

LOVE VE RAYLEIGH DALGALARININ İSTASYONLAR ARASI ORTAM TEPKİ FONKSİYONLARINDAN ANADOLU VE CİVARINDA KABUK VE ÜST-MANTO YAPISININ BELİRLENMESİ

Determination of Crust and Upper-Mantle Structure in Anatolia and its Neighborhood from Interstation Response Functions of Love and Rayleigh Waves

İlhan OSMANŞAHİN* ve Ömer ALPTEKİN**

ÖZET

Yüzeysel dalgası dispersiyonu verilerinin çözümlenmesinde, faz ve grup hızları hesaplanarak bu hız değerlerinin ters çözümlenmesiyle (inversion) yerine ait fiziksel parametrelerin elde edilmesine çalışılır. Faz ve grup hızlarının hesaplanmasında genel olarak tek-istasyon, iki-istasyon ve üç veya çok-istasyon yöntemleri kullanılmaktadır. Tek-istasyon yönteminde, sismogramlardan kaynağın faz ve genlik etkilerinin giderilmesi zorunlu olduğundan, deprem kaynak mekanizması ile ilgili ön bilgilere gerek vardır. Çok-istasyon yönteminde ise hesaplanan faz ve grup hızlarında yanıl heterojenlikten kaynaklanan hatalar olabilir. İki-istasyon yönteminde, deprem kaynak mekanizması ile ilgili ön bilgiye gerek kalmaz. Ancak, istasyonların kaynak ile birlikte aynı büyük daire üzerinde yer alması gerekmektedir. Bu konumdaki bir istasyon çiftinde kaydedilen sismogramlar, dekonvolüsyon işlemiyle istasyonlar arasındaki ortamın tepki fonksiyonunun belirlenmesinde kullanılabilir. İstasyonlar arasındaki ortama ait faz hızları tepki fonksiyonunun fazından, grup hızları ise tepki fonksiyonuna ardışık süzgeç tekniği (multiple filter technique) uygulanarak hesaplanır. Yapay sismogramlar üzerinde yapılan çalışmalar, yöntemin etkinliğini ve sonuçların doğruluğunu göstermiştir.

Bu çalışmada, istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonlarının belirlenmesi ve bu fonksiyonlar üzerinden hesaplanan faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesi ile, Atina (ATU) - İstanbul (IST), Tebriz (TAB) - İstanbul ve Meşhed (MHI) - Tebriz istasyon çiftlerinin oluşturduğu 3 profil boyunca yer kabuğu ve üst-manto yapısı incelenmiştir. TAB-IST profili için Love dalgası, diğer iki profil için ise Rayleigh dalgası ana mod kayıtları kullanılmıştır. Herbir profil için ortam tepki fonksiyonlarının hesaplanmasında frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu uygulanmıştır. Ortam tepki fonksiyonlarından faz ve grup hızları hesaplandıktan sonra, bunlarla en uyumlu kuramsal faz ve

SUMMARY

In the surface wave dispersion analysis, phase and group velocities are measured, and these data are used to obtain the physical parameters of the Earth by performing inversion schemes. The measurement could have commonly been done using single-station, two-station and three or multistation methods. Single-station method require prior knowledge of the earthquake source mechanism because of the necessity of avoiding phase and amplitude effects of the source function on the seismogram. Phase and group velocities from multistation method can include the effects of lateral heterogeneities. Two-station method avoid the necessity of knowing the earthquake source mechanism, however, each station must lie on the same great circle path together with the source. The seismograms recorded in such pairs of stations can be used to estimate the interstation response function by deconvolution process. Interstation phase and group velocities can be computed by making use of the phase of the response function, and applying multiple filter technique to the response function, respectively. Studies on synthetic seismograms have shown the efficiency of the method and accuracy of the results.

In this study, the Earth's crust and upper-mantle structure along the three profiles between the station pairs of Athens (ATU) - İstanbul (IST), Tabriz (TAB) - İstanbul and Mashed (MHI) - Tabriz have been investigated by estimating the interstation response function and measuring the phase and group velocities by the methods mentioned above. Fundamental mode Love and Rayleigh waves have been used for TAB-IST profile and the other two profiles. Frequency domain Wiener deconvolution technique was performed to estimate the response function for each profile. Phase and group velocities have been computed from the response function.

* Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü
** İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü

grup hızlarını veren yapı modelini belirlemek için ters çözümleme işlemlerinde Hedgehog yönteminden yararlanılmıştır.

Faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesi sonuçlarına göre yer kabuğu kalınlığı ATU-IST profili için 30 km, TAB-IST profili için 40 km ve MHI-TAB profili için 43 km civarındadır. ATU-IST profilinde üst-manto için Moho süreksizliğinin 10 km altında 4,1 km/sn lik S-dalgası hızına sahip bir düşük hız zonu belirlenmiştir. Aynı profilin 120 km derinliğinde S-dalgası hızı 4.29 km/sn olan ikinci bir düşük hız zonu vardır. MHI-TAB profilinde ise yaklaşık 83 km derinlikte yer alan bir düşük hız zonu ters çözümleme sonuçları ile uyum göstermektedir.

Then, the inversion has been carried out through the Hedgehog procedure to identify the structure model which gives the most consistent phase and group velocities along with the observed values.

According to results of the inversion processes, crustal thicknesses are 30, 40 and 43 kilometres for the profiles of ATU-IST, TAB-IST and MHI-TAB, respectively. P_n and S_n velocities of 8.20-4.61, 8.00-4.41 and 8.15-4.67 km/sec are obtained for these profiles, respectively. The low velocity channels have been identified for the ATU-IST profile at two 40 and 120 km depths having S-wave velocity values of 4.10 and 4.29 km/sec, and for the MHI-TAB profile at the depth of 83 km having S-wave velocity value of 4.32 km/sec. Although a low velocity channel has not been obtained in the TAB-IST profile, S-wave velocities in the upper-mantle are lower than the expected values according to those of P-wave velocities.

GİRİŞ

Yer kabuğu ve üst-manto yapısının araştırılmasında cisim dalgalarının yanında yüzey dalgaları da yaklaşık altmış yılı aşan bir süredir geniş ölçüde kullanılmaktadır. Yüzey dalgası çalışmalarında, frekansın bir fonksiyonu olarak grup varış zamanları, faz açısı ve genlik belirlenmeye çalışılır. Bu parametreler, kabuk ve üst-manto yapısının, deprem kaynak mekanizmalarının ve yer kürenin elastik özelliklerinin incelenmesinde önemli bir veri grubu oluştururlar. Bunların belirlenmesinde kullanılan yöntemler, genel olarak kayıtlarından yararlanılan istasyonların sayısına göre tek-istasyon, iki-istasyon ve üç veya çok-istasyon yöntemi şeklinde adlandırılmaktadır.

Yüzey dalgalarına ait ilk çalışmalar çoğunlukla grup hızı ölçmeleriyle ilgilidir. Bu çalışmalarda, tek-istasyon kayıtlarındaki dalga trenleri üzerinden doruk-çukur (peak-trough) yöntemi ile grup hızının değişimi hesaplanıyor ve kayıt istasyonu ile deprem kaynağı arasındaki yapı çözümlenmeye çalışılıyordu (Ewing ve diğ. 1957). İlk faz hızı ölçümü Press (1956) tarafından yapılmıştır. Yine ilk kez Sato (1955, 1956a, 1956b), faz ve grup hızlarının hesaplanmasında Fourier çözümleme tekniğini kullanmıştır. Yüzey dalgası faz hızı dispersiyonunun ters çözümlenmesinden manto yapısı ile ilgili ilk ayrıntılı sonuçlar Brune ve Dorman (1963) tarafından iki-istasyon yöntemi ile elde edilmiştir.

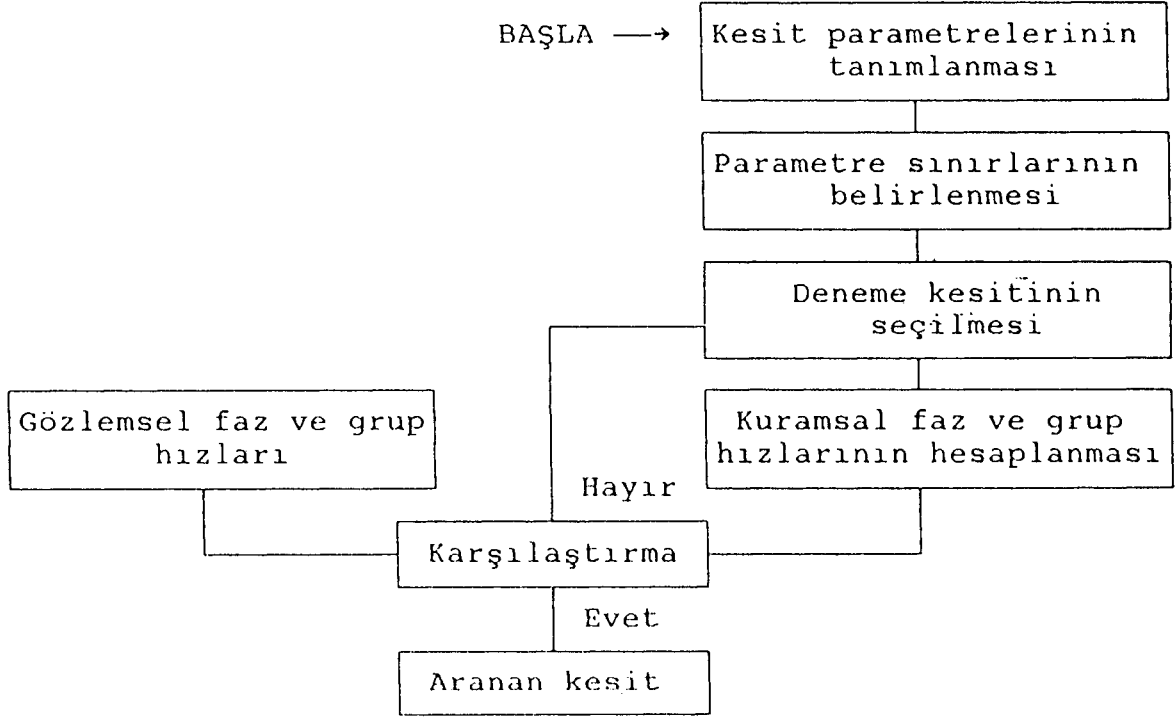
Yüzey dalgalarına ait verilerden faz ve grup hızları duyarlılıkla hesaplanabilmekle birlikte, yer kürenin bazı önemli fiziksel özelliklerini yansıtan bu hızlardan katman arayüzeylerinin belirlenmesi daha kaba bir işlemdir. Ancak, sismik yüzey dalgası çalışmaları son otuz yıl içinde çok hızlı bir şekilde gelişmiştir. Yeterli duyarlılıkta sismografların geliştirilmesi ve çok sayıda istasyon kurulması, özellikle 1960'lardan bu yana uluslararası sismograf ağı (WWSSN, World Wide Standardized Seismograph Network) oluşturulması ve uzun periyotlu sismografların da devreye girmesi, elde edilen sonuçların güvenilirliğini arttırmıştır. Ayrıca, gelişen bilgisayar olanakları ve hızlı hesaplama teknikleri araştırmalara yeni boyutlar kazandırmaktadır. Günümüzde, istenen yeryapısı modellerine göre yüzey dalgası dispersiyonu, daha da öte, tanımlanan episantr uzaklıklarındaki istasyonlar için yapay sismogramlar hesaplanabilmektedir. Böylece, kuramsal hesaplamaların gözlemsel sonuçlarla birlikte kullanılmasına olanak sağlanmıştır. Bu gelişmelerle birlikte yeryapısı hakkında önemli bilgilerin elde edilmesine devam edilmektedir. Anderson (1963), manto

yapısı ile ilgili çalışmaları ve çok tabakalı ortam modelleri için kuramsal yüzey dalgası dispersiyonunun hesaplanmasında kullanılan teknikleri derlemiştir. Bugüne kadar yapılan yüzey dalgası çalışmalarında önemli bölgesel yapı sınırlamalarının yansısı, yerel kabuk ve üst-manto yapısı ile ilgili pek çok bilgi elde edilmiştir (Toksöz ve Anderson 1966, Kovach 1966, 1978, Knopoff 1972, 1983). Yapılan bu çalışmalar, dispersiyon özelliklerinin yalnızca ayrı levhalarda değil aynı levha içerisinde de farklılıklar gösterdiğini ortaya koymuştur (Dorman 1969).

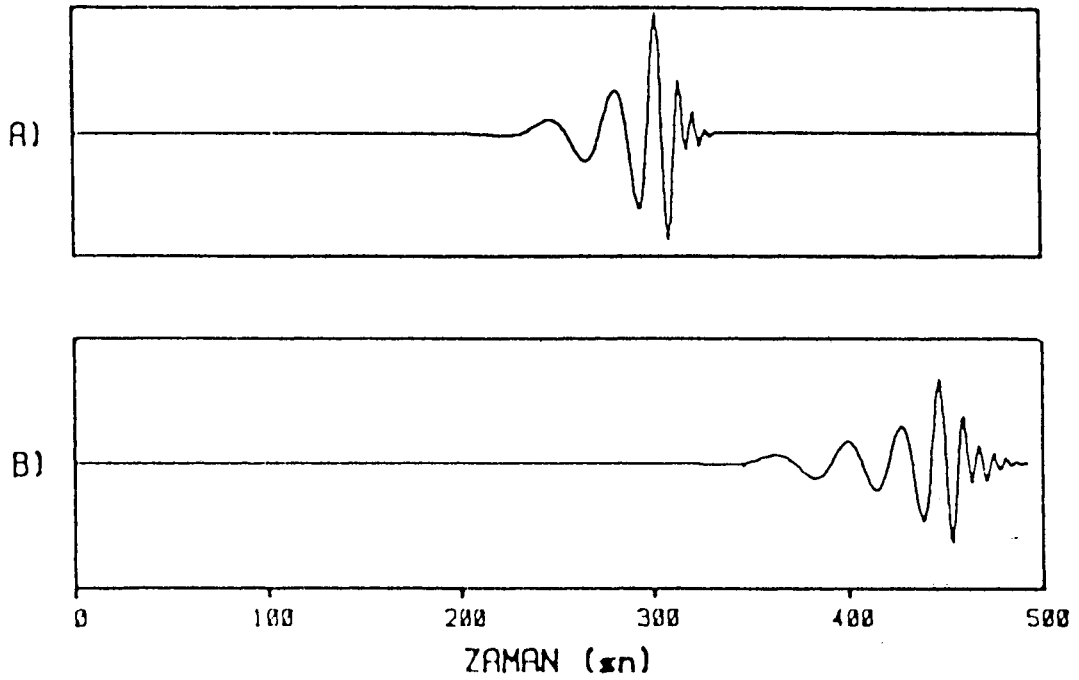
Özellikle, levha sınırlarındaki karmaşık kabuk yapısı ile ilgili sismolojik araştırmaların ayrı bir önem taşıdığı bilinmektedir. Bu araştırmalardan elde edilen sonuçlar diğer jeofizik bulgularla birlikte, günümüzde doğruluğu benimsenmiş olan, kıtaların, okyanus havzalarının ve diğer kabuksal özelliklerin evrim kuramlarını belirleyen başlıca verileri oluşturmuştur. Yapısal özelliklerin ayrıntılanması, deprem odak hareketlerine yönelik araştırmalar ve geleceğin depremlerinin yorumlanması açısından büyük önem taşır. Ancak, dünya üzerindeki önemli deprem kuşaklarından biri üzerinde yer alan Türkiye'de, yeterli oranda aletsel veri olmayışı araştırma olanaklarını büyük ölçüde sınırlamaktadır. Bu çalışmada, mevcut bilgilere katkıda bulunabilmek amacıyla ana mod yüzey dalgası verilerinden yararlanarak iki-istasyon yönteminde istasyonlar arası ortamın tepki fonksiyonunun belirlenmesi ve bu fonksiyondan hesaplanan faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesi yoluyla Anadolu yarımadası ve civarındaki bazı profiller için kabuk ve üst-manto yapısı belirlenmeye çalışılmıştır.

İKİ İSTASYON YÖNTEMİNDE YERİN TEPKİ FONKSİYONUNDAN YARARLANARAK YÜZEY DALGASI ÇÖZÜMLEMELERİ

Deprem kaynağı ile aynı büyük daire üzerinde yer alan iki istasyona ait kayıtlar bulunduğu, istasyonlar arasındaki ortamın bir impuls etkisine karşılık gelen tepki fonksiyonu (Green's function) kestirilebilmektedir. Tepki fonksiyonunun fazı ortamın faz gecikmesini, şekli ise ortamın dispersifliğini yansıtır. Dolayısıyla kaynak fonksiyonunun genliği ve fazı ile ilgili herhangi bir ön bilgiye gerek kalmaksızın direkt olarak tepki fonksiyonunun fazından faz hızları, yine bu fonksiyonun ardışık süzgeç tekniği uygulanarak da grup hızları hesaplanabilir (Dziewonski ve diğ. 1969).



Şekil 1. Deneme-yanılma ile ters çözümleme işlemlerinin akış şeması.
Fig. 1: The flow diagram of inversion process by trial and error.



Şekil 2. Kaynaktan A) 1000 ve B) 1500 km uzaklıklardaki noktalar için Çizelge 1'de verilen yapı modelinden belirlenen Rayleigh dalgası yapay sismogramları.
Fig. 2. Synthetic seismograms for Rayleigh waves at distances of A) 1000 km and B) 1500 km from the source computed for the structural model given in Table 1.

Kaynağa daha yakın olan istasyondaki dalga, istasyonlar arasındaki ortama bir giriş olarak düşünülürse bu giriş, sistem olarak ele alınan istasyonlar arasındaki ortam içerisinde yayıldıktan sonra ikinci istasyonda kaydedilen çıkışı türetecektir. Yerin tepki fonksiyonu, giriş, sistem ve çıkış arasındaki ilişkilerden yararlanılarak hesaplanmaktadır.

İstasyonlar Arası Ortamın Tepki Fonksiyonunun Hesaplanması

x_t giriş (kaynağa daha yakın olan istasyondaki kayıt), h_t sistem (istasyonlar arasındaki ortamın tepki fonksiyonu) ve y_t çıkış olsun;

$$x_t = (x_0, x_1, x_2, \dots, x_n)$$

$$h_t = (h_0, h_1, h_2, \dots, h_m) \quad (1)$$

$$y_t = (y_0, y_1, y_2, \dots, y_{n+m})$$

Bunlar arasındaki ilişki zaman ortamında

$$y_t = x_t * h_t \quad (2a)$$

ve ayrı olarak

$$y_t = \sum_{r=0}^m h_r \cdot x_{t-r} \quad ; \quad t=0, 1, 2, \dots, n+m \quad (2b)$$

şeklinde konvolüsyon işlemiyle tanımlıdır. Bu ilişki frekans ortamında

$$Y(w) \cdot \exp[i\phi_y(w)] = X(w) \cdot H(w) \cdot \exp\{i[\phi_x(w) + \phi_h(w)]\}$$

şeklinde. Burada $X(w)$, $H(w)$ ve $Y(w)$ sırasıyla x_t , h_t ve y_t fonksiyonlarının genlik spektrumlarını, $\phi(w)$ lar ise alt simgeleme ile belirtilen herbir fonksiyonun faz spektrumunu göstermektedir. Amaç sistem fonksiyonunun yani h_t süzgecinin hesaplanmasıdır. Bu bir dekonvolüsyon işlemidir ve bu amaçla kullanılacak çeşitli dekonvolüsyon yöntemleri vardır.

(3) bağıntısı girişin Fourier spektrumuna oranlanarak dekonvolüsyon işlemi kolayca yapılabilir :

$$H(w) \cdot \exp[i\phi_h(w)] = \frac{Y(w)}{X(w)} \exp\{i[\phi_y(w) - \phi_x(w)]\} \quad (4)$$

Eşitliğin sağ tarafında görüldüğü gibi, klasik iki-istasyon yönteminde faz hızlarını hesaplariken heriki istasyona ait kayıtların faz farklarının alınması olayı dekonvolüsyon işleminin doğasında vardır. Ancak, direkt olarak spektral oran alınmasıyla uygulanan bu basit dekonvolüsyon işlemi, özellikle süzgeç parametrelerinin tanımsız olacağı spektral boşluklar bulunduğu çok duraysızdır. Ayrıca rasgele gürültü, çok yol izleme ve ana mod üzerine binen yüksek mod girişimleri gibi nedenlerden dolayı dekonvolüsyon sonuçları hatalı olabilmektedir. Yapılan araştırmalar, "en küçük kareler dekonvolüsyonu" veya "Wiener dekonvolüsyonu" olarak adlandırılan yöntemin, sistem fonksiyonunu belirlemek için başarılı bir şekilde uygulanabileceğini ortaya koymuştur.

En Küçük Kareler (Wiener) Dekonvolüsyonu

Sismik yüzey dalgası çalışmalarında iki-istasyon yöntemi için istasyonlar arasındaki ortamın tepki fonksiyonu en küçük kareler dekonvolüsyonu (Wiener 1949, Treitel ve Robinson 1966, Jenkins ve Watts 1968, Peacock ve Treitel 1969) ile duyarlı olarak belirlenebilmektedir (Taylor ve Toksöz 1982, Hwang ve Mitchell 1986, Osmanşahin 1989). Bu dekonvolüsyon işlemi esas olarak giriş ve çıkış sinyallerinin bilinmesi ha-

linde, girişe uygulandığında çıkışa en yakın sonucu verecek olan bir sistem fonksiyonu belirleme problemidir. Yani gerçek çıkış ile istenen çıkış arasındaki fark minimum olacak şekilde bir süzgeç fonksiyonu hesaplanmaya çalışılır. İstenen çıkış

$$z_t = (z_0, z_1, z_2, \dots, z_{n+m}) \quad (5)$$

ile gerçek çıkış \bar{y}_t arasındaki hata ve hata enerjisi, sırasıyla

$$e_t = z_t - y_t \quad (6)$$

$$E = \sum_{t=0}^{n+m} (z_t - y_t)^2 \quad (7)$$

olarak verilir. (2b) ve (6) eşitliklerinden matris şeklinde

$$\begin{bmatrix} x_0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ x_1 & x_0 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_n & x_{n-1} & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & x_n & \dots & \dots & x_0 & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \dots & x_n & \dots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_2 \\ \dots \\ h_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_0 \\ y_1 \\ y_2 \\ \dots \\ y_{n+m} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} e_0 \\ e_1 \\ e_2 \\ \dots \\ e_{n+m} \end{bmatrix} \quad (8a)$$

yazılabilir, yani

$$x \cdot h = y + e \quad (8b)$$

dir. Hata enerjisinin minimum olması koşulundan hareketle en küçük kareler kuramından normal denklemler matris gösteriminde

$$x^T \cdot x \cdot h = x^T \cdot y \quad (9)$$

şeklinde. Burada x^T , x in devriğidir (transpose). $x^T \cdot x$, x_t girişinin özilişki fonksiyonuna, $x^T \cdot y$ ise x_t girişi ile y_t çıkışı arasındaki karşıt-ilişki fonksiyonuna karşılık gelir. Özilişki ve karşıt-ilişki fonksiyonları sırasıyla

$$a_t = \sum_{\tau=0}^n (x_\tau - x_{\tau+t})^2 \quad ; \quad t=0, 1, 2, \dots, n$$

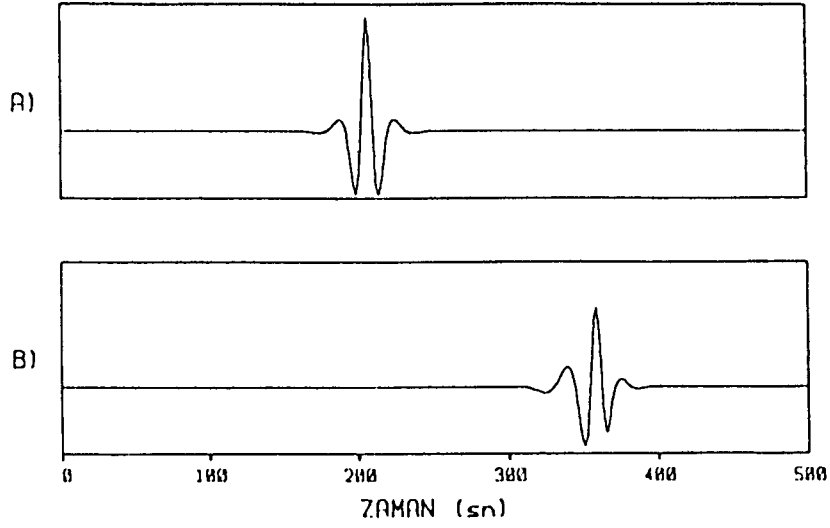
$$c_t = \sum_{\tau=0}^n (x_\tau - y_{\tau+t})^2 \quad ; \quad t=0, 1, 2, \dots, m$$

şeklinde tanımlıdır. Böylece, m boylu bir Wiener süzgeci

$$\begin{bmatrix} a_0 & a_1 & a_2 & \dots & a_m \\ a_1 & a_0 & a_1 & \dots & a_{m-1} \\ a_2 & a_1 & a_0 & \dots & a_{m-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_m & \dots & \dots & \dots & a_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_2 \\ \dots \\ h_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \\ \dots \\ c_m \end{bmatrix} \quad (10)$$

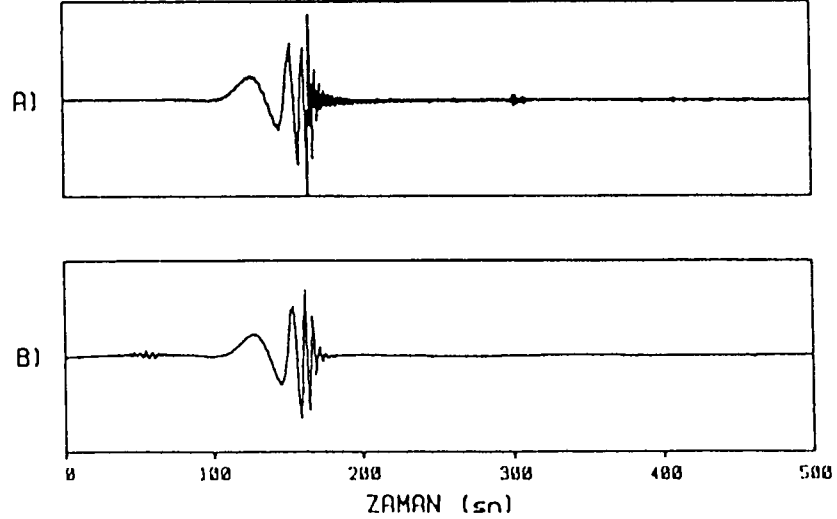
formunun normal denklemlerinin çözümünden elde edilebilir. Bu denklemlerin genel ifadesi aşağıdaki gibidir :

$$\sum_{r=0}^m h_r \cdot a(k-r) = c(k) \quad , \quad k = 0, 1, 2, \dots, m \quad (11a)$$



Şekil 3. Rayleigh dalgası yapay sismogramlarından A) kaynağa daha yakın olanının özilişki ve B) iki istasyonun karşıt-ilişki fonksiyonları.

Fig. 3. Autocorrelation and cross-correlation functions computed from the synthetic seismograms for Rayleigh waves. A) Auto-correlation function for the station that is closer to the source, B) cross-correlation function for two station.



Şekil 4. Rayleigh dalgası yapay sismogramlarından A) spektral oran tekniği ve B) frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu ile hesaplanan ortam tepki fonksiyonları.

Fig. 4. Interstation response functions computed from the synthetic seismograms of Rayleigh waves by A) spectral ratio technique, and B) frequency domain Wiener deconvolution.

dekonvolüsyon işleciminin $m + 1$ denklemi ise

$$h_0 a_0 + h_1 a_1 + h_2 a_2 + \dots + h_m a_m = c_0$$

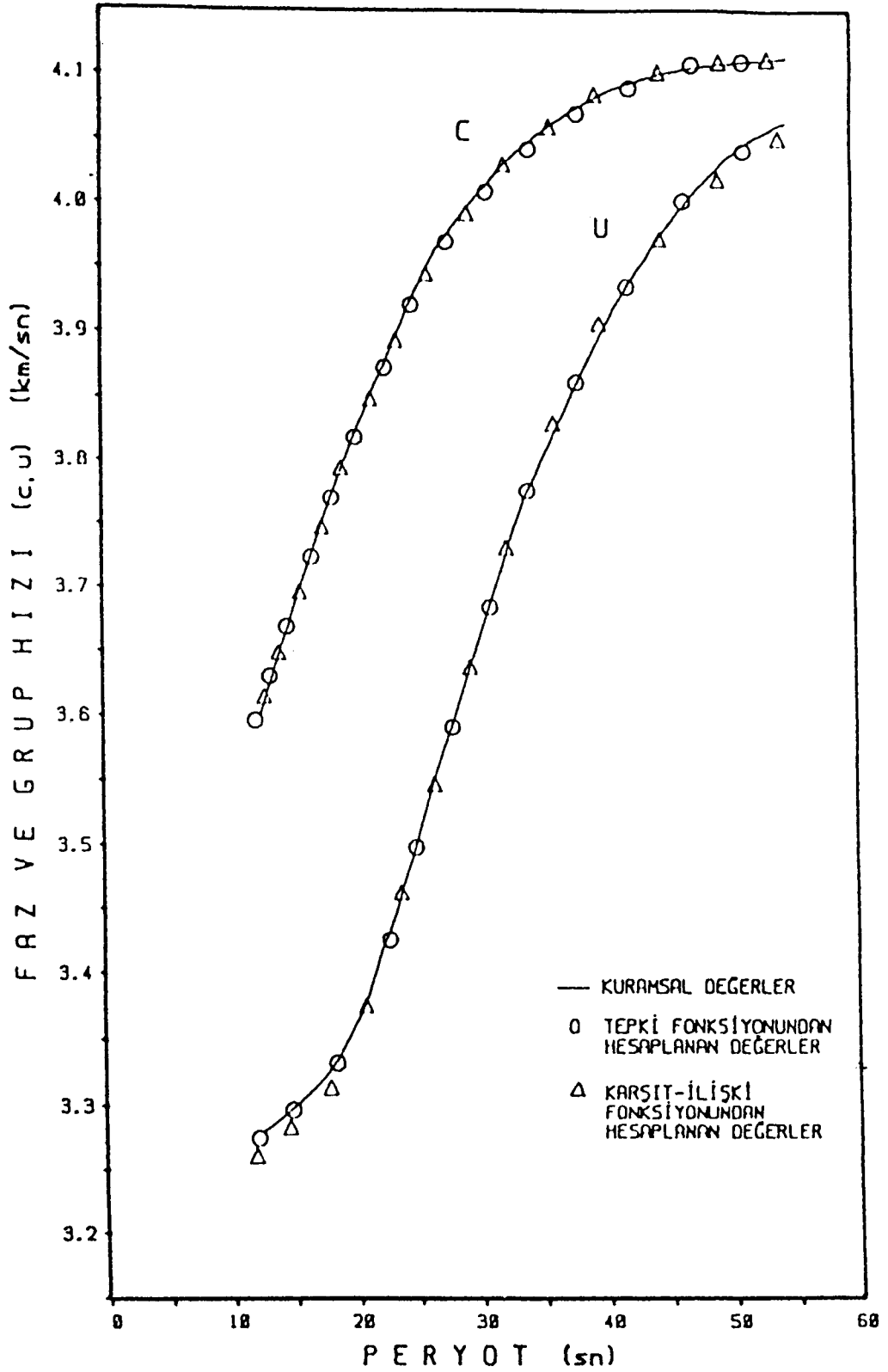
$$h_0 a_1 + h_1 a_0 + h_2 a_1 + \dots + h_m a_{m-1} = c_1$$

(11b)

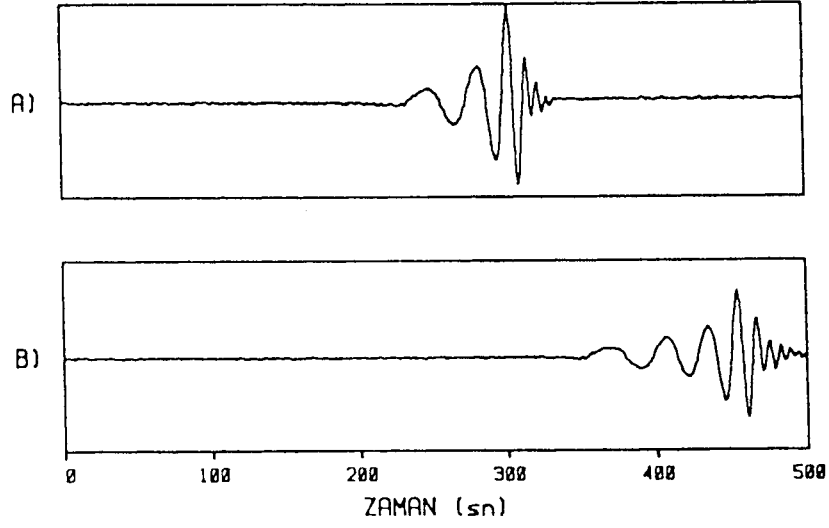
$$h_0 a_m + h_1 a_{m-1} + h_2 a_{m-2} + \dots + h_m a_0 = c_m$$

şeklinde yazılabilir. Bu denklemler (10) bağıntısındaki matris formun normal denklemleridir.

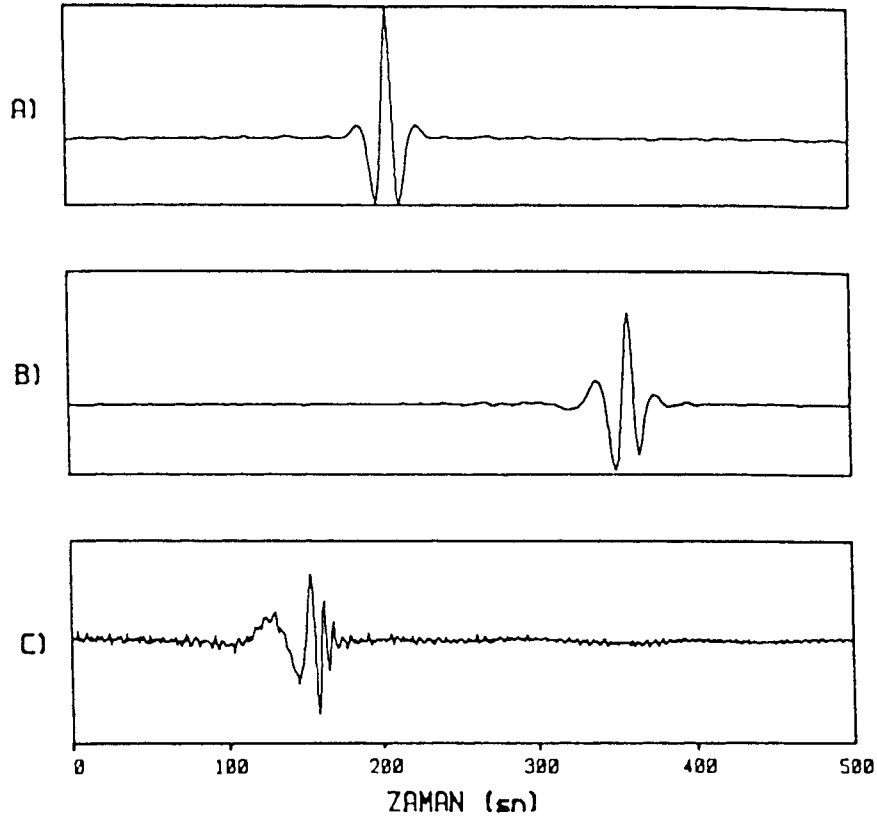
Zaman ortamında yapılan bu işlemler frekans ortamına taşındığında dekonvolüsyon oldukça basitleşmektedir (Jenkins ve Watts 1968). Dikkat edilecek olursa, zaman ortamı işlemlerinde her iki ilişki fonksiyonu için alınmış sadece m nokta vardır. Bu, $2n$ noktalı özilişki fonksiyonunu ve $n + m$ noktalı karşıt-ilişki fonksiyonunu m noktalı bir dikdörtgen pencere ile pencerelemek demektir. Zaman ortamında pencereleme işlemi frekans ortamında düzleştirme ile sonuçlan-



Şekil 5. Rayleigh dalgası yapay sismogramları için farklı yöntemlerle hesaplanan faz ve grup hızı dispersiyon eğrileri (Şekil 4'de gösterilen tepki fonksiyonlarının herbirinden hesaplanan faz ve grup hızları aynı olduğundan tek sembol kullanılmıştır).
 Fig. 5. Phase and group velocity dispersion curves computed by different methods for synthetic Rayleigh wave seismograms (the same sembol was used for the phase and group velocities computed from each response function in Figure 4 since they were identical).



Şekil 6. Rayleigh dalgaları için hesaplanmış olan Şekil 2'deki yapay sismogramların rasgele gürültü eklenmiş hali.
Fig. 6. Synthetic seismograms of Rayleigh waves shown in Figure 2 after addition of random noise.



Şekil 7. Gürültü içeren sismogramlardan; A) kaynağa daha yakın olanın özilişkisi, B) iki istasyonun karşıt-ilişkisi ve C) frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu ile hesaplanan ortam tepki fonksiyonu.
Fig. 7. For the noise contaminated seismograms; A) autocorrelation function for the station closer to the source, B) cross-correlation function for two stations, and C) interstation response function determined from the frequency domain Wiener deconvolution.

duğundan, m boylu ilişki fonksiyonlarının dönüşümünden elde edilen spektrumlar $2n$ ve $n + m$ boylu özilişki ve karşıt-ilişki fonksiyonlarının orijinal spektrumlarının düzeltilmiş halleridir.

Ortamın tepki fonksiyonunu tanımlayan (11a) bağıntısının Fourier dönüşümü alınırsa

$$C(w) = A(w) \cdot H(w) \quad (12)$$

olur ve dekonvolüsyon

$$H(w) = C(w) / A(w) \quad (13)$$

şeklinde yapılır. Burada $H(w)$, $C(w)$ ve $A(w)$ sırasıyla sistem (h_1), karşıt-ilişki (c_1) ve özilişki (a_1) fonksiyonlarının Fourier spektrumlarıdır. Dolayısıyla, frekans ortamında tepki fonksiyonu, karşıt-ilişki fonksiyonuna ait düzeltilmiş spektrumun özilişki fonksiyonunun düzeltilmiş spektrumuna oranıdır.

Burada bir kıyaslama yapacak olursak, pencereleme işlemi sonucu gürültü giderilmesi bakımından Wiener dekonvolüsyonu, (4) bağıntısında olduğu gibi direkt olarak spektral oran alınmasıyla uygulanan dekonvolüsyon işlemine göre daha avantajlıdır. Ayrıca, Wiener dekonvolüsyonu işlemi frekans ortamında yapıldığında, özilişki fonksiyonunun sıfır fazlı olması nedeniyle genellikle karşıt-ilişki fonksiyonuna göre daha kısa süreli olduğu göz önünde bulundurularak bu fonksiyona daha kısa süreli bir pencere uygulanmasıyla gürültü giderilmesi artırılabilir.

Yöntemin Avantajları

Yapısal araştırmalara yönelik yüzey dalgası dispersiyon verilerinin çözülmesinde iki-istasyon yönteminin kullanılması, herşeyden önce kaynağın etkisini ortadan kaldırır. Alet tepkisinin giderilmiş olduğu düşünülürse, herhangi bir $y(t)$ deprem kaydının spektrumu

$$Y(w) \cdot \exp[i\phi_y(w)] = S(w) \cdot H(w) \cdot \exp\{i[\phi_s(w) + \phi_H(w)]\}$$

şeklinde dir. Burada $S(w)$ ile ϕ_s kaynağın, $H(w)$ ile ϕ_H ise kaynak ile istasyon arasındaki ortamın tepkisinin sırasıyla genlik ve faz spektrumlarını göstermektedir. Bu işlem zaman ortamında konvolüsyon işlemine karşılık gelir. Görüldüğü gibi, tek bir kayıt üzerinden ortama ait faz ve grup hızlarının hesaplanabilmesi için kaynak fonksiyonunun bilinmesi gerekmektedir. Oysa, aynı olay için kaynakla aynı büyük daire üzerinde yeralan iki istasyonun $y_1(t)$ ve $y_2(t)$ kayıtlarından yararlanarak sadece istasyonlar arasındaki ortamın tepki fonksiyonu hesaplanabilmektedir. Bu işlem (4) bağıntısında olduğu gibi

$$H(w) \exp[i\phi_H(w)] = \frac{S(w)H_2(w)}{S(w)H_1(w)} \exp\{i[\phi_s(w) + \phi_{H_2}(w) - \phi_s(w) - \phi_{H_1}(w)]\}$$

$$= \frac{H_2(w)}{H_1(w)} \exp\{i[\phi_{H_2}(w) - \phi_{H_1}(w)]\}$$

şeklinde direkt olarak sismogramlara ait spektrumların oranlanması veya (13) bağıntısında olduğu gibi Wiener dekonvolüsyonu işlemi sonucu,

$$C(w) \exp[i\phi_c(w)] = X(w) Y(w) \exp\{i[\phi_y - \phi_x(w)]\} \quad (14)$$

bağıntısıyla tanımlı ilişki fonksiyonlarına ait spektrumların oranlanmasıyla yapılır :

$$H(w) \exp[i\phi_H(w)] = \frac{S(w)H_2(w)S(w)H_1(w)}{S(w)H_1(w)S(w)H_1(w)}$$

$$\cdot \exp\{i[\phi_s(w) + \phi_{H_2}(w) - \phi_s(w) - \phi_{H_1}(w) - \phi_s(w) - \phi_{H_1}(w) + \phi_s(w) + \phi_{H_1}(w)]\}$$

$$= \frac{H_2(w)}{H_1(w)} \exp\{i[\phi_{H_2}(w) - \phi_{H_1}(w)]\}$$

Burada, $H_1(w)$ ile $\phi_{H_1}(w)$ ve $H_2(w)$ ile $\phi_{H_2}(w)$ sırasıyla birinci ve ikinci istasyonlarla kaynak arasında kalan ortamların tepki fonksiyonlarına ait genlik ve faz spektrumlarıdır. Görüldüğü gibi, heriki işlemde de aynı sonuç elde edilmektedir ve kaynağın etkisi giderilmiş durumdadır. Ayrıca, tepki fonksiyonundan faz ve grup hızı hesaplanırken zaman olarak istasyonlara varış zamanları arasındaki fark kullanıldığından depremin oluş zamanı ile ilgili bilgiye gerek kalmaz. Aynı zamanda, heriki istasyonda kullanılan sismograflar aynı model ise alet düzeltilmesi yapmak da gerekmez.

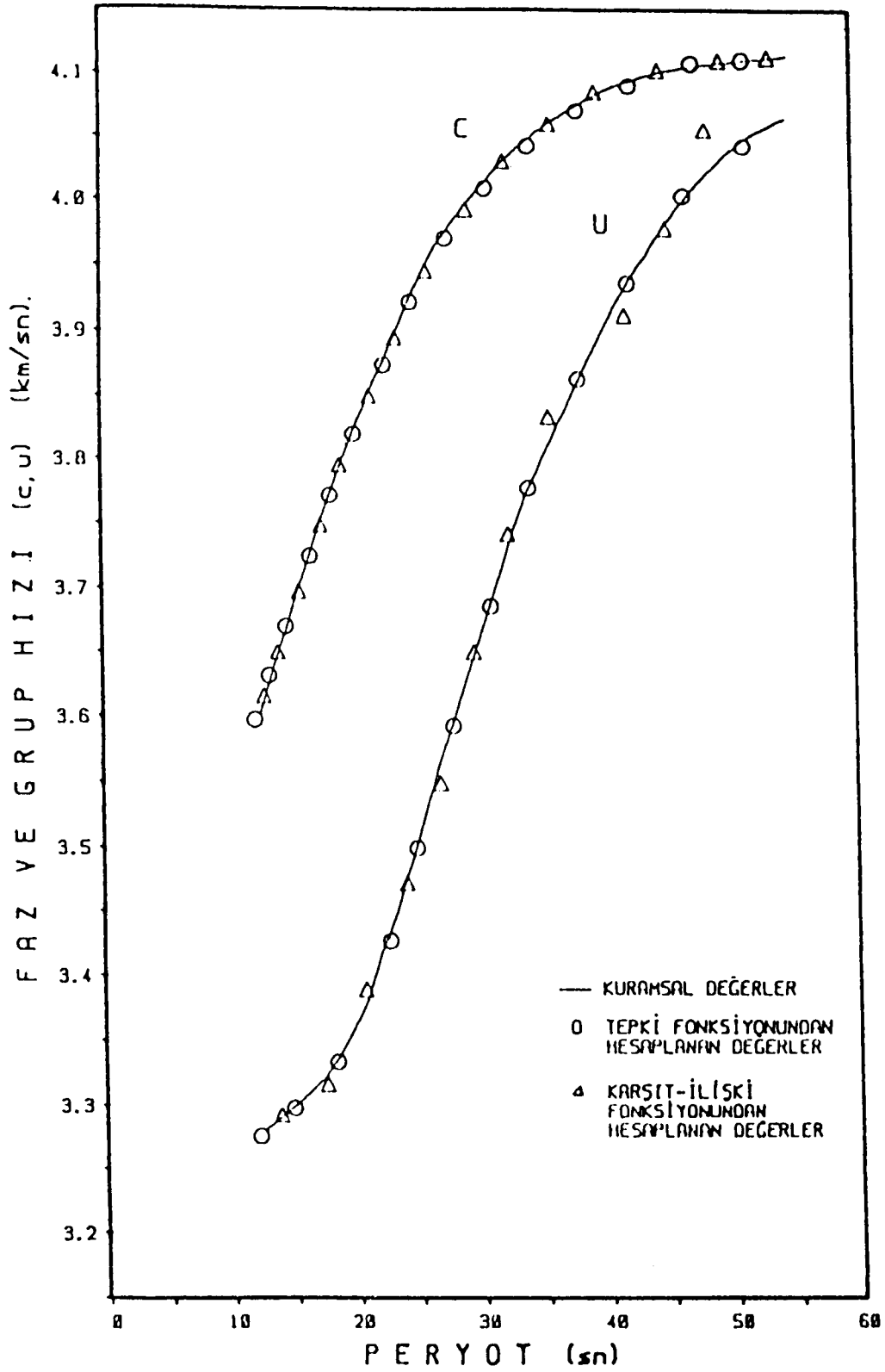
İki-istasyon yönteminin bir diğer önemli avantajı yerel çalışmalara daha yatkın olmasıdır. Tek-istasyon yönteminde, sismografin frekans tepkisindeki pik yaklaşık 20 sn civarında olduğundan (WWSSN için), uzun periyotlu dalgaların algılanabilmesi için istasyonun kaynaktan nispeten uzak olması gerekmektedir. Bir başka deyişle, deprem kaydının frekans içeriği kaynaktan uzaklaştıkça artacağından kaydı kullanılacak istasyonun episantr uzaklığı yeterince büyük olmalıdır. İki-istasyon yönteminde heriki istasyonun episantr uzaklığı yeterli olduğunda, kendi aralarındaki uzaklık daha kısa olabilir. Böylece yeterli genişliğe sahip bir frekans bandında daha dar alanlar için yapısal çalışma yapabilmeye olanağı doğar.

Landisman ve diğ. (1969), pencerelemiş bir karşıt-ilişki fonksiyonunun, istasyonlar arası ortamın impuls tepkisine yaklaştığını ve ortama ait faz ve grup hızlarını ölçmek için kullanılabileceğini ileri sürmüştür. (14) bağıntısında görüldüğü gibi, karşıt-ilişki fonksiyonunun fazı istasyonlar arasındaki faz farkını vermesi bakımından faz hızlarının hesaplanmasında duyarlı olacaktır. Fakat, bu fonksiyondan hesaplanan istasyonlar arası grup hızlarında hatalar olabilmektedir. Taylor (1980), 500 km lik istasyon açılımları için karşıt-ilişki fonksiyonundan hesaplanan grup hızlarında % 10 civarında hatalar olabildiğini belirtmiştir.

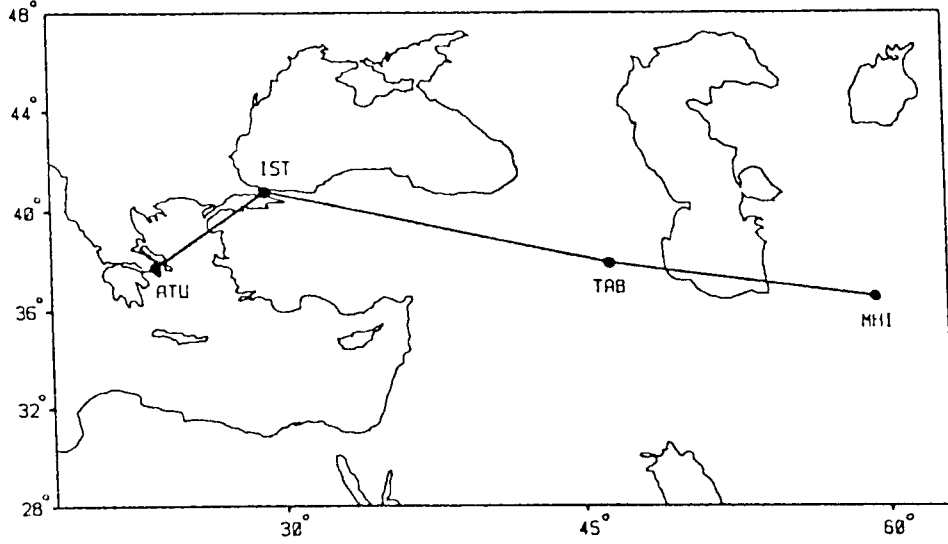
FAZ VE GRUP HIZLARININ ÇÖZÜMLENMESİ

Jeofizik yöntemlerde, herbiri yeryapısının bir fonksiyonu olarak değişen ve sürekli veya sayısal olarak elde edilen ölçümlerin fiziksel anlamından yararlanmak suretiyle yapı kesitinin görüntülenmesine çalışılır. Bu amaçla çoğu kez, çözümlü daha basite indirgemek için, kullanılan yöntemin gerektirdiği biçimde cebirsel veya geometrik yaklaşımlar kullanılır. Önceden belirlenen çözüm aralıkları içerisinde yeralan olası değerlerin oluşturduğu parametre gruplarının herbiri için ilgili fizik yasa ve kuralları uygulanarak gözlenen değerlerle kıyaslanmak üzere kuramsal değerler hesaplanır. Kuramsal parametre değerlerinin değiştirilmesiyle elde edilen farklı çözümler arasında gözlemsel verilere en yakın olanını veren parametreler grubu belirlenmek istenir. Bu şekilde, olası sınırlar içerisindeki kuramsal parametre değerlerinden yola çıkarak yapı belirleme çalışmalarına "ters çözümleme" (inversion) işlemi denir.

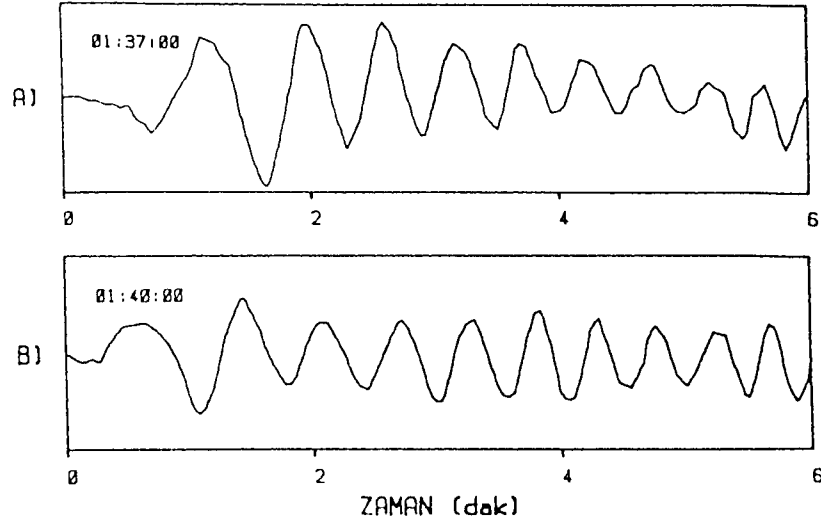
Sismolojide ters problem çözümlemeleri için genel olarak iki yaklaşım izlenmektedir. Bunlardan birincisinde, her-



Şekil 8. Gürültü içeren Rayleigh dalgası yapay sismogramları için Wiener dekonvolüsyonu ile belirlenmiş ortam tepki fonksiyonundan belirlenen faz ve grup hızı dispersiyon eğrileri.
 Fig. 8. Phase and group velocity dispersion curves computed from interstation response function by Wiener deconvolution for the noise contaminated synthetic Rayleigh wave seismograms.



Şekil 9. Kullanılan istasyon çiftleri ve oluşturdukları profiller.
Fig. 9. Station pairs which are used in computations, and the profiles across which the structure is determined.



Şekil 10. Çizelge 2'deki (1) nolu depremin A) ATU ve B) IST istasyonlarındaki Rayleigh dalgası kayıtları.
Fig. 10. Rayleigh waves seismograms at A) ATU, and B) IST stations, of the earthquakes numbered (1) in Table 2.

hangi bir dalga fazının ayrımı yapılmadan zamanın bir fonksiyonu olarak sismik kayıtlar veya bu kayıtların belli parçaları ele alınır. İkinci yaklaşımda ise, tek bir dalga fazının yayımındaki fizik yasalarını karakterize eden yayılma zamanları, soğurmanın, faz ve grup hızlarının frekansa bağlı değişimleri gibi fonksiyonlardan yararlanır. Heriki yaklaşım için iki ayrı yöntem uygulanabilir. Lineer veya doğrusal çözümleme olarak adlandırılan ilk yöntemde, tanımlanan bir parametre grubundan başlayıp bunları her defasında küçük değişimlerle yenileyerek yukarıda örneklendirilen karakteristik fonksiyonlara sayısal olarak yaklaşılmaya çalışılır. İstenen yaklaşım sağlandığında irdelenen fonksiyon yapıya dönüştürülür (Backus ve Gilbert 1968, 1970, Wiggins 1972). Diğer yöntem ise deneme yanılma yöntemidir. Bu yöntemde gözlemsel verilere uygun kuramsal sonuçları veren yapı kesiti aranır. Lineer çözümleme

•yönteminde olduğu gibi, deneme yanılma yönteminde de parametrelerin başlangıç için bir ön tanımlaması yapılmalıdır. Bu noktada iki yöntem arasındaki fark, lineer ters çözümlemeye karakteristik eğriyi belirleyen parametreler tanımlanırken, deneme yanılma yönteminde yapıyı belirleyen parametreler tanımlanmaktadır. Ayrıca, deneme yanılma yönteminde her bir parametre için çözüm aranacak olası sınırların da saptanması gerekir. Bu olası sınırlar içerisinde, her defasında denenecek olan yapısal kesite ait parametre grupları "Hedgehog yöntemi" (Valyus ve diğ. 1969, Valyus 1972, Knopoff 1972, Biswas ve Knopoff 1974, Panza 1981) ile veya "Monte-Karlo" gibi rasgele erişme yöntemi (Keilis-Borok ve Yanovskaya 1967, Press 1968) ile belirlenebilir. Burada, kullanılacak olan Hedgehog yöntemi deneme yanılma çalışmalarıyla yapılan ters çözümleme konusu üzerinde durulacaktır.

Genel İşlemler

Deneme yanılma yönteminde yapılması gereken ilk işlem, yukarıda da belirtildiği gibi başlangıç parametrelerinin belirlenmesi yani yer içindeki hız ve yoğunluk dağılımlarının eldeki bilgilere göre tanımlanmasıdır. Ayrıca, bu parametrelerin beklenen alt ve üst sınırları ile bu sınırlar içerisinde herbir adım için uygulanacak değişim miktarının kararlaştırılması gerekir. Ters çözümleme işleminin sonuçları esas olarak bu ön bilgilere bağlı olacaktır.

Bilinmeyen parametrelerin sayısı yapı içerisinde tanımlanan katmanların sayısına bağlıdır. Hızlar genellikle herbir tabaka için sabit olarak alınır veya derinliğe bağlı olarak doğrusal, parabolik gibi fonksiyonel ilişkilerden biri kullanılabilir. Çok basit veya çok karmaşık bir yapı yaklaşımı anlamsız sonuçlar verebileceğinden parametrelerin seçilmesi ters çözümleme işleminin doğruluğu bakımından büyük önem taşımaktadır. Ters çözümleme sonuçlarının kolay anlaşılması için parametre sayısının olabildiğince az tutulması gerekir. Fakat, parametre sayısının çok az alınması halinde sonuç çok kaba olacaktır ve dolayısıyla bazı yapısal özellikler yitirilebilecektir. Bu nedenle ters çözümlemenin fiziği ile parametrelerin seçimi arasındaki ilişkinin iyi kurulmasına dikkat edilmelidir. Örneğin; herhangi bir bölgenin yapısında hız süreksizliği veya düşük hız zonu gibi bazı durumların olup olmadığı araştırılıyorsa, belirlenen sistem parametreleri ile, bu durumlar olsa da olmasa da, doğru sonuca ulaşılmalıdır. Böyle bir durumun rasgele seçim yapılarak elde edilmesi olasılığının % 50 civarında olması gerekir (Panza 1981). Bir başka sençenek olarak, daha basit modellerden başlayıp gittikçe ayrıntılaşma yolu seçilebilir. Böylece, daha ayrıntılı modele geçerken bir öncekinden elde edilen ipuçları yararlı olacaktır.

Faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesinde belirlenmek istenen yapı kesiti, bilinmeyen parametrelerin sınırlı aralıklarda tanımlanan farklı değerleri arasında aranır. Her adımda değiştirilmek üzere, seçilen parametre grubuyla tanımlı kuramsal modelden hesaplanan faz ve grup hızları gerçek verilerden elde edilenlerle kıyaslanarak aradaki fark test edilir. Bu fark yeterince küçük olduğunda aranan yapı kesitine ait parametreler bulunmuş olur.

Ters çözümleme işlemi sonucunda genellikle aynı çözümlü veren birkaç parametre grubu elde edilebilir. Fakat, eldeki genel bilgilerden yararlanılarak bunlar arasında sınırlamalar yapma olanağı vardır. Sadece faz hızlarının ters çözümleme sonuçları, grup hızlarına göre yapısal parametrelere daha duyarlı olmalarına rağmen, hız ve tabaka kalınlığı gibi parametreler arasındaki farklı kombinasyonların aynı sonucu vermesinden dolayı birden çok olabilir. Sadece grup hızlarının ters çözümlenmesi ise faz ve grup hızları arasındaki türev ilişkisinden dolayı daha duyarlıdır. Integral sabitinden dolayı, farklı faz hızlarından elde edilen iki ayrı yapı aynı grup hızı değerlerini verebilir. Faz ve grup hızlarının birbirinden tam bağımsız değişkenler olmamalarına rağmen verilen bir yapı için farklı duyarlılık gösterebilmeleri sözkonusudur. Bu nedenle, ters çözümleme işleminde ayrılmılığı arttırabilmek için bağımsız değişkenler olarak birlikte kullanılabilirler (Wiggins 1972, Der ve Landisman 1972).

Hedgehog Yöntemi ile Ters Çözümleme İşlemi

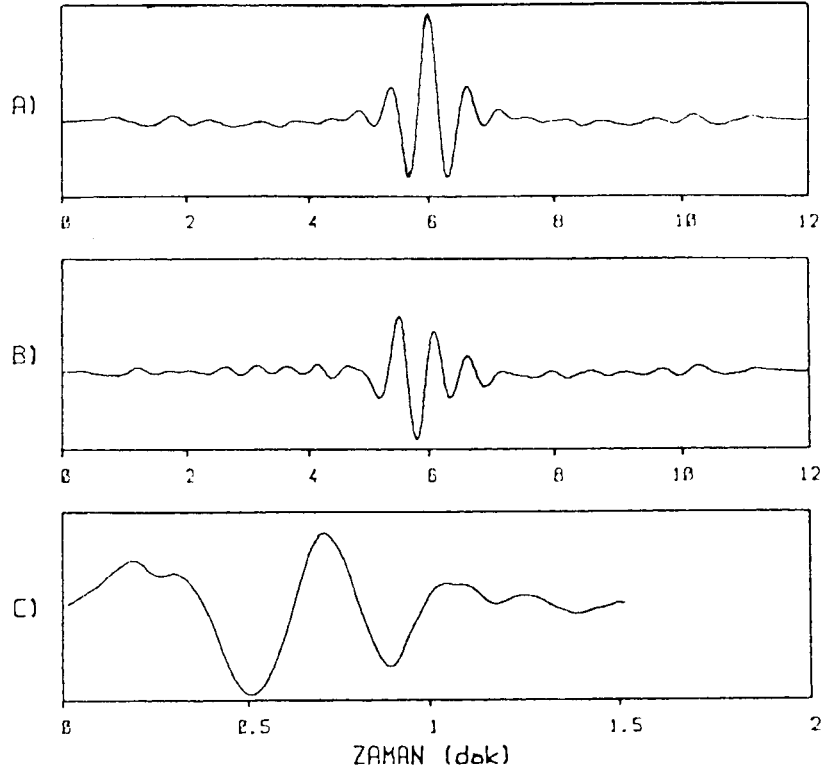
Yapısal parametrelerin belirlenmesiyle aranan kesit bilinmeyen parametreler uzayında tanımlı bir nokta olarak gösterilmiş olur. Bu parametrelerin sınırları ise noktanın yani aranan kesite ait parametrelerin yer aldığı bölgeyi belirler. Ters çözümleme işleminin amacı, gözlemlerin olası kıldığı ölçüde bu bölgeyi sınırlamaktır.

Belirli aralıklar içerisinde tanımlanan parametrelerin oluşturduğu çok boyutlu alanın bir ağ şeklinde bölündüğü düşünülürse, herbir kesişme noktasındaki karşılık gelen değerlerden oluşan parametreler grubu ters çözümleme işleminin bir adımında kullanılan yapı kesitini tanımlar. Bu ağın oluşturulmasında en basit yol, kesişme noktalarını eşit aralıklarla yerleştirmektir. Herbir kesişme noktası ayrı bir kesiti tanımladığına göre bunların sayısı denenecek model sayısını verir. Bu durumda, ele alınan parametrelerin sayısı n , herbir parametre için kullanılacak değer sayısı x ise, x^n tane model için hesap yapılacak demektir. Ayrıca, parametrelerin sayısı yani denemek istenen yapı modelindeki katmanların sayısı arttıkça işlem sayısı da artacaktır. Bundan dolayı, parametrelerin alt ve üst sınırları belirlenirken eldeki verilerden yararlanılarak ve beklenen değerler gözönünde bulundurularak denenecek olan model sayısı mümkün mertebe az tutulmaya çalışılır. Yine, kesişme noktalarının arası yani parametrelerdeki değişim miktarı ayrılmılığı etkilemeyecek şekilde büyük tutulmalıdır. İşlem sayısını azaltmak için dikkat edilmesi gereken bir başka nokta, parametreler arasındaki fiziksel ilişkilerin hesabına katılmasıdır. Örneğin; aynı yapı içerisinde P ve S dalgaları arasında $\alpha = \sqrt{3} \beta$ şeklindeki hız ilişkisi ile zıt düşen hız değerlerinin yer aldığı modeller için çözüm aramak anlamsız olacaktır. Benzer şekilde tabaka kalınlıkları olarak kullanılacak değerler zincirinin uçta olanları toplam olarak beklenen rakamlara göre anormal olduğunda bu noktalar iptal edilerek işlem sayısı indirgenebilir.

Deneme yanılma ile ters çözümlemede yapılan işlemlerin akış şeması Şekil 1'de gösterilmiştir. İzlendiği gibi, çözümleri denenecek olan olası yapı modellerine ait parametre grupları belirlendikten sonra her adımda bir model için faz ve grup hızları hesaplanır. Bu hızlar, gözlemsel verilerden hesaplanmış olan faz ve grup hızlarıyla kıyaslanarak hata testi yapılır. Burada amaca göre, hata enerjisi, mutlak değer farkları v.b. gibi nitelikler test edilebilir. Yapılan test sonucunda hata miktarı istenen sınırlar içine düşüyorsa, çözümlemede kullanılan kuramsal yapı gözlemsel verileri türeten yapı olarak seçilir. Hata miktarı istenen duyarlılık sınırını aşıyorsa bir sonraki modelin çözümlenmesine geçilir.

YÖNTEMİN YAPAY VERİLER ÜZERİNDE DENENMESİ

Yapay veriler, dalga şekli çözümlemelerinde kullanılmalarının yanısıra, deneme çalışmaları yapılarak sonuçların doğruluğunun anlaşılmasında, dolayısıyla hesaplamalarda kullanılan programlara son şekillerinin verilebilmesinde ve farklı yöntemlerden elde edilen sonuçların kıyaslanabilmesinde yararlı olmaktadır. Bu amaçla ortam tepki fonksiyonunun belirlenmesi ve bu fonksiyondan faz ve grup hızlarının hesaplanması işlemlerinin uygulanmasında, kaynaktan çeşitli uzaklıklarda yer alan istasyonlar için belirli bir yapı modelinden elde edilen yapay sismogramlardan yararlanılabilir. Bunun için, yapay sismogramlardan ortam tepki fonksiyonu belirlenir ve bu fonksiyon üzerinden hesaplanan faz ve grup hızı değerleri kuramsal değerlerle kıyaslanır. Doğal olarak, aynı hız değerleri elde edilmelidir. Pekeris (1948), tekdüze ve katmanlı bir ortamda dalga yayını problemi iki ayrı yaklaşımla; hem ışın kuramına hem de normal mod çözümüne dayalı olarak açıklamıştır. Pekeris'in araştırmalarından buyana, her iki yaklaşım üzerine çok sayıda çalışma yapılmıştır. Katmanlı ortamlarda sismik dalga yayını çalışmalarıyla elde edilen sonuçların modern bir derlemesini Kennett (1983) vermiştir. Çok katmanlı ortamlarda nokta kaynak için yer değiştirme bileşenlerinin hesaplanması ile ilgili işlemler Ben-Menahem ve Harkrider (1964) tarafından Haskell (1953)'in yüzey dalgası dispersiyon



Şekil 11. Şekil 10'da verilen sismogramlardan A) ATU'da kaydedilenin özilişki, B) iki istasyonun karşıt ilişki ve C) frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu ile belirlenen ortam tepki fonksiyonu.

Fig. 11. From the seismograms given in Figure 10; A) autocorrelation function for the seismogram recorded at ATU, B) cross-correlation function for two stations, and C) interstation response function from the frequency domain Wiener deconvolution.

yon ölçmelerine yönelik çalışmaları temel alınarak geliştirilmiştir. Hesaplamalarda kullanılan çeşitli türlerde faylanma modellerinin ayrıntılarını Panza ve diğ. (1973, 1975a, 1975b) vermiştir. Bu çalışmalarda, kaynak mekanizmasındaki farklılıkların yer değiştirmenin faz ve genliklerini dolayısıyla faz ve grup hızlarını açık bir şekilde etkilediği belirtilmektedir.

Yapay sismogramların hesaplanmasında, bir nokta kaynak ve Çizelge 1'deki yapı modeli kullanılmıştır. Şekil 2'de kaynaktan 1000 ve 1500 kilometre uzaklıklardaki istasyonlar için hesaplanan Rayleigh dalgası yapay sismogramları görülmektedir. Wiener dekonvolüsyonu işleminde kullanılan, kaynağa daha yakın istasyona ait sismogramın özilişki fonksiyonu ve heriki sismogramın karşıt-ilişki fonksiyonu Şekil 3'de, spektral oran tekniği ve frekans ortamı Wiener dekonvolüsyo-

Çizelge 1. Yapay sismogramların elde edilmesinde kullanılan yapı modeli.

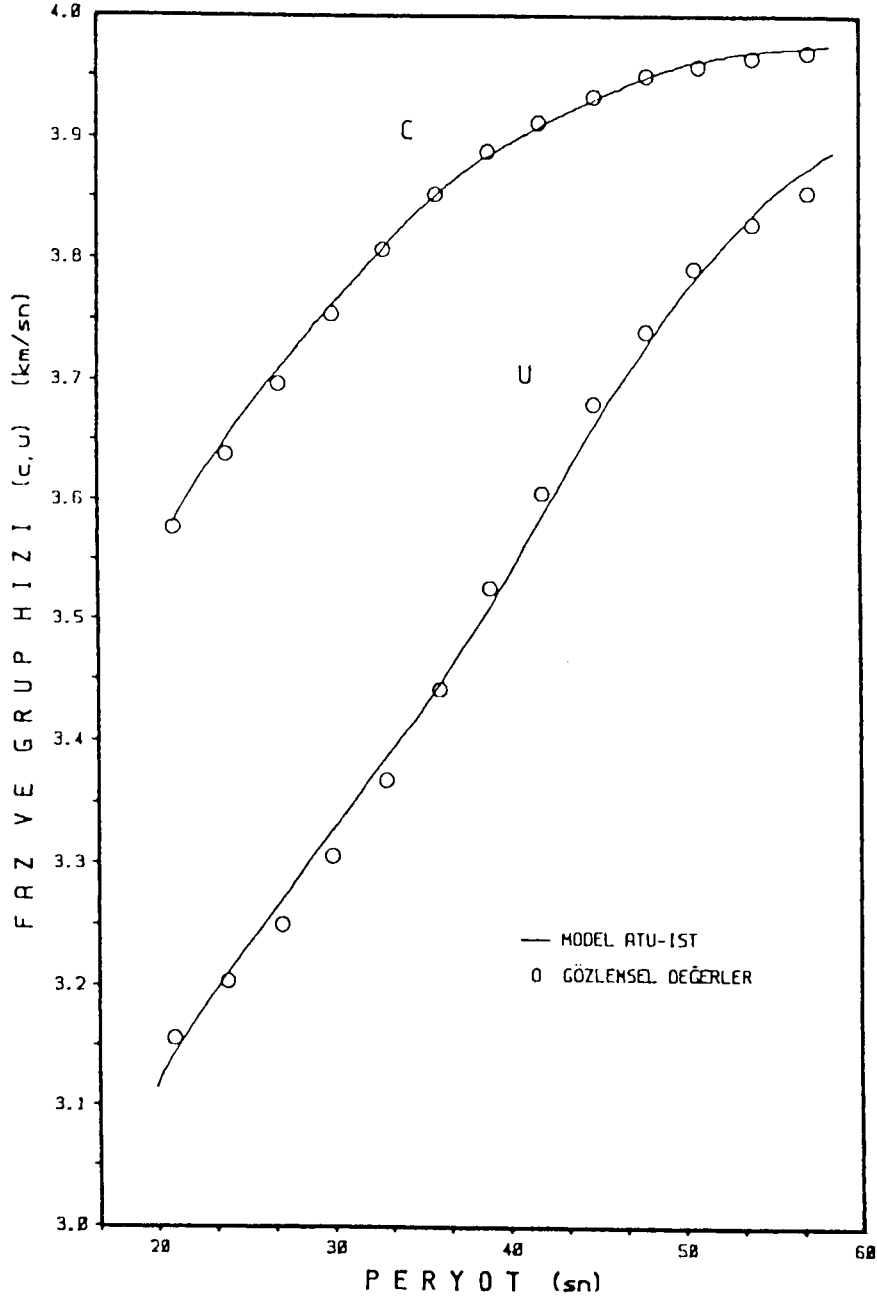
Table 1. Structural model used in computing synthetic seismograms.

Kalınlık (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)	(Soğurma) ⁻¹	
				Q _p	Q _s
3	5.50	3.30	2.55	1250	485
5	5.80	3.60	2.65	1200	440
10	6.20	3.90	2.85	1200	440
20	6.70	4.20	3.00	1125	420
∞	8.15	4.75	3.42	1125	450

nu ile hesaplanan ortam tepki fonksiyonları ise Şekil 4'de verilmiştir. Heriki yöntemde elde edilen tepki fonksiyonları, yapay sismogramlar herhangi bir şekilde gürültü içermediğinden dolayı birbirine çok yakındır. Ancak, Şekil 4'den de izlenebileceği gibi Wiener dekonvolüsyonu ile hesaplanan ortam tepki fonksiyonu spektral oran tekniği ile elde edilene göre daha düzgündür. Burada dikkat edilmesi gereken önemli bir nokta; verinin boyu yani nokta sayısı arttığında dekonvolüsyon sonuçlarının duraysızlıklar gösterebileceğidir (Taylor ve Toksöz 1982, Hwang ve Mitchell 1986). Böyle bir durumda, yapılan işlemin sonuçlarını duraylı bir hale getirebilmek için, ilişki fonksiyonlarının spektrumları cinsinden (13) bağıntısı ile tanımlı frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonunda

$$H'(w) \approx \frac{C(w)}{A(w) + \theta} \quad (16)$$

şeklinde tepki fonksiyonunun spektral değerlerini düzenli olarak azaltan bir yol izlenebilir. Burada yapılan işlem "sönümlü en küçük kareler dekonvolüsyonu" (damped least-square deconvolution) işlemi olarak bilinmektedir. Sönüm faktörü olan θ^2 bir sabit olup $A(w)$ nun en büyük değerinin küçük bir yüzdesi ölçüsündedir. Bu işlem, (10) ilişkisiyle verilen zaman ortamı Wiener dekonvolüsyonunda özilişki fonksiyonunun değerlerinden oluşan matrisin yanıl elemanlarına yani sıfır gecikmedeki özilişki değerine küçük bir sönüm sabiti eklenmesine eşdeğerdir. Tepki fonksiyonunun gerçek değerleri (16) bağıntısı



Şekil 12. ATU-IST profili için ortam tepki fonksiyonundan saplanan ve ters çözümleme işlemlerinden elde edilen yapı modeline ait Rayleigh dalgası faz ve grup hızları.

Fig. 12. Phase and group velocities of Rayleigh waves obtained from the interstation response function and the structure model determined by inversion, for ATU-IST profile.

$$(A(w) + \theta^2) / A(w)$$

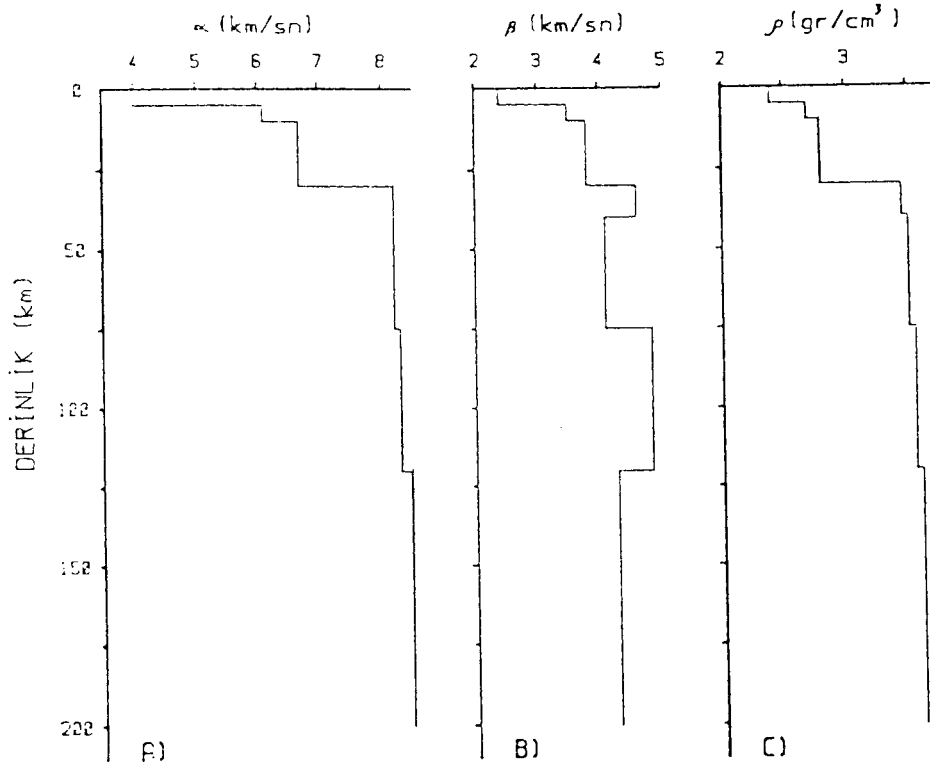
ile

$$H(w) = H'(w) \frac{A(w) + \theta^2}{A(w)} = \frac{C(w)}{A(w)} \quad (17)$$

şeklinde ölçeklenerek elde edilir. Sönük faktörü θ^2 nin seçilmesinde dikkatli olmak gerekir (Taylor ve Toksöz 1982). θ^2 büyüdükçe frekans ayrırlılığı artacaktır. Fakat, sonuçların

doğruluğu bakımından deneme yoluyla yeterli düzgünleşmeyi sağlayabilen en küçük θ^2 değeri seçilmelidir. Buradaki örneğimizde θ^2 için $A(w)$ 'nin % 0.5'i kadar bir değer Şekil 4'de görüldüğü gibi düzgün bir tepki fonksiyonunun elde edilmesinde yeterli olmuştur. Bununla birlikte, verilerin gürültülü olması halinde bu oran artacaktır (% 5 ve üzerinde). Ortam tepki fonksiyonu belirlendikten sonra, istasyonlar arası ortam için grup hızları ardışık süzgeç tekniği ile, faz hızları ise tepki fonksiyonunun faz spektrumundan yararlanmak suretiyle

$$c(f) = \frac{f \cdot \delta x}{f \cdot \delta t + \phi(f) \pm N} \quad (18)$$



Şekil 13. ATU-IST profili için ters çözümleme işlemleri sonucu elde edilen yapı modeline ait A) P-dalga hızı B) S-dalga hızı ve C) yoğunluk değerlerinin derinlikle değişimi.

Fig. 13. Variations of A) P-wave velocity, B) S-wave velocity, and C) density with depth for the structure model of ATU-IST profile determined from inversion.

bağıntısından hesaplanabilir. Burada δx , δt ve $\phi(f)$ sırasıyla istasyonlar arasındaki uzaklık (km), variş zamanı farkı (sn) ve devir sayısı olarak ortam tepki fonksiyonunun fazıdır. N ise bir tam sayı olup beklenen faz hızı değerlerine göre belirlenebilir. Burada belirtildiği gibi Şekil 4'de gösterilen tepki fonksiyonlarının herbirinden ve karşıt-ilişki fonksiyonundan hesaplanan faz ve grup hızları Şekil 5'de kuramsal değerlerle birlikte karşılaştırmalı olarak verilmiştir. Şekilde görüldüğü üzere, yapay veriler içermediğinden dolayı hesaplanan faz ve grup hızı değerleri beklendiği gibi kuramsal değerlerle iyi bir uyum içerisindedir.

Yukarıda anlatılan deneysel nitelikli işlemler, verilerin gürültü içerme hali için tekrarlanmıştır. Bu amaçla, yapay sismogramlara standart sapmalarının % 25'i ile ölçekli her türlü frekansı içeren bir rasgele gürültü (beyaz gürültü = white noise) eklendikten sonra belirlenen ortam tepki fonksiyonundan faz ve grup hızları hesaplanmıştır. Rasgele gürültü eklenmiş sismogramlar Şekil 6'da gösterilmiştir. Gürültü içermeyen yapay veriler üzerinde yapılan deneme işlemlerinde en iyi frekans ayrımlılığının Wiener süzgeçlemesiyle sağlandığı görülmüştü. Gürültü eklenmiş sismogramlardan spektral oran tekniği ile belirlenen tepki fonksiyonu tamamen duraysız bir hal almaktadır. Yani, Wiener süzgeçlemesinin üstünlüğü gürültü içeren verilerle yapılan çalışmalarda daha açık bir şekilde ortaya çıkar.

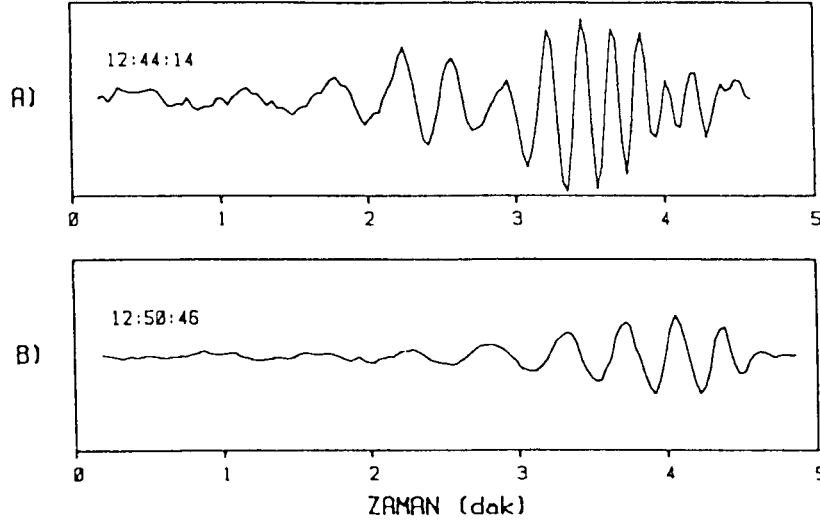
Şekil 7 de gürültü içeren yapay sismogramlar için hesaplanmış ilişki fonksiyonları ve Wiener dekonvolüsyonu ile elde edilen istasyonlar arası ortamın tepki fonksiyonu görülmektedir. Tepki fonksiyonundan hesaplanan faz ve grup hızı dispersiyon eğrileri Şekil 8'de verilmiştir. Dikkat edilecek

olursa grup hızları gürültülere karşı faz hızlarından daha duyarlıdır.

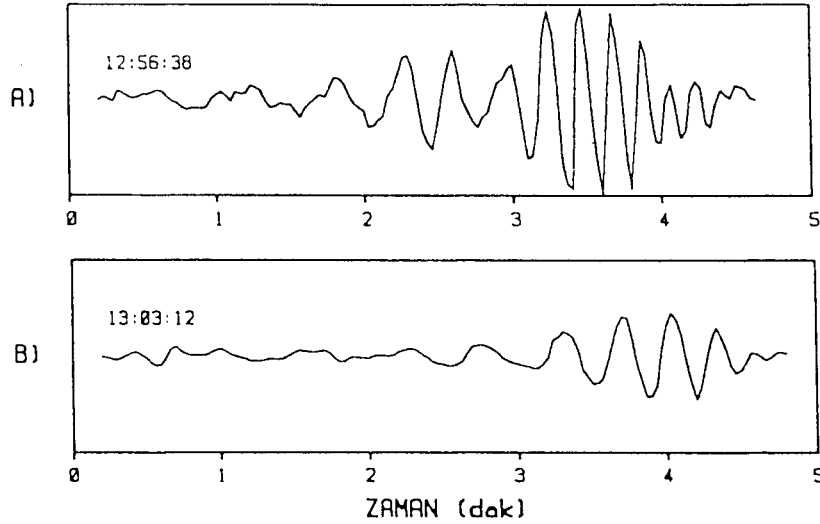
GERÇEK VERİLERE UYGULAMALAR

İki-istasyon yöntemi uygulamalarında veri seçilmesindeki en önemli önkoşul, istasyonların kaynağa göre uygun bir dağılımda olmalarıdır. İstasyonların azimutları arasındaki farkın birkaç dereceyi geçmemesi gerekir. Ayrıca, gerek istasyonlar gerekse ilk istasyonla kaynak arasındaki uzaklık birkaç bin kilometre civarında olmalıdır. Özellikle, istasyonlar arasındaki uzaklığın daha kısa olması gerekmektedir. Bu nedenle, çalışılacak bölgede yeterli sayıda ve iyi dağılımlı istasyonlar bulunmalıdır. Anadolu'da kayıtlardan yararlanılabilecek uzun-peryotlu sismograf istasyonlarının sayılı olması veri sağlanmasında güçlük yaratmaktadır. Bölgeyi geçen yolları oluşturacak istasyon çiftlerini sağlayabilmek için IST (İstanbul) ve ANTO (Ankara) istasyonları ile ATU (Atina) ve bazı İran istasyonlarının konumları uygun düşmektedir. Ancak, savaş yıllarında oluşmuş depremler için İran'daki kayıtlar elde edilememiştir. İstasyonların sınırlı sayıda olması, uygun koordinatlar da oluşmuş depremlerin bulunmasını güçleştirmektedir.

Uygulamada kullanmak üzere gerekli verilerin seçilmesi amacıyla, NOAA (Amerikan Ulusal Okyanus ve Atmosfer Araştırma Dairesi)'nin 1981 yılı sonuna kadar dünya üzerinde oluşmuş depremlerin tümünü içeren veri kütüğü, magnitüd, koordinat, zaman gibi sınırlamalar koyularak ve kullanılmak istenen istasyonlar için azimut testi yapılarak taranmıştır. Yukarıda sözedilen güçlükler rağmen elde edilen listedeki yirminin üzerinde deprem için istasyon çiftlerine ait kayıtlar in-



Şekil 14. Çizelge 2'deki (2) nolu depremin A) TAB ve B) IST istasyonlarındaki Love dalgası kayıtları.
Fig. 14. Love wave seismograms at A) TAB, and B) IST stations of the earthquake numbered (2) in Table 2.



Şekil 15. Çizelge 2'deki (3) nolu depremin A) TAB ve B) IST istasyonlarındaki Love dalgası kayıtları.
Fig. 15. Love wave seismograms at A) TAB, and B) IST stations of the earthquake numbered (3) in Table 2.

celenmiş olmakla beraber, arzu edilen çoklukta, temiz kayıt bulunamamıştır. Gerçek verilerle yapılan uygulamalarda kullanılan depremlerin odak parametreleri ve kayıtlarından yararlanılan istasyonlar Çizelge 2'de verilmiştir. Tüm istasyonlar WWSSN'ye aittir. Dolayısıyla, alet tepkisinin çıkarılmasına gerek kalmamıştır. İstasyon çiftleri, her bir istasyonun kaynağa göre azimutlarının farkı bir derecenin altında olmak üzere, kaynak ile birlikte aynı büyük daire üzerinde yer almaktadır. Çizelge 2'de verilen olaylardan 27.01.1964'de Atlantik Okyanusu'nda oluşan depremin ATU ile IST istasyonlarına ait ve Malezya'nın güneyinde 01.01.1977'de oluşan depremin MHI ile TAB istasyonlarına ait uzun-periyot düzey bileşen (LPZ) Rayleigh dalgası kayıtları, 20.01.1973'de Pakistan'da oluşan iki depremin ise TAB ile IST istasyonlarına ait uzun-periyot kuzey-güney bileşeni (LPNS) Love dalgası kayıtları incelenmiştir. Kullanılan istasyon çiftlerinin konumları ve oluşturdukları profiller Şekil 9'daki haritada görülmektedir.

Anadolu yarımadası ve civarının dünya üzerindeki önemli aktif deprem kuşaklarından biri üzerinde yer aldığı ve oldukça karmaşık bir kabuk ve üst-manto yapısına sahip olduğu bilinmektedir. Bu bölgenin kabuk ve üst-manto yapısıyla ilgili olarak çeşitli jeofizik yöntemlerin uygulandığı bazı çalışmalar Ergin (1981) tarafından belirtilmiş ve elde edilen sonuçların bir özeti verilmiştir. Şekil 9'daki profiller için hesaplanan istasyonlar arası faz ve grup hızı dispersiyon verilerinin ters çözümlenmesi sonuçları anlatılırken daha önce yapılmış çalışmalardan elde edilen bilgilere değinilecektir.

ATU-IST Profili

Ege ve Marmara denizlerini geçen bu profil için, klasik iki istasyon yöntemiyle faz hızı ölçmeleri yapan Calcagnile ve diğ. (1984)'nin kullandığı verilerden, Atlantik okyanusunda oluşmuş bir depremin (Çizelge 2'deki (1) numaralı deprem)

Çizelge 2. Uygulamada kullanılan depremlerin odak parametreleri ve istasyonların koordinatları

Table 2. Focal parameters of the earthquakes and the stations coordinates used in applications

Depremler	Tarih	Oluş Zamanı (GMT)	EPISANTR		h (km)	İstasyon Çifti (WWSSN)
			Enlem	Boylam		
(1)	27.01.1964	01:12:23.5	0.0	17.9000W	33	ATU-IST
(2)	20.01.1973	12:34:19.6	29.2800N	68.5700E	17	TAB-IST
(3)	20.01.1973	12:46:45.7	29.4900N	68.5900E	15	TAB-IST
(4)	01.01.1977	19:01:39.6	25.3200S	126.5820E	33	MHI-TAB

İSTASYONLAR

İstanbul (IST)	41.0656N	29.0992E
Atina (ATU)	37.9722N	23.6167E
Meşhed (MHI)	36.3083N	59.4883E
Tebriz (TAB)	38.0675N	46.3267E

ATU ve IST istasyonlarına ait Rayleigh dalgası kayıtlarından (Şekil 10) yararlanılmıştır. Bu kayıtlardan elde edilen ilişki fonksiyonları ve istasyonlar arası ortamın tepki fonksiyonu Şekil 11'de görülmektedir. Ortam tepki fonksiyonundan 20-60 sn periyot aralığında faz ve grup hızları hesaplanmıştır. Hesaplanan bu hız değerleri, ters çözümleme işlemleri sonucunda elde edilen yapı modeline ait hız değerleri ile birlikte Şekil 12 de, yapı modelinin parametreleri Çizelge 3'de, P ve S dalgası hızlarının ve yoğunluğun derinlikle değişimi ise Şekil 13'de gösterilmiştir.

Bölgenin tektonik gelişimi iyi bilinmekle birlikte (Mc Kenzie 1972, Alptekin 1973) yapısal ayrıntıları açıklıkla tanımlanabilmiş değildir. Bölgede kabuk yapısının değişimler gösterdiği, üst-mantolonun ise karmaşık bir yapıya sahip olduğu bilinmektedir (Canitez 1969, Papazachos 1969, Ezen 1979, Calcagnile ve diğ. 1984). Papazachos ve diğ. (1966), cisim dalgalarının yansıma ve kırılmalarının incelendiği çalışmalarında Kuzey Ege ve Bitişliği Kuzeybatı Anadolu için sırasıyla 7.87 ve 4.55 km/sn lik P ve S dalgası hızlarına sahip 33 km kalınlıkta bir kabuk yapısı belirlemişlerdir. Kenar (1978), İstanbul kayıtlarından yararlanarak uzun periyot P-dalgası spektral oranları üzerine yaptığı çalışmada istasyon altı kabuk yapısı için D-B doğrultusunda 30 km, KD doğrultusunda ise 25-26 km civarında kalınlıklar vermektedir. Yine bu bölge için Papazachos (1969) doruk-çukur yöntemiyle 60 sn periyoda kadar

Çizelge 3. ATU-IST profili için faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesi işlemlerinden elde edilen yapı modeli.

Table 3. The structure model determined from the inversion of phase and group velocities along ATU-IST profile.

Kalınlık (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)
5	4.00	2.30	2.40
5	6.11	3.50	2.70
20	6.71	3.82	2.80
10	8.20	4.61	3.45
35	8.20	4.10	3.50
45	8.32	4.83	3.55
∞	8.46	4.29	3.60

ana mod Rayleigh dalgası faz hızı ölçümleri yapmıştır. Papazachos'un bu çalışması ile Payo (1969) ve Calcagnile ve diğ. (1984) tarafından yapılan çalışmalarda Ege için 30-35 km civarında bir kabuk kalınlığının gözlemsel verilere uyumlu sonuçlar verdiği, güneye inildikçe bu rakamın 20 km'ye kadar azaldığı, Türkiye ve Yunanistan'a doğru gidildikçe ise 40-45 km'ye kadar arttığı belirtilmiştir. Ayrıca üst-mantoda belirgin bir düşük hız zonunun varlığına değinilmektedir.

Bu çalışmada ATU-IST profili için, faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesinden 30 km lik bir kabuk kalınlığı elde edilmiştir. Kabuk yapısında üç ayrı seviye tanımlanabilmektedir. Ters çözümleme işlemlerinde kullanılan hız ve yoğunluk değeri sınırlarının belirlenmesinde yukarıda sözedilen çalışmaların sonuçları dikkate alınmıştır. Özellikle, kabuk yapısı içerisinde bu değerler önemli bir değişim göstermemektedir. Üst-mantoda 10 km civarında ince bir kapak yapı ve bunun altında 40 km ve 120 km derinliklerde başlayan, sırasıyla 4.10 ve 4.29 km/sn lik S dalgası hızlarına sahip iki ayrı düşük hız zonu belirlenmiştir. Üst-manto yapısında yer alan bu seviyelerin kalınlıklarının kabuk yapısında olduğu gibi yerel değişimler göstermesi beklenebilir. Yunanistan'ın batısında ve Helen çukurunda oluşan bazı depremlerin İstanbul istasyonundaki Rayleigh dalgası kayıtlarını inceleyen Canitez (1969) ve Ezen (1979), bu dalgaların girişime uğradıklarını saptamışlardır. Ezen (1979), bu girişim olaylarının, yukarıda da sözü edilen yapısal değişimlerden kaynaklandığı sonucuna varmıştır.

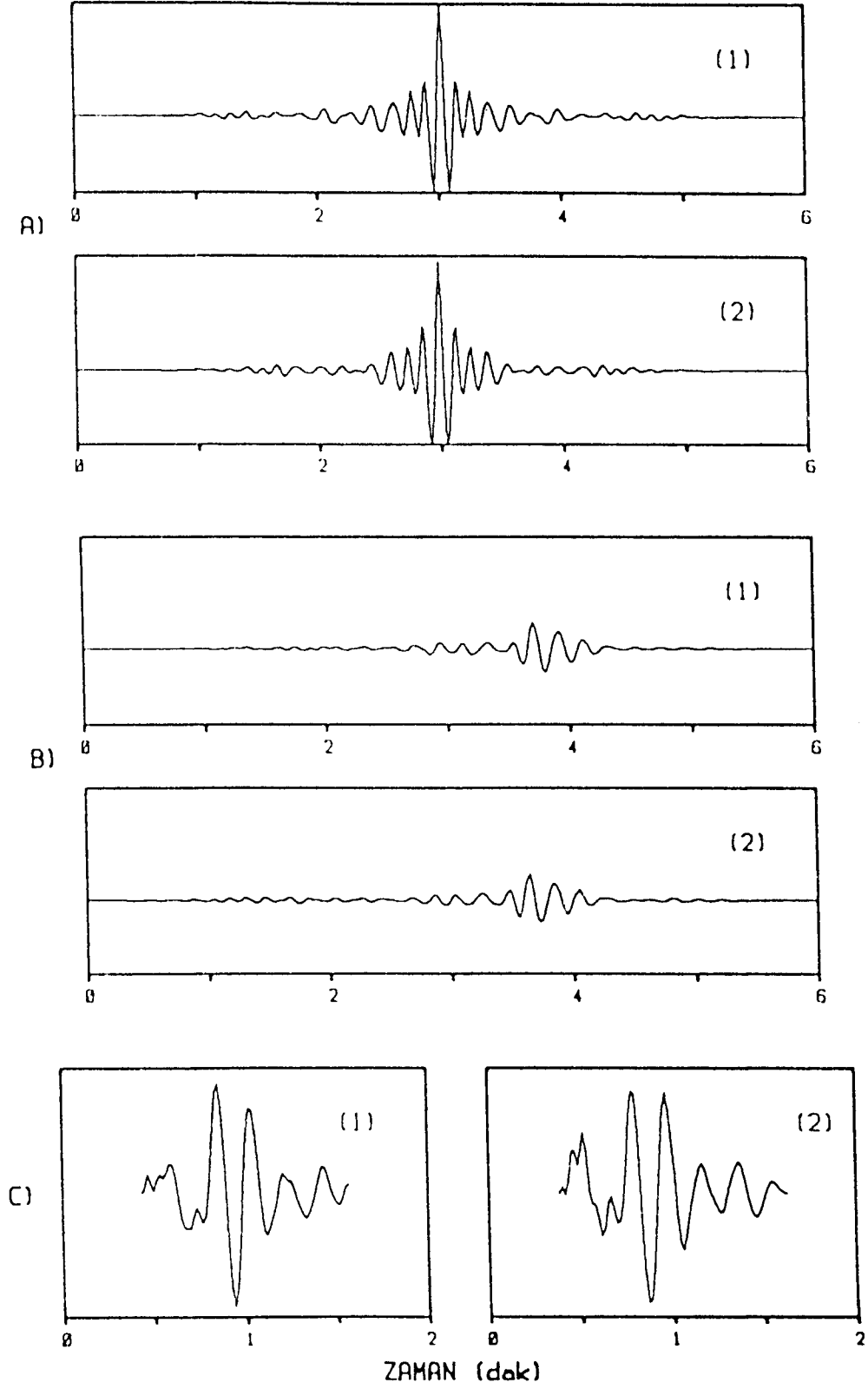
TAB-IST Profili

Kuzey Anadolu'yu baştan başa geçen bu profil (bkz. Şekil 9), Kenar ve Toksöz (1989) tarafından kullanılan Çizelge 2'deki (2) ve (3) nolu, Pakistan'da oluşmuş depremlerin TAB ve IST istasyonlarına ait uzun-periyot kuzey güney bileşeni Love dalgası kayıtlarından yararlanılarak irdelenmiştir. Bu depremlerin episantrları hemen aynıdır. Heriki olay için TAB-IST istasyon çiftine ait sismogramlar Şekil 14 ve Şekil 15'de verilmiştir. Bu iki benzer olayın kayıtlarından belirlenen ilişki fonksiyonları ve istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonları Şekil 16'da görüldüğü gibidir. Dikkat edilecek olursa, gerek ilişki fonksiyonları gerekse ortam tepki fonksiyonları arasında, doğal olarak beklendiği gibi, çok iyi bir uyum vardır. Elde edilen ortam tepki fonksiyonlarından 20-55 sn civarındaki bir periyot aralığında bilgi edinilebilmiştir. Bu periyot aralığı için hesaplanan faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesinden elde edilen yapı modeli Çizelge 4'de, bu yapı modeline ait kuramsal faz ve grup hızları ise gözlemsel değerlerle birlikte Şekil 17'de gösterilmiştir. Elde edilen yapı modeline göre, P ve S dalga hızları yoğunluk değerlerinin yer-

Çizelge 4. TAB-IST profili için faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesi işlemlerinden elde edilen yapı modeli.

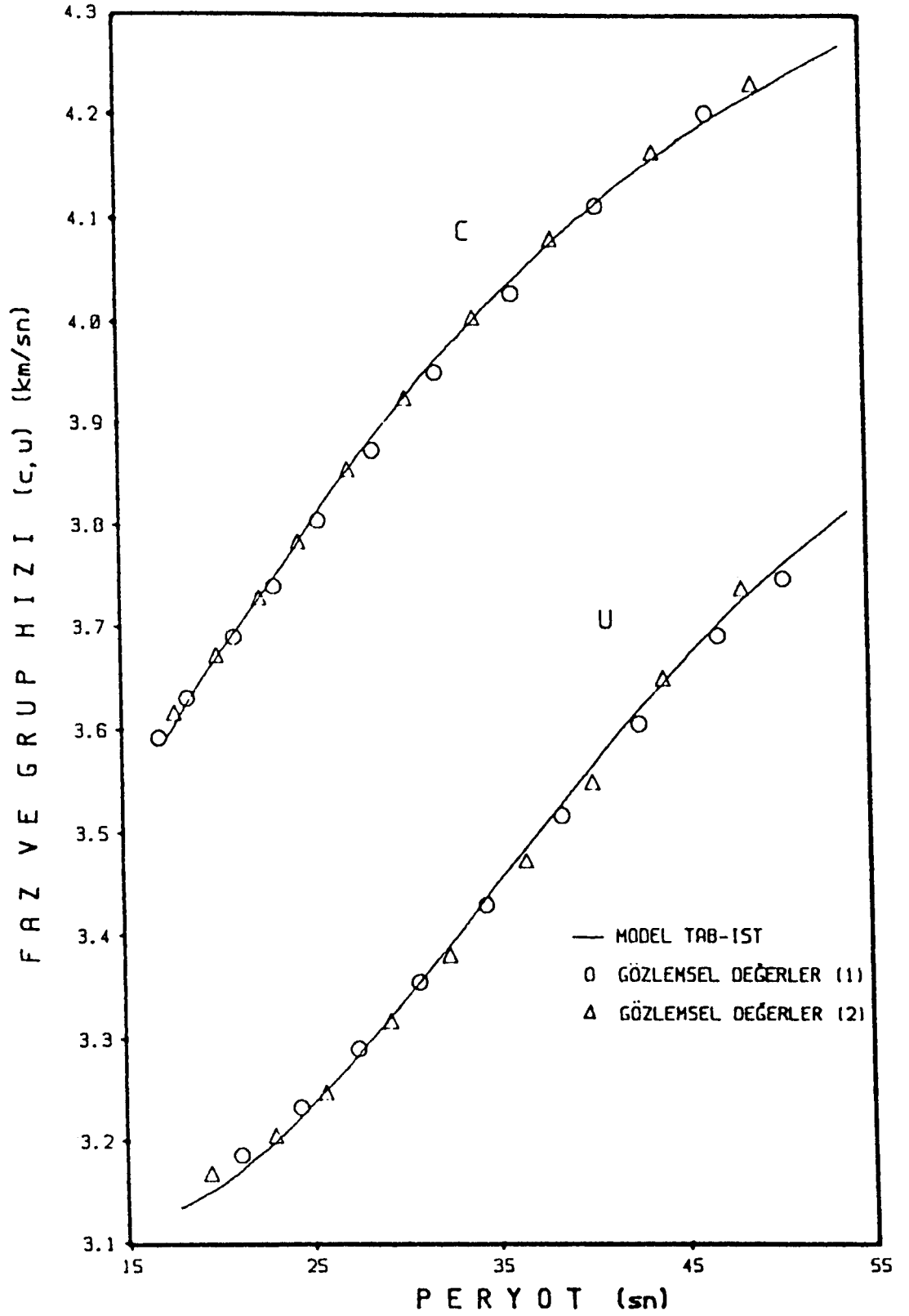
Table 4. The structure model determined from the inversion of phase and group velocities along TAB-IST profile.

Kalınlık (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)
5	4.60	3.00	2.65
15	5.80	3.31	2.75
20	6.95	3.92	2.85
40	8.00	4.41	3.25
40	8.17	4.50	3.30
∞	8.45	4.62	3.35



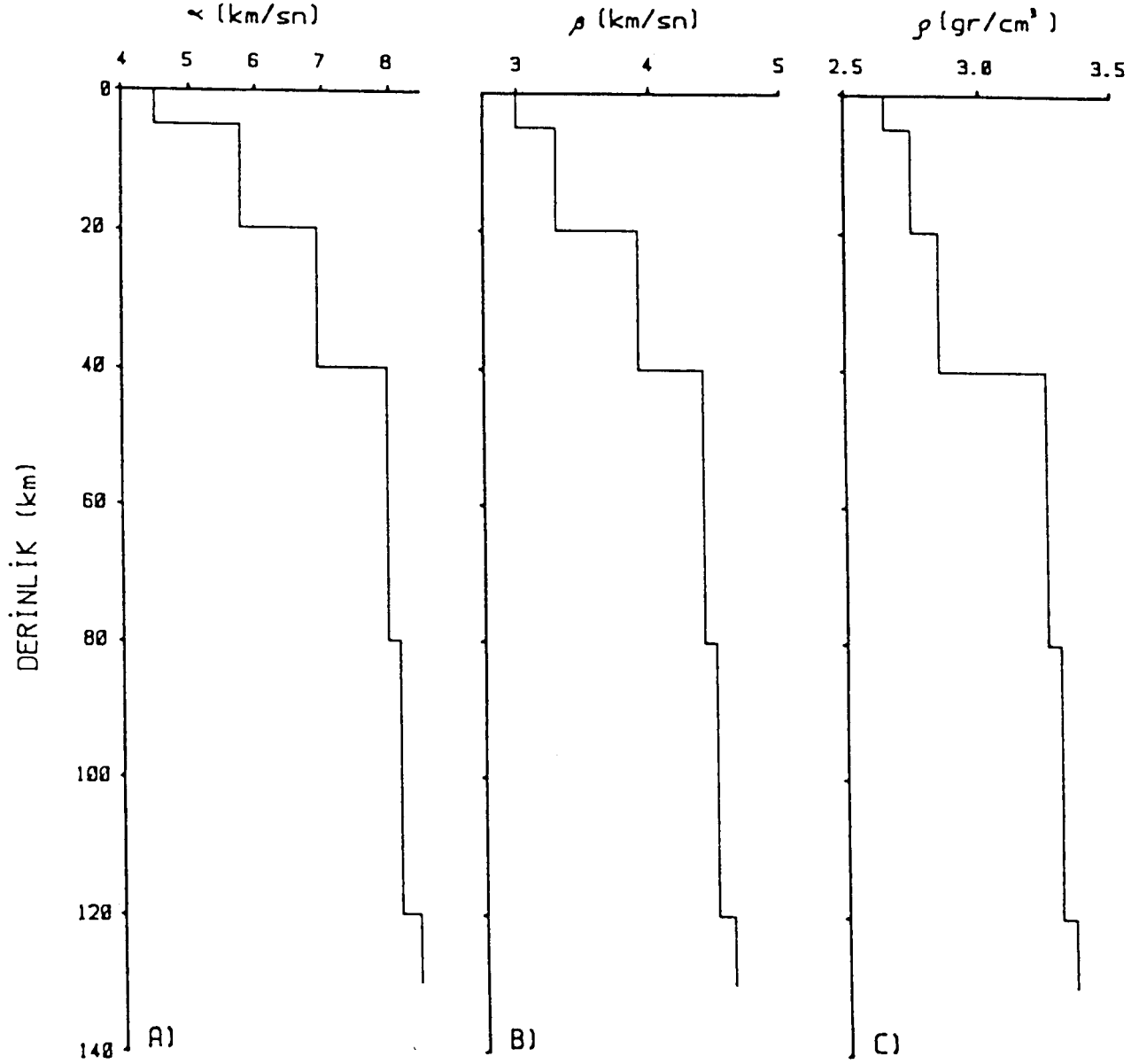
Şekil 16. Şekil 14 ve 15'de verilen seismogramlardan A) TAB'de kaydedilenlerin özilişki, B) heriki istasyonda aynı olay için kaydedilenlerin karşı-ilişki ve C) frekans ortamı Wiener dekonvölüsyonu ile elde edilen istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonu.

Fig. 16. From the seismograms given Figure 14 and 15, A) autocorrelation functions for those recorded TAB station, B) cross-correlation functions determined for the same event recorded both stations, and C) interstation response functions determined by frequency Wiener deconvolution.

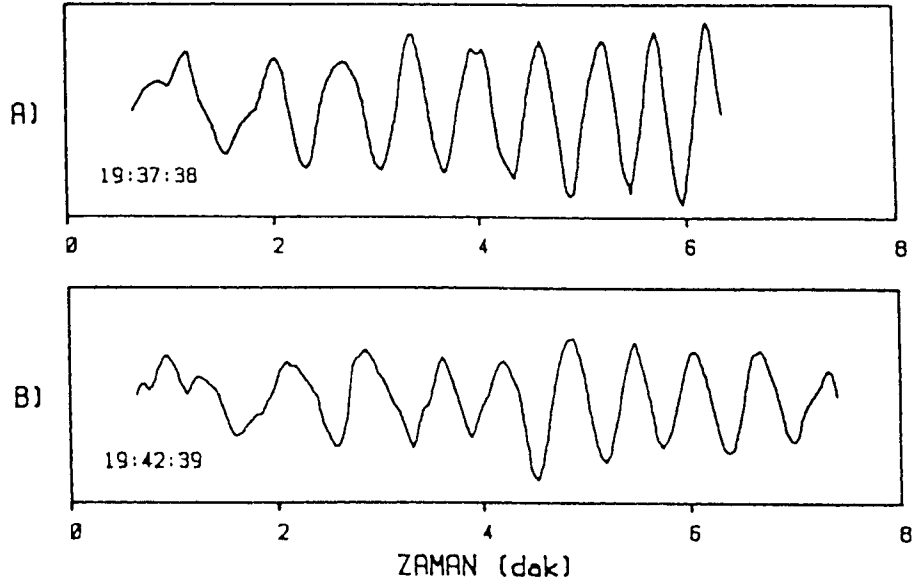


Şekil 17. TAB-IST profili için ortam tepki fonksiyonundan hesaplanan ve ters çözümleme işlemlerinden elde edilen yapı modeline ait Love dalgası faz ve grup hızları.

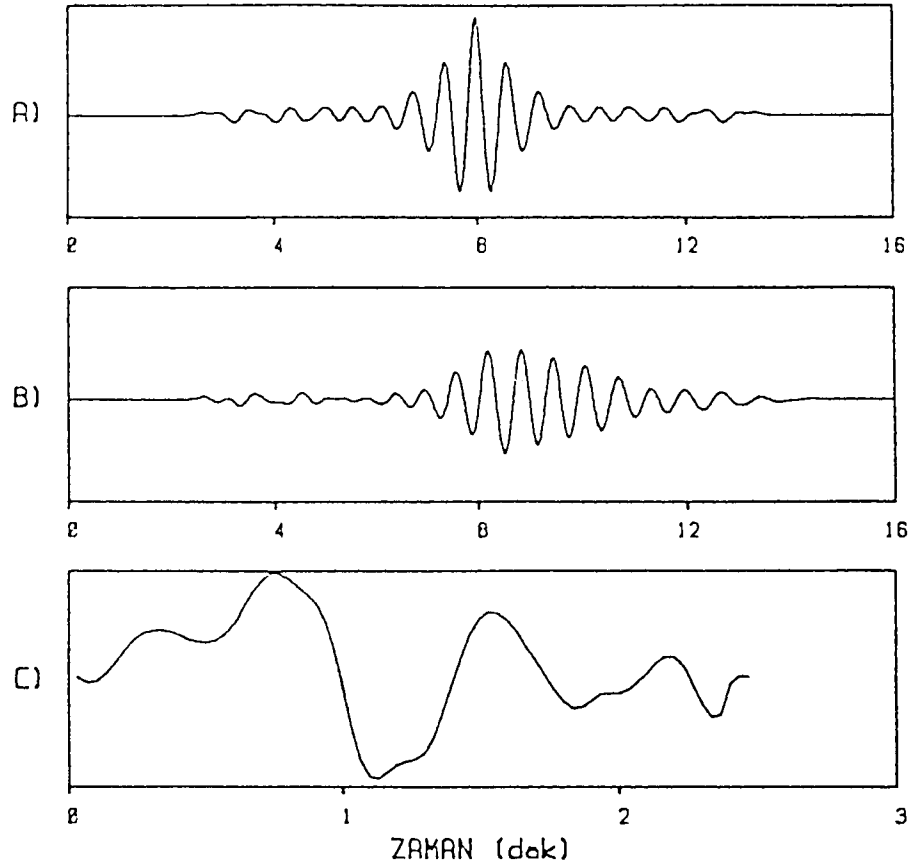
Fig. 17. Phase and group velocities of Love waves obtained from the interstation function and the structure model determined by inversion, for TAB-IST profile.



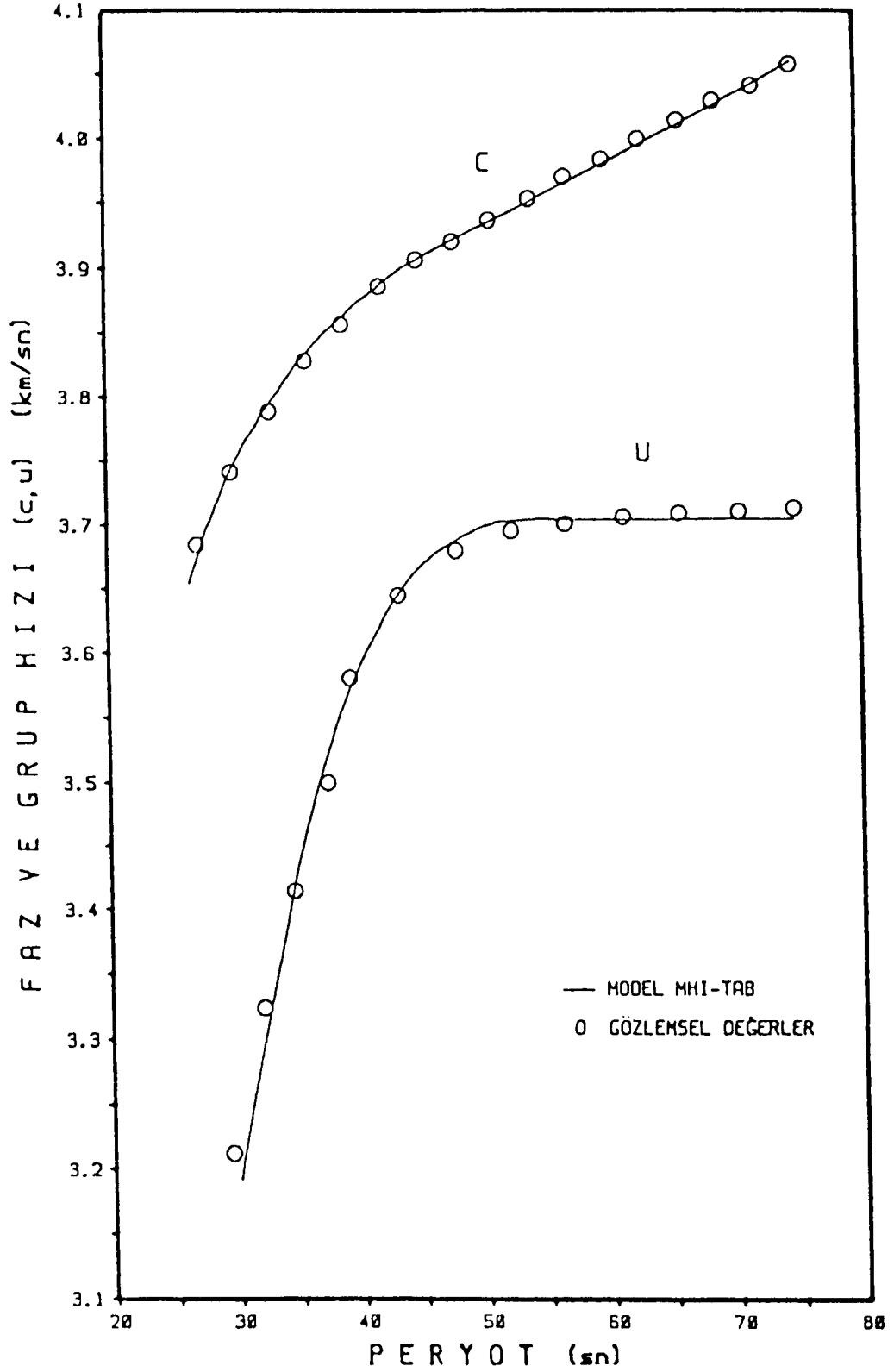
Şekil 18. TAB-IST profili için ters çözümleme işlemleri sonucu elde edilen yapı modeline ait A) P-dalga hızı B) S-dalga hızı ve C) yoğunluk değerlerinin derinlikle değişimi.
 Fig. 18. Variations of A) P-wave velocity, B) S-wave velocity, and C) density with depth for the structure model of TAB-IST profile determined from inversion.



Şekil 19. Çizelge 2'deki (4) nolu depremin A) MHI ve B) TAB istasyonlarındaki Rayleigh dalgası kayıtları.
Fig. 19. Rayleigh wave seismograms at A) MHI, and B) TAB stations of the earthquake numbered (4) in Table

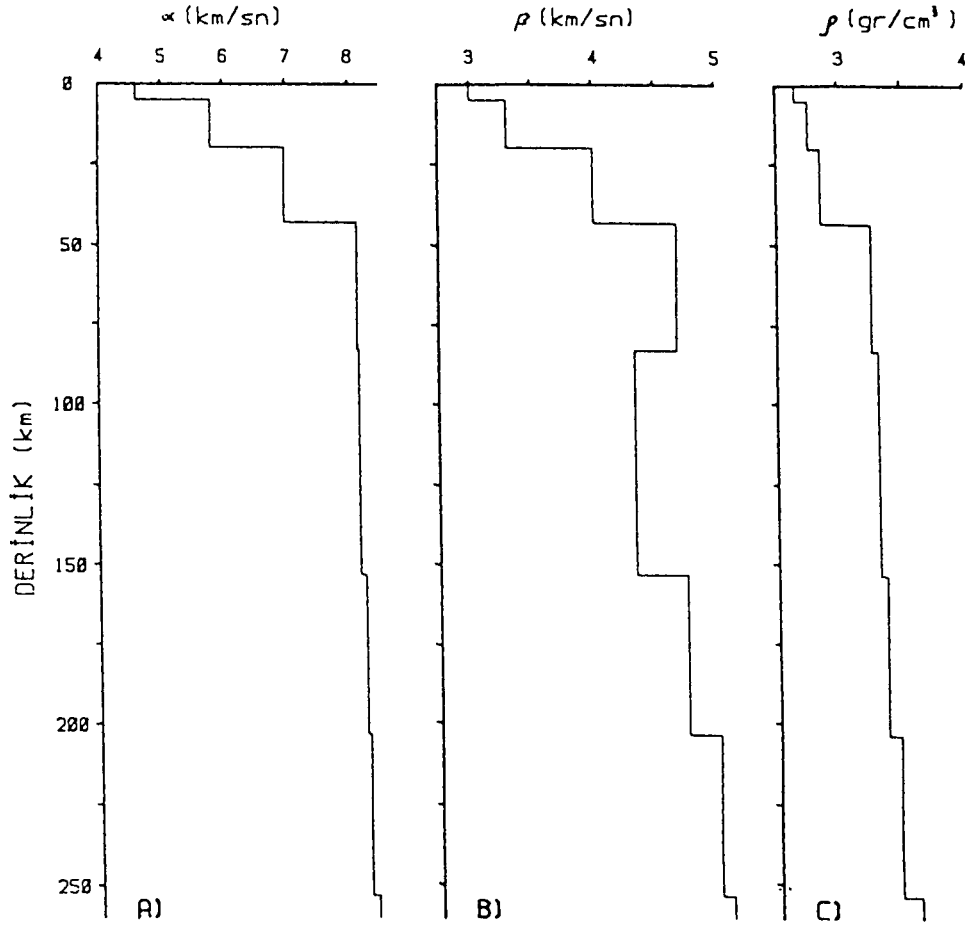


Şekil 20. Şekil 19'da verilen sismogramlardan A) MHI'da kaydedilenin özilişki, B) iki istasyonun karşıt ilişki ve C) frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu ile belirlenen ortam tepki fonksiyonu.
Fig. 20. From the seismograms given in Figure 19; A) autocorrelation function for the seismogram recorded at MHI, B) cross-correlation function for two stations, and C) interstation response function from the frequency domain Wiener deconvolution.



Şekil 21. MHI-TAB profili için ortam tepki fonksiyonundan hesaplanan ve ters çözümleme işlemlerinden elde edilen yapı modeline ait Rayleigh dalgası faz ve grup hızları.

Fig. 21. Phase and group velocities of Rayleigh waves obtained from the interstation response function and the structure model determined by inversion, for MHI-TAB profile.



Şekil 22. MHI-TAB profili için ters çözümleme işlemleri sonucu elde edilen yapı modeline ait A) P-dalga hızı B) S-dalga hızı ve C) yoğunluk değerlerinin derinlikle değişimi.

Fig. 22. Variations of A) P-wave velocity, B) S-wave velocity, and C) density with depth for the structure model of MHI-TAB profile determined from inversion.

Çizelge 5. Anadolu'da yerkabuğu yapısının incelendiği bazı çalışmalar ve bunlardan elde edilen sonuçlara göre yerkabuğu kalınlıkları.a

Table 5. A summary of crustal thicknesses for Anatolia, determined by several investigators.

Kaynak (Tarih Sırasında)	İnceleme Alanı	Kabuk Kalınlığı
Canitez (1962, 1969)	K Anadolu G Karadeniz	36 km 25 - 26
Ezen (1983)	K ve D Anadolu	38
Türkelli (1985)	Ankara	30
Dewey ve diğ. (1986)	D Anadolu	52
Mindevalli ve Mitchell (1989)	Anadolu	40
Kenar ve Toksöz (1989)	K Anadolu	41
Bu çalışma	K Anadolu	40

içindeki derinliğe bağlı değişimleri Şekil 18'de görüldüğü gibidir. Kabuk yapısı için sırasıyla 5, 15 ve 20 km'lik kalınlıklara sahip üç katmandan oluşan bir model, ortam tepki fonksiyonlarından hesaplanan gözlemsel faz ve grup hızları ile uyumlu sonuçlar vermektedir. Kabuğun hemen altında yani en üst-mantoda 40 km kalınlıktaki bir yapı için P ve S dalgası hızları sırasıyla 8.00 ve 4.41 km/sn olarak belirlenmiştir. Derine doğru 40 km daha ve sonrasında dalga hızları artmaya devam etmektedir. Üst-mantonun bilgi edinilebilen bu kesimlerinde belirgin bir düşük hız zonu izlenilmemiş olmakla birlikte, S-dalgası hızları P dalgası hızlarına göre ($\alpha = \sqrt{3} \beta$ ilişkisine göre) beklenen değerlerden biraz daha düşüktür (Çizelge 4).

Anadolu'da yerkabuğu yapısının belirlenmesine yönelik ilk çalışma Canitez (1962) tarafından yapılmıştır. Daha sonra değişik jeofizik yöntemlerle çeşitli bölgeler için kabuk yapısı incelenmiştir. Bu çalışmalardan bazıları ve elde edilen sonuçlara göre yerkabuğu kalınlıkları Çizelge 5'de görüldüğü gibidir.

MHI-TAB Profili

Bu profil için Çizelge 2'deki (4) nolu depremin MHI ve TAB istasyonlarına ait kayıtlarından yararlanılmıştır (Şekil 19). Söz konusu kayıtlardan elde edilen ilişki fonksiyonları ve ortam tepki fonksiyonu Şekil 20'de verilmiştir. Elde edilen or-

tam tepki fonksiyonundan hesaplanan faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesiyle belirlenen en uygun yapı modeli Çizelge 6 da görülmektedir. Bu yapı modeline ait kuramsal faz ve grup hızları, istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonundan hesaplanan gözlemsel faz ve grup hızları ile birlikte Şekil 21 de görüldüğü gibidir. Ters çözümleme işlemleri sonucunda elde edilen yapı modeline göre P ve S dalgası hızları ile yoğunluk değerlerinin yerindeki dağılımları ise Şekil 22 de verilmiştir. Şekil 22 ve Çizelge 6 dan da izlenebileceği gibi ters çözümleme sonucu elde edilen MHI-TAB modeline göre yarkabuğu kalınlığı 43 km dir ve üç katmandan oluşmaktadır. MHI-TAB profilinin civarında Hazar Denizi'nin güney kesimi için Neprochnov ve diğ. (1970) jeofizik verilere göre 40-45 km civarında bir kabuk kalınlığı vermiştir. Bölgesel anlamda daha geniş bilgiler Avrasya'nın kabuk ve üst-manto yapısını inceleyen Patton (1980) ile Feng ve Teng (1983) in çalışmalarından sağlanabilir. Bu çalışmalarda İran platosu için kabuk kalınlığının 45 km civarında olduğu belirtilmektedir. Yine bu bölge için gravite ve sismoloji çalışmalarına dayalı olarak İslami (1972) 40-45 km arasında değişen kalınlıklarda bir kabuk yapısı ortaya koymuştur. Bird (1976) ise Kuzeydoğu Anadolu ve Şiraz arasında kalan bölge için Rayleigh dalgalarına ait grup hızlarından yararlanarak yarkabuğu kalınlığını 46 km olarak vermektedir.

Bu çalışmada elde edilen MHI-TAB modeline göre yarkabuğunun yapısı, biraz daha kalın olmanın dışında TAB-IST modeline benzemektedir. Fakat, üst-manto yapısında önemli ölçüde farklılıklar vardır. MHI-TAB modelinde en üst-mantodaki P ve S dalgası hızları sırasıyla 8.15 ve 4.67 km/sn dir. P hızı değerleri Akascheh ve Nasserı (1972) tarafından batı İran için 8.13 km/sn, orta-kuzey İran için 8.19 km/sn olarak verilmiştir. MHI-TAB modeline ait hız değerleri TAB-IST modeline göre daha yüksektir. Ayrıca, MHI-TAB profili için 80 km derinlikte 4.32 km/sn lik S-dalgası hızına sahip bir düşük hız zonu belirlenmiştir.

Çizelge 6. MHI-TAB profili için faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesi işlemlerinden elde edilen yapı modeli.

Table 6. The structure model determined from the inversion of phase and group velocities along MHI-TAB profile.

Kalınlık (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)
5	4.60	3.00	2.65
15	5.81	3.31	2.75
23	6.98	3.99	2.85
40	8.15	4.67	3.25
70	8.17	4.32	3.30
50	8.26	4.74	3.35
50	8.29	5.00	3.45
∞	8.43	5.10	3.60

SONUÇLAR

Bu çalışmada, ATU-IST, TAB-IST ve MHI-TAB istasyon çiftleri için Love ve Rayleigh dalgalarından yararlanarak istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonları belirlenmiş ve bu fonksiyonlardan faz ve grup hızları hesaplanmıştır. Faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesi ile Ege, Kuzey Anadolu ve Kuzey İran gibi sismik bakımdan çok aktif olan bölgeler için kabuk ve üst-manto yapısı belirlenmiştir. Bulunan sonuçlar daha önceki araştırmacıların sonuçları ile uyumludur.

ATU-IST profili için kabuk kalınlığı 30 km dir. Üst-manto karmaşık bir yapıya sahiptir ve 40 ile 120 km derinliklerde S dalgası hızının sırasıyla 4.10 ve 4.29 km/sn olduğu iki ayrı düşük hız zonu saptanmıştır. Bu karmaşık durum litosferde bir kopma olayının olabileceğini düşündürmektedir.

TAB-IST profili için kabuk kalınlığı 40 km olarak belirlenmiştir. Bilgi edinilebilen 120 km civarındaki derinliğe kadar belirgin bir düşük hız zonu izlenmemiştir. Bununla birlikte, $\alpha = \sqrt{3} \beta$ ilişkisi gözönünde bulundurulursa üst-mantodaki S-dalgası hızları normalden daha düşüktür.

MHI-TAB profili için ise 43 km lik bir kabuk kalınlığı ve 83 km derinlikte 4.32 km/sn lik S-dalgası hızına sahip bir düşük hız zonu bulunmuştur. Bu profilde kabuk yapısı kalınlık farkının dışında TAB-IST profili için elde edilen kabuk yapısı ile benzerdir. Fakat, üst-manto yapılarında önemli farklılıklar vardır. MHI-TAB profilinde üst-manto hızları daha yüksektir.

Sismik bakımdan çok aktif olan ve karmaşık bir kabuk ve üst-manto yapısı gösteren Anadolu yarımadası ve civarında daha ayrıntılı ve daha duyarlı yapı belirlemelerinin ve diğer sismolojik çalışmaların yapılması gereklidir. Bunun için, istasyon sayısının uygun yerler seçilerek artırılması şarttır. Araştırmalar için gerekli verilerin sağlanabilmesi, analog ve sayısal, kısa ve uzun periyotlu üç bileşen kaydedicilerin bulunduğu yeterli sayıda istasyon kurulmasıyla mümkün olabilecektir.

KATKI BELİRTME

Bu makale, ilk yazarın İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde tamamlanan Doktora Tezi çalışmalarından uyarlanmıştır. Katkı ve önerileri için Doç. Dr. Özer KENAR'a, Doç. Dr. Ülben EZEN'e, Prof. Dr. Silva BÜYÜKAŞIKOĞLU'na ve Prof. Dr. Giuliano F. PANZA ile Prof. Dr. Italo GORINI ve çalışma arkadaşlarına teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Akascheh, B. and Nasserı S. 1972, Die machtiskeit der Erdkruste in Iran. J. Earth Space Phys. 1.
- Alptekin, Ö. 1973, Focal Mechanism of Earthquakes in Western Turkey and their Tectonic Implication, Ph.D. Thesis, Inst Mining Tech., Socorro, New Mexico.
- Anderson, D.L. 1963, Recent evidence concerning the structure and composition of the Earth's mantle, Physics and Chemistry of the Earth 6, Pergamon Press, London.
- Backus, G.E. and Gilbert J.F. 1968, The resolving power of gross Earth data, Geophys. J. R. astr. soc. 16, 169-205.
- Backus, G.E. and Gilbert J.F. 1970, Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 266, 123-192.
- Ben-Menahem, A. and Harkrider D.G. 1964, Radiation patterns of seismic surface waves from buried dipolar point sources in a flat stratified Earth, J. Geophys. Res. 69, 2605-2620.
- Bird, P. 1976, Thermal and Mechanical Evaluation of Continental Convergence Zones: Zagros and Himalayas, Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Biswas, N.N. and Knopoff L. 1974, The structure of upper mantle under the United States from the dispersion of Rayleigh waves Geophys. J.R. astr. Soc. 36, 515-539.
- Brune, J. and Dorman J. 1963, Seismic waves and Earth structure in the Canadian shield, Bull. Seism. Soc. Am. 53, 167-209.
- Calcagnile, G., Mascia U., Del Gaudio V. and Panza G.F. 1984, Deep structure of southeastern Europe from Rayleigh waves, Tectonophysics 110, 189-200.
- Cantez, N. 1962, Gravite Anomalileri ve Sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da Arz Kabuğu Yapısı, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi.
- Cantez, N. 1969, Türkiye ve civarındaki depremlere ait fundamental moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler, TÜBİTAK Proje No: Mag-150.

- Der, Z.A. and Landisman M. 1972, Theory for errors, resolution, and separation of unknown variables in inverse problems, with application to the mantle and the crust in southern Africa and Scandinavia, *Geophys. J.* 27, 137-178.
- Dewey, J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroğlu F. and Şengör A.M.C. 1986, Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia- a young collision zone, in *Collision Tectonics*, *Geol. Soc. Special Pub.* 19, 3-36.
- Dorman, J. 1969, seismic surface wave data on the upper mantle, *The Earth's crust and Upper Mantle*, ed. P.J. Hart *Am. Geophys. Union, Monograph* 13, 257-265.
- Dziewonski, A., Bloch S. and Landisman M. 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 427-444.
- Ergin, K. 1981, Jeofizik verilerine göre yerkağının ve üst manto-nun yapısı, İÜ Yerbilimleri Fakültesi Yayın organı 2, Sayı 3-4.
- Ewing, M., Jardetzky W. and Press F. 1957, *Elastic Waves in Layered Media*, Mc Graw-Hill, New York.
- Ezen, Ü. 1979, İstanbul (İTÜ) Deprem İstasyonunda Kaydedilen Sismik Yüzey Dalgalarında Girişim Olaylarının İncelenmesi Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi.
- Ezen, Ü. 1983, Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love dalgalarının dispersiyonu ve yerkağı yapısı, *Deprem Araş. Bülteni*, 43, 42-62.
- Feng, C. and Teng T. 1983, Three-dimensional crust and upper-mantle structure of the Eurasian continent, *J. Geophys. Res.* 88, 2261-2272.
- Haskell, N.A. 1953, The dispersion of surface-waves on multi-layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* 43, 17-34.
- Hwang, H.J. and Mitchell B.J. 1986, Interstation surface wave analysis by frequency-domain Wiener deconvolution and modal isolation, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 847-864.
- İslami, A.A. 1972, A study of the depth of Mohorovicic discontinuity in western Iran and the velocity of the Pn wave, *J. Earth Space Phys.* 1-12.
- Jenkins, G.M. and Watts D.G. 1968, *Spectral Analysis and its Applications*, Holden-Day, San Francisco, Cambridge, London, Amsterdam.
- Keilis-Borok, V.I. and Yanovskaya T.B. 1967, Inverse problems of seismology, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 13, 223-234.
- Kenar, Ö. 1978, Sismik P Dalgalarının Genlik Spektrumlarından Yararlanarak İstanbul ve Civarında Yerkağı Yapısı, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi.
- Kenar, Ö. ve Toksöz M.N. 1989, Anadolu yarımadasında yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri, *Jeofizik* 3, 92-106.
- Kennet, B.L.N. 1983, *Seismic Wave Propagation in Stratified Media* Cambridge University Press, Cambridge.
- Knopoff, L. 1972, Observation and inversion of surface wave dispersion, *Tectonophysics* 13, 497-519.
- Knopoff, L. 1983, The thickness of the lithosphere from the dispersion of the surface waves, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 74, 55-81.
- Kovach, R.L. 1966, *Seismic surface waves: Some observations and recent developments*, *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 6, Pergamon Press, New York.
- Kovach, R.L. 1978, Seismic surface waves and crustal and upper mantle structure, *Rev. Geophys. Space Phys.* 16, 1-14.
- Landisman, M., Dziewonski A. and Sato Y. 1969, Recent improvement in the analysis of surface wave observations, *Geophys. J.* 17, 369-403.
- McKenzie, D.P. 1972, Active tectonics of the Mediterranean region *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 30, 109-185.
- Mindevalli, O.Y. and Mitchell B.J. 1989, Crustal structure and possible anisotropy in Turkey from seismic surface wave dispersion, *Geophys. J. Int.* 98, 93-106.
- Neprochnov, Y., Kosminskaya I. and Malovitsky Y. 1970, Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian seas, *Tectonophysics* 10, 517-538.
- Osmanşahin, İ. 1989, Yüzey Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-manto Yapısının Belirlenmesi, Doktora Tezi, İÜ Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Panza, G.F., Schwab F. and Knopoff L. 1973, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, I, Dip-slip sources on a vertical fault plane, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 34, 265-278.
- Panza, G.F., Schwab F. and Knopoff L. 1975a, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, II, Dip-slip sources, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 42, 931-943.
- Panza, G.F., Schwab F. and Knopoff L. 1975b, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, III, Strike-slip sources *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 42, 945-955.
- Panza, G.F. 1981, The resolving power of seismic surface waves with respect to crust and upper mantle structural models, The solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation, Ed. R. Cassinis, Plenum Publishing Corporation, 39-77.
- Papazachos, B., Comninakis P. and Drakopoulos J. 1966, Preliminary results of an investigation of crustal structure in southeastern Europe, *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, 1241-1268.
- Papazachos, B. 1969, Phase velocities of Rayleigh waves in southeastern Europe and Mediterranean Sea, *Pure Appl. Geophys.* 112, 47-55.
- Patton, H. 1980, Crust and upper mantle structure of the Eurasian continent from the phase velocity and Q of surface waves, *Rev. Geophys. Space Phys.* 18, 605-625.
- Payo, G. 1969, Crustal structure of the Mediterranean Sea, Part II, phase velocity and travel times, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 23-42.
- Peacock, K.L. and Treitel S. 1969, Predictive deconvolution, *Theory and practice*, *Geophysics* 34, 155-169.
- Pekeris, C.L. 1948, Theory of propagation of explosive sound in shallow water, *Geol. Soc. Amer. Mem.* 27.
- Press, F. 1956, Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, Part I: Southern California, *Bull. Geol. Soc. Am.* 67, 1647-1658.
- Press, F. 1968, Earth models obtained by Monte-Carlo inversion, *J. Geophys. Res.* 73, 5223-5234.
- Sato, Y. 1955, Analysis of dispersed surface waves I, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 33, 33-47.
- Sato, Y. 1956a, Analysis of dispersed surface waves II, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 34, 9-18.
- Sato, Y. 1956b, Analysis of dispersed surface waves III, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 34, 131-138.
- Taylor, S.R. 1980, Crust and Upper Mantle Structure of the Northeastern United States, Ph.D. Thesis, Massachusetts.
- Taylor, S.R. and Toksöz M.N. 1982, Measurement of interstation phase and group velocities and Q using Wiener filtering, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 73-91.
- Toksöz, M.N. and Anderson D.L. 1966, Phase velocities of long-period surface waves and structure of the upper mantle, I great circle Love and Rayleigh wave data, *J. Geophys. Res.* 71, 1649-1658.
- Treitel, S. and Robinson E.A. 1966, The design of high resolution digital filters, *IEEE Trans. Geoscience Electronics* 4, 25-38.
- Türkelli, N. 1985, Seismic Investigations of the Crustal Structure in Central Anatolia, Ph.D. Thesis, Middle East Technical University, Ankara, Turkey.
- Valyus, V.P., Keilis-Borok V.I. and Levshin A. 1969, Determination of the upper mantle velocity cross-section for Europe, *Proc. Acad. Sci. USSR*, 185, n.3 (in Russian).
- Valyus, V.P. 1972, Determining seismic profiles from a set of observations, *Computational Seismology*, Ed. V.I. Keilis-Borok Consult. Bureau, New York.
- Wiener, N. 1949, *Time Series*, M.I.T. Press, Cambridge.
- Wiggins, R.A. 1972, The general linear inverse problem: Implications of surface waves and free oscillations for Earth structure, *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, 251-285.