AKTiF ve PASİF KAYNAKLI DİZİN YÖNTEMLERİ İLE S-DALGA HIZ YAPISI ELDESİ VE ZEMİN SINIFLAMASI

E.Zor ,S.Özalaybey, A.Karaaslan, M.C. Tapırdamaz, S.Ç.Özalaybey, A.Tarancıoğlu ve B.Erkan

TÜBİTAK MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü, Gebze, Kocaeli
Ekrem.Zor@mam.gov.tr

ÖZET:

Deprem hasarlarının çökel zeminlerde kaya zeminlere kıyasla daha büyük olması nedeni ile, çökel alanlarda yeraltı yapısının ortaya çıkarılması, zemin sınıflaması ve sismik tehlike değerlendirme anlamında önem kazanmıştır. Bu amaçla, çökel alanlarda kayma dalga hız yapısının belirlenmesi için, pasif kaynaklı mikrotremör dizin (MD) ve tek istasyon yöntemleri (HV) ile aktif kaynaklı MASW gibi yöntemler son yıllarda yaygın ve başarılı bir şekilde kullanılmaktadır. Bu çalışmada, aktif ve pasif kaynaklı dizin yöntemlerinden elde edilen Rayleigh dalgası faz hızı dispersiyon eğrileri, geniş bir frekans bandında (0.5 to 20 Hz) birleştirilmiş dispersiyon eğrisi elde etmek için kullanılmıştır. Ayrıca, Rayleigh dalgasının eliptisitesi ile yakın ilişkisi nedeni ile, tek istasyonda üç bileşen mikrotremör kayıtlarından Nakamura yöntemi ile elde edilen Yatay-Düşey Spektral Oran (H/V) eğrileri de kullanılmıştır. Hız derinlik modelini elde etmek amacı ile, faz hızı dispersiyon eğrilerinin mutlak kayma dalgası hızlarına ve H/V eğrilerinin hız farklılıklarının gücüne olan hassasiyetinden faydalanılarak, birleştirilmiş ters çözüm yöntemi uygulanmıştır. Elde edilen kayma dalgası hız-derinlik modellerinin ilk 30 metresinin ortalamasından (Vs30) zemin sınıflaması haritası oluşturulmuştur. Ayrıca, son yıllarda kullanılmaya başlanan veVs30 değerinin dispersiyon eğrisinin ters çözümü yapılmaksızın, 40 m dalga boyuna karşılık gelen rayleigh dalgası faz hızından elde edilmesi konusu da incelenmiştir. Bu çalışmada, TÜBİTAK MAM, Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından yürütülen Sismik Tehlike Değerlendirme Projelerinde toplanan verilerden elde edilen sonuçlardan örnekler sunulacaktır.

ANAHTAR KELİMELER: Mühendislik Sismolojisi, S-Dalgası Hızı, Mikrotremör, Yüzey Dalgaları, Dispersiyon.

1. GİRİŞ

Yerel zemin koşulları, deprem zararlarının ve etkilerinin dağılımında en önemli etkenlerden biridir ve bu yüzden sismoloji ve deprem mühendisliğinin en önemli konularındandır. Deprem kaynağına aynı uzaklıkta olan iki farklı zemin yer hareketine farklı tepki gösterebilmektedir. Bu tür farklı zemin yapılarının deprem dalgaları üzerindeki büyütme etkisi, önemli büyüklükteki 1985 Mexico City (Meksika), 1989 Loma Prieta (Amerika Birleşik Devletleri) ve 1999 Kocaeli (Türkiye) depremleri üzerine yapılan araştırmalarla açık olarak ortaya konmuştur (Özel vd., 2002; Ergin vd., 2004; Bozdağ ve Kocaoğlu, 2005). Bu nedenle, çökel alanlarda yeraltı hız yapısının ortaya çıkarılması, zemin sınıflaması ve sismik tehlike değerlendirme anlamında oldukça önemlidir.

Rayleigh dalgasının faz hızı dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile yeraltı kayma dalga hız yapısı elde edilebilmektedir. Rayleigh dalgası faz hızının frekansın fonksiyonu olarak ifadesi olan dispersiyon eğrileri, mikrotremörlerin dizinler ile toplanan düşey bileşen kayıtlarından çeşitli yöntemler kullanılarak üretilebilmektedir. Bu yöntemler, Uzamsal Özilişki (***SPAC***) yöntemi (Aki, 1957; Okada, 2003) ve frekans-dalga sayısı (*f-k*) yöntemi (Lacoss et al., 1969; Capon, 1969) gibi ***MD*** veri işlem yöntemleridir. MD veri işlem

yöntemleri ile mikrotremörlerin frekans bandı genişliğine, alıcıların doğal frekansına ve en büyük alıcı aralığına bağlı olarak genel anlamda faz hızının yerin derin hız yapısına duyarlı alçak frekans bandındaki (~6 Hz'e kadar) değerleri bulunabilmektedir. Sığ derinliklerdeki hız yapısına duyarlı yüksek frekans bandındaki (> ~6 Hz) faz hızları ise, aktif kaynaklı bir doğrusal dizin yöntemi olan yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (***MASW***) tekniği (Park vd.,1999) kullanılarak elde edilebilir. Sonuç olarak, ***MD*** yöntemleri ile yer gürültüsünden ve ***MASW*** tekniği ile aktif bir kaynak kullanılarak elde edilen dispersiyon eğrileri birleştirildiğinde (Park vd., 2005; Di Guilio vd., 2006), geniş bir frekans bandında hem sığ hem de derin yapı hakkında bilgi içeren bir faz hızı dispersiyon çözümüne gidilmiş olmaktadır. Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri tabakaların frekansla ilişkili belirli bir derinlik aralığındaki ortalama hızına duyarlıdır, buna karşılık arayüzeylerdeki ani hız değişimlerinin ortaya çıkarılmasında yeterli duyarlılığa sahip değildir.

Rayleigh dalgasının eliptik tanecik harketinin frekansın fonksiyonu olarak değişimi rayleigh dalgası eliptiklik eğrisi olarak adlandırılmaktadır. Rayleigh dalgası eliptikliklik eğrisi hız-derinlik profilindeki ani hız değişiminin olduğu derinlik ve o derinliğe kadar olan ortalama hızın fonksiyonu olan frekans değerinde ($f_o = Vs/4H$) pik vermektedir. H/V eğrisinde gözlenen pikler, rayleigh dalgasının elliptikliğinin sonucu şeklinde değerlendirilmektedir (Konno ve Ohmachi, 1998). Tek istasyon yöntemi ilk olarak Nogoshi ve Igarashi (1971) tarafından sunulmuştur ve Nakamura (1989) tarafından yayınlanmasının ardından, zeminin hakim frekansının belirlenmesinde hızlı ve ekonomik bir yöntem olması nedeni ile oldukça ilgi çekmiştir. Bununla beraber H/V eğrisi ile ortalama hız ve derinlik tayininde, $f_o = Vs/4H$ eşitliğinde, ortalama hız ve derinlik arasında bir ödünleşme vardır ve arayüzeyin olduğu derinliğin belirlenebilmesi için ortalama hızın bilinmesi gerekmektedir. Bu nedenle, H/V eğrisindeki keskin pik, hız-derinlik profilinin dispersiyon eğrilerinden ters çözüm yolu ile eldesinde kısıt olarak kullanılmaktadır (Scherbaum vd., 2003; Arai ve Tokimatsu, 2005; Parolai vd., 2005 and Picozzi vd., 2005b).

Deprem bölgelerinde inşa edilecek olan binalarla ilgili yönetmeliklerde, yapı tasarım spektrumlarının oluşturulmasında zemin sınıfı belirleyici olmaktadır. Bu nedenle, birçok ülkede jeoteknik ve inşaat mühendisliği alanında yeni yapılan inşaatların sismik dizaynında kullanılmak üzere zemin sınıflama kriterleri kullanılmaktadır. (Türk Deprem Kodu, ABD NEHRP, Avrupa Birliği EuroCode 8, vb.). Zemin sınıflama kriterlerinin hemen hepsi, S-dalga hızının 30 metre derinliğe kadar olan ortalama hızına (Vs30) dayanmaktadır. Bunun yanısıra, yer ivmesi hesaplarında kullanılan yeni modellerde (örneğin, New Generation Ground Motion Model (NGA), Campbell ve Bozorgnia, 2008) temel kaya derinliği de kullanılmaya başlanmıştır. Bu nedenlerle, yukarıda anlatılan tüm mühendislik çalışmalarında ters çözüm yolu ile elde edilen hız modellerinden yukarıda faydalanmak mümkündür. Bununla birlikte, dispersion eğrilerinin ters çözümü yapılmadan da Vs30 değerini hesaplamak mümkündür. Sadece Vs30 için, dispersion eğrisinin frekans eksenini dalga boyuna çevirip, 40 metre dalga boyuna karşılık gelen faz hızını (C40) almak yeterlidir (Konno ve Kataoka, 2000, Zor vd., 2010). Bu çalışmada, TÜBİTAK MAM, Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından yürütülen Sismik Tehlike Değerlendirme projelerinde toplanan verilerden elde edilen sonuçlar ile ilgili örnekler sunulacaktır.

2. ÖLÇÜMÜN KALİTESİNİ KONTROL EDEN ETKENLER

Gerçek yer hız modeline başarılı olarak yaklaşabilmek için, birleştirilmiş ters çözümde kullanılan dispersiyon eğrisi ve H/V eğrilerinin yüksek doğrulukta elde edilmiş olması gerekir. Bunun için, Mikrotremör verilerinin toplandığı aletlerin tanınması ve kalibrasyonlarının iyi bilinmesi gerekmektedir. MD yöntemlerinde pasif kaynaklı (gürültü) ve MASW yönteminde ise aktif kaynaklı (balyoz veya patlayıcı) veriler kullanılır. Dizin yöntemleri faz hızını ölçme amaçlı olduğu için, dizin içerisindeki istasyonlar arasındaki faz gecikmelerinin doğru ölçülmesi önemlidir. Bu nedenle alıcıların faz tepki yanıtlarının farkından kaynaklanan faz gecikmelerinin bilinmesi gereklidir. Ayrıca arazide uygulanacak olan dizinin geometrisi ve çözüm kapasitesi amaca ve kullanılan yöntemin özelliğine göre tasarlanmalıdır.

2.1. Alet etkisi nedeni ile oluşabilecek hatalar

TÜBİTAK MAM tarafından ilgili çalışmalarda MD dizin uygulamarında kullanılan L41C, 1Hz zayıf yer hareketi alıcılarının tepki yanıtlarından, faz gecikme eğrileri frekansın fonksiyonu olarak hesaplanmıştır (Zor vd. 2010). Alıcılar arasındaki aletsel zaman hatası 1 Hz'de, alıcı çiflerinin %85' inde 15 ms'nin altındadır. Kayıt süresi boyunca her yönden yüzey dalgası kayıt edilmesi durumunda hızdaki hatanın %10'dan az olduğu rapor edilmiştir (Zor vd., 2010). H/V eğrileri üç bileşen zayıf yer hareketi alıcıları ile toplanan verilerin yatay bileşenlerinin geometrik ortalamasının, düşey bileşene frekans ortamında bölünmesi ile hesaplanmaktadır. Dolayısı ile, üç bileşenin tepki yanıtlarının birbirinin aynı olması önemlidir. Bu türden aletsel hataların önüne geçebilmek için arazide kullanılan ekipmanların çalışma performanslarının kontrolü çok önemlidir ve hataları kabul edilebilir sınırlar içerisinde olmayan ekipmanlar kullanılmamalıdır.

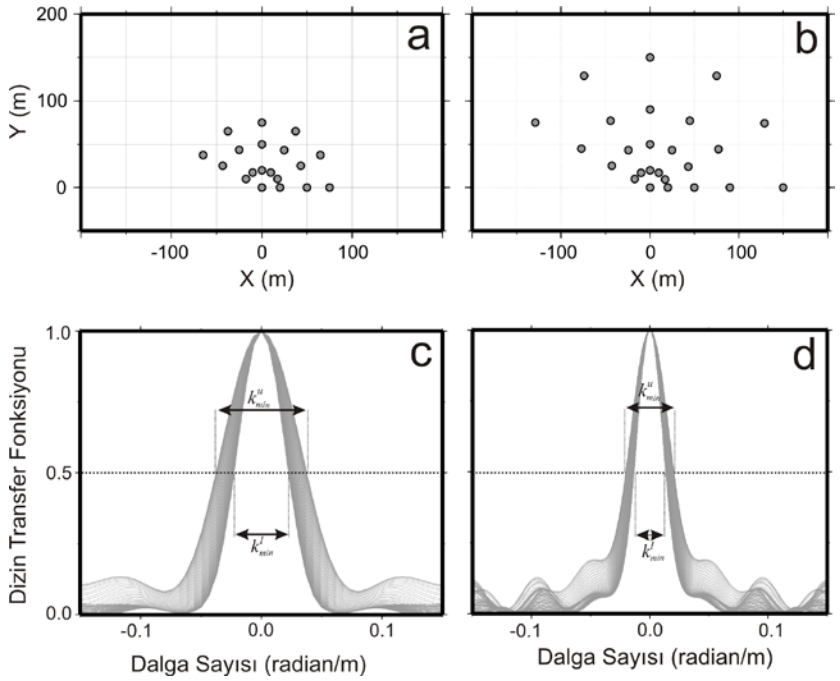
2.2 Dizin Geometrisi ve çözüm kapasitesi

Dizin ölçümlerinde hedeflenen frekans aralığında faz hızı dispersion eğrisini doğru bir şekilde hesaplayabilmek için dizin geometrisini, hedeflenen dalga boyu aralığını kısadan uzuna algılayabilecek şekilde düzenlemek gerekir (Ohrnberger vd., 2004). Alıcılar arasındaki en büyük mesafe (D_{max}) ölçebileceğimiz en büyük dalga boyunun (λ_{max}), en küçük mesafe (D_{min}) ise en küçük dalga boyunun (λ_{min}) değerini belirler. Doğrusal bir dizin için ölçülebilecek en büyük dalga boyu D_{max} kadar, en küçük dalga boyu ise $2D_{min}$ kadardır (Park vd., 1999). Örneğin, aktif kaynaklı MASW yöntemi ile Şekil 2b'deki *f-k* görüntüsünün elde edilmesinde 5m (D_{min}) jeofon aralığı ve 150m (D_{max}) uzunluğunda bir sismik hat kullanılmıştır. Bu doğrusal dizin için, λ_{max}=150 m iken λ_{min}=10m olacaktır. Açısal dalga sayısı olarak ifade etmek gerekirse, $k_{min}=2\pi/L=0.041$ radyan/m iken $k_{max}=2\pi/2D_{min}=0.628$ radyan/m olacaktır. Bu değerler kullanılarak bahsi geçen doğrusal dizin geometrisi ile, dispersiyon eğrisinde belirli bir frekans için, hangi faz hızı aralığında seyahat eden yüzey dalgalarının doğru bir şekilde ölçülebileceği, dolayısı ile uygulanan dizinin çözüm kapasitesi belirlenebilir. Örneğin, dalga boyu aralığı λ_{max}=150 m ve λ_{min}=10m olan dizin kullanılarak, f=5Hz frekansında seyahat eden bir düzlem dalganın ölçülebilir hız aralığı, $V_{max}=f*\lambda_{max}$=750 m/sn ile $V_{min}=f*\lambda_{min}$ =50 m/sn olacaktır (Şekil 2b'de 5 Hz için k_{min} ve k_{max} eğrilerinin hız aralığına bakınız).

MD dizin yöntemlerinde ise, ortamda rastgele yayınan yüzey dalgalarının faz hızlarının ölçülmesi hedeflendiği için iki boyutlu dizin geometrileri uygulanmaktadır. İki boyutlu dizin geometrisinde, D_{min} ve D_{max} yöne göre farklı değerlerde olabildiğinden, dizinin çözüm kapasitesinin belirlenmesinde Woods ve Lintz(1973) ve Asten ve Henstridge (1984) tarafından önerilen teorik dizin transfer fonksiyonu kullanılmaktadır. Bunun için SESAME gurubu tarafından geliştirilmiş (Bard vd., 2000) SESARRAY program paketi içindeki build_array modülü kullanılabilir. Şekil 1'de iki ayrı dizin geometrisi için dizin transfer fonksiyonları verilmiştir. İki dizin arasındaki en büyük farklılık en büyük açılım değeri oluğundan sadece k_{min} değeri görüntülenmiş olup dizinin çözüm kapasitesi farklı yönlerde farklı olduğu için bir üst $k^u_{\min}$ ve bir de alt sınır $k^l_{\min}$ belirlenmiştir. Şekil 1'deki küçük olan dizin kullanılmış olduğu için, onun k_{min} ve k_{max} değerleri (gri eğriler) görüntülenmiştir.

MD dizin uygulaması ile toplanan verilere *f-k* yöntemi uygulandığı *k* nda, çözüm kapasitesinin yetersizliği durumunda (k_{min} yeteri kadar küçük değilse) aynı anda, birbirine yakın yönlerden ve hızlarda varan dalgaların hızları ve yönlerinin yüksek doğruluk ile belirlenmesinde zorluklar yaşanmaktadır (Woods ve Lintz, 1973). Buna karşılık, bu SPAC yöntemi uygulamasında istenen bir durumdur ve bu nedenle SPAC yöntemi alçak frekansta dispersiyon eğrisinin eldesinde daha başarılıdır. Şekil 1'de dizinin yelpaze şeklinde uygulanması, SPAC yönteminde bir yönden yüzey dalgası yayınımı olsa dahi çözümü garanti altına almak içindir (Asten vd., 2004). SPAC yönteminde, Şekil 3' te verilen ilişki katsayısının frekansa göre fonksiyonu olan eğriler kullanılarak dispersiyon eğrisi elde edilmektedir. SPAC fonksiyonları, Şekil 1' de verilen değişken yarıçaplı herbir yarım

daire üzerindeki alıcıların merkezdeki alıcı ile olan ilişki fonksiyonlarının ortalaması alınarak elde edilmektedir. Dispersiyon eğrilerine, SPAC fonksiyonlarının faz hızı ve uzaklığın fonksiyonu olan sıfırıncı dereceden Bessel fonksiyonu olarak ifade edilebilmesinden faydalanılarak geçilmektedir (Aki, 1957; Okada, 2003).



Şekil 1. Küçük dizin geometrisi (a) ve büyük dizin geometrisi (b). Dalga sayısının fonksiyonu olarak Dizin Transfer fonksiyonunun ana lobunun yönsel değişimi (gri çizgiler). Ana lob kullanılarak çözülebilir dalga sayısı üst ($k^u_{\min}$) ve alt ($k^l_{\min}$) sınırları, küçük (c) ve büyük dizin (d) için şekil üzerinde verilmektedir.

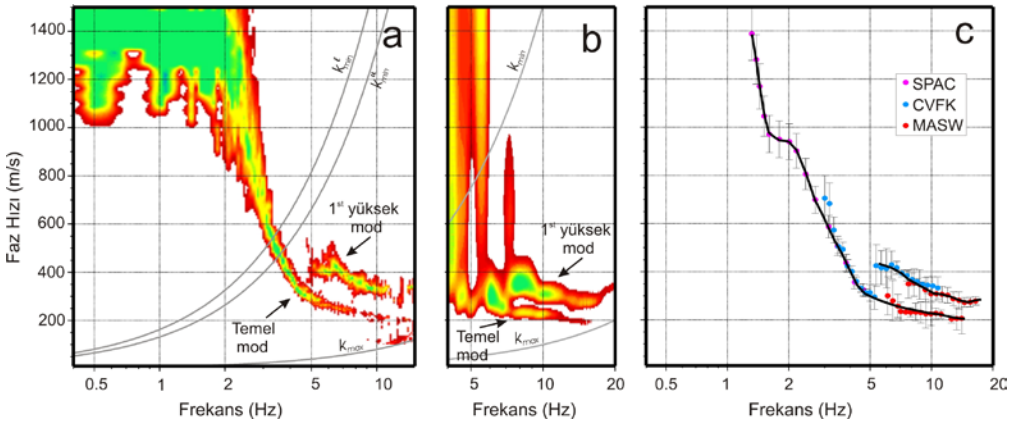
Yarım daireli dizinlerde alıcıların farklı uzaklık ve yönleri düzenli bir şekilde örnekleyebilmesi, dispersiyon eğrisini iyi bir şekilde elde etmek için önemlidir. Şekil 1a'da küçük dairesel dizini ele alırsak, SPAC fonksiyonlarının 20, 50, 75m dışında ara mesafeler kullanılarak 10,25,30,40,55 ve 105 m için de elde edilebileceği şekilde ayarlanmış olduğunu görürüz (Zor vd, 2010). Yarım dairesel dizinlerin SPAC açısından başarısı konusunda Asten vd. (2004) ve ara mesafelerin kullanımı konusunda Bettig vd.(2001)'de ayrıntılı bilgiler verilmektedir.

3. H/V Eğrilerinin Hesaplanması

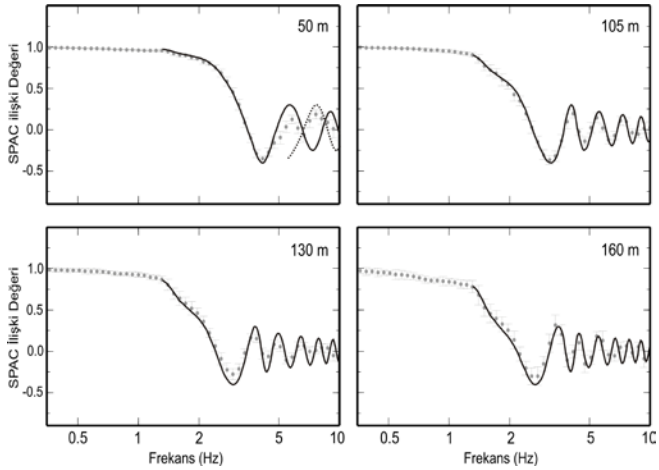
H/V yöntemi üç bileşen zayıf yer hareketi alıcısı ile kaydedilen en az 1 saatlik mikrotremör verileri üzerinden ortalama ve trend giderildikten sonra kaydın pencerelenmiş zaman aralıklarına uygulanmaktadır. Pencere boyunun hedeflenen en yüksek periyodun (en alçak frekans) en az 10 katı kadar olması gerekmektedir. H/V eğrisinde10 saniyeye (0.1 Hz'e kadar) inmek istenirse pencere boyunun en az 100 saniye olması istenir. H/V eğrileri, her bir pencere için yatay bileşenlerin ortalamalarının düşey bileşene frekans ortamında bölünmesi ve tüm pencerelerin ortalamalarının alınması ile elde edilebilir. Şekil 5a' da siyah çizgi ile verilen eğri yöntemin L43C 1 Hz zayıf yer hareketi aleti ile toplanan verilere uygulanması ile elde edilmiştir. Eğrilerin hesaplanmasında izlenilen veri işlem adımları ile ilgili daha detaylı bilgiye Zor vd. (2010), Özalaybey vd. (2011) 'den ulaşılabilir.

4. Birleştirilmiş Dispersiyon eğrisinin elde edilmesi

Birleştirilmiş dispersiyon eğrisi (Şekil 2c), MD ve MASW ölçümlerinden elde edilen dispersiyon eğrilerinin birleştirilmesi ile elde edilmektedir. *f-k* yöntemi kullanılarak elde edilen hız-frekans görüntüsü ve dizinin çözüm kapasitesini gösteren en büyük ve en küçük dalga sayısı eğrileri Şekil 2a ve b'de gri çizgilerle verilmiştir. Şekil 2c'de mavi ve kırmızı renkli noktalarla gösterilen dispersiyon eğrileri, Şekil 2a ve b'deki gri çizgiler arasında kalan güvenilir alan için renkli görüntüde en büyük enerjinin olduğu yerden işaretlenerek elde edilmiştir. Mor noktalar ise SPAC tekniği ile elde edilmiştir. SPAC tekniği ile elde edilen dispersiyon eğrisinin başarısı ise, Şekil 2c'deki eğriden hesaplanan Bessel fonksiyonlarının, veriden elde edilen SPAC fonksiyonları ile olan uyumu ile kontrol edilmektedir (Şekil 3). Mikrötremor verilerinin alçak frekans içeriği nedeni ile MD yöntemleri en fazla 6-8 Hz'e kadar sonuç vermektedir. MASW yönteminde ise, yapay kaynağın yüksek frekans içeriği sayesinde 6 Hz'lerden yüksek frekanslarda iyi sonuç elde edilmektedir. Alçak frekans bandında SPAC, *f-k* tekniğine göre dispersiyon eğrisinin elde edilmesinde daha başarılıdır (Okada 2003; Asten et al., 2004; Claprood and Asten, 2009). Bu nedenle, dispersion eğrisini daha geniş bir frekans bandında oluşturmak için bu üç farklı yöntemten elde edilen eğriler birleştirilmiştir (Şekil 2c).



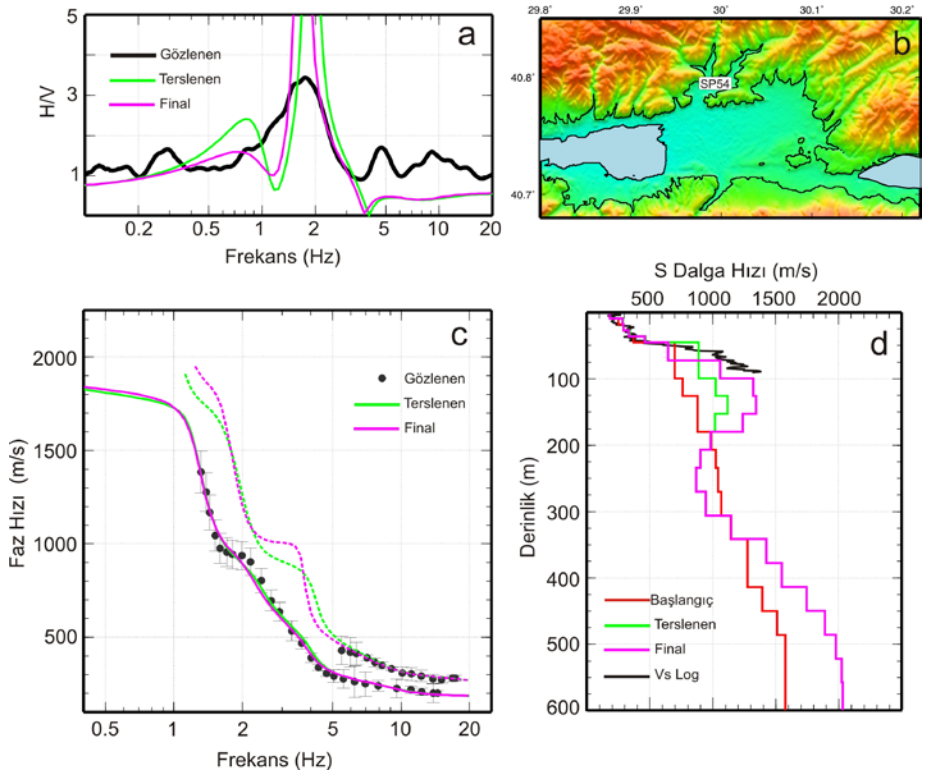
Şekil 2. Birleştirilmiş dispersiyon eğrisinin elde edilmesi. (a) *f-k* yöntemi ile, (b) MASW yöntemi ile elde edilen hız-frekans görüntüsü. (c) Birleştirilmiş dispersiyon eğrisi (siyah çizgi). Gri çizgiler Şekil 1'den elde edilen dalga sayısı çözüm kapasitesini göstermektedir.



Şekil 3. Dairesel dizinde farklı yarıçap üzerindeki alıcılar için, birleştirilmiş dispersiyon eğrisinden üretilen Bessel fonksiyonu (siyah çizgi) ile gözlemsel SPAC ilişki fonksiyonları (gri noktalar) arasındaki uyum. SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrisinin doğruluğunu göstermektedir.

5. H/V ve Dispersiyon eğrilerinin birleştirilmiş ters çözümü

Daha önce de belirtildiği gibi, H/V eğrilerinde gözlenen keskin pik rayleigh dalgası elliptikliği ile ilişkilidir ve ölçüm noktasının altındaki yerin hız yapısında bulunan çökel-temel kaya gibi arayüzeylerde oluşan hız farkına ve bu arayüzeyin derinliğine bağlı olarak değişmektedir. Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ise frekans genişliğine bağlı nüfuz derinliği aralığındaki hız farkından çok ortalama hızlar ile ilişkilidir. Bu nedenle birçok çalışmada (Satoh et al., 2001b and Scherbaum et al., 2003, Arai and Tokimatsu, 2005; Parolai et al., 2005, and Picozzi et al., 2005b; Zor vd, 2010), rayleigh dalgası faz hızı dispersiyon ve eliptiklik eğrileri, ters çözüm ile yer hız modelinin eldesinde birlikte kullanılmıştır. Şekil 4d'de Zor vd. (2010)'da anlatılan birleştirilmiş ters çözüm yöntemi ile elde edilen nihai hız modeli (pembe model) gösterilmektedir. İlk olarak, gözlemsel dispersiyon eğrisinden (Şekil 4c) ters çözüm için gerekli olan bir başlangıç hız modeli (kırmızı model, Şekil 4d) üretilmiştir. Bu başlangıç hız modeli Hermann (2002) tarafından yazılan doğrusal ters çözüm programı kullanılarak, terslenen hız modeli elde edilmiştir (yeşil renkli model Şekil 4d). Şekil 4d'deki siyah model 100 m'lik sondaj kuyusundan PS-log yapılarak elde edilmiş hız modelidir. Tek başına dispersiyon eğrisi ters çözümü 50m'deki arayüzeyi yeterince çözememektedir. Modelden üretilen dispersiyon eğrisi gözlemsel eğri ile çok iyi bir uyum göstermektedir (Şekil 4c), ancak modelden üretilen rayleigh dalgası eliptiklik eğrisi ile H/V eğrisi arasında aynı uyum görülmemektedir (Şekil 4a). Daha iyi bir uyum için, Zor vd. (2010) tarafından yazılan Matlab programı ile kayma dalgası hız modeli değiştirilerek H/V eğrisi, dispersiyon eğrisinin uyumundan önemli bir kayıp olmadan daha iyi modellenmiştir. Bu sayede arayüzeydeki hız farkı başarılı bir şekilde elde edilebilmiştir.



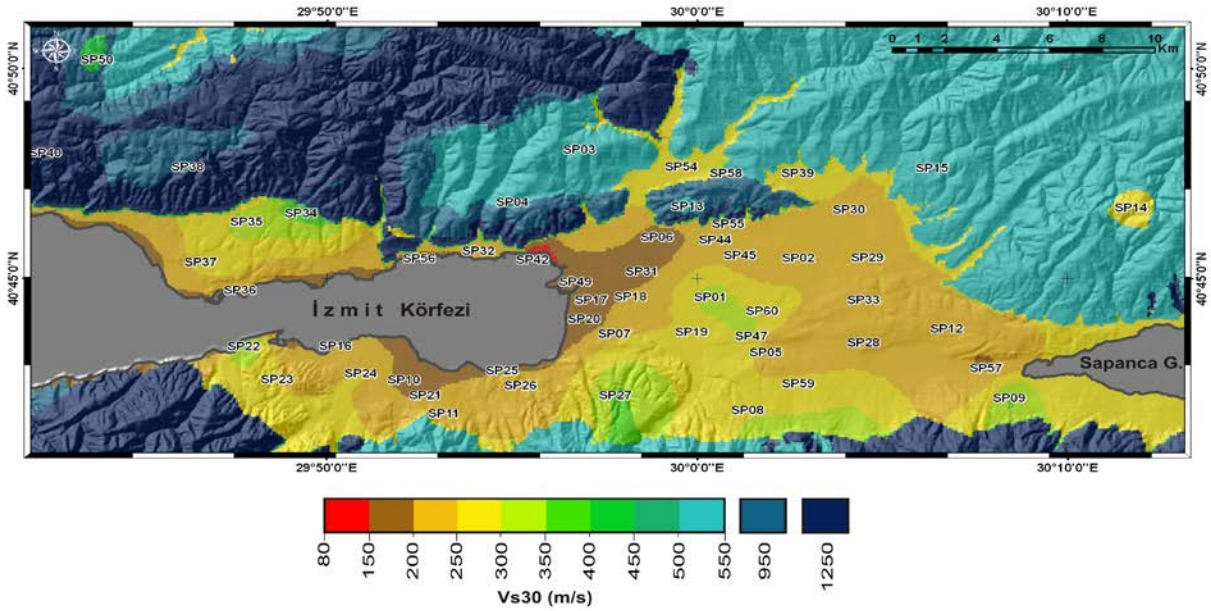
Şekil 4. Birleştirilmiş ters çözüm (Dispersiyon + H/V) sonucu. (a) Gözlemsel H/V eğrisi ile terslenen modelden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptiklik eğrisinin uyumu. (b) Ölçüm noktasının (SP54) konumu. (c) Gözlemsel Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri (temel ve 1. yüksek mod, siyah daireler) ile ilgili modelden hesaplanan

dispersiyon eğrileri arasındaki uyum. (d) Final hız modeli (pembe), disperiyon eğrisinden türetilen başlangıç modeli (kırmızı), sadece dispersiyon eğrisi kullanılarak terslenen model (yeşil) ve PS-log yapılarak elde edilen model (siyah).

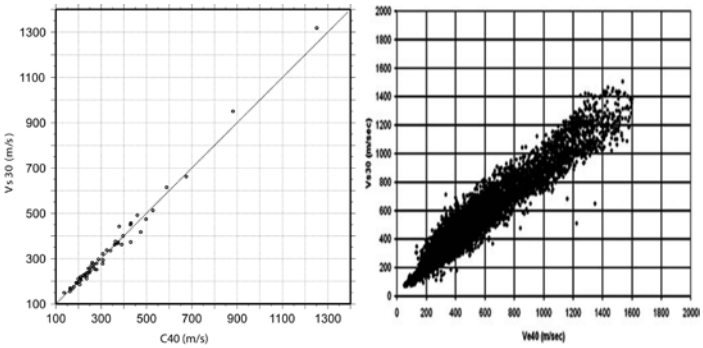
6. Hız Modelinin Değerlendirilmesi

TÜBİTAK MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından gerçekleştirilen Kocaeli ili Zemin Sınıflaması ve Sismik Tehlike Değerlendirmesi çalışmasında 60 noktada yukarıda özetlenen çalışmalar yapılmış ve hız modelleri elde edilmiştir. Bahsi geçen 60 nokta için Vs30 hızları elde edilmiş ve Şekil 5'teki harita üretilmiştir. Bunun yanısıra, Sismik Tehlike değerlendirme çalışmalarında en büyük yer ivmesi hesaplamada kullanmak üzere, temel kaya derinliği hız modellerinden 1500 m/s kayma dalga hızına inilen derinlik işaretlenerek elde edilmiş ve kullanılmıştır.

Sadece Vs30 hızının hesaplanması gereken durumlarda, geniş bantlı dispersiyon eğrisi ve ters çözümü yerine, Konno ve Kataoka (2000) tarafından sunulan dispersiyon eğrisinden giriş bölümünde anlatıldığı gibi 40 m dalga boyuna karşılık gelen faz hızı ile Vs30 arasındaki uyumu kullanmak mümkündür. Benzer bir uyum Kocaeli ilinde 60 noktadaki ölçümlerimizde de elde edilmiştir (Şekil 6) (Zor vd., 2010). Bu türden bir uyum, yapay model uygulamaları ile yöntemi doğrulayıcı mahiyette takip eden bir çalışmada Albarello ve Gargani (2010) tarafından yayımlanmıştır.



Şekil 5. Çalışma sonucunda Kocaeli bölgesinde 60 noktada (SP kodlu noktalar) yapılan ölçümlerden üretilen Vs30 haritası.



,

Şekil 6. Vs30 hızı ile C40 değeri arasındaki uyum, gerçek veriden Zor vd. (2010) (solda) ve yapay modellerle Albarello ve Gargani (2010) (sağda). Soldaki grafikte kesikli çizgi Vs30=C40 arasındaki %100 uyum sabit eğrisini gösterir.

7. SONUÇLAR

MD Dizin ve MASW yöntemleri birleştirilmiş rayleigh dalgası faz hızı dispersiyon eğrilerinin elde edilmesinde başarılı bir şekilde kullanılabilmektedir. H/V eğrisinin rayleigh dalgası elliptikliği ve dispersiyon eğrisinin birleştirilmiş ters çözümü ile, kayma dalgası yer hız modeli arayüzeylerdeki hız farkını daha iyi ifade edecek şekilde elde edilebilmekte ve buradan da Vs30 hızı ile temel kaya derinliği daha doğru bir şekilde belirlenebilmektedir. Bunun yanısıra Vs30 değeri, dispersiyon eğrisinin ters çözümüne ihtiyaç duyulmadan, 40m dalga boyuna karşılık gelen faz hızı kullanılarak bulunabilmektedir. Sunumda, elde edilen sonuçlar ve dispersiyon eğrilerinin daha kolay MD uygulamaları ile eldesi konusunda bilgiler verilecektir.

KAYNAKLAR

Aki, K., (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415– 457.

Aki, K. ve Richards, P. G. (1980). Quantitative Seismology: W.H. Free-man & Co., San Fransisco, USA.

Arai, H. ve Tokimatsu, K. (2005). S-Wave Velocity Profiling by Joint Inversion of Microtremor Dispersion Curve and Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectrum, *Bull. seism. Soc. Am.*, **95**(5), 1766-1778.

Asten, M. ve Henstridge, J.D. (1984). Array Estimators and the Use of Microseisms for Reconnaissance of Sedimentary Basins, *Geophysics*, **49,** 1828-1837.

Asten, M.W., Dhu, T. & Lam, N., 2004. Optimised Array Design for Microtreor Array Studies Applied to Site Classification; Comparison of Results with scpt logs, *13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6,* Paper No. 2903.

Bard, P.-Y., Koller, M., F. Scherbaum, F., Jongmans, D., Atakan, K., Fäh, D., Theodulidis, N., Teves-Costa, P., Rovelli, A., Moczo, P., Marcellini, A. ve Duval, A.-M. (2000). **S**ite **E**ffect**S** assessments using **AM**bient **E**xcitations (SESAME), European project reference EVG1-CT-2000-00026.

Bettig, B., Bard, P.-Y., Scherbaum, F., Riepl, J. ve Cotton, F. (2001). Analysis of Dense Array Noise Measurements Using the Modified Spatial Auto-Correlation (SPAC)-Application to Grenoble area, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **42**(3-4), 281-304.

Bozdağ, E. ve Kocaoğlu, A.H. (2005). Estimation of site amplifications from shear-wave velocity profiles in Yesilyurt and Avcilar, Istanbul, by frequency-wavenumber analysis of microtremors, *J. Seismol.*, **9**, 87-98.

Campbell, K.W ve Bozorgnia, Y. (2008). NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and %5 damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10s, *Earthquake Spectra*, 24.

Capon, J. (1969). High Resolution Frequency-Wavenumber Analysis: in *Proceeding of the IEEE*, 57(8), 1408-1418.

Claprood, M. ve Asten, M. W. (2009). Initial Results from SPAC, FK and HVSR Microtremor Surveys for Site Hazard Study at Launceston, Tasmania, *Expl. Geophysics*, **40**, 132-142. doi:10.1071/EG08106.

Di Guilio, G., Cornou, C., Ohrnberger, M., Wathelet, M. ve Rovelli, A. (2006). Deriving Wavefield Characteristics and Shear-Velocity Profiles from Two-Dimensional Small-Aperture Arrays Analysis of Ambient Vibrations in a Small-Size Alluvial Basin, Colfiorito, Italy, *Bull. seism. Soc. Am.*, **96**(5), 1915-1933.

Ergin, M., Özalaybey, S., Aktar, M. ve Yalçın, M.N. (2004). Site amplification at Avcılar, Istanbul, *Techtonophys*, **391**, 335-346.

Hermann, R. (2002). Computer Programs in Seismology: An Overview of Synthetic Seismogram Computation, Saint-Louis University, USA, version 3.30 2002 edition.

Konno, K. ve Kataoka, S. (2000). An Estimating Method for the Average S-Wave Velocity of Ground from the Phase Velocity of Rayleigh Wave, *Proceedings of JSCE (Japan Society of Civil Engineers)*, **647**, 415-423.

Konno, K. ve Ohmachi, T. (1998). Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor, *Bull. seism. Soc. Am.*, **88**(1), 228-241.
Lacoss, R.T., Kelly, E.J. ve Toksöz, M.N. (1969). Estimation of Seismic Noise Structure Using Arrays, *Geophysics*, **34**(1), 21-38.
Nakamura, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics of Estimation of Subsurface Using Microtremor On the Ground. *Quarterly Report of RTRI*, **30**, 1.
Nogoshi, M. & Igarashi, T. (1971). On the Propagation Characteristics of Microtremor, *J. Seismol. Soc. Japan.*, **23**, 264 – 280.
Okada, H. (2003). The Microseismic Survey Method: Society of Exploration Geophysicists of Japan, Translated by Koya Suto, *Geophys. Monog. Series*, **12**, SEG.
Özalaybey, S., Zor, E., Ergintav, S. ve Tapırdamaz, M.C. (2011). Investigation of 3-D basin structures in the İzmit Bay area (Turkey) by single- station microtremor and gravimetric methods, *Geophys. J. Int.*, **186**(2), 884-893.
Özel, O., E. Cranswick, Meremonte, M., Erdik, M. ve Safak, E. (2002). Site Effects in Avcilar, West of Istanbul, Turkey from Strong and Weak Motion Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**(1), 499-508.
Park, C. B., Miller, R.D. ve Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves, *Geophysics*, **64**(3), 800-808.
Park, C. B., Miller, R.D., Ryden N., Xia, J. ve Ivanov, J. (2005). Combined use of active and passive surface waves, *J. Envir.&Engin. Geophy.*, **10**, (3), 323-334.
Parolai, S., Picozzi, M., Richwalski, S.M. ve Milkereit, C. (2005). Joint Inversion of Phase Velocity Dispersion and H/V ratio Curves from Seismic Noise Recordings Using a Genetic Algorithm, Considering Higher Modes, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01303, doi 10.1029/2004GL021115.
Picozzi, M., Parolai, S. ve Richwalski, S. (2005b). Joint Inversion H/V Ratios and Dispersion Curves from Seismic Noise: Estimating the S-wave Velocity of Bedrock, *Geophys. Res. Letter*, **32**(11), L11308, doi: 10.1029/2005GL022878
Satoh, T., Kawase, H., Iwata, T., Higashi, S., Sato, T., Irikura, K. ve Huang, H. (2001b). S-Wave Velocity Structure of the Taichung Basin, Taiwan, Estimated from Array and Single-Station Records of Microtremors, *Bull. seism. Soc. Am.*, **91**(5), 1267-1282.
Scherbaum, F., Hinzen, K.-G. ve Ohrnberger, M. (2003). Determination of Shallow Shear Wave Velocity Profiles in the Cologne, Germany Area Using Ambient Vibrations, *Geophys. J. Int.*, **152**, 597-612.
Woods, J.W. ve Lintz, P.L. (1973). Plane Waves at Small Arrays, *Geophysics*, **38**, 1023-1041.
Zor, E., Özalaybey, S., Karaslan, A., Tapırdamaz, M. C., Çetin, S, Tarancıoğlu, A. ve Erkan, B. (2010). Shear wave velocity structure of the İzmit Bay area (Turkey) estimated from active-passive array surface wave and single-station microtremor methods, *Geophys. J. Int.*, **182**(3), 1603-1618.