili bilgiler Tablo 1’de verilmiştir.



Şekil 8. Mikrotremor-ağ ölçmelerinin yapıldığı tüm noktalar. Yeşil daireler ivmeölçer istasyonlarını ve kırmızı dörtgenler ise 2018 yılında yapılan diğer noktaları göstermektedir.

Figure 8. All points where microtremor measurements were made. Green circles indicate accelerometer stations and red rectangles indicate other points surveyed in 2018.

Tablo 1. Ağ ölçümlerinin yapıldığı noktalar hakkında açıklama tablosu

Table 1. Explanation table about the points where network measurements were made

İstasyon Adı	Ağ Boyutları (m)	Formasyon	Jeolojik Yaş
2601	200-100-50	Alüvyon	Kuvaterner
2602	200-100-50	Alüvyon	Kuvaterner
2604	125-50	Alüvyon	Kuvaterner
2606	200-100-50	Konglomera Kumtaşı	Orta üst Miyosen
2610	200-100-50	Alüvyon	Kuvaterner
2613	150-50	Alüvyon	Kuvaterner
2614	100-50	Konglomera Kumtaşı	Orta üst Miyosen
Uludere	24-12-8-4	Alüvyon	Kuvaterner
Keskin	24-12-8-4	Alüvyon	Kuvaterner
Alınca	24-12-8-4	Alüvyon	Kuvaterner
Kavacık	NA	Konglomera Kumtaşı	Orta üst Miyosen
Çukurhisar	100-50-24-12-8-4	Alüvyon	Kuvaterner
Durusilya	100-50	Alüvyon	Kuvaterner
Muttalip	100-50	Alüvyon	Kuvaterner
Hasanbeyli	100-50	Alüvyon	Kuvaterner

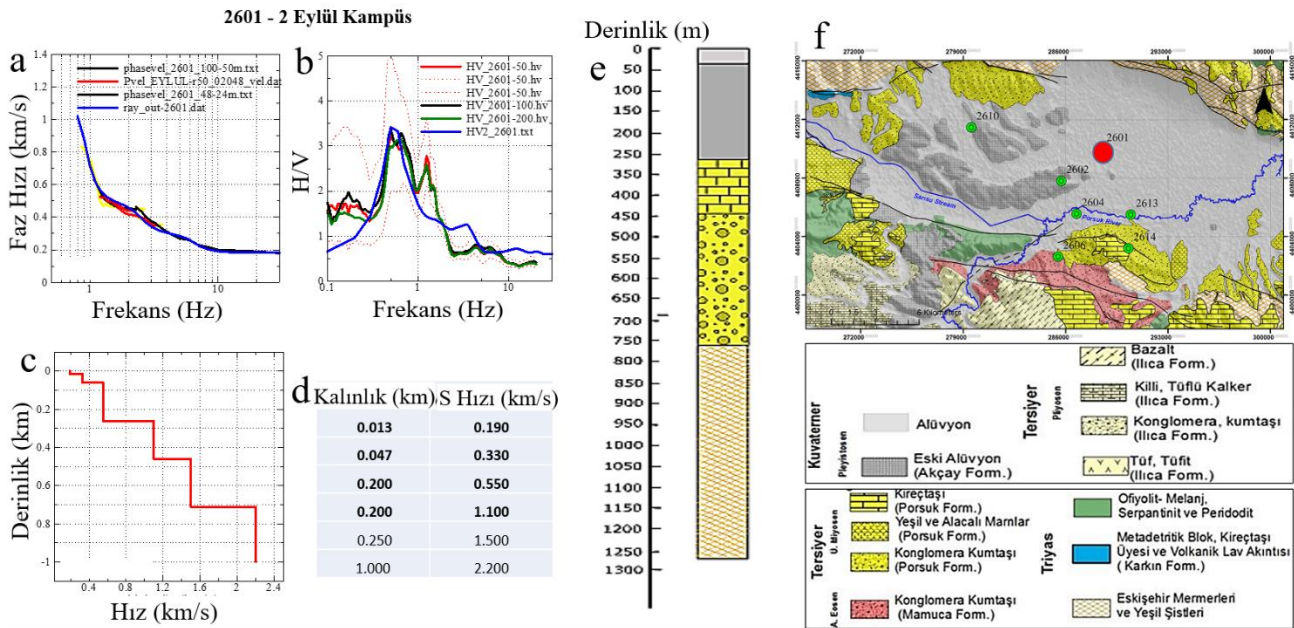
Modelleme yöntemi olarak; 30-45 dakikalık alınan veriler 40.96 sn'lik veya 81.92 sn'lik pencere ayrılmıştır. Bu pencerelerden elde edilen sonuçlar, ortalaması alınarak dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. Giriş modeli olarak 3-tabakalı bir model ($Vs1 < 300 \text{ m/sn}$; $Vs2 \text{ } 200\text{-}400 \text{ m/sn}$ ve $Vs3 > 400 \text{ m/sn}$) öngörülmüş ve genetik algoritma ile rms değerleri minimum oluncaya kadar iterasyona sokularak ters çözüm yapılmıştır.

Bundan sonraki kısımda, Şekil 8'de lokasyonları gösterilen ivmeölçer istasyonlarında yapılan mikrotremor ağ ölçmeleri sonuçları verilmiştir. Bu lokasyonlarda yapılan ölçmelerde, elde edilen verilerden SPAC metodu kullanılarak Rayleigh dalgaları dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. Her bir ağ yarıçapı farklı derinlik ve frekans aralıklarına duyarlı olduğundan, elde edilen veriler ayrı-ayrı analiz edilmiş ve daha sonra da birleştirilerek

geniş bir frekans aralığında (1 Hz'den 30 Hz'e kadar) her bir ivmeölçer istasyonu için dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. Daha sonra bu dispersiyon eğrilerinden ters çözümle bir boyutlu S-dalgası (Vs) hız profilleri tahmin edilmiştir.

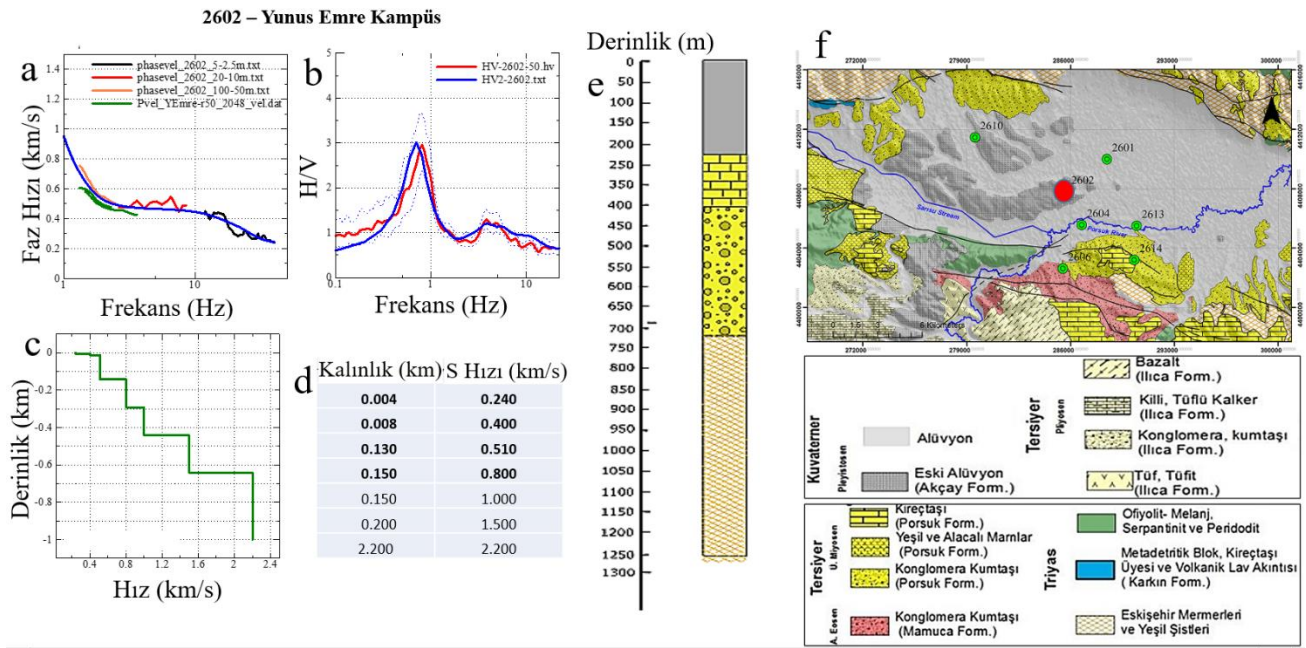
Dispersiyon eğrilerinden elde edilen Vs hız yapılarının doğrulanması için, merkezdeki sismometre kayıtlarının Düşey Bileşen/Yatay bileşen spektrumlarından frekans bağımlı H/V oran grafikleri elde edilmiştir. Elde edilen bu grafiklerden, B. Herrmann'ın kodu kullanılarak (<http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html>) doğrudan modelleme yapılmıştır. Kod, sadece 1B heterojenliklerle karakterize edilen tabakalı bir ortamın yüzeyinde yayılan yüzey (Rayleigh ve Love) dalgalarına ilişkin yatay ve dikey spektral oranların doğrudan modellenmesine izin vermektedir. Daha sonra, hem SPAC'tan elde edilen ve hemde H/V'den elde edilen modeller karşılaştırılmıştır. Sonuç olarak, birleşik ters çözüm yoluyla (joint inversion) hem dispersiyon eğrisini hem de H/V eğrisini sağlayan Vs modeli sonuç model olarak alınmıştır

Sonuçlar aşağıda istasyon bazında verilmiştir (Şekil 9, Şekil 10, Şekil 11, Şekil 12, Şekil 13, Şekil 14, Şekil 15). Bu şekillerdeki harf grupları, (a) dispersiyon eğrilerini (mavi hesaplanmış dispersiyon eğrisini, diğer renkler farklı yarıçaplı ağlardan elde edilen gözlemsel eğrileri göstermektedir), (b) H/V eğrisini (mavi hesaplanmış, diğer renkler +/-1 standart sapmalarıyla gözlemsel eğriler), (c) Vs hız-derinlik grafiğini, (d) tabaka kalınlığı-hız tablosunu, (e) jeolojik logu ve (f) bölgenin jeoloji haritasını ve ivmeölçer istasyonunun lokasyonunu göstermektedir. Yalnızca Şekil 15'te gösterilen noktada, ölçüm yapılan alan sert jeolojik formasyon üzerinde olduğundan (Kireçtaşları) SPAC ölçümleri bir sonuç vermemiş ve sadece H/V hesaplanabilmiştir.



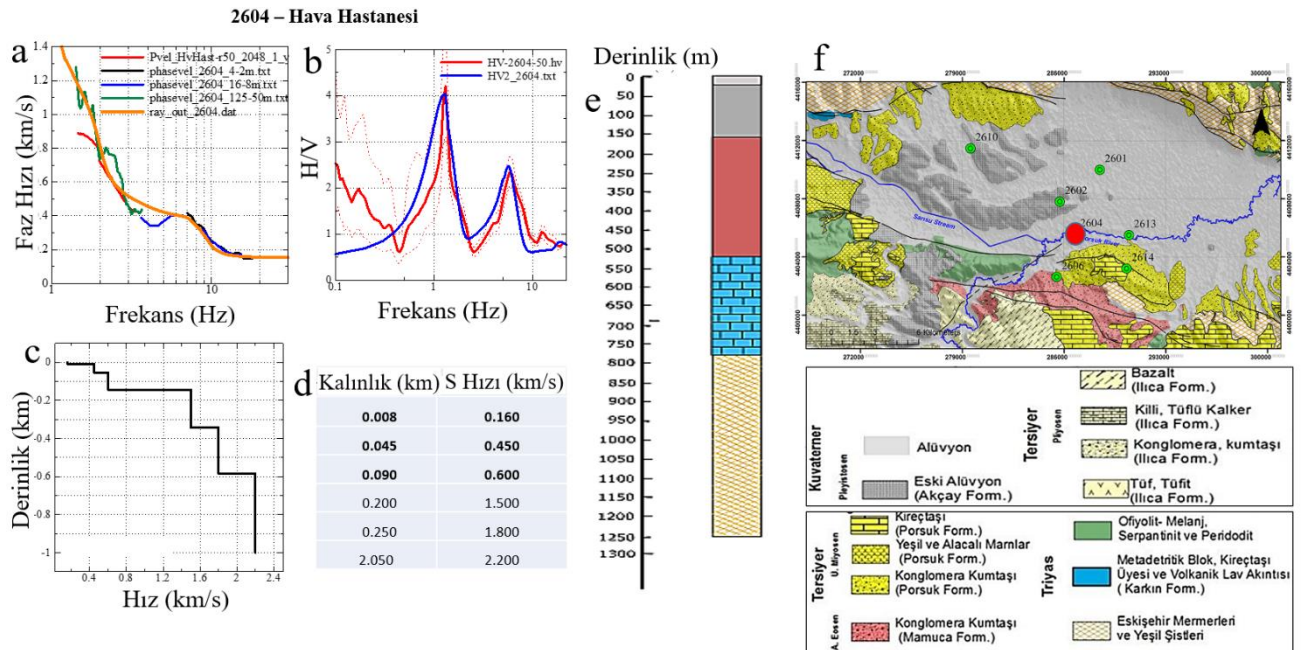
Şekil 9. Anadolu Üniversitesi 2-Eylül Yerleşkesinde 2601 no'lu ivmeölçer istasyon noktasında yapılan ağ ölçmelerinin sonuçları

Figure 9. Results of the net measurements made at the accelerometer station 2601 at Anadolu University 2-September Campus



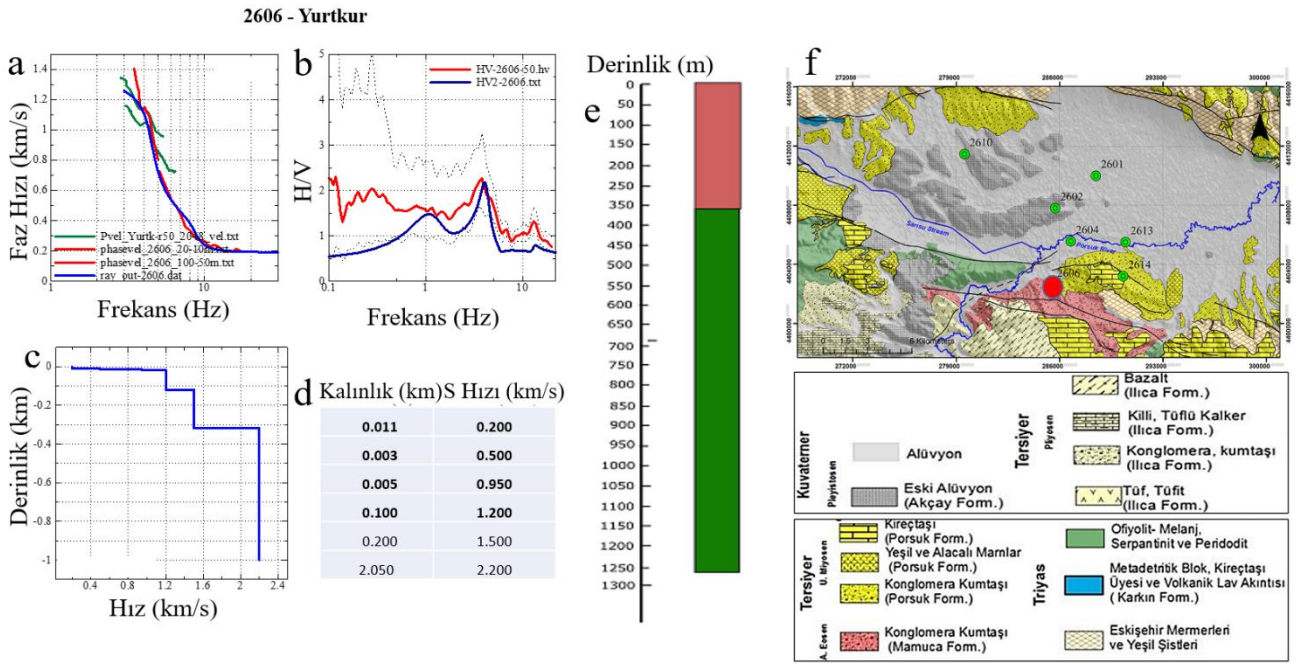
Şekil 10. Anadolu Üniversitesi Yunus Emre Yerleşkesinde 2602 no'lu ivmeölçer istasyon noktasında yapılan ağ ölçmelerinin sonuçları

Figure 10. Results of net measurements made at the accelerometer station point 2602 at Anadolu University Yunus Emre Campus



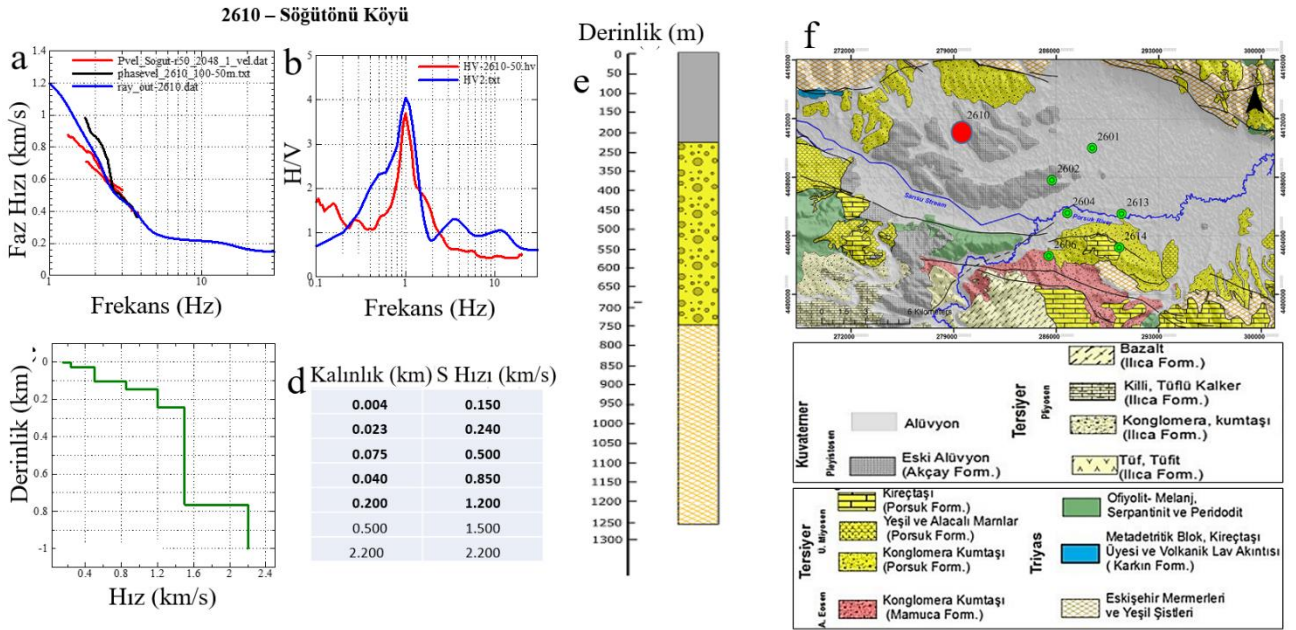
Şekil 11. Eskişehir Hava Hastanesinde 2604 no'lu ivmeölçer istasyon noktasında yapılan ağ ölçmelerinin sonuçları

Figure 11. Results of net measurements made at the accelerometer station point 2604 at Eskişehir Air Hospital



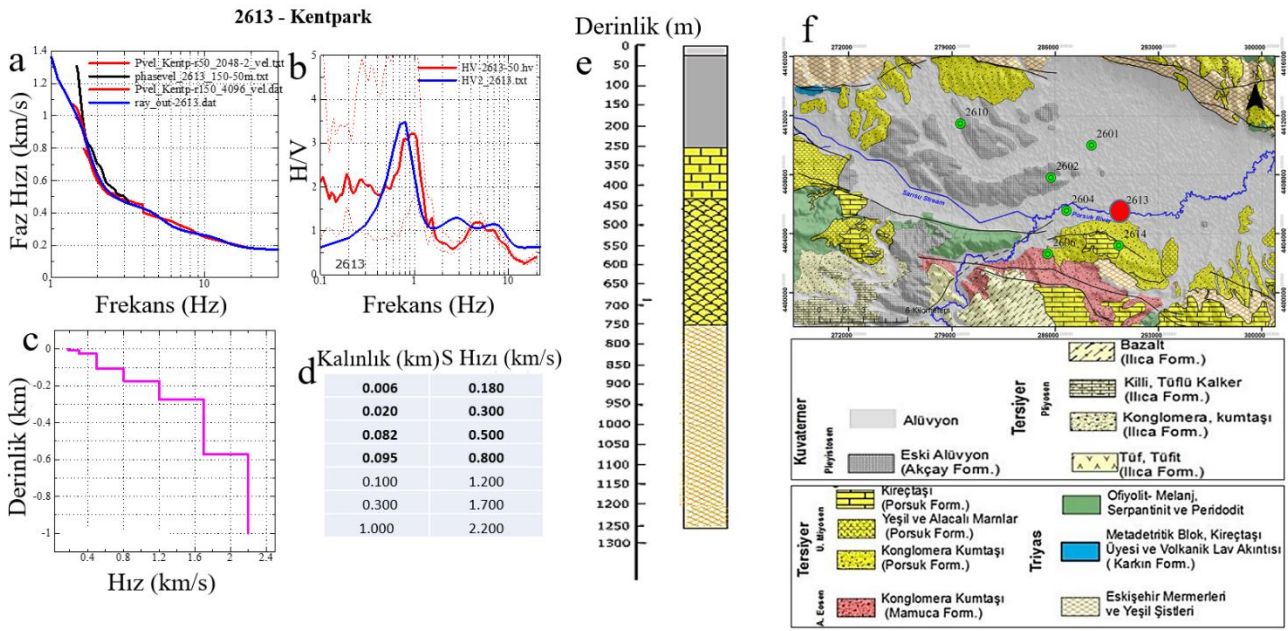
Şekil 12. Eskişehir Yurtkur bahçesinde 2606 no'lu ivmeölçer istasyon noktasında yapılan ağ ölçmelerinin sonuçları

Figure 12. Results of net measurements made at accelerometer station 2606 in Eskişehir Yurtkur garden



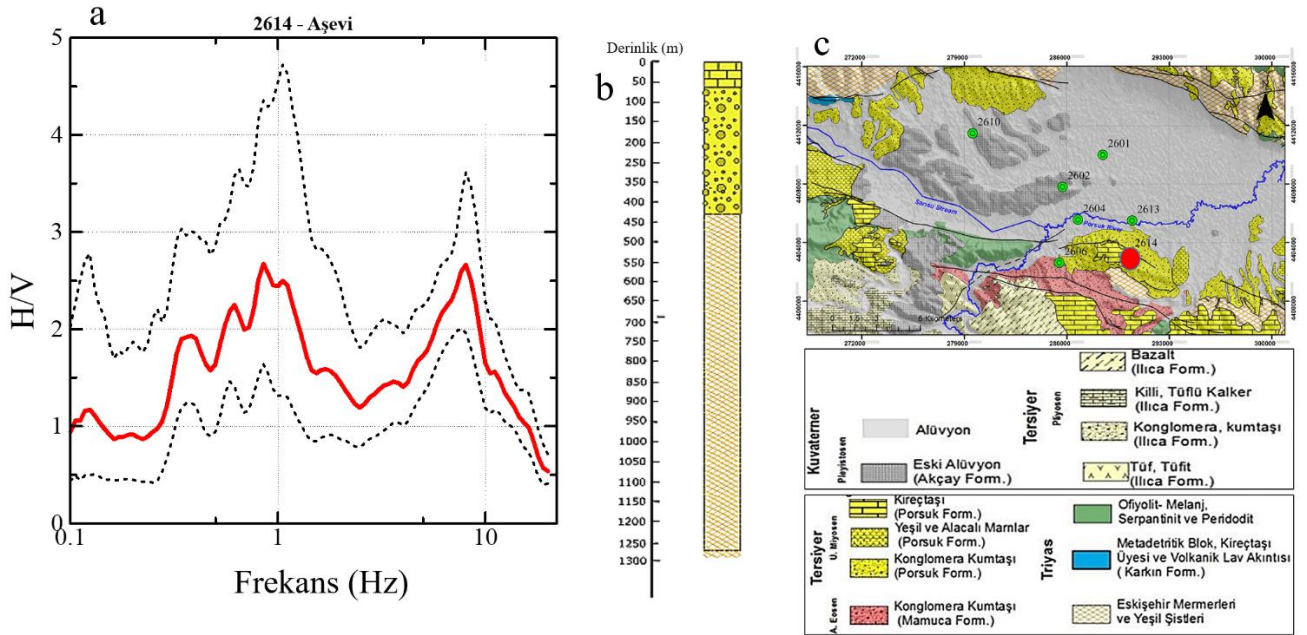
Şekil 13. Eskişehir Söğütönü köyünde 2610 no'lu ivmeölçer istasyon noktasında yapılan ağ ölçmelerinin sonuçları

Figure 13. Results of net measurements made at accelerometer station 2610 in Eskişehir Söğütönü village



Şekil 14. Eskişehir Merkezinde Kentparkta 2613 no'lu ivmeölçer istasyon noktasında yapılan ağ ölçmelerinin sonuçları

Figure 14. Results of the net measurements made at the accelerometer station point 2613 in Kentpark in the center of Eskişehir

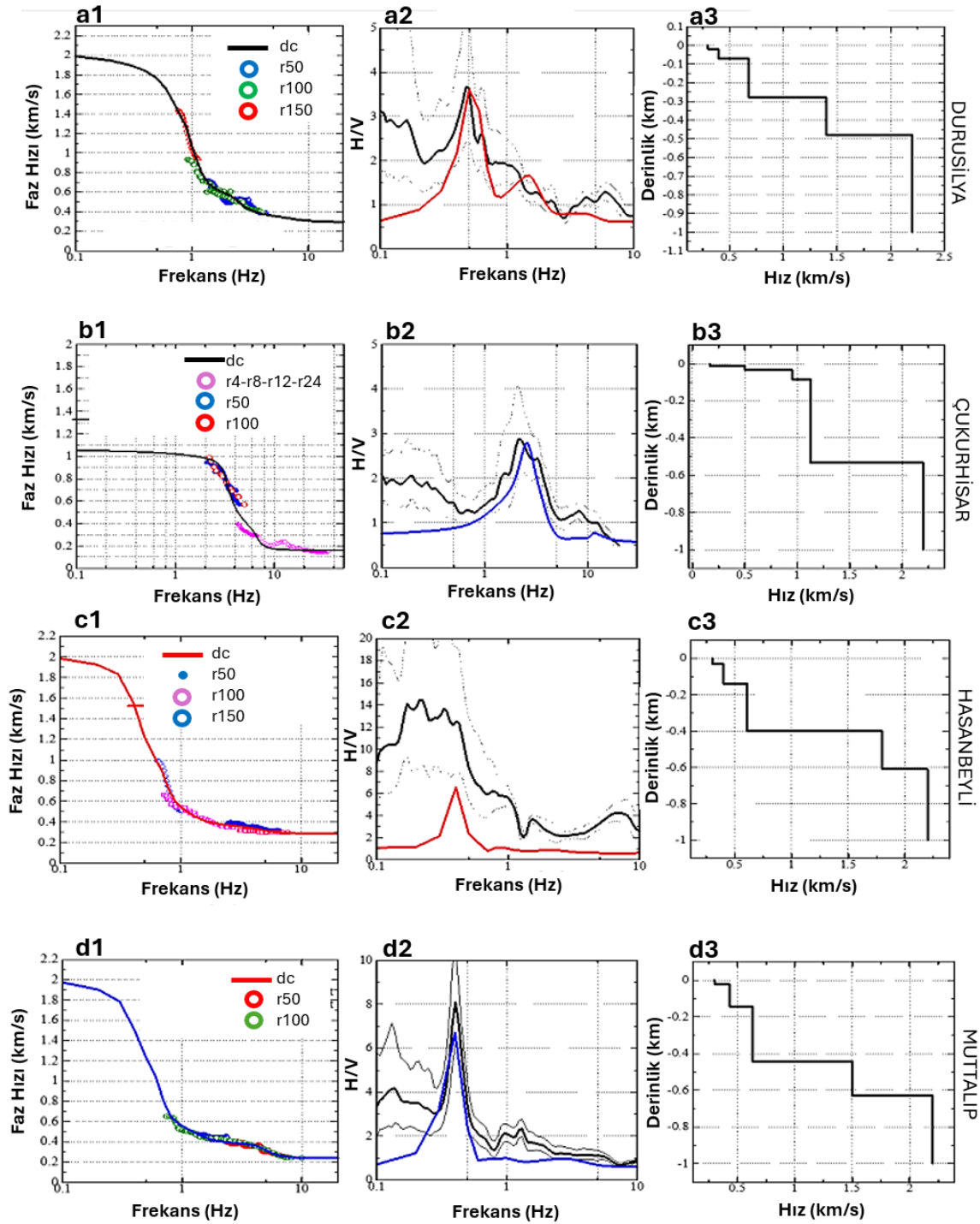


Şekil 15. Eskişehir Merkezinde Aşevinde 2614 no'lu ivmeölçer istasyon noktasında yapılan ağ ölçmelerinin sonuçları

Figure 15. Results of network measurements at accelerometer station 2614 in the Aşevinde in Eskişehir Center

Eskişehir havzasının S-dalgası yapısını daha iyi modelleyebilmek için, ivmeölçer noktalarında yapılan ölçmelere ek olarak sekiz noktada daha küçük veya büyük yarıçaplı ağ ölçmeleri yapılmıştır (Şekil 8; kırmızı dörtgenler). Bu sekiz noktanın üçünde (Durusilya sitesi, Muttalıp köyü ve Hasanbeyli köyü) sadece büyük yarıçaplı ağlar kurularak (50m, 100m) ölçmeler yapılmış, Çukurhisar köyünde ise hem küçük (4m; 8m; 12m ve 24m) ve hem de büyük ağlar (50m-100m) kurularak mikrotremor ölçmeleri yapılmıştır. Bu noktalarda elde edilen sonuçlar aşağıdaki şekillerde verilmiştir (Şekil 16). Tablo 2'de ise dört noktadaki bir-boyutlu S dalgası hız yapıları sayısal olarak verilmiştir. Şekil 8'deki haritada görüldüğü gibi en kuzeyde yer alan basenin

dışındaki ve kenarlara doğru olan diğer 4 nokta için ise (Uludere, Keskin, Alınca, Kavacık) dispersiyon elde edilememiştir. Bunun nedeni olarak, anakayanın yüzeye çok yakın olması gösterilebilir.



Şekil 16. Ölçüm noktalarındaki (a1,b1,c1,d1) mikrotremor ölçmelerinden elde edilen dispersiyon (dc) eğrisi ve renkli halkalar ise hesaplanmış dispersiyon eğrilerini gösterir. (a2,b2,c2,d2) siyahlar gözlemsel, diğer renkler hesaplanmış H/V eğrilerini gösterir. (a3,b3,c3,d3) S-dalgı hızı-derinlik grafiklerini göstermektedir.

Figure 16. Dispersion (dc) curves obtained from microtremor measurements at the field point. (a1,b1,c1,d1) are shown by black lines, and colored rings represent calculated dispersion curves. (a2,b2,c2,d2) show observed H/V curves in black and calculated H/V curves in other colors. (a3,b3,c3,d3) show S-wave velocity-depth graphs.

Tablo 2. Durusilya, Çukurhiar, Muttalip ve Hasanbeyli noktalarında elde edilen bir boyutlu S-dalgası-derinlik tablosu.

Table 2. One-dimensional S-wave-depth table obtained at Durusilya, Çukurhiar, Muttalip and Hasanbeyli points.

Durusilya		Çukurhisar		Muttalip		Hasanbeyli	
Kalınlık (km)	Hız (km/s)	Kalınlık (km)	Hız (km/s)	Kalınlık (km)	Hız (km/s)	Kalınlık (km)	Hız (km/s)
0.020	0.300	0.012	0.170	0.022	0.300	0.030	0.300
0.050	0.400	0.020	0.500	0.120	0.430	0.110	0.400
0.210	0.680	0.050	0.950	0.300	0.630	0.260	0.610
0.200	1.400	0.450	1.125	0.188	1.500	0.210	1.800
1000	2.200	1000	2.200	1000	2.200	1000	2.200

5. Tartışma

5. Discussion

Dizilim (ağ) temelli mikrotremor ölçmeleri sonuçlarına bakıldığında küçük yarıçaplı dizilimlerde herhangi bir sorunla karşılaşılma ve iyi dispersiyon eğrileri elde edilmişse de büyük yarıçaplı ağ ölçmelerinde (200 m ve üzeri) çoğu noktada bir dispersiyon eğrisi elde edilememiştir. Bilindiği gibi dizilim temelli mikrotremor ölçme metodlarında, önemli varsayımlar olarak kullanılan tüm sensörlerin aynı jeolojik birimler üzerinde olduğu ve ayrıca yatay tabakalı bir ortam üzerinde yerleştirildiği kabul edilir. Ağ yarıçaplarının büyümesi bu varsayımların gerçekleştirilmesi olasılığını azaltmaktadır. Dolayısıyla büyük yarıçaplı ağ ölçmelerinden dispersiyon eğrilerinin elde edilememesi buna bağlanabilir. Her ne kadar büyük yarıçaplı ağlar oluşturulurken jeolojik birimler dikkate alınmaya çalışılmışsa da bazı noktalarda, özellikle ovanın bitimlendiği sınırlara yakın olan noktalarda, bundan kaçınılamamıştır.

Ayrıca, H/V metodunun ve dizilim temelli mikrotremor metodlarının ayrı-ayrı ters çözümlerinin çok çözümlü olması, H/V oranlarının ve Rayleigh dalgası temel modlarının dispersiyon eğrilerinin birleşik ters dönüşümü ile azaltılabilir. Başlangıç modellerine bağlı olarak, teorik ve gözlemsel dispersiyon eğrileri iyi bir uygunluk gösterse de çok farklı modeller elde edilebilir. Bu nedenle, bu çalışmada, dizilim temelli ölçmelerin yapıldığı noktalarda ayrıca H/V metodu da uygulanmış ve birleşik ters çözüm yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar doğu-batı ve güneybatı-kuzeydoğu yönlü profiller boyunca beraber görüntülendiğinde (Şekil 16 ve Şekil 17) Eskişehir ovasının doğuya doğru ve kuzey doğuya doğru derinleştiği görülmektedir.

Şekil 3'te gösterilen litolojik kesit incelenmiş ve ölçüm noktaları için elde ettiğimiz hızlarla ilgili yorumu yapılmıştır. 2 Eylül lokasyonunda (Şekil 9), 0-100 m arasında alüvyon (QAL2, QAL1), 100-300 m arasında kireçtaşı (ÜM2) ve 300-1300 m arasında kilaşı-marn-tüf-tüfit ar dalanması (ÜM3) bulunmaktadır. Bu bölgede Vs-derinlik profilleri (Şekil 9c), alüvyonda düşük Vs hızları (~300-400 m/s), kireçtaşı tabakasında (Porsuk formasyonu) artan Vs hızları (~700-1000 m/s) ve derinlerde konglomera-kumtaşı ar dalanmasında (Porsuk formasyonu) yüksek Vs hızları (~1200-1400 m/s) göstermektedir.

Yunus Emre lokasyonunda (Şekil 10), 0-100 m arasında alüvyon (QAL2, QAL1), 100-300 m arasında kireçtaşı (ÜM2) ve 300-1300 m arasında kilaşı-marn-tüf-tüfit ar dalanması (ÜM3) bulunmaktadır. Bu bölgedeki Vs-derinlik profilleri (Şekil 10c), alüvyonda düşük Vs hızları (~300-400 m/s), kireçtaşı (Porsuk formasyonu) tabakasında artan Vs hızları (~700-1000 m/s) ve derinlerde kilaşı-marn-tüf-tüfit ar dalanmasında yüksek Vs hızları (~1200-1400 m/s) göstermektedir.

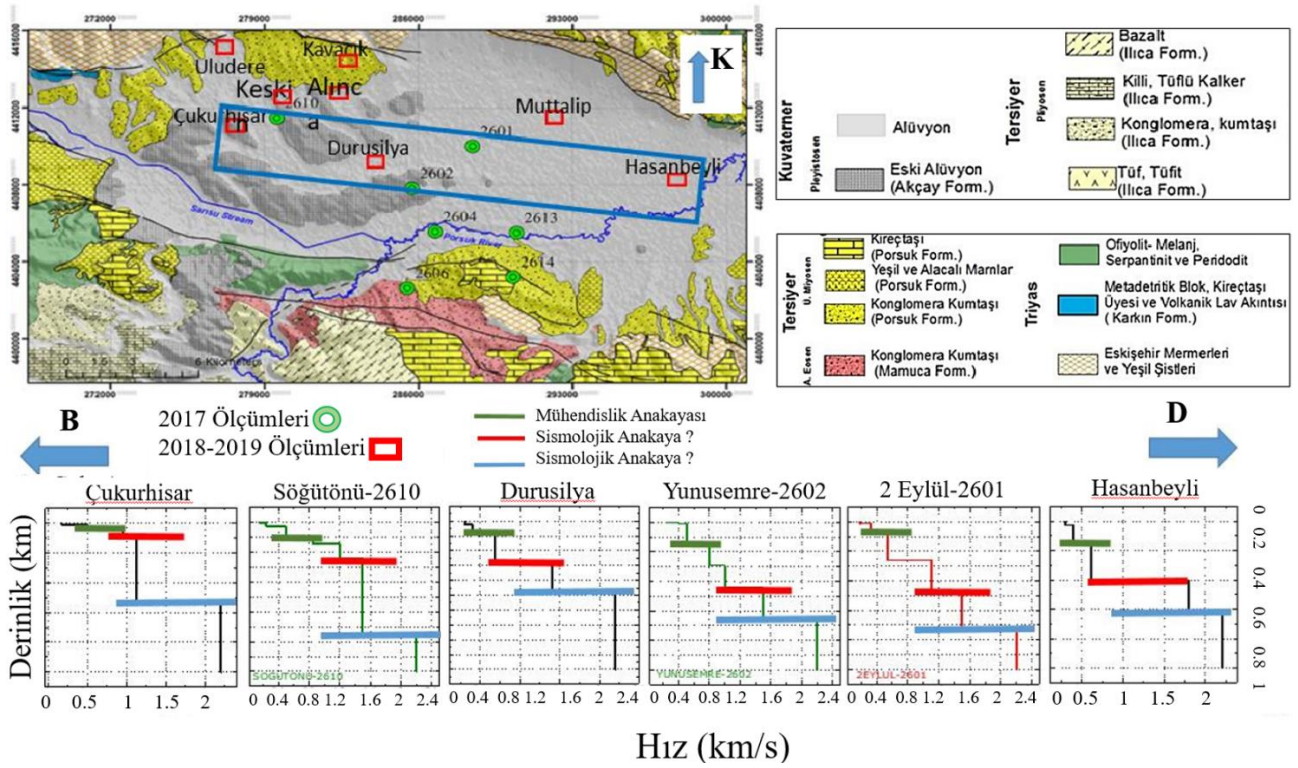
Hava Hastanesi lokasyonunda (Şekil 11), 0-100 m arasında alüvyon (QAL2, QAL1), 100-200 m arasında bazaltik tüf (PIBt), 200-300 m arasında bazalt (PIB) ve 300-1300 m arasında kilaşı-marn-tüf-tüfit ar dalanması (ÜM3) bulunmaktadır. Bu bölgede Vs-derinlik profilleri, alüvyonda düşük Vs hızları (~300-400 m/s), bazaltik tüf tabakasında artan Vs hızları (~500-700 m/s), bazalt tabakasında yüksek Vs hızları (~800-1000 m/s) ve derinlerde kilaşı-marn-tüf-tüfit ar dalanmasında yüksek Vs hızları (~1200-1400 m/s) göstermektedir.

Yurtkur lokasyonunda (Şekil 12), 0-50 m arasında alüvyon (QAL2, QAL1), 50-300 m arasında kireçtaşı (ÜM2) ve 300-1300 m arasında kilaşı-marn-tüf-tüfit ar dalanması (ÜM3) bulunmaktadır. Bu bölgede Vs-derinlik profilleri, alüvyonda düşük Vs hızları (~300-400 m/s), kireçtaşı tabakasında artan Vs hızları (~700-1000 m/s) ve derinlerde kilaşı-marn-tüf-tüfit ar dalanmasında yüksek Vs hızları (~1200-1400 m/s) göstermektedir.

Söğütönü lokasyonunda (Şekil 13), 0-100 m arasında alüvyon (QAL2, QAL1), 100-300 m arasında kireçtaşı (ÜM2, ÜM3) ve 300-1300 m arasında kilaşı-marn-tüf-tüfit ardalanması (ÜM3) bulunur. Vs-derinlik profilleri, alüvyonda düşük Vs hızları (~300-400 m/s), kireçtaşı tabakasında artan Vs hızları (~700-1000 m/s) ve derinlerde kilaşı-marn-tüf-tüfit ardalanmasında yüksek Vs hızları (~1200-1400 m/s) göstermektedir.

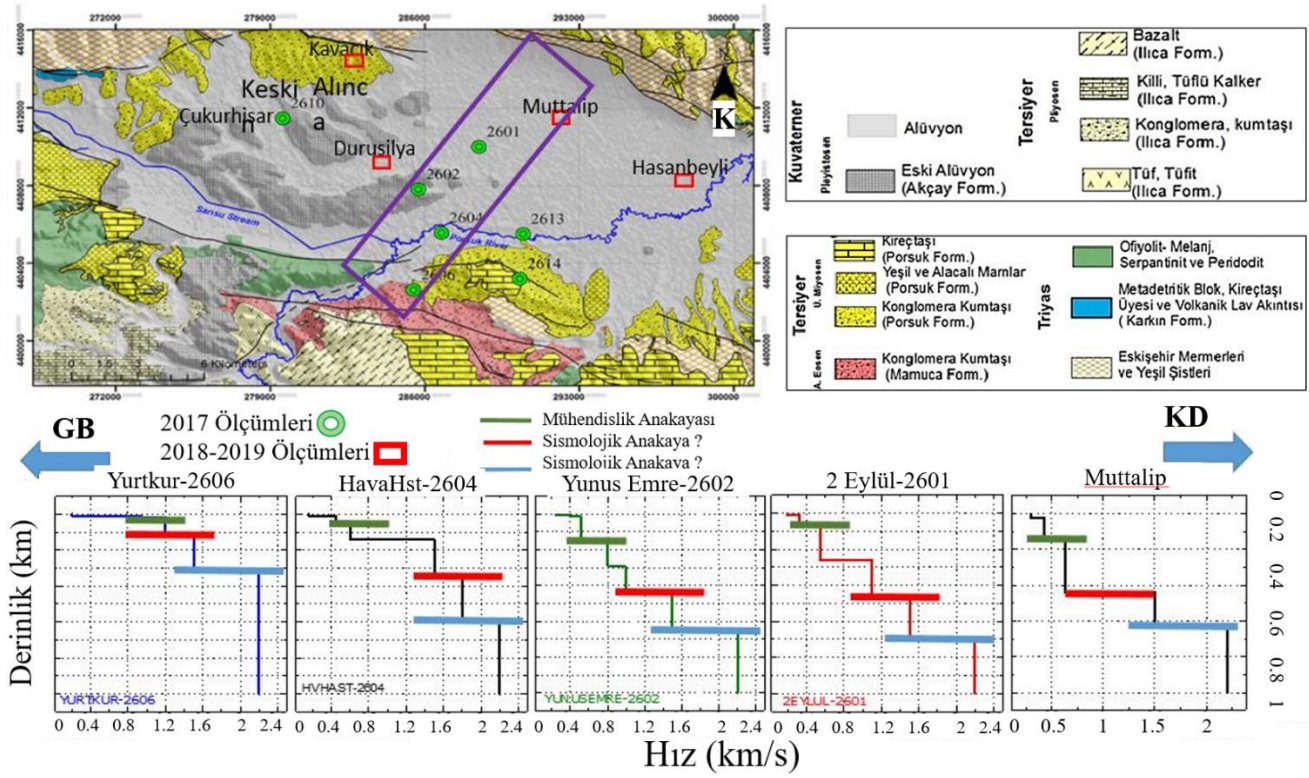
Kentpark lokasyonunda (Şekil 14), 0-100 m arasında alüvyon (QAL2, QAL1), 100-300 m arasında kireçtaşı (ÜM2) ve 300-1300 m arasında kilaşı-marn-tüf-tüfit ardalanması (ÜM3) bulunmaktadır. Bu bölgede Vs-derinlik profilleri, alüvyonda düşük Vs hızları (~300-400 m/s), kireçtaşı tabakasında artan Vs hızları (~700-1000 m/s) ve derinlerde kilaşı-marn-tüf-tüfit ardalanmasında yüksek Vs hızları (~1200-1400 m/s) göstermektedir.

Aşevi lokasyonunda (Şekil 15), 0-100 m arasında alüvyon (QAL2, QAL1), 100-300 m arasında kireçtaşı (ÜM2) ve 300-1300 m arasında kilaşı-marn-tüf-tüfit ardalanması (ÜM3) bulunmaktadır. Bu bölgede Vs-derinlik profilleri oluşturulamamıştır. Çünkü sert jeolojik formasyon üzerinde yer alan bu nokta için SPAC yönteminden dispersiyon dalgası elde edilememiş ve bu sebeple ters çözüm işlemi ile derinlik kesiti elde edilememiştir.



Şekil 17. Doğu-Batı doğrultulu profil üzerinde seçilen SPAC ölçüm noktaları sonuçları. Tabaka kalınlıklarının batıdan doğuya doğru arttığı görülmektedir.

Figure 17. Results of selected SPAC measurement points on the east-west oriented profile. It is observed that layer thicknesses increase from west to east.

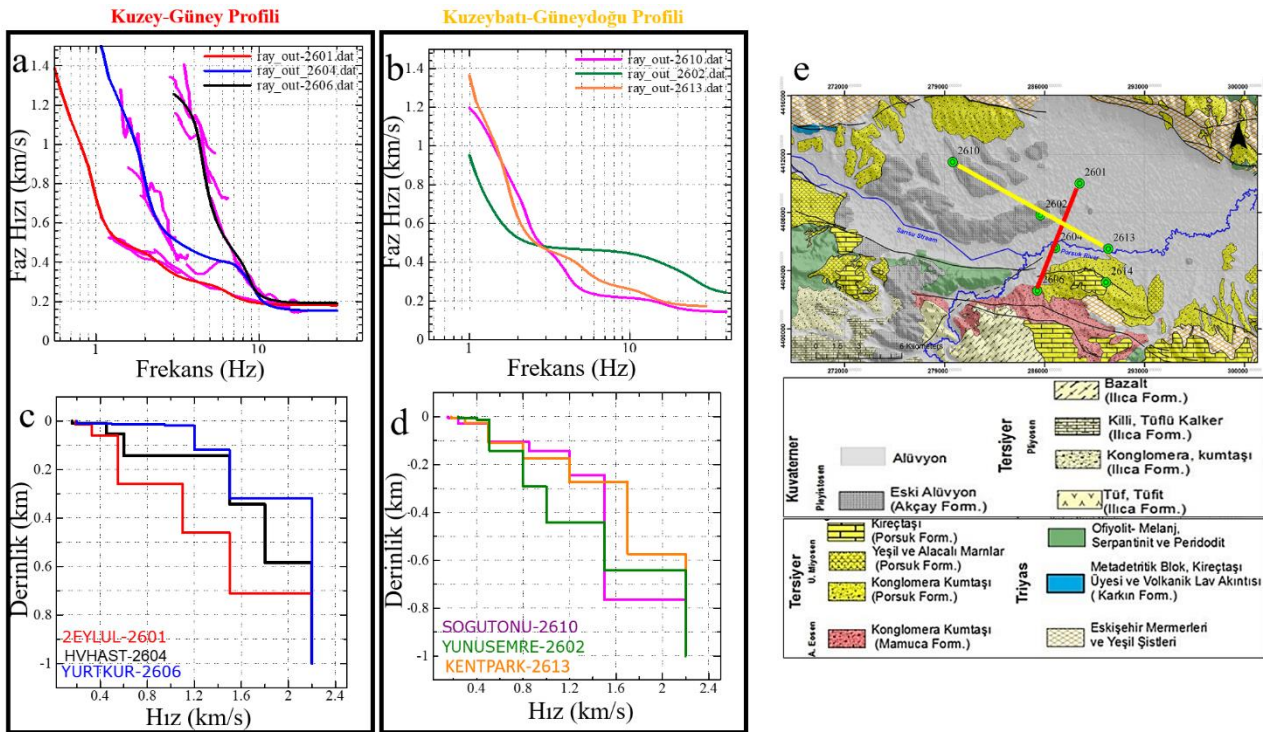


Şekil 18. Güneybatı - Kuzeydoğu doğrultulu profil üzerinde seçilen SPAC ölçüm noktaları sonuçları. Tabaka kalınlıklarının kuzeydoğuya doğru arttığı görülmektedir.

Figure 18. Results of selected SPAC measurement points on the southwest - northeast oriented profile. It is observed that the layer thicknesses increase towards the northeast.

Bölgede [Yamanaka vd. \(2018\)](#)'de yaptığı çalışmalarında sığ zemin katmanlarının sismik dalga büyütmelerinin üzerindeki etkisinin, 3 Hz'den yüksek frekanslarda baskın olduğu ve derin katmanların etkilerinin de 1 Hz'den daha düşük frekanslarda olduğu belirtilmiştir. Bu çalışmadan elde edilen sonuçlarla uyumlu olduğu görülmüştür. Yine başka bir çalışmada, anakaya derinliğinin en yüksek 1000 m ye kadar olduğu belirtilmiş ve 4-8 Hz arasında görülen ikinci piklerin bu çalışmada bulunan ve mühendislik anakayasası olarak değerlendirdiğimiz tabakanın derinliklerine denk olduğu görülmüştür ([Tün vd., 2016](#)). Yaptığımız bu çalışmada anakaya derinliği 600-800 m olarak bulunmuş olup [Tün vd. \(2016\)](#)'nın sonuçları ile uyumlu olduğu gözlenmiştir.

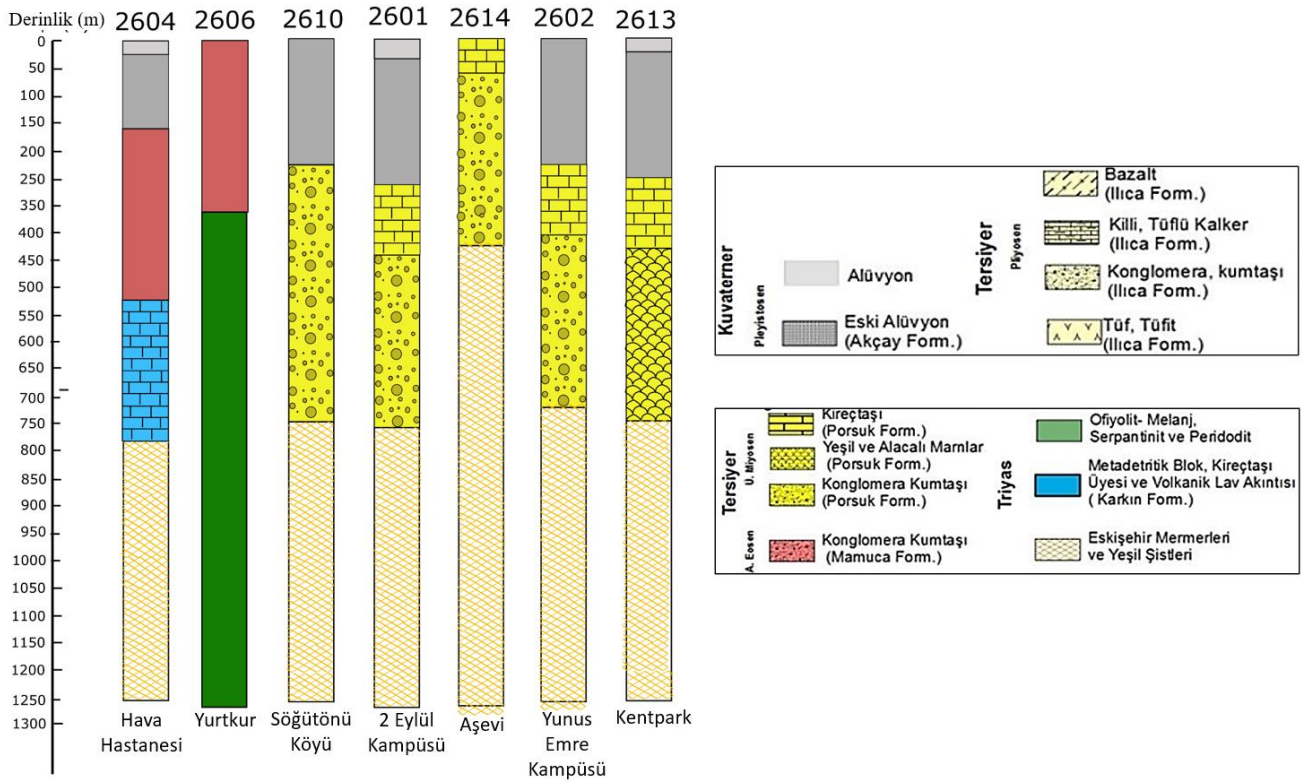
Ölçüm noktaları sayısının azlığı kesin bir değerlendirme yapmayı sınırlasa da, Şekil 17 ve Şekil 18'ya bakıldığında, yeni ve eski alüvyonların kalınlıklarının ve dolayısıyla mühendislik ve sismolojik anakaya derinliklerinin Eskişehir havzası içinde batıdan doğuya ve güneyden kuzey-kuzeydoğuya doğru arttığı görülmektedir. [Tün vd. \(2022\)](#) çalışmasında da aynı bulgular yer almış, eski ve yeni alüvyon kalınlıklarının Eskişehir havzasının doğusuna ve kuzeyine doğru arttığı bulunmuştur.



Şekil 19. 2017 yılında alınan ölçümlerin bir doğrultu düzleminde sonuçlarını gösteren grafikler (a) kırmızı hat (K-G) üzerindeki noktaların dispersiyon grafikleri (b) sarı hat (KB-GD) üzerindeki noktaların dispersiyon grafikleri (c) kırmızı hat üzerindeki noktaların Vs hız-derinlik grafiği (d) sarı hat üzerindeki noktaların Vs hız-derinlik grafiği (e) jeolojik harita

Figure 19. Graphs showing the results of 2017 measurements in a directional plane (a) dispersion graph of points on the red line (N-S) (b) dispersion graphs of points on the yellow line (NW-SE) (c) Vs velocity-depth graph of points on the red line (d) Vs velocity-depth graph of points on the yellow line (e) geological map

Şekil 19'de a ve c grafiklerinden de anlaşıldığı gibi güneyden kuzeye (kırmızı çizgi) basenin orta kesimine doğru gidildikçe kayma dalgası hızlarının 1800 m/s lerden yaklaşık 1100 m/s lere doğru azaldığı, b ve d grafiklerinde (sarı çizgi) ise basenin yeni alüvyon zemin üzerinde yer alan 2610 ve 2613 istasyonlarının 200 m derinliğe kadar aynı hızlarda olduğu, fakat eski alüvyon üzerinde yer alan 2602 istasyonunun daha düşük hızlarda olduğu hesaplanmıştır.



Şekil 20. 2017'deki ölçüm noktaları altındaki jeolojik kesitlerin toplu gösterimi

Figure 20. Summary of the geological cross-sections beneath the measurement points in 2017

Sismik hız verilerinin jeolojik formasyonların karakterizasyonunda sınırlı bir doğruluğa sahip olduğu için jeolojik loglar ile karşılaştırılması yaklaşık olarak yapılabilir. Bu çerçevede, Şekil 20'deki loglar ile bu çalışmada bulunan sismik hızlar karşılaştırıldığında mühendislik anakayasası eski alüvyon altında yer alırken, sismolojik anakaya da Porsuk formasyonu içinde yer alan marn, kireçtaşı ve kumtaşı birimleri altında yer aldığı söylenebilir.

6. Sonuçlar

6. Results

Yakın-yüzejeolojisinin yer hareketlerini ciddi bir şekilde büyütme potansiyeline sahip olduğu ve sismik tehlike değerlendirmelerinde çok önemli bir role sahip olduğu birçok araştırma ile ortaya konmuştur. Bu motivasyonla, Eskişehir ovasında ayrıntılı bir şekilde Vs-hız yapısını ortaya çıkarmak için pasif jeofizik ölçmeler gerçekleştirilmiştir. Bu metotlar ise tek-istasyon ve ağ/dizilim mikrotremor ölçmelerini kapsamıştır.

Eskişehir ovasının kuzey ve güney sınırlarına yakın noktalarda H/V ölçmelerinden elde edilen eğriler hemen hemen hiçbir pik değeri vermemiştir. Bu da anakayanın yüzeylendiğine işaret etmektedir. Ovanın ortalarına doğru ise H/V eğrileri keskin ve net değerler göstermiştir (0.5 Hz ile 1 Hz arasında) ki bu da sedimentler tabakalarla anakaya arasında yüksek bir empedans kontrastı olduğunu göstermektedir. Teorik transfer fonksiyonlarından bu piklerin mühendislik anakayasası yerine daha derindeki sismolojik anakayaya daha duyarlı olduğu anlaşılmıştır.

Küçük ve büyük ağ/dizilim ölçmelerinden elde edilen verilerin analizi sonucunda; Sığ kısımlar için 100 m derinlikten başlayarak 200-250 m derinliklere ulaşan ve 500 m/sn den 800 m/sn hızlara varan ve mühendislik anakayasası olarak düşündüğümüz bir tabaka belirlenmiştir. Eskişehir ovası ise, ortalarına doğru en derin olarak 600-800 m'ye ulaşan ve ovanın batısında 1100 m/s den başlayarak doğuya doğru 1800 m/s'ye ulaşan Sdalgası hızlarına sahip sismolojik anakaya ile temsil edilmektedir.

Bu çalışmada yapılan mikrotremor çalışmalarından elde edilen ve sismolojik anakaya olarak düşünülen tabakanın derinlikleri ise batıdan doğuya ve güneyden kuzeye doğru artarak en derin yerde yaklaşık 800 m'ye

ulaşmaktadır. Yüzey dalgaları dispersiyon eğrilerinin ters çözümünden elde edilen ve sismolojik anakaya olarak nitelendirilen tabakanın Vs hızı 1200 m/sn ile 1800 m/sn arasında bulunmuştur.

Havza yapısının, ana kaya geometrisinin ve özellikle ana kayanın üzerinde bulunan katmanların kalınlığından kaynaklanan rezonans etkilerinin kapsamlı bir şekilde anlaşılması, zemin amplifikasyonunun doğru bir şekilde tahmin edilmesinde kritik bir öneme sahiptir. Bu tür bilgiler, bölgesel sismik riskin değerlendirilmesi, sismik tehlike analizlerinin yapılması ve belirli bir coğrafi bölgenin sismik aktivite düzeyinin derinlemesine anlaşılması açısından zorunludur. Derinliklerdeki yapısal özelliklerin ve geometrinin, sismik dalgaların yayılması ve zeminin sismik dalgalarla nasıl etkileşime girdiği üzerinde belirgin bir etkisi bulunmaktadır. Bu etkileşim, sismik dalgaların amplifikasyonu ve dolayısıyla yüzeyde hissedilen sismik etkinin şiddeti üzerinde doğrudan bir etkiye sahiptir.

Bu çalışma, tortul havza alanlarında, özellikle de alttaki jeolojik ve jeofiziksel yapıların karmaşıklığının ve çeşitliliğinin, yer hareketi amplifikasyonu ve sismik risk değerlendirilmesi üzerindeki etkilerini ön plana çıkarmaktadır. Eskişehir Havzası gibi alanlarda yapılan detaylı jeolojik ve jeofiziksel analizler, bu tür yapıların yer hareketi amplifikasyonu ve sismik tehlike tahminleri üzerindeki önemli rolünü ortaya koymaktadır. Bu nedenle, sismik tehlike analizleri ve risk değerlendirmeleri yapılırken, havza yapısının ve alttaki jeolojik yapıların detaylı bir şekilde incelenmesi, sismik risk yönetimi stratejilerinin geliştirilmesi ve uygulanmasında temel bir yönlendirici olarak hizmet etmelidir. Böylece, bölgesel ve yerel düzeyde sismik tehlikelerin daha doğru bir şekilde belirlenmesi ve bu tehlikelere karşı daha etkili önlemlerin alınması mümkün olacaktır.

Yazar katkısı

Author Contribution

Mehmet Safa ARSLAN : Makalenin her aşaması ve değerlendirmelerinde katkı sağlamıştır.

Asım Oğuz ÖZEL : Makalenin her aşaması ve değerlendirmelerinde katkı sağlamıştır.

Etik beyanı

Declaration of ethical code

Bu makalenin yazarları, bu çalışmada kullanılan materyal ve yöntemlerin etik kurul izni ve / veya yasal-özel izin gerektirmediğini beyan etmektedir.

Çıkar çatışması

Conflict of interest

Yazarlar herhangi bir çıkar çatışması olmadığını beyan eder.

Kaynaklar

References

- Açıkalın, S., & Ocakoğlu, F. (2005). Şubat 1956 Eskişehir Depremi Hangi Faydan Kaynaklanmış Olabilir. *Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı*.
- Aki, K. (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415-456.
- Altunel, E., & Barka, A. (1998). Neotectonic activity of Eskişehir fault zone between İnönü and Sultandere. *Geological Bulletin of Turkey*, 41(2), 41-52.
- Anderson, J., Bodin, P., Brune, J., Prince, J., Singh, S., Quaas, R., & Onate, M. (1986). Strong ground motion from the Michoacan, Mexico, earthquake. *Science*, 233(4768), 1043-1049. <https://doi.org/10.1126/science.233.4768.1043>.
- Asten, M. (1976). The use of microseisms in geophysical exploration. *PhD Thesis, Macquarie University*.
- Bard, P.-Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. *The effects of surface geology on seismic motion*, 3, 1251-1279.
- Campillo, M., & Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299(5606), 547-549. <https://doi.org/10.1126/science.1078551>

- Canitez, N., & Üçer, S. B. (1967). Computer determinations for the fault-plane solutions in and near Anatolia. *Tectonophysics*, 4(3), 235-244. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(67\)90032-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(67)90032-7)
- Capon, J. (1970). Analysis of Rayleigh-wave multipath propagation at LASA. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(5), 1701-1731. <https://doi.org/10.1785/BSSA0600051701>
- Chevez-Garcia, F., & Bard, P. (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 13(4), 229-247. [https://doi.org/10.1016/0267-7261\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0267-7261(94)90028-0)
- Duman, T. Y., Çan, T., Emre, Ö., Kadirioglu, F. T., Başarır Baştürk, N., Kılıç, T., ... & Kurt, A. İ. (2018). Seismotectonic database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16, 3277-3316. <https://doi.org/10.1007/s10518-016-9965-9>
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., & Şaroğlu, F. (2013). Active fault map of Turkey with explanatory text. General directorate of mineral research and exploration special publication series, 30.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H., & Çan, T. (2018). Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(8), 3229-3275. <https://doi.org/10.1007/s10518-016-0041-2>
- Gok, E., & Polat, O. (2012). An assessment of the seismicity of the Bursa region from a temporary seismic network. *Pure and Applied Geophysics*, 169, 659-675. <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0347-6>
- Gözler, M., Cevher, F., Ergül, E., & Asutay, H. J. (1996). Orta Sakarya ve güneyinin jeolojisi. *Mineral Research and Exploration (MTA) Raporu*(9973).
- Gözler, M. Z., Cevher, F., & Küçükayman, A. (1985). Eskişehir civarınının jeolojisi ve sıcak su kaynakları. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 103(103,104).
- Güney, Y., Ecevitoglu, B., Pekkan, E., Avdan, U., Tün, M., Kaplan, O., Mutlu, S., & Akdeniz, E. (2013). Eskişehir yerleşim yerinde, CBS teknikleri kullanılarak geoteknik, yapı ve jeofizik bilgi sisteminin oluşturulması. *Anadolu Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi, Proje*(080240).
- Hatayama, K., Zama, S., Nishi, H., Yamada, M., Hirokawa, Y., & Inoue, R. (2004). Long-period strong ground motion and damage to oil storage tanks due to the 2003 Tokachi-oki earthquake. *Journal of the Seismological Society of Japan*, 57, 83-103. https://doi.org/10.4294/zisin1948.57.2_83
- Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84(6), 1081-1088. <https://doi.org/10.1785/0220110096>
- Horike, M. (1985). Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. *Journal of Physics of the Earth*, 33(2), 59-96. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.33.59>
- Koçyiğit, A. (2005). The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18(3-4), 167-208. <https://doi.org/10.3166/ga.18.167-208>
- Koketsu, K., Hikima, K., Miyake, H., & Tanaka, H. (2005, 2005). *Source process and strong motions of the 2004 Niigata-Chuetsu earthquake (on 15/2/2005)*. <http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/chuetsu/chuetsu.html>
- Koketsu, K., & Miyake, H. (2008). A seismological overview of long-period ground motion. *Journal of Seismology*, 12(2), 133-143. <https://doi.org/10.1007/s10950-007-9080-0>
- Kudo, K. (1995). Practical estimates of site response state of art report. *Proc. 5th International Conf. Seismic Zonation*
- Kudo, K., & Sakaue, M. (1984). Oil-sloshing in the huge tanks at Niigata due to the Nihonkai-Chubu earthquake of 1983. *Bulletin of the Earthquake Research Institute-University of Tokyo*, 59, 361-382.
- Kudo, K., Sawada, Y., & Horike, M. (2004). Current studies in Japan on H/V and phase velocity dispersion of microtremors for site characterization. *Proc. 13WCEE, Paper*(1144).

- Lachetl, C., & Bard, P.-Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of nakamura's technique. *Journal of Physics of the Earth*, 42(5), 377-397. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.42.377>
- Lin, C.-M., Huang, J.-Y., Kuo, C.-H., & Wen, K.-L. (2020). Identification of engineering bedrock in Taiwan based on site amplification and velocity structures of strong-motion stations. *EGU General Assembly-Conference Abstracts*, 11988. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-11988>
- Matsushima, T. (1989). A few remarks of the scheme of observation and analysis in estimating deep geological structures by using long-period microtremors. *Geophysical Bulletin of Hokkaido University*, 52, 1-10.
- Midorikawa, S. (1993). Semi-empirical estimation of peak ground acceleration from large earthquakes. *Tectonophysics*, 218(1-3), 287-295. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90275-o](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90275-o)
- Miyakoshi, K., Horike, M., & Nakamiya, R. (2013). Long predominant period map and detection of resonant high-rise buildings in the Osaka basin, western Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(1), 247-257. <https://doi.org/10.1785/0120110334>
- Nakamura, Y. (1989). *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface* (0033-9008). (Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports, Issue.
- Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. Proceedings of the 12th world conference on earthquake engineering,
- Nakamura, Y. (2019). What is the Nakamura method? *Seismological Research Letters*, 90(4), 1437-1443. <https://doi.org/10.1785/0220180376>
- Nazarova, S. S., & Uzdin, A. (2020). Setting peak ground accelerations for performance-based design of earthquake-resistant constructions. *Seismic instruments*, 56, 225-236. <https://doi.org/10.3103/s0747923920020085>
- Ocakoglu, F., Acikalin, S., Gokceoglu, C., Nefeslioglu, H., & Sonmez, H. (2007). Back-analysis of the source of the 1956 Eskişehir Earthquake using attenuation equation and damage data. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 66, 353-360. <https://doi.org/10.1007/s10064-006-0066-x>
- Ocakoglu, F., & Açikalin, S. (2010). Field evidences of secondary surface ruptures occurred during the 20 February 1956 Eskişehir earthquake in the NW Anatolia. *Journal of earth system science*, 119, 841-851. <https://doi.org/10.1007/s12040-010-0057-y>
- Ocal, N. (1959). Subat 1956 Eskişehir zelzelesinin makro-ve mikrosismik etudu. *ITU Sismoloji Enstitüsü Yayını*.
- Okada, H., & Suto, K. (2003). *The microtremor survey method*. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801740>
- Orhan, A., Seyrek, E., & Tosun, H. (2007). A probabilistic approach for earthquake hazard assessment of the province of Eskişehir, Turkey. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7(5), 607-614. <https://doi.org/10.5194/nhess-7-607-2007>
- Özsayin, E., & Dirik, K. (2007). Quaternary activity of the Cihanbeyli and Yeniceoba fault zones: İnönü-Eskişehir fault system, Central Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16(4), 471-492.
- Öztürk, K., Yaltirak, C., & Alpar, B. (2009). The relationship between the tectonic setting of the Lake Iznik basin and the middle strand of the North Anatolian Fault. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(2), 209-224. <https://doi.org/10.3906/yer-0803-4>
- Öztürk, S., Beker, Y., Sarı, M., & Pehlivan, L. (2021). Estimation of ground types in different districts of Gümüşhane province based on the ambient vibrations H/V measurements. *Sigma Journal of Engineering and Natural Sciences*, 39(4), 374-391. <https://doi.org/10.14744/sigma.2021.00026>
- Pekkan, E., Tun, M., Guney, Y., & Mutlu, S. (2015). Integrated seismic risk analysis using simple weighting method: the case of residential Eskişehir, Turkey. *Natural Hazards and Earth System Science*, 15(6), 1123-1133. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-1123-2015>
- Philip, S. E., & Santhi, M. H. (2020). Peak Ground Acceleration analysis using past earthquake data. *Journal of Physics: Conference Series*

- Pitarka, A., Al-Amri, A., Pasyanos, M., Rodgers, A., & Mellors, R. (2014). Long-period ground motion in the Arabian Gulf from earthquakes in the Zagros mountains thrust belt. *Pure and Applied Geophysics*, 172. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0858-z>
- Scherbaum, F., Hinzen, K.-G., & Ohrnberger, M. (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations. *Geophysical Journal International*, 152(3), 597-612. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2003.01856.x>
- Seyitoğlu, G., Ecevitoglu, B. G., Kaypak, B., Güney, Y., Tün, M., Esat, K., & Aldaş, G. G. U. (2015). Determining the main strand of the Eskişehir strike-slip fault zone using subsidiary structures and seismicity: a hypothesis tested by seismic reflection studies. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24, 1-20. <https://doi.org/10.3906/yer-1406-5>
- Seyitoğlu, G., Esat, K., Temel, A., & Telsiz, S. (2010). Determination of main strand of a strike-slip fault by using subsidiary structures: Eskişehir Fault Zone as a case study. *Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia Conference*
- Snieder, R., & Hagerty, M. (2004). Monitoring change in volcanic interiors using coda wave interferometry: Application to Arenal Volcano, Costa Rica. *Geophysical Research Letters*, 31(9). <https://doi.org/10.1029/2004gl019670>
- Sylvette, B.-C., Cécile, C., Pierre-Yves, B., Fabrice, C., Peter, M., Jozef, K., & Fäh, D. (2006). H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophysical Journal International*, 167(2), 827-837. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2006.03154.x>
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Doğan, A., & Yıldırım, C. (2005). Eskişehir Fay Zonu ve deprem potansiyeli. *Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı, Bildiri Özleri Kitabı*, 11.
- Tan, Q., Li, Y., Wei, J., Han, J., & Luo, W. (2015). Influence of seismic ground motions with different frequency on super high-rise building structural seismic response. *Journal of Information & Computational Science*, 12(5), 1831-1843. <https://doi.org/10.12733/jics20105621>
- Tokay, F., & Altunel, E. (2005). Neotectonic activity of Eskişehir fault zone in vicinity of İnönü-Dodurga area. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 130(130), 1-15.
- Tun, M., Mutlu, S., & Pekkan, E. (2020). EstuNet: a new weak/strong-motion network with Geodatabase for Metropolitan Eskişehir and Bursa, West Anatolia, Turkey. *Turk. J. Earthq. Res*, 2(2), 193-208. <https://doi.org/10.46464/tdad.785892>
- Tün, M. (2013). *Mikrobölgeleme Çalışmalarında Yer Tepkisi ve Kayma Dalga Hız (Vs) Yapısının Yorumlanması: Eskişehir Örneği* [Doktora, İstanbul Üniversitesi/Fen Bilimleri Enstitüsü].
- Tün, M., Avdan, U., Kaplan, O., Güney, Y., Çabuk, A., Kaypak, B., Uyar Aldaş, G., Ecevitoglu, B., Esat, K., & Seyitoğlu, G. (2010). A new look to the Eskişehir Fault. 19th International Geophysical Congress & Exhibition, Ankara, Turkey
- Tün, M., Pekkan, E., & Mutlu, S. (2022). The depth of alluvial sediments and subsurface profiling along the Eskişehir Basin in Central Turkey using microtremor observations. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 81(5), 169. <https://doi.org/10.1007/s10064-022-02676-1>
- Tün, M., Pekkan, E., Özel, O., & Güney, Y. (2016). An investigation into the bedrock depth in the Eskişehir Quaternary Basin (Turkey) using the microtremor method. *Geophysical Journal International*, 207(1), 589-607. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw294>
- Usta, Y. B., & Sayıl, N. (2022). Estimation of site dynamic characteristics using ambient noise measurements in KTU campus, Trabzon, NE Turkey. *Arabian Journal of Geosciences*, 15(1), 125. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08887-2>
- Wapenaar, K., & Fokkema, J. (2006). Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, 71(4), SI33-SI46. <https://doi.org/10.1190/1.2213955>
- Yaltrak, C. (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, 190(1-2), 493-529. [https://doi.org/10.1016/s0025-3227\(02\)00360-2](https://doi.org/10.1016/s0025-3227(02)00360-2)

- Yamanaka, H., Özmen, Ö. T., Chimoto, K., Alkan, M. A., Tün, M., Pekkan, E., Özel, O., Polat, D., & Nurlu, M. (2018). Exploration of S-wave velocity profiles at strong motion stations in Eskisehir, Turkey, using microtremor phase velocity and S-wave amplification. *Journal of Seismology*, 22, 1127-1137. <https://doi.org/10.1007/s10950-018-9756-7>
- Yoshimoto, K., & Takemura, S. (2014). A study on the predominant period of long-period ground motions in the Kanto Basin, Japan. *Earth, Planets and Space*, 66, 1-7. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-100>