

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

57697  
57697

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ YÖNTEMİ İLE ALBAN TEPELERİ  
VOLKANİK BÖLGESİNİN ÜÇ BOYUTLU HIZ YAPISININ  
BELİRLENMESİ

Jeofizik Yük. Müh. Hüseyin GÖKALP

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde


“Doktor”

Ünvanının Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir


Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 27 Ekim 1995

Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 16 Şubat 1996

Tezin Danışmanı

  
: Yrd. Doç. Dr. Özcan ÇAKIR

Jüri Üyesi

  
: Prof. Dr. Ömer ALPTEKİN

Jüri Üyesi

  
: Yrd. Doç. Dr. Ahmet YILMAZTÜRK

Enstitü Müdürü

: Prof. Dr. Fazıl ARSLAN 

Ekim 1995

TRABZON

## ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasında Alban Tepeleri Volkanı'nın (Orta İtalya) üç boyutlu sismik dalga hızı değişimi Yerel Deprem Tomografisi Yöntemi ile incelenmiştir. Elde edilen sonuçlar aynı bölgede daha önce benzer yöntemle fakat farklı bir yaklaşımla yapılan çalışma sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Bu konuda ilk Türkçe yayınlardan birisi olacağı düşünülerek tez yazımında "Tomografi" kelimesinin anlamından başlanılıp genel bir irdeleme yapıldıktan sonra bu tezde kullanılan yöntem ve uygulamalara ait bilgiler verilmesi şeklinde bir yol izlenmiştir.

Bu tez çalışmasının uygulama da dahil olmak üzere büyük bir kısmı İtalyan Ulusal Jeofizik Enstitüsü'nde (Istituto Nazionale di Geofisica) İtalyan Hükümetinin verdiği bir burs dahilinde gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmayı yapmak için bana enstitü imkanlarını sağlayan başta enstitü müdürü Prof. Dr. Enzo BOSCHI'ye, bu çalışmayı yapmak üzere beni kabul eden Dr. Andrea MORELLI'ye ve bu çalışmayı gerçekleştirirken engin bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım Dr. Alessandro AMATO ve Dr. Cladio CHIARABBA' ya sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca bu enstitüde kaldığım sürece yakın ilgi ve içten yardımlarını gördüğüm enstitü personeline engin sevgi ve şükranlarımı sunuyorum.

Diğer taraftan kullandığım yazılımın ilk versiyonunu gönderme nezaketinde bulunan Dr. Cliff THURBER'a, bu konuda çalışmaya başladığım ilk günden beri gerek fikir ve önerileriyle ve gerekse çeşitli yazılım desteği ile bana yardım eden, cesaretlendiren ve sürekli ilgilerini eksik etmeyen Dr. Dapeng ZHAO, Dr. Stefan PONKO, Dr. Bill ELLSWORTH ve Dr. Fred KLEIN' e sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca dünyanın bir çok yerinden bana bu konuda kişisel makalelerini gönderme inceliğinde bulunan ve görüşlerinden yararlandığım kişilere çok teşekkür ederim.

Esasen başlangıçta Tomografi konusunda beni çalışmaya iten ve beni teşvik eden, neticede bu çalışmayı gerçekleştirmeme sebep olan çeşitli kereler görüş ve önerilerinden yararlandığım, yakın ilgi ve desteğini gördüğüm Prof. Dr. Nezihi CANITEZ'i rahmetle anıyorum. Ayrıca her zaman yakın ilgi ve desteğini gördüğüm, kişisel meteryallerini bana tereddütsüz kullanmaya açan Dr. Berkan ECEVİTOĞLU'na sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Yardımlarından dolayı danışmanım Yrd. Doç. Dr. Özcan ÇAKIR'a ve ayrıca yardımlarını görüpte adlarını veremediğim kişilere teşekkür ederim.

Son olarak öğrencilik hayatım boyunca her zaman beni sabırla destekleyen Anne ve Baba'ma sonsuz minnet ve şükranlarımı sunarım.

Trabzon, Ekim 1994

Hüseyin GÖKALP

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖZET .....	V
SUMMARY .....	VI
ŞEKİL LİSTESİ .....	VII
TABLO LİSTESİ .....	X
SEMBOL LİSTESİ .....	XI
1. GENEL BİLGİLER .....	1
1.1. Giriş .....	1
1.2. Medikal Tomografi'den Sismik Tomografi'ye Tomografik Yöntemlerin Tarihsel Gelişimi .....	7
1.3. Volkanik Bölgelerde Yapılan Çalışmalar .....	14
1.3.1. Volkanik Bölgelerin Yapısı ve Uygulanan Jeofizik Yöntemler .....	14
1.3.1.1. Giriş .....	14
1.3.1.2. Uygulanan Jeofizik Yöntemler .....	15
1.3.1.2.1. Sismik Yöntem .....	15
1.3.1.2.1.1. Kayaçlarda Hız ve Soğurulma Değişimleri .....	16
1.3.2. Sismik Tomografi .....	20
1.3.2.1. Volkanik Bölgelerde Yapılan Tomografik Çalışmalar .....	21
1.3.2.2. Sismik İstasyon ve Deprem Dağılımı ile Model Boyutları Arasındaki İlişki .....	23
1.3.2.3. Telesismik Tomografi .....	24
1.3.2.4. Yerel Deprem Tomografisi .....	26
1.3.2.5. Aktif Kaynak Kullanılarak Yapılan Tomografi, NeHT Yöntemi.....	27

	<u>Sayfa No</u>
1.4.	Variş Zamanlarının Ters Çözümü ..... 29
1.4.1.	Matematiksel Bağıntılar ..... 29
1.4.2.	Ters Çözüm Problemi ..... 32
1.5.	Yapının Temsil Edilmesi..... 35
1.6.	Işın İzleme ..... 37
1.7.	Çözüm Kalitesi ..... 41
1.7.1.	Türevsel Ağırlık Toplamı..... 45
1.8.	Alban Tepeleri Volkanik Bölgesi..... 46
1.8.1.	Bölgenin Jeolojik Yapısı ve Volkanik Fazlar..... 46
1.8.1.1.	Volkanik Fazlar ..... 48
1.8.2.	Tarihsel Sismisite ..... 49
1.8.3.	1989-90 Yılları Arasında Meydana Gelen Sismik Aktivite, Sismik Ağ Kuruluşu ve Veri Toplanması ..... 50
1.9.	Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinde Yapılan Önceki Çalışmalar..... 54
1.9.1.	Alban Tepeleri Bölgesinde Sismik Hız Yapısı..... 58
1.9.1.1.	Yerel Deprem Tomografisi ..... 58
1.9.1.2.	TelesismikTomografi ..... 63
2.	YAPILAN ÇALIŞMALAR..... 69
2.1.	Giriş ..... 69
2.2.	Yerel Deprem Tomografisi Yöntemi ile Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin Üç Boyutlu Hız Yapısının Belirlenmesi ..... 69
2.3.	Depremlerin Konumlarının Yeniden Belirlenmesi ..... 84
2.4.	Ayrımlılık Analizleri ..... 86
3.	BULGULAR ..... 99
4.	İRDELEME VE TARTIŞMA ..... 104
5.	SONUÇLAR ..... 113
6.	ÖNERİLER ..... 117
7.	KAYNAKLAR..... 119
8.	ÖZGEÇMİŞ..... 134

## ÖZET

### YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ YÖNTEMİ İLE ALBAN TEPELERİ VOLKANİK BÖLGESİNİN ÜÇ BOYUTLU HIZ YAPISININ BELİRLENMESİ

Bu çalışmada, Alban Tepeleri Bölgesinin (Orta İtalya) detaylı üç boyutlu P-dalgası hız yapısı (Tomografik Görüntüleri) yerel depremlerin yayılma zamanlarının ters çözümü yöntemi ile belirlenmiştir. Bu amaçla seçilmiş 163 lokal depreme ait 1314 P-dalgası varış zamanının, sönümlü en küçük kareler anlamında “Yerel Deprem Tomografisi Yöntemi” ile ters çözümü yapılmıştır. Bu teknikte bir başlangıç modeli seçilmekte ve kabul edilebilir bir sonuca erişilinceye kadar tekrarlı çözüm yapılarak başlangıç değerine göre model parametre düzeltmeleri hesaplanmaktadır. Ters çözüm işleminde kullanılan başlangıç modelleri sabit hızlı dört farklı tabakadan ibaret olup her model farklı grid aralıklarına sahiptir (2.0 km, 1.5 km, 1.0 km). Her ters çözüm işleminde uygun bir sönüm parametresi değerinin seçimi, model ve veri varyansları arasında çizilen ödünleşme eğrisinin dikkatlice incelenmesiyle yapılmıştır. Ters çözüm işlemleri sonucunda elde edilen 3-Boyutlu modellerin hangisinin daha gerçekçi olduğunu belirlemek için detaylı ayrımlılık analizleri yapılmıştır.

Bu çalışma sonucunda volkanik bölgenin 1- 4 km derinliklerinde karmaşık hız anomalileri bulunmuştur. Düşük hız anomalileri genelde bölgede hakim olup kaldera merkezinde ve çevresinde gözlenmektedir. İki yüksek hızlı anomali ilk tabakalardan (1 km ve 2 km derinlikteki tabakalar) itibaren kalderanın yaklaşık doğu ve batı kısımlarında görülmekte olup 4 km derinlikte birbiriyle birleşmektedir. Daha derinde kayda değer bir hız değişimi tespit edilmemiştir. Bölge ve çevresine ait jeolojik bilgilere ve yüzey verisine dayanılarak boynuz şeklindeki yüksek hızlı yapının, daha derinlerde yer alan mağmatik bir kaynak ile ilişkili olan soğumuş sokulumlar veya dayk gibi yapılardan ileri geldiği düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Sismik Tomografi, Yerel Deprem Tomografisi, Ters Çözüm,  
Volkanik Sismoloji, Kuvaterner Volkanlar, Alban Tepeleri.

## SUMMARY

### THREE DIMENSIONAL VELOCITY STRUCTURE OF THE ALBAN HILLS VOLCANO WITH THE SEISMIC TOMOGRAPHY

A detailed P-wave tomographic image of the Alban Hills Volcano (Central Italy) has been determined by inverting local earthquake arrival times. 1314 P wave arrival times from 163 selected events have been inverted by using Local Earthquake Tomography Technique with a normal approach. Starting models used in the inversion consist of four constant velocity layers with different grid spacings (2 km, 1.5 km, 1.0 km). For each inversion a suitable damping parameter is chosen by investigating data and model variance trade-off curves. Detailed resolution analysis has been performed to determine which model is more reliable.

This study reveals the complex velocity anomalies beneath the volcano at 1 to 4 km depths. Lower velocity anomalies are dominant in the center and surround the caldera. Two high velocity anomalies are located in the western and the eastern parts of the caldera rim in the first layers (at 1 km and 2 km depths). They are connected to each other in the layer at 4 km depth. No velocity changes have been found in last layer located at 6 km depth. Based on the geology of the surrounding regions and subsurface data, the horn shaped high-velocity feature is most likely due to presence of uplifted limestone and dikes originating from the deep magma body.

An important improvement of hypocentral determination have been obtained in the 3D solution and the errors are less than 0.6 km. Smaller RMS residuals for the earthquakes are obtained by the computed model with grid spacing 1.5 km according to two other computed models.

**Key Words:** Seismic Tomography, Local Earthquake Tomography, Inversion,  
Volcanological Seismology, Quaternary Volcano, Alban Hills.

## ŞEKİL LİSTESİ

### Sayfa No

Şekil 1.	Tıp alanında kullanılan tomografi tekniği uygulaması. a) Işınlarla tarama, b) Görüntüleme .....	8
Şekil 2.	X-ışını tomografisi çalışmasının şematik gösterimi .....	9
Şekil 3.	Farklı alanlarda kullanılan tomografi yöntemi için kaynak-alıcı düzenleri a) tıpta kullanılan tomografi, b) yüzey sismiyi, .....	12
	c) kuyulararası çalışmalar .....	12
Şekil 4.	Kireçtaşı ve Granit gibi kayaçların kuru olması ve sıvı içermesi durumunda basıncın fonksiyonu olarak P dalgasının a) soğurulması ve b) hız değişimi	18
Şekil 5.	Farklı özel durumlar için model uzayı ve sismik ışınların şematik gösterimi .....	24
Şekil 6.	Telesismik tomografi tekniği uygulaması.....	25
Şekil 7.	Yerel depremler ile yapılan sismik tomografi tekniğinin şematik gösterimi.....	25
Şekil 8.	Aktif Kaynak Tomografi (NeHT) Tekniği .....	28
Şekil 9.	Ayrık hız modeli seçiminden üç farklı yaklaşımın şematik gösterimi, a) Sabit hızlı bloklar modeli, b) Yatay olarak değişen tabakalar modeli, c) Bir grid ağı modeli .....	36
Şekil 10.	Işın izleme tekniğinde iki temel yaklaşım; atış(üstte) ve bükülme(alta) .	38
Şekil 11.	Ayırıcılık matrisinin grafiksel gösterimi .....	40
Şekil 12.	Alban Tepeleri Volkanının Jeolojik Haritası .....	47
Şekil 13.	Alban Tepeleri Bölgesinde 1989-1990 yılları arasında çalıştırılan geçici sismik istasyonlar ağı .....	51
Şekil 14.	Zamana göre depremlerin sayısal dağılımı .....	52



Şekil 15. Sismik aktivite süresince meydana gelen depremlerin dağılımı ve bir derinlik kesiti .....	54
Şekil 16. Alban Tepeleri Bölgesi ve çevresinin Bouguer Gravite Anomali Haritası	56
Şekil 17. a) 1-Boyutlu P- dalga hızı modeli. b) 1-B model için model ve veri varyansları arasında çizilen ödünleşme eğrisi.....	60
Şekil 18. P ve S dalgası hız modelleri. P dalgası hız modeli için; a) 1 km, b) 3 km, c) 6 km derinliklerde yer alan tabakalar ve d) Kuzey-Güney doğrultusunda alınmış derinlik kesiti ve S-dalgası hız modeli için e) 1 km, b) 3 km derinliklerde yer alan tabakalar.....	62
Şekil 19. a) P ve b) PKP fazları için $0^{\circ}$ - $360^{\circ}$ azimutlarında tüm sismik istasyon ağı için belirlenen ortalama göreceli rezidüeller.....	65
Şekil 20. CP9 istasyonuna göre KB, KD, GD, GB yaklaşım yönlerinde gruplanan P varyansları için hesaplanan ortalama göreceli rezidüeller.....	66
Şekil 21. Doğrudan model için hesaplanan hız düzeltme değerleri .....	67
Şekil 22. Konik model için hız düzeltme değerleri.....	68
Şekil 23. Yerel Tomografi çalışmalarında kullanılan model hacmi, grid noktaları, istasyonlar, hiposantır dağılımı ve ışın yörüngelerinin gösterimi.....	72
Şekil 24. Model A (grid açıklığı 2 km) için hesaplanan model varyansı ve veri; a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S veri varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri .....	76
Şekil 25. P dalgası hız modeli (Model A).....	77
Şekil 26. P dalgası hız modeli (Model A+).....	78
Şekil 27. Model B (grid açıklığı 1.5 km) için hesaplanan model varyansı ve a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S verisi varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri .....	80
Şekil 28. P dalgası hız modeli (Model B) .....	81
Şekil 29. Model C (grid açıklığı 1 km) için hesaplanan model varyansı ve a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S verisi varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri .....	82



	<u>Sayfa No</u>
Şekil 30. P dalgası hız modeli (Model C) .....	83
Şekil 31. Depremlerin başlangıç ve son RMS değerleri arasındaki ilişkisi .....	85
Şekil 32. Model A için Yayılma Fonksiyonunun değerleri .....	87
Şekil 33. Model A için Ayrımlılık Matrisinin Köşegen Elemanlarının Değerleri ..	88
Şekil 34. Model B için Yayılma Fonksiyonu değerleri .....	89
Şekil 35. Model B için Ayrımlılık Matrisinin Köşegen Elemanlarının Değerleri ..	90
Şekil 36. Model A için tüm P hızı grid noktalarındaki Gözlem Matrisi değerleri .	91
Şekil 37. Model A için P-hızı grid noktalarındaki Türevsel Ağırlıklı Toplam değerleri .....	92
Şekil 38. Model A+ için tüm P-hızı grid noktalarındaki Gözlem Matrisi değerleri	93
Şekil 39. Model A+ için P-hızı grid noktalarındaki Türevsel Ağırlıklı Toplam değerleri .....	94
Şekil 40. Model B için tüm P hızı grid noktalarındaki Gözlem Matrisi değerleri..	95
Şekil 41. Model B için P-hızı grid noktalarındaki Türevsel Ağırlıklı Toplam değerleri .....	96
Şekil 42. Model C için tüm P hızı grid noktalarındaki Gözlem Matrisi değerleri..	97
Şekil 43. Model C için P-hızı grid noktalarındaki Türevsel Ağırlıklı Toplam değerleri. ....	98
Şekil 44. Model C'ye ait ilk tabakanın üç boyutlu hız dağılımı .....	110

## TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Sismik Parametrelerin Kayaçların İçerisinde Bulunduğu Çeşitli Fiziksel Şartlara göre Değişimi .....	19
Tablo 2. Sönüm parametresi değeri 30 için ters çözüm adımları boyunca RMS ve VARYANS değişimleri .....	84
Tablo 3. Sönüm parametresi değeri 20 için ters çözüm adımları boyunca RMS ve VARYANS değişimleri .....	84
Tablo 4. Sönüm parametresi değeri 7 için ters çözüm adımları boyunca RMS ve VARYANS değişimleri .....	84
Tablo 5. 3-Boyutlu ters çözüm işlemleri esnasında yakınsaklık evreleri .....	108

## SEMBOL LİSTESİ

- $I$  : Alıcıdaki X-ışını şiddeti  
 $I^0$  : Kaynaktaki X-ışını şiddeti  
 $g(s)$  : Doğrusal Soğurulma katsayısı  
 $ds$  : X-ışınına ait küçük bir yörünge parçası  
 $L$  : X-ışınının toplam yörünge boyu  
 $F_L$  : Projeksiyon fonksiyonu  
 $T_{ij}$  : Yayılma zamanı  
 $u$  : Yavaşlık  
 $ds$  : Işın yörünge uzunluğu  
 $t_0$  : Deprem oluş zamanı  
 $t_{ij}$  : Alıcılardaki varış zamanı  
 $t_{ij}^{gzt}$  : Hesaplanan varış zamanı  
 $t_{ij}^{hes}$  : Başlangıç modeli için hesaplanan varış zamanı  
 $\epsilon_{ij}$  : Verideki hata miktarı  
 $r_{ij}$  : Varış zamanları rezidüelleri  
 $\Delta t_{hes}$  : Parametre düzeltme değerleri  
 $\Delta t_i$  : Oluş zamanları düzeltme değerleri  
 $m_L$  : Ayrık hız parametresi  
 $\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k}$  : Odağa ait kısmi türevler  
 $\frac{\partial T_{ij}}{\partial m_i}$  : Model parametreleri kısmi türevleri

- $\Delta x_k$  : Odak parametreleri düzeltme değerleri  
 $\Delta m_1$  : Hız parametreleri düzeltme değerleri  
R : Ayrımlılık matrisi  
C : Kovaryans matrisi  
 $\theta^2$  : Sönüm parametresi  
I : Birim matris  
S(p) : Yayılım fonksiyonu  
W(p,q): Ağırlıklandırma Fonksiyonu  
RMS : Karekök ortalama  
DWS : Türevsel Ağırlıklar Toplamı  
 $w_n$  : Doğrusal enterpolasyon katsayısı  
N : Normalizasyon faktörü  
 $M_p$  : Manyitud (Sinyalin toplam uzunluğundan hesaplanan)  
 $V_p$  : P-dalga hızı  
 $V_s$  : S-dalga hızı  
 $U_p$  : Veri uzayının özvektörlerinden oluşan matris  
 $V_p$  : Model uzayının özvektörlerinden oluşan matris  
 $\Lambda_p$  : Özdeğerler matrisi  
 $M^T$  : M matrisinin transpozu  
SD : Serbestlik derecesi  
 $\text{tr}(R)$  : Ayrımlılık matrisinin izi  
 $\sigma_r^2$  : Veri varyansı

## 1. GENEL BİLGİLER

### 1.1. Giriş

Günümüzde bir çok alanda yaygınca kullanılmakta olan Tomografi Tekniği, yerbilimleri alanında şimdiye kadar yapılan büyük ve küçük ölçekte bir çok çalışmada başarıyla uygulanmaktadır. Yerkürenin tektonik gelişimini, kıtalar ve okyanusların altındaki derin yapılarda görülen farklılıkların ve ayrıca volkanik bölgeler, deprem fayları, dalma batma zonları gibi farklı jeolojik ortamların aydınlatılmasında büyük bir rol oynamaktadır.

*Tomografi* kelimesi yunanca "tomos" kelimesinden gelmektedir ve kesit veya dilim anlamına gelir. Tomografi tekniği, gözlenen veri takımının, bazı fiziksel niteliklerin ışınlar veya çizgiler boyunca alınan integrallerden ibaret olduğunu kabul eder [1]. Tomografinin amacı; ölçümler ile model verisinin yaklaşık uyum içinde olduğu bir ortamın görüntüsünü üretmektir [2].

19. yüzyılın sonlarına doğru yeryüzüne yerleştirilen ilk sismometrelerden bu yana, yer içinde ilerleyen sismik dalgalardan yararlanılarak yeriçi yapısının ortaya çıkartılması, yerkürenin küresel tektoniği ve dinamik evrimi açısından sismolojinin temel problemlerinden birisi olmuştur. Sismometreler tarafından kaydedilen sismik dalgaların analizi ile yerin iç yapısı hakkında önemli bilgiler elde edilmiştir.

Bu konuda ilk önemli çalışma, 1909 yılında Mohorovicic tarafından kendi adıyla anılan kabuk-manto sınırının (Mohorovicic Süreksizliği) bulunması olmuştur. Daha sonra 1913 yılında Gutenberg, sıvı dış çekirdeğin varlığını ortaya çıkarmış ve 1926 yılında 100 - 150 km derinliklerde düşük hız zonunun varlığını ortaya koymuştur. 1935 yılında Wadati, tarihi keşfini yaparak Japon adaları ve çevresindeki derin sismik yapıyı ortaya çıkarmıştır. Bu keşif plaka tektoniği teorisinin ortaya atılmasında oldukça önemli bir rol oynamıştır. 1936 yılında Lehmann, yerin sıvı çekirdeğinin içerisinde katı bir iç çekirdeğin var olduğunu keşfetmiştir. 400 km derinlikteki hız süreksizliği 1939 yılında Jeffreys tarafından keşfedilmiştir. İlk defa 1940'lı yılların başlarında Jeffreys, Bullen, Gutenberg, Richter, Wadati ve diğer pek çok araştırmacılar tarafından

yapılan çalışmalar sonucunda yerkürenin küresel simetrik sismik hız yapısı oluşturulmuştur. 1940 yılında basılan Jeffreys-Bullen yayılma-zamanı tabloları, Uluslararası Sismoloji Merkezi (ISC) tarafından dünyadaki depremlerin oluş zamanlarını ve odaklarını belirlemek amacıyla kullanılmaktadır. Tüm bu çalışmalar, tomografik uygulamanın sismolojide yeni bir teknik olmadığını ve çoğunlukla bir boyutlu (nadiren iki boyutlu) modeller veren çalışmalarla çok eskiden tomografinin kullanıldığını gösterir.

Sismik tomografi ile ilgili ilk uygulamalar uzak depremlerin episantırlarının belirlenmesi amacı ile yapılmıştır. Birinci Dünya Savaşı esnasında sismik ve akustik anlamda ağır savaş toplarının yerlerinin belirlenmesinde kullanılmıştır [3]. 1970'li yılların sonunda ve 1980'li yıllarda gerek bilgisayar dünyasındaki hızlı gelişme sonucunda yüksek kapasiteye sahip bilgisayarların üretilmesi ve gerekse World-Wide Standartized Seismograph Network (WWSSN) ve buna benzer diğer pek çok sismik istasyon şebekeleri tarafından toplanan veri kalitesinin nitelik ve nicelik olarak artması, Sismolojide " Sismik Tomografi" olarak adlandırılan yeni bir çalışma alanı yaratmıştır. Tıpta kullanılan bilgisayar destekli tomografiye benzer esasları ile sismik tomografi; doğal veya yapay kaynaklar sonucu oluşan sismik dalgalar tarafından katedilen yeriçindeki yapının, 3-boyutlu sismik hız veya soğurulma yapısının görüntülenmesi tekniğidir. Günümüzde yeriçinin heterojen hız yapısının görüntülenmesi amacı ile kullanılan sismik tomografi yöntemleri genel olarak kullanılan veri türüne göre üç grupta toplanabilir; cisim dalgalarını (P ve S) kullanan yöntemler, yüzey dalgalarını (Rayleigh ve Love) kullanan yöntemler ve yerin serbest salınımlarını (küresel ve toroidal modlar) kullanan yöntemler.

Her bir dalga sınıfının ortalama dalga boyları cisim dalgaları için yüzlerce metre mertebesinden birkaç kilometreye, yüzey dalgaları için yüzlerce kilometreye ve yerkürenin serbest salınımları için ise binlerce kilometreye kadar uzanabilir. Bu ölçekler aynı zamanda her bir dalga türünün kabaca ayrımlılık uzunluğu hakkında bilgi verir. Burada ayrımlılık uzunluğu, yeriçinde görüntülenebilir veya ayırt edilebilir özelliklerin minimum boyudur. Sismik tomografide erişilebilen uzaysal ayrımlılık uzunlukları kuyular arası tomografide metre ölçeğinden, kullanılan modelin ölçeğine (yerel, bölgesel, küresel modeller) bağlı olarak yüzlerce kilometre veya binlerce kilometreye kadar değişebilir [4].

Cisim dalgaları tomografisi ile ilgili ilk öncü çalışmalar Aki ve Lee [5] ve Aki ve diğ. [6] tarafından yapılmıştır. AHC olarak (Aki, Husebye, Christoferson) adlandırılan yöntem ile telesismik dalga varışlarındaki istasyon rezidüellerinin ters çözümü yapılarak istasyon şebekesinin altındaki üç-boyutlu hız yapısını ortaya çıkarılmıştır [6]. Bu yöntem dünyanın değişik yerlerindeki farklı ölçekte istasyon şebekelerinde, yeraltının üç-boyutlu hız yapısının ortaya çıkartılması amacıyla başarıyla uygulanmıştır. Bunlara örnek olarak Romanowicz [7,8], Menke [9], Hirahara [10], Taylor ve Toksöz [11], Yanowskaya [12], Babuska ve diğ. [13] daha yerel ölçekte çalışmalar için Ellsworth ve Koyanagi [14], Mitchell ve diğ. [15], Reasanberg ve diğ. [16], Grosso ve diğ. [17], Nercersian ve diğ. [18], Burmakov ve diğ. [19], Maguire ve diğ. [20], Dorbath ve diğ. [21] verilebilir.

Dziewonski ve diğ. [22], ilk kez ISC bültenlerindeki veri potansiyelinin farkına varmışlar ve bu verileri kullanarak yaptıkları ilk öncü çalışmalarında, en küçük kareler anlamında mantodaki hız dağılımlarını belirlemek amacıyla 700,000 P dalgası yayılma zamanı rezidüellerini kullanmışlardır. Daha yeni bir çalışmasında ise [23], kullandığı yöntemi geliştirerek mantonun küresel ölçekte daha fazla ayırmılığa sahip tomografik görüntülerini elde etmiştir. Bunun yanısıra yerküreye ait diğer sismik görüntüler; Dziewonski ve Anderson [24], Tanimoto ve Anderson [25], Woodhouse ve Dziewonski [26], Tanimoto [27], Nakanishi ve Anderson [28] tarafından yapılan çalışmalar sonucunda elde edilmiştir. Bulunan sonuçların yer dinamiği ve jeoid oluşumu ile başarılı bir şekilde uyum göstermesi tomografik görüntüleme yönteminin güvenilirliğini arttırmıştır [29].

Ardışık çözüm yöntemleri dünya ölçeğinde yapılan çalışmalarda kullanılmaktadır. Çok fazla sayıda veri kullanılan bu çalışmalarda ardışık çözüm yöntemleri ile büyük matris işlemleri yapılmaksızın verinin ters çözümü yapılabilmektedir. Ardışık çözüm yöntemlerinin geçerliliği Clayton ve Comer [30] çalışmasında verilmiştir. Ivanson [31] ve Nolet [32, 33], Spakman [34] çalışmalarında ardışık çözüm yöntemlerini kullanmışlar ve Afrika-Avrasya plakalarının yakınsama bölgesinde detaylı hız yapısını belirlemişlerdir.

Gecikme zamanlarının yanısıra yüzey dalgası faz ve grup hızları ve bunların dalga şekilleri yerindeki S-dalga hızı yapısının görüntülenmesi amacı ile kullanılmıştır [26, 35, 36]. Arama jeofiziğinde tomografik teknikler kuyular arasındaki



sismik araştırmada rol almıştır [37, 38]. Daha geniş çaplı sismik yansıma çalışmalarında yapılan uygulamalar için Ivanson [39], Kennett ve Williamson [40]; sismik kırılma uygulamalarında Firbas[41] ve petrol-gaz aramalarında ise Nur[42] gibi araştırmacıların çalışmaları örnek verilebilir.

Sismik tomografide ulaşılan başarının boyutu Zhao [43] çalışmasında açıkça görülebilmektedir. Japon adalarının altındaki sismik hız yapısını ortaya çıkarmak için Zhao, 470 yerel depremin 200×800 km'lik bir alanı kaplayan 61 istasyonda kaydedilen 14,045 P- ve 4,350 S- dalga varış zamanlarını kullanarak çevresine göre yüksek hıza sahip dalan Pasifik plakasının oldukça bariz bir görüntüsünü ortaya çıkarmıştır. Zhao [43] bu çalışmasında dalan Pasifik plakasının kalınlığının 80-90 km olduğunu ve aynı zamanda Japonya'nın güney-batısında dalmakta olan ve yaklaşık 30 km kalınlıktaki Filipin Denizi Plakasını' da grntlemiş ve Japon Adaları'nın yereldiği volkanik bölgelerinin altında, kabukta ve st mantoda düşük hızlı anomalilerin varlığını ortaya çıkarmıştır.

Yayımla zamanlarının ters zm yöntemi uzun bir süredir yerel sismoğraf istasyon şebekelerinde kaydedilen depremlerin oluş zamanlarını ve odak konumlarını belirlemek için kullanılmıştır. Daha sonra, deprem odak parametreleri ile birlikte en iyi uyumlu hız modelini veren ters zm çalışmaları sonucunda kabuk ve st mantonun 1-B, 2-B ve 3-Boyutlu modelleri ortaya çıkartılmıştır. Bu tür teknikle yapılan hız belirleme alışmaları "Tomografik Görüntüleme" olarak adlandırılırken "3-Boyutlu Hız Yapısının Ters zm" olarak da isimlendirilmiştir [44]. Yöntem yeryüzünde sismik etkinlik gösteren bölgelerde, özellikle pek çok deprem kaynağının olduğu aktif deprem bölgelerinde başarıyla uygulanmıştır. New Madrid Sismik Zonu için Al-Shukri ve Mithcell [45, 46, 47] ve Kaliforniya ve ABD batısındaki diğer bölgeler için Michael [48], Eberhart-Phillips [49, 50], Eberhart-Phillips ve diğ. [51] ve Lees ve Crosson'un [52] çalışmaları örnek verilebilir. Bu alışmalar sonucunda aktif deprem bölgelerinde düşük hızlı zonlar ortaya çıkartılmış ve bunların rijit litosferin zayıf noktalarını temsil ettiği dşnlmştir [29].

Volkanik bölgeler sismik tomografi yöntemleri için ideal bölgelerdir. Son yıllarda pek çok çalışma yatay hız değişimlerinin mevcut olduğu pek çok volkanik bölgenin altındaki P ve S hızlarının belirlenmesi ve soğurulma değişimlerinin ortaya çıkartılması için yapılmıştır [53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62]. Bu çalışmaların bir

çoğunda aktif volkanların bir kaç kilometrelik sığ derinliklerinde yer alan düşük hızlı bir zon belirlenmiştir. ABD' de yer alan Yellowstone, Long Valley ve Valles Calderas, Roosevelt Hot Spring ve Geysers-Clear Lake gibi volkanik ve jeotermik alanlarda üst kabuktan alt mantoya kadar nüfuz eden düşük hızlı bir yapı belirlenmiştir. Buna karşın, bazı volkanik bölgelerde ise yüksek hızlı anomaliler belirlenmiştir. Örneğin, Cascade volkanlarının sığ kökleri çevresine göre yüksek hızlı anomaliler vermiştir. Benzer şekilde Ellsworth ve Koyanagi [63] kabukta volkan tepesi altına denk gelen bölgede yüksek hızlı zonlar bulmuşlardır. Thurber [64], yerel depremlerin varış zamanlarının kullanıldığı yüksek ayrımlılıklı yerel deprem tomografisi ile sığ derinliklerde düşük hızlı bir magma rezervuarı ve çevresinde yüksek hızlı anomali belirlenmiştir. Bununla birlikte daha derinlerde alt kabuk ve üst mantoya baktığımızda volkanik köklerin genellikle düşük hızlı anomaliler ile karakterize edildiğini görmekteyiz. Bu çalışmaların neticesinde volkanik bölgelerdeki kabuk ve üst mantonun, üç boyutta karmaşık hız değişimleri ile karakterize olduğunu ve tomografik yöntemlerin ise yer içinin sismik yönden incelenmesinde oldukça başarılı bir teknik olduğunu görüyoruz.

Alban Tepeleri Volkanı (Vulcano Laziale) Roma'nın yaklaşık 20 km güney doğusunda yer alan ve Orta Apeninlerin Tiren kenarı boyunca yerleşmiş olan Kuvaterner yaşlı bir volkandır. İçerik olarak Potasyumca oldukça zengin olan volkan yaklaşık 0.7 milyon yıl önce (myö) ile 0.027 myö gibi bir zaman diliminde üç ana püskürme fazı ile oluşmuştur [65]. İlk püskürme döneminde, dört ayrı püskürme sonucu meydana gelen merkezi koniden 270 km<sup>3</sup> den daha fazla piroklastik lav akıntısı oluşmuş ve birbiri ardınca magma odasının göçmesi sonucu geniş bir kaldera meydana gelmiştir (~0.4 myö) [66, 67]. İkinci aktivite, kalderanın içerisinde başlamış ve daha küçük merkezi bir koni oluşmuştur (~0.3 myö) [67]. Bu aktivite süresince yaklaşık 2 km<sup>3</sup> lösitik ve piroklastik lav akıntısı olmuştur [67]. Son püskürme döneminde çoğunlukla volkanın batısında yer alan kraterlerde güçlü pretomağmatik<sup>1</sup> patlamalar meydana gelmiştir (~0.027 myö) [67]. Volkanın günümüzdeki durumu, hidrotermal sirkülasyonlar ve sık sık görülen sismik etkinlik ile karakterize edilmektedir [68].

Volkanın derin yapısı hakkında bilgi son derece azdır. Sığ derinliklere ait (1-2 km) bir kırılma çalışması [69] ve yapılan gravite etüdü [70] ve en son pretomağmatik püskürmeler sonucunda oluşan malzemeler üzerinde yapılan incelemeler [71] sığ

<sup>1</sup>Pretomağma: Yeraltı suları ile etkileşimde olan magma.

derinliklerde karbonatik kayaçların var olabileceğini göstermiştir. Alban Tepeleri bölgesinde eski Roma çağlarından beri sismik etkinlik gözlenmekte olup son 300 yıl içerisinde süreleri bir kaç gün ile iki yıl arasında değişen pek çok deprem kasırgası oluşmuştur [72]. 13 Nisan 1989 tarihinde  $M_p=3.2$  depremi ve akabinde 1 yıl süreli sığ depremlerden oluşan bir deprem kasırgası başlamıştır. Bu süre boyunca geçici istasyon şebekesi ile veri toplanmıştır. Volkanın altındaki karmaşık yapının geometrisini ortaya çıkartabilmek ve bölgedeki sismisite arasındaki ilişkiyi açıklayabilmek amacıyla Chirabba ve diğ. [68] yerel deprem tomografisi çalışması yapmışlardır. Kademeli ters çözüm yaklaşımı sönümlü en küçük kareler yöntemi ile seçilmiş 1314 P ve 1185 S dalga varış zamanlarının ters çözümünü yaparak volkanın altının üç boyutlu sismik hız yapısını ortaya çıkartmışlardır. Bu çalışmaları sonucunda volkanın altında 6 km derinliğe kadar yüksek hızlı anomaliler belirlenmiştir. Yüksek hızlı bu anomaliler, volkanın daha genç olan batı kısmının altında yer alan ve soğumakta olan sığ bir mağmatik hazne ile ısısal metamorfizmaya uğrayarak yukarı doğru yükselmiş karbonatik birimler olarak yorumlanmışlardır. Diğer taraftan Amato ve diğ. [73] deprem kasırgası sonucunda oluşan 1100 den fazla depremin odaklarını hesaplayarak, bu depremlerin genelde volkanın batı kısmında 6 km derinliğe kadar yoğunlaştığını göstermişlerdir.

Volkanın altındaki daha derin hız bilgisini ortaya çıkartmak amacıyla Cimini ve diğ. [74] göreceli telesismik yayılma zamanlarının rezidüellerinin dağılımını incelemiş ve ACH yöntemini [75] kullanarak 3-boyutlu tomografik ters çözüm yapmışlardır. Bu çalışma sonucunda volkanın 23 km derinliğine kadar merkez ve kuzey kısmında yüksek hızlı anomaliler, en son meydana gelen pretomağmatik kraterlerin (Albano ve Nemi) yer aldığı güney batı kısmında ise düşük hızlı bir zon belirlenmiştir. Yüksek hızlı anomaliler volkanik sistemin eski volkanik kökleri olarak, düşük hızlı anomaliler ise yaklaşık 5 km ile 16 km derinlikler arasında yer alan mağmatik cisim kalıntısı olarak yorumlanmıştır.

Chirabba ve diğ. [68] yaptıkları çalışmalarında kademeli ters çözüm yöntemini kullanmışlardır. Volkanın iyi örneklenmiş merkezi bölgesinden daha fazla bilgi alabilmek için büyük grid aralıklı modeller ile ters çözüme başlamışlar ve gittikçe daha küçük grid aralıklı modeller kullanmışlardır. Bir önceki ters çözüm sonucunda elde edilen hız modeli bir diğeri için başlangıç modeli olarak kullanılmıştır Bu çalışmada ise

Alban Tepeleri volkanik bölgesinde 1989-1990 deprem kasırgası sonucunda kaydedilen veri kullanılmaktadır. Kademeli yaklaşımdan farklı olarak alışılmış bir yaklaşımla (basit, bir boyutlu yatay olarak homojen tabakalı modellerin başlangıç modeli olarak kullanılması) daha küçük grid aralık değerlerine sahip modeller kullanılarak doğrudan ters çözüm yapılmaktadır. Diğer bir anlamda basit bir hız modeli ele alıp tek adımda verinin ters çözümü yapılmaktadır. Kademeli yaklaşımda kullanılan grid aralıklarına göre daha küçük aralıklı modellerin kullanılmasıyla ne kadar detaylı hız bilgisinin ne derece doğrulukla elde edilebileceği belirlenmeye çalışılmaktadır. Bu amaçla elde edilen hız modellerinin detaylı ayrımlılık analizleri yapılarak hangi modelin daha gerçekçi olduğu belirlenmektedir. Ayrıca bu tezde her iki çalışma sonuçları çeşitli yönleri ile mukayese edilerek hangi yaklaşımın Alban Tepeleri Volkanik Bölgesi için daha iyi sonuç verdiği açıklanmıştır.

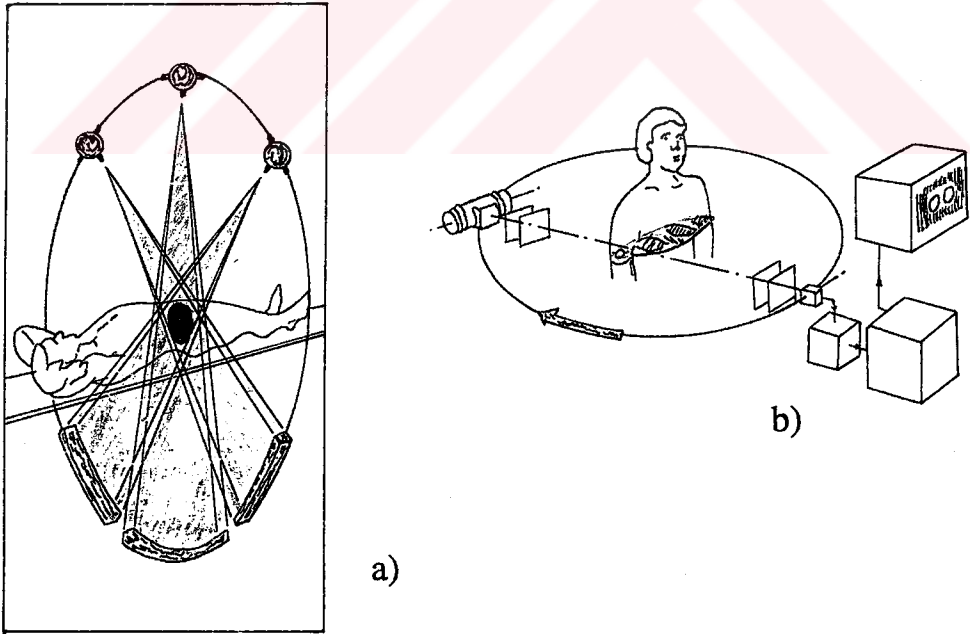
## **1.2. Medikal Tomografi'den Sismik Tomografiye; Tomografik Yöntemlerin Tarihsel Gelişimi**

Bilgisayarlı Tomografi veya görüntüleme; farklı açılardan aydınlatılmak suretiyle içerisinden bilgi alınan bir nesnenin enine kesit görüntüsünün oluşturulması tekniğidir. Kelime anlamı kesit demek olan tomografi; bir nesnenin içerisinden çizgisel integraller biçiminde algılanan bilgiden yararlanarak bu nesnenin yeniden iç yapısının oluşturulması işlemidir. Eğer üç boyutlu cismin kesitini bir şekilde oluşturabiliyorsak, diğer kesitlerini de oluşturabilir ve böylelikle bu kesitlerin bir araya getirilmesiyle cismin üç boyutlu yapısını elde edebiliriz. Merkezi kesit teorisine göre iki boyutlu bir kesit çok sayıda bir boyutlu çizgisel integrallerin bileşiminden oluşturulabilir.

İlk bilinen uygulama tıp alanında (X- ışınları, Ultrasound ve Nükleer Tıp) olmakla beraber günümüzde Radyo Astronomi [76], Elektron Mikroskopisi [77] ve Sismoloji gibi bir çok alanda kullanılmaktadır. Tıpta teşhis yapma amacı ile kullanılan tomografi, yeni çözüm tekniklerinin ortaya çıkmasıyla çok hızlı gelişmiştir.

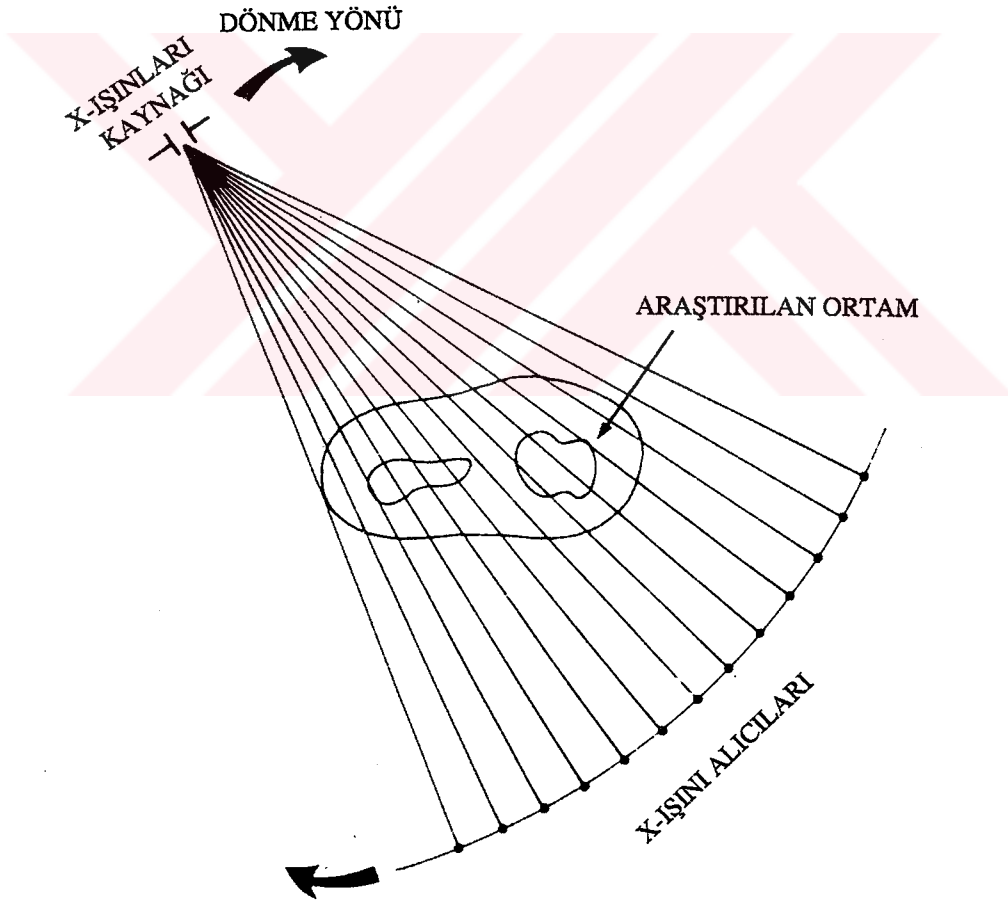
1895 yılında Wilhelm Röntgen tarafından X- ışınlarının keşfedilmesi tıp alanında bir dönüm noktası olmuştur. X-ışınları tekniği ile insan vücudu içerisindeki kemik ve diğer yumuşak dokular birbirlerinden ayırt edilebilmektedir. Fakat X-ışınları tekniği ile yumuşak dokular arasındaki çok ince farklılıkları belirlemek oldukça zordur.

1917 yılında Avusturyalı matematikçi John Radon “Merkezi Kesit Teoremi” adlı teoremini [78] ortaya koymuş ve radyoloji alanında tomografi tekniğinin uygulanmasına olanak kılmıştır. Bu teoreme göre ilk önce bir boyutlu çizgisel integraller takımından cismin iki boyutlu kesiti oluşturulur ve daha sonra benzer şekilde elde edilen cisme ait diğer kesitlerden cismin üç boyutlu bir görüntüsü elde edilebilir. Allen Cormack 1963 yılında radyolojik görüntüleme problemini çözmek için algoritmalar geliştirmiştir [79]. Daha sonra 1971 yılında Geoffrey Hounsfield adlı İngiliz Mühendis, bilgisayar ile bağlantılı çalışan X-ışını tarayıcısı yöntemini bulmuştur [80]. Böylece Radon’un teorik çalışması ilk defa medikal amaçlı tomografik görüntüleme de uygulanmış ve halen tıp alanında kullanılmakta olan “Bilgisayarlı Tomografi” tekniğinin esasını teşkil eder. Bu çalışmalarından dolayı Housefield ve Cormack, Nobel ödülüne layık görülmüşlerdir. Onların keşfi, binde bir doğruluk ile yüksek kaliteli enine-kesit görüntülerinin hesaplanmasının olanaklı olduğunu ve X-ışınları tomografisinde çok sayıda X-ışınlarının projeksiyonlarının mümkün olduğunu ispat etmiştir [81].



Şekil 1. Tıp alanında kullanılan görüntüleme tekniği. a) X-ışınları ile insan vücudunun taranması b) Vücudun enine kesit görüntüsünün ortaya çıkarılması.

Tıp alanında kullanılan tomografi yönteminde X-ışınları Tomografisi, Emisyon Tomografisi ve Ultrasonik Tomografi teknikleri kullanılmakta olup ışın denklemini esas alırlar ve incelenmekte olan nesnenin içerisinde düz doğrular boyunca yayılan enerjiyi kullanarak bu objenin görüntüsünü yeniden oluştururlar. Diğer bir deyişle cisme ait kesitin sayısal olarak grafiği ortaya çıkartılır. Şekil 1'de tıpta kullanılmakta olan tomografi çalışmasının temsili bir şekli görülmektedir. Burada X-ışınları kaynağı ve alıcılar kesiti alınacak insan vücudunu görecek şekilde karşılıklı yerleştirilmiştir. Farklı açılardan bilgi alabilmek için kaynak ve alıcı sistemi incelenecek alanı merkez kabul eden daire etrafında döndürülür ve ölçümler yapılır. Bu işlem kesiti çıkartılacak bölgeyi ışınlarla yeteri kadar örnekleyene kadar tekrarlanmaktadır. Böylelikle ortamın kesit görüntüsünü ortaya çıkarmak için gerekli bilgi elde edilmiş olur.



Şekil 2. X-ışını tomografi çalışmasının şematik gösterimi [82].



X-ışınları tomografi yöntemini daha yakından incelemek için Şekil 2' de verilen çalışmayı inceliyelim. X-ışını kaynağından gönderilen X-ışınları canlı vücudu içerisinde geçerken dokular tarafından soğurulur ve alıcılara ulaşır. X-ışınları canlı vücudu içerisinde ilerlerken vücudun farklı organlarının yaklaşık aynı hızlara sahip olmalarından dolayı doğrusal bir yörünge izlerler. Böylece bir X-kaynağından çıkarak canlı vücudu içerisinde doğrusal bir yörünge izleyerek bir alıcıya gelen X-ışını, yörünge boyunca dokuların birleşik soğurması hakkında bilgi taşır. Ortamı örnekleyecek biçimde pek çok farklı ışın yörüngesi için yapılacak olan tekrarlı ölçümlerden ortamın iki boyutlu soğurma katsayıları yapısı, yani ortamın bir görüntüsü ortaya çıkartılabilir [82]. Kaynaktan çıkan X-ışınlarının şiddetinin  $I^0$  ve herhangi bir alıcıda  $I$  olduğunu düşünürsek;

$$I = I^0 \exp \left[ - \int_L g(s) ds \right] \quad (1)$$

yazılabilir [83]. Burada  $ds$ ; integrasyonun yer aldığı  $L$  ışın yörüngesi boyunca küçük bir yörünge parçasıdır ve  $g(s)$  ise doğrusal soğurma katsayısıdır. (1) formülünden görüldüğü gibi X-ışınlarının şiddeti exponansiyel olarak azalır. Burada yapılmak istenen  $I^0$  ve  $I$  bilindiğinde  $g(s)$  doğrusal soğurulma katsayılarını belirlemektir. Eşitliğin her iki tarafını  $I^0$  ile bölüp logaritmasını aldığımızda bilinenler ile bilinmeyenler arasındaki ilişki doğrusal hale gelmiş olur.

$$-\ln(I/I^0) = \int_L g(s) ds \quad (2)$$

Burada bilinenleri yeniden tanımlayarak

$$F_L = -\ln(I/I^0) \quad (3)$$

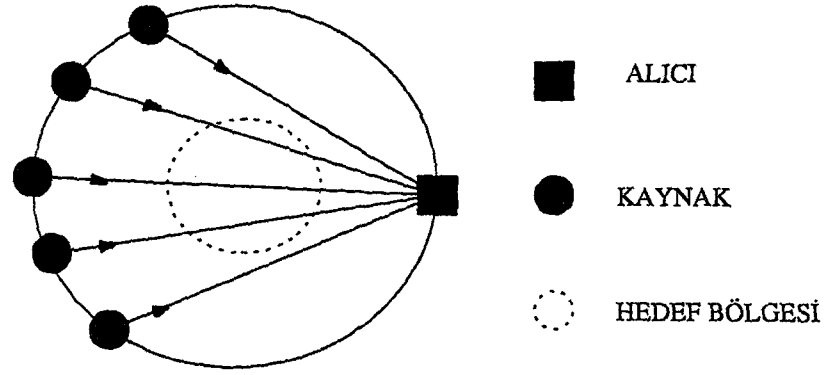
olarak tanımladığımızda, (1) ifadesini aşağıdaki şekilde yazabiliriz.



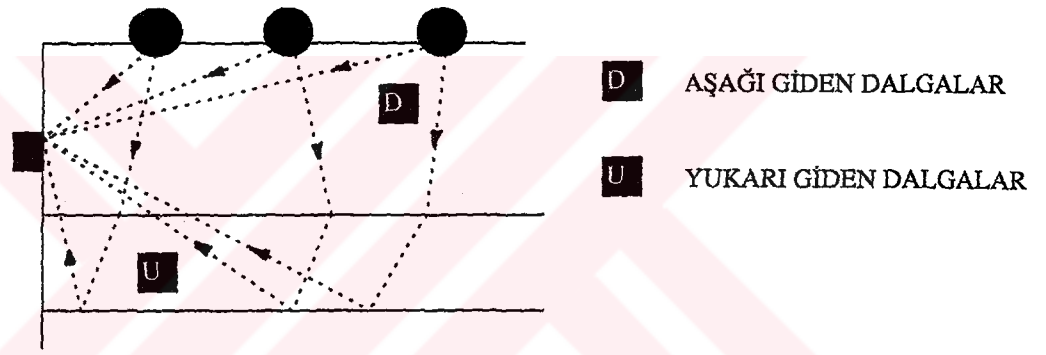
$$F_L = \int_L g(s) ds \quad (4)$$

Burada  $F_L$  projeksiyon fonksiyonudur ve kaynak ile alıcıdaki X-ışınları şiddetinin ölçülebilir olmasından dolayı (4) denkleminde bilinendir.  $F_L$  projeksiyon fonksiyonunun ölçülmesiyle ortamın soğurma katsayılarının  $g(s)$  bulunması işlemi ters çözüm problemidir. Bu soruyu ilk düşünen insanların aklında gerçek bir çözümün olup olmadığı konusunda herhangi bir fikir yoktu. Radon'un çalışması, ilk defa, bu problemin bir çözümü olduğunu göstermiştir.

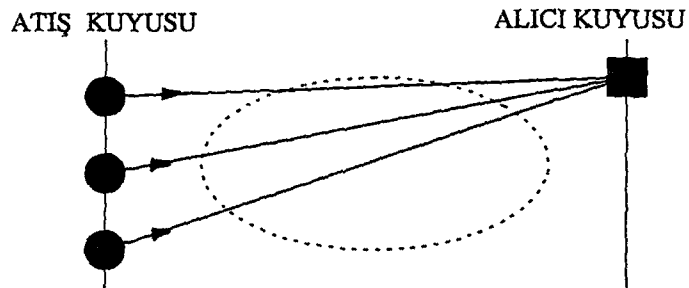
Sismik tomografide ise benzer ters çözüm problemi olmalarına rağmen, dalga yayılım teorisinin X-ışını tomografisine benzer şekilde uygulanmasında karşılaşılan zorluklar nedeniyle ilk zamanlar tomografik tekniklerin sismolojide kullanılması güç olmuştur. Sismolojik amaçlı tomografi yönteminde ortamın hız yapısı ortaya çıkartılmaya çalışılır ve sismik kaynaklar tarafından oluşturulan elastik dalgaların alıcılarda kaydedilen yayılma zamanları veri olarak kullanılır. X-ışınları, sismik dalgalara göre dalga hızları çok büyük olduğu için genelde doğrusal ışın yörüngeleri izleyerek yayılırlar. Sismolojide ise ortamın oldukça heterojen ve dalga yörüngelerinin hız yapısına bağlı olması nedeniyle ışın yörüngeleri doğrusal değildir. Bunun doğal sonucu olarak tıp alanındaki tomografide olduğu gibi problem doğrusal değildir. Ayrıca tıp alanındaki tomografi yönteminde kaynakların konumu ve şiddetleri önceden bilinmesine karşın, sismik tomografide genellikle kaynağın özellikleri hakkında bilgi hemen hemen yoktur. Nükleer patlatmalar gibi yapay kaynaklar dışında depremler kontrol dışıdır ve gelişigüzel konuma sahiptirler. Arama sismiğinde ise sismolojiye göre durum daha iyidir ve kaynaklar hakkında daha kesin bilgi mevcuttur. Tıp alanındaki tomografi ve sismik tomografi yöntemlerinde alıcıların konumları önceden bilinmektedir. Buna rağmen sismolojide alıcıların sayısı genelde sınırlıdır ve yeryüzünde homojen bir dağılıma sahip değildir. Ayrıca tıp alanındaki tomografide alıcılarda kaydedilen değerler büyük bir hassasiyetle tespit edilebilir ve yapılacak olan hata miktarı oldukça küçüktür. Bu durum sismolojide daha elverişsizdir. Birçok sismografin sayısal olmaması, deprem fazlarının yanlış belirlenmesi ve okunması gibi nedenlerden dolayı varış zamanları okumaları bir takım hatalar içerir. Bu farklılıkların dışında tıp alanındaki tomografide elde edilen



(a)



(b)



(c)

Şekil 3. Farklı alanlarda kullanılan tomografi yöntemi için kaynak-alıcı düzenleri a)tıpta kullanılan tomografi, b) yüzey sismiği, c) kuyulararası çalışmalar.

görüntüler, otopsi ve gerçek materyaller üzerinde yapılan deneylerden çıkarılacak olan sonuçlarla kolaylıkla test edilebilir ve doğruluğu sağlanabilir. Özellikle sismolojik amaçlı yapılan tomografi yönteminde yer içerisinde sondaj yapmak pahalı olup 10 km den daha büyük derinliklerde pratik olmadığından dolayı sismik görüntülerin doğruluğunu bu yolla test etmek her zaman mümkün değildir. Bu problemlerden dolayı tıp alanındaki tomografide elde edilen görüntüler, yerinin görüntülerini çıkarmak için kullanılan sismik tomografiden elde edilen sonuçlara göre daha kalitelidir.

Şekil 3' de verilen şematik gösterimlerde tıp alanındaki tomografi ile jeofizik alanında kullanılan tipik tomografi örnekleri olan "Kuyular Arası Tomografi" ve "Yüzey-Kuyu Tomografisi" arasındaki farklar görülmektedir. Yüzey-Kuyu Tomografisi'nde kaynaklar yeryüzünde olup alıcılar açılmış bir kuyu içerisine belirli aralıklarla yerleştirilmişlerdir. Kuyular Arası Tomografi'de ise hem alıcılar hem de kaynaklar kuyular içerisinde yer alır ve sismik ışınlarla ortam en iyi taranacak şekilde belirli aralıkta ve geometride yerleştirilirler. Kuyular arasındaki ortamın hız yapısına ait kesit görüntüsü, bir kuyuda farklı seviyelerde yerleştirilmiş olan kaynaklardan çıkan akustik dalgaların diğer kuyu içerisinde yerleştirilmiş alıcılarda kaydedilen varış zamanları ve genlik verisinin ters çözümünden ortaya çıkartılmaktadır.

Radyolojide kullanılan tomografi tekniklerindeki gelişmelerin, sismik tomografideki ilk gelişmeler üzerinde çok az etkisi olmuştur. İlk zamanlarda yapılan çalışmalar "Simultaneous Inversion" olarak adlandırılmaktaydı. Sismik tomografi üzerinde çalışan insanlar 1970'li yılların başında radyolojik tomografideki gelişmelerden haberdar değildiler. Fakat, 1970'li yılların sonları ve 1980'li yılların başında sismologlar tıp alanındaki literatürü okumaya başladılar ve bunun sonucu olarak, bazı araştırmacılar radyolojik tomografi tekniklerini (örneğin, "back-projection" yöntemi) kuyular arası sismik tomografi çalışmalarında doğrudan uygulamışlardır [84, 85] [83].

### 1.3. Volkanik Bölgelerde Yapılan Çalışmalar

#### 1.3.1. Volkanik Bölgelerin Yapısı ve Uygulanan Jeofizik Yöntemler

##### 1.3.1.1. Giriş

Yerinde bulunan heterojen yapıların belirlenmesi amacıyla yapılan çalışmalar farklı jeodinamik ortamlarda etkinlik gösteren tektonik olayların anlaşılmasında önemli rol oynarlar. Özellikle mağma odaları, mağmatik sokulumlar gibi yapılarla karakterize olan volkan sistemlerinde meydana gelen etkinliklerin anlaşılmasında temel önem taşır [86, 87]. Aktif volkanlar kabukta heterojenlik gösteren bölgeler olduklarından ve muhtemelen sismik etkinlik göstermeleri sebebiyle sosyal ve ekonomik açıdan incelenmesi gereken önemli bölgelerdir. Geçmişte yapılan jeolojik ve jeokimyasal çalışmalar, temel olarak volkanik sistemlerin evriminin belirlenmesi amacıyla dayanmıştır. Bu çalışmaların verdiği bilgiler, jeofizik yöntemler ile elde edilebilen bilgilere göre çok sınırlıydı. Son yıllarda volkanların (aktivite gösteren veya yeni) altındaki kabuk ve mantonun üç boyutlu heterojen yapısının belirlenmesinde önemli gelişmeler kaydedilmiştir [88]. Özellikle volkanik bölgelerde yapılan sismik tomografi çalışmaları sonucunda bu yöntemin yeraltının üç boyutlu görüntülenmesinde son derece faydalı bir yöntem olduğu ortaya konulmuştur [89].

Volkanik bölgelerin altında ilerleyen sismik dalgaların hızlarında ve sönümlenmelerinde görülen değişimler, mağma odaları ve mağmatik sokulumlar gibi farklı özelliklere sahip volkanik yapılardan kaynaklanabilir ve bu tür yapıların varlığına işaret edebilir [90]. Volkanolojide en önemli parametrelerden birisi mağma odalarının boyutu ve yeri, ve toplam hacmin ne kadarının eriyik durumda olduğunun belirlenmesidir. Mağma odaları, erimiş veya kısmen erimiş kayaç hacimleridir. Fiziksel özelliklerinin çevresindeki kayalara göre oldukça farklı olmasından dolayı sismik tomografik yöntemler için ideal hedeflerdir [91]. 1950 ve 60' lı yıllardan beri bilindiği gibi volkanoloji ile ilgilenen sismologlar volkanik bölgelerin altından geçerek istasyonlara gelen sismik dalgaların yayılma zamanlarındaki veya sönümlenmelerindeki değişimlerin mağma odalarının varlığını gösteren ipuçları olduğunun farkına varmışlardır. 1970'li yılların sonlarında yerel ve telesismik kaynakların kullanıldığı

sismik tomografi yöntemleri ile mağma odalarının da dahil olduğu sismik anomalilerin görüntülenmesi yapılabilmektedir (Örnek olarak [88], [89], [91],[44] çalışmaları verilebilir) [90].

### 1.3.1.2. Uygulanan Jeofizik Yöntemler

Kayaçların iki veya üç boyutta temel fiziksel özelliklerinin ortaya çıkartılması esasına dayanan farklı jeofizik yöntemler, volkanik bölgelerin yapısının araştırılmasında kullanılmaktadır. Bu amaçla oldukça yaygın olarak kullanılan gravite yöntemi kayaçlarda yoğunluk dağılımını ve ayrıca manyetik ve elektrik yöntemler ise sırasıyla kayaçların suseptibilitesi (manyetik geçirgenlik) ve öz direnç dağılımını ortaya çıkartmak için kullanılır. Herbir yöntemin sonucunda araştırılan bölgenin özelliklerini yansıtan mekansal bir görüntüsü yeniden oluşturulur. Genelde her çalışma sonucunda yerinin özelliklerini yansıtan sayısal değerler sayısal analiz yöntemleri ile değerlendirilerek elde edilir. Gözlemsel veri (örneğin bir sismik istasyonda kaydedilen ilk varış zamanları) ve model (hız modeli) arasındaki ilişkiyi dengede tutmak gerekir. Bu durum ise; örneğin ters çözüm sonucu elde edilen hız yapısını ifade eden model parametrelerinin özel bir değerlendirmesini gerektirir. Diğer taraftan her çalışma sonucunda hesaplanan model tekil değildir ve gözlemsel veriyi açıklayabilecek bir çok model bulunabilir. Bu durum problemin çok çözümlü olmasından kaynaklanmaktadır. Modelin her bir elemanı uzaysal konumuna göre dikkatli olarak analiz edilmelidir. Ayrıca sonuçların yorumlanmasında farklı kaynaklardan elde edilen bilgilerin göz önüne alınması sağlıklı bir değerlendirme yapılabilmesi açısından oldukça önemlidir.

#### 1.3.1.2.1. Sismik Yöntem

Kayaç hacmini aydınlattığı düşünülen elastik dalgalar bir sismik kaynaktan çıkıp, kayaç hacmi içerisinde geçerek yeryüzündeki sismik istasyon şebekesine gelir ve istasyonlarda kaydedilirler. Sismik dalgaların yerinde yayılma zamanlarına ait bilgiler kaydedilen sismogramlarda mevcuttur. Sismik yöntem, kaydedilen sismogramların doğru analizinin yapılması ve elastik dalgaların yayılma zamanlarını etkileyen faktörlerin elde edilmesine dayanır. Uygulamada kullanılan teknikler genellikle kullanılan kaynağın

türüne göre ikiye ayrılır. Bunlar; yapay kaynak (ağırlık düşürme, vibrasyon, dinamit v.b.) yöntemler kullanan ve pasif kaynak (depremler) kullanan yöntemlerdir. Buna benzer olarak kullanılan kaynak türüne göre sismik tomografi yöntemi “Aktif Kaynak Tomografisi” ve “Pasif Kaynak Tomografisi” olmak üzere ikiye ayrılır [92].

Aktif kaynak durumunda kaynakların dağılımının önceden ayarlanabilmesi ve kaynak parametrelerinin önceden bilinmesi sebebiyle daha iyi sonuçlar elde edilebilir. İkinci durum olan pasif kaynak yönteminde ise yerindeki depremlerin dağılımının ve konumlarının önceden bilinmemesi nedeni ile çok sayıda deprem verisi elde edilmiş olsa bile problemin çözümü daha da karmaşıktır.

Sismogramların içerdiği en basit ve temel bilgi, dalga fazlarının (P ve S dalgaları) alıcılardaki varış zamanlarıdır. Eğer bir dalganın istasyon şebekesinin farklı istasyonlarına varış zamanları biliniyorsa, istasyonlarda kaydedilen varış zamanları arasındaki farklardan yararlanılarak istasyon ağının altını temsil eden hız dağılımı ortaya çıkartılabilir. Değişik istasyonlardaki varış zamanlarında gözlenen fark aslında yeraltındaki hız değişimlerine bağlı olup, sismik dalgaların yayılma zamanlarını etkileyen heterojen bir yapının mevcudiyetinden kaynaklanmaktadır.

#### 1.3.1.2.1.1. Kayaçlarda Hız ve Soğurma Değişimleri

Yerküre kabuğu ve mantosundaki sismik dalgaların hız ve soğurulma değişimleri sıcaklık, basınç, farklı kayaç türlerindeki minerolojik farklılık ve boşluk basıncı gibi bir çok farklı faktöre bağımlı olabilir [93], [94], [88]. Bu gibi faktörlerin rolü genel hatlarıyla laboratuvar çalışmalarında ortaya çıkartılabilir, fakat laboratuvar çalışmaları genellikle bu faktörlerin etkilerinin ayrı ayrı düşünülmesi ile yapılmaktadır. Doğal ortamları tam olarak oluşturma yeteneği sınırlıdır ve çalışmalar gelişme aşamasındadır. Uygulamalı çalışmalarla elde edilen sonuçların sadece belli bir kısmının yorumu yapılabilmektedir. Yapılan gözlemler, sıcaklıktaki belirli bir artışın, P ve S dalga hızlarında azalmaya ve soğurulmalarında ise artışa yol açtığını ortaya koymaktadır. Bunun yanında, uygun çevre basınçları için sıcaklıktaki artım, minerallerin hacimlerinin genişlemesine, boşlukların ve mikro çatlakların gelişmesine ve sonuçta hızda daha fazla bir azalmaya yol açar [95, 96]. Sıcaklık etkisi özellikle aktif volkanik bölgelerde oldukça hakimdir ve kayaçların minerolojik özelliklerine bağlı olarak kayaçlarda kısmi ergimelere



yol açar. Kısmi ergimelerin başlangıcı, ortamdaki sıvının varlığına bağlı olarak hızlarda yaklaşık % 10' luk bir azalmaya karşılık gelir [97]. Sıcaklığın artması ile sismik dalgaların soğurulması farklı derecelerde artar ve çoğunlukla S dalgalarında daha fazladır. Sanders [98] bu özellikten yola çıkarak Long Valley Caldera bölgesinde kaydedilen yerel depremlere ait kayıtlarda S dalgalarının soğurulma analizlerini yapmış ve bölgenin altında bir mağma odasının varlığını ortaya çıkarmıştır.

Yeriçerisinde kayaçlara etki eden basınçların rolü yapılan deneylerle açığa kavuşturulmuştur [95]. Genelde basıncın artmasıyla hızda artma gözlenir. Fakat çatlak oluşumu ve yeniden kristallenme olaylarını hesaba katmadan hızdaki değişimleri bu genelleme ile açıklamak yanlış olur [95]. Boşluklar ve çatlaklar kayaç hızlarını azaltırlar [99]. Bunun yanında çok büyük derinliklerdeki yüksek basınç, farklı işlevler yolu ile (krip ve kapanma) sıvı içermeyen boşlukların kapanmasını sağlar ve böylece hızda artışa yol açar.

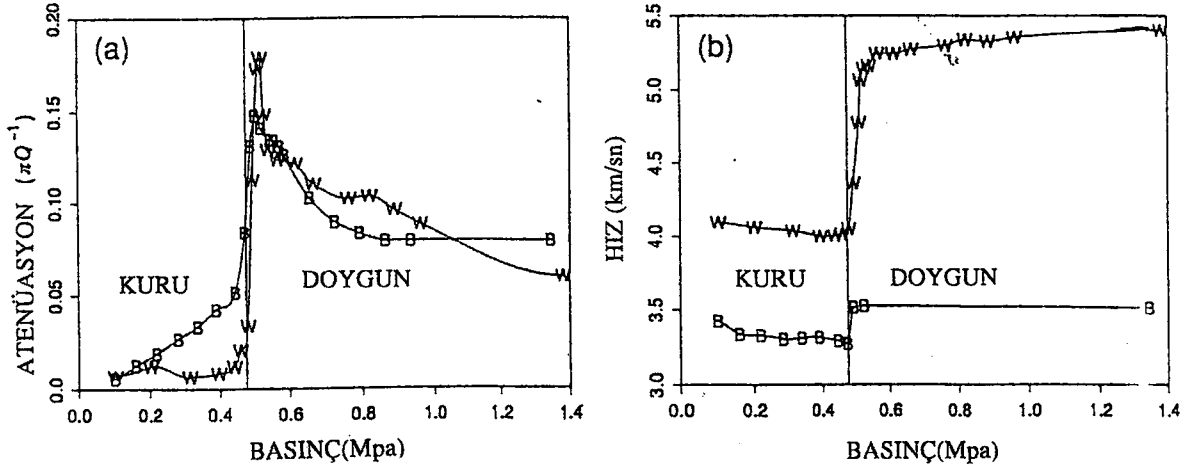
Kayaç boşluklarının sıvılar ile dolu olması durumunda, sıvıların sıkışabilirlik özelliklerini dikkate almak gerekir. Ito ve diğ. [93] tarafından yapılan bir deneyde kayaç boşluklarında bulunan sıvıların oynadığı rolü ve ayrıca su-buhar fazı geçişinde ne tür olayların meydana geldiği açıklanmıştır. Şekil 4' de farklı sıcaklık ve basınç değerleri için boşluk basıncındaki değişime bağlı olarak P dalgasının hız ve soğurulma değişimleri görülmektedir. Bu değişimler kayaçların elastik modülü ve yoğunlukları ile doğrudan ilişkilidir. Doygunluk durumunda P dalgalarının hızında ve soğurulmasında ani artış gözlenir. Ayrıca P ve S dalgalarının, su fazından buhar fazına geçiş süresince farklı davranışlar gösterdikleri belirlenmiştir [93].

Minerolojik değişimler kayaçların farklı yoğunluklara sahip olmasından kaynaklanır. Birch kanuna [99] dayanılarak kayaçların yoğunluklarından sismik hızlar hesaplanabilir. Düşük yoğunluklar düşük hızlara, yüksek yoğunluklar yüksek hızlara karşılık gelir. Farklı oluşumları bünyesinde barındıran kayaçlar hız dağılımında karmaşık bir mozaik oluşturur. Buna en güzel örnek ise arazide yapılan gravimetri ölçümleri sonucu elde edilen gravimetrik anomalilerdir.

Sıvı içeren kabuksal kayaçlarda sismik dalga hızlarını etkileyen temel faktörler; porozite, kil içeriği, satürasyon, kısmi satürasyon, stress, boşluk sıvısının faz değişimi ve sıcaklık olarak verilebilir [42].



## BEREA KUMTAŞI VE KIRIKLI WESTERLY GRANİTİ



Şekil 4. Kireçtaşı ve Granit gibi kayaçların kuru veya sıvı içermesi durumunda basıncın fonksiyonu olarak P dalgasının a) soğurulması ve b) hız değişimleri[93].

Dalga hızları ve soğurulmalarını etkileyen değişik faktörler yorumlamada zorluklarla karşılaşılmasına sebep olur. Ergimiş kayaç yüzdesi, kırıklık, erime geometrisi, yoğunluk, sıcaklık, basınç, kayaç boşluklarında bulunan sıvı fazı ve kristallenme yapısı gibi faktörlerin hepsi benzer hız anomalilerini verebilir. Bu faktörlere ait bilgiler olmadan yapılacak yorum sağlıklı olacaktır [100, 101] [102].

Sismik parametrelerin ( $V_p$ ,  $V_s$ ,  $V_p/V_s$ ,  $Q_p$ ,  $Q_s$ ), kayaçlarda porozite, boşluk şekli, saturasyon derecesi, boşluklarda bulunan sıvının özellikleri, etkin basınç, sıcaklık ve kısmi ergimenin olması gibi özellikler yanısıra hız ve soğurulma değişimleri arasındaki ilişkiyi ortaya çıkarmak amacıyla pek çok kontrollü laboratuvar ve teorik modelleme çalışması yapılmıştır. Bir çok laboratuvar ölçümü oda sıcaklığı ve basınç şartlarında, arazide kullanılan frekans değerlerinden daha yüksek frekanslarda yapılmaktadır. Aynı zamanda laboratuvarda yapılan soğurulma ölçümleri normal sismik ölçümlere göre daha az saçınımdan kaynaklanan soğurulma etkisi içerebilir. Sadece bir kaç laboratuvar çalışmasında, oda sıcaklığı ve basıncından daha yüksek sıcaklık ve basınç şartlarında, sismik frekanslarda hız ve soğurulma ölçümleri yapılmıştır. Tablo 1' de, boşluklu veya kırıklı kayaçların kuru, doyguluk, kısmi erime durumlarındaki şartlara göre değişik parametrelerde gözlenen genel değişimler verilmektedir [103]. Diğer taraftan kayaçların boşlukları küresel şekle sahip değil, fakat

ince uzun oval bir şekle sahip ise bu etkiler daha fazla etkin olmaktadır. Doygun kayalardaki  $V_p/V_s$  oranı basıncın artması ve buna bağlı olarak çatlakların daralması sebebiyle artmaktadır. Benzer şekilde  $Q_s$  ve  $Q_p$  değerleri, basıncın artmasına bağlı olarak çatlakların daralması nedeniyle artmaktadır.

Tablo 1. Kayaçların İçerisinde Bulunduğu Çeşitli Fiziksel Şartlara Göre Sismik Parametrelerin Değişimi [103].

Sismik Parametreler	Su ile Doygunluk	Buhar + Su	Kısmi Erime
$V_p$	daha büyük	daha küçük	daha küçük
$V_s$	normal/daha küçük	daha küçük	çok daha küçük
$V_p/V_s$	daha büyük	normal	daha büyük
$Q_p$	normal/daha küçük	daha küçük	daha küçük
$Q_s$	daha küçük	daha küçük	çok daha küçük

Bu ilişkiler yapılan sismik çalışmaların sonuçlarının yorumlanmasında kullanıldığı gibi, hangi sismik parametre ölçümünün ne tür bir bölgenin görüntülenmesinde kullanılmasının uygun olacağına karar vermek için de kullanılabilir. Örneğin  $V_p$  ve  $Q_s$  ölçümleri, jeotermal ve volkanik bölgelerde elde edilen anomalilerden bölgenin üç boyutta görüntülerinin elde edilmesi için kullanılabilir. Aynı şekilde  $V_p/V_s$  ölçümleri su-buhar fazı geçişine yakın olan kısmi ergime bölgesi ile jeotermal sıvı bölgesinin ayırt edilmesinde kullanılabilir [103].

Mavko[97], üst-mantoya ait basınç ve sıcaklık koşullarında Olivin ve Piroksen için yaptığı çalışmada sismik parametreler ( $V_p$ ,  $V_s$ ,  $Q_p$ ,  $Q_s$ )' deki değişimleri belirlemiştir. Mavko, sözkonusu dört sismik parametrenin oldukça geniş bir aralıkta değişim gösterdiğini bulmuştur. Örneğin, kayaç hacmindeki %10'luk bir erime, katı durumda ölçülen değerler ve hız değişim mekanizmaları ile erime geometrisinde yapılan varsayımlara bağlı olarak  $V_p$ ,  $V_s$  hızları %10-40 ve  $Q_p$ ,  $Q_s$  değerleri ise %20-100 mertebesinde değişebilir [90].

### 1.3.2. Sismik Tomografi

“Sismik Tomografi” terimi ilk defa Clayton [104] tarafından kullanılmış olup ortam içinden geçen doğrusal yörüngeli integraller şeklindeki bilgilerden yararlanarak ortamın yeniden oluşturulması şeklinde tanımlanmaktadır. Sismolojide, eğer yayılma zamanları denkleminin bir referans hız modeline göre küçük değişimlerini hesaplayabiliyorsak yatay yöndeki hız değişimlerini belirleyebiliriz. Referans modeli parametrelerindeki küçük değişimler yayılma zamanlarında küçük değişimlere yol açıyorsa problem doğrusal demektir. Bu durumda ortam, yavaşlık değişimleri ile, gözlemler ise yayılma zamanı sapmaları ile ifade olunur [104].

Tıp alanında kullanılan tomografi tekniği (CAT scanning), doğrudan erişilemeyen, karmaşık yapılara ait görüntülerinin elde edilmesine olanak sağlar. Sismik tomografi çalışmalarında sismik dalga hızları, yer yapısı içerisinde ilerleyen sismik ışınların yayılma zamanlarından yararlanılarak ortaya çıkartılır. Yeryüzüne yerleştirilen istasyonların ve yer içerisindeki kaynak dağılımının sürekli ve eşit olmaması gibi nedenlerle yayılma zamanlarının ters çözümü sonucunda elde edilecek sonuç tam olmayacaktır [105]. Yarı sonsuz ortamda dalga hızlarının hesaplanması (uzaysal koordinatların sürekli fonksiyonu olarak) problemi yetersiz tanımlı bir problemdir. Bu problemin olası bir çözümü; hız yapısını ayırklaştırmak veya problemi tam tanımlı yapacak şekilde hız yapısını belli sayıda ayrık değerler kullanarak modellemektir. Böylece problem güçlü bir ters çözüm tekniği ile çözülebilir hale gelir.

İncelenilen derinlik; istasyon açıklığına, kullanılan sismik ışın türüne (örneğin telesismik ışınlar yerel ışınlara göre daha derinden bilgi taşırlar), istasyon şebekesinin boyutlarına (kabuk ve manto hakkında bilgi elde edilir) bağlıdır [75, 63]. Yerel depremler için maksimum erişilebilir derinlik, olayların odak derinliği ile sınırlıdır [106]. Ayrıca kullanılan fazların dalga boyları ve istasyon şebekesi geometrisi yeraltındaki yapıların farklı büyüklükte ve boyutlarda görüntülenmesine yol açabilirler. Mesela, telesismik ışınların (periyodları 1 sn) kullanılması durumunda 5-6 km’lik ölçeğinde (istasyon şebekesindeki istasyonlar arası mesafe 5-6 km) bireysel heterojeniteler belirlenebilir. Daha yüksek frekans içeren fazların kullanılması durumunda; örneğin yerel depremler için ( $T \sim 0.2$  sn) modellenebilir yapı boyutu daha küçülecektir [62]. Esasen belirlenebilecek en küçük heterojenite boyutu istasyonların

açıklığına bağlıdır.

### 1.3.2.1. Volkanik Bölgelerde Yapılan Tomografik Çalışmalar

Yeryüzünde bulunan farklı volkanik bölgelerde telesismik rezidüellerin kullanıldığı pek çok tomografik çalışma yapılmıştır. Bunların bazıları Yellowstone [101], Lesson Peak [107], Medicine Lake [105] Caso [16], The Geysers-Clear Lake [108], Roosevelt Hot Spring [109] Long Valley Caldera [62] volkanlarıdır. Bu volkanların altında düşük hızlı bir zon bulunmuştur. Bu tür anomaliler genelde mağma odalarının varlığı şeklinde yorumlanmaktadır [88, 89]. Sismik hızlardaki azalmayı sadece “yeriçinde sıcaklıktaki belli bir artışın kayalarda kısmi ergimeye yol açması” şeklinde tek bir nedenle açıklamak uygun değildir [101]. Diğer taraftan başka volkanlarda yapılan çalışmalarda; örneğin Hawaii [63], Newberry [55] volkanların altında yüksek hızlı anomaliler elde edilmiştir. Bu anomalilerin varlığı, volkanik bölgelerde bulunan intruzif yapılar ve ayrıca daha derindeki mağmatik bir haznedeki beslenen mafik sokulumlar şeklinde yorumlanmıştır.

Yerel depremler ile yapılan tomografik çalışmalar volkanların altındaki kabuk yapısının üç boyutlu görüntülerini ortaya çıkarır. Bunlara örnek olarak; Kilauea [64], Long Valley [111], Mount Hood [112], The Geysers Area [113], Hengill-Grensalur [114] verilebilir. Bulunan düşük hız anomalileri kısmi ergimelerin olduğu hacimler olarak yorumlanmıştır.

Diğer taraftan sismik tomografi çalışmalarının ortaya çıkardığı önemli sonuçlardan birisi de aktif volkanların altında yeralan mağma odalarının genelde büyük bir kısmı katı halde bulunan kayaç kütlelerinden oluşmasıdır. Bu sonuca göre mağma odaları içerisinde depremler meydana gelebilir ve böylece volkanların altında sismik aktivite görülebilir. Ayrıca tomografik çalışmalar sonucunda bulunan düşük hızlı yapılar sadece kısmi ergime ile açıklanamaz. Örneğin Caso Area bölgesindeki düşük hızlı yapılar sığ sedimantasyon birikimi ile ilişkilidir [115][102].

Volkanik bölgelerde elde edilen tomografik görüntülerin diğer nadir özelliklerinden birisi ise yüksek hızlı yapıların bulunmasıdır. Yellowstone bölgesi için bulunan yüksek hız anomalisi alışılmış olmayan sığ temel kayaları olarak

yorumlanmıştır [116]. St. Helen dağında 9 km derinliğe kadar olan yüksek hızlı bölgeler, yörede bilinen plütonların konumları ile ilişkilendirilmiş ve konsolide olmuş, gevrek materyalli hacimler olarak yorumlanmıştır [117]. Diğer bir yüksek hızlı materyal Kilauea yanardağından yayılan rift zonlarının altında, mağma haznesinin çevresinde ve hemen üstünde belirlenmiştir [64]. Rift zonlarının altında bulunan yüksek hızlı materyal, yoğun intrüzif malzeme olarak yorumlanırken, mağma odasının üzerinde bulunan yüksek hızlı materyal mağma odasının çatısı olarak yorumlanmıştır [64]. Thurber [64] mağma odasını çevreleyen yüksek hızlı materyalin volkanın çekirdeğine karşılık geldiğini ileri sürmüştür. Geysers ve Hood Dağı bölgelerinde bulunan yüksek hızlar, intrüzif yapılar olarak yorumlanmıştır [112, 113].

Volkanik bölgelerde veya jeotermal alanlarda görülen deprem etkinliğini açıklamak için bir hipotez ortaya atılmıştır [102]. Özellikle İzlanda'nın Hergill-Grensdalur bölgesi için öne sürülen bu hipoteze göre depremler; yeraltında sirkülasyon yapan yeraltı sularının hareketi ile derinlerdeki sıcak kayaçların soğuması, çekilmesi büzülmesi ve kırılması gibi işlemler sonucu oluşmakta ve bölgede doğal jeotermal ısı kayıpları meydana gelmektedir [102]. Bu hipotez, yeryüzünde sürekli ısı kayıplarının olduğu jeotermal bölgelerdeki ısı kaynakları içerisinde sismik etkinliğin olmasını açıklamaktadır. [118, 119, 120, 121; 122; 123; 124].

Yerel depremler ve yapay kaynakların kullanıldığı tomografi teknikleri sığ kabuğun küçük ölçekli özelliklerini çalışmak için idealdir. Diğer taraftan telesismik olayların kullanıldığı tomografi yönteminde, kullanılan ışınların dalga boyları kilometreler mertebesinde olup daha derin ve büyük ölçekte yapıları çalışmak için uygundur. Her iki yöntemin bir arada aynı bölgeye uygulanması ile yeraltının değişik ölçekteki özellikleri ortaya çıkartılabilir. Genellikle volkanik bölgelerde görülen sismik etkinlik sığdır, örneğin 5-6 km derinliğe kadar kabuksal yapı aydınlatılabilmektedir. Bunun yanısıra, mağma odaları genelde kabuğun daha derin kısımlarında yer alırlar ve yerel depremler ile incelenilebilen bölgenin dışında kalırlar. Bu durumda telesismik tomografi yöntemi kullanılarak mağma odalarının varlıkları ortaya çıkartılabilir [110]. Diğer taraftan, ele geçirilebilir en küçük boyutlu özellik demek olan uzaysal ayrımlılık, kuyular arası tomografide metreler ölçeğinde iken yerel tomografide bir kaç yüz metreden kilometreler ölçeğine ve telesismik tomografide ise binlerce kilometrelik

ayrımrlık uzunluklarına ulaşabilmektedir [125].

### 1.3.2.2. Sismik İstasyon ve Deprem Dağılımı ile Model Boyutları İlişkisi

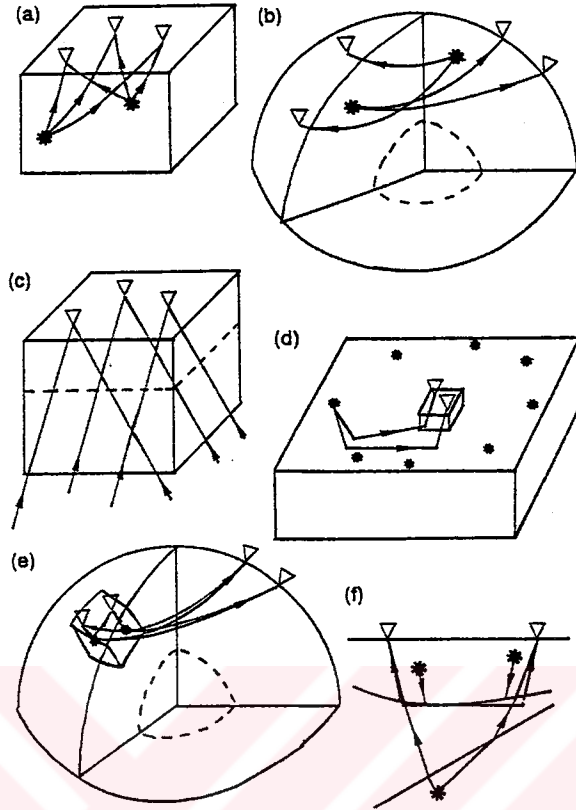
Şekil 5' de, cisim dalgaları yayılma zamanlarının ters çözümünün yapıldığı sismik tomografi yöntemlerinde kullanılan çeşitli ölçekteki model hacimleri ve deprem, istasyon dağılımları arasındaki ilişkiler görülmektedir[126]. İlk örnekte depremler ve istasyonlar modellenen hacmin içerisinde yer almaktadır. İncelenilen hacim, üst kabukta yapılan yerel tomografi çalışmalarında küçük ölçekte bir bölgedir (Şekil 5a) (örneğin, [127] ve [5]). Diğer taraftan tüm mantonun incelendiği küresel tomografi çalışmalarında model hacmi çok daha büyük olabilir (Şekil 5b) (örneğin, [128]). Her iki yöntemde 3-boyutlu hız yapısının ve odak parametrelerinin aynı anda belirlenmesi gerekir. Küçük ölçekli yerel tomografi yöntemlerinde sadece yerel depremler kullanılır, küresel tomografide hem bölgesel hemde telesismik olaylar birlikte kullanılır.

İkinci durum ise, depremlerin modellenen hacmin dışında ve istasyonların modellenen hacmin içerisinde olduğu durumdur. Şekil 5c' de görüldüğü gibi istasyon dizilimlerinin altındaki 3-boyutlu kabuk ve üst manto hızlarını belirlemek için telesismik ışınlar kullanılmaktadır. Bu türde başka bir uygulama ise Necessisan ve diğ. [129] tarafından Fransa'da Monte Dore volkanının üst kabuksal yapısını incelemek için geliştirilen "Yüksek Ayrımlıklı Tomografi" yöntemidir. Bu teknikte, patlayıcılar modellenen hacmin dışında yer alır ve istasyonlara gelen dalgalar üst kabuk süreksizliklerinden yansıyıp kırılarak gelirler (Şekil 5d).

Şekil 5e'deki üçüncü durumda görüldüğü gibi depremler modellenen hacmin içerisinde yer almakta ve istasyonlar model hacminin hem içinde hem de dışında bulunmaktadır. Bu durumda hız yapısını ve odak parametrelerini birlikte belirlemek gerekir.

Son durum ise Şekil 5f' de görüldüğü gibi dalan bir plakanın üst sınırı ile Conrad ve Moho hız süreksizlikleri birlikte modellenmektedir. Örnek olarak Horiuchi ve diğ.[130], Sambridge, [131], Zhao [43] gibi çalışmalar verilebilir. Bu son durumda odak parametreleri 3-boyutlu hız yapısı ile aynı anda belirlenmektedir. (bakınız [125]).





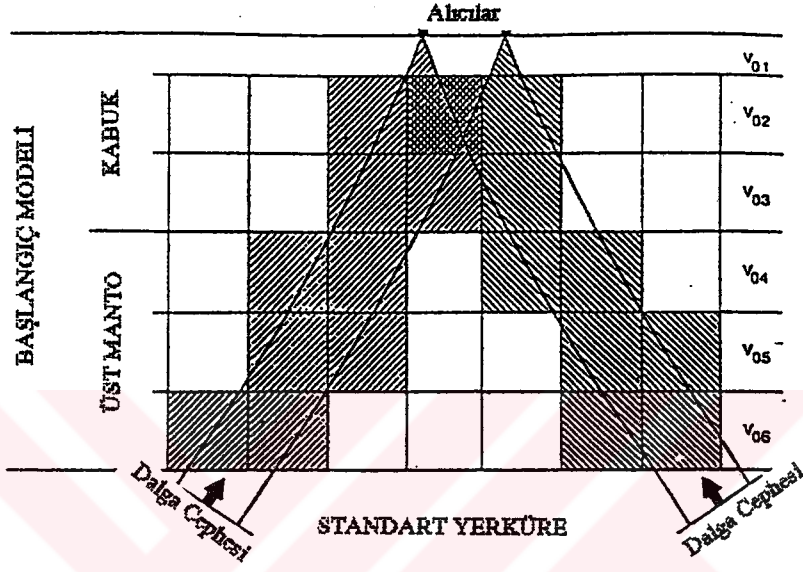
Şekil 5. Farklı özel durumlar için model uzayı ve sismik ışınların şematik gösterimi [126].

### 1.3.2.3 Telesismik Tomografi

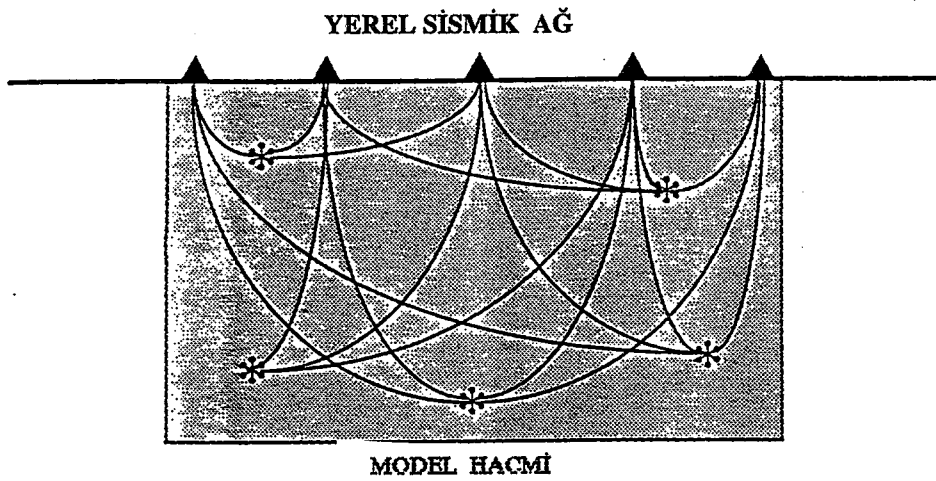
İlk Tomografi tekniklerinden biri olan “Telesismik Tomografi” Aki, Christofferson ve Husebye [6] tarafından ileri sürülmüş ve bu sebeple adlarının baş harfleri ile “AHC” olarak adlandırılır. Bu teknik farklı jeodinamik ortamlara sahip bir çok bölgede yaygınca kullanılmıştır. Telesismik varış zamanlarının kullanıldığı bu yöntemde uzak deprem odaklarından ( $\Delta > 20^\circ \sim 2000$  km) çıkan ışınlar yeriçerisinde farklı yönlerde yayılarak istasyon şebekesindeki istasyonlara düşeye yakın açıyla gelirler ve şebekenin altındaki hacmi farklı yönlerden aydınlatırlar (Şekil 6) [63]. İstasyon şebekesinin altında heterojen yapı varsa, bu durum farklı istasyonlara gelen dalgaların varış zamanlarında farklılığa neden olacaktır. İlk önce gözlenen varış



zamanları, kabul edilen bir başlangıç modelinden hesap edilen varış zamanlarından çıkartılır ve yayılma-zamanı rezidüelleri hesaplanır. Daha sonra her bir rezidüel tüm istasyonlarda elde edilen rezidüellerin ortalamasından çıkartılarak “göreceli rezidüeller” elde edilir. Böylece istasyonların altındaki model uzayı (hedef hacim) ile kaynaklar arasında kalan yapının etkisi ve ayrıca odağa ait yanlış lokasyon etkisi ortadan



Şekil 6. Telesismik tomografi tekniği uygulaması. Büyük terk ediş açısı ile gelen dalga cepheleri, istasyon ağının altındaki bloklarla ayrıştırılmış hacmi farklı derecede aydınlatmaktadır [6].



Şekil 7. Yerel depremler ile yapılan sismik tomografi tekniği uygulamasının şematik gösterimi. Sismik kaynaklar çalışılan model hacmi içerisinde yer almaktadır [127].

kaldırılmış olur. Bunun sebebi şöyle açıklanabilir. Uzak bir deprem kaynağından çıkıp istasyon şebekesindeki istasyonlara gelen sismik ışınlar, yayıldığı heterojen kabuk, üst manto ve nispeten daha homojen olan alt mantoda uzun fakat hemen hemen aynı yörüngelere sahiptir [125]. Göreceli rezidüellerin hesaplanmasıyla telesismik ışınların odaktan model hacmine kadar olan uzun yörünge etkileri giderilir ve rezidüeller sadece istasyon şebekesinin altındaki yapıyla ilişkili hale gelmiş olur. Modelin ışınlarla iyi örneklenebilmesi için ışın yörüngelerinin model hacmi içerisinde iyi bir dağılıma sahip olmaları gerekir. Kaynak yörüngelerinin daha geniş bir hacimde dağılımı tomografik görüntülerin daha iyi uzaysal ayrımlılıkla elde edilmesini sağlar.

#### 1.3.2.4 Yerel Deprem Tomografisi

Tomografik görüntülerin elde edilmesi amacıyla yerel depremlerin kullanılması Aki ve Lee [5] tarafından yapılan çalışma ile bilim dünyasına tanıtılmış ve son yıllarda oldukça yaygın olarak bir çok araştırmacı tarafından kullanılmaktadır [132, 134, 113, 133, 44]. Bu çalışmalar yöntemin kapasitesi ve sınırlamalarını anlamak açısından örnek olarak verilebilir. Yerel deprem tomografisinde çözülmesi gereken en önemli problemlerden birisi de yeraltını görüntülemek için kullanılan depremlerin model hacmi içerisinde yer alması durumudur. Bu sebeple modeldeki hız parametreleri ile birlikte aynı anda deprem odakları parametrelerinin de ters çözümünün yapılması gerekir. (bakınız Şekil 7). Hız parametreleri ile odak parametreleri arasındaki bağımlılık problemi Thurber[106, 127] tarafından modellenmiş ve açığa kavuşturulmuştur.

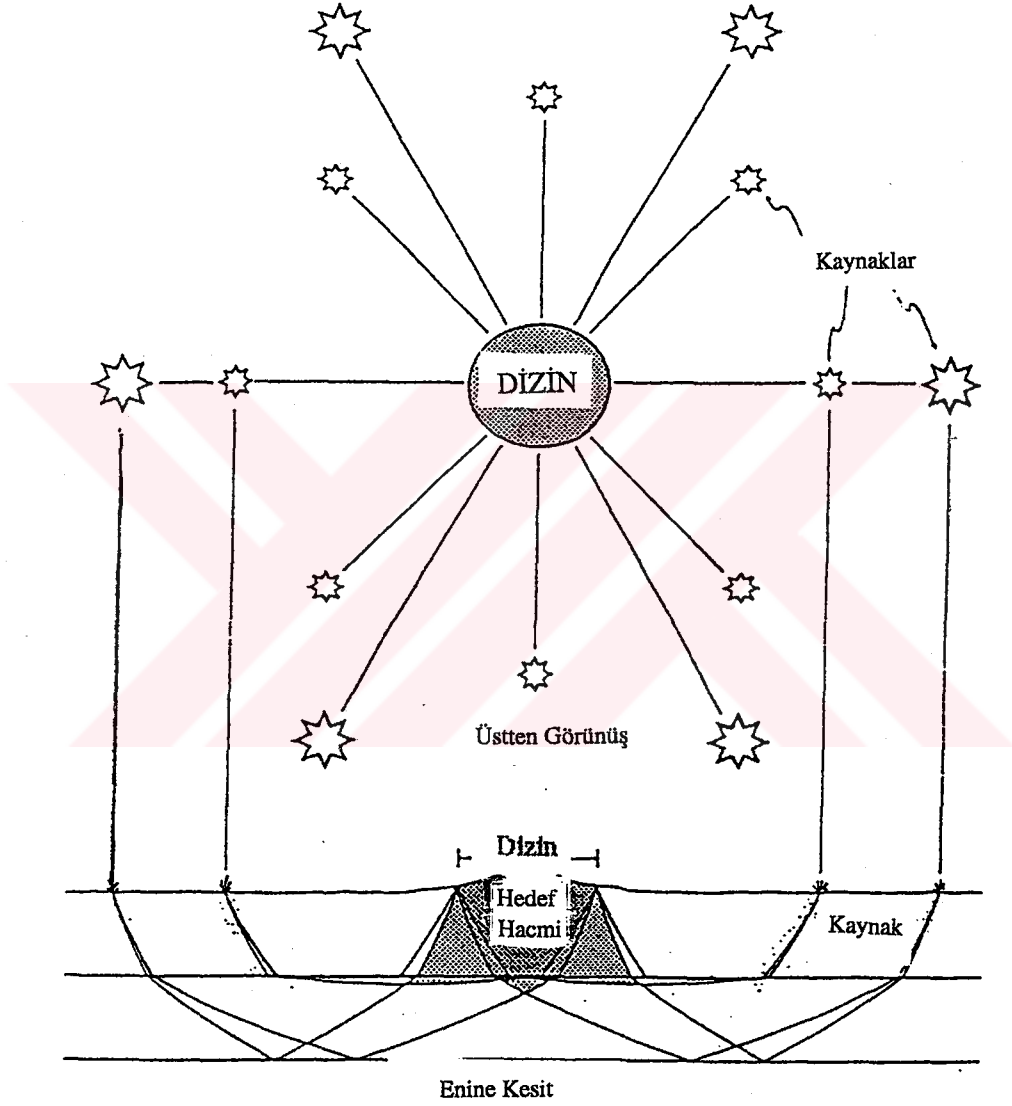
Yerel deprem tomografisi yönteminde hız modeli genel olarak grid noktaları ile temsil edilir. Kaynaktan çıkan sismik dalgalar yer içerisinde ilerlerken eğrisel bir yörünge izlerler. Işınların kaynaktan istasyonlara doğru yayılması süresince eğriliğin devamlı değişmesi ters çözüm problemini doğrusallıktan uzaklaştırır ve telesismik tomografi tekniğine göre yöntemin gücünü azaltır [54]. Çünkü telesismik tomografi yönteminde model hacmi içerisinde yayılan ışınların yörüngeleri hemen hemen doğru şeklindedir ve bundan dolayı ters çözüm problemi doğrusaldır. Yerel deprem tomografi yönteminde problemin doğrusal olmamasının temel sebebi; sismik dalga yayılımının hız yapısına bağlı olması ve ışının eğriliğinin hız gradyentine bağlı olmasıdır [135].

Yöntemin avantajlı tarafları ise sismik yönden aktif bölgeler için bol miktarda uygun veri olması ve olayların derinliğe göre dağılımlarının iyi olmasıdır. Telesismik tomografi tekniği ile mukayese edilirse yerel deprem tomografisi, daha küçük istasyon açıklığı, kullanılan sismik dalgaların yüksek frekanslı olması ve ortamın daha fazla sayıda ışınlarla örneklenmesi gibi nedenlerle incelenilen ortamın daha detaylı görüntüleri elde edilir [127]. Diğer taraftan telesismik tomografide incelenen model derinliği istasyon şebekesinin boyutları ile sınırlıdır [136]. Yerel tomografi tekniğinde ise incelenen model derinliği model içerisinde yer alan en derin deprem ile sınırlıdır [127]. Ayrıca bu yöntemde kullanılan P ve S dalgalarının dalga boylarının küçük olması sebebiyle 1 km'lik bir ölçeğe kadar yerliğin özelliklerini belirlemek mümkün olabilir.

### **1.3.2.5. Aktif Kaynak Kullanılarak Yapılan Tomografi, NeHT Yöntemi (Aktif Tomografi Tekniği)**

Yerel depremlerin kullanılmasından dolayı karşılaşılan problemlerin üstesinden gelmek ve incelenen bölgenin daha iyi görüntülerini elde etmek için başka bir yöntemin geliştirilmesine ihtiyaç vardı. Bu ihtiyaca cevap vermek amacıyla ortaya çıkan “NeHT” tekniği yazarların baş harfleri ile adlandırılan yüksek ayrımlılıklı bir arama tekniği olup Necessian, Hirn ve Tarantola, [18] tarafından yayımlanan bir makale ile ilk defa bilim dünyasına tanıtılmıştır. Bu teknikte kaynaklar (patlayıcılar) incelenecek olan hacmin etrafında belirli uzaklıklarda dairesel bir geometriye sahip dizin şeklinde yerleştirilmişlerdir. Hedef hacmi üzerinde yoğun bir istasyon dizini bulunmaktadır (Şekil 8). İstasyon şebekesi ile patlayıcılar arasındaki mesafe, oldukça farklı açılarda ve yüksek frekanstaki sismik dalgalar ile hedef hacmi aydınlatacak şekilde seçilir. Böylece yapılmakla ışınların dönüş noktaları hedef hacmin dışında tutulmuş olur ve telesismik tomografide olduğu gibi herbir gözlemin göreceli rezidüellerinin hesaplanması ile etkileri ortadan kaldırılır. Böylece problem yerel depremlerin kullanıldığı duruma göre daha doğrusal hale gelir ve yüksek frekanslı dalgaların kullanılması sebebiyle telesismik yöntemle ulaşılabilen sonuçlardan çok daha iyi tanımlanabilen görüntüler elde edilir. Bazen kullanılan dalga boyuna bağlı olarak bir kaç yüz metre ölçekteki özellikler bile elde edilebilir.

NeHT tekniği Mont Dore Volkanı [18] ve diğer volkanlarda; Cascade Range-Medicine Lake [54] ve Newberry [57]'de başarılı olarak uygulanmıştır.



Şekil 8. Aktif Kaynak Tomografi (NeHT) Tekniği Uygulaması. Kaynaklar, yoğun bir sismik istasyon ağının dışında özel bir geometrik biçimde dizilmiştir. İstasyon ağının altındaki küçük koniye gelen ışınlarla farklı yönde iyi tarandığı için iyi çözümlenmektedir [18].

#### 1.4. Varış Zamanlarının Ters Çözümü

Yeraltındaki yapının tomografik görüntülerini elde etmek için kullanılan hesaplama teknikleri, problemi temsil etmek için seçilen geometriye göre konumlanan veri grubuna bağlı olarak farklılıklar gösterir. Telesismik verinin ters çözümü Aki ve diğ. [6] tarafından tanıtılan ve daha sonra Evans [135] tarafından geliştirilen teknik izlenerek yapılmaktadır. Yerel depremlerin tomografik analizlerini yapmak için, farklı istasyonlara gelen P veya S dalgalarının varış zamanlarının, odak ve hız parametrelerini verecek şekilde aynı anda ters çözümünü yapan bir program kullanılmaktadır [132, 106], (Eberhart-Phillips, SimulPS10, yayınlanmamış bir program). Esas olarak bir başlangıç hız modeli ve başlangıç odak parametreleri ile başlanılarak ışın izleme yöntemleri ile her bir olayın istasyonlardaki ilk varış zamanları hesaplanır. Daha sonra hesaplanan rezidüellerin ters çözümü sonucu hız parametrelerine uygulanacak düzeltme değerleri elde edilir. Bu düzeltmeler başlangıç hız modeline uygulanarak model yenilenir. Yeni model için yeni deprem lokasyonları hesaplanır. Bu şekilde iterasyonlara devam edilir. Bu 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 edilir.

Her bir tomografik yöntemin kendine özgü çözüm teknikleri vardır ve bir çok parametreye bağlıdır. Sismik dalgaların yer içinde yayılma zamanları ışın teorisinde geçerli olan bazı sınırlamalarla tanımlıdır [63]. Başlangıç hız modeli ve odak parametrelerinin seçimi gerçeğe olabildiğince yakın olması gerekir. Böylelikle ters çözüm probleminde çözümün gerçek bir çözüme doğru yakınsaması daha kolay olacaktır [137]. Modelin parametrelerle ayrık hale getirilmesi işlemi mevcut heterojeniteyi tanımlayacak ve sonuçta gerçek yapıyı temsil edebilecek şekilde yapılmalıdır.

##### 1.4.1. Matematiksel Bağlılıklar

Sismik dalgaların yerindeki yayılma zamanlarının hesaplanması, deprem odakları (uzaysal koordinatlar ve her bir depremin oluş zamanı) ve hız modeli

parametrelerine uygun başlangıç değerleri atanarak yapılmaktadır [5,138].  $i$  depreminden bir  $j$  istasyonuna doğru ilerleyen cisim dalgasının (P veya S) yayılma zamanı  $T$ , ışın teorisi kullanılarak bir yörünge integrali ile ifade edilebilir:

$$T_{ij} = \int_{Kaynak}^{Alıcı} u ds \quad (5)$$

burada  $u$  yavaşlıktır ve hızın tersidir,  $ds$  ise yörünge uzunluğu elemanıdır. Alıcılardaki varış zamanları  $t_{ij}$

$$t_{ij} = t_0 + T_{ij} \quad (6)$$

şeklinde yazılır. Burada  $t_0$  deprem oluş zamanıdır. Bu problemde bilinenler; sadece alıcı lokasyonları ve gözlemsel varış zamanlarıdır. Kaynak koordinatları  $(x,y,z)$ , oluş zamanları, ışın yörüngeleri, yavaşlık bilinmeyen model parametreleridir. Bir istasyon ağında kaydedilen varış zamanları (P veya S dalgası ilk varış zamanları) takımı  $t_{ij}^{gzi}$ , başlangıç sismik hız yapısı modeli, başlangıç odak lokasyonları ve oluş zamanları değerleri kullanılarak (5) ve (6) eşitliklerinden kestirilir. Kestirilen bu varış zamanlarına hesaplanan varış zamanları  $t_{ij}^{hes}$  dersek, gözlemsel ve kestirilen varış zamanları arasındaki uyumsuzluk, yani rezidüeller  $r_{ij}$

$$r_{ij} = t_{ij}^{gzi} - t_{ij}^{hes} + \varepsilon_{ij} \quad (7)$$

şeklinde yazılabilir. Burada  $\varepsilon_{ij}$  verideki hatadır. Çözüm sonucunda bulunacak her bir gözlem için varış zamanları değişimi (7) denkleminde yerine konulursa

$$r_{ij} = t_{ij}^{gzi} - (t_{ij}^{hes} + \Delta t_{hes}) + \varepsilon_{ij} = 0 \quad (8)$$

ifadesi elde edilmelidir. Burada amaç; hız ve odak parametrelerine aynı anda küçük miktarlarda değişimler uygulayarak (8) ifadesini sağlayacak şekilde hesaplanan varış



zamanlarında küçük değişimlere neden olabilecek olan  $\Delta t_{...}$  parametre düzeltme değerlerini bulmaktır.

Pratikte problem doğrusal değildir ve tek bir ardışık çözüm ile (8) denklemini sağlamak yeterli olmayacaktır. Gerçek çözüme ulaşabilmek için birden fazla ardışık çözüm yapmak gerekir. Diğer taraftan verideki hatalar nedeniyle (8) ifadesi ne kadar ardışık çözüm yapılırsa yapılsın hiçbir zaman sağlanamayacaktır. [63, 132]. Yani ardışık çözümler sonucunda bulunan yeni modele göre hesaplanan varış zamanları ile gözlenen varış zamanları arasındaki fark verinin içerdığı hatalar nedeniyle sıfır olmayacaktır. Bu problemin çözümü için ileri sürülen bir yöntem ise rezidüellerin  $r_{ij}$  toplamının  $L^2$  normu anlamında minimum yapılmasıdır [5, 138, 127].

Rezidüeller, doğrusal bir yaklaşım ile odak ve hız parametrelerine uygulanacak küçük değişimlerle ilgili olarak yazılabilir.

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta t_i + \int_{Kaynak}^{Alış1} \delta u ds \quad (9)$$

Doğrusal bir yaklaşım tüm hız ve odak parametrelerini Taylor serisine açıp ilk doğrusal terimi alıp, daha yüksek dereceli terimleri ihmal etmek suretiyle yapılır. Böylece teorik yayılma zamanlarındaki değişiklik parametrelerdeki değişikliklerle ilgili hale getirilmiş olur.

Eğer hız yapısının sonlu sayıda ( $L$  tane  $m_l$ ) parametre ile temsil edildiğini düşünürsek (9) ifadesi yeniden şu şekilde yazılabilir,

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta t_i + \int_{l=1}^L \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l \quad (10)$$

Burada  $m_l$   $L$  parametrelili hız modelini temsil eder.  $\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k}$  odak parametreleri kısmi

türevleri ve  $\frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l}$  ise model parametrelerin kısmi türevleridir.

Burada yapılmak istenen; rezidüelleri minimum yapacak şekilde ardışık çözümler

yaparak her bir adımda hız ve odak parametreleri düzeltmelerini ( $\Delta x_i$ ,  $\Delta m_i$ ) bulup modeli iyileştirerek gerçek modele yaklaşmaktır [127].

#### 1.4.2. Ters Çözüm Problemi

“*Ters Teori*” terimi; incelenen problem ile ilişkili tanımlanan özel koşullar takımı veya bazı genel prensiplerden yola çıkılarak gözlenmiş verinin ne gibi bir model ile elde edildiğini açıklamaktır [137]. Daha yalın biçimde ters problem: bir başlangıç modeli benimseyerek gözlenmiş veriden gerçek model parametreleri kestiriminin belirlenmesi işlemidir [137]. Bu durumda problemin çözümü, veri ile model parametreleri arasındaki ilişkinin tanımlanmasına dayanır. Sismik tomografide ters problem, bir başlangıç hız modelinden yola çıkılarak gözlenmiş veri grubundan gerçek hız modeli parametrelerinin kestirimi işlemidir.

Yerel deprem tomografisinde (10) eşitliğinden görüldüğü gibi odak parametreleri ve hız parametreleri birbirleriyle bağlantılıdır. Eğer doğrudan en küçük kareler ters çözümü yapılırsa çok fazla sayıda veri takımları için (10) eşitliğindeki matris boyutları çok büyük olacağından matris işlemleri rahatlıkla yapılamıyacak ve bazı durumlarda imkansız hale gelecektir. Bununla birlikte odak parametrelerini hız parametrelerinden ayırabilen yöntemler mevcuttur [139, 140]. Bu yöntemler “parametre ayırımı” olarak bilinir ve her bir olay için odak parametreleri bileşenlerini sıfırlayan ortogonal bir dönüşüm ile bu işlemi gerçekleştirirler. Bu dönüşüm yapılırken hız parametrelerine ait bileşenler korunmaktadır. Eğer (10) eşitliğinde hız parametreleri ile ilgili kısım parametre ayırımından sonra odak parametrelerinden ilişkisiz hale getirilirse ayırım işlemi doğru sonuçlanmış demektir. Detaylı matematiksel işlemlere girmeksizin (10) eşitliğini ayrıık biçimde yeniden yazarsak;

$$r = H \Delta h + M \Delta m \quad (11)$$

halini alır. Burada  $r$ ; rezidüel vektörü,  $H$  ve  $\Delta h$  sırasıyla odak parametrelerinin kısmi türevleri matrisi ve hız parametrelerine ait düzeltme vektörüdür. Aynı şekilde  $M$  ve  $\Delta m$  sırasıyla hız parametrelerinin kısmi türevleri matrisi ve hız parametrelerine ait düzeltme



vektördür. Parametre ayırımı, tersi alınacak matrislerin boyutlarını küçültür ve hesaplamaları kolaylaştırır [106].

Uygulamada kullanılan program Thurber [132] tarafından ileri sürülen yaklaşıma göre çalışır. İlk önce 3-B (üç boyutlu) ayrık başlangıç modelinde 3-B ışın izleme yöntemi kullanılarak teorik varış zamanları ve kısmi türevler hesaplanır. Parametre ayırıştırma yöntemleri [139, 140] ile hız parametreleri odak parametrelerinden bağımsız hale getirilir ve yeni bir  $M^*$  matrisi ve yeni bir  $r^*$  vektörü hesaplanır. Odak parametrelerinden bağımsız sistemin

$$M^* \Delta m = r^* \quad (12)$$

çözümü sonucunda belirlenen hız parametreleri düzeltmeleri  $\Delta m$  için model yenilenir. Yeni model için depremler 3-B ışın izleme yöntemi uygulanarak yeniden yerleştirilir ve varış zamanları, buna bağlı olarak kısmi türevler hesaplanır. Ters çözüm adımları bu şekilde veri varyansında azalmalar önemsiz bir değere inene kadar devam eder. Ters çözüm adımlarının durdurulması için gerekli olan kontrol F testi uygulanarak yapılmaktadır [106]. F testi ile yenilenmiş model bir önceki adımda elde edilen model ile kıyaslanır. F testine göre varyans azalımı % 95 güvenlik seviyesinde anlamlı değilse, yani varyans artmaya başlamışsa veya yayılma zamanı rezidüellerinin ağırlıklı karekök ortalamaları önceden belirlenen bir toleransa ulaşmış ise ardışık çözüme son verilir.

Telesismik tomografide problem daha basittir ve verilerin ters çözümü parametre ayırımı uygulanmaksızın yapılmaktadır. Deprem konumlarında yapılan hatalar varış zamanları rezidüellerinin ortalama değerlerinin kullanılmasıyla önlenebilmektedir [54].

Genelde (12) ifadesinin tekil bir çözümü yoktur ve  $M^*$  matrisi elemanlarının çoğu sıfır olan seyrek bir matristir. Problemi çözmek için yaygın "Sönümlü En Küçük Kareler Yöntemi" kullanılır [141,142, 143].

$$\Delta m = (M^{*T} M^* + \theta^2 I)^{-1} M^{*T} r^* = V_p \frac{\Lambda_p}{\Lambda_p^2 + \theta^2 I} U_p^T r^* \quad (13)$$

Burada,  $\mathbf{I}$  birim matris,  $\Lambda_p$  elemanları  $\mathbf{M}^*$  matrisinin sıfır olmayan  $p$  tane özdeğerlerinden oluşan diyagonal matris,  $\mathbf{V}_p$  model uzayının  $p$  tane özvektöründen oluşan matris,  $\mathbf{U}_p$  veri uzayının  $p$  tane özvektöründen oluşan matristir.  $\theta^2$  ise sönüm sabiti (veya sönüm parametresi) olup aynı zamanda Marguard faktörü olarak adlandırılır ve Aki ve Richard'a [138] göre veri varyansının model varyansına oranı olarak ( $\theta^2 = \sigma_d / \sigma_m$ ) tanımlanmaktadır. Sönüm parametresinin bu şekilde seçilmesiyle ( $\theta^2 = \sigma_d / \sigma_m$ ) Franklin'nin [144] stokastik ters çözümüne eşdeğer bir çözüm, yani sönümlü en küçük kareler çözümü elde edilir [132].  $\mathbf{M}^*$  matrisinin küçük özdeğerleri sebebiyle model parametrelerinde meydana gelebilecek büyük değişimler sönüm parametresi ile ortadan kaldırılabılır. (13) ifadesinden görüldüğü gibi  $\mathbf{M}^{*T}\mathbf{M}^*$  matrisinin köşegen elemanlarına  $\theta^2$  gibi sabit bir değer eklemek sıfır olmalarını önler. Bu durumda çözüm sönüm katsayısının seçimine son derece duyarlıdır. Sönüm katsayısı  $\theta^2$  nin seçiminde uygulanan pratik bir yöntem [113] ise veri varyansı ile model uzunluğu (başlangıç değerlerine göre model varyansları) arasındaki ilişkinin göz önüne alınmasıdır. Farklı sönüm katsayıları için bir seri tek adım ters çözüm işlemi yapılır ve her bir ters çözüm sonucunda elde edilen model ve veri varyanslarından yararlanılarak ödünleşme grafiği çizilir. Bu grafikte model varyansında önemli bir artışa neden olmadan en düşük veri varyansını sağlayan sönüm katsayısı ters çözüm işleminde uygun sönüm katsayısı olarak benimsenir.

Sönümlü en küçük kareler yöntemi detaylı olarak Aki ve Lee [5] ve Aki ve diğ. [6] tarafından tartışılmıştır. Bu matris türü yaklaşımın avantajı ayrımlılık ve kovaryans matrislerinin çözüm ile aynı anda hesaplanabilmesidir. Diğer taraftan çok fazla sayıda bilinmeyen model parametresinin olması  $\mathbf{M}^{*T}\mathbf{M}^*$  matrisinin tersinin doğrudan alınabilmesine olanak kılma. Bu durumda iteratif türü ters çözüm yöntemleri kullanılır. Örnek olarak; Matematiksel Yeniden Oluşturma Yöntemi (ART) [145], Eş Zamanlı Ardışık Yeniden Oluşturma Yöntemi (SIRT) [146] ve projeksiyon türü yöntemlerden **LSQR** algoritması [147, 148] verilebilir.

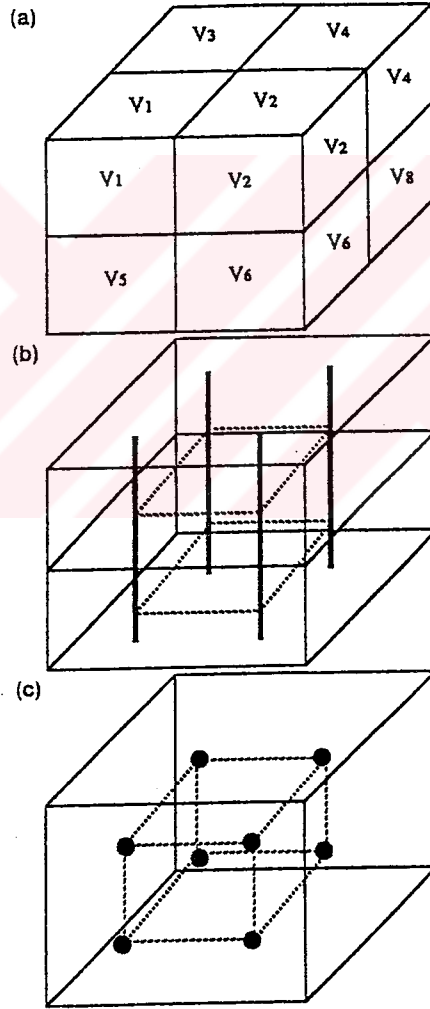
## 1.5. Yapının Temsil Edilmesi

Yer içini görüntüleme problemi için farklı görüş açılarından yola çıkılarak yapılmış pek çok yaklaşım vardır. Bu yaklaşımlar arasındaki temel farklılık yeriçi hız yapısını temsil etme şekilleridir. Şimdiye kadar bir çok araştırmacı çalışmalarında yer içerisindeki hız yapısını değişik şekillerde temsil etmişlerdir. Tüm temsil etme şekilleri yerkürenin üç boyutlu gerçek bir parçasına yapılan yaklaşımlardır. Örneğin yer içerisindeki hız yapısı, uzaysal koordinatların sürekli bir fonksiyonu olarak düşünülebilir. Genelde sınırlı sayıda uygun gözlemlerin olması problemi eksik tanımlı yapar ve bu durumda elde edilecek olan çözüm tekil değildir [149, 150].

Diğer taraftan yerkabuğu çok değişik boyutlarda heterojen yapılara sahiptir. Örneğin faylar, tabakalı yapılar, sokulum yapan karmaşık yapılar, kısmi erime bölgeleri veya yüksek ısılı bölgeler ve gelişigüzel bir yapıya ve dağılıma sahip heterojeniteler yerkabuğunun karmaşık yapısını oluşturan etkenlerdir [127]. Heterojen yapıların tomografik yöntemlerle belirlenmesi öncelikle ışın örnekleme yoğunluğuna (diğer bir anlamda ışın geometrisine) ve kaydedilen sismik dalga enerjisinin minimum dalga boyuna bağlıdır.

Heterojen yapıları ifade edebilen tek bir temsil etme şekli yoktur. Hız yapısının ayrık bir şekilde sonlu sayıda parametre ile temsil edilmesinde bir çok farklı yaklaşım vardır. Bunlara örnek olarak; Crosson [151, 152]'un sabit hızlı tabakalar modeli, Aki ve Lee'nin [5] üç boyutlu çok sayıda sabit hızlı bloklardan oluşan modeli, Spencer ve Gubbins'in [153] az sayıda parametre ile tanımlı üç boyutlu analitik fonksiyon modeli, Chou ve Booker'in [149] değişken boyutlu ideal ortalamalı hacimler modeli, Horiuchi ve diğ.'nin [154, 155] tabaka sınırları uzaysal konumlarının güç serisine açılmasıyla ifade edilen sabit hızlı tabakalar modeli verilebilir. Aki ve Lee [5]'in sabit hızlı blok yaklaşımında yeriçi, farklı tabakalardan ibaret olup her bir tabaka kendi içinde sabit hızlı bloklara bölünmüştür (Şekil 9a). Oldukça basit olan bu teknik telesismik çalışmalarda yer içerisinde uzun bir yörünge kateden ışınların son kısımları ile geçilen hız yapısını modellemek için yeterli olabilir. Fakat, bu gösterim şekli hız gradyenti veya oblik gibi süreksizliklerin olması durumunda heterojen yapıları tam olarak ifade etmede yetersiz kalmaktadır [127].

Ters çözüm teorisi açısından bakıldığında, bloklar ve tabakalar ile temsil etme yöntemleri, bilinmiyenden daha fazla verinin olması durumu(aşırı tanımlı) ve gerçek yer yapısının yetersiz parametre ile temsil edilmesi problemleri ile karşı karşıyadır. Bu tekniğin sınırlamalarını biraz olsun ortadan kaldıran bir uygulaması ise hızlı veya yavaş hız değişimleri veya hız süreksizliklerini ifade etmek için binlerce küçük sabit hızlı blok kullanmaktır [156, 157, 158]. Bu durumda ise çok fazla sayıda blok kullanılması nedeniyle problem eksik tanımlı (bağımsız veriden daha fazla bilinmeyen olması durumu) olur ve aynı zamanda bilgisayar hesaplamalarında bazı zorluklarla karşılaşılır [127].



Şekil 9. Ayrık hız modeli temsili için üç farklı yaklaşımın şematik gösterimi, a) Sabit hızlı bloklar modeli, b) Yatay olarak değişen tabakalar modeli, c) bir grid ağı modeli [127].

Ayrık blok tekniğinin diğer değişik iki uygulaması, yatay olarak değişen tabakalar yöntemi [159] ve 3-boyutlu grid noktaları yöntemidir [106]. (Şekil 9 b,c) Hawley ve diğ. [159]'nin yaklaşımında, model tabakalara bölünür ve hızlar düşey yönde sabit tutulur. Ortamdaki hız değerleri yatay yönlerdeki düşey hatlar arasında yapılan enterpolasyon ile elde edilir. Düşey hatlar arasındaki açıklık tabakadan tabakaya değişebilmektedir.

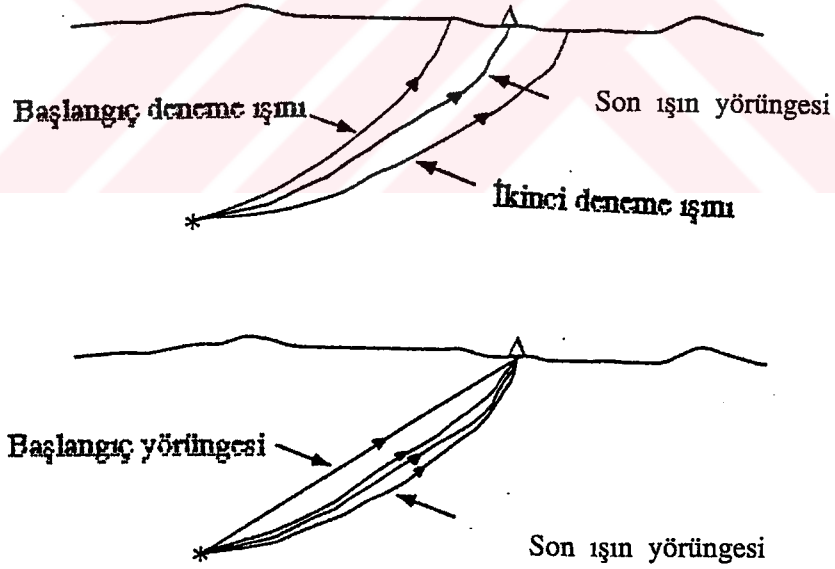
Yerel deprem tomografisinde yapıyı gerçeğe daha yakın olarak temsil edebilecek yaklaşımlar kullanılmaktadır. Bu tez çalışmasında Thurber [132] yaklaşımı kullanılmıştır. Hız yapısı üç boyutlu grid noktalarına atanan hız değerleri ile temsil edilmektedir. Bu temsil etme yönteminde hızlar tüm yönlerde sürekli olarak değişebilmekte ve model uzayında herhangi bir noktadaki hız değeri nokta civarındaki sekiz grid noktası ile yapılan doğrusal enterpolasyon ile bulunmaktadır [106]. Grid noktaları arasındaki enterpolasyon doğrusal  $\beta$ -spline veya kübik- $\beta$  spline [160] ile yapılmaktadır [127]. Bu tür modellemenin avantajı, parametre düzeltmelerinin sadece grid noktalarının hemen yakınındaki bölgedeki hız yapısını etkiliyor olmasıdır [132]. Bu yöntem, yeriçi hız yapısının farklı ölçeklerdeki heterojen yapılarını incelemek amacıyla yapılan bir çok çalışmada kullanılmıştır [113, 114].

Üç boyutlu hız modellemesinde önemli gelişmelerden birisi süreksizlik sınırlarının hesaplamalara katılmasıdır. Zhao ve diğ. [43] Conrad ve Moho süreksizliklerinin derinlik dağılımını enlem ve boylamın sürekli fonksiyonu ile ifade etmişlerdir. Bu çalışmada tabakalardaki hızlar sabit alınmıştır. Zhao [43] daha ileri adım atarak karmaşık şekle sahip olabilen süreksizlikler arasındaki hızların düşey ve yatay yönlerde değişmesine müsait bir modelleme tekniği kullanmıştır.

### **1.6. Işın İzleme: Işın Yörüngeleri ve Yayılma Zamanlarının Hesabı**

Heterojen yerküre modelinde ışın yörüngelerinin ve yayılma zamanlarının hızlı ve doğru olarak hesaplanması tomografik çalışmalarda çok önemlidir. Yayılma zamanları, varış zamanları rezidüellerini hesaplamak için gereklidir. Işın yörüngeleri ise hız ve odak parametreleri kısmi türevlerini hesaplamak için gereklidir [161,127]. Yeryapısını temsil etmek için kullanılan birçok yöntem olduğu gibi, ışın yörüngelerini

ve yayılma zamanlarını hesaplamak için pek çok yöntem vardır. Üç boyutlu yapıyı temsil etmek için seçilen yöntem, yayılma zamanları ve ışın yörüngelerini hesaplamak için kullanılacak en uygun yöntemi tanımlar. Yöntemler başlıca “Gerçek Işın İzleme” ve “Yaklaşık Işın İzleme” olmak üzere ikiye ayrılır. Ayrıca ışın izleme yöntemleri izlenen hesaplama tekniklerine göre “Atış, Bükülme”, “Yaklaşık” ve “Sonlu farklar” olmak üzere farklı sınıflara ayrılırlar. Yaklaşık ışın izleme yöntemleri hesaplama hızı nedeniyle büyük bir avantaja sahiptir. Bununla birlikte, yaklaşık ışın hesaplama tekniği, yayılma zamanlarında yapılabilecek hatalar (kaynaktaki ışın yönünün hatalı olması ve ışın yörüngelerinin hatalı hesaplanması) nedeniyle rezidüellerin, aynı zamanda odak ve hız parametreleri kısmi türevlerinin hesaplanmasında hatalara neden olabilir.



Şekil 10. Işın izleme tekniğinde iki temel yaklaşım; Atış(üstte) ve Bükülme (altta). Atış yaklaşımında kaynaktaki başlangıç ışın yörüngesi alıcıya ulaşıncaya kadar değiştirilmektedir. Bükülme yaklaşımında kaynak ve alıcıyı birleştiren başlangıç yörüngesi (gerçek bir ışın yörüngesi değil) gerçek bir ışın yörüngesi oluncaya kadar değiştirilmektedir [127].



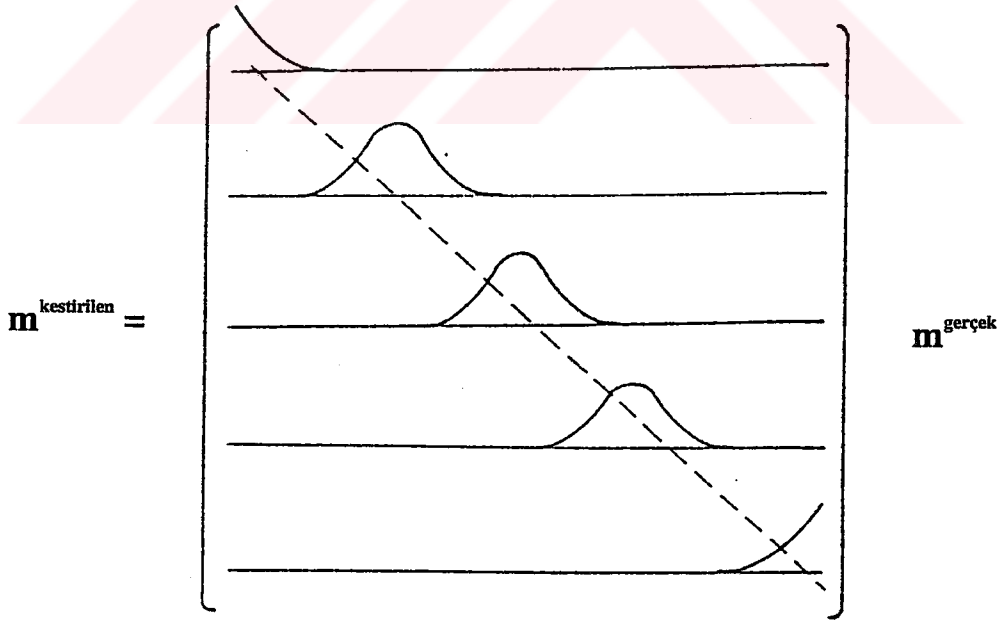
Işın İzleme, iki noktalı sınır değer problemidir. Başlangıç ve uç noktaları kaynak ve alıcı konumları ile belirlidir ve yayılım yörüngesi ile yayılma zamanının belirlenmesi gerekir. Atış yöntemlerinde iki nokta sınır değer problemi şu şekilde çözülür. Bir başlangıç ışın yörüngesi benimsenir ve iki noktadan biri sabit tutulur. Başlangıç ışın yörüngesi alıcı noktasına gelene kadar ardışık çözümlerle küçük düzeltmeler uygulanarak ışın yörüngesi değiştirilir. Bükülme yöntemlerinde ise uç noktaları sabit tutulur ve uç noktaları arasındaki yörünge ardışık çözümlerle değiştirilir. En küçük yayılma zamanını veren yörünge gerçek ışın yörüngesi olarak alınır (Şekil 10). Her iki yöntemde ardışık işlemlerden dolayı istenilen yayılma zamanını veren gerçek ışın yörüngesine yakınsamama gibi bir problem vardır [127]. Yerel deprem tomografisi için geliştirilmiş ve uygulanmış bazı atış yöntemi algoritmaları Koch[163], Lin ve Roecher [163] ve Sambridge ve Kennett [164] tarafından tanımlanmıştır. Bükülme teknikleri Wesson [165], Julian ve Gubbins [166] ve Preyra ve diğ. [167] gibi araştırmacılar tarafından geliştirilmiştir. Fakat bu algoritmalar tomografik problemler için oldukça zaman alıcı ve uygulaması zor tekniklerdir. Um ve Thurber [168]'in yaklaşık bükülme yöntemi ve Prothero ve diğ. [169]'nin geliştirdikleri yöntemler yaklaşık olup elde edilen sonuçlar gerçek bükülme yöntemi ile elde edilen sonuçlarla eşdeğerdir.

Bazı yerel deprem tomografisi çalışmalarında kullanılan ışın izleme teknikleri son derece basite indirgenmiş teknikler olup ters çözüm yeteneğini sınırlar [127]. Aki ve Lee [5] homojen bir ortam içinden geçen doğrusal yörüngelere sahip ışınlar kullanmışlardır. Bu yaklaşım telesismik çalışmalarda iyi sonuçlar verebilir, fakat yerel deprem çalışmalarında uygun değildir. Çünkü bu yaklaşım ile ardışık bir çözümün yapılması ve rezidüel azalılarının doğrudan hesaplanması olanaklı değildir. Walck ve Clayton [157]'nin çalışmalarında, ışın izleme tekniğinde tabakalı bir başlangıç modeli kullanarak bu yöntemi geliştirmişlerdir. Bu gelişmeye rağmen bu çalışmada, ardışık ters çözüm yapılması ve rezidüel azalılarının doğrudan hesaplanması konusunda yetersiz kalmıştır. Thurber ve Ellsworth [170], 3-boyutlu yerel tabakalı bir hız modelinde ışın yörüngelerini ve yayılma zamanlarını hesaplayan yaklaşık ışın izleme (ART) yöntemini geliştirmişlerdir. Doğrusal ışınlar veya tabakalı ortamdaki ışınlar yöntemlerine göre biraz daha geliştirilmiş olup yatay olarak kırılan ışınların olabildiği yatay heterojenite durumunda yetersiz kalmaktadır [127]. Bu sınırlamanın üstesinden gelmek için Thurber [106] yatay olarak kırılan ışınların hesaba katıldığı, fakat herhangi bir başlangıç ışını



boyunca eğriselliğin sabit kaldığı hızlı ve basit bir ışın izleme tekniği (ART2) geliştirmiştir. Minimum yayılma zamanını veren ışın, kaynak ve alıcıyı birleştiren dairesel yay grubu arasından uygun birinin seçilmesiyle belirlenmektedir. Thurber[106]'ın geliştirdiği yaklaşık bükülme tekniğinin kullanılmasıyla yayılma zamanları daha fazla minimize edilebilmiştir. Bu tekniğin 40 km ve daha az ışın yörüngesi uzunluklarında oldukça iyi çalıştığı gözlenmiştir [113]. Bu ışın izleme tekniği bu tez çalışmasında kullanılmaktadır.

Işın izleme probleminde iki yeni alternatif yaklaşım, Vidale [171] sonlu farklar ve Moser [172] şebeke teorisi yöntemleridir. Bu tekniklerin en ilginç yönleri en küçük varış zamanını veren ışın yörüngesinin belirlenmesi ve Vidale'nin yönteminde varış zamanlarının yanısıra dalga genliklerinin kaba bir kestiriminin yapılabilmesidir. Vidale, Eikonal denklemleri 3-boyutlu grid üzerinde tüm seyahat zamanı alanını değerlendirmek için sonlu farklarla çözmektedir ve sonuçta ışın yörüngeleri ve varış zamanları hesaplanmaktadır [173]. Moser'in yöntemi etkin olarak gerçeğe yakın yayılma zamanı yörüngesini bulmak için şebeke teorisini kullanır.



Şekil 11. Ayrımlılık matrisinin grafiksel gösterimi. Matrisin ana diyagonalindeki piklere karşılık gelen parametrenin iyi bir ayrımlılığa sahip olduğu görülüyor [137].

## 1.7.Çözüm Kalitesi

Pek çok sayıda kalite ölçümü ters çözüm sonuçlarının gerçekçiliğini doğrulamaya olanak tanır [137]. Ters çözüm sonuçlarını değerlendirmek için kullanılan yöntemlerden birisi, ters çözüm sonucunda rezidüellerin karekök ortalama değerinin (RMS) hesaplanması olup bu işlem verideki uyumsuzluğun bir ölçüsünü verir. Küçük RMS değerlere sahip çözümlerde hesaplanan model, gerçek modele yakınsamıştır ve rezidüellerde önemli miktarda bir azalma olmuştur.

Diğer taraftan küçük RMS değerleri verideki okuma hatalarının büyüklüğünü ifade eder ve iterasyon adımlarında hesaplanan rezidüel RMS değerlerinde azalmalar, verideki hataların etkisinin minimizasyon işlemi ile azaldığını gösterir. Varyans (RMS değeri ile serbestlik derecesi (SD) arasındaki ilişki) gözlemsel veri ile hesaplanan yeni model üzerinde kestirilen veri arasındaki uyumun bir ölçüsüdür [137]. Varyans azalımı parametre değişimlerinde başlangıç durumuna göre bir ilerleme sağlandığını gösterir. Model varyansı, 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 düzeltmelerinin, durağan koşullar içerisinde, verideki muhtemelen mevcut olan gürültünün ters çözümü yapılmadan hesaplandığını ifade eder. Veri varyansı ile model varyansı arasında bir ödüllülük ilişkisi var olup birinin değeri azalırken diğerinin arttığı bir fonksiyondur [137, 113].

Veri ile model tepkisi arasındaki uyumsuzluk artışı ve model parametrelerinin varyansı arasındaki uyum, sönümlü enküçük kareler çözümünde sönüm parametresinin seçimine bağlıdır [137]. Sönüm parametresi, veri rezidüeli ile çözüm uzunluğu arasındaki dengeyi düzenler ve düzeltme vektörünün toplam uzunluğunu azaltır. Ters çözüm sonucu kestirilen model parametrelerinin seçilebilirliği ve geçerliliği model parametrelerinin ayrımlılık matrisi ( $\mathbf{R}$ ) ve kovaryans matrisi ( $\mathbf{C}$ ) ile test edilir. Ayrımlılık, herbir parametrenin ne dereceye kadar bağımsız olarak veri ile kestirilebildiğini gösterir. Kovaryans ise verideki hataların model parametre kestirimlerindeki etkisinin bir ölçüsünü verir. Sönümlü En Küçük Kareler çözümü için Ayrımlılık Matrisi

$$R = (M^{*T} M^* + \theta^2 I)^{-1} M^{*T} M^* = V_P \frac{\Lambda_P^2}{\Lambda_P^2 + \theta^2 I} V_P^T \quad (14)$$

şeklindedir.  $\mathbf{R}$ , model parametre değerlerinin bağımsızlığını ifade eder ve gerçek model üzerinde filtre işlemi görür [110]. Eğer ayrımlılık 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 [137]. Yani kestirilen model parametreleri gerçek model parametrelerinin ağırlıklı ortalamasıdır. Ayrımlılık matrisi, hataların olmadığı durumda model parametrelerinin gerçek değerleri ile doğrudan ilişkilidir. Ayrımlılık matrisinin her bir satırı tek bir model parametresi için ortalama bir vektördür [174, 175, 176, 137] ve böylece ayrımlılık matrisinin her bir satırı kestirilen parametrenin diğer tüm model parametrelerinin değerlerine olan bağımlılığını tanımlar [61]. Ayrımlılık, ters çözümde kullanılan sönüm parametresi, ışın dağılımı ve grid açıklığı gibi faktörlere bağlıdır. Şekil 11'de görüldüğü gibi ayrımlılık matrisi  $\mathbf{R}$ 'nin ana diyagonaline yakın oluşan dar pikler, herbir model parametresinin iyi çözümlenmiş olduğunu gösterir [137].  $\mathbf{R}$  matrisinin diyagonallerindeki değerlerin ( $\lambda$ ) toplamı veya  $\mathbf{R}$  matrisinin izi  $\text{tr}(\mathbf{R})$ , ters çözüm sonucunda kestirilen model parametrelerinin sayısını verir.

$$SD = \text{tr}(R) = \sum_{i=1}^p \frac{\lambda_i^2}{\lambda_i^2 + \theta^2} \quad (15)$$

Verideki hataların model parametreleri üzerine projeksiyonu kovaryans matrisi  $\mathbf{C}$  ile verilir [177]

$$C = \sigma_r^2 (M^{*T} M^* + \theta^2 I)^{-1} R = \sigma_r^2 V_P \frac{\Lambda_P^2}{(\Lambda_P^2 + \theta^2 I)^2} V_P^T \quad (16)$$

Burada  $\sigma_r^2$  veri varyansı olup verideki hataları ifade eder. Kovaryans matrisinin diyagonal elemanlarının karekökü kestirilen parametre değerlerinde yapılan standart

hataları temsil eder.

Sönüm parametresinin seçimi ters çözüm işleminin ayrımlılık ve varyans özelliklerinin kontrolünde önemli rol oynamaktadır. Genelde, ayrımlılık azalırken  $\mathbf{R}$  matrisi daha az birim matrise ( $\mathbf{I}$ ) benzer ve parametre kestirimlerinin kovaryansı azalır. Sönüm parametresi değeri büyüdükçe kovaryans değeri, buna bağlı olarak model parametreleri kestiriminde yapılacak olan hatalar azalırken aynı zamanda ayrımlılık matrisinin birim matrise olan benzerlikten uzaklaşır ve ayrımlılık azalır. Sönüm parametresi sifıra yaklaştıkça ayrımlılık matrisi birim matrise yaklaşır,  $\theta^2 \rightarrow 0$ ,  $\mathbf{R} \rightarrow \mathbf{I}$  ve varyans ile kovaryans değerleri genelde en büyük değerleri alır [151]. Bu durumda  $\mathbf{R}$  matrisinin daha fazla diyagonal elemanı 1'e yaklaşır ve parametre rezolüsyonlarının mükemmel olduğunu gösterir. Fakat kovaryansın en büyük değer almasına bağlı olarak parametre kestirimleri iyi çözümlenmiş olmakla birlikte kestirimlerde yapılan standart hata çok fazla olacaktır ve başlangıç değerlerine göre düzeltmeler çok büyük değerler alacaktır. Böylece, elde edilen sonuçlar belirsizlikler içermektedir.  $\theta^2$  büyük olduğunda parametrelerin standart hataları minimum olacaktır. Fakat ayrımlılık azalacak ve hız değerleri çok büyük bir hacim üzerinde alınan bir ortalama değere sahip olacaktır. Bu durumda görüntü kalitesi düşmüş olacaktır. Bu duruma göre sönüm parametresi, hesaplanan parametrelerin standart hatalarını tolere edebilecek ve tatmin edici bir ayrımlılığı sağlayacak şekilde seçilmelidir.

Ayrımlılık ve kovaryans arasındaki ödünlülük ilişkisi model parametrelerinin sayısı üzerinde önemli bir role sahiptir. Ters çözümü yapılan parametre sayısının artması veri varyansında bir azalmaya yol açar. Bunun sonucu olarak daha küçük boyutta modelleme yapılacağından daha iyi tanımlı görüntüler elde edilecektir. Bu durumda her bir parametrenin ayrımlılığı ve herbirinde yapılacak olan hatalar azalır. Böylece, bir parametrizasyon işleminin geçerliliği, yani bir modelin tanımı ile parametrelerin rezolüsyonu arasında diğer bir ödünlülük ilişkisi vardır [61]. Parametre sayısındaki artış görüntü kalitesini arttırmakla beraber model parametrelerinin rezolüsyonunda azalmaya neden olacaktır. (15) ifadesinde görüldüğü gibi sönüm parametresinin olmadığı durumda veriden bağımsız olarak ters çözülebilir model parametre sayısı,  $\mathbf{M}^*$  matrisinin sıfır olmayan özdeğer sayısına ( $p$ ) eşittir [174]. Model parametrelerindeki fazla artış görüntü kalitesini artırırken  $\mathbf{R}$  matrisinin diyagonal elemanlarının büyüklüklerinde bir azalmaya yol açarak model parametrelerinin

ayrımllığını azaltır [61].

Ayırmlılık matrisinin herbir satırı tek bir model parametresi için ortalama olan bir vektördür. Satır vektörü kestirilen bir parametrenin diğ er tüm model parametrelerine olan bağımlılığını tanımlar. Ayırmlılık matrisini incelemenin etkin yolu üç boyutlu çalışma hacmi iç erinde tek bir model parametresi için ortalama vektör elemanlarını çizerek göstermektir [137]. Model parametresinin iyi bir rezolüsyona sahip olması halinde ortalama vektörün ağırlık değ erlerinin sadece bu parametrenin çok yakınında sıfırdan farklı değ erlere sahip olmaları, diğ er yerlerde ise sıfır olması demektir. Böyle bir ortalama vektörün kompakt olduğ u düşünülür [137]. Ayırmlılık matrisinin diğ er bir inceleme şek li de Backus ve Gilbert [178, 179] ve Menke [137] tarafından tanımlanan yayılım fonksiyonu ile yapılabilir.

$$S(p) = \sum_{q=1}^L W(p,q) R_{pq}^2 \quad (17)$$

burada  $R_{pq}^2$ ,  $\mathbf{R}$  matrisinin elemanıdır,  $W(p,q)$  p. ve q. grid noktaları arasındaki fiziksel mesafe ile tanımlanan ağırlıklandırma fonksiyonudur. L; ters çözümlü yapılmış parametre sayısıdır. Kompakt bir ortalama vektör için yayılım fonksiyonu değ erleri düşüktür. Tüm ortalama vektörlerin görsel analizi yapılarak ve  $S(p)$  yayılım fonksiyonunun model hacmi iç erisindeki davranış ı incelendikten sonra aydınlanmanın hangi yönde olduğ u belirlenebilir [68].

Gözlemsel yayılma zamanı verisinin ters çözümlü sonucunda ne derece iyi kestirildiğ inin bir ölçütü RMS veri rezidüeli olarak tanımlanır, yani

$$\text{RMS residüel} = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (t_i^{gzl} - t_i^{hes})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (18)$$

Burada N, kullanılan yayılma zamanı sayısını;  $t_i^{gzl}$  ve  $t_i^{hes}$  sırasıyla hesap edilen ve gözlenen yayılma zamanlarını gösteriyor.

### 1.7.1. Türevsel Ağırlık Toplamı

Ters çözüm sonucunda elde edilen hız parametrelerinin değerlendirilmesinde kullanılan diğer bir teknik ilk defa Thurber tarafından tanımlanan “Türevsel Ağırlık Toplamı” tekniğidir [61]. Türevsel ağırlık toplamı (DWS), bir hız değerinin atandığı grid noktası civarından geçen sismik ışınların yoğunluğunun ortalama ve göreceli ölçütünü verir. Üç boyutlu model hacmi içerisinde bir grid noktası, her bir ışının bu noktaya olan yakınlığına göre ağırlıklandırılmaktadır. Böylece çok sık kullanılan “gözlem matrisi” gibi sadece grid noktasının yakınından geçen ışınların toplam sayısını kullanan yöntemlere göre çok daha üstündür. Toomay ve Foulger [61], Foulger ve Arnott [103], türevsel ağırlık toplamını şu şekilde tanımlamaktadır,

$$DWS(\alpha_n) = N \sum_i \sum_j \left[ \int_{P_{ij}} w_n(H) ds \right] \quad (19)$$

Burada  $i$  ve  $j$  sırasıyla olay ve istasyon indisleri,  $w$  doğrusal enterpolasyonda kullanılan ağırlık katsayısı olup koordinat konumlarına bağlıdır.  $P_{ij}$ ;  $i$ . olay ve  $j$ . istasyon arasındaki ışın yörüngesidir.  $N$  ise  $\alpha_n$  ile etkilenen hacmi hesaba katan bir normalizasyon faktörüdür. Büyük DWS değerleri, o grid noktasındaki hız değerinin fazla sayıda veri tarafından sağlanarak elde edildiğini gösterir. Grid noktalarındaki hız değerlerinin hangisinin daha gerçekçi olduğuna karar vermek için “yayılm fonksiyonu” ve DWS değerlerinin birlikte değerlendirilmesi gerekir [103].

Toomay ve Foulger [61], İzlanda’da bir bölgeye ait veri takımı üzerinde yaptıkları çalışmalarında yayılma fonksiyonu ve DWS değerleri arasında belirgin bir ilişki olduğunu ve her ikisinin de çözüm kalitesi için benzer sonuçlar verdiğini bulmuşlardır. Örnek olarak, İzlanda’nın Hengill-Grensdalur bölgesinde yaptıkları çalışmada [114] yayılma fonksiyonu değerlerinin 2’den küçük olması durumunda ortalama vektörün kompakt olduğu ve aynı zamanda DWS değerlerinde yaklaşık olarak 50 olduğunu saptamışlardır.



## 1.8. Alban Tepeleri Volkanik Bölgesi

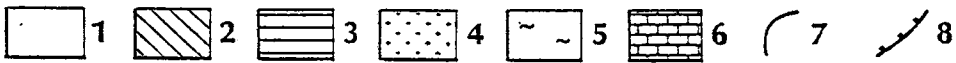
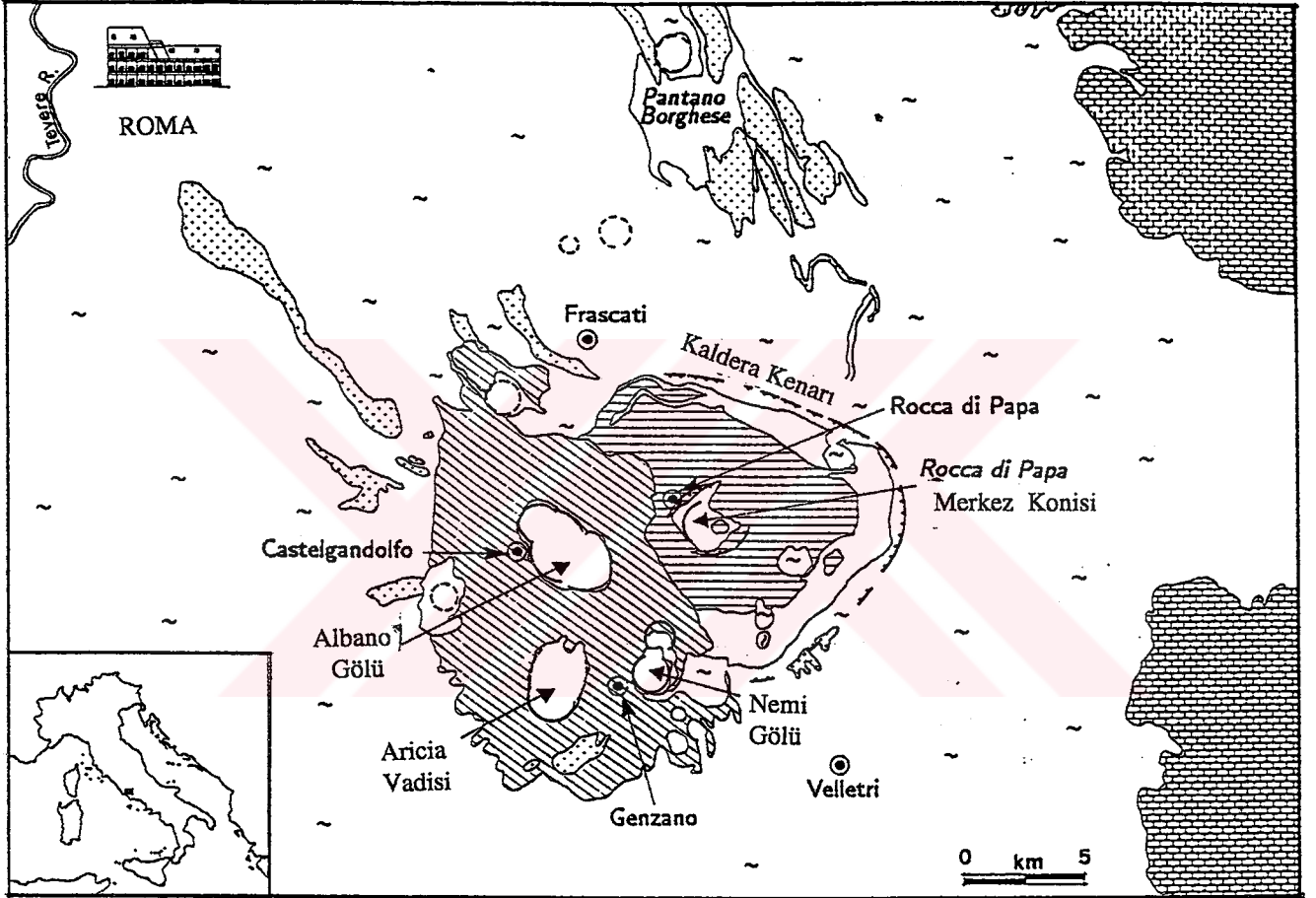
### 1.8.1. Bölgenin Jeolojik Yapısı ve Volkanik Fazlar

Alban Tepeleri, Roma'nın yaklaşık 20 km güneydoğusunda yer alan Kuvaterner yaşlı merkezi bir volkan olup Orta Apenin'lerin Tiren kenarında yer alır (Şekil 12). Bölge yüksek potasyumlu farklı volkanik birimlerle karakterizedir [6]. Alban Tepeleri'ni de içine alan Laziale Bölgesi Pliyosenden hemen sonra Apenin orojenezinin ardından etkin bir açılım tektoniğinin etkisi altında kalmıştır. Bunun neticesinde Tiren baseninde açılma rejimi hakim olmuş ve buna bağlı olarak bir açılım volkanizması meydana gelmiştir [71]. Yaklaşık 1 milyon yıl önce Toscana-Laziale volkanik bölgesinde asidik volkanik ve plütonik dönemler şeklinde kabuk yapısı oluşmuştur [180]. Daha sonra yaklaşık 0.7 milyon yıl önce Alkalın-Potasyum içerikli farklı merkezi volkanlar doğmuştur. Bunlardan birisi Alban Tepeleri Bölgesi'dir. Volkanik komplekslerin farklı doğası, volkanolojik alanın evriminde rehber rolü oynayabilecek bölgesel ölçekte elemanlara sahip yapısal-jeolojik bir kompleks ile ilgili olabilir [181]. Özellikle Alban bölgesinde Tiren kuşağı boyunca Sabina formasyonundan Alban Tepeleri'ne kadar sürekli olarak etkinlik gösteren kuzey-güney hareket yönlü büyük bir kesme zonu oluşmuştur [181]. Gravimetrik anomaliler kesme zonundaki hareketliliği işaret eder [70]. Böyle bir yapının Alban volkanizmasının doğmasında önemli bir rol oynadığı ve mağmanın çıkışını kolaylaştırdığı düşünülmektedir [182]. Bundan başka volkanik aktivitenin en üst kısmı, Tiren baseni açılım tektoniğinin etkin bir fazına karşılık gelir ve 0.45 ile 0.35 milyon yıl önceki zaman dilimi arasında yer aldığı düşünülmektedir [71]. Bu durum volkanizmanın kompleks gelişiminde önemli bir yer teşkil etmiştir [182]. Alban zonunu etkileyen diğer tektonik birimlerin olması ve kuzey-güney yönünde giden bir fayın mevcudiyeti bölgenin jeodinamiği üzerindeki tartışmayı ilginç kılmaktadır [182].

Alban Tepeleri kompleksi yaklaşık 0.7 myö ile 0.027 myö arasında meydana gelen üç ana faz sonucu oluşmuştur. İlk püskürme faaliyeti 0.7 myö olmuş [183] ve 0.027 myö'ye kadar aktivite devam etmiştir [184, 65]. Son yıllarda Tuscan-Artemisia eski volkanik yapısının oluşumu ile piroklastik akışının devamlılığının incelenmesi ile volkanizmanın merkezi yapısı ortaya çıkartılmıştır. Çöküntü kalderası dışarı çıkan büyük



miktarda piroklastik malzemeden (en fazla  $150 \text{ km}^3$ ) geriye kalan boşluktan oluşmuştur [183]. Daha sonraları Tuscalano-Artemisio bölgesinde püskürme faaliyetleri ve kalderanın içinde volkanik bir yapının oluşumu gibi ardışık faaliyetler bölgeyi etkilemiştir [66].



Şekil 12. Alban Tepeleri Volkanının Jeolojik Haritası. 1: Kuvaterner kıtasal birimler, 2: Pretomağmatik birimler (0.027 m.y.ö.), 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 m.y.ö), 6: Apeninik kireçtaşları, 7: Krater, 8: Merkezi koni ve kaldera kenarı [68].

Alban bölgesindeki oluşumların petrografik ve kimyasal karakteri, düşük satürasyonlu ve düşük farklılaşma indisli tipik bir yüksek potasyum serisidir. Bileşimi Lössit'ten Tefritik Lössit'e kadar değişmektedir [182]. Mağmanın orijini çeşitli çalışmalar arasında tartışma konusudur. Özellikle, altta bulunan ve artık aktif olmayan yukarı doğru yükselmiş bir tabaka içerisindeki sıvılar ile metazomatizmaya uğramış bir manto [185], manto içinde veya riftleşme sonucu [186] veya derinde kabuksal bir yapıdan [187] kaynaklanan metazomatik kökenli bir magma gibi düşünceler vardır.

### 1.8.1.1. Volkanik Fazlar

Alban Tepeleri volkanik aktivitesi esasen birbirini takip eden üç temel faza bölünebilir [183]. İlk faz olan Tuscolono-Artemisio fazı 0.53 ve 0.36 myö arasında meydana gelmiştir ve en büyük magmatik hacmin (yaklaşık  $150 \text{ km}^3$ ) püskürüldüğü dört patlamadan ibarettir [182]. Lössitik bileşimli farklı piroklastik lav akışları birbirini izleyen aralıklarla oluşan küçük olaylar tarafından oluşturulmuştur [188]. Piroklastiklerin akışı, merkezdeki eski oluşumdan gelmekte olup büyük bir bölgeyi kapsıyacak şekilde yayılmış ve Roma şehrine kadar uzanmıştır. Püskürme süresince farklı dinamiğe sahip püskürmelerle sıvıların dışarı çıkmasıyla oluşan ürünler karakteristik yapıların oluşumunu kontrol etmiştir [182]. Püskürme fazı sonucunda magmatik odanın boşalmasıyla büyük bir kaldera meydana gelmiştir (yaklaşık 12 km çapında) ve günümüze kadar doğu ve güneyde bulunan kenarları görülebilir halde kalmıştır (Şekil-12). Kalderanın çökmesi esnasında merkezdeki bölgede etkin bir curuf patlaması oluşurken kaldera kenarına yakın bir çok bölgede (güney, doğu, kuzeydoğu, batı, güneybatı ve kuzey bölümleri) kuzeybatı- güneydoğu yönlü kırıklar boyunca curuf konileri oluşmuştur [183].

İkinci faz süresince Campi di Annibale fazı 0.36 myö ve 0.28 myö arasında meydana gelmiş [189] ve aktivite, ikinci bir merkezi yapının oluşmasıyla Tuscalano-Artemisio kalderasının iç kısmında yoğunlaşmıştır. Ortaya çıkan kütle hacmi en azından yaklaşık  $2 \text{ km}^3$  tür ve oluşan ürünler çoğunlukla efüsiftir. Etkin bir curuf patlaması ve efüsiflerin oluşması, ardından çökme sonucu meydana gelen kırıklar boyunca farklı curuf konilerinin oluşması çökmelere yol açmıştır [182].

Alban volkanizmasının son fazı esasen kompleksin batı kısımlarında (Albano, Nemi, Ariccia kraterleri) yer alan pek çok sayıda etkin pretomağmatik püskürmelerle karakterizedir. Kalderanın dış kısımlarında bazı merkezi patlamalar yer almıştır (Prota, Porci, Valle Marciana, Pontano Seccor). Kalderanın batı kısımlarında karbonatik temel kayaların yükselmesiyle oluşan yapı varsayımları ile ilgili merkezi yerleşimler, hidromağmatizmanın meydana gelmesinden sorumlu olan mağmanın ve derinde bulunan akiferlerle etkileşmesi için ideal bir durum yaratır [71]. Günümüzdeki aktivite batı kısmındaki hidrotermal olaylar ve Tivoli traverten oluşumu ile ilgilidir [182].

### 1.8.2. Tarihsel Sismisite

Alban Tepeleri bölgesinde meydana gelen depremler eski Roma çağlarından beri pek çok döküman vasıtasıyla rapor edilmiştir (İtalyan Ulusal Jeofizik Enstitüsü Sismik Katalogları). Bununla birlikte tarihsel belgelere göre düşük şiddetli olayların inanılabilirliği 1700 yılından sonrası için geçerlidir [190]. Eldeki kesin olarak bilinen ilk veriler 1256, 1577 ve 1582 yıllarında meydana gelen olaylar olup Marcelli ölçeğine göre şiddetleri VI dereceden daha fazla büyük değildir. 1700 yılından 1975'e kadar 3000'den fazla yersarsıntısı 1870-1890 döneminde maksimum frekansta olmak üzere rapor edilmiştir [72]. Depremler bir kaç günden bir kaç senelik bir zaman dilimi içerisinde oluşan deprem grupları şeklinde meydana gelmekte ve genelde kalderanın batı kısmında yoğunlaşmaktadır [72]. Bölgeye ait eşşiddet eğrileri boyutlarındaki farklılığın, bazı volkanik bölgelerde görüldüğü gibi farklı derinlikteki iki sismik kaynağın varlığına işaret edebileceği düşünülmüştür [191, 192]. 1981 yılında meydana gelen diğer bir sismik etkinlik sonucunda kaydedilen depremlerin volkanın batı kısmında yoğunlaştığı ve 7 km' den daha sığ olduğu belirtilmiştir [193].

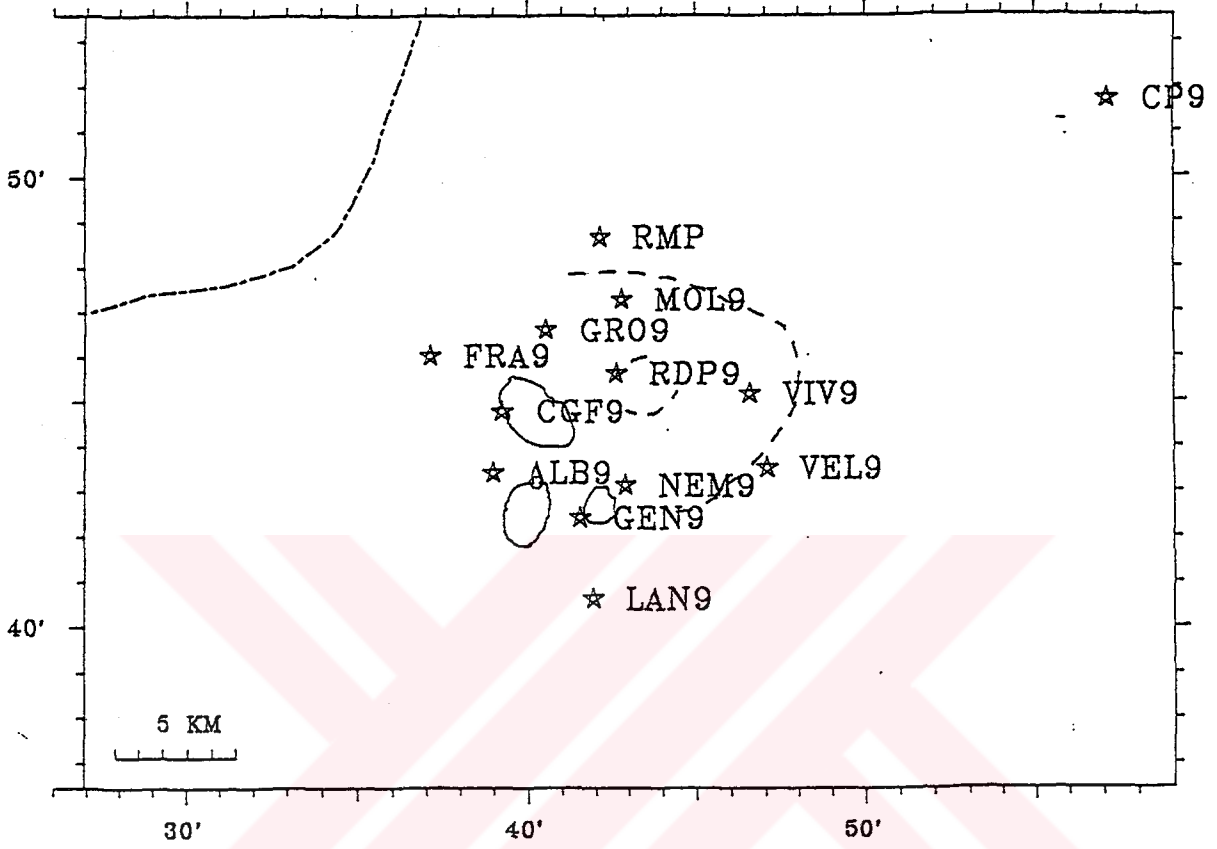
### 1.8.3. 1989-90 Yılları Arasında Meydana Gelen Sismik Aktivite, Sismik Ağ Kurulması ve Veri Toplanması

1989 yılı Nisan ayında Istituto Nazionale di Geofisica (ING) ve U.S. Geological Survey, Menlo Park yapılan iş birliği sonucu Alban Tepeleri Bölgesi'nin kabuk yapısını incelemek için ortaklaşa bir çalışma başlatmışlardır. Tomografik çalışma amacıyla uzak depremleri kaydetmek için bölgeye bir kaç istasyon yerleştirilmiştir. İlk istasyon faaliyete geçer geçmez volkanda yeni bir sismik aktivitenin başladığına işaret veren yerel depremler kaydedilmeye başlanmıştır. Daha sonra bu sismik aktiviteyi daha iyi kaydetmek ve çalışmak için daha önce yerleştirilen ve İtalyan ulusal ağına ait olan RDP, RMP, CP9 istasyonlarına ilave olarak 10 geçici sismik istasyon bölgeye yerleştirilmiştir. Tüm istasyonlar sayısaldır ve veri ING Roma'daki merkezde uzaktan kontrol ile kaydedilmiştir. Sismik aktivitede görülen hissedilir azalmanın başladığı Mart, 1990 tarihine kadar sismik ağ çalıştırılmıştır. Bir yıl boyunca faaliyette olan sismik ağ ile 3000'den daha fazla depremin dalga şekli sayısal olarak kaydedilmiştir ve Alban Tepeleri Bölgesini çalışmak için kaliteli bir veri takımını oluşturur.

13 sayısal istasyondan ibaret olan sismik ağ 6 tanesi üç bileşenli ve 7 tane tek bileşenli sismometreye sahiptir (Şekil 13). Sayısal olarak manyetik teypler üzerine kayıt yapılmış ve Roma ING merkezine telefon hattı bağlantısıyla aktarılmıştır.

Gelen sinyali sayısal biçime dönüştürmek için kullanılan örnekleme frekansları farklı istasyonlar için 50 Hz, 100 Hz, 125 Hz tir. Veriyi oluşturan olayların magnitüdüleri  $M_b=0-4$  arasında değişmektedir. Sismik ağın çalıştığı süre boyunca 3000 den fazla yerel depremin yanısıra yaklaşık 50 tane uzak deprem kaydedilmiştir. Yerel depremlerin büyük bir çoğunluğu istasyonlara yakın ve sığ derinliklerde meydana gelmiştir. Kullanılan aletlerin dinamik aralığı magnitüdüleri 0-4 arasında olan depremlerin dalga şekillerini yüksek kalitede kaydetmek için uygundur. Yerel depremlerin P ve S dalga varış zamanları sayısal dalga şekillerinden okunarak belirlenmiştir. Varış zamanları okumaları sismik sinyallerdeki sinyal/gürültü oranlarına bakılarak doğruluklarına göre ağırlıklandırılmıştır. P dalgası için okuma hataları 0.01-0.05 sn aralığında olup buna bağlı olarak kullanılan ağırlıklar 1-0.25 arasında değişir ve S dalgası için okuma hatası 0.1 sn' dir. Ayrıca üç bileşenli istasyonların kullanılması ile S dalgasının varış zamanları daha hassas belirlenerek veri kalitesi yükseltilmiştir. Sonuç olarak yerel bir tomografi

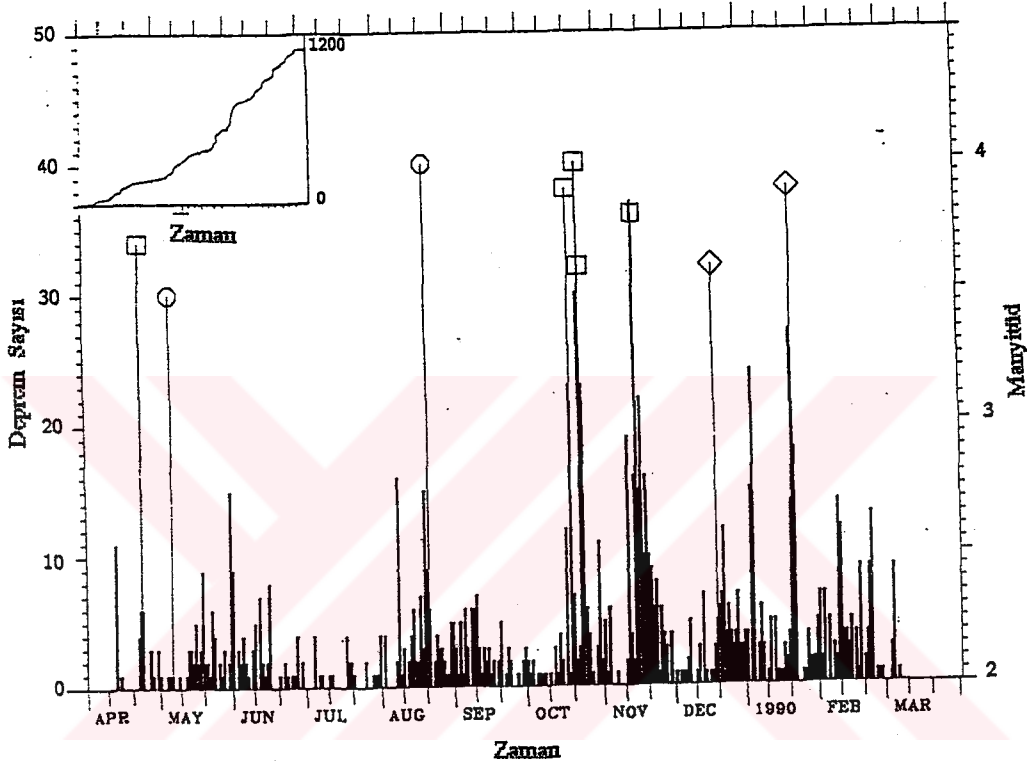
çalışması için kullanılabilir veri 1314 P-dalgası ve 1185 S- dalgası varış zamanlarından oluşmaktadır.



Şekil 13. Alban Tepeleri Bölgesinde 1989-1990 yılları arasında meydana gelen sismik aktivite süresince yerleştirilmiş geçici sismik istasyon ağı [182].

Alban Tepeleri bölgesinde 1989-1990 yılları arasında meydana gelen sismik aktivite için Şekil 14' dan görüldüğü gibi zaman içinde olayların dağılımı herhangi bir ana şok ve artçı şok görülmeksizin tipik bir sismik kasırgadır. Büyük depremlerin ( $M \geq 3.5$ ) zaman içerisindeki dağılımı gelişigüze'dir [194, 182]. Günlük deprem sayısına bakıldığında Nisan-Eylül 1989 dönemindeki sismik aktivitenin günde ortalama 2 olay ile düşük bir sismisite gösterdiği daha sonraki ikinci dönemde bu oranın yaklaşık iki katına çıktığını (günde 4 olay) ve depremlerin zamanla daha fazla kümelendiği görülür. Mikrosismisitenin genelde büyük depremlerin ( $M \geq 3.5$ ) oluşumu ile arttığı gözlenmektedir.

Sismik kasırğa süresince gözlenen en küçük depremlerin magnitüdüleri  $M \leq 0$  olup sadece yakın istasyonlar tarafından kaydedilmiştir. Tüm istasyonların faaliyete geçtiği Mayıs ayının ortasından itibaren kaydedilen depremlerin magnitüd alt sınır değerleri  $M_D \sim 1.5$  olmuştur. İtalyan Ulusal Sismik Ağı'na ait olan RDP istasyonunun analog kayıtlarındaki koda süresinden magnitüdüler hesaplanmıştır [182].



Şekil 14. Zamana göre olayların sayısal dağılımı.  $M_D \geq 3.5$  magnitüd değerlerine sahip olaylar işaretlenmiştir. Sol üstte görülen küçük pencerede olayların kümülatif grafiği yer almaktadır [182].

Yörenin kabuk yapısına ait çok az veri bulunması sebebiyle depremlerin episantrlarının yeniden tayini için kullanılacak gerçekçi uygun bir hız modeli Hypoinverse [195] lokasyon programı kullanılarak ve Aster [196] tarafından tanımlanan yöntem izlenilerek yapılmıştır. Seçilmiş veri takımı yayılma zamanı rezidüellerinin ortalaması minimum yapılarak en iyi P ve S hız modeli ile elde edilmiştir. Faz okumaları sismik sinyallerin sinyal/gürültü oranlarıyla ilişkili doğruluk derecelerine göre ağırlıklandırılmıştır. Örnekleme aralığına bağlı (100-125 cps) okuma hataları saniyenin yüzde birinden onda birine değişen değerler için 1- 0.25 arasında değişen değerlerle



ağırlıklandırılmıştır. Depremlerin lokasyonu yapılırken bir depremin en az 5 P ve 5 S dalgası gözleminin olması şartına dikkat edilmiştir. Tüm depremler için ortalama RMS rezidüel değeri 0.09 sn' dir. Alban tepeleri bölgesi için en iyi hız modeli  $V_p=5.4$  km/sn ve  $V_p/V_s=1.9$  değerleri ile temsil edilmektedir [182].

Lokasyonu yapılmış 1100 depremin episanırları kuzey batı-güney doğu trendi boyunca uzanan  $6 \times 12$  km<sup>2</sup> lik bir bölgede yer almakta ve kalderanın kuzey kenarında ikinci bir aktif zonun varlığını ortaya çıkarmaktadır (Şekil 15). Bu bölge en son meydana gelen pretomağmatik aktivitenin olduğu yere karşılık gelmektedir (Şekil 12). Bu bölgede kaldera kenarı güney batıya doğru alçalmaktadır. Bu alçalma tektonik hareketler neticesinde en son meydana gelen volkanik püskürmeler sonucunda meydana gelebilir. Bir hipoteze göre kalderanın alçalan batı kısmındaki normal faylar boyunca görülen yerdeğiştirmelerin su-magma etkileşimi ile ortaya çıkan pretomağmatizma sonucu olabileceği düşünülmektedir [194]. Kayda değer diğer bir nokta ise kaldera kenarının doğu yakasının ve merkezi koninin son zamanlarda asismik olduğudur [182].

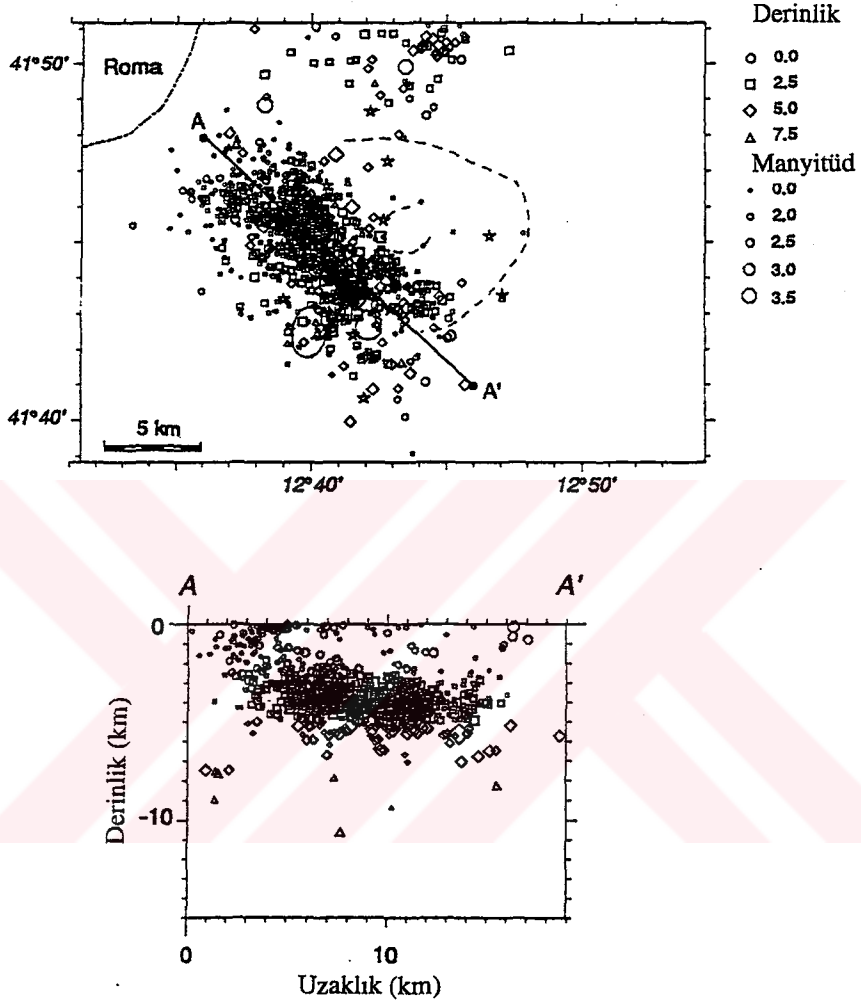
Şekil 14' ten görüldüğü gibi Nisan-Eylül 1989 dönemleri arasındaki sismisite bu dönemi izleyen aylara göre daha düşüktür. Zamana göre kuzey-batı, güneydoğu kesimi boyunca sismisite dağılımına göre, ilk dönem aktif zonun dar bir bölge olduğu ve güney doğudan kuzey batıya ve sonra tekrar güney doğuya doğru göç ettiği tespit edilmiştir [182]. Diğer taraftan Ekim ayından başlayarak sismojenik yapının 8-10 km derinliklerine kadar aktivite gözlenmektedir [182].

İlgi çekici diğer bir nokta volkanın kuzey batı yakasında oluşan depremlerin önemli bir yerleşim alanı olan Roma ve çevresine yakınlığıdır (Şekil 15). Bu bölgede küçük magnitudlü olayların ( $M_D \sim 3.5$  den daha küçük) yer almasına rağmen sismik yönden aktif bir bölgedir. Bölgede pek çok sıcak su kaynakları bulunmaktadır (Şekil 12) ve bölgedeki sismisite ile sıvı dolaşımı arasında bir ilişkinin olabileceğini ortaya koyar. Kaldera kenarının kuzeyinde aktif bir bölge olduğu ve bu bölgenin eski lav akıntılarında ve en son meydana gelen volkanik koninin olduğu bölgeye (Pontano Borghese) rast geldiği görülür (Şekil 15 ve Şekil 12).

Sismojenik yapının tümünü içeren düşey bir kesite bakıldığında sismisitenin esasen gravimetrik gradiente [70] uygun olarak güney doğuya doğru 3 ve 6 km derinliklerde sınırlandığını görürüz (Şekil 15). 1989-90 sismik aktivitesi süresince 10 km derinliğin altında hiç bir deprem yer almamaktadır. Tüm olaylar birbirlerine göre çok



farklı olmayan derinliklerde yer alan iki ana hacimde kümelenmişlerdir (Şekil 15). İlk kümelenme Alban Gölü'nün kuzeyinde yer alır ve odak derinlikleri 3 ile 5 km arasında değişir. İkinci kümelenme ise Nemi ve Albano gölleri arasında yer almakta ve odak derinlikleri 4 ile 6 km arasında değişmektedir [182].



Şekil 15. Sismik aktivite süresince meydana gelen olayların dağılımı ve derinlik kesiti (A A' hattı için). Depremlerin derinliklerini ve manyitüdlerini ifade etmek için farklı semboller kullanılmıştır [182].

### 1.9. Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinde Yapılan Önceki Çalışmalar

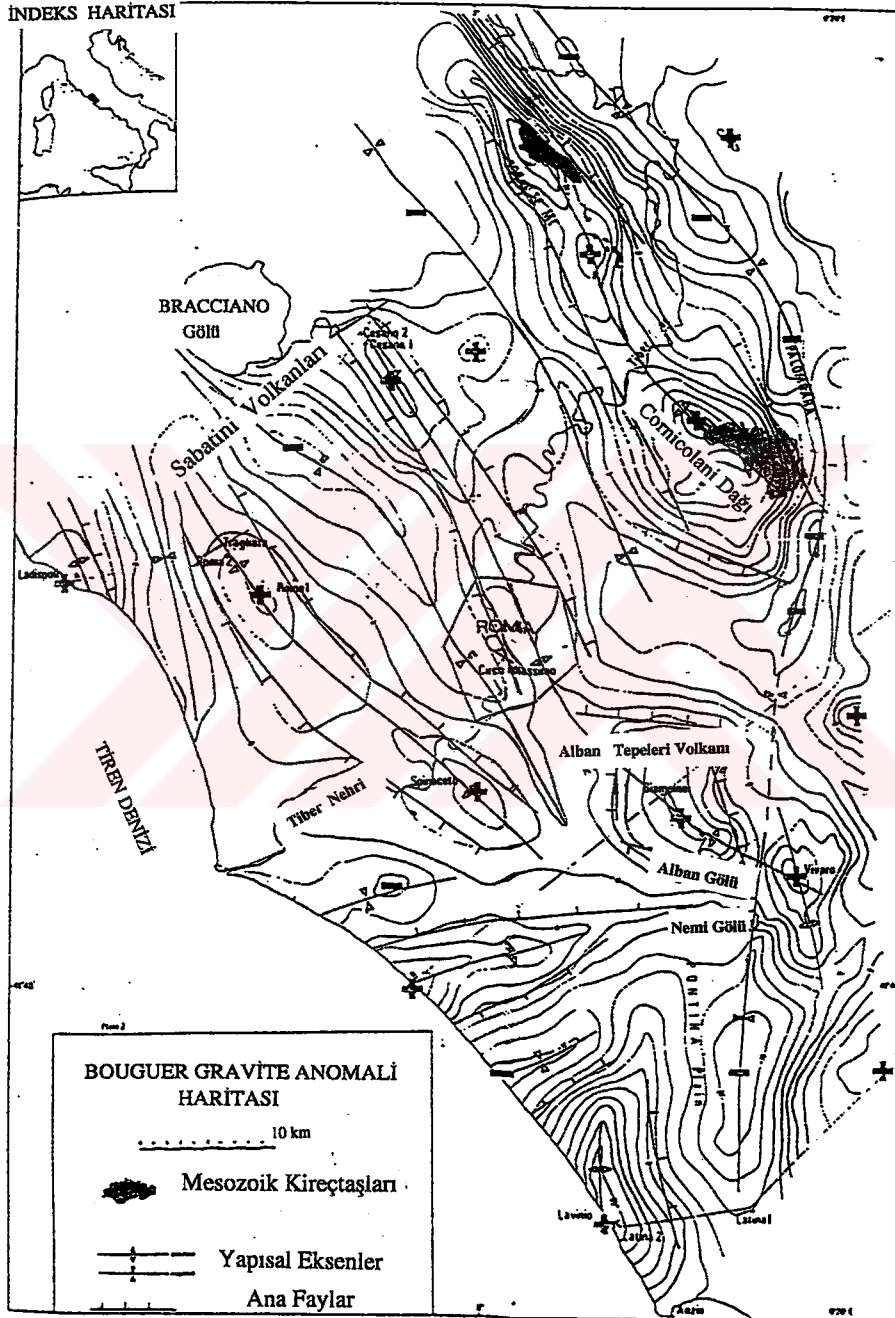
Alban Tepeleri Volkanik bölgesinin kabuk yapısı çok az bilinmektedir. Su arama amacıyla yapılan çok sayıda sondaj bir kaç yüz metre derinliğe kadar doğrudan bilgi vermiştir. Bu sondajların analizinden volkanik birikintilerin kalınlıkları ve temeli belirlenmiştir [66]. Volkanik birimler ile sedimanter birimler arasındaki dokanak esasen

Sabbie ve Argille Pliopleistosen kayalardan ibaret olup, volkanik kompleksten uzakta daha depresif bir ortamda meydana gelmiştir. Sedimanter birimin stratigrafik serisi en son meydana gelmiş olan pretomağmatik fazlara ait olan birimlerde mevcut olan sokulumların petrografik ve paleontolojik analizleri sonucu belirlenmiştir [71, 69]. Bölgede yapılan gravite [70] ve sismik kırılma çalışmalarının [69] yorumundan ve ayrıca Funicello ve Parotto [71] ve Feroci ve diğ. [197]'nin Tiren basenine ait karbonik birimler üzerine yaptıkları çalışmaları sonucunda kabuğun ilk bir kaç kilometrelik gerçek yapısı ortaya çıkartılmıştır. Pliopleistosen yaşlı kumlu kil biriminin altında karbonatik eşiğe geçişin bitimi ile Sabina ardışığına ait kireçtaşı serisi bulunur [71]. Daha derindeki yapıların mikropaleontolojik analizleri sonucunda masif Lias yaşlı kalker olduğu ortaya çıkartılmıştır. Sülfatca zengin minerallerin ve dolomitçe zengin kayaların ısısal metamorfizması ile türeyen minerallerin varlığı [69] masif kalker biriminin altında karbonatik-dolomitik Trias yaşlı birimin bulunduğunu ortaya koyar. Isısal metamorfizmaya maruz kalan bu bölgeler büyük miktarda CO<sub>2</sub> oluşumuna sebep olabilir. Ayrıca, minerolojik solüsyonların sirkülasyon yaptığı bölgede sülfat ve klor bakımından fakir olan sodyum silikatların yeniden kristallenmesiyle sülfat ve klor serbest kalabilir [182].

Kalker-marn bitiminde bulunan Neojen sedimanlar, geç paleojenik Alp orojenezi sonucu meydana gelen zonda yer alan denizel istiflerdir. Bu birimin uzanımı Tiren baseninde morfolojiyi etkilemiş, farklı kalınlıklara ulaşmış ve aynı zamanda temelin yükselmesi ile pozitif bir yapı vermiştir [71].

Bouguer rezidüel anomalileri [70] incelendiğinde bölgenin gerçek yapısının temel karakteristikleri yanında sedimanter kapanımlarının varlığı da göze çarpmaktadır (Şekil 16). Pozitif bir anomali Ciampino bölgesine karşılık gelmekte ve Alban gölünün kuzey kısmının sonuna kadar uzanmaktadır. Yüksek gravimetrik anomaliler gölün her bir kenarında özel bir rölyefe sahip yapısal elemanlar tarafından kesilmektedir. Güney doğuda Vivera bölgesine yakın daha yüksek bir gravite anomalisi bulunmaktadır. Çöken bir kalderayı işaret edebilecek düşük yoğunluklu malzeme ile ilişkili bir anomali volkanın altına karşılık gelen bölgede bulunmamaktadır. Bu tür anomalinin yokluğu, kalderadaki yaşlı malzemedan oluşmuş materyalin çökmesi için gerekli bir formasyonunun oluşmasına genelde işaret eder ve bu durum Alban tepeleri volkanının yapısını ilginç kılar [182]. Günümüzde görünen yapısal dağılım Ciampino bölgesinde

yükselmiş karbonatik temel ile ilgilidir. Pliosen döneminde meydana gelen tektonik bir faliyet yapısal birimlerde değişik seviyede uyumsuzluklara sebep olarak Tiren baseninin tümünü etkilemiştir [71].



Şekil 16. Alban Tepeleri Bölgesi ve çevresinin Bouguer Gravite Anomali Haritası[70].

Alban Tepelerinin volkanolojik dinamiğinin anlaşılmasında önemli olan diğer bir problem kabukta mağma odasının bulunup bulunmamasıdır. Yapısal ve petrolojik deliller bazı hipotezlerin ortaya atılmasına neden olmuştur. Yapılan ilk petrolojik analizler, kompleks patlama ve püskürmeler sonucu yüzeye yakın bir mağmatik odanın içerisine yerleşmiş mağma olabileceğini işaret ediyor[182].

Bölgedeki karbonatik ve eriyik durumdaki birimler içerisinde uçucu gazlar belirlenmiş olup, bu gazların genelde H<sub>2</sub>O ve CO<sub>2</sub> içermekte olduğu tespit edilmiştir. Bu sonuç mağmanın kabuğun ilk bir kaç kilometre derinliklerinde farklı seviyelerde durduğunu öne sürer [182].

Volkanik aktivitenin zamana ve mekana bağlı değişimi bölgede hakim olan tektonik rejime bağlıdır. Volkanın karmaşık gelişimi bölgedeki tektonik rejim tarafından kontrol altında tutulan kabuksal bir mağma odasının varlığına bağlanabilir. Böyle bir durumda kraterler ve merkezi püskürmeler gerilme alanı ( $\sigma_3$ 'e dik olarak [198], [199]) ile doğrudan bir uyum içindedir. Yeryüzüne yakın mağmatik kütleler bölgedeki etkili olan gerilme alanını etkileyerek radyal yönde volkanik aktivitenin gelişmesine sebep olur [200]. Son yıllarda yaygınca çalışılan bazı volkanlarda (örneğin Long Valley Caldera, Yellow Stone, Craton Lake) geniş alanlara yayılmış merkezi veya çökmüş kalderalar ile ilişkili bir hat boyunca yer alan genç yaşlı kraterlerin varlığı tespit edilmiştir[200]. Bu sonuçtan yola çıkılarak volkanizmanın sadece kabuksal bir mağma haznesi ile ilişkili olduğu fikri terk edilmiştir [200]. Son dönemlerde meydana gelmiş kalderalar bölgedeki etkin tektonik rejimin etkisi altında belirli bir doğrultu boyunca sıralanmışlardır.

Diğer taraftan Tuscolono-Artemisio volkanının geniş kalderasında meydana gelmiş merkezi püskürmeler ve lav konilerinin alansal yayılımı incelendiğinde, özellikle Alban Tepeleri'nin son aktivite süresince kabuksal bir mağma odasının en azından en son püskürme döneminde olduğu hipotezini destekler[182]. Ayrıca sedimanter kapanımlar üzerinde etkili olan ısıl metamorfizmaya ait belirtiler karbonatik temel altında bir ısı yükselmesinin olması gerektiğini ileri sürer [69]. Bu görüş kabukta bir mağma odası olduğu hipotezini desteklemektedir. Öte yandan Alban Tepeleri bölgesinde meydana gelen ilk volkanik püskürmelerin bölgesel tektonik aktivite ile doğrudan ilişkili olduğu görüşü de [71] vardır. Bu görüşe rağmen elde yeteri derecede detaylı bilgi olmadığı halde mağmanın Alban Tepeleri bölgesinde tektonik hareketlerin fazla olduğu bir dönemde sık bir oda içerisine gelip yerleştiği hipotezi geçerliliğini korumaktadır[182].

### 1.9.1. Alban Tepeleri Bölgesinde Sismik Hız Yapısı

Alban Tepeleri bölgesinde sismik dalga hızlarının derinlikle değişimi Yerel Deprem Tomografisi ve Telesismik Tomografi teknikleri [68, 74] kullanılarak incelenmiştir. Chiarabba ve diğ. [68] bölge için yaptıkları kademeli yaklaşımlı yerel tomografi çalışmasında, 1989-1990 sismik aktivitesine ait yerel depremleri, Cimini ve diğ.[74] ise aktivite süresince kaydedilen telesismik olayları kullanmışlardır. İki farklı veri takımının kullanılması ile volkanın farklı derinlikteki hız yapısı hakkında farklı boyutlarda bilgi elde edilmektedir.. Telesismik veri kullanılmasıyla daha derinden gelen ışınlarla bağlı olarak daha derindeki yapıya ait görüntüler ortaya çıkartılır ve yerel tomografi tekniğine göre daha az sayıdaki veri bu amaç için yeterli olabilir. Halbuki yerel depremlerin kullanılması durumunda elde edilen hız modelleri kabuğun ilk bir kaç kilometresine ait heterojen hız yapısını detaylı ve tatmin edici bir şekilde verebilmektedir. Bu iki çalışmada kullanılan veriler ve elde edilen bulgular aşağıda iki ayrı kısımda özetlenmiştir.

#### 1.9.1.1. Yerel Deprem Tomografisi

1989-1990 sismik aktivitesi esnasında kayıt edilen 3000'den fazla depremden 163 tanesi, her bir deprem için en azından 12 varış zamanı (P ve S dalga fazları için) okumasının 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 varış zamanı ters çözüm işleminde kullanılmıştır. Yayılma zamanı verisi sismogram üzerindeki okuma hatalarına göre 4 farklı sınıfta ağırlıklandırılmıştır. S fazının kullanılması, P fazına göre okuma hatalarının büyük olmasına rağmen hız yapısı hakkında daha fazla bilgi edinilmesi ve depremlerin lokasyon olarak daha sağlıklı yerleştirilmesi açısından önemlidir. S fazları için genelde P fazı için kullanılan değerden daha büyük bir sönüm parametresi değeri kullanılmıştır. 6 yatay bileşen sismogramı üzerindeki S dalgası okumalarının istasyonların konumuna göre (CGF9, ALB9, RDP9, GEN9, NEM9, VEL9) en iyi kalitededir.

Kademeli yaklaşım ile yapılan tomografik çalışmalarda en iyi örneklenmiş bölgenin iyi ayrımlılığa sahip görüntülerini elde etmek için bir boyutlu kaba bir model ile

başlanılır. Kademeli olarak başlangıç modeli devamlı iyileştirilir. Her kademe sonucunda elde edilen sonuç diğer kademe için başlangıç modeli olur. Her bir kademe yapılan ardışık ters çözümlerle sonuçta incelenilen bölgenin detaylı üç boyutlu görüntüleri elde edilir.

### **1-Boyutlu Model**

Başlangıç modeli sabit hızlı yatay tabakalardan ibaret olup, tabakalar 1, 3, 6, 9 km derinliklerde bulunmaktadır. Alban Tepelerinin hız yapısı hakkında yeterli bilginin az olması nedeniyle başlangıç modeli için atanacak uygun hız değerini seçmek zordur. Bu bölge hakkında jeofiziksel bilgilerin eksik olmasından dolayı 1989-1990 sismik aktivitesi boyunca kaydedilen 1100 den daha fazla depremin odakları seçilen depremlerin P ve S rezidüellerinin ortalama değerlerinin minimize edilmesi suretiyle elde edilen en iyi hız modeli kullanılarak yeniden belirlenmiştir. En iyi hız modeli için  $V_p=5.4$  km/sn ve  $V_p/V_s=1.9$  değerleri bulunmuş ve bu değerler volkanın sığ derinliklerinde kireçtaşı bulunması hipotezini [71] desteklemektedir [182].

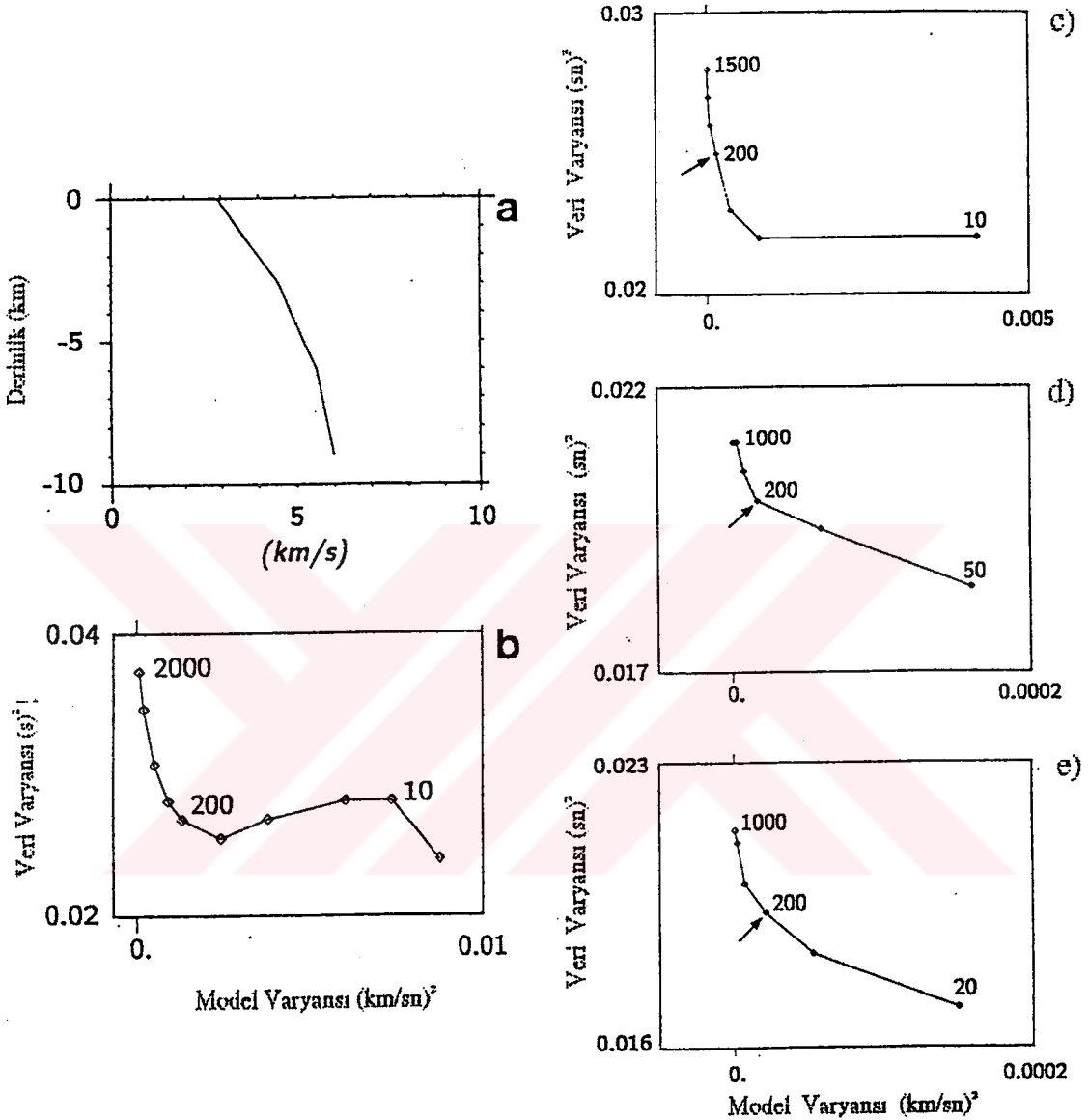
Üç boyutlu tomografik ters çözüm için gerekli başlangıç modeli jeofiziksel bilgilerin eksik olması nedeniyle yerel yapının jeolojik yorumlarından ortaya çıkartılmıştır. Bu duruma göre 1-B başlangıç modeli 4 tabakadan ibaret olup 1, 3, 6 ve 9 km derinlik değerlerine sahiptir. Farklı hız değerleri için bir çok ters çözüm işlemi yapılarak 1-boyutlu model iyileştirilmeye çalışılmıştır. Şekil 17' de en fazla benimsenen 1-boyutlu hız modeli, bu model için ve 3-boyutlu ters çözüm esnasında kullanılan model ve veri varyanslarının arasında çizilen ödünlülük eğrileri görülmektedir. Eğrilerin analizinden sönüm parametresi olarak 200 değeri seçilmiştir. Apenin kireçtaşları üzerinde Alban Tepeleri volkanının 20 km kuzey doğusunda yer alan CP9 istasyonunun altında 9 km' lik derinlikteki yüksek hız yapısından rezidüellerin etkilenmemesi için bu istasyona sabit istasyon düzeltmesi (-0.9 sn) uygulanmıştır. Böylece volkanik bölge ile istasyon arasındaki yörüngenin dengelendiği düşünülmektedir.

### **3-Boyutlu Model**

Depremlerin çoğunlukla meydana geldiği en iyi örneklenmiş bölgeyi görüntüleyebilmek için geniş bir grid uzaklık değerinden başlanılıp (7.5 km) gittikçe azaltılarak 2 km'lik bir grid açıklığı değerine kadar, her birisi için bir çok ters çözüm



yapılmıştır. Her bir adımda hesaplanan model diğer ters çözüm işlemi için giriş modeli olarak kullanılmıştır. Her bir adımda sönümlü en küçük kareler yönteminde kullanılmak



Şekil 17. a) 1-Boyutlu P- dalga hızı modeli. b) 1-B model ve veri varyansı arasında ödünleşme eğrisi ve grid açıklıkları sırasıyla c) 7km, d) 5 km, e) 2 km olan 3-B modeller için model ve veri varyansları arasında çizilen ödünleşme eğrileri [68].

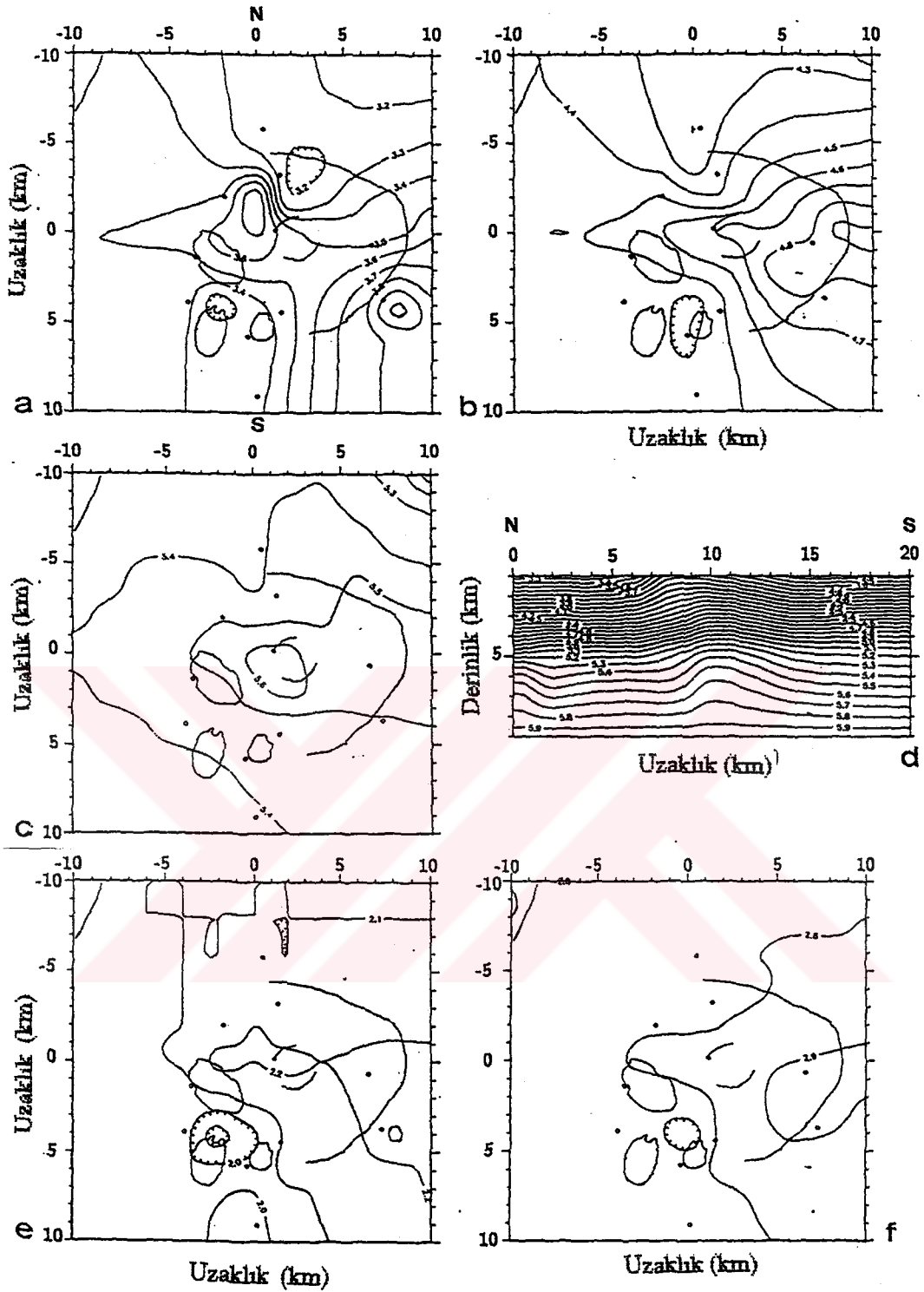
üzere uygun bir sönüm parametresi, veri ve model varyansları arasındaki ödünleşme grafiğinden dikkatle incelenerek seçilmiştir (Şekil 17). Bu eğrilerin incelenmesinden model varyansında fazla artışa neden olmaksızın veri varyansında önemli azalmalar sağlayan optimum sönüm parametresi değerinin 200 olabileceği düşünülmüştür.

İlk ters çözüm işleminde 1-boyutlu modelde yatay yönlerde 7.5 km'lik grid uzaklığı kullanılmış ve yatay tabaka derinlikleri 1, 3, 6 ve 9 km'dir. P ve S dalga hızları için ters çözülen parametre sayısı 52, varyans azalımı %48 ve son (RMS) karekök ortalama değeri 0.13 sn'dir. İkinci adımda grid uzaklığı 5.0 km olup toplam ters çözümü yapılan parametre sayısı 94'tür. Bir önceki adıma göre veri varyansındaki azalma %46 ve son RMS değeri 0.12 sn'dir. Son adımda kullanılan grid açıklığı 2 km dir ve ters çözülen parametre sayısı 275'tir. Diğer adıma göre varyans azalımı %46, son RMS değeri 0.11 sn' dir. Tüm ters çözüm adımlarında kullanılan sönüm parametresi değeri (200) her bir model için oluşturulan model ve veri varyansları arasındaki ödünleşme eğrisinden belirlenmiştir. Son adımda yapılan ters çözüm sonuçları P ve S dalgaları için Şekil 18'de görülmektedir. İlk tabakada (1 km derinlik) volkanik bölgenin kuzey kısmında ve çoğunlukla Albano gölünün kuzeyinde daha belirgin olan yüksek hızlı anomaliler belirlenmiştir. İkinci tabakada (3 km derinlik) benzer anomali yine görülmekte ve doğuya doğru genişlediği gözlenmektedir. Daha büyük derinliklerde (6 km derinlik) yüksek hız anomalisi volkanik bölgenin orta kısmına doğru genişlemektedir. Birinci ve ikinci tabakalarda Ariccia kraterinin altında 1-3 km derinliklerde küçük bir düşük hız anomalisi bulunmaktadır. Bu anomali ışın örneklenmesine bağlı olarak derindeki anomaliden dolayı bir kirlenme sonucu ortaya çıkan yapay bir özellik olarak yorumlanmıştır.

S dalga hızı anomalilerinin P-dalgası anomalilerine göre daha az detaya sahip olduğu gözlenmiştir. Bu durum S-dalgası ters çözümünde büyük S-dalgası okuma hatalarından dolayı yüksek sönüm parametresi kullanılması nedeniyle. Genel olarak S-dalgası anomalileri P-dalgası anomalileri ile benzer görünüme sahiptir.

Yapılan ayrımlılık analizleri, tabaka-3'teki grid noktaları için genelde doğuya doğru anomali kirlenmesi olduğunu ortaya koymuştur. Depremlerin çoğunlukla volkanın batı kısmında yer alması ve istasyonların ise çoğunlukla volkanın doğusunda yer alması ışın yörüngelerinin belirli bir yönde yoğunlaşmasına sebep olmaktadır. Böylece, homojen dağılıma sahip olmayan ışın yörüngeleri 1 km ve 3 km derinliklerdeki tabakalardaki anomalilerde, özellikle volkanın doğu kısmında, kirlenmelere yol açabilir.

Mevcut ışın yörüngelerinin çalışılan bölgenin heterojen kabuk yapısını ne derece ortaya çıkartabileceğini denemek için sentetik bir test yapılmıştır. Bu test için üç boyutta ardışık yüksek ve düşük hızların yer aldığı bir iğnecik modeli kullanılmıştır. Bu işlem sonucunda modelin merkez kısmının daha fazla detayla görüntülenebileceği ve doğu



Şekil 18. P ve S dalgası hız modelleri. P dalgası hız modeli için; a) 1 km, b) 3 km, c) 6 km derinliklerde yer alan tabakalar ve d) Kuzey-Güney doğrultusunda alınmış derinlik kesiti. S-dalgası hız modeli için e) 1 km, f) 3 km derinliklerde yer alan tabakalar [68].

tarafında yerel kirlenmenin olduğu ortaya konulmuştur. Yani doğu bölgesindeki her grid noktasında belirlenen hız parametreleri, belirli bir yönde yoğunlaşan ışın yörüngeleri

boyunca yer alan grid noktalarındaki hız değerlerine bağımlı olarak kestirilmişlerdir. Böylece bu bölgedeki hız değeri kestirimlerinin ayrımlılığı nispeten düşüktür. Ayrıca, ayrımlılık analizleri sonucunda iyi örneklenmiş merkez bölgenin dışında kalan ışınlar ile iyi örneklenmeyen grid noktaları ters çözüm işleminde sabit tutularak bir ters çözüm daha gerçekleştirilmiş, bunun sonucunda yukarıdaki tomografik çalışma sonuçlarında görülen benzer yüksek hızlı anomali yine elde edilmiştir.

### 1.9.1.2. Telesismik Tomografi

Sismik etkinlik süresince sayısal mikrosismik ağı tarafından 46'dan fazla telesismik olay kaydedilmiştir. Elde edilen veri, istasyon ağının altı için telesismik tomografi çalışması yapmak ve telesismik ölçülerde (5-6 km) kabuk içerisindeki heterojen yapıların ortaya çıkarılması için yeterlidir.

Analiz için seçilen 24 P olayının episantr uzaklıkları  $25^{\circ}$ - $100^{\circ}$  arasında ve seçilen diğer 6 PKP olayının episantr uzaklıkları  $110^{\circ}$ - $180^{\circ}$  dir. Depremlerin magnitüdüleri  $M=5.1$ - $6.4$  arasında değişmektedir.

Yayıma zamanları rezidüelleri, gözlenen varış zamanları ile Herrin tabloları [201] kullanılarak belirlenen teorik yayılma zamanları arasındaki farkın alınmasıyla hesaplanmıştır. Oluş zamanı hatası, odak lokasyonu hatası, standart bir yerküre için yapılan yaklaşımdan doğan hata ve varış zamanını belirlemede yapılan hatalar gibi etkileri azaltmak amacıyla her bir olay için tüm istasyonlara gelen varış zamanlarının ortalaması her bir varış zamanından çıkarılmıştır. Bu şekilde elde edilen rezidüellere "göreceli rezidüeller" denilir. Diğer taraftan daha büyük ölçekte heterojen yapıları ortaya çıkartabilmek için volkanın 20 km dışında bulunan istasyon ağına ait CP9 referans istasyonuna göre rezidüeller hesaplanmıştır. Volkanın 20 km doğusunda Mesozoik kireçtaşları üzerinde bulunan CP9 istasyonuna gelen ışınlar volkanın altındaki bölgeyi katetmemesinden doğabilecek duraysızlığa bağlı hatalar, rezidüellerin ortalamasının alınmasıyla önlenmektedir.

Şekil 19 a, b' de Alban Tepeleri volkanik bölgesi için hesaplanan P ve PKP fazlarının tüm azimut aralığında ( $0^{\circ}$ - $360^{\circ}$ ) göreceli rezidüel dağılımları görülmektedir. İki farklı veri takımı için rezidüel dağılımı benzer olup volkanın güney-batı bölgesinde

pozitif değerler (gecikmeler) yer alırken kuzey doğu kısmında negatif değerler (erken varışlar) yer almaktadır. Bu iki bölge arasındaki ortalama rezidüel farkı 0.41 sn' dir.

Şekil 20' de CP9 referans istasyonuna göre hesaplanan rezidüel dağılımı görülmektedir. Alban Tepeleri volkanik bölgesinin güney-batı kısmında Albano ve Nemi kraterlerinin altında yine pozitif rezidüeller ve kuzey-doğu kısmında negatif rezidüeller yer almaktadır. Böylece bölgede alt ve üst manto veya alt kabukta heterojen bir yapının varlığı ortaya çıkmıştır.

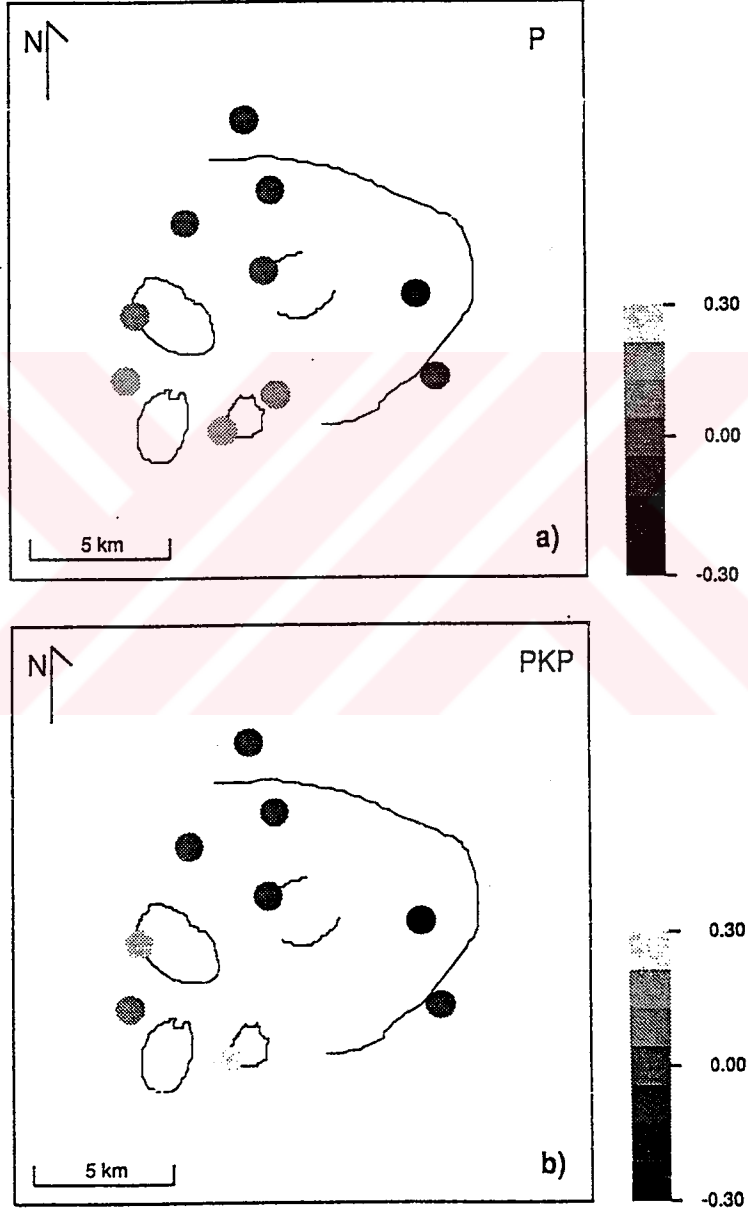
Volkanın altındaki P dalga hızı düzeltmelerini belirlemek için göreceli rezidüeller ACH tekniği [6, 202, 177] kullanılarak ters çözülmüştür. Bu teknikte incelenilecek olan ortam sabit hızlı tabakalardan oluşmakta ve her bir tabaka dikdörtgen bloklara bölünerek ayrıklaştırılmaktadır. AHC tekniğinde sönümlü en küçük kareler anlamında ters çözüm işlemi yapılmaktadır.

Alban Tepeleri volkanının kabuksal yapısı 23 km derinliğe kadar birbirine paralel dört tabakalı iki model olan "doğrudan" ve "konik" ayrıklaştırılmış modeller ile temsil edilmektedir. Konik modelin doğrudan modelden farkı sığ jeolojik yapıların etkisini hesaba katmak için ilk tabakada bloklar yerine istasyonların altında birer koni olduğu düşünülerek modellenmiş olmasıdır. Şekil 21 a-d, doğrudan model için telesismik verinin ters çözümü sonucunda elde edilen hız düzeltme değerlerini göstermektedir.

İlk tabakada volkanın güney batısında oldukça bariz bir düşük hız anomalisi görülmekte ve volkanın en son aktivitesi ile oluşan kraterlerin altına karşılık gelmektedir. Volkanın merkezinde nispeten yüksek bir hız anomalisi ve doğusunda daha yüksek hız anomalisi yer almaktadır. Bu durum göreceli rezidüeller dağılımında ayrıca gözlenmiştir. Diğer tabakalara bakıldığında bu iki anomalinin derinlere doğru inildikçe yanal olarak yayılmakta olduğu gözlenilmektedir.

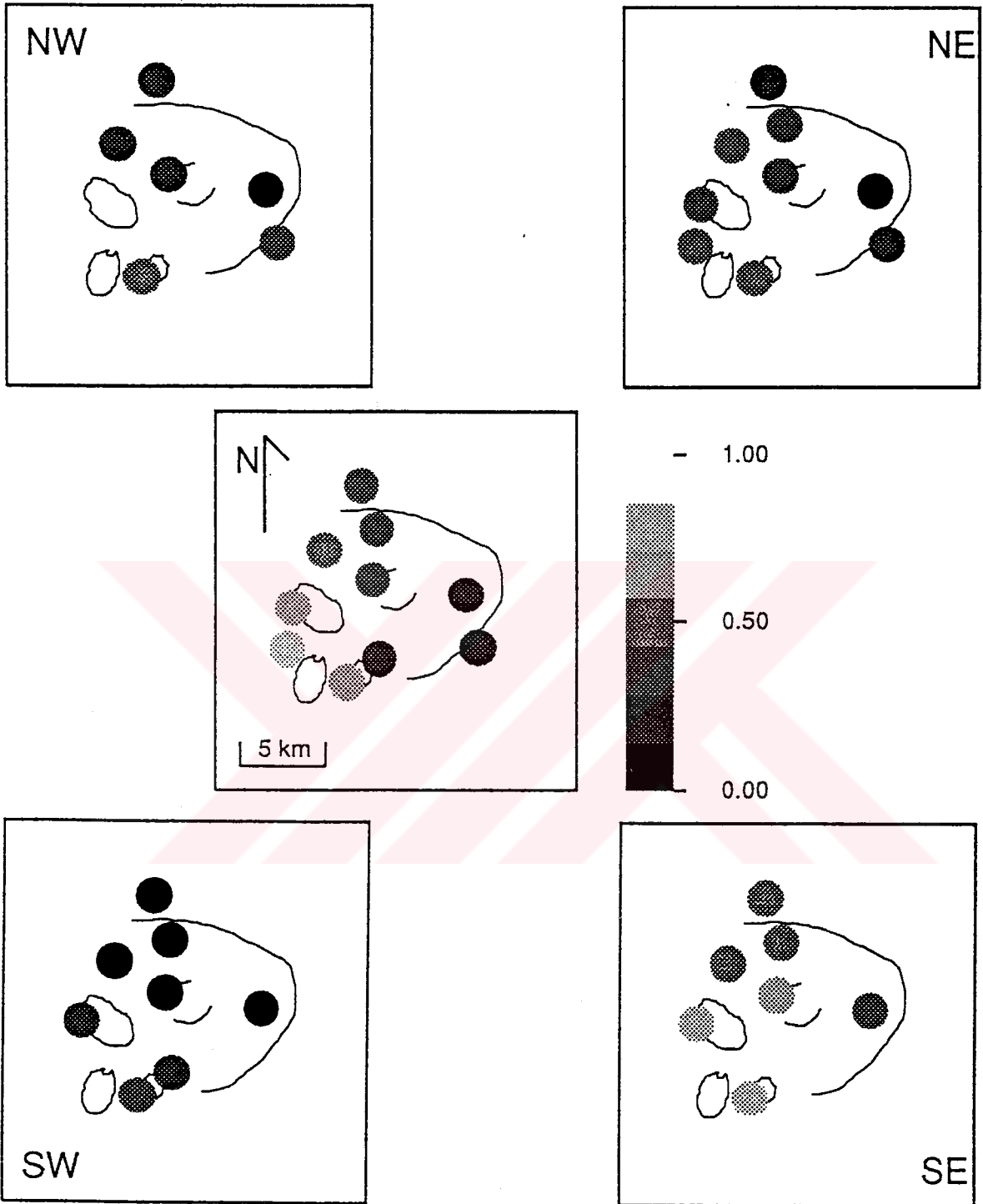
"Konik" model için elde edilen ters çözüm sonuçları Şekil 22 a-d' de verilmekte olup ilk tabakada görülen sığ anomalilerde istasyonların altındaki koniler için hesaplanan değerler istasyon düzeltmeleri olarak kullanıldığından belirgin bir hız kontrastı yoktur, ikinci tabakadan itibaren düşük bir hız anomalisi Ariccia ve Nemi kraterlerinin altında yer almaktadır. Daha derinlere inildikçe düşük hızlı bir anomali güneydoğu yönünde kaymakta, yüksek hızlı anomali ise merkez konisinin altında yer almaya devam etmektedir.

Telesismik ters çözüm sonucu ortaya çıkartılan düşük hız anomalisinin kabuğun 5-16 km derinliklerinde yer alan küçük bir mağma odası veya daha derinde yer alan termal bir kaynaktan beslenen yüksek sıcaklığa sahip bir bölge olduğu düşünülmektedir. Volkanın merkezi bölgesinde görülen yüksek hızlar volkanın merkez aktivitesi ile oluşmuş, soğumuş eski (0.7-0.3 myö) litosfer kökleri olarak yorumlanmaktadır [74].

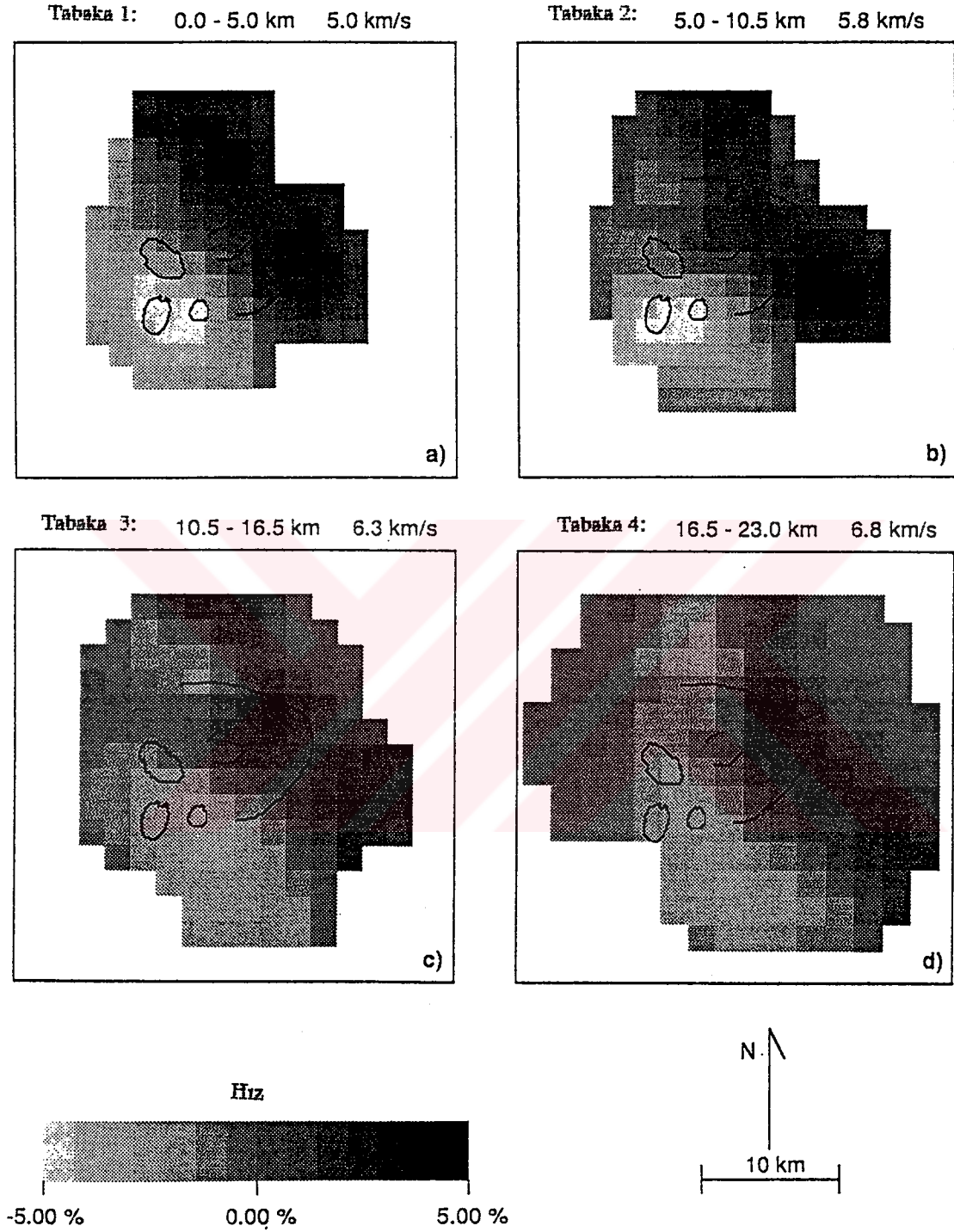


Şekil 19. a) P ve b) PKP fazları için tüm azimut aralığında ( $0^{\circ}$ - $360^{\circ}$ ) tüm sismik istasyon ağı için belirlenen ortalama göreceli rezidüeller [74]. Pozitif değerler gecikmeleri, negatif değerler erken gelişleri temsil etmektedir.

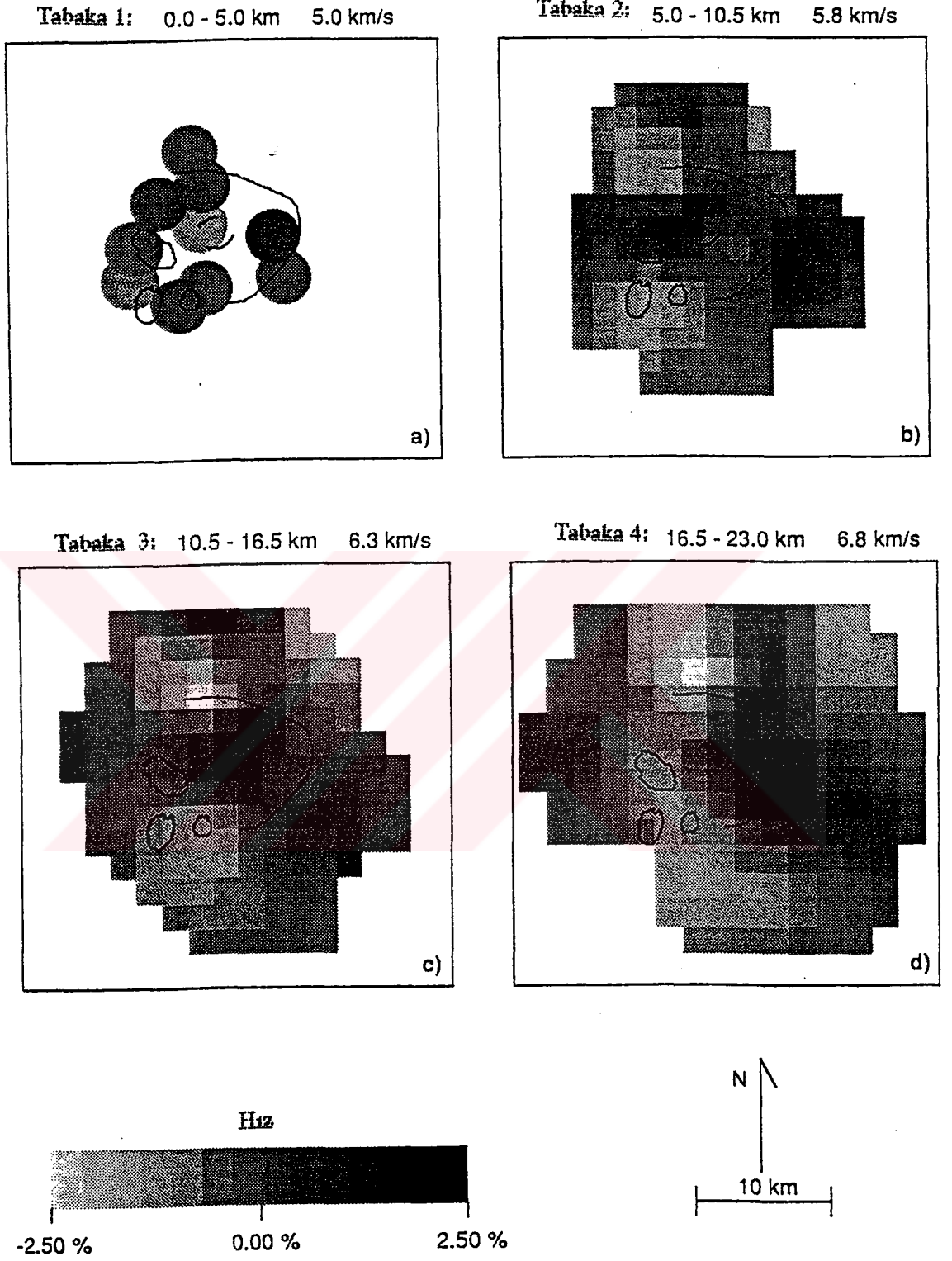




Şekil 20. CP9 istasyonuna göre KB, KD, GD, GB yaklaşım yönlerinde gruplanan P varışları için hesaplanan ortalama göreceli rezidüeller. Kaldera bölgesinde gözlenen geç varışlar ( 1 sn'ye kadar) kabuksal ölçekte genel bir gecikmenin varlığına işaret eder [74].



Şekil 21. Doğrudan model için hesaplanan hız düzeltme değerleri. İki yüksek hızlı bölge volkanın doğusu ve merkezinde yer alırken güneybatıya doğru bir hız azalımı görülmektedir [74].



Şekil 22. Konik model için hız düzeltme değerleri. Sığ anomali etkisi ortadan kaldırılmış olmasına rağmen doğrudan ters çözüm sonucunda bulunan iki anomali bölgesinin yine gözlemlendiği görülmektedir [74].

## 2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

### 2.1. Giriş

Yerel Tomografik çalışmalarda genellikle uygulanan geleneksel yaklaşımda; sabit bir grid açıklığı ile 1-boyutlu başlangıç modeli oluşturulur ve ters çözüm işlemi sonucunda hesaplanmış parametre düzeltme değerlerinin bu başlangıç modeline uygulanmasıyla 3-boyutlu ve muhtemelen daha heterojen bir model elde edilir. Bu işlem normal yaklaşım olarak adlandırılır. Halbuki daha önce açıklandığı gibi kademeli yaklaşımda ışınlarla daha iyi örneklenmiş bölgelerin daha detaylı görüntülerini ortaya çıkartabilmek için ilk önce büyük grid aralığı ile 1-boyutlu model oluşturulur, ters çözüm sonucunda 3-boyutlu bir model elde edilir. Bu model ikinci ters çözüm işlemi için daha küçük grid aralıklı başlangıç modeli olarak kullanılır. Bu şekilde grid aralıkları gittikçe küçültülerek iyi aydınlanmış hacmin daha iyi ayrıntıya sahip görüntüleri elde edilmeye çalışılır. Alban Tepeleri bölgesinde daha önce yapılan yerel tomografi çalışmasında [68] en son 2 km grid aralıklı 3-boyutlu bir hız modeli elde edilmişti. Bu tez çalışmasında ilk önce 2 km grid aralığından başlanılarak daha küçük grid aralıklı bir boyutlu başlangıç modelleri oluşturuldu. Daha sonra her bir model için diğer modellerden bağımsız olarak varış zamanlarının ardışık sönümlü en küçük kareler ters çözümü yapıldı. Böylece normal bir yaklaşımla yapılan bu işlemde ışınlarla aydınlatılmış bölgeden ne dereceye kadar detaylı bilgi elde edilebileceği belirlenmeye çalışılmıştır.

### 2.2. Yerel Deprem Tomografisi Yöntemi (Normal Yaklaşım) ile Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin Üç Boyutlu Hız Yapısının Belirlenmesi

Birinci bölümde anlatılan sismik aktivite süresince meydana gelen 3000' den fazla deprem arasından, en azından 12 varış zamanı bulunan ve odak lokasyon hatası yatay ve düşey yönde 2 km den az olan 163 yerel deprem tomografik çalışma yapmak

için seçilmiştir. Sonuçta 1314 P dalgası varış zamanı ve 1185 S dalgası varış zamanı kullanılarak ters çözüm işlemi yapılmaktadır. P varış zamanları verisi sismik sinyallerin sinyal/gürültü oranlarından ortaya çıkartılan doğruluklarına göre ağırlıklandırılmıştır. P dalgası varış zamanları için 0.01 ve 0.05 sn aralığındaki okuma hataları 1-0.25 arasında ağırlıklandırılmıştır. S-dalgası varış zamanları için 0.01-0.1 sn aralığındaki okuma hataları için ağırlık katsayıları 1-0.25 aralığında değişmektedir. S-fazı için okuma hataları P fazına göre daha büyük olduğundan P fazı için kullanılan değerden daha büyük bir sönüm parametresi kullanılması gerekmektedir. S-fazları okumaları büyük okuma hataları içerdiğinden bu çalışmada sadece P-dalga hızı modelleri için ters çözüm işlemi yapılmaktadır. 6 tane üç bileşen ve 7 tane tek bileşen sismometreden oluşan 13 sayısal istasyondan oluşan istasyon ağı, yaklaşık 15 km genişliğe ve yaklaşık 4 km istasyon açıklığına sahiptir.

Diğer taraftan, ters çözüm işlemine başlamadan önce yerel depremlere ait varış zamanları, odak uzaklıklarına ve varış zamanı rezidüellerine göre ağırlıklandırılması gerekir. Büyük rezidüel değerlerine sahip olan varışlar ve büyük odak uzaklıklarına sahip olan varışlar ters çözüm süresince daha az ağırlıklandırılmaktadırlar. Çünkü kullanılan ışın izleme algoritmaları (ART ve yalancı bükülme yöntemleri) kısa mesafelerde daha iyi sonuç vermekte, kaynak-alıcı uzaklığı büyüdükçe ışın yörüngeleri ve varış zamanları hesaplamalarındaki yanlılgılar artmaktadır [90]. Bu çalışmada kullanılan veri grubu için 10 km' den daha küçük odak uzaklıklarına sahip varış zamanları için ağırlık katsayısı 1.0, 10 km ile 20 km arasında olanlar için 1.0 den sıfır değerine kadar doğrusal azalan ağırlık katsayıları, 20 km' den daha büyük uzaklıklardakiler için sıfır ağırlık değeri kullanılmıştır. Böylelikle bu seçim işlemi, ışın izleme algoritmasının doğruluk sınırlarını zorlamaksızın, yüksek ayrımlılıkla sonuçlanacak şekilde verinin optimal kullanımına olanak sağlar. Aynı şekilde, 0.2 sn ve daha küçük rezidüel değerlerine sahip varış zamanları için ağırlık katsayısı 1.0, 1.0 sn'den daha büyük rezidüel değerlerine sahip varışlar için sıfır ağırlık, 0.2 sn ile 1.0 sn arasında rezidüel değerlere sahip varışlar için ise 1'den sıfıra doğru doğrusal olarak azalan ağırlıklar uygulanmıştır.

Bu çalışmada varış zamanlarının ters çözümleri sonucunda bölgenin tomografik görüntülerini elde etmek için ilk defa Thurber [106] tarafından geliştirilen daha sonraları Eberhart-Philips [113] tarafından yapılan düzenlemelerle günümüzdeki haline getirilen SimulPS10 adlı henüz yayınlanmamış bir program kullanılmaktadır. Bu program



sönümlü en küçük kareler ters çözüm tekniğini kullanarak odak parametresi düzeltilmelerini ve üç boyutlu hız yapısını aynı anda verir. Bu program aynı zamanda işlem esnasında büyük veri takımlarından dolayı sorun olan büyük ve seyrek matrislerin terslerinin alınmasını kolaylaştırmak için Pavlis ve Booker [139] ve Spencer ve Gubbins [140] tarafından tanımlanan parametre ayrışımı yöntemlerini uygulamaktadır.

İncelenilecek olan bölgeyi modellemek için hız ortamı üç boyutlu bir grid ağı kullanılarak tanımlanmaktadır. 3-Boyutlu grid ağı içerisinde her bir grid noktasına hız değeri atanmakta ve üç boyutlu uzayda herhangi bir noktadaki hız değeri grid noktalarındaki hız değerlerinin doğrusal enterpolasyonu ile bulunmaktadır. Bir ışın boyunca bir noktadaki hız değeri ve kısmi hız türevleri o nokta civarındaki en yakın 8 grid noktası değerlerinin doğrusal enterpolasyonundan belirlenmekte ve böylece hız çözümleri, blok türü parametreleştirme örneğinde olduğu gibi keskin süreksizlikler elde edilmesinden ziyade daha yumuşak değişimler içermektedir [113]. Bu durum 3-boyutlu grid ağı kullanılmasının diğer parametreleştirme tekniklerine göre daha avantajlı olduğunu gösterir.

Şekil 23'te Yerel Tomografi uygulamalarına ait sentetik veri grubu için çizilmiş temsili bir resim görülmektedir. 3-boyutlu çalışma hacmi içerisinde yer alan 3-B grid ağındaki her bir noktaya (içi boş kürecikler) sabit hız değeri atanarak ortam ifade edilmektedir. Burada, içinde yıldız bulunan daireler istasyonları temsil etmekte ve yeryüzeyinde yer almaktadırlar. Odaklar ise yıldızlar ile simgelenmektedir. Şekil 23' de görülen deprem odakları, yerel tomografi tekniği sonucu elde edilen 3-B hız modeline göre yeniden yerleştirilmiş konumlarıdır. Bir kaç başlangıç odak konumundan yeryüzündeki iki sismik istasyona gelen bir kaç ışın SimulPS10 programında kullanılan ışın izleme algoritmasına göre hesap edilerek çizilmiştir.

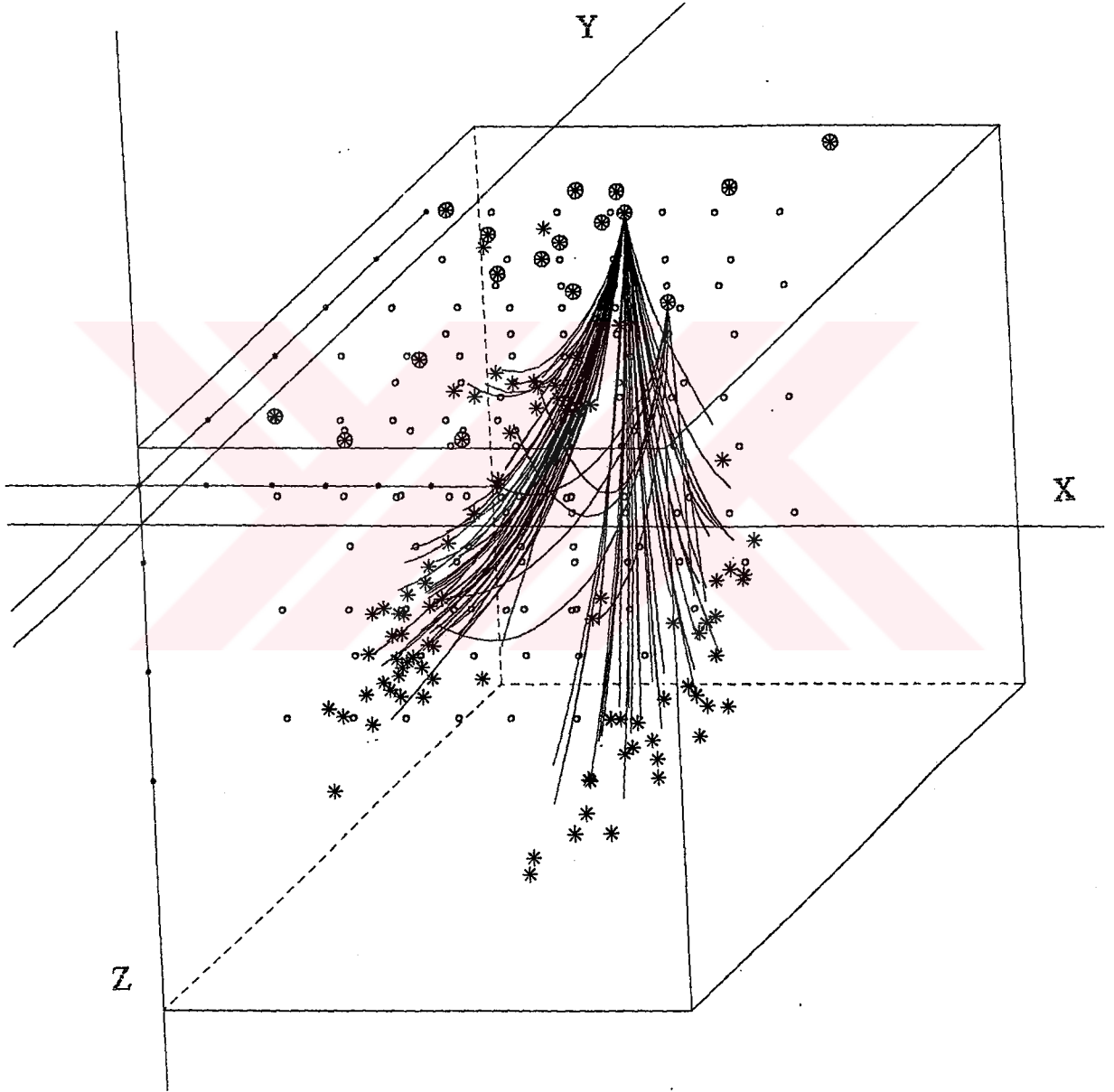
### **1-Boyutlu Model**

Bu çalışmada S-dalga verisi P dalga verisine göre daha belirsiz olduğundan (daha büyük okuma hataları sebebiyle) sadece P dalga hızı yapısı elde edilmeye çalışılmıştır. S-dalgasının varış zamanları sadece odak yerini daha iyi belirlemek için kullanılmıştır.

Bölgede derin sismik kırılma profili gibi diğer jeofiziksel çalışmaların eksik olması sebebiyle üç boyutlu ters çözüm için gerekli olan bir boyutlu başlangıç modeli Chiarabba ve diğ. [68] çalışmasında kullanılan ve bölgedeki jeolojik bilgidan ortaya



çıkartılan 1-Boyutlu hız modelinden (Şekil 17a) yararlanılarak oluşturulmuştur. Hypoinverse [195] adlı programın kullanılmasıyla elde edilen en iyi hız modeli için  $V_p=5.4$  km/sn ve  $V_p/V_s=1.9$  değerleri bulunmuş olup, bu değerler volkanın sığ derinliklerinde kireçtaşlarının bulunması hipotezini [71] desteklemektedir [182].



Şekil 23. Yerel Tomografi çalışmasında kullanılan model hacmi. İçi boş kürecikler grid noktalarını, içinde yıldız bulunan daireler istasyonları, yıldızlar ise deprem odak noktalarını göstermektedir .

Apenin kireçtaşları üzerinde Alban Tepeleri Volkanın 20 km kuzey doğusunda yer alan CP9 istasyonunun bulunduğu bölge altında 9 km derinlikteki yüksek hız yapısından rezidüellerin etkilenmemesi için bu istasyona sabit bir istasyon düzeltmesi (-0.9 sn) uygulanmıştır. Böylece volkanik bölge ile istasyon arasındaki yörüngenin dengelendiği düşünülmektedir.

Bu çalışmada temel olarak grid açıklıklarına göre 2 km, 1.5 km ve 1 km olmak üzere üç ayrı başlangıç modeli kullanılmaktadır. Her bir başlangıç modeli için yayılma zamanı rezidüellerinin ters çözümü yapılarak 3-boyutlu hız modelleri elde edilmektedir. Sönümlü en küçük kareler çözümü için gerekli olan uygun sönüm parametresi her bir model için model ile üç tür veri varyansı; ağırlıklı P+S verisi, ağırlıklı P verisi ve 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 grafik analiz edilir ve çözüm varyansında çok fazla artışa neden olmadan veri varyansında optimal bir azalmayı sağlayan değer ters çözüm için en uygun sönüm parametresi olarak seçilir.

İlk önce tüm depremler bir boyutlu hız modeli kullanılarak yeniden yerleştirilirler. Yeni odak konumlarına göre ışın izleme ile ışın yörüngeleri ve rezidüeller hesaplanır. Yeni rezidüel takımı için ardışık ters çözümler yapılarak hız parametreleri için uygulanacak düzeltmeler belirlenir. Elde edilen düzeltmeler hız parametrelerine uygulanarak yeni bir hız modeli elde edilir ve tüm depremler yeni hız modeline göre yeniden ışın izleme yapılarak yeniden yerleştirilir. Sonuçta yeni bir veri takımı elde edilir. Her bir iterasyon adımında depremler yenilenmiş hız modeline göre yeniden yerleştirildikten sonra yeni modelin bir önceki adımdaki modele göre anlamlı olup olmadığı F-testi yapılarak kontrol edilir. Yapılan F-testi sonucunda varyans azalımı %95 güvenlik seviyesinde anlamlı olmadığı zaman, varyans arttığı veya seyahat zamanı rezidüellerinin ağırlıklı karekök ortalaması önceden belirlenen bir değere eriştiği zaman iterasyonlar durdurulmaktadır [203].

İlk önce 2 km'lik grid açıklığına sahip başlangıç modeli (Model A) ile ilk çalışma sergilenmektedir. 1-Boyutlu başlangıç modeli dört yatay tabakadan oluşmaktadır. 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 hızlar sırasıyla

3.0, 4.3, 5.0, 6.0 km/sn'dir. Bu model için oluşturulan üç tür ödünlülük eğrisi Şekil 24' te 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 küçük kareler çözümünde kullanılmak üzere sönüm parametresi olarak 70 değeri seçilmiştir. Şekil 24 b, c' de görüldüğü gibi ödünlülük eğrisinin 70 değerinin altındaki değerler için salınım yaptığı gözlenmektedir. Bu durumun muhtemelen verideki gürültüden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Bu model için yapılan ters çözüm sonuçları Şekil 25'de verilmiştir. İlk tabakada (1 km derinlik) iki yüksek hızlı anomali belirgin olarak volkanın doğu kısmında ve kuzey-batı kısmında görülmektedir. Kalderanın kuzey kısmında gözlenmeye başlanan düşük hızlı anomali kalderanın ortasına ve güney batı kısmına doğru yayılmaktadır. İkinci tabakada (2 km derinlik) iki yüksek hız anomalisi 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' dir.

Daha sonra veri takımı daha küçük bir sönüm değeri ( $\theta^2 = 50$ ) seçilerek ters çözümü yapıldı. Bu kez bir boyutlu başlangıç modelinde odak lokasyonlarını iyileştirmek amacı ile P-dalga hızı modeli ile birlikte S-dalga hızı modeli de kullanılmıştır (Model A+). S-dalga hızı modelinde hız değerleri, P dalga hızı modelindeki hız değerlerinin 1.9 değerine bölünmesi ile belirlenmiştir. Burada 1.9 değeri, aynı bölgede daha önceki bir çalışmada [182] saptanan  $V_p/V_s=1.9$  oransal değerden dolayı kullanılmıştır ve volkanın altında sığ derinliklerde kireçtaşları olması hipotezi [71] ile uyum içindedir. Ters çözüm sonuçları (Şekil 26) bir önceki sonuçlar ile benzerdir. Aynı hız anomalileri beklenen konumlarda gözlenmektedir. Anomali değişimi daha küçük sönüm parametresi değeri kullanılmasına bağlı olarak biraz daha sıklaşmıştır. Varyans azalımı %55.77 ve son RMS değeri 0.048 sn' dir.

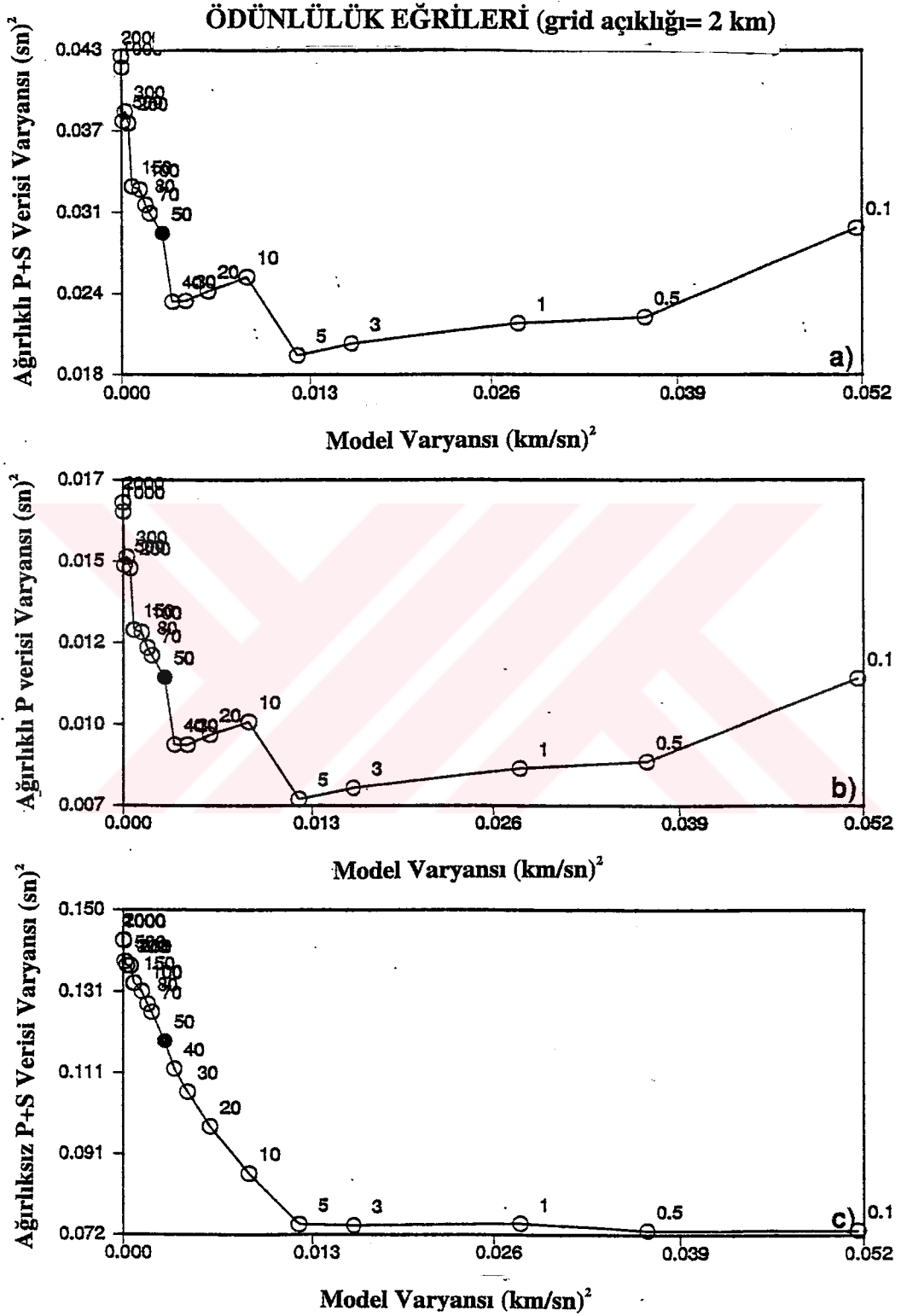
Çalışmanın ikinci adımında yatay yönlerde 1.5 km'lik grid aralığı seçilerek başlangıç modeli oluşturulmuştur (Model B). Yatay tabakalar 1, 2, 4, 6 km derinliklere yerleştirilmiştir. Bir önceki adımda görüldüğü gibi 6 km derinlikte bulunan tabakada hiç

bir 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 daha yoğun bir biçimde model hacmi üç boyutta temsil edilmektedir. Bu model için hesaplanan üç ödünleşme eğrisi Şekil 27’ de görülmektedir. Üç eğri şeklen birbirine benzemektedir. İlk adımda hesaplanan ödünleşme eğrilerine göre dikkat çekici diğer bir nokta ise her üç eğride 50 değerine sahip sönüm parametresi civarında zig-zag şeklinde bir salınım olmasıdır. Her üç eğrinin incelenmesinden ters çözüm için gerekli olan sönüm parametresi değeri olarak 30 değerinin seçilmesinin uygun olacağı düşünölmüştür. Elde edilen ters çözüm sonuçları (Şekil 28) bir önceki adımda elde edilen aynı hız anomalileri ile benzer anomaliler ortaya koymaktadır. İlk tabakada kalderanın güney doğusunda ve kuzey batısında daha yoğun anomali dağılımı ile kendini gösteren yüksek hızlı yapı, ikinci tabakada (derinlik 2 km) kalderanın merkezine doğru birbirine yaklaştıkta ve üçüncü tabakada (derinlik 4 km) kalderanın merkezinde birleşmektedir. Sonuçlara genel olarak bakıldığında kalderanın kuzeyi, merkez bölgesi ve volkanik göllerin bulunduğu güney batı bölgelerinde düşük hız anomalisinin hakim olduğu gözlenmektedir.

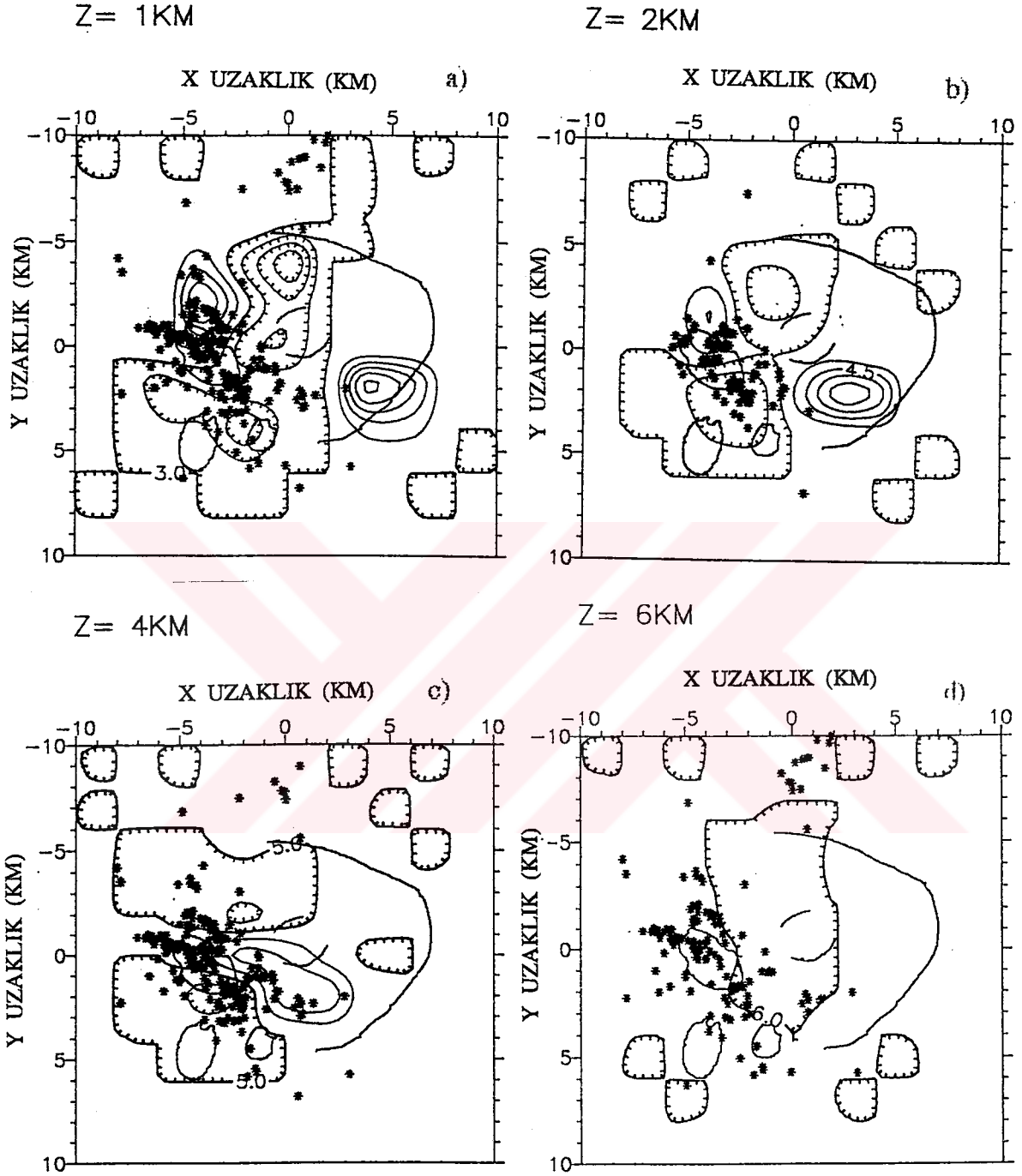
Ters çözüm işlemi sonucunda bu model için ters çözümü yapılan grid noktası sayısı 141’dir. Varyans azalımı %53.32 ve son RMS değeri 0.049 sn’dir. Volkanın kuzey kenarı dışında gözlenen yüksek hız anomalisi bir önceki adımda elde edilen sonuçlarda gözlenmemiştir. Bu durum daha küçük bir sönüm parametresi değeri kullanılmasına veya kuzeyde model hacmi dışında kalan bölgede bulunan depremler nedeniyle ışın yörüngelerinin yapay bir etkisine bağlı olarak meydana gelmiş olabilir.

Çalışmanın son adımında yatay yönlerde 1 km’lik grid açıklığı için 1-boyutlu başlangıç modeli (Model C) oluşturulmuştur. Yatay tabakalar yine 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 29’da görülmektedir. Bu şekillerde ikinci adımda hesap edilen ödünleşme eğrilerinde (Şekil 27) karşılaşılan zig-zag şeklindeki salınımlar gözlenmektedir. Bu kez eğrilerin salınım yapan kısmı daha küçük sönüm parametresi değerlerine, aşığıya doğru ( $\theta^2 = 30$ ) kaymıştır. Bu özelliğin ters çözüm sonuçlarını ne derecede etkilediğini incelemek için eğrilerin salınım yapan kısımları ve civarında farklı sönüm parametreleri kullanılarak ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. İlk önce, eğrilerin değerlendirilmesinden sönüm parametre değerinin 7 olarak

alınmasının ters çözüm işlemi için uygun olacağı düşünülmüştür. Elde edilen sonuçlarda, (Şekil 30) daha önceki adımlarda elde edilen sonuçlara benzer hız anomalileri

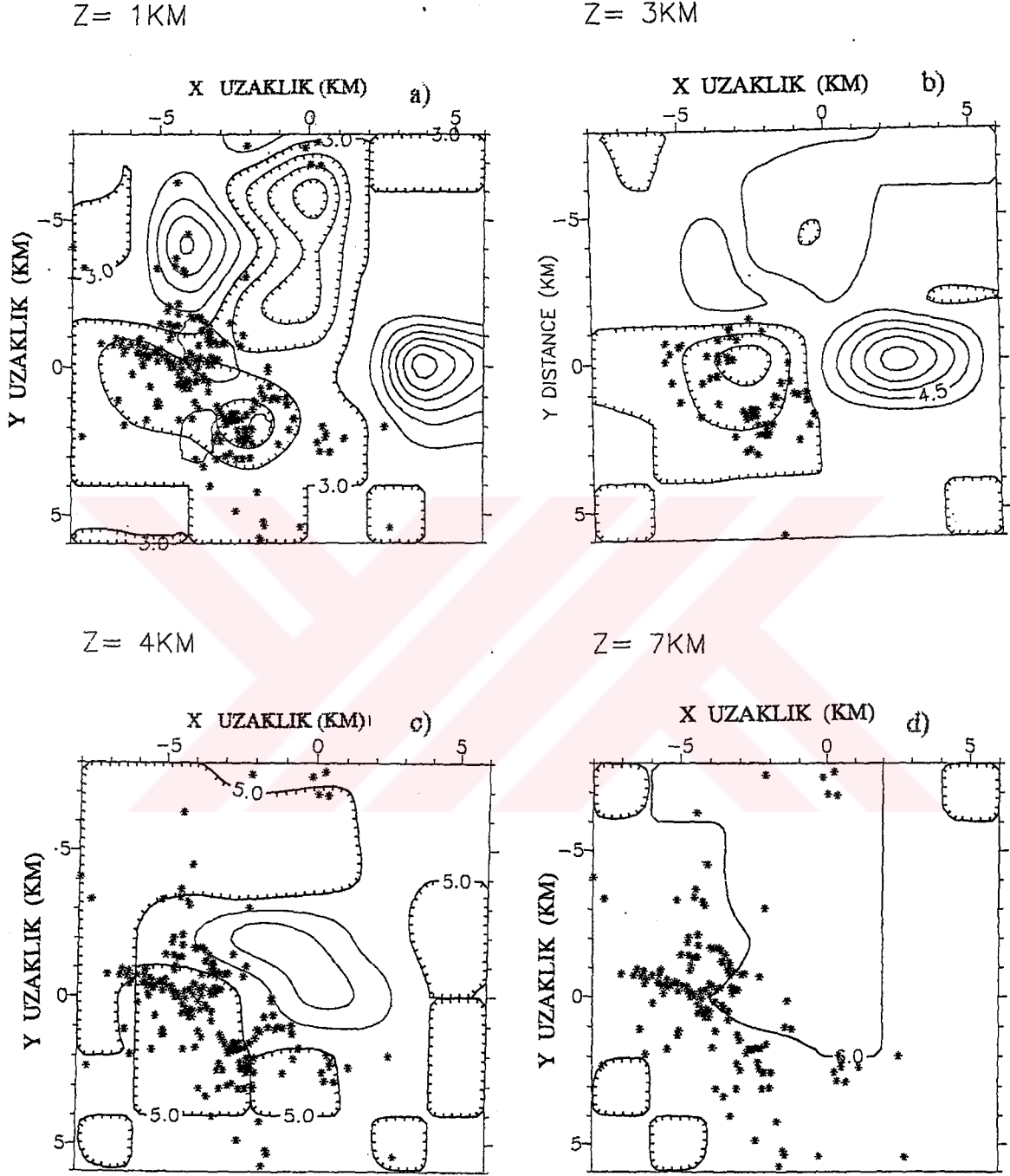


Şekil 24. Model A (grid açıklığı= 2 km) için hesaplanan model varyansı a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S veri varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri.



Şekil 25. P dalgası hız modeli (Model A). Kullanılan sönüm parametresi değeri 70 olup grid açıklığı 2 km'dir. Tabakalar a) 1 km, b) 2 km, c) 4 km, d) 6 km derinliklerde yer almaktadır. İçe dönük çizgiler ile hız azalması ve düz çizgilerle hız artımı ifade edilmektedir. Yıldızlar odakları simgelemekte olup tabakaya olan izdüşümleridir.





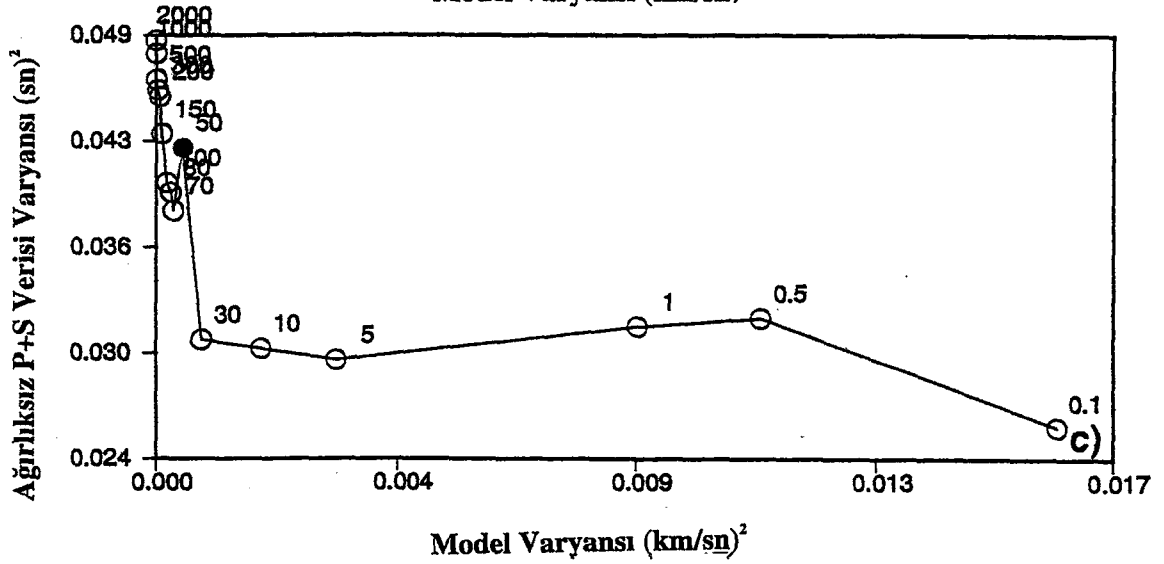
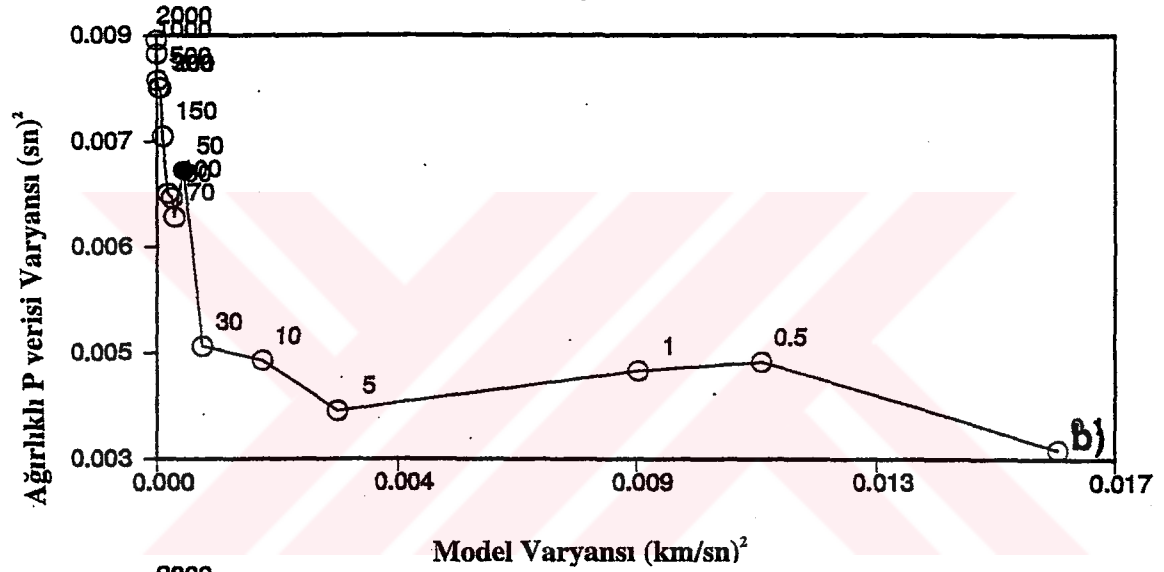
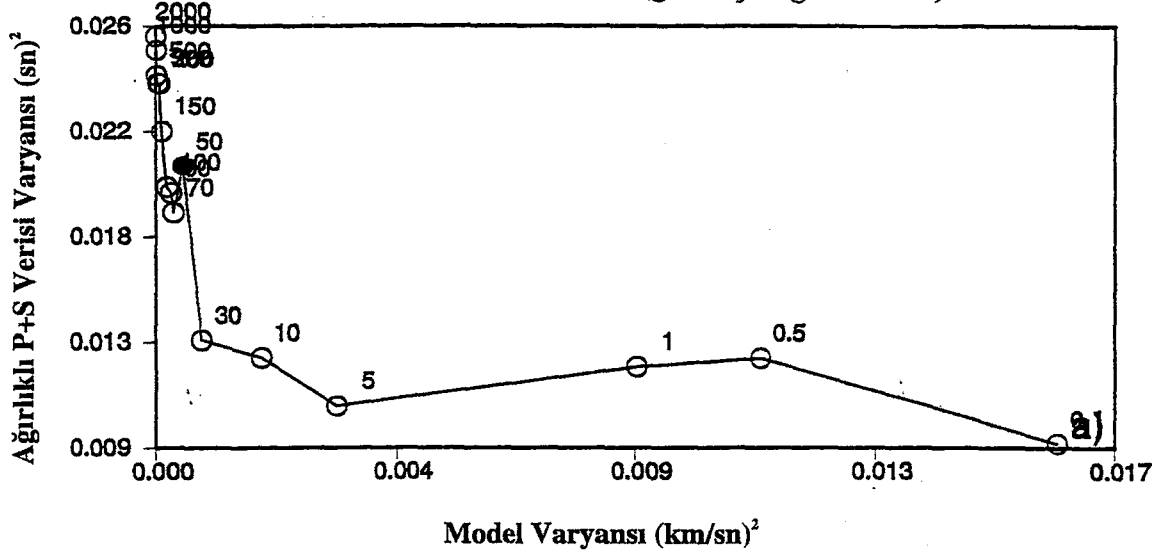
Şekil 26. P dalgası hız modeli (Model A'ya S-dalga hızı modeli eklenmiştir). Kullanılan sönüm parametresi değeri 50 olup grid açıklığı 2 km'dir. Tabakalar a) 1 km, b) 3 km, c) 4 km, d) 7 km derinliklerde yer almaktadır.

yine aynı konumlarda ve biraz daha detaylı olarak elde edilmiştir. Elde edilen hız modeli sonuçlarında ilk tabakada daha belirgin olmak üzere kalderanın kuzeyinde yüksek hızlı anomali görülmektedir. Bu anomali modelin kuzey tarafında dışa doğru yayılmaktadır. Bu durum daha kuzeyde yer alan depremler ile istasyonlar arasındaki yaklaşık birbirine paralel yörünge geometrisinden kaynaklanabilir. Şekil 30 a,b' de sırasıyla B-B' ve A-A' doğrultularında alınmış düşey hız derinlik kesitleri görülmektedir. Bu model için ters çözüm sonucunda ters çözümü yapılan grid noktası sayısı 226, varyans azalımı %55.31 ve veri için son RMS değeri 0.04646 sn'dir.

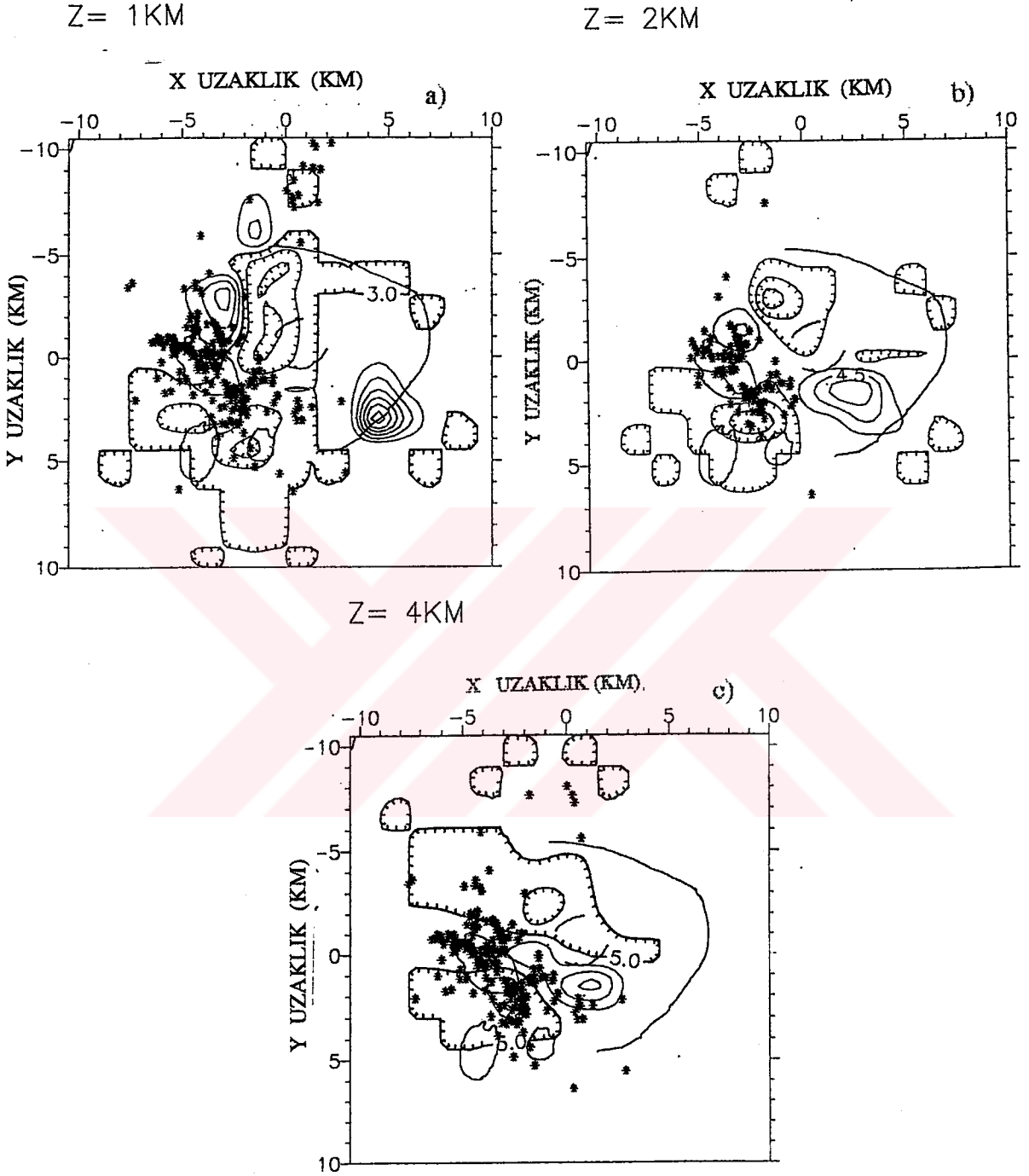
Tomografik kesitlerde yer alan deprem odakları yıldız simgesi ile gösterilmektedir. Kesite göre belirli bir derinlik aralığı içinde dağılmış halde bulunan deprem odakları kesite izdüşürülerek bir anlamda o kesit için episantr dağılımı elde edilmektedir.

Diğer taraftan bu model için üç farklı sönüm parametresi için ( $\theta^2 = 7, 20, 30$ ) yapılan ters çözüm işlemlerinde RMS ve varyans azalımlarını takip etmek için üç ayrı tablo oluşturulmuştur. Bu tablolarda her bir ters çözüm işlemi boyunca ağırlıklandırılmış verinin RMS değişimleri ve bunun yanında ağırlıklandırılmış P+S verisi, ağırlıksız P+S verisi ve model varyanslarının değişimleri adım adım verilmektedir. Tabloların (Tablo 2,3,4) analizinden göze çarpan önemli noktalardan birisi, sönümlü enküçük kareler ters çözümünde daha küçük sönüm parametresi değerleri kullanılması durumunda daha az ters çözüm adımları ile kısa zamanda daha küçük RMS değerlerine ulaşılabilenmektedir. Aynı şekilde ters çözüm işlemlerinde daha büyük sönüm parametresi değerleri kullanılması durumunda çözüme daha fazla ters çözüm adımları ile yakınsama sağlanmaktadır. Bu durumda RMS değerleri küçük sönüm parametresi değerleri kullanılması durumuna göre daha yüksektir. Tablo-2' nin ortaya çıkardığı bu sonuçlara göre ödünleşme eğrilerinin dikkatlice incelenmesiyle seçilecek olan sönüm parametresi değerleri ile verinin ters çözümünün yapılması, veride iyi bir RMS ve varyans azalımı ve model varyanslarında fazla artışa neden olmaksızın kısa ters çözüm adımları ile çözüme ulaşılabilir.

### ÖDÜNLÜLÜK EĞRİLERİ (grid açıklığı= 1.5 km)

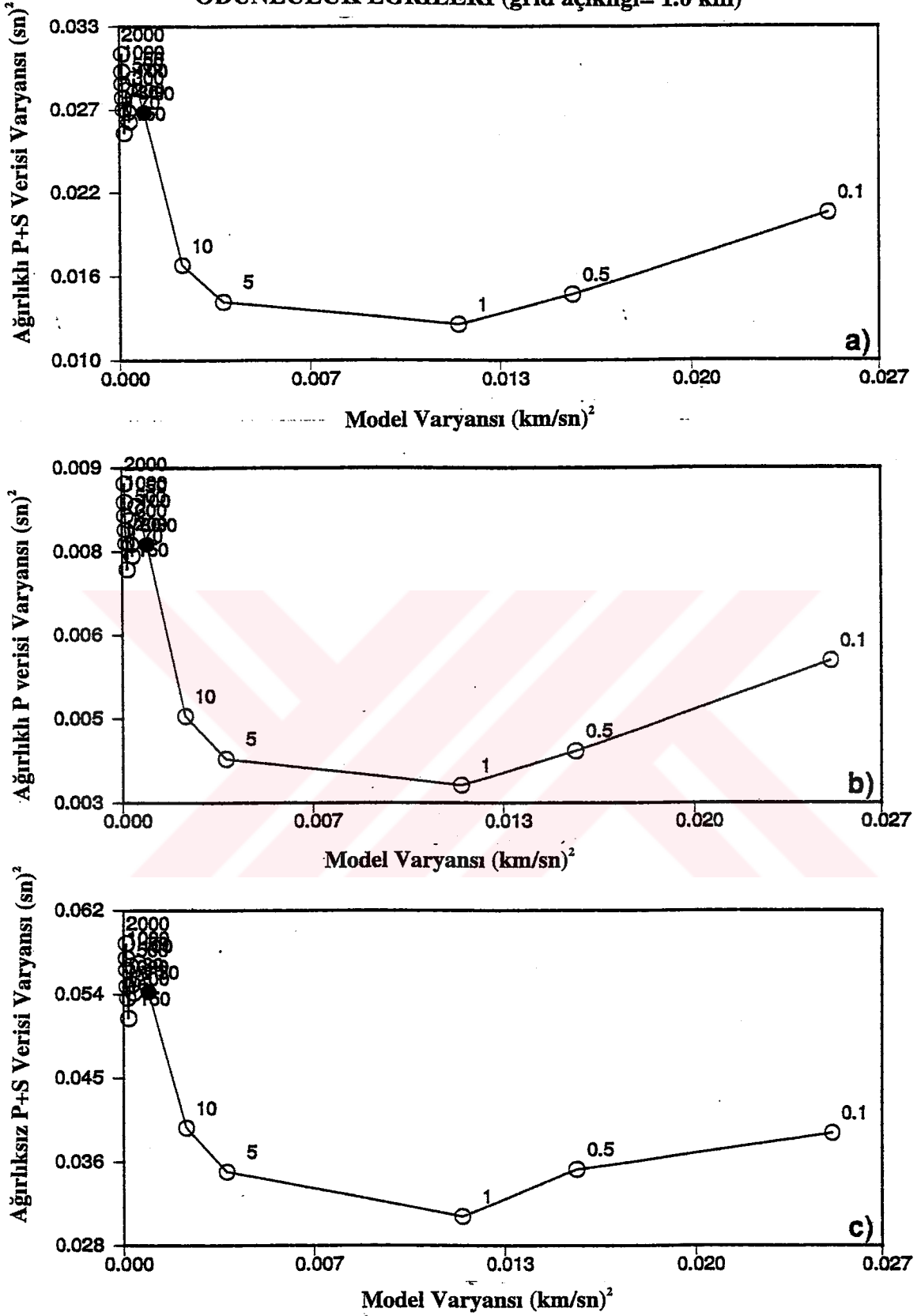


Şekil 27. Model B (grid açıklığı 1.5 km) için hesaplanan model varyansı a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S veri varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri.

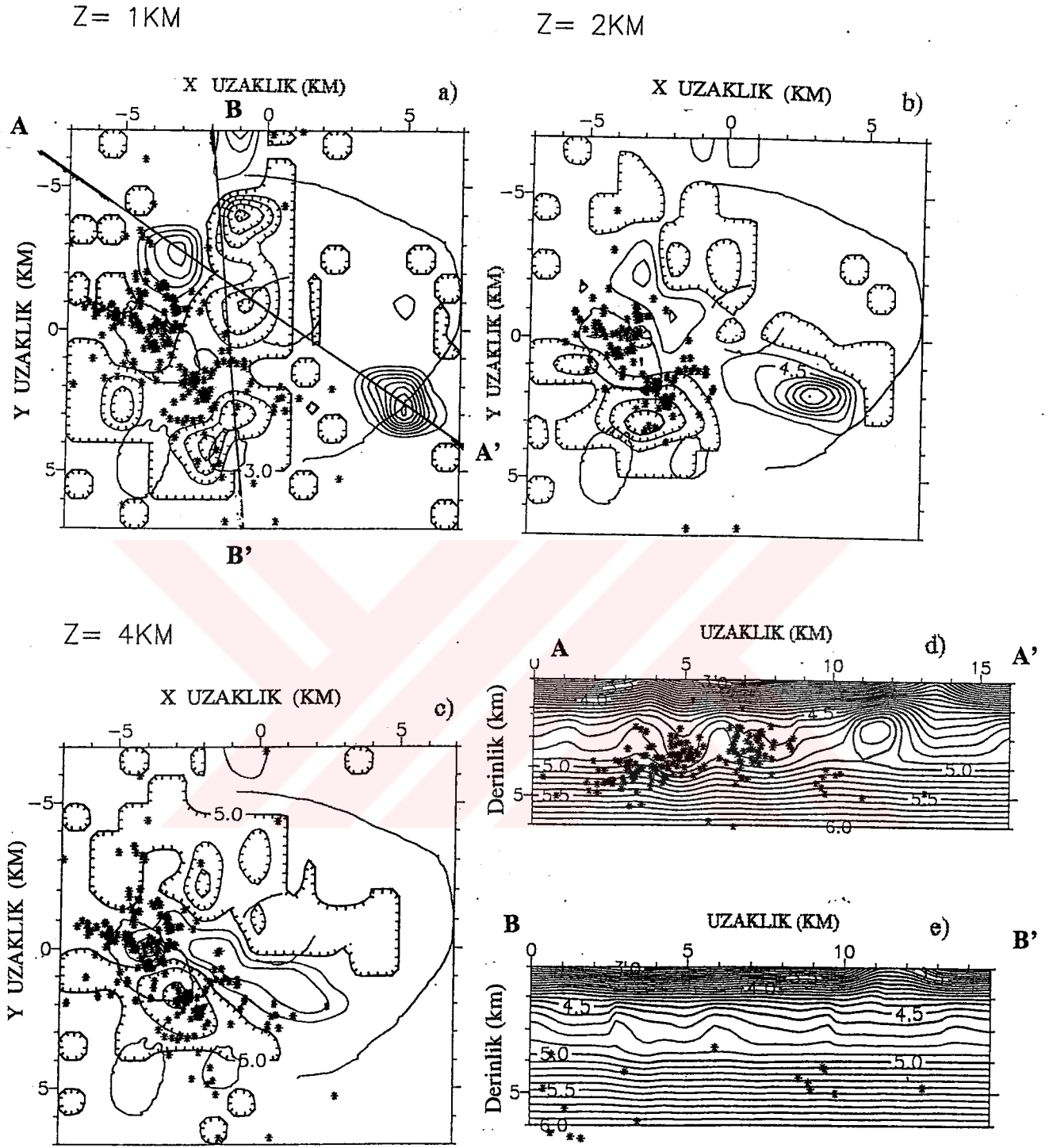


Şekil 28. P dalgası hız modeli (Model B). Kullanılan sönüm parametresi değeri 30 olup grid açıklığı 1.5 km'dir. Tabakalar a) 1 km, b) 2 km, c) 4 km derinliklerde yer almaktadır.

### ÖDÜNLÜLÜK EĞRİLERİ (grid açıklığı= 1.0 km)



Şekil 29. Model C (grid açıklığı = 1 km) için hesaplanan model varyansı a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S veri varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri.





Tablo 2. Sönüm parametresi değeri 30 için ters çözüm adımları boyunca RMS ve VARYANS değişimleri.

RMS (sn) (Ağırlıksız Veri)	RMS (sn) (Ağırlıklı Veri)	VARYANS (sn <sup>2</sup> ) (Ağırlıklı P verisi)	VARYANS (sn <sup>2</sup> ) (Ağırlıksız P+S verisi)	VARYANS (sn <sup>2</sup> ) (Ağırlıklı P+S verisi)	VARYANS (Model) (km/sn) <sup>2</sup>
0.13778	0.10955	0.01200	0.02450	0.01549	0.00079094
0.10307	0.06790	0.00461	0.03103	0.01348	0.00180797
0.10014	0.06203	0.00385	0.02924	0.01123	0.00263710
0.09196	0.05343	0.00285	0.02457	0.00830	0.00319824
0.08954	0.04961	0.00246	0.02325	0.00714	0.00360905
0.08951	0.04936	0.00244	0.02340	0.00712	0.00339847
0.08972	0.04951	0.00245	0.02351	0.00717	0.00319824
0.08987	0.04971	0.00247	0.02359	0.00723	

Tablo 3. Sönüm parametresi değeri 20 için ters çözüm adımları boyunca RMS ve VARYANS değişimleri.

RMS (sn) (Ağırlıksız Veri)	RMS (sn) (Ağırlıklı Veri)	VARYANS (sn <sup>2</sup> ) (Ağırlıklı P verisi)	VARYANS (sn <sup>2</sup> ) (Ağırlıksız P+S verisi)	VARYANS (sn <sup>2</sup> ) (Ağırlıklı P+S verisi)	VARYANS (Model)(km/sn) <sup>2</sup>
0.13778	0.10955	0.01200	0.02450	0.01549	0.00111679
0.10409	0.06722	0.00452	0.03153	0.01317	0.00246242
0.09225	0.05361	0.00287	0.02472	0.00836	0.00333845
0.08089	0.05129	0.00263	0.02408	0.00768	0.00287712
0.09144	0.05188	0.00269	0.02429	0.00783	0.00246242
0.09226	0.05306	0.00282	0.02469	0.00818	

Tablo 4. Sönüm parametresi değeri 7 için ters çözüm adımları boyunca RMS ve VARYANS değişimleri.

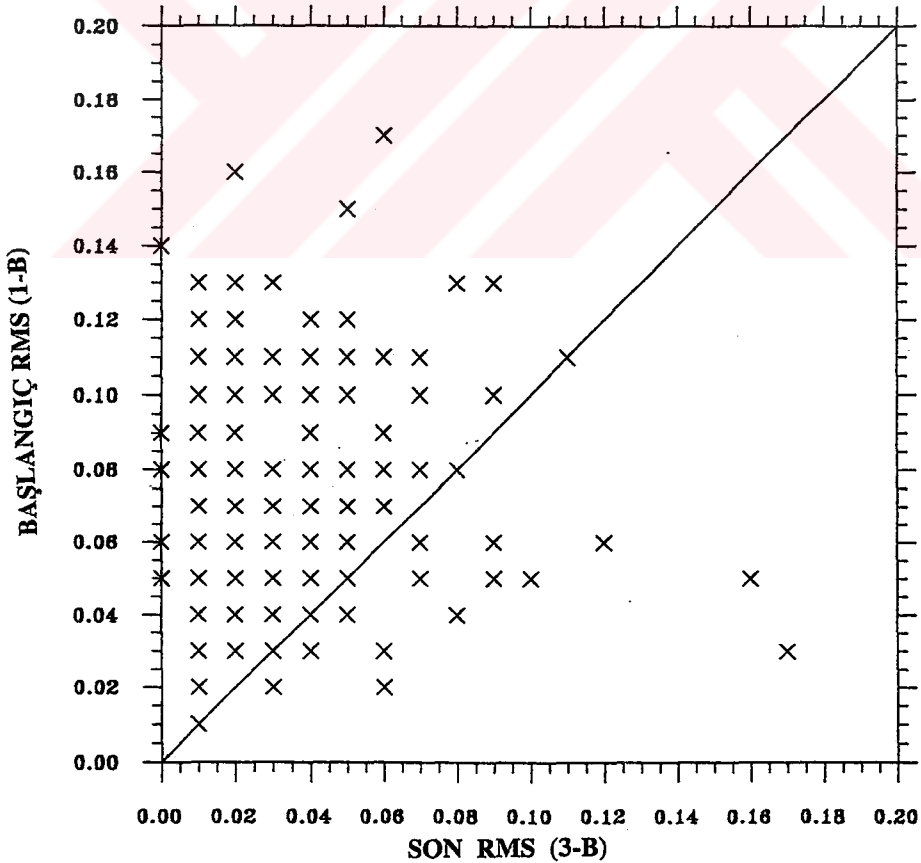
RMS (sn) (Ağırlıksız Veri)	RMS (sn) (Ağırlıklı Veri)	VARYANS (sn <sup>2</sup> ) (Ağırlıklı P verisi)	VARYANS (sn <sup>2</sup> ) (Ağırlıksız P+S verisi)	VARYANS (sn <sup>2</sup> ) (Ağırlıklı P+S verisi)	VARYANS (Model) (km/sn) <sup>2</sup>
0.13778	0.10955	0.01200	0.02633	0.01665	0.00281816
0.10291	0.06393	0.00409	0.03624	0.01400	0.00540808
0.08894	0.04923	0.00242	0.02735	0.00839	0.00681535
0.08976	0.05000	0.00250	0.02786	0.00866	0.00606550
0.08778	0.04646	0.00216	0.02653	0.00744	

### 2.3. Depremlerin Konumlarının Yeniden Belirlenmesi

3000 deprem arasından seçilen 163 deprem kullanılarak hesaplanan üç boyutlu hız modeli, depremlerin yeniden yerleştirilmesinde kullanılmıştır. Bir boyutlu model ile üç boyutlu modelin deprem lokasyonunda kullanılması durumunda, ikisi arasındaki farkı irdeliyebilmek için, verinin ilk RMS değerleri, ters çözüm sonucunda elde edilen son RMS değerlerine göre değişimi incelenmiştir (Şekil 31). Şekil 31' den görüldüğü gibi depremlerin büyük bir çoğunluğunda oldukça büyük RMS azalımı görülmektedir. Diğer

bir anlamda odak belirlenmesinde tomografik ters çözüm sonucunda bulunan üç boyutlu heterojen modelin kullanılması ile önemli bir ilerleme kaydedilmiştir. Üç boyutlu modele göre yeniden yerleştirilen az sayıda bir kaç deprem için daha büyük RMS değerleri bulunmuştur. Bu depremler genelde volkanik bölgenin kuzey kısmında yer almakta olup, üç boyutlu modelde bu kısım düşük ışın yoğunluğu sebebiyle iyi örneklenmemiştir. Bundan dolayı ters çözüm boyunca bu bölgedeki grid noktaları sabit tutulmaktadır. Dolayısıyla bu bölgede yer alan depremlerin yeniden yerleştirilmeleri esnasında modelin ters çözümü yapılan kısmındaki sürekli değişmelere bağlı olarak işlem süresince sistematik hatalar yapılmasına neden olabilir. Bunun sonucu olarak büyük RMS değerleri bulunmuş olabilir.

Chiarrabba ve diğ. [68] aynı veri takımının ters çözümünden buldukları 3-boyutlu model ile yaptıkları odak belirleme çalışmalarında 3-boyutlu yaklaşımın odak belirlemede ışınlarla iyi örneklenmiş merkezi bölge için, 0.7 km den daha az hata ile çok daha doğru olarak çalıştığını tespit etmişlerdir.



Şekil 31. Depremlerin başlangıç ve son RMS değerleri arasındaki ilişkisi.

## 2.4. Ayrımlılık Analizleri

Üç ayrı grid açıklığı (2 km, 1.5 km, 1 km) için elde edilen modeller (Model A, Model B, Model C) üzerinde yapılan ayrımlılık analizleri sonuçları Şekil 32,33 ve Şekil 34,35’de sırasıyla her bir grid noktası için hesaplanan yayılma fonksiyonları ve ayrımlılık matrisinin diyagonal elemanları cinsinden verilmektedir. Bu şekillerde iyi çözümlenmemiş grid noktaları, bir nokta ile temsil edilmektedir. Her iki model için (grid açıklığı 2 ve 1.5 km) göze çarpan önemli bir nokta ilk tabakadan itibaren derine doğru gidildikçe çözümlenmiş grid noktası sayısının azalması ve çözümlenen grid noktalarının kalderanın merkezine doğru yoğunlaşmasıdır. Bu durum bölgedeki deprem ve istasyon dağılımı ile doğrudan ilgili ve buna bağlı olarak ışın yörüngelerinin yoğunluğuna ve dağılımına bağlıdır. Diğer taraftan, Şekil 15’ den görüldüğü gibi bölgedeki depremler sığ derinliklerde (1-5 km) daha yoğun olup daha derine doğru inildikçe sayıları azalmaktadır. Buundan dolayı 3. tabakadaki (4 km derinlik) ışınlar için çözümlenmiş ışın sayısı daha yukarlarda yer alan tabakalara göre daha azdır. Her iki model için yayılma fonksiyonu değerlerine baktığımızda grid açıklığı 1.5 km olan modelin diğerine göre genel olarak daha küçük değerler aldığını, yani daha iyi çözümlenmiş olduğu gözlenmektedir. 1 km’lik grid açıklığına sahip model için hesaplanan yayılma fonksiyonu değerleri ve diyagonal eleman değerleri bu iki modele göre çok daha kötü olduğu için burada sunulmamıştır.

Şekil 32,33 ve Şekil 34,35’den ortaya çıkan sonuca göre modelin orta kesimi ve derine doğru inildikçe merkezi kesimi iyi çözümlenmiştir. Model içerisinde iyi çözümlenmiş grid noktalarının dağılımı, ters çözüm sonucunda 3-boyutlu modellerde belirlenen düşük ve yüksek hızlı anomalilerin (yüksek hızlı, boynuz şeklinde bir yapı) eldeki veri takımı ile belirlenebileceğini ve bulunan modelin ne kadar gerçekçi olduğunu göstermektedir.

Model A, Model A+ (P-hızı modeline bir S-hızı modeli eklenmiş), Model B ve Model C için Gözlem Matrisi ve Türevsel Ağırlıklı Toplam değerleri sırasıyla Şekil 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43’ te verilmiş olup modelin orta kesimindeki grid noktaları ışınlarla en fazla aydınlanan noktalar olduğunu ortaya koymaktadır. Şekil 32- Şekil 43 arasındaki tüm şekillerde daha güvenilir ve anlamlı olan değerler diğerlerine göre daha koyu basılmıştır.











## GÖZLEM MATRİSİ

(Sabit tutulan grid noktalarına 0 değeri atanmıştır)

tabaka 2		P-hızı grid noktaları			z = 1.0 km					
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	654	654	0	0	0	0	0
0	0	0	20	660	703	0	0	0	0	0
0	0	3	586	701	588	0	0	0	0	0
0	0	123	607	712	712	52	379	379	0	0
0	0	658	673	709	706	326	396	392	0	0
0	0	708	708	396	189	235	508	460	0	0
0	0	646	667	593	234	14	460	460	0	0
0	0	0	8	562	25	0	0	0	0	0
0	0	0	0	15	15	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
tabaka 3		P-hızı grid noktaları			z = 2.0 km					
0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0
0	0	0	0	43	39	0	0	0	0	0
0	0	8	166	666	407	10	0	0	0	0
0	3	13	382	697	606	10	18	0	0	0
0	3	206	654	694	551	215	211	16	0	0
0	17	446	703	669	575	459	438	40	0	0
0	9	561	677	600	467	465	508	77	0	0
0	5	123	508	587	220	106	200	9	0	0
0	0	0	7	44	29	6	6	0	0	0
0	0	0	0	15	6	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
tabaka 4		P-hızı grid noktaları			z = 4.0 km					
0	0	0	0	3	25	12	0	0	0	0
0	0	3	4	30	35	22	0	0	0	0
0	2	8	64	251	55	31	16	0	0	0
0	5	61	375	668	215	38	33	0	0	0
0	15	191	563	696	437	209	61	16	0	0
0	34	285	676	685	590	449	146	30	0	0
0	9	253	627	588	523	466	234	0	0	0
0	5	27	252	364	110	60	20	0	0	0
0	0	1	17	41	18	9	6	0	0	0
0	0	0	0	0	2	2	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
tabaka 5		P-hızı grid noktaları			z = 6.0 km					
0	0	0	0	3	29	26	0	0	0	0
0	0	3	3	24	35	31	12	0	0	0
0	2	5	6	42	40	37	25	0	0	0
0	5	16	68	70	46	36	30	0	0	0
0	12	95	231	230	70	32	35	0	0	0
0	12	130	255	306	204	13	5	0	0	0
0	7	27	90	186	117	27	2	0	0	0
0	5	10	29	47	39	15	7	0	0	0
0	0	1	6	16	20	7	4	0	0	0
0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Şekil 36. Model A için tüm P hızı grid noktalarındaki gözlem matrisi değerleri.

## TÜREVSEL AĞIRLIKLI TOPLAM

tabaka 2		P-hızı grid noktaları		z = 1.0 km						
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	386	229	0	0	0	0	0
0	0	0	3	2232	1082	0	0	0	0	0
0	0	2	716	1305	1663	0	0	0	0	0
0	0	35	2018	2128	1582	10	264	50	0	0
0	0	1273	1696	1539	1468	133	1395	311	0	0
0	0	1993	1623	274	278	95	1642	997	0	0
0	0	694	685	2585	405	6	381	346	0	0
0	0	0	2	543	11	0	0	0	0	0
0	0	0	0	35	13	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

tabaka 3		P-hızı grid noktaları		z = 2.0 km						
0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
0	0	0	0	52	116	0	0	0	0	0
0	0	1	79	1033	329	3	0	0	0	0
0	1	15	481	2404	641	3	18	0	0	0
0	0	244	2115	2505	579	193	172	10	0	0
0	7	912	2894	2506	922	1006	536	46	0	0
0	6	741	2433	2309	791	1293	963	33	0	0
0	1	54	638	1243	158	72	102	4	0	0
0	0	0	5	82	33	7	4	0	0	0
0	0	0	0	2	3	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

tabaka 4		P-hızı grid noktaları		z = 4.0 km						
0	0	0	0	2	26	6	0	0	0	0
0	0	2	7	58	310	34	0	0	0	0
0	1	28	100	314	391	67	19	0	0	0
0	61	144	810	1274	367	94	117	0	0	0
0	45	774	3017	2543	688	196	190	6	0	0
0	39	1521	4435	3917	1895	678	121	16	0	0
0	36	348	1976	3399	1589	884	110	0	0	0
0	2	26	328	651	249	139	40	0	0	0
0	0	2	19	101	84	46	19	0	0	0
0	0	0	0	0	7	2	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

tabaka 5		P-hızı grid noktaları		z = 6.0 km						
0	0	0	0	62	265	177	0	0	0	0
0	0	1	2	90	654	364	17	0	0	0
0	1	8	25	205	481	237	62	0	0	0
0	35	38	104	208	181	119	76	0	0	0
0	8	124	338	294	129	25	39	0	0	0
0	9	240	425	435	163	22	2	0	0	0
0	50	140	281	392	153	69	7	0	0	0
0	3	16	182	276	134	49	9	0	0	0
0	0	34	87	107	71	23	11	0	0	0
0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Şekil 37. Model A için P-hızı grid noktalarındaki türevsel ağırlıklı toplam (DWS) değerleri.

## GÖZLEM MATRİSİ

(Sabit tutulan grid noktalarına 0 değeri atanmıştır)

tabaka 2		P-hızı grid noktaları		z = 1.0 km						
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	654	654	0	0	0	0	0
0	0	0	18	660	703	0	0	0	0	0
0	0	3	586	704	592	0	0	0	0	0
0	0	119	605	712	712	55	379	379	0	0
0	0	664	673	709	706	324	394	392	0	0
0	0	708	708	394	198	312	510	460	0	0
0	0	646	667	593	237	14	460	460	0	0
0	0	0	4	562	22	0	0	0	0	0
0	0	0	0	15	15	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
tabaka 3		P-hızı grid noktaları		z = 2.0 km						
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	37	39	2	0	0	0	0
0	0	2	164	666	360	8	0	0	0	0
0	0	13	391	697	587	15	18	0	0	0
0	3	202	654	696	551	219	212	16	0	0
0	9	445	703	680	609	474	438	31	0	0
0	11	535	677	602	523	469	503	50	0	0
0	5	109	495	579	214	98	149	7	0	0
0	0	0	8	44	27	6	4	0	0	0
0	0	0	0	15	4	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
tabaka 4		P-hızı grid noktaları		z = 4.0 km						
0	0	0	0	3	22	5	0	0	0	0
0	0	0	1	27	35	23	0	0	0	0
0	2	8	54	188	46	34	16	0	0	0
0	5	50	363	651	205	39	36	0	0	0
0	12	193	532	699	432	202	59	15	0	0
0	24	282	661	695	571	420	114	30	0	0
0	9	259	608	595	538	450	187	0	0	0
0	5	20	238	314	82	51	18	0	0	0
0	0	1	1	37	20	6	4	0	0	0
0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
tabaka 5		P-hızı grid noktaları		z = 6.0 km						
0	0	0	0	3	29	26	0	0	0	0
0	0	0	0	22	35	32	11	0	0	0
0	2	5	6	42	40	37	19	0	0	0
0	5	16	55	65	45	36	30	0	0	0
0	12	94	196	189	59	31	30	0	0	0
0	12	112	219	247	162	8	0	0	0	0
0	7	25	58	140	85	11	2	0	0	0
0	5	6	19	32	24	10	7	0	0	0
0	0	1	6	18	13	7	4	0	0	0
0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Şekil 38. Model A+ (P hızı modeline bir S-hızı modeli eklenmiş) için tüm P-hızı grid noktalarındaki gözlem matrisi değerleri.

## TÜREVSEL AĞIRLIKLI TOPLAM

tabaka 2		P-hızı grid noktaları		z = 1.0 km						
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	373	224	0	0	0	0	0
0	0	0	3	2281	1098	0	0	0	0	0
0	0	1	687	1372	1654	0	0	0	0	0
0	0	36	2002	2182	1610	12	265	48	0	0
0	0	1247	1707	1450	1395	155	1396	298	0	0
0	0	1950	1646	319	283	144	1763	962	0	0
0	0	682	679	2589	391	5	381	330	0	0
0	0	0	2	532	11	0	0	0	0	0
0	0	0	0	35	13	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
tabaka 3		P-hızı grid noktaları		z = 2.0 km						
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	46	118	1	0	0	0	0
0	0	0	77	961	321	4	0	0	0	0
0	0	12	485	2417	604	4	29	0	0	0
0	2	227	2082	2711	621	192	156	5	0	0
0	4	888	2992	2884	1057	1027	480	43	0	0
0	5	750	2433	2606	957	1443	861	27	0	0
0	1	49	611	1177	147	67	81	4	0	0
0	0	0	5	76	37	7	2	0	0	0
0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
tabaka 4		P-hızı grid noktaları		z = 4.0 km						
0	0	0	0	2	14	4	0	0	0	0
0	0	0	0	58	327	56	0	0	0	0
0	1	11	83	286	407	82	23	0	0	0
0	43	132	779	1161	349	104	97	0	0	0
0	32	699	2869	2367	612	193	174	6	0	0
0	29	1489	4322	3781	1809	551	106	15	0	0
0	31	363	1790	2945	1475	745	66	0	0	0
0	2	22	302	593	218	109	33	0	0	0
0	0	2	15	86	66	32	19	0	0	0
0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
tabaka 5		P-hızı grid noktaları		z = 6.0 km						
0	0	0	0	36	379	185	0	0	0	0
0	0	0	0	60	582	318	16	0	0	0
0	0	2	28	154	494	206	52	0	0	0
0	24	27	89	178	196	109	69	0	0	0
0	4	100	282	214	96	20	34	0	0	0
0	6	216	337	312	91	18	0	0	0	0
0	28	127	206	270	92	51	4	0	0	0
0	1	12	107	205	111	57	11	0	0	0
0	0	37	80	64	54	35	22	0	0	0
0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Şekil 39. Model A+ (P-hızı modeline bir S-hızı modeli eklenmiş) için P-hızı grid noktalarındaki türevsel ağırlıklı toplam (DWS) değerleri.

## GÖZLEM MATRİSİ

(Sabit tutulan grid noktalarına 0 değeri atanmıştır)

tabaka 2		P-hızı grid noktaları				z = 1.0 km							
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	5	654	33	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	235	654	62	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	8	249	692	519	4	0	0	0	0	0
0	0	0	2	584	600	514	522	0	0	0	0	0	0
0	0	0	24	531	593	709	709	8	231	379	0	0	0
0	0	0	650	653	294	706	706	69	352	386	0	0	0
0	0	0	691	697	202	166	117	16	409	506	460	0	0
0	0	0	646	646	470	551	165	10	393	460	460	0	0
0	0	0	20	24	551	558	177	4	2	10	4	0	0
0	0	0	0	0	547	562	6	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	15	4	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	4	15	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

tabaka 3		P-hızı grid noktaları				z = 2.0 km							
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	2	49	34	3	0	0	0	0	0
0	0	0	0	8	301	656	63	19	0	0	0	0	0
0	0	0	5	62	465	683	173	22	2	0	0	0	0
0	0	0	10	232	644	663	340	16	24	23	0	0	0
0	0	3	132	516	667	656	318	220	240	69	0	0	0
0	0	9	224	619	648	605	457	381	386	266	2	0	0
0	0	10	325	667	601	465	438	454	475	380	2	0	0
0	0	5	182	462	550	518	251	305	424	401	0	0	0
0	0	0	11	42	392	408	29	14	16	13	0	0	0
0	0	0	0	0	13	33	6	6	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	15	6	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

tabaka 4		P-hızı grid noktaları				z = 4.0 km							
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	10	26	19	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	1	27	35	30	0	0	0	0	0
0	0	0	0	8	62	85	46	35	18	2	0	0	0
0	0	5	5	95	388	556	84	36	29	16	0	0	0
0	0	5	41	238	555	636	121	33	39	27	0	0	0
0	0	15	135	375	653	633	313	199	65	35	0	0	0
0	3	20	189	434	657	620	417	349	196	36	0	0	0
0	0	9	160	448	600	546	483	451	315	32	0	0	0
0	0	5	27	244	494	335	195	299	234	9	0	0	0
0	0	0	1	23	60	69	37	24	16	4	0	0	0
0	0	0	3	1	14	28	16	6	4	4	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Şekil 40. Model-B için tüm P hızı grid noktalarındaki gözlem matrisi değerleri.



## TÜREVSEL AĞIRLIKLI TOPLAM

tabaka 2 P-hızı grid noktaları z = 1.0 km

0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	1	906	33	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	80	3023	44	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	4	102	1006	1007	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	663	1562	754	682	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	7	515	1059	2285	1190	1	97	378	0	0	0	0
0	0	0	664	1825	156	1451	662	13	446	1314	0	0	0	0
0	0	0	814	1907	123	90	34	3	182	805	172	0	0	0
0	0	0	1271	1409	356	639	413	3	199	1673	558	0	0	0
0	0	0	7	16	1327	1783	76	6	0	7	0	0	0	0
0	0	0	0	0	29	84	1	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	61	1	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

tabaka 3 P-hızı grid noktaları z = 2.0 km

0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	77	113	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	5	128	628	139	6	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	2	32	843	1947	204	5	0	0	0	0	0	0
0	0	0	10	205	896	1611	331	4	13	24	0	0	0	0
0	0	1	118	1431	2406	1282	256	186	202	95	0	0	0	0
0	0	3	387	1710	1738	1500	384	483	545	129	1	0	0	0
0	0	4	495	1923	1861	1422	518	941	852	276	2	0	0	0
0	0	3	65	592	1471	1050	182	283	593	218	0	0	0	0
0	0	0	9	66	329	281	38	24	24	16	0	0	0	0
0	0	0	0	0	8	52	21	4	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	5	2	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

tabaka 4 P-hızı grid noktaları z = 4.0 km

0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	3	47	15	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	6	84	312	55	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	38	50	205	262	67	10	1	0	0	0	0
0	0	20	31	148	454	597	270	62	63	23	0	0	0	0
0	0	62	73	582	1045	931	189	49	88	51	0	0	0	0
0	0	28	447	2047	2392	1454	418	212	139	50	0	0	0	0
0	0	13	700	2390	2507	2127	791	362	103	46	0	0	0	0
0	0	35	265	1054	2288	2438	1268	1026	197	14	0	0	0	0
0	0	15	27	210	1014	801	422	348	101	11	0	0	0	0
0	0	0	11	60	198	197	94	85	52	7	0	0	0	0
0	0	0	0	3	16	44	47	20	18	1	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Şekil 41. Model B için P-hızı grid noktalarındaki türevsel ağırlıklı toplam (DWS) değerleri.

## GÖZLEM MATRİSİ

(Sabit tutulan grid noktalarına 0 değeri atanmıştır)

tabaka 2 P-hızı grid noktaları					z = 1.0 km									
0	0	0	0	2	654	654	30	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	15	613	654	24	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	39	563	684	519	4	0	0	0	0	0	0
0	0	0	25	51	307	579	519	4	0	0	0	0	0	0
0	0	16	584	584	222	464	344	17	0	0	0	0	0	0
0	0	79	525	545	195	712	709	4	0	0	21	19	0	0
0	8	123	194	289	424	706	706	2	46	215	369	379	0	0
0	648	648	443	112	274	379	219	14	105	315	379	379	0	0
0	658	673	358	128	108	154	45	8	27	86	66	40	16	0
0	505	618	284	99	64	127	73	0	19	244	424	460	460	0
0	646	646	217	341	376	226	161	8	2	82	420	460	460	0
0	15	29	36	425	552	242	163	4	0	0	10	9	0	0
0	0	0	0	427	547	53	0	4	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	13	17	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	15	15	0	0	0	0	0	0	0	0

tabaka 3 P-hızı grid noktaları					z = 2.0 km									
0	0	0	0	2	17	36	32	7	0	0	0	0	0	0
0	0	2	5	70	419	291	40	11	0	0	0	0	0	0
0	0	5	21	262	622	475	58	12	0	0	0	0	0	0
0	0	5	108	382	630	491	81	10	0	7	15	0	0	0
3	5	32	209	475	583	569	230	15	0	13	21	11	0	0
3	16	148	468	648	588	382	143	37	23	14	26	19	0	0
9	56	251	458	627	611	468	175	200	204	224	156	23	0	0
9	104	381	434	524	500	385	255	314	313	352	258	41	0	0
11	152	508	575	461	419	346	293	373	375	296	105	40	8	0
5	221	522	544	474	440	328	227	314	425	411	428	179	0	0
5	37	296	372	485	408	257	80	59	106	208	337	45	0	0
0	1	22	139	322	391	99	25	18	13	16	16	7	0	0
0	0	0	7	28	47	37	8	6	6	6	4	0	0	0
0	0	0	0	3	15	19	6	2	2	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	13	17	6	0	0	0	0	0	0	0

tabaka 4 P-hızı grid noktaları					z = 4.0 km									
0	0	0	0	1	8	33	34	27	12	12	0	0	0	0
0	0	5	8	26	57	41	40	26	11	15	5	0	0	0
2	2	8	32	158	196	92	49	28	15	23	15	0	0	0
5	5	29	134	326	408	185	66	24	18	29	19	0	0	0
5	9	76	224	414	547	271	70	16	17	31	25	5	0	0
9	36	152	320	481	532	344	93	46	34	34	34	8	0	0
15	96	200	413	598	594	463	260	189	146	50	34	16	0	0
15	106	269	415	561	590	542	396	332	210	120	45	23	0	0
15	102	326	449	523	512	471	432	402	337	116	38	17	0	0
5	18	209	334	470	414	332	314	345	397	297	63	0	0	0
5	7	39	205	340	269	151	81	68	52	50	14	0	0	0
0	1	13	26	77	64	49	36	22	16	16	8	0	0	0
0	1	1	13	26	38	30	19	17	12	9	4	0	0	0
0	0	0	1	3	7	14	6	2	6	4	0	0	0	0
0	0	0	0	0	2	4	2	2	0	0	0	0	0	0

Şekil 42. Model C için tüm P hızı grid noktalarındaki gözlem matrisi değerleri.

## TÜREVSEL AĞIRLIKLİ TOPLAM

	tabaka 2 P-hızı grid noktaları				z = 1.0 km											
0	0	0	0	0	272	883	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	2	894	1381	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	5	383	434	172	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	12	86	83	972	794	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	9	720	1012	118	593	254	4	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	23	654	883	148	412	175	1	0	0	12	9	0	0	0	0
0	6	85	75	114	669	2315	673	1	6	96	345	247	0	0	0	0
0	128	1495	305	34	255	734	188	5	22	243	746	441	0	0	0	0
0	74	987	529	54	61	82	24	1	4	22	19	31	2	0	0	0
0	429	1020	192	60	33	81	22	0	1	95	567	856	151	0	0	0
0	673	1336	204	171	298	322	271	4	0	16	292	943	270	0	0	0
0	5	33	12	505	1473	153	86	9	0	0	5	6	0	0	0	0
0	0	0	0	158	881	32	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	6	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	30	38	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

	tabaka 3 P-hızı grid noktaları				z = 2.0 km											
0	0	0	0	1	17	103	91	1	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	4	27	221	111	80	3	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	1	16	189	818	377	88	4	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	3	53	391	807	433	76	4	0	2	5	0	0	0	0	0
1	8	25	125	383	753	597	167	4	0	5	30	2	0	0	0	0
3	12	178	541	894	678	465	98	19	12	12	48	12	0	0	0	0
2	42	365	755	1335	1043	336	104	140	195	187	58	8	0	0	0	0
5	139	545	722	810	653	446	157	201	331	334	113	28	0	0	0	0
3	202	670	852	736	779	448	232	238	258	153	78	60	0	0	0	0
1	121	587	630	925	807	429	177	231	466	763	479	38	0	0	0	0
0	13	119	425	684	680	240	64	31	46	102	118	10	0	0	0	0
0	4	43	95	283	236	84	24	8	9	18	24	3	0	0	0	0
0	0	0	6	31	74	37	5	3	8	3	2	0	0	0	0	0
0	0	0	0	4	19	28	12	1	1	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	4	9	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0

	tabaka 4 P-hızı grid noktaları				z = 4.0 km											
0	0	0	0	7	45	104	291	84	4	2	0	0	0	0	0	0
0	0	5	24	19	64	90	126	43	4	14	1	0	0	0	0	0
4	7	17	49	94	194	86	122	28	8	29	11	0	0	0	0	0
33	23	40	146	292	319	130	122	17	14	36	31	0	0	0	0	0
38	39	128	354	496	423	180	78	18	19	40	39	2	0	0	0	0
17	42	263	633	780	495	256	92	48	33	49	41	4	0	0	0	0
39	293	779	1136	1330	837	472	235	155	78	55	54	9	0	0	0	0
18	278	743	1278	1233	934	748	437	258	99	40	46	11	0	0	0	0
6	136	438	699	861	1064	716	551	467	252	60	16	2	0	0	0	0
21	57	144	310	747	999	493	391	388	334	160	17	0	0	0	0	0
1	4	14	152	374	399	185	161	102	60	24	10	0	0	0	0	0
0	4	13	45	131	154	70	44	33	40	31	9	0	0	0	0	0
0	1	4	9	41	95	70	35	18	33	31	4	0	0	0	0	0
0	0	0	2	6	17	27	25	14	4	3	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	4	6	9	6	0	0	0	0	0	0	0	0

Şekil 43. Model C için P-hızı grid noktalarındaki türevsel ağırlıklı toplam (DWS) değerleri.

### 3. BULGULAR

Alban Tepeleri Volkanik bölgesinin üç boyutlu detaylı P dalga hızları görüntüsünü ortaya çıkarmak amacıyla yerel sismik tomografi çalışması yapılmıştır. Veri olarak bölgede 1989-1990 sismik aktivitesi boyunca meydana gelen yerel depremler kullanılmıştır. Sönümlü en küçük kareler çözümünde gerekli olan 1-boyutlu başlangıç modeli bölgenin jeolojisinden yola çıkılarak oluşturulmuştur. İncelenilecek olan model hacmi üç boyutta grid ağı ile temsil edilmektedir.

Alban Tepeleri Volkanik bölgesinin altının detaylı P-dalga hızı görüntülerini ortaya çıkarmak için üç ayrı grid açıklığına göre (2 km, 1.5 km, 1 km) üç ayrı model (Model A, Model B, Model C) üzerinde çalışılmıştır. Her bir model için üç ayrı veri durumu (Ağırlıklı P+S verisi, Ağırlıklı P verisi ve Ağırlıksız P verisi) için ödünleşme analizleri yapılarak sönümlü en küçük kareler çözümü için uygun sönüm parametresi belirlenmiştir.

İlk model 2 km'lik grid açıklığına sahip olup 4 tabakadan oluşmakta ve tabakalar sırasıyla 1, 2, 4 ve 6 km derinliklere yerleştirilmişlerdir. Bu model için yapılan üç tür ödünlülük eğrisinin analizi sonucu verinin sönümlü en küçük kareler tekniği ile ters çözümünü yapmak için sönüm parametresi değerinin 70 olarak seçilmesi uygun görülmüştür. Bu model için oluşturulan üç tür ödünlülük eğrisinde (Şekil 24 b, c) seçilen sönüm parametresi değerinin ( $\theta^2 = 70$ ) altındaki değerler için eğrinin salınım yaptığı görülmektedir. Bu durum veride bulunan gürültünün ters çözüm sonuçlarına olumsuz bir etkisi olduğu şeklinde yorumlanabilir.

Bu model için elde edilen ters çözüm sonuçları (Şekil 25) modellenen hacim içerisinde bir takım düşük ve yüksek hızlı anomalilerin varlığını ortaya çıkarmıştır. İlk tabakadan itibaren yüksek hızlı iki anomaliden birisi kalderanın doğu kısmında yerleşmiş ve diğer anomali ise kuzey batı kısmındadır. Kalderanın kuzey, orta ve güney-batı kısmı ve hatta dışına doğru taşan düşük hızlı anomali hakimdir. İlk tabakadan itibaren görülmekte olan yüksek hızlı anomali derinlere doğru ilerledikçe birbirine yaklaşmakta ve nihayet üçüncü tabakada (4 km derinlik) birbiriyle birleşmektedir. Düşük hızlı

anomali, ilk iki tabakada konumunu korumakla beraber, üçüncü tabakada güney-batı ve kuzey-batıya doğru kayarak önemli bir değişim göstermemektedir. Son tabakada (6 km derinlik) önemli bir anomali değişimi gözlenmemiştir (Şekil 25 d). Bu modeli temsil etmek için kullanılan toplam grid noktası sayısı 194 olup 123 tanesinin ters çözümü yapılmıştır. Varyans azalımı %52.44 oranı ile gerçekleştirilmiştir ve veri için son RMS değeri 0.050 sn'dir.

Bu model için sönümlü en küçük kareler çözümünde daha küçük bir sönüm parametresi değeri ( $\theta^2 = 50$ ) kullanılarak verinin ters çözümü yapılmıştır. Bunun yanında odak lokasyonlarını daha da iyileştirmek düşüncesiyle P-dalga hızı başlangıç modeline ilave olarak S-dalga hızı başlangıç modeli eklenmiştir. Bu model için elde edilen ters çözüm sonuçlarında (Şekil 26) aynı hız anomalileri diğer model sonuçları ile benzer şekilde aynı konumlarda görülmektedir. Daha düşük bir sönüm parametresi kullanımına bağlı olarak anomaliler daha güçlü değişimlere sahiptir. Son tabakada (7 km derinlik) herhangi bir hız değişimi gözlenilmemiştir (Şekil 26 c). Bu model için varyans azalımı %55.77 ve son RMS değeri 0.048 sn olup bu değerler bir önceki model için elde edilen değerlere göre biraz daha iyidir.

Grid açıklığı 1.5 km olan ikinci model (Model B) için oluşturulan ödünleşme eğrileri birbirine benzer olup (Şekil 27) zig-zag şekli göstermektedir. Ödünleşme eğrilerinin analizinden sönüm parametresi  $\theta^2 = 30$  seçilerek yapılan ters çözüm sonuçlarında (Şekil 28) daha önce Model A için elde edilen anomalilere benzer anomaliler elde edilmiştir. Model A için elde edilen sonuçlarda olduğu gibi kalderanın kuzeyi, merkezi ve güney-batı kısımlarında düşük hız anomalisi baskın olup ilk tabakada kalderanın doğusu ve kuzey batısında gözlenen yüksek hız anomalisi, alt tabakaya doğru inildikçe birbirine yaklaşmakta ve üçüncü tabakada birbiriyle birleşmektedir. Model A'ya göre Model B' de göze çarpan diğer bir özellik, ilk tabakada (derinlik 1 km) kalderanın kuzey batısında yer alan yüksek hızlı anomalilerin biraz kuzeyinde ikinci bir küçük yüksek hızlı anomalinin gözlenmesidir. Buna karşılık Model A' da böyle bir anomaliye raslanılmamıştır. Model B için ters çözülen grid noktası sayısı 141, varyans azalımı %53.32 ve son RMS değeri 0.049 sn bulunmuştur.

Grid açıklığı 1 km olan Model C için hesaplanan ödünleşme eğrilerinde (Şekil 29), Model B için hesaplanan ödünleşme eğrilerinde görüldüğü gibi zig-zag şeklindeki salınım yine görülmektedir. Bu eğrilerin analizinden sönümlü en küçük kareler için

sönüm parametresi olarak  $\theta^2 = 7$  uygun olacağı düşünülmüştür. Model C için elde edilen ters çözüm sonuçları (Şekil 30) diğer modeller için elde edilen sonuçlar ile benzer görünüme sahiptir. Bu modelde diğer modellere göre daha küçük grid açıklığı değeri kullanılmasına bağlı olarak diğer iki modele göre daha küçük hacim çok daha fazla grid noktası sayısı ile temsil edilmiştir. Dolayısıyla, ayrımlılık diğerlerine göre daha iyidir. Model B' de kalderanın kuzeyinde yer alan ikinci bir küçük yüksek hız anomalisi bu model sonuçlarında görülmekle beraber örneklenen alanın dışında kalmaktadır. Ayrıca, bu anomalinin daha derinlere doğru uzandığına dair belirti Model B'nin ikinci ve üçüncü tabakalarında gözlenmezken bu modelde izlenebilmektedir. Model sonuçları, yapılan diğer ters çözüm işlemleri ve sonuçlarına göre kullanılan daha düşük sönüm parametresi değerlerine bağlı olarak daha fazla model değişimlerine sahiptir. Örneğin, Model C'de kalderanın altında yer alan yüksek ve düşük hızlı anomaliler daha sıklıkla ifade edilmektedir ve daha belirgin hale gelmiştir. Böylelikle düşük sönüm parametresi kullanımına bağlı olarak verideki gürültünün ters çözüm sonuçlarına etkisi yapay hız anomalilerine veya aşırı model değişimlerine sebep olabilir. Kalderanın kuzeyinde görülen yüksek hızlı küçük anomali de buna bağlı olarak gelişmiş olabilir veya ışın yörüngelerinin o bölgede daha yoğun olarak bulunması ve yörünge konumlarından kaynaklanabilir. Model C için ters çözüm sonucunda ters çözümü yapılan grid noktası sayısı 226, varyans azalımı %55.31 ve veri için son RMS değeri 0.04646 sn' dir.

Üç modelin (Model A, Model B, Model C) genel olarak ortaya koyduğu sonuç; volkanın altında 1 km derinlikte başlayan ve 4 km derinliğe kadar inen boynuz şeklinde yüksek hızlı bir yapının varlığının tespit edilmesidir. Boynuz seklinde yüksek hızlı yapının boynuzlarından birisi volkanın kuzey batısında, diğeri ise güney-doğusunda doğuya yakındır.

Model C için farklı sönüm parametre değerleri kullanılarak ters çözüm esnasında iteratif adımlarda RMS ve varyans değişimlerini incelemek amacıyla üç ayrı sönüm parametresi ( $\theta^2 = 7, 20, 30$ ) için yapılan ters çözüm işlemi sonuçları Tablo 2, Tablo 3 ve Tablo 4' de verilmektedir. Bu tablolar incelendiğinde dikkati çeken önemli bir nokta, sönümlü en küçük kareler yönteminde daha küçük sönüm parametresi değeri kullanılması (örneğin  $\theta^2 = 7$  için) halinde daha az iterasyon adımları ile daha düşük RMS değerlerine ulaşılırken, daha büyük sönüm parametresi kullanılması durumunda (örneğin  $\theta^2 = 30$  için) çözüme daha fazla iterasyon adımları ile yaklaşmaktadır. Diğer taraftan küçük sönüm



parametresi değerleri kullanılması durumunda model varyansı değerleri oldukça artmaktadır. Burada, örneğin  $\theta^2 = 7$  için, bulunan model varyansı değeri  $\theta^2 = 30$  kullanılması durumunda bulunan model varyans değerinin hemen hemen iki katıdır. Bu nedenlerden ötürü ters çözüm işlemine başlamadan önce ödünleşme analizinin yapılması ve oluşturulacak olan ödünleşme eğrilerinden dikkatlice sönüm parametresinin seçilmesi sönümlü en küçük kareler yöntemi için oldukça önemlidir.

Ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen üç boyutlu hız modeli, ters çözüm işlemi için seçilmiş olan 163 depremi yeniden yerleştirmek için kullanılmıştır. Bu depremlerin 1-boyutlu ve 3-boyutlu heterojen hız modelleri kullanılarak yapılan yeniden yerleştirme işlemleri arasındaki farkı irdelemek amacıyla Şekil 31’de görüldüğü gibi her iki model için her bir depremin başlangıç ve son RMS değerlerine göre bir grafik çizilmiştir. Depremlerin büyük bir çoğunda üç boyutlu model kullanılması ile büyük oranda veride RMS değerleri azalmaları sağlanmıştır. Az sayıda deprem için durum bunun tersidir. Bu depremler için 3-boyutlu model için bulunan RMS değerleri 1-boyutlu model kullanılması durumuna göre daha büyüktür. Bu durum, depremlerin volkanın kuzey kısmında yer alan bölgede bulunmaları ve bu bölgedeki grid noktalarının düşük ışın yoğunluğuna bağlı olarak ters çözümünün yapılamamasından kaynaklandığı düşünülmektedir.

Hangi modelin sonuçlarının ne kadar gerçekçi olduğunu belirlemek amacıyla her bir model için ayrımlılık analizleri yapılarak sonuçlar her bir grid noktası için yayılma fonksiyonu ve ayrımlılık matrisinin diyagonal elemanları şeklinde verilmiştir. Yapılan ayrımlılık analizleri sonucunda grid açıklığı 1 km olan Model C için elde edilen değerler, Model A ve Model B için elde edilen değerlere göre oldukça kötüdür. Bu nedenle Model C’ nin ayrımlılık analizleri sonuçları burada verilmemiştir. Bu durumun nedeni, ışın geometrisi ve yoğunluklarına bağlı olarak grid açıklığının çok küçük olmasıdır. Dolayısıyla, grid noktalarının birbirinden bağımsız olarak ters çözümü yapılamamaktadır. Model A ve Model B için bulunan ayrımlılık analizleri sonuçları çok daha iyidir. Şekil 32, 33 ve Şekil 34, 35’ den görüldüğü gibi genel olarak volkanın altına tekabül eden hacim, yani merkezi bölge iyi çözümlenmiştir. İyi çözümlenen grid noktası sayısı ilk tabakadan başlayarak derinlerdeki tabakalara doğru azalmaktadır. Bu durum tabakaların civarındaki deprem sayısı ve depremler ile istasyonlar arasındaki ışın yoğunluğu ve



geometrisiyle ilişkilidir. Şekil 15’ de görüldüğü gibi ilk tabakadan derinlere doğru inildikçe deprem sayısı azalmaktadır.

Model A ve Model B için yayılma fonksiyonu değerleri incelendiğinde Model B, Model A’ ya göre daha küçük yayılma fonksiyonu değerlerine sahip olduğundan dolayı daha güvenilir bir modeldir. Diğer taraftan her iki model için ayrımlılık matrisinin diyagonal eleman değerleri yaklaşık birbirine yakın olup Model B’ de ikinci ve üçüncü tabakadaki bazı grid noktaları için daha iyi değerler (yüksek değerler) bulunmuştur. Bu sonuçlara göre, 1.5 km’lik grid açıklığına sahip olan Model B, 2 km’lik grid açıklığına sahip Model A’ ya göre daha iyi çözümlenmiş ve Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altındaki hız yapısını en iyi temsil eden model olarak benimsenebilir.



#### 4. İRDELEME VE TARTIŞMA

Volkanik bölgelerde şimdiye kadar yapılan tomografik çalışmalar; sokulumlu yapılar, mağma odaları, kısmi erime bölgeleri ve sıvıca zengin bölgeler gibi karmaşık yapıya sahip son derece heterojen yapıların varlığını ortaya çıkarmıştır. Diğer taraftan, yapılan deneysel çalışmalar kayaçlardaki sismik dalga hızlarının; sıcaklık, gerilme, kayaç dokusu, mineroloji, sıvı içeriği ve kayaç boşluk özellikleri gibi pek çok faktöre bağlı olduğunu ortaya koymuştur [94, 88]. Özellikle volkanik bölgelerde bu faktörler önemli değişimlere uğramakta ve sismik hızlarda değişimlere yol açmaktadırlar. Bu nedenle genç volkanların altında gözlenen hız anomalilerini yorumlamak zordur. Ayrıntılı bir yorumun yapılabilmesi için diğer jeofizik ve jeolojik araştırmaların sonuçlarına ihtiyaç vardır. Alban Tepeleri Bölgesi için malesef fazla bilgi yoktur. Daha önce yapılan yerel ve telesismik tomografi [68, 74] çalışmaları sonuçları ile bu çalışma sonuçları kıyaslanarak yorum yapılacaktır. Hız modelleri yorumları bu nedenle spekülatif olacaktır.

Klasik (veya normal) yaklaşımla gerçekleştirilen ters çözüm işlemi sonucunda Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altındaki karmaşık hız dağılımı ortaya çıkartılmıştır. Elde edilen sonuçlar Chiarrabba ve diğ. [68]'nin yaptığı kademeli yaklaşımlı yerel deprem tomografisi çalışması sonuçlarına göre daha fazla uzaysal ayrımlılığa sahiptir. Diğer bir deyişle, bu çalışmanın sonuçları volkanik bölgenin altına dair daha fazla detaylı bilgiyi ortaya çıkarmıştır. Genel olarak, her iki çalışmayı karşılaştırdığımızda kademeli yaklaşım ile yapılan ters çözüm sonuçlarında çok baskın yüksek hız anomalileri gözlenmektedir. Bu çalışma sonucunda ise yüksek hız anomalilerin yanında düşük hız anomalileri de elde edilmiştir. Kalderanın kuzey-batısı ve biraz güney-doğusunda konumlanan iki ayrı yüksek hız anomalisi 1 km derinlikte görülmeye başlanıp daha derinlere doğru inerek volkanın merkezine doğru yaklaşmakta ve 4 km, muhtemelen 5 km (bu derinliğe ait tomografik kesit hesaplanmadı) derinlikte birleşmektedir. Benzer yüksek hız anomalileri Chiarabba ve diğ. [68]'nin çalışmalarında elde edilmiştir. Özellikle, 1 km derinlik için elde ettikleri tomografik hız kesitinde bu iki tür hız anomalisi görülmektedir. Kalderanın kuzey-batısına karşılık gelen yüksek hız anomalisi

her iki çalışmada aynı konumda belirlenmekte olup bu çalışma sonucu belirlenen ve kalderanın güney-doğusunda kalderanın kenarında konumlanan diğer yüksek hız anomalisi diğer çalışmada belirlenen anomali konumuna göre biraz daha ötede belirlenmiştir.

Diğer taraftan, bu çalışma sonucunda ortaya çıkan diğer bir özellik kalderanın kuzey ve merkez bölgeleri ve güney-batı kısmı, bilhassa Nemi ve Arricia krater göllerinin altında belirgin düşük hızlı anomalilerin hakim olmasıdır. Halbuki düşük hız anomalileri Chiarabba ve diğ. [68]'nin yaptıkları çalışma sonuçlarında belirgin olarak tespit edilememiştir. Ters çözüm sonuçlarında 1 km derinlikteki tomografik hız kesitlerinde kalderanın kuzey kenarında belli belirsiz bir düşük hız anomalisi ve Aricia gölünün kuzeyinde diğer bir belirsiz düşük hız anomalisi görülmektedir. Kuzeydeki düşük hızlı zon sadece 1 km derinlikteki kesitte mevcut olup daha derinlere doğru uzanımı belirlenmemiştir. Güneyde yer alan ikinci düşük hız anomalisinin derine doğru olan uzanımı 3 km derinlikteki kesitte belirlenmiş olup 6 km derinlikteki kesitte mevcut değildir.

S-dalga hızı modellerinde ilk tabakada (1 km derinlik) görülen yüksek hız anomalileri ve kuzeyde yer alan düşük hız anomalileri belirlenmemiş olmakla beraber, güneyde Nemi ve Arrica göllerinin altında yer alan düşük hız anomalisi 1 km ve 3 km derinlikteki tomografik kesitlerde tespit edilmiştir.

Bu duruma göre, bu çalışma sonucunda elde edilen ve yerel yapıya ait olduğu düşünülen bu anomaliler temelde Chiarabba ve diğ. [68]'nin yaptığı çalışma sonuçlarında mevcut olup iki farklı yaklaşımla gerçekleştirilmiş olan iki çalışma sonuçları birbiriyle uyum içindedir ve birbirini desteklemektedir. Bu çalışma sonucunda sadece volkanın altındaki yerel hız yapısı ayrıntılı olarak ortaya çıkartılmıştır. Halbuki diğer çalışma sonuçlarında geniş, yayvan yüksek hız anomalileri mevcut olup yerel hız yapısına dair hız anomalilerini bastırılmış gibi görünmektedir.

Bu duruma yol açabilecek muhtemel iki etken vardır. Kademeli ters çözüm yaklaşımı bu problemin temel nedeni olarak düşünülebilir. Chiarabba ve diğ. [68], bu çalışmada kullanılan aynı veri takımının ters çözümü için uyguladıkları kademeli yaklaşım tekniğinde grid açıklığını gittikçe azaltarak kaba, orta ve küçük olarak adlandırılan sırasıyla 7.5 km, 5.0 km, 2.0 km grid açıklık değerleri ile ardışık ters çözüm işlemleri gerçekleştirmişlerdir. Büyük grid açıklığı (7.5 km) ile başlanan ilk ters çözüm

sonucu, 5.0 km grid açıklıklı başlangıç modeli için referans olmuş ve bu ters çözüm işleminin sonucu ise 2 km grid açıklıklı başlangıç modeli için referans olarak alınmıştır. Böylelikle ışınlarla daha iyi aydınlatılmış merkez bölgesine ait daha detaylı bilgi çıkartılabileceği düşünülmüştür. Çünkü, doğrusal hale getirilmiş ters çözüm işleminde başlangıç modeli gerçek modele ne kadar yakınsa, diğer bir değişle başlangıç değeri global minimuma ne kadar yakınsa o kadar çabuk ve iraksamadan gerçek değere ulaşılabilir.

Diğer taraftan kalderanın merkez bölgesi ışın geometrisine bağlı olarak iyi aydınlatılmıştır. 7.5 km'lik grid açıklığı ile oluşturulan başlangıç modelinde grid açıklığı kalderanın boyutuna göre çok büyük olduğu için sadece kalderanın merkezinde bulunan grid noktaları iyi aydınlatılabilecek diğer grid noktaları kaldera dışında kaldığı için kaldera altındaki yerel hız değişimlerinden etkilenmeyecektir. Bunun doğal sonucu olarak kaba model için elde edilen hız modeli sonuçlarında kaldera ve çevresinde yaygın olarak bulunan Apenin kireçtaşlarının yapısal değişimlerine bağlı olarak geniş ve yayvan yüksek hız anomalilerinin görünmesine neden olacaktır. Bu durum kademeli yaklaşımlı ters çözüm işleminin doğal yapısından dolayı ardışık olarak hesaplanan tüm hız modellerinde görülmesine neden olacaktır. Dolayısıyla grid açıklığı yerel hız yapılarını da belirleyecek şekilde azaltılmış olsa dahi düşük hızlı anomali değişimlerini örtecek şekilde hız modeli sonuçlarında yer alabilirler.

Bu duruma ait en bariz kanıt her iki çalışma sonuçlarında mevcuttur. Bu çalışma sonucunda 6 km derinlikteki hız modelinde Model A (grid açıklığı 2 km için) yerel yapıdan kaynaklanan hiç bir hız değişimi belirlenmemiştir ve bu sebeple diğer ters çözüm işlemlerinde (Model B ve Model C için ters çözüm yapılması) bu tabakaya ait grid noktaları sabit tutulmuş, ters çözüme dahil edilmemiştir. Chiarabba ve diğ.[68] çalışmasında ise 6 km derinlikte yer alan tomografik hız kesitinde geniş ve yayvan ancak bölgesel bir yapıdan kaynaklanabilecek olan hız anomalileri mevcuttur. Muhtemelen bu yüksek hız anomalileri bölgede ve çevresinde bulunan Apenin kireçtaşlarından ileri gelmektedir.

Diğer taraftan Chiarabba ve diğ.[68]'nin sonuçlarında ilk tabakada (1 km derinlik) yerel yapılara ait hız anomalilerin gözlenmesinin nedeni bu tabakada yer alan grid noktalarının daha derinde yer alan diğer grid noktalarına göre daha iyi aydınlatılmış olmasıdır. Bu durum her iki çalışma için geçerli olup tüm modellerin türevsel ağırlık

toplamı (DWS), gözlem matrisi, açılım fonksiyonu, ayrırlılık matrisinin diyagonal eleman değerlerinin dağılımına baktığımızda genelde kalderanın orta kısmı daha iyi aydınlatılmış olup yüksek ayrırlılık değerlerine sahiptir. Ayrırlılık değerleri aydınlanma miktarına bağlı olarak 1 km derinlikteki tabakada yer alan grid noktaları için daha fazla olup derine doğru inildikçe ve kalderanın merkezinden uzaklaştıkça azalmaktadır.

Chiarabba ve diğ. [68]'nin sonuçlarında yayvan ve geniş yüksek hızlı anomalilerin yanında yerel hız yapısı değişimlerinden kaynaklanan anomalilerin örtülü olmasının diğer bir sebebi ise kademeli yaklaşımlı ters çözüm işleminin tüm adımlarında bu çalışmada kullanılan sönüm parametresi değerinin yaklaşık 3-4 katı değerinde bir sönüm parametresi değerinin kullanılmış olmasıdır. Bu duruma örnek olarak bu çalışma sonucunda ortaya çıkartılan, kalderanın orta kısmında yaygınca yer alan düşük hızlı anomalinin, kademeli yaklaşımlı ters çözüm sonucunda belirlenmemiş olması gösterilebilir. Diğer taraftan S-dalga varış zamanlarında daha fazla okuma hatalarının olması sebebiyle ters çözüm işleminde daha yüksek sönüm parametresi kullanılmasına bağlı olarak sonuçlarda yerel hız yapısı değişimlerine bağlı olduğu düşünülen anomaliler belirlenmemiş olabilir.

Bu çalışmada elde edilen her üç hız modeli (Model A, Model B, Model C) için ışın gözlem matrisi, DWS ve ayrırlılık matrisinin diyagonal elamanlarının dağılımına baktığımızda kalderanın orta kesiminin civarına göre daha güvenilir biçimde elde edilebileceği görülmektedir. Bu sonuç Chiarabba ve diğ. [68]'nin yaptıkları sentetik test sonuçları ile doğrulanmaktadır. Yapılan bu teste göre modelin merkez kısmındaki hız anomalileri uygun bir şekilde ele geçirilmekte, doğu bölgesinde ışın yörüngelerinin belirli bir doğrultuda uzanımlarına bağlı olarak kirlenme görülmektedir. Ayrıca, kalderanın orta kısımlarında yer alan grid noktalarında daha yüksek DWS ve ışın gözlem matrisi değerlerinin gözlenmiş olması 2 km'den daha küçük ölçekte heterojenitelerin elde edilebileceğini ortaya koyar.

Diğer taraftan, kademeli yaklaşımlı ters çözüm sonucunda elde edilen son RMS değeri 0.12 sn olup bu çalışmada ise Model A,B,C için elde edilen son RMS değerleri sırasıyla 0.050 sn, 0.049 sn, ve 0.046 sn' dir. Bu durumda bu çalışma sonucunda veri için RMS değerinde oldukça fazla azalım sağlanmış olup elde edilen modeller diğer ters çözüm sonucunda elde edilen modele göre veriyi daha iyi açıklamaktadır. Buna karşın,

Model A,B,C için son veri varyans değerleri sırasıyla  $0.00729 \text{ sn}^2$  ,  $0.00723 \text{ sn}^2$  ,  $0.00744 \text{ sn}^2$  olup Model C diğer iki modele göre daha fazla model varyans değerine sahiptir. Bu durum, bu model için ters çözüm işleminde küçük sönüm parametresi kullanıma bağlı olabilir.

Tablo 5. 3-Boyutlu ters çözüm işlemleri esnasında yakınsaklık evreleri.

TERS ÇÖZÜM İŞLEMLERİ	Ters Çözülen Parametre Sayısı	İterasyon Sayısı	$\theta^2$	Çözümlenen Paramet. Sayısı	Varyans Azalımı (%)	Son Varyans ( $\text{sn}^2$ )	Son RMS (sn)
INV-A-70	174	6	70	123	52.44	0.00729	0.05024
INV-A-50	209	6	50	133	55.77	0.00678	0.04863
INV-B-30	218	5	30	141	53.32	0.00723	0.04971
INV-C-7	492	3	7	226	55.31	0.00744	0.04646
<hr/>							
Kademeli Ters çözüm							
7.5 km			200	52	48.0		0.13000
5.0 km			200	94	46.0		0.12000
2.0 km			200	275	46.0		0.11000

Öte yandan, Model A için yapılan ters çözüm işleminde 70 ve 50 sönüm parametresi değerlerine göre iki ayrı ters çözüm işlemi yapılmış olup ikincisinde P-dalga hızı başlangıç modeline bir S-dalga hızı modeli ilave edilmiştir. İkinci ters çözüm işlemi sonucunda biraz daha yüksek veri varyansı indirimi sağlanmış olup son RMS ve varyans değerleri sadece P-dalga hızı modeli kullanılması durumunda elde edilen hız modeli için elde edilen son RMS ve varyans değerlerinden biraz daha düşük değerler elde edilmiştir. Bu sonuç S-dalga hızı modelinin P-dalga hızı modeli ile birlikte kullanılmasının hız ortamını daha iyi ifade ettiği ve ters çözüm sonucunda elde edilen hız modelinin veriyi biraz daha iyi açıkladığını ortaya koyar.

Cimini ve diğ. [68] yaptığı telesismik yayılma zamanı rezidüellerinin 3-boyutlu ters çözümü çalışması sonucunda üst kabuğun altında 6 ve 15 km derinliklerde kalderanın orta bölgesinin altında ve doğusunda yüksek hızlı anomaliler elde edilirken kalderanın güney-batı kısmında düşük hızlar belirlenmiştir. Ortaya çıkan bu sonuçların yerel deprem tomografisi ile elde edilen anomaliler ile doğrudan ilişkili olduğu düşünülmektedir. Merkezdeki yüksek hızlı bölge için kabuk ortası, soğumakta olan



mağmatik bir cisim [68] veya meydana gelmiş olan bir mağmatik aktivite (0.7-0.3 myö) sonucunda artık kalan malzeme, volkanın soğumuş litosferik kökleri [74] olarak yorumlanmaktadır. Yerel deprem tomografisi ile belirlediğimiz “V” veya boynuz şeklindeki (Şekil 44) yüksek hız anomalisi volkanik sistem içerisinde derinlerde yer alan bu mağmatik cisim ile ilişkili, soğumuş intruzif kökler veya dayk olabilir. Diğer taraftan yapılan bir gravimetrik çalışma [70] volkanın altında yüksek yoğunluğa sahip bir cismin varlığına işaret etmektedir.

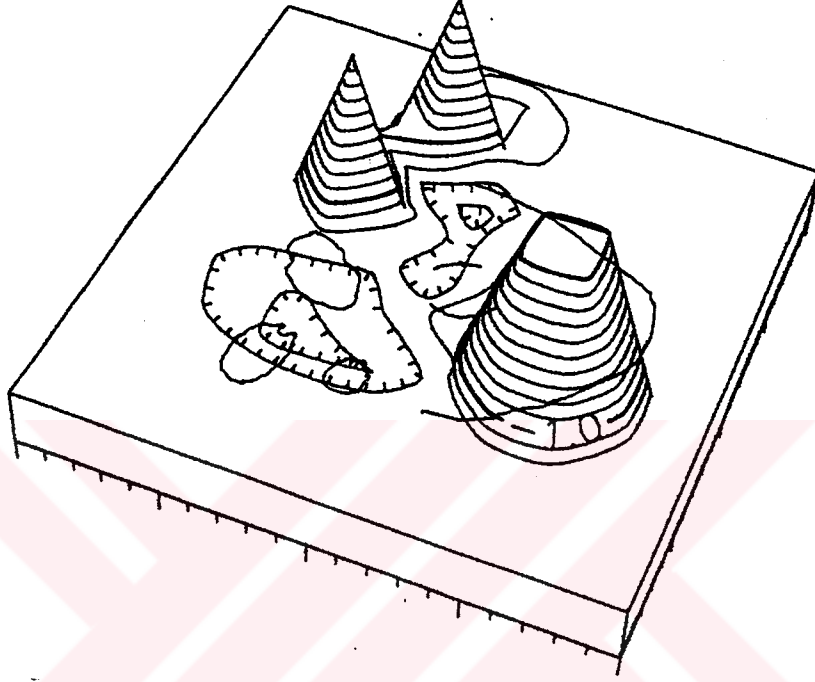
Telesismik yayılma zamanları rezidüellerinin ters çözümü sonucu kalderanın güney-batısında Alban ve Nemi kraterlerinin altında (yaklaşık 5 km ile 16 km arasında) ortaya çıkan düşük hızlı zonun, ışınların bu bölgede yeterli olmamasından dolayı, bir mağma odası olup olmadığına karar verilememiş olup mağmatik bir cismin artık kütlesi olarak yorumlanmaktadır [74]. Bu düşük hızlı zon en son mağmatik patlamaların meydana geldiği Ariccia ve Nemi pretomağmatik kraterlerin olduğu bölgenin altına rast gelmektedir. Bu bölgede yerel deprem tomografisi ile bulunan düşük hızlı anomaliler, bölgenin altındaki birimlerin daha derindeki soğumakta olan mağmatik bir cisim ile ısıl etkileşmesi sonucu dalga hızlarında azalma olarak açıklanabilir. Kalderanın orta kesiminde görülen düşük hızlı anomaliler kaldera içerisini dolduran curuf gibi volkanik istiflere ve pretomağmatik birimlere bağlı olabilir.

Genel olarak kabuğun ilk 6 km' lik kısmında düşük P ve S dalga hızlarına sahip ve yüzeye yakın bir mağma odası olarak yorumlanabilecek bir zon her iki yerel deprem tomografisi sonucunda belirlenememiştir. Diğer taraftan, eriyik halde mağmatik bir kütlenin olmadığına dair diğer bir kanıt sismik aktivite ile kaydedilen sismogramların analizi sonucunda [182] tüm P dalgası varışları ve özellikle S varışlarının ani ve belirgin olması ve ayrıca S-dalga fazı genliklerinde soğurulmanın gözlenmemesidir. Bu durum sismik ışınların kısmi erime durumunda olan kayalar içerisinde geçmediğini gösterir.

Telesismik verinin ters çözüm sonuçlarını da göz önüne alarak olası jeolojik yapı modeli hakkında şu şekilde bir spekülasyon yapılabilir. Volkanın kuzey-batı kısmında, kabuğun ilk 6 km' den daha derinlerde Alban Tepeleri'ndeki en son volkanik aktivite süresince meydana gelen pretomağmatik aktivite ile oluşmuş küçük ve soğumakta olan bir mağmatik rezidüel ile ilgili olabilecek sıcak bir materyel vardır. Bu sıcak materyel ile etkileşimde bulunan daha üstteki karbonatik birimlerde ısıl metamorfizma sonucu kısmi ergimeler ve yeniden kristalleşmeler meydana gelebilir. Bunun sonucunda yukarı



doğru yükselmiş halen soğumakta olan sokulumlar olabilir ve bölgede düşük hızlı anomalilerin gözlenmesine yol açabilirler.



Şekil 44. Model C'ye ait ilk tabakanın (1 km derinlik) abartılı perspektif görünüşü. Yukarı doğru giden düz çizgiler yüksek hızlı anomaliyi ve aşağı doğru çökük içe dönük çizgiler alçak hızlı anomaliyi ifade etmektedir.

1989-1990 yılları arasında meydana gelen Alban Tepeleri sismik aktivitesi volkanın altında kabuğun 3-6 km derinliklerinde meydana gelmiştir. Genel bir kabule göre sismojenik zonların temeli kırılğan-plastik geçiş zonunun başlangıcına karşılık gelecek şekilde odak dağılımındaki ani bir kesilme ile tanımlanmaktadır [204], [205], [191]. Büyük sıcaklıklar için plastik davranış daha düşük basınçlarda oluşabilir [206]. Alban Tepeleri için 6 km derinliğin altında sismisitenin aniden kesilmesi kırılğan tabaka sınırından daha alta doğru plastik bir ortama geçildiğine işaret eder. Bu derinlikteki sıcaklık değerleri meydana gelen sismik aktivite için önemli bir rol oynayabilir ve soğumakta olan sıcak malzeme etkisi çevre kayalarda sismisiteyi tetiklemiş olabilir [64].

Bölgede sıvıların bolca bulunması ve sıvı basıncının yerel olarak artması kayaçların mukavemetinin azalmasına yol açarak volkanik sistem tarafından sismik aktivitenin gelişmesine neden olabilir.

Bu çalışma sonucunda ortaya çıkan diğer ilginç bir durum ise modeller için oluşturulan ödünleşme eğrilerinde karşılaşılan zig-zag şeklinde salınımın görülmesidir. Halbuki teorik olarak hesaplanacak olan ödünleşme eğrisinin normal olarak düzgün bir eğri olması gerekir ve şimdiye kadar literatürde yer alan bu konu ile ilgili çalışmalarda teorik eğriye benzer eğriler elde edilmiştir. Bu çalışma için yaklaşık 4 km istasyon açıklığı göz önüne alındığında 2 km grid açıklığı değerinin volkanın altındaki heterojen yapının ortaya çıkartılmasında optimum değer olarak düşünülebilir. Fakat, 2 km' lik ideal grid açıklık değeri olarak düşünülen bu değerden daha küçük değerler seçilerek daha fazla detay elde edilmeye çalışıldığında ödünleşme eğrilerinde salınımlar, diğer bir anlamda duraysızlıklar meydana gelmektedir. Tüm modeller için hesaplanan ödünleşme eğrilerine bakıldığında grid açıklığı küçüldükçe zig-zag şeklindeki salınımlar daha düşük sönüm parametresi değerlerine doğru aşağı kaydığı gözlenmektedir.

Bu durumda olası açıklama şu olabilir. Modelin ayrımlılığı; istasyon ve deprem dağılımına, grid açıklığına ve sönüm parametresine bağlıdır. Her bir hız parametresinin ele geçirilebilirliği ve gerçekliği, iyi bir ayrımlılığa sahip olması ve standart hatasının az olması ile mümkündür. Bu ise grid noktalarının ışınlarla yeterince örneklenmesi ile doğrudan ilişkilidir. Grid açıklığı azaltılarak modeller oluşturulduğunda her bir grid noktasının ışınlarla örneklenmesi, hem 3-boyutlu model içerisinde diğer grid noktalarına göre daha farklı olacak hem de bir önceki adımdaki farklı grid açıklığına sahip model içerisindeki grid noktalarına göre farklılık gösterecektir. İstasyon ve deprem dağılımı, modeldeki her grid noktasını yeterince örnekleyecek şekilde homojen bir dağılıma sahip olsa bile grid açıklığının her azaltılışında her bir grid noktasının ışınlarla örneklenmesi bir diğer adıma göre düşük olacağı için her bir grid noktası için parametre kestiriminde yapılacak olan hata büyük, ayrımlılık küçük olacaktır. Alban Tepeleri bölgesindeki uygulamada istasyon dağılımı, özellikle odak dağılımı homojen değildir ve buna bağlı olarak ışınlar bazı bölgelerde çok yoğunken bazı bölgelerde çok daha seyrek olarak yer almaktadır. Diğer taraftan çeşitli grid açıklıklarına göre oluşturulan modellerde bazı grid noktaları ışın yörüngelerinin homojen olmayan dağılımından dolayı aynı model içerisinde birbirlerine göre, ayrıca bir diğer modele göre farklı örneklenme değerlerine

sahip olabilirler. Ödünleşme eğrilerinin salınım yapan kısmında kullanılan sönüm parametresi değerleri, grid noktalarının farklı örneklenmesi durumuna göre ters çözüm boyunca tüm grid noktaları için farklı etki yapabilir. Örneğin 1.5 km grid açıklığına sahip model için hesaplanan ödünleşme eğrisinde 50 ve 70 sönüm parametresi değerleri ödünleşme eğrisinin salınım yapan kısmında olup 50 değeri 70 değerine göre daha fazla veri varyansının elde edilmesine neden olmaktadır. Burada 50 değeri ters çözüm işlemi boyunca iyi örneklenmiş grid noktaları için belirlenecek olan hız düzeltme parametrelerinde yeterli olup daha kötü örneklenmiş grid noktalarında yapılacak olan parametre kestirimlerinde daha yanlıgılı değerlerin elde edilmesine sebep olabilir. Bu durumda yeni modele göre ters çözümü yapılacak olan depremlerin yeniden konumunun belirlenmesi işlemi sonucunda veri varyansı biraz daha yüksek değerler alabilir. Halbuki 70 ve daha büyük sönüm parametrelerinin kullanılması ters çözüm sonucunda grid noktalarının farklı örneklenmesinden doğacak olan yanlıgıları bertaraf etmiş olabilir.

Diğer taraftan grid açıklığının değişimi elde edilecek olan sonuçları etkilemekte ve ayrıca parametre ayrımlılığı ve veri varyansı azalımı arasında ters bir ilişki vardır. Daha büyük grid açıklığı ile modellemede görüntülenecek olan ortamın ele geçirilebilir en küçük boyutu sınırlı olurken model parametreleri ayrımlılığı nispeten daha yüksek ve veri varyansı azalımı düşüktür. Daha küçük grid açıklığı için daha küçük ölçekte cisimler görüntülenebilirken, parametre ayrımlılığı her bir model parametresinin daha az sayıda ışın tarafından etkilenmesinden dolayı daha azdır ve veri varyansı azalımı daha yüksektir [207]. Böyle bir durum bu çalışma sonuçlarında da görülmektedir. 1 km grid açıklığı için (Model C) elde edilen sonuçlarda model parametre kestirimlerinde yapılan standart hata diğer modellere oranla daha fazladır ve ayrımlılık azalmıştır. Aynı zamanda bu model için diğerlerine göre daha fazla veri varyans azalımı sağlanmıştır.

Ters çözüm sonucu elde edilen hız modelinin kalitesi, model belirsizliği, ayrımlılığı, gerçeğe yakınlığı ve tekil olması gibi durumların incelenmesiyle belirlenir [207]. Sonuçların tekil olup olmamasının, yani modelin durağan olup olmadığını belirlemek amacıyla her bir model için değişik sönüm parametresi kullanılarak ters çözüm işlemi yapılmış ve her seferinde genel olarak benzer anomaliler elde edilmiştir. Benzer anomaliler farklı grid açıklığına sahip hız modeli sonuçlarında mevcuttur. Böylece bu çalışma ile ortaya konulan sonuçların tekil olduğu söylenebilir.

## 5. SONUÇLAR

Bu çalışmada Alban Tepeleri Volkanik Bölgesi'nin detaylı 3-boyutlu derin P dalga hızı yapısı, yerel depremlerin yayılma-zamanı verisinin sönümlü en küçük kareler anlamında ters çözümü ile elde edilmiştir. Yapılan bu yerel deprem tomografisi çalışması volkanik bölgenin altında mevcut olan karmaşık yapı hakkında detaylı bilgiyi ortaya çıkarmıştır. Başlangıç modelleri 4 sabit hızlı tabakadan ibaret ve hız yapısı, farklı grid açıklıkları ( 2 km, 1.5 km, 1.0 km) ile üç boyutlu grid ağı içerisinde yer alan her bir grid noktasına sabit hız değerinin atanmasıyla temsil edilmektedir. Ters çözüm işleminde kullanılan sönüm parametre değerleri her model için oluşturulan üç ayrı ödünleşme eğrisinin dikkatli bir analizinin yapılması ile seçilmiştir. Elde edilen sonuçların geçerliliği yapılan ayrımlılık analizleri ile tespit edilmeye çalışılmıştır. Ayrıca, bu çalışmada elde edilen sonuçlar bölgede daha önce yapılan kademeli yaklaşımlı yerel deprem tomografisi çalışması ve telesismik yayılma zamanları rezidüellerinin ters çözüm sonuçları ile kıyaslanarak yorumlanmıştır.

Bu çalışmanın sonucuna göre; Alban Tepeleri Volkanik Bölgesi'nin 1 km- 4 km derinlikleri arasında karmaşık hız anomalileri yer almaktadır. Genel olarak volkanın altında, özellikle orta kesiminde ve en son pretomağmatik püskürmeler sonucunda oluşan kaldera göllerinin altında düşük hızlı anomaliler tespit edilmiştir. Diğer taraftan, volkanın altında genelde hakim olan düşük hızlı anomalilerin yanısıra yüksek hızlı anomaliler de mevcuttur. Volkanın altına ait 1 km ve 2 km derinliklerde yer alan tomografik hız kesitlerinde kalderanın kuzey-batı ve doğusunda iki yüksek hızlı anomali yer almaktadır. 4 km derinliğe ait tomografik hız kesitinde bu iki yüksek hız anomalisi birbiriyle kalderanın orta kısmında birleşmektedir. 3-boyutlu hız modelinde "V" şeklinde veya boynuz şeklinde görülen yüksek hızlı yapı, bölgenin jeolojik yapısını gözönüne alarak volkanın derinliklerinde soğumakta olan mağmatik cisimden kaynaklanan dayk veya soğumuş intrüzif kökler olduğu söylenebilir. Amato ve Valensise [69] bölgede yaptıkları çalışmada pretomağmatik ürünleri inceliyerek 700<sup>0</sup> C' lik bir sıcaklıkta sıg bir termal kaynaktan etkilenmiş kireçtaşları ve dolomitik kayaçların bulunabileceğini

ileri sürmüşlerdir. Bu durum ve elde edilen tomografik sonuçlar üst kabukta soğumakta olan kristalen bir cismin bulunması hipotezini destekler. Diğer taraftan, yapılan bu çalışma ile kabuğun ilk 6 km derinliğinde düşük hızlı bir mağma odasının varlığı tespit edilmemiştir.

Yüksek hızlı yapının çevresinde görülen düşük hızlı anomaliler kaldera içerisini dolduran volkanik birimlerden ileri gelebilir. Bölge için yapılan telesismik rezidüellerin ters çözümü [74] sonucunda en son meydana gelen pretomağmatik kraterlerin altında düşük hızlı anomali ve volkanın orta kesiminde üst kabukta yaklaşık 6 km ve 15 km derinlikte yüksek hızlı anomali belirlenmiştir. Bu sonuca göre yüksek hızlı boynuz şeklindeki yapının köklerinin daha derinlere doğru uzandığı şeklinde bir yorum yapılabilir.

Alban Tepeleri Volkanik Bölgesi için uygulanmış kademeli [68] ve bu çalışmada uygulanan normal yaklaşımli yerel deprem tomografisi çalışmalarında dikkat çekici bir farklılık belirlenmiştir. Kademeli yaklaşım ile yapılan çalışmada büyük grid açıklığı ile başlanılarak daha küçük grid açıklığına doğru adım adım ilerlenmekte ve bu adımlarda gerçekleştirilen ters çözüm sonuçları bir diğer adım için başlangıç modeli olarak kullanılmaktadır. Normal yaklaşımda tek bir adımda basit homojen tabakalardan oluşan bir model kullanılmaktadır. Diğer taraftan yerel tomografi çalışmalarında 1-boyutlu basit hız modellerinin giriş modeli olarak kullanılması 3-boyutlu heterojen model kullanılmasına göre daha avantajlı olduğu bildirilmiştir [133]. Kademeli yaklaşım ile yapılan çalışmada büyük grid açıklıklar için yapılan ters çözüm işlemi sonuçlarında bölgede yaygın olarak bulunan yüksek hızlı kireçtaşı birimlerinin etkisi oldukça hakim olmakta ve daha küçük grid açıklık değerleri için yapılan ters çözüm sonuçlarında dahi geniş ve yayvan anomaliler şeklinde kendini göstermekte ve volkanın altındaki yerel heterojenitelerden ileri gelen hız anomali değişimlerini örtmektedir. Böylece kademeli yaklaşımli ters çözüm sonuçlarının yanlış yorumlanmasına yol açmaktadır. Bu çalışmada yapılan normal yaklaşımli yerel tomografi çalışması ile sadece volkanın altına ait olduğu düşünülen yapıların hız anomali değişimleri belirlenerek volkanın karmaşık hız yapısı ortaya çıkartılmıştır. Bulunan hız anomalileri kademeli yaklaşımli ters çözüm çalışmasının sonuç hız modelinde de tespit edilmiştir. Özellikle boynuz şeklindeki cisme ait iki yüksek hız anomali her iki çalışma sonuçlarında aynı konumlarda görülmektedir.



Yaklaşık istasyon açıklık değerinin yarısı olan 2 km grid açıklığı ile başlanıp sırasıyla 1.5 km ve 1 km grid açıklık değerleri için seyahat zamanı verisinin tek aşamalı bağımsız ters çözümü ile volkanın derin hız yapısı hakkında ne derece sağlıklı ve ne kadar detaylı bilgi elde edilebileceği araştırılmıştır. Verinin ters çözümünü yapmak için kullanılan sönümlü en küçük kareler tekniğinde kullanılan sönüm parametre değerleri her bir model için oluşturulan ödünleşme eğrilerinin analizi sonucu belirlenmiştir. Bu işlem yapılırken görülmüştür ki, 2 km grid açıklık değerinden daha küçük değerlere doğru inildikçe hesaplanan ödünleşme eğrilerinde zig-zag şeklinde duraysız salınımlar gözlenmekte ve bu salınımlar yüksek sönüm parametresi değerlerinden daha düşük değerlere doğru inmektedir.

Ödünleşme eğrilerinde görülen bu salınının ters çözüm sonuçlarındaki etkilerini gözlemek için bu salınım civarındaki sönüm parametresi değerleri için ters çözümler gerçekleştirilmiştir. Elde edilen tüm hız modellerinde benzer hız anomalileri belirlenmiş ve büyük bir farklılık gözlenmemektedir. Bu durum aynı zamanda sonuçların tekil olması durumunu da sağlamaktadır.

Yapılan detaylı ayrımlılık analizleri, ters çözüm işlemleri sonucunda elde edilen modellerin kalitesi ve gerçekçiliği konusunda bilgi vermektedir. 1 km grid açıklığı için elde edilen sonuçlarda ayrımlılık değerleri daha büyük grid açıklıklı modeller için elde edilen ayrımlılık değerlerinden daha düşük ve daha yüksek veri varyans azalımı sağlanmıştır. Herbir hız modeli için ışın gözlem matrisi ve DWS matris değerleri incelendiğinde volkanın merkez bölgesinin etrafındaki bölgeye göre daha iyi bir ayrımlılıkla belirlendiği görülmektedir. Chiarabba ve diğ. [68] yaptıkları sentetik test ile bölgenin orta kesiminde 2 km'lik ölçekteki yapıların eldeki veri takımı ile ele geçirilebileceğini tespit etmişlerdir. Diğer taraftan yüzeye yakın tabakalarda ışın yörüngelerinin geometrisine bağlı olarak daha iyi aydınlatılma olduğu için derindeki tabakalara göre daha yüksek ayrımlılık elde edilmektedir.

Grid açıklığı küçüldükçe yapılan ardışık ters çözüm işleminde sonuca daha kısa adımlarla ulaşılmaktadır. Örneğin 1 km grid açıklığına sahip model için iterasyonlar 3 adımda sonuçlanırken grid açıklığı 1.5 km ve 2 km olan modeller için sırasıyla 5 ve 6 iterasyon adımları ile çözüme ulaşılabilmektedir. Benzer durum 1 km grid açıklıklı model için farklı sönüm parametresi kullanıldığında iterasyon sayısı azalmaktadır.



2 km grid açıklığına sahip başlangıç modelinde volkanın hız yapısını daha iyi ifade etmek amacıyla P-dalga hızı modeline S-dalga hızı modeli ilave edilmiştir. S-dalga fazı varyasyonlarındaki hata yüksek olduğu için S-dalga hızı modeline ait grid noktaları ters çözüm esnasında sabit tutulmuştur. Bu başlangıç modeli ile gerçekleştirilen ters çözüm sonucunda daha fazla veri varyansı azalımı elde edilmiş ve diğer modeller için elde edilenlerden daha fazladır. Bu model için elde edilen hız anomalileri, başlangıç modeli olarak sadece P-dalga hızı modeli kullanılması durumunda elde edilen sonuçlara göre daha belirgin durumdadır.

Chiarabba ve diğ.[68] çalışmalarında yaptıkları ayrımlılık analizi ile ortalama vektörün 3-boyuttaki davranışını gözle inceliyerek volkanın doğu kısmındaki ışın yörüngelerinin belli bir yönde yoğunlaşmasından dolayı anomalilerde kirlenmenin olduğunu belirlemişlerdir. Benzer durum bu çalışma için de geçerli olup volkanın doğu kısmında yer alan grid noktalarında anomali kirlenmesi saptanmıştır.

Genel olarak söylemek gerekirse yapılan ayrımlılık analizleri, ışın gözlem matrisi ve DWS matrisi değerleri ve ayrıca veri varyansındaki azalma miktarları gözönüne alındığında 1.5 km'lik grid açıklıklı sonuç hız modelinin Alban Tepeleri Volkanik Bölgesi'nin altındaki hız yapısını en iyi ifade eden model olarak benimsenebilir.

Seçilen 163 deprem verisinden ters çözüm sonucu elde edilen 3-boyutlu hız modeli depremlerin konumunun yeniden belirlenmesi işlemi için kullanılmış ve basit yatay tabakalı homejen hız modeli ile yapılan işlem sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Işınlara iyi örneklenmiş merkez bölgede yatay homojen tabakalardan oluşan modele göre odak lokasyonlarında önemli bir farklılık gözlenmemiştir. Yatay ve düşey yöndeki değişimler bir kaç yüz metredir. Bu farklılık volkanın dış kısımlarına düşen depremler için daha büyük olup yaklaşık 3 km dir. Bu durum volkanın dış kısımlarında yer alan grid noktalarının ışınlarla yeterince örneklenmemiş olmasından dolayı ters çözüm boyunca sabit tutulmasına bağlı olarak gelişebilir.

## 6. ÖNERİLER

Yerel deprem tomografisinin depremlerin de içerisinde yer aldığı kabuksal hacimlerin hız görüntülerinin elde edilmesinde son derece faydalı ve güçlü bir teknik olduğu dünyanın bir çok yöresinde yapılan çalışmalarla ve bu çalışma ile gösterilmiştir. Yöntem, yerkabuğunda fay zonları, volkanik bölgeler gibi hız değişimlerinin görüldüğü bölgeleri araştırmak için oldukça elverişlidir.

Bilindiği gibi ülkemiz önemli deprem kuşakları (Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonu) üzerinde yer almakta ve bu zonlar boyunca aktif sismisite görülmektedir. Bu zonlar boyunca meydana gelecek büyük depremlerden sonra olası artçı şokların geçici sismik istasyon ağı ile kaydedilmesinden elde edilecek yerel depremlerin tomografi tekniği ile ters çözümü, bu fay zonlarında meydana gelen deprem bölgesinin detaylı üç boyutlu hız yapısının ortaya çıkartılmasında kullanılabilir. Fay bölgesi ve çevresinin 3-boyutlu gerçekçi hız modellerinin elde edilmesi, odak lokasyonlarının daha duyarlı belirlenmesine ve fay bölgesinde daha detaylı çalışmaların yapılmasına olanak sağlar. Ayrıca yerel deprem tomografisi yöntemi ile fay boyunca yer alan heterojen yapılar (asperite ve bariyerler) belirlenerek fayın mekanik davranışı hakkında önemli ip uçları belirlenebilir.

Diğer taraftan bu yöntem açılma rejimindeki Ege bölgesinde meydana gelen yüksek sismik aktivite dolayısıyla graben sistemlerinin aydınlatılmasında faydalı olabilir. Ayrıca yine aynı bölgede yer alan potansiyel jeotermal alanların incelenmesi amacıyla yapay atışlar ile de desteklenerek Yerel tomografi çalışmaları yapılabilir, mağma odaları veya kısmi ergime bölgeleri tespit edilebilir.

Bu çalışmada ortaya çıkan sonuçlar ve karşılaşılan sorunlara göre şu öneriler sıralanabilir. Kademeli yaklaşımlı ters çözüm yöntemi ışınlarla iyi örneklenmiş bölge için uygulanmalı ve sönüm parametrelerinin seçiminde dikkatli davranılmalıdır. Zira çevresindeki bölgesel yapının etkisi ters çözüm sonuçlarını olumsuz yönde etkileyebilir. Üç boyutlu grid ağı ile hız yapısı modellenirken ışınlar ile iyi örneklenmiş bölgelerin daha yoğun grid noktaları ile temsil edilmesi ve kötü örneklenmiş bölgelerde

daha seyrek grid noktası kullanılması modellenen hacmin daha detaylı görüntülerinin elde edilmesini sağlayabilir. Ters çözüm işleminde S-dalga hızı modeli sabit tutulsa bile P-hız modeline eklenerek kullanılması durumunda önemli ilerlemeler sağlanmaktadır.

Bu çalışma sonucunda bulunan yüksek hızlı yapının gerçekten var olup olmadığını belirlemek için Alban Tepeleri Bölgesi'nin detaylı gravite ve elektriksel rezistivite çalışmalarının yanısıra sismik kırılma çalışmalarının da yapılması önerilir. Ayrıca bölgede NeHT türü yapay kaynaklı bir tomografi çalışmasının yapılması volkanın derinliklerine ait daha fazla detayı ortaya çıkaracaktır. Böylece bu çalışmada uygulanan yöntemin ne dereceye kadar başarılı olduğu konusunda bir hüküm yürütmek mümkün olacaktır.



## 7. KAYNAKLAR

- [1] Bording, R. P., Gerszternkorn, A., Lines, L. R., Scales, J. A., ve Treitels, S., Applications of Seismic travel time tomography, Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 90, (1987) 285-303.
- [2] McMechan, G., Seismic tomography in boreholes. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 74, (1987) 601-612.
- [3] Nolet, G., Seismic Tomography, with Applications in Global Seismology and Exploration Geophysics, D. Reidel Publishing Comp. (1987).
- [4] Hirahara, K. Tomography using both local earthquake and teleseisms; velocity and anisotropy-theory, Seismic Tomography: Theory and Practice, H. M. Iyer and K. Hirahara, Chapman and Hall, London, 1993.
- [5] Aki, K. ve Lee, W. H. K., Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes; 1. A homogeneous initial model, J. Geophys. Res., 81, (1976), 381-4399.
- [6] Aki, K., Christofferson, A. ve Husebye, E. S., Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, J. Geophys. Res., 82, (1977), 277-296.
- [7] Romanowicz, B. A., Seismic structure of the upper mantle beneath the united states by three dimensional inversion of body wave arrival times. Geophys. J. R. Astr. Soc., 57, (1979), 479-506.
- [8] Romanowicz, B. A., A study of large scale variations of P velocity in the upper mantle beneath western Europe, Geophys. J. R. Astr. Soc., 63, (1980), 217-232.
- [9] Menke, W., Lateral inhomogeneties in P velocity under the Tarbella array of the Lesser Himalayas of Pakistan, Bull. Seism. Soc. Am., 67, (1977), 725-734.
- [10] Hirahara, K., A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japon Islands and the Sea of Japon. J. Phys. Earth. 25, (1977), 393-417.
- [11] Taylor, S. R. ve Toksoz, M. N., Three-dimensional crust and upper mantle structure of the northeastern United States, J. Geophys. Res., 84, (1979), 7627-7644.
- [12] Yanovskaya, T. B., Solution of the inverse problem of seismology for laterally inhomogeneous media. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 79, (1984), 293-304.

- [13] Babuska, V., Plomerova, J. ve Sileny, J., Spatial variations of P residuals and deep structure of the European Lithosphere, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 79, (1984), 363-383.
- [14] Ellsworth, W. L. ve Koyagani, R. Y., Three-dimensional crust and upper mantle structure of the Kilauea volcano, Hawaii, J. Geophys. Res., 82, (1977), 379-539.
- [15] Mitchell, B. J., Cheng, C. C. ve Stauder, W., A three dimensional velocity model of the lithosphere beneath the New Madrid Seismic Zone, Bull. Seism. Soc. Am., 62, (1977), 1061-1074.
- [16] Reasenber, P., Ellsworth, W. ve Walter, A., Teleseismic evidence for a low-velocity body under the Caso geothermal Area, J. Geophys. Res., 85, (1980), 2471-2483.
- [17] Grasso, J. L., Cuet, M. ve Pascal, G., Use of two inverse techniques. Application to a local structure in the New Hebrides Island Arc, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 75, (1983), 437-472.
- [18] Nercersian, A., Hirn, A. ve Tarantola, A., Three-dimensional seismic transmission prospecting of the Mont. Dore Volcano, France, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 76, (1984), 307-316.
- [19] Burmakov, J. A., Tressov, A. V. ve Vinnik, L.P., Determination of three dimensional velocity structure from observations of refracted body waves, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 79, (1984), 285-292.
- [20] Maguire, P. K. H., Francis, D. J. ve Whitecombe, D. N., Determination of three dimensional seismic structure of the crust and upper mantle in the Central Midlands of England, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 83, (1985), 347-362.
- [21] Dorbath, C., Dorbath, K., Fairhead, F. D. ve Stuart, G. W., A teleseismic delay time study across the Central African Shear Zone in the Adamowa region at Cameroon, West Africa, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 86, (1986), 71-766.
- [22] Dziewonski, Hager, A. M., B. H. ve O'Connell, R. T., Large-scale heterogeneities in the lower mantle, J. Geophys. Res., 82, (1977), 239-255.
- [23] Dziewonski, A. M., Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6, J. Geophys. Res., 89, (1984), 5929-5952.
- [24] Dziewonski, A. M., ve Anderson, D. L., Seismic tomography of the earth's interior, Am. Sci., 72, (1984), 483-494.
- [25] Tanimoto, T. ve Anderson, D.L., Mapping convection in the mantle, Geophys. Res. Lett., 11, (1984), 287-290.
- [26] Woodhouse, J. H. ve Dziewonski, A. M., Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of the Earth structure by inversion of seismic waveforms, J. Geophys. Res., 89, (1984), 5953-5986.

- [27] Tanimoto, T., The Backus-Gilbert approach to the three-dimensional structure in the upper mantle, I. Lateral variation of surface wave phase velocity with its error and resolution, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 82, (1985), 105-123.
- [28] Nakanishi, I. ve Anderson, D. L., Aspherical heterogeneity of the mantle from phase velocities of mantle waves, Nature, 307, (1984), 117-121.
- [29] Aki, K., Overview, Seismic Tomography Theory and Practice, H.M. Iyer ve K. Hirahara, First Edition, Chapman and Hall, London, 1993.
- [30] Clayton, R.W. ve Comer, R.P., A tomographic analysis of the mantle heterogeneties, Terra Cognita, 4, (1984), 282-283.
- [31] Ivansson, S., Remark on an earlier proposed iterative tomographic algorithm, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 75, (1983), 855-860.
- [32] Nolet, G., Damped least squares methods to solve large tomographic system and determine the resolving power, Terra Cognita, 4, (1984), 285.
- [33] Nolet, G., Solving or resolving inadequate and noisy tomographic system. J. Comp. Phys., 61, (1985),463-482.
- [34] Spakman, W., A tomographic image of the Upper Mantle in the Eurasian-African-Arabian Collision Zone, EOS, 66, No 46, (1985), 975.
- [35] Montagner, J. P., Seismic anisotropy of the Pacific ocean inferred from long-period surface wave dispersion, Phys. Earth Plan. Int., 28, (1985), 28-50.
- [36] Nataf, H. C., Nakanishi, I. ve Anderson, D.L., Measurements of the mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneities and anisotropy, 3. Inversion, J. Geophys. Res., 91, (1986), 7261-7308.
- [37] Ivansson, S., Crosshole transmission tomography, Seismic Tomography, G. Nolet, D. Reidel Publ. Comp., 159-188., (1987).
- [38] Ivansson, S.. Seismic borehole tomography theory and computational methods, Proc. IEEE, 74, (1986), 328-338.
- [39] Ivansson, S., Some remarks concerning seismic refraction tomography and velocity analysis, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 87, (1986), 539-557.
- [40] Kennett, B. L. N. ve Williamson, P., Subspace methods for large-scale nonlinear inversion, in Mathematical Geophysics, N. J. Vlaar, G. Nolet, M.J.R. Wortel ve S.A.P.L. Cloetingh, . D. Reidel, Pordrecht, 1987.
- [41] Firbas, P, Tomography from seismic profiles, Seismic Tomography , G. Nolet, D. Reidel, 189-202, 1987.
- [42] Nur, D., Seismic rock properties for reservoir descriptions and monitoring, Seismic Tomography, G. Nolet, D.Reidel Pub. Comp., 203-237, 1987.



- [43] Zhao, D., A Tomographic study of Seismic Velocity Structure in the Japan Islands, Ph.D. Thesis, Tohoku University, 301,1990.
- [44] Thurber, C. H. ve Aki, K., Three-dimensional seismic imaging, Ann. Rev. Earth Planet Sci., 15,(1987), 115-139.
- [45] Al-shukri, H. J. ve Mitchell, B. J., Three-dimensional velocity variation and their relation to the structure and tectonic evolution of the New Madrid Seismic Zone, J. Geophys. Res., 92, (1987), 6377-6390.
- [46] Al-Shukri, H. J. ve Mitchell, B. J., Reduced seismic velocities in the source zone of New Madrid earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 78, (1988), 1491-1509.
- [47] Al-Shukri, H. J. ve Mitchell, B. J., Three-dimensional attenuation structure in and around the New Madrid Seismic Zone, Bull. Seism. Soc. Am., 80, (1990), 615-632.
- [48] Michael, A. J., Effects of three-dimensional velocity structure on the seismicity of the 1984 Morgan Hill, California, aftershock sequence, Bull. Seism. Soc. Am. , 78, (1988), 1199-1221.
- [49] Eberhart-Phillips, D., Active faulting and deformation of the Coalinga Anticline as interpreted from three dimensional velocity structure and seismicity, J. Geophys. Res., 94, 15, (1989), 15,565-15,586.
- [50] Eberhart-Phillips, D., Three-dimensional P- and S- velocity structure in the Coalinga Region, California, J. Geophys. Res., 95, (1990), 15,343-15,363.
- [51] Ebarhart-Phillips, D., Labson, V. F., Stanley, W. D., Michael, A. J. ve Rodriquez, B. D., Preliminary velocity and resistivity models of the Loma Prieta earthquake region, Geophys. Res. Lett., (1990), 17,1235-17,1238.
- [52] Lees, J. M. ve Crosson, R. S., Tomographic imaging of local earthquake delay times for three-dimensional velocity variation in Washington, J. Geophys. Res., 95, (1990), 4763-4776.
- [53] Walck, M. C. ve Clayton, R. W., P wave velocity variations in the Caso Region, California, derived from local earthquake travel times, J. Geophys. Res., 92, (1987), 393-405.
- [54] Evans, J. R. ve Zucca, J. J., Active high-resolution seismic tomography of compressional wave velocity and attenuation, structure of Medicine Lake Volcano, Northern California Cascade Range, J. Geophys. Res., 93, (1988), 15,016-15,036.
- [55] Stauber, D. A., Green, S. M. ve Iyer, H. M., Three-dimensional P velocity structure of the crust below Newberry Volcano, Oregon, J. Geophys. Res., 93, (1988), 10,095-10,107.
- [56] Aster, R. C. ve Meyer, R. D., 3-dimensional velocity structure and hypocenter distribution in the Phlegroean Field, Italy, Tectonophysics, 149, (1988), 195- 218.

- [57] Achauer, U., Evans, J. R. ve Stauber, D. A. High-resolution seismic tomography of compressional wave velocity structure at Newberry Volcano, Oregon Cascade Range, J. Geophys. Res., 93, (1988), 10,135-10,147.
- [58] Walck, M. C., Three-dimensional Vp/Vs variation for the Caso Region, California, J. Geophys. Res., 93, (1988), 2047-2052.
- [59] Lees, J. M. ve Crosson, R. S., Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data, J. Geophys. Res., 94, 5716-5728
- [60] Zucca, J. J. ve Evans, J. R., Seismic imaging for velocity and attenuation structure in geothermal fields, Transaction. Geothermal Resources Council, 13, (1989), 295-299.
- [61] Toomey, D. R. ve Foulger, G. R., Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur Central Volcano Complex, Iceland, J. Geophys. Res., 94, (1989), 17,497-17,510.
- [62] Dawson, P. B., Evans, J. R. ve Iyer, H. M., Teleseismic tomography of the compressional wave velocity structure beneath the Long Valley region, California, J. Geophys. Res., 95, (1990), 11,021-11,051.
- [63] Ellsworth, W. L. ve Koyanagi, R. Y., Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii, J. Geophys. Res., 82, (1977), 5379-5394.
- [64] Thurber, C. H., Seismic detection of the summit magma complex of Kilauea Volcano, Hawaii, Science, 223, (1984), 165-167.
- [65] Fornaseri, M., Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy), Rend. Soc. It. Min. Petrol., 4, (1985), 73-106.
- [66] Bertagnini, A., DeRita, D., Funicello, R., Sbrana, A. ve Trigila, R., Latium Volcanism, Excursion Guidebook IAVCEI, (1985), 32-39.
- [67] DeRita, D., Funicello ve Parotto, M., Geological Map of the Colli Albani Volcanic Complex (Vulcano Laziale), CNR-GNV, Joint Venture ENEL-AGIP, (1988).
- [68] Chiarabba, C., Malagnini, L. ve Amato, A., Three-Dimensional Velocity Structure and earthquake relocation in the Alban Hills Volcano, Central Italy, Bull. Seism. Soc. Am., 84, (1994), 295-306.
- [69] Amato, A. ve Valensise, G., Il basamento sedimentario dell'area Albana, risultati di una studio degli <<Ejecta>> dei crateri idromagmatici di Albana e Nemi, Mem. Soc. Geol. It., (1986), 35,761-35,767.
- [70] Toro, E., Gravimetry and deep structure of the Sabatinian and Alban Volcanic areas (Latium), Geol. Rom., 15, (1977), 15,301-15,310.

- [71] Funiciello, R. ve Parotto, M., Il substrato sedimentario nell'area dei Colli Albani considerazione geodinamiche e paleogeografiche sul margine Tirrenico dell'Appennino Centrale, Geol. Rom., 17, (1978), 17,233-17,287.
- [72] Molin, D., Sulla sismicita' storica dei Colli Albani, Comitato Nazionale Energia Nucleare, CNEN-RT/AMB (81) 11, 1981.
- [73] Amato, A., Chiarabba, C., Cocco, M., Di Bona M., Selvaggi, G., The 1989-1990 seismic swarm in the Alban Hills Volcanic area; Central Italy, Journal of Volcanology and Geothermal Res. (baskida).
- [74] Cimini, G. B., Chiarabba, C., Amato, A., ve Iyer, H. M., Large teleseismic P-wave residuals observed at the Alban Hills Volcano, Central Italy, Annali di Geofisica, 37, No-5, (1994), 969-988.
- [75] Aki, K., Christofferson A. ve Husebye, E. S., Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere., J. Geophys. Res., 82, (1977), 277-296.
- [76] Bracewell, R.N. ve Riddle, A.C., Inversion of fan beam scans in radio astronomy, Astrophys. J., 150, (1987), 424-434.
- [77] De Rasier, D. J. ve Klug, A., Reconstruction of three dimensional structures from electron micrographs, Nature, 217, (1968), 130-134.
- [78] Radon, J., Uber die Bestimmung von Funktionen durch ihre Integralwerte langs gewisser mannigfaltigkeiten, Ber. Verb. Saechs. Akad. Wiss., Leipzig. Math. Phys. K1, 69, (1917), 262-277.
- [79] Cormack, A. M., Representation of a function by its line integrals, with some radiological application, J. Appl. Phys., 34, (1963), 2722-2727.
- [80] Hounsfield, G. N., Computerized transverse axial scanning tomography: Part I. Description of the system. Br. J. Radial, 46, (1973), 1016-1022.
- [81] Kak, A. C., Image reconstruction from projections in digital image processing technique, M.P. Electrom, New York, N.Y., Academic Press, 1984.
- [82] Tarantola, A., Inverse Problem theory: Methods for Data fitting and Model parameter estimation, Elsevier, Amsterdam, 1987.
- [83] Lee, W. H. K. ve Pereyra, V., Mathematical introduction to seismic tomography, Seismic Tomography: Theory and Practice, H.M. Iyer ve K. Hirahara, Chapman&Hall, London, 2-22, 1993.
- [84] McMechan, G. A., Seismic tomography in boreholes, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 74, (1983), 601-612.

- [85] McMechan, G. A., Harris, J.M. ve Anderson, L.M., Cross-hole tomography for strongly variable media with application to scale model data, Bull. Seism. Soc. Am., 77, (1987), 1945-1960.
- [86] Iyer, H.M., Evans, J. R. , Dawson, P. B., Stauber, D. A. ve Achauer, U., Differences in magma storage in different volcanic environment as revealed by seismic tomography: silicic volcanic centers and subduction-related volcanoes. in Magma Transport and storage, M.P. Ryan, John Wiley&Sons, 1990.
- [87] Evans, J. R., Zucca, J. J. ve Chiarabba, C., Imaging magma chambers, intrusion pathways and geothermal reservoirs of two cascadian shield volcanoes by high resolution NeHT seismic tomography, EOS abs., 73, n-25, (June 23,1992), 60.
- [88] Iyer H. M., 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, (1984), 473-510.
- [89] Iyer, H. M., Seismological detection and delineation of magma chambers beneath interplate volcanic centers in western U.S.A., in modeling Volcanic Process. C. King and R. Scarpa, Vieweg, Braunschweig/Wiesbaden, 1988.
- [90] Iyer, H. M. ve Dawson, P. B., Imaging volcanoes using teleseismic tomography, Seismic Tomography: Theory and practice, H.M. Iyer ve K. Hirahara, Chapman&Hall, London, 1993.
- [91] Iyer, H. M., Seismological detection and delineation of magma chambers: Present status with emphasis on western U.S.A. , Volcanic Seismology, R. Scarpa, ve P. Gasparini, Springer Verlag, 1992.
- [92] Gibowicz, S. J. ve Kijko, A., An introduction to Mining Seismology, Academic Press, Inc., 1994.
- [93] Ito, H., De Vilbiss, J. ve Nur, A., Compressional and shear waves in saturated rock during water-steam transition, J. Geophys. Res., 84, (1979), 4731-4735.
- [94] Christensen, N. J., Seismic velocities in Handbook of Physical properties of rocks, Second Edition, Carmicheal by CRC Press Inc., 1982.
- [95] Kern, H., P- and S- wave velocities in crustal and mantle rocks under the simultaneous action of high confining pressure and high temperature and the effect of the rock microstructure, High-Pressure Res. in Geoscience, W. Schreyer, 1982.
- [96] Iyer, H. M., Evans, J. R., Zandt, G., Stewart, R. M., Coakley, J. M. ve Rolaff, J. N., A deep low velocity body under the Yellow Stone caldera, Wyoming: delineation using teleseismic P-wave residuals and tectonics interpretation, Geol. Soc. Am. Bull. Seism. Soc. Am., 92, Part 1, 792-798; (1981), Part 2, 1471-1645.
- [97] Mavko, G. M., Velocity and attenuation in partially molten rocks, J. Geophys. Res., 85, (1980), 5173-5189.

- [98] Sanders, C. O., Location and configuration of magma bodies beneath Long Valley, California, determined from anomalous earthquake signals, J. Geophys. Res., 89, (1984), 8287-8302.
- [99] Birch, F., The velocity of compressional wave in rock to 10 kbars, part 2, J. Geophys. Res., 66, (1961), 2199-2224.
- [100] Iyer, H. M. ve Stewart, R. M., Teleseismic technique to locate magma in the crust and upper mantle, in Magma Genesis, Proc. American Geophysical Union Chapman Conference on partial Melting in the Upper mantle, Brookings, Oregon, 10-14 September 1976, State of Oregon Department of Geology and Mineral Industries, Portland, OR, H.J.B. Dick, (1977), 281-299.
- [101] Iyer, H. M., Deep structure under Yellowstone national park, U.S.A.: a continental "Hot Spot", Tectonophysics, 56, (1979), 165-197.
- [102] Foulger, G. R. ve Arnott, S. K., Local tomography; volcanoes and the accretionary plate boundary in Iceland, Seismic Tomography: Theory and practice, H.M. Iyer ve K. Hirahara, Chapman&Hall, London, 1993.
- [103] Sanders, C. O., Local earthquake tomography: attenuation theory and results, Seismic Tomography: Theory and practice, H.M. Iyer ve K. Hirahara, Chapman&Hall, London, 1993.
- [104] Clayton, R. W., Seismic tomography (abstract), Eos, Trans. Am. Geophys. Union, 65, (1984), 236.
- [105] Evans, J. R., Compressional wave velocity structure of the Medicine Lake Volcano and vicinity from teleseismic relative travelttime residuals (ext. abstract), Tech. Prog., Abs., and Biog., 52'nd Annual Meeting, (1982), 482-485.
- [106] Thurber, C. H., Earthquake Location and Three-Dimensional Crustal Structure in the Cayote lake Area, Central California, J. Geophys. Res., 88, (1983), 8226-8236.
- [107] Amato, A. ve Berge, P. A., Teleseismic and local earthquake tomography of the Lassen Volcanic Area, Northern California, Eos, Trans. Am. Geophys. Union, 69, (1988).
- [108] Iyer, H. M., Oppenheimer, D. H. ve Hitchcock, T., Abnormal P-wave delays in the Geisers-Clear Lake geoterma area, California, Science, 204, (1979), 495-497
- [109] Robinson, R. ve Iyer, H. M., Delineation of a low velocity body under the Roosevelt Hot Springs geothermal area, Utah, using teleseismic P- wave data, Geophysics, 46, (1981), 1456-1466.
- [110] Dawson, P. B., Evans, J. R. ve Iyer, H. M., Velocity structure of the crust and upper mantle beneath Long Valley caldera, California, J. Geophys. Res., 95, (1990), 11,201-11,050.



- [111] Kissling, E., Ellsworth, W. L. ve Cockerham, R. S., Three-dimensional structure of the Long Valley Caldera, California region by Geotomography, U.S.G.S. Open File Report, Proc. of workshop, XIX, 1984.
- [112] Leaver, P., Mixed stochastic and deterministic modelling of the crustal structure in the vicinity of Mt. Hood Ore (abstract), EOS, Trans. AGU, 65, (1984), 1002.
- [113] Eberhart-Phillips, D., Three-dimensional velocity structure in northern California coast-ranges from inversion of local earthquake arrival times, Bull. Seism. Soc. Am., 76, (1986), 1025-1052.
- [114] Foulger, G. R. ve Toomay, D. R., Structure and evolution of the Hengill-Greindalur Volcanic Complex, Iceland: geology, geophysics and seismic tomography, J. Geophys. Res., 94, (1989), 94,17511-94,17522.
- [115] Walck, M. C. ve Clayton, R. W. , P-wave velocity variation in the Cosa region, California, derived from local earthquake travel-times, J. Geophys. Res., 92 , (1987), 393-405.
- [116] Benz, H. M. ve Smith, R. B., Simultaneous inversion for lateral velocity variations and hypocenters in the Yellowstone region using earthquake and refraction data, J. Geophys. Res., 89, 1208-1220.
- [117] Lees, J. M. ve Crosson, R. S., Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data, J. Geophys. Res., 94, (1989), 5716-5728.
- [118] Lister, C. R. B., On the penetration of water into hot rock, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 39, (1974), 465-509.
- [119] Lister, C. R. B., Qualitative theory on the deep and of geothermal system, in Proc., 2nd U.N. Symposium on Development and use of Geothermal Resources, (1976), 459-463.
- [120] Lister, C. R. B., Quanlitative models of spreading center processes including hydrothermal penetration, Tectonophysics, 37, (1977), 203-218.
- [121] Lister, C. R. B., Heat flow and hydrothermal circulation, Annu. Rev. Earth, Planet. Sci., 8, (1980), 95-117.
- [122] Bjornesson, H., Bjornsson, S. ve Sigurgeirsson, T., Penetration of water into hot rock boundaries of magma at Grimsvotn, Nature, 295, (1980), 580-581.
- [123] Foulger, G. R. ve Long, R. E., Anomalous focal mechanisms: evidence for tensile crack formation on an accreting plate boundary, Nature, 310, (1984), 43-45.
- [124] Foulger, G. R., The hengill triple point, SW Iceland. 2. Anomalous earthquake focal mechanisms and implications for processes within the geothermal resevoir and at accretionary plate boundaries, J. Geophys. Res., 93, (1988), 507-523.



- [125] Hirahara, K., Tomography using both local earthquakes and teleseisms: velocity and anisotropy- theory, Seismic Tomography: Theory and practice, H.M. Iyer ve K. Hirahara, Chapman&Hall, London,1993.
- [126] Hirahara, K., Inversion method of body-wave data for three-dimensional Earth structure, Zisin, 43, (1990), 291-306.
- [127] Thurber, C. H., Local earthquake tomography: velocities and Vp/Vs -theory, Seismic Tomography: Theory and practice, H.M. Iyer ve K. Hirahara, Chapman&Hall, London, 1993.
- [128] Inoue, H., Teleseismic tomography: global modelling, Seismic Tomography: Theory and practice, H.M. Iyer ve K. Hirahara, Chapman&Hall, London,1993.
- [129] Nercersian, A., Hirn, A. ve Tarantola, A., Three-dimensional transmission prospecting of the Mont Dore Volcano, France, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 76, (1984), 307-315.
- [130] Horiuchi, S., Ishii, I., Ueki, S., Two-dimensional depth structure of the Tohoku district, the northern Japon arc Part I. Method and Conrad discontinuity, J. Phys. Earth, 30, (1982), 47-69.
- [131] Sambridge, M. S., Non-linear arrival time inversion constraining velocity anomalies by seeking smooth models in 3-D, Geophys. J. Int., 102, (1990), 653-677.
- [132] Thurber, C. H., Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake Area, Central California, Ph.D. Thesis, M.I.T, 1981.
- [133] Eberhart-Phillips, D., Investigation of crustal structure and active processes in the Coast Ranges, central California, Ph.D. thesis, Standford University, 1989.
- [134] Thurber, C. H. ve Aki, K., Three-dimensional seismic imaging, Annu. Rev. Earth, Planet. Sci., 15, (1987), 115-139.
- [135] Evans, J.R., Restricted array seismic tomography, Ph.D. Thesis, 1988.
- [136] Aki, K., Three-dimensional inhomogeneities in the lithosphere and asthenosphere: Evidence for decoupling in the lithosphere and flow in the asthenosphere, Rev. Geophys. Space. Phys., 20, (1982), 161-170.
- [137] Menke, W., Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory. International Geophysics Series, 45, Second Edition, Academic Press. Inc., 1989.
- [138] Aki, K. ve Richards, P., Quantitative Seismology: Theory and methods, San Francisco, W.H. Freeman, 1980.
- [139] Pavlis, G. L. ve Booke, J. R., The Mixed Discrete-Continuous Inverse Problem: Application to the Simultaneous Determination of Earthquake Hypocenters and Velocity structure., J Geophys. Res., 88, 1980, 4801-4810.

- [140] Spencer, C. ve Gubbins, D., Travel-Time Inversion for Simultaneous Earthquake Location and Velocity Structure Determination in Laterally Varying Media, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 63, (1980), 95-116.
- [141] Marguard, D. W., An algorithm for least-squares estimation of non linear parameters, J. Soc. Indust. Appl. Math., 11, (1963), 2.
- [142] Marguard, D. W., Generalized inverse, ridge regression, biased linear estimation and non linear estimation, Tectonometrics, 12, (1970), 591-612.
- [143] Levenberg, G., A method for the solution of certain non linear problems in least squares, 2, Quart. Appl. Math., (1944), 164-168.
- [144] Franklin, J. N., Well-posed stochastic extensions of ill posed linear problems, J. Math. Anal. Appl., 31, (1970), 682-716.
- [145] Herman, G. T., Image Reconstruction from Projection: The Fundamentals of Computerized Tomography, Academic Press, New York, 1980.
- [146] Humpreys, E ve Clayton, R. W., Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems, J. Geophys. Res., 93, (1988), 1073-1085.
- [147] Paige, C. C. ve Saunders, M. A., LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, ACM Trans. Math. Software, 8, (1982), 43-71.
- [148] Paige, C. . ve Saunders, M. A., LSQR: Sparse linear equations and least squares problems, ACM Trans. Math. Software, 8, (1982), 195-209.
- [149] Chou, C. W. ve Booker, J. R., A Backus-Gilbert approach to inversion of travel time data for three dimensional velocity structure, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 59, (1979), 325-344.
- [150] Tarantola, A. ve Nercersian, A., Three-dimensional inversion without blocks, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 76, (1984), 299-306.
- [151] Crosson, R. S., Crustal structure modelling of earthquake data 1. simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters, J. Geophys. Res., 81, (1976), 3036-3046.
- [152] Crosson, R. S., Crustal structure modelling of earthquake data, 2. velocity structure of Puget Sound region, Washington, J. Geophys. Res., 81, (1976), 3047-3054.
- [153] Spencer, C. P. ve Gubbins, D., Travel-time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 63, (1980), 95-116.
- [154] Horiuchi, S., Ishii, H. ve Takagi, A., Two-dimensional depth structure of the crust beneath the Tohoku district, the northeastern Japon arc. Part I. Method and Conrad discontinuity, J. Phys. Earth., 30, (1982), 47-69.

- [155] Horiuchi, S., Yamamoto, A., Ueki, S. Tachibana, K., Kano, T., ve Takagi, A., Two dimensional depth structure of the crust beneath the Tohoku district, the northeastern Japon arc., Part II. Moho discontinuity and P-wave velocity, J. Phys. Earth, 30, 1982,
- [156] Nakanishi, I., Three-dimensional structure beneath the Hokkaido-Tohoku region as derived from a tomographic inversion of P-arrival times, J. Phys. Earth, 33, (1985), 241-256.
- [157] Walck, M. C. ve Clayton, R.W., P wave velocity variations in the Caso Region, California, derived from local earthquake travel times, J. Geophys. Res., 92, (1987), 393-405.
- [158] Lees, J. M. ve Crasson, R. S., Tomographic inversion for three dimensional velocity structure of Mount St. Helens using earthquake data, J. Geophys. Res., 94, (1989), 5716-5728.
- [159] Hawley, B. W., Zandt, G. ve Simith, R. B., Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: an iterative solution with a layered model, J. Geophys. Res., 86, (1981), 7073-7076.
- [160] Michelini, A. ve Mc Evilly, T. V., Seismological studies at Parkfield. I. Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic  $\beta$ -splines parameterization, Bull. Seism. Soc. Am., 81, (1991), 524-552.
- [161] Thurber, C. H., Analysis methods for kinematic data from local earthquakes, Rev. Geophys., 24, (1986), 793-805.
- [162] Kock, M., Nonlinear inversion of local seismic travel times for the simultaneous determination of the 3D- velocity structure and hypocenters application to the seismic zone Vrancea, J. Geophys., 56, (1985), 160-173.
- [163] Lin, C. H. ve Roecker, S. W., Determination of earthquake hypocenters, focal mechanisms, and velocity structure in the Morgan Hill area through 3-D circular ray tracing, EOS. Trans. Am. Geophys. Union, 71, (1990), 1445.
- [164] Sambridge, M. S. ve Kennett, B. L. N., Boundary value ray tracing in a heterogeneous medium: a simple and versatile algorithm, Geophys. J. Int., 101, (1990), 157-168.
- [165] Wesson, R. L., Travel-time inversion for laterally inhomogeneous crustal velocity models, Bull. Seism. Soc. Am., 61, (1971), 729-746.
- [166] Julian, B. R. ve Gubbins, D., Three dimensional seismic ray tracing, J. Geophysics, 43, (1977), 95-113.
- [167] Preyra, V., Lee, W. H. K., ve Keller, H. B., Solving two-point seismic ray-tracing problems in heterogeneous medium, 1. A general adaptive finite difference method, Bull. Seism. Soc. Am., 78, (1980), 1190-1198.

- [168] Um, J. ve Thurber, C. H., A fast algorithm for two point seismic ray tracing, Bull. Seism. Soc. Am., 77, (1987), 792-796.
- [169] Prothero, W. A., Taylor, W. J. ve Eickemeyer, J.A., A fast two-point three-dimensional ray tracing algorithm using a simple step search method, Bull. Seism. Soc. Am., 78, (1988), 1190-1198.
- [170] Thurber, C. H. ve Ellsworth, W. L., Rapid solution of ray tracing problems in heterogeneous media, Bull. Seism. Soc. Am., 70, (1980), 1137-1148.
- [171] Vidale, J. E., Finite-difference calculation of travel times in three dimensions, Geophysics, 55, (1990), 521-526.
- [172] Moser, T. J., Shortest path calculation of seismic rays, Geophysics, 56, (1991), 59-67.
- [173] Vidale, J. E. ve Houston, H. B., Rapid calculation of seismic amplitudes, Geophysics, (1992).
- [174] Wiggins, R. A., The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscillations for earth structure, Rev. Geophys. Space Phys., 10, (1972), 251-285.
- [175] Jackson, D. D., Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 28, 97-110.
- [176] Jackson, D. D., The use of a priori data to resolve non-uniqueness in linear inversion, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 57, (1979), 137-157.
- [177] Evans, J. R. ve Achauer, U., Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental scale studies, Seismic Tomography: Theory and practice, H.M. Iyer ve K. Hirahara, Chapman&Hall, London, 1993.
- [178] Backus, G. E. ve Gilbert, J. F., Numerical application of a formalism for geophysical inverse problems, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 13, (1967), 247-276.
- [179] Backus, G. E. ve Gilbert, F., The resolving power of gross earth data, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 16, (1968), 169-205.
- [180] Serri, G., Innocenti, F., Manetti, P. ve Tonarini, S., Mantle and crustal components in the genesis of the Neogene- Quaternary magmatism of the northern Apennine as a marker of the lithosphere, asthenosphere structure under central Italy, Abs. Workshop C201, 11, Roma, 102, 1991.
- [181] Funiciello, R., Mattei, M., Salvini, F., Structural characteristics of the "Sabina lineament" between the Apennines chain and the Tyrrhenian Sea and their relationship with the Latian magmatism, abs. "International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigations", Napoli, 1991.
- [182] Chiarabba, C., Caratteristiche Sismologiche e Assetto Strutturale Profondo dell' Area Vulcanica dei Colli Albani, Tesi di dottorato in scienze della terra, Università degli studi di Roma "La Sapienza", Roma, 1993.

- [183] De Rita D., Funicciello R., Parotto, M. ve Salvini, F., Geologia dei Colli Albani, Joint Venture ENEL-AGIP, 1984.
- [184] Alessio, M., Bella, F., Bachechi, F., ve Cortesi, C., University of Rome Carbon 14 dates, Radiocarbon, 8, (1966), 401-412.
- [185] Trigila, R., Goeta, M., Fredo, C., Indicazioni termodinamiche e petrologico sperimentali sull'origine ed evoluzione dei magmi potassici dell'Italia centrale, in stampa su Atti del Workshop Crop 11, Roma, 1991.
- [186] Turi, B. ve Taylor, H. P., Oxygen Isotope Studies of Potassic Volcanic Rocks of the Roman Province, Central Italy, Contr. Mineral. Petrol., 55, (1976), 1-31.
- [187] Di Sabatino S., Contributo allo studio del basamento metamorfica triassico del Lazio. Studio petrologico delle metamorfizi triassiche del sondaggio "Perugia 2" e delle elastiti e peliti triassiche dell'isola di Zannone.
- [188] Fornaseri, A., Scherillo, A. ve Ventriglia, U., La regiona vulcanica dei Colli Albani (Vulcano Laziale), CNR Centro Min. Petr. Univ. Roma, 1963.
- [189] Bernardi, A., De Rita, D., Funicciello, R. ve Villa, M. I., Chronology and structural evolution of Alban Hills volcanic complex, Latium, Italy, Workshop on explosive volcanism, abstract, S. Martino al Cimino, 1982.
- [190] Amato, A., Basili, A., Boschi, E., Cocco, M., Di Bona, M., Funicciello R., La sequenza sismica dei Colli Albani iniziata nell'Aprile, Pubbl. I.N.G., Ed. Il Cigno Galileo Galilei, Roma, 1989.
- [191] Hill, D P., Temperatures at the base of the seismogenic crust beneath Long Valley caldera, and the Phlegrean Fields Caldera, Italy, Volume on Volcanic Seismology, Sprenger-Verlag, July 25, 1989.
- [192] Hasegawa, A, Zhao, D., Hori, S., Yamamoto, A. ve Horiuchi, S., Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity, Nature, 352, (1991), 683-689.
- [193] Amato, A., De Simoni B, ve Gasparini, C., Considerazioni sulla sismicita dei Colli Albani. Il periodo sismicita del 1981. Att. del III. Conv. del Gruppo Naz. Geofis. terra Solida, 965-976, 1984.
- [194] Amato, A. ve Cocco, M., Monitoring seismic areas with local networks, a basic tool for earthquake prediction: seismicity patterns and faulting mechanism in Italy, Earthquake Prediction, E. Boschi and M. Dragoni, Il Cigno Galileo Galilei, 237-266, 1992.
- [195] Klein, F. W., Hypoinverse, a program for VAX computer to solve for earthquake location and magnitude, United States Department of the Interior Geological Survey, Open File Report 89-314, 6/89 version, 1989.

- [196] Aster, R. C. ve Meyer, R. P., Three-dimensional velocity structure and hypocenter distribution in the Campi Flegrei caldera, Italy, Tectonophysics, 149, (1988), 195-218.
- [197] Feroci, M. Funicello, R., Gasparini, C. Salvi, S., Strutture ed evoluzione del substrato dell'area vulcanica Albana e Sabatina, Boll. GNV., (1987), 343-348.
- [198] Hill, D. P., A model for seismic swarm, J. Geophys. Res., 82, (1977), 1347-1352.
- [199] Pollard D. D., Pelaney, P. T. ve Fink J. H., Igneous dikes: propagation mechanics and associated geologic structures, Long Valley Red Book, U.S.G.S. Open Fyle Report. Proc. of workshop XIX, 1984.
- [200] Bacon, C. R., Implications of silicic vent patterns for the presence of large crustal magma chambers, U.S.G.S. Open Fyle Reprot. Proc. of Workshop XIX, 1984.
- [201] Herrin, E., Introduction to 1968 seismological tables for P phases, Bull. Seism. Soc. Am., 58, (1968), 1193-1241.
- [202] Ellsworth, W. L., Three-dimensional crust and mantle beneath the island of Hawaii, Ph. D. thesis., Mass. Inst. of Technol. Cambridge, 1977
- [203] Michelini, A. Fault Zone Structure Determined Through the Analysis of Earthquake Arrival Times, Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley, 1991.
- [204] Sibson, R. H., Fault zone models, heat flow and depth distribution or earthquakes in the continental crust of the United States. Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1, (1982), 151-163.
- [205] Meissner, R. ve Strehlau, J., Limits of stresses in continental crust and their relation to depth-frequency distribution of shallow earthquakes, Tectonics, 1, 1, (1982), 73-89.
- [206] Scholz, C., Microfractures, aftershocks and seismicity, Bull. Seism. Soc. Am., 58, (1968), 1117-1130.
- [207] Arnott, S. K. ve Foulger, G.R., The Krafla spreading segment, Iceland 1. Three-dimensional crustal structure and the spatial and temporal distribution of local earthquakes, J. Geophys. Res., 99, B12, (1994), 23,801-23,825.



## 8. ÖZGEÇMİŞ

1964 yılında Kilis'te doğan Hüseyin GÖKALP, ilk ve orta öğrenimini de Kilis'te yapmıştır. 1981 yılında Kilis Lisesi'nden mezun olduktan sonra 1981-1982 öğretim yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde Lisans öğrenimine başladı ve 1985-1986 öğrenim yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. Lisans öğrenimi boyunca Türkiye Eğitim Vakfından (TEV) burs aldı. 1986 yılında aynı üniversitenin Jeofizik Anabilim Dalında Yüksek Lisans öğrenimine başladı ve 1989 yılında "Spektral Analiz Yöntemleri ile Girişmiş Dalga Fazlarının Ayrımı" konulu Yüksek Lisans Tezi çalışmasını tamamlayarak Yüksek Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. Aynı yıl yine aynı üniversitenin Jeofizik Mühendisliği Bölümünde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya başladı ve aynı zamanda aynı üniversitenin Jeofizik Müh. Anabilim Dalında Doktora öğrenimine başladı. 1993 yılında İtalyan Hükümetinin verdiği bir yıl süreli bir burs ile İtalya'ya giderek İtalyan Ulusal Jeofizik Enstitüsünde (Istituto Nazionale di Geofisica [ING]-Roma) Sismik Tomografi ve özellikle Lokal Deprem Tomografisi konusunda çalışmalarda bulundu. İtalya'da bulunduğu süre zarfında "Summer School Earth and Planetary Science: Plate Tectonics: the first 25 years, Siena-Italy" ve "Summer School on Seismic Modelling of the Earth's Structure, Erice-Italy" adlı bilimsel etkinliklere okulların verdiği bursları da kazanarak katıldı. 7-18 Kasım 1994 tarihleri arasında International Center for Theoretical Physics, Trieste-Italy' da yapılan "Second Workshop on Three Dimensional Modelling of Seismic Waves Generation, Propagation and Their Inversion" adlı bilimsel aktiviteye burslu olarak katıldı. İngilizce ve İtalyanca dillerini bilmekte olan yazar, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası American Geophysical Union (AGU) ve Seismological Society of America (SSA) kuruluşların üyesidir.