

# SİSMOLOJİDE TERS ÇÖZÜM İLE ÜÇ BOYUTLU GÖRÜNTÜLEME (SEISMIC IMAGING)

## Three-Dimensional imaging in Seismology by Inverse Solution

H. Sadi Küleli\* , Ekrem Zor\* , Cemil Gürbüz\*

### ÖZET

Yer içinde sismik dalga yayılımı, dalga kaynağı ve dalgaların yayındığı ortamın özelliklerine bağlı olarak modellenilebilir. Bu çalışmada sismik dalganın yayındığı ortamdaki hız dağılımı sismik görüntü (seismic image) kavramı ile ifade edilmektedir. Bu kavram, sismik hızın yer içinde bir boyutlu değişiminden başlayarak üç boyutlu hız dağılımına kadar ters çözüm kuramı içinde ele alınmıştır. Sismik hız görüntüsünün elde edilmesindeki yöntemler, kaynaktan alıcıya kadar sismik ışının seyahat zamanı integral denkleminin parametizasyonu ve yer içinde yayılan sismik ışınların geometrisine bağlı olarak ele alınarak, ters çözüm anlamında, denklem sisteminin oluşturulması aşamasına kadar tartışılmış, ters çözüm algoritmalarına ise değinilmemiştir.

### ABSTRACT

The seismic wave propagation in the earth could be modelled by properties of the source and medium. The seismic velocity distribution in the medium will be implemented as to be seismic imaging in this study. This concept investigated in the inverse theory from one-dimensional case to three-dimensional case. The creation of the seismic velocity images was investigated in terms of the parametrization of the travel-time integral equation from the source to receiver and ray geometry in the medium until creation of the matrix equation in the sense of the inverse theory. The inversion algorithms of the matrix equation have not been discussed

### GİRİŞ

Jeofizik'de görüntüleme (Imaging) kavramı, kestiriler (estimate) veya hesaplanan herhangi bir fiziksel değişkenin iki veya üç boyutlu olarak değişiminin görüntülenmesi anlamında kullanılmaktadır. Sözgelimi sismoloji de eikonal (eski Yunanca) denklemi herhangi bir anda sismik ışının yerini zamanın değişkeni olarak ortaya koyar ve İngiliz dilindeki karşılığı "image" görüntüdür (Bolt ve Bullen, 1985). Hemen her Jeofizik yöntemde sonuçlar bu kavramın kapsamı içinde, sismik görüntüleme (Seismic Imaging), manyetik görüntüleme (Magnetic Imaging) gibi verilebilmektedir.

Bu çalışmamızda, sismoloji de görüntüleme kavramının seçilmiş örnekleri üzerinde bu yöntemin kuramsal temelleri ve uygulamaları tartışılacaktır. Jeofizik'in genel kapsamında düz ve ters problemlere uygulanabilen bu teknik, sismoloji de neredeyse tümüyle, ters problem kuramı içinde gelişmiş ve uygulanmaktadır. Ters problem çözümü içinde genellikle ortamda sismik hız dağılımından oluşturulan görüntü veya soğurulma (attenuation) faktöründen oluşturulan görüntüler en çok kullanılanlardır. Bu çalışmada öncelikle "zaman terimi" (time term) yöntemi anlatıldıktan sonra, sonlu sayıda varış zamanı verisinden yer içinde bir boyutlu hız

dağılımı problemi ve sismik tomografi probleminde görüntü, kuramsal temelleri ile tartışılacaktır.

### SİSMOLOJİ'DE TERS ÇÖZÜM VE HIZ GÖRÜNTÜLEME KAVRAMI

Sismoloji'de istasyonlara ulaşan sismik dalganın varış zamanından yararlanarak yer içinde sismik hız dağılımının üç boyutlu olarak bulunması ve bu dağılımın görüntü kavramına uygun olarak resimlenmesi büyük ölçüde sismik tomografi kavramının bu bilim dalında yerleşmesi ile olmuştur. Uygulamalı sismikte kullanılan tomografi teknikleri, çeşitlilikler göstermesine rağmen, deprem sismolojisinin de kullanılan yöntemler hemen tümüyle oluşturulan matris denkleminin (system equations) çözümüne dayalı tekniklerdir (Küleli, 1994). O yüzden bu denklem sisteminin oluşturulması kullanılan yöntemi tanımlayan en önemli özelliktir. Kullanılan yöntemde daha çok kaynak ve alıcı geometrisine uygun olarak belirlenen matris (veya sistem) denklemi seçilen herhangi bir ters çözüm algoritması ile terslenir ve denklem sistemindeki bilinmeyenlerle ilgili görüntü oluşturulur. Sismik görüntü kavramı oldukça yeni bir kavram olmasına rağmen, gözlenmiş seyahat zamanı verisinden yararlanarak yer içinde sismik dalga hızının

\* Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Jeofizik Anabilim Dalı, 81220, Çengelköy, İstanbul

hesaplanması problemi ilk kez Hergoltz, Bateman ve Wiechert tarafından 1907-1910 yıllarında ele alınmış ve çözümlenmiştir. Eğer bu hesaplama tekniğini bir başlangıç olarak alırsak, hızın yer içinde üç boyutlu olarak değişim problemi, bu çalışma da sırası ile değinilen Backus, Gilbert yöntemi ile uzaklık-zaman verilerinden yararlanarak yer içinde hızın bir boyutlu değişimi, zaman terimi yöntemi, sismik tomografi teknikleri ile birlikte sismik görüntü kavramı içinde kalarak tartışılacaktır.

### ZAMAN TERİMİ (GECİKME ZAMANI) YÖNTEMİ

$V_1$  görünür hızına sahip bir tabakadan kırılarak gelen dalgaların Uzaklık- Zaman eğrilerinde kesiş zamanı (intercept time),

$$T_{ij} = \frac{2z\sqrt{(V_1^2 - V_0^2)}}{V_1V_0} + \frac{D_{ij}}{V_1} \quad (3.1)$$

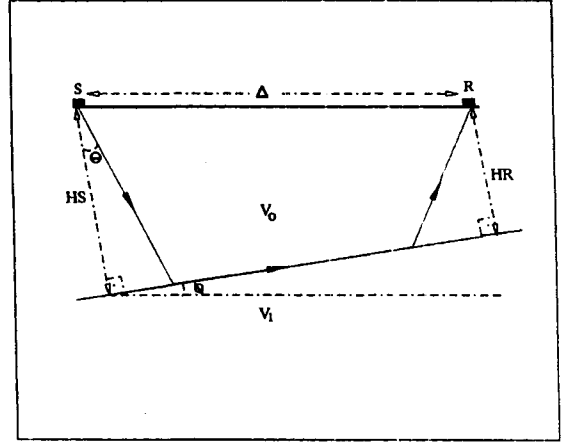
bağıntısı ile verilir. Burada  $V_0$  ışınların kırıldığı tabakanın üstünde yer alan tabakadaki sismik hız,  $i$  ve  $j$  sırasıyla kaynak ve alıcı ile ilgili indisler,  $D_{ij}$  kaynak ve alıcı arasındaki uzaklıktır. Bu bağıntının birinci kısmı, zaman terimi (a) olarak adlandırılır, ve bu ifade

$$\frac{2z\sqrt{(V_1^2 - V_0^2)}}{V_1V_0} = S_i + R_j = a \quad (3.2)$$

kaynak zaman terimi  $S_i$  ve alıcı zaman terimi  $R_j$  olarak iki temel bileşene ayrılırsa. O zaman (3.1) bağıntısı kapalı olarak, aşağıdaki gibi yazılabilir (Taylor,1980).

$$T_{ij} = S_i + R_j + \frac{D_{ij}}{V_1} \quad (3.3)$$

Yansıtıcı arayüzeyin yatay olması ve yanal hız değişimlerinin sabit olması halinde, zaman terimi  $S_i = R_j = \frac{a}{2}$  bağıntısı ile verilebilir. Katman kalınlığında veya yanal hızlarda değişim olması halinde ise bu değişim, alıcı ile ilgili zaman terimine yansiyacaktır. Sözgelimi bir istasyonda geliş zamanları bağıl olarak diğer istasyonlardan daha büyükse (geçse) bu istasyonda daha büyük pozitif değer içeren bir zaman terimi elde edilecektir. Bu bağıntı eğimli bir arayüzey için (Şekil, 3.1),  $\Phi$  görünür eğim açısı dikkate alınarak izleyen şekilde yazılabilir (Taylor,1980).



Şekil 3-1: Eğimli areayüzeyde Zaman-Terimi geometrisi (Taylor, 1980)

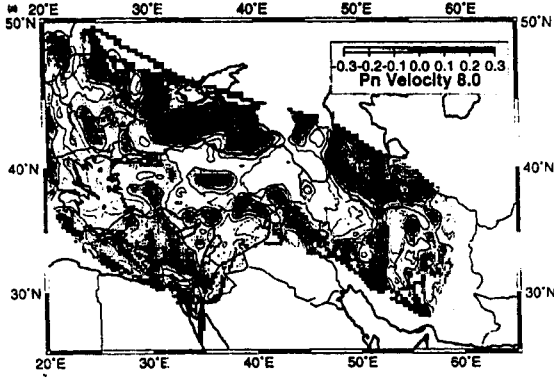
$$T_{ij} = \frac{H_s \cos \Theta}{V_0} + \frac{H_r \cos \Theta}{V_0} + \frac{D_{ij} \cos \Theta}{V_1} \quad (3.4)$$

Her alıcı noktasında sismik dalganın ilk varışların gözlemlendiği varsayılırsa, (n, olay) ve (m, istasyon) için ters çözüm anlamında,  $n \times m$  denklem içinde  $n + m + 1$  bilinmeyen olacaktır. Bu bilinmeyenler kaynak  $H_s$  ve istasyon  $H_r$  altındaki ortam ile ilgili zaman terimleri ile kırıcı arayüzey hızıdır. Bu anlamda (3.4) denklemi, birden fazla alıcı için yazılırsa izleyen sistem denklemi elde edilir (Taylor,1980).

$$\begin{pmatrix} D_{ij} \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S_j \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R_j \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{1}{V_{pn}} \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_{ij} \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \end{pmatrix} \quad (3.5)$$

*olaysayı*                      *istasyon sayısı*

Burada  $i$  olay,  $j$  istasyon ile ilgili indislerdir. Eğer olay (deprem) alıcı tarafından kaydedilmiş ise ( $\lambda_{ij} = 1$ ) aksi halde ( $\lambda_{ij} = 0$ ) olur. Bu konuda (Hearn ve Ni, 1994), yer kabuğunun altındaki  $P_n$  varışları ile ilgili yatay hız değişimlerini incelerken ışınıolu boyunca kabuk manto arayüzeyini bloklara bölerek her bloktaki hız pertürbasyonlarını hesaplamıştır. Böylece yatay arayüzeydeki hız değişimi bulunurken iki boyutlu bir görüntü elde edilmiştir (Şekil, 3.2).



Şekil 3.2: Zaman-Terimi yöntemine göre elde edilen bir sismik görüntü (Hearn, 1994).

### BACKUS-GİLBERT YAKLAŞIMI İLE UZAKLIK-ZAMAN VERİLERİNİN TERS ÇÖZÜMÜ

Burada temel yaklaşım sonlu uzunluktaki varış zamanı verisinden hızın yer içindeki bir boyutlu değişiminin kestirilmesidir. Bu işlem  $P_1$  kaynağından  $P_2$  istasyonuna seyahat zamanı ( $T$ ) integralinin

$$T = \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{v} ds \quad (4.1)$$

standart yer modeli ile ilgili seyahat zamanı  $T_{ij}^0$  boyunca pertürbe edilmesi ile hesaplanır. Öyleki ( $v$ ) deki küçük değişimler ( $\delta v$ ), ( $T$ ) deki yine küçük denebilecek değişimleri  $\delta T$  oluştururlar. Seyahat zamanındaki bu değişim,

$$\delta T = - \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{v^2} \delta v ds \quad (4.2)$$

bağıntısı ile verilebilir.

Bu bağıntıda hız ( $v$ ) sadece yer yarıçapının ( $r$ ) fonksiyonudur. Yarıçap yeryüzünde ( $r=1$ ) olacak şekilde normalize edilerek ve ışın düşey ile (yarıçap vektörü) ( $i$ ) açısını yapacak şekilde düşünersek. Burada ( $p = v^{-1}$  rsini) bağıntısı bütün ışın yolu boyunca sabittir, ayrıca  $\eta(r) = rv(r)^{-1}$  tanımlaması yapılarak (Bullen,1963) birim yol elemanı  $ds = \pm \eta(\eta^2 - p^2)^{1/2}$  bağıntısı ile verilir. Burada ( $p$ ) ışının ulaşacağı en sığ noktadaki yarıçaptır ve burada  $\eta(p) = p$  ve  $i(p) = 90^\circ$  olur. Buna karşın (4.2) bağıntısı ile verilen türev işlemi (Bullen,1963), sabit ( $\Delta$ ) uzaklığı ve pertürbasyonlar  $\delta p$  ve  $\delta v$  olacak şekilde yazılırsa izleyen bağıntı elde edilir (Backus ve Gilbert,1969).

$$\delta T = \delta p \left[ \Delta - 2p \int_0^{\Delta} r^{-1} (\eta^2 - p^2)^{-1/2} dr \right] - 2 \int_0^{\Delta} \eta v^2 (\eta^2 - p^2)^{-1/2} \delta v dr$$

Şimdi yolculuk zamanı  $T(\Delta_k)$  nın çeşitli  $\Delta_k; k=1,2,3,\dots,N$  açıları için ölçüldüğünü kabul edelim. İteratif yaklaşıma başlarken, önce başlangıç yaklaşımı olarak,  $v_1(r)$  değeri

için hesaplanan  $T$  değerleri ile gözlemsel  $T$  değerimizin orta derecede çakıştığını varsayalım. İterasyonun ilerleyen adımlarında, her bir  $\Delta_k$  açısı için bir  $\rho_k^{(1)}$  ve yolculuk zamanı  $T_k^{(1)}$  hesaplayalım. Model ( $v_1 + \delta v$ ) kadar değişikçe, yolculuk zamanı, ( $T_k^{(1)} + \delta T_k^*$ ) kadar değişecektir. Bu yaklaşım

$$\delta T_k = \int_0^1 g_k^{(1)}(r) \delta v(r) dr \quad (4.4)$$

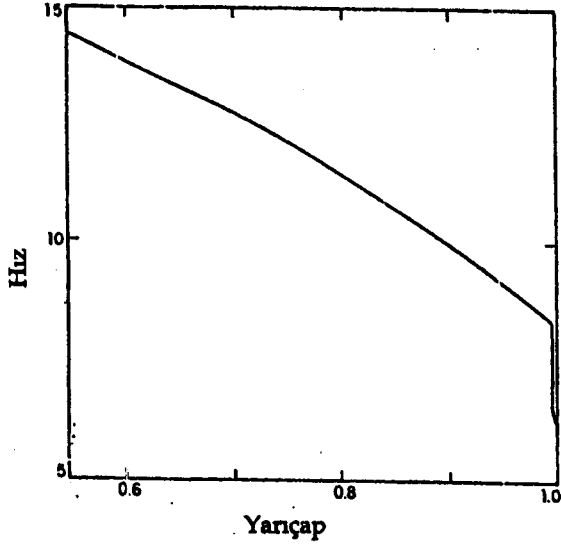
Backus-Gilbert, yöntemi olarak bilinir. Bu bağıntıda,  $v' = dv/dr$  ve  $g_k^{(1)}$  veri çekirdek (data kernel) fonksiyonudur. Başlangıç modeli olarak  $v_1(r)$  seçersek

(4.4) bağıntısı  $\int_0^1 [v'(r) - v_1'(r)]^2 dr$  integralini minimum yapacak bir  $v'_r$  model parametresinin seçilmesi ile sağlanır. Son bağıntı genelleştirilirse izleyen bağıntı elde edilir.

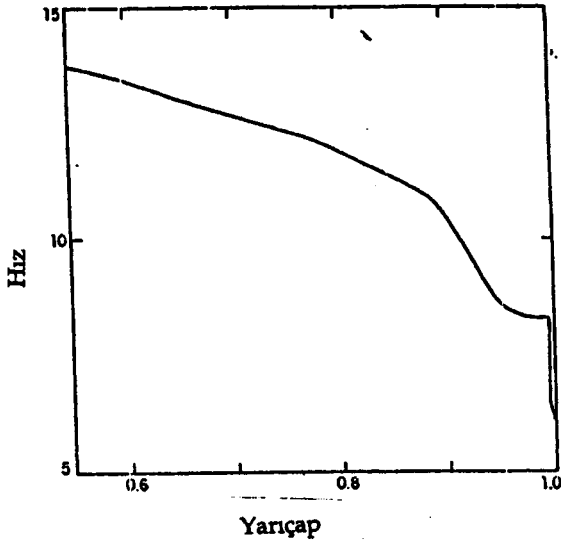
$$\int_0^1 G_k(r) [v'(r) - v_1'(r)]^2 dr = T(\Delta_k) - T_k^{(1)} \quad k=1,\dots,N$$

Bu problem bir Lagrange çokterimlisi uygulamasıdır. Çözümün ilk adımının sonunda (ilk iterasyonda)  $v_1(r)$  deki düzeltme elde edilir. İterasyonun ikinci adımında,  $v_1(r)$  yerine  $v_2'(r)$  konur ve bu hız için hesaplanan yolculuk zamanı ( $T_k^{(2)}$ ) ve gözlemsel yolculuk zamanı ( $T(\Delta_k)$ ) yardımı ile, (4.5) denklemini yine minimum yapan  $v'(r)$  değeri ile bir sonraki adım için hızdaki düzeltme miktarı elde edilir. Her iterasyon adımında elde edilen yolculuk zamanları, gözlemsel yolculuk zamanlarına biraz daha yaklaşacaktır.

Backus ve Gilbert (1969) da, hızın derinlikle bir boyutlu olarak değişimi bir başlangıç modelinden (Şekil, 4.1) yola çıkarak elde edilmektedir (Şekil, 4.2). Hızın bir boyutlu olarak değişimi günümüzde görüntü kavramı ile büyük ölçüde çakışmasa da, üç boyutlu görüntü elde edebilmek için kullanılan yöntemlerin kuramsal esasını oluşturur.



Şekil 4.1: Başlangıç modeli olarak kullanılan Manto'da P dalgası ile ilgili sismik dalga hızı değişimi (Backus ve Gilbert, 1969).

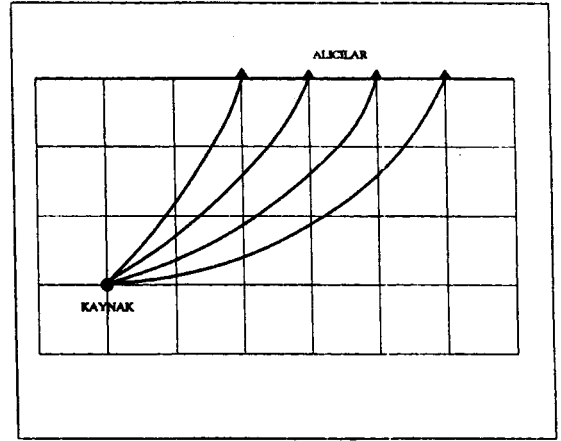


Şekil 4.2: Backus ve Gilbert, (1969) yöntemine göre Şekil 4.1 de verilen başlangıç modelinin (hız değişiminin) beş iterasyon sonraki hali

### BLOK PARAMETİZASYONU VE MATRİS TERSLEMESİ YOLUYLA SİSMİK TOMOGRAFİ

Sismoloji'de en çok elde edilen görüntü tomografi yönteminden elde edilen hız görüntüsüdür. Tomografi kelime olarak eski Yunanca da ince kesit anlamına gelen "tomos" kelimesinden türetilmiştir (Bording ve diğ., 1987): Günümüzde sismik tomografi yöntemleri doğrusal, doğrusal olmayan; süzgeçleme ile elde edilen; matris terslemesi ile sismik tomografi gibi çok çeşitli biçimlerde sınıflandırılmaktadırlar. Fakat ortamın farklı geometrik şekillerde bloklara ayrılarak parametizasyonu

ile oluşturulan matris denkleminin terslenmesi sismoloji de en çok kullanılan yöntemdir. Bu yöntemde temel yaklaşım sismik ışınların geçtikleri ortamda ışınların yayılım geometrilerine uygun olarak seyahat zamanı denkleminin parametize edilmesi ve buna uygun olarak sistem denklemlerinin oluşturulmasıdır. Bu anlamda kullanılan tomografi yöntemlerini, sismik kaynağın görüntü elde edilecek ortamın içinde veya dışında olmasına göre, iki kısma ayırabiliriz (Thurber ve Aki, 1987).



Şekil 5.1.1: Sismik kaynağın çalışılan ortamın içinde olması halinde bloklar ve ışın geometrisi.

#### Sismik Kaynağın Ortamın İçinde Olması Hali

Herhangi bir  $i$ . kaynaktan  $j$  istasyonuna (Şekil, 5.1.1) kadar olan ışın yolu boyunca toplam varış zamanı (4.1) bağıntısı ile verilmiştir. Bu fonksiyonel,  $V_0$  başlangıç hız modeli etrafında doğrusal hale getirilirse, izleyen bağıntı elde edilir.

$$T_{ij}^{obs} = t_{ij} + T_{ij}^0 + \int_{\Gamma_{ij}} \frac{-\delta V(\bar{x}) ds}{V_0^2(\bar{x})} \quad (5.1.1)$$

Bu bağıntıdaki  $V(\bar{x})$  parametresi ortam ile ilgili hız fonksiyonu,  $\Gamma_{ij}$  kaynak ve istasyon arasındaki ışınıyolu,  $t_{ij}$  oluş zamanı,  $s$  bu ışın yolunun uzunluğu,  $T_{ij}^{obs}$  ve  $T_{ij}^0$  sırası ile gözlemsel ve standart yer modeli için hesaplanmış seyahat zamanı değişkenleridir. Oluş zamanı çoğunlukla bilindiği için denklemden yok edilebilir. Standart yer modeli ile ilgili hız  $V_0$ ,  $\delta V = V - V_0$  ve herhangi bir istasyonda gözlemsel ile kuramsal olarak hesaplanan seyahat zamanları farkından oluşan zaman artığı (residual)  $R_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^0$  olarak tanımlanırsa, (5.1.1) denklemini izleyen şekilde yazılabilir.

$$R_{ij} = t_{ij} - \int_{\Gamma_{ij}} \frac{\delta V(\bar{x}) ds}{V_0^2(\bar{x})} \quad (5.1.2)$$

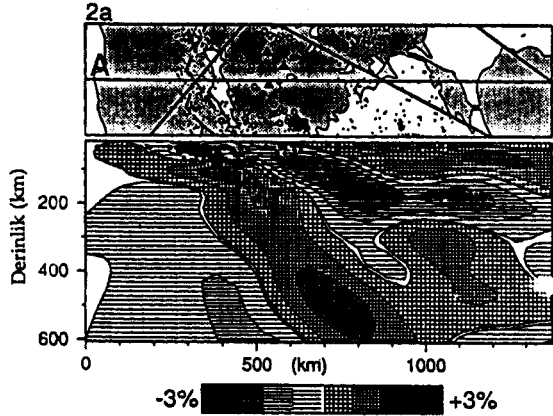
Bu denklemin parametizasyonu açısından, yeriçi kendi içinde bloklara ayrılmış katmanlı yer modeli olarak düşünülürse (Şekil, 5.1.1) integral denklemi ardışık toplama işlemine dönüşür.

$$\int_{\Gamma_{ij}} \frac{\delta V(\vec{x}) ds}{V_0^2(\vec{x})} = \sum_{k=1}^K \frac{L_{ijk} \delta V_k}{V_0^2} \quad (5.1.3)$$

burada K toplam blok sayısı ve  $L_{ijk}$  k. bloğun içinden geçen ışın yolunun uzunluğudur. Bu bağıntı yine m istasyon ve n olay (burada deprem) için bir matris denklemi olarak verilirse,

$$\begin{pmatrix} -\frac{L_{ij1k}}{V_0^2} & \dots & -\frac{L_{ijnk}}{V_0^2} \\ \vdots & & \vdots \\ -\frac{L_{mj1k}}{V_0^2} & \dots & -\frac{L_{mjnk}}{V_0^2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta V_1 \\ \vdots \\ \delta V_k \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_{ij} \\ \vdots \\ T_{mn} \end{pmatrix} \quad (5.1.4)$$

elde edilir. Oluşturulan bu sistem denklemi, çeşitli yöntemlerle (Kuleli, 1994) terslenerek ortamdaki hız pertürbasyonları ile ilgili, görüntü oluşturulur. Kaynağın hız ile ilgili görüntünün bulunduğu ortamın içinde olması hali için verilen bu örnekte (Şekil,5.1.2), Ege denizi ve çevresinde hesaplanan üç boyutlu sismik hız dağılımından elde edilen bir görüntü sergilenmektedir (Spakman,1988).



Şekil 5.1.2: Ege Bölgesinde üç boyutlu sismik hız değişimine uygun olarak bir profil boyunca elde edilen görüntü (Spakman, 1988)

### Kaynağın Ortamın Dışında Olması Hali

Sismik kaynağın ortamın dışında olması hali (Şekil, 5.2.1) sismoloji de Telesismik ters çözüm yöntemine karşılık gelir (Aki, Christoffersson ve Husebye,1977). Bu yöntemde seyahat zamanı integralinin parametizasyonu kaynağın ortamın içinde olması ile aynıdır.

$$R_{ij} = t_{ij} + \left[ \sum_{k=1}^K \left( \frac{L_{ijk}}{V_0} \right) \left( \frac{-\delta V_k}{V_0} \right) \right] \quad (5.2.1)$$

Yalnız bu yöntemde sismik kaynaktan çalışılan bölgenin tabanına kadar olan bölgede ışınların kat ettiği seyahat zamanı toplam seyahat zamanından çıkarılması gerekmektedir. Bu işlem herbir deprem ile ilgili tüm istasyonlara gelen seyahat zamanlarının ortalaması alınarak ve her istasyondaki zaman artıklarından çıkarılarak yapılır (Aki, Christoffersson ve Husebye,1977). Bu denklemde,  $T_{ijk}$ , k. bloktaki ışınıolu ile ilgili seyahat zamanı ve  $D_k$ , k. bloktaki göreceli slowness değişimi (perturbation) olarak gösterilirse, izleyen bağıntı elde edilir.

$$R'_j = t_{ij} + \frac{1}{n_j} \sum_{i=1}^{n_j} \left( \sum_{k=1}^K T_{ijk} D_k \right) \quad (5.2.2)$$

Her istasyondaki seyahat zamanından o deprem için hesaplanan ortalama zaman farkı çıkarılırsa o istasyon için bağıl zaman farkı (relative residual)  $R'_j$  bulunmuş olur. Burada  $n_j$  j. olay ile ilgili istasyon sayısıdır ardışık toplama sadece bu istasyon sayısı ile sınırlıdır.

$$R - R'_j = \sum_{k=1}^K T_{ijk} D_{ijk} - \frac{1}{n_j} \sum_{k=1}^K \sum_{i=1}^{n_j} T_{ijk} D_{ijk} \quad (5.2.3)$$

İstasyonlarla ilgili bağıl zaman artıklarının hesaplanmasının yanısıra, her bir bloktaki bağıl seyahat zamanı:

$$T'_{ijk} = T_{ijk} - \frac{1}{n_j} \sum_{i=1}^{n_j} T_{ijk} \quad (5.2.4)$$

bağıntısı ile verilir. Bağıl istasyon farkları ve bağıl blok seyahat zamanlarını düşünürsek (5.2.3) bağıntısı izleyen şekilde yazılır. M sadece çalışılan modelin içindeki blok sayısı, N toplam gözlem sayısıdır.

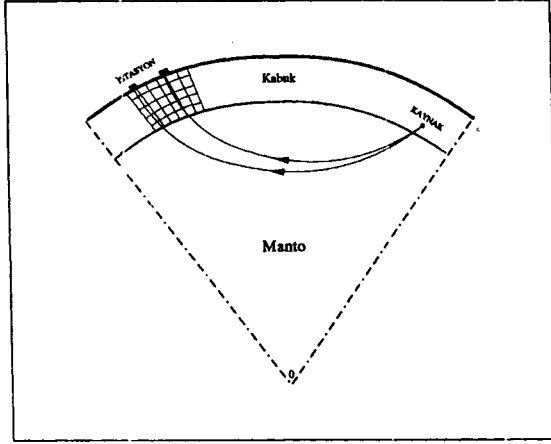
$$R_{ij} - R'_{ij} = \sum_{k=1}^M \left( T'_{ijk} - \frac{1}{n_j} \sum_{i=1}^{n_j} T_{ijk} \right) D_{ijk} \quad (5.2.5)$$

$$R - R'_j = \sum_{k=1}^M T'_{ijk} D_{ijk} \quad (5.2.6)$$

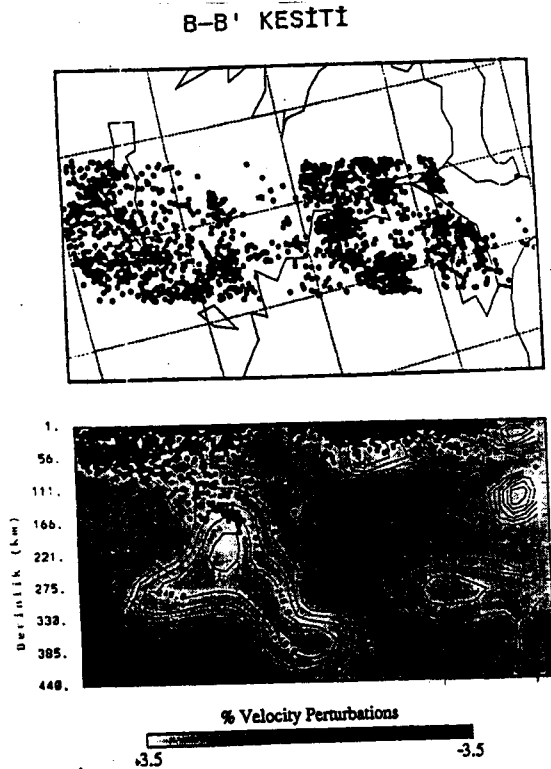
$$R - R' = \begin{pmatrix} g_{11} - \sum_{i=1}^N \frac{g_{i1}}{N}, & \dots & g_{1K} - \sum_{i=1}^N \frac{g_{iK}}{N} \\ \vdots & & \vdots \\ g_{N1} - \sum_{i=1}^N \frac{g_{i1}}{N}, & \dots & g_{NK} - \sum_{i=1}^N \frac{g_{iK}}{N} \end{pmatrix} \quad (5.2.7)$$

Bu matris denkleminde de görüldüğü gibi her istasyonda bağıl zaman farkı tanımlanırken, (5.2.5) bağıntısına uygun olarak bloklarda seyahat eden

ışınların ortalama ışın yolları, her bloktaki ışın yolundan çıkarılarak bağıl ışın yolu uzunlukları hesaplanmaktadır. Bu matris denkleminin terslenmesi ile elde edilen görüntü (Şekil 5.2.2), standart yer modeli ile ilgili hızlardan olan farklardır (Küleli,1992).



Şekil 5.2.1: Sismik Kaynağın çalışılan ortamın dışında olması halinde bloklar ve ışın geometrisi.



Şekil 5.2.2: Ege Bölgesinde üç boyutlu sismik hız değişimine uygun olarak bir profil boyunca elde edilen sismik görüntü.

## SONUÇLAR

-Yer içinde sismik dalga hızı dağılımı ile, o yerin hız yapısını ortaya koyan bir sismik görüntü oluşturmak mümkündür.

-Sismik dalga hızı dağılımı ortamın tektonik ve litolojik yapısını ortaya koyabilen bir görüntüdür.

-Sismik dalga hızı görüntüsü, ters çözüm kuramında bir, iki ve üç boyutlu olarak elde edilebilir. Tüm bu tekniklerde yöntemin parametizasyonunda seyahat zamanı ile ilgili integral denklem kullanılır. Bu teknikler arasında verinin sonlu sayıda olmasından ve istasyon dağılımından kaynaklanan benzer sorunlar vardır.

-Sismik dalgaların yayındığı ortamda oluşturulan görüntü ışınların geometrileri ve bu geometriyi belirleyen kaynak-istasyon dağılımı ile ilgilidir.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın yapıldığı, sismik modelleme projesine olan desteklerinden ve sağladığı olanaklardan ötürü Prof. Dr. A. Mete Işıkar'a teşekkürlerimizi sunarız. Ayrıca bu metnin yazımı sırasındaki yardımlarından ötürü, Tolga Bekler, Vuslat Tatar ve Hakan Alçık'a teşekkürü bir borç biliriz.

## KAYNAKLAR

Aki, K., Christofferson, A. and Husebye E.S.,1977. Determination of the three-dimensional seismic velocity structure of the lithosphere: *J. Geophys. Res.*, 82, 277-296.

Backus, G. and Gilbert, F.,1969. Constructing P-velocity models to fit restricted sets of travel-time data: *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 59, 1407-1414.

Bording, P.,R., Gersztenkorn, A., Lines, L., R., Scales, J., A., Treitel, S.,1987. Applications of seismic travel-time tomography: *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 90, 285-303. Bullen, K. E. 1963. *An Introduction to the Theory of Seismology*, Cambridge University Press.

Bullen, K., E., ve Bolt A., B., 1985. *An Introduction to the theory of seismology*, Cambridge University Press.

Hearn, T., M. ve Ni, J., F.,1994.  $P_n$  velocities beneath continental collision zones: The Turkish-Iranian Plateau: *Geophys. J. Int.* 117, 273-283.

Küleli H.S., ve Canitez, N., 1992. Sismik tomografi: Jeofizikte modelleme (Düz ve ters problem çözümleri) koilokuyumu Ders notları, 215-223

Küleli H.S.,1994. Sismik tomografi de kısıtlı ters çözüm algoritmaları: Türkiye 10. petrol kongresi ve sergisi, Bildiriler kitabı, 42-57.

Spakman, W.,1988. Upper mantle delay time tomography: Ph.D. Thesis, *Geologica Ultraeetina*, 200p.

Taylor, S., S., 1975. Crust and upper mantle structure of the northeastern United States. Ph.D. thesis, Massachusetts institute of Technology.

Thurber, C., H.,Aki, K.,1987. Three dimensional seismic imaging. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*,15,115-139.