



## Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi

<http://dergipark.gov.tr/yyufbed>



Araştırma Makalesi

### Benzetilmiş Tavlama Yöntemi: Karadeniz Havzası için Bir Sismolojik Uygulama

Hamdi ALKAN<sup>\*1</sup>, Hakan ÇINAR<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 65080, Van, Türkiye

<sup>2</sup>Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 61080, Trabzon, Türkiye

Hamdi ALKAN, ORCID No: 0000-0003-3912-7503, Hakan ÇINAR, ORCID No: 0000-0002-6562-1962

\*Sorumlu yazar e-posta: hamdialkan@yyu.edu.tr

#### Makale Bilgileri

Geliş: 01.06.2020

Kabul: 08.09.2020

Online Yayınlanma Aralık 2020

#### Anahtar Kelimeler

Karadeniz Havzası,  
Litosferik Yapı,  
Alıcı Fonksiyonları,  
Eş zamanlı Ters Çözüm

**Öz:** Bu çalışmada Karadeniz Havza'nın ve civarının güncel kabuk ve üst manto yapısı çalışılmıştır. Bu amaç doğrultusunda, Karadeniz'in çevresinden seçilen geniş-bantlı deprem istasyonlarının telesismik kayıtları kullanılmıştır. Her bir istasyon altı için P-dalgası hızı, S-dalgası hızı ve Vp/Vs oranı (300 km derinliğe kadar) elde edilmiş ve güncel tektonik durum yorumlanmıştır. Hızların hesaplanması için P- ve S-dalgası Alıcı Fonksiyonları Benzetilmiş Tavlama yöntemi vasıtasıyla birleşik ters çözüm işlemine tabi tutulmuştur. Veri seti yaklaşık olarak 400 adet depremi kapsamaktadır. Elde edilen hız histogramlarına göre, Doğu Karadeniz Havzası'nda kuzeyden güneye doğru Litosfer-Astenosfer geçişi kubbe gibi bir eğim ile artmaktayken, Batı Karadeniz Havzası'nda ise aynı doğrultuda daha yassı bir artış gözlemlenmiştir. Ortalama P-dalgası ve S-dalgası hızları Karadeniz Havzası'nın çevresinde kıtasal özellikli bir litosferin varlığını işaret etmektedir. Tüm bu sonuçlara göre, tektonik olarak güneye eğimli bir yitimin var olduğu söylenebilir.

### Simulated Annealing Method: A Seismological Application for The Black Sea Basin

#### Article Info

Received: 01.06.2020

Accepted: 08.09.2020

Online Published December 2020

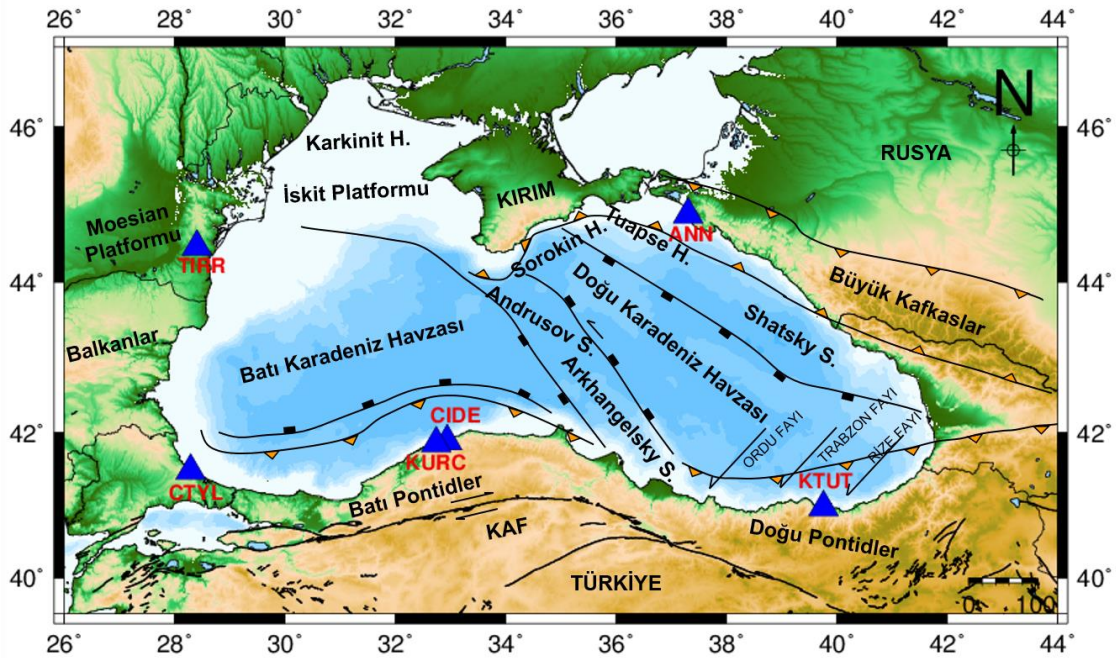
#### Keywords

Black Sea Basin,  
Lithospheric Structure,  
Receiver Functions,  
Simultaneous Inversion

**Abstract:** In this study, the current crust and upper mantle structure of the Black Sea Basin and its surroundings have been studied using data of broadband earthquake stations. P-wave velocity, S-wave velocity, and Vp/Vs ratio (up to 300 km depth) were obtained for each station and they were associated with recent tectonic situation. To calculate the velocities, the P- and S-wave Receiver Functions were performed to the simultaneous inversion by the using Simulated Annealing method. The dataset included more than 400 teleseismic events. According to velocity histograms, while the Lithosphere-Asthenosphere boundary beneath the Eastern Black Sea Basin increased from north to south with a dome-like slope, a flat increase was observed in the Western Black Sea Basin in the same direction. Mean P-wave and S-wave velocities indicate the presence of the continental lithosphere around the Black Sea and its coastal area. According to these results, tectonically, it may be said that there is southward subduction beneath the Pontides.

## 1. Giriş

Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alan Karadeniz Havzası (KH) tektonik olarak aktif dağ kuşakları ile çevrelenmiştir. Havzanın güneyinde Pontidler, doğusunda Kafkaslar, kuzeyinde Kırım dağları ve batısında Balkanlar bulunmaktadır. Karadeniz Havzası içerisinde birçok sırt (Shatsky ve Andrusov gibi) ve hendek (Tuapse ve Karkinit gibi) bulunmakla birlikte, iki önemli genişleme alt-havzası mevcuttur: Doğu Karadeniz Havzası (DKH) ve Batı Karadeniz Havzası (BKH). Bu iki havza Andrusov ve Arkhangelsky sırtlarından meydana gelmiş Orta Karadeniz sırtı (OKS) ile birbirinden ayrılmaktadır (Şekil 1). DKH ve BKH geçişli ya da okyanus/okyanus altı tipi kabuk yapısı ile karakterize edilirken, KB-GD yönünde gelişmiş olan OKS kıtasal kabuk orijinlidir (Gobarenko & Yegorova, 2010; Yegorova & Gobarenko, 2010; Çınar & Alkan, 2016). Karadeniz Havzası genellikle Paleozoik-Senozoyik zamanda Pontid Orojenik Sisteminin kuzeyinde Neotetis okyanusunun kuzeye yitimi ile ilişkili yay gerisi havza olarak dikkate alınmaktadır (Yegorova ve ark., 2013). Fakat Eyuboglu ve ark. (2014)'na göre, Karadeniz Havzası Geç Miyosen-Pliyosen zamanda oluşmuş ve güneye doğru yiten Paleotetis okyanusunun güncel kalıntısını temsil etmektedir. BKH Geç Kretase zamanda doğrultu atımlı faylanma ve üst mantodan türeyen bazaltik magma etkisiyle oluşan riftleşmeden dolayı, Moesian ve İskit platformlarından meydana gelmiştir. DKH ise Jura ve Kretase zamanda Transkafkasya'nın etkisiyle bugünkü formuna kavuştuğu düşünülmektedir (Yegorova ve ark., 2013). Geç Kretase-Senozoyik zamanda Afrika-Arap plakasının kuzeye hareketi ve Anadolu bloğunun batıya kaçması Transkafkasya havzasını Doğu Karadeniz havzası ve Güney Hazar denizi olmak üzere iki ayrı parçaya bölmüştür. Bu tektonik hareket Transkafkasya'nın batısında kıtasal kabuk bazifikasyonu (basification) ve sıkışma deformasyonuna neden olmuştur (Scott ve ark., 2009). Bu sıkışma tektoniğiyle ilişkili olarak, Büyük Kafkaslar ve Güney Kırım dağları Kafkas terslenme kuşağının aktif bir parçası haline gelmiştir (Gobarenko ve ark., 2015). İskit kıtasal plakasının atına doğru Doğu Karadeniz okyanusal kabuğunun dalması muhtemelen Sorokin havzasının oluşmasına neden olmuştur (Yegorova & Gobarenko, 2010).



Şekil 1. Karadeniz ve çevresinin tektonik haritası (Gobarenko & Yegorova (2010)'dan değiştirilerek alınmıştır). Koyu mavi üçgenler geniş-bantlı deprem istasyonlarını temsil etmektedir. Şekil 1 ve 2 Generic Mapping Tools (Wessel ve ark., 2013) kodları ile çizilmiştir.

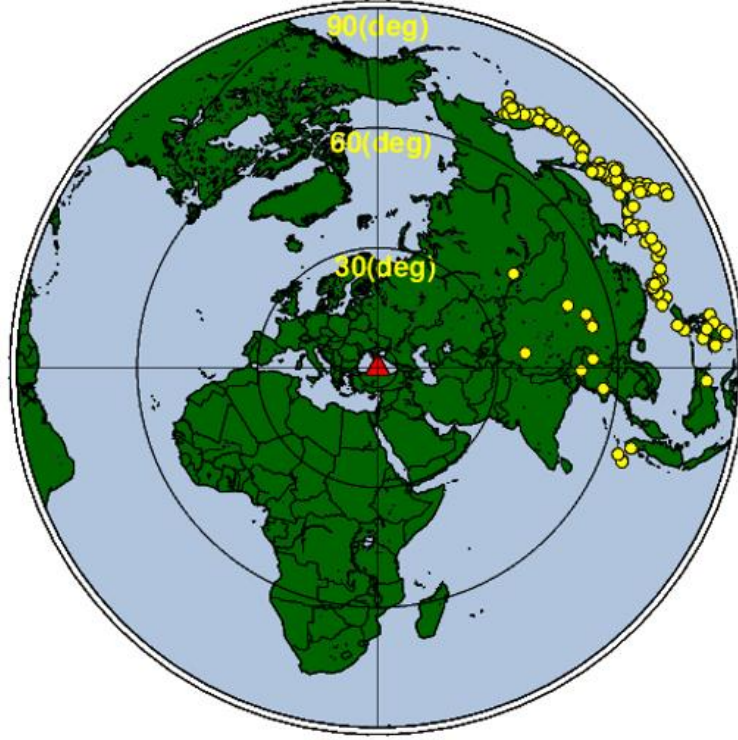
1960'lı yıllardan sonra, Karadeniz çeşitli Jeofizik ve Jeolojik çalışmalara ev sahipliği yapmıştır. Bu çalışmalar özellikle petrol araştırmalarıdır. Bununla birlikte, bölgenin güncel tektoniği ve jeolojik evrimi hakkında da bir dizi sismolojik/tektonik çalışma literatürde yer almaktadır. Bu yapılan çalışmalarla ilişkili olarak, Batı ve Doğu Karadeniz havzalarının kabuk kalınlıkları 24 km civarındadır

ve yaklaşık 14 km kalınlığında Senozoyik yaşlı sedimentler birimler mevcuttur (Gobarenko & Yegorova 2010; Yegorova ve ark., 2013). Moho süreksizliği derinlikleri her iki havzanın merkezinden uç kesimlere doğru artmaktadır. Güney Kıyım dağlarında ~48 km, Kafkas sahili boyunca ~44 km, Moesian platformu civarında ~36 km ve Pontidler’de ise ~40 km’dir (Maden, 2013; Entezar-Saadat ve ark., 2020). Birçok araştırmacının hesapladığı Moho derinlikleri birbirleri ile uyumlu iken, literatürde Litosfer-Astenosfer sınırı için farklılıklar göze çarpmaktadır.

Bu çalışmada Karadeniz’in kuzeyinden, güneyinden, batısından ve doğusundan seçilen geniş-bantlı deprem istasyonlarının kayıtları kullanarak, litosferik süreksizlikler ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Bu amaç doğrultusunda, P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının (P- and S-Receiver Functions, PRFs and SRFs) birleşik ters çözüm algoritmasını (Oreshin ve ark., 2011) kullanarak, her bir istasyon altı için 2-boyutlu P-ve S-dalgası hız yapıları ve  $V_p/V_s$  oranları elde edilmiş, önceki yapılan çalışmalarla karşılaştırılmış ve bölgenin tektonik evrimi hakkında çıkarım yapılmıştır.

## 2. Materyal ve Metot

Bu çalışmada, Alıcı Fonksiyonları yöntemi ile ilişkili olarak telesismik deprem kayıtları kullanılmıştır. Karadeniz’in güneyindeki geniş-bantlı deprem istasyonları (KTUT, CIDE-KURC, CTYL) Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından ve Karadeniz’in batısından seçilen geniş-bantlı deprem istasyonu (TIRR) ise GFZ Potsdam tarafından işletilmektedir. Bu enstitülerin kayıtlarına European Integrated Data Archive (EIDA) vasıtasıyla ulaşılabilmektedir. Fakat Karadeniz’in kuzey ve kuzey doğusundaki istasyonlar uluslararası ağlara bağlı değildir. Bu durum, çalışma amacını gerçekleştirmek için karşılaşılan önemli problemlerden bir tanesidir. Bu problemin üstesinden gelmek için Russian Academy of Sciences (GS-RAS) ile bağlantıya geçilmiş ve ANN istasyonunun kayıtları talep edilmiştir. Karşılaşılan önemli problemlerden bir diğeri ise düşük Sinyal/Gürültü oranıdır. İstasyonların kayıt yaptıkları dalga formları incelendiğinde, kesik-veri ya da kayıt edilmemiş-veri ile sıklıkla karşılaşmıştır. Örneğin CIDE ve KURC istasyonlarının kayıtları ayrı ayrı incelendiğinde, yeterli sayıda veriye ulaşamamıştır. Bunun üstesinden gelmek için, coğrafi lokasyonları birbirine oldukça yakın olan bu iki istasyonun verileri birlikte çalışılmıştır. Bunu başarabilmek için dikkat edilmesi gereken önemli bir parametre dönüşüm derinliğidir (Piercing Points). Gelen dalganın geliş açısına, episantr uzaklığına ve dalga yörüngesindeki hız yapısına bağlı olan dönüşüm derinliği  $P_s$  ya da  $S_p$  dönüşüm fazlarının kapsadığı bölgeyi temsil etmektedir. 200 km’lik bir dönüşüm derinliği ve  $70^\circ$  episantr uzaklığı dikkate alındığında, istasyon altında  $P_s$  için ~100 km ve  $S_p$  için ~160 km’lik bir dairesel alandan söz edilebilir (Alkan ve ark., 2019). Bu durum, KURC ve CIDE istasyonlarından elde edilecek çözümün güvenilirliğini göstermektedir. Bu olumsuz durumlara rağmen, P- ve S-dalgası alıcı fonksiyonlarının birleşik ters çözümü yöntemini uygulamak için yeterli sayıda veri toplanmıştır. Ayrıca Alkan ve ark. (2019) Doğu Karadeniz havzasının güneyinde bulunan KTUT istasyonunun verilerini kullanarak birleşik ters çözüm işlemi uygulamışlardır. Alkan ve ark. (2019) tarafından elde edilen veriler bu çalışmaya da katkı sağlayacağı düşünüldüğünden eklenmiştir. Bu tür pozitif yaklaşımlar literatürde bazı çalışmalarda görülebilmektedir (Oreshin ve ark., 2011 gibi). Kullanılan istasyonlar Şekil 1’de gösterilmektedir. Şekil 2 ise 2010-2019 yılları arasında meydana gelmiş, moment magnitüdü 5.8’den büyük olan ve çalışma için kullanılan depremleri göstermektedir. Depremler genellikle Japonya’nın doğusunda meydana gelmiştir. P-Alıcı Fonksiyonları için episantr uzaklıkları  $40^\circ$ – $90^\circ$  arasında değişen yaklaşık 250 deprem ve S-Alıcı Fonksiyonları için episantr uzaklıkları  $65^\circ$ – $90^\circ$  arasında değişen yaklaşık 230 deprem seçilmiştir.



Şekil 2. Çalışma da kullanılmış telesismik olayların episentr dağılımı. Sarı daireler her bir depremin episentr noktasını göstermektedir. Kırmızı üçgen çalışma bölgesini temsil etmektedir.

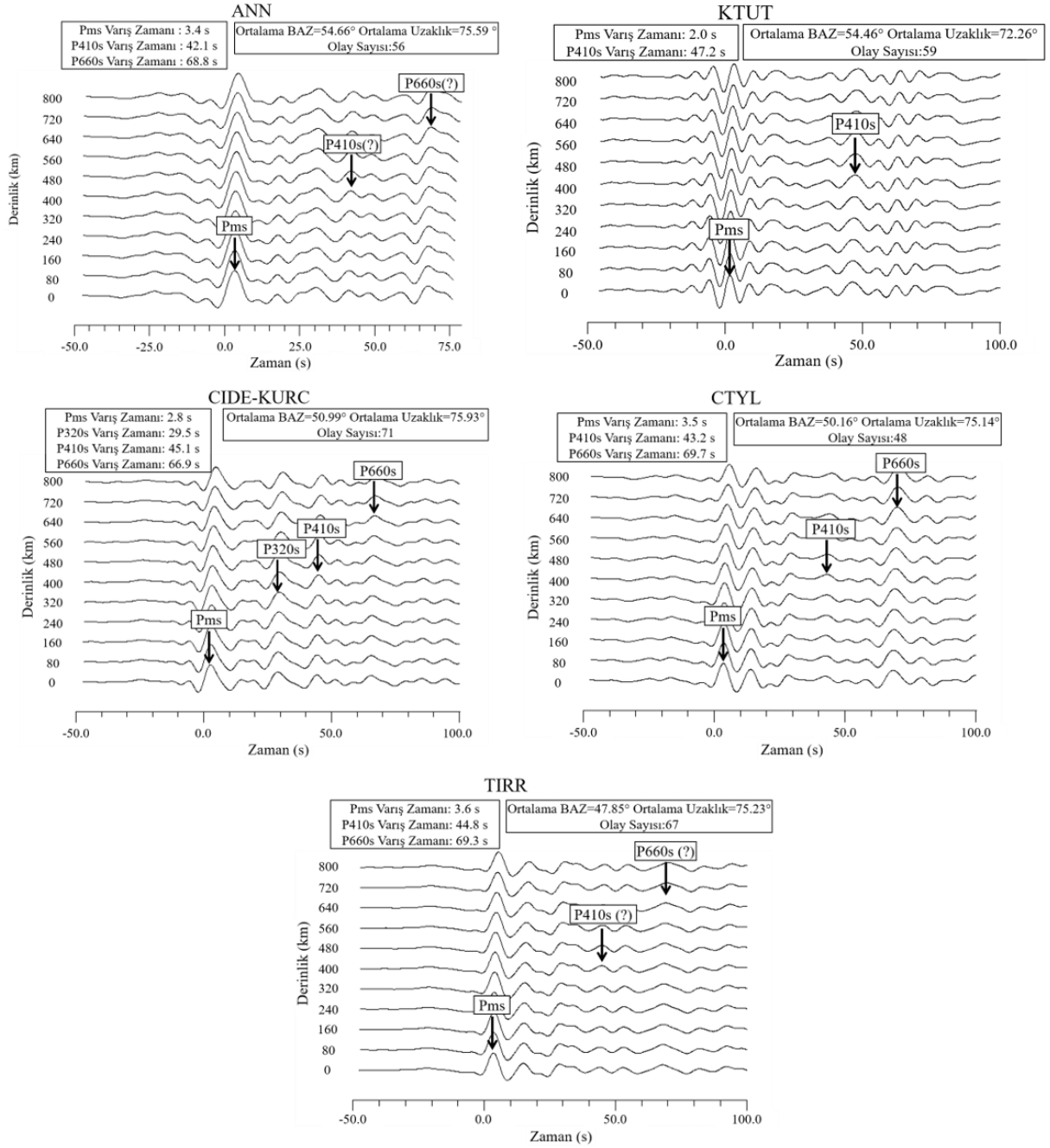
Ps ya da Sp dönüşüm fazlarından elde edilen Alıcı Fonksiyonları Kabuk ve Manto'daki süreksizlikleri haritalamak için en ideal sismik yöntemlerin başında gelmektedir. Moho, Litosfer-Astenosfer Geçişi (Lithosphere-Asthenosphere Boundary, LAB) ve Manto Geçiş Zonu (Manto Transition Zone, MTZ) gibi yer içerisindeki farklı derinlik süreksizlikleri farklı araştırma amaçları için belirlenmeye çalışılmaktadır (Alkan ve ark., 2019; Vinnik, 2019). Bu çalışmada Alıcı Fonksiyonları tekniği kullanılarak, çalışma bölgesinin Moho ve LAB yapısının belirlenmesi amaçlanmıştır. RF'lerin güvenilir şekilde elde edilmesi için yapılması gereken üç işlem aşaması: Rotasyon, Dekonvolüsyon ve derinlik/yavaşlık yığmadır. Bu işlem adımları Seismic Handler (Stemmler, 1993) adlı yazılım ile yapılmıştır. PRF'leri hesaplamak için Vinnik (1977)' den faydalanılmıştır. Bu teknikte LQT koordinat sistemi dönüşümü kullanılır (Oreshin ve ark., 2011). Yöntemde, Z, N, E bileşenler ilk olarak R ve T bileşenlerine döndürülürler. İkinci olarak, Z ve R bileşenler L ve Q bileşenlerine back-azimut ve geliş açısı kullanılarak döndürülür. Eksen rotasyonundan sonra L bileşeni P-dalgası enerjisine ve Q-bileşeni SV dalgası enerjisine yani Ps dönüşüm fazı enerjisine sahip olur. L, Q ve T bileşenlerindeki S/G oranını optimize etmek için yüksek geçişli ( $f_c=30$  s) ve alçak geçişli ( $f_c=5$  s) filtreler uygulanır. Ardından, kaynak etkisini gidermek için zaman ortamında L bileşenleri (spike filtre) kullanılarak, Q bileşenleri ile dekonvole edilir. Dekonvole edilmiş Q bileşenleri 6.4 s/deg referans yavaşlık değeri ile birlikte Ps fazlarını büyütme için farklı dönüşüm derinlikleri (0 km'den 800 km'ye kadar) için zaman öteleme düzeltmesi ile yığılır. Seçilen istasyonların kayıtlarının kullanılmasıyla elde edilen derinlik yığma sonuçları Şekil 3'de gösterilmiştir. Yığma için kullanılan olay ya da bileşen sayısı, ortalama episentr uzaklığı, ortalama back-azimut ve dönüşüm fazlarının varış zamanları her bir yığma şeklinin üst kısmında verilmiştir. Tüm PRF'ler pozitif polariteli ve genellikle  $\sim 3.3$  sn civarında varmış net Pms fazlarını içermektedir. CIDE-KURC istasyon çiftinde pozitif polariteli bir varış 26-30 sn civarında görülmektedir. Bu faz P320s fazı olarak bilinir ve faz geçişiyle ilişkili kimyasal heteronejik bir süreksizlikle ilişkilidir (Morais, 2012). KTUT, CIDE-KURC ve CTYL istasyonları PRF yığma sonuçlarında net P410s dönüşüm fazı gözlenmektedir. Fakat ANN ve TIRR istasyonu için aynı dalga fazı net olarak elde edilememiştir. P410s fazı ters çözüm aşamasında model sınırlandırmak ve seyahat zamanı rezidüellerini elde etmek için oldukça yararlı bir sinyaldir. IASP91 modeli ile ilişkili olarak P410s ve P660s fazlarının standart varış zamanları sırasıyla 44.0 ve 67.9 sn'dir. P660s fazı KTUT istasyonu yığma sonucu dışında diğer yığma sonuçlarında gözlemlenmiştir. P660s ve P410s fazlarının



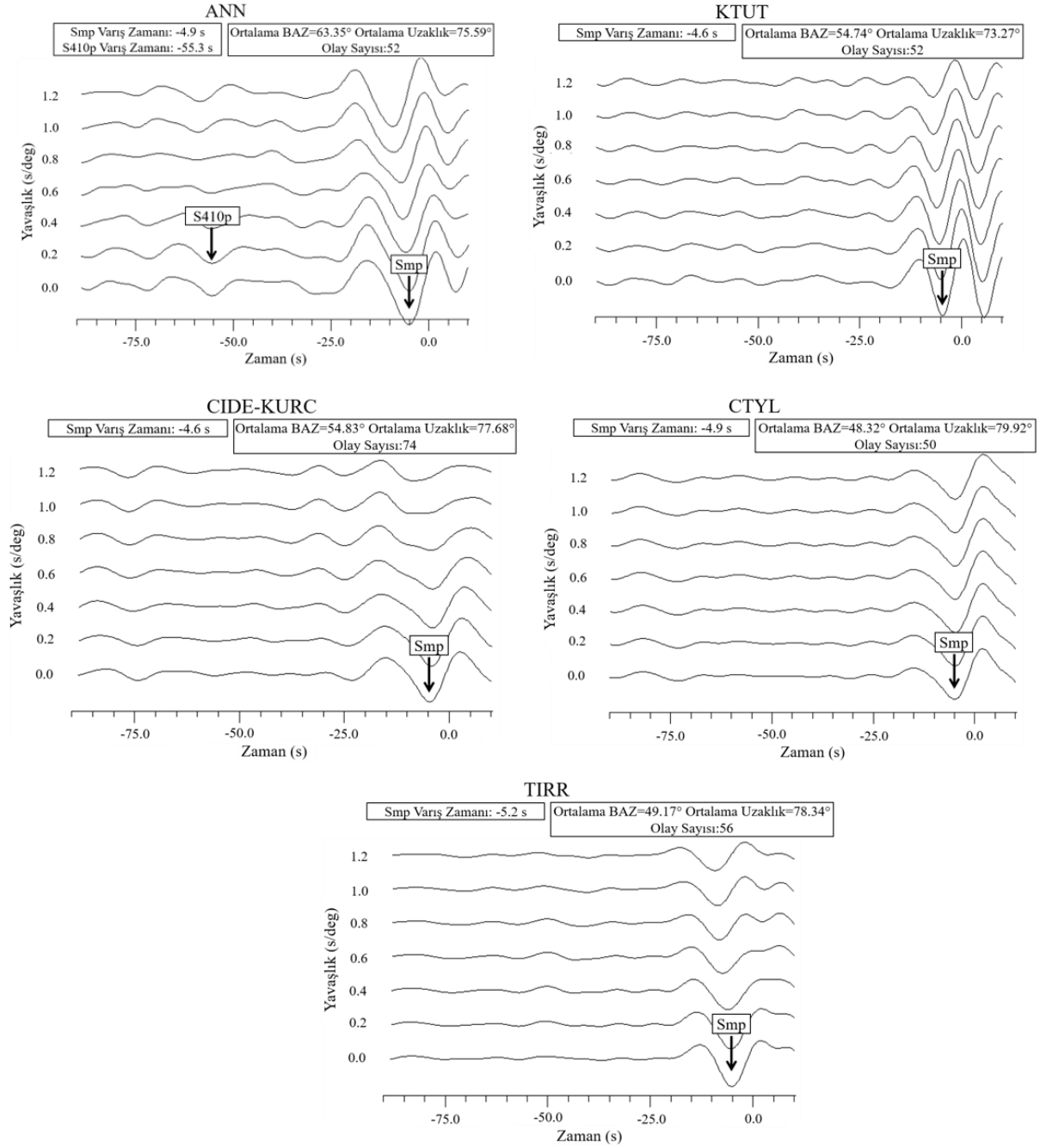
zaman varışları arasındaki fark 23.9 sn'dir ve soğuk yada sıcak bölgeler haricindeki Manto Geçiş zonundaki standart hızları göstermektedir (Morais, 2012). Bu yaklaşıma göre, ANN, CTYL ve TIRR istasyonlarının diferansiyel varış zamanı standart varış zamanından daha büyüktür fakat CIDE-KURC istasyonunun varış zamanı standart varış zamanından daha küçüktür. Bu durumda ANN, CTYL ve TIRR istasyonları için MTZ derinliği standart derinlikten (~250 km) (Chevrot ve ark., 1999) daha büyük ve CIDE-KURC istasyonu için MTZ derinliği standart derinlikten daha küçüktür.

Farra & Vinnik (2000) PRF tekniğine tamamlayıcı olması açısından, SRF tekniğini geliştirmiştir ve her iki tekniği eş zamanlı ters çözüm işleminde kullanmıştır. SRF'nin en temel avantajı derin süreksizliklerden gelen yansıma fazlarının, direkt S-dalgalarından daha erken gelen Sp varışları ile girişim yapmamasıdır. PRF tekniğindeki rotasyon işlemine benzer şekilde, SRF tekniği içinde LQT koordinat sistemi dönüşümü kullanılır. Fakat Q ve L bileşenleri geliş açılarından dolayı farklıdır. L bileşenleri sadece P-dalgası enerjisini içerdiğinden dolayı alıcı fonksiyonu olarak elde edilir. Q ve T bileşeni arasındaki eksenden elde edilen ve S-dalgası hareketi ile ilişkili olan M bileşeni ise standart spike filtre olarak kullanılır. Dekonvolüsyon işleminden önce, bileşenler yüksek ( $f_c=30$  sn) ve alçak ( $f_c=10$  sn) geçişli filtreler ile filtrelenir. Dekonvole edilmiş SRF'ler diferansiyel uzaklığın ve diferansiyel yavaşlığın fonksiyonu olarak zaman öteleme düzeltilmesi ile yığılır (Oreshin ve ark., 2011). Bu çalışmada elde edilen yavaşlık yığıma sonuçları Şekil 4'de gösterilmektedir. PRF'ler ile benzer şekilde ortalama back-azimut, ortalama uzaklık, varış zamanları ve olay sayısı şekillerin üst kısmında verilmiştir. Gürültünün RMS değeri (S-dalgasındaki SV genliği) tüm yığıma sonuçlarında yaklaşık olarak 0.015'dir ve Moho süreksizliğinden gelen tüm Sp fazlarının genlikleri ~0.18'dir. Tüm yığıma sonuçlarında negatif polariteli Smp fazları ~4.7 sn civarında belirlenmiştir. Maalesef S410p fazları iyi görünümü değildir.

PRF ve SRF'lerin birleşik eş zamanlı ters çözümü S-dalgası, P-dalgası ve  $V_p/V_s$  oranını elde edebilmek için oldukça faydalı bir tekniktir. Yöntemde, her bir istasyonun çevresi izotropik ve homojen olarak varsayılır. PRF'lerin 0 km derinlikteki yığıma izi ve SRF'lerin 0 s/°'deki yavaşlık yığıma izi ters çözüm için kullanılır. Optimum modeller için ters çözüm işlemi Benzetilmiş Tavlama (Simulated Annealing) yöntemi kullanılarak uygulanır (Mosegaard & Vestergaard, 1991). Benzetilmiş tavlama yöntemi, katı bir cisimin soğurken mükemmel şekilde atomik dizilişini örnek aldığından ve özellikle metallerin (örneğin: demir, çelik) tavlama işlemini andığından bu ismi almıştır. Bu yöntem; matematik olarak stokastik bir işlem olup pek çok değişkene sahip fonksiyonların en büyük veya en küçük değerlerinin bulunması ve özellikle pek çok yerel en küçük değere sahip doğrusal olmayan fonksiyonların en küçük değerlerinin bulunmasıdır. Sentetik bileşenler yer içi yassılaştırma dönüşümünden (Biswas, 1972) faydalanılarak, Thomson-Haskell tekniğinden (Haskell, 1962) hesaplanır. Deneme başlangıç modelleri 4 tabaka kabuk ve 5 tabaka manto olmak üzere 9 tabakadan oluşmaktadır. Yoğunluklar Birch yasasından (Berteussen, 1977) elde edilir. P-dalgası ve S-dalgası hızları 300 km derinliğine kadar IASP91 standart kabuk modelinden (Kennett & Engdahl, 1991) türetilir. Ters çözüm için Hata (misfit) fonksiyonları gözlemlenen ve sentetik fonksiyonlar arasındaki RMS farkı olduğundan dolayı, oldukça önemli bir parametredir. Hata fonksiyonları "Sıcaklık fonksiyonu" kullanılarak Metropolis kurallarına (Metropolis ve ark., 1953) göre, her bir harekete uygulanarak en küçüklenir. Yapılan tarama P- ve S-dalgası hızlarını sınırlandırır. Deneme model sayısı  $10^5$  kadardır ve görselleştirme de farklı renk kodları ile  $10^4$  kadarı gösterilir. Birleşik ters çözümde kullanılan seyahat zamanı rezidüelleri ( $dT_p$  ve  $dT_s$ ) model-benzersizliğini azaltmak için kullanılır ve bilinmeyen model parametrelerin derinlik aralığı için üretilir.  $dT_p$  ve  $dT_s$  410 km sismik süreksizliğinden dönüşen fazın (P410s) rezidüeli olan  $dT_p$ 'den hesaplanabilir.  $dT_s/dT_p$  oranı genel olarak 3 civarındadır (Oreshin et al., 2011). Bu çalışmada sadece ANN istasyonu için seyahat zamanı rezidüelleri hesaplanamamıştır. Dolayısıyla ANN istasyonu için rezidüeller olmadan ters çözüm işlemi uygulanmıştır.



Şekil 3. ANN, KTUT, CIDE-KURC, CTYL ve TIRR istasyonları için P-Alıcı Fonksiyonları derinlik yığma sonuçları. Varış zamanları, ortalama back-azimut, ortalama episantr uzaklığı ve kullanılan olay (bileşen) sayısı her kısmın üst tarafında verilmiştir.



Şekil 4. ANN, KTUT, CIDE-KURC, CTYL ve TIRR istasyonları için S-Alicı Fonksiyonları yavaşlık yığıma sonuçları. Varış zamanları, ortalama back-azimut, ortalama episantr uzaklığı ve kullanılan olay (bileşen) sayısı her kısmın üst tarafında verilmiştir.

### 3. Bulgular ve Tartışma

Karadeniz havzası içerisinde kurulu halde bulunan deprem istasyonları mevcut olmadığından dolayı, havzanın dört bir yanındaki kıyı şeridinde bulunan deprem istasyonları seçilmiş ve kayıtları kullanılmıştır. DKH, BKH ve OKS'nın iç yapısının modellenmesi için önceden yapılmış gravite, manyetik, ısı akışı, termal modelleme, sismik tomografi ve derin sismik sondaj gibi diğer jeofizik ve jeoloji yöntemlerin sonuçlarından da faydalanılmıştır. Bu çalışmadan elde edilen sonuçlar ile aşağıda detayları verilen çalışmalar jeofizik parametreler açısından kıyaslanmıştır.

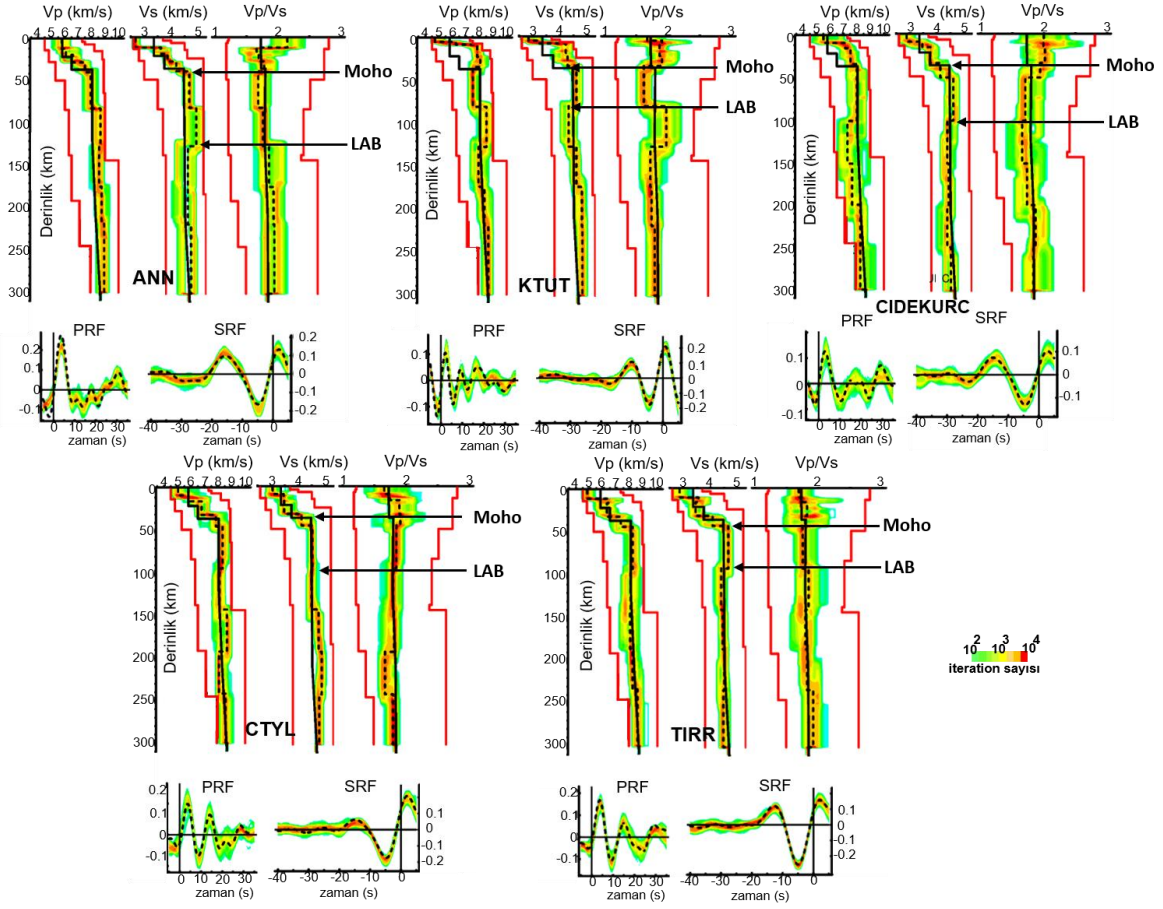
Bu çalışmada ANN istasyonu altında, seyahat zamanı rezidüelleri olmadan yapılan birleşik ters çözüm sonucunda, üst kabukta düşük hızlar ( $V_s=2.7$  km/s ve  $V_p=4.8$  km/s) elde edilmiştir ve Kabuk-Manto geçişi 38 km ( $V_s=4.6$  km/s ve  $V_p=7.9$  km/s) olarak hesaplanmıştır (Şekil 5). Litosfer kalınlığı ise 126 km kadardır ( $V_s=4.6$  km/s ve  $V_p=8.5$  km/s). Mityukov ve ark. (2011)'na göre, ANN istasyonu civarında Tuapse havzasındaki düşük hızlı Maykop serisi sedimentleri yaklaşık olarak 7 km kalınlığındadır. Bu sedimanter birimler Kafkaslara doğru ise incelmektedir. Shillington ve ark. (2009), DKH'nda genişleme tektoniği ile ilişkili olarak, riftleşme sonrası oluşmuş ince kıtasal kabuktan magmatik olarak zengin okyanusal bir kabuğun varlığını belirlemişlerdir ve DKH'nın 20-30 km kalınlığında, geçişli bir kabuğa (transition crust) sahip olduğunu ifade etmişlerdir. Starostenko ve ark. (2015), Karadeniz'in kabuk yapısının derinlik haritasını oluşturmuşlardır. DKH'nın merkezinde Moho süreksizliği ~21 km'den, çevre kıtasal bölgelerde 40-44 km derinliğe kadar değiştiğini belirtmişlerdir. Aynı zamanda DKH'nın kuzey doğusundaki Shatsky sırtında ise ~40 km kabuk kalınlığı olduğunu ifade etmişlerdir. Kırım-Kafkas sahili boyunca Yegorova & Gobarenko (2010) tarafından oluşturulan ~40 km derinliğindeki P-dalgası hız modelleri, düşük hızlı anomaliler göstermiştir. Fakat DKH'nın merkezinde okyanusal kabukla ilişkili yüksek hızlar elde etmişlerdir. Entezar-Saadat ve ark. (2020), DKH'nın merkezi için 120 km, Pontidler boyunca 100-120 km civarında bir LAB geçişini hesaplamışlardır.

KTUT istasyonu için elde edilen hız histogramlarına göre, üst kabukta düşük hızlar ( $V_s=2.8$  km/s ve  $V_p=4.7$  km/s) belirlenmiştir. Bu düşük hızlar Neojen ve Kuvaterner volkanik aktiviteyle ilişkilendirilebilir (Maden, 2013). Ayrıca Scott ve ark. (2009), DKH içerisinde Maykop formasyonu ile bağlantılı 5.5-8.5 km derinliklerinde düşük hızlı bir zonun (3.5 km/sn'den 2.5 km/sn'ye azalan) varlığından bahsetmişlerdir. Bu formasyon bölgenin güney doğusunda 2 km derinliğe kadar devam etmektedir. Bu çalışmada, KTUT istasyonu altında 33 km Moho derinliği ( $V_s=4.5$  km/s ve  $V_p=7.5$  km/s) belirlenmiş olup, düşük Pn hızları belirlenmiştir (Şekil 5). Bu düşük Pn hızları Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'ndaki yaygın volkanik aktivite (Lü ve ark., 2017) ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Tezel ve ark. (2013), KTUT istasyonunda kaydedilen telesismik deprem kayıtlarını kullanarak hesapladıkları Alıcı fonksiyonlarının ters çözümünden, istasyon altı için ~31.5 km Moho süreksizliği bulmuşlardır. Motavalli-Anbaran ve ark. (2016), BKH ve DKH'nda yaklaşık olarak 22-28 km kalınlığında kabuk kalınlığı hesaplamışlardır. OKH'nda ~27 km, Kafkaslarda ~45 km ve Doğu Pontidlerde 42 km kabuk kalınlığı belirlemişlerdir. Hesapladığımız LAB geçişi ise 79 km ( $V_s=4.2$  km/s ve  $V_p=8.2$  km/s) civarındadır (Şekil 5). Alkan ve ark. (2019), Doğu Pontid Orojenik kuşağında 35-40 km civarında Moho derinliği ve ~85 km LAB derinliği belirlemişlerdir. Maden (2013), DKH'nın ortasından güney Karadeniz sahiline doğru termal litosfer kalınlığının azaldığını (130 km'den 90 km'ye) belirlemiştir. Doğu Pontidler altında Kuvaterner volkanizmasıyla ilişkili olarak yüksek ısı akısı değerleri hesaplamışken, DKH altında ise düşük ısı akısı değerinden dolayı soğuk ve güçlü bir litosferin varlığından bahsetmiştir. Artemieva & Shulgin (2019) ise, Neotetis okyanusunun (Eyuboglu ve ark., 2014) varlığıyla ilişkili olarak Doğu Pontidler altında 150-200 km kalınlığında bir termal litosferin varlığından bahsetmişlerdir.

KURC-CIDE istasyon çifti sonuçlarına göre, kabuk içerisinde ortalama P-dalgası hızı 6.5 km/s ve S-dalgası hızı 3.5 km/s civarındadır. Moho süreksizliği ise 32 km derinliğindedir ( $V_s=4.13$  km/s ve  $V_p=8.0$  km/s). LAB geçişi 100 km'de olup, P-dalgası hızı 8.0 km/s'den 7.4 km/s'ye ve S-dalgası hızı 4.6 km/s'den 4.4 km/s'ye azalmaktadır (Şekil 5). Yanovskaya ve ark. (2016), BKH'nın 60-70 km ve DKH'nın 45-55 km derinliklerinde yüksek P dalgası hızları ( $V_p=8.4$  km/s) hesaplamışlardır. Ayrıca, OKH'ndan Pontidlere doğru yaklaşık 45 km derinliğinde P-dalgası hızları azalmaktadır (8.2 km/s'den 7.8 km/s' ye). Bu yüksek hızlar Kretase zamanda Tetis okyanusunun yitimi ile ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Karadeniz'in güney batısında bulunan CTYL istasyonu verileri için yapılan birleşik ters çözüm sonucunda, Moho süreksizliği 31 km derinlikte ( $V_s=4.2$  km/s ve  $V_p=7.8$  km/s) hesaplanmıştır. Litosfer kalınlığı ise 94 km'dir ( $V_s=4.5$  km/s ve  $V_p=8.1$  km/s). Bu çalışmadaki sonuçların aksine, Gobarenko & Yegorova (2010) BKH için yüksek hızlı litosferden (~150 km) ve DKH için düşük hızlı litosferden (70-80 km) bahsetmişlerdir. Starostenko ve ark. (2015)'nin termal litosfer modellerine göre, DKH'ndan kıtasal bölgelere dom (kubbe) tipi bir geçiş vardır ve derinliği 80 km'den Doğu Pontidlere doğru 120 km'ye kadar ulaşmaktadır. BKH'nda ise yassı tipi bir litosferik topoğrafya mevcut olup, merkezde 90 km'den Batı Pontidlerde 110 km civarındadır. Entezar-Saadat ve ark. (2020), BKH'nın merkezi için 90 km ve çevre kıtasal kuşaklar için 100-160 km civarında bir LAB geçişini hesaplamışlardır.



BKH'nın batısında bulunan TIRR istasyonuna ait geniş bantlı telesismik deprem verilerinden yapılan birleşik ters çözüm sonuçlarına göre, Moho süreksizliği 42 km'dedir ( $V_s=4.65$  km/s ve  $V_p=8.18$  km/s) ve LAB geçişi 92 km'de olup,  $V_s$  hızı 4.4 km/s ve  $V_p$  hızı 8.1 km/s'dir (Şekil 5). Diehl ve ark. (2005), "bootstrap resampling" yöntemi ile TIRR istasyonunda bulunduğu bölge olan Moesian platformunda ~40 km kabuk kalınlığı ve ~1.65 civarında kabuksal  $V_p/V_s$  oranı elde etmişlerdir. Lü ve ark. (2017), Karadeniz altında yüksek Pn hızları (8.35 km/s), Anadolu ve Kafkaslarda düşük Pn hızları (7.85 km/s) ve Karadeniz'in kuzey ve batısında ise ortalama değerlerde Pn hızları (~8.00 km/s) hesaplamışlardır. Düşük hızların Geç Miyosen'den beri meydana gelen manto yükselmesinin kanıt olduğunu iddia etmişlerdir. Yegorova ve ark. (2013), Karadeniz'in P-dalgası hız yapısını hesaplamıştır. Karadeniz'in Doğu Avrupa platformuna benzer şekilde güçlü ve kıtasal bir litosfere (100-150 km) sahip olduğunu ifade etmiştir.



Şekil 5. PRF ve SRF'lerden elde edilen P-dalgası hız modelleri, S-dalgası hız modelleri ve  $V_p/V_s$  oranları (üstte) ANN, KTUT ( $dT_s=2.4$ ,  $dT_p=0.8$ ) ve CIDE-KURC ( $dT_s=1.5$ ,  $dT_p=0.5$ ) (altta) CTYL ( $dT_s=-1.25$ ,  $dT_p=-0.45$ ) ve TIRR ( $dT_s=1.2$ ,  $dT_p=0.4$ ). Hız modelleri renk kodlarıyla gösterilmiştir. Kesikli devamlı çizgiler medyanları ve siyah devamlı çizgiler IASP91 modelini temsil etmektedir. Kırmızı çizgiler araştırma sınırlarını temsil etmektedir. Hesaplanmış Moho ve LAB derinlikleri siyah oklarla işaretlenmiştir. Sentetik PRF ve SRF'ler aynı renk kodu ile her şeklin altında gösterilmiştir.

#### 4. Sonuçlar

Bu çalışmada Doğu Karadeniz havzası ve Batı Karadeniz havzası civarındaki güncel tektonik birliklerin kabuk ve üst manto yapısını yorumlamak için geniş-bantlı deprem istasyonlarının kayıtları kullanılmıştır. P-dalgası ve S-dalgası Alıcı Fonksiyonlarının birleşik ters çözümü yöntemi ile modellenmiştir. Elde edilen sonuçlar aşağıda maddeler halinde verilmiştir:

1. Moho süreksizliği derinlikleri, Doğu Karadeniz Havzası'nın kuzeyinde ortalama 40 km'dir ve Doğu Pontid Orojenik Kuşağında ortalama 35 km'dir. Batı Karadeniz Havzası'nın kuzey batı civarında Moho süreksizliği derinliği ortalama 40 km iken, Batı Pontidler'de ise 32 km kadardır.
2. Ortalama kabuksal P-dalgası hızları ve S-dalgası hızları, sırasıyla, DKH için 6.47 km/s ve 3.60 km/s civarında iken, BKH için 6.28 km/s ve 3.52 km/s civarındadır. Hız ve kalınlıklar dikkate alındığında, her bir istasyon altındaki kabuk yapısı kıtasal karakterlidir.
3. Litosfer kalınlıkları DKH'nın kuzeyinden güneyine doğru 126 km'den 80 km'ye kadar keskin bir şekilde azalmaktayken, BKH'nda ise 92-97 km arasında değişen daha az eğimli kalınlıklar belirlenmiştir. Bu durum her iki havza için farklı hızda ve/veya farklı yapıda litosfer yapısını işaret etmektedir. BKH'nın kuzey batısındaki TIRR istasyonu altındaki yüksek hızlı litosfer İskit ve Moesian platformları orijinli olduğunu göstermektedir. Bunun aksine DKH'nın kuzeyinde güneyine göre daha yüksek hızlar elde edilmiştir. Bu yüksek hızlar rijit bir litosfer yapısını işaret etmektedir ve Kafkasya-Anadolu plakaları jeodinamik yapısıyla ilişkilidir.
4. Elde edilen tüm bu sonuçlara göre, bölge için Pontidlerin altına doğru güneye eğimli bir litosferik yapının (Eyuboglu ve ark., 2014) varlığından bahsedilebilir.

#### Teşekkür

Yazarlar dergi editörüne ve hakemlere yapmış oldukları yapıcı yorumlar ve katkıdan dolayı teşekkür ederler. Dijital deprem verisini sağlayan European Integrated Data Archive (EIDA) ve Russian Academy of Sciences (GS-RAS)'e teşekkürlerini sunarlar. Çalışmada kullanılan yöntemin tatbik edilmesinde gösterdikleri desteklerden dolayı Dr. Lev Vinnik ve Dr. Sergey Oreshin'e ayrıca teşekkür ederler.

#### Kaynakça

- Alkan, H., Çınar, H., Oreshin, S., & Vinnik, L. (2019). Investigation of the crustal and upper-mantle structure of the eastern Pontides orogenic belt (NE, Turkey): a receiver-function study. *Journal of Seismology*, 23(3), 473-491. <https://doi.org/10.1007/s10950-019-09818-1>.
- Artemieva, I. M., & Shulgin, A. (2019). Geodynamics of Anatolia: Lithosphere thermal structure and thickness. *Tectonics*, 38. <https://doi.org/10.1029/2019TC005594>.
- Berkhout, A.J. (1977). Least square inverse filtering and wavelet deconvolution. *Geophysics*, 42, 1369–1383.
- Berteussen, K.A. (1977). Moho depth determinations based on spectral ratio analysis of NORSAR long-period P waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 15, 13–27.
- Biswas, N.N. (1972). Earth-flattening procedure for the propagation of Rayleigh wave. *Pure Applied Geophys.*, 96, 61–74.
- Chevrot, S., Vinnik, L., & Montagner, J.P. (1999). Global scale analysis of the mantle Pds phases. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104:203–219. [doi: 0148- 0227 / 99 / 1999 JB 900087509.0](https://doi.org/10.1029/1999JB900087509.0).
- Çınar, H., & Alkan, H., (2016). Crustal S-wave structure beneath Eastern Black Sea Region revealed by Rayleigh-wave group velocities. *Journal of Asian Earth Sciences*, 115, 273–284. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.10.014>.
- Diehl, T., Ritter, J.R.R., & CALIXTO Group, (2005). The crustal structure beneath SE Romania from teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 163, 238–251. [doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02715.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02715.x).

- Entezar-Saadat, V., Motavalli-Anbaran, S-H., Jamasb, A., & Zeyen, H. (2020). A comprehensive lithospheric study of Black Sea using thermal modeling and simultaneous joint 3D inversion of potential field data. *Tectonophysics*, 779, 228385. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228385>.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Tuysuz, N., Korkmaz, S., & Akaryali, E. (2014). The Eastern Black Sea-type volcanogenic massive sulfide deposits: Geochemistry, zircon U–Pb geochronology and an overview of the geodynamics of ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 59, 29–54. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.11.009>.
- Farra, V., & Vinnik, L. (2000). Upper mantle stratification by P and S receiver functions. *Geophysical Journal International*, 141:699–712. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00118.x>.
- Gobarenko, V.S., & Yegorova, T.P. (2010). The Lithosphere Structure and Geodynamics of the West and East Black Sea Basins. *Physics of the Solid Earth*, 46-6, 507–523. [doi:10.1134/S1069351310060054](https://doi.org/10.1134/S1069351310060054).
- Gobarenko, V.S., Yegorova, T.P., & Stephenson, R. (2015). Local tomography model of the northeastern Black Sea: intra-plate crustal underthrusting. *Geological Society, London, Special Publications*, 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.2>.
- Haskell, N.A. (1962). Crustal reflection of plane P and SV waves. *Journal of Geophysical Research*, 67, 4751–4767.
- Kennett, B.L.N., & Engdahl, E.R. (1991). Travel times for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105, 429–465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>.
- Lü, Y., Ni, S., Chen, L., & Chen, Q.F. (2017). Pn tomography with Moho depth correction from eastern Europe to western China. *Journal Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 1284–1301. [doi:10.1002/2016JB013052](https://doi.org/10.1002/2016JB013052).
- Maden, N. (2013). Geothermal structure of the eastern Black Sea basin and the eastern Pontides orogenic belt: implications for subduction polarity of Tethys oceanic lithosphere. *Geosci Front*, 4:389–398. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2013.02.001>.
- Metropolis, N., Rosenbluth, M.N., Rosenbluth, A.W., Teller, A.H., & Teller, E. (1953). Equation of state calculations by fast computing machines. *Journal Chem. Phys.*, 21, 1097–1092.
- Mityukov, A.V., Al'mendinger, O.A., Myasoedov, N.K., Nikishin, A.M., & Gaiduk, V.V. (2011). The Sedimentation Model of the Tuapse Trough (Black Sea). *Doklady Earth Sciences*, 440, 1245–1248. [doi: 10.1134/S1028334X11090303](https://doi.org/10.1134/S1028334X11090303).
- Morais, I.M. (2012). *Structure of the crust and mantle beneath Iberia and Western Mediterranean from P and S receiver functions and SkS waveforms*. (PhD), Universidade De Lisboa, Departamento De Engenharia, Geofisica. Portugal.
- Mosegaard, K., & Vestergaard, P.D. (1991). A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information. *Geophys. Prospect.*, 39:599–611.
- Motavalli-Anbaran, S.H., Zeyen, H., & Jamasb, A. (2016). 3D crustal and lithospheric model of the Arabia–Eurasia collision zone. *Journal Asian Earth Sci.*, 122, 158–167. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.03.012>.
- 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 Planet Sci. Lett.*, 307:415–429. [doi:10.1016/j.epsl.2011.05.016](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.016).
- Scott, C.L., Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N.J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin. *Geophysical Journal International*, 178 (2), 1145–1163. [doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x).
- Shillington, D.J., Scott, C.L., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N. (2009). Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology*, 37-1, 7–10. [doi: 10.1130/G25302A.1](https://doi.org/10.1130/G25302A.1).
- Stammler, K. (1993). Seismic handler-programmable multichannel data handler for interactive and automatic processing of seismological analyses. *Computational Geosciences*, 19(2), 135–140. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90110-Q](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90110-Q).
- Starostenko, V.I., Rusakov, O.M., Pashkevich, I.K., Kutas, R.I., Makarenko, I.B., Legostaeva, O.V., Lebed, T.V., & Savchenko, A. (2015). Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Geofizicheskiy zhurnal*, 37 (2), 3–28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>.

- Tezel, T., Shibutani, T., & Kaypak, B. (2013). Crustal thickness of Turkey determined by receiver function, *Journal of Asian Earth Sciences* 75, 36–45. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.06.016>.
- Vinnik, L. (1977). Detection of waves converted from P to SV in the mantle. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 15:39–45.
- Vinnik, L. (2019). Receiver Function Seismology. *Physics of the Solid Earth*, 55- 1, 12–21. [doi: 10.1134/S1069351319010130](https://doi.org/10.1134/S1069351319010130).
- Wessel, P., Smith, W.H.F., Scharroo, R., Luis, J.F., & Wobbe, F. (2013). Generic Mapping Tools: improved version released. *EOS Trans AGU*, 94:409–410.
- Yanovskaya, T.B., Gobarenko, V.S., & Yegorova, T.P. (2016). Subcrustal Structure of the Black Sea Basin from Seismological Data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 52, 14–28. [doi: 10.1134/S1069351316010109](https://doi.org/10.1134/S1069351316010109).
- Yegorova, T.P., & Gobarenko, V.S. (2010). Structure of the Earth's crust and upper mantle of the West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 340, 23–42. [doi:10.1144/SP340](https://doi.org/10.1144/SP340).
- Yegorova, T., Gobarenko, V., & Yanovskaya, T., (2013). Lithosphere structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 193 (1), 287–303. [doi:10.1093/gji/ggs098](https://doi.org/10.1093/gji/ggs098).