

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**SAÇILMIŞ YÜZEY DALGALARININ SİSMİK İNTERFEROMETRİSİ İLE
SAÇICI KONUMUNUN BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Utku HARMANKAYA

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

HAZİRAN 2012

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**SAÇILMIŞ YÜZEY DALGALARININ SİSMİK İNTERFEROMETRİSİ İLE
SAÇICI KONUMUNUN BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Utku HARMANKAYA
(505101405)**

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Ayşe KAŞLILAR

HAZİRAN 2012

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505101405 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi **Utku HARMANKAYA**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı **“SAÇILMIŞ YÜZEY DALGALARININ SİSMİK İNTERFEROMETRİSİ İLE SAÇICI KONUMUNUN BELİRLENMESİ”** başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Doç. Dr. Ayşe KAŞLILAR**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Doç. Dr. Ayşe KAŞLILAR**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. Argun KOCAOĞLU
İstanbul Teknik Üniversitesi

Doç. Dr. Serdar ÖZALAYBEY
Tübitak Marmara Araştırma Merkezi

Teslim Tarihi : **4 Mayıs 2012**
Savunma Tarihi : **1 Haziran 2012**

ÖNSÖZ

Öncelikle, bu çalışmada en az benim kadar emeği geçen tez danışmanım Sayın Ayşe KAŞLILAR’a, Jeofizik Mühendisliği bölümündeki hocalarıma, bütün bölüm arkadaşlarıma ve her zaman beni desteklemiş olan aileme teşekkürü borç bilirim. Bu çalışma “Yüzeye yakın saçıcıların saçılmış yüzey dalgaları kullanılarak ters saçılma ve sismik interferometri yöntemleri ile belirlenmesi” başlıklı “110Y250” numaralı TÜBİTAK 1001 Araştırma projesi tarafından ve İstanbul Teknik Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri, Lisansüstü Tezlerini Destekleme Programı tarafından desteklenmiştir. Bu kurumlar tarafından sağlanan maddi destek için çok teşekkür ederim.

Haziran 2012

Utku Harmankaya
(Jeofizik Mühendisi)

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER	vii
ÇİZELGE LİSTESİ.....	ix
ŞEKİL LİSTESİ.....	xi
ÖZET.....	xiii
SUMMARY	xv
1. GİRİŞ	1
2. YÖNTEM.....	5
3. UYGULAMALAR	9
3.1 Saçılmış Dalga Alanının İntegral Yöntemi ile Modellenmesi	9
3.1.1 Saçılmış dalga alanının modellenmesi.....	9
3.1.2 Sismik interferometri uygulaması	11
3.1.3 Saçıcının konumunun bulunması	12
3.1.4 Grid arama ile saçıcı konumunun bulunması	20
3.2 Saçılmış Dalga Alanının Sonlu Farklar Yöntemi ile Modellenmesi.....	23
3.2.1 İki boyutlu elastik dalga yayılımının sonlu farklar yöntemi ile modellenmesi	23
3.2.2 Yüzey dalgalarının interferometrik yöntemle giderilmesi	27
3.2.3 Saçıcının konumunun bulunması	29
3.3 Laboratuvar Verisi Kullanılarak Saçıcı Konumunun Belirlenmesi	34
4. SONUÇLAR	41
KAYNAKLAR	43
ÖZGEÇMİŞ.....	49

ÇİZELGE LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Çizelge 3.1 : Ultrasonik laboratuvar modellemesi için kullanılan ortam parametreleri.....	11
Çizelge 3.2 : Ultrasonik laboratuvar modeli için kullanılan modelleme parametreleri.	11
Çizelge 3.3 : Ultrasonik laboratuvar modellemesi için farklı sanal kaynak konumları kullanılarak saçıcı için elde edilen ters çözüm sonuçları..	20
Çizelge 3.4 : Ters çözüm (TÇ) sonuçları ile grid arama (GA) yöntemi sonuçlarının karşılaştırması.....	22
Çizelge 3.5 : Sığ yeraltı yapısını temsil eden model için kullanılan ortam parametreleri.	25
Çizelge 3.6 : Sığ yeraltı modeli için kullanılan modelleme parametreleri.	26
Çizelge 3.7 : Sığ yeraltı yapısını temsil eden model için farklı sanal kaynak konumları kullanılarak saçıcı için elde edilen ters çözüm sonuçları.	32
Çizelge 3.8 : Ultrasonik laboratuvar verisinin elde edildiği modelde kullanılan ortam parametreleri	34
Çizelge 3.9 : Ultrasonik laboratuvar deneyinde kullanılan modelleme parametreleri..	35
Çizelge 3.10 : Ultrasonik laboratuvar verisi için, farklı sanal kaynak konumları kullanılarak saçıcı için elde edilen ters çözüm sonuçları.	37

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 : Sismik interferometrinin şematik gösterimi (Schuster, 2009'dan alınmıştır).	5
Şekil 2.2 : İnterferometri işleminin şematik gösterimi: (a) Düzlem dalga kaynaklarının ve saçıcıların konumları, (b) her bir kaynak için alıcılarda elde edilen sismik izler, (c) her bir kaynak için elde edilen izlerin çapraz ilişkileri, (d) çapraz ilişki sonuçlarının toplamı. Curtis ve diğ. (2006)'dan alınmıştır.	6
Şekil 2.3 : (a) Gürültü kaynaklarının ve alıcıların konumu. (b) En sık ve en derin alıcıların kaydettiği sinyaller. (c) B alıcısında kaydedilen bir günlük gürültünün diğer alıcılardaki kayıtlarla çapraz ilişkisinden elde edilen izler. Kırmızı çizgi A'dan B'ye giden P dalgasının seyahat zamanını vermektedir. Snieder ve Wapenaar (2010)'dan alınmıştır.	7
Şekil 2.4 : Sismik interferometri için gerekli olan kaynak (S) ve alıcı (x_A , x_B) dağılımı. Wapenaar (2006)'dan alınmıştır.	8
Şekil 2.5 : (a) Pasif kaynak interferometrisi ve (b) kontrollü kaynak interferometrisi için pratikte karşılaşılan koşullar. Wapenaar (2006)'dan alınmıştır.	8
Şekil 3.1 : Doğrudan gelen dalga alanını oluşturan yatay tabakalı ortam (sol) ve ortama saçıcı gömülerek saçılmış dalga alanını oluşturan ortam (sağ).....	9
Şekil 3.2 : Modelin şematik gösterimi: kaynak (yıldız), alıcılar (üçgen) ve saçıcı (gri kare).	11
Şekil 3.3 : (a) Modellenen saçılmış dalga alanı, P_s ve R_s saçılmış P ve Rayleigh dalgalarını göstermektedir. (b), (c) ve (d): 1, 26 ve 40. alıcılardaki (16, 31 ve 40 mm uzaklıkta) sanal kaynaklar için saçılmış dalga alanına sismik interferometri uygulanarak elde edilen hayalet saçılmış yüzey dalgaları. Kırmızı çizgiler seyahat süresi okumalarını göstermektedir. Şekiller Seismic Un*x kullanılarak çizilmiştir (Cohen and Stockwell, 2000).	13
Şekil 3.4 : Sismik interferometri ile ortak yolların giderilmesi ve sanal kaynak 1 için oluşan geometri.	13
Şekil 3.5 : (a) Gözlenen ve hesaplanan seyahat süreleri, (b) saçıcının, 1. (mavi), 26. (kahverengi) ve 40. (kırmızı) alıcılardaki sanal kaynaklar için hesaplanan yatay ve düşey konumları.	16
Şekil 3.6 : Sanal kaynak olarak seçilen üç alıcının saçıcıya göre olan konumları. ...	19
Şekil 3.7 : Farklı sanal kaynak konumları için ters çözüm sonucu elde edilen model çözünürlük ($\mathbf{R}$), veri çözünürlük ($\mathbf{N}$) ve model kovaryans ($\text{cov}[\mathbf{m}]$) matrisleri.	21
Şekil 3.8 : (a) Grid arama yöntemi ile elde edilen sonuçlar. (b) Sonuçların üç boyutlu gösterimi.	22

Şekil 3.9 :	Elastik modelleme için kullanılan ardışık grid. Mavi alanlar siyah alanların hesaplanmasında kullanılan yardımcı alanlar olup, güncellenmemektedirler. Thorbecke (2012)'den alınmıştır.	24
Şekil 3.10 :	Modelin şematik gösterimi: kaynaklar (yıldız), alıcılar (üçgen) ve saçıcı (gri kare). Siyah yıldız ilk kaynak noktasını, kırmızı yıldızlar ise diğer kaynak noktalarını göstermektedir.	25
Şekil 3.11 :	(a) Sığ yeraltı yapısının sonlu farklar yöntemi ile modellemesi sonucu elde edilen sismogram. (b) İnterferometrik görüntü.	26
Şekil 3.12 :	Sismik interferometri yöntemi ile yüzey dalgalarının bastırılması yönteminin şeması.	28
Şekil 3.13 :	(a) Modelleme sonucu elde edilen toplam dalga alanı. (b) Uyum süzgeci uygulaması sonucu elde edilen sismogram.	29
Şekil 3.14 :	(a) Modellenmiş atış verisi, (b) uyum süzgeci katsayılarıyla evriştirilerek kestirilmiş olan yüzey dalgası ve (c) bu iki sismogramın farkları alınarak elde edilen, yüzey dalgaları bastırılmış dalga alanı.	30
Şekil 3.15 :	(a) Modellenen dalga alanı. (b), (c) ve (d): 1, 21 ve 30. alıcılardaki (21, 41 ve 50 metre uzaklıkta) sanal kaynaklar için saçılmış dalga alanına sismik interferometri uygulanarak elde edilen hayalet saçılmış yüzey dalgaları. Kırmızı çizgiler seyahat süresi okumalarını göstermektedir. Şekiller Seismic Un*x kullanılarak çizilmiştir. (Cohen and Stockwell, 2000).	31
Şekil 3.16 :	(a) Gözlenen ve hesaplanan seyahat süreleri, (b) saçıcının, 1. (mavi), 21. (kahverengi) ve 30. (kırmızı) alıcılardaki sanal kaynaklar için hesaplanan yatay ve düşey konumları.	31
Şekil 3.17 :	Sanal kaynak olarak seçilen üç alıcının saçıcıya göre olan konumları ..	32
Şekil 3.18 :	Farklı sanal kaynak konumları için ters çözüm sonucu elde edilen model çözünürlük (R), veri çözünürlük (N) ve model kovaryans (cov [m]) matrisleri.	33
Şekil 3.19 :	Ultrasonik laboratuvar modelinin şematik gösterimi: kaynak (yıldız), alıcılar (üçgen) ve saçıcı (gri kare).	34
Şekil 3.20 :	(a) Laboratuvar deneyi sonucu elde edilen sismogram. (b) Sismogramın F-K ortamı görüntüsü.	35
Şekil 3.21 :	(a) Doğrudan yüzey dalgaları bastırılmış sismogram. (b) Doğrudan yüzey dalgaları pencereledikten sonra kalan F-K görüntüsü.	36
Şekil 3.22 :	(a) Sismogram. (b) ve (c) 32 ve 45. alıcılardaki (34.6 ve 42.4 mm uzaklıkta) sanal kaynaklar için saçılmış dalga alanına sismik interferometri uygulanarak elde edilen hayalet saçılmış yüzey dalgaları. Kırmızı çizgiler seyahat süresi okumalarını göstermektedir. Şekiller Seismic Un*x kullanılarak çizilmiştir (Cohen and Stockwell, 2000).	37
Şekil 3.23 :	(a) Gözlenen ve hesaplanan seyahat süreleri, (b) saçıcının, 32. (mavi) ve 45. (45-1 kahverengi, 45-2 kırmızı) alıcılardaki sanal kaynaklar için hesaplanan yatay ve düşey konumları.	38
Şekil 3.24 :	Sanal kaynak olarak seçilen iki alıcının saçıcıya göre olan konumları ..	38
Şekil 3.25 :	Farklı sanal kaynak konumları için ters çözüm sonucu elde edilen model çözünürlük (R), veri çözünürlük (N) ve model kovaryans (cov [m]) matrisleri.	39

SAÇILMIŞ YÜZEY DALGALARININ SİSMİK İNTERFEROMETRİSİ İLE SAÇICI KONUMUNUN BELİRLENMESİ

ÖZET

Yüzeye yakın saçıcılar, boşluk, mağara, tünel, maden kuyusu, gömülü atık, arkeolojik kalıntı, su rezervuarları vb yapılarıdır. Özellikle karstik boşluklar; bina, yol, demiryolu ve benzeri inşaat çalışmaları sırasında veya sonrasında büyük riskler oluşturmaktadır. Bu tür boşluklar rüzgar, güneş ve benzeri geniş alana yayılı güç santralleri için de benzer riskler oluşturmaktadır. Bu nedenle yüzeye yakın saçıcıların belirlenmesi ve izlenmesi olası hasarların en aza indirgenmesi açısından önem taşımaktadır.

Bu çalışmada sismik interferometri ile yüzeye yakın saçıcıların konumlarının belirlenmesi amaçlanmıştır. Saçılmış yüzey dalgalarının sismik interferometrisi ile saçıcı konumunun belirlenmesi bu konuda yapılan ilk çalışmadır. Saçılmış yüzey dalgalarının sismik interferometrisi ile elde edilen dalga alanı negatif zamanlarda olduğundan hayalet saçılmış yüzey dalgaları (ghost scattered surface waves) olarak isimlendirilmişlerdir. Bu amaç doğrultusunda iki farklı modelleme yöntemi ile yüzeye yakın saçıcıların bulunduğu ortam modellerinden yapay sismogramlar üretilmiştir. İlk modelleme yöntemi, saçılmış dalga alanının integral yöntemiyle modellenmektedir. Bu modelleme yönteminin saçılmış dalga alanını direk dalga alanından bağımsız hesaplayabilmesi yöntemin sadece saçılmış dalga alanı üzerinde test edilmesi açısından önemlidir. Bu yöntem ile yapılan modellemelerde, üretilen saçılmış dalga alanına sismik interferometri uygulanarak interferometrik görüntüler elde edilmiştir. Bu görüntülerdeki hayalet saçılmış dalgalardan ters çözüm yardımıyla saçıcının konum parametreleri kestirilmiştir. Ters çözüm için sönümlü tekil değer ayrışımı kullanılmıştır.

Diğer modelleme çalışması iki boyutlu sonlu farklar modelleme programı ile yapılmıştır. Bu yöntemle elde edilen sismogramlardaki doğrudan yüzey dalgalarını bastırmak için öncelikle interferometrik yüzey dalgası bastırma işlemi yapılmıştır. Bu işlem sonucunda elde edilen sismogramlar üzerinden benzer şekilde interferometri ve ters çözüm adımları uygulanmıştır.

Son olarak, önerilen yöntem ultrasonik laboratuvarında toplanmış bir veri üzerinde denenmiştir. Bu verideki direk yüzey dalgalarını bastırmak için F-K süzgeci kullanılmıştır. Süzgeçlenmiş sismogramlara daha öncekiler gibi interferometri ve ters çözüm adımları uygulanmıştır.

Elde edilen sonuçlar, saçılmış dalga alanı üzerinden yapılan interferometri ile elde edilen hayalet saçılmış dalgaları ile saçıcıların konumunun iyi bir şekilde kestirilmesinin mümkün olduğunu göstermiştir.

ESTIMATING THE LOCATION OF THE SCATTERER BY SEISMIC INTERFEROMETRY OF SCATTERED SURFACE WAVES

SUMMARY

Near-surface structures such as cavities, caves, tunnels, mineshafts, buried objects, archeological ruins, water reservoirs and similar, cause scattered surface waves. These near-surface scatterers may pose risk during and after the construction of buildings, transportation ways (roads, highways, railways) or power plants (wind, solar, etc) which are spread to wide areas. These scatterers can be affected by the changes in the hydraulic regime, earthquakes and change of the loading on the soil and may pose hazards. Therefore, the detection and monitoring of this type of weak zones is important to mitigate environmental and geohazard issues.

Imaging shallow objects by body waves requires high resolution data acquired in a dense spatial array. Surface waves do not require the same dense sampling, since their wavelengths are longer when compared to body waves. Surface waves are widely used in global, exploration and near-surface geophysics. A notable difference in the applications is the frequency content and the array aperture of the measurements that affect the investigation depth. The dispersive property of surface waves allows the estimation of the shear wave velocity structure and attenuation of shallow layers. In global seismology, surface waves are used to investigate the crust and upper-mantle structure (Kovach, 1978; Cong & Mitchell, 1998; Chang & Baag, 2005) and the source properties of seismic events (Canitez & Toksöz, 1971; Ekström, 2006). In geotechnical engineering, shear wave velocity estimation from surface waves has become a popular tool and different techniques are applied (Leparoux et al., 2000; Bozdağ and Kocaoğlu, 2005; Kocaoğlu and Firtana, 2011) to obtain the near-surface properties of the medium. This is relevant for the mitigation of the hazards that may be caused by earthquakes for constructions (Nazarian *et al.* 1983; Rix *et al.* 1998; Park *et al.* 1999; Foti 2000; O'Neill 2003). They are also used in detecting buried objects, which are of great interest in civil and environmental engineering, archeological and land mine explorations. Several authors used scattered surface waves for imaging cavities, buried objects, or shallow water reservoirs (Snieder, 1987; Herman et al, 2000; Campman and Riyanti, 2007; Kaslılar, 2007). The scattered surface waves are studied in detail in terms of seismic interferometry by Halliday and Curtis (2009).

This study represents the first time where the seismic interferometry is used to estimate the location of a scatterer using scattered surface waves. Because of the negative arrival times of the scattered surface waves in interferometric images, they are called ghost scattered surface waves. Seismic interferometry refers to the method of retrieving the interreceiver wavefield by cross-correlating the wavefields recorded at each of the receivers (Halliday and Curtis, 2010; van Manen et al., 2006; Wapenaar, 2004; Wapenaar et al., 2011). Seismic interferometry can be divided into controlled-source interferometry and passive seismic interferometry. Controlled-

source interferometry involves cross-correlation along with summation over different source positions, while passive seismic interferometry is the methodology of turning passive seismic measurements into seismic responses. While seismic interferometry was proven useful in constructing surface wave waveforms from passive noise sources (Snieder and Wapenaar, 2010; Halliday and Curtis, 2008), it is also shown that active source signals may also be used to estimate the interreceiver surface waves, which can be used for predictive ground roll removal (Halliday et al., 2007, Halliday and Curtis, 2010).

In this study, location of a scatterer is estimated by using seismic interferometry on scattered surface waves. Here, two different modeling methods are used to obtain the scattered wavefields. In the first one, scattered wavefield is calculated with the computationally efficient method developed by Kaslilar (2007). In this method three dimensional propagation and scattering of elastic waves are considered in an isotropic, laterally homogeneous embedding in which bounded objects with contrasting density are present. Since in the method the total wavefield is obtained as the sum of the incident wavefield and the scattered wavefield, $u_i = u_i^{inc} + u_i^{sc}$, only the scattered part of the wavefield is used in the modeling and in retrieving of the ghost scattered surface waves. Having the chance of using only the scattered part of the wavefield is important for testing the success of the suggested method. With this opportunity, the direct Rayleigh waves, which dominate the interferometric image, are not present in the wavefield and the traveltimes of the interferometric estimate corresponding to ghost scattered surface waves are easily selected.

Seismic interferometry is applied to these scattered waves by using only one source and by cross-correlating the reference trace d^{vs} (the trace at the virtual source position) with the rest of the traces, d^i , which are present on the seismic record. Three virtual source positions, at the left, top and right of the scatterer (receivers 1, 26 and 40), is selected for interferometry, which yielded three interferometric images (VS1, VS26 and VS40). Then, the ghost traveltime equation, which is derived for this study, and the ghost scattered surface wave arrival times for each interferometric image are used in inversion. In the inversion, the nonlinear problem is solved iteratively by using damped singular value decomposition (SVD) method. The system of equations for the forward problem is denoted as $\Delta \mathbf{d} = \mathbf{G} \Delta \mathbf{m}$. In this relation, the difference between the observed t_{obs} (retrieved), and the calculated t_{calc} ghost scattered data is denoted by $\Delta \mathbf{d} = t_{obs} - t_{calc}$, the unknown model parameters - the horizontal (x) and vertical (z) locations of the scatterer - are denoted by the vector $\Delta \mathbf{m}$, while the Jacobian matrix is represented by $\mathbf{G}$. The inversion results show that for all three virtual sources, the location of the scatterer is well estimated.

In the second part, total wavefields were obtained by using 2D Finite Difference Wavefield Modelling program (Thorbecke, 2011). Seismograms that were produced by this program contained both direct and scattered surface wavefields, but the direct surface waves tend to mask the ghost scattered surface waves in interferometric images. To use the interferometric prediction and subtraction of surface wave method given by Dong et al (2006), a total of 83 shot gathers were obtained by using a line of sources. In this method, an interferometric estimate of several shot gathers are used to obtain a direct Rayleigh wavefield, which is then subtracted from a chosen seismogram with predictive filtering. This suppresses most of the direct surface waves, while keeping the scattered ones. The resulting seismogram is then used in seismic interferometry as described above. Interferometric images from three

virtual sources at the left, top and right of the scatterer (receivers 1, 26 and 30) show that despite the effects of direct surface wave remnants and other artifacts, the ghost scattered waves can still be seen clearly. After the inversion process, the location of the scatterer is well estimated for all three virtual sources.

In the final part, the proposed method is tested on real data, which was obtained from a ultrasonic laboratory experiment explained in Kaslilar (2007). Similar to the previous numerical modeling, direct Rayleigh waves needs to be removed from the data before the interferometry. However, since there is only one shot gather available, the interferometric prediction of surface waves is not possible. Instead, an F-K filter is used to remove the direct Rayleigh waves. Seismic interferometry is then applied to the filtered seismogram using the procedure described above. Two virtual sources were selected at the top and right of the scatterer (receivers 32 and 45), but due to the high amount of noise in the data, ghost scattered waves are somewhat harder to identify. Here, VS45 contains two separate scattering curves, where one represents the lower left and other represents upper right corners of the scatterer. When estimating the location of the scatterer, these two curves are treated separately. Arithmetic average of the estimated parameters for both curves is considered to represent the scatterer itself.

In this thesis, a method for obtaining the location of a near-surface scatterer is proposed by using traveltimes of non-physical (ghost) scattered surface waves retrieved from seismic interferometry. The ghost scattered surface waves are obtained by cross-correlating the recorded scattered surface waves originating from only one source at the surface. The traveltimes of the ghost scattered surface waves are used in the inversion to find the location of the scatterer. The depth and the horizontal position of the scatterer is obtained for different virtual-source locations.

Advantage of the proposed method is that the unwanted travel paths between the source and the receiver array are eliminated. These travel paths can traverse a complicated medium. Due to elimination of these paths, the calculation times for waveform inversion studies can be reasonably reduced. Also when lateral changes of the medium properties are present, these path effects can be eliminated by interferometry and locations closer to the target can be considered for estimation of the location of the scatterer.

All three cases above demonstrate that the location of the scatterer can be estimated from ghost scattered waves with reasonable accuracy. However, amount of noise in the data can significantly affect the ability of picking the correct travel times for these scattered waves. Therefore, it is observed that this method is more effective on seismic data with good signal-to-noise ratio.

1. GİRİŞ

Sismik yöntemler yardımıyla yeraltı yapısının belirlenmesi, yer içinde yayılan cisim ve yüzey dalgalarının kayıt edilmesi ve bu dalgaların yansıma, kırılma, saçılma ve dispersiyon özellikleri kullanılarak değerlendirilmesi ile gerçekleşir.

Cisim dalgalarının yardımıyla yüzeye yakın yapıların kestirilmesi yüksek çözünürlükte ve sık aralıklı alıcılarla toplanmış veri gerektirmektedir. Yüzey dalgaları ise bu kadar yoğun örneklemeye ihtiyaç duymamaktadırlar. Yüzey dalgalarının dalga boyları cisim dalgalarına oranla daha uzun olduğundan sık alıcı örnekleme gerektirmez. Ancak, yüksek genlikli yüzey dalgaları yer yüzünün daha derin kısımlarından gelen yansımaları maskeleyebilmektedirler. Bu durum hedef yansıtıcılardan gelen bilgilerin bastırılmasına neden olabilmektedir. Bundan dolayı yüzey dalgalarının giderilmesi de önemli bir konudur.

Yüzey dalgalarının dispersif özelliği S-dalgası hız yapısının ve soğurulma yapısının kestirilmesine olanak vermektedir. Gerek pasif gürültü kaynaklarından sismik interferometri yoluyla elde edilen yüzey dalgaları (Cambaz ve Karabulut, 2011; Gertsoft ve diğ., 2006; Moschetti ve diğ., 2007; Özalaybey, 2011) gerekse aktif doğal kaynaklı yüzey dalgası kayıtları kullanılarak, küresel sismolojide kabuk ve üst manto hız yapılarının (Chang ve Baag, 2005; Cong ve Mitchell, 1998; Kovach, 1978) ve deprem kaynak özelliklerinin (Canitez ve Toksöz, 1971; Ekström, 2006) belirlenmesinde kullanılmaktadır. Jeoteknik araştırmalarda, yüzey dalgalarından ve mikrotremör verilerinden hız yapısı kestirimi yoğun olarak kullanılmakta (Bozdağ ve Kocaoğlu, 2005; Foti, 2000; Kocaoğlu ve Firtana, 2011; Leparoux ve diğ., 2000; Nazarian ve diğ., 1983; Park ve diğ., 1999; Rix ve diğ., 1998; O'Neill, 2003) ve çeşitli teknikler geliştirilmektedir (Boiero ve Socco, 2010). Yüzey dalgaları ayrıca gömülü objelerin aranmasında (Ganji ve diğ., 1997), boşluk veya tünellerin belirlenmesinde, (Gelis ve diğ., 2005, 2006; Leparoux ve diğ., 2000) ve arkeolojik (Luke ve Brady, 1998) çalışmalarda da kullanılmaktadır.

Yüzeye yakın saçıcılar, boşluk, mağara, tünel, maden kuyusu, gömülü atık, arkeolojik kalıntı, su rezervuarları vb yapılarıdır. Özellikle karstik boşluklar; bina, yol, demiryolu ve benzeri inşaat çalışmaları sırasında veya sonrasında büyük riskler oluşturmaktadır. Bu tür boşluklar rüzgar, güneş ve benzeri geniş alana yayılı güç santralleri için de benzer riskler oluşturmaktadır. Zaman geçtikçe hidrolojik rejimin değişmesi, depremler veya zemin üzerinde artan yük nedeniyle çökmeler meydana gelmektedir. Yine boşluk yapıları petrol aramalarında da riskler oluşturmakta, sondaj sırasında maddi zararlara ve zaman kaybına neden olmaktadır. Yüzeye yakın saçıcı yapıların sebep olduğu saçılmış yüzey dalgaları hakkında da çalışmalar yapılmıştır. Genel elasto-dinamik dalga saçılımı teorisi Snieder (2002a, b) tarafından verilmiştir. Saçılmış dalgaları kullanarak Snieder (1987), Herman ve diğ. (2000), Campman ve Riyanti (2007) ve Kaşlılar (2007) yüzeye yakın cisimleri belirlemeye çalışmışlardır. Campman ve diğ. (2005) yanal değişim ve bağıl yoğunluk kontrastını saçılmış yüzey dalgalarını kullanarak belirlemişlerdir. Riyanti ve Herman (2005) üç boyutlu elasto-dinamik problemini dikkate almış ve yakın yüzey görüntülemesi için çoklu saçılmanın etkilerini dahil etmiştir.

Bu çalışmada sismik interferometri ile yüzeye yakın saçıcıların konumlarının belirlenmesi amaçlanmıştır. Saçılmış yüzey dalgalarının sismik interferometrisi ile saçıcı konumunun belirlenmesi, bu konuda yapılan ilk çalışmadır. Saçılmış yüzey dalgalarının sismik interferometrisi ile elde edilen dalga alanı negatif zamanlarda olduğundan hayalet saçılmış yüzey dalgaları (ghost scattered surface waves) olarak isimlendirilmişlerdir. Sismik interferometri, varolan sismik izlerin çapraz ilişkileriyle yeni sismik izlerin elde edilmesinin sağlayan bir yöntemdir (Halliday ve Curtis, 2010; van Manen ve diğ., 2006; Wapenaar, 2004; Wapenaar ve diğ., 2011). Sismik interferometri hakkında ilk çalışmayı Claerbout (1968) yapmıştır. Bu çalışmada, gömülü kaynakların oluşturduğu sismik izlerden yüzeydeki Green fonksiyonunun elde edilebildiği gösterilmiştir. Sismik interferometrinin uygulandığı diğer alanlar arasında rastgele gürültüden yer içi hız yapısının belirlenmesi, (Schuster, 2001; Schuster ve diğ., 2004; Campillo ve Paul, 2003), çevre/mühendislik çalışmaları (Snieder ve Safak, 2006; Artman, 2006), deprem verisinden yer kabuğu yapısının görüntülenmesi (Daneshvar ve diğ., 1995; Sheng ve diğ., 2002; Sheng ve diğ., 2003, Draganov ve diğ., 2006; Draganov ve diğ., 2007), petrol içeren yapıların düzenli olarak izlenmesi (Hohl ve Mateeva, 2006), petrolün geri kazanımı çalışmalarında

hidrolik çatlakların konumlarının belirlenmesi (Lakings ve diğ., 2006) ve gürültü çapraz ilişkisi ile yüzey dalgalarının ve dispersiyon eğrilerinin elde edilerek S dalga hız yapısının belirlenmesi (Shapiro ve diğ., 2005; Yao ve diğ., 2008; Li ve diğ., 2009, Zaccarelli ve diğ., 2011) vardır. Saçılmış yüzey dalgalarının sismik interferometrisi ise Halliday ve Curtis (2009) tarafından detaylı incelenmiştir.

Saçılmış yüzey dalgalarının interferometrisi ile saçıcıların konumunu belirlemek için önce sayısal modelleme çalışmaları yapılmıştır. Modelleme çalışmalarında iki farklı yol izlemiştir. İlkinde, Kaşlılar (2007) tarafından geliştirilen dalga alanı modelleme yöntemi kullanılarak üretilen saçılmış dalga alanı üzerinde interferometri uygulanıp saçıcının yatay ve düşey konumu belirlenmeye çalışılmıştır. Bu modelleme yönteminin avantajı, direk yüzey dalgaları olmadan sadece saçılmış dalga alanı üretebilmesidir. İnterferometrik görüntüde oluşan hayalet (ghost) saçılmış yüzey dalgalarının ilk varış zamanları okunmuş ve hayalet saçılmış dalgalar için türetilen seyahat süresi denklemi ile birlikte kullanılarak ters çözüm yapılmıştır. Ters çözüm, sönümlü tekil değer ayrışımı kullanılarak iteratif bir şekilde yapılmıştır. Ters çözüm sonucunda, elde edilen yatay (x) ve düşey (z) saçıcı konum parametrelerinin gerçek değerlere yakın çıktığı gözlenmiştir.

Çalışmanın ikinci kısmında ise, gerçek bir yer modelini temsil etmesi için tam dalga alanı üretilmiştir. Bunun için Thorbecke (2011) tarafından geliştirilen iki boyutlu sonlu farklar yöntemi ile elastik dalga yayılımını modelleyen program kullanılmıştır. Bu örnekte saçılmış yüzey dalgaları direk yüzey dalgaları tarafından bastırıldığından ve interferometrik görüntüleri hesaplandığında saçılmış dalga alanı varışları izlenemediğinden direk yüzey dalgalarının giderilmesi gerekmektedir. Yüzey dalgalarının gidermek amacıyla Dong ve diğ. (2006) tarafından önerilen interferometrik yüzey dalgası bastırma tekniği kullanılmıştır. Bu yöntemin kullanılabilmesi için bir sismik hat üzerinde birden fazla atış kaydı oluşturulmuştur. Daha sonra, elde edilen atış kayıtlarının bir kısmının interferometrisi ile başka bir atış kaydındaki doğrudan yüzey dalgaları giderilmiştir. Bu noktadan sonra interferometri ve ters çözüm adımları bir öncekine benzer şekilde uygulanmıştır. Yine elde edilen sonuçların gerçek değerlere yakın olduğu görülmüştür.

Sayısal modelleme çalışmaları ile elde edilen başarılı sonuçlardan sonra yöntemin ultrasonik laboratuvar verisine uygulaması yapılmıştır. Bu amaçla, Kaşlılar (2007)'de açıklanan laboratuvar deneyinden elde edilen sismik verilerden biri

kullanılmıştır. Tek bir atış kaydının bulunması nedeniyle, Dong ve diğ. (2006) tarafından önerilen yöntem kullanılamamış, bunun yerine doğrudan yüzey dalgalarının bastırılması için F-K süzgeci uygulanmıştır. Süzgeçleme işleminden sonra sismik interferometri ve ters çözüm adımları da daha önceki sayısal uygulamalardakilere benzer şekilde yapılmıştır ve başarılı sonuçlar elde edilmiştir.

Önerilen yöntemin avantajı, kaynağı hedeflenen bölgeye yaklaştırarak, kaynak ile alıcılar arasında kalan bölgenin etkisinin giderilmesidir. Sismik dalga tarafından kaynak ile alıcılar arasında sehayat edilen yol, inhomojenite veya yanal süreksizlikler içeriyor ise, bu tür ortamların kayıtlar üzerindeki etkileri interferometri yolu ile giderilebilir. Ayrıca tam dalga formu ile ters çözüm çalışmalarında hesaplama süreleri önemli ölçüde kısalabilir.

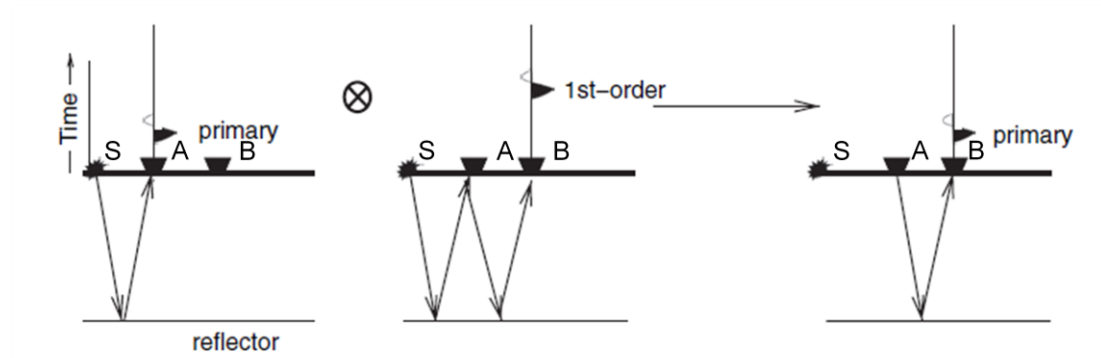
Tezin izleyen bölümünde sismik interferometri yöntemi hakkında bilgi verilmiştir (Bölüm 2). Bölüm 3'te sayısal modelleme ve laboratuvar verisi ile ilgili çalışmalar detaylı olarak anlatılmıştır. Bölüm 4'te ise elde edilen sonuçlar özetlenmiştir.

2. YÖNTEM

Sismik interferometri, farklı alıcılardan elde edilen izlerin birbirleriyle çapraz ilişkilerinden yeni sismik tepkilerin elde edilmesini kapsayan bir yöntemdir. (Halliday ve Curtis, 2010; van Manen ve diğ., 2006; Wapenaar, 2004; Wapenaar ve diğ., 2011). Bu yöntemin temeli aşağıdaki bağıntı ile gösterilmektedir.

$$G(x_B, x_A, t) = G(x_B, x_S, t) \otimes G(x_A, x_S, t) \quad (2.1)$$

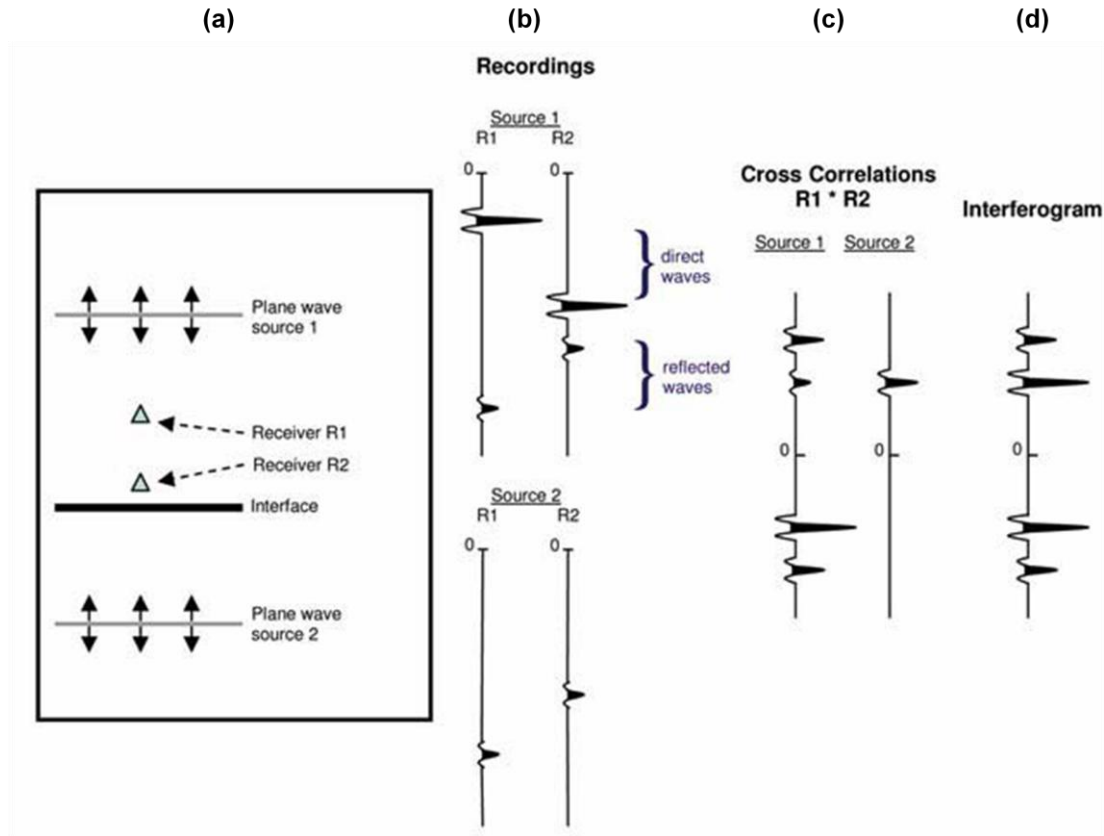
Burada, $\otimes$ sembolü çapraz ilişki işlemini, $G(x_B, x_A, t)$, $G(x_B, x_S, t)$ ve $G(x_A, x_S, t)$ ise Şekil 2.1’de verilmiş olan kaynak (S) ile birinci alıcı (A) ve ikinci alıcı (B) noktaları arasındaki Green fonksiyonlarını (nokta kaynak için yerin tepkisi) işaret etmektedir. Sismik interferometri yöntemine göre, kaynak ile A noktası arasındaki Green fonksiyonunun, kaynak ile B noktası arasındaki Green fonksiyonu ile çapraz ilişkisi A ile B noktaları arasındaki Green fonksiyonunu vermektedir. Başka bir şekilde ifade edilirse, bu işlem A noktasındaki bir kaynak için B noktasında gözlenecek sismik tepkinin (veya tam tersi) elde edilmesini sağlamaktadır.



Şekil 2.1 : Sismik interferometrinin şematik gösterimi. Schuster (2009)’dan alınmıştır.

Sismik interferometri için başka bir örnek Şekil 2.2’de verilmektedir. Burada, iki alıcı ile birlikte iki tane de kaynak bulunmaktadır. Çapraz ilişki işlemi her bir kaynak için bağımsız olarak yapıldıktan (Şekil 2.2b) sonra elde edilen sismik tepkiler arasında toplama işlemi yapılır (Şekil 2.2c). Bunun sonucunda elde edilen sismik izin

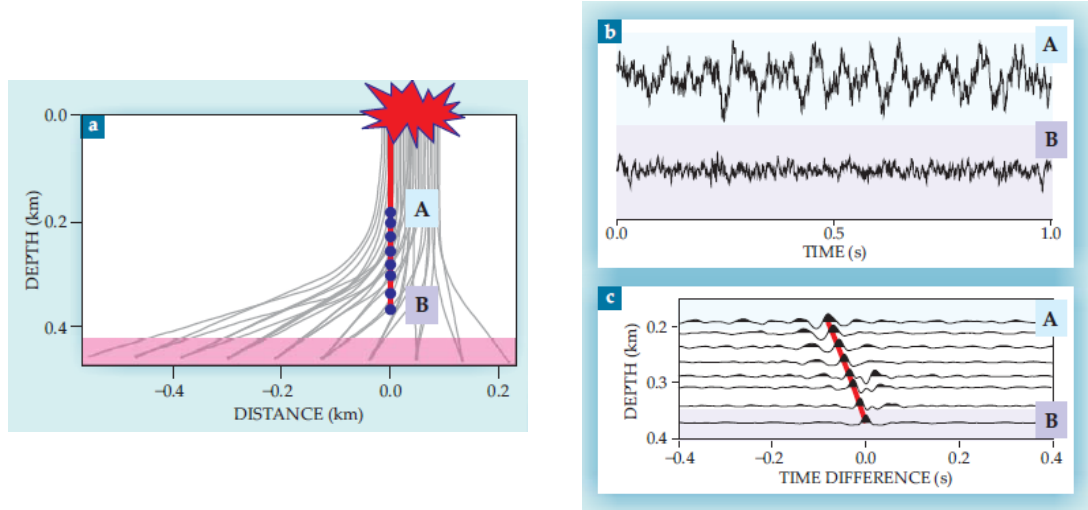
(interferogram) apraz iliŐki sonucu olarak negatif ve pozitif kayma (τ) dűşey eksenine sahip olduğu görülmektedir (Őekil 2.2d). Bu örnekten, kayma ekseninin herhangi bir kısmı (pozitif veya negatif) zaman eksenini olarak alındığında, alıcılardan herhangi birinde bulunan bir kaynak için diğer alıcıda kaydedilecek sismik tepki elde edilmektedir. Söz konusu alıcı için aynı zamanda sanal kaynak ifadesi kullanılır. İki den daha fazla alıcı olması durumunda, sanal kaynak olarak belirlenen alıcıda kaydedilen sismogram sırayla diğer alıcılardaki kayıtlarla çapraz iliŐkisi alınır. Elde edilen izler yanyana dizilerek interferometrik görüntü elde edilir. Birden fazla kaynak olması durumunda, her bir kaynak için yapılan interferometri iŐleminden elde edilen interferometrik görüntüler arasında toplama iŐlemi yapılır.



Şekil 2.2 : İnterferometri işleminin şematik gösterimi: (a) Düzlem dalga kaynaklarının ve saıcılardan konumları, (b) her bir kaynak için alıcılarda elde edilen sismik izler, (c) her bir kaynak için elde edilen izlerin çapraz ilişkileri, (d) apraz ilişki sonuçlarının toplamı. Curtis ve diğ. (2006)'dan alınmıştır.

Sismik interferometri, kontrollü kaynak ve pasif kaynak interferometrisi olarak iki ayrılır. Kontrollü kaynak interferometrisi, sismik veriler için yeni bir veri işlem yöntemi teŐkil etmektedir, yukarıda verilenler de bu yönteme ait örneklerdir. Pasif

kaynak interferometrisi ise mikro depremler veya artalan gürültülerinden (background noise) bir sismik görüntü elde edilmesini sağlar. Şekil 2.3'te pasif kaynak interferometrisine ait bir örnek verilmektedir. Burada, yüzeydeki çeşitli ekipmanların ürettiği gürültü bir kuyu içinde dizili 8 alıcı (Şekil 2.3a) tarafından kaydedilmektedir (Şekil 2.3b). En altaki alıcının (B) kaydettiği sinyalin diğer alıcıların kaydettiği sinyaller ile çapraz ilişkisi, (Şekil 2.3c) B ile A noktası arasındaki hız yapısının tespit edilmesini sağlamıştır.

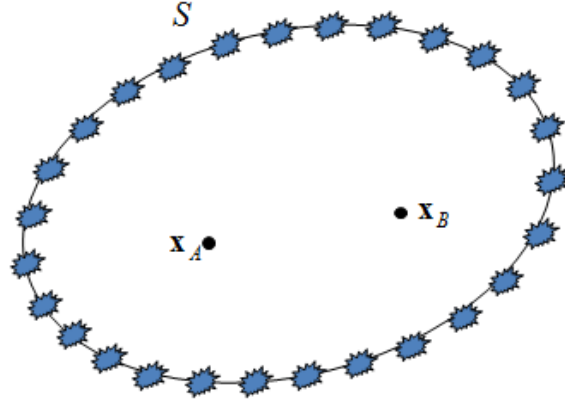


Şekil 2.3 : (a) Gürültü kaynaklarının ve alıcıların konumu. (b) En sıg ve en derin alıcıların kaydettiği sinyaller. (c) B alıcısında kaydedilen bir günlük gürültünün diğer alıcılardaki kayıtlarla çapraz ilişkisinden elde edilen izler. Kırmızı çizgi A'dan B'ye giden P dalgasının seyahat zamanını vermektedir. Snieder ve Wapenaar (2010)'dan alınmıştır.

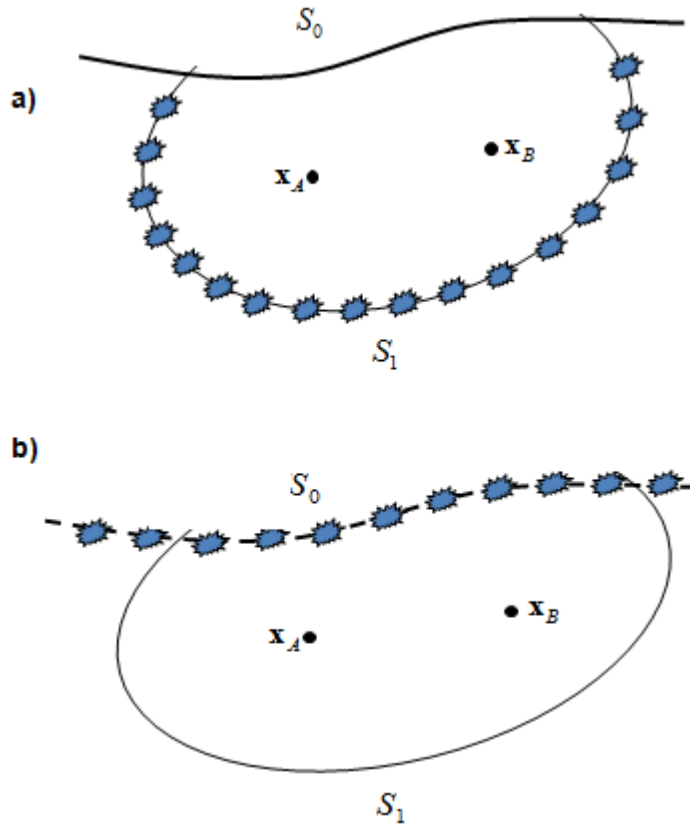
Sismik interferometrinin avantajı, kaynak-alıcı hattının hedeflenen bölgeye daha yakın hale getirilmesi, böylece dış bölgelerden gelen bozucu etkilerden kaçınılarak çözünürlüğün artırılmasıdır. Ayrıca, yeraltı yapılarının görüntülenmesi için kaynak konumu ve kaynak zamanı bilgisine gerek duyulmamakla birlikte, ortamın sadece yerel hız yapısının bilinmesi yeterlidir. Dezavantajı ise, yöntemin ideal çalışma koşulları için gereken kaynak ve alıcı dağılımlarının arazi uygulamaları için pratik olmamasıdır. Bunun sebebi, yöntemin teorisine göre alıcıların kaynak noktalarından oluşan kapalı bir yüzeyin içinde bulunmaları gereksinimidir (Şekil 2.4). Ancak uygulamada bazı koşullar bu gereksinimi bir ölçüde karşılamaktadırlar (Şekil 2.5). Serbest yüzeyin varlığı, yüzeyde kaynak bulunması ihtiyacını ortadan kaldırırken (pasif kaynak interferometrisi için), yer içindeki yeterli miktarda heterojenite

yüzeydeki kaynakların yeterli olmasını sağlayabilmektedir. (kontrollü kaynak interferometrisi için).

Tezin izleyen bölümünde sismik interferometri ile yapılan uygulamalardan bahsedilmiştir.



Şekil 2.4 : Sismik interferometri için gerekli olan kaynak (S) ve alıcı (x_A , x_B) dağılımı. Wapenaar (2006)'dan alınmıştır.



Şekil 2.5 : (a) Pasif kaynak interferometrisi ve (b) kontrollü kaynak interferometrisi için pratikte karşılaşılan koşullar. Wapenaar (2006)'dan alınmıştır.

3. UYGULAMALAR

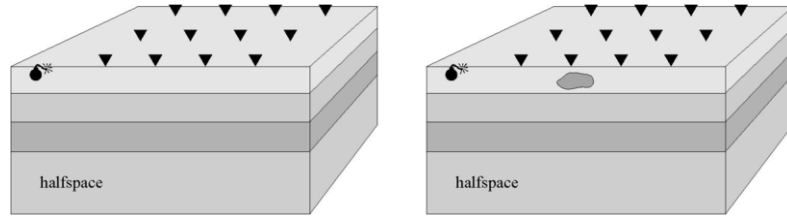
3.1 Saçılmış Dalga Alanının İntegral Yöntemi ile Modellenmesi

3.1.1 Saçılmış dalga alanının modellenmesi

Bu çalışmada önerilen yöntem iki farklı sayısal modelleme çalışması üzerinde test edilmiştir. İlkinde, saçılmış dalga alanı Kaşlılar (2007) tarafından geliştirilen bir yöntem ile hesaplanmıştır. Yöntemde dalga alanının doğrusallık özelliği kullanılarak toplam dalga alanı doğrudan gelen ve saçılmış dalga alanlarının toplamı şeklinde ifade edilir

$$u(x^r, x^s) = u^{inc}(x^r, x^s) + u^{sc}(x^r, x^s). \quad (3.1)$$

Bağıntıda x^s ve x^r sırasıyla kaynak ve alıcı konumlarını, u^{inc} ve u^{sc} ise sırasıyla doğrudan gelen ve saçılmış dalga alanlarını tanımlamaktadır. Doğrudan gelen dalga alanı ortamda saçıcının olmadığı yatay tabakalı ortamı, saçılmış dalga alanı ise saçıcının bulunduğu ortamı temsil etmektedir (Şekil 3.1)



Şekil 3.1 : Doğrudan gelen dalga alanını oluşturan yatay tabakalı ortam (sol) ve ortama saçıcı gömülerek saçılmış dalga alanını oluşturan ortam (sağ).

Frekans ortamında doğrudan gelen dalga alanı,

$$u_i^{inc}(x^r, \omega, x^s) = S(\omega) u_{i3}^G(x^r, \omega, x^s) \quad (3.2)$$

bağıntısı ile verilir. Bağıntıda ω açısal frekans, $S(\omega)$ kaynak terimi, u_{i3}^G ($i=1,2,3$) ise düşey nokta kaynak tarafından oluşturulan Green yerdeğiştirme tensörüdür.

Saçılmış dalga alanı frekans ortamında,

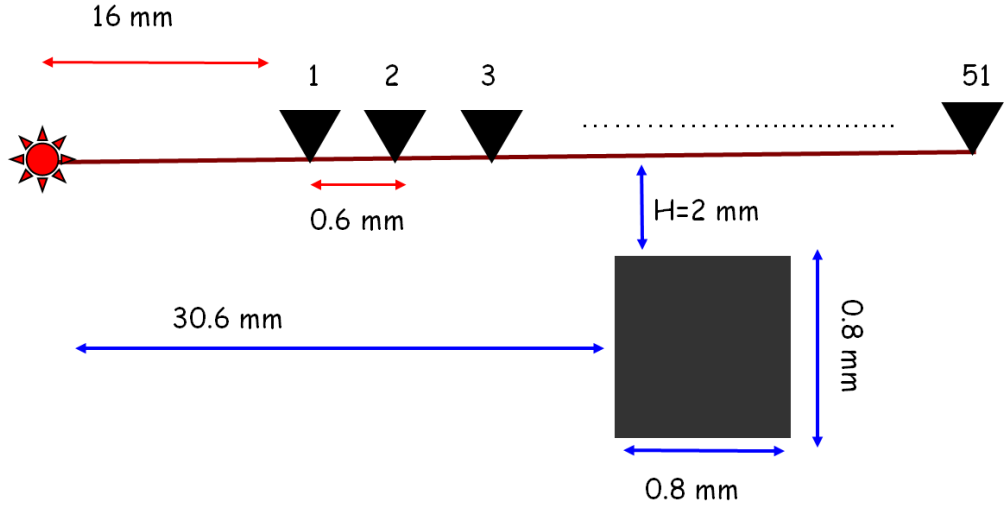
$$u_i^{sc}(x^r, \omega, x^s) = \omega^2 S(\omega) \int_D \sigma(x') u_{ij}^G(x^r, \omega, x') u_{j3}^G(x', \omega, x^s) dV(x') \quad (3.3)$$

integral ifadesi ile temsil edilir. Bağıntıda u_{j3}^G düşey bir nokta kaynak ile üretilmiş ve kaynaktan saçıcıya olan Green yerdeğiştirme tensörünü (doğrudan gelen dalga alanı), u_{ij}^G ise saçıcıdan alıcıya olan Green yerdeğiştirme tensörünü ifade etmektedir. Saçıcı yoğunluğu (ρ_{sc}) ve artalan (background) yoğunluğu (ρ_{bg}) arasındaki fark, yoğunluk kontrastı σ ile ifade edilmektedir. Bu yöntemde Born yaklaşımı esas alınarak hesaplama yapılmaktadır. Burada, yoğunluk kontrastının artalan yoğunluğundan çok düşük olduğu, dolayısıyla saçıcının yoğunluğunun artalan yoğunluğuna oldukça yakın olduğu varsayılmaktadır. Born yaklaşımı sayesinde (3.3) bağıntısında bilinmeyen dalga alanı yerine doğrudan gelen dalga u_{j3}^G alanı kullanılmaktadır. Ancak, bu uygulamada da görüldüğü gibi, kullanılan yöntem Born yaklaşımının geçerli olmadığı koşullarda da belirli hata payları ile çalışabilmektedir. Bu konuyla ilgili detaylı bir çalışma Demirel (2012) tarafından yapılmıştır.

Bu modelleme yöntemi, doğrudan dalga alanı ile saçılmış dalga alanını bağımsız üretebilmesi açısından önemlidir. Bu sayede, çalışmada önerilen metodu test ederken doğrudan yüzey dalgası tarafından bastırılmamış saçılmış dalga alanı kullanmak mümkün olabilmektedir.

Modelleme için Kaşlılar (2007)'de belirtilen ultrasonik laboratuvar deneyinin parametreleri kullanılmıştır. Buradaki amaç, bu çalışmanın dahil olduğu TÜBİTAK projesi kapsamında yapılacak olan laboratuvar deneyiyle uyumluluğu sağlamaktır. Modelin geometrisi Şekil 3.2'de, ortam parametreleri Çizelge 3.1'de, modelleme ile ilgili bazı parametreler ise Çizelge 3.2'de verilmiştir.

Baskın frekans 1 MHz olduğu için Rayleigh dalgasının baskın dalgaboyu $\lambda_d \cong 2.85$ mm olarak hesaplanmıştır. Alıcı hattı, yaklaşık $0.30\lambda_d$ boyundaki saçıcının üstünde konumlanmış olup, $0.20\lambda_d$ (0.6 mm) alıcı aralığına sahiptir. Bu konfigürasyon ve ortam parametreleri kılınılarak Şekil 3.3a'da gösterilen dalga alanı hesaplanmıştır. Saçılmış P ve Rayleigh dalgaları Şekil 3.3a'da görülmektedir.



Şekil 3.2 : Ultrasonik laboratuvar modelinin şematik gösterimi: kaynak (yıldız), alıcılar (üçgen) ve saçıcı (gri kare).

Çizelge 3.1 : Ultrasonik laboratuvar modellemesi için kullanılan ortam parametreleri.

	Yarı sonsuz ortam	Saçıcı
V_p [m/s]	5700	5700
V_s [m/s]	3080	3080
Rho [kg/m³]	2700	7000

Çizelge 3.2 : Ultrasonik laboratuvar modeli için kullanılan modelleme parametreleri.

Yüzey Dalgası Hızı (m/s)	2850
Baskın Frekans (MHz)	1
Baskın Dalgaboyu (mm)	2.85

3.1.2 Sismik interferometri uygulaması

Saçılmış dalgalar üzerinde sismik interferometri uygulanırken, referans izinin (d^{VS} , sanal kaynak konumundaki iz) diğer izler (d^i) ile çapraz ilişkisi alınmıştır. Bu ilişki;

$$C_{d^i d^{VS}}(\tau) = \sum_t d_t^i d_{t+\tau}^{VS} \quad (3.4)$$

bağıntısı ile verilmektedir (Sheriff ve Geldart, 1995). Burada, τ zaman kayması (correlation lag time) olup, negatif ve pozitif değerler almaktadır. Eşitlik (3.4)

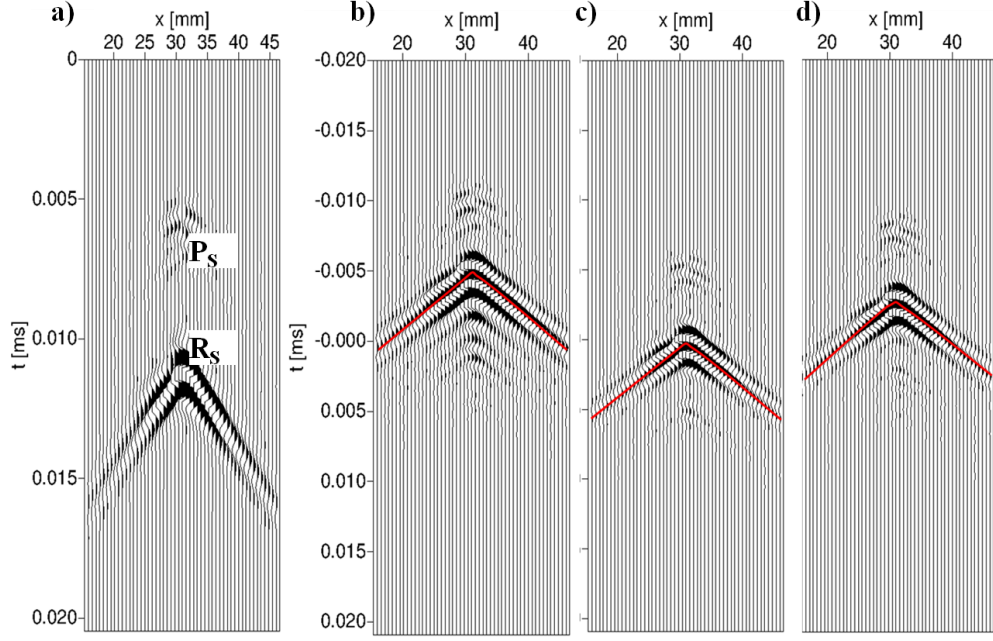
uygulandığında, kaynak ile saçıcı arasındaki ortak yol kaldırılarak hayalet saçılmış yüzey dalgalarının elde edilmesi sağlanır (Şekil 3.4). İnterferometrik saçılmış dalga alanı hem negatif hem de pozitif kayma zamanlarında oluşabildiğinden hayalet olarak isimlendirilmiştir. Gömülü saçıcıdan saçılan dalgalar, yüzeydeki kaynağın yerinden bağımsız olarak saçılmış dalga alanını aynı biçimde oluştururlar. Bu nedenle, elde edilmiş hayalet saçılmış yüzey dalgaları yüzeydeki her kaynak konumu için aynı şekilde elde edilirler. Bu durum sadece soğurulma olmayan ortamlar için geçerlidir, eğer soğurulma varsa elde edilen hayalet saçılmış yüzey dalgaları için değişiklik baskın frekansında olacaktır. Şekil 3.3'te, 1, 26 ve 40'inci (16 mm, 31 mm ve 40 mm uzaklıkta) alıcılardaki sanal kaynaklar için elde edilmiş hayalet saçılmış yüzey dalgaları görüntülenmektedir. Burada, saçılmış dalga alanlarının zaman eksenindeki yerdeğiştirme dışında aynı olduğu görülmektedir. Bu yerdeğiştirme sanal kaynak ile saçıcı arasındaki mesafeye bağlıdır. Modellemede sıfır fazlı bir kaynak dalgacığı kullanıldığı için seyahat süreleri elde edilmiş hayalet saçılmış yüzey dalgalarının genliklerinin maksimum olduğu noktadan okunmuştur. Bu seyahat süreleri Şekil 3.3b-d'de kırmızı çizgilerle işaretlenmiştir. Bir sonraki bölümde seyahat süreleri saçıcının konumunu belirlemek için kullanılmıştır.

3.1.3 Saçıcının konumunun bulunması

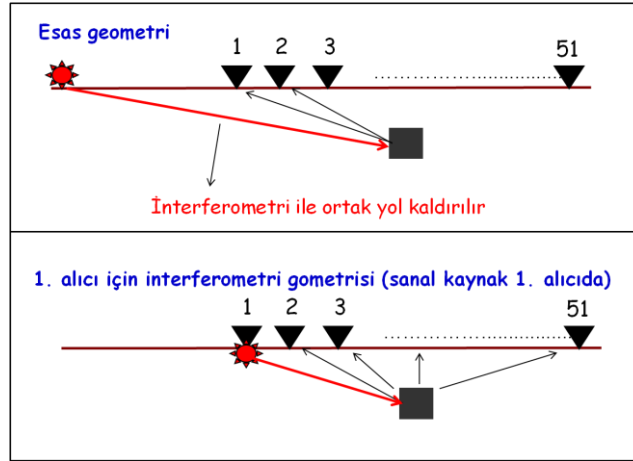
Saçıcının konumunu bulmak için, aşağıdaki hayalet saçılmış dalga seyahat süresi bağıntısı türetilmiş ve kullanılmıştır.

$$t = \frac{1}{V_R} \left\{ \left[(x_i^r - x_{sc})^2 + (z_i^r - z_{sc})^2 \right]^{1/2} - \left[(x_{vs} - x_{sc})^2 + (z_{vs} - z_{sc})^2 \right]^{1/2} \right\} \quad (3.5)$$

Bu bağıntıda, V_R Rayleigh faz hızı, i alıcı numarası, x^r ve z^r alıcıların yatay ve düşey konumlar, x_{sc} ve z_{sc} ise saçıcının yatay ve düşeydeki merkez konumunu belirtmektedir (VS ve SC sırasıyla sanal kaynak ve saçıcıyı belirtir). Rayleigh dalga hızı, daha sonra yapılacak olan ters çözümde sabit bir değer olarak kullanılmakta olup, modelleme için kullanılan S hızı değerinden veya sismogramdaki zaman-uzaklık eğrisinden yola çıkılarak hesaplanabilmektedir. Eğer Rayleigh dalgaları için dispersif bir ortam söz konusu ise, Rayleigh faz hızı dispersiyon eğrilerinden elde edilebilir.



Şekil 3.3 : (a) Modellenen saçılmış dalga alanı, P_s ve R_s saçılmış P ve Rayleigh dalgalarını göstermektedir. (b), (c) ve (d): 1, 26 ve 40. alıcılardaki (16, 31 ve 40 mm uzaklıkta) sanal kaynaklar için saçılmış dalga alanına sismik interferometri uygulanarak elde edilen hayalet saçılmış yüzey dalgaları. Kırmızı çizgiler seyahat süresi okumalarını göstermektedir. Şekiller Seismic Un*x kullanılarak çizilmiştir (Cohen and Stockwell, 2000).



Şekil 3.4 : Sismik interferometri ile ortak yolların giderilmesi ve sanal kaynak 1 için oluşan geometri.

Saçıcının merkez konumunu bulmak için yapılan ters çözümde, sönümlü tekil değer ayrışımı (Singular Value Decomposition, SVD) kullanılmıştır. Tekil değer ayrışırımı, herhangi bir G matrisinin üç matrisin çarpımı şeklinde ifade edilmesini sağlar

$$\mathbf{G} = \mathbf{U}\mathbf{\Lambda}\mathbf{V}^T. \quad (3.6)$$

Burada, $\mathbf{U}$ veri uzayını geren özvektörler matrisi, $\mathbf{V}$ model parameter uzayını geren özvektör matrisi, $\mathbf{\Lambda}$ ise sadece köşegeni üzerinde tekil değerler barındıran özdeğer matrisidir (Menke, 1989). Genelleştirilmiş ters çözüm, izleyen bağıntıyla ifade edilir:

$$\mathbf{G}^{-1} = \mathbf{V}\mathbf{\Lambda}^{-1}\mathbf{U}^T. \quad (3.7)$$

Bu şekilde yapılan ters çözüm, hem en küçük kareler hem de minimum uzunluk yöntemlerinin bazı özelliklerini içinde bulundurmaktadır. En önemli avantajı, problemin eksik, aşırı veya karışık tanımlı olmasından bağımsız olarak aynı genelleştirilmiş ters çözümü verebilmesidir. Ancak ters çözümde, tekil değerlerden bazılarının 0'a yakın olması, model parametrelerinin varyansının çok büyük olmasına neden olacaktır. Böyle bir durumda, kararlılığı arttırmak için 0'a yakın özdeğerlerin ve onlara bağlı özvektörlerin atılması veya bütün özdeğerlere bir sönüm parametresi eklenmesi gerekir. Eklenecek sönüm parametresi, küçük özdeğerlerin model parametreleri için büyük varyans oluşturmalarını engellemekle birlikte, büyük özdeğer üzerinde fazla bir etkisi bulunmamaktadır (Menke, 1989). Ancak bu işlem model ve veri çözünürlüğünü azaltmaktadır.

Ters çözüm için Eşitlik (3.5) ile temsil edilen ve doğrusal olmayan denklemin model parametrelerine göre kısmi türevlerinden oluşan Jacobian matris oluşturulmuş (Eşitlik 3.6) ve ters çözüm işlemi iteratif olarak gerçekleştirilerek model parametreleri kestirilmiştir. Burada kullanılan denklem takımı,

$$\Delta \mathbf{d} = \mathbf{G}\Delta \mathbf{m}. \quad (3.8)$$

şeklinde verilir. Burada, gözlemlenen (t_{obs}) ve hesaplanan (t_{calc}) interferometrik seyahat zamanları arasındaki fark $\Delta \mathbf{d} = t_{obs} - t_{calc}$ ile, bilinmeyen model parametreleri (yatayda x_{sc} , düşeyde z_{sc}) $\Delta \mathbf{m}$ vektörüyle, Eşitlik (3.5)'in model parametrelerine göre alınan kısmi türevlerinden oluşan Jacobian matrisi ise $\mathbf{G}$ ile temsil edilmektedir. Bu kısmi türevler sırasıyla,

$$\frac{\partial t}{\partial x_{sc}} = \frac{1}{V_R} \left\{ \frac{-(x_i^r - x_{sc})}{\left[(x_i^r - x_{sc})^2 + (z_i^r - z_{sc})^2 \right]^{1/2}} - \frac{-(x_{vs} - x_{sc})}{\left[(x_{vs} - x_{sc})^2 + (z_{vs} - z_{sc})^2 \right]^{1/2}} \right\} \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial t}{\partial z_{sc}} = \frac{1}{V_R} \left\{ \frac{-(z_i^r - z_{sc})}{\left[(x_i^r - x_{sc})^2 + (z_i^r - z_{sc})^2 \right]^{1/2}} - \frac{-(z_{vs} - z_{sc})}{\left[(x_{vs} - x_{sc})^2 + (z_{vs} - z_{sc})^2 \right]^{1/2}} \right\} \quad (3.10)$$

şeklinde verilir. Eşitlik (3.8)'de verilen denklem takımının uzatılmış matris hali aşağıdaki şekilde ifade edilebilir

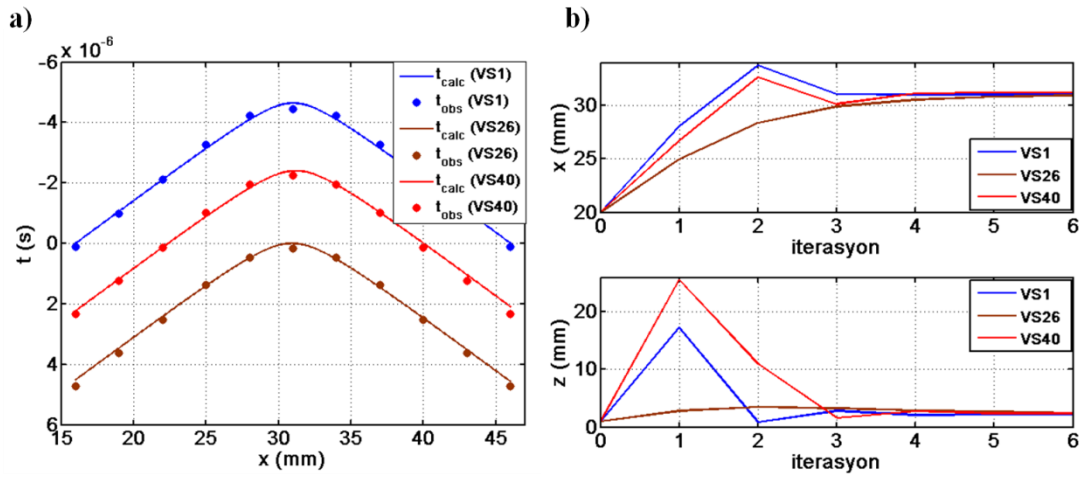
$$\begin{bmatrix} t_{obs}^1 - t_{calc}^1 \\ t_{obs}^2 - t_{calc}^2 \\ \vdots \\ t_{obs}^{11} - t_{calc}^{11} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \partial t^1 / \partial x_{sc} & \partial t^1 / \partial z_{sc} \\ \partial t^2 / \partial x_{sc} & \partial t^2 / \partial z_{sc} \\ \vdots & \vdots \\ \partial t^{11} / \partial x_{sc} & \partial t^{11} / \partial z_{sc} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} x_{sc} - x_0 \\ z_{sc} - z_0 \end{bmatrix}. \quad (3.11)$$

Bağıntıda t_{calc} ve t_{obs} sırasıyla gözlenen ve hesaplanan seyahat zamanlarını, x_0 , z_0 yatay (x) ve düşey (z) saçıcı konumu için başlangıç model parametrelerini, x_{sc} , z_{sc} saçıcının yatay ve düşeydeki merkez konumunu, ∂ ise kısmi türev operatörünü temsil etmektedir. İnterferometrik görüntülerde ilk varış okumaları her 5 alıcıda bir yapılmıştır, dolayısıyla bu uygulama için 11 gözlem noktası kullanılmıştır. Toplamda 11 veri ve iki bilinmeyen model parametresi olduğu için, bu çalışmada aşırı tanımlı bir problem söz konusudur. Eşitlik (3.5)'in yapısından ortaya çıkan bu doğrusal olmayan problemin ters çözümü için bir başlangıç modeli gerekmekte ve ters çözüm iteratif olmak zorundadır. Ters çözüm için sönümlü tekil değer ayrışımı yöntemi uygulanmıştır (Eşitlik 3.12). Ters çözüm sonucu kestirilen model parametreleri saçıcının sırasıyla yatay (x_{sc}) ve düşey (z_{sc}) konumlarıdır.

$$\Delta \mathbf{m} = \mathbf{V} \mathbf{\Lambda} (\mathbf{\Lambda}^2 + \beta^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{U}^T \Delta \mathbf{d} \quad (3.12)$$

Burada, $\mathbf{V}$, $\mathbf{\Lambda}$, $\mathbf{U}$, $\mathbf{I}$ ve β sırasıyla model uzayı özvektörleri, özdeğerleri barındıran köşegen matris, veri uzayı özvektörleri, birim matris ve sönüm parametresidir. 1, 26 ve 40. alıcılarda (16, 31 ve 40 mm uzaklıkta) bulunan sanal kaynaklar için gözlenen ve hesaplanan seyahat süreleri arasındaki uyum Şekil 3.5a'da, hesaplanan model parametreleri de Şekil 3.5b'de gösterilmektedir.

Burada, gözlenen ve hesaplanan hayalet saçılmış yüzey dalgalarının seyahat zamanları arasında iyi bir uyum olduğu gözlemlenmektedir. Başlangıç parametreleri ve her iterasyonda güncellenen model parametreleri Şekil 3.5b’de verilmektedir. Burada, 0. iterasyon ile gösterilen başlangıç parametreleri, saçıcının yatay ve düşey konumu için sırasıyla $x_0 = 20$ mm ve $z_0 = 1$ mm olarak alınmışlardır. Altı iterasyon sonunda, model parametreleri (saıcının merkez konumu) gerçek değerleri olan $x_{sc} = 31$ mm ve $z_{sc} = 2.4$ mm’ye oldukça yaklaşmışlardır (Çizelge 3.2). Burada koordinat sisteminin başlangıç noktası (0,0) gerçek kaynağın bulunduğu noktada alınmıştır. Sanal kaynak olarak seçilen alıcıların konumları Şekil 3.6’da gösterilmektedir.



Şekil 3.5 : (a) Gözlenen ve hesaplanan seyahat süreleri, (b) saçıcının, 1. (mavi), 26. (kahverengi) ve 40. (kırmızı) alıcılardaki sanal kaynaklar için hesaplanan yatay ve düşey konumları.

Ters çözümde hangi parameterlerin ne kadar hassas bir şekilde çözüldüğünü anlamak için SVD ile üretilen $\mathbf{\Lambda}$ ve $\mathbf{V}$ matrislerine bakılır. 1. alıcıda bulunan sanal kaynak için yapılan ters çözümün ilk iterasyonu sonunda elde edilen bu matrisler,

$$\mathbf{\Lambda} = \begin{bmatrix} 2.1 \times 10^{-6} & 0 \\ 0 & 0.21 \times 10^{-6} \end{bmatrix} \quad (3.13)$$

$$\mathbf{V} = \begin{bmatrix} -0.998 & 0.058 \\ -0.058 & -0.998 \end{bmatrix} \quad (3.14)$$

şeklinde hesaplanmıştır. Eşitlik 3.14'te verilen V matrisinin birinci ve ikinci sütunlar sırasıyla birinci ve ikinci tekil değerleri ($\Lambda(1,1)$ ve $\Lambda(2,2)$), birinci ve ikinci satırları ise sırasıyla x_{sc} (yatay konum) ve z_{sc} (düşey konum) model parametrelerini temsil etmektedirler. Burada, en büyük özdeğere karşılık gelen birinci sütunda yatay konum parametresinin, en küçük özdeğere karşılık gelen ikinci sütunda ise düşey konum parametresinin baskın olduğu görülmektedir. Bu durum, yatay konum parametresinin daha fazla duyarlı, düşey konum parametresinin ise daha az duyarlı çözüleceğini göstermektedir (Thorne ve Wallace, 1995). Parametreler arasındaki ilişki de korelasyon matrisi ile incelenebilir. İlk iterasyon için bu matris,

$$corr(m) = \frac{cov[m]_{ij}}{\sqrt{cov[m]_{ii} cov[m]_{jj}}} = \begin{bmatrix} 0.137 & -0.418 \\ -0.418 & 7.283 \end{bmatrix} \quad (3.15)$$

şeklinde hesaplanmıştır Burada, C kovaryans matrisidir. Matrisin köşegen dışı elemanlarının büyüklüğü ve işareti model parametrelerinin arasındaki ilişkiyi verir. İlişkinin 0 veya 0'a yakın olması parametre çözümlerinin birbirinden bağımsız, 1'e yakın olması da birbirine tamamen bağlı olduğu anlamına gelir. Bu çalışmada parametrelerin birbirine kısmen bağlı olarak çözüldüğü gözlenmiştir.

Bir matrisin tersinin ne ölçüde doğru bir şekilde alınabileceğini gösteren kavramlardan biri koşul sayısıdır (condition number). Koşul sayısını en büyük özdeğerin en küçük özdeğere oranı verir ($\lambda_{max} / \lambda_{min}$). Koşul sayısının 1'e yakın olması matrisin tersinin doğru bir şekilde alınabileceğini gösterir. Eğer koşul sayısı büyük ise, bu matrisin pratikte neredeyse tekil olduğunu ve tersinin alınmasının büyük sayısal hatalara yol açacağını gösterir. Bu çalışmadaki bütün uygulamalarda yapılan ters çözümlerde, ilk iterasyonlar için koşul sayıları 5-10 arasındadır, ancak daha sonraki iterasyonlarda bu sayı 10^7 mertebesine kadar çıkabilmektedir. Bu durum, ters çözümün hızla ıraksamasına neden olmaktadır. Bu sorunu gidermek için, bu çalışmadaki ters çözümlerde sönüm parametresi (β) kullanılmıştır. Ters çözüm çalışmalarında sönüm parametresini belirlemek için çeşitli yöntemler kullanılmaktadır. Bunlardan biri, sönüm parametresinin dinamik olarak,

$$\beta = \sqrt{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m G_{ij}^2} \quad (3.16)$$

bağıntısıyla hesaplamaktır (Dimri, 1992). Eğer gözlenen ve hesaplanan değerler arasında yakınsama varsa bir sonraki iterasyonda β azaltılır, ıraksama varsa da arttırılır. Başka bir yöntemde (Meju, 1994), β pozitif ve büyük bir değer olarak belirlenip, daha sonraki her iterasyonda 1'den küçük bir sayıyla çarpılıp kullanılmaktadır. Sönüm parametresini belirlemenin bir başka yolu da L eğrisi (L-curve) kullanmaktır. Burada, önceden belirlenmiş bir aralık içinde seçilen farklı β parametreleri kullanılarak hesaplanan $\|\Delta \mathbf{m}\|$ ve $\|\Delta \mathbf{d}\|$ değerlerinden, her ikisini de mümkün olduğunca minimum veren β seçilir. Bu çalışmada ise, sönüm parametresi olarak, Λ matrisindeki en küçük tekil değer kullanılmıştır (Xia ve diğ., 2010).

Kestirilen parametrelerin kalitesi hakkında bilgi alabilmek için model çözünürlüğü matrisi ($\mathbf{R}$), veri çözünürlüğü matrisi ($\mathbf{N}$) ve model kovaryans matrisleri (cov [$\mathbf{m}$]) hesaplanmıştır (Şekil 3.7). Bu büyüklükleri hesaplamak için izleyen bağıntılar kullanılmıştır (Randall ve Zandt, 2007)

$$\mathbf{R} = \mathbf{V} \left(\frac{\Lambda^2}{\Lambda^2 + \beta^2 \mathbf{I}} \right) \mathbf{V}^T \quad (3.17)$$

$$\mathbf{N} = \mathbf{U} \left(\frac{\Lambda^2}{\Lambda^2 + \beta^2 \mathbf{I}} \right) \mathbf{U}^T \quad (3.18)$$

$$\text{cov}[\mathbf{m}] = \sigma^2 \mathbf{V} \left(\frac{\Lambda^2}{(\Lambda^2 + \beta^2 \mathbf{I})^2} \right) \mathbf{V}^T. \quad (3.19)$$

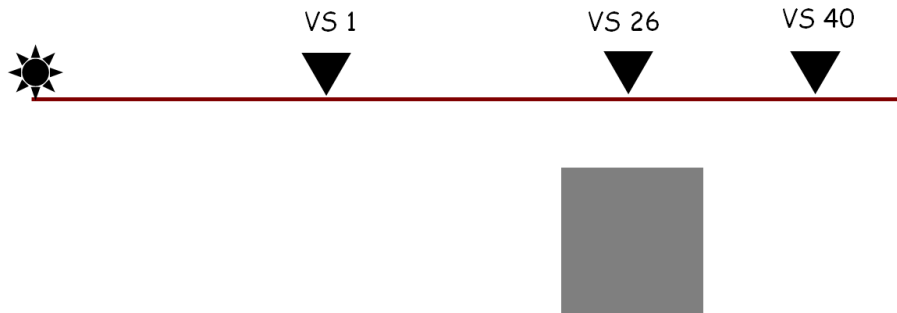
Eşitlik (3.19)'te, σ^2 varyansı göstermektedir. Bu bölümde anlatılan çalışma için σ değeri sismogramların zaman örnekleme aralığıyla aynı tutularak 2×10^{-8} alınmıştır.

Model çözünürlüğü matrisi ($\mathbf{R}$), ters çözüm işlecinin model parametrelerini ne kadar hassas kestirdiğini göstermektedir. Model çözünürlüğü matrislerinin birim matrise eşit olmaları ($\mathbf{R} = \mathbf{I}$), model parametrelerinin mükemmel bir şekilde kestirildiğini ifade etmektedir. Şekil 3.7'de model çözünürlük matrislerinin birim matrise yakın

oldukları gözlemiştir. Bu, model parametrelerinin iyi bir şekilde kestirildiğini göstermektedir.

Veri çözünürlüğü matrisleri ise, ters çözüm işlecinin veriyi ne kadar hassas bir şekilde belirlediğini göstermektedir. Veri çözünürlüğü matrisinin birim matrise eşit olması, ters çözümde kestirilen veriler ile gözlenen verilerin arasında tam bir uyum olduğunu belirtir. Bu çalışmada elde edilen veri çözünürlük matrislerinde, 1. alıcının olduğu yerdeki sanal kaynak (VS1, saçıcının solunda) verilerinde saçıcının üstündeki ve sağ tarafındaki alıcılara ait verilerin (6-11. satırlar arası) ters çözümdeki ağırlıkları daha fazladır. 40. alıcının olduğu yerdeki sanal kaynak (VS40, saçıcının sağında) için de saçıcının üstündeki ve sol tarafındakilerin (1-6. satırlar arası) ağırlığının daha fazla olduğu gözlenmiştir. Saçıcının tam üstünde bulunan 26. alıcının olduğu yerdeki sanal kaynak (VS26) için ise her iki tarafa da eşit ağırlık verilmiş olmasına karşın, verilen ağırlık değerleri diğer sanal kaynaklardakine oranla daha küçüktür. Bu sonuçlara göre, sanal kaynağa uzak olan alıcılara ait olan verilerin ters çözümde olan katkıları yakın olanlarınkine göre daha fazladır.

Model kovaryans matrisi (cov [m]) ise, kestirilen model parametrelerinin varyansını göstermektedir. Kestirilen model parametrelerinin standart sapmaları ($\pm \sigma_x$ ve $\pm \sigma_z$), model kovaryans matrisinin köşegeni üzerinde bulunan x ve z parametrelerinin varyansını (C_{xx} ve C_{zz}) kullanarak elde edilmektedir. Hata hesabında ise, ilgili parametrelerin gerçek değeri ile hesaplanan değeri arasındaki farkın gerçek değere oranı kullanılmıştır. Model parametrelerinin varyans, standart sapma ve hata oranları Çizelge 3.3’de verilmektedir.



Şekil 3.6 : Sanal kaynak olarak seçilen üç alıcının saçıcıya göre olan konumları.

Çizelge 3.3 : Ultrasonik laboratuvar modellemesi için farklı sanal kaynak konumları kullanılarak saçıcı için elde edilen ters çözüm sonuçları.

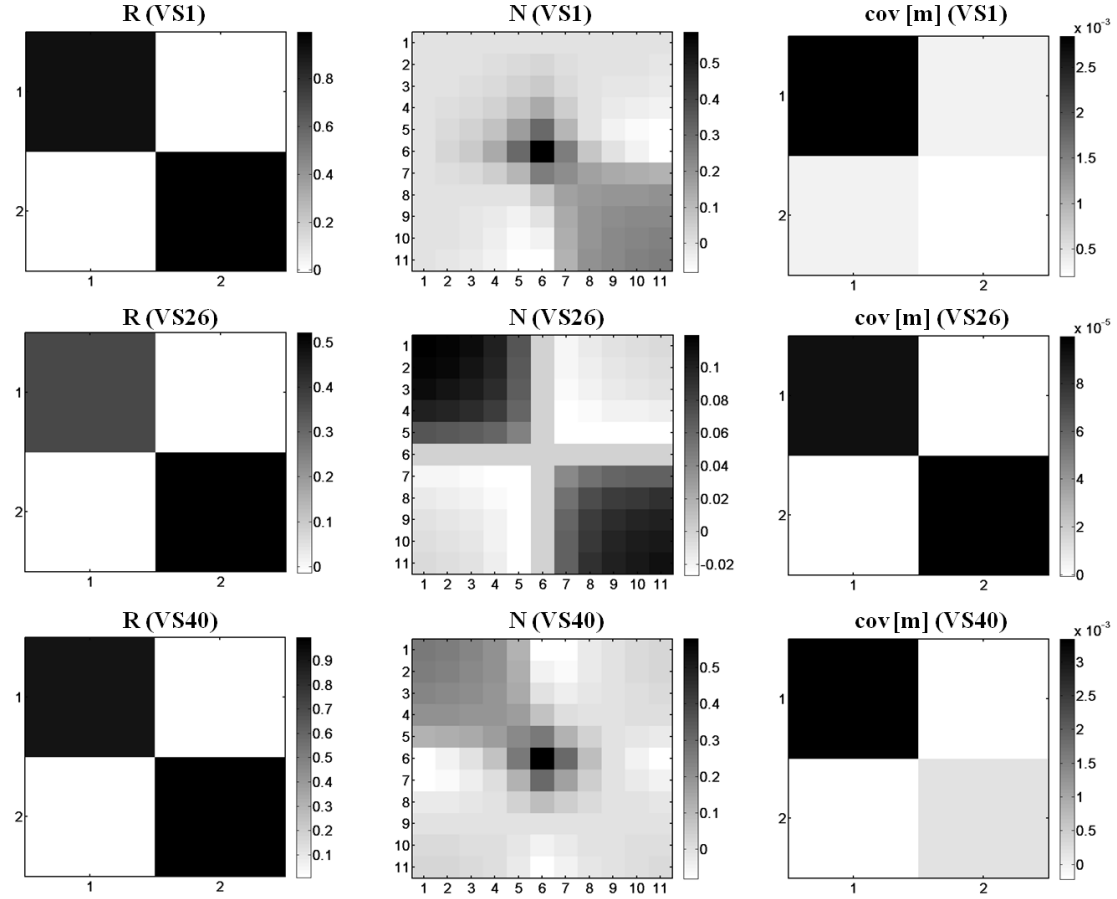
	Gerçek konum	VS 1	Hata	VS 26	Hata	VS 40	Hata
$x(mm)$	31	31.00	0.0000	30.91	0.0029	31.19	0.0061
$z(mm)$	2.4	2.15	0.1000	2.47	0.0290	2.39	0.0042
C_{xx}		0.002		0.00034		0.0002	
C_{zz}		0.0028		0.00057		0.0033	
$\mp \sigma_x (mm)$		0.014		0.019		0.014	
$\mp \sigma_z (mm)$		0.053		0.024		0.057	

3.1.4 Grid arama ile saçıcı konumunun bulunması

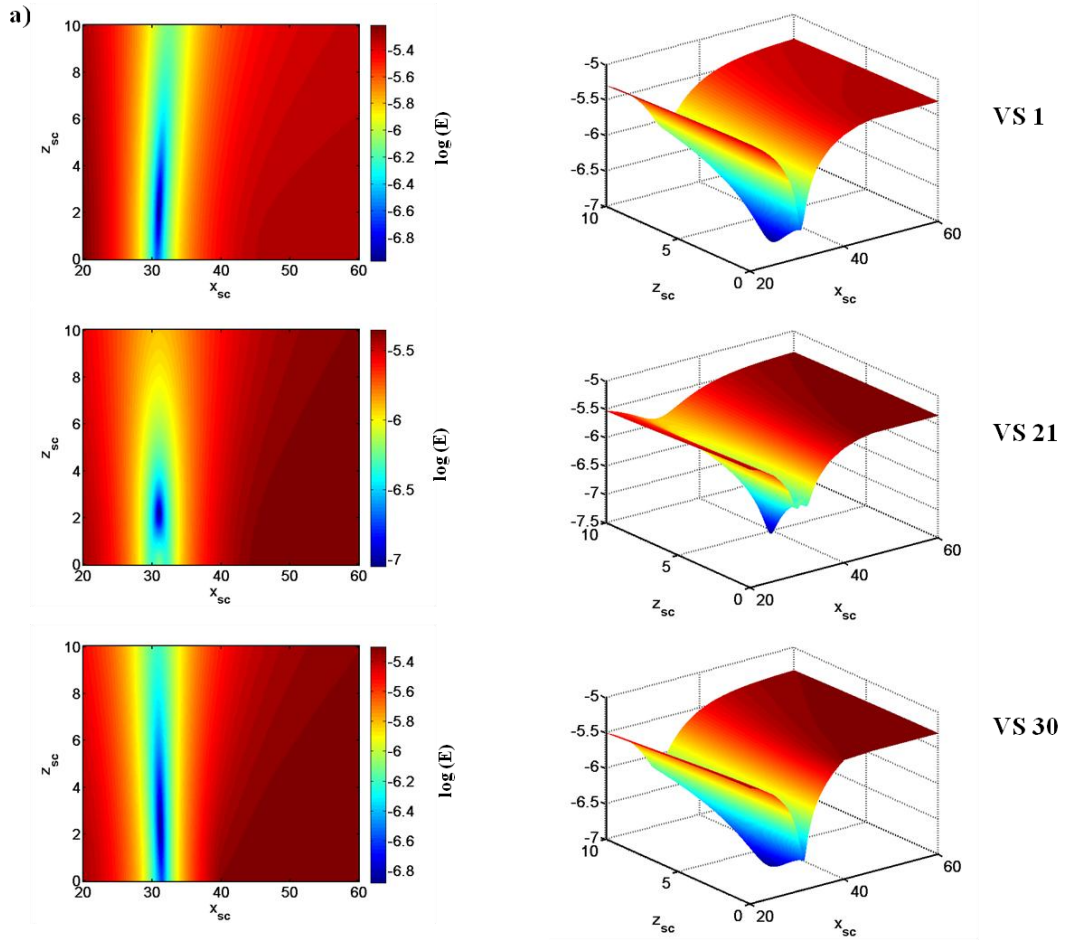
Bu uygulamada, elde edilen ters çözüm sonuçlarını doğrulamak için grid arama (grid search) yöntemi de kullanılmıştır. Burada, Eşitlik (3.5)' verilen denklemde, belirli bir aralıktaki x ve z değerleri tek tek yerlerine yerleştirilerek seyahat zamanı hesaplamaları yapılmıştır. Bu şekilde hesaplanan değerler ile gözlenen veri arasındaki fark,

$$E = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (t_{obs} - t_{calc})^2}{N}} \quad (3.20)$$

bağıntısı ile hesaplanır. Burada N gözlem sayısı, t_{calc} ve t_{obs} ise sırasıyla gözlenen ve hesaplanan seyahat zamanlarıdır. Hesaplanan farkın minimum olduğu yer gözlenen veriye en yakın sonucu veren model parametrelerini gösterir. Şekil 3.8'de grid arama yönteminin sonuçları gösterilmektedir. Çizelge 3.4'te ise sönümlü en küçük kareler ters çözümünün sonuçları ile grid arama yöntemi ile elde edilen sonuçların karşılaştırmasını vermektedir. Burada iki yöntemin de birbirine çok yakın sonuçlar verdiği görülmektedir.



Şekil 3.7 : Farklı sanal kaynak konumları için ters çözüm sonucu elde edilen model çözünürlük (R), veri çözünürlük (N) ve model kovaryans ($cov [m]$) matrisleri



Şekil 3.8 : (a) Grid arama yöntemi ile elde edilen sonuçlar. (b) Sonuçların üç boyutlu gösterimi.

Çizelge 3.4 : Ters çözüm (TÇ) sonuçları ile grid arama (GA) yöntemi sonuçlarının karşılaştırması

	Gerçek konum	VS 1 (TÇ)	VS 1 (GA)	VS 26 (TÇ)	VS 26 (GA)	VS 40 (TÇ)	VS 40 (GA)
$x(mm)$	31	31.00	31.00	30.91	31.0	31.19	31.2
$z(mm)$	2.4	2.15	2.20	2.47	2.2	2.39	2.40

3.2 Saçılmış Dalga Alanının Sonlu Farklar Yöntemi ile Modellenmesi

3.2.1 İki boyutlu elastik dalga yayılımının sonlu farklar yöntemi ile modellenmesi

Bu çalışmada önerilen yöntemi tam dalga alanı (doğrudan + saçılmış) üzerinde test etmek için, iki boyutlu sonlu farklar dalga alanı modelleme programı (Thorbecke, 2011) ile yapay sismogramlar üretilmiştir. Bu program, sonlu farklar yöntemiyle dalga denklemindeki türevleri hesaplayarak iki boyutlu dalga denkleminin çözümünü hesaplamaktadır. Burada, dalga denklemi, Newton ve Hooke yasalarının birinci mertebeden doğrusallaştırılmış denklem sistemleri ile tanımlanmaktadır. Elastik bir ortam için bu denklemler,

$$\frac{\partial V_x}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left\{ \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right\} \quad (3.21)$$

$$\frac{\partial V_z}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left\{ \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \right\} \quad (3.22)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial V_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial V_z}{\partial z} \quad (3.23)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial V_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial V_x}{\partial x} \quad (3.24)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial t} = \mu \left\{ \frac{\partial V_x}{\partial z} + \frac{\partial V_z}{\partial x} \right\} \quad (3.25)$$

şeklinde verilir (Virieux, 1984). Burada, V_x ve V_z , x ve z yönündeki parçacık hızları, σ_{xx} , σ_{zz} , σ_{xz} gerilme alanları, λ ve μ ise Lamé parametreleridir. Uzamsal koordinatlardaki ve zamandaki türevler farklı mertebelerden Crank-Nicholson yaklaşımları ile ifade edilirler. Bu yaklaşımlarda Taylor açılımları kullanılarak, örgü (grid) üzerinde bir noktadaki değeri komşu noktalardaki değerleri kullanarak hesaplanabilir hale getirilir. Kullanılan program, yukarıda verilen parametrelerin hesaplanmasında aşırıtmalı örgü (staggered grid) tekniğini kullanmaktadır. Şekil 3.9'da elastik modelleme için kullanılan aşırıtmalı örgü verilmektedir. Burada, σ_{xx} ve σ_{zz} ikilisi σ_p ile gösterilmektedir.

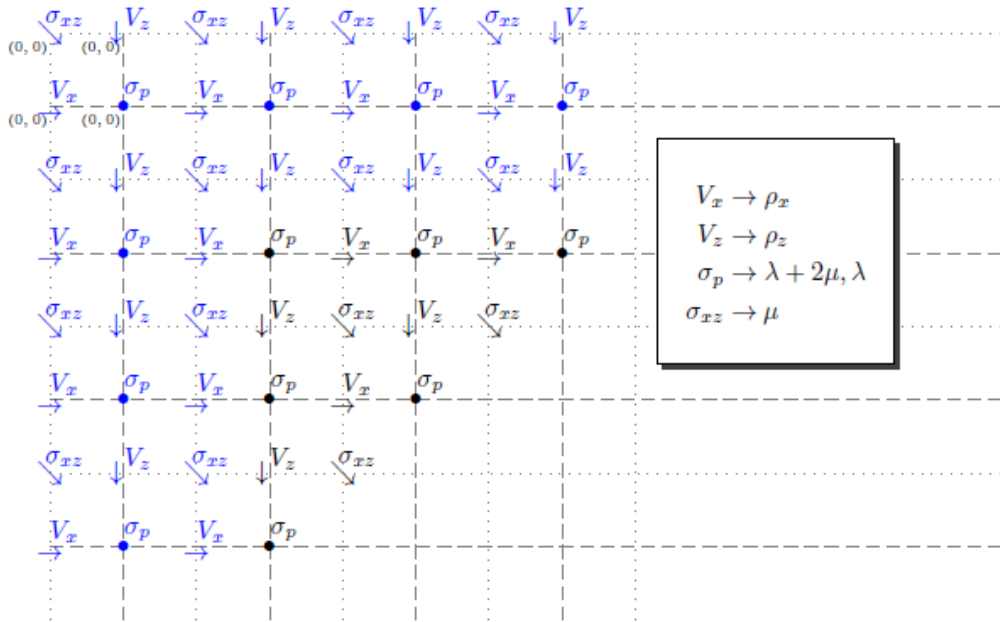
Modellemede dikkat edilmesi gereken bir husus kararlılık ve dispersiyon koşullarıdır. Kararlılığın sağlanması için, modellemede kullanılan zaman adımının

(dt), bir dalganın iki örgü noktası arası mesafeyi (dh) katetmesi için gereken süreden daha küçük olması gerekir, aksi takdirde modelleme yanlış sonuçlar verir. Kararlılık için aşağıda verilen koşul sağlanmalıdır (Thorbecke, 2012).

$$dt < \frac{0.606dh}{V_{\max}} \quad (3.26)$$

Burada $V_{\max}$ modellenen ortamdaki maksimum hızı işaret etmektedir. Kararlılığın yanısıra grid dispersiyonu da dikkat edilmesi gereken bir durumdur. Bundan kaçınmak için, minimum dalgaboyu ($\lambda_{\min}$) başına en az 5 örgü noktası düşmelidir. Bunun için de aşağıdaki koşul sağlanmalıdır (Thorbecke, 2012).

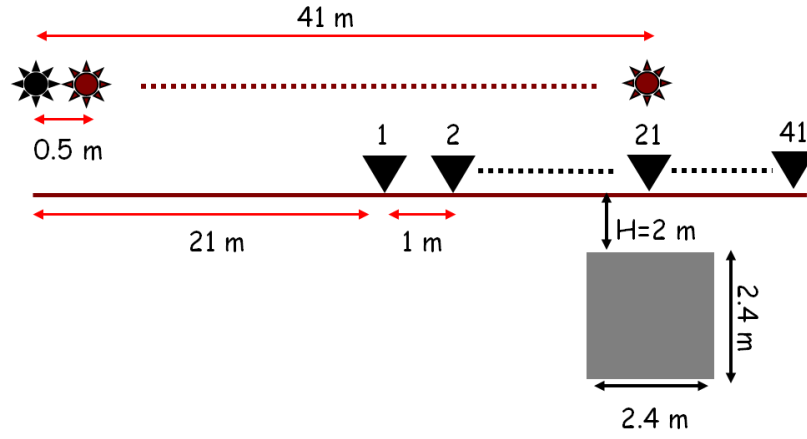
$$dh < \frac{\lambda_{\min}}{5} \quad (3.27)$$



Şekil 3.9 : Elastik modelleme için kullanılan aşırıtmalı örgü. Mavi alanlar siyah alanların hesaplanmasında kullanılan yardımcı alanlar olup, daha sonraki iterasyonlarda güncellenmemektedirler. Thorbecke (2012)’den alınmıştır.

Bu program ile yapılan modellemelerde, sıg yeraltı yapısını temsil eden yarı sonsuz bir ortam modeli dikkate alınmıştır. Modelin geometrisi Şekil 3.10’da, ortam parametreleri Çizelge 3.5’de, modelleme parametreleri ise Çizelge 3.6’da verilmiştir.

İnterferometrik görüntülerde saçılmış dalga alanını bastıran direk yüzey dalgalarını gidermek için kullanılacak yöntem, birden fazla atış kaydı üzerinden interferometri yapılmasını gerektirdiği için, birbirini takip eden her modelde kaynağın konumu 0.5 m sağa kaydırılarak toplamda 83 adet atış kaydı elde edilmiştir. Bütün kayıtlarda alıcıların konumu sabit tutulmuştur. Modellemelerde patlatma (explosion) tipi kaynak kullanılmış olup, kaynak dalgacığı olarak Ricker dalgacığı kullanılmıştır. Şekil 3.10a ilk alıcının 1 metre solunda yapılan atış (41. atış) için elde edilen sismogramı göstermektedir. Bu sismogram üzerinde, P_D doğrudan gelen P dalgasını, S_D ve R_D doğrudan gelen S ve Rayleigh dalgalarını, R_{sc} ise saçılan Rayleigh dalgasını göstermektedir.



Şekil 3.10 : Sığ yeraltı yapısını temsil eden modelin şematik gösterimi: kaynaklar (yıldız), alıcılar (üçgen) ve saçıcı (gri kare). Siyah yıldız ilk kaynak noktasını, kırmızı yıldızlar ise diğer kaynak noktalarını göstermektedir.

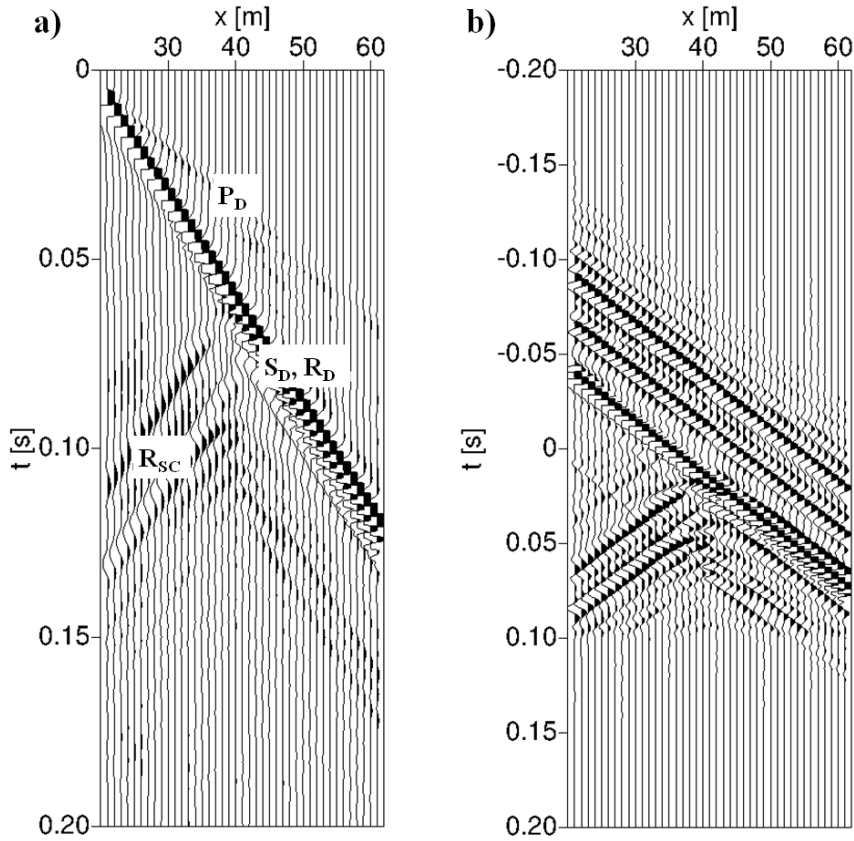
Çizelge 3.5 : Sığ yeraltı yapısını temsil eden model için kullanılan ortam parametreleri.

	Artalan	Saçıcı
V_p [m/s]	700	400
V_s [m/s]	400	170
Rho [kg/m ³]	1800	1000

Çizelge 3.6 : Sığ yeraltı modeli için kullanılan modelleme parametreleri.

Yüzey Dalgası Hızı (m/s)	360
Baskın Frekans (Hz)	200
Baskın Dalgaboyu (m)	1.8

Şekil 3.11a’da verilen sismogramın 15. alıcı sanal kaynak olacak şekilde elde edilen interferometrik görüntüsü Şekil 3.10b’de verilmektedir. Bu görüntüde, doğrudan yüzey dalgaları saçılmış dalga alanını bastırmaktadır. Doğrudan yüzey dalgalarını giderip saçılmış dalga alanını elde etmek için Dong ve diğ. (2006) tarafından önerilen yüzey dalgalarının interferometrik kestirimi ve bastırılması yöntemi uygulanmıştır.



Şekil 3.11 : (a) Sığ yeraltı yapısının sonlu farklar yöntemi ile modellemesi sonucu elde edilen 41. ortak atış kaydı. (b) İnterferometrik görüntü.

3.2.2 Yüzey dalgalarının interferometrik yöntemle giderilmesi

İnterferometrik olarak yüzey dalgalarının giderilmesi, daha önce çeşitli çalışmalarda ele alınmıştır. (Halliday ve diğ., 2007, 2010). Bu çalışmada ise, Dong ve diğ. (2006) tarafından geliştirilen ve Schuster (2009)'da da verilmiş olan program modifiye edilerek kullanılmıştır. Bu yöntem, sismik interferometri ve en küçük kareler yöntemine dayanan uyum süzgeçlemesi ile doğrudan yüzey dalgalarının veriden çıkartılmasını sağlamaktadır (Şekil 3.12).

Bu yöntemin kullanımında, kaynağın ilk alıcıya 1 metre uzakta olduğu atış kaydından (Şekil 3.13a) yüzey dalgalarını kaldırmak için, önce alıcı hattına en uzaktaki 20 atış verisi ile sismik interferometri işlemi yapılarak bir interferometrik görüntü elde edilmiştir (Şekil 3.13b). Bu işlem,

$$s(t) = \sum_{k=1}^{n_{src}} \left(\int_{-\infty}^{\infty} g^i(\tau) g^{vs}(t-\tau) d\tau \right) \quad (3.28)$$

bağıntısıyla ifade edilebilir. Burada, g atış kayıtlarını, s interferometrik görüntüyü, n_{src} ise kullanılan atış sayısının göstermektedir. İnterferometrik görüntüde, yüzey dalgalarının daha baskın olduğu gözlenmektedir. Daha sonra, en küçük kareler yöntemi kullanılarak, interferometrik görüntü ile yüzey dalgaları bastırılacak sismogram arasında uyum süzgeci kullanılmıştır. Doğrudan yüzey dalgalarının genlik olarak baskın olmaları sebebiyle, bu işlem interferometrik görüntüdeki doğrudan yüzey dalgalarının sismogramdakilerle benzer genlik ve fazda olmasını sağlamaktadır. Son olarak, benzeştirilmiş interferometrik görüntü (Şekil 3.14b) esas sismogramdan (Şekil 3.14a) çıkartıldığı zaman, elde edilen sismogramda (Şekil 3.14c) doğrudan yüzey dalgalarının büyük ölçüde giderildiği görülmektedir. Bu işlem,

$$p[f(t)] = \int [g(t) - s(t) * f(t)]^2 dt \quad (3.29)$$

bağıntısı ile ifade edilmiştir. Burada, p yüzey dalgaları bastırılmış sismogramı, g yüzey dalgaları bastırılması planlanan sismogramı, s interferometrik görüntüyü ve f ise uyum süzgecini temsil etmektedir.



İnterferometri:

$$s(t) = \sum_{k=1}^{n_{src}} \left(\int_{-\infty}^{\infty} g^i(\tau) g^{vs}(t-\tau) d\tau \right)$$

En küçük kareler süzgeci:

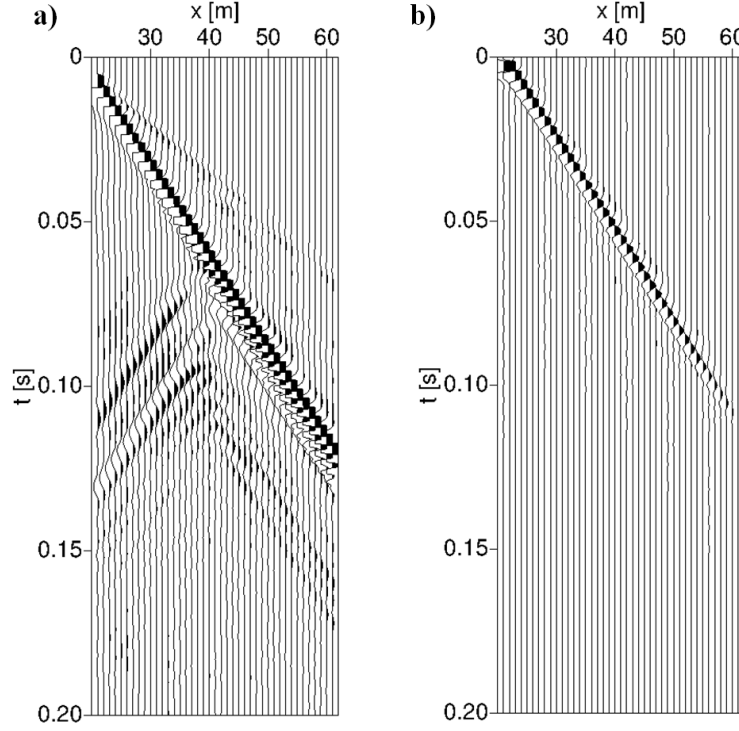
$$p(f(t)) = \int [g(t) - \overbrace{s(t) \times f(t)}^{dp}]^2 dt$$

$$\frac{dp}{df(t)} = 0$$

Şekil 3.12 : Sismik interferometri yöntemi ile yüzey dalgalarının bastırılması yönteminin şeması.

3.2.3 Saçıcının konumunun bulunması

Doğrudan yüzey dalgaları bastırıldıktan sonra, sismik interferometri geriye kalan saçılmış dalga alanına Bölüm 3.1.2’de anlatıldığı biçimde uygulanmıştır. Şekil 3.15b-d’de, 1. 21. ve 30. alıcılardaki (başlangıç noktasına sırasıyla 21, 41 ve 50 metre uzaklıkta) sanal kaynaklar için elde edilen hayalet saçılmış yüzey dalgaları görülmektedir.

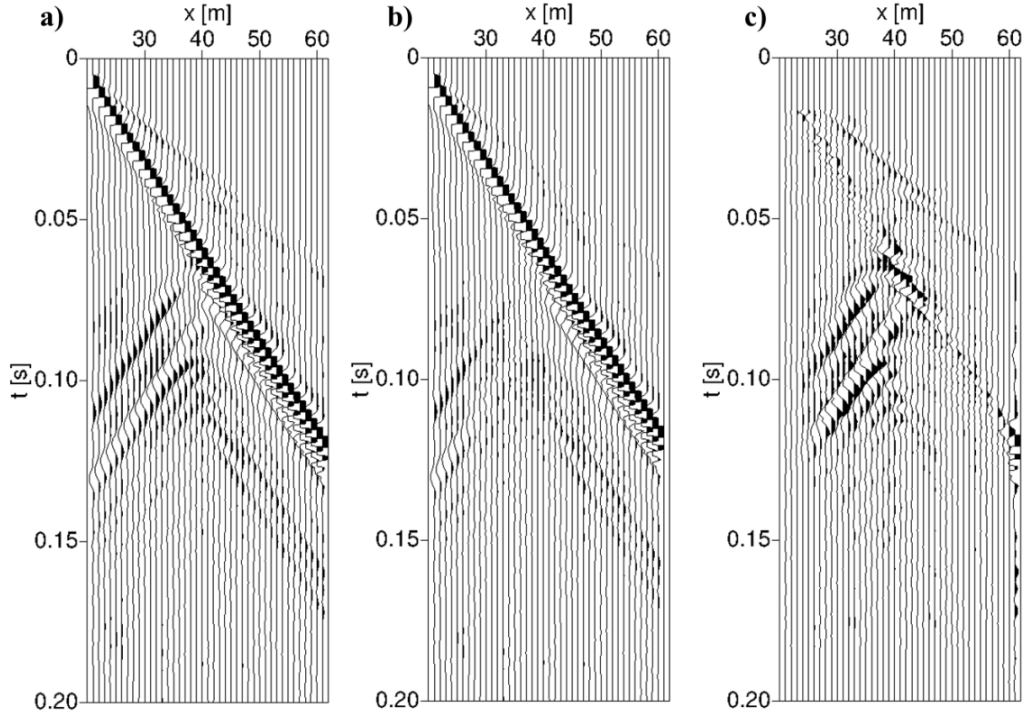


Şekil 3.13 : (a) Modelleme sonucu elde edilen toplam dalga alanı. (b) Uyum süzgeci uygulaması sonucu elde edilen sismogram.

Bir önceki bölümde gösterilen saçılmış dalga alanlarının interferometrik görüntülerine kıyasla, buradakiler doğrudan varışların ve yüzey dalgalarının kalıntılarının etkisiyle daha karmaşık görünmektedir. Ancak saçılmış yüzey dalgaları kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Şekil 3.15b-d’de hayalet saçılmış yüzey dalgaları varış zamanları kırmızı çizgiler ile belirtilmiştir.

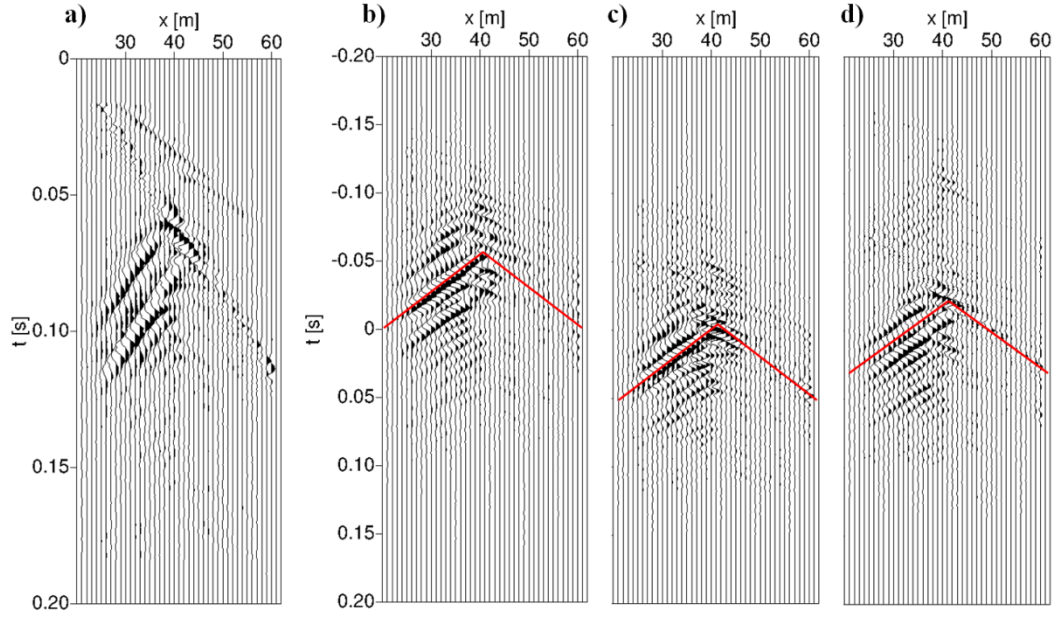
Saçıcının konumu Bölüm 3.1.3’de verilen yöntemle kestirilmiştir. Bu çalışmada, bir öncekinden farklı olarak sönüm parametresi $\beta = 1 \times 10^{-3}$ belirlenmiştir. 1, 21 ve 30. alıcılarda (21, 41 ve 50 metre uzaklıkta) bulunan sanal kaynaklar için gözlenen ve hesaplanan seyahat süreleri arasındaki uyum Şekil 3.16a’da, hesaplanan model parametreleri de Şekil 3.16b’de gösterilmektedir. Ters çözüm için başlangıç modeli

$x_0 = 25\text{m}$ ve $z_0 = 1\text{m}$ olarak seçilmiştir. Sanal kaynak olarak seçilen alıcıların konumları Şekil 3.17’de gösterilmektedir. Daha önceki çalışmadakine benzer şekilde saçıcının gerçek konumunu belirten $x_{sc} = 41\text{m}$ ve $z_{sc} = 3.2\text{m}$ ’ye yakın değerler elde edilmiştir (Çizelge 3.7).

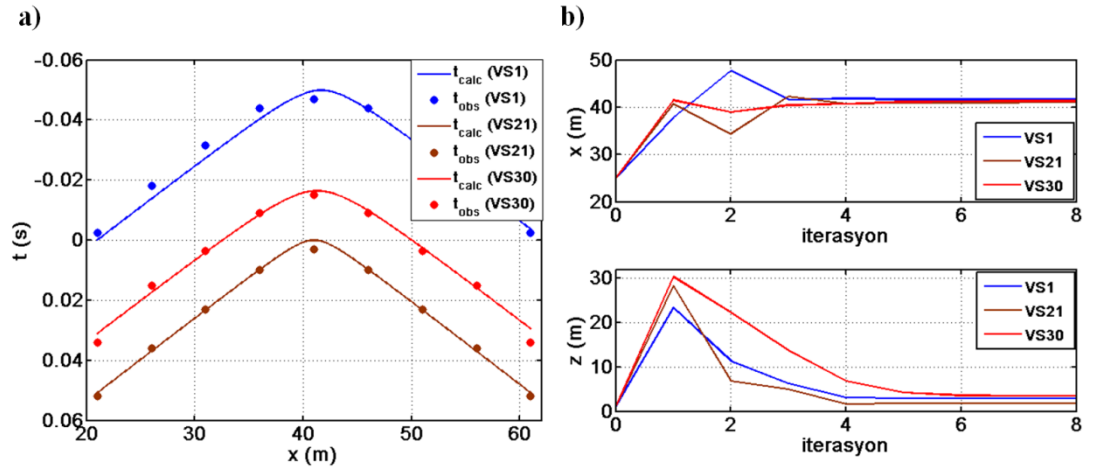


Şekil 3.14. (a) Modellenmiş atış verisi, (b) uyum süzgeci katsayılarıyla evriştirilerek kestirilmiş olan yüzey dalgası ve (c) bu iki sismogramın farkları alınarak elde edilen, doğrudan yüzey dalgaları bastırılmış dalga alanı.

Daha önceki bölümde yapıldığı gibi, ters çözüm işlemine ait model çözünürlüğü matrisi (**R**), veri çözünürlüğü matrisi (**N**) ve model kovaryans matrisi ($\text{cov}[\mathbf{m}]$) eşitlik (3.11), (3.12) ve (3.13) ile hesaplanmıştır. Bu matrisler Şekil 3.18’de verilmiştir. Model parametrelerinin varyans (C_{xx} ve C_{zz}), standart sapma ($\mp\sigma_x$ ve $\mp\sigma_z$) ve hata oranları ise Çizelge 3.7’de verilmektedir.



Şekil 3.15 : (a) Modellenen dalga alanı. (b), (c) ve (d): 1 ,21 ve 30. alıcılardaki (21, 41 ve 50 metre uzaklıkta) sanal kaynaklar için saçılmış dalga alanına sismik interferometri uygulanarak elde edilen hayalet saçılmış yüzey dalgaları. Kırmızı çizgiler seyahat süresi okumalarını göstermektedir. Şekiller Seismic Un*x kullanılarak çizilmiştir. (Cohen and Stockwell, 2000)



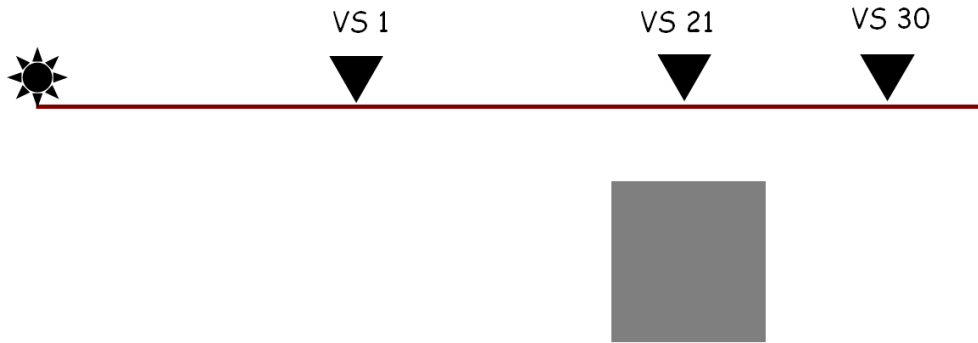
Şekil 3.16 : (a) Gözlenen ve hesaplanan seyahat süreleri, (b) saçıcının, 1. (mavi), 21. (kahverengi) ve 30. (kırmızı) alıcılardaki sanal kaynaklar için hesaplanan yatay ve düşey konumları.

Bu bölümde anlatılan çalışma için σ^2 değeri sismogramların zaman örnekleme aralığıyla aynı tutularak 1×10^{-3} alınmıştır. Daha önceki bölümdekine benzer şekilde, model çözünürlük matrislerinin birim matrise yakın oldukları ve model parametrelerinin iyi bir şekilde çözüldüğünü görülmektedir. Yine benzer şekilde,

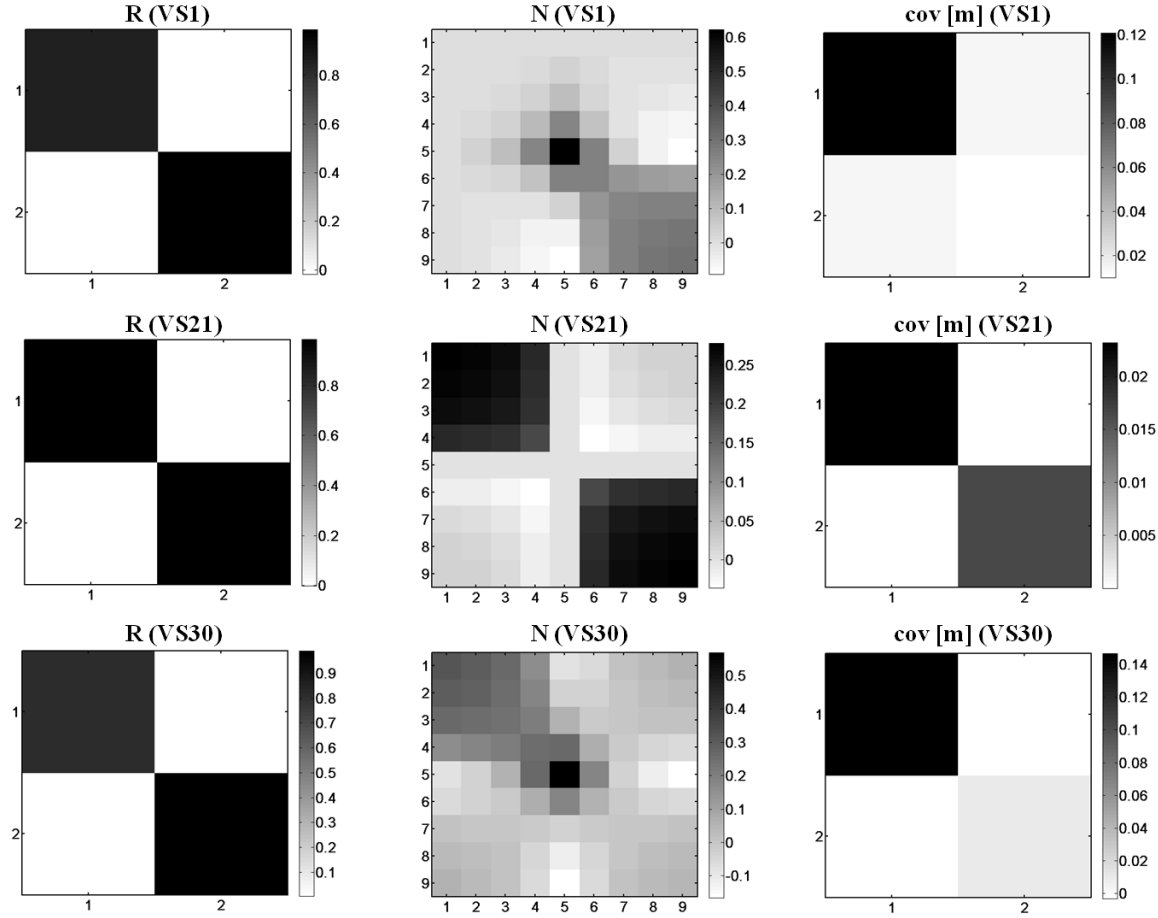
sanal kaynağa uzak olan alıcılara ait verilerin ters çözüme olan katkılarının yakın olanlarınkine göre daha fazla olduğu görülmüştür.

Çizelge 3.7 : Sığ yeraltı yapısını temsil eden model için farklı sanal kaynak konumları kullanılarak saçıcı için elde edilen ters çözüm sonuçları.

	Gerçek konum	VS 1	Hata	VS 21	Hata	VS 30	Hata
$x(m)$	41	41.65	0.016	41.00	0.000	41.28	0.068
$z(m)$	3.2	2.89	0.097	1.76	0.450	3.47	0.022
C_{xx}		0.010		0.016		0.009	
C_{zz}		0.121		0.023		0.147	
$\mp \sigma_x(m)$		0.100		0.128		0.094	
$\mp \sigma_z(m)$		0.347		0.152		0.383	



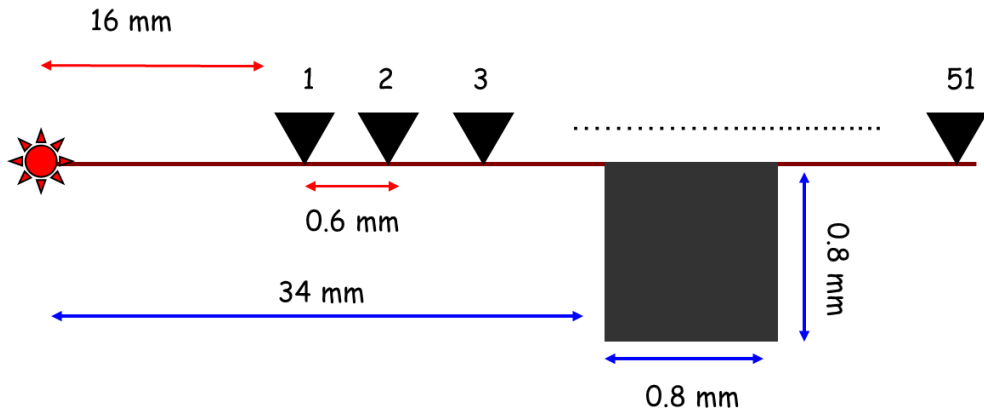
Şekil 3.17 : Sanal kaynak olarak seçilen üç alıcının saçıcıya göre olan konumları.



Şekil 3.18 : Farklı sanal kaynak konumlar için ters çözüm sonucu elde edilen model çözünürlük (**R**), veri çözünürlük (**N**) ve model kovaryans (cov [**m**]) matrisleri.

3.3 Laboratuvar Verisi Kullanılarak Saıcı Konumunun Belirlenmesi

Daha önceki bölümlerde, bu çalışmada önerilen yöntemin yapay veri üzerindeki uygulamaları anlatılmıştır. Önerilen yöntem sayısal modellemeler ile yapılan çalışmalarda başarılı sonuçlar vermiştir. Bu bölümde ise, önerilen yöntem Kaşlılar (2007)'de açıklanan laboratuvar deneyinden elde edilen veriler üzerinde test edilmiştir. Deneyin geometrisi Şekil 3.19'da, ortam parametreleri Çizelge 3.8'de, modelleme parametreleri ise Çizelge 3.9'da verilmiştir. Burada, saıcıyı oluşturan malzeme artalan ile sadece yoğunluk kontrastı yaratacak şekilde ayarlanmaya çalışılmışsa da, hızların artalan ile aynı olmadığı bilinmektedir. Deney sonucu elde edilen sismik verilerden biri Şekil 3.20a'da gösterilmektedir.



Şekil 3.19 : Ultrasonik laboratuvar verisinin elde edildiği modelin şematik gösterimi: kaynak (yıldız), alıcılar (üçgen) ve saıcı (gri kare).

Çizelge 3.8 : Ultrasonik laboratuvar verisinin elde edildiği modelde kullanılan ortam parametreleri.

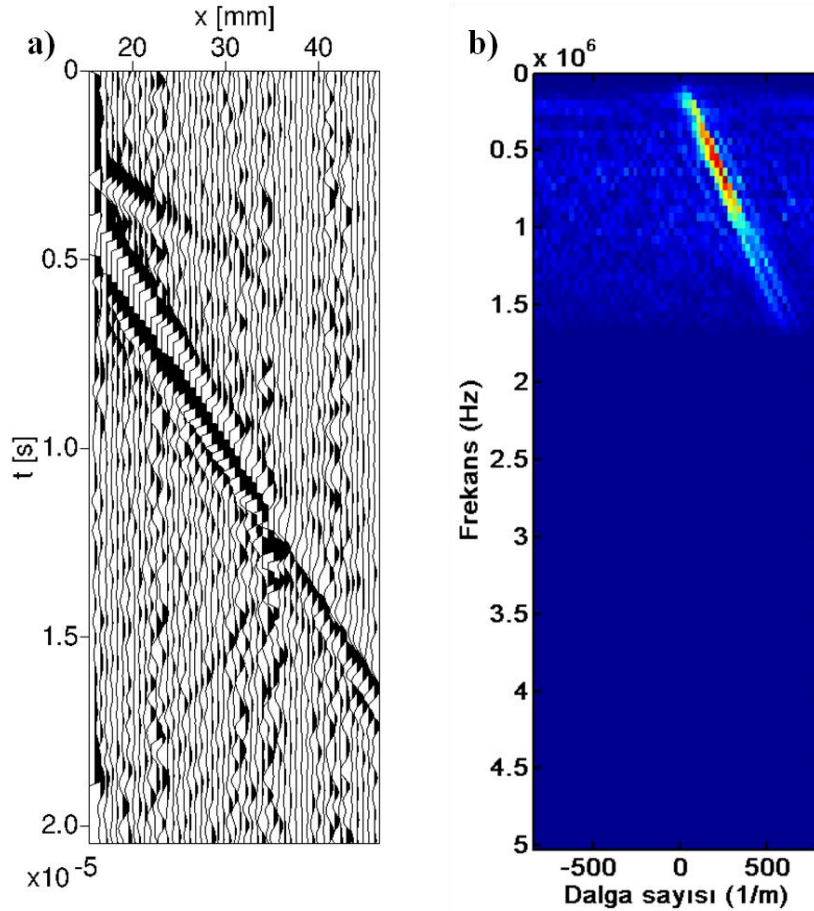
	Artalan	Sacı
V_p [m/s]	5700	5700
V_s [m/s]	3080	3080
Rho [kg/m³]	2700	7000

Bir önceki bölümde de anlatıldığı üzere, sismik interferometri ile hayalet saçılmış yüzey dalgalarının elde edilebilmesi için önce doğrudan yüzey dalgalarının bastırılması gerekir. Ancak, bir önceki bölümün aksine sadece bir tane sismogram bulunduğundan, interferometrik yüzey dalgaları giderme yönteminin uygulanması

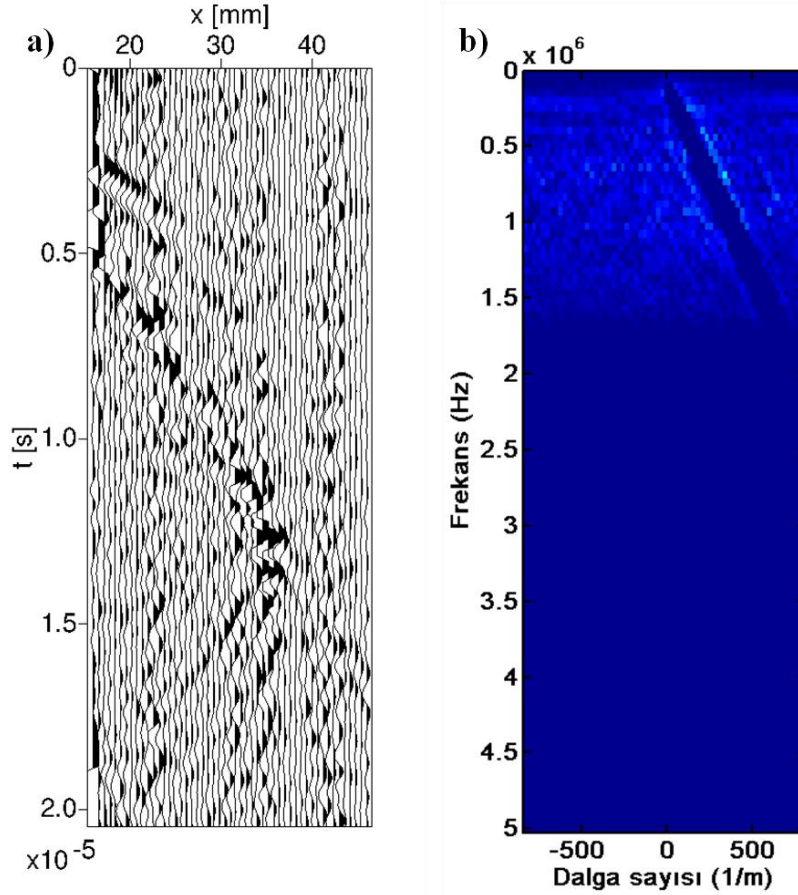
mümkün değildir. Onun yerine, doğrudan yüzey dalgaları, F-K (frekans-dalga sayısı) süzgeci (Yılmaz, 2001) ile giderilmiştir. Şekil 3.20b’de sismogramın F-K ortamındaki görüntüsü verilmiştir. Bu görüntüde, doğrudan yüzey dalgasını temsil eden kısım dikkatlice pencerelemiştir (Şekil 3.21b). Elde edilen görüntüye ters dönüşüm uygulanarak tekrardan t-x (zaman-uzaklık) ortamına geçirilmiştir. Elde edilen sismogram Şekil 3.21a’da verilmektedir.

Çizelge 3.9 : Ultrasonik laboratuvar deneyinde kullanılan modelleme parametreleri.

Yüzey Dalgası Hızı (m/s)	2850
Baskın Frekans (MHz)	1
Baskın Dalgaboyu (mm)	2.85



Şekil 3.20 : (a) Laboratuvar deneyi sonucu elde edilen sismogram. (b) Sismogramın F-K ortamı görüntüsü.

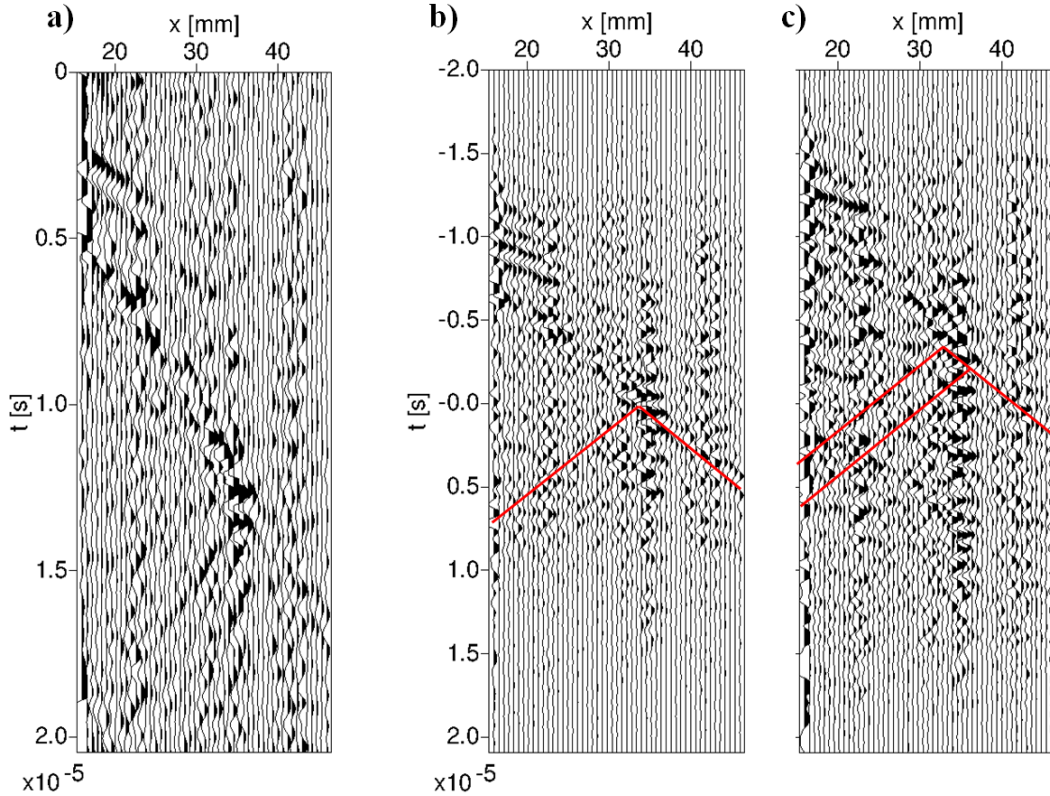


Şekil 3.21 : (a) Doğrudan yüzey dalgaları bastırılmış sismogram. (b) Doğrudan yüzey dalgaları pencereledikten sonra kalan sismogramın F-K görüntüsü.

Bu aşamadan sonra, geriye kalan saçılmış yüzey dalgaları için sismik interferometri Bölüm 3.1.2’de anlatıldığı şekilde uygulanmıştır. Şekil 3.22b-c’de 32. alıcının (34.6 mm uzakta, yaklaşık olarak saçıcının üstünde) bulunduğu yerdeki sanal kaynak ve 45. alıcının (42.4 mm uzaklıkta, saçıcının sağında) bulunduğu yerdeki sanal kaynak için interferometrik görüntüler verilmiştir. Hayalet saçılmış dalgaların seyahat süreleri kırmızı çizgilerle işaretlenmiştir. Veri toplama aşamasında az sayıda yığma işlemi yapıldığı için verilerdeki ölçüm kaynaklı gürültü miktarının fazla olması, seyahat süresi belirleme işlemi güçleştirmiştir. Bu durum saçıcının solundaki sanal kaynaklar için interferometrik görüntüleri kötü şekilde etkilemektedir. Bu nedenle daha önceki uygulamaların aksine saçıcının solunda sanal kaynak kullanılmamıştır.

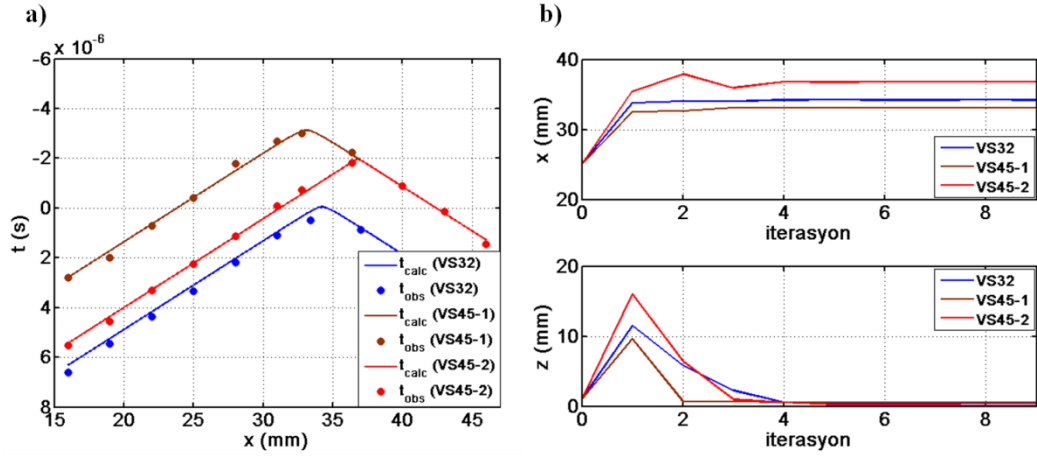
Şekil 3.22c’de, saçıcının sol alt ve sağ üst köşelerinden kaynaklanan iki farklı saçılma eğrisi görülmektedir. Bölüm 3.1.3’de anlatılan ters çözüm yöntemiyle saçıcının konumu kestirildiği zaman, bu iki eğri ayrı ayrı işleme tâbi tutulmaktadır. Bu iki eğriden elde edilecek sonuçların aritmetik ortalaması saçıcının orta noktasını

vermektedir. 32 ve 45 (ilk eğri 45-1, ikinci eğri 45-2) numaralı alıcılardaki (34.6 ve 42.4 mm uzaklıkta) sanal kaynaklar için gözlenen ve hesaplanan seyahat süreleri arasındaki uyum Şekil 3.23a’da, hesaplanan model parametreleri de Şekil 3.23b’de gösterilmektedir. Ters çözüm için başlangıç modeli $x_0 = 25\text{mm}$ ve $z_0 = 1\text{mm}$ olarak seçilmiştir. Sanal kaynak olarak seçilen alıcıların konumları da Şekil 3.24’te verilmektedir. Elde edilen model parametreleri ise Çizelge 3.10’da verilmektedir.



Şekil 3.22 : (a) Sismogram. (b) ve (c) 32 ve 45. alıcılardaki (34.6 ve 42.4 mm uzaklıkta) sanal kaynaklar için saçılmış dalga alanına sismik interferometri uygulanarak elde edilen hayalet saçılmış yüzey dalgaları. Kırmızı çizgiler seyahat süresi okumalarını göstermektedir. Şekiller Seismic Un*x kullanılarak çizilmiştir (Cohen and Stockwell, 2000).

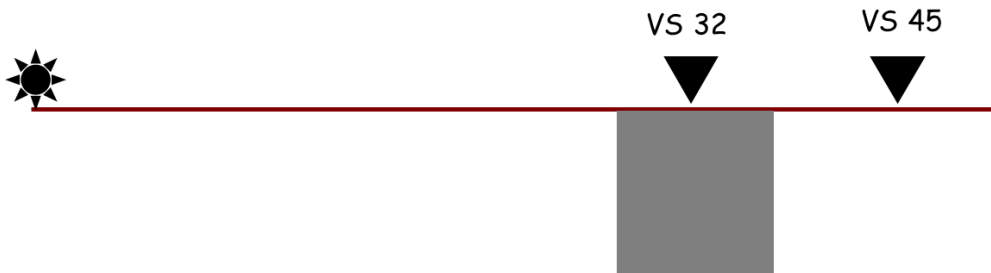
Bölüm 3.1.3’te anlatılan uygulamadaki ile aynı biçimde elde edilen çözünürlük ve kovaryans matrisleri Şekil 3.25’te verilmektedir. Saçıcının alıcı hattının ortasında olmaması (daha önceki sayısal modellemelerdekilerin aksine) veri çözünürlük matrislerinin asimetrik yapısında görülmektedir. Daha önceki sayısal modelleme çalışmalarına benzer şekilde, model parametrelerinin iyi bir şekilde çözüldüğünü görülmektedir.



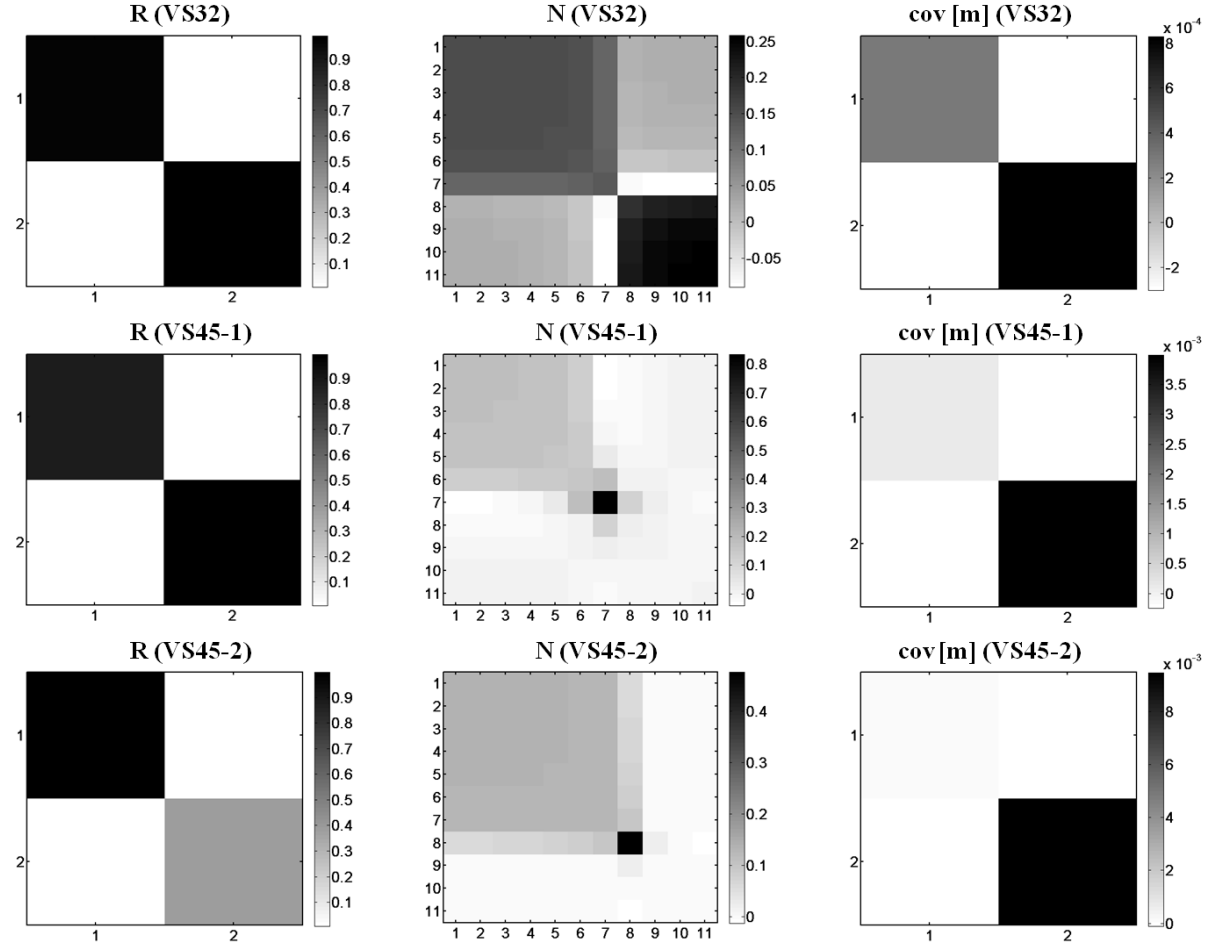
Şekil 3.23 : (a) Gözlenen ve hesaplanan seyahat süreleri, (b) saçıcının, 32. (mavi) ve 45. (45-1 kahverengi, 45-2 kırmızı) alıcılardaki sanal kaynaklar için hesaplanan yatay ve düşey konumları.

Çizelge 3.10 : Ultrasonik laboratuvar verisi için, farklı sanal kaynak konumları kullanılarak saçıcı için elde edilen ters çözüm sonuçları.

	Gerçek konum	VS 32	Hata	VS 45-1	VS 45-2	VS 45 ortalama	Hata
$x(mm)$	34.4	34.24	0.0047	33.10	36.80	34.95	0.0160
$z(mm)$	0.4	0.43	0.0750	0.55	0.09	0.32	0.2000
C_{xx}		0.0003		0.0001	0.0001		
C_{zz}		0.0008		0.004	0.01		
$\mp \sigma_x (m)$		0.017		0.012	0.010		
$\mp \sigma_z (m)$		0.028		0.063	0.098		



Şekil 3.24 : Sanal kaynak olarak seçilen iki alıcının saçıcıya göre olan konumları.



Şekil 3.25 : Farklı sanal kaynak konumlar için ters çözüm sonucu elde edilen model çözünürlük (**R**), veri çözünürlük (**N**) ve model kovaryans (cov [**m**]) matrisleri.

4. SONUÇLAR

Yapılan çalışmada, sismik interferometri yöntemi kullanılarak saçılmış yüzey dalgalarından saçıcıların konumları kestirilmeye çalışılmıştır. Hem farklı modelleme yöntemleriyle, hem de gerçek veriden elde edilen saçılmış dalga alanlarının interefometrik görüntülerinden, hayalet saçılmış yüzey dalgalarının varış zamanları okunmuştur. Bu okumalar sönümlenmiş tekil değer ayrışımı yöntemiyle yapılan ters çözümde kullanılarak saçıcıların yatay ve düşey konumları kestirilmiştir.

Bu çalışma kapsamında, iki farklı modelleme yöntemi kullanılmıştır. İlkinde, elastodinamik dalga denkleminin integral temsiline dayalı olan yöntemle elde edilen saçılmış dalga alanlarına sismik interferometri uygulanarak interferometrik görüntüler elde edilmiştir. İnterferometrik görüntülerdeki hayalet saçılmış yüzey dalgaları için yapılan varış zamanı okumaları, hayalet saçılmış yüzey dalgaları seyahat süresi bağıntısı ile birlikte ters çözümde kullanılmıştır. Elde edilen sonuçların saçıcının gerçek konumuna yakın oldukları görülmüştür.

İkinci bölümde ise, tam dalga alanı iki boyutlu sonlu farklar yöntemiyle modelleme programıyla elde edilmiştir. Üretilen sismogramlardaki direk yüzey dalgalarını gidermek için interferometrik olarak doğrudan yüzey dalgalarını bastıran bir yöntem kullanılmıştır. Bundan sonra, ilk bölümdekine benzer şekilde varış zamanı okumaları ve ters çözüm yapılmıştır. Bir önceki uygulamada olduğu gibi, burada da elde edilen sonuçların gerçek konumuna yeterince yakın oldukları gözlenmiştir.

Çalışmanın son kısmında ise bu çalışmada önerilen yöntem gerçek bir laboratuvar verisi üzerinde uygulanmıştır. Burada, direk yüzey dalgaları F-K süzgeci ile bastırılmıştır. Elde edilen sismogram daha önceki kısımlardakine benzer şekilde sismik interefometri ve ters çözüm aşamalarından geçmiştir. Verilerdeki fazla miktarda gürültü, interferometrik görüntülerde hayalet saçılmış yüzey dalgalarının varış zamanlarını okumayı güçleştirmiş olsa da, kestirilen parametrelerin gerçek değerlere yakın olduğu görülmüştür.

Saçılmış yüzey dalgalarının sismik interferometrisi ile saçıcı konumunun belirlenmesi yöntemi bu çalışmada ilk defa kullanılmıştır. Elde edilen sonuçlar, sanal kaynağın seçildiği yerden bağımsız olarak yöntemin saçıcı konumunu bulmakta başarılı olduğunu göstermiştir. Ancak toplam dalga alanı içeren verilerde doğrudan yüzey dalgasının bir şekilde giderilmesinin (F-K süzgeçleri vs.) zorunlu olduğu görülmüştür. Bu konuda yapılacak daha sonraki çalışmalarda, ters çözüm kısmının yüzey dalgası hızını da bulmaya yönelik olarak geliştirilmesi planlanmaktadır.

KAYNAKLAR

- Artman, B.** (2006). Imaging passive seismic data, *Geophysics*, **71**, no. 4, SI177–SI187, doi:10.1190/1.2209748.
- Boiero, B. ve Socco, L. V.** (2010). Retrieving lateral variations from surface wave dispersion curves, *Geophysical Prospecting*, 1-20.
- Bozdog, E. ve Kocaoglu A. H.** (2005). Estimation of site amplifications from shear-wave velocity profiles in Yesilyurt and Avcilar, Istanbul, by frequency-wavenumber analysis of microtremors. *Journal of Seismology*, **9** (1), 87-98.
- Cambaz, M. D. ve Karabulut, H.** (2011). Velocity Structure of Turkey and Surroundings by Passive Imaging technique, 1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı 11-14 Ekim 2011, Ortadoğu Teknik Üniversitesi, Ankara, s1-7.
- Campillo, M. ve Paul, A.** (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, **299**, 547-549, doi:10.1126/science.1078551.
- Campman, X. ve Riyanti, C. D.** (2007). Non-linear inversion of scattered seismic surface waves, *Geophys. J. Int.*, **171**, 1118-1125.
- Canitez, N ve Toksöz, M. N.** (1971). Focal mechanism and source depth of earthquakes from body- and surface-wave data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1369-1379.
- Chang, S. ve Baag, C.** (2005). Crustal structure in Southern Korea from joint analysis of teleseismic receiver functions and surface-wave dispersion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 1516-1234.
- Claerbout, J. F.** (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response: *Geophysics*, **33**, 264–269.
- Cohen, J. K. ve Stockwell, Jr. J. W.** (2000). CWP/SU: Seismic Un*x Release No. 34: an open source software package for seismic research and processing, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Cong, L. ve Mitchell, B. J.** (1998). Seismic velocity and Q structure of the middle eastern crust and upper mantle from surface-wave dispersion and attenuation, *Pure Appl. Geophys.*, **153**, 503-538.
- Curtis A., Ersoft P., Sato H., Snieder R. ve Wapenaar K.** (2006). Seismic interferometry – turning noise into signal, *The Leading Edge*, **25**, no. 9, 1082-1092.
- Daneshvar, M. R., Clay, C. S. ve Savage, M. K.** (1995). Passive seismic imaging using microearthquakes: *Geophysics*, **60**, 1178–1186.

- Demirel, S.** (2012). *Yüzeye yakın saçıcıların saçılmış yüzey dalgaları ile görüntülenmesi* (yüksek lisans tezi), İTÜ, İstanbul.
- Dimri, V.P.** (1992). *Deconvolution and inverse theory*, Elsevier Science Publishers, 146.
- Draganov, D., Wapenaar, K., ve Thorbecke, J.** (2006). Seismic interferometry: Reconstructing the earth's reflection response, *Geophysics*, **71**, no. 4, SI61–SI70.
- Draganov, D., Wapenaar, K., Mulder, W., Singer, J. ve Verdel, A.** (2007). Retrieval of reflections from seismic background-noise measurements: *Geophysical Research Letters*, **34**, L04305.
- Dong, S., He, R. ve Schuster, G. T.** (2006), Interferometric prediction and least-squares subtraction of surface waves, 76th Annual International Meeting, SEG Expanded Abstracts, 2783–2786.
- Ekström, G.** (2006). Global detection and location of seismic sources by using surface waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, 1201-1212.
- Foti, S.** (2000). *Multi Station Methods for Geotechnical Characterisation Using Surface Waves*, (doktora tezi), Politecnico di Torino.
- Ganji, V., Gucunski, N. ve Maher, A.** (1997). Detection of underground obstacles by SASW method-Numerical Aspects, *J. Geotech. Geoenviron. Eng.*, **123**(3), 212-219.
- Gelis, C., Leparoux, D., Virieux, J., Bitri, A., Operto, S. ve Grandjean, G.** (2005). Numerical modeling of surface waves over shallow cavities, *J. Environ. Eng. Geophys.*, **10**, 49-59.
- Gelis, C., Virieux, J. ve Grandjean, G.** (2006). Two-dimensional elastic fullwaveform inversion using Born and Rytov formulations in the frequency domain, *Geophysics. J. Int.*, **168**, 605-633.
- Gertstoft, P., Sabra, K. G., Roux, P., Kuperman, W.A. ve Fehler, M.C.** (2006). Green's functions extraction and surface-wave tomography from microseismics in Southern California, *Geophysics*, **71**, SI23-SI31.
- Halliday, D. F., Curtis A., Robertsson J. O. A., ve van Manen D. J.** (2007). Interferometric surface-wave isolation and removal, *Geophysics*, **72**, no. 5, A69–A73.
- Halliday, D. F., Curtis A., Vermeer P., Strobbia C., Glushchenko A., van Manen D. J., ve Robertsson J. O. A.** (2010). Interferometric ground-roll removal: Attenuation of scattered surface waves in single-sensor data, *Geophysics*, **75**, no. 2, A15–A25.
- Halliday, D. F. ve Curtis, A.** (2009). Seismic interferometry of scattered surface waves in attenuative media, *Geophys. J. Int.*, **185**, 419-446.
- Halliday, D.F. ve Curtis, A.** (2010). An interferometric theory of source-receiver scattering and imaging, *Geophysics*, **75**, no. 6, SA95-SA103.
- Herman, G. C., Milligan, P. A., Huggins, R. J. ve Rector, J. W.** (2000). Imaging shallow objects and heterogeneities with scattered guided waves, *Geophysics*, **65**, no. 1, 247-252.

- Hohl, D., ve Mateeva, A.** (2006). Passive seismic reflectivity imaging with ocean-bottom cable data, *SEG Expanded Abstr.*, **25**, 1560–1564.
- Kaşlılar, A.** (2007). Inverse scattering of surface waves: imaging of near-surface heterogeneities. *Geophys. J. Int.*, **171**, 352-367.
- Kocaoğlu, A. H. ve Firtana, K.** (2011). Estimation of shear wave velocity profiles by the inversion of spatial autocorrelation coefficients. *Journal of Seismology*, **15** (4), 613-624.
- Kovach, R.L.** (1978). Seismic surface waves and crustal and upper mantle structure, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **16**, 1-13.
- Lakings, J. D., Duncan, P. M., Neale, C. ve Theiner, T.** (2006). Surface based microseismic monitoring of a hydraulic fracture well stimulation in the Barnett Shale, 76th Annual International Meeting, SEG Expanded Abstracts, 605–608.
- Lay, T. ve Wallace, T. C.** (1995). *Modern Global Seismology*, Academic Press, 223-234.
- Leparoux, D., Grandjean, G., ve Bitri, A.** (2000). Underground cavity detection: a new method based on seismic Rayleigh waves. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, **5**, 33-53.
- Li, H., Su, W., Wang, C. Y. ve Huang, Z.** (2009). Ambient noise Rayleigh wave tomography in western Sichuan and eastern Tibet, *Earth Plan. Sci. Lett.*, **282**, 201-211.
- Luke, B. A. ve Braddy, J. E.** (1998). Application of Seismic Surface Waves at a Pre-Columbian Settlement in Honduras Archaeol. *Prospect*, **5**, 139-157.
- Moschetti, M. P., Ritzwoller, M. ve Shapiro, N.** (2007). Surface Wave Tomography of the Western United States from Ambient Seismic Noise: Rayleigh Wave Group Velocity Maps, *Geochem., Geophys., Geosys*, **8**, Q08010.
- Meju, M. A.** (1994). Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice. In S. N. Domenico (Ed.), *Society of Exploration Geophysicists, Course Notes Series*, No. 6.
- Menke, W.** (1989). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, 119-124.
- Nazarian, S., Stokoe, K. H. ve Hudson, W. R.** (1983). Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems, *Tanns. Res. Rec.*, **930**, 38-45.
- O'Neill, A.** (2003). Full waveform reflectivity for modeling, inversion and appraisal of seismic surface wave dispersion in shallow site investigations, Ph. D. Thesis, The University of Western Australia, Australia.
- Özalaybey, S.** (2011). Arka Plan Sismik Gürültü ile Sismolojik Çalışmalar, 1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı 11-14 Ekim 2011, Ortadoğu Teknik Üniversitesi, Ankara, s1-7.
- Park, C. B., Miller, R. D. ve Xia, J.** (1999). Multichannel analysis of surface waves, *Geophysics*, **64**, 800-808.

- Randall, M.R. ve Zandt, G.** (2007). Inverse Problems in Geophysics, Lecture Notes, Dept. of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona 8521.
- Rix, G. J., Hebel, G. L. ve Orozco, M. C.** (1998). Near-surface Vs profiling in the New Madrid seismic zone using surface wave methods, *Seis. Res. Lett.*, **73** (3), 380-392.
- Riyanti, C. D., ve Herman, G. C.** (2005). Three-Dimensional Elastic Scattering by Near-Surface Heterogeneities, *Geophys. J. Int.*, **160**, 609-620.
- Schuster, G. T.** (2001). Seismic interferometry: Tutorial, 63rd Annual EAGE meeting, Expanded Abstracts.
- Schuster, G. T.** (2009). Seismic Interferometry, Cambridge University Press.
- Schuster, G. T., Followill, F., Katz, L. J., Yu, J. ve Liu Z.** (2004). Autocorrelogram migration: Theory, *Geophysics*, **68**, 1685–1694.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L. ve Ritzwoller, M. H.** (2005). High resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise: Science, **307**, 1615–1618.
- Sheng, J., Schuster, G. T. ve Nowack, R.** (2002). Imaging of crustal layers by teleseismic ghosts, American Geophysical Union, Fall Mtg., S32C–0658.
- Sheng, J., Schuster, G. T., Pankow, K., Pechmann, J. ve Nowack, R.** (2003). Coherence-weighted wavepath migration of teleseismic data, American Geophysical Union, Fall Mtg., S11E-0344.
- Sheriff, R. E. ve Geldart, L. P.** (1995). Exploration Seismology, Cambridge University Press, 285.
- Snieder, R. K.** (1987). Surface wave holography. In: Seismic tomography (ed. G.Nolet) D.Reidel Pub. Co., 323-337.
- Snieder, R. K.** (2002a). General Theory of Elastic Scattering, in Scattering and Inverse Scattering in Pure and Applied Sciences, pp. 528-542, eds Pike, E. R. & Sabatier, P. C., Academic Press, London.
- Snieder, R. K.** (2002b). Scatter of Surface Waves, in Scattering and Inverse Scattering in Pure and Applied Sciences, pp. 562-577, eds Pike, E. R. & Sabatier, P. C., Academic Press, London.
- Snieder, R. ve Safak, E.** (2006). Extracting the building response using seismic interferometry: Theory and application to the Millikan library in Pasadena, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **96**, 586-598.
- Sneider R. ve Wapenaar K.** (2010). Imaging with ambient noise, *Physics Today*, **63**, no. 9, 44-497
- Thorbecke, J. and Draganov, D.** (2011). Finite-difference modeling experiments for seismic interferometry. *Geophysics*, **75**, H1-H18, doi: 10.1190/GEO2010-0039.1.
- Thorbecke, J.** (2012). 2D Finite-Difference Wavefield Modelling, Alındığı tarih: 01.05.2012, adres: <http://janth.home.xs4all.nl/Software/fdelmodcManual.pdf>

- Xia J, Xu Y, Miller R. D. ve Zeng C.** (2010). A trade-off solution between model resolution and covariance in surface-wave inversion, *Pure Appl. Geophys.*, **167** (12),1537–1547.
- van Manen, D., Curtis, A. ve Robertsson, J. O. A.** (2006). Interferometric modeling of wave propagation in inhomogeneous elastic media using time reversal and reciprocity, *Geophysics*, **71**, no. 4, SI47–SI60.
- Virieux, J.** (1986). P-Sv wave propagation in heterogeneous media - Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, **51**, no. 4, 889–901.
- Wapenaar, K.** (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation, *Phys. Rev. Lett.*, **93**, 254301.
- Wapenaar, K.** (2006). Green's function retrieval by cross-correlation in case of one-sided illumination, *Geophysical Research Letters*, **33**, L19304-1 - L19304-6
- Wapenaar, K. ve van der Neut, J.** (2011). Seismic interferometry by crosscorrelation and by multidimensional deconvolution: a systematic comparison, *Geophys. J. Int.*, **185**, 1335-1364.
- Yao, H., Beghein, C. ve van der Hilst, R. D.** (2008). Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis – II. Crustal and upper-mantle structure, *Geophys. J. Int.*, **173**, 205-219.
- Yılmaz, Ö.** (2001). *Seismic Data Analysis: Society of Exploration Geophysicists*, Tulsa.
- Zaccarelli, L., Shapiro, N. M., Faenza, L. Soldati, G. ve Michelini, A.** (2011). Variations of crustal elastic properties during the 2009 L'Aquila earthquake inferred from cross-correlations of ambient seismic noise, *Geophysical Research Letters*, **33**, L24304, doi:10.1029/2011GL049750.

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Utku Harmankaya
Doğum Yeri ve Tarihi: Fatih, 11/04/1988
Adres: Seyitnizam Cd. Akevler St. 6. Blok, Kat 11, D 41, Zeytinburnu/İstanbul
E-Posta: harmankaya@itu.edu.tr
Lisans: Jeofizik Mühendisliği

TEZDEN TÜRETİLEN YAYINLAR/SUNUMLAR

▪ **Harmankaya, U., Kaslilar, A.,** Thorbecke, J., Wapenaar, K., and Draganov, D., 2012: Estimating the Location of Scatterers by Seismic Interferometry of Scattered Surface Waves: 74th *European Association of Geoscientists and Engineers Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2012*, 4-7 June 2012 Copenhagen, Denmark.