

Erzincan havzası ve dolayının üst-kabuk hız yapısının (1-B) belirlenmesi

Bülent KAYPAK*, Haluk EYİDOĞAN

İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34469, Ayazağa, İstanbul

Özet

Bu çalışmada, Erzincan havzası ve dolayına ait 1-B P- ve S- dalgası hız yapısının bulunması amaçlanmıştır. 13 Mart 1992 Erzincan depremine ($M_w=6.9$) ait 1548 artsarsıntının 22250 P- ve 10184 S- varış zamanı, çözümlenmeler için kullanılmıştır. Tüm veri grubu içerisinde GAP $<180^\circ$ ve en az 10 P- ve 5 S- fazına sahip artsarsıntılar seçilmiş olup 1-B hız yapısının hesaplanmasında VELEST isimli yazılım kullanılmıştır. Artsarsıntılar, 0-22 km derinlikte meydana geldiği için, bu aralıktaki katmanlar, ters çözüm sonucu daha iyi belirlenebilmiştir. Sonuç olarak; elde edilen 1-B hız modeli ile bölgenin altı farklı hız katmanına sahip olduğu bulunmuştur.

Anahtar Kelimeler: 13 Mart 1992 Erzincan depremi, 1-B hız yapısı, 1-B ters çözüm, yerel deprem çözümlenmesi.

Determination of upper-crust velocity structure (1-D) of the Erzincan basin and its surroundings

Abstract

In this study, we aimed to obtain upper-crust 1-D P- and S- wave velocity structure of the Erzincan basin and its surroundings and to find accurate hypocentral parameters. 22250 P- and 10184 S- arrival times that belong to 1548 aftershocks of the March 13, 1992 Erzincan earthquake ($M_w=6.9$) were used for calculations. The stations that have Telemetry, Geostras, MEQ, Reftek and MLR type recorders were consist of sismometers with both vertical and tree-components. VELEST was used to calculate minimum 1-D velocity structure of the region for both P- and S- wave. A subset of all data set was prepared by selecting well locatable aftershocks have GAP $<180^\circ$, least 10 P- and 5 S- phase readings. 979 aftershocks which have 17121 P- phases for P- velocity model and 926 aftershocks which have 16877 P- and 8384 S- phases for P&S velocity model were used for iterative simultaneous inversion computing. Since almost all earthquakes occurred a depth range 0-22 km in the upper-crust, thickness and velocity of the layers were determined more accurately in this depth range. As a result, it was found that the region has six different velocity layers at the end of the 1-D inversion. The calculated 1-D velocity model will be a initial model for 3-D tomography and also it will be able to used as a reference model for seismologic studies.

Keywords: 13 March 1992 Erzincan earthquake, 1-D velocity structure, 1-D inversion, local earthquake analysis.

*Yazışmaların yapılacağı yazar: Bülent KAYPAK kaypak@itu.edu.tr; Tel: (212) 285 63 47.

Bu makale, birinci yazar tarafından İTÜ Maden Fakültesi'nde tamamlanmış olan "Erzincan havzası 3-B hız yapısının yerel deprem tomografisi ile belirlenmesi" adlı doktora tezinden hazırlanmıştır. Makale metni 17.04.2002 tarihinde dergiye ulaşmış, 30.09.2002 tarihinde basım kararı alınmıştır. Makale ile ilgili tartışmalar 28.02.2003 tarihine kadar dergiye gönderilmelidir.

Giriş

Yerin üst kabuğuna ait sismik hız yapısı, farklı amaçlar doğrultusunda kullanılmak üzere çeşitli araştırmacılar tarafından bilinmek istenir. Depremleri doğru bir şekilde konumlandırmak için katman kalınlık ve hızlarının (*P*- ve *S*- dalgası için) doğru olarak bilinmesi önemlidir. Bu, özellikle sismotektonik problemlerde depremlerin yorumu ve kullanımı için gereklidir. Depremlere ait odaksal parametrelerin saptanması bir çeşit ters çözüm problemi ve gözlemsel seyahat zamanlarının kullanılmasıyla elde edilmektedir.

Yerküreye uygulanan sismik tomografi, doğrusal olmayan bir işlemdir (Pavlis ve Booker, 1983). Genellikle çözümler bir yer modeline göre doğrusallaştırılarak elde edilmektedir (Aki ve Lee, 1976; Nolet, 1978). Doğrusallaştırılmış ters çözümden elde edilen tomografik görüntüler, referans bir başlangıç modeline ve odak konumlarına birebir bağımlıdır (Michael, 1988; Van der Hilst ve Spakman, 1989; Van der Hilst v. diğ., 1991).

Yer içine ait çoğu hız modeli, karmaşık olmayan basit modellerden türetilmektedir. Daha sonra bu başlangıç modeli, gözlemsel ve hesaplanmış değerler arasındaki fark en küçük oluncaya kadar yeniden düzenlenir. Bu işlem, genellikle 1-B modelin 3-B ters çözüm için referans bir model olduğu sismik tomografik çalışmalarda izlenen bir yoldur (Kissling v. diğ., 1994).

Bu çalışmada, 13 Mart 1992 Erzincan depremi ($M_w=6.9$) artsarsıntıları üzerine uygulanan 1-B ters çözüm işlemleri tartışılmaktadır. İşlemlerde kullanılan artsarsıntılar beş farklı tipteki 58 geçici istasyon tarafından kaydedilmiştir. Doğru ve güvenilir odaksal parametreler, minimum 1-B model yaklaşımının (Kissling, 1988; Kissling v. diğ., 1994) uygulanması ile elde edilmiştir. Bu yaklaşım, odak parametreleri ile 1-B *P*- ve *S*- dalgası hız modellerinin bir arada yinelemeli eş zamanlı ters çözümünü içermektedir ve bu nedenle odak yeri ve hız arasında güçlü bir ödünleşmeye yol açmaktadır.

Jeolojik ve tektonik yapı

Erzincan ovasının kuzeyinde ve güneyinde farklı kayaçlar bulunmaktadır (Şekil 1). Kuzeyde en

altta ofiyolitik ve metamorfik kayaçlar vardır. Ofiyolit ve metamorfitlerden oluşan temele ait birimler, ofiyolit ve metamorfik çakıllı bir taban konglomerası ile başlayan transgresif çökel istifini tarafından açıl diskordansla örtülür. Bu istifin tabanındaki Liyas yaşlı kumtaşı ve konglomeraların üstünde açısız bir uyumsuzlukla Malm-Alt Kretase yaşlı sığ denizel kireçtaşları bulunur. Bunlar ise daha üstteki ince tabakalı, mikritik, derin denizel, Alt Kretase yaşlı çörtlü kireçtaşlarına geçerler (Tüysüz, 1990; Koçyiğit, 1990).

Erzincan ovasının güneyinde görülen en alt birim, büyük bir olasılıkla allokton birkaç dilimden oluşan ve tüm Toros kuşağının karakteristik birimi olan bir komprehensif karbonat istifidir. Bu istifin üzerinde uyumlu olarak duran Turoniyen-Üst Kampaniyen yaşlı pelajik mikritik kireçtaşları vardır. Bu birimler üzerine Üst Kampaniyen-Maastrichtiyen aralığında ofiyolitler yerleşmiş, böylece ofiyolit bloklulu derin denizel filiş tipi çökeller gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Koçyiğit, 1990).

Erzincan havzası ve yakın çevresinde, birbiri ile eşlenik geometri oluşturan Kuzey Anadolu Fay (KAF) kuşağı, Kuzeydoğu Anadolu Fayı (KDAF) ve Ovacık Fayı (OF) bu yörenin en önemli tektonik yapılarını oluşturmaktadır. Tarihsel depremlerin çokluğu bu üç ana fayın hareketleri ile yakından ilgilidir (Şekil 2).

KAF, Karlıova'dan başlayıp ve Yunanistan'a kadar devam eden, yaklaşık 1500 km uzunluğunda, doğrultu atımlı bir fay sistemidir. Genişliği yer yer birkaç metreden 40 km'ye kadar değişen ve parçalı bir çok kırıktan oluşan bir kuşaktır. Tarih boyunca bir çok yıkıcı depreme neden olduğu için Türkiye'nin en aktif ve en önemli fay sistemidir.

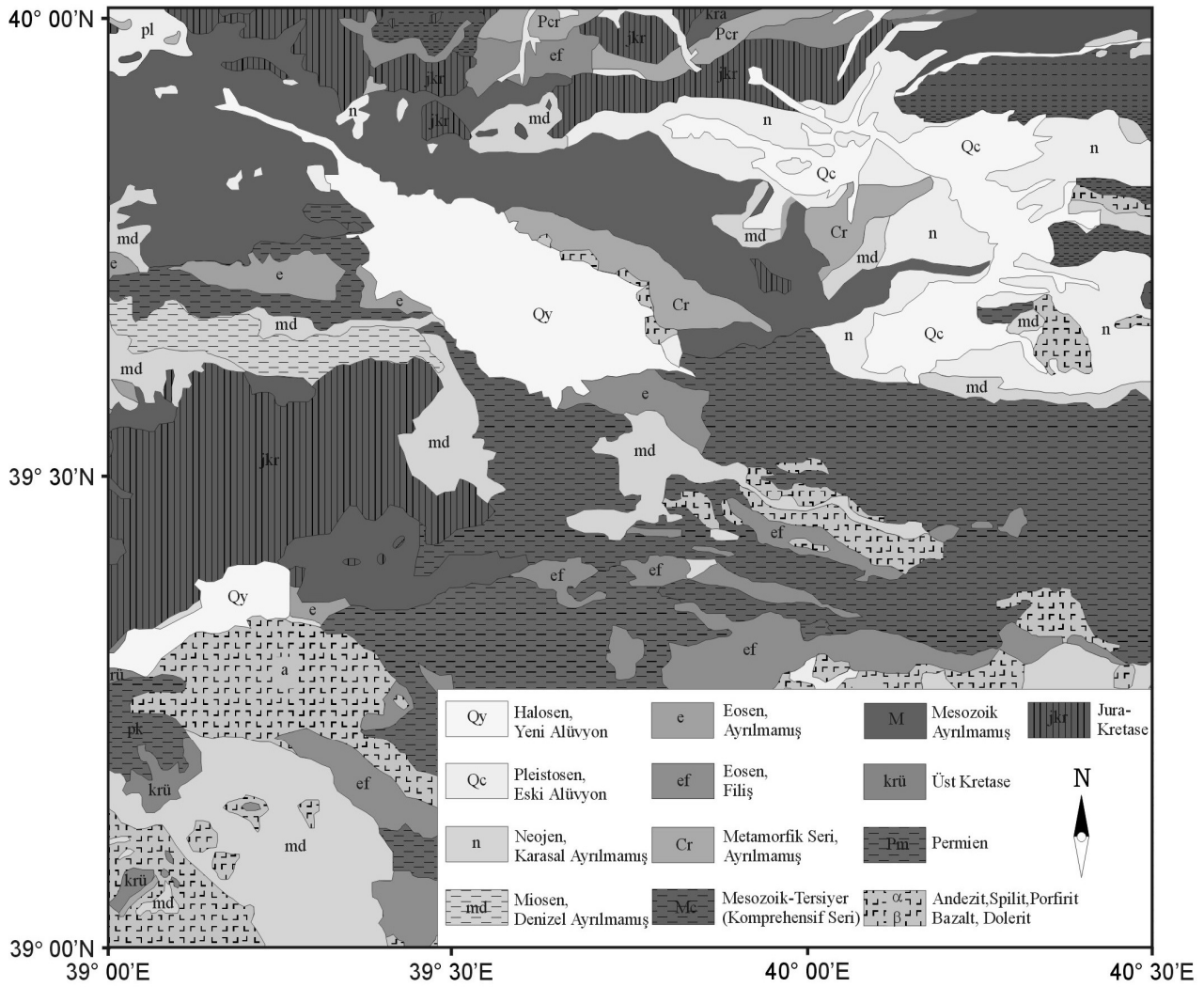
KAF, Erzincan çevresinde üç ana parçadan oluşmaktadır (Şekil 2), (Barka v. diğ., 1988; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bunlardan birincisi (F1), yaklaşık 115° azimutla Yedisu ve Erzincan havzaları arasında yer almakta olup bu parçanın batı yarısı Fırat vadisi boyunca uzanmaktadır (Şekil 2). İkinci parça (F2) havzanın kuzey kenarını sınırlar ve yaklaşık 125° azimuttadır.

Bu parçanın doğu yarısının morfolojik özellikleri bir çok yerde genç sedimanlar ve volkaniklerle örtülüdür. F1 ve F2 arasında yaklaşık 5 km'lik bir genişleme basamağı vardır. Basenin kuzeybatısında diğer bir parça (F3) bir önceki ile 20°'lik bir açı ile içe büküm yapacak şekilde (105° azimutta) batıya Suşehri-Gölova havzasına doğru uzanmaktadır.

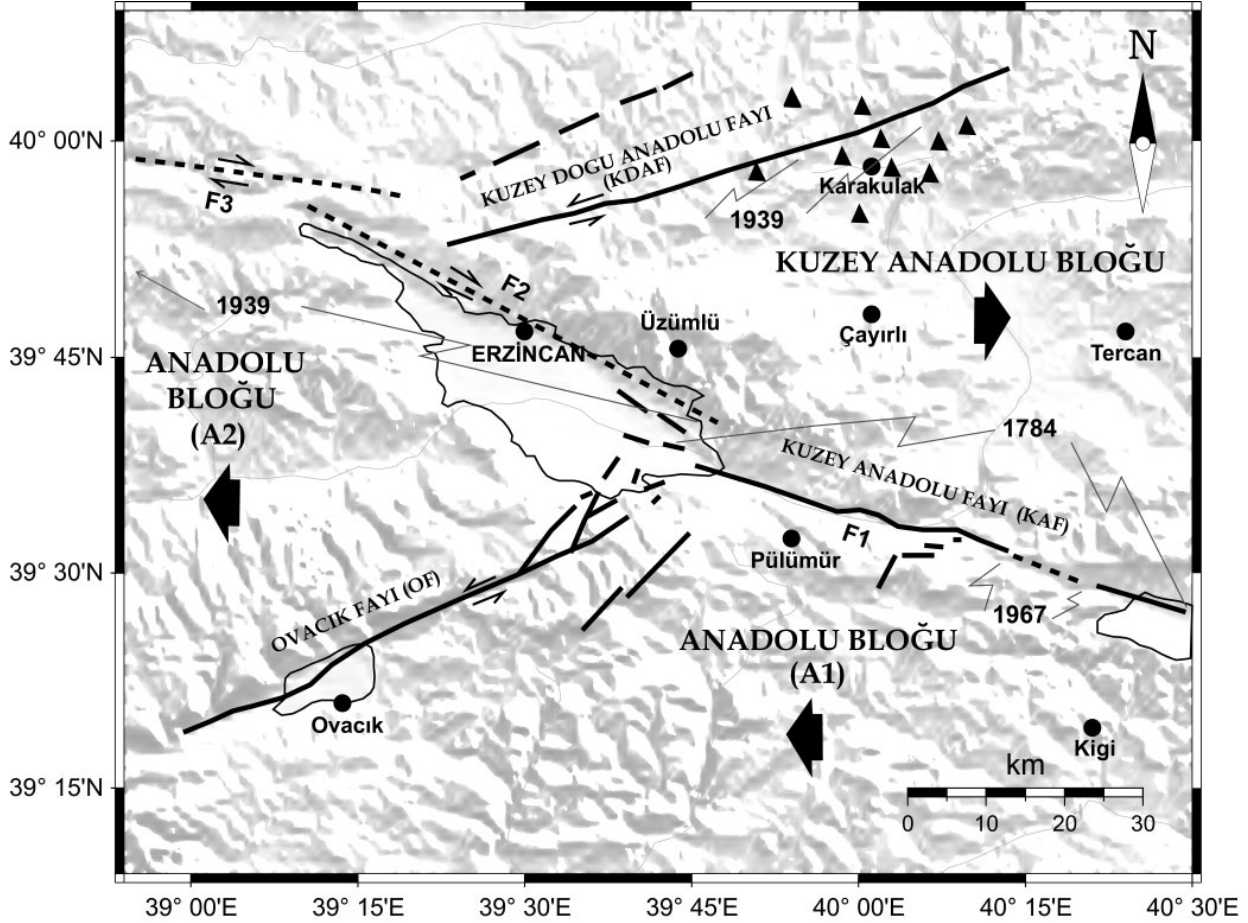
KD-GB uzanımlı sol-yanal Ovacık Fayı (OF) Erzincan havzasının güneydoğusunda KAF ile kesişmektedir (F1 ve F2) (Şekil 2). Erzincan havzası günümüzde F1 ve F2 arasındaki genişleme basamağı ve OF'un hareketi ile açılmaktadır (Barka ve Gülen, 1989) (Şekil 2). Erzincan ve çevresini etkileyen diğer bir fay ise KD-GB

doğrultulu KDAF'dır (Tatar, 1978). Bu fay kuzeybatıya doğru geniş bir zon olarak uzanır ve sol yanal artı bindirme karakterindedir (Şekil 2).

Erzincan havzasının kuzey kenarı boyunca sıralanan küçük volkanlar, genellikle bazik lav, tüf ve cürüflardan oluşmaktadır. Bazıları perlit de içermektedir. Ovanın Kuvaterner birikintileri arasından yükselen bu küçük volkanların fazlaca aşınmamış olmaları ve kabaca bir çizgi boyunca dizilmiş bulunmaları, bunların KAF'a bağlı olarak meydana gelmiş Kuvaterner yaşlı volkanlar olduğunu göstermektedir (Tatar, 1978; Barka ve Gülen, 1989). Bu volkanlar ve ısı yükselimleri, yüksek ısı akısını ve kabuğun incelmelerini işaret etmektedir (Aydın ve Nur, 1982).



Şekil 1. Erzincan ve dolayına ait genel jeoloji haritası (Maden Tetkik ve Arama, 1964'den yeniden düzenlenerek).



Şekil 2. Erzincan havzası çevresindeki etkin faylar ve bu faylar ile ilişkili büyük depremler (Barka ve Eyidoğan, 1993'den yeniden düzenlenerek).

Veri

Bu çalışmada kullanılan veri, geçici istasyon ağından elde edilen yerel depremlere ait *P*- ve *S*-dalgası varış zamanlarıdır. 13 Mart 1992 Erzincan depremi sonrası, yurt içi ve yurt dışından olmak üzere çeşitli araştırma grupları tarafından, bölgeye çok sayıda deprem kayıtcısı yerleştirilmiş ve belirli bir süre çalıştırarak veri toplanmıştır (Şekil 3). Bu çalışmada, Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi (DAD)-Frankfurt Üniversitesi (FÜ), İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü (İTÜ)-Fransa Strasbourg Yer Fiziđi Enstitüsü (IPGS) ve Paris Yer Fiziđi Enstitüsü (IPGP) araştırma gruplarının istasyon ağlarından elde edilen veriler kullanılmıştır.

Aletsel özellikler

DAD-FÜ istasyon ađı

Frankfurt Üniversitesi (Forschungs Zentrum Potsdam) ve Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi (Ankara) tarafından depremden

sekiz gün sonra bölgeye kurulan 10 adet geçici istasyon analog istasyon ile kayıtlar alınmıştır (Grosser v. diğ., 1998). Tüm istasyonlarda, Frankfurt Üniversitesi'nde tasarlanan düşey bileşenli ve kısa periyotlu sismometreye sahip (MARK L4, $f_s=1$ Hz.) MLR (Mobile Longtime Recording) türü kayıtcılar kullanılmıştır. Bunlar, dinamik aralığı 66 dB olan manyetik teypler üzerine sürekli kayıt yapan aletlerdir. Tüm istasyon saatleri, radyo zaman sinyali (DCF) (75 KHz) tarafından sürekli ayar edilmekte ve 10 milisaniye gibi bir doğrulukta tutulmaktadır.

İTÜ-IPGS istasyon açı

Bölgeye yerleştirilen toplam 25 adet çeşitli türde geçici istasyon ile 30 Mart-22 Nisan 1992 tarihleri arasında 2000'e yakın artsarsıntı kaydı alınmıştır. (Eyidoğan ve Cisternas, 1992; Cisternas v. diğ., 1992). Bu istasyonlardan 9 adedi telsiz bağlantılı (telemetrik), 8 adedi GEOSTRAS ve kalan 8 adedi de MEQ-800 türü kayıtcılardan oluşmaktadır (Şekil 3).

tarafından üretilmiş analog teyp kayıtcı sistemli LENNARTZ 5800'dir. Bunlar, örnekleme aralığı 125 Hz olan MARK yapımı 1 Hz'lik L4C sismometreleri ile donatılmışlardır. Bunların yanı sıra, 16 bitlik sayısal kayıtcıya sahip 200 Hz örnekleme aralığı olan ve 2 Hz'lik MARK yapımı L22 sismometresi bulunan 4 adet REFTEK aleti de yerleştirmişlerdir.

Farklı çalışma gruplarının elde ettiği verileri birlikte değerlendirebilmek için öncelikle farklı kayıtcı ve istasyon ağlarından elde edilen bu veriler birleştirilmiştir. Başlangıçta İTÜ, IPGS ve IPGP gruplarına ait verilerin faz okumaları tek bir veri dosyası halinde önceden oluşturulmuş ve ilk yer bulma işlemlerinde kullanılmıştır. Daha sonra elde edilen DAD-FÜ grubuna ait faz okuma verisi ise hali hazırdaki veri seti ile birleştirilmiştir.

İlk veri setinde (İTÜ-IPGS, IPGP) toplam 1220, ikinci veri setinde (DAD-FÜ) ise toplam 505 adet depreme ait faz okuması yapılmış ve birleştirme işlemi sonucu her iki veri setinden toplam 164 ortak deprem birleştirilerek 1561 depremden oluşan yeni veri seti oluşturulmuştur. Bu yeni veri setinden toplam 22291 *P*- ve 10192 *S*- fazı okuması elde edilmiştir.

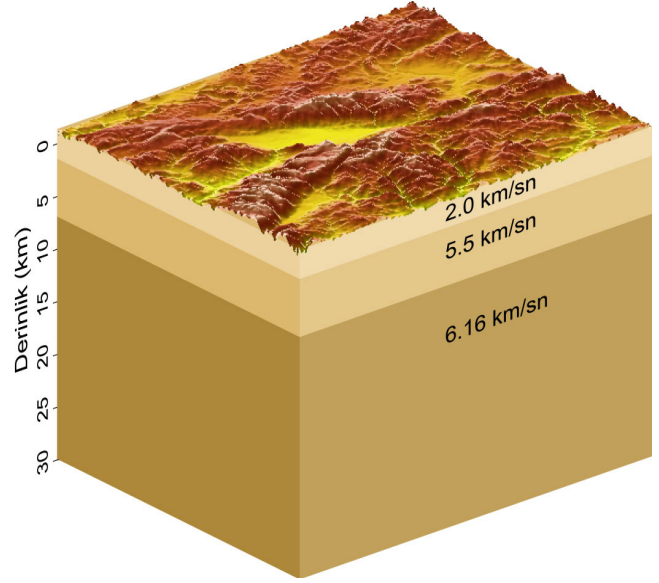
Hazırlanan yeni veri seti ve istasyon bilgileri, Şekil 4'de verilen basit hız yapısı ile birlikte HYP2000 (Klein, 2000) adlı fortran yazılımı kullanılarak tüm artsarsıntılara ait yer bulma işlemi yapılmıştır. Bu işlem sonucu 1548 depremin yeri belirlenmiş ve toplam 22250 *P*- ve 10184 *S*- fazı okuması olduğu saptanmıştır.

Yöntem

Bir sismik dalgaya ait seyahat zamanı ($t_{göz}$), deprem odağı ile istasyon arasındaki yol boyunca, istasyon koordinatlarının (s), oluş zamanı ile odağa ait koordinatları içeren odaksal parametrelerin (h) ve sismik hızların (m) doğrusal olmayan bir fonksiyonudur (Kissling v. diğ., 1994).

$$t_{göz} = f(s, h, m) \quad (1)$$

Bir varış zamanı veri setinden, bütün depremlere



Şekil 4. İlk yer bulma işlemi için kullanılan üç katmanlı basit hız modeli.

ait bilinmeyen odaksal parametreleri ile hız parametrelerinin saptanması, “odak-hız modeli ödünleşmesi” olarak bilinir. Bir depremden elde edilen varış zamanlarına ait veri seti ile tahmini odak yerinin ve bir başlangıç hız modelinin kullanılmasıyla:

$$t_i = \partial f / \partial t \cdot \Delta t_0 + \partial f / \partial x \cdot \Delta x_0 + \partial f / \partial y \cdot \Delta y_0 + \partial f / \partial z \cdot \Delta z_0 + \sum_{k=1}^n \partial f / \partial m_k \cdot \Delta m_k \quad (2)$$

gibi bir denklem sistemi elde edilir. Burada t_i ($i=1, \dots, n_{göz}$), i .nci seyahat zamanı rezidüelini, $n_{göz}$ ise bu deprem için toplam gözlem sayısını vermektedir. Bir deprem için elde edilen bu denklem sistemi, matris gösterimi şeklinde yazılabilir:

$$\mathbf{t} = \mathbf{A} \cdot \mathbf{d} \quad (3)$$

Burada \mathbf{t} , seyahat zamanı rezidüelleri vektörü; \mathbf{A} , kısmi türevler matrisi; \mathbf{d} ise odaksal ve hız modeli parametrelerinin düzeltme vektörüdür. Hız parametrelerinin, (2) eşitliğine fazladan bir bilinmeyen olarak girmesi, denklem sisteminin depremler için eş zamanlı olarak çözülmesini gerektirmektedir. Bu formülasyon, toplam gözlem sayısının ($n_{göztop}$) toplam bilinmeyen sayısından fazla olduğu durumlar için geçerlidir.

Düzeltilmelerle elde edilemeyen seyahat zamanı rezidüellerinin arta kalan kısmının, hata vektörü olarak bilinmeyen parametrelere eklenmesiyle (4) bağıntısı elde edilir.

$$\mathbf{t} = \mathbf{A} \cdot \mathbf{d} + \mathbf{e} \quad (4)$$

t_i ve $e_i : i = 1, \dots, n_{\text{göztop}}$

$\mathbf{d} = (\partial h_{1, \dots, j}), j = 1, \dots, 4$

n_{dep} : Toplam deprem sayısı;

n : Toplam bilinmeyen hız modeli parametrelerinin sayısı;

i : Gözlemler (seyahat zamanı rezidüeli) için sıra;

\mathbf{e} : Zamanlama ve doğrusallaştırma hataları içeren vektör.

tanımlamalarıyla \mathbf{A} matrisi:

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_i}{\partial h_{1,j}} & 0 & 0 & \frac{\partial t_i}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial t_i}{\partial m_n} \\ 0 & \dots & 0 & \frac{\partial t_i}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial t_i}{\partial m_n} \\ 0 & 0 & \frac{\partial t_i}{\partial h_{n_{\text{dep}},j}} & \frac{\partial t_i}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial t_i}{\partial m_n} \end{bmatrix} \quad (5)$$

Odaksal Parametreler
Model Parametreleri

halini alır. (5) eşitliğinde tanımlanan kısmi türevler matrisi, şekil olarak iki kısma ayrılabilir:

$$\mathbf{A} = \mathbf{H} + \mathbf{M} \quad (6)$$

Burada, \mathbf{A} tüm kısmi türev elamanlarının oluşturduğu matris, \mathbf{H} odaksal parametrelere karşılık gelen seyahat zamanı kısmi türevlerinin matrisi ve \mathbf{M} ise hız modeli parametrelerine karşılık gelen seyahat zamanı kısmi türevlerinin matrisidir. Bu şekilde basit iki matrise ayrıştırma işleminden daha önemli bir sonuç ise, ödünleşmiş ters çözüm probleminin iki ayrı ters çözüm problemi olarak ayrılabilmesidir.

$$\mathbf{Ad} = \mathbf{Hh} + \mathbf{Mm} \quad (7)$$

Hata vektörü ile birlikte (7) bağıntısı:

$$\mathbf{t} = \mathbf{Hh} + \mathbf{Mm} + \mathbf{e} = \mathbf{Ad} + \mathbf{e} \quad (8)$$

şeklinde yazılabilir (Kissling, 1988; Kissling v. diğ., 1994). Burada:

\mathbf{t} : seyahat zamanı rezidüelleri vektörü (gözlemsel ve hesaplanmış seyahat zamanları arasındaki fark),

\mathbf{H} : odaksal parametrelere karşılık gelen seyahat zamanı kısmi türevlerinin matrisi,

\mathbf{h} : odaksal parametrelere ait düzeltme vektörü,

\mathbf{M} : model parametrelerine karşılık gelen seyahat zamanı kısmi türevlerinin matrisi,

\mathbf{m} : hız parametrelerine ait düzeltme vektörü,

\mathbf{e} : seyahat zamanlarının hata vektörü. (Gözlemsel seyahat zamanlarının belirlenmesindeki hataları, istasyon koordinatlarındaki hataların neden olduğu t_{hes} 'deki hataları, yanlış hız modeli ve odaksal parametrelerin kullanımından ileri gelen hataları ve doğrusallaştırmadan kaynaklanan hataları içermektedir.)

\mathbf{A} : tüm kısmi türevler matrisi,

\mathbf{d} : odaksal ve model parametrelerinin düzeltme vektörüdür.

Erzincan havzası ve dolayının 1-B hız yapısı

1-B P- Hız Modeli

Minimum 1-B hız modelinin hesabı için, iyi bir veri setine ihtiyaç vardır. Bilinen herhangi bir yer bulma işlemi sonucu elde edilmiş ve her bir depreme ait odak koordinatlarını, oluş zamanlarını ve her bir istasyondaki varış zamanlarını içeren bu veri setindeki olayların çok iyi yer bulunabilir özellikte olması gerekmektedir. Yani, azimutal boşluklarının (GAP) yeterince küçük ve gözlem sayısının çok fazla olması, veri kalitesinin belirlenmesinde ilk ve temel ölçüt olmaktadır.

Çalışma bölgesine ait 1-B hız modelinin elde edilmesinde ve ayrıca odaksal parametreler ile istasyon düzeltilmelerinin hesaplanmasında, eş zamanlı ve yinelemeli ters çözüm yapan VELEST (Kissling v. diğ., 1994, 1995) adlı fortran yazılımı kullanılmıştır. VELEST yazılımı, deprem yer bulma işlemi ve sismik tomografi için 1-B hız modelleri elde etmek amacıyla tasarlanmış bir programdır (Kissling, 1988; Kissling v. diğ., 1994). VELEST programı için üç temel veriye ihtiyaç

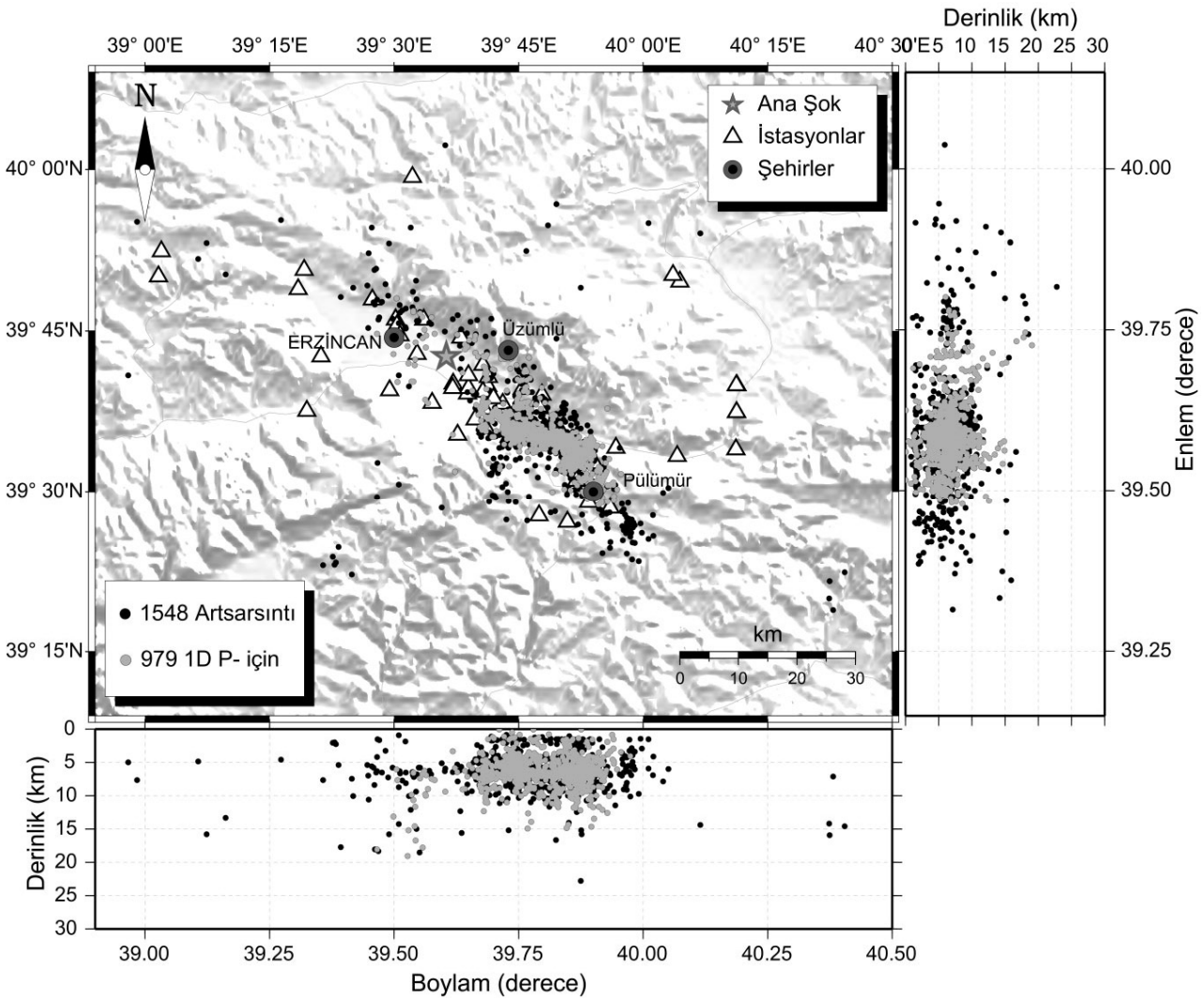
vardır. Bunlar:

- 1) Odak-istasyon arası seyahat zamanları,
- 2) İstasyon düzeltmeleri,
- 3) Başlangıç hız modelidir.

HYP2000 yer bulma algoritması ile elde edilen 1548 artsarsıntı arasından, azimutal boşluğu $GAP < 180^\circ$ olan ve en az 10 P -dalgası fazı gözlenmiş 979 artsarsıntı, 1-B P - dalgası hız modelinin hesaplanması için seçilmiştir (Şekil 5). Şekil 5'te de görüldüğü gibi seçilen artsarsıntılar, azimutal dağılım koşulundan dolayı genellikle istasyon ağının içerisine düşmekte ve yatay yönde çok fazla bir saçılım göstermemektedirler. Ayrıca seçilen artsarsıntılarının hem enlem hem de boylamdaki düşey kesitleri de

çıkarılarak odak noktalarının derinlik dağılımları elde edilmiştir (Şekil 5). Bu kesitlere göre, artsarsıntılarının ortalama 6-7 km gibi sığ bir derinlikte meydana geldiği ve en derin odak noktasının 20 km'yi geçmediği saptanmıştır.

Seçilen verilerle bölgenin ortalama bir sismik hız yapısı hakkında bilgi edinmek için artsarsıntılarının zaman-uzaklık ilişkilerine bakılmıştır. Şekil 6'da verilen zaman-uzaklık grafiklerine göre, $V_P = 6.41$ km/sn ve $V_S = 3.54$ km/sn olarak hesap edilmiştir. Bu hızlardan V_P/V_S oranı ise 1.81 olarak bulunmuştur. Zaman-uzaklık grafiklerinden de görüleceği gibi; S - fazı, P - fazına göre daha geniş bir bant içerisinde yer almaktadır. Bunun nedeni, P - fazının kuyruğu ile S - fazının başlangıcının girişime uğraması sonucu

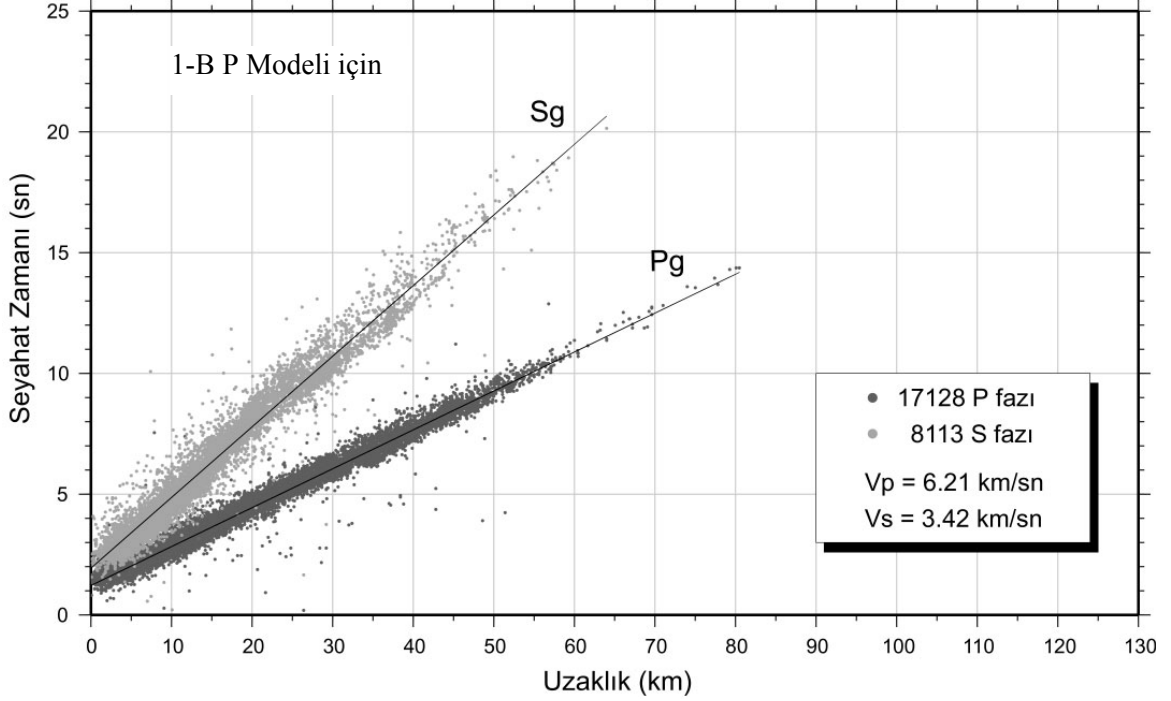


Şekil 5. 1-B P -hızı ters çözümü için tüm veri (siyah daireler) içerisinde belirli sınırlamalara göre seçilmiş artsarsıntılar (gri daireler).

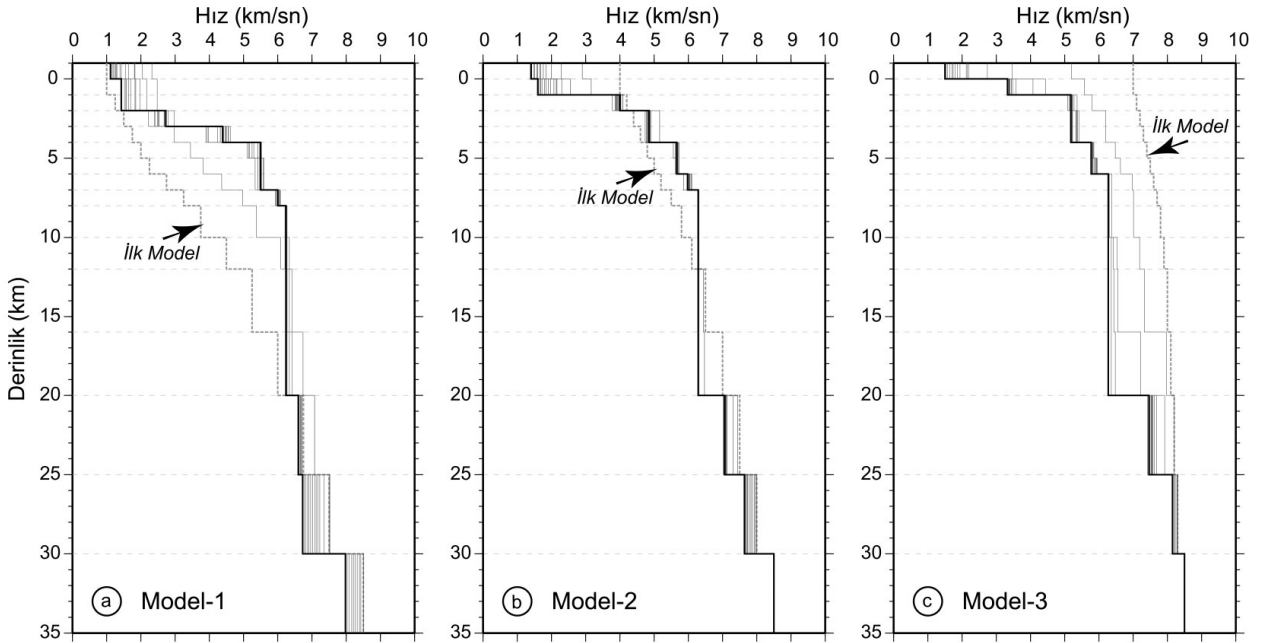
S- varış zamanlarının duyarlı okunamamasıdır. Başlangıç hız modeli için farklı hız aralıklarına sahip üç adet model oluşturulmuş ve deneme-yenilme yöntemi ile katman kalınlık ve hızlarının hangi değerler arasında değiştiği saptanmaya

çalışılmıştır (Şekil 7). Modeller, bölgenin kabuk yapısı da dikkate alınarak, 0-35 km arasında hazırlanmıştır.

979 artsarsıntıdan elde edilen 17121 P- fazı

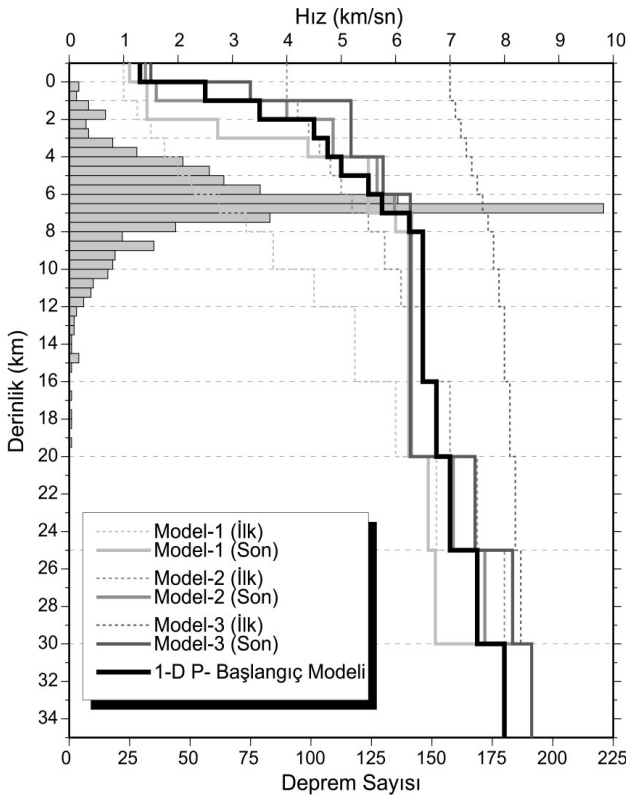


Şekil 6. 1-B P- hızı ters çözümü için seçilmiş 979 artsarsıntıya ait P- ve S- fazı zaman-uzaklık grafikleri.



Şekil 7. 1-B başlangıç hız modelinin değişim aralığının belirlenebilmesi için hazırlanan üç farklı hız modeli (gri renkli çizgiler) ve ters çözümle elde edilen sonuç modeller (siyah çizgiler).

seyahat zamanı ve üç farklı hız modeli ile her biri 9 yineleme sayısından oluşan 15 işlem adımıyla ters çözüm yapılmış ve Şekil 8'de işlem adımı sonrası bulunan sonuçlar (hız parametreleri, odaksal parametreler ve istasyon düzeltmeleri), bir sonraki işlem adımında giriş verisi olarak alınmıştır. Tüm hesaplamalar sonucunda en küçük RMS (karekök ortalama) değerine sahip işlem adımı ve yineleme sayısı araştırılmış ve bu değerlere göre model-2, diğer modellere oranla sonuca daha kısa bir işlem adımı ve yineleme sayısında yakınsadığı bulunmuştur.



Şekil 8. Üç farklı hız modelini (kesikli çizgiler) 1-B ters çözümünü sonucu elde edilen sonuç modelleri (düz çizgiler). Yeni 1-B P- başlangıç hız modeli kalın siyah çizgi ile gösterilmektedir.

Ters çözüm sonrası elde edilen 1-B modellerin, başlangıçtaki değerlerinden uzaklaşarak birbirine oldukça yakınsadıkları ve farklı hız gradyentine sahiplerken, işlemler sonrası hemen hemen aynı gradyent değerlerini aldıkları görülmektedir (Şekil 8). Şekil 8'deki derinlik dağılım histogramından da görüleceği üzere, 0-4 km arası sığ derinliklerde veri azlığından ve sedimanter havzanın etkisinden dolayı, hız değerlerinde

bir yakınsama görülmemektedir. 4-8 km arasında kısmen, 8-20 km derinlikler arasında ise tamamen bir yakınsama söz konusudur. 20 km den sonra herhangi bir veri olmadığı için bu kısma ait derinlik ve hız parametreleri çözülememektedir. Aslında burada önemli olan, modellere ait katmanların mutlak hızları değil gradyentleridir. Elde edilen bu sonuçlara göre aynı hız aralıkları içerisinde kalan ve hemen hemen aynı gradyente sahip bir 1-B P- başlangıç hız modeli hazırlanabilir. Şekil 8'de kalın siyah çizgi ile gösterilen model, diğer üç modelin çözüm sonuçlarına göre hazırlanmış 1-B P- başlangıç hız modelidir. Böylece yeni model, deneme-yanılma sonucu bulunmuş modellerin hız ve kalınlık değerleri arasında yer almaktadır.

1-B P- başlangıç modeli, ilk veri seti ve istasyon düzeltmeleri ile birlikte aynı yineleme parametreleri kullanılarak yeni bir ters çözüm işlemine başlanmıştır. 10 işlem adımı sonrası elde edilen yeni model güncellenmiş 1-B P- hız modeli olarak adlandırılmaktadır. Başlangıç ve güncellenmiş hız modelleri arasında önemli bir değişim gözlenmemiş ve 20 km'den daha derin katmanlar yine veri yetersizliğinden dolayı çözülemeyen aynen kalmıştır.

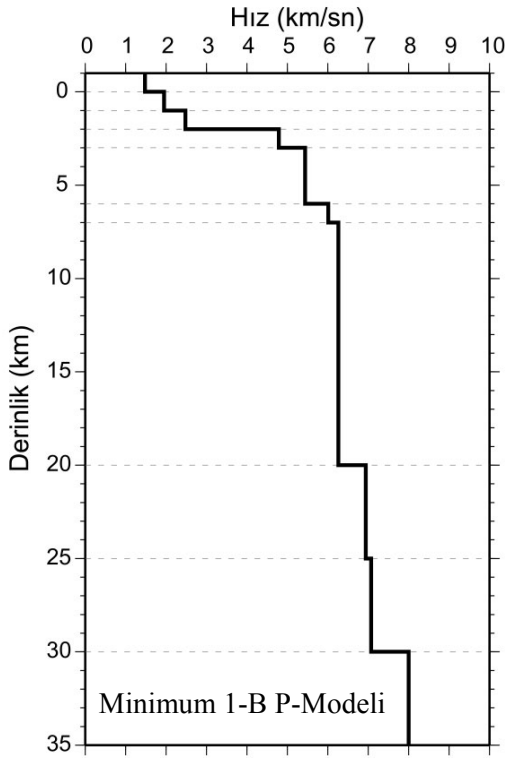
Elde edilen son güncellenmiş 1-B P- hız modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak, HYP2000 algoritmasıyla tekrar deprem yer bulma ve seçme işlemi yapılmıştır. Bunun sonucunda ilk veri setinden daha fazla artsarsıntının (1043) veriye katıldığı görülmüştür.

Eleme sonrası elde edilen 1043 artsarsıntı ve 17852 P- fazı okumasından oluşan yeni veri seti, bu kez esas bulunmak istenen minimum 1-B P- hız modelini hesaplamak için, eş zamanlı yineleme işlemine sokulmuştur. Bu ters çözüm işlemlerinde, ilkinin tersine, en son bulunan istasyon düzeltmeleri de kullanılmıştır. Seçilen yeni veri seti ile hesaplanmış minimum 1-B P- hız modeli Şekil 9'da görülmektedir. Bölgeye ait 1-B P- hız modeli bulduktan sonraki aşama ise yine aynı bölgenin 1-B S- hız modeli bulmak olacaktır.

1-B S- Hız Modeli

Minimum 1-B P- hız modelinin ters çözümü ve kontrolünden sonra, minimum 1-B P&S modelinin

hesabı için S - faz okumaları da veriye eklenmiştir. Ters çözüm işlemlerine başlamadan önce, hesaplanan minimum 1-B P - hız modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak, VELEST yazılımı yardımıyla yeni bir deprem yer bulma işlemi yapılmış ve bunun sonucunda yeni P - ve S - okumaları seçilmiştir. Burada; yer bulma işlemi için HYP2000 yerine VELEST algoritmasının kullanılmasının nedeni, VELEST'in istasyon yüksekliklerini dikkate almasından dolayı, son bulunacak olan koordinat ve derinliklerin olabildiğince gerçeğe yakın istenmesidir. Aksi durumda odak derinlikleri gerçek pozisyonlarından daha sığ bir yerlerde olacaktır.



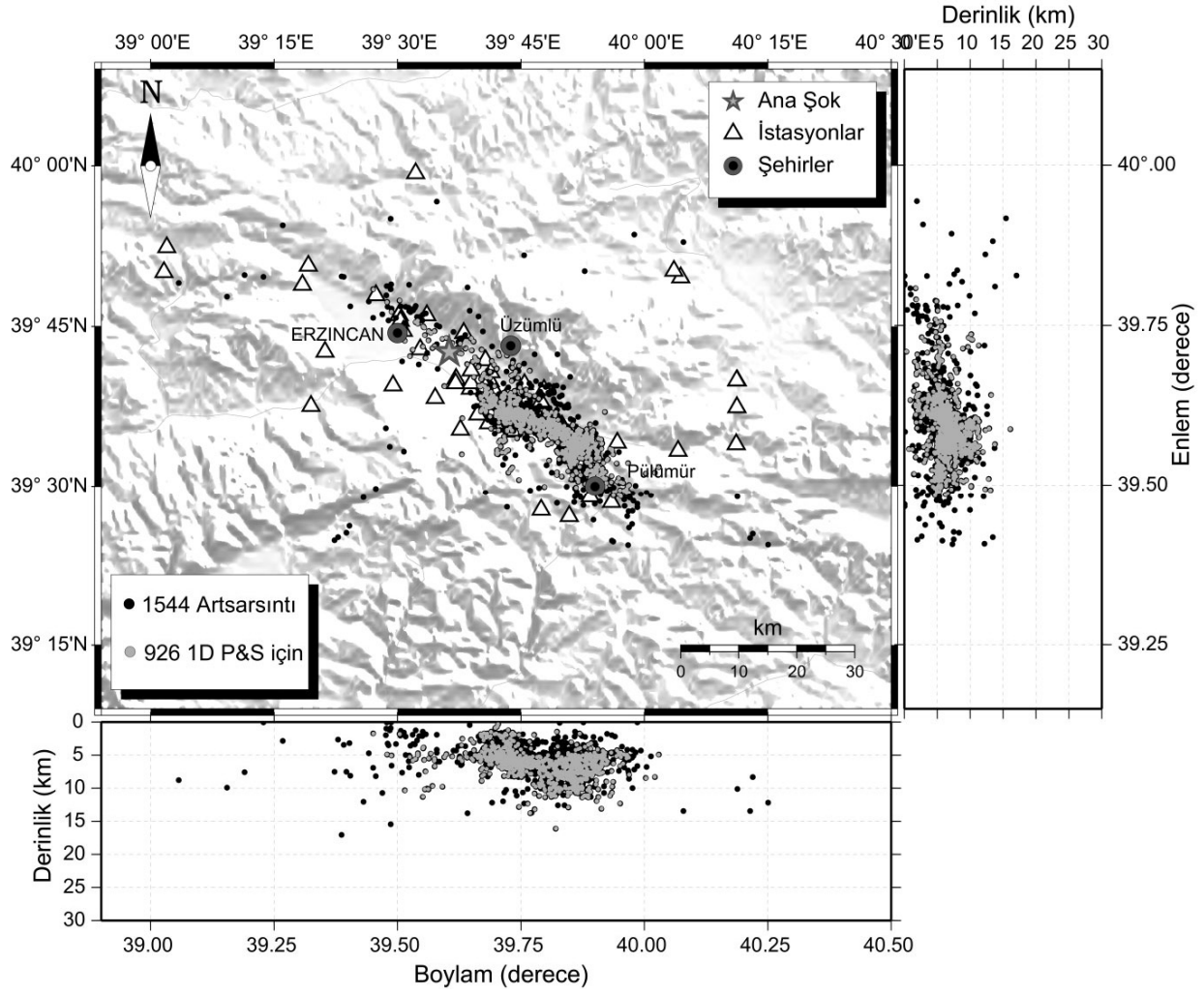
Şekil 9. Güncellenmiş verinin ters çözümü sonucu elde edilen minimum 1-B P - hızı modeli

1-B S - modeli hesabı için veri seçimi, 1-B P - modelinde olduğu gibi belirli sınırlamalara göre yapılmaktadır. Bunun için P - ve S - faz sayıları ile GAP değerleri gözönüne alınarak, en az 10 P - ve 5 S - gözlemsel faz değeri ile 180° 'den daha küçük GAP değerine sahip artsarsıntılar seçilmeye çalışılmıştır. Böyle bir seçim sonucunda, 926 artsarsıntı seçilmiş (Şekil 10) ve bunlara ait toplam 16877 P - ile 8384 S - fazı elde edilmiştir. 1-B P & S - modeli için seçilen

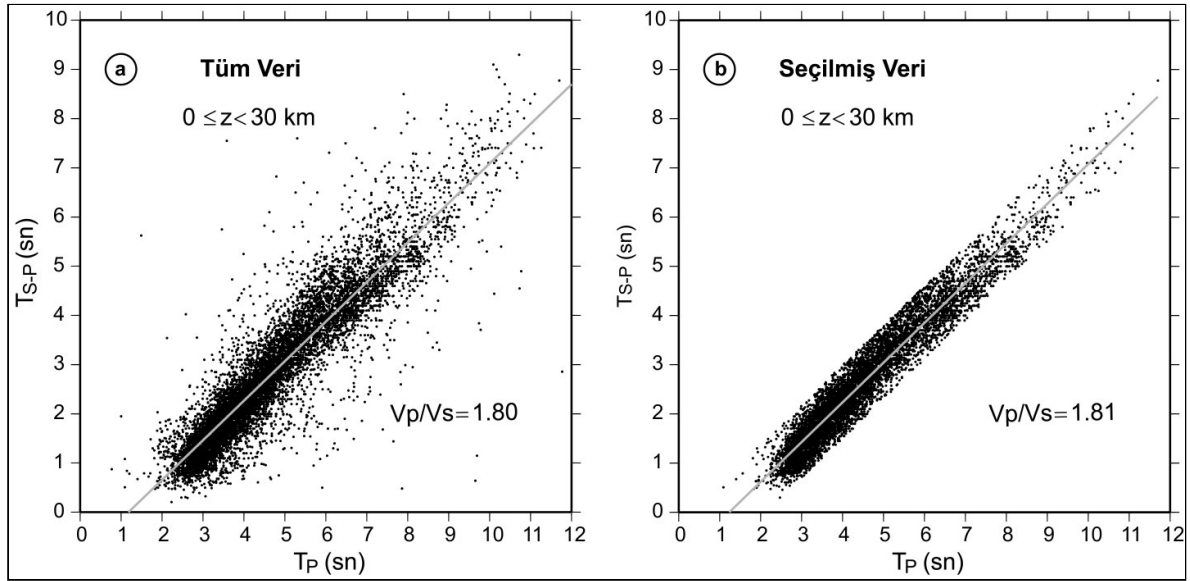
artsarsıntılarının yatay ve düşey düzlemdeki pozisyonları Şekil 10'da görülmektedir. Ancak seçilen bu veri grubu ile ters çözüm yapıldığında, RMS rezidüellerin büyük değerler aldığı gözlenmiş, bu problemi ortadan kaldırmak ve bir takım S - fazı okuma hatalarından kurtulmak için verinin sadece Wadati diagramı üzerine düşen (özellikle ortalama değer etrafında yer alan) ve saçılma göstermeyen kısmı alınmıştır (Şekil 11). Böylece, 7356 P - ve 7356 S - fazı seçilerek daha da kaliteli veri elde edilmeye çalışılmıştır. Wadati diagramından elde edilen V_p/V_s oranı ise 1.81 olarak bulunmuştur.

Veri seçimi ve denetimi yapıldıktan sonra, eldeki veriler ve başlangıç hız modelleri ile ters çözüm işlemlerine başlanmıştır. Genelde S - fazları yer bulma işlemine, sabit bir V_p/V_s oranının varsayımıyla katılmaktadır. Maurer ve Kradolfer (1996), yapay testlerde, sabit tutulmuş V_p/V_s oranı ile elde edilen odak derinlik hatalarının, sadece P - fazlarının kullanımıyla bulunan hatalardan neredeyse iki kat daha büyük olduğunu göstermişlerdir. Bu nedenle S - dalga hızının bağımsız olarak kullanılması en iyi sonucu vermektedir (Husen,1999).

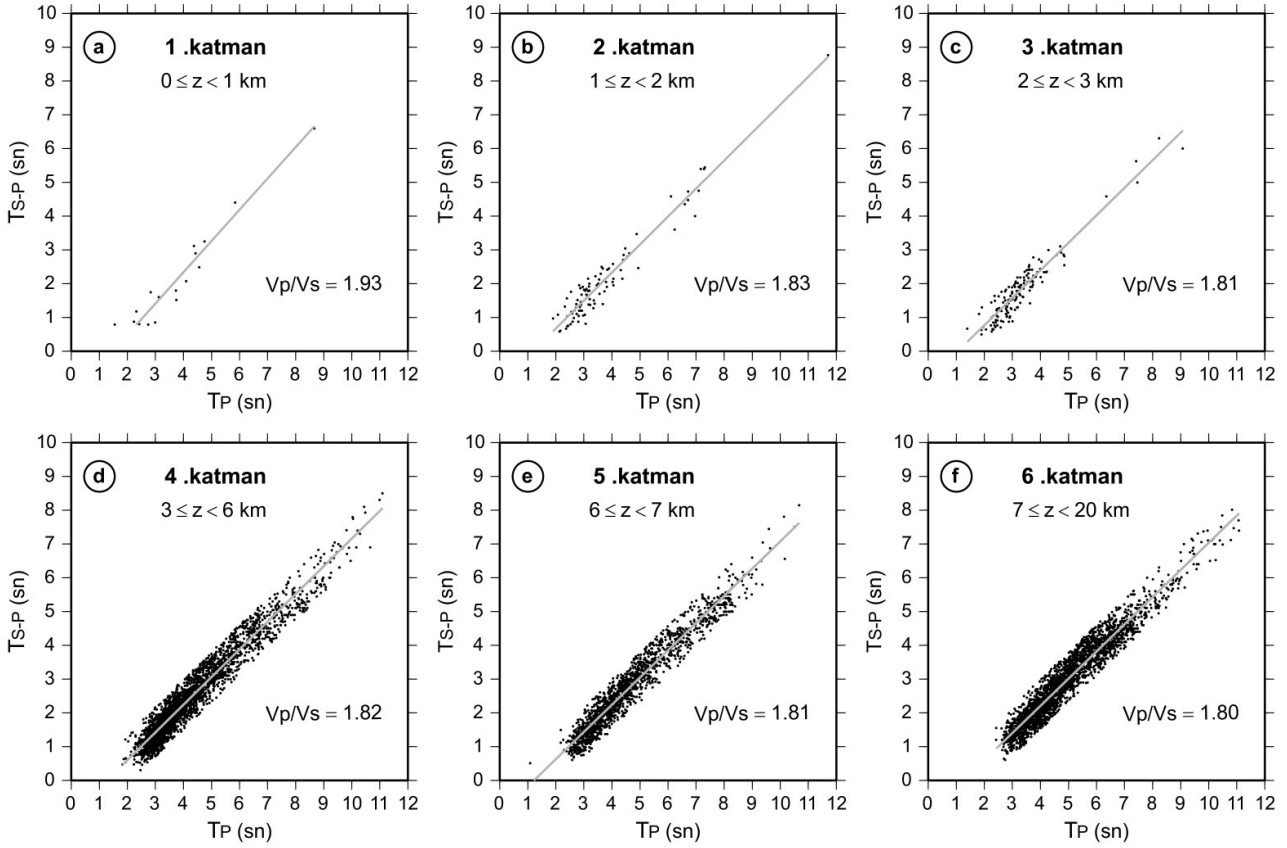
Minimum 1-B P - hız modelindeki her bir katman için ayrı ayrı oluşturulan Wadati diagramları ve buradan elde edilen V_p/V_s oranları (Şekil 12), ilgili katmanlara ait yaklaşık S - hızlarını vermektedir. Bu yöntem 1-B S - başlangıç hız modeli oluşturmada gerçekçi bir yaklaşım vermektedir. Diğer yöntemde ise sabit V_p/V_s oranları kullanılarak matematiksel bir yaklaşım yapılmaktadır. Bu çalışmada ikinci yöntem için 1-B S - başlangıç hız modeli V_p/V_s oranları, 1.6'dan 1.9'a kadar değişen bir aralıkta alınmıştır. Her iki ayrı yöntemle oluşturulan 1-B S - başlangıç hız modelleri, ters çözümden elde edilen sonuçlar ve V_p/V_s oranları Şekil 13'de görülmektedir. Ters çözüm işlemleri boyunca, daha önce hesaplanan minimum 1-B P - hız modeli, başlangıç P - hız modeli olarak alınarak her yineleme adımında yüksek indirgeme değeri verilerek sabit tutulmuştur. Sadece S - hızları ters çözümle hesaplanmaya çalışılmaktadır. Ayrıca ilk yineleme adımında istasyon düzeltmesi olarak minimum 1-B P - hız modelinden elde edilen değerler kullanılmaktadır.



Şekil 10. 1-B P&S hızı ters çözümü için tüm veri (siyah daireler) içerisinde seçilmiş artsarsıntılar (gri daireler).



Şekil 11. Wadati diyagramları. a) Tüm veriye ait Wadati diyagramı, b) belirli sınırlamalara göre seçilmiş veriye ait Wadati diyagramı.



Şekil 12. 1-B P&S başlangıç hız modeli oluşturmak amacıyla her bir katman için hazırlanan Wadati diagramları ve V_P/V_S oranları.

Tüm işlemler sonucu hesaplanan son minimum 1-B P- ve P&S modelleri Şekil 14’te gösterilmekte olup, her bir katman için hız değerleri Tablo 1’de verilmektedir.

Tablo 1. Ters çözüm sonucu elde edilen minimum 1-B hız modeli. * ters çözüm ile belirlenemeyen katmanlar.

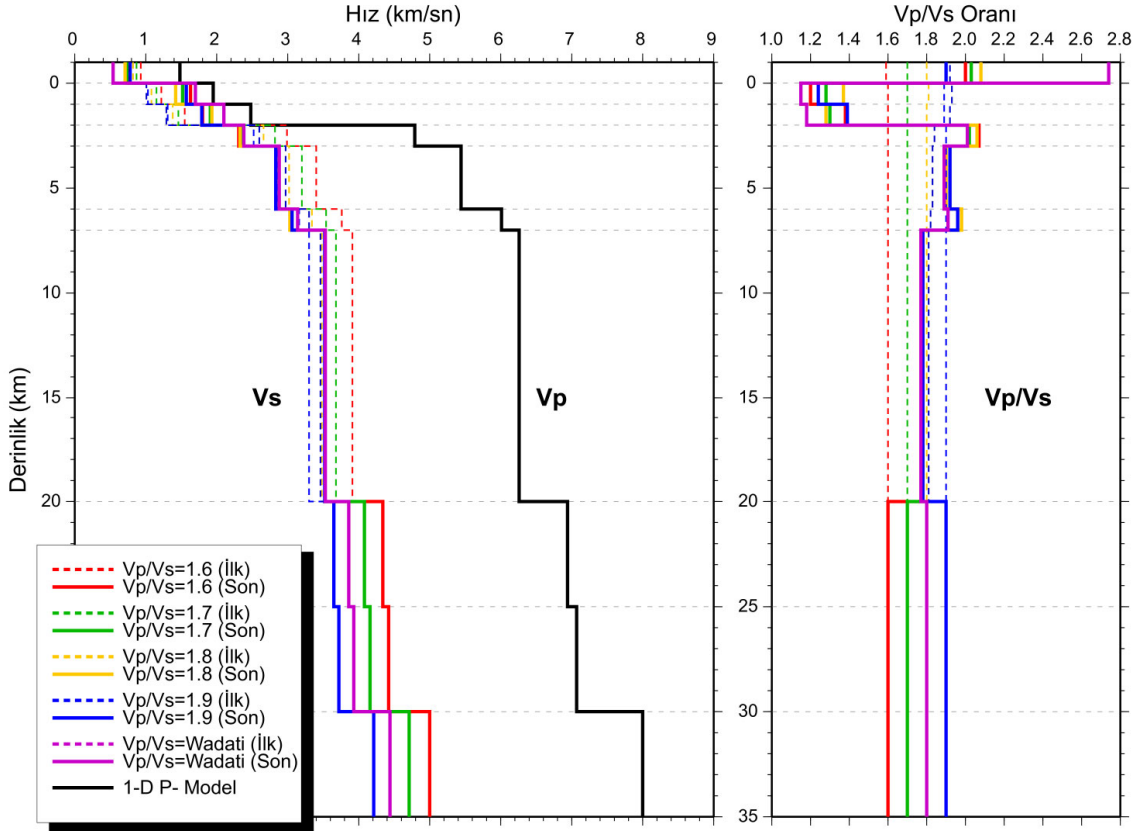
Derinlik (km)	V_P (km/sn)	V_S (km/sn)	V_P/V_S
-2.0	1.48	0.54	2.74
0.0	1.95	1.70	1.15
1.0	2.48	2.10	1.18
2.0	4.79	2.38	2.01
3.0	5.44	2.88	1.89
6.0	6.01	3.14	1.91
7.0	6.26	3.53	1.77
20.0	6.94	3.86	1.80
25.0*	7.07	3.97	1.78
30.0*	8.00	4.57	1.75

Sonuçlar ve tartışma

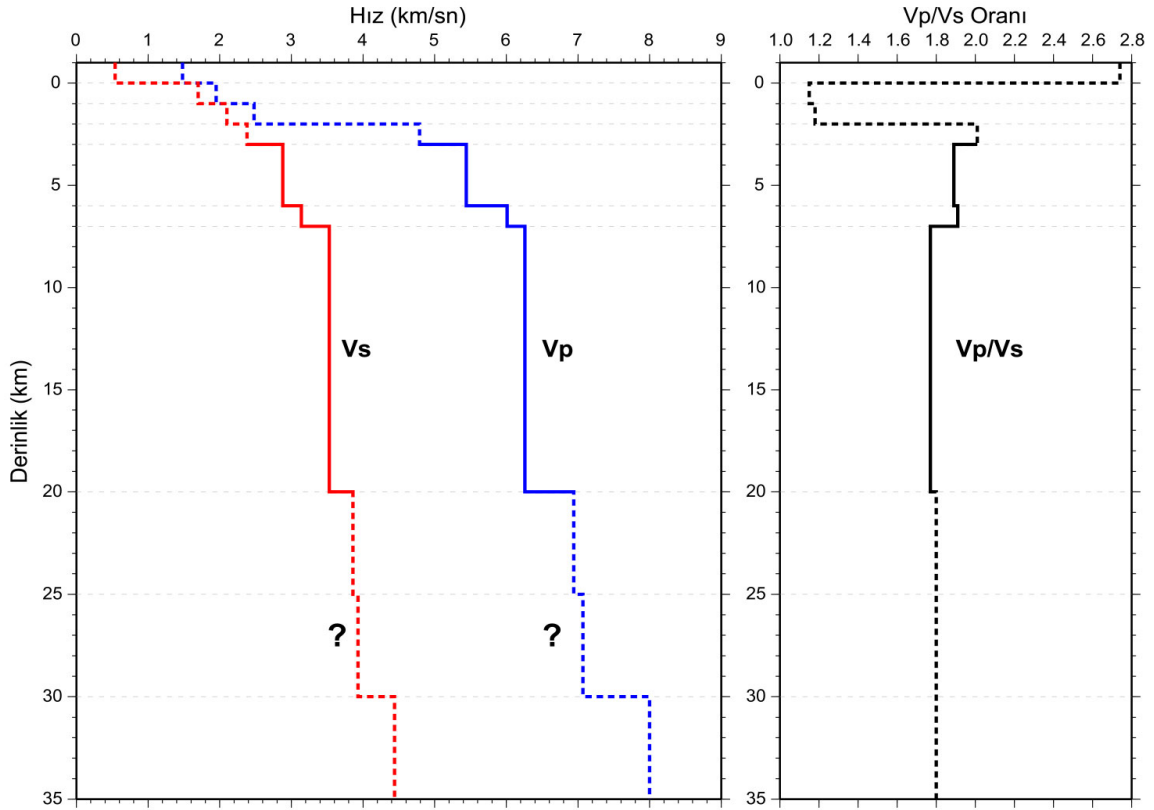
Erzincan havzası ve dolayına ait kesin bir üst kabuk hız bilgisi olmaması, bölgede meydana gelen depremlerin hatalı konumlandırılmasına ve dolayısı ile farklı sismolojik değerlendirmelere neden olmaktadır. Bu soruna yönelik yapılan bu çalışma sonucu, bölgeye ait daha kararlı bir üst kabuk hız yapısı elde edilmiş ve 1992 Erzincan depremi artsarsıntıları daha doğru bir şekilde konumlandırılmıştır.

Üç katmandan oluşan basit hız yapısından yola çıkarak, yinelemeli ve eş zamanlı 1-B ters çözüm sonucu, bölgenin 0-20 km derinlikleri arasının, Tablo 1’den de görüleceği üzere, altı farklı hız katmanından oluştuğu bulunmuştur.

Yüzey jeolojisine de bağlı olarak, özellikle kalın sedimanter havzanın etkisiyle, sıg derinliklerdeki (0-1 km) P- hızının hayli düşük olduğu bulunmuştur. 2 km derinlikte hız, bir üst katmana göre neredeyse iki kat artmıştır. Bu da litolojik olarak daha sağlam bir katmana karşılık gelmektedir.



Şekil 13. Farklı P&S başlangıç hız modelleri kullanılarak elde edilen ters çözüm sonuçları.



Şekil 14. 1-B ters çözüm hesaplamaları sonucu elde edilen en son minimum 1-B P- ve S- hızı modeli ve bunlara karşılık gelen V_P/V_S oranları.

2 km derinlikten 7 km'ye kadar hız, belirli bir gradyentle kademeli olarak artarak 6.3 km/sn'ye ulaşmaktadır. 7 km'den en son çözümlenmiş derinlik olan 20 km'ye kadar ise 6.9 km/sn hıza sahip tek bir katman olduğu gözlenmiştir.

V_p/V_s oranları incelendiğinde, özellikle yine sığ derinliklerde çok düşük bir V_p/V_s oranı elde edilmiş, ancak 2 km'de V_p hızındaki ani artış ile bu oran da artmıştır.

Bulunan sismik hız yapısı ile hesaplanan yeni artsarsıntı konumları incelendiğinde, bunların genellikle KAF kuşağı üzerine düştüğü, ancak sismik etkinliğin yoğun olduğu, havzanın güneydoğusunda, KAF'ın F1 parçası üzerinde değil de bu fay ile yaklaşık 45° açı yapacak şekilde daha güneye, Pülümür'e doğru yönlendikleri gözlenmiştir. Bu da, bölgede KAF'ın F1 parçasından ayrı olarak, havzanın güneydoğusu ile Pülümür arasında yer alan yeni bir zayıflık zonunun olduğu şüphesini doğurmaktadır.

Başlangıçta yüksek RMS değerlerine, yatay ve düşey yönde büyük hata miktarlarına sahip olan artsarsıntılar, yinelemeli ve eş zamanlı ters çözüm yöntemi sonrası ilgili parametreler açısından kabul edilebilir sınırların altına indirilmiştir.

Kaynaklar

- Aki, K., ve Lee, W. H. K., (1976). Determination of Three-Dimensional Velocity Anomalies Under a Seismic Array Using First P- Arrival Time from Local Earthquakes, 1. A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, **81**, 4381-4399.
- Aydın, A. ve Nur, A., (1982). Evolution of Pull Apart Basins and Their Scale Independence, *Tectonics*, **1**, 91-105.
- Barka, A., Toksöz, N., Gülen, L. ve Kadinsky-Cade, K., (1988). Segmentation, Seismicity and Earthquake Potential of the Eastern Section of the North Anatolian Fault Zone, *Hacettepe Univ. Earth Sci.*, **14**, 337-352.
- Barka, A. ve Kadinsky-Cade, K., (1988). Strike-Slip Fault Geometry in Turkey and Its Influence on Earthquake Activity, *Tectonics*, **7**, 663-684.
- Barka, A. ve Gülen, L., (1989). Complex Evolution of the Erzincan Basin (Eastern Turkey) and its Pull-apart and Continental Escape Origin, *J. Struct. Geol.*, **11**, 275-283.

- Barka, A. ve Eyidoğan, H., (1993). The Erzincan Earthquake of 13 March 1992 in Eastern Turkey, *Terra Nova*, **5**, 190-194
- Cisternas, A., Philip, H., Dorbath, L., Eyidoğan, H. ve Barka, A., (1992). The Erzincan Earthquake of March 13, 1992, was the North Anatolian Fault the Only Active Zone? XXIII General Assembly of the European Seismological Commission, Prague, 7-12 September 1992.
- Eyidoğan, A. ve Cisternas, A., (1992). 13 Mart 1992 Erzincan Depremi Sismoloji Çalışmaları, Tübitak Ekiplerinin Erzincan Bölgesi Çalışmaları Ön İnceleme Raporu, Tübitak, Ankara.
- Gamar, F. ve Bernard, P., (1997). Shear Wave Anisotropy in the Erzincan Basin and its Relationship with Crustal Strain, *J. Geophys. Res.*, **102**, 20, 373.
- Grosser, H., Baumbach, M., Berckhemer, H., Baier, B., Karahan, A., Schelle, H., Krüger, F., Paulat, A., Michel, G., Demirtas, R., Gencoglu, S., ve Yılmaz, R., (1998). The Erzincan (Turkey) Earthquake (M_s 6.8) of March 13, 1992 and its Aftershock Sequence, *Pure Appl. Geophys.*, **152**, 465-505.
- Husen, S., (1999). Local Earthquake Tomography of a Convergent Margin, North Chile: A Combined on- and Offshore Study, *Ph.D. thesis*, GEOMAR, Christian-Albrechts-Univ., Kiel, Germany.
- Kissling, E., (1988). Geotomography with Local Earthquakes, *Rev. Geophys.*, **26**, 659-698.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D. ve Kradolfer, U., (1994). Initial Reference Models in Local Earthquake Tomography, *J. Geophys. Res.*, **99**, 19635-19646.
- Kissling, E., Kradolfer, U. ve Maurer, H., (1995). VELEST Version 3.1 User's Guide – Short Introduction, Institute of Geophysics and Swiss Seismological Service, ETH, Zurich.
- Klein, R. W., (2000). User's Guide to HYPOINVERSE-2000, A Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes, *Geol. Surv. Open File Rep*, draft.
- Koçyiğit, A., (1990). Tectonic Setting of the Gölova Basin Total Offset of the North Anatolian Fault Zone, Eastern Pontide, Turkey, *Annales Tecton.*, **4**, 155-170.
- Maurer, H. ve Kradolfer, U., (1996). Hypocentral Parameters and Velocity Estimation in the Western Swiss Alps by Simultaneous Inversion of P- and S-wave data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 32-42.
- Michael A. J., (1988). Effects of Three-dimensional Velocity Structure on the Seismicity of the 1984 Morgan Hill, California, Aftershock Sequence, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **78**, 1199-1221.

- Nolet, G., (1978). Simultaneous Inversion of Seismic data, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **55**, 679-691.
- Pavlis, G. L. ve Booker, J. R., (1983). A Study of the Importance on Nonlinearity in the Inversion of Earthquake Arrival Time Data for Velocity Structure, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5047-5055.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., (1981). Tethyan Evaluation of Turkey: a Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, **75**, 181-241.
- Tatar, Y., (1978). Tectonic Study of the Erzincan-Refahiye Section of the North Anatolian Fault Zone, *Hacettepe Univ. Earth Sci.*, **4**, 201-236.
- Tüysüz, O., (1990). Tetisid Orojenik Mozayığının Bir Kesiminin Tektonik Evrimi: Kuzey Türkiye, *Tectonics*, **9**, 141-160.
- Van der Hilst, R. D., ve Spakman, W., (1989). Importance of the Reference Model in Linearized Tomography and Images of Subduction Below the Caribbean Plate, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 1093-1096.
- Van der Hilst, R. D., Engdahl, R., Spakman, W. ve Nolet, G., (1991). Tomographic Imaging of Subducted Lithosphere Below Northwest Pasific Island Arcs, *Nature*, **353**, 37-43.