



Alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası bilgilerinin ağırlıklı ters çözümünden kabuk yapısının belirlenmesi

Determination of crustal structure from joint inversion of receiver function and surface wave information

Özcan ÇAKIR, Murat ERDURAN

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 61080, TRABZON

ÖZ

Uzak-alan alıcı fonksiyon izleri, yeraltının makaslama dalgası hız yapısını ters çözmek için etkin olarak kullanılan bir yöntemdir. Ancak, bu yöntemin çok çözümlülük olarak bilinen önemli bir sorunu vardır. Çok çözümlülüğün yanı sıra, yaygın olarak karşılaşılan 3-boyutlu jeolojik düzensizlikler ise, ters çözüm yapılarında önemli miktarda yanılgılara neden olmakta, yüzey dalgalarının yapıcı katkısı her iki sorunun çözülmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Bu çalışmada kuramsal yeraltı hız yapılarının yardımıyla, yüzey dalgalarının ne kadar katkı sağlayabileceği araştırılmıştır. Yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonu birlikte ters çözmek için oluşturulan ağırlıklı doğrusal denklem sistemi üç önemli parametre içermektedir. Bunlar sırasıyla; etki faktörü, sönüm parametresi ve Gauss parametresidir. Etki faktörü, yüzey dalgasının ağırlığını kontrol etmektedir. Düşük etki faktörü değerlerinde ters çözüm daha çok alıcı fonksiyon tarafına yakındır. Sabit bir sönüm parametresinin yerine, yüksek değerden başlayan ve her bir ardışık adımda kademeli olarak azalan sönüm parametresinin kullanılması çok daha uygun bir yaklaşımdır. Gauss parametresi ise, alıcı fonksiyon izlerini alçak-geçişli bir süzgeçten geçirmektedir. Ters çözüm esnasında bu parametreler arasında doğru bir dengenin oluşturulması gerekmektedir. Söz konusu yöntemin en önemli avantajı, ters çözüm uzayına daha geniş bir açıdan bakılmasını sağlamasıdır.

Anahtar kelimeler: Alıcı fonksiyon, kabuk yapısı, ters çözüm ağırlıkları, yüzey dalgası.

ABSTRACT

Teleseismic receiver functions are well known method to solve the shear velocity structure beneath a seismic station. However, this method suffers from multiple solution problem. Along with the multiple solution 3-D scatterers beneath the station complicate the problem to the extent that no reasonable solution can be obtained. Surface waves, however, provide valuable source of information to remedy the problem greatly. In this study theoretical models were employed to investigate the case of surface wave contribution. The weighted linear equation system set up for joint inversion of surface waves and receiver functions includes three decisive parameters; i.e. influence factor, damping parameter and Gaussian parameter. The influence factor is used to control the amount of surface wave contribution to the inversion results. A low p value mean low contribution from surface waves. A damping parameter starting with some large value and then gradually decreasing in iteration proved to be more effective than the one applied constantly for the whole range of iterations. Gaussian parameter acts to low-pass filter the receiver function signals. It is necessary to make a correct equilibrium among these parameters during the inversion. The method provides tools for searching the model space in a broader sense.

Key words: Receiver function, crustal structure, inversion weights, surface waves.

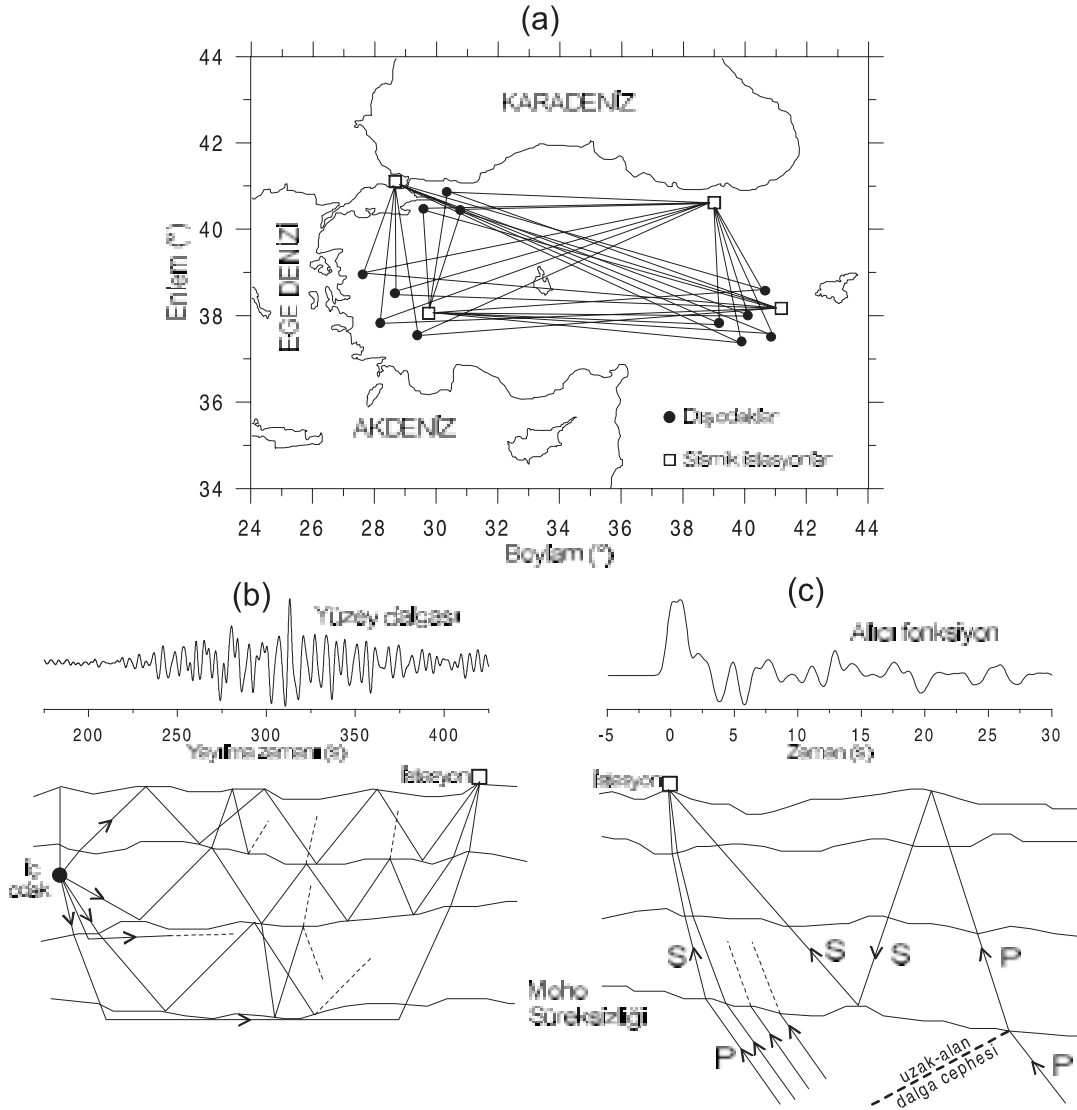
GİRİŞ

Düzlem dalgalarından oluşan uzak-alan ($30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$) alıcı fonksiyon izleri, dalga yayılım ortasının öncelikle makaslama dalgası (S) hız yapısına duyarlıdır ve araştırmacılar tarafından günümüze değin yeraltı jeolojisinin makaslama dalgası hız yapısını saptamak için yaygın olarak kullanılmıştır (Owens vd., 1987; Gurrola vd., 1994; Sheehan vd., 1995; Peng ve Humphreys, 1997; Mangino vd., 1999; Darbyshire vd., 2000). Yeraltı hız yapısının çözümü aşamasında, tek düze ve paralel veya az eğimli tabakalardan oluşan kuramsal hız yapıları gerçek hız-derinlik dağılımını temsil etmek için kullanılabilir. Alıcı fonksiyon izleri sınırlı miktarda ışın parametresi içermektedir. Bu nedenle, dalga şekli daha çok yeraltı hız süreksizlikleri ve ortam içindeki yayılma zamanıyla ilişkilidir. Ayrıca, ışın parametresinin sınırlı olması nedeniyle, alıcı fonksiyonların ortalama hız yapısına olan duyarlılığı azalmakta ve böylece istenmeyen çok çözümlülük sorunu ortaya çıkmaktadır (Ammon vd., 1990). Hız-derinlik ödünleşmesi olarak bilinen çok çözümlülük sorunu, farklı ortalama hız yapıları kullanılarak Erduran ve Çakır (2001) ve Erduran (2002) tarafından irdelenmiştir. Yanal düzensizlik ve gelişigüzel sismik gürültüler ters çözümdeki hata olasılığını yükseltmektedir (Lay ve Wallace, 1995). Karşılaşılan sorunları azaltmak için farklı istatistiksel yaklaşımlar denenmiştir. Örneğin Sandvol vd. (1998) çözüm uzayını tarama yöntemi, Julia vd. (1998) Monte Carlo yöntemi, Sambridge (1999) çözüm uzayında komşuluk yöntemi ve Clitheroe vd. (2000) bağışık yöntemi denemiş araştırmacılarıdır. Bu yöntemlerin yanı sıra, yaygın olarak kullanılan, sönümlü en küçük kareler ters çözüm yöntemi vardır ve bu yöntemde tabakalar arasındaki hız farklılıkları bir pürüzsüzlük parametresi ile kontrol edilmektedir (Owens vd., 1984; Ammon vd., 1990; Ammon ve Zandt, 1993; Zhang ve Langston, 1995). Bu çalışmada ise, sönümlü en küçük kareler ters çözüm yönteminden yararlanılmıştır.

Alıcı fonksiyon ters çözüm işleminin başlangıç yapısının seçimine çok duyarlı olduğu Erduran ve Çakır (2001) tarafından verilmiştir. Bu nedenle, çözüm esnasında başlangıç yapısının ortalama hızının doğru seçilmesi ön koşulu bulunmaktadır. Söz konusu ön koşulu her zaman sağlama olanağı yoktur. Bu sakıncanın, alıcı fonksiyon

ve yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin birlikte yorumuyla giderilebileceği önerilmiştir (Last vd., 1997; Özalaybey vd., 1997; Du ve Foulger, 1999; Julia vd., 2000; Zhou vd., 2000). Yüzey dalgası dispersiyonu yeraltının çoğunlukla uzun dalga boylu S dalgası hızlarına duyarlıdır, fakat ara yüzeylerdeki hız süreksizliklerine fazla duyarlı değildir (Özalaybey vd., 1997; Çakır vd., 2000; Julia vd., 2000). En küçük kareler ters çözüm yöntemi yüzey dalgası kayıtlarına başarıyla uygulanmakta olup, yönteme ait bilgiler diğer çalışmalarda ayrıntılı olarak verilmiştir (örneğin; Erduran ve Çakır, 2001; Erduran vd., 2001). Yapılan incelemelerden, yüzey dalgası ters çözümünün başlangıç yapısının seçimine bağımlı olmadığı ve yeraltı hız yapısını ortalama olarak çözdüğü görülmüştür (Erduran ve Çakır, 2001). Buradan anlaşılacağı üzere; yüzey dalgası dispersiyonu alıcı fonksiyonun içermediği ortalama hız bilgisini ve alıcı fonksiyon ise, yüzey dalgası dispersiyonunun içermediği hız süreksizlikleri bilgisini içermektedir. Diğer bir deyişle, bu iki sismik veri kaynağı birbirlerinin eksiklerini tamamlamaktadır.

Yüzey dalgası dispersiyonu, deprem kaynağı ile sismik istasyon arasındaki yöreğe bağlıdır. Buna karşın; alıcı fonksiyon ise, istasyon altındaki yerel yapıyı örneklemektedir. Alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası bilgisini etkin olarak bir araya getirmek için, her iki veri grubunun örneklemediği bölgenin yanal uzanımının birbirine benzer olması gerekir (Julia vd., 2000). Ancak, böyle bir benzerliği her zaman sağlama olanağı olmayabilir. Benzerliğin tam olmadığı durumlarda, matematiksel ağırlıklar yardımıyla, her iki veri grubunu birlikte çözme olanağı vardır. Bu çalışmada, böyle bir olasılığın yanıtı kuramsal yeraltı hız yapıları ve ters çözüm hesapları kullanılarak araştırılmıştır. Şekil 1'de, araştırılan problemin grafiksel bir senaryosu Anadolu plakası üzerinde örnek olarak düzenlenmiştir. Şekil 1a'da, sismik istasyonlar (kareler), deprem dış odakları (içi dolu daireler) ve gözlemsel yüzey dalgasının olası istasyon-odak hatları (düz çizgiler) Türkiye haritası üzerinde gösterilmektedir (örneğin; Mokhtar ve Al-Saeed, 1994). Şekil 1b'de, herhangi bir istasyon-odak hattı için, yüzey dalgalarını oluşturan olası ışın yörüngelerinin kabuksal yapı içindeki örnek dağılımı ve ayrıca örnek bir sismik kayıt verilmiştir. Benzer olarak, Şekil 1c'de, herhangi bir istasyonda alıcı



Şekil 1. (a) Basitleştirilmiş Türkiye haritası üzerinde olası bölgesel yüzey dalgası ışın hatları, (b) yüzey dalgasının olası ışın yörüngeleri ve (c) alıcı fonksiyonun olası ışın yörüngeleri.

Figure 1. (a) Some possible propagation directions of regional surface waves on the simplified map of Turkey, (b) some possible raypath diagrams of surface waves, and (c) some possible raypath diagrams of receiver functions.

fonksiyonları oluşturan olası ışın yörüngeleri ve örnek bir alıcı fonksiyon izi görülmektedir.

Şekil 1a'da gösterildiği gibi, her bir sismik istasyon (kareler) için kabuk yapısını ters çözme olanağı vardır. Yerel anlamda, her bir istasyonun altındaki kabuk hız yapısı bölgesel ortalamadan az veya çok fiziksel farklılık gösterebilir. Ayrıca, istasyon-odak hatlarının geçtiği bölgelerdeki yerel jeolojik farklılıklar yüzey dalgası dispersiyon

eğrilerinde belli oranda saçılmalara neden olacaktır. Böyle bir durum, yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonun birlikte çözümü esnasında, bazı belirsizlikler yaratmakta ve pek çok yüzey dalgası dispersiyon verisinin göz ardı edilmesine neden olmaktadır. Hem alıcı fonksiyon, hem de yüzey dalgası verisini olabildiğince göz ardı etmeden, bu çalışmada tartışılan ters çözüm yöntemi bölgesel jeodinamik çalışmaların yapılabilmesi için uygun bir alternatif olarak görünmektedir.

AĞIRLIKLI TERS ÇÖZÜM KURAMI

Yapay alıcı fonksiyon, sabit bir ışın parametresiyle, sismik istasyona düşeye yakın gelen düzlemsel uzak-alan P dalgalarının kabuksal tepkisinden hesaplanmaktadır (Ammon, 1991). Alıcı fonksiyonun doğrusal olmayan kuramsal ifadesi, yansıma yönteminden uyarlanmıştır (Kennet, 1983; Müller, 1985). Alıcı fonksiyon kuramı, Langston (1979) ile Erduran ve Çakır (2001) tarafından verilmiş olup, burada bahsedilmemiştir. Aşağıda verilen ters çözüm kuramı kullanılarak, alıcı fonksiyon izleri ve yüzey dalgası dispersiyon eğrileri birlikte çözülmüştür. Böyle bir ters çözüm yöntemi için düzenlenen doğrusallaştırılmış eşitlikler sistemi Eşitlik 1'deki gibi ifade edilebilir (Ammon vd., 1990; Julia vd., 2000). Eşitlik 1'de verilen sistem alışıla gelmiş benzer bir sistemden (örneğin, Erduran ve Çakır, 2001) daha uygundur. Çünkü içerdiği ağırlık çarpanlarının sayesinde alıcı fonksiyon yada yüzey dalgasına gerektiği kadar ağırlık verilebilmektedir.

$$\begin{bmatrix} \kappa R \\ \lambda S \\ \gamma \Delta \end{bmatrix} m \approx \begin{bmatrix} \kappa r \\ \lambda S \\ 0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \kappa R \\ \lambda S \\ 0 \end{bmatrix} m_0 \quad (1)$$

Burada; $N \times M$ boyutlu R dizini, makaslama dalgası hızlarına göre alıcı fonksiyonun kısmi türevlerini içermektedir. Sismik tabakaların sayısı M ve ters çözümde kullanılan gözlemsel alıcı fonksiyon frekanslarının sayısı ise, N ile gösterilmiştir. Alıcı fonksiyonun kısmi türevleri yeraltının frekans ortamındaki bütün karmaşık tepkisi dikkate alınarak hesaplanmıştır (Erduran ve Çakır, 2001). $K \times M$ boyutlu S dizini dispersiyonun kısmi türevlerini tanımlamaktadır. K ise, yüzey dalgası periyotlarının sayısını göstermektedir. Δ dizini ters çözüm hızları (m) arasındaki farklılığı sınırlayan pürüzsüzlük dizinidir. Gözlemlere olan yaklaşım ile ters çözüm yapısının pürüzsüzlüğü arasındaki ödünleşme ise, negatif olmayan sönüm parametresi ($\gamma \geq 0$) tarafından kontrol edilmektedir. Eşitlik 1'deki doğrusal sistem matematiksel olarak aşırı boyutludur ve m_0 başlangıç yapısı kullanılarak en küçük kareler yöntemiyle çözülebilir. Gözlemsel ile kuramsal alıcı fonksiyon spektral genlikleri arasındaki fark r diziniyle ve gözlemsel ile kuramsal dispersiyon eğrileri arasındaki fark ise, s diziniyle temsil edilmiştir. r ve s dizinleri, L_2 normu kullanılarak, ar-

dışık adımlarla küçültülmektedir. Eşitlik 1'deki büyük koyu harfler iki boyutlu dizinleri, küçük koyu harfler bir boyutlu dizinleri ve diğer karakterler ise boyutsuz değerleri göstermektedir.

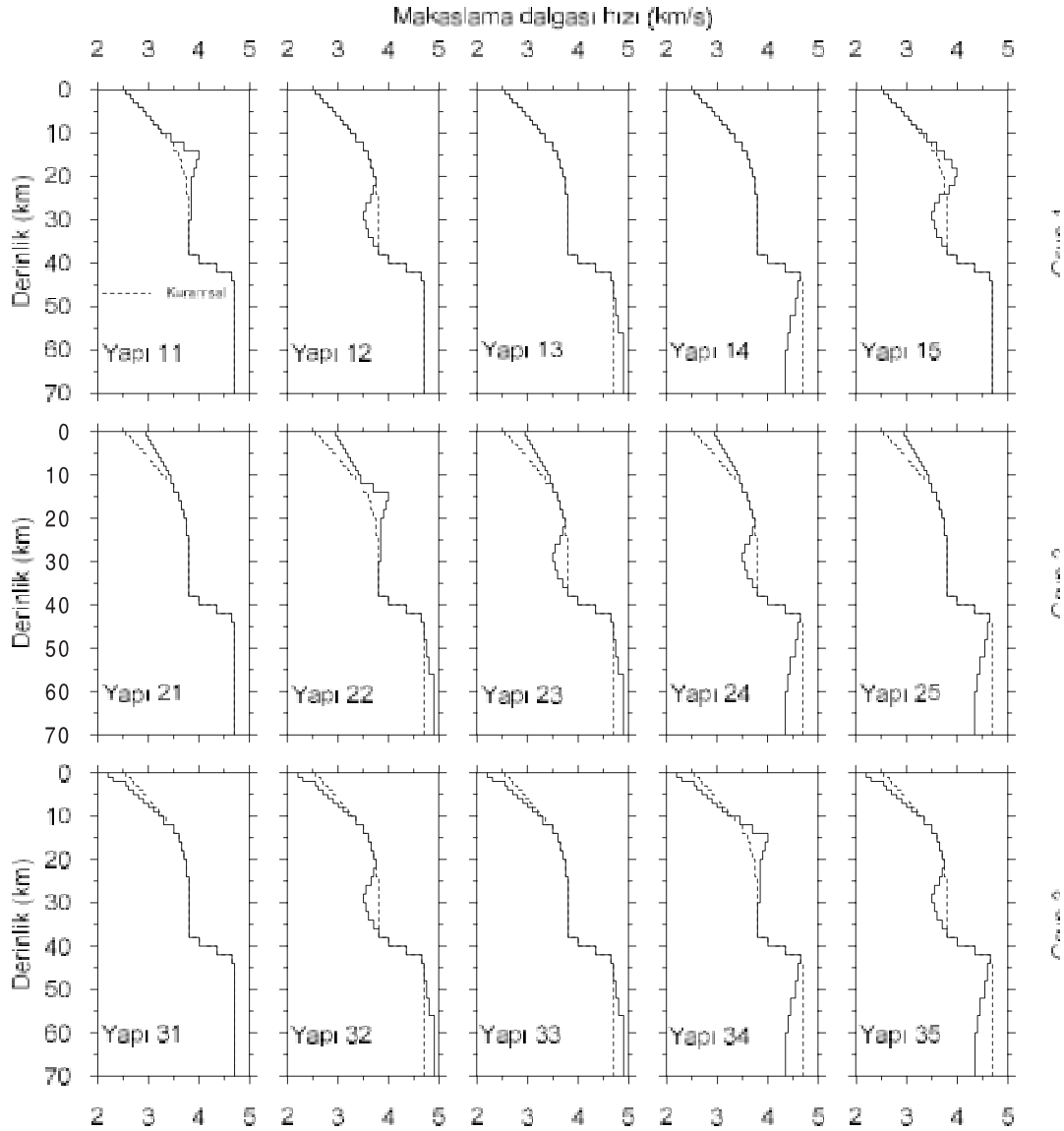
Eşitlik 1'deki sistem aşağıda tanımlanan ağırlık faktörleri ile çarpılmıştır.

$$\lambda^2 = \frac{p}{K \bar{\sigma}_s^2} \quad (2a)$$

$$\kappa^2 = \frac{1-p}{N \bar{\sigma}_r^2} \quad (2b)$$

Burada; $\bar{\sigma}_r^2$ ve $\bar{\sigma}_s^2$ sırasıyla, alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası dispersiyon eğrisi için ortalama değişebilirlik (varyans) değerleridir. Eşitlik 2a ve 2b'deki ağırlık faktörleri (λ ve κ), ters çözüme katılan her iki veri grubunun katkısını dengelemek için kullanılan parametrelerdir. Bu parametrelerde, K ve N veri sayılarını kontrol etmekte ve $\bar{\sigma}_r^2$ ile $\bar{\sigma}_s^2$ ise, varyansları farklı fiziksel birimlerin etkisini eşitlemektedir. Ağırlık tanımlarındaki etki faktörü ($0 \leq p \leq 1$) ise, her bir veri grubunun göreceli etkileri arasındaki ödünleşmeyi sağlamaktadır; örneğin, $p=0$ 'da dispersiyonun etkisi sıfırdır, $p=1$ 'de alıcı fonksiyonun etkisi sıfırdır ve $p=0.5$ 'de ise, alıcı fonksiyon ile yüzey dalgası eşit etkiye sahiptir. Ters çözülen yeraltı yapısının ve mevcut verinin özelliklerine bağlı olarak, değişik p değerlerinde çözüm yapılabilir ve bunların arasından uygun p değeri (örneğin, $p=0.25$) seçilebilir. Yukarıda verilen ağırlıklı çözüm yöntemi ilk olarak Julia vd. (2000) tarafından tanımlanmıştır. Çalışmanın bundan sonraki bölümünde, kuramsal yeraltı hız yapılarının yardımıyla, yöntemin gözlemsel verilere uygulanması esnasında karşılaşılabilecek sorunlar irdelenmiştir.

Alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının birlikte ters çözümü için 16 adet kuramsal kabuk hız yapısından yararlanılmıştır. Gerçek yeraltı hız yapısını temsil ettiği düşünülen bu hız yapıları Şekil 2'de 3 grup halinde verilmiştir. Sismik istasyonun altındaki kabuk hız yapısı kesikli çizgi ile gösterilmiştir. İstasyonun etrafında olduğu düşünülen farklı kabuksal hız yapıları ise, her bir karede düz çizgi ile verilmiştir. İstasyonun altı ile istasyonu kuşatan bölgenin altındaki kabuk hız



Şekil 2. Ağırlıklı ters çözümde kullanılan kuramsal kabuk hız yapıları.

Figure 2. Theoretical crustal velocity structures used in the joint inversion.

yapıları birbirinden belli oranda farklı olabilir. Bu farklılık, özellikle üst ve alt kabukta ve aynı zamanda kabuk altı derinliklerde belirgindir. Tortulaşmanın içeriğine ve kalınlığına bağlı olarak, üst kabuktaki sismik hızlar bölgesel farklılık gösterebilir. Bu olası farklılık ilk 10 km'deki sismik hızların dağılımı ile temsil edilmiştir (bkz. Şekil 2). Benzer şekilde, alt kabuktaki (20-30 km civarında) sismik hızlar bölgeden bölgeye farklılık gösterebilir. Bu farklılığı temsil etmek için Şekil 2'de gösterilen alt kabuk hız değişimleri düşünülmüştür. Tektonik durağanlık veya manto yükselimi, en üst mantodaki sismik hızların bölge-

den bölgeye değişimine neden olabilir. Şekil 2'deki yüksek üst manto hızları tektonik durağanlığı ve düşük sismik hızlar ise, manto yükselimi temsil edecek şekilde düzenlenmiştir. Her bir gruptaki kabuk hız yapısı için kuramsal yüzey dalgası dispersiyon eğrileri üretilmiş ve bu eğriler istasyonun altındaki kabuk yapısını çözmek için alıcı fonksiyon izleriyle birlikte kullanılmıştır. Şekil 2'de verilen sismik yapılardaki hız farklılığı %5 civarındadır ve bu farklılığın, Eşitlik 1'deki sistem çözülürken, ne tür etkiler yaratacağı araştırılacaktır.

Love yüzey dalgaları yeraltının sadece S dalgası hız yapısına, buna karşın Rayleigh yüzey dalgaları, alıcı fonksiyonda olduğu gibi, yeraltının P ve S hız yapısına duyarlıdır. Rayleigh dalgaları, bu özelliklerinden dolayı, alıcı fonksiyonlar ile birlikte yeraltı hız yapısını ters çözmek için uygun bir araçtır. Bununla birlikte, yayılım ortamının fiziksel özelliklerine bağlı olarak sismik dalgalar yön bağımlılık (anizotropi) şeklinde adlandırılan bir özellik daha gösterirler. Son zamanlarda yapılan çalışmalar (örneğin; Levin ve Park, 1997; Frederiksen ve Bostock, 2000) sonucunda, kabuksal hız yapısındaki yön bağımlılığın alıcı fonksiyonlar ile araştırılabileceği ortaya çıkmıştır. Bu nedenle; yüzey dalgaları ile alıcı fonksiyonların birlikte ters çözümü esnasında, Rayleigh yüzey dalgalarının yanı sıra, Love yüzey dalgalarının kullanımı önemli katkı sağlamaktadır. Dispersiyon eğrilerinin ters çözümünde, Tarrantola (1987) tarafından önerilen ardışık en küçük kareler yöntemi kullanılmıştır. Eşitlik 1'deki dispersiyona ait kısmi türevler ise, Takeuchi ve Saito (1972)'dan alınmıştır.

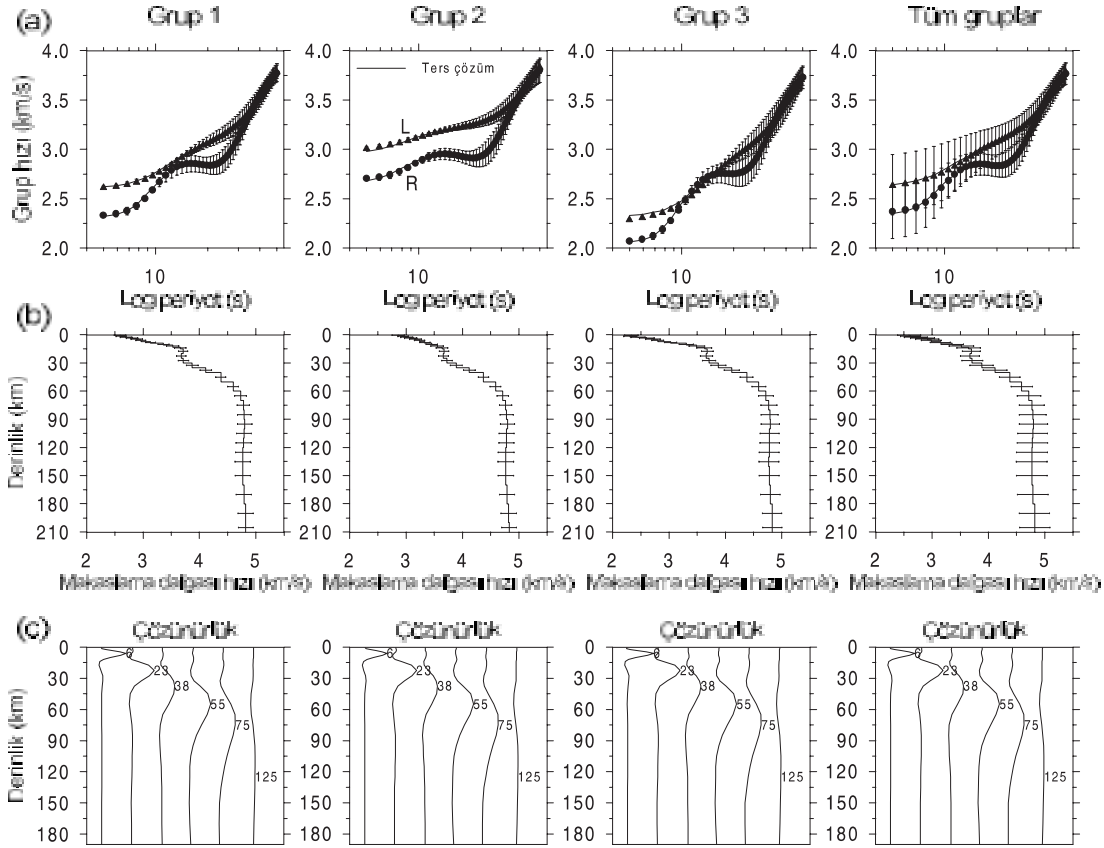
Yüzey dalgaları için hesaplanan standart sapmalar, periyot bağımlı güvenilirlik veya yanılma aralıklarının yardımıyla, Şekil 1'deki her bir grup için Şekil 3a'da düşey çubuklar ile gösterilmiştir. Yanal 3-boyutlu yapısal düzensizlikler, kabuk kalınlığının değişimi ve yerel hız anomalileri gibi etkiler dispersiyonun ortalama etrafında belli bir standart sapma ile dağılmasına neden olur. Güvenirlik aralığının genişliği grubun içindeki hız derinlik dağılımının şiddeti ile orantılıdır. Şekil 3a'daki dispersiyon eğrileri Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızı eğrilerini yansıtmaktadır. Güvenirlik aralıklarını belirlemek için, her bir grubun içindeki hız yapısına ait, kuramsal grup hızı eğrileri hesaplanmış ve bu eğrilerin toplamından ortalama ve standart sapma saptanmıştır. Grup 1 ve 2'deki ortalama standart sapma 0.07 km/s, grup 3'deki standart sapma 0.09 km/s ve tüm gruplar için elde edilen ise, 0.14 km/s'dir. Yüzeğe yakın sismik hızların bir gruptan diğerine aşırı değişim göstermesi nedeniyle, özellikle düşük periyotlardaki standart sapmalar yüksek çıkmıştır (bkz. Şekil 3a'da sağ üst kare).

Yukarıda sözü edilen dispersiyon eğrilerindeki sapmaların doğal bir sonucu olarak, yüzey dalgasından elde edilen ters çözüm hız yapıları belli oranda sapmalar içermektedir. Bunun ku-

ramsal örnekleri Şekil 3b'de verilmiş olup, bu şekildeki yatay çubuklar ile temsil edilen güvenilirlik aralıkları her bir tabakadaki ters çözüm sismik hızlarının ± 1 standart sapmalarını göstermektedir. Genel olarak sapmanın miktarı derinlikle artış göstermektedir. Yüzey dalgaları düşey yönde duran ve yatay yönde yayılan normal modlardan oluşurlar (Chen, 1993). Duran dalgaların nüfuz derinliği periyotla artar ve normal mod genlikleri ise, üstel olarak derinlikle azalır. Bu üstel azalım nedeniyle, ters çözüm sismik hızları derinlikle artan belirsizlikler gösterirler. Alıcı fonksiyonların ortalama standart sapması (σ_r) pek çok izin yığılması ile hesaplanabilir (Owens vd., 1984). Bu çalışmada, gerçek alıcı fonksiyonların yerine, kuramsal alıcı fonksiyonlar kullanılmış ve standart sapma için 0.02 tipik değeri alınmıştır.

Yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonun birlikte çözümü esnasında yanıtlanması gereken diğer bir soru ise, kullanılması gereken en büyük yüzey dalgası periyodunun hangi değerinde seçilmesi gerektiğidir. Öncelikle, yüzey dalgalarının olabildiğince derin yeraltı yapısını örneklemesi gerekir. Bunu yapabilmeyen tek yolu ise, deprem odağı ile istasyon arasındaki uzaklığın olabildiğince büyük alınabilmesidir. Böylece, büyük dalga boylu veya büyük periyotlu yüzey dalgaları oluşarak derin yeraltı yapılarının örneklenmesi sağlanılmaktadır. Ancak, istasyon-odak uzaklığının büyük seçilmesi alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının örneklediği bölgelerin birbirinden git tikçe artan miktarda farklılık göstermesine neden olabilir. Böyle bir olasılığı engellemek için istasyon-odak uzaklığına bir sınırlama getirmek gerekir. Bu sorunun yanıtı soruna ters yönden yaklaşarak daha kolay bulunabilir. Alıcı fonksiyon yeraltında yaklaşık 70 km derinliği uygun bir şekilde örneklemektedir (Julia vd., 1998; Du ve Foulger, 2001). Yüzey dalgasının da, bu derinliğe uygun bir en büyük periyot veya odak uzaklığını içermesi gerekmektedir.

Şekil 3c'de verilen yüzey dalgası çözünürlük eğrileri en büyük periyot sorusunun yanıtını içermektedir. Çözünürlük eğrileri üzerindeki rakamlar çözünürlük derinliklerini (km) göstermekte olup, eğrilerin bu derinlikler etrafında küçük veya büyük dağılım göstermesi çözünürlüğün duyarlı veya duyarsız olmasıyla orantılıdır. Örneğin, 23 km'deki çözünürlük 55 km'deki çözünürlükten daha yüksektir, çünkü çözünürlük eğrisinin 23 km'deki dağılımı 55 km'deki dağılımından



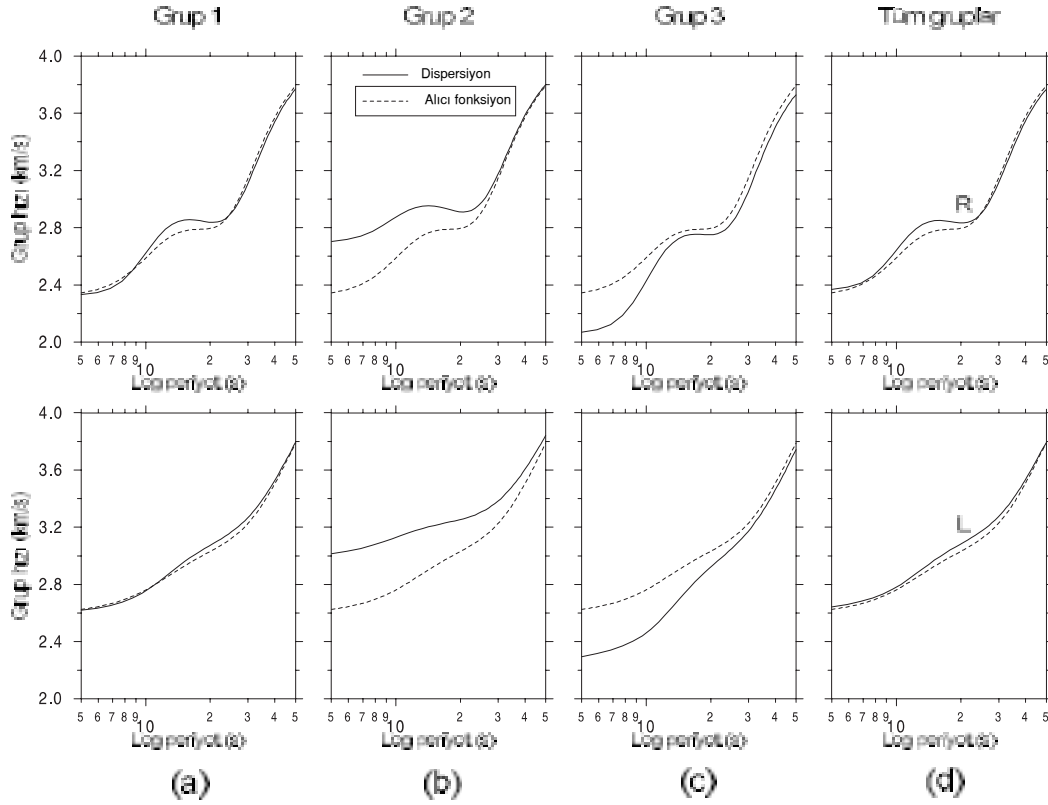
Şekil 3. (a) Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızı standart sapmaları, (b) grup hızı standart sapmalarının ters çözüm hızlarına yansımaları ve (c) çözünürlük eğrileri.

Figure 3. (a) Group velocities of Rayleigh (R) and Love (L) surface waves within one standard deviation, (b) the effect of group velocity standard deviations to inversion results, and (c) surface wave resolving kernels.

daha düşüktür. Ayrıca, eğrilerin en büyük pik yaptığı derinlik seviyelerinin düşey eksendeki derinlik (km) değerleriyle çakışması gerekir. Bütün çözünürlük eğrilerinden görüleceği üzere, çözünürlüğün en uygun maksimum derinliği 75 km civarındadır ve bu derinliğin altında ise (örneğin 125 km), çözünürlük eğrileri giderek belirleyici özelliklerini yitirmektedir. Yüzey dalgalarının 75 km'lik çözünürlük derinliği, Şekil 3a'da gösterildiği gibi, en büyük periyodu 50 s civarında olan dispersiyon eğrilerinden elde edilmiştir. Deneme amacıyla yapılan pek çok yapay sismogram hesabından sonra, 50 s'lik en büyük yüzey dalgası periyoduna yaklaşık 600 km ve daha yüksek istasyon-odak uzaklıkları ile kolayca erişilebildiği görülmüştür.

Eşitlik 1'deki sistemin çözümü esnasında yüzey dalgalarının dispersiyon eğrileri bilgisinden yararlanılmaktadır. Dolayısıyla söz konusu yapısal

farklılıkların dispersiyon eğrileri üzerinde nasıl görüldüklerinin tartışılması gerekmektedir. Bu amaçla, Şekil 4'deki Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri düzenlenmiştir. Şekil 4'de ilk olarak göze çarpan nokta ise, yapısal farklılıkların dispersiyon eğrilerine bire bir yansımadağıdır. Örneğin, grup 1'deki kabuk hız yapıları tek başlarına istasyon altındaki kabuk hız yapısından önemli farklılıklar sergilemektedir. Buna karşın, grup 1'deki hız-derinlik yapılarını temsil eden ortalama dispersiyon eğrisi istasyonun dispersiyon eğrisinden çok fazla farklı değildir (bknz. Şekil 4a). Benzer durum, tüm grupları temsil eden ortalama dispersiyon eğrileri için de geçerlidir (Şekil 4d). Başka bir deyişle; istasyona yakın bir tek jeolojik bölgeyi örnekleyen yüzey dalgalarının yerine, istasyonu çevreleyen bir çok jeolojik bölgeyi örnekleyen yüzey dalgalarının kullanılması ve aynı zamanda bunlardan ortalama bir dispersiyon verisi üretilmesi daha avantajlı görünmek-



Şekil 4. Sismik istasyon ile civardaki kabuk yapılarının dispersiyon eğrileri arasındaki fark.

Figure 4. Group velocity difference between velocity structures beneath seismic station and the one surrounding the station.

tedir. Gerçek sismik verilere yapılan uygulamalarda bu yaklaşımı sağlamanın basit ve kolay bir yolu bulunmaktadır. Öte yandan, Grup 2 ve Grup 3'deki dispersiyon eğrilerinden görüleceği üzere (Şekil 4b ve c), bu yaklaşım her zaman geçerli olmayabilir. Bu gruplarda, özellikle yüze yakın ortalama sismik hızların istasyon altındaki hızlardan önemli miktarda sapması nedeniyle, düşük periyotlu grup hızları 0.3 km/s'ye varan bir yanılğı içermektedir. Söz konusu yanılğının ne kadar etkili olduğu, ileride tartışılacak ters çözüm sonuçlarında daha iyi gösterilecektir.

Çalışmanın bundan önceki kısımlarında özellikle yüzey dalgalarına önem verilmiş ve yüzey dalgası verisini oluştururken karşılaşılabilecek sorunlara değinilmiştir. Bundan sonraki kısımlarda ise, Eşitlik 1'de verilen sistemin ters çözümü esnasında çıkabilecek sorunlara değinilecektir. Eşitlik 1'de dikkat edilmesi gereken 3 parametre vardır. Bunlar; alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının çözümdeki etkilerini dengeleyen etki faktörü (p), tabakalar arası hız farklılıklarını

kontrol eden sönüm parametresi (γ) ve alıcı fonksiyonun spektral bandını sınırlayan Gauss parametresi (a)'dır. Bu 3 parametre Eşitlik 1'in çözümünde aynı anda kullanılmakta ve aralarında doğru bir dengenin oluşturulması gerekmektedir.

Eşitlik 1'deki sistem aslında doğrusal olmayan bir sistemin, Taylor seri açılımının yardımıyla doğrusallaştırılmış bir halidir. Sözü edilen doğrusallaştırma işleminin amacı ise, aslında doğrusal olmayan bir işlemi daha kolay ve hızlı bir şekilde çözmektir. Bu şekilde bir yöntem izlemenin başka bir nedeni ise, bilgisayarda sayısal hesap olanaklarının kısıtlı olmasıdır. Doğrusallaştırma işlemi, çözüme pek çok küçük ve ardışık adımlarla yaklaşma olanağı vermektedir. Böyle bir işlemde atılan küçük adımların doğru yönden sapmasını engellemek bu çalışmanın esas konusudur.

İlk olarak, sönüm parametresi γ 'nın nasıl seçilmesi gerektiğine değinilmiştir. Eşitlik 1'de veri-

len sistem tam tanımlı, başka bir deyişle, yüzey dalgaları ortalama hızın yanı sıra hız süreksizliklerine ve alıcı fonksiyonda hız süreksizliklerinin yanı sıra, ortalama hıza duyarlı olsaydı, kuramsal olarak sönüm parametresine gerek kalmayacaktı ($\gamma = 0$). Sözü edilen fiziksel veri eksiklikleri nedeniyle, çözüm uzayında yerel boşluklar oluşmakta ve ardışık adımlarla yaklaşan çözüm dizini (m) çoğu zaman bu boşluklarda kalmaktadır. Sönüm parametresinin sıfırdan büyük ($\gamma > 0$) seçilmesi bu boşluklardan sakınılmasına yardımcı olmaktadır. Bu durumda, sönüm parametresinin ne kadar büyük seçileceği gibi başka bir sorun ortaya çıkmaktadır. Pek çok deneme yanılma hesaplarından sonra, sönüm parametresine önce büyük değerlerden başlanması ve daha sonra aşamalı olarak küçültülmesi, geçerli bir yaklaşım olarak düşünülmüştür. Örneğin, toplam 12 ardışık adımdan oluşan ve her bir 2 ardışık adımda bir sönüm parametresini 10, 5, 2.5, 1, 0.5 ve 0 şeklinde azaltan yaklaşım bu çalışmada benimsenmiştir. Sözü edilen kademeli sönüm parametresinin yerine, ilk anda sönüm parametresini sıfır alarak başlamak çoğu zaman yanlış sonuçlar doğurmuş olup, en büyük sönüm parametresi değeri 10 olarak alınmıştır. Bunun yerine 50 veya 100 değerleri de alınabilir, ancak böyle bir seçim ardışık adımların sayısını gereksiz olarak arttırmaktadır. En küçük sönüm parametresi sıfır olarak alınmıştır. Ancak, bundan sonraki hesaplamalarda değinileceği üzere, etki faktörünün (p) artmasıyla sıfırdan büyük (örneğin, $\gamma = 0.5$) sönüm değerleri gerekli olmaktadır.

KURAMSAL TERS ÇÖZÜM ÖRNEKLERİ

Gerçek alıcı fonksiyon izlerinin ters çözümünde, Gauss parametresi olarak, genellikle 1 ile 5 arasında değişen "a" değerleri kullanılır (örneğin; Owens vd., 1984; Owens 1987; Clitheroe vd., 2000; Darbyshire vd., 2000). Gauss parametresi, alçak geçişli bir süzgeç gibi davranarak, alıcı fonksiyon spektral genliklerini bastırma işlevini üstlenmiştir. Bunun amacı, gelişmiş güzel jeolojik düzensizliklerden kaynaklanan ve kuramsal olarak ters çözülemeyen yüksek frekanslı alıcı fonksiyon spektral genliklerinin geçişini engellemektir. Örneğin, $a=1$ Gauss parametresi değeri, sinyalde yaklaşık 0.5 Hz'den büyük spektral genlikleri bastırırken, $a=5$ ise, yaklaşık 2.5 Hz'den büyük spektral genlikleri bastırabilmektedir. Başka bir deyişle, Gauss filtresinin geçiş

bandının yüksek frekans sınırı yaklaşık $a/2$ Hz civarındadır. Tek bir Gauss parametresinin yerine, aynı anda birden fazlasının kullanılması çoğu zaman gerekli olabilir. Eğer gürültünün miktarı az ise, $a=5$ çözümünün sağladığı yüksek çözünürlüğün avantajı kullanılabilir. Gauss parametresinin yüksek değerleri özellikle Moho süreksizliğindeki hız artışını daha duyarlı örneklememizi sağlamaktadır. Bu çalışmada, uygulamadaki Gauss parametrelerinin ortasını temsil eden $a=2$ ve $a=3$ değerleri kullanılacaktır. Bu şekildeki Gauss parametresi değerleri yeraltının yaklaşık 1-2 km kalınlıklı ince yatay tabakalarının çözümlenmesini sağlar (bknz; Cassidy, 1992; Cassidy, 1995).

Çalışmanın daha önceki bölümlerinde sözü edildiği gibi, tek bir etki faktörü p 'nin yerine birden fazlasının kullanımı daha uygundur, çünkü p 'nin çözüme olan etkisi görecelidir. Herhangi bir jeolojik bölgedeki kabuksal yapıyı ters çözerken kullanılacak uygun p değeri 0.25 ve başka bir jeolojik bölge için ise, uygun p değeri 0.5 olabilir. Söz konusu sorunun çözümüne ışık tutabilmek için dört farklı p değeri kullanılmıştır ($p=0.1, 0.25, 0.5$ ve 0.75). Etki faktörü p 'nin değeri arttıkça yüzey dalgasının çözüme olan katkısı artmakta ve diğer taraftan alıcı fonksiyonun katkısı azalmaktadır. Bundan sonraki beş gösterimde (Şekil 5-9), γ 'nın son kademede kullanılan değeri yansıtılmıştır. Eşitlik 1'in çözümünde gerekli olan başlangıç hız yapısı (m_0) için, S hızı 3.5 km/s olan yarı-sonsuz bir ortam düşünülmüştür. P dalga hızları (α), Poisson oranı 0.25 olmak üzere, S dalga hızlarından (β) aşağıdaki eşitlik yardımıyla hesaplanmıştır.

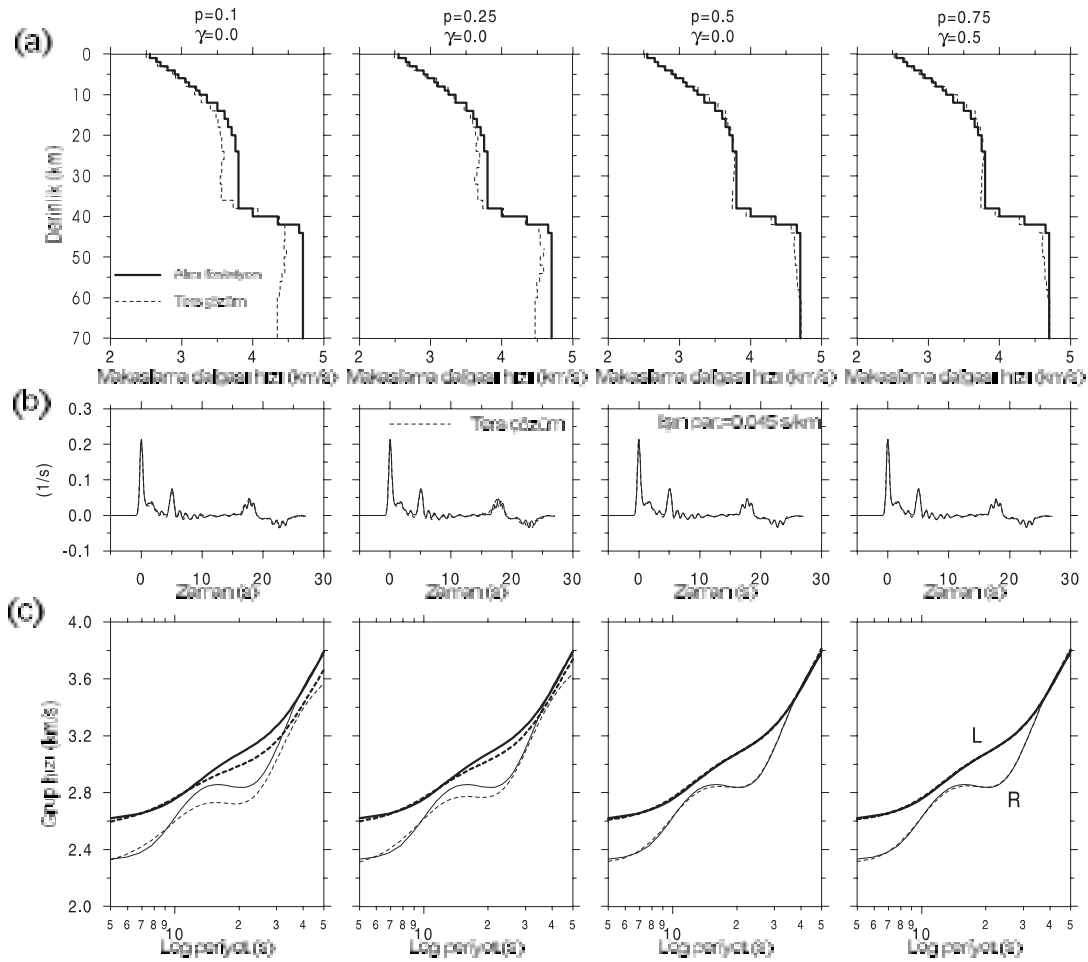
$$\alpha = \sqrt{3}\beta \quad (3)$$

Yoğunlukları (ρ) hesaplamak için ise, P dalga hızlarını kullanan Eşitlik 4'den yararlanılmıştır (Ammon vd., 1990).

$$\rho = 0.32\alpha + 0.77 \quad (4)$$

Ayrıca, ışınsal bileşen alıcı fonksiyon izlerinin ($a=3$) Şekil 2'de kesikli ince çizgi ile verilen kuramsal yapıyı, 0.045 s/km değerindeki ışın parametresiyle örneklediği düşünülmüştür.

Yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümünü içeren ilk hesaplar Şekil 5'de verilmiştir. Yüzey dalgası grup hızı eğrileri grup 1'de-



Şekil 5. Grup 1' deki Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümü ($a=3$ alınmıştır).

Figure 5. Joint inversion of receiver functions and surface waves using Rayleigh (R) and Love (L) group velocities obtained from velocity structures in Group 1 (" a " is considered as 3).

ki yapıların ortalamasını temsil etmektedir. Yüzey dalgaları yüksek dalga boyulu çözünürlüğe sahip olduğu için, $p=0.1$, 0.25 ve 0.5 değerlerinde $\gamma=0$ alınabilmektedir (bkz. Şekil 5). Ancak, p 'nin artan değerleri için (örneğin, $p=0.75$) yüzey dalgasının hız süreksizliklerine olan zayıf duyarlılığı ön plana çıkmakta ve ayrıca alıcı fonksiyonun tamamlayıcı etkisi giderek kaybolmaktadır. Böylece, γ 'nın değerini artırma zorunluluğu ortaya çıkmaktadır. Aksi takdirde, özellikle yüzeye yakın ters çözüm hız yapısında yapay hız anomalileri oluşmaktadır.

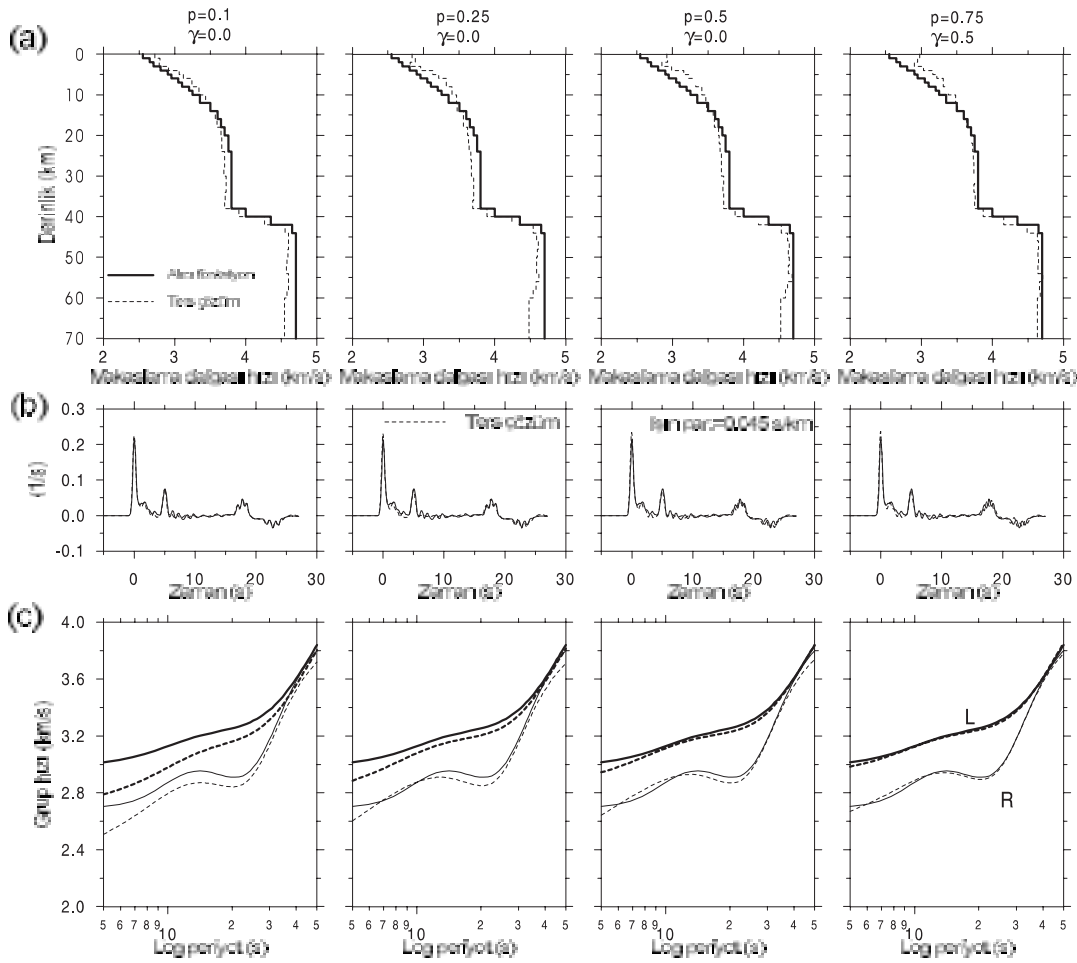
Grup 1'deki yapıları temsil eden dispersiyon eğrisi ile istasyonu temsil eden dispersiyon eğrisi arasında önemli bir fark yoktur (bkz. Şekil 4a). Bu nedenle, grup 1'deki dispersiyonun yardı-

mıyla alıcı fonksiyonu ters çözerken önemli bir sorun çıkmamaktadır. Şekil 5a'da görüleceği üzere, $p=0.5$ ve $p=0.75$ çözümleri önemli bir sorun olmadan doğru yapıyı vermişlerdir. Öte yandan, $p=0.1$ ve $p=0.25$ çözümleri özellikle derin sismik hızları doğru olarak yansıtmamaktadır. Başka bir deyişle; $p=0.1$ ve $p=0.25$ çözümleri, düşük p değerlerindeki sınırlı yüzey dalgası katkısı nedeniyle, çok çözümlülük sorununu taşımaktadır. Şekil 5b'de ise, kuramsal alıcı fonksiyon izi ile ters çözüm alıcı fonksiyon izi arasındaki uyum gösterilmiştir. Kabuk hız yapılarındaki farklılığa (bkz. Şekil 5a) rağmen alıcı fonksiyon izleri önemli bir farklılık göstermemektedir. Bunun başlıca nedeni, alıcı fonksiyonun mutlak hızlara olan duyarlılığının zayıf olmasıdır. Şekil 5c'de, kuramsal grup hızı ile ters çözüm grup hızı

zı arasındaki uyum verilmiştir. Etki faktörü p 'nin artmasıyla yüzey dalgalarının katkısı artmış ve dolayısıyla kuramsal grup hızları ile ters çözüm grup hızları arasındaki uyum da artmıştır.

Şekil 6'da, grup 2'nin ortalama grup hızı eğrileri ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümünden elde edilen sonuçlar verilmiştir. Şekil 4b'de gösterildiği üzere, grup 2'nin ortalama grup hızları istasyonun altına denk gelen grup hızlarından daha yüksektir. Grup hızlarındaki farklılık, Love yüzey dalgalarının yüksek periyotlarına kadar uzanmaktadır. Bunun sonucu olarak, Şekil 6a'daki ters çözüm hızları, yaklaşık 15 km'den sığ derinliklerde doğru yeraltı hızlarından yüksek çıkmıştır. Bu farklılık, bütün p değerlerinde kendisini göstermektedir. Artan p değerleriyle

yüzey dalgasının katkısı da artmakta ve kuramsal dispersiyon ile ters çözüm dispersiyonu arasındaki uyum daha belirgin hale gelmektedir (Şekil 6c). Öte yandan, 15 km'nin altındaki derinliklerde, özellikle düşük p değerlerinde elde edilen ters çözüm sismik hızları gerçek hızlardan düşük kalmıştır (Şekil 6a). Bunun başlıca nedeni, alıcı fonksiyonun çok çözünürlüğünün yanı sıra, grup 2'deki dispersiyonun istasyonun altındaki dispersiyondan önemli miktarda farklı olmasıdır. Derin sismik hızlardaki yanığı ancak yüksek p (örneğin, $p=0.75$) çözümünde azalmaktadır. Şekil 5a'da verilen ters çözüm sonuçlarında olduğu gibi, ters çözüm kabuk yapılarındaki yanığın aksine, Şekil 6c'de gösterilen alıcı fonksiyon uyumları önemli miktarda yanığı içermemektedir. Alıcı fonksiyonun mutlak hızla-



Şekil 6. Grup 2'deki Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümü ($a=3$ alınmıştır).

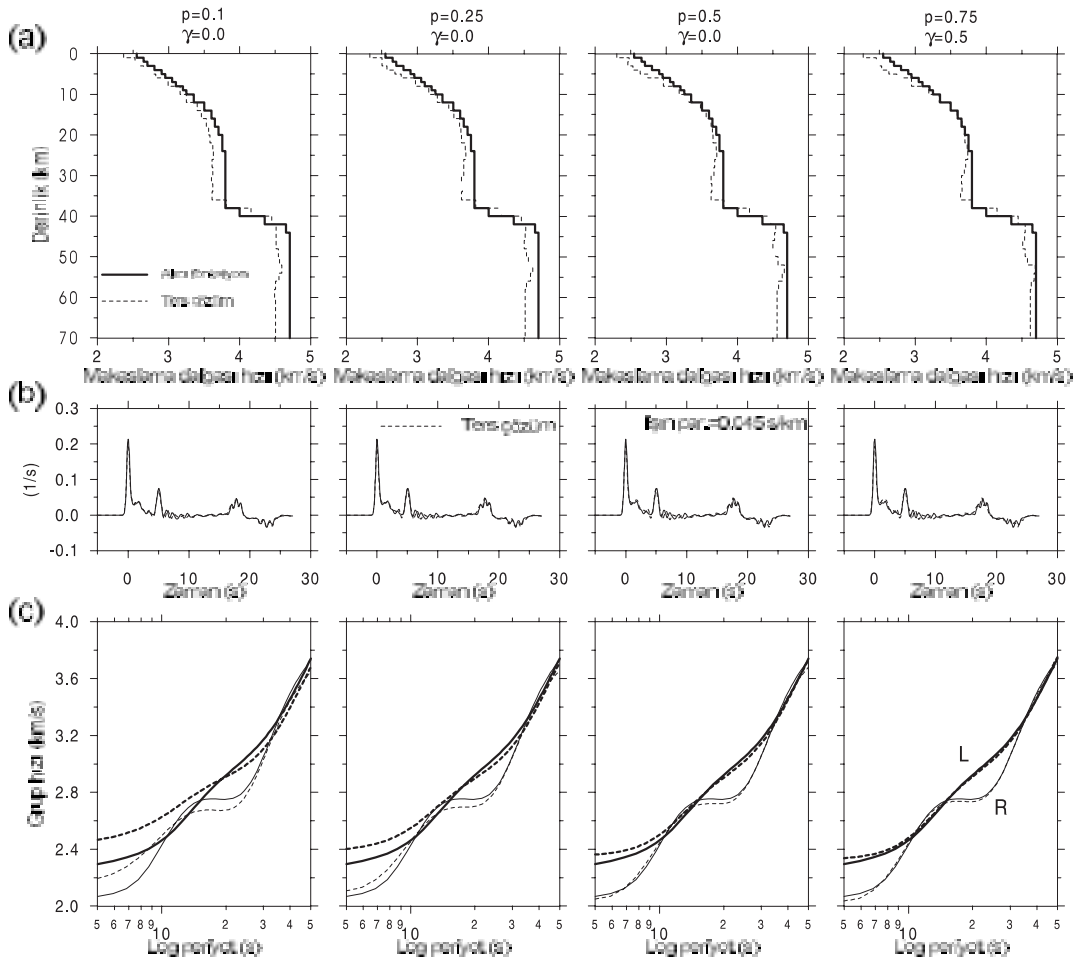
Figure 6. Joint inversion of receiver functions and surface waves using Rayleigh (R) and Love (L) group velocities obtained from velocity structures in Group 2 (" a " is considered as 3).

ra karşı olan zayıf duyarlılığı bu biçimde de açığa çıkmıştır.

Şekil 7'de, grup 3'ün ortalama dispersiyon eğrileri ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümünden elde edilen sonuçlar verilmiştir. Grup 3'ün dispersiyonu, grup 2'nin aksine, istasyon altındaki dispersiyondan daha düşüktür (bkz. Şekil 4c). Ancak, bu gruptaki dispersiyon eğrileri, grup 2'ye göre, daha çok düşük periyotlarda belirgin yanığı içermektedir. Ayrıca, grup hızlarındaki farklılık Love yüzey dalgalarının yine yüksek periyotlarına kadar uzanmaktadır. Bunların sonucu olarak, yaklaşık 10 km'den sığ derinliklerdeki ters çözüm hızları gerçek hızlardan düşük çıkmıştır (Şekil 7a). Bir önceki gruptaki sonuçlara benzer bir şekilde, derindeki ters çö-

züm hızları da gerçek hızlardan düşüktür. Hızlardaki bu düşüklük, yüksek p değerlerinde de (örneğin, $p=0.75$) belirgindir. Söz konusu yüksek p değerleri grup 2'deki kadar etkili olmamıştır. Alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğü ve ayrıca grup 3'deki yüksek periyotlu dispersiyonun istasyonun altındaki dispersiyondan, sistematik olarak düşük kalması ters çözüm hızlarının yanılmasına neden olmuştur.

Tüm gruplara ait ortalama dispersiyon eğrilerinin yardımıyla elde edilen ters çözümler, Şekil 5'de verilen, grup 1 çözümlerine oldukça benzer çıkmıştır. Çünkü her iki grubun dispersiyon eğrileri birbirine oldukça benzerdir (bkz. Şekil 4a ve d). Bu nedenle, söz konusu çözümler burada ayrıca verilmemiştir. Bundan önceki ters çözüm



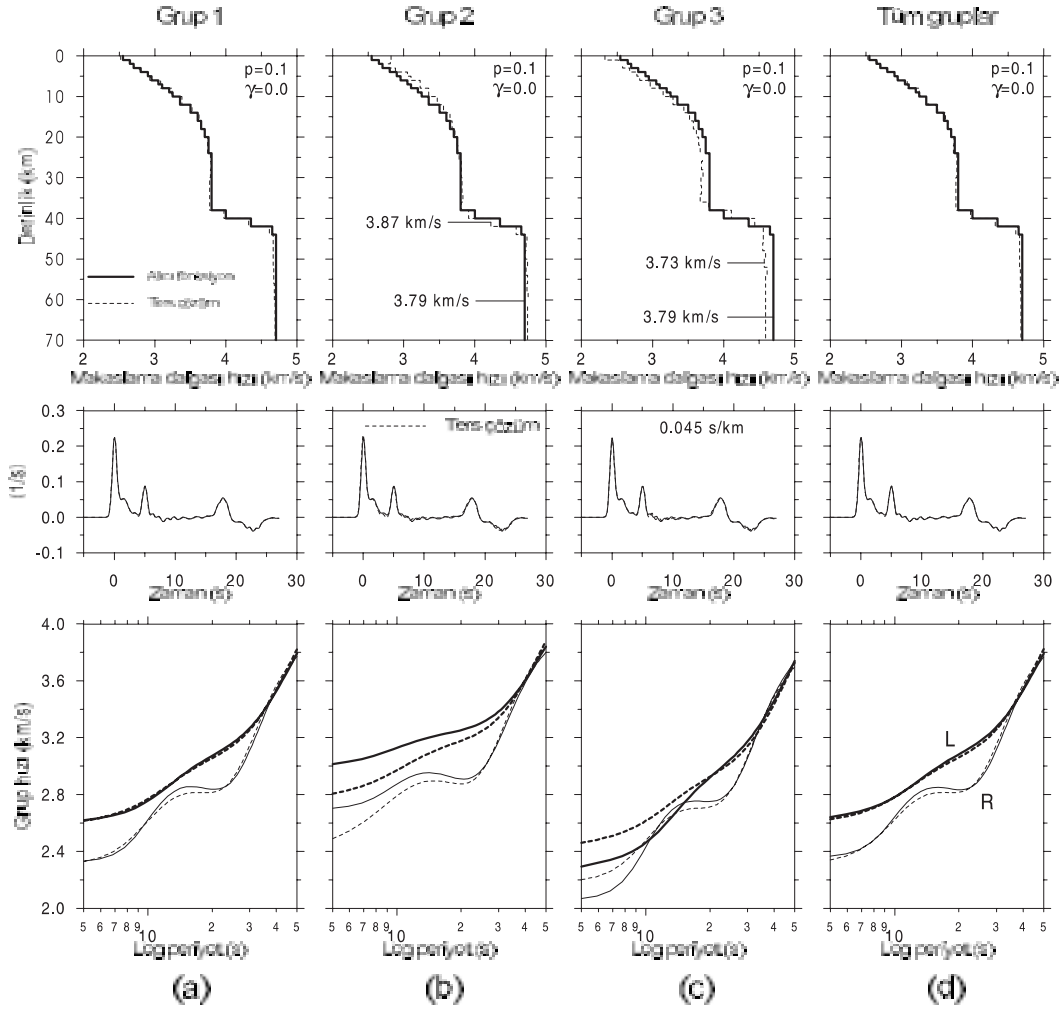
Şekil 7. Grup 3'deki Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümü ($a=3$ alınmıştır).

Figure 7. Joint inversion of receiver functions and surface waves using Rayleigh (R) and Love (L) group velocities obtained from velocity structures in Group 3 ("a" is considered as 3).

işlemlerinde, Gauss parametresi olarak $a=3$ değeri kullanılmıştır. Değişen "a" değerinin çözümler üzerine nasıl bir etki yaratacağını irdelemek için, Şekil 8'de verilen, $a=2$ çözümleri yapılmıştır. Gauss parametresinin bu şekilde düşürülmesi ters çözümdeki 1.5 Hz'lik yüksek frekans sınırını yaklaşık 1.0 Hz'e indirmek anlamına gelmektedir. Bu değişikliğin sağladığı avantajı göstermek için, bundan önceki ters çözüm işlemlerinde en sakıncalı sonucu veren, $p=0.1$ etki faktörü kullanılmıştır.

Şekil 8'de ilk göze çarpan nokta, bütün ters çözüm hız yapılarının gerçek yeraltı hızlarını daha doğru bir şekilde temsil etmesidir. Gauss para-

metresinin 3'ten 2'ye düşürülmesi, çok çözümlülük sorununun aşılmasında önemli bir etki yapmıştır. Bu olumlu etkinin en açık sonuçları, grup 1 (Şekil 8a) ve tüm gruplar (Şekil 8d) için elde edilen hız yapılarında görülmektedir. Özellikle derin sismik hızlarda görülen yanılıklar tamamen ortadan kalkmıştır. Öte yandan, grup 2 ve grup 3'deki dispersiyon eğrileri kullanılarak elde edilen ters çözüm hız yapıları belli oranda yanılıklar içermektedir (Şekil 8b ve c). Bu yanılıkların oluşmasında, alıcı fonksiyonun alışıla gelmiş çok çözümlülük sorunu ikinci planda kalmıştır. Başka bir deyişle, istasyonun altına denk gelen dispersiyon ile grup 2 ve 3'deki ortalama dispersiyon arasındaki farklılık söz konusu hız



Şekil 8. Gruplara ait ortalama Rayleigh (R) ve Love (L) dispersiyon eğrileri ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözüm sonuçları ($a=2$ alınmıştır).

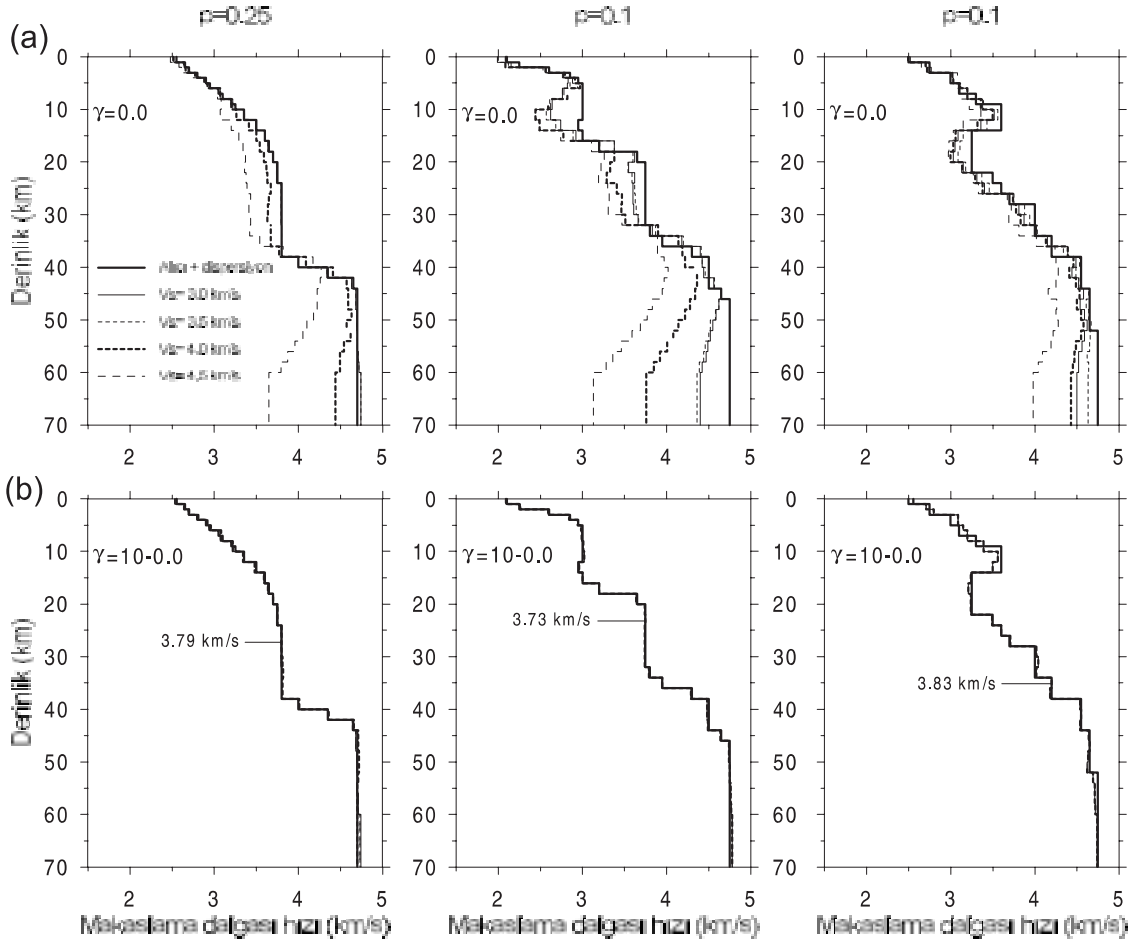
Figure 8. Joint inversion results of receiver functions and surface waves using average Rayleigh (R) and Love (L) group velocities obtained from individual velocity structures within each group ("a" is considered as 2).

yanılgılarının birinci nedenidir. Etki faktörünün düşük ($p=0.1$) seçilmesine rağmen, yüzey dalgalarının çözümdeki baskınlığı devam etmiştir. Bununla birlikte, grup 2 ve 3'deki ters çözüm hız yapılarından gerçek hız yapılarına tam olarak geçme olanağı vardır. Etki faktörü $p=0$ alınarak, yüzey dalgalarının etkisi tamamen ortadan kaldırılabilir. Bu durumda, ters çözümlerin son aşamadaki ortalama S hızları alıcı fonksiyonun gerektirdiği doğruluğa (± 0.1 km/s) ulaştığı için çok çözümlülük sorunu ile karşılaşmamaktadır.

TARTIŞMA

Sönüm parametresi γ 'nın uygulanmasında izlenecek yol gelişigüzel olmamalıdır. Kademeli sönüm parametresinin kullanılması, söz konusu

yöntemin doğru sonuçlara ulaşması bakımından oldukça önemlidir. Bu durumu daha iyi açıklamak için, Şekil 9'da verilen ters çözüm hesapları yapılmıştır. Hesaplar esnasında istasyonun altını temsil ettiği düşünülen iki farklı hız yapısı daha ele alınmıştır (bknz. Şekil 9a ve b). Yöntemin başlangıç (m_0) yapıya olan bağımlılığını sorgulamak için ise, dört farklı yarı-sonsuz ortam başlangıç yapısı olarak seçilmiştir. Bu yarı-sonsuz ortamların S hızları, sırasıyla 3.0, 3.5, 4.0 ve 4.5 km/s olarak alınmıştır. Bu koşullar altındaki alıcı fonksiyon ters çözümleri, yüzey dalgalarının yapıcı katkısı olmaksızın ($p=0$), çok çözümlülük sorunu ile karşılaşmaktadır. Çünkü söz konusu yarı-sonsuz ortamların S hızları gerekli doğrulukta değildir. Kabuk yapılarının ortalama hızları Şekil 9b'de ve seçilen yarı-sonsuz ortamlar Şekil 9a'da işaretlenmiştir.



Şekil 9. (a) Sabit ve (b) kademeli sönüm parametresinin ters çözüm sonuçlarına etkisi.

Figure 9. The effect of damping factor constant (a) and gradually lowered starting with a high value (b) on inversion results.

Şekil 9a'da, sönüm parametresi $\gamma=0$ alınarak elde edilen ters çözüm sonuçları gösterilmektedir. En küçük kareler ardışık adımlarının sayısı 12 olarak alınmış ve her bir adımda sabit sönüm parametresi ($\gamma=0$) kullanılmıştır. Yüzey dalgalarının yapıcı katkısına rağmen, ters çözüm hız yapıları gerçek hız yapısından önemli sapmalar içermektedir. Şekil 9a'da gösterilen durum, alıcı fonksiyonun alışla gelmiş çok çözümlülük sorununu yansıtmaktadır. Çözümlerin elde edilmesinde, bütün parametreler yerli yerinde kullanılmıştır, ancak sönüm parametresine yanlış değerden başlanılmıştır. Şekil 9b'de verilen ters çözüm sonuçları, doğru sönüm parametresi uygulandığında elde edilecek çarpıcı iyileştirmeyi göstermektedir. Başlangıç hız yapısının seçimine bağlı olmaksızın, bütün kabuk hız yapıları doğru olarak ters çözülmüştür. Hesaplarda sönüm parametresine 10'dan başlanmış ve toplam 12 ardışık adımdan oluşmak üzere, her bir 2 ardışık adımda bir sönüm parametresi 10, 5, 2.5, 1, 0.5 ve 0 şeklinde azaltılmıştır. Böyle bir kademeli yaklaşımın yerine; örneğin, 10 ardışık adımdan oluşan 7.5, 3.5, 1.25, 0.6 ve 0 yaklaşımı da seçilebilir. Burada önemli olan, kademeli düşüşün sağladığı avantajın kullanılmasıdır.

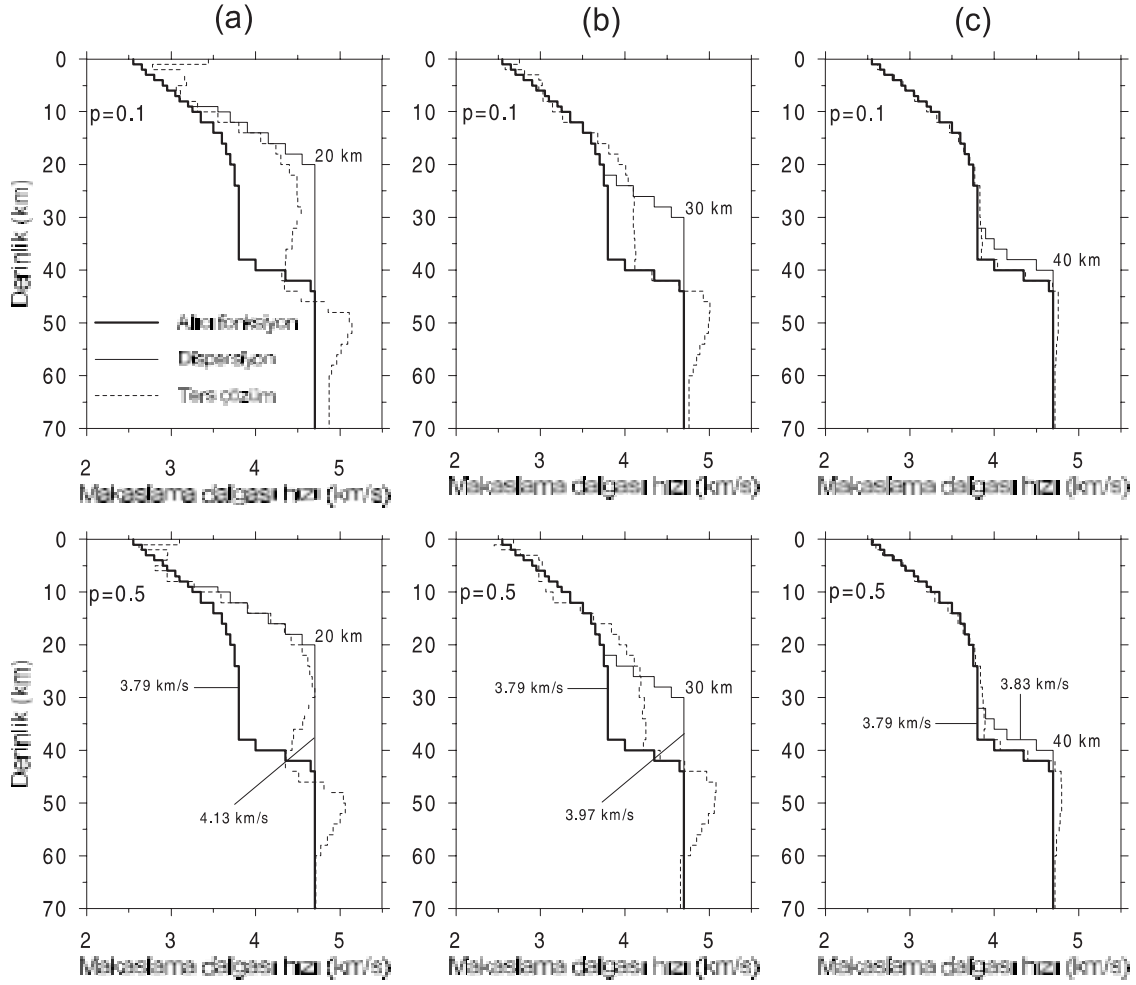
Bundan önce verilen kuramsal hesaplarda, sismik istasyonu kuşatan bölgelerdeki kabuksal hız yapılarının %5'e varan hız yanılgıları içerdiği düşünülmüş ve söz konusu yanılgı miktarının doğru çözüm teknikleri ile aşılabileceği gösterilmiştir. Bununla birlikte, yüzey dalgalarının alıcı fonksiyonlar ile birlikte kullanılamayacağı durumlarda olabilir. Bunun en çarpıcı örneği, kabuk kalınlığının bölgesel olarak aşırı değişmesidir. Manto yükselimi ile kabuğun incelendiği bölgeler, dağ oluşumları ile kabuğun kalınlaştığı bölgeler ve okyanus kabuk oluşumları buna en tipik örneklerdir. Genel olarak, ince bir kabuğun ortalama hızı kalın bir kabuğun ortalama hızından daha yüksektir. Örneğin, kıtasal kabuk üzerine yerleştirilmiş sismik istasyondaki alıcı fonksiyonlar yorumlanıyor ise, civardaki okyanus kabuğunu geçen yüzey dalgalarını kullanmak oldukça sakıncalıdır. Her iki bölgedeki kabuk kalınlıkları arasında 10 km'ye varan farklılıklar ve dolayısıyla ortalama sismik hızlarda önemli sapmalar olabilir. Sözü edilen kabuk koşullarındaki ters çözümlü yorumlamak için Şekil 10'da verilen hesaplar yapılmıştır. İstasyonun altındaki kabuk kalınlığı 42 km ve dispersiyonu temsil eden kabuk kalınlıkları ise sırasıyla 20, 30 ve 40 km olarak

alınmıştır. Şekil 10a ve b'de verilen 20 ve 30 km çözümleri, kabuk kalınlığının ne denli önemli olduğunu göstermektedir. Her iki durumda da, istasyonun altındaki kabuk yapısını ters çözüme olanağı görünmemektedir. Hem $p=0.1$, hem de $p=0.5$ çözümlerinde, ters çözüm hız yapısı daha çok yüzey dalgası tarafına kaymaktadır. Buna karşın, 40 km kabuk kalınlığında elde edilen sonuç ise herhangi bir sorun içermemektedir (Şekil 10c). Dispersiyonun örneklendiği kabuk kalınlığı ile istasyonun altındaki kabuk kalınlığı ± 5 km'ye kadar farklı olabilir. Ardışık ters çözüm adımlarının en sonunda, $p=0$ alınarak yapılan ek çözümler, kalınlık etkisini gidermekte yardımcı olmaktadır.

Buraya kadar sözü edilen ters çözüm koşulları, Şekil 11'de verilen basit bir grafik tasarım ile daha iyi açıklanmaya çalışılmıştır. Şekil 11a, alıcı fonksiyonun tek başına ters çözümünü temsil etmektedir. Ters çözümde yararlanılan başlangıç yapının ortalaması 1 konumunda (yanlış) seçildiğinde, ters çözüm hız yapısı çarpı ile gösterilen yanlış veya sahte sonuçta kalmaktadır. Öte yandan, başlangıç yapının ortalaması 2 konumunda (doğru) seçildiğinde ise, ters çözüm hız yapısı artı ile gösterilen doğru sonuca ulaşmaktadır. Şekil 11b'de ise, alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının birlikte ters çözümü verilmiştir. Yararlanılan yüzey dalgası bilgisi istasyon altındaki yapısal özellikleri ortalama olarak temsil etmektedir (ince kesikli çizgi). Çözüme yüzey dalgasının katılması durumunda yanlış çözümler oluşmamakta ve ters çözüm hız yapısı artı ile gösterilen doğru sonuca hiçbir sorun olmadan ulaşmaktadır. Şekil 11c'de ise, yine alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının birlikte ters çözümü verilmiştir. Ancak, bu durumdaki yüzey dalgası, istasyonun altındaki jeolojik özellikleri temsil etmeyen bilgiler içermektedir. Yüzey dalgasının ters çözümdeki baskınlığı nedeniyle, sonuçta elde edilen hız yapısı çarpı ile gösterilen yanlış konumda çıkmıştır. Bu çalışmada üzerinde durulan seçenek Şekil 11b'de verilen yaklaşımı yansıtmaktadır.

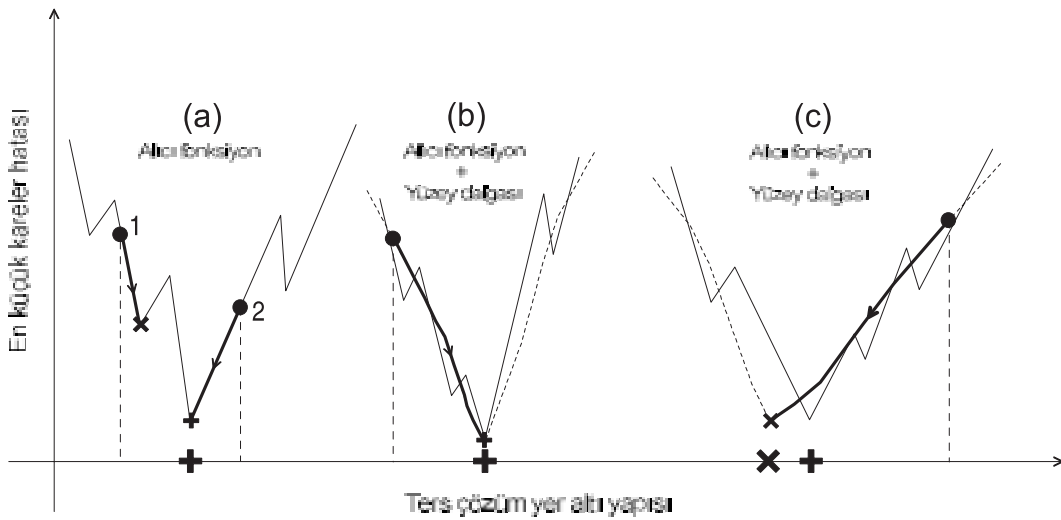
SONUÇLAR

Deprem kuşağında yer alan ülkemizde depremlerin çoğunlukla kabuk içi şekil değiştirmelerden dolayı oluşması, alıcı fonksiyon çalışmalarının önemini ülkemiz adına daha da arttırmaktadır. Alıcı fonksiyon çalışmaları ile yerel bir jeolojik



Şekil 10. Yüzey dalgası kabuk kalınlığının istasyon altındaki kabuk kalınlığından farklı olmasının ters çözüm sonuçlarına etkisi.

Figure 10. The effect of difference between crustal thickness beneath seismic station and the surrounding to inversion results.



Şekil 11. Alıcı fonksiyon ters çözümlerine katılan yüzey dalgalarının katkısı.

Figure 11. The contribution of the surface waves added to receiver function inversions.

yapının kabuksal sismik özelliklerini ortaya çıkarma olanağı bulunmaktadır. Günümüz teknolojik koşullarında, herhangi bir yerde sismik istasyon kurmak ve uzun süre çalıştırarak sismik veri toplamak eskiye oranla düşük harcamalı bir işlem haline gelmiştir. Bunun yanı sıra, alıcı fonksiyon işlemi yapay sismik kaynaklar yerine doğal sismik kaynaklar (deprem) kullanmaktadır. Söz konusu bu iki avantaj kullanılarak, ülkemizde daha yaygın alıcı fonksiyon çalışmalarının yapılması olanağı vardır. Alıcı fonksiyon çalışmalarında karşılaşılan en önemli sorunlardan biri çok çözümlülüktür. Yeraltının ortalama hızını önceden gerekli doğrulukla tahmin etmek oldukça zaman alıcı ve çoğu kez başarısız bir işlemdir. Ağırlıklı ters çözüm yönteminin bilgisayardaki sayısal uygulaması oldukça ekonomik olduğu için, çözüm parametrelerinin olası aralığı taranabilmekte ve bunlar arasından en uygun olan çözüm seçilebilmektedir. Söz konusu yöntemin bundan sonra yapılacak çalışmalarda, çok çözümlülük sorununun aşılmasında araştırmacılara önemli katkılar sağlayacağı umulmaktadır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, makalenin son şekline gelmesinde katkıda bulunan Yerbilimleri Dergisi Editörlüğüne teşekkür ederler. Prof. Dr. Aykut BARKA, yaptığı değerli çalışmalar ile yazarlara ışık tutmuştur, kendisini saygıyla anıyor ve teşekkür ediyoruz.

KAYNAKLAR

- Ammon, C. J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 2504-2510.
- Ammon, C. J., and Zandt, G., 1993. Receiver structure beneath the Southern Mojave Block, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 737-755.
- Ammon, C. J., Randall, G.E., and Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. *Journal of Geophysical Research*, 95, 15303-15318.
- Cassidy, J. F., 1992. Numerical experiments in broadband receiver function analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1453-1474.
- Cassidy, J. F., 1995. A comparison of the receiver structure beneath stations of the Canadian National Seismograph Network. *Canadian Journal of Earth Science*, 32, 938-951.
- Chen, X., 1993. A systematic and efficient method of computing normal modes for multilayered half-space. *Geophysical Journal International*, 115, 391-409.
- Clitheroe, G., Gudmundsson, O., and Kennet, B. L. N., 2000. The crustal thickness of Australia. *Journal of Geophysical Research*, 105, 13697-13713.
- Çakır, Ö., Erduran, M., Çınar, H., and Yılmaztürk, A., 2000. Forward modelling receiver functions for crustal structure beneath station TBZ (Trabzon, Turkey). *Geophysical Journal International*, 140, 341-356.
- Darbyshire, F. A., Priestley, K. F., White, R. S., Stefansson, R., Gudmundsson, G. B., and Jakobsdottir, S. S., 2000. Crustal structure of central and northern Iceland from analysis of teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 143, 163-184.
- Du, Z., and Foulger, G. R., 1999. The crustal structure beneath the northwest fjords, Iceland, from receiver functions and surface waves. *Geophysical Journal International*, 139, 419-432.
- Du, Z., and Foulger, G. R., 2001. Variation in the crustal structure across central Iceland. *Geophysical Journal International*, 145, 246-264.
- Erduran, M., 2002. Alıcı fonksiyonlar ve yüzey dalgalarının birlikte ters çözümünden TBZ (Trabzon) sismik istasyonunun kabuk yapısı. Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Trabzon, Doktora Tezi, 121 s.
- Erduran, M. ve Çakır, Ö., 2001. Kabuk ve üst-manto hız yapısının saptanmasında alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğü. *Yerbilimleri*, 23, 99-112.
- Erduran, M., Çakır, Ö. ve Çınar, H., 2001. Anadolu kabuk yapısının bölgesel Rayleigh ve Love yüzey dalgaları ile yorumu. *Jeofizik*, 15, 51-62.
- Frederiksen, A. W., and Bostock, M. G., 2000. Modeling teleseismic waves in dipping anisotropic structures. *Geophysical Journal International*, 141, 401-412.
- Gurrola, H., Minster, J. B., and Owens, T., 1994. The use of velocity spectrum for stacking receiver functions and imaging upper mantle discontinuities. *Geophysical Journal International*, 117, 427-440.
- Julia, J., Vila, J., and Macia, R., 1998. The receiver structure beneath the Ebro Basin, Iberian Peninsula. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 1538-1547.
- Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., and Correig, A. M., 2000. Joint inversion of receiver

- function and surface wave dispersion observations. *Geophysical Journal International*, 143, 99-112.
- Kennet, B. L. N., 1983. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*. Cambridge University Press, New York, 342 pp.
- Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4749-4762.
- Last, R. J., Nyblade, A. A., and Langston, C. A., 1997. Crustal structure of the east African plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities. *Journal of Geophysical Research*, 102, 24469-24483.
- Lay, T., and Wallace, T. C., 1995. *Modern global seismology*. Academic Press Inc., San Diego, 397-433.
- Levin, V., and Park, J., 1997. Crustal anisotropy in the Ural Mountains foredeep from teleseismic receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 24, 1283-1286.
- Mangino, S. G., Priestley, K., and Ebel, J., 1999. The receiver structure beneath the China digital seismograph network stations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 1053-1076.
- Mokhtar, T. A., and Al-Saeed, M. M., 1994. Shear wave velocity structures of the Arabian Peninsula. *Tectonophysics*, 230, 105-125.
- Müller, G., 1985. The reflectivity method: a tutorial. *Journal of Geophysics*, 58, 153-174.
- Owens, T. J., 1987. Crustal structure of the Adirondacks determined from broadband teleseismic waveform modeling. *Journal of Geophysical Research*, 92, 6391-6401.
- Owens, T. J., Zandt, G., and Taylor, S.R., 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *Journal of Geophysical Research*, 89, 7783-7795.
- Owens, T. J., Taylor, S. R., and Zandt, G., 1987. Crustal structure at regional seismic test network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 631-662.
- Özalaybey, S., Savage, M. K., Sheehan, A. F., Louie, J. N., and Brune J. N., 1997. Shear wave velocity structure in the northern Basin and Range Province from the combined analysis of receiver functions and surface waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 183-199.
- Peng, X., and Humphreys, E. D., 1997. Moho dip and crustal anisotropy in northwestern Nevada from teleseismic receiver functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 745-754.
- Sambridge, M., 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138, 479-494.
- Sandvol, E., Şeber, D., Calvert, A., and Barazangi, M., 1998. Grid search modeling of receiver functions: Implications for crustal structure in the Middle East and North Africa. *Journal of Geophysical Research*, 103, 26, 899-26, 917.
- Sheehan, A. F., Abers, G. A., Jones, C. H., and Lerner-Lam, A. L., 1995. Crustal thickness variations across the Colorado Rocky Mountains from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 100, 20, 391-20, 404.
- Takeuchi, H., and Saito, M., 1972. *Seismic surface waves: in Methods in computational Physics*. Academic Press Inc., New York, 11, 217-294.
- Tarantola, A., 1987. The least-squares criterion: in *Inverse problem theory*. Elsevier Science Company Inc., New York, 187-255.
- Zhang, J., and Langston, C. A., 1995. Dipping structure under Dourbes, Belgium, determined by receiver function modelling and inversion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 254-268.
- Zhou, L., Chen, W., and Özalaybey, S., 2000. Seismic properties of the Central Indian shield. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 1295-1304.