

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ARMUTLU - GEMLİK CİVARININ 3 BOYUTLU
SİSMİK HIZ YAPISI**

YÜKSEK LİSANS

Jeofizik Müh. Özlem ASLAN

Anabilim Dalı: Jeofizik Mühendisliği

Danışman: Prof. Dr. Özer KENAR

KOCAELİ, 2008

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ*FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ARMUTLU-GEMLİK CİVARININ 3 BOYUTLU SİSMİK HIZ YAPISI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Özlem ASLAN

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 26.05.2008

Tezin Savunulduğu Tarih: 26.09.2008

Tez Danışmanı

Prof. Dr. Özer KENAR

Üye

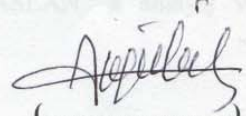
Prof. Dr. Şerif BARIŞ

Üye

Doç. Dr. Oğuz ÖZEL


(.....)


(.....)


(.....)

KOCAELİ, 2008

ÖNSÖZ

Armutlu yarımadası Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun iki kolu ile sınırlanmış, aktif kabuk hareketi, yüksek sismisite, yüksek ısı akısı ve derin termal su kaynaklarına sahip bir bölgedir. Yakın geçmişte Armutlu yarımadası ve yakın civarında önemli büyüklükte depremler meydana gelmiştir. Bölgedeki deprem aktivitesinin çoğu Kuzey Anadolu Fay'ının kuzey kolunda meydana gelmektedir. Güney kolunda ise özellikle İznik (Mekece) Fayında sismik suskunluk gözlenmektedir. Böylesine karmaşık yapıya sahip bir bölgenin deprem etkinliğinin belirlenebilmesi için ayrıntılı hız yapısının belirlenmesi gerekmektedir. Bu çalışmada Armutlu yarımadasının yerel deprem tomografisi yöntemi ile ayrıntılı hız yapısı belirlenmeye çalışılmıştır.

Yüksek lisans öğrenimim boyunca bilgi ve tecrübelerini benden esirgemeyen değerli danışmanım Prof. Dr. Özer KENAR' a teşekkür ederim. Çalışma konumun belirlenmesinden teslimine kadar her aşamasında, deneyimleri ve bilgi birikimiyle beni en doğru şekilde yönlendiren değerli hocam Prof. Dr. Şerif BARIŞ' a teşekkür ediyorum.

Bilgisayarıma gerekli programların kurulumu ile ilgilenen Sayın Süleyman TUNÇ' a, tezin yazımı aşamasındaki yardımlarından dolayı sevgili ev arkadaşım Kadriye TÜRKOĞLU' na, eleştiri ve önerileriyle beni daha iyiye yönlendiren değerli arkadaşım Taciser ÇETİROL' a teşekkür ederim.

ARMUTLU ağının kurulumundaki katkılarından dolayı GFZ-Potsdam araştırma merkezine ve Dr. Helmut GROSSER'a, bu ağdan elde edilen verilerin okunmasındaki değerli çalışmalarında dolayı Stefanie SANDBERG'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Üç yıl süren yüksek lisans öğrenimin boyunca manevi desteklerini hiç eksik etmeyen sevgili dostlarım Duygu ÇAĞ ADIGÜZEL, Pınar DEMİR, Çiğdem-Doğu SOSUN ve Oğulcan YAVUZ' a sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Beni en iyi şekilde yetiştirdiklerine inandığım, hayatım boyunca maddi-manevi her konuda desteklerini hissettiğim sevgili ailem Nurten ASLAN ve İbrahim ASLAN' a anlayış ve sabırlarından dolayı çok teşekkür ediyorum.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ	iv
TABLolar DİZİNİ	vi
SİMGELER	vii
ÖZET	viii
İNGİLİZCE ÖZET	ix
1. GİRİŞ	1
1.1. Armutlu Yarımadasında Yapılan Önceki Çalışmalar	1
1.2. Türkiye’de Yapılan Tomografi Çalışmaları	4
1.3. Tomografik Yöntemlere Genel Bakış	5
2. ARMUTLU YARIMADASININ JEOLJİSİ VE TEKTONİĞİ	8
2.1. Giriş	8
2.2. Armutlu Yarımadasının Jeolojisi	8
2.2.1. Kuzey zon (Ammutlu metamorfik topluluğu)	8
2.2.3. Güney zon	10
2.2.2. Orta zon	10
2.2.2.1. İznik metamorfik topluluğu	10
2.2.2.2. Geyve metaofiyoliti	10
2.2.3. Güney zon	11
2.3. Armutlu Yarımadasının Hidrojeolojisi	11
2.4. Bölgesel Tektonik ve Sismisite	12
3. SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMLERİ	14
3.1. Sismik Tomografi Çeşitleri	14
3.1.1. Kullanılan kaynak türüne göre tomografi	14
3.1.2. Kaynak alıcı uzaklığına göre tomografi	15
3.1.3. Veri çeşidine göre tomografi	15
3.2. Yerel Deprem Tomografisi	16
3.2.1. Hız yapısının modellenmesi	16
3.2.2. Işın izleme	19
3.2.3. Basit ters çözüm teorisi	22
3.3. Çözünürlüğün Değerlendirilmesi	25
4. VERİ TOPLANMASI VE DEĞERLENDİRİLMESİ	27
4.1. Giriş	27
4.2. Marmara Bölgesinde Kurulan Sismik ağlar	27
4.3. Veri Seçimi ve Değerlendirme	28
5. ARMUTLU VE GEMLİK CİVARININ TOMOGRAFİK MODELLEMESİ	32
5.1. Çalışma Alanının modellenmesi ve Bir-boyutlu Hız Modeli	32
5.2. Yapay Dama Tahtası Modeli	34
5.3. Işın Sayısı Yaklaşımı	36
5.4. TOMOG3D Giriş Dosyaları	37
5.4.1. Parametre dosyaları	37
5.4.2. Veri ve istasyon dosyaları	38

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	40
6.1. Sismolojik Sonuçların Tartışılması	40
6.2. Tomografik Sonuçların Tartışılması	43
6.3. Tomografik Sonuçların Karşılaştırılması	51
6.3.1. Tomografik çalışmalarla karşılaştırma	51
6.3.2. Farklı yöntemlerle karşılaştırma	52
6.4. Sonuçlar	62
KAYNAKLAR	64
ÖZGEÇMİŞ	70

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1. (a) Armutlu yarımadası ve civarının jeolojik haritası. (b) Armutlu yarımadasındaki başlıca tektonik zonlar (Yılmaz ve diğ., 1995).....	9
Şekil 2.2. Marmara denizi ve çevresinin bölgesel aktif tektonik unsurlar içerisindeki yerini gösterir harita (Okay ve diğ., 2000)	12
Şekil 3.1. (a) Yerel ve (b) telesismik ışınlar için yer yapısının modellenmesi (Hirahara, 1993)	15
Şekil 3.2. (a) Sabit hızlı bloklar (Aki ve Lee, 1976), (b) yanal değişimli katmanlar (Hawley ve diğ., 1981), (c) düğüm noktalarında oluşan model (Thurber, 1993). Kesikli çizgiler enterpolasyonla hesaplanan alanları göstermektedir.....	17
Şekil 3.3. Sekiz düğüm noktasından oluşan model (Zhao, 1991).....	17
Şekil 3.4. (a) Atış yöntemi, (b) eğme yönteminin basit gösterimi	20
Şekil 3.5. Yalancı eğme (Pseudo bending) yöntemi	20
Şekil 3.6. (a) Süreksizlik düzlemi ile ışın yolunun kesişim noktasının perturbasyon planı gösterimi, (b) 3-boyutlu hızlı ışın izleme tekniği (Zhao, 1991).....	21
Şekil 3.7. Işın sayısı yaklaşımının şematik gösterimi	25
Şekil 4.1. (a) Depremlerin yerinin belirlenmesinde kullanılan 1-boyutlu hız modeli.Düz çizgiler P-dalgası hızını, kesikli çizgiler S-dalgası hızını göstermektedir. (b) Wadati diyagramı	29
Şekil 4.2. Armutlu yarımadası ve civarında konumlanan sismik ağlar ve 1993-2008 yılları arasında meydana gelen tüm depremler	30
Şekil 4.3. Ters çözüm işlemi için seçilen depremler.....	31
Şekil 5.1. Çalışma alanının grid planı	32
Şekil 5.2. Ters çözüm sonucu elde edilen P-dalgası yapay dama tahtası modeli	35
Şekil 5.3. Işın sayısı gösterimi	36
Şekil 5.4. Tomografik ters çözüm için seçilen deprem ve faz sayıları dosyası	37
Şekil 5.5. Örnek Param Dosyası	38
Şekil 5.6. Örnek Datacp Dosyası	38
Şekil 5.7. Örnek Veri Dosyası	39
Şekil 5.8. Örnek STN dosyası.....	39
Şekil 6.1. (a) Bir -boyutlu ters çözümle hesaplanan odak derinliklerinin dağılımı ve (b) üç-boyutlu ters çözümle hesaplanan odak derinliklerinin dağılımı. 40	
Şekil 6.2. Ters çözüm sonucu elde edilmiş P-dalgası hız dağılımları. Mavi renk yüksek hız farklılığını, kırmızı ise düşük hız farklılığını belirtmektedir. Siyah çizgiler fayları, sarı yıldızlar ise bölgede meydana gelen orta ve büyük depremleri göstermektedir.	44
Şekil 6.3. Ters çözüm sonucu elde edilmiş S-dalgası hız dağılımları. Mavi renk yüksek hız farklılığını, kırmızı ise düşük hız farklılığını belirtmektedir. Siyah çizgiler fayları, sarı yıldızlar ise bölgede meydana gelen orta ve büyük depremleri göstermektedir.	45

Şekil 6.4. Ters çözüm ile elde edilmiş Vp/Vs oranı değişimleri, sarı renk yüksek Vp/Vs, mavi renk düşük Vp/Vs değerini belirtmektedir. Kırmızı yıldızlar orta ve büyük depremleri, siyah noktalar mikro depremleri, siyah çizgiler ise bölgedeki fayları göstermektedir.....	47
Şekil 6.5. (a) Kuzey-güney doğrultusunda 29.00° D boyunca ve b) doğu-batı Doğrultusunda 40.55° K boyunca alınan, sırasıyla P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve Vp/Vs oranı değişimlerinin düşey kesitleri. Renk skalası önceki şekillerin skalası ile aynıdır.....	48
Şekil 6.6. (a) Kuzey-güney doğrultusunda 29.90° D boyunca ve b) doğu-batı doğrultusunda 40.70° K boyunca alınan, sırasıyla P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve Vp/Vs oranı değişimlerinin düşey kesitleri. Kırmızı oklar fayları temsil etmektedir. Yeşil üçgenler istasyonları göstermektedir. Renk skalası önceki şekillerin skalası ile aynıdır.....	49
Şekil 6.7. Marmara bölgesinde yapılan sismik, gravite, manyetik ve manyetotellürik çalışmaların yerleri (Barış ve diğ., 2005).	52
Şekil 6.8. Fatih ve diğ. (2002)'de verilen gravite profilleri (A ve B) ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve Vp/Vs oranı değişimleri	53
Şekil 6.9. Ateş ve diğ. (2003)'te verilen gravite ve manyetik profilleri (I ve II) ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve Vp/Vs oranı değişimleri. Siyah ve kırmızı oklar fayları temsil etmektedir. Renk skalası önceki şekillerin renk skalası ile aynıdır.	55
Şekil 6.10. Ateş ve diğ. (2003)'te verilen gravite ve manyetik profilleri (III)ve bu profil boyunca hesaplanan P-dalgası S-dalgası hız perturbasyonları ve Vp/Vs oranı değişimleri. Siyah ve kırmızı oklar fayları temsil etmektedir. Renk skalası önceki şekillerin renk skalası ile aynıdır.	56
Şekil 6.11. Özer ve diğ. (2001)'de verilen gravite profilleri (1 ve 2) ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve Vp/Vs oranı değişimleri Renk skalası önceki şekillerin renk skalası ile aynıdır	57
Şekil 6.12. Gürer (1996)'da verilen MT profilleri ve profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve Vp/Vs oranı değişimleri. Renk skalası önceki şekillerin renk skalası ile aynıdır.....	58
Şekil 6.13. Tank (2003)'de verilen MT profilleri (1 ve 2) ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve Vp/Vs oranı değişimleri. Kırmızı oklar fayları temsil etmektedir. Yeşil üçgenler istasyonları göstermektedir.	60
Şekil 6.14. Tank (2003)'de verilen MT profilleri (4 ve 6) ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve Vp/Vs oranı değişimleri. Kırmızı oklar fayları temsil etmektedir. Yeşil üçgenler istasyonları göstermektedir. Renk skalası şekil 6.13 ile aynıdır.	61

TABLolar DİZİNİ

Tablo 5.1. Ters çözüm işlemi için seçilen minimum bir-boyutlu hız modeli	33
Tablo 5.2. Ters Çözüm işlemi için seçilen minimum bir-boyutlu hız modeli	33
Tablo 6.1. Ters çözüm işleminin her adımında elde edilen ortalama hata miktarları	40
Tablo 6.2. Başlangıç ve final modelin hata miktarlarının karşılaştırılması	41
Tablo 6.3. Depremlerin başlangıç ve final koordinatları gösterir tablo	42

SİMGELER

A	: Jacobian matrisi
d	: Odak ve hız parametrelerinin düzeltme vektörü
e	: Seyahat zamanlarının hata vektörü
Δh	: Odak parametrelerinin düzeltme vektörü
Δm	: Hız parametrelerinin düzeltme vektörü
H	: Seyahat zamanlarının odak parametrelerine göre kısmi türevlerinden oluşan matris
M	: Seyahat zamanlarının hız parametrelerine göre kısmi türevlerinden oluşan matris
r	: Seyahat zamanı artığı (rezidual)
t	: Sismik dalganın varış zamanı
τ_i	: Depremi oluş zamanı
T	: Sismik dalganın seyahat zamanı
u	: Dalga yavaşlığı
v	: Sismik dalganın hızı

KISALTMALAR

CTF	: Çınarcık Transform (dönüşüm) Fayı
GF	: Gemlik Fayı
IF	: İmralı Fayı
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
NBNF	: Kuzey Anadolu Fayı Kuzey Sınırı
NAF	: North Anatolian Fault Zone
RMS	: Root Mean Square
SVD	: Singular Value Decomposition
SBNF	: KAF Güney Sınırı
WTF	: Batı Transform Fayı

ARMUTLU - GEMLİK CİVARININ 3 BOYUTLU SİSMİK HIZ YAPISI

Özlem ASLAN

Anahtar Kelimeler: Armutlu yarımadası, Sismik tomografi, Sismik hız yapısı.

Özet: Armutlu yarımadası Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun iki kolu ile sınırlanmış bir bölgedir. Oldukça karmaşık bir tektonizmaya sahip olan bu bölge deprem etkinliği bakımından da çok aktiftir. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun mikro deprem etkinliğinin izlenmesi amacıyla, bölgeye birçok sismik ağ kurulmuştur. Son olarak 2005 yılında Kocaeli Üniversitesi Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezi (YUBAM) tarafından kurulan ARMUTLU ağı ile özellikle Armutlu ve Gemlik civarındaki depremler inceleme altına alınmıştır. Bölgede İzmit depremi (Ağustos, 1999) ve Çınarcık depremi (Mart, 2008) gibi önemli depremler meydana gelmiştir. Bu tezde 1993 yılından bu yana meydana gelen mikro depremlerden ve büyük depremlerin artçı sarsıntılarından elde edilen varış zamanı verilerine tomografik ters çözüm uygulanarak bölgenin hız yapısı araştırılmış ve bölgenin tektoniği ve depremselliği ile ilişkilendirilmiştir. Bölgeyi en iyi temsil eden minimum bir-boyutlu hız yapısı seçilerek depremler tekrar konumlandırılmış, bu depremler içerisinde 5150 tanesi ters çözüm işlemi için seçilmiştir. Tomografik ters çözüm yapılırken öncelikle sentetik modeller üretilerek yapıda hangi alanların yüksek çözünürlüğe sahip olduğu belirlenmiş, gerekli kontrol parametreleri üretilmiştir. Elde edilen bilgiler ışığında gerçek verilerle tomografik ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Çalışma alanının P-dalgası, S-dalgası hız farklılıkları ve V_p/V_s değişimleri, 25 km derinliğe kadar her 5 km derinlikten alınan iki boyutlu dilimlerle görüntülenmiştir. Bu görüntüler değerlendirildiğinde Armutlu yarımadasının batı ucunda ve Marmara denizinin içinde düşük hız zonları, Geyve civarında yüksek, İzmit körfezinde ise nispeten yüksek hız zonları bulunmuştur. Bulunan sonuçlar bölgenin tektonik olarak çok karmaşık, kırıklı ve çatlaklı bir yapıda olmasının bir göstergesi olarak kabul edilmiş ve bölgedeki fay dağılımları, sıcak su kaynakları ve kaplıcalar sonuçları doğrulamıştır.

3- DIMENSIONAL SEISMIC VELOCITY STRUCTURE OF ARMUTLU – GEMLİK AND SURROUNDING AREA

Özlem ASLAN

Key Words: Armutlu Peninsula, Seismic tomography, Seismic velocity structure

Summary: Armutlu Peninsula is surrounded by two branch of North Anatolian Fault Zone. The region has very complex tectonics and active seismicity. In order to observe micro seismicity of North Anatolian Fault Zone, many Networks have been established in the area. The earthquakes, especially occurred in Armutlu and Gemlik, have been recorded by ARMUTLU network which was established by Kocaeli University Earth and Space Sciences Research Center (YUBAM) since 2005. In the studying area, many considerable earthquakes took place as İzmit Earthquake (August, 1999) and Çınarcık Earthquake (March, 2008), In this thesis, velocity structure of the area has been research by applying 3-D tomographic inversion to arrival time data which are obtained from micro seismic earthquakes and aftershocks of the big earthquakes since 1993 and the results related with tectonics and seismicity of the area. We determined suitable minimum one-dimensional velocity model for the area and the earthquakes were relocated and 5150 of them were selected for using in inversion. In tomographic inversion, firstly synthetic models were produced to define which area has high resolution and determined control parameter, needed in inversion. We applied tomographic inversion to real data using the assigned parameters. P-wave, S-wave velocity perturbation and V_p/V_s ratio of the study area can be imaged as two-dimensional slice which were produced for every 5 km depth up to 25 km. These images show that the western part of Armutlu peninsula and Marmara Sea present the low velocity anomaly, Geyve and surrounding area point out the high velocity anomaly and the İzmit Bay has relatively high velocity zone. The results indicate the very complex tectonics including cracks and fractures in this region and confirm the existence of the hot springs and hot spots.

1. GİRİŞ

Armutlu yarımadası ve yakın civarı Kuzey Anadolu Fayının iki kolu arasında kalmış, tektonik açıdan karmaşık, sismolojik açıdan oldukça aktif bir bölgedir. Son on yıllık dönem içerisinde 17 Ağustos 1999 tarihinde İzmit'te 7.4 büyüklüğünde, 20 Ekim 2006 tarihinde Kuşgölü'nde 5.2 büyüklüğünde, 24 Ekim 2006 tarihinde Gemlik Körfezinde 5.2 büyüklüğünde ve 12 Mart 2008 tarihinde Çınarcık'ta 4.8 büyüklüğünde 4 önemli deprem meydana gelmiştir. Bugüne kadar Marmara bölgesinde, özellikle doğu Marmara'da kabuk yapısının belirlenmesine yönelik birçok çalışma yapılmıştır. Bölge için yapılmış iki tane tomografi çalışması vardır. Bunlardan ilki Karabulut ve diğ. (2003)'ün yapmış olduğu iki-boyutlu yapay kaynak sismik tomografi çalışması, ikincisi ise Barış ve diğ. (2005)'in yapmış olduğu 3-boyutlu yerel deprem tomografi çalışmasıdır. Barış ve diğ. (2005)'te yayınlanan çalışmalarının sonuç kısmında, Armutlu Yarımadası ve civarı için elde edilen tomografi sonuçlarının yeterli çözünürlükte olmadığı ve istasyon sayısının yetersizliğinden dolayı bu bölgenin ayrıntılı hız yapısının ortaya çıkarılamadığı belirtilerek bölge için istasyon sayılarının arttırılarak daha ayrıntılı bir yerel deprem tomografi çalışması yapılması gerektiği önerilmiştir. Bu tezde bu sonuçtan yola çıkılarak Armutlu Yarımadası ve yakın civarının 3-boyutlu hız yapısının yerel deprem tomografisi tekniği ile belirlenmesi amaçlanmıştır.

1.1 Armutlu Yarımadasında Yapılan Önceki Çalışmalar

Bekler ve Gürbüz (2008), Armutlu yarımadasının kabuk yapısını araştırmak için Kuzey Anadolu Fayı'na dik iki profilde sismik kırılma çalışması yapmışlardır. Sismik kaynak olarak kuyu (Borehole) ve taş ocağı patlatması kullanmışlardır. Armutlu bloğunun merkezinde yüksek hız anomalisi (5.6-5.8 km/s) ve İznik gölünün kuzeyinde düşük hız anomalisi (4.90 km/s) olmak üzere iki baskın hız yapısı saptamışlardır.

Kurtuluş ve Canbay (2007), Marmara denizinin güneyinde kalan aktif deformasyon zonunda, sismik yansıma çalışması yapmışlardır. Gemlik körfezi ile Bandırma körfezi arasındaki tektonik ve stratigrafik yapıları ortaya koymak için üst sedimanter ve derin sedimanter tabakaları çalışmışlardır. Bu bölgedeki tektonik gelişimi açıklayan dört sismik-stratigrafik birim tanımlamışlardır.

Barış ve diğ. (2005), Tektoniği oldukça karmaşık olan Marmara bölgesinin üst kabuk yapısının daha iyi anlaşılabilmesi amacıyla, bölgedeki sismik ağlardan toplanan varış zamanı verilerine, 3-boyutlu sismik tomografi ters çözüm algoritması uygulamışlardır. Yüzeyden 15 km derinliğe kadar bölgenin P ve S-dalgası hız dağılımını ve Vp/Vs oranlarını belirleyerek, sonuçları çeşitli analiz yöntemleri ve çözünürlük testleri ile doğrulamışlardır.

Tank ve diğ. (2005), İzmit ve Adapazarı bölgesinde iki profilde, manyetotellürik verileri toplayarak, bu verilere iki boyutlu ters çözüm işlemi uygulamışlardır. Kuzey Anadolu Fayı'nın iki kolu arasında yaklaşık 50 km derinliğe kadar inen düşük özdirenç zonunun varlığını belirlemişlerdir ve bu iletken zonu, daha önceki zamanlarda meydana gelen kısmi ergime ile ilişkilendirmişlerdir.

Tank ve diğ. (2003), 17 Ağustos 1999 İzmit depreminin meydana geldiği bölgede ve Armutlu yarımadasının batı ucunda olmak üzere iki profil boyunca alınan manyetotellürik verilere 2 boyutlu ters çözüm işlemi uygulayarak, dirençli ve iletken yapıları belirlemişlerdir. İzmit depreminin artçı şoklarının, bu yapılar içindeki konumunu incelemişlerdir. İzmit körfezi altında 3 km derinliğe kadar oldukça düşük özdirenç sahip bir zonun varlığını belirlemişler ve bu zonun İzmit havzasının sedimanter topluluğundan kaynaklanmış olabileceğini belirtmişlerdir. 5-10 km arasında dirençli birimlerle sınırlandırılmış ve çevre birimlere göre nispeten daha düşük özdirenç sahip bir bölge bulmuşlardır. Bu bölgede artçı şokların kümелendiğini belirtmişlerdir. Armutlu yarımadasının batı ucundaki profilin güney ucunda ise 5 km derinliğinde oldukça düşük özdirenç sahip bir zonun varlığını belirlemişlerdir. Profilin genelinde ise özdirençin nispeten düşük olduğunu belirtmişlerdir.

Karabulut ve diğ. (2003), Çınarcık havzasını ve KAF'ın kuzey kolunu kesecek şekilde alınan 120 km lik sismik kırılma profilinden elde edilen varış zamanı verilerine bir çeşit ters çözüm algoritması uygulamışlardır. Armutlu yarımadasının altında belirlemiş oldukları yüksek hız (5.8-6.1 km/s) zonlarının, metamorfik gövde içindeki granitik sokulumla ilişkili olabileceğini öne sürmüşlerdir. Gemlik körfezinde bulunan hızların 3.1-4.5 km/s arasında değiştiğini, Çınarcık havzasının altında ise yaklaşık 5 km derinliğinde yüksek hız (6.0 km/s) zonunun bulunduğunu belirtmişlerdir. Kocaeli yarım adasının altında da yüksek hız zonunun (5.7-6.0 km/s) varlığını belirtmişlerdir.

Nakamura ve diğ. (2002), 17 Ağustos 1999 İzmit depremin meydana geldiği İzmit bölgesinde 3 boyutlu P dalgası hız yapısını belirlemek için Zhao ve diğ. (1992)'nin geliştirmiş olduğu sismik tomografi yöntemini kullanmışlardır. Elde edilen P dalgası hız yapısına göre ana şokun batısında düşük hız zonu bulmuşlardır. 30.4° Doğu boylamının doğusunda, bu bölgedeki artçı şok kümesinin altında yüksek bir hız zonunun uzanmakta olduğunu belirtmişlerdir.

Adatepe (2002), Marmara denizinin güney bölümünde, çok kanallı sismik kırılma verileri ve gravite verilerini kullanarak bölgenin tektonik yapısının araştırmışlardır. Kuzey Anadolu Fay zonunun orta kolu ile kuzeybatı uzanımlı Trakya-Eskişehir Fayı arasındaki ilişkiyi incelemişlerdir.

Kurtuluş (1993), Gemlik körfezinin stratigrafik ve sedimantolojik yapısını araştırmak için, toplamda 189 km uzunluğunda olan 19 profilden toplanan sismik verileri kullanmışlardır. Sismik profillerde dört ana birim belirlemişlerdir. Bunlardan üçü düzensiz, çapraz ve iyi tabakalanmış sedimanter birimlerdir. Dördüncüsü ise kristalimsi volkanik kayaların oluşumu ile meydana geldiğini düşündükleri akustik birimdir.

1.2 Türkiye’de Yapılan Tomografi Çalışmaları

Alkan ve diğ. (2007), Sakarya baseninin 3-boyutlu sismik hız yapısını 17 Ağustos 1999 depreminin artçı sarsıntılarını kullanarak belirlemişlerdir. Bir-boyutlu hız yapısını belirlemek için VELEST programını, tomografik ters çözüm işlemi için SIMULPS14 (Kissling, 1995) programını kullanmışlardır.

Barış ve diğ. (2005), Yerel deprem tomografisi yöntemini kullanarak Marmara bölgesinin 3-boyutlu üst kabuk sismik hız yapısını belirlemişlerdir. Toplamda 3949 deprem, 59313 P ve 33042 S dalgası varış zamanı kullanmışlardır. Depremlerin başlangıç lokasyonlarının belirlenmesinde HYPO71PC (Lee ve Lahy, 1975; Lee ve Valdes, 1985) programının değiştirilmiş versiyonu ve BUKOERİ’nin bir boyutlu hız modelini kullanmışlardır. 3 boyutlu kabuk hız yapısını saptamak için Zhao (1991) tarafından geliştirilen ve Zhao ve diğ. (1992) tarafından yenilenen TOMOG3D tomografi tekniğini kullanmışlardır. Bu tomografi tekniği ışın yollarını belirlemek için yalancı eğim (Pseodu-Bending) yöntemini büyük miktardaki varış zamanı verilerini bilinmeyen parametrelere çevirmek içinde Paige ve Saunders (1982) tarafından geliştirilen LSQR algoritmasını kullanmaktadır.

Teoman ve diğ. (2005), Kasım 1999 ve Ağustos 2001 yılları arasında toplanan yerel deprem verileri kullanılarak Doğu Anadolu platosu ve yakın civarının P-dalgası hız yapısını yerel deprem tomografisi yöntemi ile araştırmışlardır. Bir-boyutlu hız yapısını VELEST programı ile belirlemişler, 3-boyutlu tomografik ters çözüm işlemini Thurber (1981) tarafından geliştirilen SIMULPS14 programı ile gerçekleştirmişlerdir.

Aktar ve diğ. (2005), Erzincan havzasının 3-boyutlu üst kabuk sismik hız yapısını belirlemek amacıyla 13 Mart 1992 de meydana gelen Erzincan depreminin artçı sarsıntılarından elde edilen varış zamanı verilerine tomografik ters çözüm işlemi uygulamışlardır. Çalışmalarında 25 istasyon tarafından kaydedilen 1240 depremin 21000 P ve 10000 S-dalgası varış zamanını kullanmışlardır.

Dinç (2003), Sultandağı ve civarının karmaşık tektoniğini araştırmış ve 3-boyutlu P-dalgası hız yapısını, 2002 de meydana gelen Sultandağı artçı sarsıntılarını kullanarak, tomografik ters çözüm yöntemi ile belirlemiştir. Başlangıç modeli olarak, dokuz ayrı hız modelinin VELEST programıyla yinelemeli ve eş zamanlı ters çözümünü yaparak bölgeyi iyi temsil eden bir boyutlu bir hız modeli elde etmiş ve depremlerin başlangıç lokasyonlarını belirlemiştir. 3-boyutlu P-dalgası hız yapısını saptamak için Thurber (1983) de verilen SIMUL2000 programını kullanmıştır.

Nakamura ve diğ. (2002), 17 Ağustos 1999 İzmit depremin artçı sarsıntılarını kullanarak İzmit bölgesinin 3 boyutlu P dalgası hız yapısını belirlemişlerdir. Bir boyutlu başlangıç hız modeli olarak IZINET ağının rutin deprem lokasyon çalışmalarında kullanılan hız modelini kullanmışlar ve tomografik ters çözüm işlemi için Zhao ve diğ. (1992)'nin geliştirmiş olduğu TOMOG3D programını kullanmışlardır.

Kuleli (1992), Ege bölgesinin 3-boyutlu sismik dalga hız değişimini, telesismik veri seti kullanarak, sismik tomografi yöntemiyle incelemiştir. Çalışmalarında Aki ve diğ. (1977) tarafından geliştirilen klasik ACH yaklaşımına dayanan bir tomografi ters çözüm tekniği kullanmıştır. Çalışmadan elde edilen sonuçları bölgenin depremselliği ile karşılaştırarak, kabuk ve üst manto hızlarını her istasyona ait zaman-uzaklık grafiklerinden hesaplamıştır.

1.3 Tomografik Yöntemlere Genel Bakış

Sismik tomografi yer kabuğunun ve üst mantonun bloklara bölünerek her bloğun içindeki hız perturbasyonlarının(yüzdelik hız değişimlerinin) belirlenmesi ve çeşitli derinliklerden alınan kesitler üzerinde dalga hız dağılımının incelenmesidir. Kısaca sismik tomografi yer yapısının iki boyutlu dilimler şeklinde görüntülenmesidir.

Sismolojide ilk kez sismik hızın derinlikle değişiminin ters çözüm bakış açısıyla incelenmesi Backus ve Gilbert (1967) tarafından ele alınmıştır. Sismik tomografi çalışmaları ilk olarak Aki ve diğ. (1974) tarafından U.S. Geological Survey (USGS)'in orta California'da kurduğu sismik ağdan elde edilen telesismik P-dalgası

verileri kullanılarak yapılmıştır. Bu çalışmada San Andreas fay zone altındaki yer yapısı görüntülenmiştir. İlk olarak üç boyutlu ters çözüm metodu (ACH metodu) 1974'te Aki, Christoffersson ve Husebye tarafından geliştirilmiştir. Bu metod telesismik dalga varışlarından hesaplanan istasyon rezidüellerinden yararlanarak, istasyon grubunun bulunduğu bölgenin altındaki hız yapısının 3-boyutlu olarak görüntülenmesine izin vermektedir. Aki ve Lee (1976) bu metodu yerel depremlere uygulamıştır, böylece sismik hız bilgisinin yanı sıra deprem odağının koordinatlarındaki düzeltmelerde hesaplanabilmiştir. Hirahara (1977) yüksek hızlı Pasifik levhasının dalma batma kuşağını bu yöntemle incelemiştir. Clyaton ve Comer (1983), Nolet (1985) de bu yöntemi kullanmışlardır. 1984 yılında Dziewonski ve Anderson tüm yer küre ölçeğinde sismik dağılımı görüntülemiştir (Aki, 1993). 1980'lerin başında tomografi yönteminin güvenilirliği bir çok sismolog tarafından sorgulanmaktayken yapılan çalışmaların artması ve bulunan sonuçların doğruluğu tomografiye olan güvenirliliği artırmıştır. Bugüne kadar yapılan sismik tomografi çalışmalarıyla bir çok farklı yapı görüntülenmiştir. Yöntemin kullanım alanlarını kısaca şu şekilde özetleyebiliriz. Fay zonlarında gözlenen ani hız değişimlerinden dolayı fay zonlarının belirlenmesinde, volkanik ve jeotermal alanlarda oluşan düşük hıza sahip magma ceplerinin ani hız değişimine neden olmasından dolayı magma ceplerinin hacim ve geometrilerinin ortaya çıkarılmasında ve dalma batma zonlarında dalan levhanın çevresindeki yapıya oranla daha yüksek hız değerine sahip olmasından dolayı bu zonların belirlenmesinde sismik tomografi yöntemleri yaygın olarak kullanılmaktadır (Spakman, 1988).

Günümüzde ise yer içindeki sismik hız dağılımının 3-boyutta bulunması yapay yada doğal kaynak kullanılarak, cisim dalgaları (P ve S), yüzey dalgaları (Rayleigh ve Love) ve serbest salınımlar kullanılarak, yüksek çözünürlükte birkaç metreden yüzlerce hatta binlerce km uzunluğunda alınan kesitlerle yerel, bölgesel, küresel ölçekte ve çok farklı ters çözüm teknikleri kullanılarak yapılabilmektedir (Hirahara, 1993).

Sismik tomografinin en önemli problemlerinden biri kaynaktan alıcıya ışın yolunun bulunması ve bu yol boyunca seyahat zamanlarının hesaplanmasıdır. Örneğin ACH metodunda ortam homojen kabul edilen bloklara bölünmekteydi. Böyle bir ortamda

ışın izleme oldukça kolay bir işlemdi fakat yerkabuğu süreksizliklerin, fayların ve kısmi ergime kuşaklarının bulunduğu tekdüze olmayan bir yapıya sahiptir. Um ve Thurber (1987), yalancı eğme (pseudo-bending) adı verilen bir ışın izleme tekniği geliştirmişlerdir. Zhao (1991) bu ışın izleme tekniğini iyileştirerek, düzensiz hız değişikliklerine olduğu kadar her bir tabaka içindeki heterojeniteye de duyarlı üç-boyutlu bir ışın izleme tekniği geliştirmiştir ve bu tekniğin yatay heterojeniteye sahip sismik hız yapılarında hız ters çözüm programları için kullanılabileceğini belirtmiştir. Bu üç-boyutlu ışın izleme tekniği ile ışın yolları, seyahat zamanları ve seyahat zamanlarının kısmi türevleri hesaplanabilmektedir.

2. ARMUTLU YARIMADASININ JEOLJİSİ VE TEKTONİĞİ

2.1 Giriş

Armutlu Yarımadası Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun iki kolu ile sınırlandırılmış, doğu-batı uzanımlı dağ sıralarına, kuzeyde İzmit Körfezi-Sapanca Gölü güneyde Gemlik Körfezi-İznik Gölü olmak üzere iki körfeze ve iki göle sahip bir bölgedir. Armutlu Yarımadası, Yılmaz ve diğ. (1995)'te farklı tektonik yapılara sahip üç ayrı zona ayrılmıştır. Bunlar, Armutlu metamorfik topluluğundan oluşan Kuzey zon (Rodop-Pontid Zonu), Sakarya Kıtasının metamorfizmaya uğramış birimlerini temsil eden İznik metamorfik topluluğundan oluşan Merkez zon (İntra-Pontid Zon) ve Sakarya Kıtası birimlerinden oluşan Güney zondur.

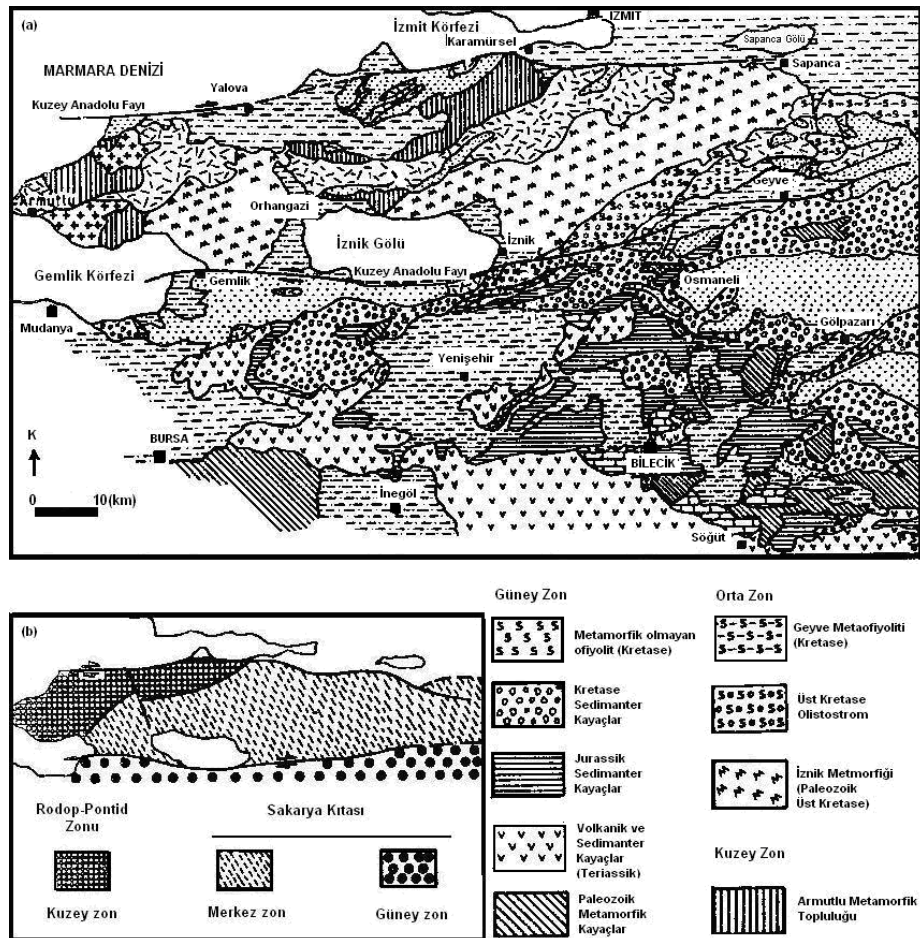
2.2 Armutlu Yarımadasının Jeolojisi

2.2.1 Kuzey zon (Armutlu metamorfik topluluğu)

Kuzey zon, Armutlu metamorfik topluluğu ve bunu üzerleyen geç Kretase-Tersiyer yaşlı kayalardan oluşur. Armutlu metamorfik topluluğu Armutlu Yarımadası'nın batısında ve Almacık dağı dolaylarında mostra verir. Bu topluluk Rodop Pontid zonunun altındaki kayaların düşük dereceli metamorfizmaya uğraması ile oluşur. Armutlu metamorfik topluluğunun görülebilen en alt kesimleri amfibolit, hornblend şist, metabazit ve gnaysit dokulu intrüzif lökograditlerle temsil edilir. Armutlu metamorfik topluluğunun yüksek dereceli metamorfik taban kesimleri üzerine uyumsuzlukla düşük dereceli metamorfik bir istif gelir. Bu istif zayıf metamorfik karasal özellikli felsik piroklastik kayalar ve felsik lavlar ile temsil edilir. Felsik meta volkanikler Almacık dağında yoktur, bunun yerine yüksek dereceli metamorfik kesim beyaz renkli, zayıfça metamorfik kuvarstik konglomera ve kuvarsitlerle örtülmektedir. Taban kırıntıları niteliğindeki bu kayalar Armutlu yarımadasında felsik metavolkanik istifin üst düzeylerinde ortaya çıkar.

Genellikle açık renkli olan kuvarsit, kuvarstik konglomera ve felsik metavolkanitler üste doğru koyu renkli, oldukça kalın, koyu gri rekristalize kireçtaşı mercek ve blokları içeren graptolitli homojen bir sleyt istifine geçer. Sleyt topluluğu üste doğru yerini koyu gri renkli, yer yer fosilli Devoniyen yaşlı kireçtaşlarına bırakmaktadır. Kireçtaşları da zayıf metamorfik bir fliş istifine geçmektedir.

Armutlu yarımadasında birimin ileri derecede metamorfik taban kesimleri daha yaygın iken, Almacık dağı ve dolaylarında Devoniyen kireçtaşları ve onu üzerleyen fliş dizisi geniş alanlarda mostra vermektedir. Armutlu metamorfik topluluğunun üst kesimlerindeki metamorfizma nadiren yeşil şist fasiyesinin alt koşullarına ulaşabilmektedir (Yılmaz ve diğ., 1990). Armutlu metamorfik topluluğu üzerinde yer alan en yaşlı örtü birimi, altta ince bir taban çakıltası ve kumtaşı ile başlayarak üste doğru akarsu kanalları içeren volkanojenik fliş istifine geçer.



Şekil 2.1:(a) Armutlu yarımadası ve civarının jeolojik haritası (b) Armutlu yarımadasındaki başlıca tektonik zonlar (Yılmaz ve diğ., 1995)

2.2.2 Orta zon

Merkez zon metamorfik kayaçların baskın olduğu, iki farklı tektonik birimden oluşmuştur. Bunlar İznik metamorfik topluluğu ve Geyve metaofiyolitidir.

2.2.2.1 İznik metamorfik topluluğu

İznik metamorfik topluluğu Orhangazi civarı ve İznik'in kuzeyin de mostra vermektedir. İstif üst Kretaseyi de içeren kalın bir Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı kaya topluluğundan oluşur. Özellikle rekristalize kireçtaşı ve mermer gibi birimler, çevresindeki metapelitik kayalara göre daha dayanımlı olmaları dolayısıyla blok görünümü kazanmıştır ve yanal yönde sık sık kamalanmaktadır. Bu zonlu oluşturan tüm istifte metamorfizma alttan üste doğru azalmaktadır. Bunun sonucu olarak istifin en üst birimleri zayıfça metamorfiktir ve çoğunlukla birincil yapı ve doku özelliklerini korumuştur. İznik metamorfik topluluğunun en üst kesimleri erken Kretase yaşlı zayıf dereceli metamorfik pelajik kireçtaşı, çamurtaşı, radyolarit istifi ile temsil edilmektedir. Bu istif bazaltik lavlarla ardalanmakta ve üste doğru rekristalize kireçtaşı-mermer ve ofiyolitik bloklar içeren bir fliş istifine geçmektedir. İznik metamorfik topluluğunu örten metamorfik olmayan üst Kretase yaşlı çökel kayaçlardır.

2.2.2.2 Geyve metaofiyoliti

Geyve metaofiyoliti, Geyve boğazı ve yakın dolayları ile Mudurnu çayının kuzeyindeki Almacık dağında mostra veren bölgesel metamorfizmaya uğramış bir ofiyolit topluluğudur. Marmara denizi güneyinde kalan bazı ofiyolit mostraları da muhtemelen aynı topluluğa aittir. Geyve metaofiyoliti iki veya daha fazla kalın, düzenli ofiyolit dilimden oluşur. Bunlar tabanda ultramafik kayalardan üstte bazaltik lav ve bunlarla ardalanmış pelajik şeyllere kadar eksiksiz bir dizilim sunarlar. Geyve boğazında ve civarındaki alanlarda alt birimler homojen gabro, diyorit ve granitler sokulumları ile granitik damarlardan oluşurken üst birimler diyabaz ve bazaltik kayalardan meydana gelir (Yılmaz ve diğ., 1990). Geyve metaofiyoliti çok evreli metamorfizmalara maruz kalmıştır. İlk olarak hidrotermal metamorfizmaya, ikincil

olarak yeşilşist fasiyesinde bölgesel bir metamorfizmaya maruz kalmıştır. Bu metamorfizma geç Kretase de meydana gelmiştir (Yılmaz ve diğ., 1990; Yılmaz ve diğ., 1995; Bozcu, 1992). Erken Kretase yaşlı ofiyolitinin altında yer alan düşük dereceli metamorfik pelajik çökel yer alır. Geyve metaofiyoliti kalınlığı 500m den daha kalın bir çakıltası-kumtaşı istifli ile örtülmektedir.

2.2.3 Güney zon

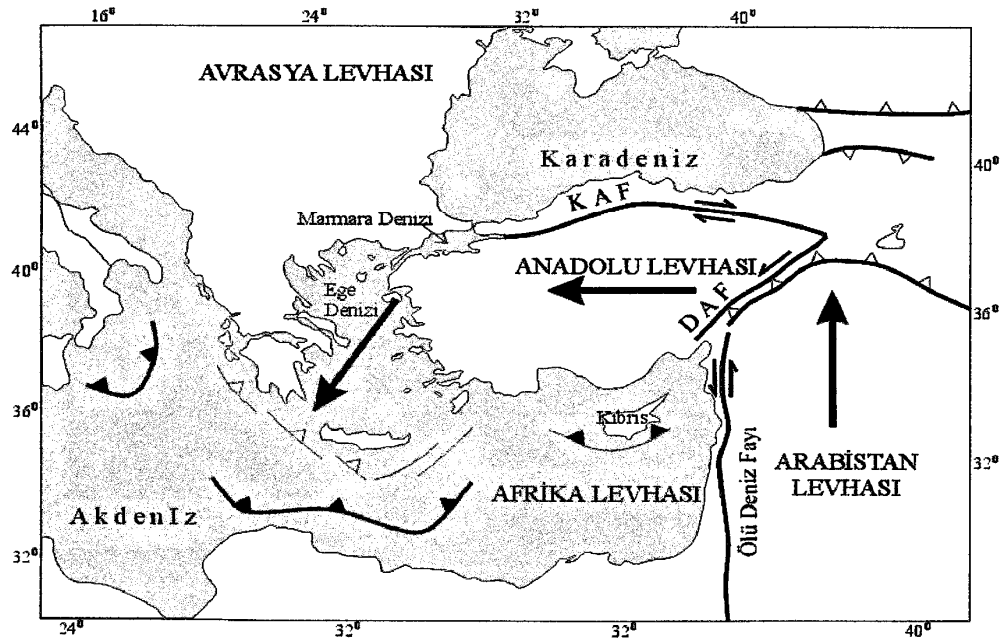
Güney zon, Kuzey Anadolu Fayı'nın güney kolu ile diğer zonlardan ayrılmaktadır. Bu zon baskın olarak Sakarya Kıtası birimlerinden oluşmakta ve içinde iki farklı metamorfik birim bulundurmaktadır. Bunlardan ilki şist, gnays, amfibolit ve migmatitden oluşan Uludağ Grubu, ikincisi volkanik sedimanterlerden oluşan Yenişehir Grubudur. Trias yaşlı bu topluluk Liyas yaşlı çökellerle örtülmektedir.

2.3 Armutlu Yarımadasının Hidrojeolojisi

Armutlu yarımadası aktif kabuk hareketi, yüksek sismisite, yüksek ısı akısı ve barındırdığı derin termal sular ile karakterize edilebilir (Eisenlohr, 1997). Armutlu yarımadasında birkaç farklı jeotermal bölge bulunmaktadır. Bunlar sıcaklıklarına göre iki ana gruba ayrılabilirler. İlk grup bölgenin kuzeyinde konumlanmış, yüksek sıcaklığa (60–70°C) sahip Yalova ve Armutlu termal kaynaklarıdır. İkinci grup ise bölgenin güneyinde konumlanmış daha düşük sıcaklıklara (20-40°C) sahip Gemlik, Orhangazi, Keramet ve Soğucak termal kaynaklarıdır. Termal kaynakların yerleri bölgede bulunan faylarla ilişkilendirildiğinde, bunların çoğunun Armutlu Yarımadasının kuzey ve güneyinde yer alan ana faylar ile KAF'ın uzanımına genellikle 30-70° lik açı yapan doğrultu atımlı ve normal fayların kesişim noktalarında bulunduğu gözlenmektedir. Termal suların yüzeye ulaşmak için tektonik fay zonlarını takip etmesi nedeniyle büyük depremlerin termal suların yüzeye çıkış oranını etkileyebileceği düşünülmektedir (Eisenlohr, 1997).

2.4 Bölgesel Tektonik ve Sismisite

Anadolu’da Neotektonik dönem, Erken–Orta Miyosen’de Neo–Tetis’in güney kolunun Bitlis–Zagros kesimindeki kısmi kapanımıyla gerçekleşen Arabistan–Avrasya çarpışması ile başlamıştır (Şengör, 1979; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Hempton, 1985; Görür, 1992; Yılmaz, 1992). Çarpışma sonrasında devam eden Arabistan–Avrasya yaklaşması, bu noktadan itibaren kıtasal deformasyon ile karşılaşmaya başlamıştır. Bu deformasyon, Doğu Anadolu’nun sıkışıp kısalarak kalınlaşmasını ve bunun sonucu olarak, Anadolu’nun bir bölümünün Ege’deki dalma batmaya doğru hareketine aracılık eden Kuzey Anadolu Fayı ve sol yanal Doğu Anadolu Fayı’nın oluşumuna neden olmuştur (McKenzie, 1972; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1980). Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı boyunca batıya doğru hareket eden Anadolu levhası, Ege’de D-B doğrultulu normal faylarla sınırlı grabenlerle karşılaşan K-G gerilme rejimi etkisi altında kalmaktadır (McKenzie, 1972; Şengör, 1980; Reilinger, 1997). Marmara denizi ve yakın çevresindeki neotektonik elemanlar söz konusu bu iki tektonik rejimin birinden diğerine geçildiği kritik bir yerde bulunmaktadır ve Armutlu yarımadası konumu itibarı ile Kuzey Anadolu Fayı’nın etkisinin gözlemlendiği bir alanda bulunmaktadır.



Şekil 2.2: Marmara denizi ve çevresinin bölgesel aktif tektonik unsurlar içerisindeki yerini gösterir harita (Okay ve diğ., 2000)

Kuzey Anadolu Fayı, Karlıova'dan Yunanistan'a kadar uzanır ve yaklaşık 1500 km uzunluğundadır. Karlıova- Mudurnu vadisi arasında tek bir kol halinde iken buradan itibaren (31.5° D boylamı) kuzey ve güney kol olmak üzere iki kola ayrılır, Geyve- Adapazarı (30.0° D) civarında ise güney kol iki kola ayrılarak karmaşık bir fay sistemi niteliği kazanmaktadır. Kuzey kol Mudurnu'dan geçip Sapanca gölü ve İzmit körfezini takip ederek Marmara Denizi'nin kuzeyinden Saroz körfezine uzanmaktadır. Güney kol, Mudurnu vadisinden başlar İzmit gölünün güneyinden geçerek Gemlik körfezi-Bandırma körfezine uzanmakta ve Bayramiç'ten geçerek Ege denizine girmektedir. Armutlu yarımadası işte bu iki kolun sınırladığı alanda bulunmaktadır. Alt kol ise Geyve-Edremit kolları olarak da adlandırılan ve Yenişehir-Edremit arasında uzanmaktadır (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985).

KAFZ, Marmara bölgesinde açılma rejimine tabi olmakta ve bunun sonucu olarak genelde, çek-ayır (pull-apart) yapılar ile kontrol edilmektedir (Barka ve Kandinsky-Cade, 1988). Bu yapılar birçok küçük kırıklardan oluşmaktadır. Sismolojik veriler en kuzeyde yer alan kolun bunlar arasında en aktif olduğunu, GPS verileri ise Kuzey Anadolu Fayı üzerindeki yıllık ortalama 2 cm den fazla bir hareketin büyük bir kısmının bu kol üzerinde gerçekleştiğini göstermektedir.

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey kolu bölgede yoğun sismik etkinliğe neden olurken, fayın güney kolundaki, özellikle de İzmit (Mekece) Fayı'ndaki sismik suskunluk oldukça dikkat çekmektedir. Geyve sismik boşluğunda en son büyük deprem M.S. 29 yılında meydana gelmiş IX şiddetindeki bir depremdir (Ergin ve diğ., 1967). Bununla birlikte bu depremden sonra 120, 350, 368, 985 ve 1895 yıllarında şiddetleri V ile VIII arasında birkaç deprem meydana gelmiştir.

3. SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMLERİ

3.1 Sismik Tomografi Çeşitleri

Sismik tomografi yer kabuğunun ve üst mantonun bloklara bölünerek her bloğun içindeki hız perturbasyonlarının (standart bir yer modeli için geçerli olduğu varsayılan hız dağılımından olan sapmalar) belirlenmesi ve çeşitli derinliklerden alınan kesitler üzerinde dalga hız dağılımının incelenmesidir. Yer içindeki sismik hız dağılımının üç boyutta bulunması yapay yada doğal kaynak kullanılarak, cisim dalgaları (P ve S), yüzey dalgaları (Rayleigh ve Love) ve serbest salınımlar kullanılarak, yüksek çözünürlükte birkaç metreden yüzlerce hatta binlerce km uzunluğunda alınan kesitlerle yerel, bölgesel, küresel ölçekte ve çok farklı ters çözüm teknikleri kullanılarak yapılabilmektedir (Hirahara, 1993).

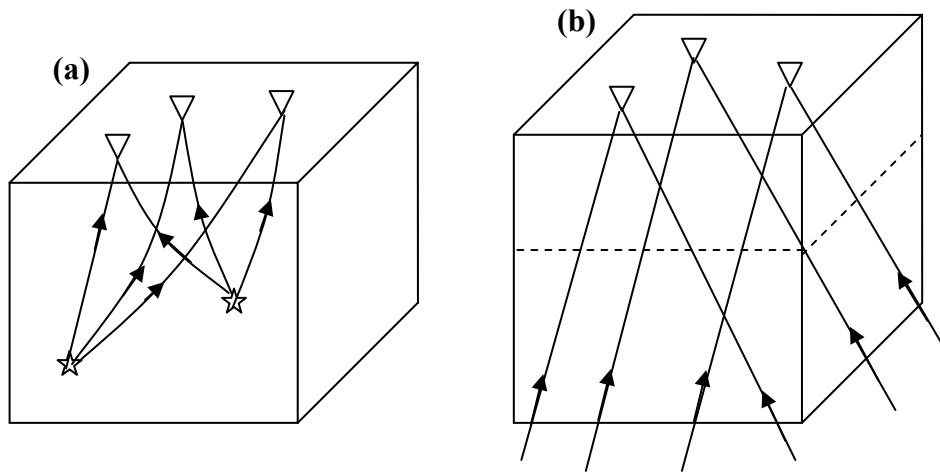
3.1.1 Kullanılan kaynak türüne göre tomografi

Doğal kaynaklı ve yapay kaynaklı olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Doğal kaynaklı tomografide cisim dalgaları veya yüzey dalgaları kullanılmaktadır. Doğal kaynak kullanılarak yapılan tomografilerde yapay kaynaklı tomografiye oranla yer yapısı çok daha derinlere kadar görüntülenebilmektedir. Kaynağın konumu tam olarak bilinmediğinden odak ve hız parametrelerinin eş zamanlı ters çözümü yapılmaktadır.

Yapay kaynaklı tomografi çalışmalarında yer yüzünde patlayıcı madde kullanılarak oluşturulan patlatmalardan elde edilen kayıtlar kullanılmaktadır. Bu yöntemle yer yapısının ancak sığ kesimleri görüntülenebilmektedir. Kullanılan patlayıcı gücüne göre zaman zaman yer kabuğunun daha derinliklerinden bilgilerde elde edilebilmektedir. Bu tür çalışmalarda nükleer denemeler sırasında yapılan patlatma kayıtları ve bunları kaydeden ağların istasyonları kullanılmaktadır.

3.1.2 Kaynak-alıcı arasındaki uzaklığa göre tomografi

Kaynak-alıcı arasında uzaklığa göre sismik tomografi, yerel deprem tomografisi ve telesismik tomografi olarak ikiye ayrılmaktadır. Kullanılacak veriye göre ortamın modellenmesi gerekmektedir. Yerel deprem tomografisinde şekil 3.1 (a)'da görüldüğü gibi depremlerin ve istasyonların aynı model uzayı içinde yer alması gerekmektedir. Seyahat zamanları kullanılarak bölgesel ölçekte üst kabuk sismik hız yapısının ters çözümle belirlenmesi yerel deprem tomografisinin esasını oluşturmaktadır.



Şekil 3.1: (a)Yerel ve (b) telesismik ışımlar için yer yapısının modellenmesi (Hirahara, 1993)

Telesismik tomografi çalışmalarında uzun periyotlu sismik dalgalar kullanılmakta ve yer içi küresel ölçekte görüntülenebilmektedir. Şekil 3.1 (b)'de görüldüğü gibi istasyonlar modelin içinde, depremler ise dışında konumlandırılarak sismik ağın altındaki üst manto ve kabuğun 3-boyutlu hız yapısı belirlenir.

3.1.3 Veri çeşidine göre tomografi

Kayıtçıya kaydedilen dalgaların seyahat zamanları kullanılarak, kaynak ile alıcı arasındaki ışın yolu boyunca sismik yavaşlık hesaplanmakta ve ters çözüm teknikleriyle ortamın hız yapısı belirlenmeye çalışılmaktadır.

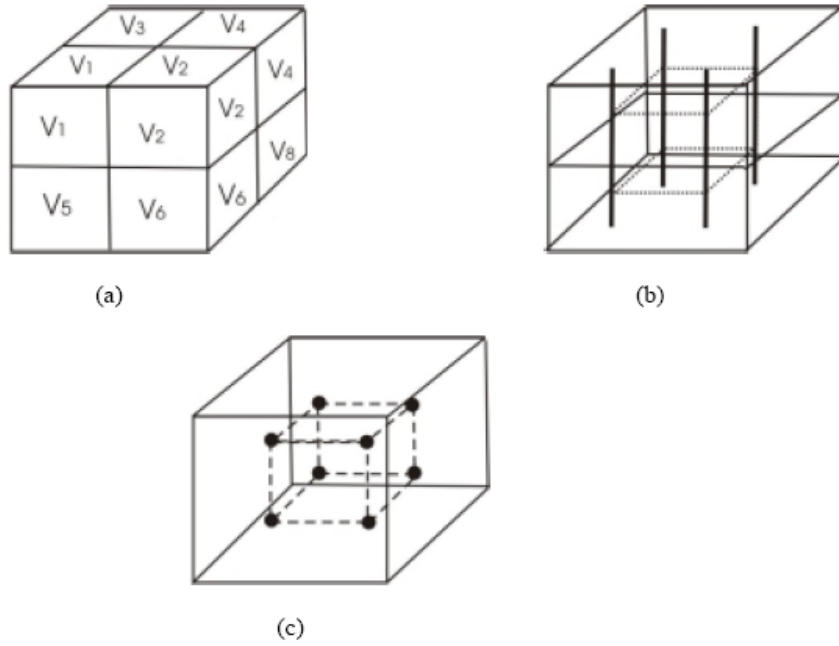
Dalga şekli tomografisinde, sismik sinyallerdeki genliklerin ortamdaki hız değişimlerine duyarlı olmasından dolayı, dalga şekillerine ters çözüm işlemi uygulanarak yer içine ait detaylı bilgi edinilebilmektedir.

3.2 Yerel Deprem Tomografisi

Yerel Deprem Tomografisi, sismik olarak aktif bir bölgede ağ içinde kaydedilen yerel depremlere ait seyahat zamanlarının yinelemeli ve eş zamanlı ters çözümünün yapılarak, üç-boyutlu hız yapısının görüntülenmesi işlemidir. Yerel deprem tomografisi ortamın parametrize edilmesi, ışın yolu ve seyahat zamanlarının hesaplanması, üç boyutlu ters çözüm ve çözüm kalitesinin belirlenmesi gibi dört önemli aşamadan oluşmaktadır.

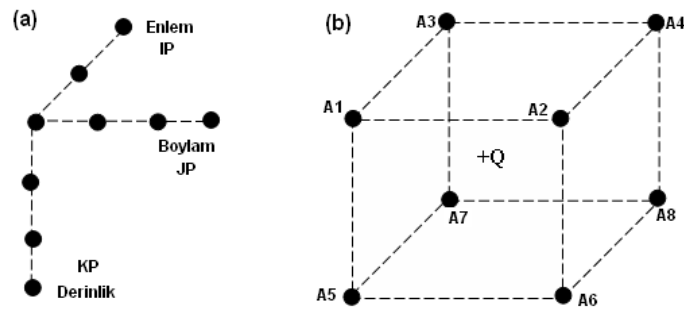
3.2.1 Hız yapısının modellenmesi

Yerel deprem tomografisi çalışmalarında öncelikle üç boyutlu ortamın parametrize edilmesi gerekmektedir. Modelin parametrizasyonu ortamın geometrik formda gösterimi demektir yani ortamın hızların parametre olduğu geometrik bir yapıya dönüştürülmesidir. Bu işlem için çeşitli yaklaşımlar vardır. Bunlardan ilki Aki ve Lee (1976)'da verilen ve Şekil 3.2 (a)'da gösterilen sabit hızlı bloklar yaklaşımıdır. Yerkabuğunun oldukça karmaşık bir yapıya sahip olduğu düşünüldüğünde, geleneksel tabaka ve blok yaklaşımları bir bloktan diğerine hız değişimine izin vermediği için gerçek yer yapısını modellemede yetersiz kalmaktadır. Şekil 3.2 (b) de Hawley ve diğ. (1981)'in ayrık blok yaklaşımı gösterilmektedir. Bu yaklaşımda ortam düşey yönde sabit hıza sahip katmanlara bölünmüş, yanal hız değişimi düşey düğüm çizgileri arasındaki enterpolasyonla sağlanmıştır. Bu yaklaşımın dezavantajı düşey hız değişimine duyarsız olmasıdır. Şekil 3.2 (c) ile gösterilen yaklaşım ise Thurber (1983) tarafından geliştirilen düğümler arasında B-spline enterpolasyonla hızın her yönde değişimine izin veren bir modeldir.



Şekil 3.2: (a) Sabit hızlı bloklar (Aki ve Lee, 1976), (b) yanal değişimli katmanlar, (c) düğüm noktalarından oluşan model (Thurber, 1983). Kesikli çizgiler enterpolasyonla hesaplanan alanları göstermektedir.

Zhao ve diğ. (1990), Horiuchi ve diğ. (1982)'nin geliştirmiş olduğu Moho ve Conrad süreksizliklerini parametrize eden 2-boyutlu modeli 3-boyutluya uyarlamıştır. Hız süreksizliklerinin derinlik hız dağılımlarını bulmanın iki yolu vardır. İlki Horiuchi ve diğ.(1982) ve Zhao ve diğ. (1990)'da kullanılan, enlem ve boylamların güç serisi gibi devamlı bir fonksiyon olarak kullanılmasıdır. Diğer yol ise süreksizliğin 2 boyutlu gridlerle tanımlanmasıdır. Grid düğümlerinin derinlik dağılımları bilindiğinden, çalışma bölgesinin içinde herhangi bir konumdaki süreksizliğin derinliği, bu konumu çevreleyen 4 gridin doğrusal derinlik enterpolasyonu ile hesaplanabilir.



Şekil 3.3: Sekiz düğüm noktasından oluşan model (Zhao, 1991)

Thurber (1983)'ün ardından Zhao (1991)'de çalışma ortamının altını tabakalara bölerek, üç-boyutlu hız yapısını ifade etmek için her tabaka için tek tek üç-boyutlu grid düğümleri oluşturmuştur (Şekil 3.3). Bu yaklaşımda Q noktasını çevreleyen sekiz düğüm noktasının koordinatlarının bilinmesi gerekmektedir. Koordinatlar IP, JP ve KP ile gösterilmektedir.

$$\begin{array}{ll} IP=1 & IP1=IP+1 \\ JP=1 & JP1=JP+1 \\ KP=1 & KP1=KP+1 \end{array}$$

olarak alınır. Q noktasını çevreleyen sekiz düğüm noktasının koordinatları,

$$\begin{array}{ll} A1(IP, JP, KP) & A5(IP, JP, KP1) \\ A2(IP1,JP, KP) & A6(IP1, JP, KP1) \\ A3(IP, JP1, KP) & A7(IP, JP1, KP1) \\ A4(IP1, JP1, KP) & A8(IP1, JP1, KP1) \end{array}$$

olarak yazılabilir. Q noktasının hızı, onu çevreleyen sekiz noktanın hızının enterpolasyonu ile bulunur.

$$VQ = V_{A1} * WH(1) + V_{A2} * WH(2) + ... + V_{A8} * WH(8) = V_{Ai} * WH(i)$$

V_{Ai} , Q noktasını çevreleyen i. düğüm noktasının hızıdır ve $WH(i)$, i. düğüm noktalarının Q noktasına olan uzaklığına göre aldığı ağırlık değeridir. $WH(i)$ değeri daima (0,1) aralığındadır. Q noktasına daha yakın düğüm noktalarına daha büyük ağırlıklar atanır, uzaklaştıkça ağırlık değerleri azalır. m. tabakanın herhangi bir noktasındaki hız enterpolasyon fonksiyonu kullanılarak hesaplanır.

$$(\phi, \lambda, h) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 v_m(\phi_i, \lambda_j, h_k) \left[\left(1 - \left| \frac{\phi - \phi_i}{\phi_2 - \phi_1} \right| \right) \left(1 - \left| \frac{\lambda - \lambda_j}{\lambda_2 - \lambda_1} \right| \right) \left(1 - \left| \frac{h - h_k}{h_2 - h_1} \right| \right) \right]$$

ϕ Enlem, λ boylam, h yüzeyden olan derinlik, ϕ_i, λ_j, h_k (ϕ, λ, h) noktasını çevreleyen grid düğümlerinin koordinatları ve $v_m(\phi_i, \lambda_j, h_k)$ m. tabaka için kurulan grid ağının düğüm noktasındaki hızlarını göstermektedir.

Görüldüğü üzere yerel deprem tomografisinde yer yapısını görüntülemenin birçok farklı yolu vardır, en uygun modelleme istasyon ve deprem dağılımlarına bakılarak, jeolojik yapının karmaşıklık derecesine paralel yapılmalıdır. Blok boyutları her bloktan en az bir ışın geçecek şekilde ayarlanmalıdır. Blok boyutunun küçük alınması durumunda modelin parametre sayısı artacak, büyük alınması durumunda yapıdaki küçük değişimler görüntülenemeyecektir.

3.2.2 Işın izleme

Işın izleme, kaynak-alıcı çifti arasındaki ışın yollarının ve seyahat zamanlarının hesaplanması işlemidir. Günümüze kadar birçok ışın izleme yöntemi geliştirilmiştir. Bunlar tam ve yaklaşık ışın izleme yöntemleri olarak ikiye ayrılmaktadır. Hesaplama açısından ise atış (shooting), eğme (bending), yaklaşık (approximate) ve sonlu farklar (finite-difference) olarak sınıflandırılabilir.

Yaklaşık ışın izleme yöntemlerinin hesaplama hızı yüksektir fakat seyahat zamanlarını hatalı hesaplandığından, seyahat zamanı artıkları, odaksal kısmi türevler ve hız modelinin kısmi türevleri de hatalı hesaplanacaktır. Buna bağlı olarak ışının kaynaktan çıkış yönü ve tek başına ışın yolu hatalı olacaktır (Thurber, 1993).

Atış yönteminde, sabit bir kaynaktan farklı çıkış açılarında ışınlar gönderilir ve başlangıç-sınır değer problemi, bu ışınlardan biri alıcıya ulaşınca kadar yinelemeli olarak çözülür. Eğme yönteminde istasyon ve odak arasında önce düz bir ışın yolu oluşturularak, doğru Fermat prensibine göre en kısa seyahat zamanı elde edilene kadar esnetilir.

Şekil 3.6: (a) Süreksizlik düzlemi ile ışın yolunun kesişim noktasının perturbasyon planı, (b)Üç boyutlu hızlı ışın izleme tekniği (Zhao, 1991)

Şekil 3.6 (a)'da görüldüğü gibi MM' süreksizlik düzlemidir ve MM' nün her iki yanındaki hızlar, $V_1(\phi, \lambda, h)$ ve $V_2(\phi, \lambda, h)$ dir. A ve B MM' nün farklı yanlarındaki iki noktadır. A ve B deki hızlar sırasıyla V_a ve V_b dir. C, MM' süreksizliği ile AB sismik ışınının kesiştiği yerdir. MM' nün iki tarafındaki C noktasının hızları sırasıyla V_{c1} ve V_{c2} dir. Sırasıyla AC ve BC nin çevresindeki ortalama hız değerlerini bulabilmek için V_a ve V_{c1} in aritmetik ortalaması V_1 ve V_b ve V_{c2} nin aritmetik ortalaması V_2 bulunur.

$$V_1 = \frac{V_a + V_{c1}}{2}$$

$$V_2 = \frac{V_b + V_{c2}}{2}$$

Şekil 3.6 (b)'de odak ile istasyonu birleştiren A1-A5 doğrusu varsayılan başlangıç ışın yoludur. Işın yolunun süreksizliklerle kesişme noktaları A2, A3 ve A4, süreksizlik noktaları ve iki bitişik süreksizlik arasındaki ışın yolu boyunca bulunan noktalar sürekli noktalar olarak adlandırılır. Bu algoritma süreksizlik noktalarındaki hız değişimini bulmak için Snell yasasını, sürekli noktalardaki hız değişimini bulmak için yalancı eğim ışın izleme tekniğinin kullanır.

3.2.3 Basit Ters Çözüm Teorisi

Deprem lokasyon probleminde veri setine bir hız modeli verilerek deprem için en iyi oluş zamanı ve lokasyon belirlenir. Bu işlem iteratif en küçük kareler kullanılarak en iyi sonuç bulunana kadar hata vektörünün minimize işlemidir. Eş zamanlı ters çözümde de aynıdır fakat işlem aynı zamanda hız yapısı için de yapılır. Eş zamanlı ters çözümde hata vektörü tek bir depreme bağlı değildir. Öncelikle ışın yolları ve seyahat zamanları hesaplanır. Işın izleme işleminden sonra ters çözüm işlemi yapılır. Ters çözüm işleminde seyahat zamanlarının türevleri değerlendirilerek daha doğru deprem lokasyonları elde edilir.

Işın teorisine göre seyahat zamanları;

$$T_{ij} = \int_{kaynak}^{istasyon} u ds \quad (3.1)$$

Burada u dalga yavaşlılığını (slowness), i deprem numarasını ve j istasyon numarasını göstermektedir. Varış zamanı,

$$t_{ij} = \tau_i + \int_{kaynak}^{istasyon} u ds \quad (3.2)$$

denklemleriyle verilmektedir. Burada t_{ij} , i . depremin j . istasyonda kaydedilen varış zamanını ve τ_i depremin oluş zamanını göstermektedir. Gözlemsel seyahat zamanları, deprem odağı ile istasyon arasındaki yol boyunca, istasyon koordinatlarının, oluş zamanı ile odağa ait koordinatları içeren odaksal parametrelerin (τ_i, X_k) ve sismik hızların (m_k) doğrusal olmayan bir fonksiyonudur (Kissling ve diğ.,1994).

$$T_{göz} = F(\tau_i, X_k, m_k) \quad (3.3)$$

Odak parametreleri, oluş zamanı, ışın yolları ve ortamın hız yapısı bilinmeyen parametrelerdir. Buna karşılık gözleyebildiğimiz tek büyüklük varış zamanlarıdır. Bu nedenle odak ve hız parametrelerinin elde edilebilmesi için varsayılan kaba bir hız modeli kullanılarak, öncelikle kaynak alıcı arasında ışın izleme yöntemine göre ışınlar gönderilip teorik seyahat zamanları (T_{teo}) hesaplanır.

$$T_{teo} = F(\tau_i^*, X_k^*, m_k^*) \quad (3.4)$$

Burada τ_i^* , X_k^* varsayılan odak parametreleri ve m_k^* varsayılan hız modelidir. Gözlemsel ve teorik seyahat zamanları arasındaki fark seyahat zamanı artığı (residual) olarak adlandırılmaktadır. Odağın lokasyon hatalarını, oluş zamanı ve çalışma alanının dışındaki hız heterojenitesinin etkilerini minimize etmek için seyahat zamanı rezidüelleri hesaplanır.

$$r_{ij} = T_{göz} - T_{teo} \quad (3.5)$$

Artık zamanlar, odak ve hız parametrelerinin standart hataları cinsinden ifade edilirse,

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_k} \Delta X_k + \Delta \tau_i + \int_{kaynak}^{istasyon} u ds \quad (3.6)$$

denklemini elde edilir. Odağın kısmi türevleri $\partial T_{ij} / \partial x_k$ odak bölgesindeki ışın vektörü bileşenlerinin sismik yavaşlığa oranıdır. Hız yapısının ayrı olarak yazılması durumunda;

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_k} \Delta X_k + \Delta \tau_i + \sum_{l=1}^L \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l \quad (3.7)$$

denklemini elde edilir. Burada m_l , $l=1,2,...,L$ ayrı hız modelinin parametreleridir. (3.5) Denklemini matris gösteriminde yazacak olursak

$$r = Ad \quad (3.8)$$

elde edilir. Burada r seyahat zamanı artıklarını, A kısmi türevler matrisini ve d odak ve hız parametrelerinin düzeltme vektörünü göstermektedir. Yanlış hız modeli ve odak parametrelerinin kullanılmasından kaynaklanan hataları içeren ve düzeltmelerle elde edilemeyen bir düzeltme bileşeni de eklenmelidir.

$$r = Ad + e \quad (3.9)$$

(3.7) Denkleminin deki A matrisi odak parametrelerine ait kısmi türevleri içeren ve hız parametrelerine ait kısmi türevleri içeren basit iki matrise ayrıştırılabilir, hata vektörü ile birlikte

$$r = Hh + Mm + e \quad (3.10)$$

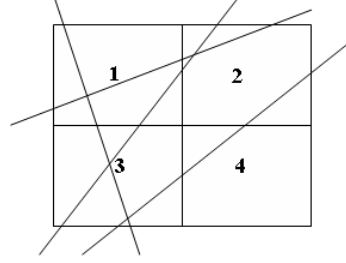
denklemini elde edilir. Burada H odaksal parametrelere karşılık gelen seyahat zamanının kısmi türevlerinin matrisi, h odaksal parametrelere ait düzeltme vektörü, M hız parametrelerine karşılık gelen seyahat zamanının kısmi türevlerinin matrisi, m hız parametrelerine ait düzeltme vektörü ve e seyahat zamanlarının hata vektörüdür.

Aki ve diğ. (1974) ilk geliştirilen modelinde sönümlü en küçük kareler yöntemi ile matris ters çözümü yapılmaktaydı, sonraları ART, SIRT gibi birçok iteratif ters çözüm algoritmaları geliştirilmiştir. Paige ve Saunders (1982) LSQR metodunu geliştirmiştir ve bu metod sismik tomografi çalışmalarında sıkça kullanılmaya başlanmıştır. Bu çalışmada kullanılan tomografi programı TOMO3D, denklem (3.10) nun hesaplamasında Paige ve Saunders (1982)'in LSQR algoritmasını kullanarak ters çözüm işlemini gerçekleştirmektedir.

3.3 Çözünürlüğün Değerlendirilmesi

Tomografi sonucunda güvenilir sonuçlar elde etmek için veri setinin çözüm gücünün belirlenmesi gerekmektedir. Işın kapsamının yeterliliğini belirlemek ve tomografik ters çözümün çözünürlüğünün ne kadar yüksek olduğunu tayin edebilmek için suni modeller geliştirilmiştir. Yaygın olarak kullanılan modeller, iğnecik duyarlılık testi, dama tahtası (checkerboard) çözünürlük testi, yenilenmiş çözünürlük testi (RRT), iğnecik testi ve ışın sayısı yaklaşımıdır.

Işın sayısı yaklaşımında her bir bloklardan geçen ışın sayıları dikkate alınmakta ve ışın geçmeyen yani çözülemeyen bloklar belirlenmektedir.



Şekil 3.7: Işın sayısı yaklaşımının şematik gösterimi.

Dama tahtası çözünürlük testinde, dama tahtası modeli oluşturmak düğüm noktalarına birbirini izleyen negatif ve pozitif hız değişimleri atanır. Elde edilen hız modeli kullanılarak seyahat zamanları hesaplanır. Bu seyahat zamanlarına Gauss dağılımlı gürültü eklenerek ters çözüm işlemi gerçekleştirilir. Ters çözüm sonucunda elde edilen model başlangıç modeli ile karşılaştırılarak, yüksek ve düşük çözünürlüğe sahip bölgeler belirlenir. İğnecik duyarlılık testinde de aynı işlemler yapılmaktadır fakat hız modeli, her yönde negatif ve pozitif işaretli anomali veren hız hücreleri ile oluşturulur.

Yenilenmiş (restoring) çözünürlük testinde ters çözüm sonunda elde edilen hız modeli kullanılarak sentetik seyahat zamanları hesaplanır ve bunlara Gauss dağılımlı gürültü eklenerek ters çözüm işlemi tekrarlanır. Sentetik seyahat zamanlarından elde edilen sonuç ile gürültü eklenmiş veriden elde edilen sonuçlar karşılaştırılarak, veri setinin geri dönebilme yeteneğine bakılır.

4. VERİ TOPLANMASI VE DEĞERLENDİRİLMESİ

4.1 Giriş

Yerel deprem tomografisi çalışmalarında hız değişiminin ayrıntılı olarak görüntülenebilmesi için istasyon dağılımı ve meydana gelen depremlerin incelenen bölgede her kadranda mümkün olduğunca fazla istasyon tarafından kaydedilmiş olması çok önemlidir. Herhangi bir kadranda istasyon sayısının az olması veya depremlerin farklı sebeplerle fazla istasyon tarafından kaydedilmemiş olması durumunda ışıın sayısı azalacağından çözünürlük düşecek, tomografi sonuçlarının güvenilirliği azalacaktır.

4.2 Marmara Bölgesinde Kurulan Sismik Ağlar

Marmara bölgesinin depremselliğini incelemek üzere ilk olarak 1976 yılında 9 tane tek-bileşen radyo-telemetri istasyonundan oluşan MARNET ağı kurulmuştur. Kurulan bu ağla Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batısında artan deprem etkinliğinin gözlenmesi amaçlanmıştır (Toksöz ve diğ., 1979; Üçer, Kişisel görüşme, 2000). 1992 yılının Ağustos ayında 6 istasyon ile İZINET adı verilen ağ MARNET ağının doğusuna kurulmuştur. Kurulumundan sonra her geçen yıl yeni istasyonlar ilave edilerek istasyon sayısı artırılmış ve kapladığı alan genişletilmiştir. Böylece bölgeden daha kaliteli veri sağlanmış ve mikro deprem etkinliği izlenebilmiştir (Ito ve diğ., 1994; Barış ve diğ., 1996a, b; Barış ve diğ., 2002; Ito ve diğ., 2000, 2002). 1998 yılında sismik istasyon sayısı 16'ya çıkarılmıştır. 2002 yılında İstanbul ve çevresinde 6 tane 3-bileşenli sismometreleri olan ISTNET ağı kurulmuştur. Kurulan tüm ağlar 2003 yılı sonunda Kandilli Rasathanesinin ulusal ağına dahil edilerek günümüzde KOERİ ağı olarak adlandırılmakta ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun üç kolunun tümünü kapsamaktadır.

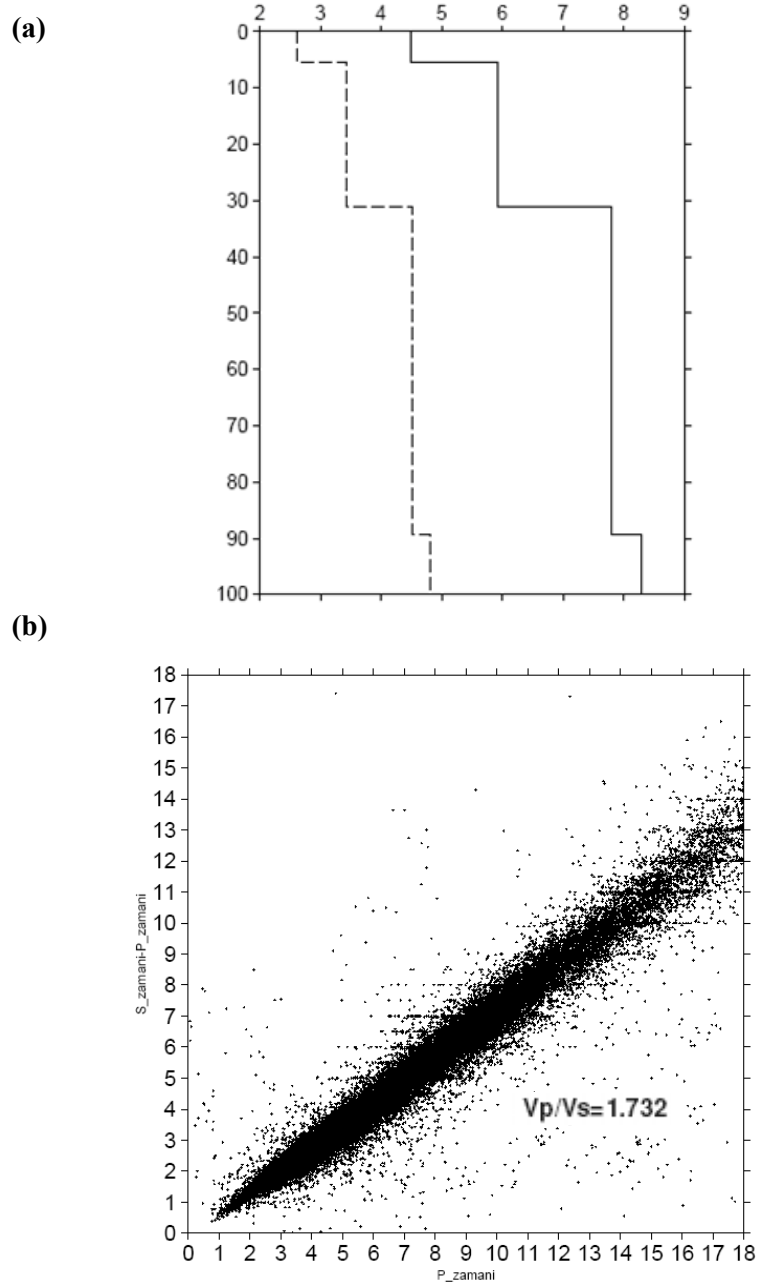
Kocaeli Üniversitesine bağlı Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezi (YUBAM) tarafından 2005 yılında Armutlu yarımadasının mikro deprem etkinliğinin izlenmesi amacıyla ARMUTLU ağı kurulmuştur. ARMUTLU ağı ilk olarak 2005 yılının eylül ayında 3-bileşen kısa periyod sismometre ve REFTEK tipi kayıtçılardan oluşan 10 istasyonla kayıt almaya başlamıştır. Ekim ve Kasım aylarında 3-bileşen Broad-band sismometrelerden oluşan 10 istasyon daha eklenmiştir. Daha sonraları 2 istasyon daha ilave edilerek istasyon sayısı 22 ye çıkarılmıştır. Günümüzde ise ARMUTLU ağı 18 tanesi Armutlu yarımadası ve Gemlik civarında olmak üzere toplam 22 istasyonla veri toplamaya devam etmekte ve bu ağın gerek altyapısı gerekse veri iletişimi yenilenerek online ve sürekli bir ağ haline getirilme çabaları sürdürülmektedir.

4.3 Veri Seçimi ve Değerlendirme

1999 yılından günümüze kadar Armutlu yarımadası ve yakın civarında 4 önemli deprem meydana gelmiştir. Bunlar 1999 yılında meydana gelen 7.4 büyüklüğündeki İzmit depremi, 2006 yılında meydana gelen 5.2 büyüklüğündeki Kuşgölü-Manyas depremi, 5.2 büyüklüğündeki Gemlik depremi ve son olarak da 2008 yılında meydana gelen 4.8 büyüklüğündeki Çınarcık depremidir. Ağustos 1999 dan 2008 yılına kadar mevcut ağılardan, toplamda 281 istasyonda toplanan verilerden doğu Marmara’da meydana gelen depremler seçilerek veri seti oluşturulmuştur.

Depremlerin varış zamanlarının okunması ve lokasyonlarının bulunması işlemi için Yılmaz (Kişisel görüşme, 2006) tarafından geliştirilen zSacWin veri toplama ve değerlendirme programı kullanılmıştır. Bu çalışmada bölge için seçilen toplam 53000 deprem elde edilmiş ve HYPO71PC (Lee ve Lahr, 1975; Lee ve Valdes, 1985) programının güncellenmiş versiyonu ile yeniden yerleştirilmiştir. zSacWin programı da depremlerin lokasyonlarının bulunmasında HYPO71PC programının kaynak kodunu kullanmaktadır. Depremlerin lokasyonu farklı hız modelleri ile yapılmış, hata oranları karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonucunda en uygun hız modelinin BUKOERİ’nin Marmara’nın doğusundaki depremlerin lokasyonlarının belirlenmesinde rutin olarak kullandığı hız modeli kullanılmıştır. Şekil 4.1 (a)’da BUKOERİ’ nin minimum bir-boyutlu hız modeli gösterilmektedir.

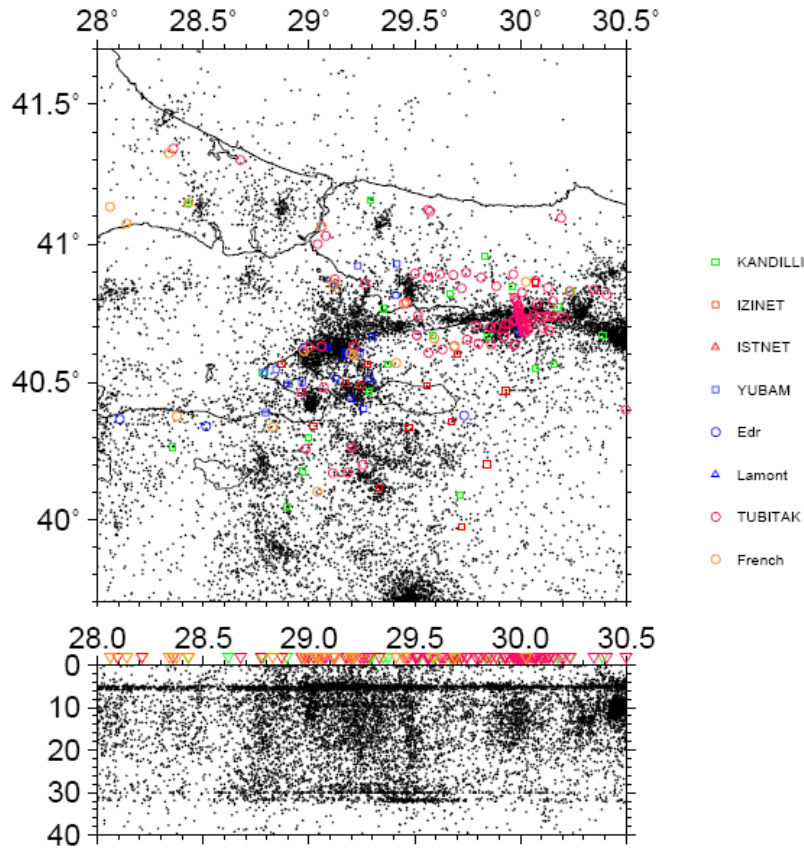
Türkiye'nin batısındaki yerel sismik olayların rutin yerleri için KOERİ'nin genelde kullandığı gibi $V_p/V_s=1.73$ değeri kabul edilerek, odağın yeniden yerleştirmesinde S-dalga hızı kullanılmıştır. V_p/V_s oranı kabulunu doğrulamak için Wadati metodu uygulanmıştır ve Wadati diyagramı, Şekil 4.1 (b)'de görüldüğü gibi 1.732 değerini üretmiştir ve bu değer, deprem bölgeleri için kullanılan referans değerleri ile uyumlu olduğu belirtilmiştir.



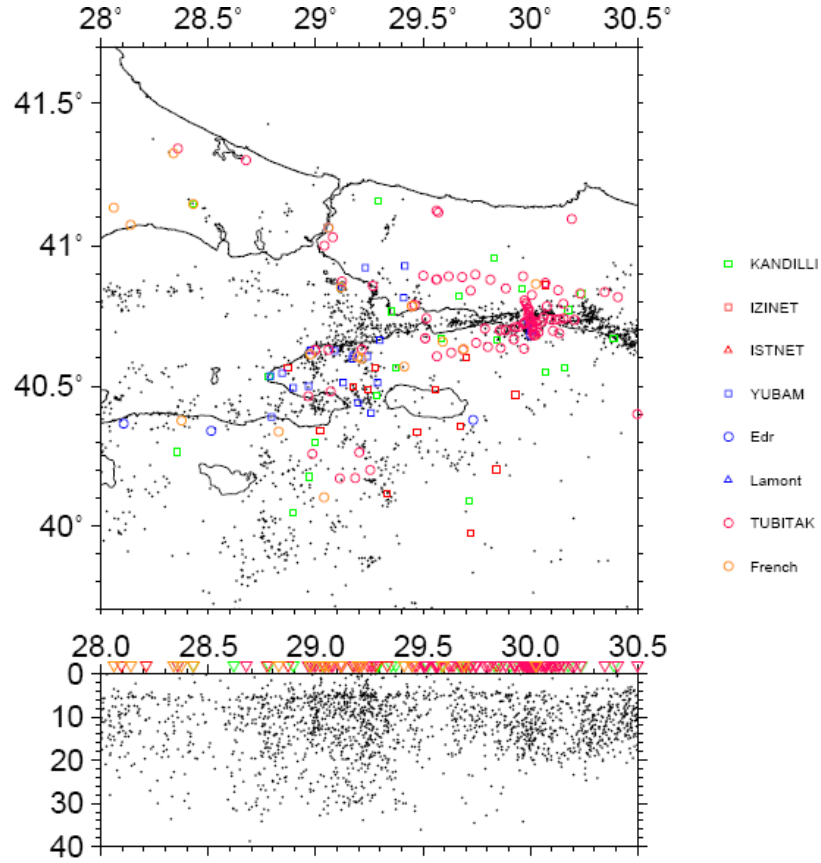
Şekil 4.1: (a) Depremlerin yerinin belirlenmesinde kullanılan 1-boyutlu hız modeli. Düz çizgiler P-dalgası hızını, kesikli çizgiler S-dalgası hızını göstermektedir. (b) Wadati diyagramı

Doğu Marmara bölgesinde toplam da elde edilen 53000 depremden, ters çözüm için sadece Armutlu yarım adasında konumlanan 5150 deprem seçilmiştir. Bu veri setine yukarıda bahsedilen 4 önemli depremden sadece Çınarcık ve İzmit depremleri ters çözüm için seçilmiştir. Veri kalitesi önemli ölçüde depremler ile istasyonlar arasındaki azimutal boşluk değerleri (GAP) ile ilişkilidir. GAP değeri 180° den büyükse veri kalitesi düşmektedir. Çözünürlüğü arttırmak için faz sayısı 10'un altındaki depremler ve rms değeri 0.7 sn den fazla olan depremler veri grubundan çıkarılmıştır.

Şekil 4.2'de Doğu Marmara bölgesinde meydana gelen 53000 deprem ve istasyon dağılımı verilmektedir. Ters çözüm işlemi için seçilen 5150 depremden, 90807 P-dalgası varış zamanı ve 54201 S-dalgası varış zamanı olmak üzere toplamda 145008 faz elde edilmiştir. Ters çözüm işlemi için seçilmiş depremlerin dağılımı Şekil 4.3'te verilmektedir.



Şekil 4.2: Armutlu yarımadası ve civarında konumlanan sismik ağlara ait deprem istasyonları ve 1993-2008 yılları arasında meydana gelen tüm depremler. Siyah noktalar depremleri renkli daire, kare, üçgen ve diğer şekillerde istasyonları belirtmektedir.



Şekil 4.3: Ters çözüm işlemi için seçilen depremler. Siyah noktalar depremleri renkli daire, kare, üçgen şekilleri istasyonları belirtmektedir.

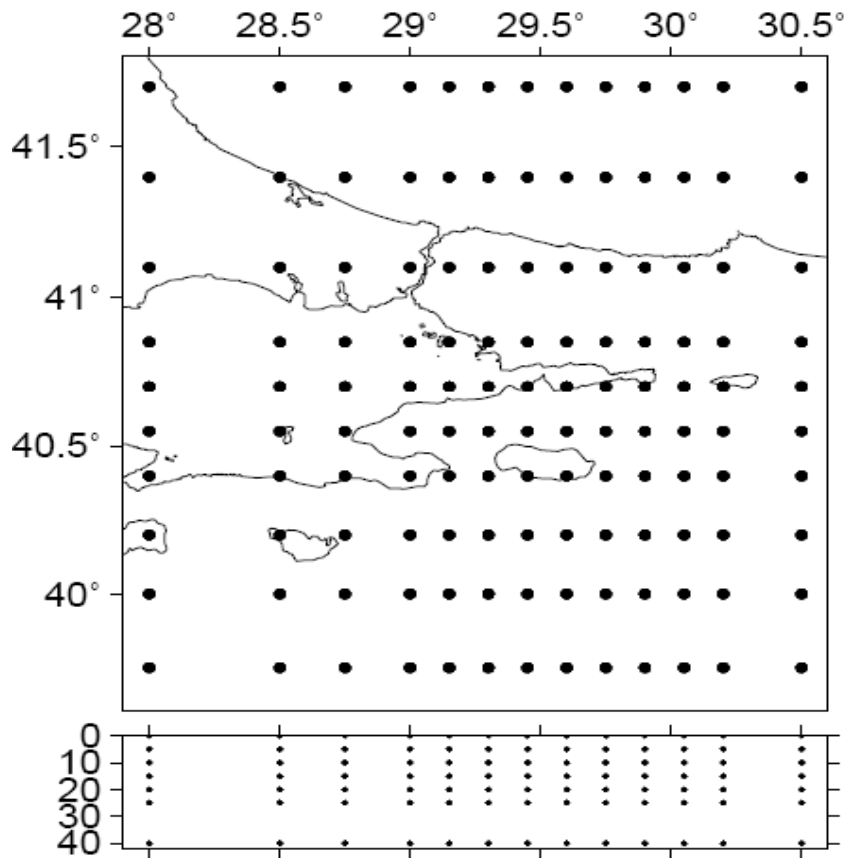
Depremsellik dağılımına bakıldığında 1-boyutlu hız modeli ile elde edilen lokasyonların sonuçlarının saçılmış ve dağınık bir yapıda olduğu görülmektedir. Bunda deprem çözüm kalitesinin az olmasının ve derinlik dağılımdaki saçılmanın da yetersiz sayıda S okumasının varlığına bağlı olduğu bilinmektedir. Öte yandan mevcut kataloglarda taş ocağı patlatmaları ve doğal depremler birbirinden ayrılmamasına karşın ışın sayıları ve farklı kriterler uygulanarak tomografi giriş seti oluşturulduğunda Çatalca, Gebze gibi yerlerde bulunan taş ocaklarından kaynaklanan yapay depremselliklerin ortadan kaybolduğu açıkça görülmektedir.

5. ARMUTLU VE GEMLİK CİVARININ TOMOGRAFİK MODELLEMESİ

5.1 Çalışma Alanının Modellenmesi ve 1-Boyutlu Hız Modeli

Çalışma alanı uzaysal boyutu $5 \times 5 \times 0.5 \text{ km}^3$, derinliği 0-40 km arasında olan bloklara bölünmüştür. Deprem seçim kriteri her bloktan en az bir ışın geçmesi şartına dayandırılmıştır.

Yapay dama tahtası modeli üretilirken farklı hız modelleri ile çeşitli grid aralıkları denenmiş ve en uygun grid aralığı seçilmiştir. Seçilen grid aralığının istasyon dağılımlarını ve depremlerin sık olduğu yani fay zonlarının geçtiği bölgeleri iyi temsil etmesine dikkat edilmiştir.



Şekil 5.1: Çalışma alanının grid planı

Tablo 5.1: Çalışmada Kullanılan grid aralıkları

Enlem	Boylam	Derinlik (km)
33.00	22.00	-200
39.75	28.00	00.00
40.00	28.50	05.00
40.20	28.75	10.00
40.40	29.00	15.00
40.55	29.15	20.00
40.70	29.30	25.00
40.85	29.45	40.00
41.10	29.60	100.00
41.40	29.75	300.00
41.70	29.90	
50.00	30.05	
	30.20	
	30.50	
	36.00	

Çalışma alanının batısı 28-28.5° D boylamlar arasında istasyon sayısının ve deprem dağılımlarının yetersiz olması nedeniyle grid aralığı 0.5° seçilmiştir. 28.5-29° D boylamları arası grid aralığı 0.25° ve 29-30.25° D boylamları arası 0.15° olarak alınmıştır. Düşey doğrultuda da farklı grid aralıkları uygulanmış sonuç olarak 0, 5, 10, 15, 20, 25 ve 40 km derinliklerine grid düğümlerinin yerleştirilmesine karar verilmiştir.

Depremlerini yerlerinin belirlenmesinde kullanılan KOERİ'nin bir-boyutlu hız modelinin, toplamda yerleşim hatalarını en küçük yapan ve bölgeyi en iyi temsil eden minimum bir-boyutlu hız modeli olduğuna karar verilmiştir. Tablo 5.2'de verilen bu model tomografik ters çözüm işlemine başlangıç hız modeli olarak girilmiştir.

Tablo 5.2: Ters Çözüm işlemi için seçilen minimum bir-boyutlu hız modeli

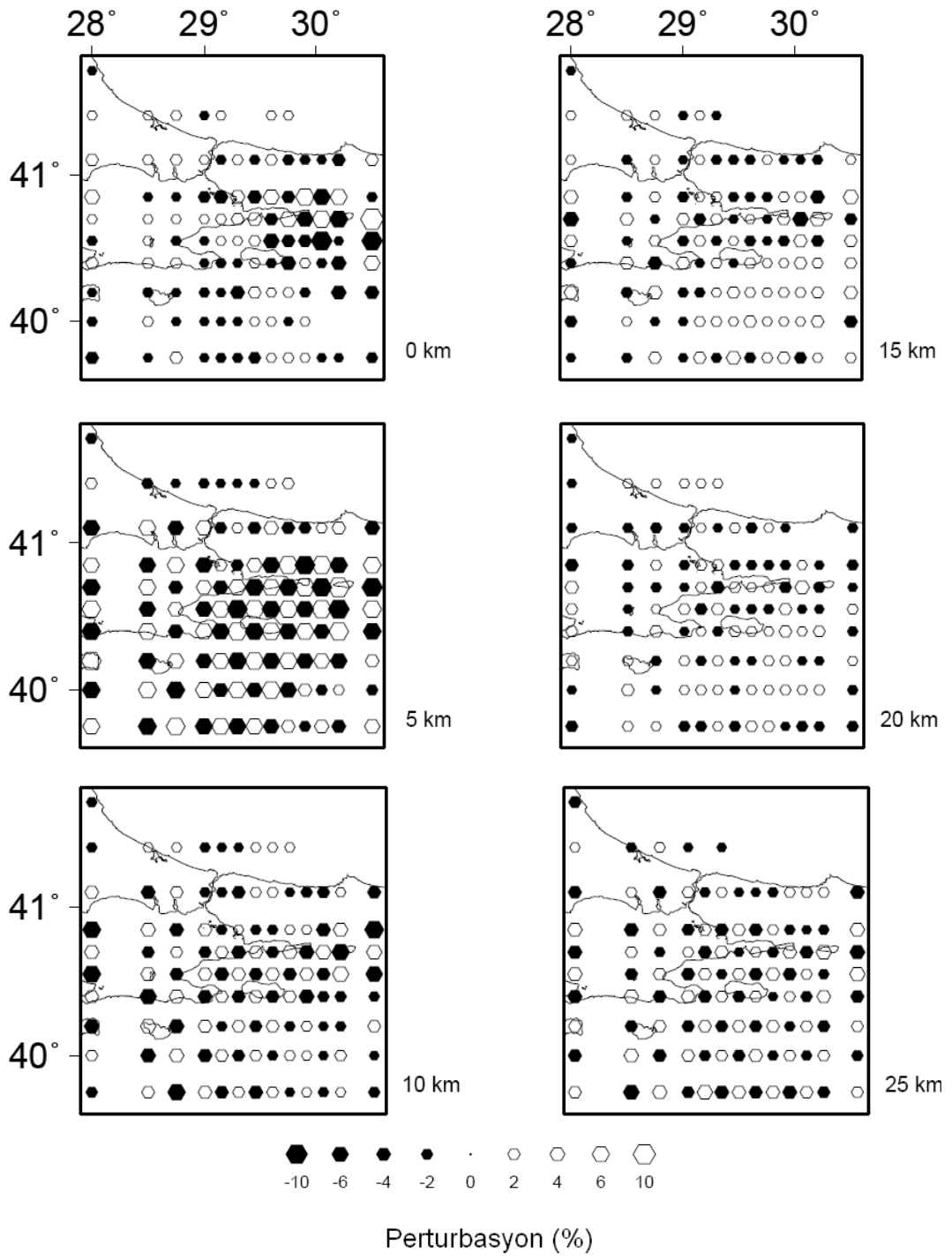
Derinlik (km)	V _p (km/sn)	V _s (km/sn)
0.00	4.50	2.60
5.40	5.91	3.42
31.6	7.80	4.51
89.2	8.30	4.80

5.2 Yapay Dama Tahtası Modeli

Gerçek verilerle ters çözüme başlamadan önce, veri setini çözüm gücünü, yapıda hangi alanların yüksek çözünürlükte olduğunu ve model parametrelerini belirlemek amacıyla yapay modeller üretilmiştir. Gerçek istasyon ve deprem lokasyonları kullanılarak ters çözüm yapılmıştır.

Dama tahtası düzeni, yatay ve düşey doğrultularda en iyi grid aralığını ve ters çözüm işlemi için gerekli kontrol parametrelerini belirlemek için denenmiştir. Dama tahtası modelinin ters çözüm sonuçları Şekil 5.2’de gösterilmektedir.

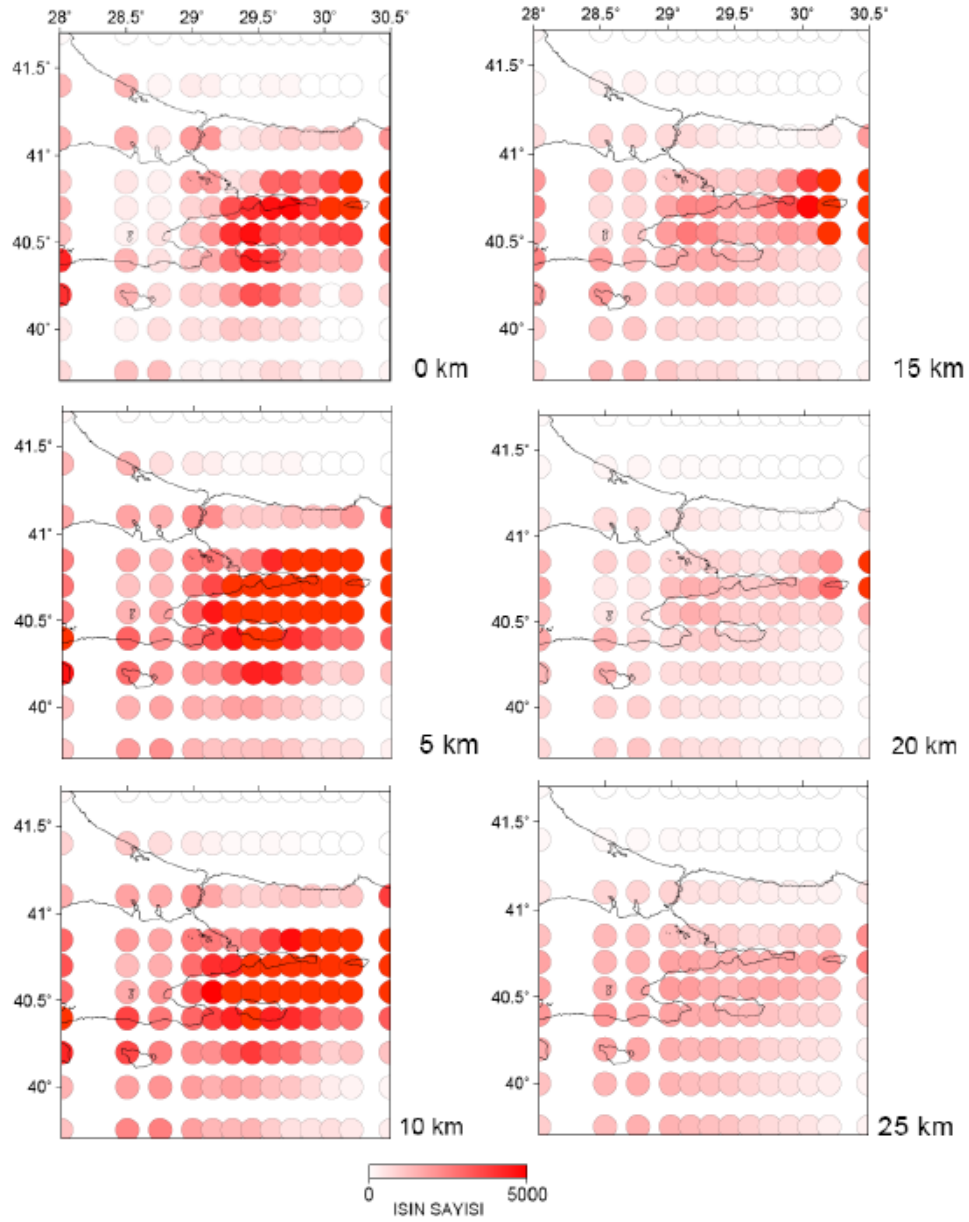
Elde edilen 3 boyutlu grid düğümlerine $\pm\%10$ değişimli pozitif ve negatif hız farkları atanmıştır. Bu modele göre suni veri yapmak için seyahat zamanları hesaplanmıştır. Yapay dama tahtası modeli istasyon dağılımlarının sık olduğu bölgelerde 5, 10, 15 ve 25 km derinlikler için yeniden elde edilebilmiştir. 0 ve 20 km derinliklerde çözünürlük oldukça düşüktür. 0 km derinliğinde deprem sayısının yetersiz olması nedeniyle çözünürlüğün düşük olması beklenen bir durumdur.



Şekil 5.2: Ters çözüm sonucu elde edilen P-dalgası yapay dama tahtası modeli

5.3 Işın Sayısı Yaklaşımı

Bloklardan geçen ışın sayılarının yoğunluğunu belirlemek amacıyla bu test yapılmıştır. Bloklardan geçen ışın sayısının yetersiz olduğu bloklar az çözünürlüğe sahip bölgeler, ışınların çok az sayıda geçtiği veya hiç geçmediği bölgelerde çözümsüz sayılmaktadır. Çeşitli derinliklerden alınan kesitlerle çözümsüz, çözünürlüğü düşük ve yüksek çözünürlü bloklar Şekil 5.4'te gösterilmektedir.



Şekil 5.3: Işın sayısı gösterimi

15 km ye kadar çözünürlük oldukça yüksektir, 15 km den daha derin bloklarda ışın sayıları büyük derecede azalım göstermiştir. Işın sayısı testinin sonuçları yapay dama tahtası modeli ile uyumludur. Az çözünürlük ile çözümü olmayan bölgeler değerlendirmede ve başka yöntemlerle karşılaştırmada kullanılmaması gereken bölgeler olarak nitelenmiş ve sonuçlar çözünürlüğü yüksek bölgeler dikkate alınarak yazılmıştır.

5.4 TOMOG3D Giriş Dosyaları

5.4.1 Parametre Dosyaları

TOMOG3D elliden fazla alt programı olan oldukça karmaşık bir programdır. Program kontrol parametrelerini, verileri ve istasyon bilgilerini içeren birçok dosya kullanmaktadır. Parametre dosyaları, ışın izleme ve tomografik ters çözüm işlemi için, iterasyon sayıları, sönüm faktörü, veri sayıları gibi gerekli olan bilgileri içeren dosyalardır. Gerekli olan kontrol parametrelerinin belirlenmesi için dama tahtası testi birçok farklı grid aralığı, sönüm katsayıları ve iterasyon sayıları için denenmiştir. İşlem sonunda bölgeyi en iyi temsil eden grid aralığı seçilmiş ve tomografik ters çözüm işlemi için en uygun kontrol parametreleri belirlenmiştir. TOMOG3D programında ters çözüm için seçilen depremlerin ve fazların sayılarının verildiği dosya Şekil 5.5'te verilmektedir.

NEQ = 5150 NDTOL = 145008 NPTOL = 90807 NSTOL = 54201
--

Şekil 5.4: Tomografik ters çözüm için seçilen deprem ve faz sayıları dosyası

Burada NEQ deprem sayısını, NDTOL toplam faz sayısını, NPTOL P fazı sayısını ve NSTOL S fazı sayısını göstermektedir. TOMOG3D programında kullanılacak olan vektörlerin ve matrislerin boyutlarının belirlendiği dosya Param dosyasıdır. Param dosyası örneği Şekil 5.6'da verilmektedir.

```
PARAMETER (MD=146000,MU=50000,MG=146000*100)
PARAMETER (MEQ=5150,MST=300,MAX=350,MDT=500)
PARAMETER (MKA=2500,MPA=12,MRA=15,MHA=10)
```

Şekil 5.5: Örnek Param dosyası

Burada MD maksimum varış zamanı veri sayısı yani P ve S varış sayılarının toplamını, MU maksimum bilinmeyen sayısı, bilinmeyen parametreler grid düğümlerindeki hızlar ve odak parametreleridir. MG çözilemeyen blok sayısı ile toplam faz sayısının çarpımıdır, MEQ deprem sayısı, MST istasyon sayısı, MAX bir deprem için maksimum varış zamanı veri sayısı, MDT 3-boyutlu ışın izleme işleminde ışın yolunun kestiği maksimum nokta sayısı, MKA oluşturulan modelin boyutu ve MPA-MRA-MHA grid dosyasına girilen grid sayılarıdır.

```
281 5150 3 0.15 0.500 30.000
100 10 .100 4.000 0.008 8
```

Şekil 5.6: Örnek Datacp dosyası

TOMOG3D programı gerekli kontrol parametrelerini Datacp dosyasından okumaktadır. Datacp dosyasının örneği Şekil 5.7’de görülmektedir. Bu dosyanın üst sırasında sırayla istasyon sayısı, deprem sayısı, her bir iterasyonda odağın maksimum relokasyon sayısı, relokasyonu durdurmak için gereken rms değeri, her iterasyondaki hız perturbasyonunun maksimum değeri ve sönüm faktörü verilmektedir. Alt sırada ise sırasıyla bir grid düğümündeki minimum gözlem sayısı, iterasyon sayısı, hız ters çözümünde kullanılan rms kesme değeri, ışın izleme işlemi için seyahat zamanı değişimlerinin kesme değeri ve ışın izleme işlemi için maksimum iterasyon sayısı verilmektedir.

5.4.2 Veri ve istasyon dosyaları

Veri dosyaları, tomografik ters çözüm işlemi için seçilmiş depremlerin faz okumalarını ve bu depremlerin başlangıç lokasyon bilgilerini içeren dosyalardır. Veri dosyası örneği Şekil 5.8’de verilmektedir.

Örnek Veri Dosyası

```
199301020148 40.20 39.2795 28.7183 14.03 12 3.1 0.58
DST 47.70 0 1 DST 51.70 0 2 KCTX 60.40 0 1 KHL 61.70 0 1 ALT 62.70 0 1
ALT 77.70 0 2 EDC 64.00 0 1 YAL 66.00 0 1 IZM 67.10 0 1 GPA 68.00 0 1
EYL 70.00 0 1 EZN 73.00 0 1 0.00 0 0 0.00 0 0 0.00 0 0
199301051122 29.26 39.2625 28.8165 6.95 12 3.3 0.63
DST 37.40 0 1 DST 42.40 0 2 ALT 49.60 0 1 KHL 50.50 0 1 KCTX 50.50 0 1
EDC 54.50 0 1 YAL 55.90 0 1 IZM 56.70 0 1 GPA 57.40 0 1 ISKB 61.00 0 1
EYL 61.00 0 1 EZN 65.10 0 1 0.00 0 0 0.00 0 0 0.00 0 0
199301051506 12.15 39.4945 28.3643 16.50 10 3.2 1.31
DST 16.80 0 1 DST 21.80 0 2 KCTX 27.00 0 1 EDC 31.00 0 1 EDC 43.00 0 2
YAL 36.40 0 1 ALT 37.80 0 1 KHL 38.50 0 1 EZN 41.30 0 1 GPA 41.50 0 1
199301062344 0.64 39.4195 28.3580 26.44 12 2.9 1.17
DST 9.20 0 1 DST 12.20 0 2 KRZ 15.90 0 1 KRZ 31.70 0 2 KCTX 17.00 0 1
MIS 17.10 0 1 MIS 33.30 0 2 CTP 19.10 0 1 CTP 35.90 0 2 IZZ 22.00 0 1
IZZ 42.00 0 2 YAL 24.20 0 1 0.00 0 0 0.00 0 0 0.00 0 0
```

Şekil 5.7: Örnek veri dosyası

Bu dosyada ilk satırda depreme ait odak ve rms bilgileri, alt satırda ise o depremi kaydeden bütün istasyonların faz okumaları verilmektedir. Okuma olmayan istasyonlara satır sonuna kadar tamamlanmak için 0.000 değeri verilmektedir. Bu değerler programda işleme alınmamaktadır. Program istasyon koordinatlarını ve istasyon düzeltme değerlerini stn dosyasından okumaktadır. Şekil 5.9’da örnek stn dosyası verilmektedir.

Örnek SNT Dosyası

```
TRML 40.6095 29.1735 0.204
YAL 40.5667 29.3728 0.829
YELT 40.4961 29.1738 0.765
YFST 40.4946 28.8953 0.060
YKK 40.9211 29.2318 0.320
YLV 40.5666 29.3728 0.829
YLVX 40.5666 29.3728 0.829
YSFR 40.6061 29.2418 0.115
YTSV 40.6266 29.0873 0.070
ZYBG 40.3900 28.7948 0.070
```

Şekil 5.8: Örnek STN dosyası

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

6.1 Sismolojik Sonuçların Tartışılması

Tomografik ters çözümün güvenilirliğini kanıtlamak amacıyla 3-Boyutlu ters çözüm sonucu elde edilen yeni deprem lokasyonlarının yerleşim hataları ile bir boyutlu hız modeli kullanılarak elde edilen lokasyonların yerleşim hataları karşılaştırılmıştır. Tablo 6.1’de ters çözüm işleminin her bir adımında elde edilen ortalama hata miktarları verilmiştir.

Tablo 6.1: Ters çözüm işleminin her adımında elde edilen ortalama hata miktarları

İterasyon Sayısı	Ortalama RMS
1	0.16608
2	0.16608
3	0.16405
4	0.16376
5	0.16337
6	0.16324
7	0.16318
8	0.16302
9	0.16298
10	0.16293

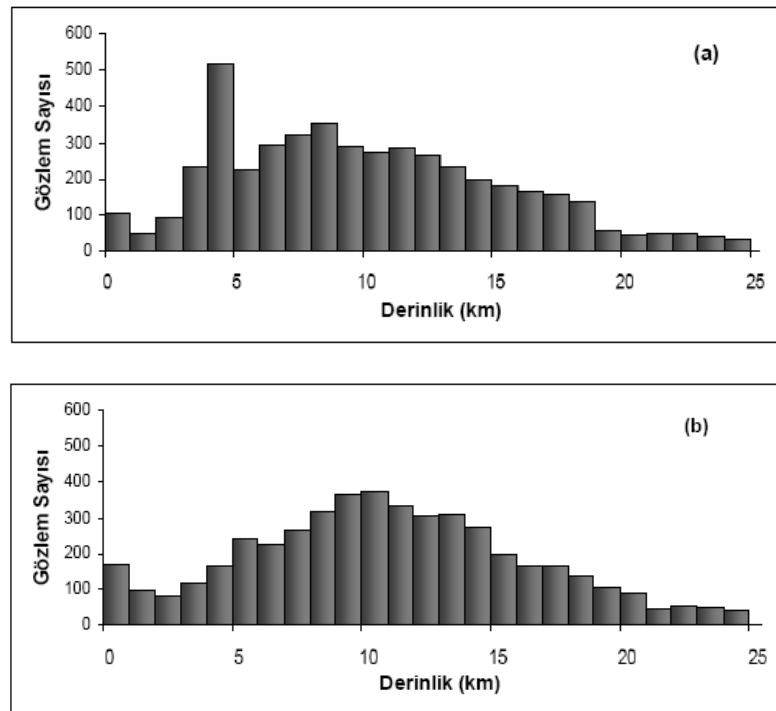
Ters çözüm işleminin ilk adımından itibaren ortalama hata miktarı kabul edilebilir bir oranda azalmıştır. İkinci ve daha sonraki iterasyonlarda önemli bir değişiklik gözlenmemiştir fakat hata miktarlarındaki değişimi en küçük yapan değer elde edilene kadar ters çözüm işlemi tekrarlanmıştır. Hata miktarlarındaki değişim miktarları göz önünde bulundurularak 10. yinelemede hesaplanan hız yapısının kabul edilebilir bir hız yapısı olduğuna karar verilmiştir. Tablo 6.2’de ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen ortalama hata miktarı ile depremlerin başlangıç lokasyonlarının ortalama hata miktarları karşılaştırılmaktadır.

Tablo 6.2: Başlangıç ve final modelin hata miktarlarının karşılaştırılması

	RMS
Başlangıç Model	0.71796
Final Model	0.16293
İndirgeme	%77

Tablo 6.2’de görüldüğü gibi depremlerin başlangıç lokasyonlarının ortalama rms değeri 0.71796 iken ters çözüm işlemi sonucunda % 77 oranında azalarak 0.1629’a düşmüştür.

Şekil 6.1’de depremlere ait ters çözüm öncesi ve sonrası derinlik dağılımları verilmiştir. Bir-boyutlu ters çözüm sonucundaki deprem dağılımlarına bakıldığında özellikle 4 km derinliğinde depremlerin yoğun bir kümelenme gösterdiği görülmektedir. Üç-boyutlu ters çözümle hesaplanan odak derinliklerinde 5-15 km derinlikleri arasında konumlandığı görülmektedir. Bu derinlik bu bölge için nitelenen sismojenik zon derinliği olan 5-17 km derinliklerle büyük uyum göstermektedir (Ito ve diğ., 2002, Barış ve diğerleri, 2002, 2005).



Şekil 6.1: (a) Bir-boyutlu ters çözümle hesaplanan odak derinliklerinin dağılımı ve (b) üç-boyutlu ters çözümle hesaplanan odak derinliklerinin dağılımı

Tomografik sonuçların değerlendirilmesinde derinlik kesitleri 25 km derinliğe kadar alındığı için, Tablo 6.1’de 25 km derinliğe kadar olan depremlerin derinlik dağılımları incelenmiştir. Bir-boyutlu ters çözümde 25-40 km derinlikleri arasında meydana gelen depremlerin sayısı 482 iken üç-boyutlu ters çözüm sonunda bu sayı 446 ya düşmüştür.

Başlangıç veri grubunda İzmit depremi ve Çınarcık depremi gibi önemli depremlerde yer almaktadır. Bu veri grubundan ters çözüm işlemi için program tarafından uygun kriterlerdeki 5150 deprem seçilmiştir. Bu depremler arasında Gemlik depremi yer almamaktadır. Ters çözüm sonucu depremlerin odak koordinatlarında yatay ve düşey yönde değişimler gözlemlenmiştir. Depremlerin koordinatlarında meydana gelen değişimleri göstermek için yukarıda sözü edilen depremlerin bir-boyutlu ters çözüm ve üç-boyutlu ters çözüm sonucu hesaplanan koordinatları Tablo 6.3’te karşılaştırılmaktadır.

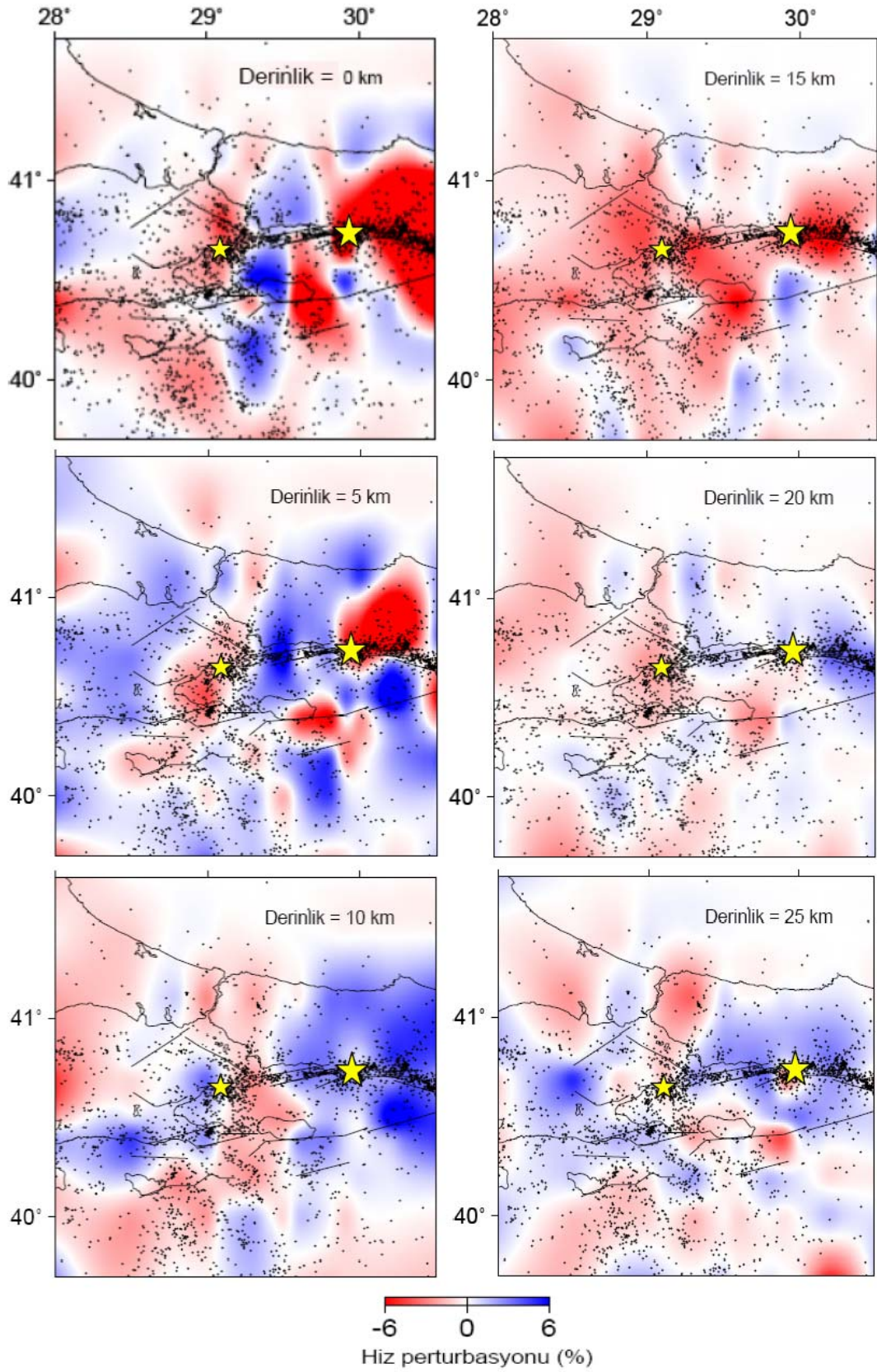
Tablo 6.3: Depremlerin başlangıç ve final koordinatları gösterir tablo

	Başlangıç Koordinatlar			Sonuç Koordinatlar		
	Enlem	Boylam	Derinlik	Enlem	Boylam	Derinlik
İzmit Depremi	40.7187	29.9283	11.59	40.7577	29.9946	16.98
Çınarcık Depremi	40.6177	29.0425	4.94	40.5987	29.0448	1.50

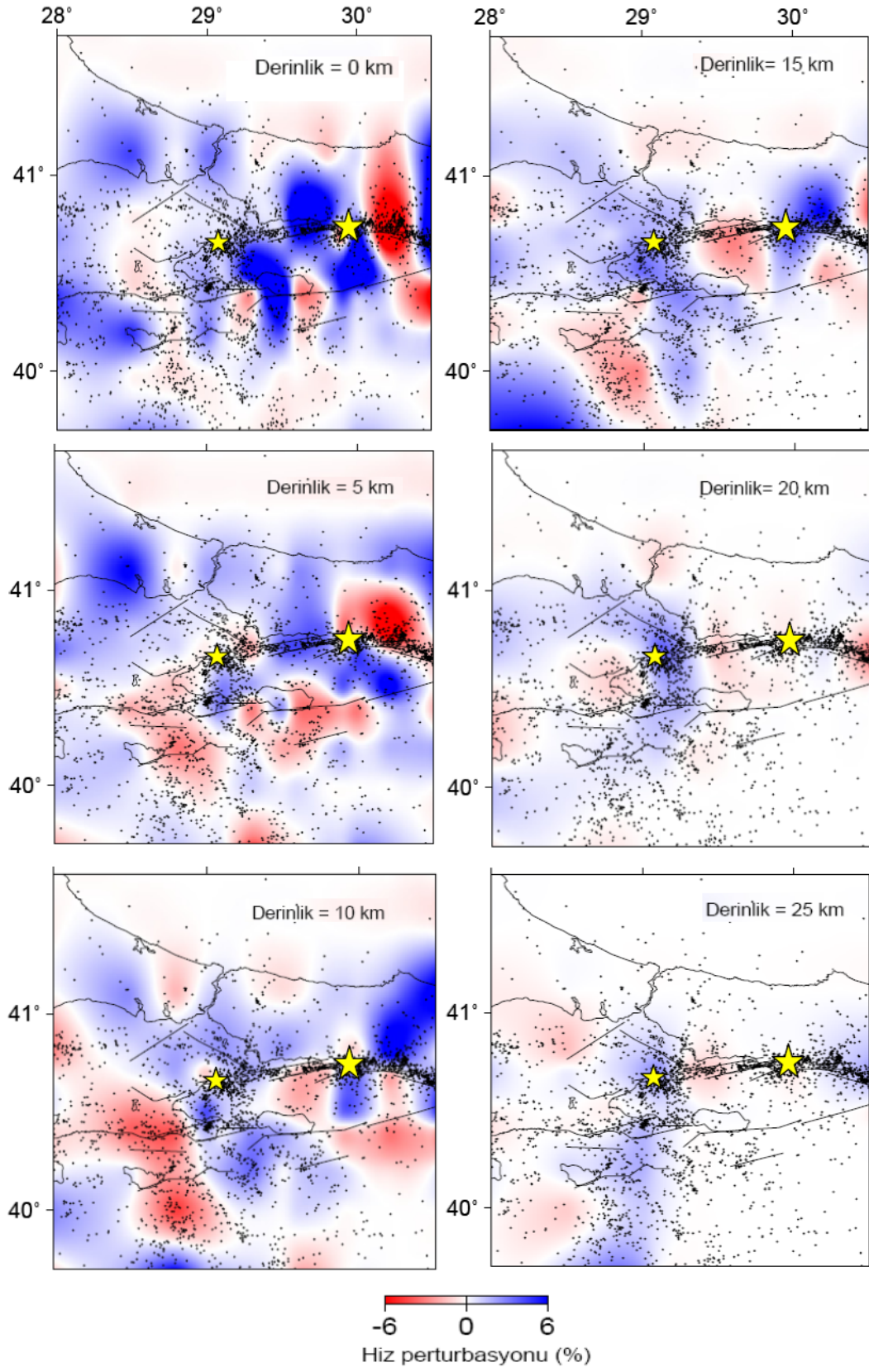
6.2 Tomografik Sonuçların Tartışılması

Yerel Deprem Tomografisi ile hesaplanan hız yapısı ne kadar doğru ise depremlerin konumları o ölçüde doğru olacaktır. Ters çözüm sonucunda hesaplanan P-dalgası hız dağılımları farklı derinliklerden alınan kesitlerle Şekil 6.1’de gösterilmektedir. V_p ve V_s için referans modelden olan hız farklılıkları düşük hız farkları için kırmızı, yüksek hız farkları için ise koyu mavi ile gösterilmiştir.

Şekil 6.2’ye göre 0 km derinlikte alınan kesitte, yüksek hız bölgeleri İznik gölünün kuzeyinde ve güneyinde konumlanmıştır. Düşük hızlı bölgeler İznik gölünün doğusunda ve İzmit bölgesinin doğusunda konumlanmış olup, Çınarcık civarı ise bu bölgelere oranla nispeten daha düşük hıza sahip bir bölgedir. 3-boyutlu ters çözüm sonucunda odak derinliği 1.5 km olarak belirlenen Çınarcık depreminin, düşük hız zonunda konumlandığı görülmektedir. 5 km derinlikte İzmit’in doğusu, İznik gölünün güney batısında düşük hız zonları ve Çınarcık civarında nispeten düşük hız zonları bulunmaktadır. İzmit körfezi ve Geyve civarında ise yüksek hız zonları görülmektedir. 10 km derinlikte Armutlu yarımadasının batısı ve İzmit körfezinin doğusu yüksek hıza sahip bölgelerdir. İznik gölünün kuzeyi ve güneyi, Marmara denizinin içi nispeten düşük hız bölgeleridir. 15 km derinlikte düşük hız zonları bölgenin genelinde baskın olarak bulunmaktadır. İzmit depremi 16.98 km derinlikte, 15 km kesitinde gösterilen düşük hız zonunda meydana gelmiştir. 20 km ve 25 km derinlerde çözünürlük diğer derinliklere oranla daha düşüktür. 20 km derinliği, İzmit körfezinin kuzeyi ve doğusu haricinde düşük hız zonlarının baskın olduğu bir derinliktir. 25 km de İzmit bölgesi ve Marmara denizinin içi yüksek hız zonlarının baskın olduğu bölgelerdir. Burada 15 km derinlikten sonra yapılan yorumların düşük çözünürlükte bulunan bölgeler için yapıldığı ve çok güvenilir olmadığı unutulmamalıdır.



Şekil 6.2: Ters çözüm sonucu elde edilmiş P-dalgası hız dağılımları. Mavi renk yüksek hız farklılığını, kırmızı ise düşük hız farklılığını belirtmektedir. Siyah çizgiler fayları, sarı yıldızlar ise bölgede meydana gelen orta ve büyük depremleri göstermektedir.

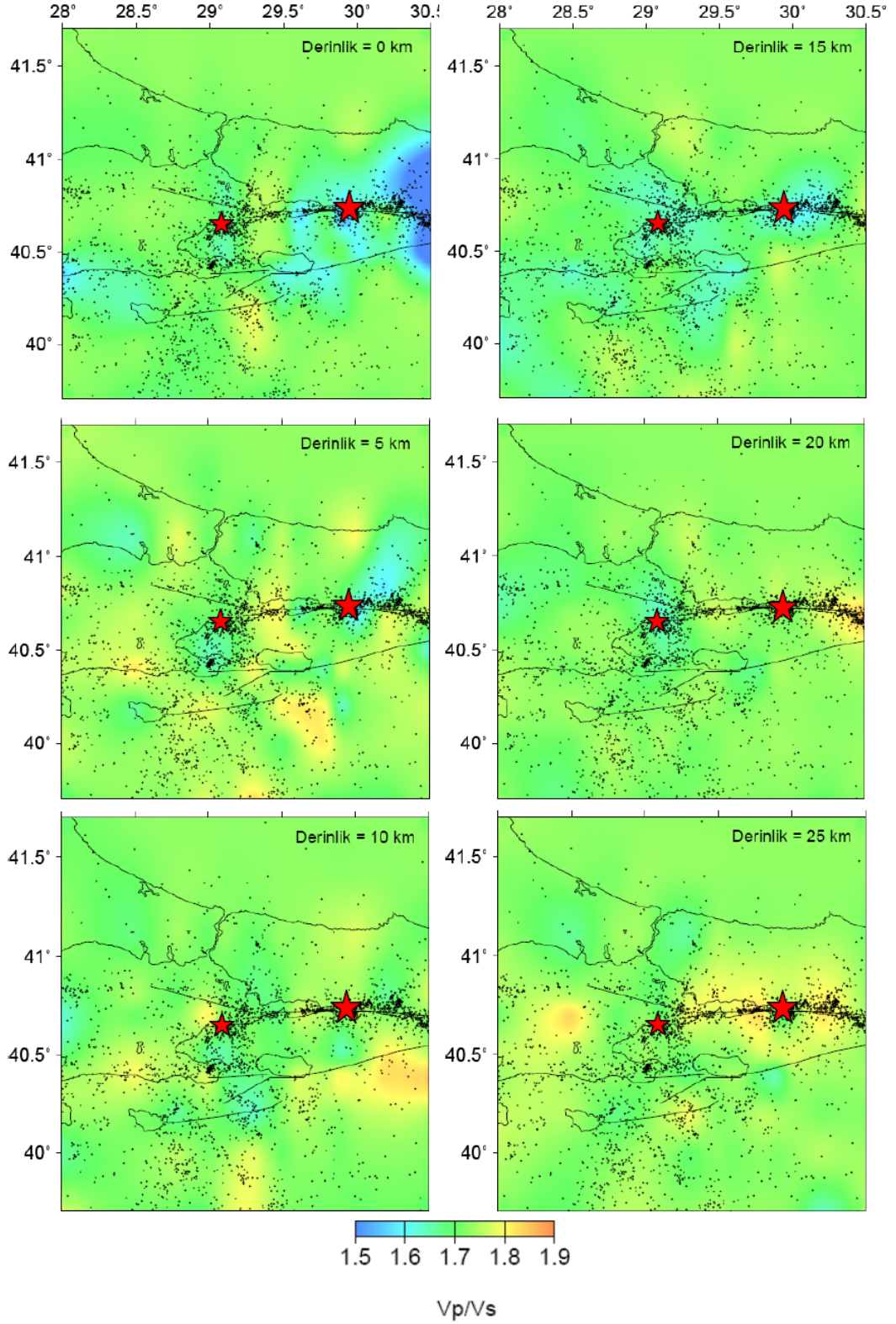


Şekil 6.3: Ters çözüm sonucu elde edilmiş S-dalgası hız dağılımları Mavi renk yüksek hız farklılığını, kırmızı ise düşük hız farklılığını belirtmektedir. Siyah çizgiler fayları, sarı yıldızlar ise bölgede olan orta ve büyük depremleri göstermektedir.

Şekil 6.3'te 25 km ye kadar her 5 km aralıklarla alınan kesitlerde S dalgası hız dağılımı görülmektedir ve elde edilen dağılım P dalgasından farklıdır. Başlıca farklılığın, S dalgasının çözünürlüğünün P dalgasından farklı olmasından ve S dalgasının sıvılarda, yüksek sıcaklıklarda ve silikatlı minerallerde daha hassas olmasından kaynaklandığı bilinmektedir. S dalga hızları tahmini, P dalga hızları kadar kesin değildir, çünkü S faz okumalarının sayısı, kalitesi ve hassasiyeti P-dalgasına oranla oldukça zayıftır.

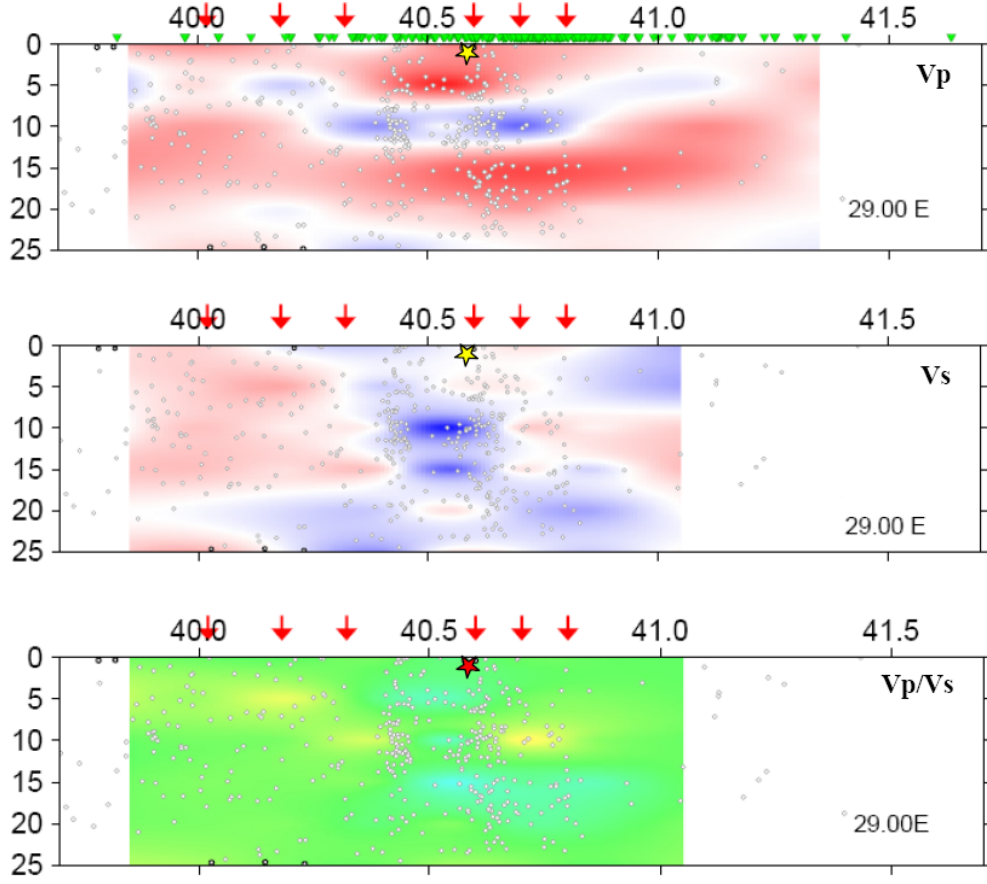
Şekil 6.3'te 0 km derinlikte alınan kesitte, İzmit körfezi, İzmit gölünün batısı ve Geyve civarında yüksek hız zonları bulunmaktadır. Bölgede İzmit'in doğusundaki düşük hız zonu haricinde, yüksek hız zonları baskındır. 5 km derinlikte İzmit'in kuzey doğusu ve İzmit gölünün doğusunda düşük hız zonları bulunmaktadır. Çınarcık, İzmit körfezi ve Geyve civarında yüksek hız zonları bulunmaktadır. 10 ve 15 km derinlikte İzmit'in doğusunda ve Çınarcık civarında yüksek hız zonları bulunmaktadır. 20 km ve daha derin kesimlerde S dalgası için çözünürlük oldukça düşüktür. Genel olarak bakıldığında tüm kesitlerde P dalgasına oranla daha yüksek S-dalgası hız yapıları olduğu görülmektedir. Bu sonuç kullanılan ilk S dalgası hızlarının doğru olmamasından veya bölgedeki kayaların sağlam, sıvı içermeyen veya az sıvı içeriği bulunan yapıda olmasından kaynaklanabilir.

Şekil 6.4'te V_p/V_s oranlarının dağılımı görülmektedir. Genel olarak bütün derinliklerde Çınarcık depreminin meydana geldiği bölge düşük V_p/V_s oranlarına sahiptir. İlk tabakada İzmit ana şokunun doğusunda değerler oldukça düşüktür. 0- 5- 15 km derinliklerde İzmit depremi anaşok bölgesi de düşük V_p/V_s değerlerine sahiptir. 5 km de İzmit gölünün kuzeyinde ve güneyinde konumlanan yüksek V_p/V_s oranları, 10 km de gölün doğusuna kaymaktadır. 25 km de bölgenin geneline yüksek V_p/V_s değerleri baskındır. Genel olarak derinlik kesitlerinin çoğunda ana şok bölgelerinde ve KAFZ'nun yüzeye yakın bölümlerinde düşük V_p/V_s değerleri, Marmara denizinin içinde de yüksek V_p/V_s değerleri gözlemlenmiştir.

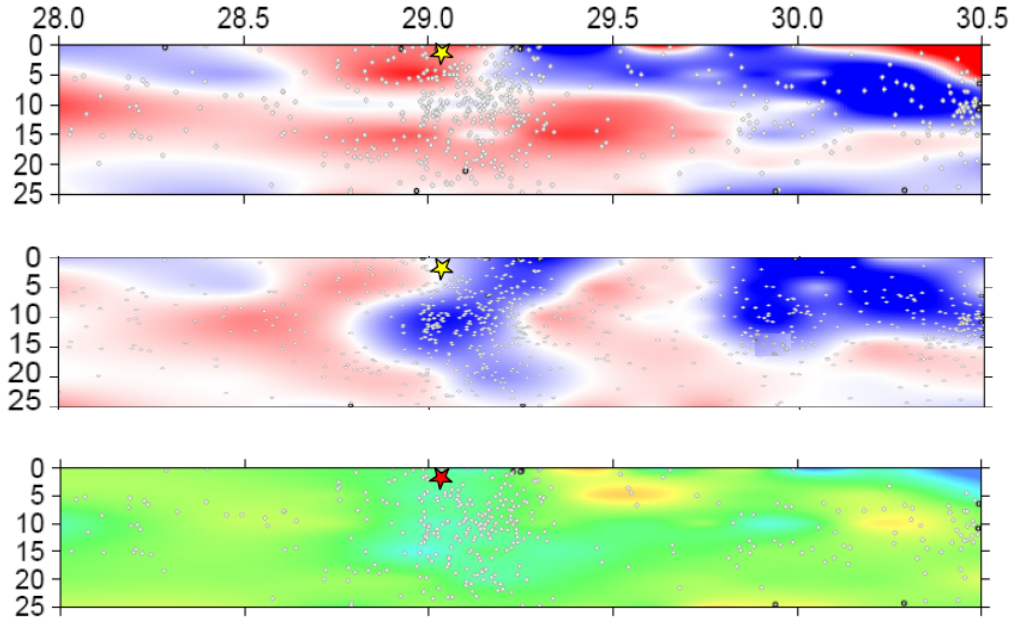


Şekil 6.4: Ters çözüm ile elde edilmiş V_p/V_s değeri, sarı renk yüksek V_p/V_s , mavi renk de düşük V_p/V_s değerini belirtmektedir. Kırmızı yıldızlar orta ve büyük depremleri, siyah noktalar mikro depremleri, siyah çizgiler ise bölgedeki fayları göstermektedir.

(a)

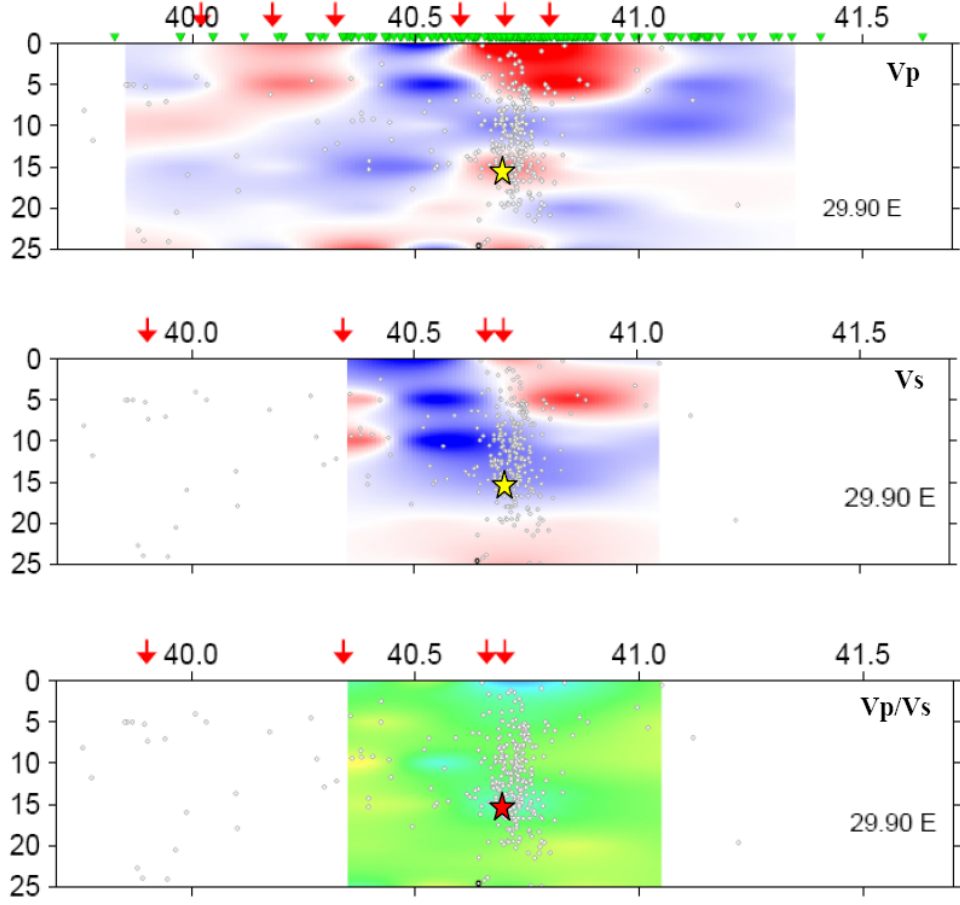


(b)

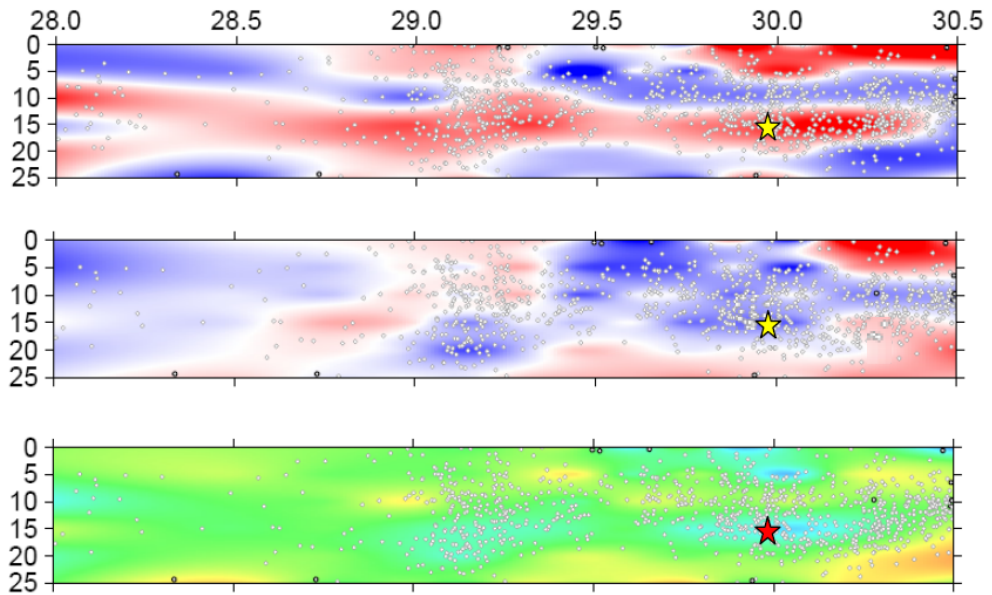


Şekil 6.5: a) Kuzey-güney doğrultusunda 29.00° D boyunca ve b) doğu-batı doğrultusunda, 40.55° K boyunca alınan, sırasıyla P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve V_p/V_s oranı değişimlerinin düşey kesitleri. Kırmızı oklar fayları temsil etmektedir. Yeşil üçgenler istasyonları göstermektedir. Renk skalası önceki şekillerin skalası ile aynıdır.

(a)



(b)



Şekil 6.6: a) Kuzey-güney doğrultusunda 29.90° D boyunca ve b) doğu-batı doğrultusunda, 40.70° K boyunca alınan, sırasıyla P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve V_p/V_s oranı değişimlerinin düşey kesitleri. Kırmızı oklar fayları temsil etmektedir. Yeşil üçgenler istasyonları göstermektedir. Renk skalası önceki şekillerin skalası ile aynıdır.

Şekil 6.5'te Çınarcık depreminin meydana geldiği enlem ve boylam boyunca kesitler alınmıştır. P-dalgası hız dağılımlarında Çınarcık depreminin anaşokunun daha öncede belirtildiği gibi düşük hız gövdesi içinde, S-dalgası hız dağılımlarına bakıldığında ise düşük hız ile yüksek hız geçiş bölgelerinde konumlandığı görülmektedir. V_p/V_s oranının ise nispeten düşük olduğu görülmektedir.

29.00° D boylamı boyunca kuzey-güney doğrultusunda alınan kesitte P-dalgası hız dağılımına bakıldığında, bölgenin güneyinde 5 km den başlayan yüksek hız zonu Gemlik körfezi civarında 10 km derinliğe inmekte ve İzmit körfezine kadar uzanıp, burada 5 km derinliğine kadar devam etmektedir. S-dalgası hız dağılımına bakıldığında ise Çınarcık depremi renksiz bölgede gözlenmektedir. Renksiz bölgeler bir-boyutlu hız modeli ile üç-boyutlu hız modelinin aynı hız değerlerine sahip olduğu, değişimin görülmeyişi alanlardır. Bölgenin güneyinde konumlanan düşük hız zonu 20 km derinliğine kadar devam etmektedir. Armutlu yarımadasının altında 10 km derinliğinde yüksek hız zonu görülmekte ve daha derinlere doğru genişleyerek devam etmektedir. İzmit körfezinin kuzeyinde baskın olarak bulunan yüksek hız zonunda 10–15 km derinlikleri arasında bir düşük hız zonu sokulumu görülmektedir.

Doğu-batı doğrultusunda alınan kesitlerde de Marmara denizinin iç kesimlerinde sırasıyla 5 km ye kadar yüksek, 20 km ye kadar düşük hız zonunun bulunduğu görülmektedir. Çınarcık havzasında hız değişimleri düşük olup, bu zon 25 km derinlere kadar uzanmaktadır. İzmit körfezinin batısından başlayan ve doğuya uzanarak, 10 km derine kadar inen yüksek hız zonlarına sahiptir. S-dalgası hız yapısı P-dalgasından biraz farklıdır. İzmit körfezinin batısından başlayan yüksek hız zonu 25 km ye kadar inmektedir, doğuya doğru sırasıyla düşük ve yüksek hız zonları derinlere doğru uzanmaktadır.

Şekil 6.6'da İzmit depreminin meydana geldiği enlem ve boylamlarda doğu-batı ve kuzey-güney doğrultulu derinlik kesitleri alınmıştır. P-dalgası hız dağılımlarına bakıldığında İzmit depreminin düşük hız zonunda, S-dalgası hız dağılımına bakıldığında ise düşük hız zonu ile yüksek hız zonunun kesişim bölgesindeki nispeten yüksek hız zonunda konumlanmış olduğu görülmektedir. V_p/V_s oranının 1.6-1.7 arasında olduğu görülmektedir.

Kuzey-güney doğrultusu boyunca 29.90° D boylamından alınan kesitler incelendiğinde Armutlu yarımadasının altında yüksek hız zonlarının konumlandığı, Çınarcık havzasının altında ise 8 km ye kadar inen düşük hız zonunun varlığı tespit edilmiştir. S dalgasının hız dağılımı P dalgasıyla genel olarak uyumludur fakat İzmit depreminin anaşok bölgesinde P dalgası hız kesitinde var olan düşük hız zonu S dalgası hız kesitinde yoktur.

6.3 Tomografik Sonuçların Karşılaştırılması

6.3.1 Tomografik çalışmalarla karşılaştırma

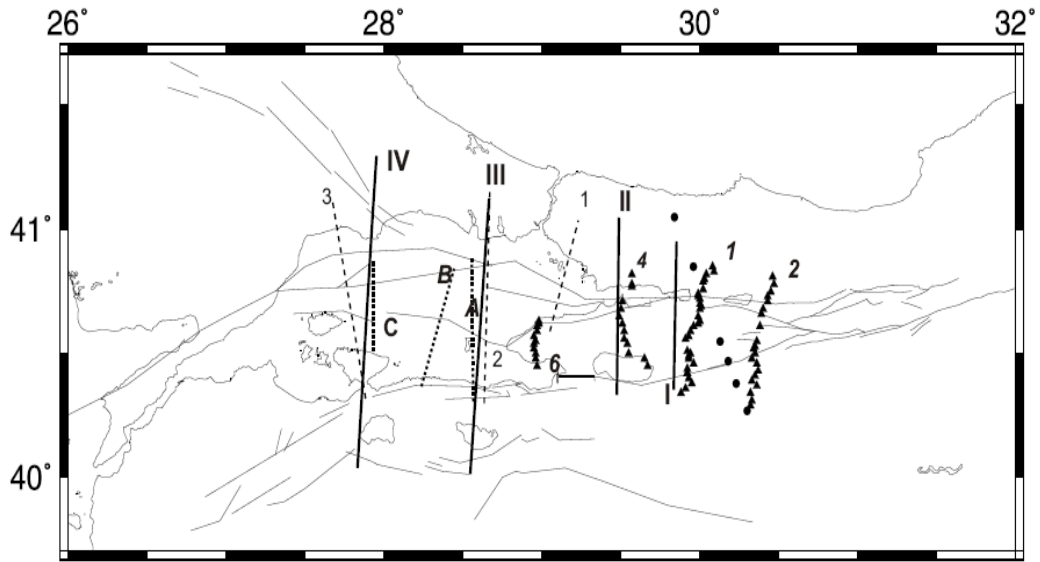
Bölge yapılmış iki adet yerel deprem tomografi çalışması vardır. İlki Nakamura ve diğerlerinin 2002’de İzmit depremi ve artçı şoklarını kullanarak, doğu Marmara’da yapmış olduğu çalışmadır. Nakamura ve diğ. (2002) 5 ve 10 km derinlikten kesitler almış ve doğu-batı doğrultusunda 40.70° K boyunca derinlik kesiti almıştır. 5 km kesitinde Geyve civarında ve İzmit anaşokunun batısında konumlanan yüksek hız zonları birbiriyle uyumludur. 10 km derinliğinde alınan kesitte yüksek hız zonları uyumludur fakat Nakamura ve diğ. (2002)’de İzmit depremi anaşok bölgesinde düşük hız zonu mevcuttur ve derinlik kesitinde anaşok yüksek hız zonunda konumlanmıştır.

Barış ve diğ. (2005) Marmara’nın yerel deprem tomografisini yapmıştır. P-dalgası tomografik ters çözüm sonuçları Barış ve diğ. (2005)’te P-dalgası hız dağılımları ile karşılaştırıldığında İzmit depremi anaşokunun konumunda uyumsuzluklar görülmektedir, Barış ve diğ. (2005) anaşokun yerini düşük hız zonu ile yüksek hız zonunun kesişim bölgesinde bulmuştur. Genel olarak hız dağılımlarına bakıldığında sonuçların uyumlu olduğu görülmektedir. Örneğin 0 km derinlik kesitinde İzmit depremi anaşok bölgesinde ve İznik gölünün doğusundaki düşük hız zonları uyumludur. 5 km derinliğinden alınan kesitlerde Armutlu yarımadasındaki, İzmit körfezindeki ve anaşokun kuzeydoğusundaki hız dağılımları uyumludur. 10 km derinliğinde İzmit körfezinin doğusunda, Armutlu yarımadasında yüksek hız zonları ve bu iki zon arasında kalan düşük hız zonu göz önüne alınarak sonuçların uyumlu olduğu söylenebilir. Bu çalışmada aynı deprem düşük hız zonunda bulunmuştur.

Bu sonuç her iki çalışmada kullanılan veri sayısı, kalitesi ve uygulanan grid dağılımının farklılığı ile kullanılan bir boyutlu hız model farklılığından kaynaklanmış olabilir. Her iki sonucun aynı çıkması için tüm parametrelerin ve benzer veri setinin uygulanması gerekir.

6.3.2 Farklı yöntemlerle karşılaştırma

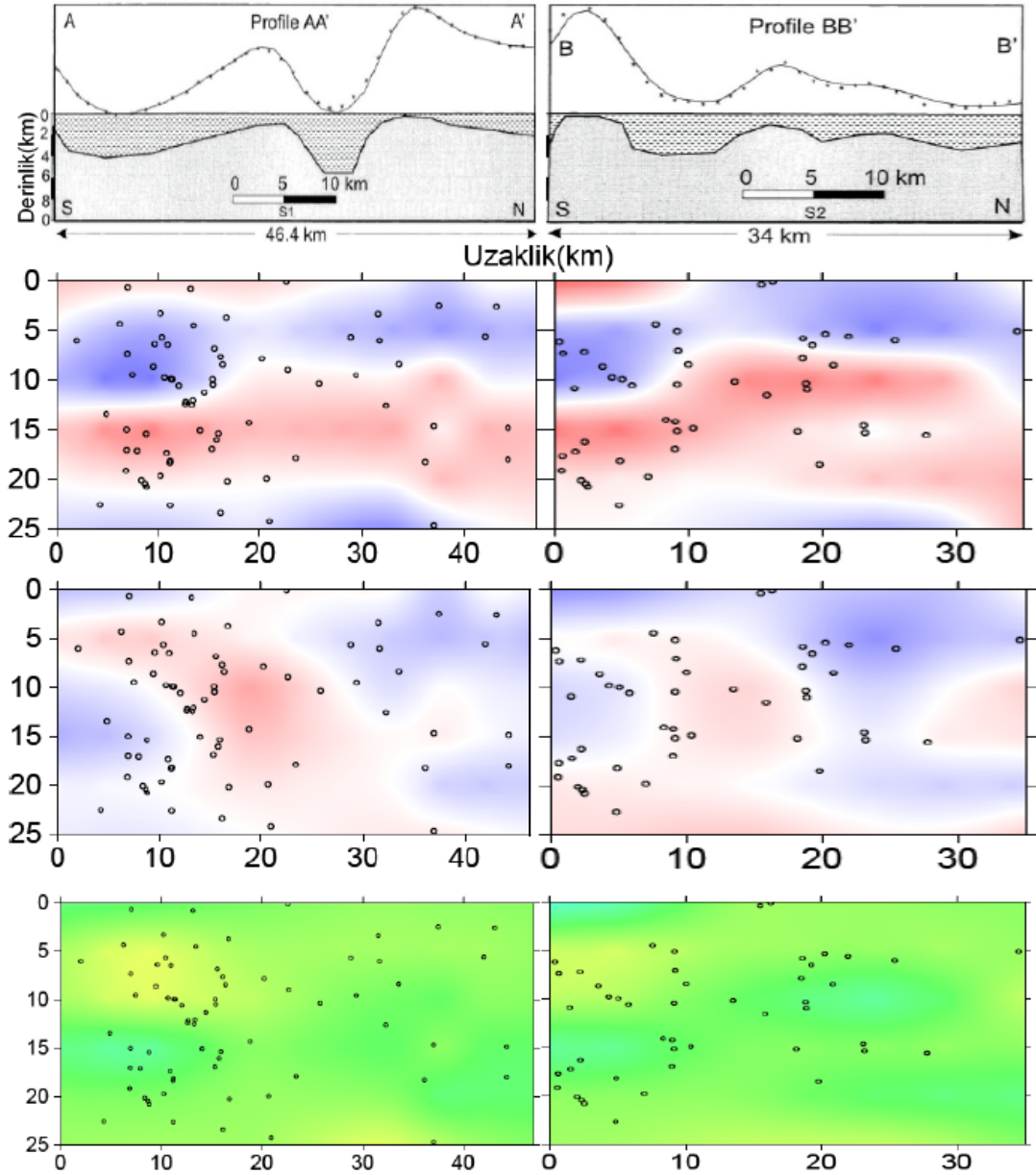
Tomografi sonuçlarının güvenilirliğini test etmek için bölgede farklı yöntemler kullanılarak yapılmış olan çalışmalarla da karşılaştırılması gerekmektedir. Marmara bölgesinde bugüne kadar birçok gravite, manyetik, manyetotellürik ve sismik tomografi çalışmaları yapılmıştır. Şekil 6.7’de bu çalışmaların yerleri gösterilmektedir.



Şekil 6.7: Marmara bölgesinde yapılan sismik, gravite, manyetik ve manyetotellürik çalışmaların yerleri (Barış ve diğ., 2005).

I-IV profilleri (kalın koyu çizgiler) Ateş ve diğ. (2003)’de verilen sismik ve manyetik incelemeler, A-C (kalın kesik çizgiler) profilleri Adatepe ve diğ. (2002)’de verilen sismik, gravite ve manyetik incelemeler, 1-3 (ince kesikli çizgiler) profilleri Özer ve diğ. (2001)’de verilen gravite ve manyetik incelemeler, 1- 2- 4- 6 (içi dolu üçgenler) profilleri Tank ve diğ. (2003)’de verilen MT ölçüm noktalarını, koyu daireler ise Gürer (1996)’da verilen MT profillerini göstermektedir.

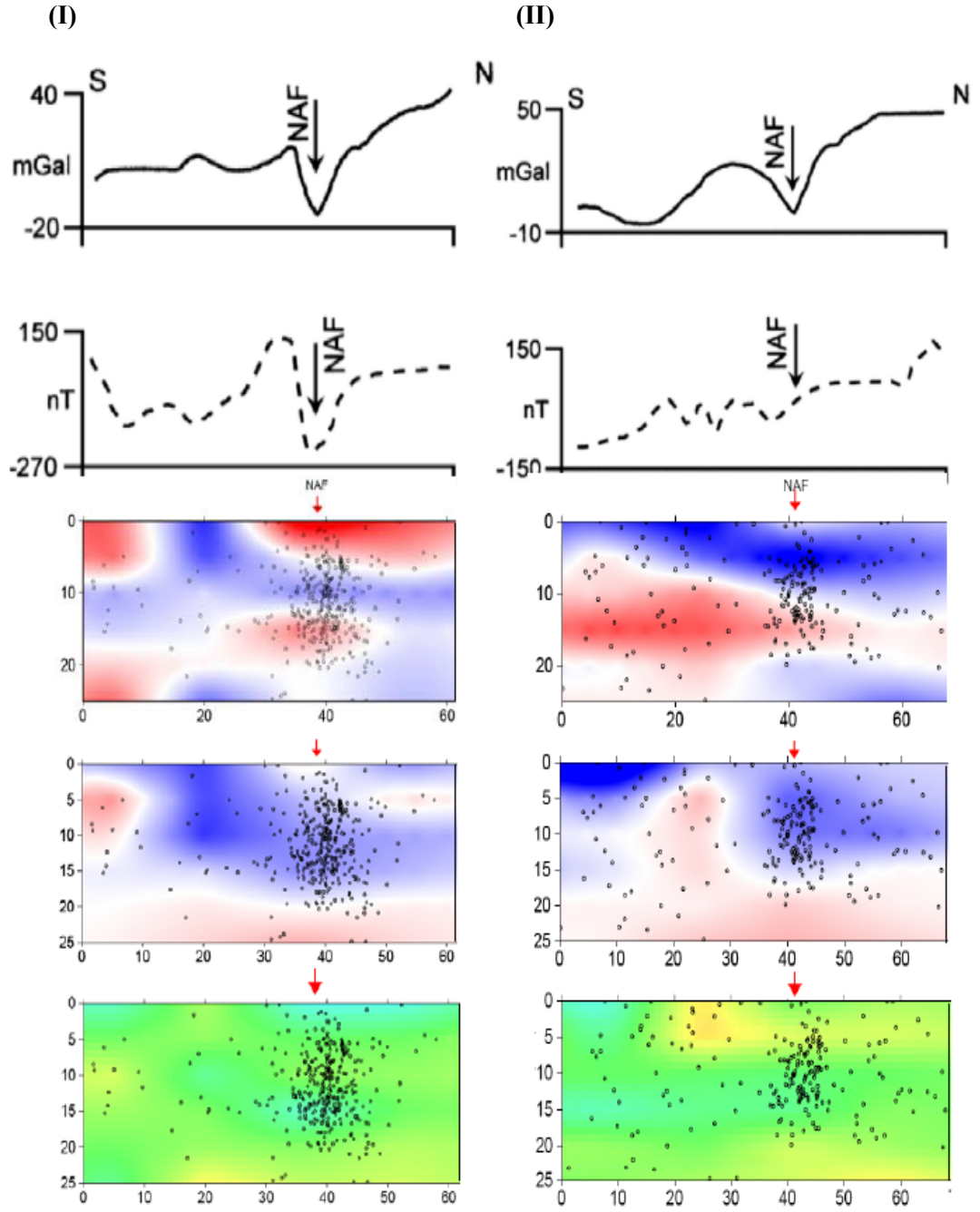
Verilen profiller boyunca hız perturbasyonları enterpolasyon yöntemi ile hesaplanmıştır. İlk olarak gravite çalışmalarıyla karşılaştırma yapılmıştır. Sismik hızlar yoğunlukla değiştiğinden gravite anomalileri ile karşılaştırılabilirler. Yüksek hızlar yüksek gravite değerlerinin, düşük hızlar ise düşük gravite değerlerinin olduğu bölgelerde görülmektedir.



Şekil 6.8: Fatih ve diğ. (2002)'de verilen gravite profilleri (A ve B) ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve V_p/V_s oranı değişimleri. Renk skalası önceki şekillerin skalası ile aynıdır.

Şekil 6.8’de Adatepe ve diğ. (2002)’de verilen gravite kesitleri ile aynı profiller boyunca alınan P-dalgası, S-dalgası ve V_p/V_s oranlarının değişimleri karşılaştırılmıştır. Adatepe ve diğ. (2002)’de Miyosen-Pliyosen sedimenter silsilesi için düşük gravite değerleri ve deformasyonla yükselmiş bölgeler için yüksek değerler bulmuşlardır. A profilinin güney kısmında 4 km derinliğe kadar inen sedimanter birikinti ile P-dalgası hız dağılımında görülen düşük hız zonu ve kesitin kuzeyinde görülen yüksek gravite değerleri ile yüksek hız değerleri uyumludur. S-dalgası hız dağılımında da aynı uyum görülmektedir. B kesitinde profilin güneyinde bulunan düşük hız zonu gravite profili ile uyumsuzluk göstermektedir. Yüksek V_p/V_s oranlarının baskın olduğu bölgelerde gravite değerlerinin düşük olduğu görülmektedir.

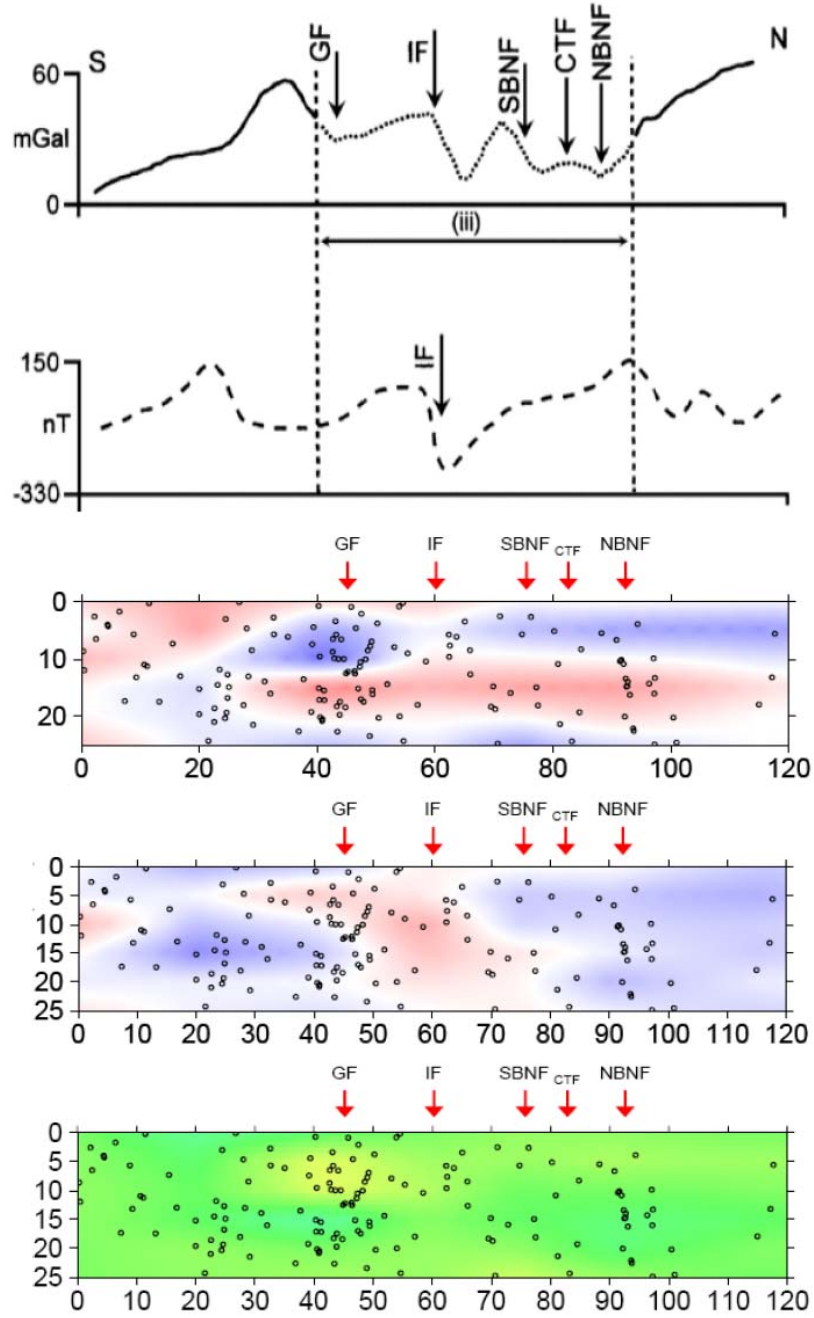
Şekil 6.9’da tomografik ters çözüm sonucu elde edilen hız dağılımları Ateş ve diğ. (2003)’te verilen gravite ve manyetik profilleri ile karşılaştırılmaktadır. Kesitlerde genel olarak yüksek hız dağılımlarının baskın olduğu bölgelerde değerlerin yüksek, düşük hız dağılımlarının bulunduğu bölgelerde değerlerin düşük olduğu görülmektedir. KAF’nın kuzeyinde yüksek hız zonları baskındır ve bu bölgedeki gravite ve manyetik değerleri yüksektir.



Şekil 6.9: Ateş ve diğ. (2003)'te verilen gravite ve manyetik profilleri (I ve II) ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve V_p/V_s oranı değişimleri. Siyah ve kırmızı oklar fayları temsil etmektedir. Renk skalası önceki şekillerin renk skalası ile aynıdır.

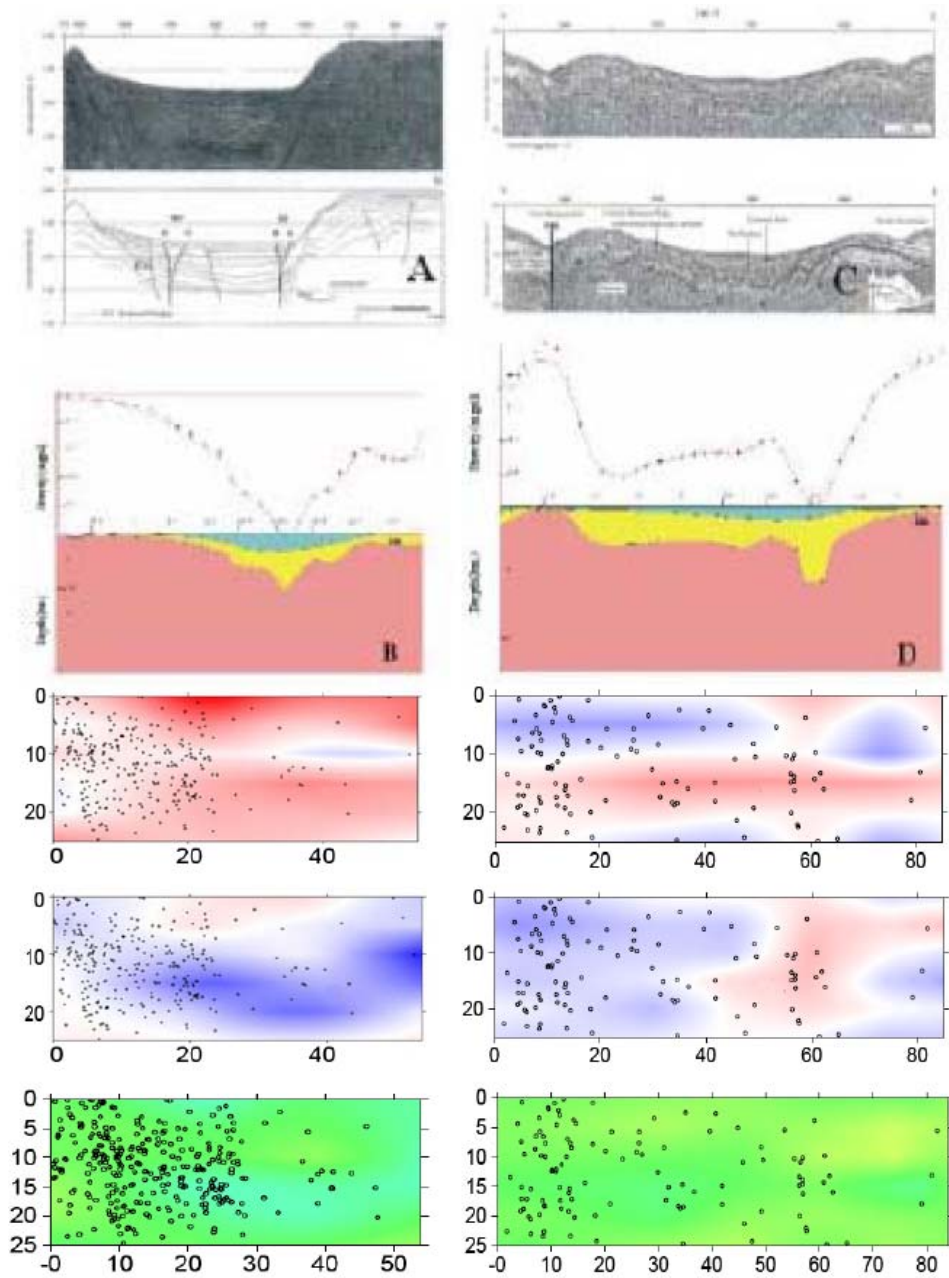
Şekil 6.10'da Ateş ve diğ. (2003)'te verilen, Marmara denizinin içinde alınan III. profil verilmektedir. Kesitin güneyinde düşük hız zonları baskındır ve gravite ve manyetik değerleri düşüktür. Aynı şekilde kesitin kuzeyindeki yüksek hız zonları da yüksek gravite ve manyetik anomalilerle uyumludur.

(III)

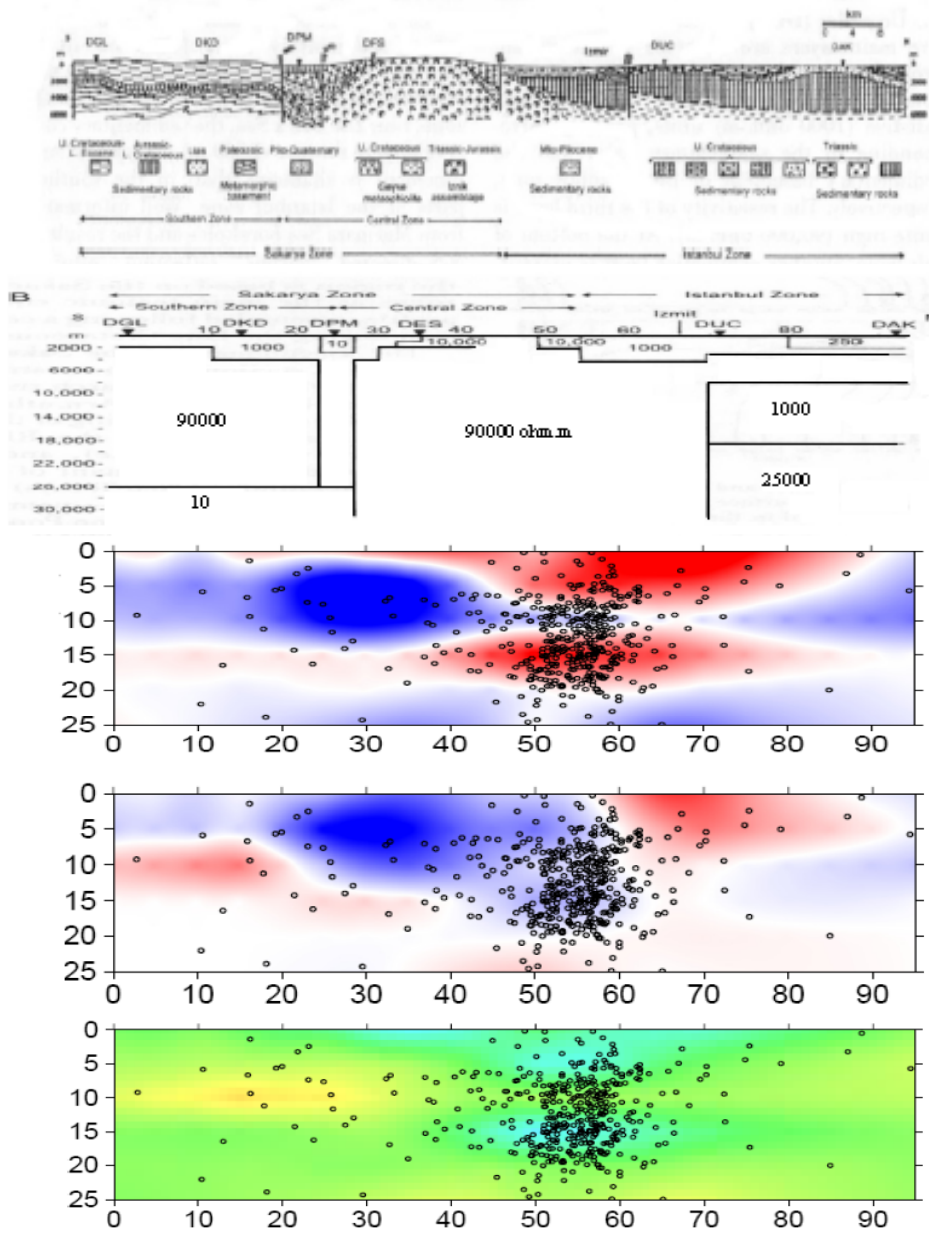


Şekil 6.10: Ateş ve diğ. (2003)'te verilen gravite ve manyetik profilleri (I ve II) ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve V_p/V_s oranı değişimleri. Siyah ve kırmızı oklar fayları temsil etmektedir. Renk skalası önceki şekillerin renk skalası ile aynıdır.

Şekil 6.11’de Özer ve diğ. (2001)’de verilen gravite profilleri boyunca alınan P-dalgası, S-dalgası ve Vp/Vs oranları hız dağılımları verilmektedir. 1. Profil P-dalgası hız dağılımına bakıldığında düşük hız zonları baskın olarak bulunmaktadır ve gravite profilleri ile az uyum göstermektedir. Fakat S dalgası hız dağılımı gravite değerleri ile uyumluluk derecesi oldukça iyidir. 2. profil de P-dalgası ve S-dalgası hız dağılımları gravite değerleri ile uyum içindedir. Fakat bu bölgenin çözünürlüğünün düşük olduğu unutulmamalıdır.



Şekil 6.11: Özer ve diğ. (2001)’de verilen gravite profilleri (1 ve 2) ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve Vp/Vs oranı değişimleri. Renk skalası önceki şekillerin renk skalası ile aynıdır.



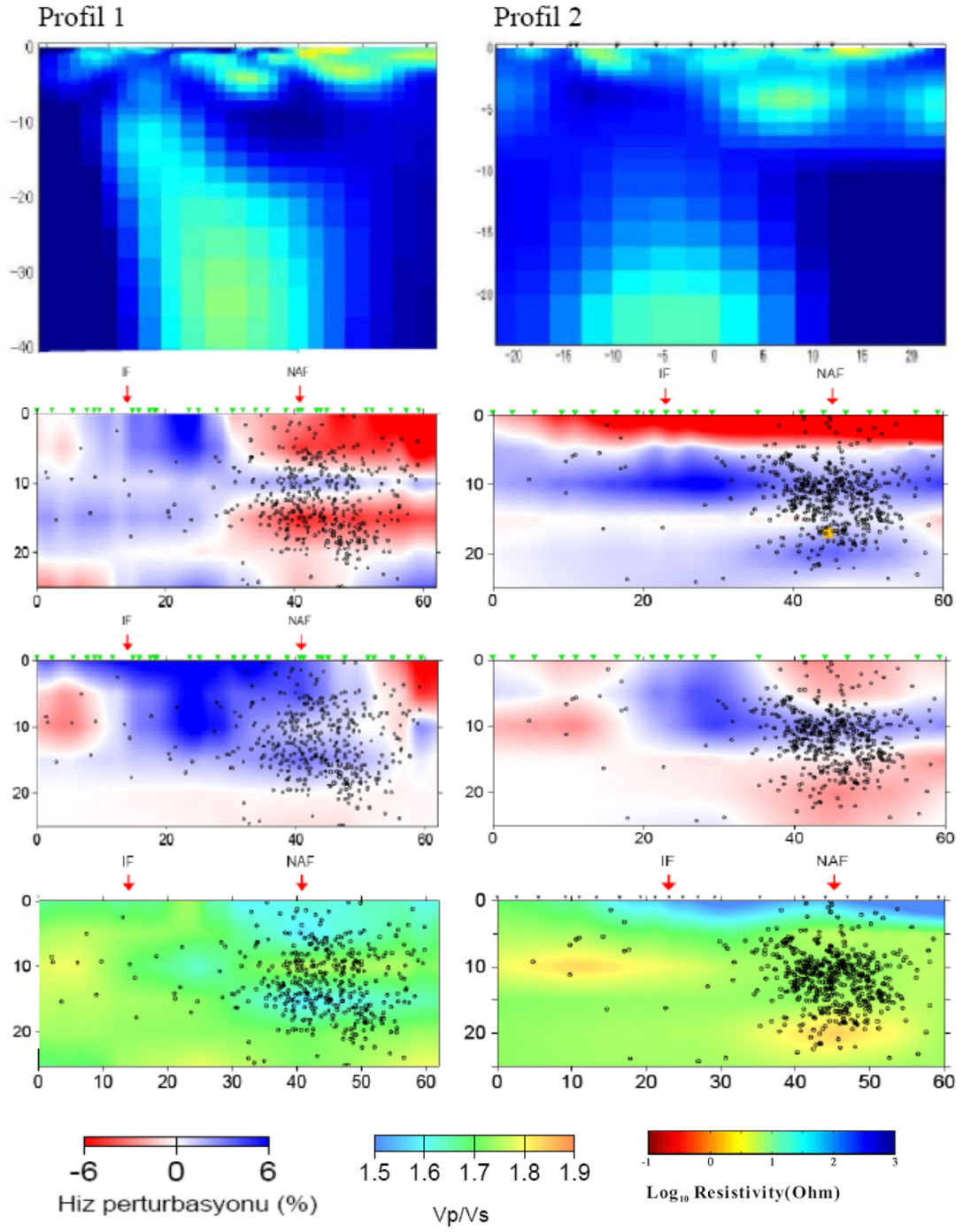
Şekil 6.12: Gürer (1996)'da verilen MT profilleri ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve V_p/V_s oranı değişimleri. Renk skalası önceki şekillerin renk skalası ile aynıdır.

Şekil 6.12'de Gürer, 1996'da verilen MT profilleri ile bu profiller boyunca alınan P-dalgası, S-dalgası ve V_p/V_s oranlarının değişimleri karşılaştırılmıştır. Sudan yoksun gözeneksiz sıkı yapılar yüksek rezistivite değerleri, gözenek oranı fazla, akışkan içeriğe sahip gevşek yapılar düşük rezistivite değerleri vermektedir. Şekil 6.12'de 2 km ye kadar olan gevşek birimlerde düşük hızlı alanlar bulunmaktadır. Kesitin güneyinde bulunan yüksek rezistivite değerleri ile yüksek hız zonları uyumludur. Kesitin orta kısmındaki yüksek rezistivite değerleri ile P-dalgası hız dağılımındaki

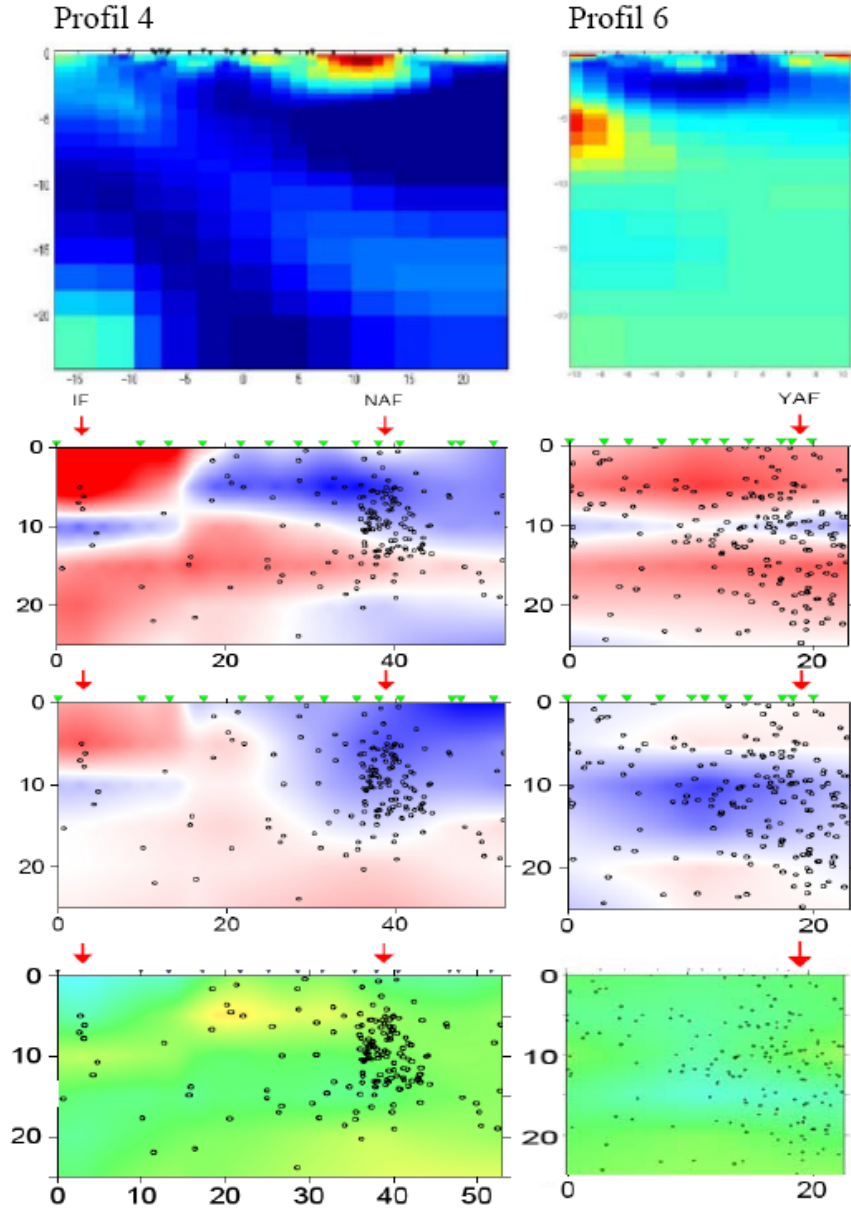
düşük hız perturbasyonları uyumsuzluk göstermektedir. MT profillerinin ters çözümü ile elde edilen çözünürlük ile tomografi sonucu elde edilen çözünürlük aynı olmayabilir, bu nedenle bu tarz uyumsuzluklar gözlenebilmektedir. Eğer jeolojik model ile tomografi çalışması karşılaştırılırsa kristalen yapıya sahip blokun tomografide yüksek hız zonuna karşılık geldiği görülmekte, bunun her iki yanında bulunana daha kırıklı ve zayıf kayaçlarında düşük hız zonu olarak elde edildiği görülmektedir. Bu sonuçlara bakarak tomografi sonuçlarının bölgenin jeolojik modeli ile oldukça uyum içerisinde olduğu görülmüştür.

Tank ve diğ. (2003)'de verilen MT profilleri boyunca P ve S-dalgası hız perturbasyonları enterpolasyon yöntemi ile hesaplanarak elde edilen kesitler Şekil 6.13 ve 6.14'te verilmiştir. Profillerin sığ derinliklerdeki düşük rezistivite değerleri ve daha derinlerden elde edilen yüksek MT değerleri ile kesitlerdeki düşük hız zonları ve bu zonların altında konumlanan yüksek hızlı bölgeler, hız dağılımlarının doğruluğunu teyit edecek uyumu sağlamaktadır. Özellikle 2. profilden elde edilen V_p/V_s oranları 5 km ye kadar olan derinliklerde oldukça düşüktür, daha önce de belirtildiği gibi KAFZ'nun yüzeye yakın bölümlerinde genel olarak düşük değerler elde edilmiştir.

4. Profilden elde edilen rezistivite değerleri ile hız dağılımları birbirleri ile genel olarak uyum göstermektedir. 6. profilde sığ derinliklerde gözlenen yüksek rezistivite değerleri ile hız dağılımları karşılaştırıldığında uyumsuzluk gözlenmektedir. Bu kesitin alındığı bölge Armutlu kaplıcalarının bulunduğu bölge olduğu düşünüldüğünde düşük hız dağılımlarının bulunması normaldir.



Şekil 6.13: Tank (2003)'de verilen MT profilleri (1 ve 2) ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası ve Vp/Vs oranı değişimleri. Kırmızı oklar fayları temsil etmektedir. Yeşil üçgenler istasyonları göstermektedir.



Şekil 6.14: Tank (2003)'de verilen MT profilleri (4 ve 6) ve bu profiller boyunca hesaplanan P-dalgası, S-dalgası hız perturbasyonları ve V_p/V_s oranı değişimleri. Kırmızı oklar fayları temsil etmektedir. Yeşil üçgenler istasyonları göstermektedir. Renk skalası şekil 6.13 ile aynıdır.

Armutlu yarımadasını Kuzey-Güney doğrultu ile kesen bir kesitte yapılan MT çalışmaları sonucu elde edilen veriler modellenmeye çalışıldığında ters çözüm sonucu elde edilen veriler okyanus etkisi olarak adlandırılan etki nedeniyle güvenilir değildir (B. Tank, Kişisel görüşme, 2008). Barış ve diğ. (2005) ile bu çalışmada elde edilen 6. Profile ait hız kesitleri birbirleri ile büyük bir uyum gösterirken, Tank ve diğ. (2003)'nin yaptığı MT ters çözüm sonuçları ile uyum göstermemektedir. Muhtemelen ileride gerçekleştirilecek üç boyutlu MT modelleme ve geliştirilmiş

yeni veri-işlem teknikleri ile okyanus etkisinin giderilmesi sonucu bu bölge için MT ters çözüm sonuçları daha doğru olarak elde edilebilecektir. Bu sonuçlar elde edilinceye kadar bu bölgenin üç boyutlu yapısı olarak bu çalışmanın sonuçlarının doğru olarak kabul edilmesi önerilir.

6.4 Sonuçlar

Bu çalışmada 5150 deprem kullanılarak yapılan 3-boyutlu tomografik ters çözüm sonucunda, hız dağılımlarını gösteren derinlik kesitleri elde edilmiş, yorumlanmış, daha önce yapılmış tomografi çalışmaları ve sismik, manyetotellürik, manyetik, gravite gibi farklı jeofizik yöntemlerle elde edilen profil ölçüm sonuçları kullanılarak yapılan çalışmalar ile karşılaştırılmıştır. Bulunan sonuçların doğrulukları, yapılan bu karşılaştırmalar ile teyit edilmeye çalışılmış, karşılaşılan uyumsuzlukların nedenleri araştırılmıştır.

Tüm sonuçlara bakıldığında bölgenin hem yanal, hem de düşey yönlerde oldukça kuvvetli heterojen bir hız yapısına sahip olduğu görülmüştür. Bu sonuçların bölgenin tektonik olarak çok karmaşık, kırıklı ve çatlaklı bir yapıda olduğunun göstergesi olarak kabul edilmiştir. Bölgedeki fay dağılımları, sıcak su kaynakları ve kaplıcalar bu sonuçları teyit etmektedir. Genel olarak Armutlu yarımadasının batı ucunda ve Marmara denizinin içinde düşük hız zonları, Geyve civarında yüksek, İzmit körfezinde ise nispeten yüksek hız zonları bulunmuştur. Düşük hız bölgeleri, başlıca kalın sedimenter veya alüvyonal bölgelerde, yüksek hız bölgeleri, başlıca yüksek tepelik alanlarda, metamorfik birimlerde ve ofiyolitik karışım serilerinde yerleşmiştir. Düşük hız anomalilerinin, yüksek porozite, kırılma, yüksek su ya da akışkan içerik, yüksek sıcaklık ya da kuvars miktarını gösterdiği düşünülmektedir. V_p/V_s oranı kaya özelliği bilgisini, sıvı içeriğini ve kısmi erimeyi bulmayı sağlamaktadır. Derinlik kesitlerinde genel olarak anaşok bölgelerinde ve KAFZ'nun kuzey ve güney kolunun yüzeye yakın kısımlarında düşük V_p/V_s değerleri, Marmara denizinin iç kısımlarında ise yüksek V_p/V_s değerleri gözlenmiştir. Termal bölgelerde ve kısmi ergime kuşaklarında düşük V_p , düşük V_s ve yüksek V_p/V_s oranı elde edilmesi gerekmektedir. Armutlu yarımadasında Armutlu, Yalova, Gemlik, Orhangazi, Keramet ve Soğucak termal kaynakları bulunmaktadır. Kesitlerde de

görüldüğü üzere Armutlu ve Yalova termal kaynakları gibi yüzeye çıkış ısısı daha yüksek olan termal bölgelerde, P-dalga hızında düşüşler görülmektedir. Armutlu yarımadasında 5 ve 20 km derinlikte S-dalgası hızlarında nispeten bir düşüş gözlenmektedir. Bunun nedeni olarak S fazı okumalarının P ye oranla daha az ve kalitesiz olması gösterilebilir.

Bölgede daha önce yapılan iki önemli çalışmayla sonuçlar karşılaştırılmış genel olarak hız düzenleri birbiriyle uyumlu bulunmuştur. Belirlenen en önemli uyumsuzluk İzmit depremi anaşok bölgesidir. Barış ve diğ. (2005) ve Nakamura ve diğ. (2002)'de İzmit depremi düşük hız zonu ile yüksek hız zonunun kesişim bölgesinde verilmiştir. Bu çalışmada elde edilen sonuçlara göre ise İzmit depremi düşük hız zonu içinde konumlanmıştır. Bu kullanılan bir boyutlu hız modeli, farklı veri seti ve grid aralığından kaynaklanmaktadır. Büyük depremlerin meydana geldiği yerler konusunda kesin yorum yapılabilmesi için daha fazla sayıda büyük depreme ihtiyaç vardır ve bu bölgelerde düzgün bir deprem ağının çalıştırılarak üç boyutlu hız dağılımının elde edilmesi gerekmektedir. Şu ana kadar ülkemizde yapılan diğer tomografi çalışmalarında orta ve büyük depremlerin meydana geldiği bölgeler ayrıntılı olarak tartışılmamıştır. Bundan sonra yapılacak çalışmalarda bu konunun mutlaka dikkate alınarak çalışmaların sürdürülmesi bu konuya açıklık kazandıracaktır.

KAYNAKLAR

Adatepe, F., Demirel, S., Alpar, B., “Tectonic Setting of The Southern Marmara Sea Region: Based on Seismic Reflection Data and Gravity Modelling”, *Marine Geology*, 190, 383-395, (2002).

Aki, K., Christoffersson, A., Husebye, E.S. ve diğ., “Three-dimensional seismic-velocity anomalies in the crust and upper-mantle under the U.S.G.S. California seismic array (abstract)”, *Eos. Trans. Am. Geophys. Union*, 56, 1145, (1974).

Aki, K. ve Lee, W.H.K., “ Determination of tree-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival time from local earthquakes, Ahomogeneous initial model”, *J.Geophys.Res*, 81, 4381-4399, (1976).

Aki, K., Christoffersso A., and Husebye E.S., “Determination of the three-dimensional Seismis sctructure of the lithosphere”, *J. Geophys. Res.*, 82, 277-96, (1977)

Aki, K., “Seimic Tomography: Theory and Practice: Overview”, Iyer H.M. ve Hirahara K., *Chapman & Hall, London*, 1-8, (1993).

Aktar, M., Dorbath, C. ve Arpat, E., “The seismic velocity and fault structure of the Erzincan basin, Turkey, using local earthquake tomography”, *Geophysical Journal International*, 156, 3, 497-505, (2004).

Alkan, M.A., Beyhan, G., Teoman, U.M., “3-D Seismic Tomography of Sakarya Basin”, *International Earthquake Sempodium*, Kocaeli Üniversitesi, Kocaeli, (2007).

Backus, G. ve Gilbert, F., “Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problem”, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 13, 247-76, (1967).

Baris, S., Ucer, S.B., Ito, A., Kafadar, N., Alcik, H., Pinar, A., Gurbuz, C., Honkura, Y. ve Isikara, A.M., “Local microearthquake network in the western part of the North Anatolian Fault Zone”, *Japan Earth and Planetary Sciences Meeting*, 26-29, Japan, March (1996a).

Ates, A., Kayiran, T., ve Sencer, I., “Structural interpretation of the Marmara region, NW Turkey, from aeromagnetic, seismic and gravity data”, *Tectonophysics*, 367, 41–99, (2003).

Baris, S., Ucer, S.B., Ito, A., Gurbuz, C., Honkura, Y. ve Isikara, A.M., “IZINET: a digital seismic network along the North Anatolian fault in Turkey, Earthquake research in Türkiye State of the Art”, *GFZ Yayını*, 63, Ankara, (1996b).

Baris, S., Ito, A., Üçer, S.B., Komut, T., Kafadar, N., Ito, A., Pektas, R., Honkura, Y. ve Isikara, A.M., “Microearthquake activity in the western extensions of the North Anatolian Fault Zone in the eastern Marmara region, Turkey (1993–1998)”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 394–405, (2002).

Barış, S., Nakajima, J., Hasegawa, A., Honkura, Y., Ito, A., Üçer, S.B., “Three-Dimensional Structure of Vp, Vs and Vp/Vs in the upper Crust of the Marmara Region, NW Turkey”, *Earth Planets Space*, 57, 1019–1038, (2005).

Barka, A.A., Kandisky-Cade, K., “Strike-slip Fault Geometry in Turkey and its Influence on earthquake activity”, *Tectonics*, 7, 3, 663-684, (1988).

Bekler, T., Gürbüz, C., “Insight into the Crustal Structure of the Eastern Marmara Region, NW Turkey”, *Pure and Applied Geophysics*, 165, 295–309, (2008).

Bozcu, M., “Geyve (Adapazarı ili)- Sapanca Dolayının Jeolojik ve Petrolojik İncelemesi”, Doktora Tezi, *İÜ Fen Bilimleri Enst.*, İstanbul, (1992).

Clayton, R.W. ve Comer, R.P., “A tomographic analysis of mantel heterogenities from body wave travel time”, *Eos. Trans. Am. Geophys. Union.*, 64, 776, (1983).

Dewey, J.F., Şengör, A.M.C., “Aegean and Surrounding Regions: Complex Multi-plate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone”, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 84-92, (1979).

Dinç.A.N., “Afyon-Sultandağı Bölgesi Hız Yapısının Yerel Deprem Tomografisi Yöntemi İle Belirlenmesi”, Yüksek lisans Tezi, *İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, İstanbul, (2003).

Dziewonski, A.M. ve Anderson, D.L., “Seismic Tomography of Earth’s Interior”, *Am. Sci.*, 721, 394-483, (1984).

Eisenlohr, T., “The thermal springs of the Armutlu Peninsula (NW Turkey) and their relocationship geology and tectonic”, *Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-project*, ETH-Zürich, (1997).

Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z., “Türkiye ve civarının deprem kataloğu (Milattan sonra 11 yılından 1964 sonuna kadar)”, *İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü*, 24, İstanbul, (1967).

Görür, N., “A Tectonically Controlled Alluvial Fan which Developed into a Marine Fan-delta Basin at a Complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey”, *Sediment. Geol.*, 81, 243-252, (1992).

Gürer, A., “Deep conductivity structure of the North Anatolian Fault Zone and the Istanbul and Sakarya Zone along the Geyve-Akcakoca profile, northwest Anatolia”, *Int. Geology Rev.*, 38, 727–736, (1996).

Hawley, B.W., Zandt, G. ve Smith, R.B., “Similtaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: an iterative solution with a layered model”, *J. Geophys. Res.*, 86, 7073-76, (1981).

Hempton, M. R., “Structure and Deformation History of the Bitlis Suture Near Lake Hazar, Southeastern Turkey”, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 233-243, (1985).

Hirahara, K., “A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japan Island and the Sea of Japan”, *J. Phys. Earth*, 25, 393-417, (1977).

Hirahara, K., “Seismic Tomography: Theory and Practice: Tomography using both local earthquake and teleseisms: velocity and anisotropy-theory”, Iyer H.M. ve Hirahara, K., *Chapman & Hall, London*, 493-518, (1993).

Horiuchi, S., Ishii, H. ve Takagi, A., “Two-dimensional depth structure of the crust beneath the Tohoku District, I. Method and Conrad Discontinuity”, *J. Phys. Earth*, 30, 47-69, (1982).

Ito, A., Gürbüz, C., Üçer, S.B., Barış, S., Alçık, H.A., Honkura, Y. ve Isıkara, A.M., “Seismic observation in the western part of the North Anatolian Fault Zone, in Multidisciplinary Research on Fault Activity in the Western Part of the North Anatolian Fault Zone”, *Boğaziçi Üniversitesi Yayını.*, 5, 23–32, (1994).

Ito, A., Ucer, S.B., Baris, S., Honkura, Y., Nakamura, A., Kono, T., Pektas, R., “Micro-earthquake observations, in the 1999 Izmit and Duzce Earthquakes: Preliminary Results: Preliminary Report on the aftershocks of August 17, 1999 Izmit Earthquake, Turkey”, Barka, A., Kozaci, O., Akyuz, S. ve Altunel, E., Komut, T., Hasegawa, A. ve Isikara, A.M., *İstanbul Teknik Üniversitesi Yayını*, İstanbul, (2000).

Ito, A., Ucer, S.B., Baris, S., Nakamura, A., Honkura, Y., Kono, T., Hori, S., Hasegawa, A., Pektas, R., Komut, T. ve Isikara, A.M., “Aftershock activity of 1999 Izmit earthquake, Turkey: Microearthquake observations”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 418–427, (2002).

Karabulut, H., Özalaybey, S., Taymaz, T., Aktar, M., Selvi, O., Kocaoğlu, A., “A Tomographic Image of The Shallow Crustal Structure in The Eastern Marmara”, *Geophysical Research Letters*, 30, 24, 2277, (2003).

Kuleli, H.S., “Ege Bölgesinin Sismik Tomografi ile Modellemesi”, Doktora Tezi, *İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, İstanbul, (1992).

Kurtuluş, C., Canbay, M. M., “Tracing the middle strand of the North Anatolian Fault Zone through the South Sea of Marmara based on Reflection Studies”, *Geo-Mar*, 27, 27-40, (2007).

Kurtuluş, C., “Seismic Stratigraphy in High Resolution Shallow Marine Seismic Data of the Gemlik Gulf”, **Geophysical Prospecting**, 41, 913-925, (1993).

Lee, W.H.K. ve Lahr, J.C., “HYP071 (Revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes”, **U.S. Geological Survey Open File Report**, 113, 75-311, (1975).

Lee, W.H.K. ve Valdes, C.M., “ HYP071PC: a personal computer version of the HYP071 earthquake location program”, **U. S. Geological Survey Open File Report**, 43, 85-749 (1985).

McKenzie, D., “Active Tectonics of the Mediterranean Region”, **Geophys.J. R. Astr. Soc.**, 30, 109–185, (1972).

Nakamura, A., Hasegawa, A., Ito, A., Üçer, B., Barış, Ş., Honkura, Y., Kono, T., Hori, S., Pektaş, R., Komut, T., Çelik, C., Işıkara, A.M., “P-Wave Velocity Structure of the Crust and Its Relationship to the Occurrence of the 1999 İzmit, Turkey, Earthquake and Aftershocks”, **Bulletin of the Seismological Society of America**, 92, 1, 330–338, (2002).

Nolet, G., “Solving or Resolving Inadequate and Noisy Tomographic Systems”, **J.Comput. Phys.**, 61, 463-482, (1985).

Okay, A.I, Kaslılar-Ozcan, A., Imren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbag, E. ve Kusu, I., “Active Faults and Evolving Strike-Slip Basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: a Multichannel Seismic Reflection Study”, **Tectonophysics**, 321, 189-218, (2000).

Ozer, N., Hisarlı, M., Kolçak, D., Duzgit, Z., Tok, B. ve Tankut,M., “Seismicity of the Marmara Region and it’s indications concerning the other geophysical and geological findings”, **EOS Trans. AGU.**, 82(47), F936, (2001).

Paige, C.C. ve Saunders, M.A., “LSQR: an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares”, **ACM Trans. Math. Software**, 8, 43–71, (1982).

Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R., Toksöz, M. N., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O. ve Sanlı, I., “Global Positioning System Measurements of Present Day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone”, **J. Geophys. Res.**, 102(B5), 9983-9999, (1997).

Spakman, W. ve Nolet, G., “Mathematical Geophysics: Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography”, Vlaar, N.J. ve diğ., **Reidel, Hingham. MA.**, 155-187, (1988).

Şengör, A.M.C., “The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance”, **Geol. Soc., London**, 136, 269-282, (1979).

Şengör, A.M.C., “Türkiye’nin Neotektoniğinin Esasları”, **Türkiye Jeol. Kurumu Konf.**, 2, 40, (1980).

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., “Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach”, *Tectonophysics*, 75, 181-241, (1981).

Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Saroğlu, F., “Strike-Slip Faulting and related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study”, *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 37, 227-264, (1985).

Tank, S.B., Honkura, Y., Ogawa, Y., Oshiman, N., Tuncer, M.K., Matsushima, M., Çelik, C., Tolak, E. ve Isikara, A.M., “Resistivity structure in the western part of the fault rupture zone associated with the 1999 İzmit earthquake and its seismogenic implication”, *Earth Planets Space*, 55, 437-442, (2003).

Tank, S.B., Honkura, Y., Ogawa, Y., Matsushima, M., Oshiman, N., Tunçer, M.K., Çelik, C., Tolak, E., Işıkara, A.M., “Magnetotelluric Imaging of the Fault Rupture Area of the 1999 İzmit (Turkey) Earthquake”, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150, 213-225, (2005).

Teoman, U.M., Türkeli, N., Gök, R., “Doğu Anadolu Bölgesi üst kabuk hız yapısının üç-boyutlu yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi”, *Deprem Sempozyumu*, Kocaeli Üniversitesi, Kocaeli, (2005).

Thurber, C.H., “Earth Structure and Earthquake Locations in the Coyote Lake Area, Central California”, Doktora Tezi, *Massachusetts Institute of Technology Cambridge*, MA, (1981).

Thurber, C.H., “Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in Coyote Lake area, central California”, *J. Geophys. Res.*, 88, 8226-8236, (1983).

Thurber, C.H., “Seismic Tomography Theory and Practice: Local Earthquake Tomography: velocities and Vp/Vs-theory”, Iyer H.M. and Hirahara K., *Chapman & Hall, London*, 563-583, (1993).

Toksoz, M.N., Şakal, A. ve Michael, A.J., “Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian Fault Zone and seismic gaps”, *Pure Appl. Geophys.*, 117, 1258-1270, (1979).

Um, J. ve Thurber, C., “A fast Algorithm for two point ray Tracing”, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 792-986, (1987).

Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Genç, Ş.C., Bozcu, M., Yılmaz, K., Şeker, H., Yiğitbaş, E., Keskin, M., “Armutlu Yarımadası ve dolayının jeolojisi”, *TPAO Raporu*, 2796, (1990).

Yılmaz, Y., “New Evidence and Model on the Evolution of the Southeast Anatolian Orogen”, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 251-271, (1992).

Yılmaz, Y., Genç, S.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. ve Yılmaz, K., “Geological Evolution of the Late Mesozoic Continental Margin of Northwestern Anatolia”, *Tectonophysics*, 243, 155-171, (1995).

Zhao, D., “A tomographic study of seismic velocity structure in the Japan Islands”, Doktora Tezi, *Tohoku Univ.*, Sendai, Japan, 301, (1991).

Zhao, D., Horiuchi, S., ve Hasegawa, A., “3-D Seismic velocity structure of the crust and the uppermost mantle in the northeastern Japan”, *Tectonophys.*, 181, 135-49, (1990).

Zhao, D., Hasegawa, A. ve Horiuchi, S., “Tomographic imaging of P and Swave velocity structure beneath northeastern Japan”, *J. Geophys. Res.*, 97, 19909–19928, (1992).

ÖZGEÇMİŞ

Özlem ASLAN, 1982’de Milas’ta doğdu. İlköğretimini Menteşe İlkokulunda, orta öğretimini Milas Merkez Ortaokulunda tamamladı. 2000 yılında yabancı dil ağırlıklı Milas Lisesi’nden mezun oldu. Aynı yıl Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği bölümüne girdi. Lisans öğrenimini Şubat 2005’de tamamladı. Eylül 2005 de Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans öğrenimine başladı.