

AYRINTILI AYRIMLILIK ANALİZLERİ İLE ALBAN TEPELERİ VOLKANİK BÖLGESİNİN TOMOĞRAFİK HIZ YAPISININ İNCELENMESİ

Investigation of Tomographical Velocity Structure of
Alban Hills Volcano with Detailed Resolution Analysis

Hüseyin GÖKALP*

ÖZET

Alban Tepeleri Bölgesi, Kuvaterner yaşlı bir volkanik bölge olup, Orta İtalya'da, Apeninler'in Tiren kenarında yer almaktadır. Roma'ya yaklaşık 20 km uzaklıkta bulunan bölgede sık sık oluşan sığ kökenli sismik aktivite ve hidrotermal sirkülasyonlar bölgenin son durumunu karakterize eder. 1989-1990 yılları arasında en son meydana gelen sismik kasırğa sonucunda oluşan yerel depremler, bölgede kurulan yerel bir sismik ağ ile kaydedilmiştir. Kaydedilen veri, bölgenin detaylı hız yapısını ortaya çıkarmak için yeterli kalitededir. Tomografik çalışma amacıyla seçilen 163 yerel depreme ait 1314 P dalgası varış zamanının, yerel deprem tomografisi yöntemi kullanılarak ardışık ters çözümü yapılmıştır. İncelenen hız ortamı, üç boyutta bir grid ağı içindeki düğümlere birer hız değeri verilerek ifade edilmektedir. Volkanın altına ait detaylı tomografik hız görüntüleri elde etmek için, üç ayrı grid açıklığına sahip (2.0 km, 1.5 km, 1.0 km) başlangıç modelleri oluşturulmuştur. Ters çözüm işleminden sonra, her model için detaylı ayrımlılık analizleri yapılarak hangi modelin daha geçerli olduğu araştırılmıştır. Sönümlü en kü-

ABSTRACT

In this study, detailed P-wave tomographic images of the Alban Hills Volcano (Central Italy) have been determined by inverting local earthquake arrival times from a seismic swarm occurred in the region during 1989-1990. 1314 P arrival times from 163 selected events have been inverted by using the tomography. The velocity medium is represented assigning velocity values at the nodes of three-dimensional grid. In order to obtain detailed velocity images of the upper crust beneath the volcano, short grid spacings (e.g. 2 km, 1.5 km, 1 km) are used in the inversion. For each inversion a suitable damping parameter is chosen by investigation data and model variance trade-off curves. Detailed resolution analy-

çük kareler tekniği kullanılan ters çözüm işlemine başlamadan önce, işlem için gerekli olan sönüm parametresi her bir model için model ve veri varyansları arasında çizilen ödünleşme eğrilerinin analizi sonucunda belirlenmiştir. Her üç model için elde edilen tomografik görüntülerde volkanik bölgenin 1-4 km derinlikleri arasındaki karmaşık hız yapısı ortaya çıkarılmıştır. Bölgede genellikle düşük hız hakimdir ve kaldera merkezi ile civarında yer almaktadır. Diğer taraftan tomografik sonuçlar, boynuz şekline benzeyen yüksek hızlı bir yapının varlığını ortaya çıkarmıştır. Bu yapının, daha derinde yer alan mağmatik kökenli bir kaynakla ilişkili soğumuş sokulumlar veya dayk gibi bir yapı olabileceği düşünülmektedir. Kalderanın güneybatısında belirlenen düşük hızlı anomali ise daha derinde (6 km) soğumakta olan bir magma kalıntısı veya bir magma odası şeklinde yorumlanabilir.

sis has been performed to determine which model is more reliable. The calculated model with different grid spacing reveals the presence of a horn shaped high velocity structure and dominant low velocity anomalies beneath the volcano at 1-4 km depth. This high velocity structure is most likely due to the presence of cooled intrusions or dikes originating from a deep magma body. The low velocity anomaly founded at the south-west edge of the caldera is interpreted as a cooling remnant magma or a small magma chamber partially melted at a depth greater than resolved region

GİRİŞ

Sismik Tomografi Yöntemi, son yıllarda yaygın olarak kabuk ve üst mantonun yerel ve bölgesel ölçekte üç boyutlu hız yapısını ortaya çıkarmak amacıyla dünyanın pek çok yerinde uygulanmaktadır. Yöntem, özellikle sismik etkinliğin fazla olduğu aktif deprem bölgelerinde ve volkanik bölgelerde başarıyla kullanılmaktadır. Yatay yönlerde kabuk ve üst mantoda oldukça heterojenite gösteren genç veya aktif volkanlar ve jeotermal bölgeler telesismik ve yerel depremleri kullanan sismik tomografi yöntemleri için ideal bölgelerdir (Iyer 1984). Volkanik bölgelerde, magma odaları ve intrüzyon gibi yapıları içermesi sebebiyle, P ve S dalga hızlarında önemli değişimler gözlenmektedir. Örneğin, kısmen eriyik kayaç kütlesi olan magma odaları, çevresindeki kayaçlara göre fiziksel özelliklerinde önemli farklılıklar göstermektedir. Örneğin, kabuk ve üst mantoda yer alan magma odaları veya kısmen eriyik kayaç kütleleri çevresine göre nisbeten düşük hızlara sahiptirler (Mavko 1980). Bu nedenle, volkanik ve jeotermal bölgeler sismik tomografi yöntemlerinin sık sık uygulandığı hedef bölgelerdir (Iyer ve Dawson 1993).

Dünyanın farklı bir çok volkanik bölgesinde telesismik ve yerel depremleri kullanan bir çok tomografi çalışması, başarıyla sergilenmiştir. Bunlara örnek ola-

rak; Hawaii Adaları ve Kilauea Volkanı (Ellsworth 1977, Ellsworth ve Koyanagi 1977, Thurber 1984), Yellowstone, Wyoming (Zandt 1978, Iyer 1979, Benz ve Smith 1984), Etna (Sharp ve diğ. 1980), Roosevelt Hot Spring (Robinson ve Iyer 1981) ve Geysers-Clear Lake Bölgesi, Kaliforniya (Oppenheimer ve Herkenhoff 1981, Eberhart-Phillips 1986) verilebilir. Yapılan tüm bu çalışmaların amaçları arasında kısmi eriyik bölgeleri ve kabuksal magma odalarının boyutlarının ve yerlerinin görüntülenmesi yanısıra, magmanın kökenine ait bir takım ip uçları ele geçirmek de vardır (Thurber 1987). Yapılan bu çalışmalar sonucunda düşük hızlı bölgeler görüntülenmiş olup, %5-30 kısmi ergimeye uğramış bölgeler olarak yorumlanmıştır. Volkanik bölgelerde sıcaklığın yanısıra basınç, doygunluk derecesi gibi bir çok faktör sismik hızları etkilemektedir. Bu faktörlerin etkisi nedeniyle volkanik bölgelerin altına ait hız anomalilerinin yorumunu yapmak oldukça zordur. Fakat bu konuda yapılan pek çok laboratuvar çalışması (İto ve diğ. 1979, Mavko 1980, Christensen 1982, Nur 1987, Sato ve diğ. 1989) volkanik bölgelere ait tomografik görüntülerin sağlıklı bir şekilde yorumlanmasında büyük katkıda bulunmuştur. Bu çalışmalar sonucunda değişik faktörlere göre hız azalımının %50 ve daha fazla oranlarda olabileceği ortaya konulmuştur. Ayrıca volkanik bölgelerde yapılan tomografik çalışmalar sonucunda yüksek hız-

lı anomaliler de belirlenmiş olup, yukarı doğru yükselmiş, soğumuş mağma kütleleri ve intrüzyonlar olarak yorumlanmıştır. Görüldüğü gibi, bu çalışmaların ışığı altında tomografi yöntemleri ile volkanik bölgelerde volkanik özellikler, mağma odaları, sıvı özellikteki eriyik kayalar ve intrüzyonlar ortaya çıkarılabilir.

Alban Tepeleri Volkanik Bölgesi, Roma'nın güneydoğusunda, yaklaşık 20 km uzaklıkta bulunan Kuvaterner yaşlı bir volkandır. Bölgede eski çağlardan beri sismik aktivite görülmektedir. En son 1989-1990 yılları arasında meydana gelen sismik kasırga süresince bölgeye yerleştirilen yerel bir sismik ağ tarafından bölgede oluşan depremler kaydedilmiştir. Chiarabba ve diğ. (1994), bu veri grubundan seçilen 1314 P ve 1185 S dalgası varış zamanlarının "ardışık yaklaşımla" ters çözümü yaparak, volkanın altına ait üç boyutlu P ve S dalgası hızı yapısını hesaplamışlardır. Elde ettikleri hız modelinde, volkanın 6 km derinliklerine kadar yüksek hızlı anomaliler tespit etmişler ve bu anomalileri, volkanın en genç kısmı olan batı bölgesinin altında, daha derinde soğumakta olan sığ bir mağma odasının etkisiyle, ısısal metamorfizmaya uğrayarak yukarı doğru yükselmiş kireçtaşları olarak yorumlamışlardır. Daha sonra Cimini ve diğ. (1994), sözkonusu bölgenin 6 km den daha derindeki hız yapısını ortaya çıkarmak amacıyla, bölgedeki yerel istasyon ağı tarafından kaydedilen uzak alan depremlerinin göreceli yayılma-zamanı rezidüellerinin dağılımını incelemişler ve AHC yöntemini (Aki ve diğ. 1977) kullanarak üç boyutlu tomografik ters çözüm yapmışlardır. Çalışmaları sonucunda, volkanın 23 km derinliğine kadar merkez ve kuzey kısımlarında yüksek hızlı anomaliler, en son meydana gelen kraterlerin yer aldığı güneybatı kısmında ise düşük hızlı bir zon belirlemişlerdir. Yüksek hız anomalilerini volkanik sistemin eski intrüfiz kökleri olarak, düşük hız anomalilerini ise yaklaşık 5-16 km derinliklerde yer alan mağmatik bir cismin kalıntısı olarak yorumlamışlardır.

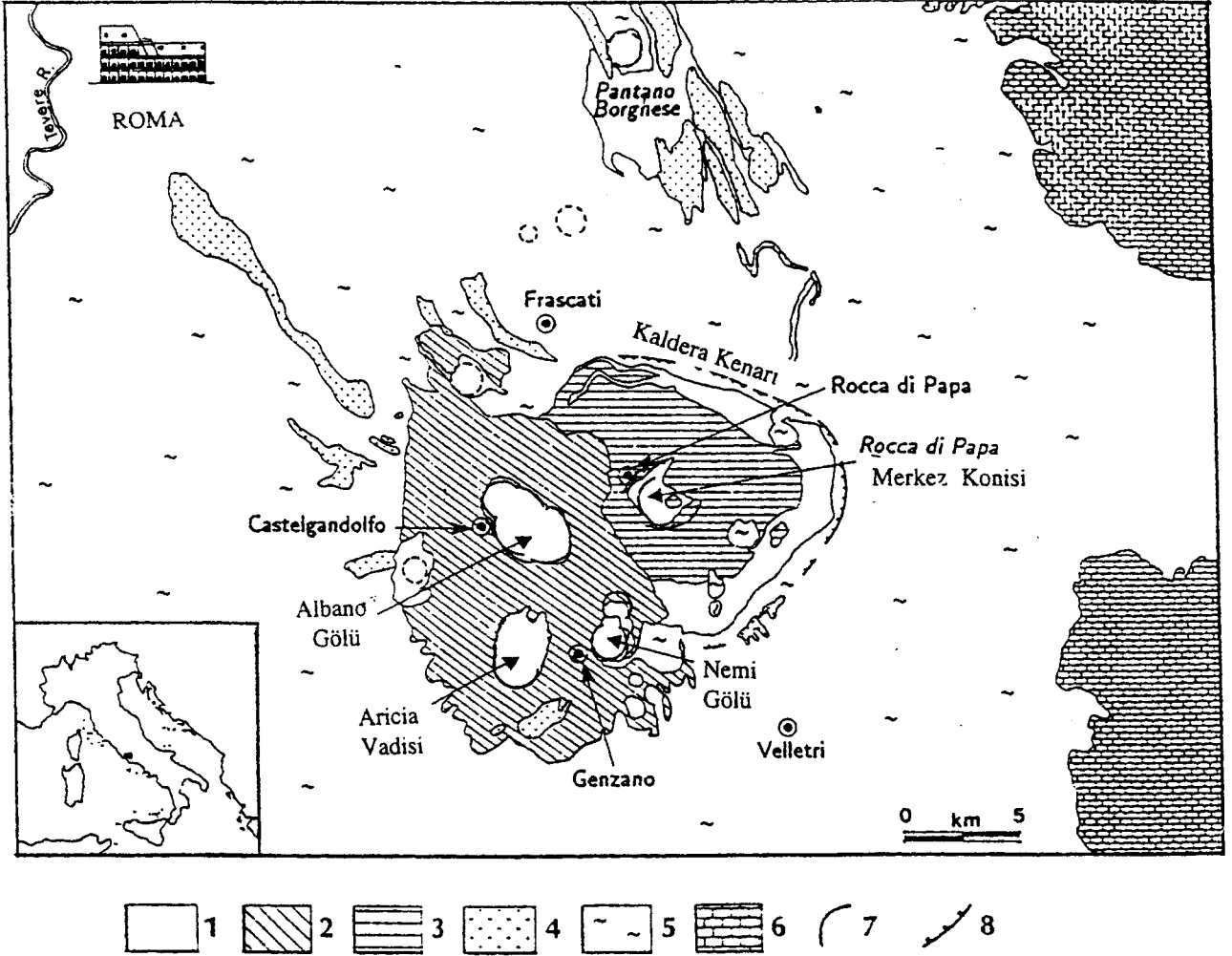
Bu çalışmada, volkanik bölgenin yerel ölçekte daha detaylı P-dalgası hız yapısına ait tomografik görüntülerini ortaya çıkarmak amacıyla "normal yaklaşımla" aynı veri takımının sönümlü en küçük kareler ters çözümü yapılmaktadır. Normal yaklaşımda, ardışık yaklaşımdan farklı olarak, hesaplanan bir model, diğer model sonuçlarından bağımsız ve her model için aynı 1-boyutlu başlangıç hız modelinin kullanılmasıyla elde edilmektedir. Burada hedeflenen; farklı grid açıklıklı 1-boyutlu hız modelleri için verinin ters çözümünü yaparak (normal yaklaşım) elde edilen 3 boyutlu hız modelleri sonuçlarının, Chiarabba ve diğ. (1994) yaptığı "ardışık yaklaşım-

lı" ters çözüm sonuçları ile çeşitli analizler yaparak karşılaştırmak ve hangi sonuç hız modelinin daha tutarlı olduğunu bulmaktır.

Ters çözüm işlemi için gerekli olan başlangıç modelleri üç ayrı grid açıklığına (2 km, 1.5 km, 1 km) göre oluşturulmuştur. Ters çözüm için seçilen depremlerin her bir başlangıç modeline göre ters çözümü yapılmaktadır. Önce, her bir model için, model ve veri varyansları arasında bir ödünlülük (trade-off) analizi yapılmakta ve her bir model için çizilen ödünlülük eğrisinin dikkatlice incelenmesiyle belirlenen sönüm parametresi değeri kullanılarak ters çözüme geçilmektedir. Ters çözüm işleminden sonra, her bir model için elde edilen sonuçlar, ulaşılan veri ve varyans değerleri, RMS değerleri ve ayrımlılık değerleri incelenip, birbirleriyle karşılaştırılarak hangi modelin en iyi olduğuna karar verilmektedir. Ayrıca, başlangıç modelleri için farklı sönüm parametresi değerleri kullanılarak, verinin ters çözümü yapılmakta ve adım adım çözümlerin yakınsaması, model ve varyans değerlerindeki azalma incelenerek farklı sönüm parametresi değerlerinin tomografik sonuçlar üzerindeki etkileri incelenmektedir. Son olarak, hangi modelin daha gerçekçi olduğunu belirlemek için, her bir modelin ayrımlılık matrisinin üç boyutta detaylı analizi yapılmaktadır. Bu amaçla ayrımlılık matrisinin her bir model parametresine karşılık gelen vektörü 3 boyutta incelenmektedir. Ayrıca her bir model parametresinin yayılım fonksiyonu hesaplanıp, ayrımlılık matrisinin diyagonal elemanlarını da göz önünde bulundurarak modellerin geçerliliği incelenmektedir. Bu çalışma ile Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altına ait karmaşık bir hız yapısı ortaya çıkarılmıştır. Bulunan sonuçlar, "ardışık yaklaşımlı" tomografik sonuçlarla genelde uyum içinde olup, daha fazla detaylı bilgi içermektedir ve volkanik sistemin karmaşık yapısına, volkanik gelişimine yeni bir ışık tutacaktır.

BÖLGENİN JEOLojİK YAPISI VE SİSMİSİTESİ

Alban Tepeleri Volkanik Bölgesi Kuvaterner yaşlı bir volkan olup orta Apeninler'in Tiren kenarında yer alır (Şekil 1). Bölge yüksek potasyum içeren farklı birimlerden oluşur. Bölgede Pliyosenden hemen sonra bağlayan Apenin orojenezinin ardından etkili olan açılma tektoniği sonucunda bir açılım volkanizması olarak meydana gelmiştir (Funicello ve Parotto 1978). Volkanik kompleks yapılar yaklaşık 0.7 myö (milyon yıl önce) ile 0.027 myö arasında meydana gelen üç ana aktivite sonucu oluşmuştur. İlk püskürme faaliyeti 0.7 myö ol-



Şekil 1. Alban Tepeleri Bölgesinin Jeolojik Haritası. 1:Kuvaterner kıtasal birimler, 2: Phreatomağmatik birimler (0.027 milyon yıl önce-myö), 3: Merkezi koniden akan lav ve piroklastik malzeme, 4: Lav akıntıları, 5: Kalderanın meydana geldiği püskürme döneminde etrafa yayılan lav ve piroklastik kayalar (0.5 myö), 6: Apeninik kireçtaşları, 7: Krater, 8: Merkezi koni ve kaldere kenarı (Chiarabba vd., 1994).

Figure 1. Geologic map of the Alban Hills Volcano. 1: Quaternary continental units, 2: phreatomagmatic units (0.027 Ma), 3: lavas and pyroclastic rocks from the central vent (0.3 Ma), 4: lava flows, 5: limestones of the Apenninic chain; 7: craters, 8: central cone and caldera rim (Chiarabba et al., 1994).

muş (De Rita ve diğ. 1988) ve 0.027 myö'ye kadar aktivite devam etmiştir (Alessio ve diğ. 1966, Fornaseri 1985). Bu etkinlik döneminde 150 km^3 ten daha fazla piroklastik lav püskürtülmüştür. Merkezi konide meydana gelen ilk patlama döneminin ardından, yaklaşık 0.4 myö, $12 \times 10 \text{ km}$ boyutlarında geniş bir kaldere oluşmuştur (Bertagnini ve diğ. 1985, Fornaseri 1985). Kaldere oluşumunun ardından volkanik aktivite, kaldere içerisinde

küçük bir merkezi koni oluşumu ile devam etmiş, lösitik lav ve piroklastik malzeme akışı oluşmuştur. İkinci aktivite dönemi olan bu dönemde volkandan yaklaşık 2 km^3 malzeme püskürtülmüştür (De Rita ve diğ. 1988). Son aktivite döneminde ise, volkanın batı kısmında yeni kraterler oluşmuş ve bu kraterlerde güçlü preatomağmatik patlamalar meydana gelmiştir. Bu dönem 0.0027 myö sona ermiştir (De Rita ve diğ. 1988). Kaldere dış k-

sınırlarında da bazı patlamalar meydana gelmiştir. Pre-atomağmatik patlamaların, Apenin bölgesinin Tiren kenarında hakim olan etkin tektonik aktivite süresince magma-yeraltı suyu etkileşmesi sonucu meydana geldiği ileri sürülmüştür (Funicello ve Parotto 1978).

Bölgenin altındaki yapı hakkında elde edilebilen jeofiziksel bilgi azdır. Yapılan sığ (1-2 km) sismik kırılma çalışması (Amato ve Valensise 1986), gravite verisi (Toro 1977) ve en son oluşan pretomağmatik püskürmelere ait ürünlerin incelenmesi (Funicello ve Parotto 1978), üst kabuğun sığ derinliklerinde karbonatik birimlerin yeraldığını ortaya koymuştur. Bölgenin doğusunda da yaygın olarak Apenin kireçtaşları bulunmaktadır.

Alban Tepeleri bölgesinde Roma çağlarından beri sık sık sismik aktivite görülmektedir. Son 300 yıl içerisinde süreleri bir kaç gün ile iki yıl olabilen pek çok sismik kasırğa oluşmuştur (Molin 1981). Son 10 yıl içerisinde bu bölgede 1981, 1987 ve 1989-1990 yılları arasında üç sismik kasırğa oluşmuştur. 13 Nisan 1989 tarihinde meydana gelen $M_D=3.2$ ölçeğindeki bir deprem, bir yıl sürecek olan yeni bir sığ sismik kasırğanın başlangıcı olmuştur. Sismik kasırğa süresince kaydedilen depremler arasında seçilen 1100 depremin konumlarını, Di Bona ve diğ. (1991) tarafından P ve S yayılma zamanları rezidüellerinin her ikisinin de ortalamasını minimum edilmesiyle elde ettikleri en iyi yarı uzay hız modelini kullanarak yeniden belirlemiştirler. Çalışma sonucunda bölge için $V_p=5.4$ km/sn ve $V_p/V_s=1.9$ bulunmuştur. 1100 deprem için hesaplanan deprem episantrları volkanın batı kısmında yoğunlaşmaktadır. En son (0.03 myö) preatomağmatik aktivitenin yer aldığı sismojenik olan bu bölge, kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda yer almaktadır (Amato ve diğ. 1984, 1994, Chiarabba ve diğ. 1994). Fay düzlemi çözümleri de Apeninlerde gerilme alanının bölgesel oryantasyonu ile uyum içerisinde olan kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda yer alan bir açılmanın olduğunu ortaya koymaktadır (Amato ve diğ. 1994).

VERİ

1989-1990 sismik aktivitesi esnasında, Istituto Nazionale di Geofisica ve U.S. Geological Survey işbirliği çerçevesinde, bölgeye yerel bir geçici sismik istasyon ağı yerleştirilmiştir (Di Bona ve diğ. 1991). İstasyon ağı, 6 tane üç bileşen ve 7 tane tek bileşen olmak üzere, toplam 13 sayısal istasyondan oluşmaktadır. İstasyon genişliği yaklaşık 15 km olup, istasyon açıklığı ise yaklaşık 4 km dir. Tomografi çalışması yapmak amacıyla kaydedilen depremlerin 163 tanesi, her bir deprem için en azından 12 varış zamanı (P ve S dalga fazları için) okuması-

nın olması ve odak lokasyon hatalarının yatay ve düşey yönde 2 km den az olması koşullarına göre seçilmiştir. Sonuç olarak 1314 P dalgası varış zamanı ve 1185 S dalgası kullanılarak ters çözüm işlemi yapılmıştır. P varış zamanları verisi sismik sinyallerin sinyal/gürültü oranlarından ortaya çıkarılan doğruluk derecelerine göre ağırlıklandırılmıştır. P dalgası varış zamanları için 0.01 ve 0.05 sn aralığındaki okuma hataları, 1-0.25 arasında katsayılarla ağırlıklandırılmıştır. S dalgası varış zamanları için 0.01-0.1 sn aralığındaki okuma hataları için ağırlık katsayıları 1-0.25 aralığında değişmektedir. S dalga varışı okumaları, büyük okuma hataları içerdiğinden bu çalışmada kullanılmamış olup sadece P dalgası varış zamanlarının ters çözümleri yapılmıştır.

Diğer taraftan veri, odak uzaklıklarına ve varış zamanı rezidüel değerlerine göre ayrıca ağırlıklandırılmaktadır. Örneğin, büyük rezidüel değerlerine ve büyük odak uzaklıklarına sahip olan varışlar daha az ağırlıklandırılmaktadır. Bu ağırlıklandırma işlemi, kullanılan ışın izleme algoritmalarının (yaklaşık Işın İzleme ve Yalancı Bükülme Yöntemleri) belli bir mesafeden sonra sağlıklı çalışmamasından kaynaklanan yanlılıkları gidermek içindir (Eberhart-Phillips 1990). Veri grubu için odak uzaklığı 10 km ye kadar olan veriler için ağırlık katsayısı 1.0 alınırken, 10-20 km arasında olanlar için 1.0'den 0.0 değerine doğrusal azalan ağırlık katsayıları, 20 km'den daha büyük uzaklıklar için 0.0 ağırlık katsayısı değeri kullanılmıştır. Benzer şekilde, 0.2 sn ve daha küçük rezidüel değerlerine sahip varış zamanları için 1.0 ağırlık katsayısı değeri, 1.0 sn - 0.2 sn arasında olanlar için 1.0'den 0.0'a doğru doğrusal azalan ağırlık katsayıları değerleri, 1.0 sn'den büyük rezidüel değerlerine sahip varış zamanları için 0.0 ağırlık katsayısı kullanılmıştır.

YEREL DEPREMLERİN TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ

Varış zamanlarının ters çözümünü yapmak için, ilk defa Thurber(1983) tarafından geliştirilen ve daha sonraları Eberhart-Phillips(1986) tarafından yapılan düzenlemelerle günümüzdeki haline getirilen SimulPS10 adlı henüz yayınlanmamış bir program kullanılmaktadır. Bu program, sönümlü en küçük kareler yöntemini (Marquardt 1963) kullanarak odak parametreleri düzeltmelerini ve üç boyutlu hız yapısına ait hız parametre düzeltmelerini hesaplamaktadır. Orijinal olarak Thurber (1983) tarafından geliştirilen yöntem, ilk defa Coyote Lake Bölgesinde uygulanmış olup, daha sonraları geliştirilerek Eberhart-Phillips (1990), Thurber (1993), ve Eberhart-Phillips (1993) tarafından detaylı olarak açıklandığı şekliyle pek çok deprem kaynak bölgesine uygulanmıştır. Bu program aynı zamanda ters çözüm işlemi esnasında

büyük veri hacminden dolayı sorun olan büyük ve seyrek matrislerin terslerinin alınmasını kolaylaştırmak için Pavlis ve Booker (1980) ve Spencer ve Gubbins (1980) tarafından tanımlanan parametre ayırışım yöntemlerini kullanmaktadır.

Yeraltındaki hız ortamı, üç boyutlu bir grid ağı kullanılarak ifade edilmektedir. Üç boyutlu grid ağı içerisinde her bir grid noktasına bir hız değeri atanmakta ve üç boyutlu uzayda herhangi bir noktadaki hız değeri, grid noktalarındaki hız değerlerinin doğrusal enterpolasyonu ile bulunmaktadır. Bir ışın yörüngesi boyunca, bir noktadaki hız değeri ve kısmi türevleri, o nokta civarındaki en yakın 8 grid noktası değerlerinin doğrusal enterpolasyonu ile belirlenmekte ve böylece hız çözümleri, bloklarla modellemede karşılaşılan keskin süreksizliklere göre daha yumuşak değişimler içermektedir (Eberhart-Phillips 1986).

Ters çözüm işlemine, uygun bir başlangıç hız modeli benimsenip, odak parametrelerine uygun başlangıç değerleri verilerek başlanır. Işın izleme yöntemleri ile her bir depremin istasyonlara varış zamanları ve ışın yörüngesi hesaplanır. Daha sonra hesaplanan rezidüellerin ters çözümü ile hız parametrelerine uygulanacak olan düzeltme değerleri elde edilir. Bu düzeltmeler başlangıç hız modeline uygulanarak model iyileştirilir. Yeni modele göre yeni deprem lokasyonları belirlenir. Bu şekilde ardışık iterasyonlar son modelden hesaplanan varış zamanları ile gözlemsel varış zamanları arasındaki fark (rezidüeller) minimum olana kadar devam ettirilir. Bu işlem sonucunda hem gözlemsel veri grubunu açıklayan, hem de gerçek hız yapısına oldukça yakın olduğu düşünülen hız modeli elde edilmiş olur.

Işın teorisine göre bir kaynaktan çıkıp alıcıya gelen ışının alıcıdaki varış zamanı aşağıdaki eşitlikle ifade edilmektedir.

$$t = t_0 + \int_{\text{Kaynak}}^{\text{Alıcı}} \frac{1}{V(x,y,z)} ds \quad (1)$$

Burada; t_0 oluş zamanı, $V(x,y,z)$ hız fonksiyonu, ds yörünge elemanıdır. Çizgisel integral, ışın yörüngesi boyunca hesaplanmaktadır. Yayılma zamanlarının hesaplanması yapılırken, yerel hız değişimlerine bağlı olarak ışın yörüngelerindeki değişimlerin hesaplanan yayılma zamanları üzerindeki etkilerinin ihmal edilebilir derecede küçük olduğu varsayılmaktadır.

Gözlenen varış zamanları ile hesaplanan varış za-

manları arasındaki uyumsuzluk olarak adlandırılan rezidüeller,

$$r = t^{azi} - t^{hes} \quad (2)$$

şeklinde yazılabilir. Rezidüeller, doğrusal bir yaklaşımla doğrusal hale getirilerek odak ve hız parametrelerine uygulanacak değişimlerle ilişkili hale getirilebilir.

$$r = \Delta t_0 + \frac{\partial t}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial t}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial t}{\partial z} \Delta z + \sum_{i=1}^N \frac{\partial t}{\partial V_i} V_i \quad (3)$$

Burada odak parametreleri kısmi türevleri, model parametreleri kısmi türevleri, oluş zamanı düzeltme değeri, odak parametreleri düzeltme değerleri ve hız parametreleri düzeltme değerleridir. Kısmi türevler hesaplandıktan sonra bilinmeyen düzeltme değerlerini bulmak için ters çözüm yapılmaktadır.

(3) ifadesini matris şeklinde tekrar yazılabilir:

$$d = Gm \quad (4)$$

Burada d rezidüel vektörü, G kısmi türevler matrisi ve m parametre düzeltme vektörüdür. Genelde (4) ifadesinin tekil bir çözümü yoktur ve G matrisi, elemanlarının çoğu sıfır olan seyrek bir matristir. Bu problemin çözümü için yaygın olarak "Sönümlü En Küçük Kareler Yöntemi" uygulanır (Levenberg 1944, Marquardt 1963, Marquardt 1970).

$$m = (G^T G + \theta^2 I)^{-1} G^T d \quad (5)$$

Burada I birim matris ve θ^2 ise sönüm sabiti (veya sönüm parametresi) olup, Marquardt Faktörü olarak da bilinir. G matrisinin küçük özdeğerleri sebebiyle, model parametrelerinde meydana gelebilecek büyük değişimler sönüm parametresi ile ortadan kaldırılabilir. (5) ifadesinden görüldüğü gibi, G matrisinin köşegen elemanlarına θ^2 gibi sabit bir değer eklemek, sıfır olmalarını önler. Bu durumda çözüm, sönüm katsayısının seçimine son derece duyarlıdır. Sönüm katsayısı θ^2 seçiminde uygulanan pratik bir yöntem (Eberhart-Phillips 1986) ise, veri varyansı ile model uzunluğu (başlangıç değerlerine göre model varyansları) arasındaki ilişkinin göz önüne alınarak ödüllülük (trade-off) analizinin yapılmasıdır.

Ayrırlılık matrisi (rezolüsyon matrisi) \mathbf{R} , ters çözüm sonuçlarının geçerliliği ile kalitesini belirlemeye yardımcı olur ve gerçek model ile kestirilen model arasında bir süzgeç görevi görür.

$$\mathbf{R} = (\mathbf{G}^T\mathbf{G} + \theta^2\mathbf{I})^{-1} \mathbf{G}^T\mathbf{G} \quad (6)$$

Ayrırlılık matrisi, bilinmeyen model parametrelerinin ne kadar iyi kestirildiğini ifade eder. Böylece ters çözüm sonucunda, işlem boyunca \mathbf{R} matrisi tarafından yer içine ait yuvarlatılmış tomografik bir görüntü elde edilir. Eğer ayrırlılık matrisi birim matrise eşit ise ($\mathbf{R}=\mathbf{I}$), her bir model parametresi bağımsız olarak kestirilmiştir ve kestirilen model gerçek modele eşdeğerdir. Aksi takdirde, genelde tüm tomografik ters çözüm sonuçlarında olduğu gibi, kestirilen model parametre değerleri model hacmi içerisinde ağırlıklı bir ortalama değere sahiptir (Menke 1989). Diğer bir deyişle, kestirilen model parametreleri, gerçek model parametrelerinin ağırlıklı ortalamasıdır. \mathbf{R} matrisinin diyagonal elemanları, kestirilen modelin parametre ayrırlılığının bir ölçütüdür. Sıfıra yakın diyagonal elemanı değerleri düşük ayrırlılığı, 1'e yakın değerler ise yüksek ayrırlılığı ifade eder. Örneğin diyagonal elemanı 1 olan nodun temsil ettiği hız değerinin, gerçek hız değerine oldukça yakın olduğu söylenebilir. Ayrırlılık, ters çözümde kullanılan sönüm parametresi, ışın dağılımı ve grid açıklığı gibi faktörlere bağlıdır.

Sismik tomografide tüm ayrırlılık matrisinin dikkatlice incelenmesi son derece önemlidir. Sadece \mathbf{R} matrisinin diyagonal elemanlarına bakarak sonuçları değerlendirmekle kabaca bir fikir edinilmiş olunur. Nispeten düşük diyagonal değerlere sahip bir model, aslında incelenilen bölgenin iyi tanımlı bir görüntüsünü ifade edebilir. \mathbf{R} matrisinin bir satırı, ait olduğu model parametresi için, diğer model parametresi üzerinden ortalama alan bir vektördür ve model parametrelerine olan bağımlılığını tanımlar. Ayrırlılık matrisini incelemenin etkin yolu, üç boyutta tek bir parametre için ortalama vektörü çizerek gözlemektir (Menke 1989). Model parametrelerinin iyi bir ayrırlılığa sahip olması durumunda, ortalama vektörün eleman değerleri, sadece bu parametrenin çok yakınında sıfırdan farklı değerlere sahip olurken, diğer yerlerde ise sıfırdır. Böyle bir ortalama vektörün kompakt olduğu (ortalama vektör şekli olarak delta fonksiyonuna benzediği durum) düşünülür (Menke 1989). Ayrırlılık matrisinin diğer bir inceleme şekli Backus ve Gilbert (1967, 1968) ve Menke (1989) tarafından tanımlanan yayılım fonksiyonu ile yapılabilir;

$$S(p) = \sum_{q=1}^L w(p,q)R_{pq}^2 \quad (7)$$

R_{pq}^2 , \mathbf{R} matrisinin elemanıdır; $w(p,q)$, p ve q grid noktaları arasındaki fiziksel mesafe ile tanımlanan ağırlıklandırma fonksiyonudur. L , ters çözümü yapılmış parametre sayısıdır. Kompakt bir ortalama vektör için yayılım fonksiyonu değerleri düşüktür. Bu durumda o grid noktasındaki hız parametresi için ayrırlılık mükemmeldir. Aksi durumda, bir grid noktası için yayılım fonksiyonunun şekli kompakt değilse, $S(p)$ değeri büyüktür ve o grid noktasındaki hız değeri diğer grid noktalarındaki hız değerlerinin ortalaması sonucunda elde edilmiştir. Bu durumda bu grid noktasında bir kirlenmenin olduğundan söz edilebilir. Tüm ortalama vektörlerin görsel analizi yapılarak ve $S(p)$ yayılım fonksiyonunun model hacmi içerisindeki davranışı incelendikten sonra, ışın yörüngelerine bağlı olarak hız anomalilerindeki kirlenmelerin hangi yönde olduğunu belirlenebilir (Chiarabba ve diğ. 1994).

Ters çözüm sonuçlarının değerlendirilmesinde kullanılan ayrırlılık (\mathbf{R}) matrisinin dışında, diğer bazı nitelikler de çözüm kalitesinin değerlendirilmesinde kullanılmaktadır. Bunlardan birisi de ters çözüm sonucunda rezidüellerin karekök ortalamasının (RMS) hesaplanması olup, verideki uyumsuzluğun bir ölçütünü verir.

$$\text{RMS}_{\text{rezidüel}} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (t_i^{\text{gt}} - t_i^{\text{hes}})^2 \right]^{1/2} \quad (8)$$

Burada N , kullanılan yayılma zamanı sayısını, t_i^{gt} ve t_i^{hes} sırasıyla hesap edilen ve gözlenen yayılma zamanlarını göstermektedir. Küçük RMS değerlerine sahip çözümlerde, model gerçek modele yakınsamıştır ve böylece rezidüellerde önemli miktarda bir azalma olmuştur. Ayrıca RMS değerleri, verideki okuma hatalarının büyüklüğünü ifade eder. İterasyon adımlarında hesaplanan RMS rezidüel değerlerindeki azalmalar, verideki hataların etkisinin minimizasyon işlemi ile azaldığını gösterir. Diğer taraftan veri varyansı, gözlemsel veri ile hesaplanan yeni model üzerinde kestirilen veri arasındaki uyumun bir ölçüsüdür (Menke 1989). Varyans azalımı, parametre değişimlerinde başlangıç durumuna göre bir ilerleme sağlandığını gösterir. Model varyansı ise model üzerinde uygulanan düzeltmelerin boyutunun bir ölçütüdür. Model varyansı değerinin artma miktarı ters çözüm işleminin doğrusallığının bir göstergesidir. Model varyansı değerlerinin küçük olması, hesaplanan parametre

düzeltilmelerinin durağan koşullar içerisinde, verideki muhtemelen mevcut olan gürültünün ters çözümü yapılmadan hesaplandığını ifade eder. Veri varyansı ile model varyansı arasındaki bir ödünlülük ilişkisi var olup, birisinin değeri azalırken diğerinin arttığı bir fonksiyondur (Menke 1989, Eberhart-Phillips 1986).

TERS ÇÖZÜM İŞLEMİ VE SONUÇLARI

İteratif ters çözüm işlemi uygun bir 1-boyutlu (1-B) hız modeli benimsenerek yapılır. Bölgede derin sismik kırılma profili gibi diğer jeofiziksel çalışmaların eksik olması nedeniyle 3-B ters çözüm için gerekli olan 1-B başlangıç modeli Chiarabba ve diğ. (1994), çalışmasında kullanılan ve bölgedeki jeolojik bilgiden ortaya çıkarılan 1-B hız modelinden yararlanarak oluşturulmuştur.

Bu çalışmada S-dalgası verisi, P-dalgası verisine göre daha fazla belirsizlikler içerdiğinden (daha büyük okuma hataları nedeniyle), sadece P dalga hızı yapısı elde edilmeye çalışılmıştır. S-dalgası varış zamanları sadece odak konumlarını daha iyi belirlemek amacıyla kullanılmıştır.

Bu çalışmada bölgenin altındaki hız yapısını detaylı incelemek için yeraltı Chirabba ve diğ. (1994) göre daha küçük grid açıklıklı nodlarla modellenmiştir. Temel olarak grid açıklıklarına göre 2 km, 1.5 km ve 1 km (Model A, Model B, Model C) olmak üzere üç ayrı başlangıç

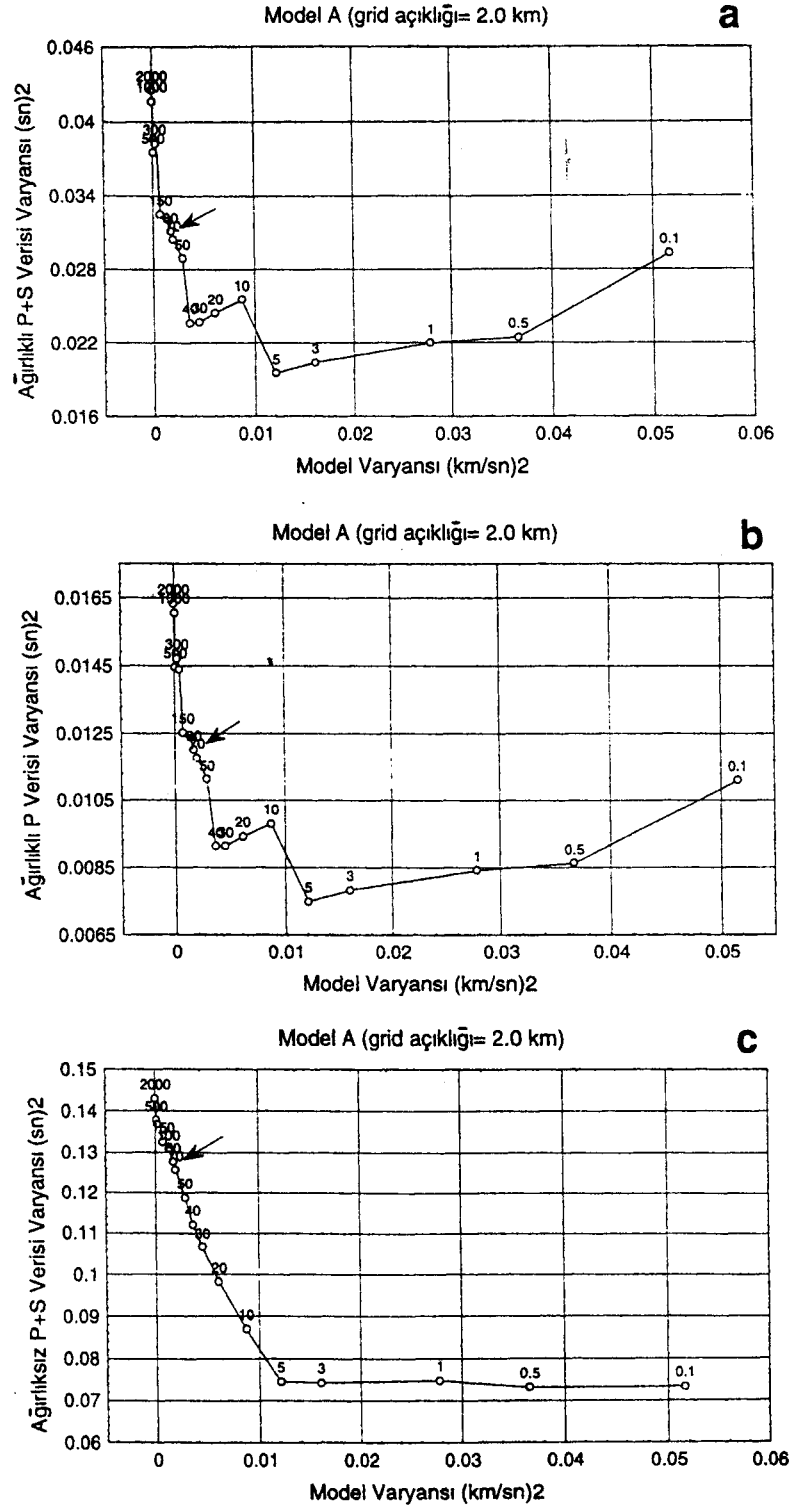
modeli kullanılmıştır. Her bir başlangıç modeli için yayılma zamanı rezidüellerinin ters çözümü yapılarak, 3-B hız modelleri elde edilmektedir. Sönümlü en küçük kareler ters çözümü için gerekli olan uygun sönüm parametresi, her bir model için model ile üç tür veri varyansı (ağırlıklı P+S verisi, ağırlıklı P verisi, ağırlıksız P+S verisi) arasında yapılan ödünleşme analizleri sonucunda belirlenmektedir. Bu amaçla benimsenen başlangıç modeli için farklı sönüm parametreleri kullanılarak tek adım ardışık ters çözüm yapılır ve elde edilen model ve veri varyansları arasında bir ödünlülük grafiği çizilir. Bu grafiğin analizinden, çözüm varyansında çok fazla artışa neden olmadan, veri varyansında optimal bir azalmayı sağlayan değer, ters çözüm için en uygun sönüm parametresi olarak seçilir.

İlk ters çözüm 2 km'lik grid açıklığına sahip başlangıç modeli (Model A) ile yapıldı. Benimsenen 1-B başlangıç hız modeli dört yatay tabakadan oluşmuştur. Tabakaların derinlikleri sırasıyla 1, 2, 4 ve 6 km'dir. Her bir tabakadaki grid noktalarına sabit hız değerleri atanmış olup, bunlar derine doğru her bir tabaka için sırasıyla 3.0, 4.3, 5.0, 6.0 km/sn'dir. Bu model için oluşturulan üç tür ödünlülük eğrisi Şekil 2'de görülmektedir. Ağırlıklı P+S verisi ve ağırlıklı P verisi için çizilen eğrilerin görünüşleri birbirine benzerdir. Diğer taraftan ağırlıksız P+S verisi için çizilen ödünlülük eğrisi diğer iki eğriye göre daha yumuşak görünüme sahiptir. Üç eğrinin dikkatlice incelenmesinden sonra bu model için sönümlü en

Çizelge 1. Üç boyutlu ters çözüm işlemleri sırasında Model A, Model B ve Model C için ters çözüm evreleri ve ardışık yaklaşım ile elde edilen sonuçlar ile karşılaştırılması.

Table 1. 3D inversion parameters for Model A, Model B, and Model C and comparison with results of the graded inversion.

Ters Çözüm İşlemleri	Ters Çözülen Parametre Sayısı	İterasyon Sönüm Sayısı	Çözümlenen Parametre Sayısı	Varyans Azalımı (%)	Son Varyans (sn ²)	Son RMS (sn ²)	
Model A	174	6	70	123	52.44	0.00792	0.05024
Model B	218	5	30	141	53.32	0.00723	0.04971
Model C	492	3	7	226	53.31	0.00744	0.04646
Kademeli Ters Çözüm (Chiarabba ve diğ. 1994)	Grid Açıklığı (km)						
	7.5		200	52	48.0		0.13000
	5.0		200	94	46.0		0.12000
	2.0		200	275	46.0		0.11000

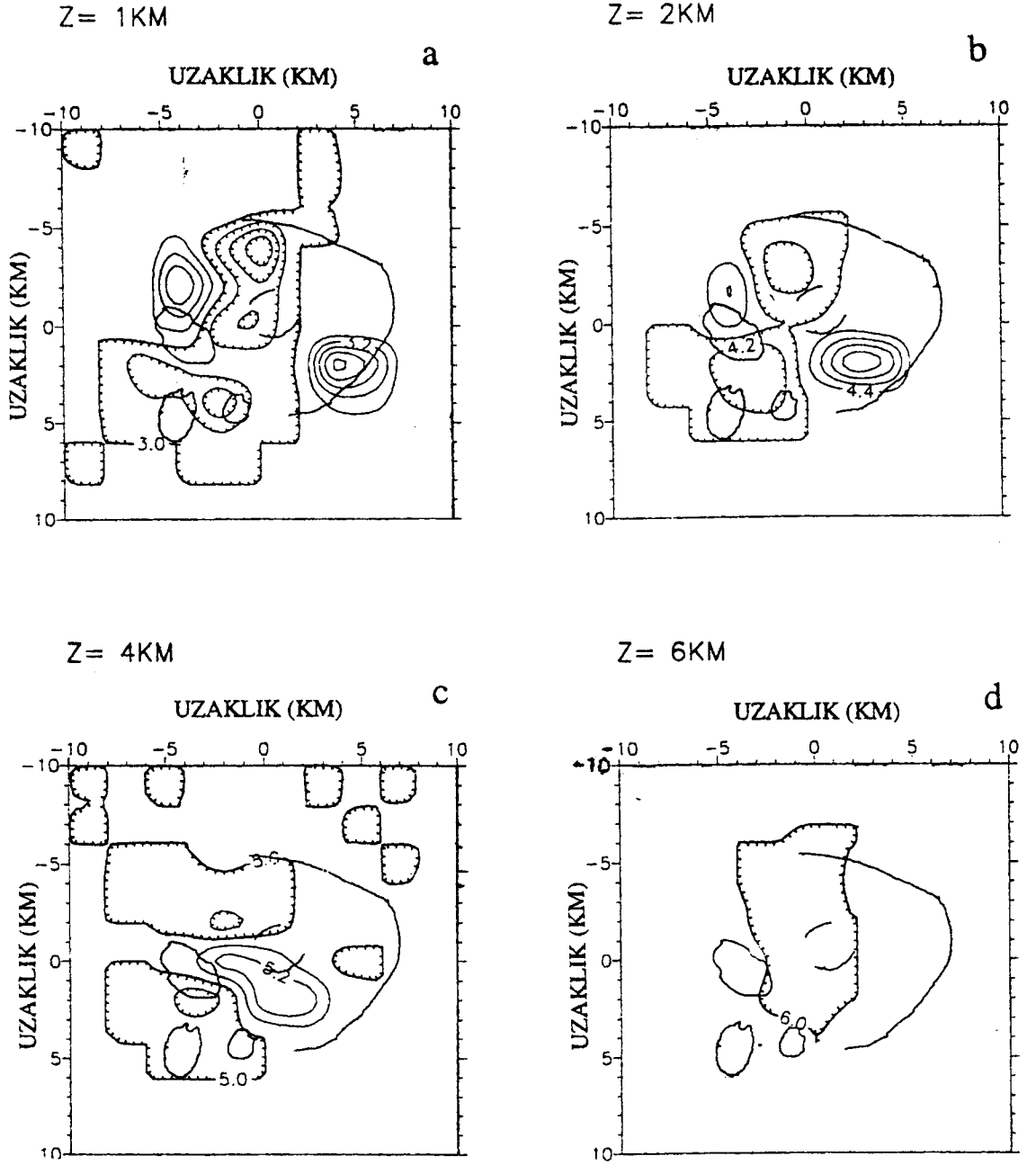


Şekil 2. Model A için hesaplanan model varyansı a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S veri varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri.

Figure 2. Trade-off curves between model and data variance for the Model A. a) weighted P+S data, b) weighted P data, c) unweighted P+S data.

küçük kareler çözümünde kullanılmak üzere sönüm parametresi olarak 70 değeri seçilmiştir. Şekil 2b, c'de görüldüğü gibi ödüllülük eğrisinde 70 değerinin altındaki değerlerin salınım yaptığı gözlenmektedir. Bu durum muhtemelen verideki gürültüden kaynaklanmaktadır.

Bu model için yapılan ters çözüm sonuçları Şekil 3'te verilmiştir. Bu Şekil de dahil olmak üzere diğer tüm tomografik hız kesitlerini içeren Şekillerde içe dönük çizgiler hız azalmasını ve düz çizgiler ise hız artımını ifade



Şekil 3. P dalgası hız modeli (Model A). Kullanılan sönüm parametresi değeri 70 olup, grid açıklığı 2 km'dir. Konturlarda, içe dönük çizgiler ile hız azalımı ve düz çizgilerle hız artımı ifade edilmektedir.

Figure 3. Final P-wave velocity model with a grid spacing of 2 km (Model A). Chosen value of damping parameter used in the inversion is 70. Contouring with the thin solid lines shows a velocity increasing and hatched lines show a velocity decreasing.

de etmektedir. İlk tabakada (1 km derinlik) iki yüksek hızlı anomali belirgin olarak volkanın doğu kısmında ve kuzeybatı kısmında görülmektedir. Kalderanın kuzey kısmında gözlenmeye başlanan düşük hızlı anomali, kalderanın ortasına ve güneybatı kısmına doğru yayılmaktadır. İkinci tabakada (2 km derinlik) iki yüksek hızlı anomali, kalderanın merkezine doğru biraz daha yaklaşmış durumdadır ve sonuçta üçüncü tabakada (4 km derinlik) birbiriyle birleşmektedir. Son tabakada (6 km derinlik) belirgin bir hız değişimi görülmemektedir. Ters çözümü yapılan grid noktası sayısı 123'tür. Varyans azalımı %52.44 ve veri için son RMS değeri 0.050 sn^2 'dir.

İkinci ters çözüm işlemi, yatay yönlerde 1.5 km'lik grid açıklığına sahip başlangıç modeli (Model B) için yapılmıştır. Bu modelde yatay tabakalar 1, 2, 4, 6 km derinliklere yerleştirilmiştir. Model A için elde edilen sonuçlarda görüldüğü gibi 6 km derinlikte bulunan tabakada hiçbir hız değişimi olmaması nedeniyle bu tabakadaki grid noktaları ters çözüm işlemi boyunca sabit tutulmuştur. Buna bağlı olarak, diğer tabakalarda yatay yönlerde daha fazla grid noktası kullanılarak, model hacmi 3 boyutta daha yoğun bir biçimde temsil edilmektedir. Bu model için hesaplanan 3 ödünleşme eğrisi Şekil 4'de görülmektedir. Üç eğri şekil olarak birbirine benzerdir. Model A için hesaplanan ödünleşme eğrilerine göre dikkat çekici bir nokta ise, her üç eğride, 50 değerine sahip sönüm parametresi civarında zig-zag şeklinde bir salınımın olmasıdır.

Bu üç eğrinin değerlendirilmesi sonucu, ters çözüm için sönüm parametresi olarak 30 değeri seçilmiştir. Elde edilen ters çözüm sonuçları (Şekil 5) bir önceki adımda elde edilen hız anomalilerine benzer şekildedir. İlk tabakada, kalderanın güneydoğusunda ve kuzeybatısında daha sık anomali dağılımı ile kendini gösteren yüksek hızlı yapı, ikinci tabakada (derinlik 2 km) kalderanın merkezine doğru yaklaşmakta ve üçüncü tabakada (derinlik 4 km) kalderanın merkezinde birleşmektedir. Sonuçlara genel olarak bakıldığında, kalderanın kuzeyi, merkez bölgesi ve volkanik göllerin bulunduğu güneybatı bölgelerinde düşük hız anomalisinin hakim olduğu gözlenmektedir. Şekil 5 d, e'de sırasıyla yaklaşık kuzey-güney (A-B) ve kuzeydoğu-güneydoğu (C-D) doğrultularında alınmış düşey hız derinlik kesitleri görülmektedir. Derinlik kesitlerinde yeralan deprem odakları yıldız simgesi ile gösterilmektedir. Kesite göre belirli bir derinlik aralığı içinde dağılmış halde bulunan deprem odaklarının kesite izdüşümü yapılmıştır.

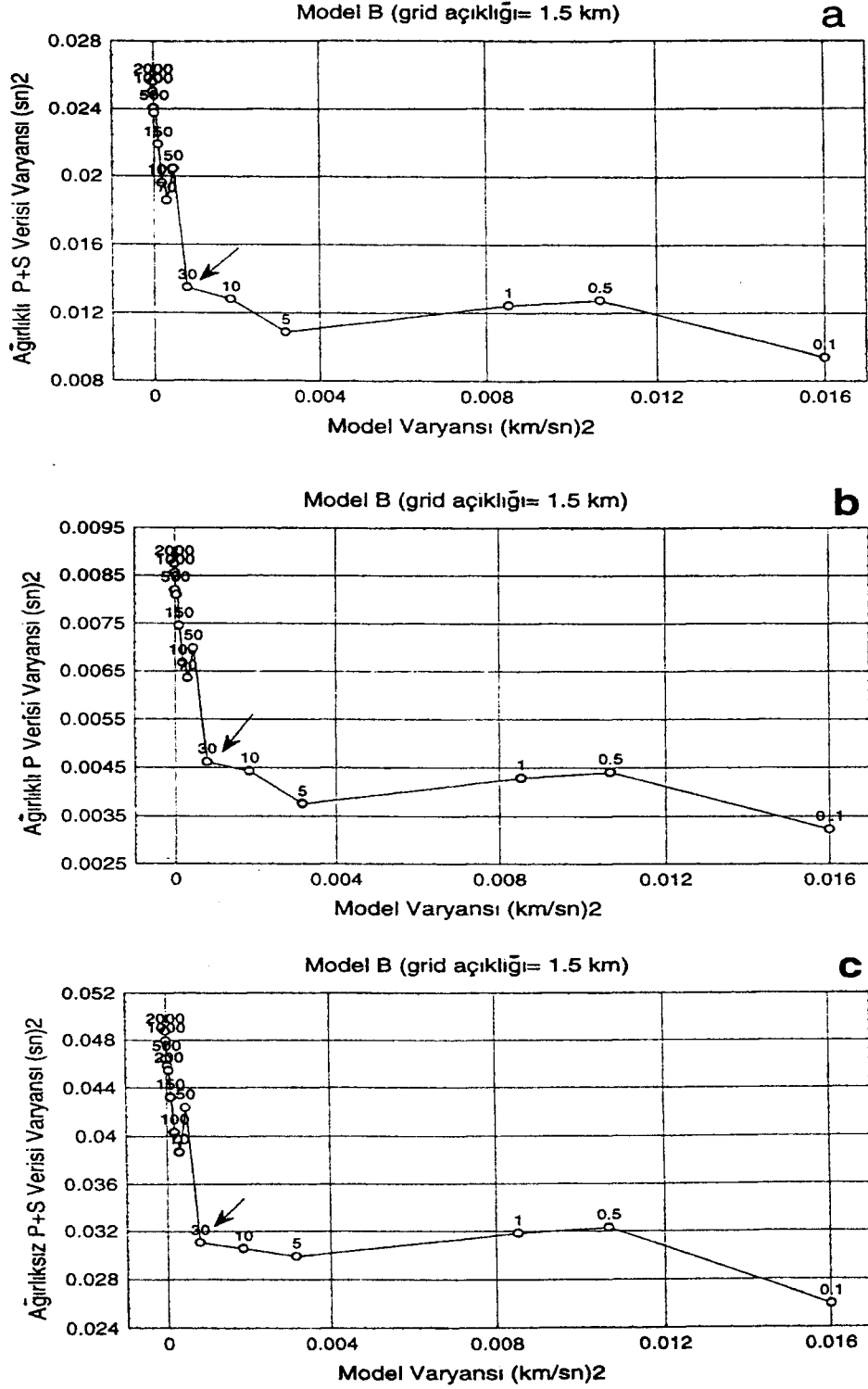
Ters çözüm işlemi sonucunda, Model B için ters çözümü yapılan grid noktası sayısı 141, varyans azalımı

%53.32 ve son RMS değeri 0.049 sn^2 'dir. Volkanın kuzey kenarı dışında Model A sonuçlarında mevcut olmayan yüksek hız anomalisi gözlenmektedir. Bu durum muhtemelen Model B için daha küçük bir sönüm parametresi değeri kullanılmasına veya kuzeyde model hacmi dışında kalan bölgede bulunan depremler nedeniyle ışın yörüngelerinin yapay bir etkisine bağlı olarak meydana gelmiş olabilir.

Son ters çözüm işlemi yatay yönlerde 1 km'lik grid açıklığı için oluşturulan 1-B başlangıç modeli (Model C) için yapılmıştır. Yatay tabakalar Model B'de olduğu gibi aynı derinliklerde (1, 2, 4 ve 6 km) yerleştirilmiş ve son tabaka ters çözüm işlemi boyunca sabit tutulmuştur. Bu model için hesaplanan ödünleşme eğrileri Şekil 6'da görülmektedir. Bu Şekillerde Model B için hesap edilen ödünleşme eğrilerinde (Şekil 4) karşılaşılan zig-zag şeklindeki salınımlar gözlenmektedir. Bu kez eğrilerin salınım yapan kısmı daha küçük sönüm parametresi değerlerine(=30), aşağıya doğru kaymıştır. Öncelikle, eğrilerin değerlendirilmesinden, sönüm parametresi değerinin 7 olarak seçilmesinin ters çözüm işlemi için uygun olacağı düşünülmüştür. Elde edilen sonuçlar (Şekil 7) daha önceki elde edilen model sonuçlarına benzer olup, hız anomalileri yine aynı konumlarda ve biraz daha detaylı olarak elde edilmiştir. Elde edilen hız modeli sonuçlarında, ilk tabakada daha belirgin olmak üzere kalderanın kuzeyinde yüksek hız anomalisi görülmektedir. Bu anomali, modelin kuzey tarafında dışa doğru yayılmaktadır. Bu durum daha kuzeyde yeralan depremler ile istasyonlar arasındaki, yaklaşık olarak birbirine paralel ışın yörüngelerinden kaynaklanmış olabilir. Bu model için ters çözüm sonucunda ters çözümü yapılan grid noktası sayısı 226, varyans azalımı %53.31 ve veri için son RMS değeri 0.04646 sn^2 'dir.

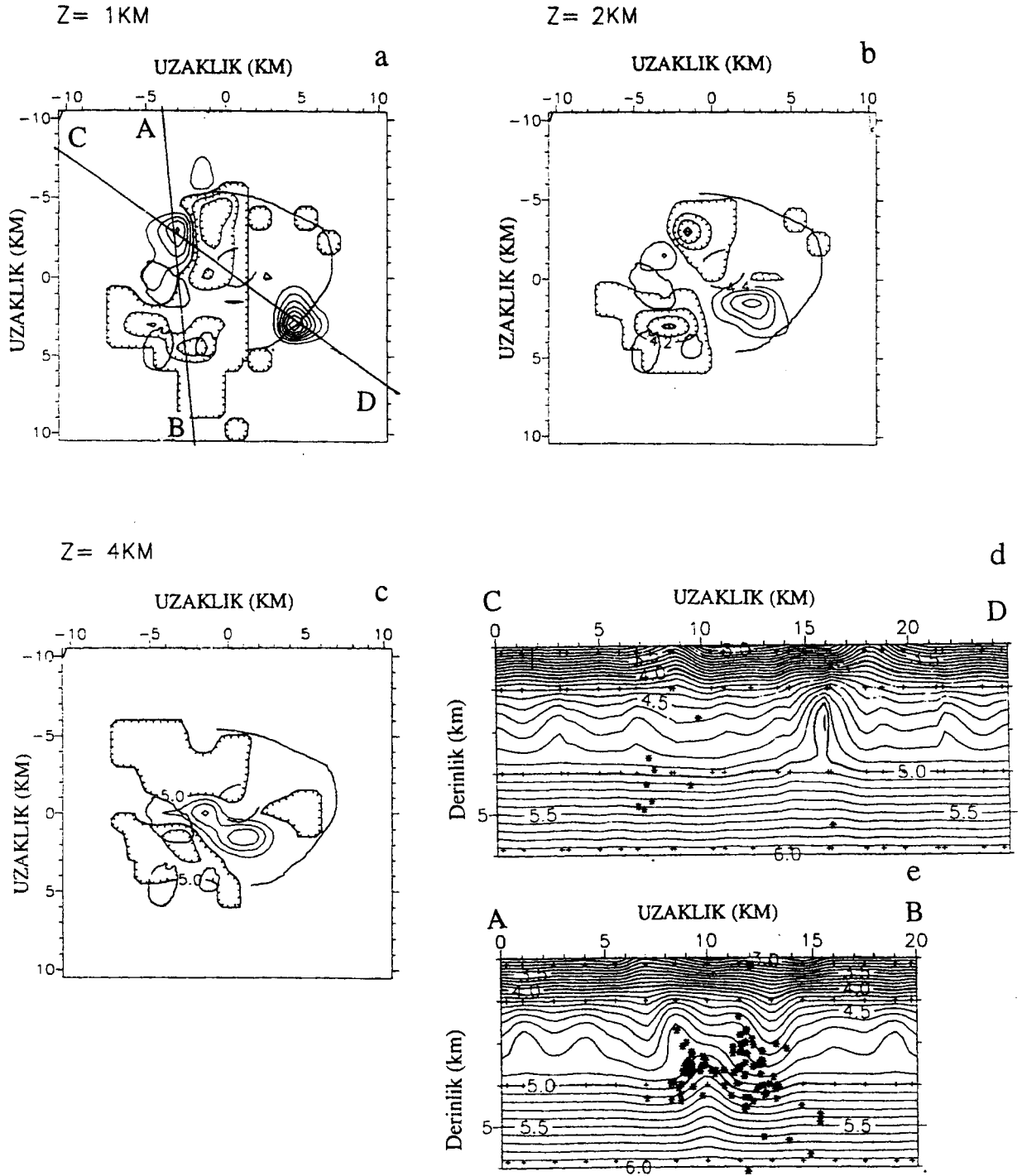
Deprem Konumlarının 1-B ve 3-B Hız Modelleri İçin Yeniden Belirlenmesi

Bu çalışmada kullanılan depremlerin konumlarının 1-B hız modeli ile 3-B hız modellerine göre yeniden belirlenmesindeki farklılığı inceleyebilmek için, verinin ilk RMS değerlerinin ters çözüm sonucunda elde edilen son RMS değerlerine göre değişimi incelenmiştir (Şekil 8). Şekil 8'de görüldüğü gibi, 3-B heterojen hız modeli kullanılması durumunda depremlerin büyük bir çoğunluğunda oldukça büyük RMS azalimleri sağlanmıştır. Bu durum, ters çözüm sonucunda elde edilen ve gerçeğe yakın olduğu düşünülen 3-B hız modelinin, depremlerin ko-



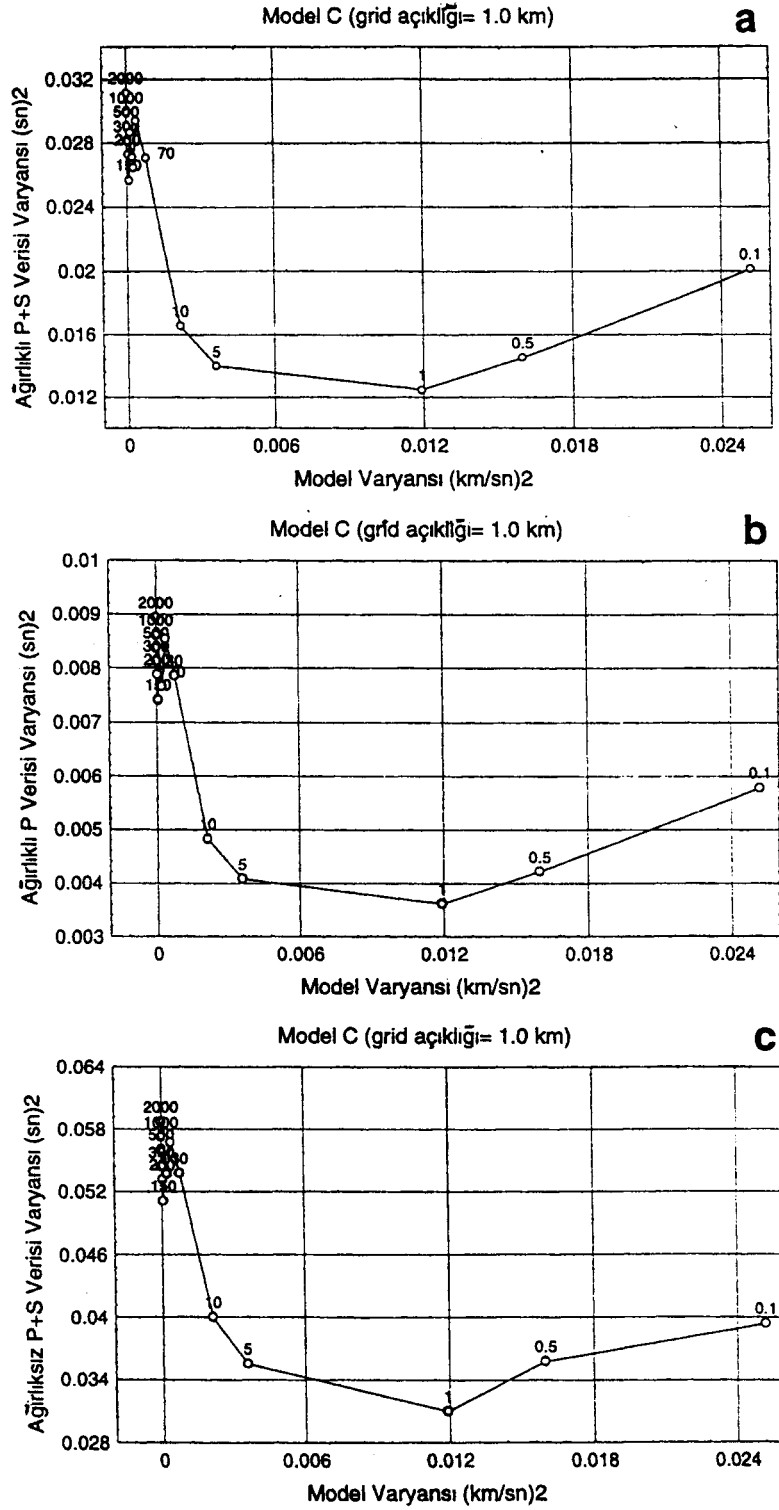
Şekil 4. Model B için hesaplanan model varyansı a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S veri varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri.

Figure 4. Trade-off curves between model and data variance for the Model B. a) weighted P+S data, b) weighted P data, c) unweighted P+S data.



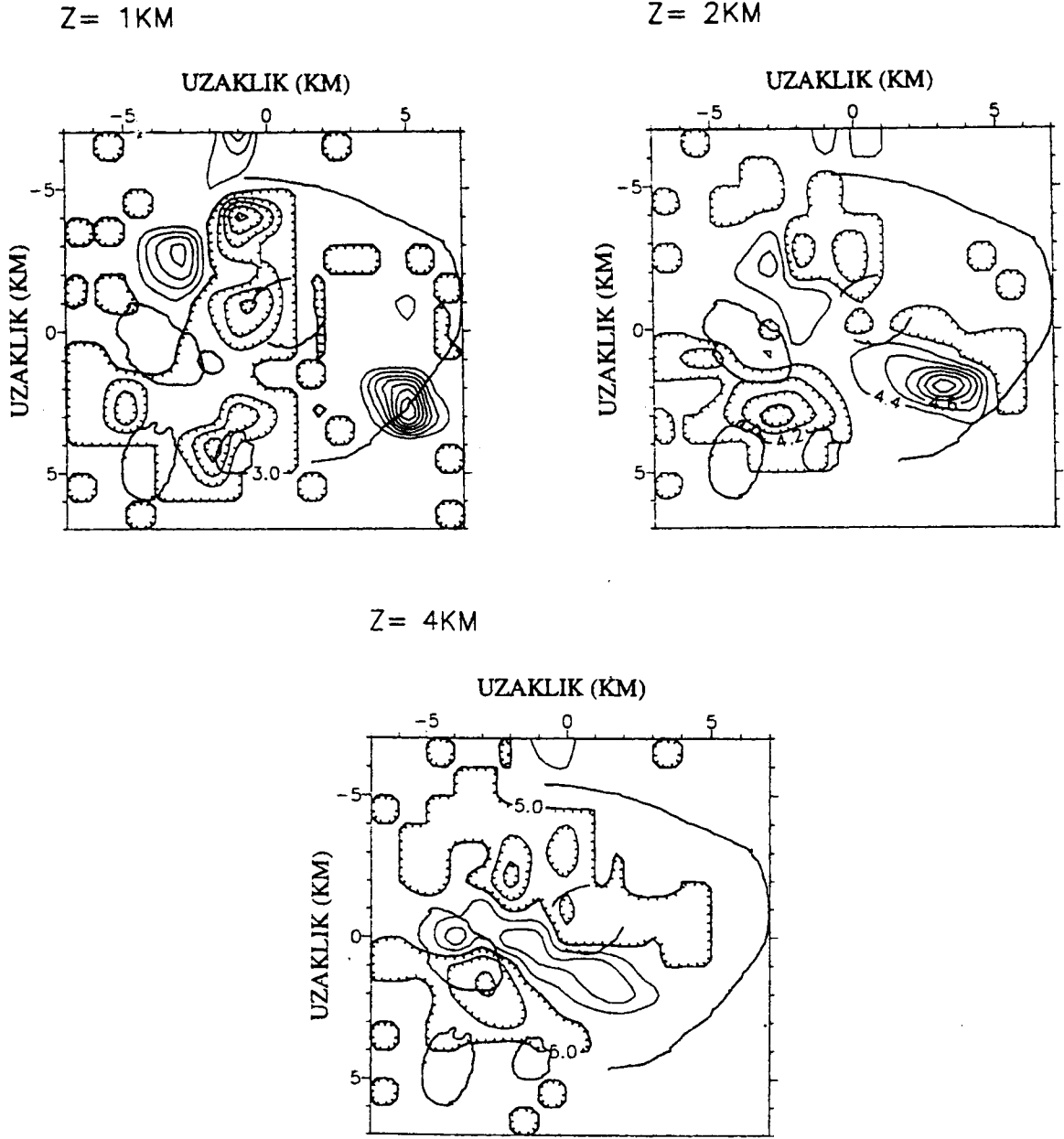
Şekil 5. P- dalgası hız modeli (Model B). Kullanılan sönüm parametresi değeri 30 olup, grid açıklığı 1.5 km dir. Tabakalar a) 1 km, b) 2 km, c) 4 km derinliklerde yer almaktadır. d) ve e) sırasıyla C-D ve A-B doğrultularında alınan derinlik hız kesitleridir.

Figure 5. Final P-wave velocity model with a grid spacing of 1.5 km (Model B). Chosen value of damping parameter used in the inversion is 30. The layers located at 1-, 2- and 4 km depth are shown in a), b) and c) respectively. d) and e) respectively show C-D and A-B vertical cross sections through the model.



Şekil 6. Model C için hesaplanan model varyansı a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S veri varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri.

Figure 6. Trade-off curves between model and data variance for the Model C. a) weighted P+S data, b) weighted P data, c) unweighted P+S data.

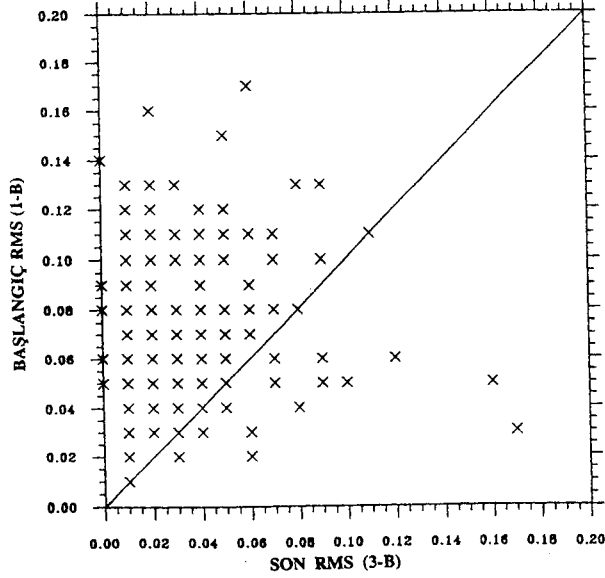


Şekil 7. P dalgası hız modeli (Model C). Kullanılan sönüm parametresi değeri 7 olup, grid açıklığı 1.0 km' dir.

Figure 7. Final P-wave velocity model with a grid spacing of 1.0 km (Model C). Chosen value of damping parameter used in the inversion is 7.

numlarının belirlenmesinde kullanılması, çok daha gerçekçi sonuçlar verdiğini gösterir. Burada sadece kalderanın kuzeyinde kalan bir kaç deprem için, beklenenin aksine, 3-B hız modeli kullanılması durumunda, daha yüksek RMS değerleri elde edilmiştir. Bu bölgede yer alan grid noktaları, düşük ışın yoğunluğu sebebiyle ters çözüm boyunca sabit tutulmuşken ışınlarla iyi örneklen-

miş olan merkez bölgesi, iterasyonlar boyunca sürekli değişebilmektedir. Volkanın kuzeyinde bulunan depremler her iterasyondan sonra yeniden yerleştirilirken, hız modelindeki bu durumdan olumsuz etkilenmiş ve bunun sonucu olarak daha büyük RMS değerleri bulunmuş olabilir.



Şekil 8. Depremlerin başlangıç ve son RMS değerleri arasındaki ilişki.

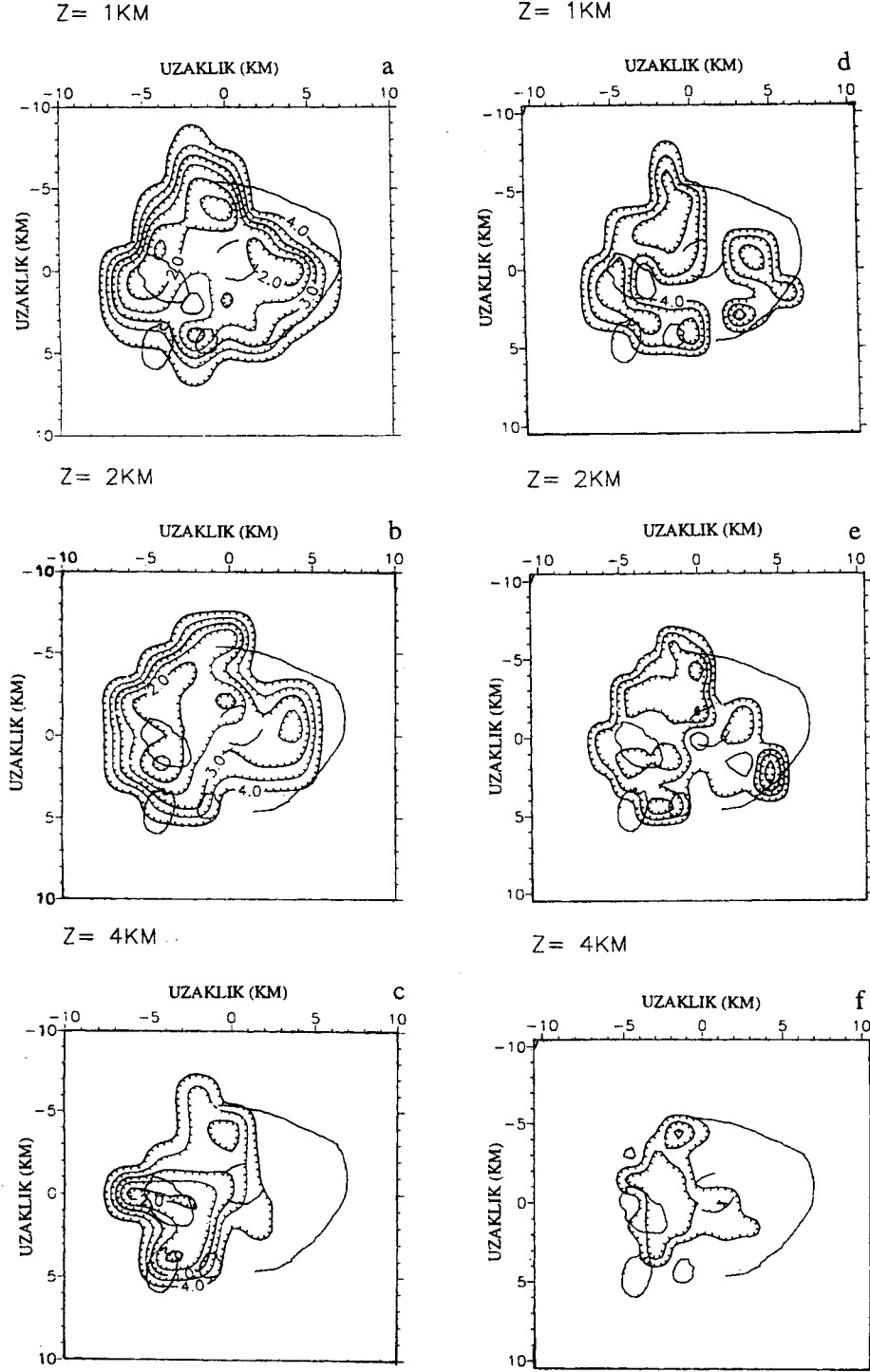
Figure 8. The relations between rms computed using initial 1-D model and RMS obtained with the final 3D velocity model from the inversion.

Ayrımlılık Analizleri

İki ayrı grid açıklığına sahip hız modelleri (Model A, Model B) için ayrımlılık analizleri sonuçları hesaplanan yayılma fonksiyonu değerlerinin konturlanmasıyla Şekil 9'da görülmektedir. Şekil 9a, Model A için ve Şekil 9b, Model B için konturlanmış yayılma fonksiyonu değerlerini göstermektedir. Model A ve Model B için bu sonuçlara bakıldığında göze çarpan ilk önemli özellik, çözümlenmiş grid noktası sayısının ilk tabakadan itibaren derine doğru inildikçe azalmasıdır. Genelde, çözümlenen grid noktaları kalderanın merkezi kısımlarında yer almaktadır. Bu durum, bölgedeki depremlerin ve istasyonların dağılımı ve dolayısıyla ışın yörüngelerinin dağılımı ile doğrudan ilişkilidir. Bölgede görülen depremler genelde sığ derinliklerde (1- 4 km) yoğunlaşmaktadır. Bu nedenle, örneğin 3. tabakadaki (4 km derinlik) ışınlar ile çözümlenen grid noktası sayısı, daha üstte bulunan sığ tabakalardakine göre daha azdır.

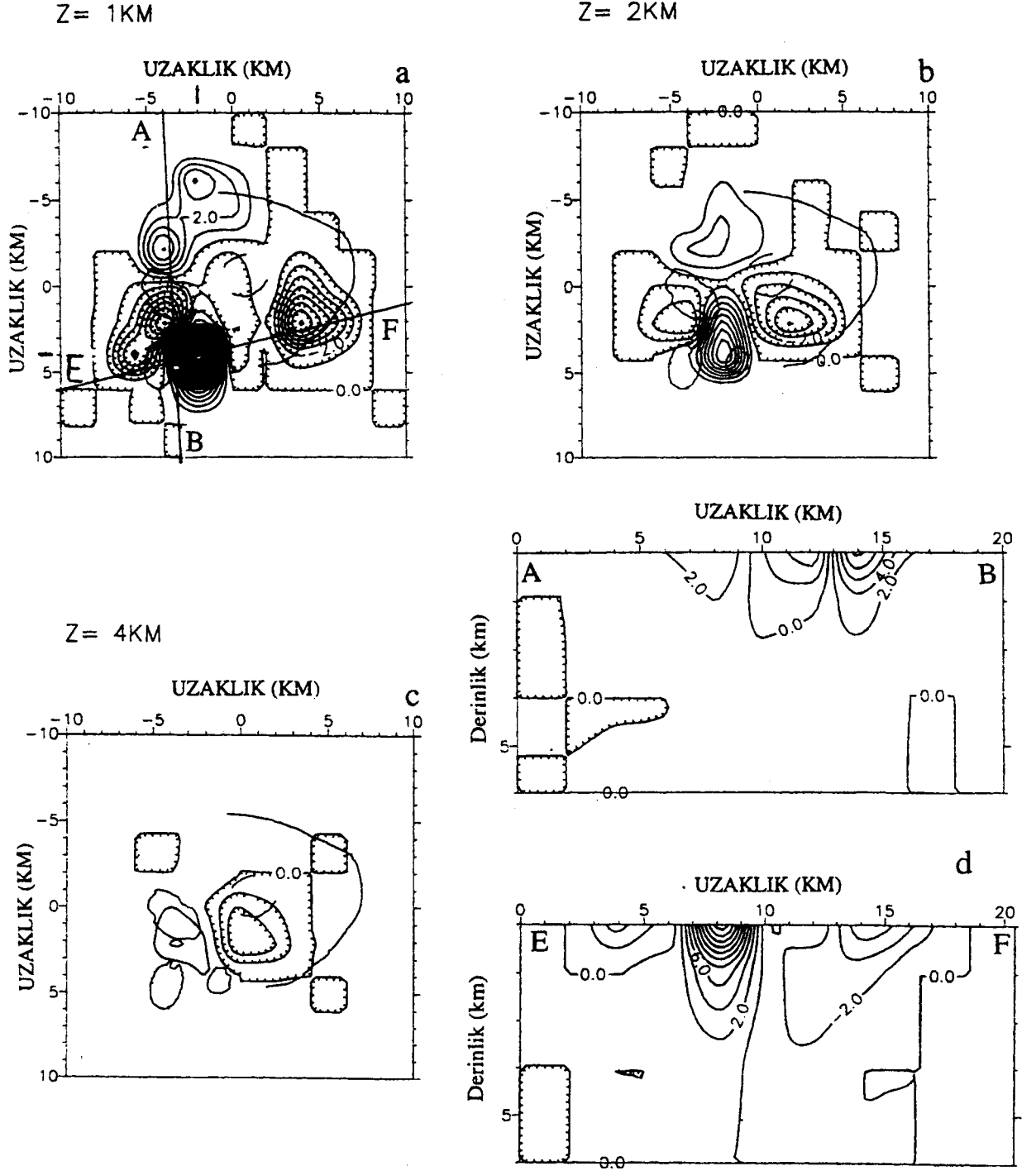
Şekil 9a,b incelendiğinde genelde kalderanın batı kısmında yer alan grid noktalarındaki hızların kalderanın doğusundakilere göre daha iyi çözümlenmiş olduğu görülür (daha düşük yayılım fonksiyonu değerleri). Ayrıca her iki modelde de kalderanın kuzeybatı, güneybatı kesimleri düşük yayılım fonksiyonu değerlerine sahip olmaları nedeniyle en iyi çözümlenen kesimlerdir. Bu duruma göre bu çalışma sonucunda kalderanın kuzeybatısında belirlenen yüksek hız anomalisi ve güneybatı kesiminde belirlenen düşük hız anomalilerinin iyi çözümlenmiş olduğu söylenebilir. Diğer taraftan kalderanın güneydoğusunda belirlenen yüksek hız anomalisi için Şekil 9a ve Şekil 9b incelendiğinde, Model B için bu bölgedeki nodlarda Model B'ye göre daha düşük değerler alınması nedeniyle, Model B'de bu hız anomalisinin daha iyi çözümlendiği görülmektedir. Bu duruma rağmen her iki model için bu kesimdeki nodlarda modelin batı kesimine göre daha düşük diyagonal değerleri bulunmuş olup, yayılma fonksiyonu değerleri de nispeten biraz daha yüksektir.

Diğer taraftan, belirlenmiş olan bu hız anomalilerinin ne derece hız modelindeki diğer hız değerlerine bağımlı olarak kestirildiğinin tespit edilmesi gerekir. Böylece hız modellerinin hangi grid noktalarının diğer noktalardan bağımsız olarak kestirildiği, yani iyi çözümlenmiş olduğu belirlenir. Bu amaçla her iki model için (Model A ve Model B) ayrımlılık matrisinin ortalama alan vektörlerinin davranışları her bir model parametresi için üç boyutta analiz edilerek anomali kirlenmelerinin hangi yönlerde geliştiği tespit edilmiştir. Bu analiz sonuçlarına örnek olarak, her iki modelde de yer alan hız anomalilerinin bulunduğu bir kaç grid noktası için sonuçlar; Şekil 10, 11, ve 12'de verilmiştir. Şekil 10'da Model A için 1. tabakada yer alan ($X = -4$ km, $Y = -2$ km) ve ($X = 4$ km, $Y = 2$ km) koordinatlarında yer alan grid noktaları için ortalama alan vektör elemanlarının 1 km derinlikte grid noktaları konumuna göre konturlanmış Şekilleri (Şekil 10a ve 10c) ve her birisi için A-B ve C-D doğrultularında alınan derinlik kesitleri (Şekil 10b ve 10d) görülmektedir. Kalderanın kuzeybatısındaki grid noktasında yatay ve biraz da dikey yönlerde kirlenme mevcuttur (Şekil 10a ve b). 1. tabakada, incelenen grid noktası, hemen yakınındaki grid noktalarındaki hız değerlerinden ve ayrıca biraz daha uzakta kalderanın güneybatısındaki anomalide yer alan hız değerlerinden etkilenmektedir. Etkileşim ilk tabakada daha fazla olup, derine doğru inildikçe azalmaktadır. Şekil 10c ve 10d'den görüldüğü gibi kalderanın güneydoğusundaki grid noktası için diğer noktalardan bağımsız olarak kestirildiği ve kirlenmenin



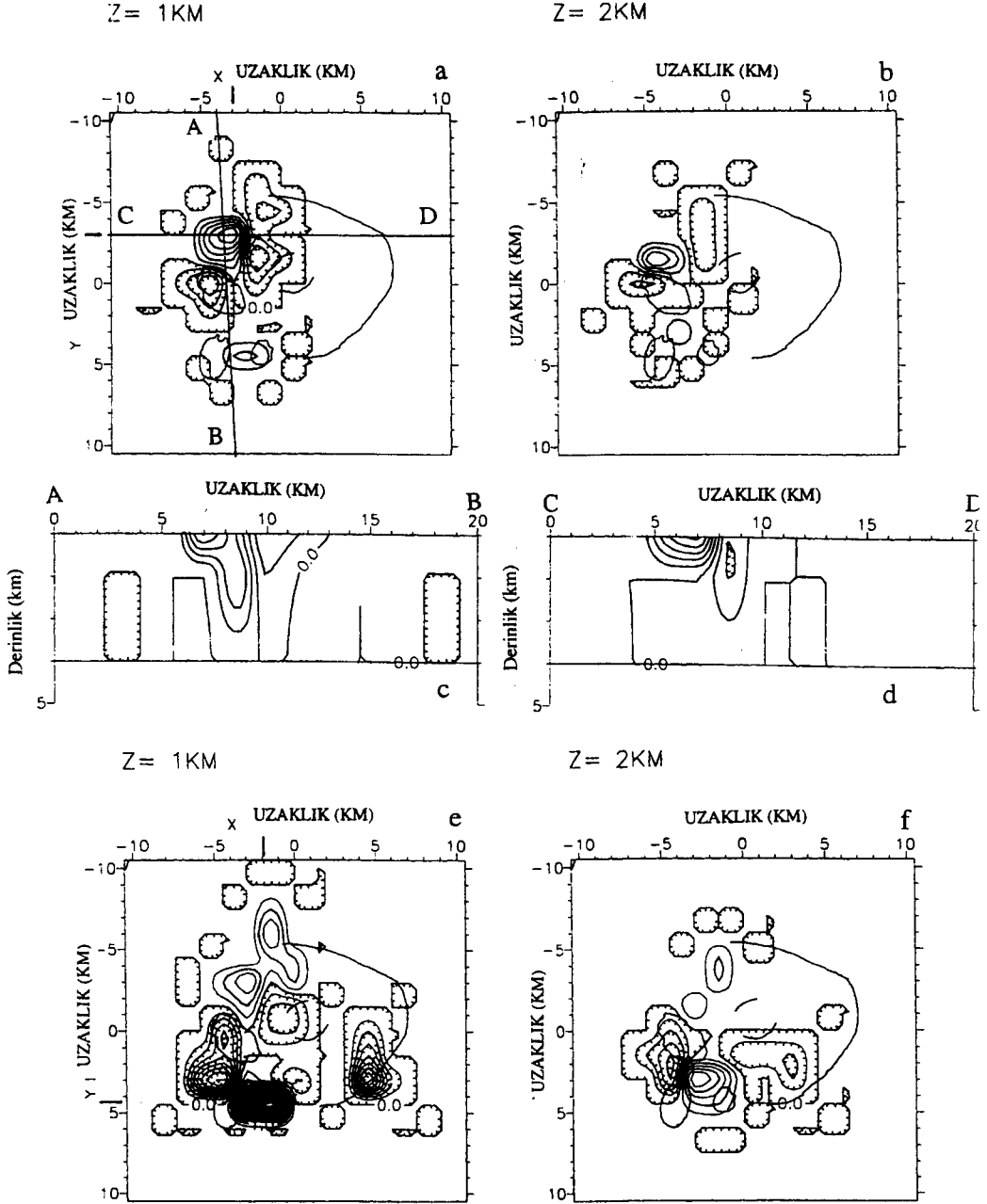
Şekil 9. Model A (solda) ve Model B (sağda) için yayılma fonksiyonu değerlerinin görünümü. Model A için a) 1 km, b) 2 km, c) 4 km derinliklerdeki yayılma fonksiyonu değerlerinin dağılımı. Model B için d) 1 km, e) 2 km, f) 4 km derinliklerdeki yayılma fonksiyonu değerlerinin dağılımı.

Figure 9. Contouring of the Spread Function in the different layers (1, 2, and 4 km depth from top to bottom) for the Model A (left) and Model B (right).



Şekil 11. Model A için 1. tabakada X=-4 km, Y=4 km koordinatlarındaki grid noktası için ayrımlılık matrisinin satır vektörünün a) 1 km, b) 2 km, c) 4 km derinliklerde yer alan grid noktalarındaki davranışı ve d) A-B ve E-F doğrultularında derinliğe bağlı değişimleri.

Figure 11. Averaging vector in 3D model for a grid node at X=-4 km, Y=-4 km in the first layer for Model A. a), b), and c) show the contouring of averaging vector in the layers at 1-, 2- and 4 km depth respectively. d) shows A-B and E-F vertical cross-section through the model.



Şekil 12. Model B için 1. tabakada $X=-4$ km, $Y=-3$ km koordinatlarındaki grid noktası için ayrımlılık matrisi satır vektörünün a) 1 km, b) 2 km derinliklerde yer alan grid noktalarındaki davranışı, c) ve d) sırasıyla A-B ve C-D doğrultularında derinliğe bağlı değişimleri. Model B için 1. tabakada $X=-2$ km, $Y=4$ km koordinatlarındaki grid noktası için ayrımlılık matrisinin satır vektörünün e) 1 km ve f) 2 km derinlikteki grid noktalarındaki davranışı.

Figure 12. Averaging vector for two velocity parameters in the Model B. a) and b) show contouring of the averaging vector in the layers 1 and 2 (1- and 2-km depth) respectively for a grid node at $X=-4$ km, $Y=-3$ km in the first layer, c) and d) show vertical cross section of A-B and C-D respectively through the model, e) and f) show contouring of the averaging vector in the layers 1 and 2 (1- and 2 km depth) respectively for a grid node at $X=-2$ km, $Y=4$ km in the first layer.

olmadığı söylenebilir fakat, bu nokta için ayrımlılık matrisinin diyagonal elemanı değeri (0.2) düşüktür.

Şekil 11'de Model A'nın 1. tabakasında yer alan ($X= -4$ km, $Y= 4$ km) grid noktası için ortalama alan vektörünün model içerisindeki davranışı görülmektedir. Şekil 11d ve Şekil 11a'dan görüldüğü gibi kalderanın yaklaşık kuzey-güney (A-B) ve doğu-batı (E-F) doğrultularında alınmış derinlik kesitleri olup, ortalama alan vektörünün bu doğrultular boyunca derinlikle olan değişimi izlenebilmektedir. Şekil 10a'daki duruma benzer şekilde göz önüne alınan grid noktası çevresindeki grid noktalarından hafifçe etkilenmekte ve düşey doğrultuda az da olsa bir kirlenme mevcuttur. Kalderanın güneydoğusundaki anomaliden etkileşim daha fazladır (Şekil 11d).

Benzer şekilde Model B için de ortalama alan vektörünün 3 boyutta model hacmi içerisindeki davranışı incelenmiştir. Şekil 12a, b, c, d'de 1. tabakada $X= -3$ km, $Y= -3$ km koordinatlarında yer alan grid noktası için ortalama alan vektörünün modelin ilk iki tabakasındaki dağılımı ve yaklaşık kuzey-güney, doğu-batı doğrultularında alınan derinlik kesitlerindeki davranışı görülmektedir. Şekil 12e, f'de yine 1. tabakada $X= -1.5$ km ve $Y= 4.5$ km koordinatlarında yer alan grid noktası için ortalama alan vektörünün modelin ilk iki tabakasındaki dağılımı yer almaktadır. Her iki grid noktası da modelin 1. tabakası içerisinde, yakınlarındaki grid noktalarından etkilenmektedir. Ayrıca her iki grid noktası içinde düşey doğrultularda az miktarda kirlenme mevcuttur ve bu kirlenme güneybatıdaki nokta için biraz daha fazladır. Model A ile karşılaştırılırsa, her iki modelde grid noktaları büyük ölçüde ilgilenilen nokta ve hemen civarındaki noktalardaki değerlere bağlı olarak kestirilmiş olmakla beraber, daha uzaktaki noktalardan da az miktarda etkilenmektedir. Ayrıca, muhtemelen grid açıklığının küçülmesine bağlı olarak Model B'de derinliğe göre biraz daha fazla kirlenme gözlenmektedir.

Her iki model için yayılım fonksiyonu ve diyagonal eleman değerleri göz önüne alınarak incelendiğinde, her iki model için diyagonal eleman değerleri önemli bir farklılık göstermezken, yayılma fonksiyonu değerlerinin Model B için daha küçük değerler aldığı gözlenmiştir (Gökalp 1995). Ayrıca ayrımlılık matrisinin diyagonal elemanları değerlerinde, Model B'deki 2. ve 3. tabakadaki bazı grid noktaları için daha iyi değerler (yüksek değerler) aldığı gözlenmiştir (Gökalp 1995). Bu nedenle Model B, Model A'ya göre daha iyi çözümlenmiştir ve en geçerli model olarak benimsenebilir. Model C için

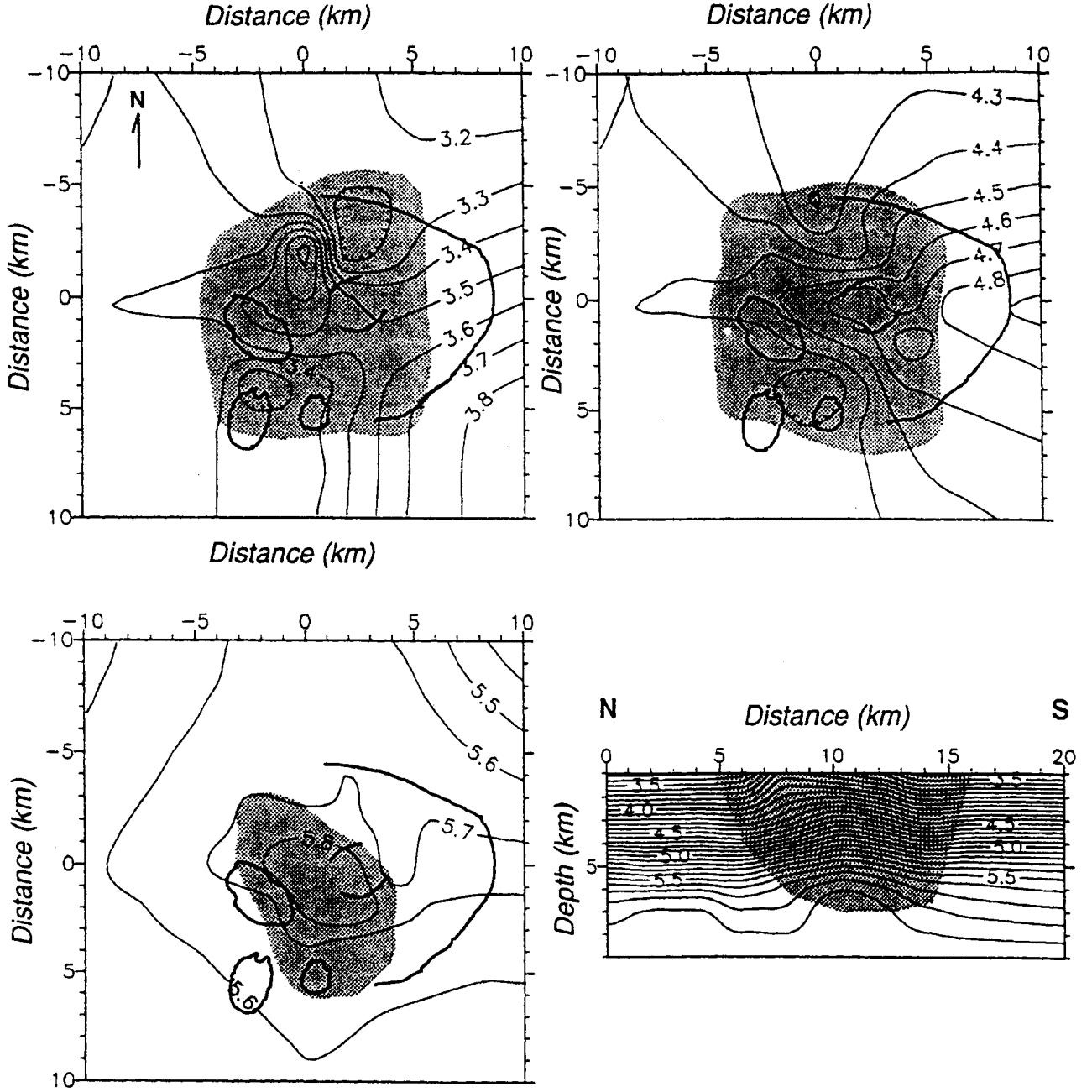
hesaplanan yayılma fonksiyonu ve diyagonal eleman değerleri diğer iki modele göre daha kötü olduğundan dolayı ayrımlılık sonuçları burada verilmeyecektir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Yapılan yerel deprem tomografisi çalışması ile Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altındaki heterojen ve gelişigüzel karmaşık hız yapısı ortaya çıkarılmıştır. Bölgenin detaylı 3-B derin P dalga hızı yapısı, bölgede kaydedilen yerel depremlerin yayılma zamanı verisinin sönümlü en küçük kareler ters çözümü sonucunda elde edilmiştir. Başlangıç modelleri 4 sabit hızlı tabakadan ibaret olup, hız yapısı farklı grid açıklıkları (2 km, 1.5 km, 1.0 km) ile 3-B grid ağı içerisinde yer alan her bir grid noktasına sabit bir hız değerinin atanmasıyla temsil edilmektedir. Ters çözüm işleminde kullanılan sönüm parametresi değerleri, her model için oluşturulan üç ayrı ödünleşme eğrisinin dikkatli analizi sonucunda belirlenmiştir. Elde edilen sonuçların geçerliliği, yapılan detaylı ayrımlılık analizleri ile değerlendirilmiştir. Elde edilen sonuçlar, bölgede daha önce yapılan kademeli yaklaşımlı yerel deprem tomografisi çalışması ve telesismik yayılma zamanları rezidüellerinin ters çözüm sonuçları ile karşılaştırılarak yoruma gidilmiştir.

Elde edilen sonuçlar, Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altında 1-5 km derinlikleri arasında karmaşık hız anomalilerinin varlığını ortaya koymuştur. Volkanın orta kesiminin altında ve en son preatomağmatik püskürmelerin meydana geldiği (~0.003 myö) genç kaldera göllerinin altında (kalderanın güneybatı kısmında) düşük hız anomalileri tespit edilmiştir. Bu anomalilerin yanı sıra kalderanın kuzey-batı ve doğusunda, 1 km ve 2 km derinliklerde yer alan tomografik hız kesitlerinde, iki yüksek hız anomalisi gözlenmiştir. 4 km derinlikteki tomografik hız kesitinde bu iki yüksek hız anomalisi birbiriyle kalderanın orta kesiminde birleşmektedir (Şekil 3, 5, 7).

Bu çalışma sonucunda belirlenen boynuz veya "V" şeklindeki yüksek hızlı bu yapı, bölgede daha önce yapılan kademeli yaklaşımlı tomografi çalışmasında da (Chiarabba ve diğ. 1994) mevcuttur (Şekil 13). Kademeli yaklaşımda daha büyük grid açıklığı (7.5 km) ile başlanılarak daha küçük grid açıklıklarına (5 km, 2 km) doğru adım adım ilerlenmekte ve bu adımlarda gerçekleştirilen ters çözüm sonuçları bir diğer adım için başlangıç modeli olarak kullanılmaktadır. Normal yaklaşımda ise homojen tabakalardan oluşan basit bir model kullanıla-



Şekil 13. Ardışık yaklaşımla yerel depremlerin ters çözümü sunucunda Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin 6 km derinliğe kadar olan tomografik P dalgası hızı kesitleri (Chiarabba ve diğ. 1994). Gölge alanlar iyi çözümlenmiş bölgeleri ifade etmektedir.

Figure 13. P-wave tomographic images for upper 6 km of the crust in the Alban Hills Volcano from the graded inversion (Chiarabba et al. 1994). The shaded area represent the well-resolved region.

arak verinin ters çözümü yapılmaktadır. Bu çalışma normal yaklaşımla yapılmıştır. Diğer taraftan yerel tomografi çalışmalarında 1-B basit hız modellerinin giriş mo-

deli olarak kullanılmasının 3-B heterojen model kullanılmasına göre daha avantajlı olduğu belirtilmiştir (Eberhart-Phillips 1989).

Kademeli yaklaşım ile yapılan çalışmada büyük grid açıklıkları için yapılan ters çözüm işlemi sonuçlarında, bölgede yaygın olarak bulunan yüksek hızlı kireçtaşı birimlerinin etkisi oldukça hakim olmakta, daha küçük grid açıklığı değerleri için yapılan ters çözüm sonuçlarında bile geniş ve yayvan anomaliler şeklinde kendini göstermekte ve volkanın altında yerel heterojenitelerden gelen hız anomalisi değişimlerini örtmektedir (Şekil 13). Böylece kademeli yaklaşımli ters çözüm sonuçlarının yanlış yorumlanmasına yol açmaktadır. Burada yapılan normal yaklaşımli yerel tomografi çalışması ile, sadece volkanın altına ait olduğu düşünülen yapıların hız anomalisi değişimleri belirlenerek, volkanın karmaşık hız yapısı ortaya çıkarılmıştır. Boynuz şeklindeki cisme ait iki yüksek hız anomalisi, her iki çalışma sonuçlarında aynı konumlarda yer almaktadır.

Bölge için yapılan telesismik rezidüellerin 3-B ters çözümü (Cimini ve diğ. 1994) sonucunda, en son meydana gelen pretomağmatik kraterlerin altında düşük hız anomalisi ve volkanın orta kesiminde üst kabukta yaklaşık 6 km ve 15 km derinlikte yüksek hız anomalileri belirlenmiştir (Şekil 14). Yüksek hızlı "V" şeklindeki yapı, kabuk ortası soğumuş mağmanın yüzeye yakın uzantıları olarak yorumlanmaktadır. Bu yapı, muhtemelen daha derindeki mağmatik bir kaynaktan yukarı doğru çıkmış dayk türü bir yapı olabilir. Diğer bir deyişle, bu çalışma ile ortaya çıkarılan yüksek hızlı boynuz şeklindeki yapının köklerinin daha derinlere doğru uzandığı düşünülmektedir.

Volkanın en genç yaşlı birimlerin olduğu güneybatı kesiminde tespit edilen düşük hızlar, en son meydana gelen (~0.03 myö) preatomağmatik aktivite sonucu oluşmuş krater göllerinin altına rastlamaktadır. Bu aktivite, muhtemelen kabuğun daha derin kısmında bulunan mağmatik bir kaynaktan beslenen, daha sıg bir mağma haznesinin etkisiyle oluşmuş olabilir. Bölgede hakim olan açılım tektoniğine bağlı olarak mağma yüzeye doğru hareket etmiş ve daha sonra, yüzeyde yer alan karbonatik birimlerdeki normal fayların drenaj etkisiyle yüzeysel sularla etkileşimde bulunup, preatomağmatik faaliyetlerin oluşmasına neden olabilir. Belirlenen düşük hız anomalisinin, bu kesimde yüzeye yakın soğumakta olan sıg bir mağmatik kalıntı veya soğumakta olan bir mağma odası ile ilişkili olduğu ve, kalderanın merkezinde biraz kuzeye doğru kaymış düşük hız anomalisinin ise kalderayı dolduran volkanik istiflerden ileri geldiği düşünülmektedir.

1989-1990 sismik kasırgasına ait depremler, genel-

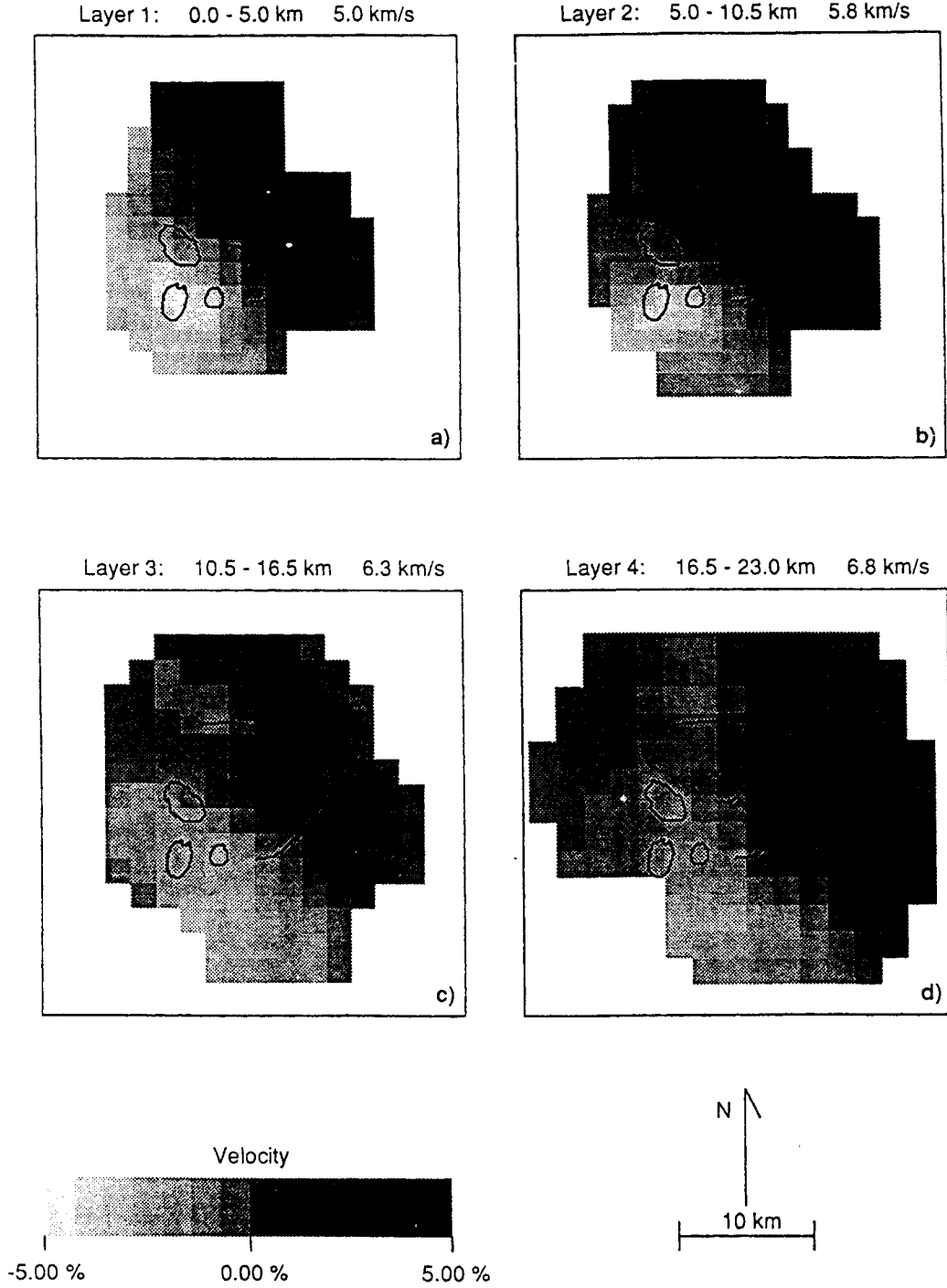
de düşük hız anomalilerinin olduğu krater göllerinin altında yer almaktadır. Normal faylar ile bölgede bulunan yüzeysel suların derinlere doğru inip, sıg mağmatik kalıntı ile etkileşime geçmesi ve bunun sonucunda sıvı basıncının aşırı artması sebebiyle kayaç mukavemetinin azalması sismik bir aktivitenin oluşmasına yol açmış olabilir.

Volkanik bölgelerde şimdiye kadar yapılan tomografik çalışmalar, bu bölgelerde mağma odaları, sokulumlu yapılar, kısmi ergime bölgeleri ve sıvıca zengin bölgeler gibi karmaşık ve son derece heterojen yapıların varlığını ortaya çıkarmıştır. Ayrıca yapılan deneysel çalışmalar, sismik dalga hızlarının; sıcaklık, gerilme, kayaç dokusu, mineraloji, sıvı içeriği ve kayaç boşluk özellikleri gibi pek çok faktöre bağlı olduğunu ortaya koymuştur (Christensen 1982, Iyer 1984). Volkanik bölgelerde bu faktörler önemli değişimlere uğramakta ve sismik hızlarda değişimlere yol açmaktadır. Bu nedenle model sonuçlarına yapılan yorum daha çok spekülatiftir.

Ters çözüm işlemi için gerekli olan sönüm parametresini belirlemek için, model ve veri varyansları arasında her üç model için ödünleşme eğrileri oluşturulmuştur. Bu eğrilerde beklenilen aksine zig-zag şeklinde duraysız salınımlar olduğu görülmektedir. Bu salınımin ters çözüm sonuçlarındaki etkilerinin gözlenmesi amacıyla bu salınım civarındaki farklı sönüm parametresi değerleri için de ters çözümler yapılmıştır. Elde edilen tüm hız modellerinde benzer hız anomalileri belirlenmiş olup, anomalilerin görünümünde büyük bir farklılık gözlenmemiştir. Bu durum aynı zamanda sonuçların tekil olduğunu göstermesi bakımından da önem taşımaktadır.

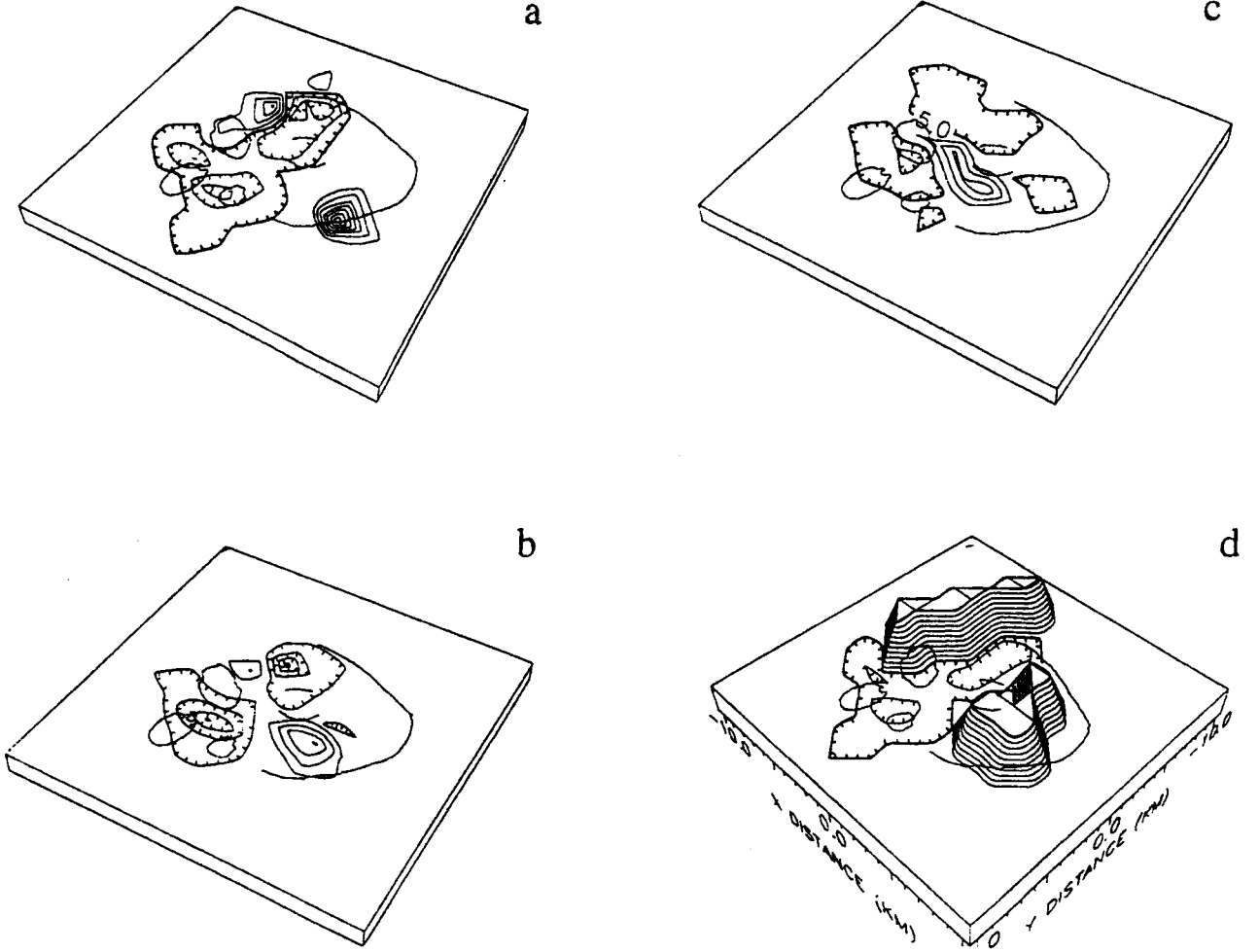
Yapılan ayrımlılık analizleri ve ayrıca veri varyansındaki azalmalar dikkate alınarak, Model B'nin (grid açıklığı 1.5 km) sonuç hız modeli, Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altındaki hız yapısını en iyi temsil eden model olarak benimsenebilir. Şekil 15'te Model B'nin belirli bir doğrultudan (güneydoğudan) üç farklı derinlikteki hız dağılımının perspektif görüntüleri yer almaktadır. Şekil 15d, Model B'nin 1 km derinlikteki hız dağılımının abartılı resmi görülmekte olup, volkanın güneydoğusunda ve kuzeybatısında yer alan yüksek hızlı yapıya ait anomaliler yükselen tepeler şeklinde resmedilmiştir.

Çalışmada kullanılan 163 depremin 3-B hız modeli kullanılarak konumları yeniden belirlenmiştir. 1-B hız modeli kullanılması durumuna göre, deprem konumlarının belirlenmesinde önemli ilerlemeler sağlandığı görülmüştür.



Şekil 14. Telesismik verinin ters çözümü sonucunda Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin 23km derinliğe kadar hız pertürbasyonları (Cimini ve diğ. 1994). Volkanın merkezinde ve doğusunda yüksek hızlı iki anomali hakim olurken, volkanın güneybatısında hız azalımı gözlenmektedir.

Figure 14. Velocity perturbations up to 23 km depth computed from the inversion of teleseismic data in the Alban Hills (Cimini et al. 1994). Note the low-velocity anomaly is present beneath the southwestern flank of the volcano, whereas a high-velocity anomaly exist beneath the center and eastern flank of the volcano.



Şekil 15 Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altındaki sıg hız yapısını en iyi temsil eden Model B nin güneydoğu'dan perspektif görünüşü a) 1 km, b) 2 km, c) 4 km lerdeki hız dağılımı ve d) 1 km derinlikteki hız dağılımının abartılı görünüşü.

Figure 15. Perspective view of the Model B, which is the best represent shallow velocity structure under the Alban Hills Volcano from the way of southeastern. a), b), and c) show velocity anomalies in the layers 1, 2, and 3 (1-, 2-, and 4 km depth) respectively and d) shows exaggerated velocity anomalies in Layer-1.

Aşağıda verilen tabloda kademeli yaklaşım ile, bu çalışma sonucunda ulaşılan bazı değerler verilmiştir. Tablodan görüldüğü gibi yapılan bu çalışma sonucunda, verinin RMS değerinde, kademeli yaklaşıma göre çok daha fazla azalım sağlanmış olup, elde edilen hız modelleri veriyi daha iyi açıklamaktadır. Ayrıca bu çalışma ile sağlanan veri varyans azalımı kademeli yaklaşıma (Chiarabba ve diğ. 1994) göre daha fazladır.

Yöntem, özellikle ülkemizdeki aktif fay zonları boyunca çeşitli kesimlerinde meydana gelen ve oluşacak olan deprem art sarsıntılarının da kullanılmasıyla, sismik

aktivite gösteren bölgelerin ve çevresinin 3-B gerçekçi hız modellerinin elde edilmesinde ve daha duyarlı deprem lokasyonlarının tespit edilmesinde başarıyla uygulanabilir. Böylelikle elde edilecek olan tomografik hız sonuçlarından fay bölgesinin daha detaylı çalışmaları yapılabilir ve fayın mekanik davranışı hakkında önemli bilgiler elde edilebilir. Bu durum fay zonunun aktif yapısına ışık tutması açısından önemlidir. Özellikle ülkemizde açılma rejiminin hakim olduğu Ege Bölgesindeki graben sistemlerinin aydınlatılmasında ve potansiyel jeotermal alanların incelenmesinde kullanılabilir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın büyük bir kısmı İtalyan hükümetinin verdiği bir burs ile Istituto Nazionale di Geofisica, Roma'da yapılmıştır. Enstitü olanaklarından yararlanmamı sağlayan başta Enstitü müdürü Prof.Dr. Enzo Boschi ve diğer çalışanlarına teşekkür ediyorum. Ayrıca metnin yazım aşamasındaki yardımlarından dolayı Arş.Gör. Derman Dondurur'a da teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Aki, K., Christofferson, A. ve Husebye, E.S., 1977, Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 82, 277-296.
- Aki, K. and Richards, P.G., 1980, *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, W.H. Freeman, San Francisco.
- Alessio, M., Bella, F., Bacheccchi, F. and Cortesi, C., 1966, University of Rome Carbon 14 dates, *Radiocarbon*, 8, 401-412.
- Amato, A., De Simoni, B. and Gasparini, C., 1984, Considerazioni sulla sismicità dei Colli Albani. Il periodo sismico del 1981, *yn Proc. of the National Conf. of the GNGTS, CNR*, 2, 965-976.
- Amato, A. ve Valensise, G., 1986, Il basamento sedimentario dell' area Albana, risultati di una studio degli <<Ejecta>> dei crateri idromagmatici di Albano e Nemi, *Mem. Soc.Geol. It.* 35.761-35.767.
- Amato, A., Chiarabba, C., Cocco, M., Di Bona, M. and Selvaggi, G., 1994, The 1989-1990 seismic swarm in the Alban Hills volcanic area, Central Italy, *J. Volcanol. Geothermal Res.*
- Backus, G.E. and Gilbert, J.F., 1967, Numerical application of a formalism for geophysical inverse problems, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 247-276.
- Backus, G.E. and Gilbert, F., 1968. The resolving power of gross earth data, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 16, 169-205.
- Benz, H.M. and Smith, R.B., 1984, Simultaneous inversion for lateral velocity variations and hypocenters in the Yellowstone region using earthquake and refraction data, *J. Geophys. Res.*, 89, 1208-1220.
- Bertagnini, A., De Rita, D., Funicciello, R., Sbrena, A. ve Trigila, R., 1985, *Latium Volcanism, Excursion Guidebook IAVCEI*, 32-39.
- Chiarabba, C., Evans, J. R. and Amato, A., 1991, High resolution seismic tomography of Medicine Lake volcano region, Northern California, *EOS* 72, 44, 323.
- Chiarabba, C., Malagnini, L., Amato, A., 1994, Three-Dimensional Velocity Structure and Earthquake Relocation in the Alban Hills Volcano, Central Italy, *Bull. Seis. Soc. Am.* 84, 295-306.
- Christensen, N. J., 1982, *Seismic velocities in Handbook of Physical Properties of Rock, Second Edition*, Carmichael by CRC Press. Inc., 1992.
- Cimini, G.B., Chiarabba, C., Amato, A. and Iyer, H.M., 1994, Large teleseismic P-wave residuals observed of the Alban Hills Volcano, Central Italy, *Annali di Geofisica*, 37, No-5, 969-988.
- Di Bona, M., Amato, A., Chiarabba, C., Cocco, M., Selvaggi, G. and Azzara, R., 1991, The 1989-1990 seismic swarm in the Alban Hills volcanic region (Latium, Central Italy), *EOS* 72, 44, 335.
- De Rita, D., Funicciello, R. and Paratto, M., 1988, *Geological Map of the Colli Albani Volcanic Complex (Vulcano Laziale)*, CNR,GNV, Joint Venture ENEL-AGIP.
- Eberhart-Phillips, D., 1986, Three-dimensional velocity structure in northern California coast-ranges from inversion of local earthquake arrival times, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 1025-1052.
- Eberhart-Phillips, D., 1989, Investigation of crustal structure and active processes in the Coast Ranges, Central California, Ph. D. thesis, Stanford University.
- Eberhart-Phillips, D., 1990, Three-Dimensional P and S Velocity Structure in the Coalinga Region, California, *J. Geophys. Res.*, 95, 15,343-15,363.
- Eberhart-Phillips, D., 1993, Local earthquake tomography: Earthquake source regions, *Seismic Tomography: Theory and Practice*, H.M. Iyer and K. Hirahara, Chapman and Hall, London, 613-642.
- Ellsworth, W.L., 1977, Three-dimensional structure of the Crust and Mantle Beneath the Island of Hawaii, Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Ellsworth, W.L. and Koyanagi, R.Y., 1977, Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 82, 5379-5394.

- Evans, J. R. and Achauer, U., 1993, Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental scale studies, *Seismic Tomography: Theory and Practice*, H.M. Iyer and K. Hirahara, Chapman & Hall, London, 319-357.
- Fornaseri, M., 1985, Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy). *Rend. Soc. It. Min. Petrol.*, 4, 73-106.
- Funciello, R and Parotto, M., 1978, Il substrato sedimentario nell' area dei Colli Albani considerazione geodinamiche e paleogeografiche sul margina Tirrenico dell' Appennino Centrale, *Geol. Rom.*, 17, 17233-17287.
- Gökalp, H., 1995, Yerel Deprem Tomografisi Yöntemi ile Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin Üç Boyutlu Yapısının Belirlenmesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, 86-98
- Iyer, H. M., 1979, Deep structure under Yellowstone National Park, U.S.A.: a continental "Hot Spot", *Tectonophysics*, 56, 165-192.
- Iyer, H. M., 1984, Geophysical evidence for the location shape, sizes and interval structure of magma chambers beneath regions of Quaternary Volcanism in the Relative Contributions of Mantle, *Trans. Roy. Soc. Lond. Ser.*, A310, 473-510.
- Iyer, H. M. and Dawson, P. B., 1993, Imaging volcanoes using teleseismic tomography, *Seismic tomography: Theory and Practice*, H.M. Iyer and K. Hirahara, Chapman & Hall, London, 466-489.
- Ito, H., De Vilbiss, J. and Nur, A., 1979, Compressional and shear waves in saturated rock during water-steam transition, *J. Geophys. Res.*, 84, 4731-4735.
- Lanczos, C., 1961, *Linear Differential Operators*, D. Van Nostrand, London.
- Levenberg, G., 1944, A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares, 2, *Quart. Appl. Math.*, 164-168.
- Marquardt, D. W., 1963, An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, *J. Soc. Indust. Appl. Math.*, 11, 2.
- Marquardt, D. W., 1970, Generalized inverse, ridge regression, biased linear estimation and nonlinear estimation, *Tectonometrics*, 12, 591-612.
- Mavko, G. M., 1980, Velocity and attenuation in partially molten rocks, *J. Geophys. Res.*, 85, 5173-5189.
- Menke, W., 1989, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory: International Geophysics Series*, Vol. 45, Academic Press. Inc., London.
- Molin, D., 1981, Sulla sismicità storica dei Colli Albani, Comitato Nazionale Energia Nucleare, CNEN-RT, AMB, 81, 11.
- Nur, A., 1987, Seismic rock properties for reservoir descriptions and monitoring, *Seismic Tomography*, G. Nolet, D. Reidel Pub. Comp., 203-237.
- Oppenheimer, D.H. and Herkenhoff, K.E., 1981, Velocity-density properties of the lithosphere from three-dimensional modelling of the Geysers-Clear Lake region, California, *J. Geophys. Res.*, 86, 6057-6065.
- Pavlis, G. L. and Booker, J. R., 1980, the Mixed Discrete-Continuous Inverse Problem Application to the Simultaneous Determination of Earthquake Hypocentres and Velocity Structure, *J. Geophys. Res.*, 88, 4801-4810.
- Robinson, R. and Iyer, H. M., 1981, Delineation of a low-velocity body under the Roosevelt Hot Springs geothermal area, Utah, using teleseismic P-wave data, *Geophysics*, 48, 1456-1466.
- Sato, H., Sacks, I. S. and Murase, T., 1989, The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low-velocity zone: comparison with heat flow and electrical conductivity studies, *J. Geophys. Res.*, 94, 5689-5704.
- Sharp, A.D.L., Davis, P.M. and Gray, F., 1980, A low velocity zone below Mt. Etna and magma storage. *Nature*, 287, 587-591.
- Spencer, C. and Gubbins, D., 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 Location and Three-Dimensional Crustal Structure in the Coyate Lake Area, Central California, *J. Geophys. Res.*, 88, 8226-8236.
- Thurber, C. H., 1984, Seismic detection of the summit magma complex of Kilauea Volcano, Hawaii, *Science*, 223, 165-167.

- Thurber, C. H. and Aki, K., 1987, Three-dimensional seismic imaging, *Ann. rev. Earth. Planet. Sci.*, 15, 115-139.
- Thurber, C. H., 1993, Local earthquake tomography: velocities and V_p/V_s -Theory, In *Seismic Tomography: Theory and Practice*, H.M. Iyer and K. Hirahara (eds.), Chapman and Hall, London, 563-580.
- Toro, E., 1977, Gravimetry and deep structure of the Sabatian and Alban Volcanic areas (Latium), *Geol. Rom.*, 15, 15.301-15.310.
- Toomey, D. R. and Foulger, G. R., 1989, Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensдолur Central Volcano Complex, Iceland, *J. Geophys. Res.*, 94, 17.497-17-510.
- Wiggins, R. A., 1972, The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscillations for earth structure, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10.251-10.285.
- Zandt, G., 1978, Study of Three-dimensional Heterogeneity Beneath Seismic Arrays in Central California and Yellowstone, Wyoming, Ph. D. Thesis, Massachusetts of Technology.