DEU FMD 28(83) (2026) 256-267

Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi
Dokuz Eylul University Faculty of Engineering Journal of Science and Engineering
Elektronik/Online ISSN: 2547-958X

ARAŞTIRMA MAKALESI / RESEARCH ARTICLE

Orta Ege'de Yüksek Frekanslı Spektral Sönümleme Parametresi Kappa ile Vs_{30} Arasındaki İlişkinin Araştırılması

Investigating the Correlation Between the High-Frequency Spectral Attenuation Parameter Kappa and Vs_{30} in the Central Aegean Region

Tevfik Özgür Kurtulmuş [1*], Fatma Yerlikaya Özkurt [2], Fatma Nurten Sisman [3], Ayşegül Askan [4]

[1] Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İzmir, TÜRKİYE
[2] Ankara Yıldırım Beyazıt Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Bilgisayar Mühendisliği Bölümü, Ankara, TÜRKİYE
[3] Orta Doğu Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Mühendislik Bilimleri (DR), Ankara, TÜRKİYE
[4] Orta Doğu Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümü, Ankara, TÜRKİYE
Sorumlu Yazar / Corresponding Author *: ozgur.kurtulmus@deu.edu.tr

Öz

Aktif fay hatları ve yoğun nüfusu nedeniyle Ege Bölgesi yüksek deprem riski taşımaktadır. Bu riskin doğru şekilde değerlendirilmesinde, yerel zemin koşullarını yansıtan yüksek frekanslı spektral sönümleme katsayısının ("kappa", κ) bilinmesi kritik öneme sahiptir. Bu çalışmada, AFAD tarafından işletilen Türkiye Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi (TR-KYH) Gözlem Ağı'na bağlı, Orta Ege Bölgesi'nde yer alan ve Vs_{30} (ilk 30 m'deki ortalama kayma dalgası hızı) değerleri bilinen 43 istasyonda kaydedilmiş 291 depreme ait 1056 adet kayıt kullanılmıştır. Batı Anadolu için daha önce derlenmiş geniş bir veri setinin Orta Ege Bölgesi'ni temsil eden alt grubu kullanılarak, çalışma sahasındaki zemin sınıflarına özgü κ değerlerini ve ortak bir uzaklık bağımlılığını içeren bölgesel bir κ modeli geliştirilmiştir. Ardından, bölgesel sönümleme etkisi arındırılarak her bir istasyona özgü yerel sönümleme parametresi (κ_0) hesaplanmıştır. κ_0 ve Vs_{30} değerlerinin mekansal dağılımı incelendiğinde, Ege havzalarındaki alüvyon zeminlerin genellikle yüksek κ_0 ve düşük Vs_{30} değerlerine sahip olduğu; buna karşın bölgesel horst yapılarına yakın sıkı zemin ve kayaçların ise daha düşük κ_0 ve daha yüksek Vs_{30} değerleri sergilediği görülmektedir. Sonuçlar, κ_0 ile Vs_{30} arasında belirgin bir saçılım gözlense de genel olarak negatif bir korelasyonun varlığına işaret etmektedir. Bu bulgu, Vs_{30} değerinin bilinmediği sahalarda κ_0'ın potansiyel bir zemin sınıflandırma parametresi olarak kullanılabileceğini göstermektedir. Ancak iki parametre arasında daha güvenilir ve anlamlı bir ilişki kurabilmek için farklı zemin gruplarını temsil eden daha kapsamlı veri setleriyle çalışmaların derinleştirilmesi şarttır. Böyle bir ilişkinin doğrulanması, κ_0'ın deprem mühendisliği uygulamalarında yaygın kullanımının önünü açacaktır.

Anahtar Kelimeler: *Yüksek Frekanslı Spektral Sönümleme, Zemin Sınıflandırması, Vs_{30} Hızı, Orta Ege Bölgesi*

Abstract

The Aegean Region has a high risk of seismic activity because of its active fault lines and dense population. To assess this risk accurately, it is essential to understand the high-frequency spectral decay parameter known as "kappa" (κ), which reflects local site conditions. In this study, 1056 records of 291 earthquakes collected from 43 stations in the Central Aegean Region, connected to the Turkish National Strong Ground Motion (TR-KYH) Observation Network operated by AFAD, with known Vs_{30} (average shear-wave velocity in the top 30 meters) values, were used. Using the Central Aegean subset of a large dataset compiled for Western Anatolia, a regional κ model was created, incorporating site-specific κ values for various site classes and a common distance dependence. The site-specific attenuation parameter (κ_0) for each station was then calculated by removing the regional attenuation effect. An analysis of the spatial distribution of κ_0 and Vs_{30} values shows that alluvial sites in the Aegean basins usually have high κ_0 and low Vs_{30} values. In contrast, stiff soil and rock sites near the horst structures exhibit lower κ_0 and higher Vs_{30} values. The results indicate a general negative correlation between κ_0 and Vs_{30}, despite significant scatter. This finding suggests that κ_0 could potentially be used as a proxy for site classification at sites where Vs_{30} values are unknown. However, further research with larger datasets representing a wider range of site classes is necessary to find a more reliable and significant relationship between these two parameters. Validation of such a relationship would facilitate the widespread use of κ_0 in earthquake engineering applications.

Keywords: *High-frequency Spectral Attenuation, Site Classification, Vs_{30} Velocity, Central Aegean Region*

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Aegean Region of Turkey is particularly susceptible to seismic activity owing to active fault lines and highly populated metropolitan centers. Accurate risk assessment necessitates a comprehensive understanding of local soil properties, essential for reducing seismic hazards. A fundamental measure for seismic soil categorization is the average shear wave velocity in the upper 30 meters of soil (V_{S30}), commonly utilized to assess the stiffness of soil layers. This study investigates the correlation between Vs_{30} and the high-frequency spectral attenuation parameter kappa (κ). The specific site zero-distance κ value (κ_0) was analyzed to improve understanding of its potential as an additional tool for local soil characterization. To this end, we used κ values previously estimated by Kurtulmuş et al. [1] from 1,056 strong ground-motion records associated with 291 earthquakes.

DOI: https://doi.org/10.21205/deufmd.2026288311

Geliş Tarihi / Received: 17.01.2025
Kabul Tarihi / Accepted: 29.09.2025

These records were collected at 43 stations of the Turkish National Strong Motion Network (TR-KYH) in the Central Aegean Region. We then calculated site-specific κ_0 values for each station by developing a new regional attenuation model, which accounted for these κ values and removed the effects of regional attenuation.

Materials and Methods

The records were recorded at 100 Hz, ensuring consistency and reliability. The data were obtained from stations having established Vs_{30} values. The dataset included earthquakes with magnitudes ranging from 3.5 to 6.5, occurring at depths between 1.1 and 50.3 km, thus providing a diverse representation of seismic conditions. The κ parameter, which reflects the attenuation of high-frequency seismic waves, was calculated by analyzing the decay slope of the Fourier amplitude spectrum above the corner frequency. We followed the methodology proposed by Anderson and Hough [2]. A regional κ model was developed based on the individual κ values in the dataset compiled by Kurtulmuş et al. [1] This model integrates κ values specific to the study area's site classes along with a common regional distance dependence. We then applied the regional slope (C_R) from this model to individual station data to determine the site-specific κ_0 as the intercept at zero distance.

Results and Discussion

The developed regional κ model indicated that κ_0 values range from 0.0366 s for NEHRP B-class to 0.0566 s for NEHRP E-class soils. Station-based κ_0 values, obtained using a fixed C_R coefficient, varied from 0.023 s to 0.064 s. Alluvial deposits commonly found in the Aegean basins had increased κ_0 and diminished Vs_{30}, whereas rock and hard-soil sites next to horst structures revealed decreased κ_0 and increased Vs_{30}. This relationship illustrates the physical behavior of seismic waves, where softer soils tend to attenuate high-frequency waves more than stiffer materials. The investigation demonstrated a negative association between κ_0 and Vs_{30}, aligning with theoretical expectations (Figure 1). However, considerable variability in the data was observed, indicating the influence of additional factors beyond Vs_{30}. These include seismic wave absorption and scattering due to subsurface heterogeneities and potential nonlinear soil behavior during strong shaking. Despite these complexities, the observed trend suggests the viability of κ_0 as a substitute metric for site categorization in areas lacking Vs_{30} data. However, the considerable scatter observed in the data, particularly for softer soil classes, indicates the influence of additional factors beyond Vs_{30} and underscores the challenge in defining this relationship.

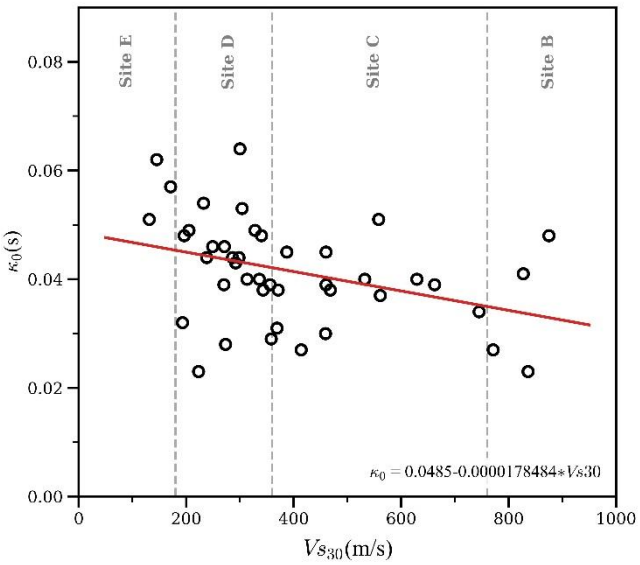


Figure 1. Correlation between κ_0 estimations and Vs_{30} at all stations.

Conclusion

This study highlights the significance of κ_0 as a supplementary parameter for local soil characterization, especially in seismically active areas such as the Aegean. The negative correlation between κ_0 and Vs_{30} reinforces that κ_0 can provide valuable information about soil stiffness and seismic attenuation properties. However, the significant scatter in the data underscores the need for caution when using κ_0 as a standalone metric. Further research, incorporating a broader range of geological settings and more extensive datasets, is required to enhance a more robust relationship between κ_0 and Vs_{30}. Such developments could enhance our ability to classify soils and predict site-specific seismic behavior more effectively, particularly in regions where traditional Vs_{30} measurements are unavailable. They could also enable the integration of κ_0 into seismic hazard assessment and earthquake engineering.

1. Giriş

Nüfus yoğunluğunun fazla olduğu kentsel alanlarda ve kritik sanayi tesislerinde deprem riskinin doğru değerlendirilmesi hayati önem taşımaktadır. Bu riski değerlendirmek için sahaya özgü (site-specific) yer hareketinin belirlenmesi gerekir. Yer hareketinin karakterize edilmesinde, yer hareketi genlik değişimlerinin uzaklık ve frekansla ilişkisi incelenir. Yerel sönüm parametresi kappa (κ), sismik (kayma) dalgaların yüksek frekanslarda azalımını tanımlayan bir katsayıdır [2]. Bu parametre deprem riskinin değerlendirilmesinde, kaynak mekanizması, kalite faktörü Q ve zemin büyütmesi ile birlikte kullanılan modelleme girdilerinden biridir [3,4]. Ampirik doğasından ötürü κ'nın kökeni tartışılmaktadır [5]. Birçok çalışma, κ ile faylanma tipi, deprem büyüklüğü, uzaklık ve zemin sınıfı arasındaki ilişkileri incelemiştir [6–9]. Bu çalışmalarda κ genellikle uzaklık ve zemin etkisinin doğrusal bir fonksiyonu olarak ele alınmış ve sıfır uzaklığındaki kappa katsayısı (κ_0), uzaklığa bağımlılığı giderilmiş zemine özgü κ değeri olarak ifade edilmiştir. κ, çoğunlukla zemine bağlıdır, ancak daha kapsamlı bir analiz için hem kaynağın hem de uzaklığın göz önünde bulundurulması gerektiği belirtilmiştir [10].

Literatürdeki çalışmalar, yerel deprem kayıtlarından bölgeye özgü κ tahminlerinin yapılmasını önermektedir. Bu doğrultuda Türkiye'de çeşitli bölgeler için κ kestirim çalışmaları ve yerel κ tahmin modelleri geliştirilmiştir: Kuzeybatı Türkiye'deki istasyon sahaları için çok değişkenli doğrusal regresyon yaklaşımı kullanılarak bölgesel bir κ modeli önerilmiştir [11]. Batı Türkiye'nin orta kesimi için bölgesel κ değerlerini tahmin etmek amacıyla küçük ve orta büyüklükteki yerel deprem kayıtları analiz edilmiştir [12]. İstanbul'daki kuyu içi sensör ve ana kaya sahaları için κ katsayısı küçük depremler kullanılarak tahmin edilmiştir [13]. Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki tek bir fay segmentine ait kayıtlar kullanılarak, κ değerlerindeki kaynak etkisi giderilmiştir [14]. Doğu, Batı ve Kuzeybatı Türkiye için iki farklı olasılıksal modelleme yaklaşımıyla bölgesel κ modelleri önerilmiştir [15]. Türkiye Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi'nin Marmara Bölgesi'nde işlettiği 161 kuvvetli yer hareketi istasyonu için κ_0 değerleri hesaplanmıştır [16].

Türkiye'nin batısında Vs_{30} değeri bilinen üç bileşen kuvvetli yer hareketi verilerini kullanarak, iki farklı regresyon yaklaşımı ile κ değerleri belirlenmiştir [1].

Ege Bölgesi'ndeki yerleşim alanlarının kuzey-güney yönlü bir gerilme rejimi altında oluşan çoklu çöküntü yapılarını örten kalın alüvyal dolgular üzerine kurulmuş olması, bölgedeki hemen hemen tüm kentleri deprem açısından riskli hale getirmektedir. Son yıllarda Ege Denizi ve Türkiye'nin batı kıyılarında artan sismik aktivite de bu riski teyit etmektedir. Nitekim 30 Ekim 2020 Sisam Adası depremi (Mw=7,0), havza etkileri ve bina kırılganlığı gibi faktörlerin bir araya gelmesiyle, yaklaşık 70 km uzaklıktaki İzmir kent merkezinde dahi önemli hasara yol açmıştır. Bölgedeki sismik tehlike özelliklerini açıklığa kavuşturmak amacıyla sismik hız yapısı, deprem kaynak süreçleri, ortam ve zemin özelliklerinin belirlenmesine yönelik birçok çalışma yürütülmüştür. Bu kapsamda, Batı Anadolu için 1 boyutlu bir P-dalgası kabuk hız modeli geliştirilmiştir [17]. Alıcı fonksiyon analiziyle Batı Türkiye'deki kabuk yapısı değişimleri belirlenmiştir [18]. Yerel deprem tomografisi kullanarak Ege Bölgesi'nin üç boyutlu sismik hız yapısını ortaya koyulmaya çalışılmış [19]; yerel doğal gürültü tomografisi yöntemiyle de İzmir İç Körfezi'nin üç boyutlu üst kabuk hız yapısı belirlenmiştir [20]. Bunlara ek olarak, bölgedeki ortam ve zemin özelliklerini aydınlatmaya yönelik başka çalışmalar da mevcuttur [12,21–24]. Özellikle bölgenin deprem riskini ve sismik tehlikesini doğru bir şekilde değerlendirmek amacıyla üç boyutlu havza etkileri, doğrusal olmayan zemin davranışları ve zemin-yapı etkileşimleri gibi hususları içeren daha detaylı incelemelere odaklanılması gerekmektedir. Bu doğrultuda, küçük ölçekliler de dahil olmak üzere tüm havzaların sismik/mühendislik anakayası ve zemin modellerinin hazırlanması önem arz etmektedir. Bu tür çalışmalar, bölgede daha güvenli bir yapılaşma ve etkin bir afet yönetimi için gerekli olan doğru sismik tehlike ve risk analizlerinin temelini oluşturacaktır.

İlk 30 metre derinlikteki ortalama kayma dalgası hızı olan Vs_{30} değeri, güncel deprem yönetmeliklerinde yerel zemin yapısını ifade eden en önemli parametredir ve depreme dayanıklı yapı tasarımında temel teşkil etmektedir. Sıklıkla, κ_0 ile Vs_{30} arasında ilişki kurulmaya çalışılmış [25–27]; ancak, hem farklı zemin gruplarından az sayıda veri olması (özellikle kayaç üzerine yerleştirilmiş istasyonlardan) hem de soğrulma, saçılım ve doğrusal olmayan zemin yanıtı gibi fiziksel etkilerden ötürü değerler arasında önemli miktarda saçılma gözlenmesi nedeniyle, κ_0 ve Vs_{30} arasındaki ilişki net olarak tanımlanamamıştır. Türkiye'nin batısında Vs_{30} değerleri bilinen ivmeölçer istasyonlarında kaydedilen üç bileşen kuvvetli yer hareketi verilerini kullanarak, çoklu doğrusal regresyon ve çok değişkenli uyarlanabilir regresyon eğrileri yaklaşımları ile ortalama κ katsayıları belirlenmiştir [1]. Bahsi geçen çalışmada, çalışma sahası benzer sismisite ve tektonik özelliklere sahip Türkiye'nin belli başlı sismotektonik alanları göz önünde bulundurularak üç alt bölgeye ayrılmış; geniş bir veri seti yardımıyla, episantır uzaklığı, deprem magnitüdü ve zemin sınıflarının etkileri incelenmiştir.

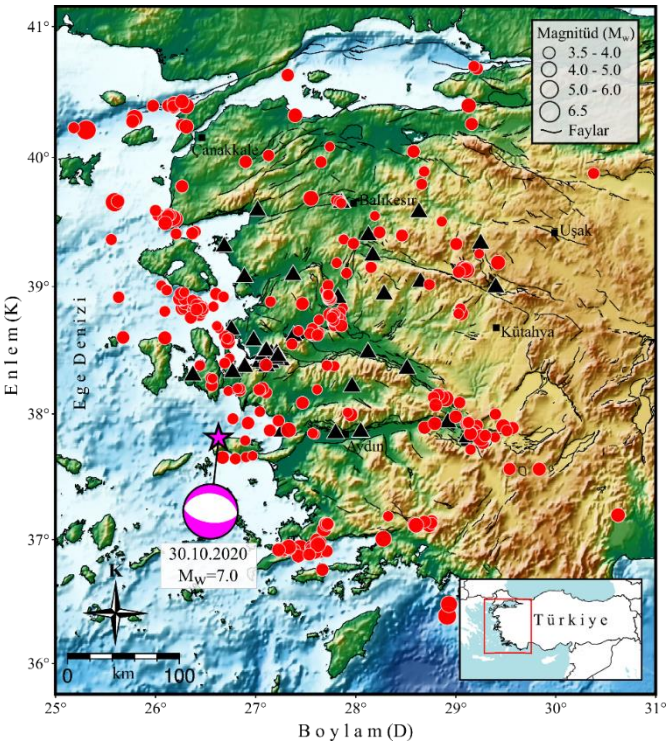
Bu çalışmada, Kurtulmuş vd. [1] tarafından hesaplanan Batı Anadolu κ veri setinde en fazla veri içeren Orta Ege Bölgesi grubundaki yatay bileşen κ değerleri kullanılmıştır. κ değerleri ile deprem büyüklüğü, episantır uzaklığı ve Vs_{30} bağımsız değişkenleri arasındaki korelasyonu belirlemek için Kurtulmuş vd. [1] çoklu doğrusal regresyon modelinden türetilen bölgesel sönüm değeri kullanılarak, her bir istasyonun uzaklık bağımlılığı giderilmiş κ_0 değerleri elde edilmiştir. Sonrasında, tüm istasyonların κ_0 ve Vs_{30} değerlerinin mekansal dağılımı incelenmiş ve deprem mühendisliği uygulamalarında sıkça karşılaşılan κ_0 ile Vs_{30} arasındaki ampirik ilişki ortaya koyulmaya çalışılmıştır. Türkiye'de hâlâ zemin sınıfı bilgisi olmayan kuvvetli yer hareketi istasyonları bulunmaktadır ve böylesi anlamlı bir ilişkinin kurulması durumunda, Vs_{30} değeri tespit edilmemiş sahalarda κ_0-Vs_{30} ampirik bağıntıları yardımıyla yerel zemin özelliklerinin dolaylı olarak türetilmesi mümkün olabilecektir.

2. Tektonik ve Deprem Etkinliği

Çalışma alanı, Batı Anadolu Genişleme Bölgesi ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) Marmara Segmenti olarak adlandırılan geniş bir bölgeyi kapsamaktadır (Şekil 1). Afrika litosferinin kuzeye doğru Avrasya levhasının altına dalması ve Arap levhası ile Avrasya levhası arasındaki çarpışma, Anadolu levhasının sağ yanal KAFZ ve sol yanal Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca batıya doğru kaçmasına neden olmuştur [28]. Bu batıya doğru hareket, Ege'de saat yönünün tersine Helen dalma batma bölgesine (Ege-Kıbrıs Yayı boyunca) yönelerek Afrika plakasının yitime uğramasına yol açmakta ve bunun sonucu olarak Batı Anadolu kıtasal kabuğu K-G gerilme rejimi etkisiyle genişlemektedir [29–31]. Genişleme rejiminin kökeni ve gelişimi halen tartışmalı olsa da Türkiye'nin batısı, büyük ölçekli sıyrılma ve yüksek açılı normal faylarla sınırlanan karmaşık bir çöküntü (graben) ve yükselti (horst) dizisi ile karakterize edilir [32,33]. Kuzeyde hem KAFZ hem de Batı Anadolu genişleme rejiminin etkisi altındaki Edremit Grabeni yer alırken [33], orta kesimde yaklaşık doğu-batı uzanımlı, kuzeyden güneye doğru Gediz-Alaşehir Grabeni, Küçük Menderes Grabeni ve Büyük Menderes Grabeni şeklinde sıralanan en büyük 3 çöküntü yer almaktadır [34]. Güney sınırında ise yine jeolojik olarak Menderes Masifi ile Likya Napları'nın kesiştiği bölgede yer alan, doğu-batı yönünde uzanan Gökova Graben'i bulunmaktadır. Ayrıca, kuzeydoğu-gidişli çöküntüler (örn., Gördes havzası, Acıpayam ve Burdur grabenleri) ile aralarında horstlar bulunmaktadır [33,35]. Menderes Çekirdek Kompleksi ve Likya Napları'ndan oluşan havza taban kayaçlarının üzerinde farklı jeolojik birimler yer alır. Sırasıyla, altta Alt-Orta Miyosen yaşlı çökel topluluklar ve bunlarla eşzamanlı gelişmiş volkanik kayalar; ortada Üst Miyosen-Alt Pliyosen gölsel çökelleri ile karasal kırmızı kırıntılılar; üstte ise Pliyo-Kuvaterner yaşlı graben dolguları bulunmaktadır [28,33,36].

Ege Bölgesi, yakın geçmişte 2017 Gökçeada (M 6,9), 2017 Karaburun (M 6,2), 2017 İstanköy (M 6,4), 2019 Denizli (M 6,0) ve 2020 Samos (M 7,0) depremleri gibi birçok büyük depreme maruz kalmıştır. Tarihsel kayıtlara bakıldığında ise 1919 Soma (M 6,9), 1928 Torbalı (M 6,3), 1933 Gökova (M 6,8), 1956 Söke-Balat (M 7,1), 1969 Alaşehir (M 6,5) ve 1970 Gediz (M 7,2) depremlerinin de bu bölgede gerçekleştiği bilinmektedir. Bölgedeki depremler, mekanik olarak normal faylanma ile ilişkilidir ve genişleme tektoniği ile bağlantılı Batı Anadolu graben sistemlerinde yoğunlaşmaktadır [37]. Bu grabenler boyunca, $M \geq 4,0$ büyüklüğünde birçok deprem gözlemlenmiştir. Büyük Menderes Çöküntüsü'nün doğu ucu ve Simav Çöküntüsü bu depremlerin en yoğun olduğu bölgelerdir. Yoğun sismik aktivitenin gözlendiği İzmir ve çevresinde, 2005 yılında Urla'da M 5,0, 5,8, 5,5 ve 5,9 büyüklüğünde bir deprem fırtınası yaşanmıştır. Ayrıca, 2020 Sisam Adası depremi (M 7,0) ise İzmir'de can kaybına ve maddi hasara yol açmıştır. Kuzeydeki güncel odak mekanizması çözümleri, KAFZ'nin batı kolunda baskın olan doğrultu atımlı gerilme rejiminin Marmara Denizi ve Kuzey Ege Çukuru boyunca devam ettiğini göstermektedir. Bu durum, Ege Bölgesi kıyı şeridi ve Ege Denizi'nin doğusunda aktif genişleme ve doğrultu atımlı deformasyonun bir arada gerçekleştiğini ortaya koymaktadır [38,39]. Ege genişleme sisteminin güneyindeki odak mekanizması çözümleri ise, bitişik Helen ve Kıbrıs Yayı segmentlerindeki büyük bindirme

depremlerinin yanında normal ve doğrultu atımlı faylanma olaylarının da olduğunu göstermektedir [37].



Şekil 1. Deprem ve istasyon dağılımı. Siyah üçgenler AFAD istasyonlarını, kırmızı yuvarlaklar ise deprem episantırlarını göstermektedir. Küçük resimdeki kırmızı çerçeve çalışma sahasını göstermektedir. 30 Ekim 2020 Samos depreminin (Mw=7,0-USGS) merkez üssü ve odak mekanizma çözümü mor renk ile gösterilmiştir. Aktif faylar MTA diri fay haritasından alınmıştır [40].

Figure 1. The distribution of earthquakes and stations. The black triangles and red circles indicate the locations of AFAD stations and earthquake epicenters. The study area is depicted by the red frame in the figure inset. The epicenter and focal mechanism solution of the Samos earthquake on October 30, 2020 (Mw=7.0-USGS) are indicated in purple. The active faults have been derived from MTA [40]

3. Materyal ve Metot

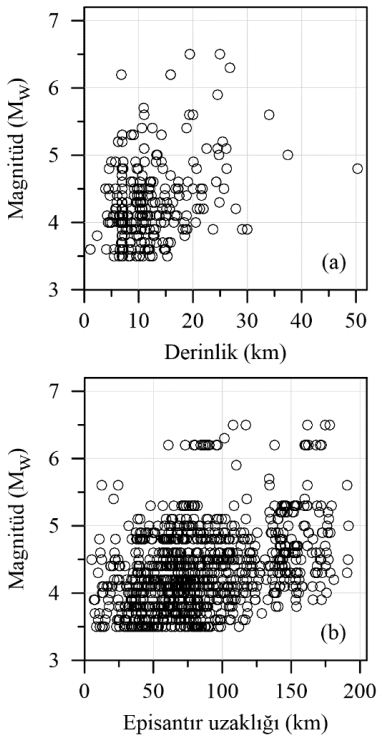
3.1. Materyal

Çalışmada, T.C. İçişleri Bakanlığı Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) tarafından işletilen TR-KYH Gözlem Ağı'ndan saniyede 100 örneklemeye sahip yatay bileşen kuvvetli yer hareketi kayıtları kullanılmıştır. Ham verilere, Türkiye İvme Ölçme Veri Tabanı ve Analiz Sistemi-TADAS [41] üzerinden erişim sağlanabilmektedir. Çalışma kapsamında, daha önce Kurtulmuş vd. [1] tarafından çok değişkenli uyarlanabilir regresyon eğrileri (MARS) yöntemiyle κ modellemesine yönelik Batı Türkiye'deki yer hareketi kayıtlarından derlenen veri setinin bir alt kümesi seçilmiştir. Araştırmacılar, Duman vd. [37] tarafından önerilen ana sismotektonik bölgeleri kullanarak, çalışma sahasını KAFZ'nin batı kolu (A1), Batı Anadolu graben sistemleri (A2) ve Ege yayı (A3) olacak şekilde üç gruba ayırmışlardır. Burada ağırlıklı olarak İzmir olmak üzere, Aydın, Denizli, Kütahya, Manisa ve Balıkesir illerindeki ortalama Vs_{30} hızları bilinen istasyonlardan gelen, en fazla deprem kaydının bulunduğu A2 grubu (A1 ve A3'ten yaklaşık 6 kat daha fazla) incelenmiştir. İstasyon zeminlerinin hız profilleri ve ortalama Vs_{30} değerleri, çok kanallı yüzey dalgası analiz yöntemi (MASW) kullanılarak hesaplanmıştır [42]. Veri seti, Temmuz 2003 ile Kasım 2018 arasında meydana gelen 291 depreme ait 1056 kayıttan oluşmaktadır. Katalog verilerinde yer alan süre (M_d), yerel (M_L) ve moment büyüklükleri (M_w) farklı ölçeklerde sunulduğundan, deprem büyüklüklerinin homojen olmadığı görülmektedir. Verilerde tutarlılık sağlamak ve gerek küçük gerekse büyük depremlerde daha doğru sonuçlar elde etmek amacıyla, Kadirioğlu ve Kartal [43] tarafından önerilen ampirik dönüşüm bağıntıları kullanılarak farklı ölçeklerdeki büyüklük değerleri Mw ölçeğine dönüştürülmüştür. Tablo 1'de her bir magnitüd aralığına karşılık gelen deprem kayıt sayıları gösterilmektedir. Deprem büyüklükleri 3,5 ile 6,5 arasında değişirken, episantır uzaklıkları 5,2 km ile 191,6 km ve odak derinlikleri ise 1,1 km ile 50,3 km arasında değişmektedir. Depremlerin büyük çoğunluğunun küçük ve orta büyüklükte (Mw < 5,5'e kadar), 1 ila 30 km arası derinlikteki sığ depremlerden oluştuğu görülmektedir (Şekil 2).

Tablo 1. Çalışma alanı deprem büyüklüğü dağılımı.

Table 1. The distribution of earthquake magnitudes in the study area.

Magnitüd (Mw)	Deprem sayısı	Toplam kayıt
3,5 ≤ M < 4,0	100	310
4,0 ≤ M < 5,0	159	614
5,0 ≤ M < 6,0	27	106
M ≥ 6,0	5	26
Toplam	291	1056



Şekil 2. Mw büyüklüklerinin dağılımları a) deprem derinlikleri ve b) episantır uzaklıkları ile karşılaştırılmıştır.

Figure 2. a) The earthquake depths and b) epicentral distances are compared with the distributions of M_w magnitudes

3.2. Metot

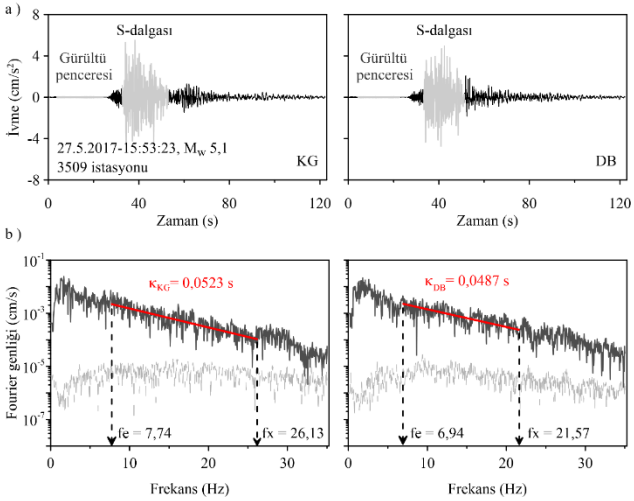
Q, yeraltında ilerleyen sismik dalgaların ortamın elastik olmayan farklılıklarından ötürü uğradığı zayıflamayı ifade eder ve dalgaların genliklerinde ve frekanslarında azalmaya neden olur. Geometrik yayılım katsayısı (r) ise sismik dalgaların kaynaktan

uzaklaştıkça dalgaların enerjisinin yayılma ortamına dağılmasından kaynaklanan genliklerindeki azalmaya karşılık gelir. Ancak, ω^2 kaynak modeli [44] gibi geleneksel kaynak modelleri, ivme spektrumlarında belirli bir eşik frekansın üzerinde gözlenen yüksek frekanslardaki genlik azalmalarını tam olarak açıklayamamaktadır. İvme spektrumunda gözlenen üstel genlik azalımı aşağıdaki şekilde tanımlamıştır [2]:

$$A(f) = A_0 e^{-\pi\kappa f}, f > f_e \quad (1)$$

Bu bağıntıda A_0 sismik dalganın kaynaktan çıkarken sahip olduğu spektral genliği, κ sismik dalganın kayıt noktasına ulaşana kadar geçtiği sığ jeolojik ortam içerisindeki sönüm faktörünü ve fe ise spektrumda düşüşün görülmeye başladığı eşik frekansını belirtmektedir. Bu çalışmada ilk olarak, kuzey-güney (KG) ve doğu-batı (DB) bileşen ivme kayıtlarındaki doğrusal kayma (drift) etkisi giderilmiştir. Ardından, 0,3-35 Hz aralığında bant geçişli filtre uygulanmıştır. Her bir kayıttaki P ve S dalgası varış zamanları görsel olarak işaretlenmiş, S dalgası fazı ve gürültü pencereleri belirlenmiştir. Gürültü penceresinin P dalgasının ilk varışlarından önceki arka plan sismik gürültü seviyesinde olmasına özen gösterilmiştir. Pencere uzunlukları deprem büyüklüğü ve episantır uzaklığına bağlı olarak 3 ila 40 saniye arasında değişkenlik göstermektedir. Spektrumdaki yan salınımları azaltmak için, zaman penceresinin her iki kenarına %5 kosinüs penceresi (cosine taper) uygulanmıştır. Bu işlemden sonra hem S dalgasının hem de gürültünün Fourier genlik spektrumu (FGS) hesaplanmıştır. Veri işlem sürecinin son adımı olarak, kayan ortalama işleciyle spektrumlar yuvarlatılmıştır. κ değeri, yarı logaritmik skalada çizilen spektrum grafiğinde, fe aşıldıktan sonra frekansa bağlı olarak azalan genliğin eğiminden hesaplanmıştır. Şekil 3'te 27 Mayıs 2017 Balıkesir-Sındırgı depreminin (M_w=5,1, AFAD) 3509 kodlu kuvvetli yer hareketi istasyonundan elde edilen κ hesaplaması verilmiştir. Grafiklerdeki gri renkli kısımlar zaman serileri üzerindeki S dalgası ve gürültü pencerelerini, düz kırmızı doğrular ise FGS'deki fe-fx frekans aralığında κ kestiriminde kullanılan regresyon eğrilerini göstermektedir. Burada, düşey kesikli çizgiler doğrusal spektral azalımın başladığı ve bittiği noktaların frekans eksenindeki izdüşümleri olan fe ve fx değerlerine karşılık gelmektedir. Veri analizi hakkında daha detaylı bilgi için Kurtulmuş vd. [1]'ne bakılabilir.

Yatay bileşenler için fe değeri 5 ile 25 Hz arasında değişmekle birlikte, deprem büyüklüğü ile ters orantılı bir ilişki göstermektedir; ortalama fe değeri ise 10 Hz olarak hesaplanmıştır. Ayrıca, fx değerinin 20 ile 35 Hz arasında değiştiği gözlemlenmiştir. Bu durum, literatürdeki diğer çalışmalarla tutarlı sonuçlar elde edildiğini göstermektedir [2,45]. Hesaplanan KG ve DB bileşen κ kestirimleri öncelikle birbirleriyle karşılaştırılmıştır. Ortamın tekdüze olmamasından kaynaklanan etkileri en aza indirmek için değerler arasında %25'ten fazla fark olan tüm bireysel κ değerleri değerlendirme dışında tutulmuştur [5,11,46]. Son aşamada ise iki bileşenden belirlenen κ değerlerinin aritmetik ortalaması alınarak söz konusu depremin o istasyondaki yatay κ değeri hesaplanmıştır.



Şekil 3. 27 Mayıs 2017-15:53:23 Sındırgı depremi (M_w=5,1, AFAD) için 3509 kodlu istasyondaki κ hesaplaması.

Figure 3. Calculation of κ at station 3509 for the Sındırgı earthquake (27 May 2017-15:53:23, M_w=5.1, AFAD)

Yer hareketi simülasyonlarında, bölgesel sönüm etkisini içermediği varsayılan sahaya özgü κ olarak adlandırılan κ_0 değerine ihtiyaç duyulmaktadır. κ_0'ın belirlenmesindeki temel yaklaşım, farklı depremlere ait κ değerleri ile uzaklıklar arasındaki doğrusal ilişkinin kullanılmasıdır [47]:

$$\kappa_r = \kappa_0 + \tilde{\kappa}(r) \quad (2)$$

$\tilde{\kappa}(r)$ doğrusal regresyondaki eğimdir, κ'nın uzaklık bağımlılığını ifade eder ve ışın yolu boyunca gerçekleşen sönüme karşılık gelmektedir. Burada, tek kısıtlama $\tilde{\kappa}(r)$'nin sıfır uzaklığında sıfıra eşit ve uzaklığa bağlı olarak tekdüze azalan bir fonksiyon olmasıdır. Regresyon doğrusunun düşey ekseni kestiği noktanın değeri istasyonun κ_0 katsayısını verecektir.

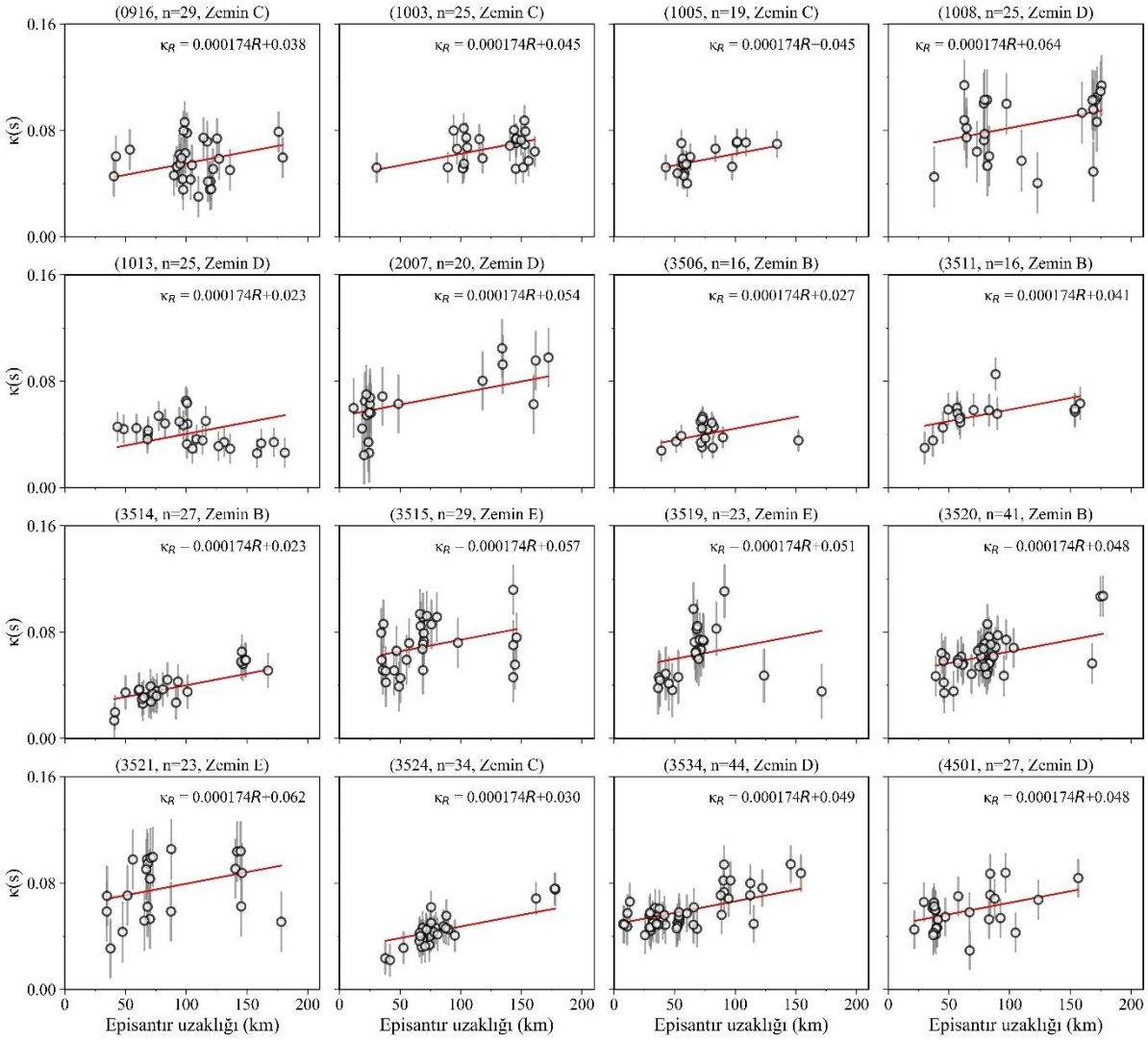
κ değerleri ile episantır uzaklığı, zemin koşulları ve deprem büyüklüğü bağımsız değişkenleri arasındaki ilişkiyi araştırmak için Kurtulmuş vd. [1] tarafından türetilen çoklu doğrusal regresyon (MLR) modeli temel alınmıştır. Büyük depremlerin az olması ve farklı büyüklük aralıklarındaki verilerin uzaklık dağılımının homojen olmamasından ötürü (Tablo 1), deprem büyüklüğü ile κ arasında anlamlı doğrusal bir ilişki bulunamamıştır. Tüm bireysel κ değerlerini kullanarak, çalışma sahasına ait κ'nın temel fiziksel bağımlılıklarını yansıtan bölgesel bir model ortaya koymak için, NEHRP [48] zemin sınıflamasına göre gruplanmış κ_0 değerlerinin ve ortak bir bölgesel uzaklık bağımlılığının (eğimin) aynı anda tahmin edilmesini sağlayan aşağıdaki fonksiyonel form kullanılmıştır:

$$\kappa(R,z) = \kappa_{0,B} * z_B + \kappa_{0,C} * z_C + \kappa_{0,D} * z_D + \kappa_{0,E} * z_E + C_R R \quad (3)$$

Burada z_B, z_C, z_D ve z_E zemin terimleri, ilgili zemin sınıfına aitse 1, aksi halde sıfır değerini almaktadır. $\kappa_{0,B}$, $\kappa_{0,C}$, $\kappa_{0,D}$ ve $\kappa_{0,E}$ sırasıyla B, C, D ve E zemin sınıfında yer alan κ_0 değerlerini, C_R katsayısı ortak sönümü ifade eden bölgesel eğimi ve R episantır uzaklığını göstermektedir.

Tek istasyon κ değerleri belirlenirken, her bir istasyona ait tüm bireysel κ değerleri episantır uzaklığına karşılık gelecek şekilde grafiklenmiş ve uzaklık-κ verilerine doğrusal bir model uydurulmuştur. Her bir istasyon için C_R katsayısı bölgesel modelden elde edilen eğim değerine sabitlenerek regresyon doğrusunun sıfır uzaklığında ordinat eksenini kestiği noktanın

(intercept) belirlenmesi ile κ_0 hesaplanmıştır. Burada, güvenilir κ tahmini yapılabilecek yeterli sayıda veriye sahip istasyonların olmasına dikkat edilmiş ve en az 15 kayıt bulunan istasyonlar seçilmiştir. Şekil 4'te bazı istasyonlardaki uzaklığa karşılık gelen κ değerleri ile κ_0 kestirimleri görülmektedir. Grafiklerdeki kırmızı çizgi κ ile episantır uzaklığı arasındaki doğrusal regresyon modelini temsil etmektedir. Gri renkli hata çubukları, bireysel κ değerlerinin hesaplamalardaki ±1 standart sapma aralığını göstermektedir. İstasyon kodu, her istasyon için kullanılan kayıt sayısı ve zemin sınıfı, regresyon denklemi ile her grafiğin üst kısmında gösterilmiştir. Tüm istasyonlar için κ_0 değerleri Tablo 2'de verilmektedir.



Şekil 4. Bazı istasyonlardaki episantır uzaklığına karşılık κ değerleri.

Figure 4. κ values versus epicentral distance for a subset of stations.

Tablo 2. İstasyon bazlı κ_0 değerleri. İstasyon kodları, Vs_{30}, litoloji ve morfoloji bilgilerine TADAS üzerinden erişim sağlanabilmektedir. NEHRP zemin sınıfları Vs_{30} değerlerinden türetilmiştir. [41]

Table 2. Single-station κ_0 values. Station codes, Vs_{30} values, lithology, and morphology information are available on TADAS. NEHRP soil classes are based on Vs_{30} values. [41]

İstasyon kodu	Vs_{30} (m/s)	Kayıt sayısı	κ_0(s)	NEHRP Sınıfı	Litoloji Sınıfı	Morfoloji
3506	771	16	0.027	B	Karasal Kırıntılılar	Yamaç
3511	827	16	0.041	B	Karasal Kırıntılılar	Yamaç
3514	836	27	0.023	B	Piroklastik Kayalar	Hafif eğim
3520	875	41	0.048	B	Piroklastik Kayalar	-
0905	369	22	0.031	C	Karasal Kırıntılılar	Hafif eğim

Tablo 2 (devam)

0916	371	29	0.038	C	Alüvyon Yelpazesi	Akarsu Ovası
1003	460	25	0.045	C	Volkanitler	-
1005	387	19	0.045	C	Karasal Kırıntılılar	Hafif eğim
1009	561	28	0.037	C	Ofiyolitik Kayalar	Yamaç
1017	662	15	0.039	C	Volkanitler	Yamaç
3508	558	15	0.051	C	Ayrılmamış Kuvaterner	Şev ve Akarsu Ovası Topuğu
3512	468	20	0.038	C	Gölsel Karbonatlar	-
3516	460	30	0.039	C	Ayrılmamış Kuvaterner	Hafif Eğimli Kıyı Ovası
3523	414	27	0.027	C	Marn	-
3524	459	34	0.03	C	Tüf	Yamaç
3525	745	27	0.034	C	Kırıntılılar ve Karbonatlar	-
3528	532	38	0.04	C	Tüf	-
4505	629	15	0.04	C	-	-
0910	271	17	0.046	D	Alüvyon Yelpazesi	Akarsu Ovası
1008	300	25	0.064	D	Ayrılmamış Kuvaterner	Akarsu Ovası
1013	223	25	0.023	D	Ayrılmamış Kuvaterner	Akarsu Ovası
1015	238	16	0.044	D	Ayrılmamış Kuvaterner	Akarsu Ovası
2002	356	27	0.039	D	Karasal Kırıntılılar	Şev ve Akarsu Ovası Topuğu
2007	*232*	*20*	*0.054*	*D*	Alüvyon Yelpazesi, Yamaç Molozu	
3503	193	29	0.032	D	Ayrılmamış Kuvaterner	Hafif Eğimli Kıyı Ovası
3509	286	28	0.044	D	Ayrılmamış Kuvaterner	Akarsu Ovası
3510	313	19	0.04	D	Ayrılmamış Kuvaterner	-
3513	196	15	0.048	D	Ayrılmamış Kuvaterner	Hafif Eğimli Kıyı Ovası
3518	298	23	0.044	D	Ayrılmamış Kuvaterner	Hafif Eğimli Kıyı Ovası
3522	249	28	0.046	D	Ayrılmamış Kuvaterner	Akarsu Ovası
3526	205	33	0.049	D	Ayrılmamış Kuvaterner	Ova
3530	270	36	0.039	D	Ayrılmamış Kuvaterner	Akarsu Ovası
3534	328	44	0.049	D	Ayrılmamış Kuvaterner	Hafif eğim
4304	343	21	0.038	D	-	-
4306	304	15	0.053	D	-	-
4501	340	27	0.048	D	-	-
4502	292	22	0.043	D	-	-
4503	358	19	0.029	D	-	-
4504	336	20	0.04	D	-	-
4506	273	28	0.028	D	-	-
3515	171	29	0.057	E	Ayrılmamış Kuvaterner	Hafif Eğimli Kıyı Ovası

Tablo 2 (devam)

3519	131	23	0.051	E	Ayrılmamış Kuvaterner	Hafif Eğimli Kıyı Ovası
3521	145	23	0.062	E	Ayrılmamış Kuvaterner	Hafif Eğimli Kıyı Ovası

4. Bulgular ve Tartışma

Bu çalışmada, κ parametresinin episantır uzaklığı, zemin sınıfı ve deprem büyüklüğü gibi değişkenlere olan bağımlılığı incelenmiş; bu değişkenler arasındaki ilişkinin yapısını araştırmak için Kurtulmuş vd. [1] tarafından geliştirilen MLR modeli kullanılmıştır. MLR, değişkenler arasında doğrusal bir ilişki varsayımıyla, yorumlaması nispeten kolay olan ve birden fazla bağımsız değişkenin bağımlı bir değişken üzerindeki etkisini aynı anda modellemek için kullanılan standart bir regresyon yöntemidir. Tüm analizler yatay bileşen κ değerleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Kurtulmuş vd. [1] çalışmasında, bu çalışma sahasını da kapsayan Türkiye'nin batısındaki üç farklı alan için, Vs_{30} değerleri bilinen istasyonlardan elde edilen yatay ve düşey bileşen κ değerleri kullanılarak, MLR yöntemi ile doğrusal olmayan ilişkileri modellemede daha başarılı olan MARS yöntemi karşılaştırmıştır. MARS, parçalı doğrusal temel fonksiyonları (basis functions) kullanarak verinin farklı segmentlerini uyarlanabilir bir şekilde modelleyen parametrik olmayan bir regresyon yöntemidir. En önemli değişkenleri temsil eden parçalı doğrusal fonksiyonları modele dahil edip, daha az etkili olanları göz ardı ederek model uyumunu iyileştirmektedir. Sonuçlar, üç farklı coğrafi alan (A1, A2 ve A3) ve bu alanlardaki farklı M_w aralıkları için ayrı ayrı değerlendirilmiş ve MARS modelinin MLR modeline göre κ tahmininde daha üstün performans gösterdiği rapor edilmiştir. MARS modelinde, temel fonksiyonların kullanımına göre değişkenlerin önem sırası R, Vs_{30} ve M_w şeklinde bulunmuştur. Farklı M_w aralıkları ve coğrafi bölgeler için MARS modelinin MLR'ye kıyasla önemli ölçüde daha yüksek tahmin performansı göstermesi ise MARS yönteminin veri yapısına uyum sağlama ve M_w dahil olmak üzere değişkenler arasındaki karmaşık ve doğrusal olmayan ilişkileri modelleme yeteneğine bağlanmaktadır. Dolayısıyla, κ gibi karmaşık ve doğrusal olmayan ilişkiler içeren sismolojik parametrelerin modellenmesinde parametrik olmayan regresyon yöntemleri gibi farklı alternatif çözümlerin daha iyi sonuçlar verebileceği ifade edilmiştir.

MARS yöntemi değişkenler arasındaki karmaşık ilişkileri yakalamada üstün olsa da, modeldeki temel fonksiyon sayısının ve etkileşim derecesinin artması modelin yorumlanabilirliğini basit doğrusal denklemlere kıyasla zorlaştırmaktadır. Karmaşık modelin yorum zorlukları ve pratik deprem mühendisliği uygulamalarında daha basit ve parametrik yapılara ihtiyaç duyulmasından ötürü, bu çalışmada NEHRP zemin sınıflamasına dayanan, fiziksel temeli yorumlanabilir doğrusal bir modelin oluşturulması hedeflenmiştir. Bu amaçla, tüm bireysel κ değerlerini kullanarak, istatistiksel olarak anlamlı değişkenleri ve κ'nın fiziksel temelini dikkate alarak çalışma sahasına özgü bölgesel bir κ modeli geliştirilmiştir. Elde edilecek ortalama κ_0 değerleri bölge için yapılacak yer hareketi benzetimlerinde ve sismik tehlike analizlerinde kullanılabilecektir. Buradaki yaklaşım, NEHRP zemin sınıfları için farklı κ_0 değerlerini ve ortak bir bölgesel uzaklık bağımlılığını aynı anda tahmin etmeyi sağlayan birleşik bir fonksiyonel formun oluşturulmasıdır. M_w büyüklüğü, bu çalışmada kullanılan MLR analizlerinde istatistiksel olarak anlamlı bir değişken olarak öne çıkmamıştır. Bu durum, κ ile M_w arasındaki ilişkinin basit bir doğrusal modelle etkin bir biçimde temsil edilemediğini göstermektedir. Veri setindeki 6.0 ve üzeri depremlerin azlığı ve büyüklük dağılımının homojen olmaması bu sonucun bir nedeni olabilir. Ancak, Kurtulmuş vd. [1] MARS analizlerinin M_w'yi uzaklık ve Vs_{30}'dan sonra en önemli değişken olarak belirlemesi, M_w'nin κ üzerinde karmaşık ve doğrusal olmayan bir etkiye sahip olabileceğini ve bu etkinin gözlemlenen saçılımın potansiyel bir kaynağı olabileceğini düşündürmektedir. Dolayısıyla, mevcut doğrusal modelimiz M_w etkisini tam olarak ifade etmese de, bu etki göz ardı edilmemelidir. Analizler sonucunda izleyen bölgesel κ modeli elde edilmiştir:

$$\kappa(R,z) = 0{,}0366z_B + 0{,}0373z_C + 0{,}0425z_D + 0{,}0566z_E + 0{,}000174R \quad (4)$$

NEHRP zemin sınıflandırmasına göre κ_0 değerleri B sınıfı sağlam, dayanıklı ve sert kaya arası birimler için 0,0366 s'den, E sınıfı yumuşak killer için 0,0566 s'ye kadar değişmektedir. Bu sonuçlar, yumuşak zeminlerin sert zeminlere kıyasla daha yüksek κ_0 değerleri sergilediği yönündeki literatür beklentisi ile uyumludur. Benzer yaklaşım Kuzeybatı Türkiye için zemin sınıfını ve uzaklık etkilerini içeren bölgesel bir κ modeli geliştirmek amacıyla hem yatay hem de düşey bileşen κ kayıtlarına uygulanmıştır [11]. Ayrıca, istatistiksel olarak anlamlı olmasa da büyüklük etkisini de incelemişler; tek istasyon analizleri ve stokastik simülasyonlarla modeli teyit etmişlerdir. D sınıfında yer alan sert toprak zeminler için (0,0455 s) C sınıfı yoğun toprak, yumuşak kaya cinsi daha sert birimlere kıyasla (0,0377 s) daha yüksek κ_0 değerleri elde edilmiş; bölgesel sönüm değerlerinin literatürdeki benzer çalışmalarla tutarlı olduğu belirtilmiştir. Bölgesel sönüm değeri (0,000174 s/km), söz konusu çalışmada yatay bileşen için hesaplanan değerden (0,000132 s/km) daha yüksek, düşey bileşen için hesaplanan değerden (0,000188 s/km) ise daha düşük hesaplanmıştır.

Sabit C_R katsayı değeri kullanılarak elde edilen istasyon bazlı κ_0 değerleri 0,023 s ile 0,064 s arasında değişmektedir (Tablo 2). Genellikle 3514 ve 3524 gibi daha sert zemin sınıfında yer alan istasyonlarda κ ile uzaklık değerleri nispeten iyi bir uyum gösterirken, 1008 ve 3521 gibi D ve E zemin sınıflarındaki istasyonların çoğunda saçılımın fazla olduğu görülmektedir (Şekil 4). Ayrıca, 3521 ve 1008 istasyonlarının en büyük κ_0 değerine sahip oldukları dikkat çekmektedir. En küçük κ_0 ise B ve D zemin grubunda yer alan 3514 ve 1013 kodlu istasyonlarda elde edilmiştir. Benzer bulgular Kurtulmuş & Akyol [12] tarafından rapor edilmiştir; çalışılan istasyonların birçoğunda, uzaklığa bağlı κ değerlerinin önemli ölçüde saçılım gösterdiği belirtilmiştir. Bu durum bölgedeki kayaçların yoğun çatlak sistemleri ve pekişme derecesiyle karmaşıklaşan kaynak ve dalga yayılım yolu etkileriyle ilişkilendirilmiştir.

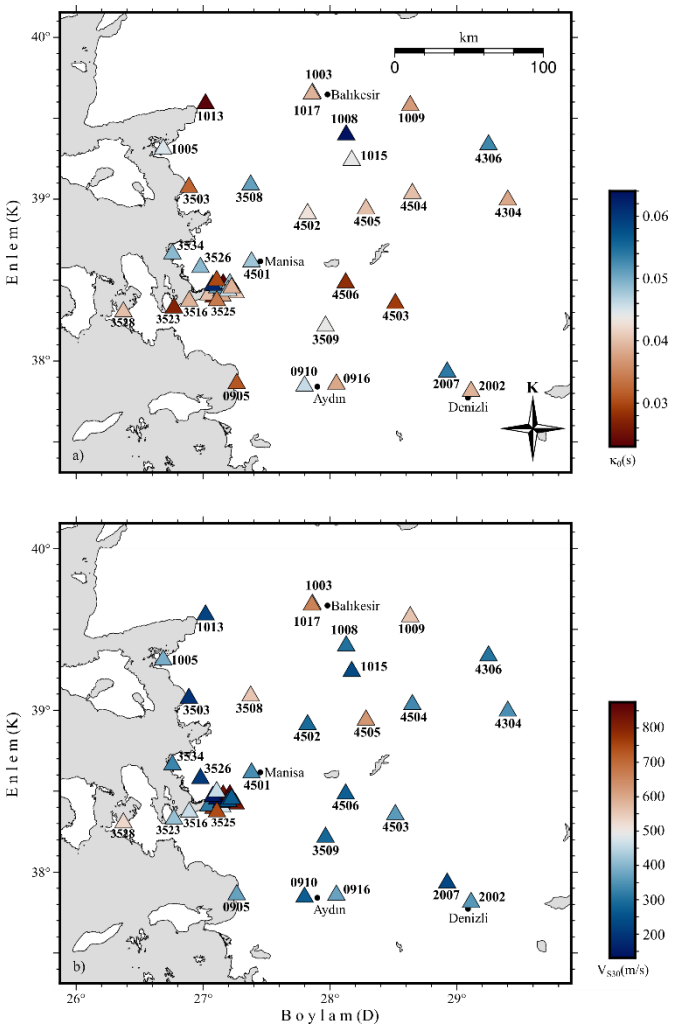
Sertçelik vd. [16] bu çalışmada kullanılan 1005, 1008, 1009, 1013, 1015 ve 1017 kodlu istasyonlar için κ_0 değerlerini hesaplamışlardır. Bazı istasyonlarda değerler oldukça farklıyken (örn. 1008 ve 1013), bazı istasyonlarda ise yakın değerler elde edilmiştir (örn. 1015 ve 1009). Bu farklılıkların kullanılan veri seti ve yöntemin yanı sıra çalışma sahasının kendine özgü koşullarından kaynaklandığı düşünülmektedir. Bahsi geçen çalışmada, AFAD Deprem Dairesi tarafından işletilen Marmara Bölgesi'ndeki 161 kuvvetli yer hareketi istasyonundan elde edilen geniş bir veri seti kullanılarak κ ve κ_0 değerlerinin detaylı bir analizi yapılmıştır. Araştırmacılar, Vs_{30} değerlerine bağlı

olarak NEHRP sınıflamasına göre gruplandırılan istasyonların κ_0 değerlerinin yatay bileşenler için 0,0051 ile 0,0748 s, düşey bileşenler için ise 0,0074 ile 0,0646 s arasında değiştiğini gözlemlemişlerdir. A sınıfı sert ana kaya birimleri için elde edilen κ_0 değerlerinin B sınıfı kaya birimlerine kıyasla biraz daha yüksek olduğunu ve özellikle C ve D zemin sınıflarında ve Vs_{30} bilgisi olmayan alanlarda κ_0 değerlerinde geniş bir saçılım olduğunu belirtmişlerdir. Çalışmada, Marmara Bölgesi geneli için ortalama κ_0 değerleri yatay ve düşey bileşenler için sırasıyla 0,0436 s ve 0,0394 s olarak hesaplanmıştır.

Altındal ve Askan [15] 1053 depremden elde edilen 3212 kuvvetli yer hareketi kaydını kullanarak, Doğu, Batı ve Kuzeybatı Türkiye için iki farklı olasılıksal modelleme yaklaşımıyla bölgesel κ modelleri önermişlerdir. Batı Türkiye doğrusal κ modeline göre B sınıfı zemin için ortalama κ_0 0,0298 s, C sınıfı için efektif κ_0 0,0340 s, D zemin sınıfı için efektif κ_0 0,0439 s ve bölgesel sönüm değeri (mk) için 0,000237 s/km elde etmişlerdir. Ancak, episantır uzaklığı ile NEHRP zemin sınıfına bağlı doğrusal modellerin istatistiksel olarak normal dağılım göstermediği ve değişen varyanslı kalıntılar sergilediği saptanmıştır. Sonrasında, κ değerlerine Box-Cox dönüşümü uygulayarak doğrusal modellerde karşılaşılan istatistiksel sorunları gidermişlerdir. Box-Cox κ modeline göre B, C ve D sınıfı zemin gruplarına ait geri dönüştürülmüş κ_0 değerlerini sırasıyla 0,0328, 0,0362 ve 0,0440 s olarak elde etmişlerdir. Dönüştürülmüş uzayda uzaklık ile değişim eğimini ise 0,00219 olarak belirlemişlerdir. Ayrıca, κ_0'ın büyük ölçüde zemine bağımlı olduğu, ancak az miktarda da olsa deprem kaynak etkisinin var olduğu sonucuna varmışlar; model kalıntıları ile deprem büyüklüğü arasında gözlemlenen pozitif korelasyonu hesaba katan doğrusal bir düzeltme faktörü sunmuşlardır.

Vs_{30} değeri, deprem yönetmeliklerinde zemin sınıflandırmasında yaygın şekilde kullanılan ve yerel zemin yapısını ifade eden en önemli parametredir ve depreme dayanıklı yapı tasarımında temel teşkil etmektedir. Ancak, Vs_{30}'un zemin büyütmesini tek başına tam anlamıyla temsil ettiği konusunda bir fikir birliği yoktur. Zemin etkisini ele alan güncel çalışmaların çoğunda, zemin büyütmesinin yalnızca Vs_{30} ile temsil edilemeyecek kadar karmaşık bir olgu olduğu belirtilmiştir. Zemin salınım frekansı [49], tüm anakaya derinliği olmasa bile en azından tüm tortul katmanının kalınlığı [50,51] gibi daha derin havza yapısından kaynaklı zemin parametrelerinin yanı sıra, kaynak yönelimi ve topoğrafya gibi faktörlerin de göz önünde bulundurulması gerektiği sonucuna varılmıştır. Sıklıkla, κ_0 ile Vs_{30} arasında ilişki kurulmaya çalışılmış [25–27], her ikisinden biri için yeterli ölçüm olmadığı durumlarda ampirik bağıntılar yardımıyla birbirlerinden türetilmeye çalışılmıştır. Ancak, hem farklı zemin gruplarından az sayıda veri olması (özellikle kayaç üzerine yerleştirilmiş istasyonlardan) hem de soğrulma, saçılım ve doğrusal olmayan zemin yanıtı gibi fiziksel etkilerden ötürü değerler arasında büyük miktarda saçılma gözlenmesi nedeniyle, κ_0 ve Vs_{30} arasındaki ilişki net olarak tanımlanamamıştır. Bu durum, aralarında anlamlı ilişkilerin kurulabilmesi için çok daha fazla veriyi içeren detaylı analizlerin yapılması gerektiği sonucuna yol açmıştır [26].

Şekil 5 κ_0-Vs_{30} veri çiftlerinin mekânsal dağılımını göstermektedir. NEHRP sınıflamasına göre, B, C, D ve E zemin sınıflarında yer alan istasyonların Vs_{30} hızları 130 m/s ile 875 m/s arasında, κ_0 değerleri ise 0,023-0,064 s aralığında değişmektedir. Litoloji, morfoloji, NEHRP zemin sınıfı vb. detaylı istasyon bilgilerine, TADAS üzerinden erişilebilmektedir [41]. 760 m/s üzeri yüksek Vs_{30} değerlerine sahip NEHRP A veya B zemin sınıflarında genellikle düşük κ_0 değerleri (tipik olarak 0.01-0.03 s) gözlemlenirken, NEHRP D veya E sınıflarındaki düşük Vs_{30} değerlerine sahip zayıf zemin koşullarında yer alan istasyonlarda daha yüksek κ_0 değerleri elde edilmiştir. Bunun nedeni, sismik enerjinin sert kayaç ortamlarda daha az sönümlenmesine karşın, zayıf zeminlerde saçılım ve soğurma mekanizmalarıyla daha fazla sönümlenmesidir. Bu durum, zayıf zeminlerde yüksek frekanslı dalgaların daha hızlı sönümlenmesine yol açarak özellikle kısa periyotlardaki spektral ivme değerlerini azaltırken, uzun periyotlardaki değerleri artırabilir. Aksine, sert kayaç ortamlarda yüksek frekanslı sismik dalga bileşenlerinin daha fazla korunmasından ötürü kısa periyotlu yapıların rezonansa girme olasılığının daha yüksek olabileceği anlamına gelmektedir.



Şekil 5. a) İstasyon-bazlı yatay κ_0 ve b) Vs_{30} haritası.

Figure 5. The map of a) station-based horizontal κ_0, and b) Vs_{30}.

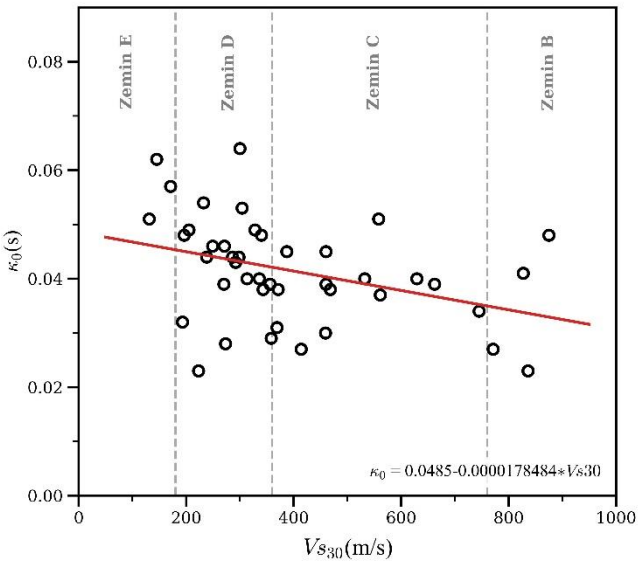
B grubu istasyonların tamamı İzmir il sınırları içinde (3506, 3511, 3514 ve 3520), hafif eğimli ya da yamaçlardaki karasal kırıntılılar ve piroklastik kaya birimlerinde yer almaktadır. Vs_{30} değerleri 771 ile 875 m/s arasındayken, κ_0 değerleri 0,023 ile 0,048 s arasında değişim göstermektedir. Aydın, Balıkesir, İzmir ve Manisa olmak üzere (örn. 0905, 1009, 3516 ve 4505 gibi) daha geniş bir alandaki C sınıfı istasyonlarının hem Vs_{30} (369 ile 745 m/s arasında) hem de κ_0 (0,027-0,051 s) değerleri geniş bir aralıkta değişmektedir. Bu durumun, istasyonların hem alüvyon yelpazesi, karasal kırıntılılar, gölsel karbonatlar, marn, tüf, volkanitler, ofiyolitik kayalar gibi farklılaşan litolojik birimlerde yer almasından hem de hafif eğimli kıyı ovası, akarsu ovası, şev ve akarsu ovası topuğu, yamaç gibi geniş bir morfoloji sınıfında bulunmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. En fazla

temsilcinin yer aldığı D sınıfındaki istasyonların çoğunluğu akarsu ovalarındaki ayrılmamış Kuvaterner birimler üzerinde konumlanmıştır. 1008, 2007 ve 4306, 0,05 saniyeden büyük κ_0 değerlerine sahip istasyonlar olarak dikkat çekmektedir. Bu istasyonların Vs_{30} değerlerinin sırasıyla 232, 300 ve 304 m/s ile nispeten düşük olduğu görülmektedir. İzmir metropol sahasında ayrılmamış Kuvaternerler üzerinde yer alan istasyonların çoğunluğu düşük Vs_{30} hızlarıyla uyumlu bir biçimde 0,04-0,049 s aralığındaki κ_0 değerlerine sahipken, 1013 numaralı istasyon 223 m/s'lik düşük Vs_{30} hızına rağmen çalışma sahasındaki en düşük κ_0 değerlerinden birini (0,023 s) sergileyerek genel eğilime uyumsuzluk göstermektedir. Litolojik olarak en zayıf ayrılmamış Kuvaterner birimlerdeki 3515, 3519 ve 3521 kodlu E sınıfı istasyonlar İzmir şehir merkezinde yer almakta olup, Vs_{30} ve κ_0 değerleri ise sırasıyla 131-171 m/s ile 0,051-0,062 s aralığında değişmektedir.

Son olarak, κ_0 ile Vs_{30} arasında istatistiksel olarak anlamlı bir ilişki olup olmadığı araştırılmış ve çalışma alanı için ampirik bir bağıntı üretilmiştir. Bunun için, tüm istasyonların κ_0 değerlerine karşılık gelen Vs_{30} değerlerinin grafiği çizilmiştir (Şekil 6). Bu değişimin sayısal olarak modellenmesi için doğrusal regresyon kullanılmıştır. Kırmızı çizgi Vs_{30} ile κ_0 arasındaki doğrusal regresyonu, düşey kesikli gri çizgiler ise NEHRP zemin sınıflamasına göre B'den E'ye değişen zemin sınıfları arasındaki sınırları göstermektedir. Regresyon denklemi sağ alt köşede verilmiştir. Verilerde belirgin bir saçılım olmasına rağmen, κ_0 ile Vs_{30} arasında genel bir ters orantı eğilimi gözlenmektedir. Düşük Vs_{30} hızlarına sahip E sınıfı zeminlerde en yüksek κ_0 değerleri ölçülürken, Vs_{30}'un arttığı B sınıfına doğru κ_0 değerleri azalmaktadır. Bu sonuç, Vs_{30} değeri arttıkça (yani zemin sertleştikçe) κ_0 değerinin küçüldüğü yönündeki genel eğilimi doğrulamaktadır.

κ_0-Vs_{30} ilişkisindeki gözlemlenen belirgin saçılım, bu iki parametre arasındaki ilişkinin karmaşıklığını doğrulamaktadır. Vs_{30}, yerel zemin koşullarının sadece yüzeye yakın kısmının bir ölçüsüdür. Ancak, özellikle Ege Bölgesi gibi derin çöküntü havzalarının bulunduğu tektonik rejimlerde, sismik dalgaların yayılımı tüm tortul katmanlarının kalınlığından ve yapısından etkilenir. Bu çalışmada veri kısıtlılıkları nedeniyle analizlere dahil edilememiş olsa da, zemin hakim periyodu (T_0) ve mühendislik anakayası derinliği gibi parametrelerin κ üzerinde anlamlı bir etkiye sahip olabileceğini göstermektedir [49–51]. Çalışma sahamızdaki Gediz ve Büyük Menderes gibi grabenler üzerindeki istasyonların, benzer Vs_{30} değerlerine sahip olsalar dahi farklı tortul kalınlıkları nedeniyle farklı κ_0 değerleri üretmesi, gözlemlediğimiz saçılımın en muhtemel nedenlerinden biridir.

Kuzeybatı Türkiye'de κ_0-Vs_{30} ilişkisi farklı metodolojiler ve ölçeklerdeki veri setleriyle incelenmiştir [13]. Sertçelik vd. [16], istatistiksel ve bölgesel bir ampirik model sunarken, Tanırcan & Dikmen [13] yüzeyde ve kuyu içinde (mühendislik ana kayası) eşzamanlı kayıtlar kullanarak κ_0'ın fiziksel kökeni ile Vs_{30}'un ilişkisini mikro ölçekte (sahaya özgü) ortaya koyan bir yaklaşımda bulunmuştur. Bu çalışmadakine benzer doğrusal formda (κ_0=0,0516−0,00002*Vs_{30}) bir ilişki önerilmiş; ancak özellikle C ve D sınıfı zeminlerinde önemli bir saçılım olduğu belirtilmiştir [16]. Tanırcan & Dikmen [13] ise κ_0'ı yüzeyden mühendislik ana kayasına kadar olan sığ jeolojik birimlerin neden olduğu sönümlenme ile mühendislik ana kayası seviyesinde ölçülen ve daha derin jeolojik yapıların, yol etkilerinin ve kaynak özelliklerinin etkilerini içeren temel sönümlenme olarak iki ana bileşenin toplamı olarak ele almışlardır. İlk bileşen Vs_{30}'un temsil etmeye çalıştığı kısmıdır. Çalışma sonucunda, çok benzer Vs_{30} değerlerine sahip, NEHRP D sınıfında yer alan iki sahadan birincisinin yüzeydeki κ_0 değeri 0,054 s iken, diğerininki 0,04 s'dir ve birinci ikinciye göre çok daha yüksek bir zemin büyütmesi sergilemektedir. Bu durum, saha zemin profillerinin empedans farklılıklarından kaynaklanan temel sönümlenme ile açıklanmakta ve Vs_{30}'un yetersizliğini ortaya koymaktadır [13].



Şekil 6. Tüm istasyonlardaki κ_0 kestirimleri ile Vs_{30} değerlerinin ilişkisi.

Figure 6. Correlation between κ_0 estimations and Vs_{30} at all stations.

5. Sonuçlar

Bu çalışmada, AFAD tarafından işletilen TR-KYH Gözlem Ağının Orta Ege Bölgesi'nde Vs_{30} değeri bilinen 43 kuvvetli yer hareketi istasyonunda kaydedilen 291 depreme ait 1056 kayıt kullanılmıştır. Çalışmanın amacı, κ_0 sönüm katsayısı ile Vs_{30} zemin sınıflandırma parametresi arasındaki ilişkiyi incelemek ve bu ilişkinin zemin sınıflandırmasında kullanılabilme potansiyelini değerlendirmektir. İlk olarak, Kurtulmuş vd. [1] tarafından hesaplanan yatay κ değerlerinden, bu çalışma kapsamında geliştirilen bölgesel κ modeli kullanılarak (Denklem 4), bölgesel sönüm etkisinin giderilmesiyle (CR = 0,000174 s/km) sadece sahadaki azalımı ifade eden istasyon bazlı κ_0 değerleri elde edilmiştir. Sonrasında, tüm istasyonların κ_0 ve Vs_{30} değerlerinin mekansal dağılımı incelenmiştir. Ege havzalarındaki alüvyon sahaları genellikle yüksek κ_0 ve düşük Vs_{30} değerlerine sahipken, bölgesel horst yapılarına yakın sıkı zemin ve kaya sahalarının ise daha düşük κ_0 ve daha yüksek Vs_{30} değerlerine sahip olduğu görülmektedir.

Verilerde belirgin bir saçılım olmasına rağmen, κ_0 ile Vs_{30} arasında genel bir ters orantılı eğilim belirlenmiştir. Bu durumun sismik dalga soğrulması, saçılım, doğrusal olmayan zemin davranışı gibi faktörlerden kaynaklandığı düşünülmektedir. Mevcut bulgular, ön değerlendirme için Vs_{30} değerinin bulunmadığı sahalarda κ_0 parametresinin bir potansiyel gösterdiğini düşündürmektedir. Ancak, aralarındaki ilişkinin net olarak kurulabilmesi için özellikle A ve B sınıfı gibi daha sıkı zemin gruplarından çok sayıda veriyi içeren detaylı analizlerin yapılması gerektiği sonucuna varılmıştır. κ_0 ile Vs_{30} arasında anlamlı bir ilişki kurulması durumunda, κ_0-Vs_{30} ampirik bağıntıları yardımıyla yerel zemin özelliklerinin dolaylı olarak türetilmesi mümkün olabilir. Bu doğrultuda, Ege Bölgesi için yapılacak gelecek çalışmalarda öncelikli adımlardan biri, Vs_{30} ve

κ_0 verilerini, zemin hakim periyodu (T_0) ve tortul kalınlığı gibi derin havza yapısını yansıtan parametrelerle birleştiren bütünleşik bir veritabanı oluşturmak olmalıdır. Gözlemlediğimiz saçılımın önemli bir kısmının bu derinlik etkilerinden kaynaklanabileceği varsayımının test edilmesi, hem κ_0'ın daha güvenilir şekilde kullanımının önünü açacak hem de bölgeye özgü yer hareketi modellerinin geliştirilmesine temel sağlayacaktır.

Bu çalışmada mevcut veri setiyle M_w'nin κ üzerindeki etkisi istatistiksel olarak anlamlı bulunamamış; bu yaklaşım çerçevesinde, episantır uzaklığı ve zemin sınıfı temel faktörler olarak ele alınmış ve doğrusal modeller geliştirilmiştir. Ancak bu sonuç, magnitüd etkisinin olmadığı şeklinde yorumlanmamalıdır; çünkü literatürdeki daha gelişmiş ve doğrusal olmayan modellerin bu etkiyi yakalayabildiği bilinmektedir. Gelecekte, daha geniş magnitüd dağılımına sahip veri setleriyle, doğrusal olmayan regresyon yöntemleri kullanılarak kaynak etkisinin daha detaylı incelenmesi, bölge için yapılacak tehlike analizlerinin güvenilirliğini artıracaktır. Bu sayede, Orta Ege Bölgesi'nde saha karakterizasyonu ve stokastik yer hareketi simülasyonları gibi birçok yerbilimleri ve inşaat mühendisliği çalışmasına katkı sağlanabilir.

Etik kurul onayı ve çıkar çatışması beyanı

Hazırlanan makalede etik kurul izni alınmasına gerek yoktur. Hazırlanan makalede herhangi bir kişi/kurum ile çıkar çatışması bulunmamaktadır.

Üretken yapay zeka beyanı

Bu çalışmada yer alan 'Extended Abstract' (Genişletilmiş Özet) bölümünün İngilizce dilbilgisi ve yazım aşamasında Grammarly aracından faydalanılmıştır.

Teşekkür

Bu çalışmada kullanılan kuvvetli yer hareketi verileri, AFAD tarafından işletilen Türkiye Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Gözlem Ağı'ndan https://tadas.afad.gov.tr web sitesi aracılığıyla sağlanmıştır. Yazarlar, akademik araştırmalara yönelik verileri sağladığı için AFAD'a teşekkürlerini sunarlar.

Yazar katkılarının beyanı

Yazar 1: Fikir oluşturma, literatür taraması, veri toplama, analizlerin gerçekleştirilmesi, programlama, yazım, Yazar 2: Fikir oluşturma, analizlerin gerçekleştirilmesi, yazım, eleştirel inceleme, Yazar 3: Veri toplama, analizlerin gerçekleştirilmesi, programlama, Yazar 4: Fikir oluşturma, analizlerin gerçekleştirilmesi, yazım, eleştirel inceleme.

Kaynaklar

[1] Kurtulmuş TÖ, Yerlikaya-Özkurt F, Askan A. Modeling of kappa factor using multivariate adaptive regression splines: application to the western Türkiye ground motion dataset. Natural Hazards 2024. doi:10.1007/s11069-024-06535-y.

[2] Anderson JG, Hough SE. A model for the shape of the fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. Bulletin of the Seismological Society of America 1984;74:1969-1993. doi:10.1785/BSSA0740051969.

[3] Atik LA, Kottke A, Abrahamson N, Hollenback J. Kappa (κ) scaling of ground-motion prediction equations using an inverse random vibration theory approach. Bulletin of the Seismological Society of America 2014;104:336-346. doi:10.1785/0120120200.

[4] Bora SS, Cotton F, Scherbaum F, Edwards B, Traversa P. Stochastic source, path and site attenuation parameters and associated variabilities for shallow crustal European earthquakes. Bulletin of Earthquake Engineering 2017;15:4531-4561. doi:10.1007/s10518-017-0167-x.

[5] Ktenidou OJ, Gélis C, Bonilla LF. A study on the variability of Kappa (κ) in a borehole: Implications of the computation process. Bulletin of the Seismological Society of America 2013;103:1048-1068. doi:10.1785/0120120093.

[6] Tsai CCP, Chen KC. A model for the high-cut process of strong-motion accelerations in terms of distance, magnitude, and site condition: An example from the Smart 1 array, Lotung, Taiwan. Bulletin of the Seismological Society of America 2000;90:1535-1542. doi:10.1785/0120000010.

[7] Purvance MD, Anderson JG. A comprehensive study of the observed spectral decay in strong-motion accelerations recorded in Guerrero, Mexico. Bulletin of the Seismological Society of America 2003;93:600-611. doi:10.1785/0120020065.

[8] Drouet S, Cotton F, Guéguen P. VS30, κ, regional attenuation and Mw from accelerograms: application to magnitude 3-5 French earthquakes. Geophys J Int 2010;182:880-898. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04626.x.

[9] Iwakiri K, Hoshiba M. High-frequency (10 Hz) content of the initial fifty seconds of waveforms from the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America 2012;102:2232-2238. doi:10.1785/0120110241.

[10] Ktenidou OJ, Cotton F, Abrahamson NA, Anderson JG. Taxonomy of κ: a review of definitions and estimation approaches targeted to applications. Seismological Research Letters 2014;85:135-146. doi:10.1785/0220130027.

[11] Askan A, Sisman FN, Pekcan O. A regional near-surface high frequency spectral attenuation (kappa) model for northwestern Turkey. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 2014;65:113-125. doi:10.1016/j.soildyn.2014.06.007.

[12] Kurtulmus TO, Akyol N. Separation of source, site and near-surface attenuation effects in western Turkey. Natural Hazards 2015;77:1515-1532. doi:10.1007/s11069-015-1660-7.

[13] Tanırcan G, Dikmen SÜ. Variation of high frequency spectral attenuation (Kappa) in vertical arrays. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 2018;113:406-414. doi:10.1016/j.soildyn.2018.06.016.

[14] Biro Y, Siyahi B, Akbas B. Spectral decay parameter (κ) analysis for a single fault source and an automatic selection procedure for spectral flattening frequency (fx). Soil Dynamics and Earthquake Engineering 2022;153:107122. doi:10.1016/j.soildyn.2021.107122.

[15] Altindal A, Askan A. Predictive kappa (κ) models for Turkey: Regional effects and uncertainty analysis. Earthquake Spectra 2022;38:2479-2499. doi:10.1177/87552930221116651.

[16] Sertcelik F, Akçay D, Livaoglu H, Gerdan S. The spectral decay parameter kappa in Marmara Region, Turkey. Arabian Journal of Geosciences 2022;15. doi:10.1007/s12517-021-09308-0.

[17] Akyol N, Zhu L, Mitchell BJ, Sözbilir H, Kekovali K. Crustal structure and local seismicity in western Anatolia. Geophys J Int 2006;166:1259-1269. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03053.x.

[18] Tezel T, Shibutani T, Kaypak B. Crustal structure variation in western Turkey inferred from the receiver function analysis. Tectonophysics 2010;492:240-252. doi:10.1016/j.tecto.2010.06.006.

[19] Ozer C, Gok E, Polat O. Three-dimensional seismic velocity structure of the Aegean region of Turkey from local earthquake tomography. Annals of Geophysics 2018;61. doi:10.4401/ag-7543.

[20] Mulumulu E, Özer Ç, Gök E, Chavez-Garcia FJ, Polat O. 3-D Upper crustal velocity structure of the Inner Gulf of Izmir from ambient noise tomography. Journal of the Faculty of Engineering and Architecture of Gazi University 2020;35:255-274. doi:10.17341/gazimmfd.460109.

[21] Akyol N, Kurtulmuş TÖ, Çamyildiz M, Güngör T. Spectral ratio estimates for site effects on the horst-graben system in west Turkey. Pure Appl Geophys 2013;170:2107-2125. doi:10.1007/s00024-013-0661-2.

[22] Demirci A, Bekler T. Büyük Menderes Grabeninde Cisim Dalgalarının Frekans Bağımlı Soğrulma Karakterinin Belirlenmesi. Doğal Afetler ve Çevre Dergisi 2019;5:116-123. doi:10.21324/dacd.449551.

[23] Pamuk E, Özdağ ÖC, Akgün M. Soil characterization of Bornova Plain (Izmir, Turkey) and its surroundings using a combined survey of MASW and ReMi methods and Nakamura's (HVSR) technique. Bulletin of Engineering Geology and the Environment 2019;78:3023-3035. doi:10.1007/s10064-018-1293-7.

[24] Pamuk E, Özdağ ÖC, Tunçel A, Özyalın Ş, Akgün M. Local site effects evaluation for Aliağa/İzmir using HVSR (Nakamura technique) and MASW methods. Natural Hazards 2018;90:887-899. doi:10.1007/s11069-017-3077-y.

[25] Cabas A, Rodriguez-Marek A, Bonilla LF. Estimation of site-specific Kappa (κ0)-consistent damping Values at KiK-Net sites to assess the discrepancy between laboratory-based damping models and observed attenuation (of seismic waves) in the field. Bulletin of the Seismological Society of America 2017;107:2258-2271. doi:10.1785/0120160370.

[26] Ktenidou OJ, Abrahamson NA, Drouet S, Cotton F. Understanding the physics of kappa (κ): Insights from a downhole array. Geophys J Int 2015;203:678-691. doi:10.1093/gji/ggv315.

[27] van Houtte C, Ktenidou OJ, Larkin T, Holden C. Hard-site κ0 (kappa) calculations for Christchurch, New Zealand, and comparison with local

ground-motion prediction models. Bulletin of the Seismological Society of America 2014;104:1899-1913. doi:10.1785/0120130271.
[28] Yılmaz Y, Gürer ÖF, Erbay AY. Batı Anadolu Grabenlerinin Gelişim Süreci İçinde Selçuk Grabeninin Morfotektonik Evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni / Geological Bulletin of Turkey 2023;66:275-324. doi:10.25288/tjb.1139766.
[29] Jolivet L, Faccenna C, Huet B, Labrousse L, Le Pourhiet L, Lacombe O, et al. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. Tectonophysics 2013;597-598:1-33. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.011.
[30] Şengör AMC, Yazıcı M. The aetiology of the neotectonic evolution of Turkey. Mediterranean Geoscience Reviews 2020;2:327-339. doi:10.1007/s42990-020-00039-0.
[31] Barbot S, Weiss JR. Connecting subduction, extension and shear localization across the Aegean Sea and Anatolia. Geophys J Int 2021;226:422-445. doi:10.1093/gji/ggab078.
[32] Brun JP, Sokoutis D. Kinematics of the Southern Rhodope Core Complex (North Greece). International Journal of Earth Sciences 2007;96:1079-1099. doi:10.1007/s00531-007-0174-2.
[33] Çiftçi NB, Temel RÖ, Iztan YH. Hydrocarbon occurrences in the western Anatolian (Aegean) grabens, Turkey: Is there a working petroleum system? Am Assoc Pet Geol Bull 2010;94:1827-1857. doi:10.1306/06301009172.
[34] Sümer Ö, Sözbilir H, Uzel B. Büyük Menderes Granbeni'nin Rolling Hinge (Yuvarlanan Reze) Modelinde Supra-Detachment (Sıyrılma Üstü) Havzadan Rift Havzasına Evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni / Geological Bulletin of Turkey 2020;63:241-276. doi:10.25288/tjb.562552.
[35] Bozkurt E, Mittwede SK. Introduction: Evolution of continental extensional tectonics of western Turkey. Geodinamica Acta 2005;18:153-165. doi:10.3166/ga.18.153-165.
[36] Özkaptan M, Gülyüz E, Uzel B, Langereis CG, Özacar AA, Kaymakcı N. Deformation in SW Anatolia (Turkey) Documented by Anisotropy of Magnetic Susceptibility Data. Tectonics 2021;40:1-26. doi:10.1029/2021TC006882.
[37] Duman TY, Çan T, Emre Ö, Kadirioğlu FT, Başarır Baştürk N, Kılıç T, et al. Seismotectonic database of Turkey. Bulletin of Earthquake Engineering 2018;16:3277-3316. doi:10.1007/s10518-016-9965-9.
[38] Vamvakaris DA, Papazachos CB, Papaioannou CA, Scordilis EM, Karakaisis GF. A detailed seismic zonation model for shallow earthquakes in the broader Aegean area. Natural Hazards and Earth System Sciences 2016;16:55-84. doi:10.5194/nhess-16-55-2016.
[39] Kiratzi A, Papazachos C, Özacar A, Pinar A, Kkallas C, Sopaci E. Characteristics of the 2020 Samos earthquake (Aegean Sea) using seismic data. Bulletin of Earthquake Engineering 2021;20:7713-7735. doi:10.1007/s10518-021-01239-1.
[40] MTA. GeoScience Map Viewer. Maden Teknik ve Arama, Türkiye. Available from: http://yerbilimleri.mta.gov.tr/home.aspx [Accessed 26 April 2024].
[41] AFAD. AFAD - TADAS. Türkiye İvme Ölçme Veri Tabanı ve Analiz Sistemi-TADAS. Available from: https://tadas.afad.gov.tr/map [Accessed 26 April 2024].
[42] Sandıkkaya MA, Yılmaz MT, Bakır BS, Yılmaz Ö. Site classification of Turkish national strong-motion stations. J Seismol 2010;14:543-563. doi:10.1007/s10950-009-9182-y.
[43] Kadirioğlu FT, Kartal RF. The new empirical magnitude conversion relations using an improved earthquake catalogue for Turkey and its near vicinity (1900-2012). Turkish Journal of Earth Sciences 2016;25:300-310. doi:10.3906/yer-1511-7.
[44] Brune JN. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. J Geophys Res 1970;75:4997-5009.
[45] Douglas J, Gehl P, Bonilla LF, Gelis C. A κ model for mainland France. Pure Appl Geophys 2010;167:1303-1315. doi:10.1007/s00024-010-0146-5.
[46] van Houtte C, Drouet S, Cotton F. Analysis of the origins of κ (kappa) to compute hard rock to rock adjustment factors for GMPEs. Bulletin of the Seismological Society of America 2011;101:2926-2941. doi:10.1785/0120100345.
[47] Anderson JG. A preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in southern California. Bulletin of the Seismological Society of America 1991;81:2186-2193.
[48] NEHRP. NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures (FEMA 450). Part 1 2003:338.
[49] Luzi L, Puglia R, Pacor F, Gallipoli MR, Bindi D, Mucciarelli M. Proposal for a soil classification based on parameters alternative or complementary to Vs,30. Bulletin of Earthquake Engineering 2011;9:1877-1898. doi:10.1007/s10518-011-9274-2.
[50] Campbell KW. Estimates of shear-wave Q and κ0 for unconsolidated and semiconsolidated sediments in eastern north America. Bulletin of the Seismological Society of America 2009;99:2365-2392. doi:10.1785/0120080116.
[51] Lee VW, Trifunac MD. Should average shear-wave velocity in the top 30m of soil be used to describe seismic amplification? Soil Dynamics and Earthquake Engineering 2010;30:1250-1258. doi:10.1016/j.soildyn.2010.05.007.