

KÜBİK SPLİNE B- ARA DEĞER BULMA YÖNTEMİ İLE TOMOGRAFİK HIZ ÇÖZÜMLEMESİ VE DERİN SİSMİK KABUK VERİSİNE UYGULANMASI

Tomographic Velocity Analysis with Cubic B- Spline Interpolation Method and the Application to Deep Seismic Crustal Data

Günay ÇİFÇİ* ve A. MICHELINI**

ÖZET

P- ve S- dalgalarının ilk kırılmaları girdi verisi olarak kullanılarak kabuğun belirli bir derinliğe kadar olan kısmının hız yapısı tomografi yöntemi ile saptanabilmektedir. P- ve S- hız modelleri kübik B- spline değiştirgenlerine ayırma yöntemi kullanılarak ters çözüm tekniği ile saptanabilir. Elastik hız modellerini oluştururken, en küçük kareler yaklaşımı ile kalıntı (residüel) varış zamanları en küçük yapılır. Problemi doğrusallaştırma başlangıç modelin yinmeli olarak çözümüne dayanmaktadır. Doğrusallaştırmadaki hatalar, veri tipi, başlangıç modeli, için izleme tekniği ve düşük katlama gibi nedenler sonuç modelin hesaplanmasını etkiler. Sabit bir grid geometrisinde kübik B- spline ile hesaplanan hız modelinin kestirimindeki belirsizlik, ters çözüm yöntemindeki başka bir sorundur. Buradaki örnekte tomografi çalışmasının öncelikle kuramı verilmiş, sonra da gerçek arazi verisine uygulanmıştır. Bunun sonucu kabuğun, 2.5 km derinliğine kadar olan kısmının hız modelleri yapılmıştır. Arazi verisi Kalabryada (Güney İtalya) 30 km uzunluğunda Derin Sismik Kabuk Çalışması'nda 31 dinamit atışı 9 değişik atış noktasında, 384 kanallı kayıt sistemi ve 3 değişik bileşenli (birisi düşey (P- dalgası), 2 yatay (SH ve SV bileşen)) jeofon düzeneği ile alınmıştır.

Düğümlerdeki hızların ters çözüm gridlemesi (1.6 ve 0.5 km (düğüm) node aralığı ve derinliktir) profil

ABSTRACT

First breaks of P- and S- waves data can be used as inputs and the velocity structure of the upper crust can be determined using the tomographic inversion methods. P- and S- velocity models are determined with the tomographic techniques using cubic B- spline parameterization. Travel-time residuals are minimized in least-square sense for the construction of velocity models. Solutions are found by linearizing the problem and improving iteratively the initial model. Errors in linearization, data type, initial model, ray-tracing technique and low ray coverage effect the calculation of the final model. In a fixed geometry, uncertainty of estimation for the calculated velocity model is another difficulty in inversion techniques. Here, the example of tomographic study was explained firstly in theory, later the method was applied to the real field data. As a result of application, the velocity models of upper part of crust (2.5 km depth) are defined. Field data were collected in Calabria (South Italy). Deep Seismic Sounding was carried out with 31 dynamite shots at 9 different shot points in 30 km profile length using a moveable 384 seismic channels having 3 different components (one vertical (P- wave) and two horizontal components (SH-, SV-)).

* Dokuz Eylül Üniversitesi, Müh. Fak., Jeofizik Bölümü, 35100 Bornova-İzmir.

** CNR-Istituto Talassografico, 34123 Trieste-Italy

boyunca yapılmıştır. 2204 varış zamanı ters çözümde kullanılmış ve en küçük kareler (RMS) kalıntı zaman değerleri 0.046 sn den 0.017 sn e düşmüştür. En son elde edilen RMS kalıntı değeri, verinin tahmin edilen standard hata miktarına yakındır. Öncelikle P- dalgasının ilk varışları kullanılarak tomografik hız kesiti elde edilmiştir. Gerek jeolojik çalışmalardan, gerekse laboratuvar çalışmaları ile elde edilen hız değerleri ile tomografik P- hız modeli arasında çok iyi bir geometrik ilişki kurulmuştur. Bu geometrik ilişki, yüzeylenmiş alt kabuk kesitin jeolojik yorumuna dayanmaktadır. Bununla birlikte bulunan hız değerleri, araziden alınan kayaç örneklerinin laboratuvar ölçümlerinden belirlenen hız değerlerinden düşük çıkmıştır. S- dalgaları içinde hız yapısının ortaya konmasında yöntem iyi sonuç vermemiştir. Bunda çok uzun ofset uzaklığı, sınırlı kalama ve hatalı S- ilk varış okumaları etken olabilir.

Inversion grid of the velocity nodes was set along the profile. RMS residual time values for the 2204 arrival times used in the inversion, were found to decrease from 0.046 to 0.017 seconds. The final RMS residual value is close to the estimated standard error of the data. Firstly, the first breaks of P- waves were used to get tomographic velocity section. A very good geometrical correlation was found between tomographic P- velocity model and the velocities from laboratory tests and geological interpretation. This geometrical correlation depends on the geological interpretation of outcropped lower crust. However, the resolved velocity values are lower than those determined in laboratory tests on the same rock samples. The method was applied to the S- velocities but the results were found unstable. Long offset distance, low coverage and errors in readings of S- first breaks can be effective.

GİRİŞ

Kübik B- spline ara değer bulma ile sismik dalga varış zamanlarının ters çözüm yöntemi Michelini (1991) tarafından deprem verileri için geliştirilmiştir. Yöntem değiştirgenlerine ayrılmış kübik B- spline temel fonksiyonlarını kullanarak bir hız fonksiyonu oluşturmaktan ibarettir. Başlangıç modelinin kalıntı varış zamanları, sönümlü en küçük kareler yöntemi ile en küçük yapılıdır. Verilen doğrusal olmayan varış zamanları hesaplamalarında, algoritmanın uygun yakınsaması için pek çok yineleme yapılmaktadır. Yakınsama oranı sönümleme parametresi (damping factor) ile kontrol edilir ve varış zamanlarının kısmi türevlerinin tekil matrisinin ters çözümü ile bulunur. Ters çözüm tekniği, Thurber (1983) tarafından geliştirilen hiposantır yerleri ve hız yapısı belirlemesine benzer şekilde uyarlanmıştır. Temel farklılık hız model değiştirgenin ayrık hale getirilmesidir. Thurber'in (1983) yöntemi ayrık grid noktalarında (nod veya düğüm noktalarında) hızların belirlenmesidir. Bir hücre içerisindeki hızlar, doğrusal ara değer bulma ile (lineer B- spline) 3B grid içerisinde hesaplanan sekiz nodla sınırlanmıştır. Hız modeli her grid noktasında sürekli birinci türe ve sahip ve sabittir. Burada yöntem, kübik B- spline'da hız modeli parametrik hale getirilerek ikinci türevlerinin olduğu her yerde hız modeli sürekli hale getirilerek uyarlanmıştır. Firbas (1987) sismik profillerin 2B hız modelleri için benzer değiştirgenlerine ayırma yöntemini uygulamıştır. Buradaki doğrusal ve kübik B- spline değiştirgenlerine ayırma yöntemleri sırasıyla LS ve CS'dir.

TOMOGRAFİK HIZ ÇÖZÜMLEME YÖNTEMİ

Değişik araştırma grupları (Spencer ve Gubbins 1980, Pavlis ve Booker 1980) birbirlerinden bağımsız ola-

rak kübik B- spline parametre yöntemini araştırmışlar ve sismolojide sismik dalga hızı/hiposantır dağılımına yeni bir teknik olarak uygulamışlardır. Doğrusal B- spline l_i , $N+1$ boyutunda L_N parçalı sürekli (piecewise) doğrusal fonksiyonun vektör uzayından alınmıştır (Lancaster ve Salkauskas 1986). $N+1$ toplam düğüm sayısı (grid noktalarıdır ve x_k ($k= 0,1,\dots,N$) x- ekseninde yer alır. Bu fonksiyonlar sınır şartlarını aşağıdaki gibi sağlar.

$$l_i(x_k) = \delta_{ik} = \begin{cases} i=k & \text{ise } 1 \\ i \neq k & \text{ise } 0 \end{cases} \quad i,k=0,1,\dots,N \quad (1)$$

ve değişik araştırmacılar tarafından farklı isimlerle adlandırılmıştır (tente, piramit ve şapka fonksiyonları). Burada, δ_{ik} birim impuls fonksiyonudur ve "doğrusal B-spline" (Bartels ve diğ. 1987) aşağıdaki gibi tanımlanır:

$$l_0(x) = \begin{cases} \frac{x-x_1}{x_0-x_1} & x_0 \leq x \leq x_1 \\ 0 & x_1 \leq x \leq x_N \end{cases} \quad (2)$$

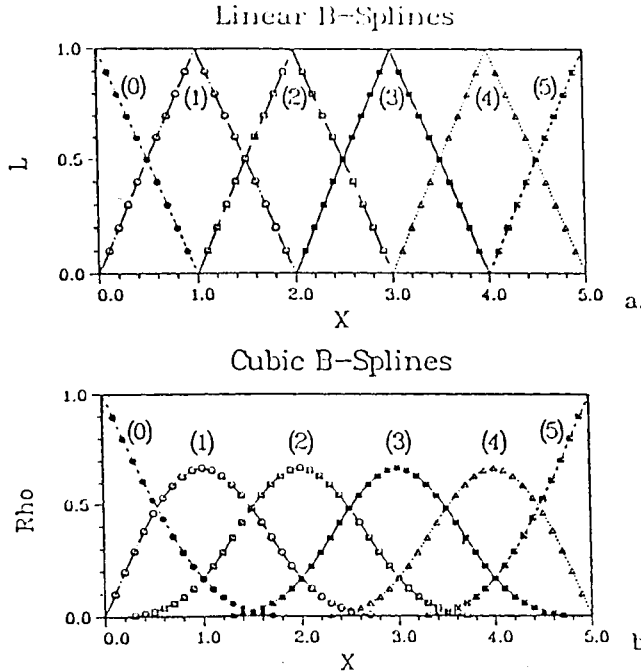
$$l_j(x) = \begin{cases} 0 & x_0 \leq x \leq x_{j-1} \\ \frac{x-x_{j-1}}{x_j-x_{j-1}} & x_{j-1} \leq x \leq x_j \\ \frac{x-x_{j+1}}{x_j-x_{j+1}} & x_j \leq x \leq x_{j+1} \\ 0 & x_{j+1} \leq x \leq x_N \end{cases} \quad (3)$$

$$l_N(x) = \begin{cases} 0 & x_0 \leq x \leq x_{N-1} \\ \frac{x - x_{N-1}}{x_N - x_{N-1}} & x_{N-1} \leq x \leq x_N \end{cases} \quad (4)$$

Bu fonksiyonların bir örneği Şekil 1'de gösterilmiştir. Temel fonksiyonları (lineer B- spline), V(x) ara değer bulma fonksiyonu (burada hız) herhangi bir x değerinde hesaplanabilir.

$$V(x) = l_0 V_0 + \dots + l_N V_N = \sum_{i=0}^N l_i(x) V_i \quad (5)$$

Küçük B-spline formülü, N+3 boyutlu, S_N vektör uzayından olan ρ_k temel fonksiyonlar kümesidir. Bir küçük spline fonksiyonunu N+1 düğümlerinde belirlemek için iki ek kısıtlamaya gerek vardır. Sınır düğümlerinde (i= 0, N) sıfıra eşit olan ara değeri bulunmuş fonksiyonun ikinci türevlerinde kısıtlanmış olarak uyarlanmıştır. Bu temel fonksiyonlar Şekil 1'de gösterilmiştir. LS ve CS arasındaki temel farklılık aralık sayısının ara değer bulmaya getirdiği kolaylıktır.



Şekil 1. Eşit aralıktaki düğüm noktalarındaki temel fonksiyonlar. a) Doğrusal, b) Küçük temel fonksiyonlar ilk ve son düğümlerde ikinci uzaysal türevleri sıfır değerine sahiptir.

Fig. 1. The basis functions with equally spaced knots. a) Linear, b) Cubic basis functions having zero value of the second spatial derivatives at the first and last knot.

İlke olarak küçük B-spline eşit olmayan aralıklarda tanımlanabilir. Hesaplama kolaylığı ve hızı için üç uzaysal koordinatın herbirinde eşit aralık kullanılır. Normalize edilmiş küçük B-spline fonksiyonları sınır koşulları ρ'lar (Michelin 1991) ekteki gibi verilebilir. Doğrusal B-spline durumunda herhangi bir x değerinde hızın bulunması:

$$V(x) = \rho_0 a_0 + \dots + \rho_N a_N = \sum_{i=0}^N \rho_i(x) a_i \quad (6)$$

a_i, i. düğümdeki hız katsayısı (veya CS)'dir. Uygulamada, CS katsayıları gridin düğüm noktalarında belirtilen başlangıç hız değerlerini kullanarak ters çözümün ilk yinelemesinde hesaplanır.

$$v_i = \sum_{i=0}^N P_{ij} a_j \quad i, j=0, 1, \dots, N \quad (7)$$

$$v = P a$$

$$v_i = V(x_i)$$

ve

$$P_{ij} = \rho_i(x_j)$$

olarak verilir. a, katsayıları P kare matrisinin tersi alınarak aşağıdaki gibi kolayca hesaplanabilir.

$$a = P^{-1} v \quad (8)$$

Küçük B-spline ara değer bulma üç boyutlu olduğunda, veri noktaları x, y, z üç dik kartezyen koordinat ekseninde I+1, J+1 ve K+1 eşit boşluktaki düğümler üzerinde yer alırlar. Örnekleme aralıkları her ekseninde eşittir, ama bir eksenin diğerine değişebilir. Küçük B- spline temel fonksiyonları ρ_i^x, ρ_j^y ve ρ_k^z sırasıyla I+3, J+3 ve K+3 boyutlarındadır ve trikükük B- spline olarak adlandırılır. Gridin uç noktalarında da sınır koşullarından dolayı boyutlar I+1, J+1 ve K+1 boyutuna indirgenir. Bu fonksiyonların toplamını elde etmek için

$$C_{ijk}(x,y,z) = \rho_i^x(x) \rho_j^y(y) \rho_k^z(z) \quad (9)$$

$$i = 0, 1, \dots, I; j = 0, 1, \dots, J; k = 0, 1, \dots, K.$$

(x_i, y_j, z_k)'de V_{ijk} veri değeri alınarak ara değeri bulunduğu:

$$V(x,y,z) = \sum_{k=0}^K \sum_{j=0}^J \sum_{i=0}^I C_{ijk}(x,y,z) a_{ijk} \quad (10)$$

Pratik olarak üç boyutlu gridin düğüm noktalarından, V_{ijk} hız yapısı için ilk önce a_{ijk} trikükük B- spline katsayıları istenir ve denklem (11) de herhangi bir x, y, z'deki ara değerleri veride bulunmalıdır.

$$C_{ijk}(x_1, y_m, z_n) = C_{ijklmn} \quad (11)$$

ve

$$V_{ijk} = \sum_{n=0}^K \sum_{m=0}^J \sum_{l=0}^I C_{ijklmn} a_{lmn} \quad (12)$$

$i, l = 0, 1, \dots, I-1, I$; $j, m = 0, 1, \dots, J-1, J$; $k, n = 0, 1, \dots, K-1, K$ olarak tanımlanırlar. ijk ve lmn indisleri $\alpha, \beta = 1, \dots, (I+1) \times (J+1) \times (K+1)$ olarak gösterildiğinde:

$$V_{\alpha} = \sum_{\beta=1}^{(I+1) \times (J+1) \times (K+1)} C_{\alpha\beta} a_{\beta} \quad (13)$$

ve $\alpha\beta$ katsayıları için çözüm bulunur (Michelini 1991).

Doğrusallaştırma ve yinemeli ters çözümde Pavlis ve Booker (1980) ile O'Connel (1986) dan yararlanılmıştır. Uygulamada kullanılan veri, derin sismik kabuk çalışmasında (Çifçi 1993), pek çok atıştan elde edilen ilk varış zamanlarından oluşmaktadır.

$(t_i)_j$; j. kaynak ile k. alıcıdan alınan i. varış zamanıdır. Bu veriler Boyuna ve Enine dalgaların hız yapılarının doğrusal olmayan fonksiyonlarıdır.

$(t_i)_j$ ifadesi:

$$(t_i) = \tau_j + T_i(x_k^r, x_j^e, v(x)) + (\epsilon_i)_j, \quad (14)$$

$i = 1, 2, \dots, n_j$, $j = 1, 2, \dots, n_c$, $k = 1, 2, \dots, n_c$

Burada, n_j ; j. kaynak için ölçülen varış zamanları sayısı, n_c ; atış sayısı, n_c ; alıcı sayısı, τ_j ; j. kaynağın başlangıç zamanı, $T_i(x_k^r, x_j^e, v(x))$; gerçek hız modeli (P veya S) aracılığı ile hesaplanan kaynak ve alıcı arasındaki i.ci varış zamanı, $(\epsilon_i)_j$; j. kaynağın i. varış zamanı için okuma hatasıdır.

Kaynak ve alıcı arasındaki ışın yolu boyunca varış zamanı integrali alınarak hesaplanabilir.

$$T_i(x_k^r, x_j^e, v(x)) \equiv (T_i)_j = \int_{x_j^e}^{x_k^r} \frac{1}{v(x)} ds \quad (15)$$

Burada, d_s ; ışın yolu boyunca alınan sonsuz küçük bir parçası, $V(x)$; hız modelidir. Spline formülleri kullanılarak:

$$V(x) = \sum_{k=0}^K \sum_{j=0}^J \sum_{i=0}^I C_{ijk}(x) a_{ijk} = \sum_{\alpha=0}^{mn} C_{\alpha}(x) a_{\alpha} \quad (16)$$

$$\alpha = 1, 2, \dots, m_n; \quad m_n = (I+1)(J+1)(K+1).$$

elde edilir.

Verilen n_c kaynağı ile ölçülen varış zamanları toplamı

$$N = \sum_{j=1}^{n_c} n_j \quad (17)$$

şeklinde. Amaç $V(x)$ hız yapısını, mn temel spline fonksiyonları aracılığıyla bulmaktır. Problemi çözmek için (15) denkleminin doğrusallaştırılması gerekir.

$$(t_i)_j = \hat{t}_j + \delta\tau_j + \hat{T}_i(x_k^r, \hat{x}_j^e, \hat{v}(x)) + \delta T_i(x_k^r, \hat{x}_j^e, \hat{v}(x)) + (\epsilon_i)_j \quad (18)$$

Burada \hat{t}_j ; o anda kestirilen başlangıç zamanı, \hat{x}_j^e ; kaynak konumu, $\hat{v}(x)$; hız, $\hat{T}_i(\dots)$; daha sonraki kestirimler için hesaplanan varış zamanı, $\delta T_i(\dots)$; o andaki kestirime katılan birinci derece terimlerdir. j. kaynaktan i. kalıntı (residüel) zamanın tanımlanması:

$$(\delta t_i)_j = (t_i)_j - (\hat{t}_j + \hat{T}_i)_j$$

ile verilebilir. (13) denklemini genişletilmiş şekilde tekrar yazıldığında,

$$(\delta t_i)_j = \delta\tau_j + \sum_{q=1}^3 \frac{\partial(\hat{T}_i)_j}{\partial x_q} \Big|_{x_j^e, v(x)} (\delta x_q)_j + \sum_{n=0}^K \sum_{m=0}^J \sum_{l=0}^I \frac{\partial(\hat{T}_i)_j}{\partial a_{lmn}} \Big|_{x_j^e, v(x)} \epsilon a_{lmn} + (\epsilon_i)_j \quad (19)$$

$q = 1, 2, 3$; $l = 0, 1, \dots, I$; $m = 0, 1, \dots, J$; $n = 0, 1, \dots, K$;

elde edilir. x_q ; uzaysal koordinatları $(x_1, x_2, x_3) \equiv (x, y, z)$, $I+1, J+1, K+1$ uzay koordinatlarda toplam grid sayısı, $(\delta x_q)_j$; j. kaynağın q. bileşenin birinci dereceden konumun eklenmesi, δa_{lmn} ; 3 boyutlu gridin düğümünde hız temel spline katsayılarının birinci dereceden denkleme yüklenmesi,

$$\frac{\partial(\hat{T}_i)_j}{\partial x_q} \Big|_{\hat{x}_j^e, \hat{v}(x)} = - \frac{1}{(\hat{x}_j^e)} dx_q/ds$$

$\hat{v}(x)$ hız modeli ile j. kaynağa göre i. varış zamanının kısmi türevleri

$$\frac{\partial(\hat{T}_i)_j}{\partial a_{lmn}} \Big|_{\hat{x}_j^e, \hat{v}(x)} = - \int_{\hat{x}_j^e}^{x_k^r} \left(\frac{1}{\hat{v}(x)} \right)^2 \frac{\partial \hat{v}(x)}{\partial a_{lmn}} ds$$

j. kaynağın a_{lmn} katsayılarından i. varış zamanlarının kısmi türevleri denkleme girmektedir.

Modeldeki küçük değişiklikler de varış zamanlarında küçük değişikliklere neden olur (Pavlis ve Booker 1980). Değişik araştırmacılar (Spencer ve Gubins 1980, Pavlis ve Booker 1980) birbirlerinden bağımsız olarak sismik dalga hızı/hiposantr belirlemede parametre-ayırma tekniğini (parameter-separation) geliştirmişler ve uygulamışlardır. Genelde klasik ters çözüm probleminde:

$$b \cong Ax \quad (20)$$

$$b \in R^n$$

veri vektörü,

$$A \in R^{n \times m}$$

doğrusal dönüşümü tanımlayan matris,

$$x \in R^m$$

çözüm vektörü,

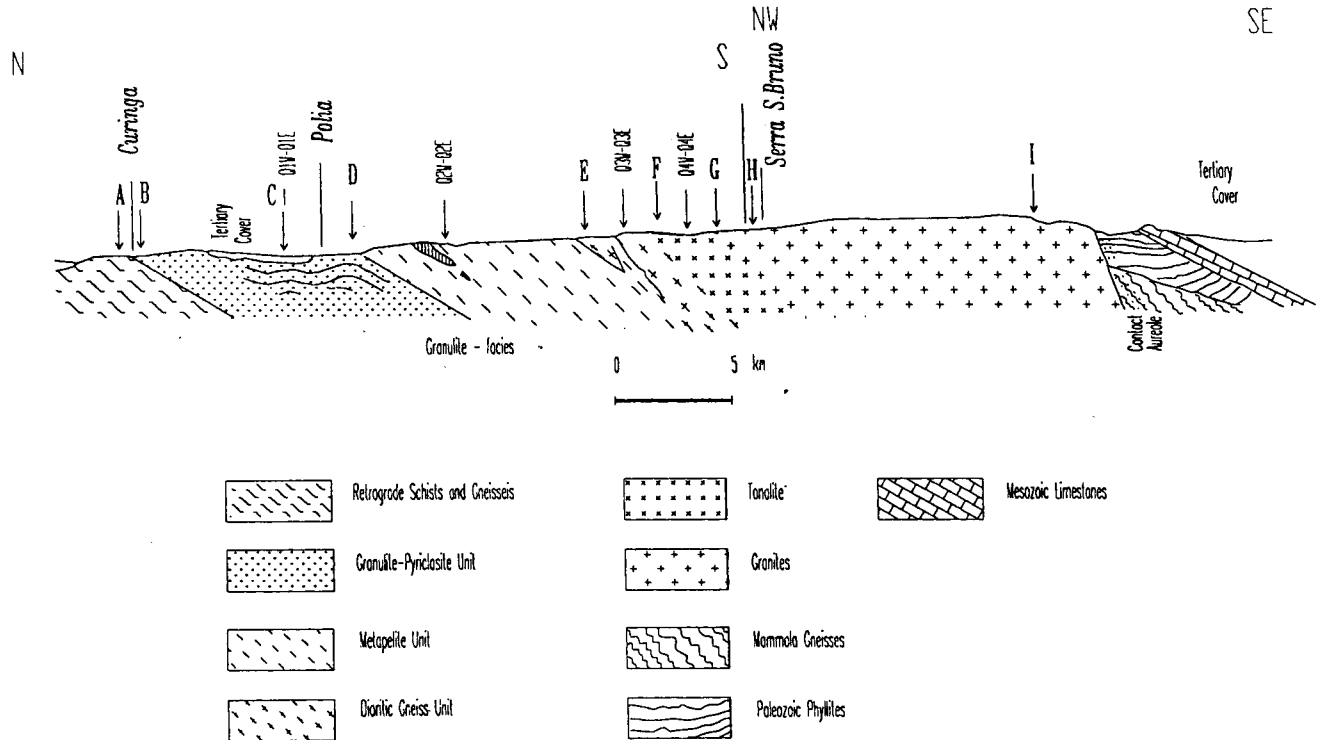
$$n > m$$

A matrisi, $0 \leq \text{rank}(A) \leq m$ olarak verilir. Burada, $\text{rank}(A) = m$ olduğu durumla ilgilenilmiştir. Problemin genel çözümü değişik araştırmacılar tarafından tartışılmıştır (Pavlis ve Booker 1980, Spencer ve Gubins 1980). Denklem (20), en küçük kareler minimum norm kriterine uyarlanmıştır. Sonuçları ve ayrımlılığı artırmak için mümkün olduğu kadar pek çok atıştan oluşan büyük bir veri grubu oluşturmak gerekir. Fakat o durumda da hesaplama zamanı ve bilgisayar bellek kullanımı olağanüstü artar.

TOMOGRAFİK HIZ ÇÖZÜMLEMESİNİN KALABRİYA (GÜNEY İTALYA) DERİN SİSMİK KIRILMA VERİLERİNE UYGULANMASI

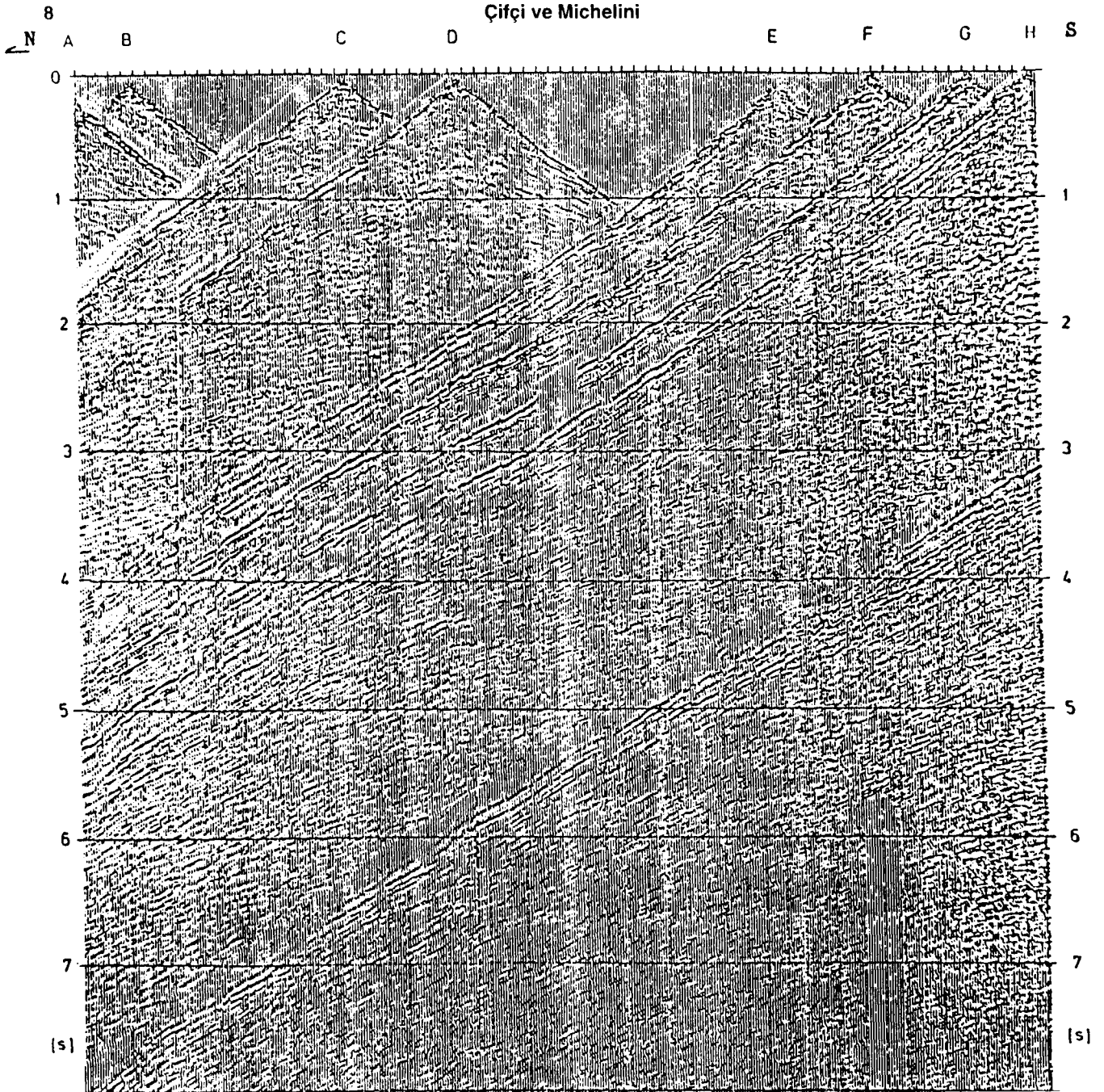
Şekil 2'de verinin alındığı arazide temel jeolojik birimler üzerinde atış noktaları görülmektedir. Arazi verisi alınırken Kalabriya'da (Güney İtalya) 30 km uzunluğunda Derin Sismik Kabuk Çalışması'nda 31 dinamit atışı 9 atış noktasında (A, B, C, D, E, F, G, H, I), 384 kanallı bir alıcı sistemi 3 serimde kaydırılarak ve 3 değişik bileşenli (birisi düşey (P- dalgası), 2 yatay (SH- ve SV-) bileşen)) jeofon düzeneği kullanılmıştır. Kalabriya- Serre dağlarında alt kabuğun açığa çıktığı alan 400 km² genişlikte ve 7-8 km kalınlıktadır. Daha önceden yapılan petrolojik ve petrofiziksel çalışmalarla alanın yüzeylenmiş tam bir kabuk kesiti olduğu gösterilmiştir (Schenk 1984, Kern ve Schenk 1988). 30 km uzunluğundaki sismik profil ile P- ve S- dalgaları kullanılarak hem yüzeylenmiş fosil kabuğun hemde güncel kabuğun sismik yansıma ve kırılma özellikleri incelenmiştir (Çifçi 1993). Bu alıcı sistemi ile 2500 den fazla örneklenmiş veri elde edilmiştir. Şekil 3'de P- dalgalarının ilk varışları gösterilmiş ve ilk kırılma veri grubu oluşturulmuştur. P- ilk kırılmaların doğruluğu kabaca 0.010 sn olarak kestirilmiştir. Toplam 2204 ilk varış zamanı kullanılmıştır.

Grid ağında toplam 200 düğüm olup, grid aralığı sırasıyla 1.6 ve 0.5 km yatay ve düşey koordinatlarıdır. Doğrusal-olmayan ters çözüm yöntemi için ilk başlangıç modeli



Şekil 2. Verinin alındığı Kalabriya (Güney İtalya)'da temel jeolojik birimler üzerinde A, B, C, D, E, F, G, H ve I atış noktalarının konumu (Schenk 1990, Çifçi 1993).

Fig. 2. The data were collected in the Calabria (South Italy) area with the position of the shot points A, B, C, D, E, F, G and I on the main geological units (Schenk 1990, Çifçi 1993).



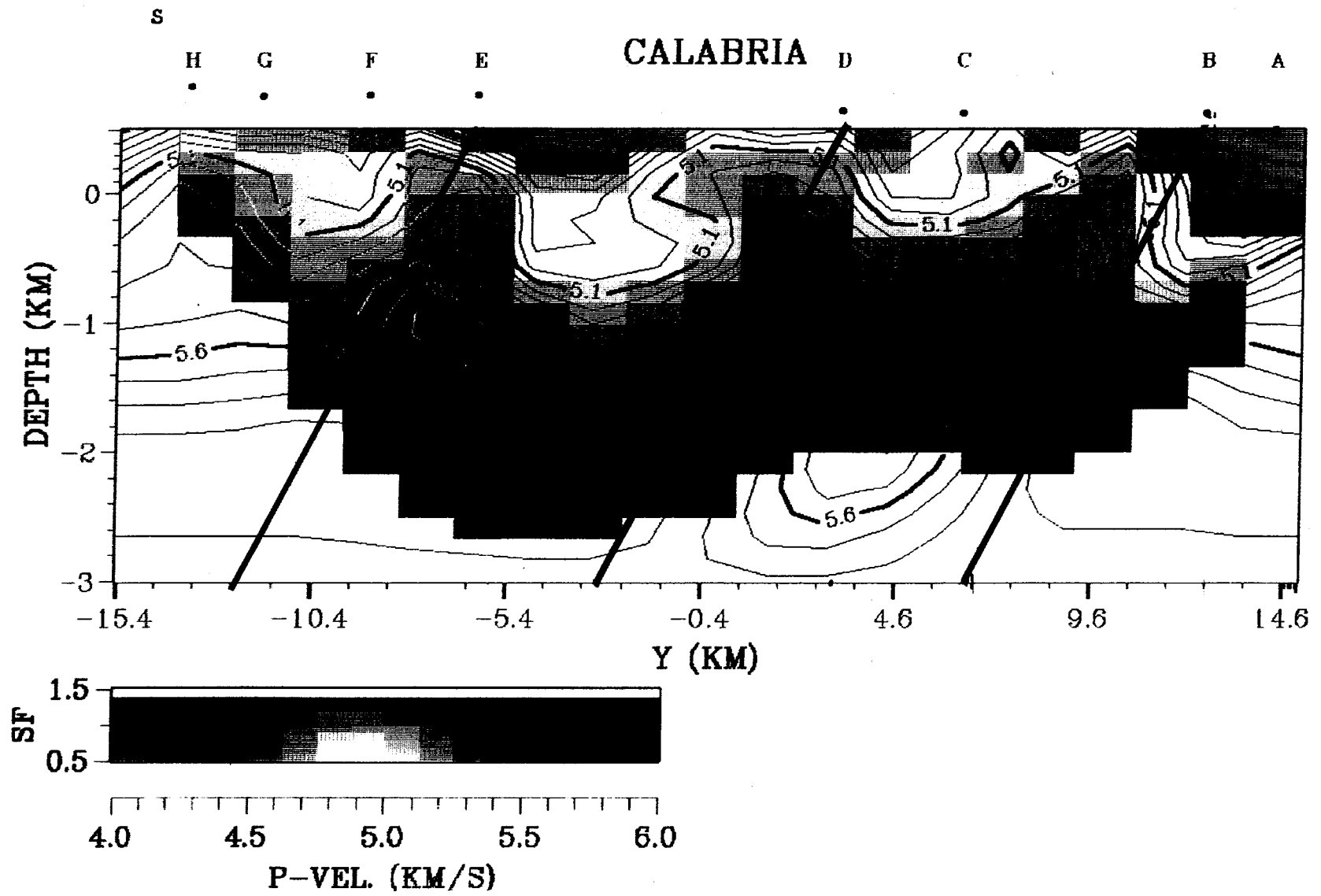
Şekil 3. Bütün atışlara (A, B, C, D, E, F, G, H ve I) ait P- dalgalarının ilk kırılmaları.

Fig. 3. First breaks of P- waves of all shots (A, B, C, D, E, F, G, H and I).

çok önemlidir. Basit olarak en iyi uyumu verecek model (yanal olarak homojen ve çift yanlı hız modeli) genelde en uygundur. Belirlenen 1B model başlangıç modeli olarak seçilmiştir. Üç yinleme çoğunlukla sonuç modele yakınsama için yeterli olmuştur. Çünkü daha sonraki yinlemlerde sonuç modelde çok büyük değişikliğin olmadığı görülmüştür. Kalıntı varış zamanları sönümlü en küçük kareler yöntemi ile başlangıç hız modeline eklenerek en küçük yapılmaya çalışılır. Algoritmada verilen doğrusal olmayan varış zamanlarının uygun yakınsaması için yinlemler gerekmektedir. Yakınsama oranı, sönümleme değış-

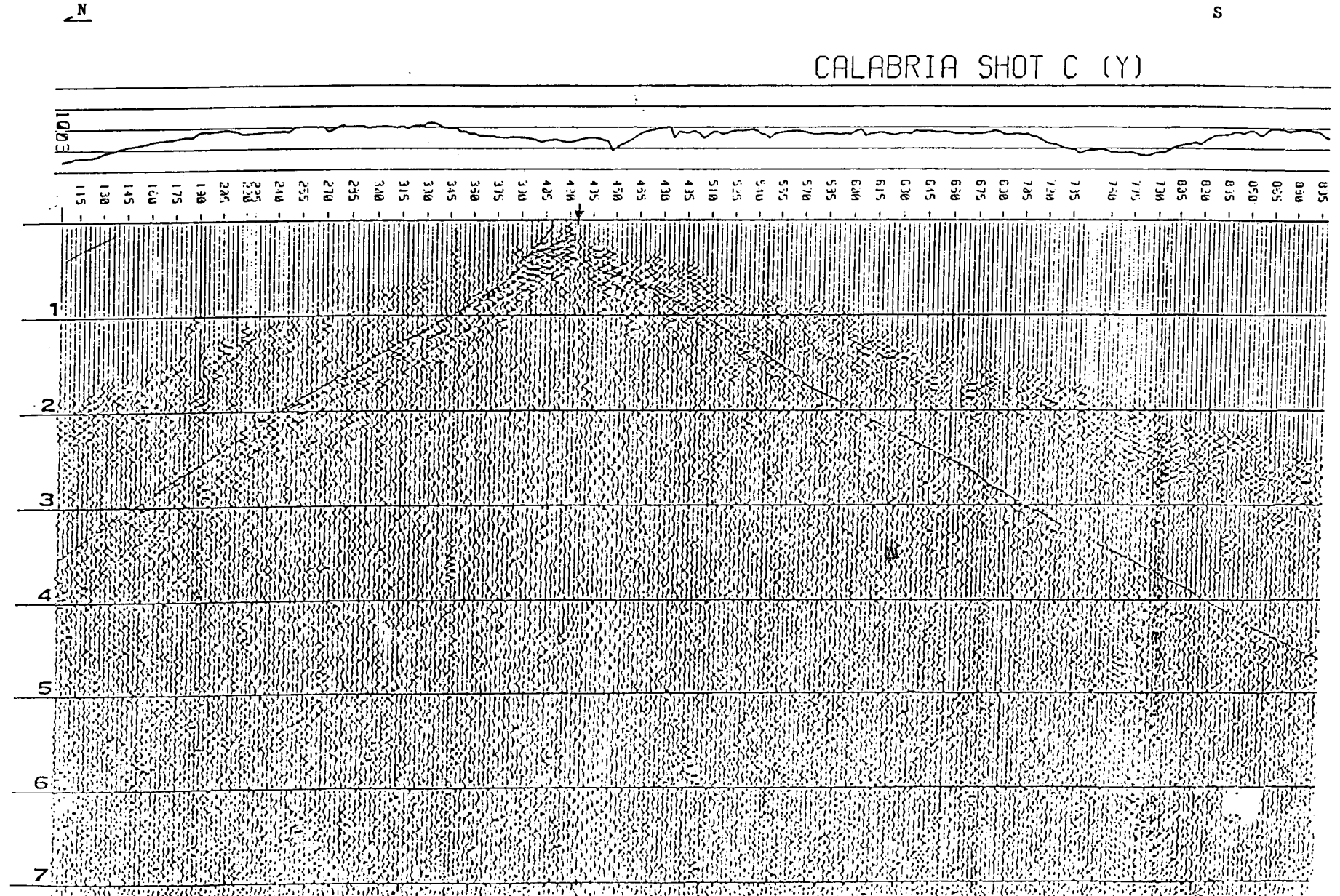
tirgeni ile kontrol edilir ve varış zamanlarının kısmi türevlerinin tekil matrisi ile dengelenir. Minimum RMS değerinin 0.020 den az olduğu durumlarda model seçilmiştir.

Kuzyedeki A atış noktası ile güneydeki H atış noktası arasındaki çözümlenmiş P- hız modeli Şekil 4'de görülmektedir. Atış noktası B Curinga-Grifalco (CF) fayının olduğu Hersinyen alt kabuğunun yüzeylendiği yerde yerleştirilmiştir. Burada P- hız modeli, (CF) kuzeye doğru yüzeye yakın yerde düşük hızlı (≤ 4 km/s) ani hız değişimini gösterir. Buradan CF fayının yanında göreceli olarak



Şekil 4. Tomografi sonucu elde edilen P- dalga hız modeli.

Fig. 4. P- wave velocity model of the result of tomographic calculation.



Şekil 5. Atış noktası C'ye ait S- arazi kaydı.

Fig. 5. S- field data of shot point C.

yüksek hız (B ve D atış noktaları arasında), jeolojik kesitin bitişik birimlerinden daha düşüktür. Bu jeolojik kesitte Schenk (1989) tarafından çoğunlukla metabazik kayalar az miktarda felsik granit (alt Granulit-Pyriklasit Birim) olduğu gösterilmiştir. Atış noktası D, az miktarda metabazik ve migmatik paragnays içeren metakarbonat kayalarla Metapelit birimin alt kısmında yerleştirilmiştir. Atış noktaları D ve F arasındaki yüzeye yakın kısımda oldukça düşük hız tabakası fakat 1 km den daha derinlerde (5.7 km/s konturun yanındaki kuvvetli düşey hız gradyanına dikkat ediniz) daha yüksek hız değeri vardır.

Son olarak Metapelit ve Dioritik Gnaysın altındaki birimlerdeki kontakta belirgin olan hızlar işaretlenebilir (5.1 ve 5.6 km/s hız konturları).

Gösterilmiş bulunan jeolojik kesit ile P- hız modeli arasında bire bir ilişkiden söz edilemez. Burada geometrik bir ilişkiden söz edilebilir. Laboratuvar, İtli İletim (Pulse-Transmission) aleti ile 1-2 Mhz doğal frekansta çalışan piezo elektrik gönderici (transduser) kullanılarak araziden alınan kayaç örnekleri üzerinde hızlar hesaplanmıştır (Kern ve Schenk 1988). Gerçekten de, aynı jeolojik birimlerden alınan örnekler üzerinde laboratuvar deneylerinden belirlenen hızlardan tomografi sonucu elde edilen hızlar düşüktür. Bu farklılık pek çok nedenden kaynaklanabilir. Örneğin, makroskopik ayrışmalar, sıvı varlığı ve kayaların üzerine binen düşük basınç sismik dalga hızını azaltabilir. Şekil 5'de pek çok atıştan sadece C noktasına ait olan S- arazi kayıtları görülmektedir. Şekil 6'da da tomografi sonucu bulunan S- hız modeli görülmektedir. P- hız modeli için elde edilen değerler S- için elde edilememiştir. Arazide yapılan sismik atışlar da S- için yapılan kayıtlar sınırlı kalmıştır. P ve S katlamasında farklı olup sadece A, C, D ve F atış noktalarından olan S- varışları kullanılabilmiştir. Algoritmada V_p/V_s bağlantısı da oluşturulamamıştır. Bunda hatalı S- ilk varışların okunması başlıca etkindir.

SONUÇLAR

Ayrımlık sınırları içerisinde jeolojik kesit ile P- hız modeli arasında iyi bir ilişki kurulmuştur. Çözümlenen hız modeli ile jeolojik birimlerin dokanakları 2.5 km derinliğe kadar tanımlanabilmiştir. Haritalanan dokanaklar ile çözümlenmiş hız modelleri arasında geometrik bir ilişkiden söz edilebilir. Bununla birlikte, model aracılığı ile elde edilen sismik hız değerlerinin jeolojik yapı içerisindeki hızlardan düşük olduğudur. Hızların düşük olması iki neden ile açıklanabilir. Birincisi, ilk kırılmalarda sabit bir okuma hatasının olması, bunun etkisi ile tomografi tekniğinde hız modellerinin düşük değerli olmasıdır. Bu okuma hatasının giderilmesi için ilk kırılmalar değişik kereler okunup yeni veri grupları oluşturulmuştur. Burada net okunamayan kayıtlarda, zamanlar öne alınarak ilk kırılmaların okuması tekrar yapılmış bulunuluyor. İkincisi de, sismik hızların yerinde (in situ) olarak ölçümüdür. Örneğin, ayrışma derece-

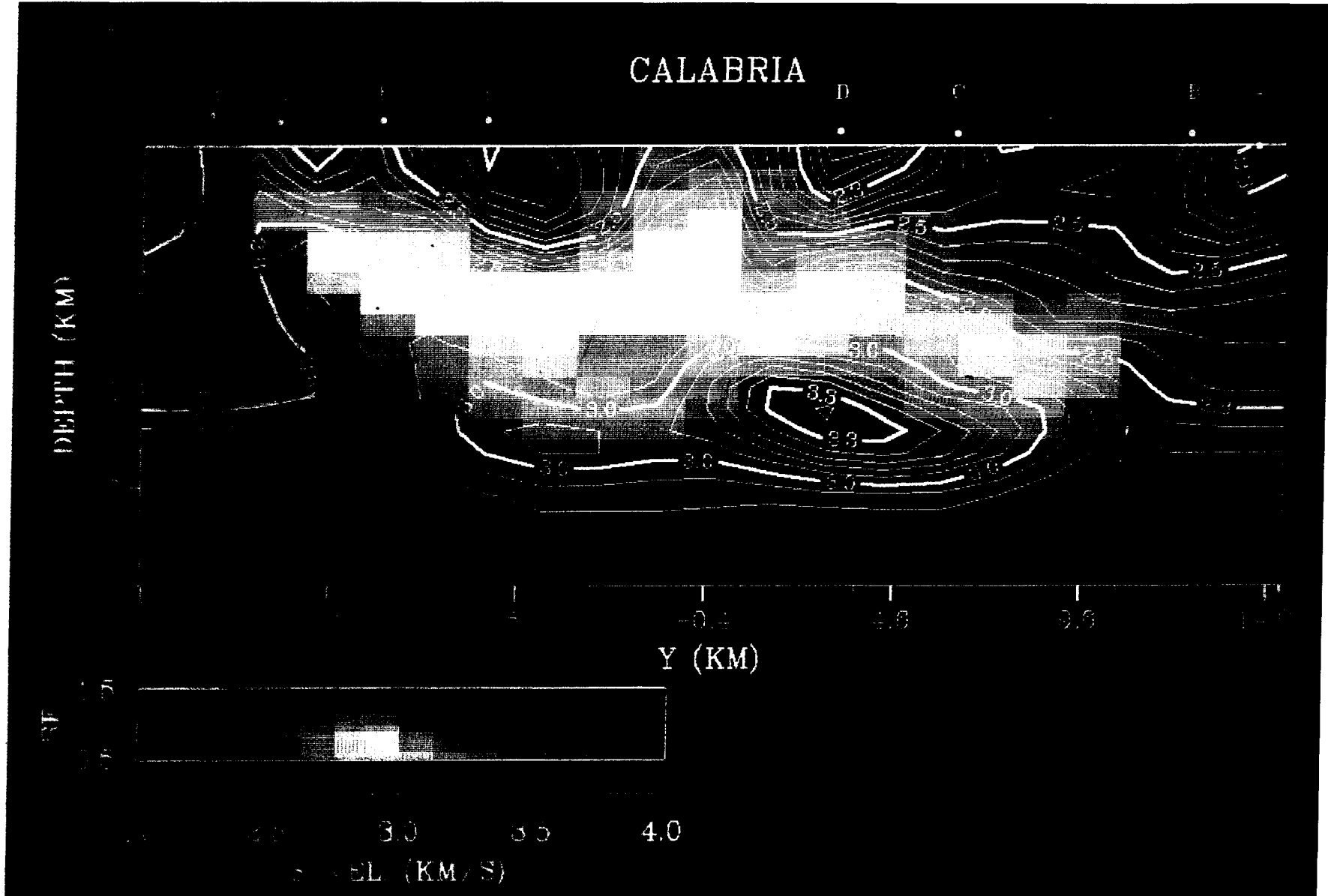
si, kayalarındaki sıvı miktarı ve gözeneklilik basıncı gibi fiziksel özellikler laboratuvar koşullarında yaratılamaz. Bu değiştirgenler sistematik bir hız değişimine yol açmış olabilir. Tomografi sonucu elde edilen hız değerleri, Işın İzleme modellemesinde kullanılabilir. Sismolojik veriler için hazırlanmış algoritma yapay kaynaklı sismik ortamlarda da başarılı sonuçlar vermiştir.

KATKI BELİRTME

Çalışmalar sırasında katkılarından dolayı Prof. Dr. Rinaldo Nicolich ve Doç. Dr. Mustafa Ergün'e teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Bartels, R.H., Beatty, J.C. and Barsky, B.A. 1987, An introduction to Splines for use in Computers Graphics and Geometry Modeling, Morgan Kaufmann Publishers, Los Altos, California.
- Cernobori, L., Çifçi, G., Lüschen, E., Nicolich, R., Persoglia, S. and Romanelli, M. 1990, Seismic Refraction-Reflection Investigation on Outcropping Lower Crust with P- and S-waves. 9. Convegno Nazionale, C.N.R.-Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma, Italy.
- Çifçi, G., Ergün, M. ve Nicolich, R. 1993, Derin Sismik Çalışmalar ve Kalabriya (Güney İtalya) Bölgesinin Tektonik Yapısı, Türkiye 13. Jeofizik Kurultayı, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara, Türkiye.
- Çifçi, G. 1993, Deep Seismic Crustal Studies: Case study from Calabria, Ph. D. Thesis, Dokuz Eylül University, İzmir.
- Firbas, P. 1987, Tomography from seismic profiles, in Seismic Tomography, G. Nolet, (Ed.). Reidel, Dordrecht.
- Kern, H. and Schenk, V. 1985, Elastic Wave Velocities in Rocks from a Lower Crustal Section in Southern Calabria (Italy), Physics of the Earth and Planetary Interiors, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam 40.
- Kern, H. and Schenk, V. 1988, A Model of Velocity Structure Beneath Calabria Southern Italy, Based on Laboratory Data, Earth and Planetary Science Letters, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam 87.
- Lancaster, P. and Salkuskas 1986, Curve and Surface Fitting, an Introduction, Academic, New York.
- Michellini, A. 1991, Seismological studies at Parkfield, Ph. D. Thesis, University of California, Berkley.
- Michellini, A. and Mc Evilly, T.V. 1991, Seismological studies at Parkfield: I. simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic B-splines parameterization, in press, Bull. Seism. Soc., Am.
- O'Connell, D.R. 1986, Seismic velocity structure and microearthquake source properties at the Geysers, California, geothermal area, Ph. D. Thesis, University of California, Berkley



Şekil 6. Tomografi sonucu elde edilen S- dalga hız modeli.

Fig. 6. S- wave velocity model of the result of tomographic calculation.

Pavlis, G.L. and Booker, J.R. 1980, The mixed discrete-continuous inverse problem: application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure, *J. Geophys. Res.* 85, 4801-4810.

Schenk, V. 1981, Synchronous Uplift of the Lower Crust of the Ivrea Zone and of Southern Calabria and its Possible Consequences for the Hercynian Orogeny in Southern Europe, *Earth and Planetary Letters*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

Schenk, V. 1984, Petrology of Felsic Granulites, Metapelites, Metabasites, Ultramafics and Metacarbonates from Southern Calabria (Italy): Prograde Metamorphism, Uplift and Cooling of a Former Lower Crust, part 1: *Journal of Petrology* 25, 255-298.

Schenk, V. 1990, The Exposed Crustal Cross Section of Southern Calabria, Italy: Structure and Evolution of a Segment of Hercynian Crust, in: Salisbury, M.H. Fountain, D.M. (eds.). *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust*.

Spencer, C. and Gubbins, 1980, Travel time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 63, 95-116.

Thurber, C.H. 1983, Earthquake locations and three-dimensional crustal structures in the Coyote Lake area, Central California, *J. Geophys. Res.* 88, 8226-8236.

EK

$$\rho_0(x) = \begin{cases} (1/4)h^{-3}(x-x_0)^3 - (6/4)h^{-1}(x-x_0) + 6/4 & x_0 \leq x \leq x_1; \\ (1/4)h^{-3}(x-x_1)^3 - (3/4)h^{-2}(x-x_1)^2 + & x_1 \leq x \leq x_2; \\ (-3/4)h^{-1}(x-x_1) + 1/4, & x_1 \leq x \leq x_2; \\ 0, & \end{cases} \quad (E1)$$

$$\rho_1(x) = \begin{cases} (-1/2)h^{-3}(x-x_0)^3 - (3/2)h^{-1}(x-x_0) & x_0 \leq x \leq x_1; \\ (3/4)h^{-3}(x-x_1)^3 - (6/4)h^{-2}(x-x_1)^2 + 1, & x_1 \leq x \leq x_2; \\ (-1/4)h^{-3}(x-x_2) + (3/4)h^{-2}(x-x_2)^2 + & \\ (-3/4)h^{-1}(x-x_2) + 1/4, & x_2 \leq x \leq x_3; \\ 0, & x_3 \leq x \leq x_N; \end{cases} \quad (E2)$$

$$\rho_i(x) = \begin{cases} (-1/4)h^{-3}(x-x_{i-2}), & x_{i-2} \leq x \leq x_{i-1}; \\ (-3/4)h^{-3}(x-x_{i-1})^2(x-x_{i-2}), & \\ + (3/4)h^{-1}(x-x_{i-1}) + 1/4, & x_{i-1} \leq x \leq x_i; \\ (3/4)h^{-3}(x-x_1)^3 - (6/4)h^{-2}(x-x_1)^2 + 1, & x_1 \leq x \leq x_2; \\ (-1/4)h^{-3}(x-x_2) + (3/4)h^{-2}(x-x_2)^2 + & \\ (-3/4)h^{-1}(x-x_2) + 1/4, & x_2 \leq x \leq x_3; \\ 0, & x_3 \leq x \leq x_N; \end{cases} \quad (E3)$$

$$\rho_{N-1}(x) = \begin{cases} 0, & x_0 \leq x \leq x_{N-3}; \\ (-1/4)h^{-3}(x-x_{N-3}), & x_{N-3} \leq x \leq x_{N-2}; \\ (-3/4)h^{-3}(x-x_{N-2})^3 + (3/4)h^{-2}(x-x_{N-2}) & \\ + (3/4)h^{-1}(x-x_{N-2}) + 1/4, & x_{N-2} \leq x \leq x_{N-1}; \\ (1/2)h^{-3}(x-x_{N-1})^3 - (3/2)h^{-2}(x-x_{N-1})^2 & \\ + 1, & x_{N-1} \leq x \leq x_N; \end{cases} \quad (E4)$$

$$\rho_N(x) = \begin{cases} 0, & x_0 \leq x \leq x_{N-2}; \\ (-1/4)h^{-3}(x-x_{N-2}), & x_{N-2} \leq x \leq x_{N-1}; \\ (-1/4)h^{-3}(x-x_{N-1})^3 + (3/4)h^{-2}(x-x_{N-1}) & \\ + (3/4)h^{-1}(x-x_{N-1}) + 1/4, & x_{N-1} \leq x \leq x_N; \end{cases} \quad (E5)$$