



P- ve S- Alıcı Fonksiyonları Analizi ve Birleşik Ters Çözümü: Erzurum civarındaki Litosferik Yapı

P- and S- Receiver Functions Analysis and Joint Inversion: Lithospheric Structure below Erzurum Vicinity

HAMDİ ALKAN^{1*} 

¹ Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Van, Türkiye

Geliş (*received*): 15 Haziran (*June*) 2022 Kabul (*accepted*): 20 Kasım (*November*) 2022

ÖZ

Alıcı fonksiyonu tekniği kabuk ve üst mantodaki tabaka kalınlıklarının varsayımı ve süreksizlikleri belirlemek için Jeofizikçiler tarafından sıklıkla kullanılmaktadır. Bir alıcı fonksiyonu P'den S'ye ya da S'den P'ye dönüşen fazları gösteren bir zaman serisidir. Bu çalışmada, zaman ortamı dekonvolüsyonu, derinlik ve yavaşlık yığıma, ve birleşik ters çözüm algoritması uygulanmıştır. Çalışma kapsamında, Erzurum civarında bulunan SENK ve ECAT geniş bantlı deprem istasyonlarının telesismik kayıtları seçilmiştir. Alıcı fonksiyonları yığıma işlemine tabii tutulduktan sonra, istasyon altındaki litosferik yapı için P- ve S-dalgası hız modelleri ve Vp/Vs oranları hesaplanmıştır. Bu çalışmadan elde edilen sonuçların, çalışma bölgesinde önceden yapılmış alıcı fonksiyonu sonuçları ile genellikle tutarlı olduğu gözlemlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Alıcı Fonksiyonları, Birleşik Ters Çözüm, Erzurum, Kabuk ve Üst Manto Yapısı

ABSTRACT

The receiver function technique is frequently used by geophysicists to determine discontinuities and to suppose the layer thicknesses in the crust and upper mantle. A receiver function is a time series in which phases are converted from P to S or S to P. In this study, the time-domain deconvolution method, depth and slowness stack, and the joint inversion algorithm are performed. In the aim of the study, teleseismic data is selected for the recorded at SENK and ECAT stations located in Erzurum city. P- and S-wave velocities, and Vp/Vs ratios are calculated for the lithospheric structure beneath these stations. The results of this study are generally consistent with previous receiver function findings applied in the study region.

Keywords: Receiver Functions, Joint Inversion, Crust and Upper Mantle, Erzurum

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1131197>

*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: hamdialkan@yyu.edu.tr

GİRİŞ

Alıcı fonksiyonu tekniği, kabuk ve üst mantodaki süreksizliklerin hız yapılarının hesaplanması için yer bilimciler tarafından genellikle tercih edilmektedir. Bir radyal alıcı fonksiyonu P dalgasından S dalgasına dönüşen telesismik bir dizi zaman serisi olarak tanımlanmaktadır. Telesismik P dalgası formu, bir deprem istasyonu altındaki süreksizlikler boyunca yansıyan ve kırılan P_s fazı bilgisini içermektedir. Alıcı fonksiyonu yönteminin temelleri ilk olarak Phinney (1964) tarafından atılmıştır. Phinney (1964), P dalgasının radyal bileşenini ve düşey bileşenini kullanarak telesismik P dalgalarının spektral genlik oranlarını modellemiştir. Ardından, Vinnik (1977), P -dalgası alıcı fonksiyonlarını elde etmek için zaman ortamı dekonvolüsyon filtresini geliştirmiştir. Langston (1979), zaman ortamında uygulanan radyal bileşen dekonvolüsyon tekniğini geliştirmiştir. Owens vd. (1984), alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için geniş bantlı ve telesismik dalga verisini kullanmıştır. Ammon ve diğ. (1990), yüksek frekanslı gürültülerden ve küçük ölçekli heterojenitelerden kaçınmak için su seviyesi dekonvolüsyon tekniğini geliştirmiştir. Ligorria ve Ammon (1999), radyal alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için zaman ortamında uygulanan iteratif dekonvolüsyon yöntemini ortaya çıkarmıştır. Farra ve Vinnik (2000), P -alıcı fonksiyonundaki (PRF) derin süreksizliklerden gelen fazlar ile sığ süreksizliklerdeki dönüşümlerin ya da yansımaların ayırt edilememesi problemi nedeniyle, S -alıcı fonksiyonu (SRF) yöntemini geliştirmiştir. SRF yönteminin en dikkat çeken özelliği düşük hızlı tabakaların çok daha yüksek ayrırlılık ile belirlenebilmesidir.

Yukarıda verilen öncü alıcı fonksiyonu çalışmalarının ışığı altında, özellikle son 40 yılda alıcı fonksiyonlarının ters çözümü yöntemi Dünya'nın farklı tektonik yapıları için

kabuk ve üst manto süreksizliklerinin yanal yönlü değişimlerinin araştırılmasında önemli bir araç olarak kullanılmıştır. Özellikle 2000'li yıllardan sonra, önemli sismolojik ve tektonik çalışmalar Anadolu ve civarında gerçekleştirilmiştir. Çeşitli alıcı fonksiyonu algoritmaları kullanılarak, Türkiye'nin batısında 25-30 km civarında ortalama Moho derinliği elde edilmiştir (Tezel vd., 2013; Vanacore vd., 2013; Kind vd., 2015; Ogden ve Bastow, 2022) ve doğusunda yaklaşık olarak 40-45 km kabuk kalınlığı hesaplanmıştır (Zor vd., 2003; Angus vd., 2006; Özacar vd., 2010; Gök vd., 2011; Alkan vd., 2020; Erduran vd., 2022). Bu çalışmada alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için zaman ortamı dekonvolüsyon tekniğinden faydalanarak, Erzurum civarında kurulu olan Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KOERI) ve Türkiye Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) tarafından işletilen SENK ve ECAT geniş bantlı deprem istasyonlarının telesismik kayıtları kullanılmıştır. PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümünden istasyon altındaki kabuk ve üst manto süreksizlikleri için hız modelleri ortaya çıkarılmıştır. Birleşik ters çözüm de Benzetilmiş Tavlama tekniği (Oreshin vd., 2011) kullanılmıştır.

ÇALIŞMA BÖLGESİ'NİN GENEL TEKTONİĞİ

Doğu Anadolu Bölgesi (Doğu Türkiye), Alp-Himalaya orojenik kuşağında bulunan önemli tektonik yapılardan bir tanesidir. Avrasya Levhası'nın güney yönlü hareketi ve Arap Levhası'nın kuzey yönlü hareketi ile ilişkili olarak, aktif kuzey-güney yönlü bir kıtasal çarpışma tektoniği (~13 milyon yıl önce başlayan) içerisinde kalmaktadır. Bölgedeki aktif sıkışma tektoniği neticesinde, sağ yönlü

doğrultu atımlı mekanizmaya sahip Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve sol yönlü doğrultu atımlı mekanizmaya sahip Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) sınırı boyunca

Anadolu Plakası saat yönünün tersine doğru dönmekte ve batıya doğru 20 mm/yıl hızla bir kaçış hareketi gerçekleştirmektedir (Şekil 1a). Diğer taraftan KAFZ ve DAFZ, Karlıova Üçlü Kesişim (KÜK) bölgesinde birleşmektedir. Bu sistem bölgede ters fay, doğrultu atımlı fay, kabuksal kısalma, Plio-Kuvaterner yaşa sahip volkanizma ve 2 km civarında topoğrafik yükselme gibi birçok tektonik mekanizmaya sebep olmaktadır. Anadolu ve civarındaki önemli diğer tektonik sistemler ise yaklaşık olarak kuzey-güney doğrultuda sol yönlü doğrultu atımlı mekanizmaya sahip Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ), Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması sonucu meydana gelmiş olan Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı (BZKK) ve doğu-batı yönlü horst-graben yapılarından meydana gelen Batı Anadolu Graben sistemidir (BAGS) (Şengör vd., 2003; Reilinger vd., 2006; Öztürk, 2018; Özer vd., 2021; Alkan vd., 2020).

Çalışma bölgesi, Doğu Anadolu Bölgesi içerisinde Erzurum-Kars platosu üzerinde yer almaktadır. Erzurum şehir merkezi ve civarında birçok aktif fay ve fay segmenti bulunmaktadır (Şekil 1b). Bunlar; sol yönlü doğrultu atımlı mekanizmaya sahip Çat Fay Zonu, Erzurum Fay Zonu, Aşkale Fay Zonu ve Palandöken Fayı, sağ yönlü doğrultu atımlı mekanizmaya sahip Varto Fay Zonu, Tercan Fayı ve Tutak Fayı ve son olarak ters fay mekanizmasına sahip Horasan-Şenkaya ve Pasinler Fay Zonları'dır. Bu fay mekanizmaları aletsel ve tarihsel dönemde birçok büyük depreme sebep olmuştur. Özellikle 1924 Horasan depremi ($M_S=6,8$), 1983 Hınıs depremi ($M_S=7,1$) ve 2004 Aşkale depremi ($M_S=5,3$) oldukça dikkat çekmektedir (Emre vd., 2018; Bayrak vd., 2020; Özer vd., 2021).

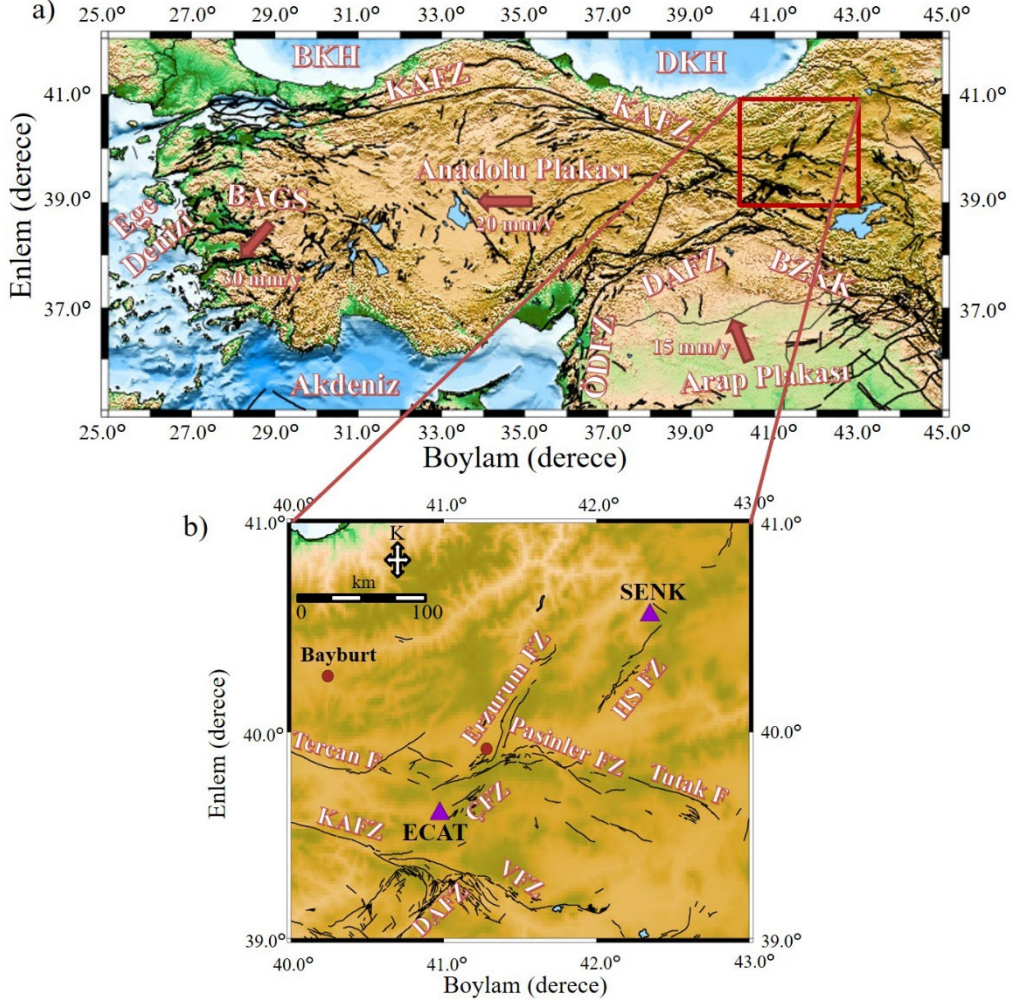
VERİ

PRF ve SRF'leri hesaplamak için KOERI ve AFAD tarafından işletilen SENK ve ECAT geniş bantlı (broadband) deprem istasyonlarının

telesismik deprem kayıtları kullanılmıştır. KOERI tarafından işletilen SENK istasyonu ilk olarak 2011 yılında faaliyete geçirilmiştir ve Guralp marka CMG-3T tipi sensöre sahiptir. SENK istasyonunun kayıt ettiği depremler European Integrated Data Archive (EIDA)'den temin edilmiştir. Diğer taraftan, AFAD tarafından işletilen ECAT istasyonu 2010 yılında faaliyete geçirilmiştir ve Guralp marka CMG-3ESP tipi sensöre sahiptir. ECAT istasyonunun kayıt ettiği depremler AFAD-Sürekli Veri merkezinden temin edilmiştir.

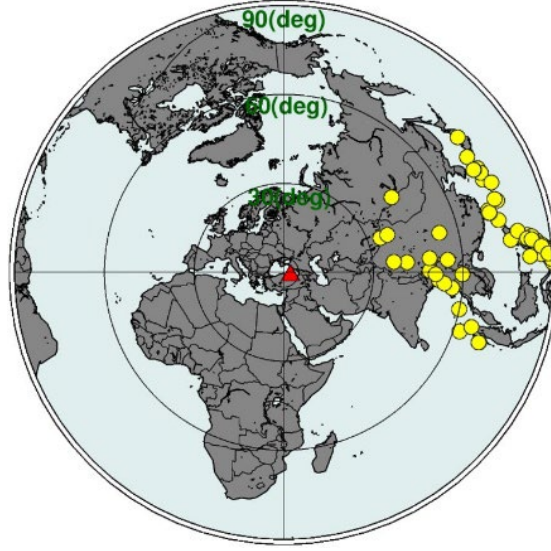
PRF'ler için moment magnitüdü $M_w \geq 6,0$ 'dan büyük olan ve episantr uzaklıkları $30^\circ-90^\circ$ arasında değişen depremler seçilmiştir. Fakat SRF'ler için episantr uzaklıkları $65^\circ-90^\circ$ arasında değişen depremler dikkate alınmıştır. Şekil 2'de seçilen depremlerin episantr noktaları sarı daireler ve çalışma bölgesi kırmızı üçgen ile gösterilmektedir. Ayrıca Tablo 1'de alıcı fonksiyonlarının hesaplanması için seçilen depremlerin katalog bilgileri verilmektedir.

Seçilen depremlerin ön-veri işlem aşamaları için seismic analysis code (SAC) (Hellfrich vd., 2013) adlı yazılım kullanılmıştır. İlk olarak, verinin *trend* etkisi giderilmiştir. Ardından *taper* ve *bandpass* filtre (0,02-0,8 Hz) uygulanmıştır. Son olarak, *alet etkisini* gidermek için *pole-zero* bilgilerini içeren dosyalar kullanılmıştır. Tüm veri setine aynı ön-veri işlem aşamaları uygulanmıştır ve ardından alıcı fonksiyonları hesaplanmıştır. Şekil 3, 29 Aralık 2018 tarihinde Filipinler'de meydana gelen depremin ECAT istasyonundaki üç bileşen kaydını göstermektedir. Seçilen her bir depremin kalitesini ve S/G oranını anlamak için bu deprem güzel bir örnektir. Düşey bileşende P-dalgası ilk varışı, yatay bileşenlerde S-dalgası ilk varışları ve üç bileşende de yüzey dalgası trendleri net olarak görünmektedir.



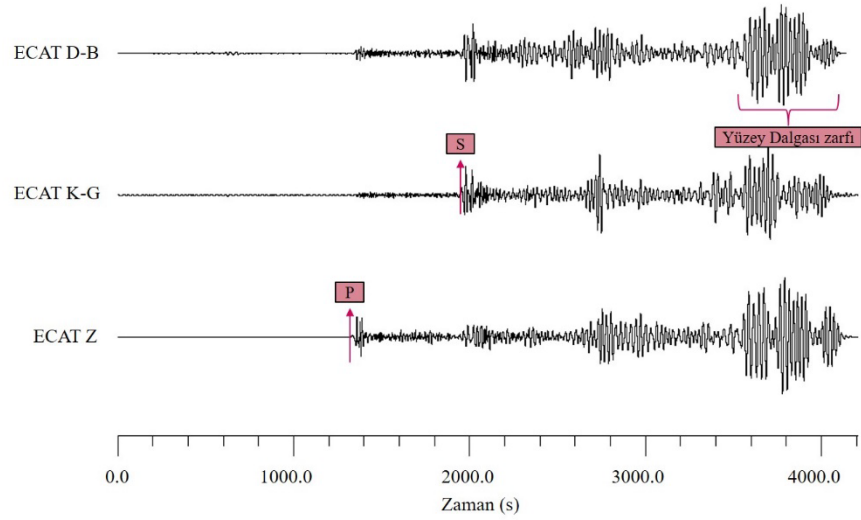
Şekil 1. a) Türkiye ve civarındaki temel ve aktif tektonik yapılar. Geniş oklar plaka hareket yönlerini göstermektedir. b) Erzurum civarındaki aktif faylar ve alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için seçilen geniş-bantlı deprem istasyonları (mor üçgenler) gösterilmektedir. Aktif tektonik faylar Emre vd. (2018)'den alınmıştır. Kısaltmalar: BKH; Batı Karadeniz Havzası, DKH; Doğu Karadeniz Havzası, KAFZ; Kuzey Anadolu Fay Zonu, BAGS; Batı Anadolu Graben Sistemi, DAFZ; Doğu Anadolu Fay Zonu, ÖDFZ; Ölü Deniz Anadolu Fay Zonu, BZKK; Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı, HSFZ; Horasan-Şenkaya Fay Zonu, ÇFZ; Çat Fay Zonu, VFZ; Varto Fay Zonu

Figure 1. a) Main active tectonic structures in and around Turkey. The large arrows show plate movement directions. b) Active faults around Erzurum and broad-band stations (purple triangles) were selected for calculating receiver functions. Active tectonic faults modified from Emre et al. (2018). Abbreviations: WBSB; Western Black Sea Basin, EBSB; Eastern Black Sea Basin, NAFZ; North Anatolian Fault Zone, WAGS; Western Anatolian Graben System, EAFZ; East Anatolian Fault Zone, DSFZ; Dead Sea Anatolian Fault Zone, BZTZ; Bitlis-Zagros Thrust Zone, HSFZ; Horasan-Şenkaya Fault Zone, ÇFZ; Çat Fault Zone, VFZ; Varto Fault Zone



Şekil 2. P- ve S- alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için kullanılan telesismik depremlerin ($M_w \geq 6,0$) episantir lokasyonları sarı daireler ve çalışma bölgesi kırmızı üçgen ile gösterilmiştir

Figure 2. Epicentral locations of teleseismic earthquakes ($M_w \geq 6.0$) used to calculate P- and S-receiver functions are shown with yellow circles and the study region is shown with the red triangle



Şekil 3. 29 Aralık 2018 tarihinde Filipinler'de meydana gelen depremin ($M_w=7,0$, episantir uzaklığı= $83,16^\circ$, derinlik= $60,2$ km) ECAT istasyonunu üç bileşen kaydı

Figure 3. The three-component event recorded on the ECAT station that occurred in the Philippines on December 29, 2018 ($M_w=7.0$, epicentral distance= 83.16° , depth= 60.2 km)

Tablo 1. Alıcı fonksiyonlarının hesaplanması için kullanılan telesismik depremlerin katalog bilgileri*Table 1. Catalog information of teleseismic earthquakes used for the calculation of receiver functions*

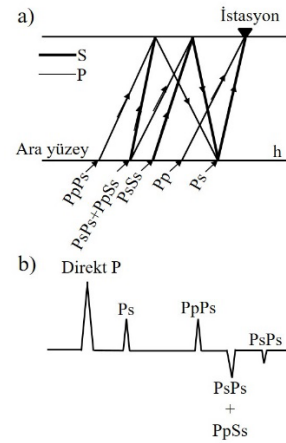
| Oluş Zamanı (yy.aa.gg) | Enlem (Derece) | Boylam (Derece) | Büyükük (Mw) | Derinlik (km) | Bölge |
|---|---------------------------------|----------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|--------------|
| 2021-12-09 | 29.41 | 129.38 | 6.0 | 7.0 | Japonya |
| 2021-11-25 | 22.82 | 93.51 | 6.2 | 43.0 | Myanmar |
| 2021-11-10 | 23.59 | 126.45 | 6.6 | 12.0 | Japonya |
| 2021-11-01 | 0.21 | 96.71 | 6.0 | 8.0 | Endonezya |
| 2021-10-24 | 24.51 | 121.83 | 6.2 | 69.0 | Tayvan |
| 2021-08-11 | 6.47 | 126.72 | 7.1 | 55.1 | Filipinler |
| 2021-07-10 | 2.95 | 126.50 | 6.1 | 44.3 | Endonezya |
| 2021-05-21 | 25.73 | 100.01 | 6.1 | 9.0 | Çin |
| 2021-05-14 | 0.14 | 96.64 | 6.7 | 11.0 | Endonezya |
| 2021-04-28 | 26.78 | 92.46 | 6.0 | 34.0 | Hindistan |
| 2021-04-19 | 0.18 | 96.56 | 6.1 | 9.0 | Endonezya |
| 2021-02-07 | 6.77 | 125.10 | 6.0 | 16.0 | Filipinler |
| 2021-01-21 | 4.99 | 127.51 | 7.0 | 80.0 | Filipinler |
| 2021-01-11 | 51.28 | 100.44 | 6.7 | 10.0 | Moğolistan |
| 2020-12-23 | 6.25 | 133.64 | 6.1 | 11.0 | Palau |
| 2020-12-15 | 5.18 | 125.42 | 6.1 | 14.0 | Filipinler |
| 2020-12-10 | 24.78 | 122.02 | 6.1 | 71.0 | Tayvan |
| 2020-11-15 | 8.76 | 126.29 | 6.0 | 43.0 | Filipinler |
| 2020-08-18 | 12.03 | 124.13 | 6.6 | 10.0 | Filipinler |
| 2020-07-22 | 33.14 | 86.86 | 6.3 | 10.0 | Xizang |
| 2020-07-17 | 11.85 | 94.94 | 6.1 | 10.0 | Hindistan |
| 2020-06-25 | 35.59 | 82.42 | 6.3 | 10.0 | Çin |
| 2020-04-05 | 1.40 | 126.44 | 6.0 | 42.0 | Endonezya |
| 2020-02-06 | 5.45 | 126.57 | 6.0 | 19.0 | Filipinler |
| 2019-12-15 | 6.70 | 125.17 | 6.8 | 18.0 | Filipinler |
| 2019-11-23 | 1.64 | 132.81 | 6.2 | 5.0 | Palau |
| 2019-11-20 | 19.45 | 101.36 | 6.2 | 10.0 | Laos |
| 2019-11-14 | 1.54 | 126.42 | 6.0 | 23.0 | Endonezya |
| 2019-11-14 | 1.62 | 126.42 | 7.1 | 33.0 | Endonezya |
| 2019-10-31 | 6.91 | 125.18 | 6.5 | 10.0 | Filipinler |

| | | | | | |
|------------|-------|--------|-----|------|------------|
| 2019-10-29 | 6.76 | 125.01 | 6.6 | 15.0 | Filipinler |
| 2019-10-16 | 6.71 | 125.01 | 6.4 | 16.1 | Filipinler |
| 2019-09-29 | 5.68 | 126.55 | 6.2 | 73.0 | Filipinler |
| 2019-07-26 | 20.84 | 121.97 | 6.0 | 9.0 | Filipinler |
| 2019-07-07 | 0.51 | 126.19 | 6.9 | 35.0 | Endonezya |
| 2019-06-18 | 38.64 | 139.48 | 6.4 | 12.0 | Japonya |
| 2019-05-09 | 31.78 | 131.85 | 6.2 | 22.0 | Japonya |
| 2019-05-31 | 6.28 | 126.48 | 6.1 | 98.7 | Filipinler |
| 2019-04-23 | 11.75 | 125.20 | 6.4 | 56.0 | Filipinler |
| 2019-04-22 | 14.95 | 120.51 | 6.1 | 21.8 | Filipinler |
| 2019-04-18 | 24.04 | 121.65 | 6.1 | 20.0 | Tayvan |
| 2019-03-08 | 10.38 | 126.01 | 6.0 | 30.0 | Filipinler |
| 2019-01-08 | 30.59 | 131.04 | 6.3 | 35.0 | Japonya |
| 2019-01-06 | 2.26 | 126.76 | 6.6 | 43.2 | Molucca |
| 2018-12-29 | 5.90 | 126.92 | 7.0 | 60.2 | Filipinler |
| 2018-09-08 | 7.24 | 126.48 | 6.2 | 10.0 | Filipinler |
| 2018-05-05 | 14.57 | 123.92 | 6.1 | 18.0 | Filipinler |
| 2018-04-15 | 1.41 | 126.88 | 6.0 | 34.0 | Endonezya |
| 2018-04-05 | 6.83 | 126.78 | 6.0 | 34.0 | Filipinler |
| 2018-02-06 | 24.13 | 121.66 | 6.4 | 17.0 | Tayvan |
| 2018-02-04 | 24.16 | 121.71 | 6.1 | 12.0 | Tayvan |
| 2018-01-11 | 18.37 | 96.07 | 6.0 | 9.0 | Myanmar |
| 2017-11-17 | 29.83 | 94.98 | 6.4 | 8.0 | Hindistan |
| 2017-08-08 | 44.30 | 82.83 | 6.3 | 20.0 | Çin |
| 2017-08-08 | 33.19 | 103.86 | 6.5 | 9.0 | Çin |
| 2017-07-26 | 26.90 | 130.18 | 6.0 | 12.0 | Japonya |
| 2017-07-06 | 11.13 | 124.63 | 6.5 | 9.0 | Filipinler |
| 2017-05-09 | 24.45 | 126.32 | 6.0 | 10.0 | Japonya |
| 2017-04-28 | 5.50 | 125.07 | 6.9 | 26.0 | Filipinler |
| 2017-03-14 | 6.15 | 92.30 | 6.0 | 10.0 | Hindistan |
| 2017-02-10 | 9.91 | 125.45 | 6.5 | 15.0 | Filipinler |
| 2016-12-18 | 8.37 | 137.67 | 6.2 | 19.0 | Mikronezya |
| 2016-12-08 | 43.82 | 86.35 | 6.0 | 17.6 | Çin |
| 2016-12-06 | 5.28 | 96.17 | 6.5 | 13.0 | Endonezya |

| | | | | | |
|------------|-------|--------|-----|------|------------|
| 2016-10-21 | 35.37 | 133.81 | 6.2 | 5.6 | Japonya |
| 2016-09-23 | 6.57 | 126.49 | 6.3 | 65.0 | Filipinler |
| 2016-08-24 | 20.92 | 94.57 | 6.8 | 82.0 | Myanmar |
| 2016-04-15 | 32.79 | 130.75 | 7.0 | 10.0 | Japonya |
| 2016-04-14 | 32.70 | 130.72 | 6.0 | 8.0 | Japonya |
| 2016-04-14 | 32.79 | 130.70 | 6.2 | 9.0 | Japonya |
| 2016-04-13 | 7.79 | 122.02 | 6.0 | 17.0 | Filipinler |
| 2016-01-11 | 3.90 | 126.86 | 6.5 | 13.0 | Filipinler |
| 2016-01-03 | 24.80 | 93.65 | 6.7 | 55.0 | Hindistan |

YÖNTEM

Cisim dalgalarının sismik fazları sismogramlarda birincil ve ikincil fazlar olarak tanımlanırlar. Örneğin, birincil P-dalgası ilk olarak varır ve ardından ikincil fazlar yani yansıyan ve dönüşen fazlar (converted ve multiple fazlar) varır. İkincil fazlar istasyon civarındaki kabuk ve manto süreksizliklerinden meydana gelen dalgalardır. Yansıyan ve dönüşen fazları ve bunlarla ilişkili süreksizlikleri belirlemek için aynı deprem istasyonunun birden çok kaydının kullanılması gereklidir. Her depremin kaynak fonksiyonu ve ikincil fazların dalga formları aynı olmadığından oldukça zor bir uygulamadır. Fakat dijital bir filtre (*dekonvolüsyon*) yardımıyla, her olaydaki birincil fazlar bir "iğnecik" e dönüştürülebilir ve dekonvolüsyon filtresi eş zamanlı olarak her ikincil fazı da standart bir forma sokar (Şekil 4). Bu şekilde sinyaldeki iyileştirmeler ile alıcı fonksiyonları elde edilebilir (Vinnik, 2010). P- ve S-alıcı fonksiyonlarını elde etmek için genellikle üç işlem aşaması uygulanır: Rotasyon, Dekonvolüsyon, Derinlik ve Yavaşlık Yığma.



Şekil 4. Alıcı fonksiyonu şematik diyagramı. a) Tek tabakalı yarı-sonsuz bir ortam için radyal alıcı fonksiyonundaki Ps dönüşüm fazlarını gösteren basitleştirilmiş ışın diyagramı b) Dalga formları (Ammon vd. (1990)'dan değiştirilerek alınmıştır)

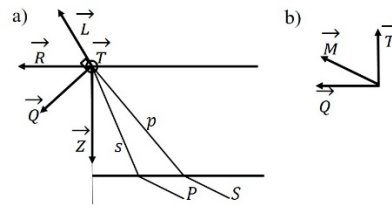
Figure 4. Receiver function schematic diagram. a) Simplified diagram showing Ps converted and reflected phases in the radial receiver function for an isotropic media b) Phases forms (modified from Ammon et al. (1990))

Rotasyon

Bir istasyondan $30^\circ - 90^\circ$ episantr uzaklığı aralığındaki bir deprem için direkt P fazı düşey bileşende ve Ps fazı yatay bileşenlerde yüksek genliktir. P ve SV dalgaları arasındaki parçacık hareketini daha belirgin hale getirmek için \vec{L} , \vec{Q} ve \vec{T} koordinat sistemi dönüşümünü kullanılabilir (Vinnik, 1977). Rotasyon işleminde, düşey ve yatay bileşenler ilk olarak radyal (\vec{R}) ve teğetsel (\vec{T}) bileşenlere, ardından, düşey (\vec{Z}) ve radyal (\vec{R}) bileşenler \vec{L} ve \vec{Q} bileşenlerine geri-azimut ve geliş açısı kullanılarak döndürülür (Şekil 5). \vec{Q} bileşeni yayılma düzleminde \vec{L} ve \vec{T} bileşenine normaldir ve Ps fazı en iyi \vec{Q} bileşeninde gözlemlenir. Amaç Ps dönüşüm fazlarını elde etmek olduğu için \vec{Q} bileşeni P-alıcı fonksiyonu olarak tanımlanmaktadır. Dekonvolüsyon işleminden önce, S/G oranını arttırmak için \vec{L} , \vec{Q} ve \vec{T} bileşenleri *Butterworth* yüksek geçişli (~ 30 sn) ve alçak geçişli (~ 3 sn) filtreler ile filtrelenir (Alkan vd., 2019).

S-alıcı fonksiyonlarını elde etmenin ilk aşaması olan rotasyon işleminde Sp dönüşüm fazını elde etmek için $60^\circ - 90^\circ$ episantr mesafesindeki olaylar kullanılır (Farra ve Vinnik, 2000). Bu episantr uzaklığının seçilmesinin sebebi, litosfer-astenosfer sınırı (LAB), 410 km ve 660 km gibi manto süreksizliklerinden gelen Sp fazlarını gözlemleyebilmektir. Bu teknik ile sığ süreksizliklerden gelen fazlar ile derin süreksizliklerden gelen fazlar daha iyi ayırt edilebildiğinden dolayı, PRF yöntemine tamamlayıcı olarak düşünülebilir (Farra ve Vinnik 2000). Yöntem P , SV ve SH enerjisini gözlemlemek için \vec{L} , \vec{Q} , \vec{T} ve \vec{M} bileşenlerinin rotasyon işlemlerini kapsamaktadır (Şekil 5). Yayılma düzlemindeki S dalgası parçacık hareketi ile ilişkili olarak, \vec{L} bileşeni Sp fazını en büyük genlikle gösterir. \vec{M} bileşeni ise S-

dalgası parçacık hareket yönüne karşılık gelmektedir ve dekonvolüsyon için bir "spike" olarak kullanılır. Dekonvolüsyon işleminden önce, PRF'lerde olduğu gibi S/G oranını arttırmak için döndürülmüş bileşenlere *Butterworth* yüksek geçişli (~ 30 sn) ve alçak geçişli (~ 8 sn) filtreler uygulanır (Alkan vd., 2019).



Şekil 5. a) Ps ve Sp fazlarının teorik ışın yörüngeleri. \vec{Z} düşey bileşeni, \vec{R} radyal bileşeni ve \vec{T} teğetsel bileşeni temsil etmektedir. \vec{L} ve \vec{Q} bileşenleri, geri-azimut ve geliş açısı değerlerinin kullanılmasıyla düşey ve radyal bileşenlerin eksen dönüşümlerinden elde edilir. b) \vec{Q} ve \vec{T} bileşenlerinin kullanılmasıyla \vec{M} bileşeni elde edilir (Morais, 2012)

Figure 5. a) Ray paths of Ps and Sp phases. \vec{Z} is a vertical component, \vec{R} is a radial component, and \vec{T} is a transverse component. L and Q components are calculated by axis rotation of Z and R components using the back-azimuth and angle of incidence. b) The \vec{M} component is obtained by using the \vec{Q} and \vec{T} components (Morais, 2012)

Dekonvolüsyon İşlemi

PRF ve SRF için aynı dekonvolüsyon algoritması kullanılabilir (Berkhout, 1977). PRF'yi elde etmek için L bileşeninden Q bileşeni dekonvole edilirken, SRF'yi elde etmek için M bileşeninden L bileşeni dekonvole edilir. PRF ve SRF için "spike" operatörü genellikle ~ 80 sn uzunluğunda seçilir. Bu uzunluk Ps ve Sp dönüşüm fazlarının genliklerini arttırmak için yeterlidir. Zaman ortamı dekonvolüsyon işleminde, dekonvolüsyonun asıl amacı bir filtre üretmek olduğu için sismik dalga formuna

uygun filtre uygulanırsa, arzu edilen dalga formu elde edilir. Dekonvolüsyon filtresi P dalgası formuna uygulanmasıyla standart bir iğnecik (*impulse*) elde edilir ve eş zamanlı ikincil P_s fazlarının da uygulanır (Vinnik, 2010).

Derinlik Yığma

P_s dönüşüm fazlarını daha büyük genlikli olarak elde etmek ve kaynak etkisini minimuma indirmek için dekonvole edilmiş Q bileşenleri (PRF) zaman öteleme düzeltilmesi ile yığılabılır. PRF'lerden elde edilen gecikme aşağıdaki formülden elde edilir (Kind ve Vinnik, 1988),

$$\delta t_i = t_{P_s}^i(h) - t_{P_s}^0(h) \quad (1)$$

Burada $t_{P_s}^i(h)$ i . olayın P dalgası ışın parametresi ve $t_{P_s}^0(h)$ yığma işlemi için referans yavaşlık değeridir (6,4 s/° ya da 67° episantr uzaklığı). Yığma işlemi sonucunda elde edilen izler farklı deneme derinlik değerleri için (0-800 km) gösterilir (Oreshin vd., 2011).

Yavaşlık Yığma

Derin süreksizliklerden gelen ve SV dalgasından türeyen S ve Sp fazlarının yavaşlık değerleri arasındaki farkı hesaplayabilmek için her bir dekonvole edilmiş L bileşeni (SRF) odak mekanizmasındaki yapıya bağlı olarak ağırlıklandırma ile yığılabılır (Oreshin vd., 2011). Bu işlem eğimli yığma (*slant stack*) olarak bilinir. Referans uzaklık ve sismik olayın episantr uzaklığı arasındaki diferansiyel episantr uzaklığı ve Sp - S fazları arasındaki deneme diferansiyel yavaşlık değerinin hesaplanması ile yığma işlemi gerçekleştirilir (Morais, 2012). Aşağıdaki eşitlikten zaman öteleme düzeltilmesi hesaplanır;

$$\delta t = (\Delta - \bar{\Delta})\delta u \quad (2)$$

Eşitlik 2'de, Δ depremin episantr uzaklığı, $\bar{\Delta}$ referans uzaklık (diferansiyel uzaklık) ve δu S ve Sp fazları arasındaki yavaşlık farkıdır.

Yığma diferansiyel yavaşlığın farklı değerleri (0-1,2 s/°) ile ilişkili olarak görselleştirilebilir. Yığma izindeki negatif polariteler yüksek S dalgası hızlı süreksizliklere karşılık gelmektedir (Morais, 2012).

P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının Birleşik Ters Çözümü

PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü iteratif bir algoritma olan "*Benzetilmiş Tavlama yöntemi*"ne benzer bir algoritma ile gerçekleştirilebilir. Bu yöntemdeki temel mantık; bir katının aniden ısıtılıp yavaşça soğumaya bırakılmasıdır. Seyahat zamanı rezidüelleri ile birlikte, alıcı fonksiyonlarından elde edilecek kesme ve sıkışma dalgası hız parametrelerinin terslenmesi de aynı mantıkla gerçekleştirilir. Bu algoritma için deprem istasyonu altındaki kabuk yapısının homojen, izotropik ve maksimum elastik özellikte olduğu varsayılır (Vinnik, 2010). Ters çözüm için PRF'lerin 0 km derinliğindeki yığma izi ile SRF'lerin 0 s/° deki yığma izi kullanılır. Başlangıç modeli P dalgası hızı, S dalgası hızı ve yoğunluk (Birch yasasından) ile tanımlanır. Sentetik Q ve L bileşenleri *Thomson-Haskell matris* algoritmasından hesaplanır (Haskell, 1962). Dört farklı serbestlik derecesindeki başlangıç noktası için final hesaplanır (Mosegaard ve Vestergaard, 1991). Her başlangıç noktası için 4×10^5 adet deneme modeli test edilir ve en küçük hata (*misfit*) değerine kadar gidilir. Hata gözlemlenen ve sentetik alıcı fonksiyonları arasındaki farka karşılık gelmektedir. Optimum modeller *Metropolis şartlarına* göre, basamaklı olarak kabul ya da ret kararı verilerek belirlenir (Mosegaard ve Tarantola, 1995).

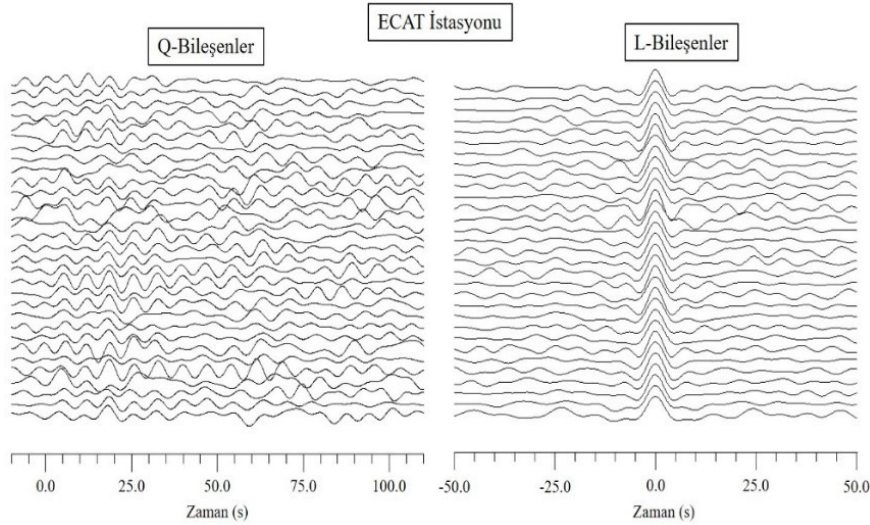
Ters çözüm işleminde yığılmış PRF ve SRF için $Ep(m)$ ve $Es(m)$ hata fonksiyonları sırasıyla minimum edilir. Eğer ters çözüm işlemine rezidüellerde dâhil edilirse, P -rezidüel ve S -rezidüel için de hata fonksiyonları minimum hale getirilmelidir. Teorik seyahat zamanı

rezidüelleri (dT_s ve dT_p) *IASP91* hız modeline göre hesaplanır (Kennett ve Engdahl, 1991). Rezidüeller, *P410s* ve *P660s* fazlarının seyahat zamanlarından belirlenir ve bu fazların standart varış zamanları 67° deki bir uzaklık için sırasıyla 44,0 sn ve 67,9 sn'dir. Silveira vd. (2010), $dT_{Ps} = dT_s - dT_p$ olarak vermiştir. Bu eşitlik aynı zamanda $dT_p = dT_{Ps}/(k - 1)$ ile aynıdır. Burada k , dT_s/dT_p 'dir. Son olarak, gerekli düzenlemeler yapılırsa, $dT_s = dT_{Ps}(1 + 1/(k - 1))$ elde edilir. *P410s* rezidüeli dT_s ve dT_p arasındaki farktır ve bunlar arasında gerçekçi bir oran benimsenerek değerlendirilir.

BULGULAR

Bu bölümde, KOERI ve AFAD tarafından işletilen SENK ve ECAT geniş bantlı deprem istasyonlarının telesismik

kayıtlarından hesaplanan PRF'lerin derinlik yığma ve SRF'lerin yavaşlık yığma sonuçları değerlendirilmiştir. Elde edilen izler Seismic Handler (Stammler, 1992) adlı yazılım ile görselleştirilmiştir. Şekil 6'da ECAT istasyonunda kaydedilen 31 adet verinin Q (alıcı fonksiyonu) ve L (Impuls fonksiyonu) bileşenleri gösterilmektedir. Q bileşenlerinde Moho süreksizliğinden gelen *Ps* fazı 5 sn civarında pozitif polariteli olarak göze çarpmaktadır. L bileşenleri ise 0 saniyede ve maksimum genliği 1 olacak şekilde normalize edilmiştir. Derin süreksizliklerden istasyona ulaşan *Ps* dönüşen fazları yüksek genlikli gözlemek için uygulanan zaman-öteleme düzeltme ile derinlik yığma sonucu Şekil 7'de gösterilmiştir.



Şekil 6. ECAT istasyonunda kaydedilen 31 adet depremden elde edilen Q ve L bileşenleri

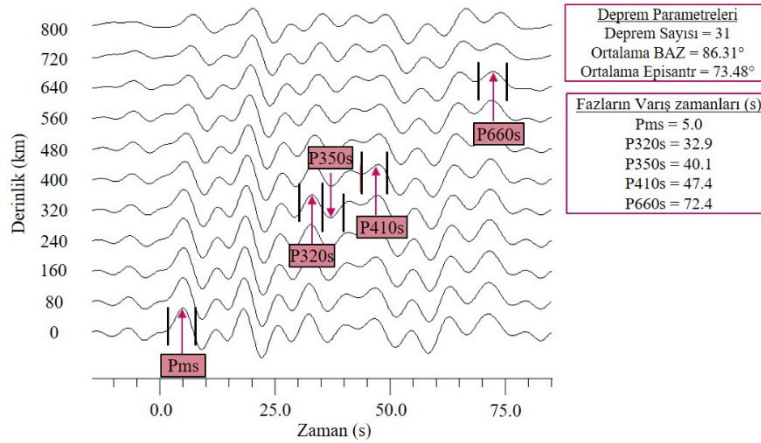
Figure 6. Q and L components were obtained from the 31 earthquakes recorded at the ECAT station

ECAT istasyonu kayıtlarını yığmak için kullanılan PRF'lerin ortalama episantr uzaklığı $73,48^\circ$ ve ortalama geri azimut değeri $86,31^\circ$ 'dir. Her yığma izi 0-800 km arasında değişen farklı deneme dönüşüm derinliğiyle ilişkilidir. 0 km derinlik yığma izinde ~5 sn de

genliği 0,07 olan pozitif polariteli faz *Pms* (Moho) fazıdır. 400 km derinlik izinde, net olmamakla birlikte *P410s* varışını 47,4 sn civarında (genliği 0,04) gözlemek mümkündür. 72,4 sn civarında 660-km süreksizliklerinden gelen *P660s* fazı (genlik

0,04) nispeten daha net olarak gözlemlenmektedir. Bu her iki faz varışının değeri *IASP91* hız modelinden elde edilen varış zamanlarına göre oldukça büyüktür ($P410s=44,0$ s ve $P660s=6,9$ s). Bu durum, 410-km süreksizliğinin üstündeki manto hızlarının düşük olmasından ve 660-km süreksizliğinin çökeliyle ilişkilendirilebilir (Morais vd., 2015). $P410s$ fazından hesaplanan mutlak rezidüel değerler $Ts=4,8$ sn ve $Tp=1,6$ sn'dir. Vinnik vd. (2010)'a göre, bu rezidüel değerlerinin yarısı ile işlem yapmak ($Ts=2,4$ sn ve $Tp=0,8$ sn) suni süreksizlikleri ortadan kaldırmak için

oldukça faydalıdır. Yaklaşık olarak 30 sn civarında ve 320 km derinlik yığıma izinde pozitif polariteli olarak $P320s$ fazı işaretlenmiştir. Bu fazın varlığı hala daha tartışılma konusu olmakla beraber, orta-üst manto derinliklerindeki (250-350 km) süreksizlik ile ilişkilendirilmiştir (Morais, 2012). Aynı yığıma izinde, yaklaşık olarak 40,0 sn civarında negatif polariteli olarak gözlemlenen $P350s$ fazı 350-km süreksizliğinden gelen fazı temsil etmektedir. Bu faz 410-km süreksizliğinin hemen üzerindeki düşük hızlı süreksizliği temsil etmektedir (Oreshin vd., 2011).



Şekil 7. ECAT istasyonu derinlik yığıma sonucu. Her yığılmış Q bileşeni izi bir deneme derinliğine karşılık gelmektedir. Zaman eksenini P- dalgası ilk varışına göre ayarlanmıştır. Pms, P320s, P350s, P410s ve P660s fazları ilişkili derinlik süreksizliklerini temsil etmektedir

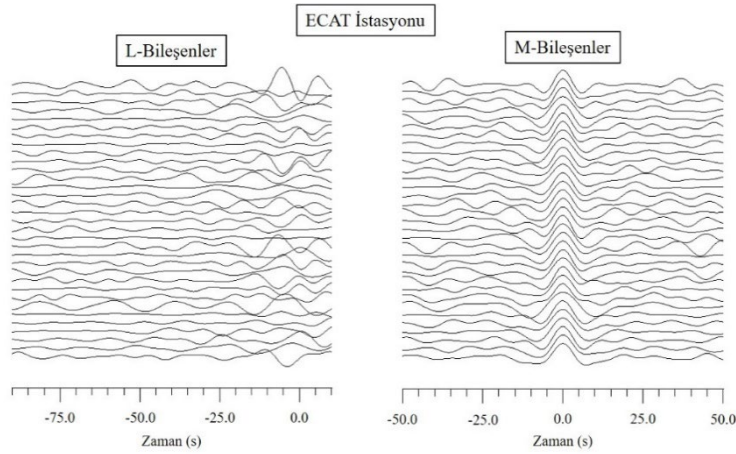
Figure 7. Depth stack result from ECAT station. Each stacked Q component trace corresponds to trial depth. The time axis is adjusted for the first arrival of the P-wave. Phases Pms, P320s, P350s, P410s and P660s represent associated depth discontinuities

S_p direkt ve S_p dönüşen fazlar çok küçük genlikli oldukları için elde edilen S dalgasının fazının genliği ile gürültünün RMS (hata) değeri 0,01'den küçük olmalıdır. Yavaşlık yığıma esnasında, büyük genlikli fazlar bazı durumlarda yavaşlık değerinden ve yanal yönlü heterojeniteden dolayı 1° kadar ($0,2$ s/°) kayma gösterebilir. Bu problemin üstesinden gelmek

için bir referans episantr uzaklığı seçilip, bu derece farkı ortadan kaldırılabilir (Vinnik ve Farra, 2007). Diğer taraftan Vinnik vd. (2010)'a göre, direkt S' den önce varan ve SV 'nin 10%'u kadar genliğe sahip olan Smp fazı, -3.5 sn civarında negatif polariteli olarak gözlemlenebilir. 410-km süreksizliğinden gelen $S410p$ fazının ise varış zamanı ~ -50 sn'dir.

Şekil 8, ECAT istasyonunda kaydedilen 33 adet telesismik deprem kaydını L (alıcı fonksiyonu) ve M (Impuls fonksiyonu) bileşenlerini göstermektedir. Şekil 9, yavaşlık yığma sonucunu göstermektedir. Bu depremlerin ortalama episantr mesafesi $73,48^\circ$ ve ortalama geri-azimut değeri $86,31^\circ$ 'dir. Yığma sonucu hesaplanan standart hata değeri (RMS) $0,011$ 'dir. Moho süreksizliğinden gelen Smp fazı $-5,2$ sn'de 0.13 genlikli olarak gözlenmektedir. Moho'dan gelen bir fazın

sinyal olarak sayılabilmesi için sinyalin genliği ve hatanın genliği oranı en az $4'e 1$ olmalıdır (Morais, 2012). ECAT istasyonu yığma sonucunda bu oran yakalanmıştır. Negatif polariteli SLp fazı $-27,0$ sn'de varan Lehmann fazıdır. Orijini hala daha tartışmalı olan bu süreksizlik, $200-250$ km civarındaki düşük hızlı tabakanın hemen tabanında bulunmaktadır (Vinnik vd., 2010). Diğer taraftan $0,6$ s $^\circ$ 'lik yığma izinde, $S410p$ fazı (genliği $0,02$) $-51,0$ sn'de gözlemlenmiştir.

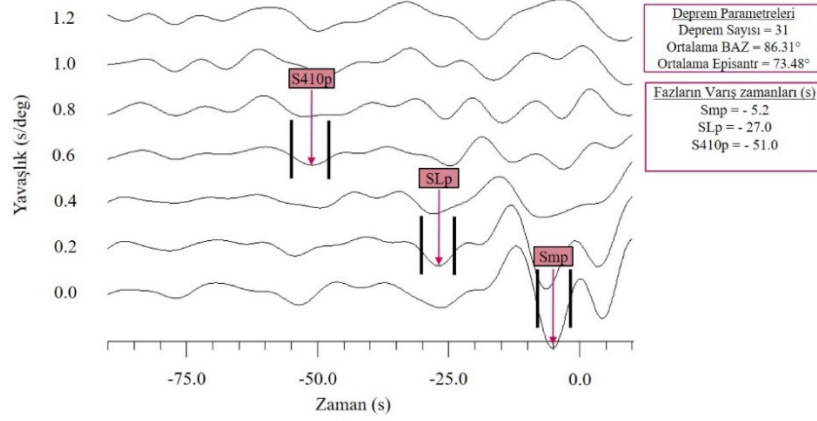


Şekil 8. ECAT istasyonunda kaydedilen 33 adet depremden elde edilen L ve M bileşenleri

Figure 8. L and M components were obtained from the 33 earthquakes recorded at the ECAT station

Şekil 10 ve 11, PRF'leri hesaplamak için SENK istasyonunda kaydedilen 54 adet depremin Q ve L bileşenleri ve derinlik yığma sonuçları göstermektedir. Yığma işleminden önce Q bileşenleri incelendiğinde, özellikle 5 sn civarında pozitif ve 25 sn civarında negatif polariteye sahip fazlar göze çarpmaktadır. SENK istasyonunda kayıt edilen depremlerin ortalama episantr mesafesi $69,97^\circ$ ve ortalama geri-azimut açısı ise $87,71^\circ$ 'dir. Şekil 11'e göre, 0 km yığma izinde $\sim 5,4$ sn de $0,08$ genlikli Pms fazı gözlenmektedir. ~ 25 sn civarında negatif polariteli bir faz 240 km derinliğindeki yığma izinde gözlenmektedir. Yığma izinde

55 sn civarında $0,04$ genlikli bir faz göze çarpmaktadır. Bu faz $P520s$ fazı olarak isimlendirilmiştir ve yaklaşık olarak 500 km derinliğinde, ~ 50 km kalınlığındaki bir süreksizliği temsil ettiği ifade edilmiştir (Morais, 2012). 640 -km derinlik yığma izinde ise 0.03 genlikli $P660s$ fazı $69,5$ sn'de belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Derinlik yığma sonucunda, $P410s$ fazı maalesef belirlenememiştir. Bundan dolayı, mutlak rezidüeller (Tp ve Ts) hesaplanamamış ve birleşik ters çözüm işlemi rezidüel değerlerden faydalanmadan gerçekleştirilmiştir.



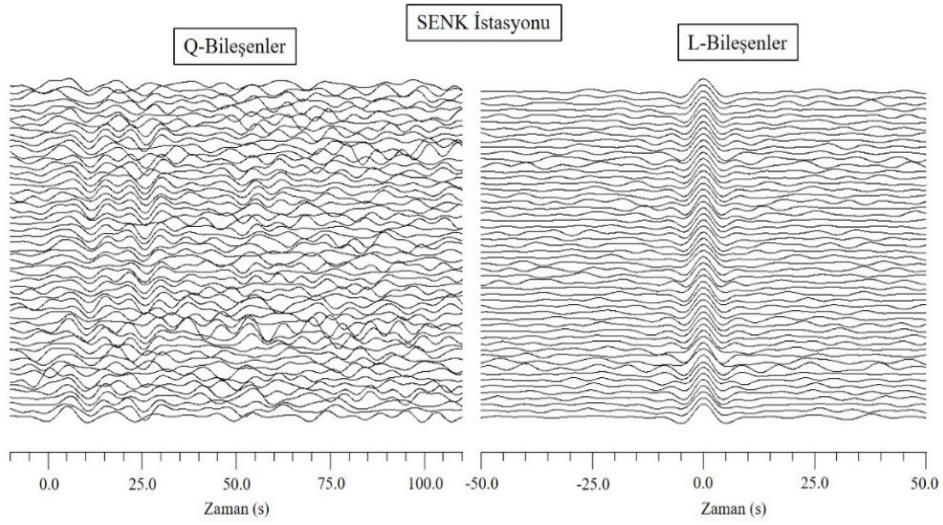
Şekil 9. ECAT istasyonu yavaşlık yığıma sonucu. Her yığılmış L bileşeni izi bir diferansiyel yavaşlık değerine karşılık gelmektedir. Zaman eksenini S- dalgası ilk varışına göre ayarlanmıştır. Smp, SLp ve S410p fazları ilişkili derinlik süreksizliklerini temsil etmektedir

Figure 9. Depth stack result from ECAT station. Each stacked L component trace corresponds to a difference slowness value. The time axis is adjusted for the first arrival of the S-wave. Phases Smp, SLp and S410p represent associated depth discontinuities

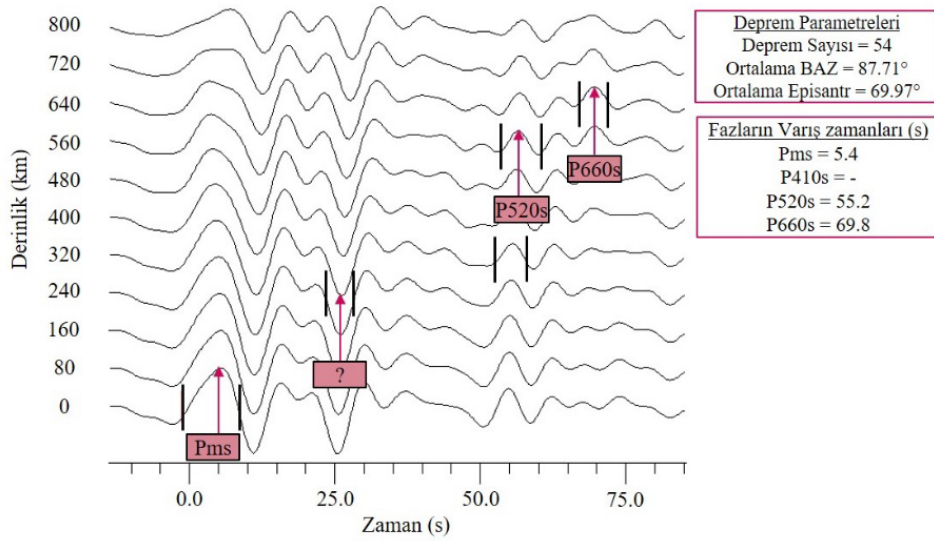
Aslında $P410s$ fazının belirlenememesinden kaynaklanan rezidüel değerlerinin olmaması durumu, ters çözüm için rezidüellerin önemini ve final hız modellerindeki saçılmayı ne kadar etkilediğini göstermek açısından faydalı bir örnek olacaktır.

Şekil 12 ve 13, SRF'leri hesaplamak için SENK istasyonunda kaydedilen 41 adet depremin L ve M bileşenlerini ve yavaşlık yığıma sonuçları göstermektedir. Seçilen 41 adet depremin ortalama episantr mesafesi $77,2^\circ$ ve ortalama geri-azimutu $83,2^\circ$ 'dir. SRF'lerin en dikkat çekici özelliklerinden bir tanesi,

negatif polariteli fazlar hızın derinlikle arttığı süreksizliklerden gelen faz dönüşümlerine karşılık gelmesidir. Yavaşlık yığıma sonucundaki gürültünün hata değerinin genliği 0,012 iken, Moho süreksizliğinden gelen Smp fazının (-4,9 sn) genliği 0.04 olarak belirlenmiştir. Yaklaşık olarak 1'e 4'lük oran sağlanmıştır. Bir diğer önemli faz, 0,2 s/°'lik yığıma izinde gözlemlenen negatif polariteli Lehmann fazıdır (SLp) ve -26,9 sn'de işaretlenmiştir. Son olarak, 0,6 s/°'lik yığıma izinde, S410p fazı (genliği 0.08) -51,2 sn'de işaretlenmiştir.

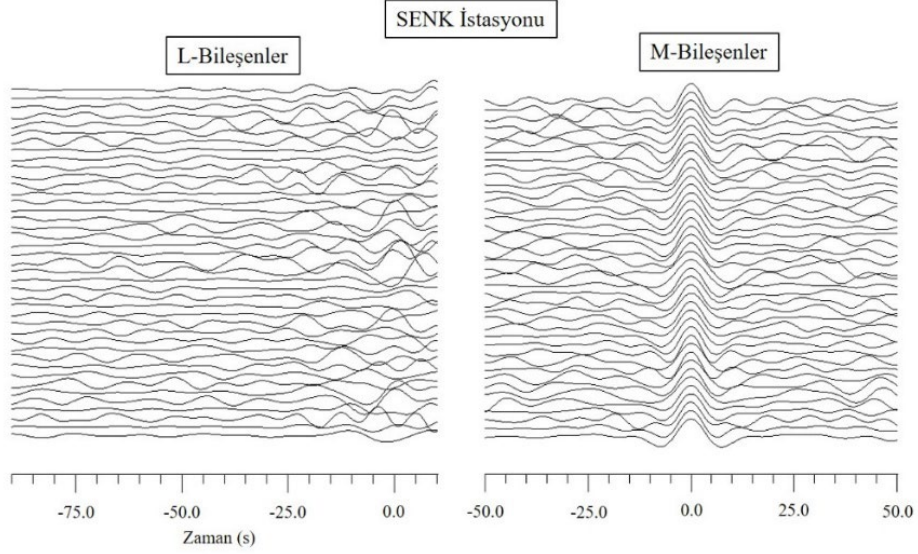


Şekil 10. SENK istasyonunda kaydedilen 54 adet depremden elde edilen Q ve L bileşenleri
Figure 10. Q and L components were obtained from the 54 earthquakes recorded at the SENK station



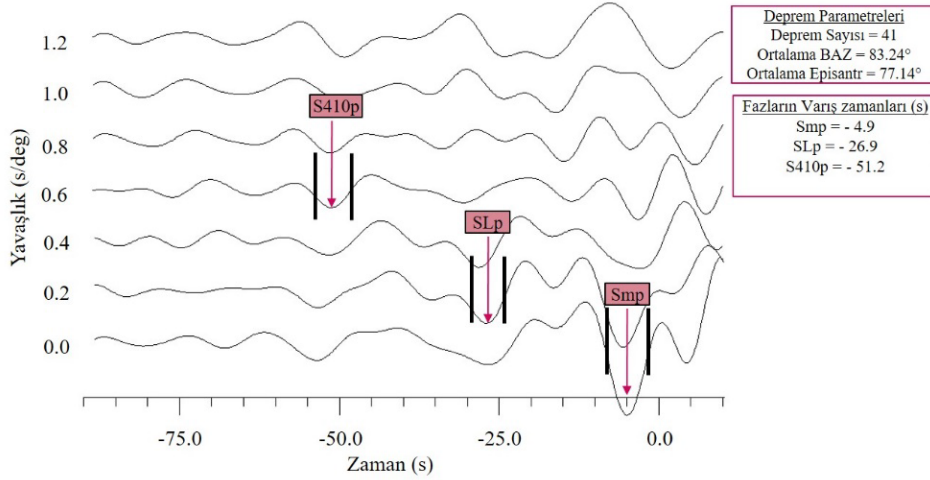
Şekil 11. SENK istasyonu derinlik yığıma sonucu. Her yığılmış Q bileşeni izi bir deneme derinliğine karşılık gelmektedir. Zaman eksenini P- dalgası ilk varışına göre ayarlanmıştır. Pms, P520s ve P660s fazları ilişkili derinlik süreksizliklerini temsil etmektedir

Figure 11. Depth stack result from SENK station. Each stacked Q component trace corresponds to trial depth. The time axis is adjusted for the first arrival of the P-wave. Phases Pms, P520s and P660s represent associated depth discontinuities



Şekil 12. SENK istasyonunda kaydedilen 41 adet depremden elde edilen L ve M bileşenleri

Figure 12. L and M components were obtained from the 41 earthquakes recorded at the SENK station



Şekil 13. SENK istasyonu yavaşlık yığma sonucu. Her yığılmış L bileşeni izi bir diferansiyel yavaşlık değerine karşılık gelmektedir. Zaman eksenini S- dalgası ilk varışına göre ayarlanmıştır. Smp, SLp ve S410p fazları ilişkili derinlik süreksizliklerini temsil etmektedir

Figure 13. Depth stack result from SENK station. Each stacked L component trace corresponds to a difference slowness value. The time axis is adjusted for the first arrival of the S-wave. Phases Smp, SLp and S410p represent associated depth discontinuities

SONUÇLAR

Bu bölümde, Erzurum civarında işletilmekte olan 2 adet geniş bantlı deprem istasyonu kayıtlarından hesaplanan PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözüm sonuçları değerlendirilmiştir. ECAT ve SENK istasyonlarının litosferik yapısı ile ilişkili olarak P-dalgası hız modeli, S-dalgası hız modeli ve V_p/V_s oranı hesaplanmıştır. Ardından elde edilen bulgular, Doğu Anadolu bölgesinde yapılmış önceki alıcı fonksiyonu çalışmaları ile ilişkilendirilmiştir ve değerlendirilmiştir.

Erzurum şehir merkezinin güneyinde ve Karlıova Üçlü Kesişimi'ne oldukça yakın bir konumda kurulu olan ECAT istasyonu verilerinin birleşik ters çözümünden elde edilen P-dalgası ve S-dalgası hız modelleri incelendiğinde, ilk olarak orta kabuk derinliklerinde düşük P-dalgası hızları ($V_p \sim 5,5$ km/s) göze çarpmaktadır. Diğer taraftan ECAT istasyonu altında, 42 km derinliği civarında kabuk-manto geçişi ($V_s \sim 4,4$ km/s ve $V_p \sim 7,6$ km/s) belirlenmiş olup, düşük P_n hızları hesaplanmıştır. Yaklaşık 90 km derinliğinde ise Litosfer-Astenosfer sınırının geçişi gözlenmektedir. LAB geçişinde P-dalgası hızı 7,6 km/s ve S-dalgası hızı 4,3 km/s civarındadır (Şekil 14). Horasan-Şenkaya fay zonu civarında ve Erzurum şehir merkezinin kuzey doğusunda kurulu olan SENK istasyonu verilerinin kullanılmasıyla elde edilen derinlik yığılma sonuçlarından seyahat zamanı rezidüelleri (T_p ve T_s) belirlenmemiştir. Dolayısıyla, birleşik ters çözüm yönteminin kullanılmasıyla bu istasyon altı için elde edilen hız modellerinde seyahat zamanı rezidüelleri kullanılmamıştır. Ters çözüm sonuçlarına göre, kabukta ortalama hızlar $V_s \sim 3,5$ km/s ve $V_p \sim 5,8$ km/s olarak elde edilmiştir ve Moho süreksizliği ~ 45 km ($V_s = 4,3$ km/s ve $V_p \sim 8,2$ km/s) derinlikte hesaplanmıştır. Litosfer-Astenosfer geçişi S-dalgası hız modelinde net olarak gözlenemese

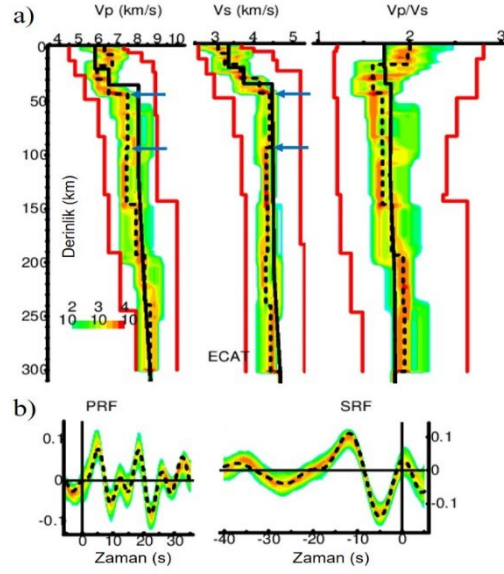
bile, P-dalgası hız modelinde belirgin bir şekilde ortaya çıkmıştır. LAB yaklaşık olarak 90 km derinlik seviyelerinden başlayıp 250 km derinlik seviyelerine kadar devam etmektedir. LAB geçişinde P-dalgası hızı $\sim 7,9$ km/s civarına düşmektedir (Şekil 15).

Bir bölgenin kıtasal kabuk kompozisyonun kayaç tipini/bileşimini araştırmak ve o bölgenin jeolojik evrimini anlamak için P-dalgası hız modeli, S-dalgası hız modeli ve V_p/V_s oranı genellikle kullanılmaktadır (Christensen ve Mooney, 1995). ECAT istasyonu verilerinin kullanılmasıyla elde edilen V_p/V_s oranı üst kabukta oldukça yüksek bir değerde olup ($\sim 1,90$), alt kabukta daha düşük bir değerdedir ($\sim 1,70$). Kabukta ortalama V_p/V_s oranı 1,79 civarındadır (Şekil 14). Benzer şekilde SENK istasyonu verilerinin kullanılmasıyla elde edilen V_p/V_s oranı üst kabukta 1,85 civarında iken, alt kabukta $\sim 1,60$ değerine kadar azalmaktadır (Şekil 15). Elde edilen V_p/V_s oranı değişimleri, bölgede üst kabukta mafik özellikli kayaç grubundan çok felsik özellikli kayaç grubunu ve alt kabukta ise silisyum içeriğinin daha fazla olduğu mafik özellikli kayaç grubunun varlığını yansıtmaktadır (Christensen ve Mooney, 1995).

Bölgede önceden yapılmış alıcı fonksiyonu çalışmaları aşağıda verilmiştir. Önceki çalışmalar ile bu çalışmanın sonuçları genel olarak birbirleri ile uyumlu sonuçlar vermiştir. Zaman ortamı yinelemeli (iterative) dekonvolüsyon yöntemini kullanarak Zor vd. (2003), Doğu Anadolu platosunda ortalama kabuk kalınlığını 45 km ve ortalama kabuksal kesme dalgası hızını 3,7 km/s olarak belirlemişlerdir. Angus vd. (2006), Arap-Avrasya çarpışma kuşağının litosferik yapısını belirlemek için S-dalgası alıcı fonksiyonlarını kullanmıştır. Erzurum-Kars platosu civarında, üst kabuk kalınlığı yaklaşık 10 km civarında, Moho derinliği ~ 45 km ve LAB ise ~ 75 km derinliğindedir. Diğer taraftan, aynı bölgede

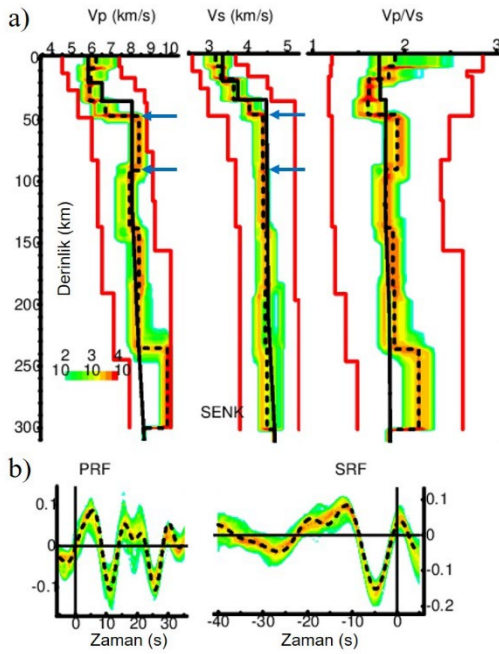
(42°D ve 39°K) kabuksal düşük hızlı tabakalar gözlemlenmişlerdir. Bu düşük hızlı tabakaları orta kabuktaki kısmi ergimelerle ilişkilendirmişlerdir. Özacar vd. (2010), Erzurum civarındaki Neojen volkanik birimlerden dolayı kabuksal Vp/Vs oranını ~1,85 civarında hesaplamışlardır. Bu yüksek Vp/Vs oranı, daha çok mafik bileşimli ve daha az felsik bileşimli kabuk yapısı ile ilişkilendirilmiştir. Gök vd. (2011), Anadolu-Kafkas- Hazar bölgelerinin litosferik hız yapılarını araştırmak için Ligoria ve Ammon (1999)'un algoritmasını kullanmışlardır. Anadolu plakasında üst kabuk S-dalgası hızları ~3,1 km/s ve alt kabuk S-dalgası hızları ~3,5 km/s olarak elde edilmiştir. Kabuk-manto geçişinden sonra üst manto S-dalgası hızları standart değerden daha düşük olarak elde edilmiştir. Vanacore vd. (2013), frekans ortami su-seviyesi dekonvolüsyon yöntemini kullanarak, Anadolu Plakası altındaki Moho yapısını araştırmıştır. Erzurum civarında 45 km kabuk kalınlığı ve yüksek Vp/Vs (~1,85) oranı belirlemişlerdir. Bu yüksek oranı bölgedeki güncel volkanizma ve alt kabuktaki kısmi ergime ile ilişkilendirmişlerdir. Tezel vd. (2013), hesapladıkları alıcı fonksiyonlarını genetik algoritma modellemesi ile birleştirerek Anadolu'nun tamamı için Moho derinliği ve S-dalgası hız yapısını ortaya çıkarmışlardır. Elde ettikleri sonuçlara göre, Doğu Anadolu plakası civarında ortalama kabuk kalınlığı 42 km ve ortalama üst manto S-dalgası hızı 4,2 km/s'dir. Kind vd. (2015), S-alıcı fonksiyonlarından Türkiye'nin litosferik yapısını araştırmışlardır. Doğu Anadolu'da kabuk kalınlığını ~40 km ve LAB sınırını 70-90 km olarak belirlemişlerdir. Elde edilen bu kalınlıklar, Anadolu altındaki ince bir litosfer ile ilişkilendirilmiştir. Erduran vd. (2022), PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü yöntemini kullanarak Doğu Anadolu'daki 16 istasyon için hız modelleri hesaplamışlardır. Çalışmada özellikle manto litosferi, astenosfer

ve geçiş zonuna odaklanılmıştır. Erzurum civarında ortalama kabuk kalınlığı 41 km ve LAB derinliği 60 km olarak belirlenmiştir. Bu kalınlık değerlerini, bölgede bolca bulunan Neojen-Kuvaternar volkanikleri ve Erzurum-Kars platosunun altındaki çarpışmayla ilişkili magma transfer modeli ile ilişkilendirmişlerdir.



Şekil 14. a) ECAT istasyonu için Vp ve Vs hız modelleri ve Vp/Vs oranı. dTs=0,8 ve dTp=2,4 olarak kullanılmıştır. IASP91 başlangıç modelleri siyah devamlı, final modeller siyah kesikli ve araştırma sınırları kırmızı çizgilerle gösterilmiştir. Mavi oklar Moho ve LAB süreksizliklerini temsil etmektedir. b) Yığılmış (kesikli çizgiler) ve ters çözüm sonucu elde edilen sentetik (renkli çizgiler) alıcı fonksiyonları

Figure 14. a) Vp and Vs velocities and Vp/Vs ratio models for station ECAT. Time residuals are used to dTs=0,8 and dTp=2.4. IASP91 models and final models are shown with black solid lines and dashed black lines, respectively. Thin red lines show the bounds of the search. Blue arrows represent Moho and LAB depths. b) Stacked (dashed lines) and synthetic (colored lines) receiver functions



Şekil 15. a) SENK istasyonu için Vp ve Vs hız modelleri ve Vp/Vs oranı. IASP91 başlangıç modelleri siyah devamlı, final modeller siyah kesikli ve araştırma sınırları kırmızı çizgilerle gösterilmiştir. Mavi oklar Moho ve LAB süreksizliklerini temsil etmektedir. b) Yığılmış (kesikli çizgiler) ve ters çözüm sonucu elde edilen sentetik (renkli çizgiler) alıcı fonksiyonları

Figure 15. a) Vp and Vs velocities and Vp/Vs ratio models for station SENK. IASP91 models and final models are shown with black solid lines and dashed black lines, respectively. Thin red lines show the bounds of the search. Blue arrows represent Moho and LAB depths. b) Stacked (dashed lines) and synthetic (colored lines) receiver functions

ECAT ve SENK istasyonlarından elde edilen hız ve kalınlık sonuçları ile bölgede yapılmış önceki alıcı fonksiyonu çalışmalarından elde edilen sonuçlar birbirleri ile oldukça uyumludur. Bu durum birleşik ters çözüm algoritmasının güvenilirliğini bir kez daha ortaya koymaktadır.

Bunun yanında, bu çalışmadan elde edilen sonuçlar göstermiştir ki özellikle kabuk ve üst mantonun (üst 300 km'lik bölge) modellenmesi için yığılmış alıcı fonksiyonlardaki dönüştürme ve yansıyan fazların varış zamanları, genlikleri ve polariteleri kabuksal süreksizlikler hakkında önemli bilgiler vermektedir. Son olarak, P- ve S-alıcı fonksiyonlarının yığma sonuçlarından özellikle Lehmann, 410-km ve 660-km gibi üst mantonun derin süreksizliklerinden önemli hız bilgileri almanın yanında, istasyon altı için birleşik ters çözümden güvenilir hız ve derinlik bilgisine ulaşılabilmektedir.

KATKI BELİRTME

İlk olarak, yapıcı tavsiyeleri ve yorumları için Editor ve hakemlere teşekkür ederim. Ardından, alıcı fonksiyonlarının birleşik ters çözümü hakkında bana verdikleri bilimsel destekten dolayı Dr. Lev Vinnik ve Dr. Sergey

Oreshin'e çok teşekkür ederim. Bazı şekiller Generic Mapping Tools (Wessel vd. 2018) kodlarından üretilmiştir. Çalışmada kullanılan dijital deprem verileri European Integrated Data Archive (EIDA) (ORFEUS Data Center WebDC3 Web Interface (orfeus-eu.org)) ve Türkiye Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD)'ndan (T.C. İçişleri Bakanlığı Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (T.C. İçişleri Bakanlığı Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (afad.gov.tr)) temin edilmiştir. Aktif fay bilgileri Emre vd. (2018)'den alınmıştır.

KAYNAKLAR

Alkan, H., Çınar, H., Oreshin, S., 2020. Lake Van (Southeastern Turkey) Experiment: Receiver Function Analyses of Lithospheric Structure from Teleseismic Observations. Pure Appl. Geophys., 177, 3891-3909.

Ammon, C.J., Randall, G.E., Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver functions inversions. J. Geophys. Res., 95, 15303-15318.

- Angus, D., Wilson, D., Sandvol, E., Ni, J.F., 2006. Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophysical Journal International*, 166, 1335-1346.
- Bayrak, E., Ozer, C., Perk, S., 2020. Stress Tensor and Coulomb Analysis for Erzurum and Its Surroundings. *Turk. J. Earthq. Res.*, 2(1), 101-114.
- Berkhout, A.J., 1977. Least square inverse filtering and wavelet deconvolution. *Geophysics*, 42, 1369-1383.
- Christensen, I., Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *J. Geophys. Res.*, 100, 9671-9788.
- Emre, O., Duman, T.Y., Ozalp, S., Saroglu, F., Olgun, S., Elmaci, H., Can, T., 2018. Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16, 3229-3275.
- Erduran, M., Oreshin, S., Vinnik, L., Çakır, Ö., Makayeva, L., 2022. Mantle lithosphere, asthenosphere and transition zone beneath Eastern Anatolia. *J. Seismol.*, 26, 265-281.
- Farra, V., Vinnik, L., 2000. Upper mantle stratification by P and S receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 141, 699-712.
- Gök, R., Mellors, R.J., Sandvol, E., Pasyanos, M., Hauk, T., Takedatsu, R., Yetirmishli, G., Teoman, U., Turkelli, N., Godoladze, T., Javakishviri, Z., 2011. Lithospheric velocity structure of the Anatolian plateau-Caucasus-Caspian region. *Journal of Geophysical Research*, 116, B05303.
- Haskell, N.A., 1962. Crustal reflection of plane P and SV waves. *J. Geophys. Res.*, 67, 4751-4767.
- Helfrich, G., Wookey, J., Bastow, I., 2013. *The Seismic Analysis Code, A Primer and User's Guide*. Cambridge, United Kingdom.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, 105, 429-465.
- Kind, R., Vinnik, L.P., 1988. The upper-mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S converted phases. *J. Geophys.*, 62, 138-147.
- Kind, R., Eken, T., Tilmann, F., Sodoudi, F., Taymaz, T., Bulut, F., Yuab, X., Can, B., Schneider, F., 2015. Thickness of the lithosphere beneath Turkey and surroundings from S-receiver functions. *Solid Earth*, 6, 971-984.
- Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762.
- Ligorria, J.P., Ammon, C.J., 1999. Iterative deconvolution and receiver function estimation. *Bullet. Seismol. Soc. Am.*, 89:5, 1395-1400.
- Morais, I., 2012. Structure of the Crust and Mantle Beneath Iberia and Western Mediterranean from P and S Receiver Functions and SKS Waveforms. PhD Thesis, Lizbon University, 311.
- Mosegaard, K., Vestergaard, P.D., 1991. A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information. *Geophys. Prospect.*, 39, 599-611.
- Mosegaard, K., Tarantola, A., 1995. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. *Journal of Geophysical Research*, 100, 431-447.

- Ogden, C.S., Bastow, I.D., 2022. The crustal structure of the Anatolian Plate from receiver functions and implications for the uplift of the central and eastern Anatolian plateaus. *Geophys. J. Int.*, 229, 1041-1062.
- Oreshin, S.I., Vinnik, L.P., Kiselev, S.G., Rai, S.S., Prakasam, K.S., Treussov, A.V., 2011. Deep seismic structure of the Indian shield, western Himalaya, Ladakh and Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 415-429.
- Owens, T., Zandt, G., Taylor, S.R., 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *J. Geophys. Res.*, 89, 7783-7795.
- Özacar, A.A., Zandt, G., Gilbert, H., Beck, S.L., 2010. Seismic images of crustal variations beneath the East Anatolian Plateau (Turkey) from teleseismic receiver functions. *Geology Society London Special Publications*, 340, 485-496.
- Özer, Ç., Öztürk, S., Pamuk, E., 2021. Tectonic and structural characteristics of Erzurum and its surroundings (Eastern Turkey): a detailed comparison between different geophysical parameters. *Turkish J. Earth Sci.*, 30: doi:10.3906/yer-2106-18.
- Öztürk, S., 2018. Earthquake hazard potential in the Eastern Anatolian region of Turkey: seismotectonic b and Dc-values and precursory quiescence Z-value. *Front. Earth Sci.*, 12(1), 215-236.
- Phinney, R.A., 1964. Structure of the Earth's crust from spectral behaviour of long period body waves. *J. Geophys. Res.*, 69, 2997-3107.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.*, 111, B05411.
- Silveira, G., Vinnik, L., Stutzmann, E., Kiselev, S., Farra, V., Morais, I., 2010. Stratification of the Earth beneath the Azores 1 from P and S receiver functions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 229, 91-103.
- Stammler, K., 1992. Seismic Handler-Programmable multichannel data Handler for interactive and automatic processing of seismological analyses. *Computers and Geosciences*, 19, 2,135-140.
- Şengör, A.M.C., Ozeren, S., Genc, T., Zor E., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophys. Res. Lett.*, 30(4), 8045.
- Tezel, T., Shibusani, T., Kaypak, B., 2013. Crustal thickness of Turkey determined by receiver function. *J. Asian Earth Sci.*, 75, 36-45.
- Vanacore, E.A., Taymaz, T., Saygın, E., 2013. Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis. *Geophysical Journal International*, 193, 329-337.
- Vinnik, L.P., 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 583, 15, 3945.
- Vinnik, L., Farra, V., 2007. Low S velocity atop the 410-km discontinuity and mantle plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 262, 398-412.
- Vinnik, L., 2010. Advanced School on Direct and Inverse Problems of Seismology. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, 2167-19.
- Vinnik, L., Ren, Y., Stutzmann, E., Farra, V., Kiselev, S., 2010. Observations of S410p

and S350p phases at seismograph stations in California. *J. Geophys. Res.*, 115.

Wessel, P., Luis, J., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W.H.F., Tian, D., 2019. The Generic Mapping Tools Version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20.

Zor, E., Sandvol, E., Gurbuz, C., Turkelli, N., Seber, D., Barazangi, M., 2003. The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 8044.