

P ve S Alıcı Fonksiyonlarının Birleşik Ters Çözümü: Van Gölü Havzası Örneği

Hamdi Alkan^{1*}, Hakan Çınar²

¹ Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Van

² Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon

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

Öz: Bu çalışmada, Van Gölü Havzası'nda bulunan Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından işletilen AKDM ve MLAZ geniş-bantlı deprem istasyonlarının verileri kullanılarak, P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının Birleşik Ters Çözümü'nden P- ve S-dalgası hız histogramları elde edilmiştir. Ps dönüşüm fazları derinlik-yığma sonuçlarında ve Sp dönüşüm fazları da yavaşlık-yığma sonuçlarında belirlenmiştir. Birleşik ters çözüm sonuçlarına göre, alt kabukta ortalama S dalgası hızları, P dalgası hızları ve Vp/Vs oranı sırasıyla ortalama 3.6 km/sn, 6.3 km/sn ve 1.80' dir. Düşük hızlar, bölgedeki yaygın volkanizma ve Vp/Vs oranı ise mafik kayalar ile ilişkilendirilebilir. MLAZ istasyonu için elde edilen kabuk kalınlığı yaklaşık olarak 42 km iken (Vs 3.6 km/sn' den 4.3 km/s' ye ve Vp 6.3 km/sn' den 7.9 km/s' ye artmaktadır), AKDM istasyonu için elde edilen kabuk kalınlığı 39 km' dir (Vs 3.7 km/sn' den 4.1 km/s' ye ve Vp 6.4 km/sn' den 8.1 km/s' ye artmaktadır). Üst mantoda ~90 km' ye kadar S-dalgası hızı oldukça düşük olarak elde edilmiştir. Sonuç olarak, üst manto hızları sıcak, sıg astenosferik materyalden dolayı düşüktür.

Anahtar Kelimeler: Birleşik ters çözüm, Kabuk ve üst-manto yapısı, Van Gölü Havzası, P ve S dalgası alıcı fonksiyonları

Joint Inversion of P and S Receiver Functions: Example of the Van Lake Basin

Abstract: In this study, P and S wave histograms are calculated from joint inversion P and S Receiver Functions using the AKDM and MLAZ broad band seismic stations, which are located at the Van Lake Basin, of Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute. Ps converted phases are calculated from depth-stack results and Sp converted phases are determined from slowness-stack results. According to joint inversion results, the average S-wave velocity, P-wave velocity and Vp/Vs ratio are approximately 3.6 km/s, 6.3 km/s and 1.80, respectively. These low velocities are associated with widespread volcanism and Vp/Vs ratio is related to the mafic rocks exist in the studied region. Crustal thickness for the MLAZ station is 42 km (Vs changes from 3.6 to 4.3 km/s and Vp changes from 6.3 to 7.9 km/s) and Moho depth for the AKDM station is 39 km (Vs changes from 3.7 to 4.1 km/s and Vp changes from 6.4 to 8.1 km/s). We have obtained the slow S-wave velocity in the upper mantle (~90 km). Finally, we have determined that upper mantle velocities are slower than globally accepted velocity models due to the shallow hot asthenospheric material exist in the region.

Keywords: Lake Van Region, Crustal and upper-mantle structure, P and S wave receiver functions, Joint inversion

Giriş

Yaklaşık olarak deniz seviyesinden yüksekliği 1650 m olan Van Gölü'nün (Çukur ve ark., 2017) yakın geçmişte iki büyük yıkıcı deprem (23.10.2011 (Mw=7.1) ve 09.11.2011 (Mw=5.6)) ve bir çok tarihsel depremle karşı karşıya kalmış olması, yer bilimcilerin dikkatini oldukça çekmektedir. Bununla ilişkili olarak, Arap ve Avrasya Plakaları

arasındaki kıtasal çarpışmanın meydana geldiği bölge içerisinde bulunması da ayrıca önemli bir kriterdir. Bu kapsamda özellikle Doğu Anadolu Plakası dikkate alınarak, yüzey dalgalarının modellenmesi, tomografik çalışmalar ve gravite modellemesi gibi farklı jeofizik yöntemlerle yerel ve bölgesel ölçekte birçok çalışma yapılmıştır. Sandvol ve ark. (2003), The Eastern Turkey Seismic Experiment (ETSE) projesi ile V-şekilli

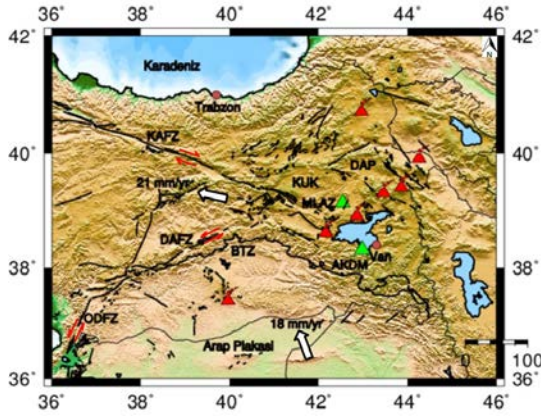
geçici istasyonların Doğu Anadolu Plakası üzerine kurulmasıyla elde ettikleri veriler ile bölgenin kabuk ve üst manto yapısını belirlemeye çalışmışlardır. Zor ve ark. (2003), Doğu Türkiye için kabuk kalınlığını ortalama 45 km ($V_s \sim 3.7$ km/sn) olarak belirlemişlerdir. Aynı zamanda, üst mantodaki düşük hızlı zonu topografik yükseklikle (~ 2 km) ilişkilendirmişlerdir. ETSE projesi verilerini kullanan Al-Lazki ve ark. (2004), Doğu Anadolu ve civarı için sabit olmayan manto kapağından ve aktif volkanizmanın varlığından bahsetmiştir. Angus ve ark. (2006), Doğu Türkiye için üst manto yapısının kısmen ergimiş olduğunu ifade etmiş ve Keskin'nin (2003) kopan litosferik dilim modeliyle ilişkilendirmiştir. Ateş ve ark. (2012), gravite verilerini kullanarak, Doğu Türkiye için ortalama kabuk kalınlığını 38-43 km olarak elde etmişlerdir. Vanacore ve ark. (2013), Doğu Anadolu için moho derinliğini 40-55 km ve güncel volkanik aktiviteden dolayı yüksek V_p/V_s oranı elde etmişlerdir. Delph ve ark. (2015), Doğu Anadolu için kabuksal kesme dalgası hızlarını 3.2-3.5 km/sn olarak belirlemişler ve Van Gölü civarı için moho derinliğini 40 km civarında hesaplamışlardır.

Telesismik P- ve S-dalgalarının uyarımıyla elde edilen Alıcı fonksiyonlarından yer içinin tabakalı hız yapısı keskin bir şekilde ortaya çıkarılabilir. Bu çalışmadaki amaç, P- ve S- Dalgası Alıcı Fonksiyonlarını kullanarak Van Gölü Havzası'nın güneyinde bulunan AKDM ve kuzeyinde bulunan MLAZ geniş bantlı deprem istasyonlarının telesismik kayıtlarını kullanarak istasyon altı için kabuk ve üst manto yapısını ortaya çıkarmaktır.

Van Gölü Havzası ve Civarının Jeolojik ve Tektonik Yapısı

Doğu Anadolu Plakası Arap Plakası'nın K-KB yönünde (18 ± 2

mm/yıl) Avrasya Plakası ile çarpıştığı aktif tektonik bir bölgeyi temsil etmektedir (Şekil 1). Van Gölü Havzası'nın kuzeyinde bulunan Bitlis-Zagros Kıvrım kuşağı boyunca Erken Miyosen'de iki plakanın çarpışması başlamıştır (Akıncı ve Antonioli, 2012; Çukur ve ark., 2013; Dewey ve ark., 1986; Gökalp, 2012). Alpin-Himalaya sisteminin bir parçası olan bu aktif kıtasal çarpışma kuşağı neticesinde Karlıova üçlü kesişiminde (KUK) birleşen sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca Anadolu Plakası saat yönünün tersinde dönmeye ve batıya doğru hareket etmeye devam etmektedir (Gök ve ark., 2007). KUK'un doğusundaki K-G yönlü sıkışmadan dolayı, bölgede yaklaşık 2000 m kadar topoğrafik yükselme ve Pliyo-Kuvaterner volkanik aktivite meydana gelmiştir (Akıncı ve Antonioli, 2012). Arap Plakası ve Avrasya Plakası ile ilişkili olarak birkaç farklı jeodinamik model ortaya atılmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey ve ark., 1986; Keskin, 2003; Barazangi ve ark., 2006; Zor, 2008; Skobeltsyn ve ark., 2014; Oruç ve ark., 2017; Zhu, 2018). Şengör ve ark. (2003), Doğu Anadolu Plakası'nın manto litosferinin olmadığını ve yaklaşık 11 myıl önce astenosferik materyalden dolayı kuzeye doğru yiten litosferik dilimin koptuğunu ifade etmişlerdir. Skobeltsyn ve ark. (2014), Doğu Anadolu Plakası altında litosferdeki kısmi erimeden dolayı, 70-150 km derinliklerinde oldukça düşük S-dalgası hızları elde etmişlerdir. Bu düşük hızlarla ilişkili olarak, kuzeyde Pontid litosferik dilimi ve güneyde Bitlis litosferik diliminin kabaca ayrıldığını ifade etmişlerdir. Ayrıca bu durumun Doğu Anadolu Plakasının yükselmesine ve yaygın-yoğun volkanizmaya sebep olduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 1. Doğu Anadolu ve civarının tektonik haritası (Delph ve ark.' dan (2015) değiştirilerek alınmıştır). Kırmızı üçgenler Holosen volkanik merkezleri temsil etmektedir. Oklar ilişkili fay ve plaka hareketlerini göstermektedir. Yeşil üçgenler KRDAE tarafından işletilmekte olan geniş bantlı deprem istasyonlarının lokasyonlarını göstermektedir. Kısaltmalar: KAFZ; Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ; Doğu Anadolu Fay Zonu, KUK; Karlıova üçlü kesişimi, DAP; Doğu Anadolu Plakası, BTZ; Bitlis-Zagros zonu, ODFZ; Ölü Deniz Fay Zonu.

Van Gölü Havzası'nın temel tektonik özellikleri yukarıda bahsedilen bölgesel tektonizma ile doğal olarak ilişkilidir. Bu bölgesel tektonizmadan dolayı, Van Gölü Havzası ve civarında bir çok fay mekanizması, yaygın volkanizma ve havza sistemleri bulunmaktadır (Erciş Fay Zonu, Tutak Fayı, Muş Havzası, Nemrut ve Süphan Volkanı gibi) (Çukur ve ark., 2013). Derin üç alt havzadan (Kuzey, Tatvan ve Deveboyunu Havzası) meydana gelen ve temel sırtlarla birbirinden ayrılan Van Gölü Havzası'nın (Çukur ve ark., 2017) formasyonunun nasıl ve ne zaman meydana geldiği tam olarak bilinmemesine rağmen, yaygın görüşe göre yaklaşık 100.000 yıl önce Nemrut Volkanı ve Muş Havzası ile ilişkili olarak oluştuğu düşünülmektedir (Çukur ve ark., 2013). Bölge'deki aktif kıtasal çarpışma ve fay zonlarından dolayı, Van Gölü Havzası ve civarı oldukça fazla orta-büyük

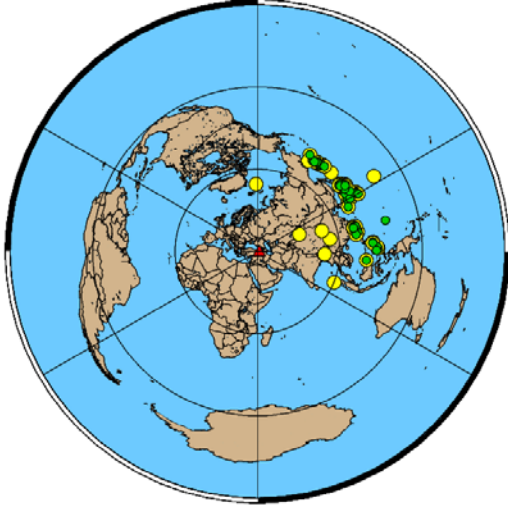
magnitüdü depremlerle ilişkilidir. Bu depremlerin en popüler örnekleri 1976 Çaldıran depremi ($M_w=7.3$) ve 2011 Van depremidir ($M_w=7.1$) (Öztürk ve Bayrak, 2012; Bayrak ve ark., 2013; Maden ve Öztürk, 2015; Öztürk, 2017; Öztürk, 2018). Günümüzde göl havzasında ve civarındaki faylarda meydana gelen sığ depremler ise bölgenin ne kadar aktif bir sismisiteye sahip olduğunu göstermektedir.

Materyal ve Yöntem

Çalışma için Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından işletilmekte olan AKDM ve MLAZ geniş bantlı deprem istasyonları kayıtları kullanılmıştır. Kullanılan telesismik deprem kayıtları European Integrated Data Archive'den (EIDA) alınmıştır (Şekil 2).

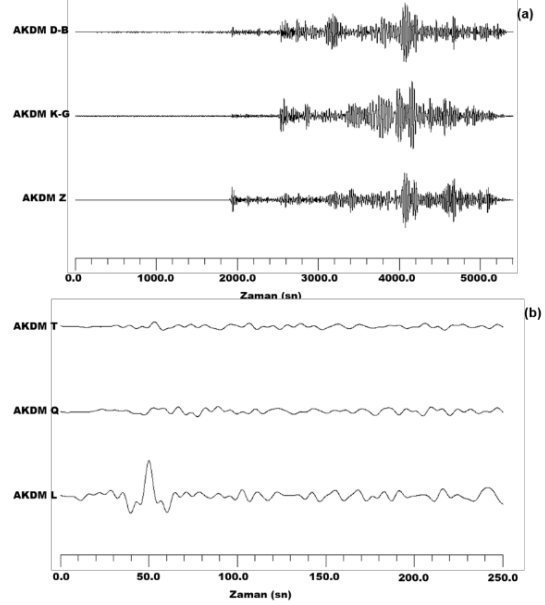
P- ve S- Alıcı fonksiyonlarını (PRF ve SRF) hesaplamak için moment magnitüdü 5.8'den büyük olan ve episantr uzaklığı sırasıyla 30° - 90° ve 65° - 90° aralığında değişen orta/iyi kalitedeki 3-bileşen kayıtlar seçilmiştir. PRF ve SRF'ler için toplam 460 civarında üç bileşen kayıt incelenmiştir.

PRF ve SRF'leri hesaplamak için sırasıyla Vinnik (1977) ve Farra ve Vinnik (2000) tarafından geliştirilen teknik kullanılmıştır. RF'lerin ters çözümü için ise Vinnik ve ark. (2002) tarafından geliştirilen yöntem kullanılmıştır. PRF'ler P_s dönüşüm fazlarını ve SRF'ler S_p dönüşüm fazlarını kullanarak istasyon altı ve civarı için kabuk/mantonun hız yapısını tanımlarlar (Kiselev ve ark., 2008). Alıcı fonksiyonlarını elde etmek için temel olarak üç işlem basamağı uygulanmaktadır: eksen rotasyonu (L-Q-T koordinat sistemi dönüşümü), zaman ortamı dekonvolüsyonu ve uygun zaman öteleme düzeltmesi ile yığma.



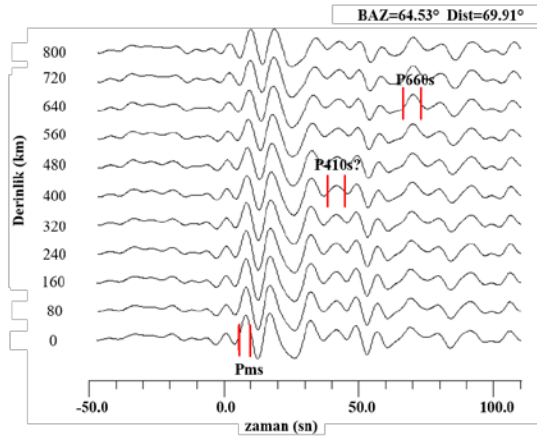
Şekil 2. Alıcı Fonksiyonlarını hesaplamak için kullanılan depremlerin ($M_b \geq 5.8$) episantır dağılımı. P-Alıcı Fonksiyonları için depremler sarı ve S-Alıcı Fonksiyonları için ise depremler yeşil dairelerle gösterilmiştir. Kırmızı üçgen çalışma alanını temsil etmektedir.

PRF için rotasyon işlemi, P dalgasından P_s dönüşümünü ayırmak için P, SV ve SH bileşenlerinin döndürülmesini kapsamaktadır. İlk olarak K-G ve D-B bileşenler azimut açısının kullanılmasıyla Radyal (R) ve Tanjansiyel (T) bileşenlerine döndürülür. R bileşeni SV dalgası enerjisinin büyük bir kısmını içerirken, Z bileşeni ise P dalgası enerjisini içermektedir. P ve SV dalgası enerjisini ayırt etmek için 3-bileşen sismogram (R, T ve Z) azimut açısı ve görünür geliş açısının kullanılmasıyla L, Q ve T ışın koordinat sisteminde bir kez daha döndürülür. Q eksenini L eksenine diktir ve P_s fazı en iyi Q bileşeninde gözlemlenir (Şekil 3). Q bileşeni Alıcı Fonksiyonu olarak elde edilir (Silveira ve ark., 2010). PRF analizinin başarılı bir şekilde gerçekleştirilmesi için telesismik deprem kayıtlarından kaynak ve yörünge etkisini giderilmesi gerekmektedir. Bu işlem zaman ortamı (Berkhout, 1977) dekonvolüsyon işlemi ile gerçekleştirilir.



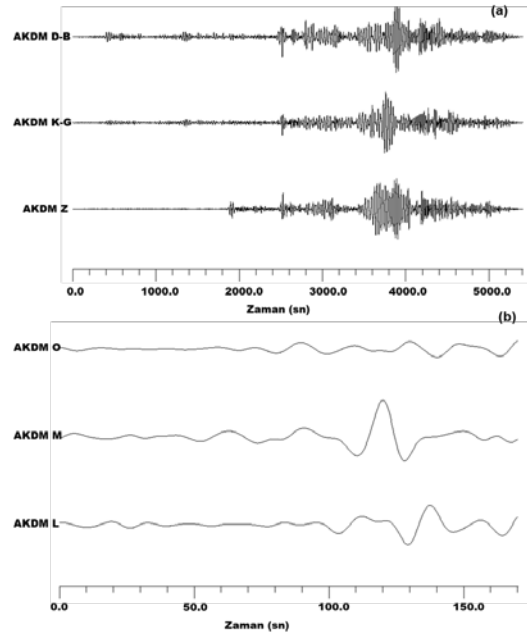
Şekil 3. (a) P-Alıcı Fonksiyonlarını hesaplamak için 28.04.2017, 20:23:17' de Philippines' de meydana gelen ($M_b=6.3$, $\Delta=80.41^\circ$) ve AKDM istasyonunda kaydedilen deprem kaydı (b) Azimut açısı ve geliş açısının kullanılmasıyla L-Q-T koordinat sistemi dönüşümü. L bileşeni impuls dalga formundadır ve Q bileşeni alıcı fonksiyonudur.

Dekonvolüsyon işleminde, L bileşeni impuls fonksiyonu olarak kullanılır ve Q ve T bileşenlerine eş zamanlı olarak uygulanır (Morais ve ark., 2015). P_s dönüşüm fazlarının genliklerini büyütmek için zaman-öteleme düzeltmesi yöntemi (Kind ve Vinnik, 1988) ile farklı deneme derinliklerinde (0-800 km) PRF'ler yığılır (Şekil 4).



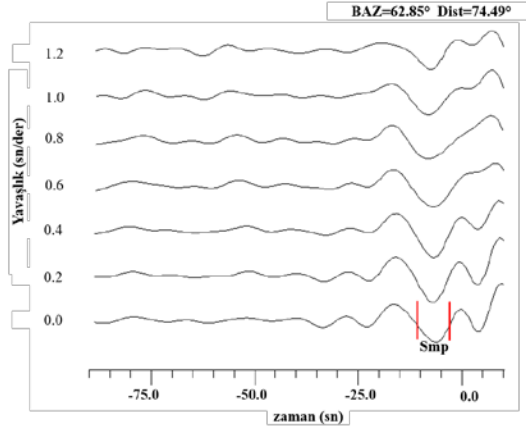
Şekil 4. AKDM istasyonu için 48 adet verinin yığma (derinlik) işlemi. Deneme derinlikleri sol eksende gösterilmiştir. $t=0$ ilk P-varışına karşılık gelmektedir. Kısaltmalar: Pms; Moho süreksizliği, P410s; 410-km süreksizliği, P660s; 660-km süreksizliği, BAZ; ortalama geri-azimut ve Dist; ortalama episantr uzaklığı.

SRF yöntemi (Farra ve Vinnik, 2000) aynı zaman aralığında varan fakat görünür hızları birbirine çok yakın olan dönüşen/yansıyan fazları ayırt etmek için kullanılır. SRF' de 3-bileşen sismogram Q (veya SV), L (veya P), T ve M eksenleri yönünde döndürülür. Q bileşeni dalga yayılım yönündeki S-dalgası hareketi yönündedir. L ve Q bileşenleri birbirlerine diktir. S-dalgası L bileşeninden kayıt edilemediğinden, Sp fazını en büyük genlikli olarak L bileşeninde gözlemlenir. M bileşeni Q ve T bileşenleri gibi temel S-dalgası hareketi yönündedir (Silveira ve ark., 2010). Frekans ortamı dekonvolüsyon işleminin istikrarsızlığından dolayı, SRF' ler içinde zaman ortamı dekonvolüsyon işlemi uygulanır (Morais ve ark., 2015) (Şekil 5).



Şekil 5. (a) S-Alıcı Fonksiyonlarını hesaplamak için 11.12.2016, 21:42:59' da Honshu adasının doğu sahilinde meydana gelen ($M_b=6.5$, $\Delta=73.10^\circ$) ve AKDM istasyonunda kaydedilen deprem kaydı (b) Azimut açısı ve geliş açısının kullanılmasıyla L-Q-T koordinat sistemi dönüşümü. M bileşeni impuls dalga formundadır ve L bileşeni alıcı fonksiyonudur. K-G ve D-B bileşenlerin rotasyonundan O ve M bileşenleri elde edilmiştir.

SRF'lerin yığma işlemi ağırlıklandırma ile birlikte yapılır. Bunun için her bir L-bileşeni eğimli yığma (slant stack) ile yığılır (Şekil 6). Eğimli-yığma işleminde, yavaşlık (slowness) ve uzaklık (epicentral distance) parametreleri kullanılır (Vinnik ve Farra, 2007).



Şekil 6. AKDM istasyonu için 35 adet verinin yığma (yavaşlık) işlemi. Diferansiyel yavaşlık değerleri sol ekseninde gösterilmiştir. $t=0$ ilk S-varışına karşılık gelmektedir. Kısaltmalar: Smp; Moho süreksizliği, BAZ; ortalama geri-azimut ve Dist; ortalama episantr uzaklığı.

Birleşik ters çözüm işlemi PRF ve SRF'ler birlikte terslemektedir. Eğer yığma sonucundan elde edilmişse, bu işleme seyahat zamanı rezidüelleride (T_p ve T_s) eklenir. Genel kabule göre, yer içi homojen ve izotropik olarak kabul edilir (Kosarev ve ark., 2013). Birleşik ters çözüm işlemi için derinlik yığma sonucunun 0 km' deki (-5 sn ve +35 sn zaman aralığı) ve yavaşlık yığma sonucunun 0.0 s/°deki (-45 sn ve +5 sn zaman aralığı) izleri kullanılmaktadır (Morais ve ark., 2015). Sentetik RF'ler için gerekli model; V_p , V_s , ρ (Berteussen, 1977) ve kalınlıktır. Teorik transfer fonksiyonları Thomson-Haskell matris formalizminden (Haskell, 1962) elde edilir. Küresel bir modele uygulamak için ise yerküre düzleştirme dönüşümü kullanılır (Biswas, 1972). Birleşik ters çözüm işleminde $E_p(m)$ ve $E_s(m)$ hata fonksiyonlarını en küçüklenir. En uygun modeller için $E_p(m)$ ve $E_s(m)$ basamaklı olarak (Mosegaard ve Tarantola, 1995) Benzetilmiş Tavlama yöntemine (Simulated Annealing Method) (Mosegaard ve Vestergaard, 1991) benzer interaktif ve istatistiksel bir

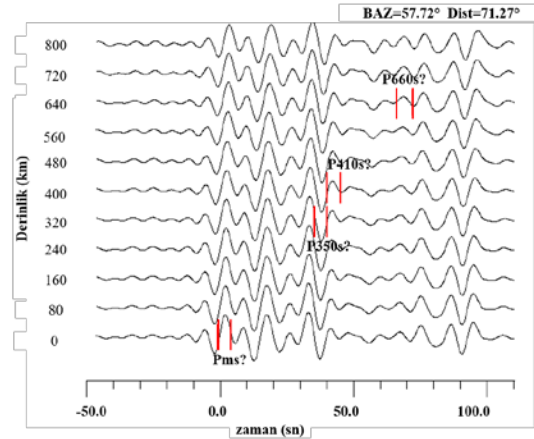
algoritma yardımıyla yapılır. Bu yöntemde hata fonksiyonlarına bir takım hareketler uygulanır ve Metropolis ve ark. (1953) tarafından ortaya atılan kurallara göre kabul/red etmek suretiyle değerlendirilir. Deneme model IASP91 hız modeliyle uyumlu olarak 300 km derinliğe kadar kabuk ve mantoyu içerek şekilde 9 tabakadan oluşmaktadır (Vinnik ve ark., 2006).

Tartışma ve Sonuç

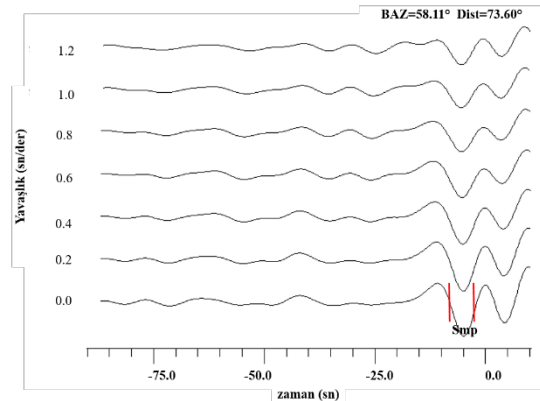
Bu bölümde, bir önceki bölümde bahsedilen yöntemin kullanılmasıyla KRDAE tarafından işletilen AKDM ve MLAZ istasyonların verilerinden elde edilen PRF ve SRF sonuçları değerlendirilmiştir. İlk olarak derinlik ve yavaşlık (eğimli) yığma sonuçları irdelenmiştir. Ardından birleşik ters çözüm sonuçları literatürdeki yapılmış önceki çalışmalarla kıyaslanmıştır.

Van Gölü Havzasının güney kısmında yer alan AKDM istasyonu için derinlik yığma işlemi 48 adet veri için yapılmıştır. Q-bileşenlerinin ortalama episantr uzaklığı 69.91° ve ortalama geri-azimut açısı ise 64.53° 'dir (Şekil 4). 0 km'deki yığma izinde ~ 8.0 sn'de bir faz (genliği 0.15) görülmektedir. 400 km derinlikte ise P410s varışı 41.7 sn'de (genliği 0.03) gözlemlenmiştir. Bu işaretlenen fazın genliği oldukça küçük olduğundan dolayı, sinyal olarak dikkate alınmamıştır. Dolayısıyla, P410s fazı belirlenemediğinden mutlak rezidüeller (T_p ve T_s) hesaplanamamıştır. Oldukça gürültülü olan yığma sonuçlarında, 640 km derinlikte P660s fazı (genliği 0.05) 70.2 sn'de belirlenmiştir. Şekil 6, AKDM istasyonundan alınan 35 adet L bileşeni yavaşlık-yığma sonucunu göstermektedir. Bu kayıtların ortalama uzaklığı 74.49° , geri-azimutu 62.85° ve RMS değeri 0,0141'dir. Mohodan gelen Sp fazı 0.0 sn/°de (genliği 0.13) -6.19 sn civarında elde edilmiştir.

Şekil 7, PRF analizi için MLAZ istasyonu sonuçlarını göstermektedir. 44 adet orta/iyi kalitedeki verinin seçilebildiği derinlik-yığma sonuçları oldukça gürültüdür. Gürültünün varlığı istasyonun bulunduğu jeolojik konum yani volkanik yapılardan, kuzey yönlü yitimden ve KUK'nın hemen güney doğusunda olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. PRF'lerin ortalama episantr uzaklığı 71.27° ve ortalama geri-azimut açısı ise 57.72° 'dir. Yığma sonuçlarında 4 adet faz işaretlenmiştir. Buna göre, Pms fazı 1.8 sn' de (genliği 0.13), P350s fazı 35.9 sn' de (genliği 0.02), P410s fazı 42.1 sn' de (genliği 0.05) ve P660s fazı ise 68.7 sn' de (genliği 0.03) işaretlenmiştir. P350s fazı özel bir faz olup 410-km süreksizliğinin hemen üstünde birkaç on km kalınlığında düşük hızlı bir tabakanın varlığına işaret etmektedir (Oreshin ve ark., 2011). AKDM yığma sonuçlarındaki gibi P410s fazı kesin olarak belirlenemediğinden, mutlak rezidüeller belirlenememiş ve birleşik ters çözüm işlemi rezidüelsiz olarak yapılmıştır. Şekil 8, SRF analizi için MLAZ istasyonunda kaydedilen 46 adet depremin yavaşlık-yığma sonuçlarını göstermektedir. Oldukça basit bir dalga formunun elde edildiği sonuçlarda, Smp fazı yaklaşık olarak 4.9 sn'de 0.14 genlikli olarak görüntülenmektedir. Yığma işlemi sonucu elde edilen standart hata değeri (RMS) 0.086' dır.



Şekil 7. MLAZ istasyonu için 44 adet verinin yığma (derinlik) işlemi. Deneme derinlikleri sol eksende gösterilmiştir. $t=0$ ilk P-varışına karşılık gelmektedir. Kısaltmalar: Pms; Moho süreksizliği, P350s; 350-km süreksizliği, P410s; 410-km süreksizliği, P660s; 660-km süreksizliği, BAZ; ortalama geri-azimut ve Dist; ortalama episantr uzaklığı.

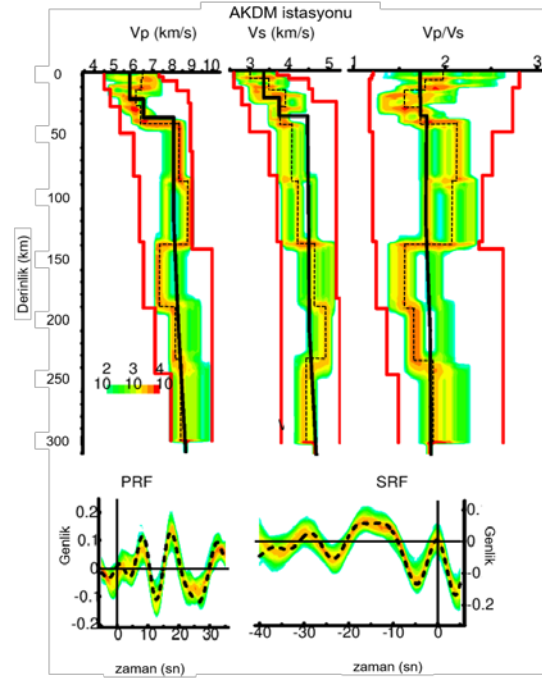


Şekil 8. MLAZ istasyonu için 46 adet verinin yığma (yavaşlık) işlemi. Diferansiyel yavaşlık değerleri sol eksende gösterilmiştir. $t=0$ ilk S-varışına karşılık gelmektedir. Kısaltmalar: Smp; Moho süreksizliği, BAZ; ortalama geri-azimut ve Dist; ortalama episantr uzaklığı.

AKDM istasyonu için telesismik seyahat zamanı rezidüelleri belirlenemediğinden, birleşik ters çözüm işlemi rezidüeller kullanılmadan yapılmıştır. Ters çözüm sonuçlarına göre (Şekil 9), Moho süreksizliği 39 km'de

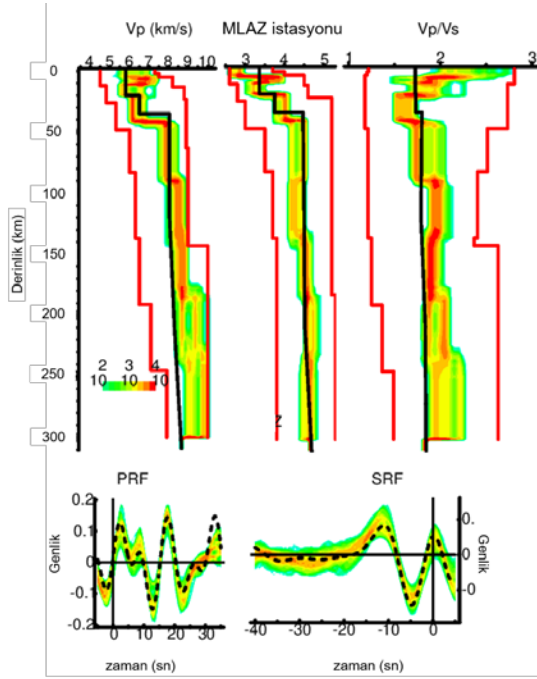
görülmektedir ($V_s= 4.1$ km/sn, $V_p=8.1$ km/sn). Alt kabuktaki S-dalgası hız değerleri 3.6 km/sn civarındadır. Yine alt kabukta V_p/V_s oranı 1.75 civarındadır. Christensen' e (1996) göre, mafik kayaç aralığına (gabro, diyorit, granodiyorit) bakıldığında genel olarak 1.75-1.85 gibi bir V_p/V_s oranı belirlenmiştir. Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen hız histogramları IASP91 standart kabuk modeli ile karşılaştırıldığında, üst mantoda yaklaşık olarak 88 km derinliğe kadar düşük S-dalgası hızları elde edilmiştir (4.2 km/sn). Benzer şekilde, yaklaşık 189 km derinliğe kadar kesme dalgası hızı kademeli olarak fakat oldukça küçük oranda artmaktadır (Şekil 9).

AKDM istasyonu gibi MLAZ istasyonu yığma sonuçlarından telesismik rezidüeller belirlenemediği için birleşik ters çözüm işlemi rezidüeller olmaksızın yapılmıştır (Şekil 10). MLAZ istasyon için kabuk kalınlığı 42 km' dir ($V_s=4.3$ km/sn, $V_p=7.9$ km/sn). Kabuktaki ortalama S-dalgası hızları AKDM istasyonu sonuçlarına göre dah yüksektir. Kabuğun orta ve alt seviyelerinde genel olarak V_p/V_s oranı ~ 1.85 civarındadır. Üst mantoda derinliklerinde yaklaşık 100 km' ye kadar P ve S-dalgası hızları IASP91 standart modele göre düşük olarak elde edilmiştir ($V_p\sim 7.91$ km/sn ve $V_s=4.3$ km/sn). Artan derinlikler için hesaplanan hız değerleri incelendiğinde, küçükte olsa bir sıçramanın varlığından söz edilebilir.



Şekil 9. AKDM istasyonu için birleşik ters çözümü sonuçları. V_p , V_s ve V_p/V_s histogramları üst kısımda göstermektedir. Başlangıç modeli olarak kullanılan IASP91 standart hız modeli siyah (kalın) çizgilerle gösterilmiştir. Siyah kesikli çizgiler ise ortalama değerlere karşılık gelmektedir. Araştırma aralığı kırmızı çizgilerle sınırlandırılmıştır. Alt kısımda, sentetik RF' ler renkli ve gerçek RF' ler kesikli çizgilerle gösterilmiştir.

Angus ve ark. (2006), Van Gölü civarında, Kuvaterner volkaniklere ve jeotermal alanlara karşılık gelen bölgeler için 25 km civarındaki derinliklerde kısmi ergimeden kaynaklanan düşük hızlı bir zonunun varlığını belirlemişlerdir. Bektaş ve ark. (2007), Doğu Anadolu Bölgesi için Curie noktası derinlik haritasını çıkarmışlardır. İlişkili derinliğin 17 km civarında olduğunu ve genç volkaniklerle ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Gök ve ark. (2007), Van Gölü Havzasında 30-38 km derinliklerinde yaklaşık olarak 3.6 km/sn civarında düşük S-dalgası hızları elde etmişlerdir. Bu düşük hızların bölgesel Neojen ve Holosen volkaniklerden kaynaklandığını belirtmişlerdir.



Şekil 10. Şekil 9'un aynısı fakat MLAZ istasyonu birleşik ters çözüm sonuçlarını göstermektedir.

Çınar ve Alkan (2016), Van Gölü Havzası için yaptıkları çalışmada, 25 km civarındaki derinliklerde elde ettikleri düşük S-dalgası hızlarını kırılğan-sünek (brittle-ductile) geçişi ve alt kabukta meydana gelmeyen depremlerle ilişkilendirmişlerdir. Ayrıca, moho süreksizliğini 42-44 km olarak belirlemişlerdir. Üst mantoda (45-70 km) ise S-dalgası hızlarını 4.3 km/sn' den küçük olarak elde etmişlerdir. Bu düşük kesme dalgası hızlarını bölgedeki genç volkanizma ve sığ astenosferik materyal ile ilişkilendirmişlerdir. Delph ve ark. (2015), benzer şekilde Van Gölü Havzası civarı için (38–39°K) yaklaşık 30 km derinliklerde ~3.5 km/sn kesme dalgası hızları belirlemişlerdir. Elde ettikleri bu düşük hızlar sıcak astenosferik malzemenin çıkışıyla ilişkilidir. Tezel ve ark. (2013) Doğu Anadolu için ortalama moho derinliğini 40-46 km ve ilişkili S-dalgası hızlarını 4.0-4.2 km/sn olarak belirlemişlerdir. Özacar ve ark. (2010), P-Alıcı Fonksiyonlarını kullanarak, Van Gölü'nün batısı için moho derinliğini ~38

km ve kısmi ergimeden dolayı kabuksal Vp/Vs oranını ~1.85 olarak belirlemişlerdir. Mutlu ve Karabulut (2011), Doğu Anadolu için okyanusal litosfer diliminin kopmasını takiben meydana gelen volkanizmayla ilişkili olarak düşük Pn hızları belirlemişlerdir ve Van Gölü Havzası için ise 38-40 km moho derinliği hesaplamışlardır.

Sonuç olarak, AKDM ve MLAZ istasyonları için elde edilen kabuk kalınlığı, üst manto yapısı ve ilişkili P ve S-dalgası hızları önceki çalışmalar ile oldukça tutarlı olarak elde edilmiştir.

Teşekkür

Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi editörüne ve çalışmayı değerlendiren hakemlere yapmış oldukları katkılardan dolayı teşekkür ederiz. Dr. Lev Vinnik ve Dr. Sergey Oreshin'e (Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 123242, Moscow, Russia) destekleri için teşekkürü bir borç biliriz. Deprem verisini sağlayan EIDA ve KOERI'ye ve tektonik haritayı çizmek için kullandığımız Generic Mapping Tools (GMT) kodlarını paylaşan Wessel ve ark.'na (2013) ayrıca teşekkür ederiz.

Kaynaklar

- Akıncı, A., Antonioli, A., 2012. Observations and stochastic modelling of strong ground motions for the 2011 October 23 M_w =7.1 Van, Turkey, earthquake. *Geophys. J. Int.*, 192: 1271-1239.
- Çınar, H., Alkan, H., 2016. Crustal S-wave structure around the Lake Van region (eastern Turkey) from interstation Rayleigh wave phase velocity analyses. *Turkish J Earth Sci.*, 26: 73-90.
- Al-Lazki, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Türkelli, N., Mohamad, R., 2004. Pn

- tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African Plates. *Geophys J Int*, 158: 1024-1040.
- 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. *Geophys J Int*, 166: 1335-1346.
- Ateş, A., Bilim, F., Büyüksaraç, A., Aydemir, A., Bektaş, Ö., Aslan, Y., 2012. Crustal structure of Turkey from aeromagnetic, gravity and deep seismic reflection data. *Surv Geophys*, 33: 869-885.
- Barazangi, M., Sandvol, E., Seber, D., 2006. Structure and tectonic evolution of the Anatolian Plateau in eastern Turkey. *Geol. Soc. Am.*, 409: 463-473.
- Bayrak, Y., Yadav, R.B.S., Kalafat, D., Tsapanos, T.M., Çınar, H., Singh, A.P., Bayrak, E., Yılmaz, Ş., Öcal, F., Koravos, G., 2013. Seismogenesis and earthquake triggering during the Van (Turkey) 2011 seismic sequence. *Tectonophysics*, 601: 163-176.
- Bektaş, Ö., Ravat, D., Büyüksaraç, A., Bilim, F., Ateş, A., 2007. Regional Geothermal Characterisation of East Anatolia from Aeromagnetic, Heat Flow and Gravity Data. *Pure appl. Geophysc.* 164:975-998.
- 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. *Phys. Earth Planet. Int.*, 15: 13-27.
- Biswas, N.N., 1972. Earth-flattening procedure for the propagation of Rayleigh wave. *Pure and Applied Geophysics*, 96: 61-74.
- Christensen, N.I., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology, *Journal of Geophysical Research*. 101: 3139-3156.
- Çukur, D., Krastel, S., Demirel-Schlüter, F., Demirbağ, E., Imren, C., Niessen, F., Toker, M., Paleo-Van Working Group, 2013. Sedimentary evolution of the Lake Van (Eastern Turkey) reconstructed from high-resolution seismic investigations. *Int J Earth Sci*, 102: 571-585.
- Çukur, D., Krastel, S., Tomonaga, Y., Schmincke, H.U., Sumita, M., Meydan, A.F., Çağatay, M.N., Toker, m., Kim, S.P., kong, G.S., and H, S., 2017. Structural characteristics of the Lake Van Basin, eastern Turkey, from high-resolution seismic reflection profiles and multibeam echosounder data: geologic and tectonic implications. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 106: 239-253.
- Delph, J.R., Zandt, G., Beck, S.L., 2015. A new approach to obtaining a 3D shear wave velocity model of the crust and upper mantle: An application to eastern Turkey. *Tectonophysics*, 665: 92-100.
- Dewey, J.F., Hemton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone. In: Coward MP, Ries AC, editors. *Collision Tectonics*. London, UK: Geology Society of London Special Publications, pp. 3-36.
- Farra, V., Vinnik, L., 2000. Upper mantle stratification by P and S receiver functions. *Geophys J. Int.*, 141: 699-712.
- Gök, R., Pasyanos, M.E., Zor, E., 2007. Lithospheric structure of the

- continent-continent collision zone: eastern Turkey. *Geophys J Int.*, 169: 1079-1088.
- Gökalp, H., 2012. Tomographic imaging of the seismic structure beneath the East Anatolian Plateau, Eastern Turkey. *Pure Appl Geophys*, 169: 1749-1776.
- Haskell, N.A., 1962. Crustal reflection of plane P and SV waves. *J. Geophys.Res.*, 67, 4751-4767.
- Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia. Turkey. *Geophys Res Lett*, 30: 8046.
- 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.
- Kiselev, S., Vinnik, L., Oreshin, S., Gupta, S., Rai, S.S., Singh, A., Kumar, M.R., Mohan, G., 2008. Lithosphere of the Dharwar craton by joint inversion of P and S receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 173: 1106-1118.
- Kosarev, G.L., Oreshin, S.I., Vinnik, L.P., Kiselev, S.G., Dattatrayam, R.S., Suresh, G. ve Baidya, P.R., 2013. Heterogeneous lithosphere and the underlying mantle of the Indian subcontinent. *Tectonophysics*, 592: 175-186.
- Maden, N., Öztürk, S., 2015. Seismic b-Values, Bouguer Gravity and Heat Flow Data Beneath Eastern Anatolia. Turkey: Tectonic Implications, Survey in Geophysics, 36: 549-570.
- Metropolis, N., Rosenbluth, M.N., Rosenbluth, A.W., Teller, A.H., Teller, E., 1953. Equation of state calculations by fast computing machines. *J. Chem. Phys.*, 21: 1097-1092.
- Morais, I., Vinnik, L., Silveira, G., Kiselev, S., Matias, L., 2015. Mantle beneath the Gibraltar Arc from receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 200: 1153-1169.
- 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.
- Mutlu, A.K., Karabulut, H., 2011. Anisotropic Pn tomography of Turkey and adjacent regions. *Geophys. J. Int.*, 187: 1743-1758.
- 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.
- Oruç, B., Ortiz, D.G., Petit, C., 2017. Lithospheric flexural strength and elective elastic thicknesses of the Eastern Anatolia (Turkey) and surrounding region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 150: 1-13.
- 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. *Geo Soc. S. P.*, 340: 485-496.
- Öztürk, S., Bayrak Y., 2012. Spatial Variations of Precursory Seismic Quiescence Observed in Recent Years in the Eastern Part of Turkey. *Acta Geophysica*, 60(1): 92-118.
- Öztürk, S., 2017. Space-time assessing of the earthquake potential in recent years in the Eastern Anatolia region

- of Turkey. *Earth Sciences Research Journal*, 21 (2): 67-75.
- Öztürk, S., 2018. Earthquake hazard potential in the Eastern Anatolian Region of Turkey: seismotectonic b and Dc-values, and precursory quiescence Z-value. *Frontiers of Earth Science*, 12(1), 215-236.
- 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.
- Sandvol, E., Türkelli, N., Barazangi, M., 2003. Eastern Turkey seismic experiment: the study of a young continent–continent collision. *Geophys Res Lett*, 30: 8038.
- Skobeltsyn, G., Mellors, R., Gök, R., Türkelli, N., Yetirmishli, G., Sandvol, E., 2014. The upper mantle S wave velocity structure of the East Anatolian-Caucasus region. *Tectonics* 33: 207-221.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T., Zor, E., 2003. The East Anatolian High Plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophys Res Lett*, 30: 8045.
- Tezel, T., Shibutani, 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. *Geophys J Int*, 193: 329-337.
- Vinnik, L.P., 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle. *Phys, Earth Planet. Inter.*, 583(15): 39-45.
- Vinnik, L.P., Roecker, S., Kosarev, G.L., Oreshin, S.I., Koulakov, Y.I., 2002. Crustal structure and dynamics of the Tien Shan. *Geophysical Research Letters*, 29: 2047.
- Vinnik, L., Aleshin, I.M., Kaban, M.K., Kiselev, S.G., Kosarev, G.L., Oreshin, S.I., Reigber, Ch., 2006. Crust and mantle of Tien Shan from Data of the receiver Function Tomography. *Phys, Solid Earth*, 42, 8: 639–651.
- Vinnik, L., Farra, V., 2007. Low S velocity atop the 410-km discontinuity and mantle plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 262: 398-412.
- 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.
- Zhu, H., 2018. High Vp/Vs ratio in the crust and uppermost mantle beneath volcanoes in the Central and Eastern Anatolia, *Geophys. J. Int.* 214: 2151–2163.
- Zor, E., Sandvol, E., Gürbüz, C., Türkelli, N., Seber, D., Barazangi, M., 2003. The crustal structure of the Eastern Anatolian Plateau (Turkey) from receiver functions. *Geophys Res Lett*, 30: 8044.
- Zor, E., 2008. Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus. *Geophys. J. Int.*, 175: 1273-1282.