

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

**MARMARA DENİZİ VE ÇEVRESİNİN ÜÇ BOYUTLU HIZ YAPISININ
TOMOGRAFİK GÖRÜNTÜLEMESİ**



DOKTORA TEZİ

Adil TARANCIOĞLU

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

MART 2021

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

**MARMARA DENİZİ VE ÇEVRESİNİN ÜÇ BOYUTLU HIZ YAPISININ
TOMOGRAFİK GÖRÜNTÜLEMESİ**

DOKTORA TEZİ

**Adil TARANCIOĞLU
(502072402)**

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı : Prof. Dr. H. Argun KOCAOĞLU

MART 2021

İTÜ, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün 502072402 numaralı Doktora Öğrencisi Adil TARANCIOĞLU, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “MARMARA DENİZİ VE ÇEVRESİNİN ÜÇ BOYUTLU HIZ YAPISININ TOMOGRAFİK GÖRÜNTÜLEMESİ” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Prof. Dr. Hüseyin Argun KOCAOĞLU**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. Ayşe Kaşlılar ŞİŞMAN**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. Emine Aysun GÜNEY
İstanbul Teknik Üniversitesi

Doç. Dr. Serdar ÖZALAYBEY
TÜBİTAK-Marmara Araştırma Merkezi

Prof. Dr. Hayrullah KARABULUT
Boğaziçi Üniversitesi

Teslim Tarihi : 29 Ocak 2021
Savunma Tarihi : 08 Mart 2021



ÖNSÖZ

Doktora çalışmam boyunca neyi, neden ve nasıl yapmam gerektiğini öğrenmemi sağlayan, farklı bakış açıları oluşturabilme yeteneğimde çok değerli katkıları olan, kaybolduğum, yorulduğum ve çıkmaza girdiğimi sandığım anlarda beni toparlayan, bilgisine ve bilgiyi aktarma yeteneğine her zaman hayranlık duyacağım değerli hocam Prof. Dr. Hüseyin Argun Kocaoğlu'na teşekkürlerimi sunuyorum.

Mesleki gelişim ve akademik eğitiminde çok değerli katkıları olan, doktora çalışmamdaki verilerimi sağlayan, kullanmam için beni cesaretlendiren ve bu süreçteki yardımları için her zaman müteşekkîr olacağım değerli hocam Doç. Dr. Serdar Özalaybey'e teşekkür ediyorum.

Tez çalışmalarım süresince desteğini ve inancını her zaman hissettiğim, değerlendirme ve önerileriyle çalışmalarımın çok kıymetli katkıları koyan değerli hocam Prof. Dr. Ayşe Kaşlılar Şişman'a teşekkür ederim.

Desteğini her zaman hissettiğim, kritik zamanlarda çok değerli katkıları sağlayan ve bilginin paylaşıldığında ne denli kıymetli olduğunu anlamamda çok faydası olan değerli hocam Doç. Dr. Ekrem Zor'a teşekkürlerimi sunuyorum.

Tez çalışmamda kullandığım programın yazarı olan ve programla tanıştığım dönemde yaşadığım problemlerin üstesinden gelmemde katkı sağlayan Prof. Dr. Cliff Thurber ve programın kurulumunda verdiği destekler sebebiyle değerli hocam Doç. Dr. Bülent Kaypak'a teşekkür ederim.

Tez çalışmalarım boyunca ters çözüm, jeoloji, veri sağlama gibi birçok farklı konuda desteklerini aldığım ve müteşekkîr olduğum değerli hocalarım ve/veya çalışma arkadaşlarım Prof. Dr. Hayrullah Karabulut, Prof. Dr. Emin Demirbağ, Dr. Esen Arpat, Mustafa Tapırdamaz, Doç. Dr. Mehmet Ergin, Dr. Aynur Dikbaş, Dr. Ahu Kömeç Mutlu ve Dr. Gaye Bayrakçı'ya teşekkürü borç biliyorum. Ayrıca, Prof. Dr. Emine Aysun Güney'e yapmış olduğu öneriler ile tezimin son halini almasındaki değerli katkılarından dolayı teşekkür ederim.

Bugünlere gelmemin sebebi olan ve hiç şüphesiz ülkemizin en iyi üniversitelerinden olan İstanbul Teknik Üniversitesi'nin değerli hocalarına ve mensuplarına, mesleki eğitim ve terbiyeyi aldığım Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nün çok kıymetli öğretim üyelerine teşekkürü borç biliyorum. Ayrıca mesleğimi icra edebilme ve gelişimimi sürdürme imkan ve desteğini sağlayan Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) Marmara Araştırma Merkezi ile Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü yönetimi ve personeline şükranlarımı sunuyorum.

Başta tez çalışmalarımda kullandığım verilerin toplandığı ÇAYDAG-102Y114 ve ÇAYDAG-105Y369 kodlu projeleri destekleyen TÜBİTAK özelinde olmak üzere, 2006 yılında yapılan Eosmarmara Projesi'nin var olmasını sağlayan Avrupa Birliği 6. Çerçeve (FP6) programı destekli SALVADORE altyapı erişim projesinde görev alan tüm çalışanlara ve 2001 yılında yapılan Seismarmara Projesi'nde görev alan tüm çalışanlara katkıları ve emekleri için teşekkür ederim.

Son olarak; sevgili eşim Zahide Tarancıoğlu sabrı, sevgisi ve sınırsız desteğiyle, kızlarım Duru ve Azra Tarancıoğlu verdikleri güç ile, sevgili annem Gülseren Tarancıoğlu, babam Şemsettin Ergün Tarancıoğlu, kız kardeşim Pınar Çakır ve büyük ailem verdikleri şartsız ve sınırsız destek ile çalışmalarımı bu noktaya getirmemi sağladılar. Onlar için ne söylesem az...

Ocak 2021

Adil Tarancıoğlu
(Jeofizik Y. Müh.)



İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER	vii
KISALTMALAR	ix
SEMBOLLER	xi
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xiii
ŞEKİL LİSTESİ.....	xv
ÖZET.....	xxvii
SUMMARY	xxxi
1. GİRİŞ	1
1.1 Marmara Bölgesinin Jeolojisi	2
1.2 Marmara Denizi'nde Yapılan Çalışmalara Genel Bir Bakış	7
2. VERİ SETLERİ	15
2.1 Seismarmara DTS Veri Seti	15
2.1.1 Seismarmara deprem veri seti ve 1-boyutlu hız modelinin belirlenmesi..	18
2.1.2 Hava tabancası (air-gun) veri seti	22
2.2 Eosmarmara DTS Veri Seti.....	23
2.2.1 Eosmarmara deprem veri seti ve 1-boyutlu hız modelinin belirlenmesi...	25
2.3 Kara Veri Seti.....	28
2.4 Veri Setinin Derlenmesi	29
3. VERİ SETİNİN İYİLEŞTİRİLMESİ	35
4. YÖNTEM.....	43
4.1 Yerel Deprem Tomografisinin Literatürdeki Yeri	44
4.2 3-Boyutlu Yerel Deprem Tomografisinin Esasları	46
4.2.1 Tomografik modelin oluşturulması.....	47
4.2.2 Işın izleme	50
4.2.3 Tomografik ters çözüm	53
4.2.4 Çözünürlüğün değerlendirilmesi	58
5. 3-BOYUTLU TOMOGRAFİK MODELİN DÜĞÜM NOKTALARININ OLUŞTURULMASI	61
6. TERS ÇÖZÜMDE KULLANILAN BAŞLANGIÇ HIZ MODELLERİ	65
6.1 Marmara-V Başlangıç Modeli.....	66
6.2 Marmara-B&V Başlangıç Modeli.....	71
6.3 Başlangıç Modelinin Seçimi	83
7. YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ YÖNTEMİNİN UYGULANMASI.....	91
7.1 Çözünürlük Testleri.....	91
7.2 3-Boyutlu Tomografik Vp Hızları ve Vp/Vs Oranları	111
7.3 Deprem Dağılımları	115
7.4 Tek Parametre Duyarlılık Testleri.....	118
7.5 Tomografik Hızların Önceki Sismik Yansıma ve Kırılma Çalışmalarıyla Karşılaştırılması	120
7.6 Depremlerin Dalga Şekli Benzerlikleri	127

8. TARTIŞMALAR.....	131
8.1 AMF Boyunca Tomografik Hız ve Deprem Dağılımı	136
8.2 AMF-Batı Segmenti (AMF-BS).....	138
8.3 AMF-Orta Segmenti (AMF-OS).....	142
8.4 AMF-Doğu Segmenti (AMF-DS)	147
8.5 Düşük Hız Zonları	153
9. SONUÇLAR	159
KAYNAKLAR.....	165
EKLER.....	177
ÖZGEÇMİŞ	205



KISALTMALAR

M.Ö.	: Milattan Önce
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
M_w	: Moment Büyüklüğü
M_d	: Süreye Bağlı Büyüklük
YDT	: Yerel Deprem Tomografisi
AMF	: Ana Marmara Fayı
My	: Milyon Yıl
By	: Bin Yıl
Th. B	: Trakya Baseni
RIM	: Istanca Masifi
İZ	: İstanbul Zonu
SZ	: Sakarya Zonu
TB	: Tekirdağ Baseni
BY	: Batı Marmara Yükselimi
OB	: Orta Marmara Baseni
KB	: Kumburgaz Baseni
OY	: Orta Marmara Yükselimi
ÇB	: Çınarcık Baseni
JD	: Julian day (yılın günü)
GFZ	: Ganos Fay Zonu
DTS	: Deniz Tabanı Sismometresi
TÜBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu
ÇAYDAG	: Çevre, Atmosfer, Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Destek Grubu
MAM	: Marmara Araştırma Merkezi
YDBE	: Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü
IFM-GEOMAR	: Institut Für Meereskunde the Research Center For Marine Geosciences
FP6	: Avrupa Birliği 6. Çerçeve
GPS	: Global Positioning System
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
km	: Kilometre
m	: Metre
s	: Saniye
ms	: Milisaniye
rms	: Root Mean Square
DWS	: Ağırlıklandırılmış Türevler Toplamı
KHIT	: Işın Yoğunluğu
RDE	: Çözünürlük Matrisi Diagonali
ART	: Approximate Ray Tracing
PB	: Pseudo Bending
cm	: Santimetre
AMF-BS	: Ana Marmara Fayı – Batı Segmenti

AMF-OS	: Ana Marmara Fayı – Orta Segmenti
AMF-DS	: Ana Marmara Fayı – Doğu Segmenti
DHZ	: Düşük Hız Zonu



SEMBOLLER

V_p	: P dalgası hızı
V_s	: S dalgası hızı
$^{\circ}$	: Derece
C	: Deprem kayıtcıdaki toplam süresi
V_{DS}	: Deniz suyu P dalgası hızı
T_{DS}	: Deniz suyu sıcaklığı
S_{DS}	: Deniz suyu tuzluluğu
D_{DS}	: Deniz suyu derinliği
X_c	: Kesişme uzaklığı
i_1, i_1, i_c	: Seyahat eden sismik dalganın normalle yaptığı açı
x_i, y_j, z_k	: 3 ekseninde koordinat bileşenleri
dx, dy, dz	: 3 ekseninde grid noktası arası mesafeler
T_{ij}	: Kaynaktan alıcıya seyahat zamanı
u	: Dalga yavaşlığı
t_{ij}	: Kaynaktan alıcıya varış zamanı
h_n^{est}	: Odak parametreleri için başlangıç değeri
m_k^{est}	: Model parametreleri için başlangıç değeri
r_{ij}	: Kaynaktan alıcıya seyahat zamanı için hesaplanan artık zaman
ΔX_k	: Odak konumu için düzeltme (pertürbasyon)
$\Delta \tau_i$	: Orijin zamanı için düzeltme (pertürbasyon)
Δm_l	: Model için düzeltme (pertürbasyon)
m_e	: Odak konumundaki hız
s	: Işın yolu parametresi
Δr	: Gözlemsel ve teorik varış zamanları arasındaki fark vektörü
G	: Odak ve model için kısmi türevler matrisi
G^T	: G matrisinin transpozisi
μ^2	: Sönüm katsayısı
H	: Odak parametreleri için kısmi türevler matrisi
Δh	: odak parametreleri için düzeltme vektörü
M	: Model parametreleri için kısmi türevler matrisi
N	: Toplam model parametre sayısı
L	: Toplam kaynak miktarı
Q	: Ortonormal matris
$dt_{ij}^{gözlemsel}$	: S varışı ile P varışı arasında belirlenen fark
$dt_{ij}^{hesaplanan}$	: S varışı ile P varışı arasında hesaplanan fark
R	: Model çözünürlük matrisi
χ^2	: chi-kare
r_i	: seyahat zamanı rezidüeli
σ_i	: seyahat zamanı için belirsizlik değeri
tw	: sismik dalga gidiş-geliş seyahat zamanı



ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 2.1 : Seismarmara projesi süresince Marmara Denizi tabanına yerleştirilen DTS'lere ait kod, enlem, boylam ve derinlik bilgileri (* işareti veri toplanamayan DTS'leri göstermektedir).	17
Çizelge 2.2 : Eosmarmara projesinde Marmara Denizi'nde yerleştirilen DTS'lere ait kod, enlem, boylam, derinlik ve kayıtçı tipi bilgileri. (* veri toplanma aşamasında problem yaşanan DTS'leri göstermektedir).	24
Çizelge 2.3 : Depremlerin P ve S faz okumalarında kullanılan ağırlıklandırmalar ile bu ağırlıklandırmalara karşılık gelen belirsizlik değerleri.	32
Çizelge 2.4 : Hava tabancası kayıtlarından belirlenen P dalgası varışlarında kullanılan ağırlıklandırmalar, ilgili seyahat zamanları ve belirsizlikler.	34
Çizelge 3.1 : 01, 05, 13, 22, 26, 29, 30 ve 34 numaralı DTS'ler için bilinen ve hesaplanan (yeni) konum bilgileri ve ilgili DTS'ye ait veriye eklenecek olan zaman düzeltmeleri.	40
Çizelge 5.1 : Şekil 5.1.b'de görülen 434 deprem ve 452 hava tabancası atışından oluşan veri setine ait P ve S faz okumaları, ters çözümde hesaplanan model&deprem parametreleri ve bilinen (P ve S okumaları) /bilinmeyen (model + deprem) parametre ilişkisini gösterir tablo.	63
Çizelge 5.2 : Şekil 5.1.c'de görülen 434 deprem ve 557 hava tabancası atışından oluşan veri setine ait P ve S faz okumaları, ters çözümde hesaplanan model&deprem parametreleri ve bilinen (P ve S okumaları) /bilinmeyen (model + deprem) parametre ilişkisini gösterir tablo.	64
Çizelge 6.1 : Hibrit Marmara-B&V başlangıç modelinin yapısı.	73
Çizelge 6.2 : 2 farklı başlangıç modeli ve final modeller için hesaplanan rms, veri ve model varyans ve χ^2 değerleri.	84
Çizelge 7.1 : 50 ms gürültülü veri setleri kullanılarak 5km x 5km ve 10km x10km'lik bloklar için yapılmış dama tahtası testleri için hesaplanan χ^2_P ve $\chi^2_{P\&S}$ değerleri.	102
Çizelge 7.2 : Ters çözümde 16 sönüm değeri ve 12. iterasyon için hesaplanan veri varyansı, model varyansı, ağırlıklandırılmış rms, hava tabancası (h.t) ve deprem (d.) verileri için P okumalarına ait rezidüellerin standart sapması ve ortalamaları ile deprem verilerine ait S okumalarının rezidüellerinin standart sapma ve ortalama değerleri.	108
Çizelge 7.3 : Sabit ve faz okumalarının ağırlıklandırılmalarına göre değişim gösteren belirsizlikler kullanılarak hesaplanan χ^2 değerleri.	108

Çizelge 8.1 : Polat ve diğ. (2016) tarafından hesaplanan Marmara Bölgesi ve civarını temsil eden 1-boyutlu P ve S dalgası hız modelleri.	132
--	------------



ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

- Şekil 1.1 :** Marmara 1 kuyusunun konumunu gösterir harita (üstte) ve basitleştirilmiş logu (altta)..... 4
- Şekil 1.2 :** Üstte Marmara Denizi tabanındaki morfolojik yapılar, AMF ve çevresinde yer alan tektonik birimler, altta tektonik birimleri temsil eden stratigrafik kesitler. Şekil’de Th. B, Trakya Baseni; RIM, Rodop-Istranca Masifi; İZ, İstanbul Zonu; SZ, Sakarya Zonu; TB, Tekirdağ Baseni; BY, Batı Marmara Yükselimi; OB, Orta Marmara Baseni; KB, Kumburgaz Baseni; OY, Orta Marmara Yükselimi; ÇB, Çınarcık Baseni’ni göstermektedir. 5
- Şekil 1.3 :** Marmara Denizi tabanının basit jeoloji haritası. Haritada kuzey ve güney şelflerde 100 m’ye ulaşan kalınlıktaki Pliyo-Kuaterner örtü ihmal edilmiştir ve siyah kalın çizgi AMF’yi gösterir. 8
- Şekil 1.4 :** KAFZ segmentleri (siyah kalın çizgiler) üzerinde son 110 yılda meydana gelen büyük depremler..... 9
- Şekil 1.5 :** Ganos Fayı ve civarı için basitleştirilmiş jeoloji haritası. 13
- Şekil 1.6 :** Sarıkaya Sırtı’ndan kuzey-güney yönde geçen (Şekil 1.5’de görülen) A-A’ kesiti (Tmk ve TMg: Miyosen çökelleri, Teç: olistostromal Üst Eosen çökelleri, Tek: Keşan Formasyonu (Trakya çökelleri), sd: Sarıkaya serpantin-metadiyabaz kütlesi). 14
- Şekil 2.1 :** Marmara Denizi tabanına Seismarmara projesi kapsamında 2001 yılında yerleştirilen geçici DTS’lerin konumları (kırmızı üçgenler), kodları (rakamlarla gösterilmiştir) ve deniz tabanı batimetrisi. 16
- Şekil 2.2 :** Seismarmara projesi süresince DTS’ler kullanılarak konumlandırılmış depremler ve patlatmaların (kırmızı noktalar) konumlarını gösterir harita 18
- Şekil 2.3 :** Velest ile elde edilen P ve S dalgası hız modelleri. Kırmızı renk ara iterasyonlarda hesaplanan hız modellerini, siyah renk Seismarmara deprem veri seti için hesaplanan final P ve S hız modellerini göstermektedir. 19
- Şekil 2.4 :** Seismarmara DTS istasyonları için elde edilen istasyon düzeltme değerlerinin dağılımı. (P ve S varışları için istasyon düzeltmeleri sırasıyla üçgen ve çember sembollerle gösterilmiştir.) Mavi renkli semboller varış zamanlarından çıkarılması gereken zamanı, kırmızı renkli semboller ise varış zamanlarına eklenmesi gereken zamanı (saniye cinsinden) göstermektedir. 20
- Şekil 2.5 :** Seismarmara projesinden seçilen veri seti ile hesaplanan yeni hız modeli ve istasyon düzeltmeleri için 148 depreme ait derinlik (a), okunan faz sayısı (P ve S okumaları) (b), açıl boşluk (c), RMS (d), yanal hata (e) ve düşey hata (f) dağılımlarını gösteren histogramlar..... 21

Şekil 2.6 : Seismarmara veri setinden seçilen 148 depremin yatay ve düşey konumları. Mavi üçgenler kullanılan DTS'lerin konumlarını, gri çizgiler Marmara Denizi tabanında haritalanan fayları göstermektedir.	21
Şekil 2.7 : Seismarmara projesinde gerçekleştirilen hava tabancası atışları (gri ince çizgiler) ve tomografik çalışmada kullanılmak üzere seçilen hava tabancası atışlarının (mavi daireler) ve DTS'lerin konumları.	22
Şekil 2.8: Marmara Denizi tabanında Eosmarmara projesi kapsamında yerleştirilen geçici DTS'ler (kırmızı üçgenler), istasyon kodları ve deniz tabanı batimetrisi.	24
Şekil 2.9 : Velest ile elde edilen P ve S dalgası hız modelleri. Kırmızı renk ara iterasyonlarda hesaplanan hız modellerini, siyah renk Eosmarmara deprem veri seti için hesaplanan final P ve S hız modellerini göstermektedir.	25
Şekil 2.10 : Eosmarmara projesinde kullanılan DTS'ler için hesaplanan istasyon düzeltme değerlerinin dağılımı. (P varışları için düzeltmeler üçgen sembollerle, S varışları için düzeltmeler çemberlerle gösterilmiştir.) Mavi renk varış zamanlarından çıkarılması gereken zamanı, kırmızı renk ise eklenmesi gereken zamanı (saniye cinsinden) göstermektedir.	26
Şekil 2.11 : Eosmarmara projesinde konumları hesaplanan 293 depreme ait derinlik (a), okunan faz sayısı (P ve S okumaları) (b), açısal boşluk (c), RMS hata (d), yanal hata (e) ve düşey hata (f) dağılımlarını gösterir histogramlar.....	27
Şekil 2.12 : Eosmarmara veri setinden tomografi çalışmasında kullanılmak üzere seçilen 293 depremin yatay ve düşey konumları. Yeşil üçgenler DTS'lerin konumlarını, Marmara Denizi içindeki gri çizgiler haritalanan fayları göstermektedir.	27
Şekil 2.13 : DTS veri seti ile ortak depremler (siyah ve kırmızı daireler) ve faz okuması kullanılan TÜBİTAK-MAM-YDBE ve KRDAE kara istasyonları.....	28
Şekil 2.14 : Kara istasyonları ile belirlenen ortak depremlere ait P (siyah) ve S (gri) faz okuma sayıları.	29
Şekil 2.15 : Örnek olarak seçilen depremin konumunu (yıldız) ve sismogramları gösterilmiş olan DTS'lerin konumlarını (kırmızı üçgen ve DTS kodu) gösterir bulduru haritası (üstte). İlgili DTS'lerdeki sismogramların düşey (Z), Yatay1 ve Yatay2 bileşenlerdeki kayıtları ile belirlenmiş olan P ve S fazları (altta).	30
Şekil 2.16 : Eosmarmara veri grubuna ait bir mikrodrepremin 4 farklı DTS'deki P dalgası varışlarını gösteren sismogramlar. (a) 0, (b) 1, (c) 2 ve (d) 3 ağırlıklandırma ile belirlenmiş varışları göstermektedir; düşey bileşen (üstte) ve hidrofon (altta). Şekil'de yatay çubukların genişliği faz okumasının yapılabileceği belirsizlik sınırlarını göstermektedir.	31
Şekil 2.17 : (a) Seismarmara projesinde 12 Ağustos 2001 günü 16:47-23:59 saatleri arasında yapılan 425 hava tabancası atışının konumu (kırmızı çizgi) ve S02 kodlu DTS ve için bulduru haritası, (b) S02 kodlu DTS'de toplanan veriden elde edilmiş 10 s'lik ortak alıcı topluluğu kaydı, (c) 1-50 numaralı izler için 2-4 s aralığında veri	

setinin ve ilk varış seyahat zamanlarının (siyah oklar) işaretlendiği ayrıntılı panel.....	33
Şekil 3.1 : Seismarmara projesinde Marmara Deniz tabanına yerleştirilen 37 DTS'den uygun veri bulunanlar için gözlenen ve hesaplanan seyahat zamanları arasındaki fark. Sarı kutu ile düzeltme yapılmasına gerek olmayan zaman farkı aralığı gösterilmektedir.	36
Şekil 3.2 : Aralık tarama yönteminin DTS veri setinde uygulanışını gösteren akış şeması.....	37
Şekil 3.3 : Aralık tarama yönteminde kullanılan deniz suyu kolonunda seyahat eden P dalgalarının basitleştirilmiş ışın geometrisi.	38
Şekil 3.4 : S01 numaralı DTS'nin konumu (siyah yıldız), D-B (kırmızı) ve G-K (mavi) doğrultulu hava-tabancası atışlarının konumlarının batimetrik haritada görünümü.	39
Şekil 3.5 : S01 numaralı DTS'de G-K (solda) ve D-B (sağda) doğrultulu hava-tabancası atışlarından oluşturulan ortak alıcı topluluğu kayıtları ve deniz suyu kolonundan direk gelen varışlar (mavi ve kırmızı kalın çizgi ile gösterilmiştir).	39
Şekil 3.6 : Üstte S01 için ilksel ve yeni hesaplanan konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve hesaplamada kullanılan hava tabancası atış konumları (mavi ve kırmızı daireler. Altta, DTS'nin ilksel ve yeni (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve yeni belirlenen konum için (sağ üstte) teorik seyahat zamanı uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.	41
Şekil 4.1 : Doğruluk ve hassasiyet parametrelerine göre elde edilebilecek sonuç-başarı ilişkisi.	47
Şekil 4.2 : Farklı tomografik model yaklaşımları. (a) Sabit hızlı, tekdüze blok model, (b) yanal hız değişimli ve katmanlı model, (c) düzenli düğüm noktaları modeli. (d) Değişken boyutlu tetrahedral hücre modeli. (e) Düğüm noktası ve arayüzey tanımlı hibrit model.....	48
Şekil 4.3 : Yaklaşık ışın izleme (ART) ve yalancı eğme (PB) yöntemleri kullanılarak alıcı ve kaynak arasındaki en kısa seyahat süresini sağlayacak yolun hesaplanması.	51
Şekil 4.4 : Işın yolu üzerinde (ince noktalı çizgi) hız hesaplanacak olan (x,y,z) noktası (siyah dörtgen) ve noktayı çevreleyen 8 düğüm noktasının (siyah daireler) görünümü.	51
Şekil 4.5 : Deprem-kayıtçı çiftleri için ART-PB yöntemi (gri kareler) ve 3-boyutlu atış (3D-Shooting) yöntemi (siyah üçgenler) ile hesaplanan seyahat zamanı farkları.....	52
Şekil 5.1 : YDT için kullanılan istasyon, veri seti ve modeli oluşturan düğüm noktalarının gelişiminin yatay düzlemdeki dağılımları, a) İlksel veri seti ve model, b) Ekleme yapılmış veri seti ve iyileştirilmiş model, c) Düzenli dağılımlı düğüm noktalarından oluşan nihai model. Şekillerde gri artılar düğüm noktalarının konumlarını, kırmızı ve siyah daireler sırasıyla hava tabancası atışlarının ve depremlerin konumlarını, yeşil ve mavi üçgenler DTS'lerin konumlarını, siyah üçgenler ise kara istasyonlarının konumlarını göstermektedir.....	62
Şekil 5.2 : Şekil 5.1.b modeli için çalışma alanının 0.5 km (altta) ve 1.0 km (üstte) lik dilimleri için serbest bırakılan (kırmızı üçgenler) ve ilgili	

derinlikler için su hızına sabitlenen (siyah daireler) düğüm noktalarının harita düzleminde dağılımını göstermektedir.....	64
Şekil 6.1 : Velest ile hesaplanan tabakalı (kırmızı) ve YDT’de kullanılmak için düzenlenmiş (mavi) 1-boyutlu hız-derinlik modelleri.....	66
Şekil 6.2 : Marmara-V başlangıç modeli için 1-1024 aralığında seçilmiş sönüm değerleri kullanılarak hesaplanan veri ve model varyansı ilişkisi.....	67
Şekil 6.3 : 4 ve 32 sönüm değerleri için tomografik modelin 9 km derinlik kesitinde hesaplanan Vp değerleri ve veri varyansları.....	67
Şekil 6.4 : Üstte Marmara-V başlangıç modeli kullanılarak iterasyonlar için hesaplanan rms değerlerini gösterir grafik, ortada final model (12. iterasyon) ve altta Marmara-V başlangıç modelleri için hesaplanmış rezidüellerin histogram dağılımları. Hava tabancası verilerine ait P rezidüelleri kırmızı renkli, depremlere ait P ve S rezidüelleri siyah renkli gösterilmiştir.....	68
Şekil 6.5 : Marmara-V başlangıç modeli kullanılarak 5, 7, 9 ve 11 km derinlikte hesaplanan tomografik Vp hızları.....	69
Şekil 6.6 : Marmara-V başlangıç modeli kullanılarak hesaplanan 434 adet depremin konumları (siyah daireler), D-B ve K-G yönlü düşey kesitler boyunca deprem dağılımları ve deprem sayısı derinlik ilişkisini gösteren histogram. Yeşil ve mavi üçgenler sırasıyla Eosmarmara ve Seismarmara çalışmalarında kullanılan DTS’leri göstermektedir.....	71
Şekil 6.7 : Bayrakçı ve diğerleri tarafından Marmara Denizi altında hesaplanan tomografik Vp hızlarının 2, 4, 6 ve 8 km derinlik kesitlerindeki dağılımı. Tomografik hızların güvenilir olduğu alanlar beyaz ve siyah kalın çizgiler (sırasıyla RDE ve DWS) ile gösterilmiştir.....	72
Şekil 6.8 : Bayrakçı ve diğerleri tarafından hesaplanan tomografik Vp hızlarının kullanılan model boyutlarına uygun (yatayda 5 x 5 km düğüm noktaları ve düşeyde 1-18 km aralığında) şekilde yeniden gridlenmiş şekli.....	74
Şekil 6.9 : Marmara-B&V başlangıç modeli için 0.5 (1 numara ile gösterilmiştir) ve 1024 (12 numara ile gösterilmiştir) sönüm değerleri aralığında hesaplanan Vp veri-model varyansı ilişkisi.....	75
Şekil 6.10 : Üstte S4İ12 için ters çözüm iterasyonlarında hesaplanan rms değerlerini gösterir grafik, ortada final model (12. iterasyon), altta Marmara-B&V başlangıç modeli için hesaplanmış rezidüel dağılımları. Hava tabancası verilerine ait P rezidüelleri kırmızı renkli, depremlere ait P ve S rezidüelleri siyah renkli gösterilmiştir.....	76
Şekil 6.11 : Üstte S4İ6 için ters çözüm iterasyonlarında hesaplanan rms değerlerini gösterir grafik, ortada final model (6. iterasyon) ve altta Marmara-B&V başlangıç modeli için hesaplanmış rezidüel dağılımları. Hava tabancası verilerine ait P rezidüelleri kırmızı renkli, depremlere ait P ve S rezidüelleri siyah renkli gösterilmiştir.....	77
Şekil 6.12 : Üstte S8İ6 için ters çözüm iterasyonlarında hesaplanan rms değerlerini gösterir grafik, ortada final model (6. iterasyon), altta Marmara-B&V başlangıç modeli için hesaplanmış rezidüel dağılımları. Hava tabancası verilerine ait P rezidüelleri kırmızı renkli, depremlere ait P ve S rezidüelleri siyah renkli gösterilmiştir.....	78

Şekil 6.13 : Marmara-B&V başlangıç modeli kullanılarak farklı sönüm değerleri ve iterasyonlar için 5, 7, 9 ve 11 km derinlikte hesaplanan tomografik Vp hızları.	79
Şekil 6.14 : Marmara-B&V başlangıç modeli kullanılarak farklı sönüm değerleri ve iterasyonlar için 5, 7, 9 ve 11 km derinlikte hesaplanan tomografik Vp/Vs oranları.	80
Şekil 6.15 : Marmara B&V başlangıç modeli ve S4İ12, S4İ6 ve S8İ6 için hesaplanan deprem konumları, depremlerin doğu-batı ve kuzey-güney yönlü düşey kesitler boyunca derinlik dağılımları ve derinlik-deprem sayısı histogramları.	82
Şekil 6.16 : Marmara-V ve Marmara B&V başlangıç modelleri için 5 ve 7 km derinlikte hesaplanan tomografik Vp hızları ve Vp/Vs oranları (A, B, C, D, E ve F ile iki model arasında belirgin farklılıkların görüldüğü alanlar işaretlenmiştir).	86
Şekil 6.17 : Marmara-V ve Marmara B&V başlangıç modelleri için 11 ve 18 km derinlikte hesaplanan tomografik Vp hızları ve Vp/Vs oranları.	87
Şekil 6.18 : Marmara-V (üstte) ve Marmara-B&V (altta) başlangıç modelleri kullanılarak hesaplanan deprem konumlarının harita düzlemindeki konumları ve D-B doğrultulu kesit boyunca depremlerin derinlik dağılımları.	89
Şekil 7.1 : Dama tahtası testlerinde veri setine eklenen gürültünün olay numarasına göre değerleri (üstte) ve histogram dağılımı (altta).	92
Şekil 7.2 : Yatayda 5km x 5km'lik bloklar ve 5 km derinlik kesiti için 16 ve 8 sönüm değerleri kullanılarak gürültülü ve gürültüsüz veri seti ile hesaplanan dama tahtası test sonuçları. Sol üstteki şekil geri kazanılan dama tahtası anomalilerinin denetlenmesini sağlayan modeli gösterir.	93
Şekil 7.3 : Yatayda 5km x5km'lik bloklar ve 1-18 km aralığında seçilen derinlik seviyeleri için Vp değerlerinde yapılan $\pm\%10$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültüsüz veri ile 16 sönüm ve 12 iterasyon için dama tahtası testi.	95
Şekil 7.4 : Yatayda 5km x 5km'lik bloklar ve 1-18 km aralığında seçilen derinlik seviyeleri için Vp değerlerinde $\pm\%10$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültülü veri ile 16 sönüm ve 12 iterasyon için dama tahtası testi.	96
Şekil 7.5 : Yatayda 10km x10km'lik bloklar ve düşeyde 1-18 km aralığında seçilen derinlik seviyeleri için Vp değerlerinde yapılan $\pm\%7$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültüsüz veri ile 16 sönüm ve 12 iterasyon için dama tahtası testi.	97
Şekil 7.6 : Yatayda 10km x10km'lik bloklar ve düşeyde 1-18 km aralığında seçilen derinlik seviyeleri için Vp değerlerinde yapılan $\pm\%7$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültülü veri ile 16 sönüm ve 12 iterasyon için dama tahtası testi sonucu.	98
Şekil 7.7 : Yatayda 10km x10km'lik bloklar ve düşeyde 1-18 km aralığında seçilen derinlik seviyeleri için Vp/Vs değerlerinde yapılan $\pm\%7$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültülü veri ile 16 sönüm ve 12 iterasyon için dama tahtası testi sonucu.	99
Şekil 7.8 : Marmara Denizi'ni geçen D-B (11 numaralı) ve N-S (4 numaralı) doğrultulu iki profil boyunca düşey kesitler için gürültüsüz ve 50	

ms gürültülü veri seti için dama tahtası test sonuçları. Profillerin başlangıç konumları haritada profil numaraları ile gösterilmiştir.	101
Şekil 7.9 : Dama tahtası testlerinde iterasyon-rms/kümülatif model varyans grafikleri, final iterasyon (kırmızı ok ile gösterilmiştir) için χ^2 değerleri ve hava tabancası (kırmızı) ve deprem (siyah) faz okumaları için rezidüel histogramları.....	103
Şekil 7.10 : Şekil 7.6'da görülen dama tahtası testi ve tomografik kesitlerde güvenilir alanları temsil edecek olan DWS (siyah kalın çizgi) ve RDE (mavi kalın çizgi) değerlerinin bir arada görünümü.....	105
Şekil 7.11 : 1-boyutlu başlangıç modeli (mavi) ve 3-boyutlu final model (kırmızı) için hesaplanan P ve S seyahat zamanı rezidüelleri.	106
Şekil 7.12 : Final tomografik model için hesaplanan rezidüeller. Üstteki 3 grafik hava tabancası (P), deprem (P) ve deprem (S) verileri için hesaplanan rezidüellerin dağılımını göstermektedir. Herbir gruptaki veri seti için ortalama (Mean) ve standart sapma değeri (STD) hesaplanmıştır. Ortadaki şekilde depremlere ait S okumaları için hesaplanan rezidüellerin uzaklığa bağlı değişimleri (0 en yüksek 3 en düşük pik kalitesi) ve alttaki şekilde depremlere (siyah) ve hava tabancası verilerine (kırmızı) ait P okumaları için hesaplanan rezidüellerin uzaklığa göre değişimleri görülmektedir.	107
Şekil 7.13 : a) 5x5 km ve b) 10x10 km düğüm noktası aralıklı tomografik modeller için iterasyon-rms/kümülatif model varyans grafikleri, final iterasyon (kırmızı ok ile gösterilmiştir) için χ^2 değerleri ve hava tabancası (kırmızı) ve deprem (siyah) faz okumaları için rezidüel histogramları.	110
Şekil 7.14 : 3-boyutlu tomografik Vp hızlarının 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 11, 14 ve 18 km derinlikli yatay kesitleri. Kesitlerde siyah kalın çizgiler güvenilir (h=1-5 km için DWS=300, daha derinlerde DWS=120 kontur kapanımları) tomografik hızların belirlendiği alanları sınırlamaktadır. Marmara Denizi'nde görülen gri ve siyah üçgenler sırasıyla Seismarmara ve Eosmarmara'da veri toplanan DTS'lerin konumlarını ve siyah baklava kara istasyonlarının konumlarını gösterir. TB Tekirdağ Baseni, BY Batı Marmara Yükselimi, OB Orta Marmara Baseni, OY Orta Marmara Yükselimi, KB Kumburgaz Baseni, ÇB Çınarcık Baseni'ni göstermektedir.	112
Şekil 7.15 : 3-boyutlu tomografik Vp/Vs modelinin 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 11, 14 ve 18 km derinlik kesitleri. Şekil açıklamaları Şekil 7.14 ile aynıdır.	113
Şekil 7.16 : Final 3-boyutlu tomografik model için konumları hesaplanmış depremlerin a) harita düzlemindeki konumları b) W-E profili boyunca derinlik dağılımları, c) A-A', B-B', C-C' profilleri boyunca derinlik dağılımları. Şekillerde siyah daireler depremlerin final konumlarını, gri çizginin başlangıcı 1-boyutlu Velest hız modeli ile belirlenmiş olan depremlerin konumlarını göstermektedir. Kısaltmalar Şekil 7.14 ile aynıdır.	116
Şekil 7.17 : Başlangıç konumları (enlem, boylam ve derinlik) sistematik olarak kaydırılan depremler (üstte sıg, altta derin) kullanılarak 3-boyutlu tomografik model ile hesaplanan deprem derinlikleri ve normal başlangıç modeli ile hesaplanan derinlikler ile farkları.....	117
Şekil 7.18 : a) 11 km derinlikli kesit için tomografik Vp hızları, b) P1 ve P2 düşey tomografik kesitleri için yapılan duyarlılık testlerine ait	

görseller. Şekillerde en üstte final tomografik model, ortada tomografik modele yapılan pertürbasyon sonrası durum ve altta final model ve pertürbasyon yapılan model için olay (deprem ve hava tabancası kaydı) bazında hesaplanan rms hataların histogram dağılımları görülmektedir.....	119
Şekil 7.19 : Marmara Denizi'nde yapılan çalışmalardan seçilen dört derin sismik yansıma profilinin yerini gösteren bulduru haritası. Kısaltmalar Şekil 7.14 ile aynıdır.....	121
Şekil 7.20 : LINE-01 profili boyunca elde edilmiş sismik yansıma kesiti (üstte), 3-boyutlu tomografik modelden elde edilen uzaklık-zaman (twf) kesiti (ortada) ve iki kesitin birarada görünümü (altta). Kesitlerdeki renkler tomografik P hızlarını göstermektedir.....	122
Şekil 7.21 : Line-200 boyunca yorumlanmış sismik yansıma kesiti ve 3-boyutlu tomografik modelden elde edilen uzaklık-zaman (twf) kesitinin bir arada görünümü.....	122
Şekil 7.22 : Line-05 boyunca elde edilmiş sismik yansıma kesiti ile 3-boyutlu tomografik modelden elde edilen uzaklık-zaman (twf) kesitinin bir arada görünümü.....	123
Şekil 7.23 : Seismarmara Projesinde toplanan 3a, 19 ve 15 numaralı sismik hatlardan elde edilen B-D uzanımlı Line 3a1915 profilinin yorumlanmış kesiti ve 3-boyutlu tomografik modelden elde edilen uzaklık-zaman (twf) kesitinin bir arada görünümü.....	124
Şekil 7.24 : Marmara Denizi batimetrisi (a) ve tomografik Vp hızlarından (4.5 – 5.0 km/s aralığında) elde edilmiş 3-boyutlu eş-hız yüzeyi ile 10 km'den derin depremlerin farklı bakış açılarından görünümü (b, c, d). Kesitlerde B ve D sırasıyla batı ve doğu yönünü göstermektedir....	125
Şekil 7.25 : 27.4000 ⁰ D 40.8218 ⁰ K ile 29.4000 ⁰ D 40.8218 ⁰ K koordinatları arasındaki profil boyunca Bayrakçı ve diğerleri ve bu çalışmada (altta) hesaplanan 2-boyutlu tomografik Vp hızları. Kesitlerde kalın beyaz (üstte) ve kalın siyah (altta) çizgiler güvenilir Vp hızlarının sınırlarını göstermektedir.....	126
Şekil 7.26 : 3-boyutlu tomografik hızlar için konumları belirlenmiş yaklaşık 3 km derinde kümelenme gösteren depremlerin (siyah daireler) yatay konumları (üstte), enlem ve boylam çizgileri boyunca derinlik kesitleri (altta). Haritadaki yeşil üçgen Eosmarmara çalışmasında kullanılan O07 numaralı DTS'nin konumunu, siyah ince çizgiler depremlerin ilksel konumlarını, kırmızı çizgiler haritalanan fayları göstermektedir.....	128
Şekil 7.27 : Seçilen depremlerin O07 numaralı DTS'deki düşey bileşen kayıtları. Dalga şekilleri ilk varış zamanları referans alınarak kesilmiş ve alt alta sıralanmıştır, düşey eksen genlik, yatay eksen zaman (s)' dir. Sarı ve kırmızı çizgiler sırasıyla P ve S varış okumalarını, sağ tarafta görülen 1-12 arasında değişen rakamlar Şekil 7.26'da gösterilen ilgili depremi ve 1-3 arasında değişen mavi rakamlar olası deprem kümelenmelerini göstermektedir.....	129
Şekil 8.1 : Marmara Denizi ve çevresinde farklı araştırmacılar tarafından yapılan odak mekanizma çözümleri.....	134
Şekil 8.2 : Marmara Denizi Batimetrisi, hassas konumları hesaplanmış depremler ve enlem-derinlik düzlemindeki izdüşümlerinden depremler için hesaplanmış ortalama eğim.....	136

Şekil 8.3 :	Profiller boyunca 2-boyutlu düşey tomografik Vp kesitleri (1-15 numaraları ile gösterilmiş) ve profil bulduru haritası (ortada). Şekillerde beyaz ve siyah daireler ± 5 km bandında kesit üzerine izdüşümü yapılan sırasıyla sığ (<10 km) ve derin (>10 km) depremleri, kesitlerdeki siyah çizgiler güvenilir hızların hesaplandığı alanları, kesitlerdeki beyaz kesikli kalın çizgi AMF'nin derindeki konumunu ve deniz tabanındaki konumunu göstermektedir. Kısaltmalar Şekil 7.14 ile aynıdır.	139
Şekil 8.4:	Şekil 8.3'de görülen 15 numaralı profil boyunca deniz tabanı batimetrisi ve yapılar (üstte), hesaplanan 2-boyutlu tomografik Vp hızları (ortada) ve Vp/Vs oranları (altta). Kesitlerde görülen siyah daireler ± 5 km bandında kesit üzerine izdüşümü yapılan depremleri göstermektedir (Kalın gri çizgi basen-tabankaya geçişini, beyaz kesikli çizgi OY altındaki yüksek ($V_p \sim 6$ km/s) ve tekdüze hızlı alanı, siyah çizgiler güvenilir tomografik hızların belirlendiği bölgeleri temsil etmektedir).	140
Şekil 8.5 :	AMF-BS ve GFZ'nin bulunduğu alana ait yüzey jeolojisi (üstte) ve KB – GD doğrultulu jeolojik kesit (altta).	141
Şekil 8.6 :	Üstte SCSN (1981-2003) ve altta Harvard (1980-2004) deprem kataloglarından elde edilmiş kayma açısı (λ) – b-değeri ilişkisini gösterir grafikler.	145
Şekil 8.7 :	Düzce (altta) ve İzmit (ortada) depremlerinde süper-kesme hızının belirlendiği segmentler ve yapısal benzerlikler gösteren AMF-OS (üstte).	147
Şekil 8.8 :	Zamana bağlı olarak çek ayır (a) ve transtansiyonal (b) havza gelişim modelleri.	149
Şekil 8.9 :	ÇB ve civarında hesaplanan deprem konumları (üstte), W-E profile boyunca derinlik kesiti (ortada), aynı profil için bu çalışmada hesaplanan tomografik Vp hızları ve konumları ± 5 km içinde olan depremlerin (siyah daireler) izdüşümü. (Güvenilir tomografik hızların belirlendiği alan kesitlerde siyah kalın çizgi ile sınırlandırılmış).	151
Şekil 8.10 :	3-B tomografik modelin 11 km derinlik kesiti (üstte) ve 15 numaralı profil için düşey tomografik kesitlerde (altta) düşük hız zonlarının konumları.	153
Şekil 8.11 :	(A) BY ve civarında alınan karot örneklerinin konumları ve KCF-33 numaralı noktada deniz tabanının görünümü. (B) TB civarında 2009 yılında yapılan multibeam çalışmalarında görülen akustik anomalilerin konumları (sarı daireler), belirlenen gaz çıkışları (yeşil yıldızlar) ve mikro deprem aktivitelerinin konumları (kırmızı noktalar).	155
Şekil 8.12 :	Farklı kayaç tipleri için genelleştirilmiş Vp hızı – derinlik ilişkisi.	156
Şekil 8.13 :	Armutlu yarımadasının batı ucunda yer alan BOZ istasyonunda alıcı fonksiyonu ile hesaplan 1-boyutlu S-dalgası hız profili.	157
Şekil A.1 :	DTS numara ve konumları, ilgili DTS'ye en yakın hava tabancası atış zamanı, koordinat bilgileri ve ile ilgili atış için belirlenen (tt) ve hesaplanan (theoretical) seyahat zamanları.	178
Şekil B.1 :	Üstte DTS-05 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan	

	rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.....	179
Şekil B.2 :	Üstte DTS-13 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.....	180
Şekil B.3 :	Üstte DTS-22 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.....	181
Şekil B.4 :	Üstte DTS-26 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.....	182
Şekil B.5 :	Üstte DTS-29 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.....	183
Şekil B.6 :	Üstte DTS-30 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.....	184
Şekil B.7 :	Üstte DTS-34 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.....	185
Şekil C.1 :	1-boyutlu V_p/V_s başlangıç modeli (altta) ve $V_p/V_s=1.8$ başlangıç modeli (üstte) için yapılan dama tahtası testlerinin sonuçları.....	187
Şekil D.1 :	Ters çözümde kullanılan başlangıç modelleri.....	188
Şekil D.2 :	Dama tahtası testlerinde deprem konumlarında (boylam, enlem ve derinlik) ve orijin zamanında ilksel değerlere göre değişimler.....	189
Şekil D.3 :	Deprem konumları serbest bırakılarak (altta) ve sabitlenerek (üstte) yapılan dama tahtası testi sonuçları.....	190
Şekil D.4 :	Yöntemin uygulanışını gösteren akış diagramı.....	191
Şekil D.5 :	Veri setine eklenen gürültünün boylam (derece), enlem (derece), derinlik (km) ve orijin zamanına (s) göre dağılımları.....	192

Şekil D.6 : Gürültü eklenmiş veri seti ile hesaplanan depremlerin enlem, boylam, derinlik ve orijin zamanlarının gerçek değerlerinden farkları.....	192
Şekil D.7 : Deprem verilerine gürültü eklenerek yapılan dama tahtası testi sonucu.....	193
Şekil D.8 : Uygulanan yöntemi gösterir akış diagramı. Şekil’de 1-6 aralığında sayılarla gösterilen adımlar Şekil D.4’e referanslı olarak kullanılmıştır.....	194
Şekil D.9 : Velest ile hesaplanan P ve S modellerinden hava tabancası atışları kullanılarak üretilmiş final 1-boyutlu hız modeli.....	195
Şekil D.10 : Dama tahtası testinde pertürbe model için hesaplanan deprem ve atış seyahat zamanlarından Velest ile belirlenen hız modeli ve deprem konumları kullanılarak yapılan dama tahtası testi sonucu.....	196
Şekil E.1 : Kaba modelde 10km x10km’lik yatay bloklar ve 1-18 km aralığındaki düşey tabakalar için Vp değerlerinde yapılan $\pm\%10$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültülü veri ile 8 sönüm ve 8 iterasyon için dama tahtası testi. (Şekilde en üst sırada dama tahtası testinde kullanılan anomaliler ve Marmara Denizi’ndeki ana morfolojik yapılar gösterilmiştir).....	197
Şekil E.2 : Kaba modelde 10km x10km’lik yatay bloklar ve 1-18 km aralığındaki düşey tabakalar için Vp/Vs değerlerinde yapılan $\pm\%10$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültülü veri ile 8 sönüm ve 8 iterasyon için dama tahtası testi. (Şekilde en üst sırada dama tahtası testinde kullanılan anomaliler ve Marmara Denizi’ndeki ana morfolojik yapılar gösterilmiştir).....	198
Şekil E.3 : Kaba model için elde hesaplanan 3-boyutlu tomografik Vp hızlarının 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 11, 14 ve 18 km derinlikli yatay kesitleri. Kesitlerde siyah kalın çizgiler güvenilir tomografik hızların hesaplandığı alanları, TB Tekirdağ Baseni, BY Batı Marmara Yükselimi, OB Orta Marmara Baseni, OY Orta Marmara Yükselimi, KB Kumburgaz Baseni, ÇB Çınarcık Baseni’ni göstermektedir.....	199
Şekil E.4 : Kaba model için elde hesaplanan 3-boyutlu tomografik Vp/Vs modelinin 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 11, 14 ve 18 km derinlikli yatay kesitleri. Kesitlerde siyah kalın çizgiler güvenilir tomografik hızların hesaplandığı alanları, TB Tekirdağ Baseni, BY Batı Marmara Yükselimi, OB Orta Marmara Baseni, OY Orta Marmara Yükselimi, KB Kumburgaz Baseni, ÇB Çınarcık Baseni’ni göstermektedir.....	200
Şekil F.1 : Çınarcık Baseni’ni K-G doğrultuda 28.9 ⁰ D, 29.0 ⁰ D, 29.1 ⁰ D ve 29.2 ⁰ D boylamları boyunca kesen profiller için tomografik Vp ve Vp/Vs kesitleri. Profiller harita düzleminde ince çizgilerle gösterilmiştir. Kalın çizgiler DWS ile belirlenen güvenilir Vp ve Vp/Vs değerlerinin hesaplandığı alanı göstermektedir.....	201
Şekil F.2 : Çınarcık Baseni ve Kumburgaz Baseni’ni K-G doğrultuda 28.5 ⁰ D, 28.6 ⁰ D, 28.7 ⁰ D ve 28.8 ⁰ D boylamları boyunca kesen profiller için tomografik Vp ve Vp/Vs kesitleri. Harita ve şekil ile ilgili açıklamalar Şekil F.1 ile aynıdır.....	202
Şekil F.3 : Kumburgaz Baseni, Orta Marmara Yükselimi ve Orta Marmara Baseni’ni K-G doğrultuda 28.0 ⁰ D, 28.1 ⁰ D, 28.2 ⁰ D, 28.3 ⁰ D ve	

28.4 ⁰ D boylamları boyunca kesen profiller için tomografik Vp ve Vp/Vs kesitleri. Harita ve şekil ile ilgili açıklamalar Şekil F.1 ile aynıdır.....	203
Şekil F.4 : Orta Marmara Yükselimi, Orta Marmara Baseni ve Tekirdağ Baseni'ni K-G doğrultuda 27.6 ⁰ D, 27.7 ⁰ D, 27.8 ⁰ D ve 27.9 ⁰ D boylamları boyunca kesen profiller için tomografik Vp ve Vp/Vs kesitleri. Harita ve şekil ile ilgili açıklamalar Şekil F.1 ile aynıdır.....	204





MARMARA DENİZİ VE ÇEVRESİNİN ÜÇ BOYUTLU HIZ YAPISININ TOMOGRAFİK GÖRÜNTÜLEMESİ

ÖZET

Bu çalışmada Yerel Deprem Tomografisi yöntemi kullanılarak Marmara Denizi'nde 3-boyutlu tomografik P-dalgası hızları (V_p), P-dalgası hızının S-dalgası hızına oranları (V_p/V_s) ve derinlikleri 22 km'ye ulaşan depremlerin hassas konumları belirlenmiştir. Geniş bir alanda dağılım gösteren Deniz Tabanı Sismometreleri'nin (DTS) sağladığı önemli katkı ile belirlenen derin depremler ve tomografik kesitler bu bölgede yapılmış olan ve genellikle sınırlı bir derinlik veya alanı temsil eden çalışmalardan ayrılmaktadır. Elde edilen 3-boyutlu V_p , V_p/V_s modelleri ve deprem dağılımına dayalı olarak Ana Marmara Fayı'nın (AMF) segmentlerinin sınırları, bu segmentlerin deprem potansiyelleri, derin hız anomalileri ve bu anomalilerin bölgeyi etkilemiş olan tektonik süreçlerle ilişkileri ortaya konmuştur.

Kullanılan veriler Marmara Denizi'nde 2001 ve 2006 yıllarında Deniz Tabanı Sismometreleri (DTS) ile gerçekleştirilen çalışmalarda ve aynı dönemde kıyı şeridinde yer alan kara istasyonlarında toplanan pasif (deprem) ve aktif (hava tabancası atış kayıtları) kaynaklı verilerden sağlanmıştır. Veri setini 52 DTS ve 14 kara istasyonu ile toplanan veriden seçilen 434 depreme ait 3852 adet P ve 2643 adet S faz okuması ile 557 hava tabancası atışına ait 4744 adet P faz okumasından oluşmuştur. Hava tabancası atışlarına ait kayıtlar kullanılarak DTS'lerin hassas konumları belirlenmiş ve ilgili varışlara ait seyahat zamanı düzeltmeleri yapılmıştır.

Tomografide kullanılacak başlangıç modelinin seçimi için detaylı çalışmalar yapılmıştır. 1-boyutlu Marmara-V ve bu modelin Marmara Denizi için yayınlanmış 3-boyutlu tomografik hızlar ile birlikte kullanıldığı hibrit Marmara B&V başlangıç modellerinin ve ters çözüm parametrelerinin tomografik sonuçlara etkisi değerlendirilmiş, tomografik hızların güvenilirlikleri farklı rezolüsyon testleri ile araştırılmıştır. P ve S seyahat zamanı rezidüellerinden 3-boyutlu final model için hesaplanan rms hata başlangıç modeline göre yaklaşık %80 oranında azalmıştır. Tomografik hızların güvenilir olduğu alanlar farklı ölçütlere bağlı olarak (dama tahtası testleri, ağırlıklandırılmış türevler toplamı, çözünürlük matrisi diagonalı, vb.) belirlenmiştir.

3-boyutlu tomografik model ile hesaplanan deprem konumları ilksel konumlarına göre düşeyde 5 km'ye ulaşan değişimler göstermiş, bu değişime boylam ve enlemde ortalama 2.3 km ve 0.6 km'lik konum farklılıkları eşlik etmiştir. Buna göre depremler 0-5 km ve 8-22 km aralığında olmak üzere düşeyde 2 segment şeklinde ayrılmaktadır. Marmara Denizi'nde AMF boyunca deprem derinlikleri doğuda 18 km, batıda ise 22 km derinliğe kadar ulaşmaktadır.

Marmara Denizi'nde yapılmış olan farklı çalışmalarda profiller boyunca belirlenen sismik kırılma/yansıma kesitleri ile aynı profiller için bu çalışmada hesaplanan 2-boyutlu tomografik kesitler karşılaştırılmıştır. Bu değerlendirmelere göre; Marmara Denizi'nde büyük basen temellerinin yaklaşık 5.0 km/s V_p hızları ile temsil edildiği

belirlenmiştir. Çımarcık Baseni (ÇB), Orta Basen (OB) ve Tekirdağ Baseni (TB) için kalınlıklar 6 km'ye kadar ulaşmaktadır. Basenlerin yüzeyi ile temeli arasında hesaplanan tomografik hızlar genel olarak 1.5 ile 5.0 km/s aralığındadır. Tomografik hızlar açısından TB, Batı Yükselimi (BY) ve OB alanlarında 3 km'den derinde yanal hız değişimi azalmaktadır. Bu durum BY'nin sığ derinlikler için ve daha çok deniz tabanı morfolojisi açısından farklılık oluşturduğunu, daha derinde TB ve OB ile benzer yapıda olduğunu işaret etmektedir.

Hesaplanan tomografik hızlar ve depremlerin dağılımı birbiri ile uyumlu bir geometri sergilemektedir. Buna göre; genellikle düşük V_p hızlarının veya düşük-yüksek hız geçişlerinin görüldüğü alanlarda depremler yoğunlaşmaktadır. Tomografik kesitler ve deprem dağılımı bir arada değerlendirildiğinde, deprem etkinliğinin yoğun olduğu, dar (~ 10 km), düşük V_p hızlarına (4.3–5.3 km/s) ve yüksek V_p/V_s oranına (~ 2.0) sahip yapılar belirlenmiştir. Bu yapılar AMF'nin yüzey izi ile uyumlu, genel olarak 8 km derinlikten kabuğun daha derin kısmına doğru düşeye yakın bir geometri ile uzanan ve doğrultu atımlı AMF'nin makaslmasına bağlı olarak gelişen iki farklı segment olarak tanımlanmıştır.

TB ile OB arasındaki alanda kalan AMF batı segmenti (AMF-BS) yaklaşık 50 km uzunluğundadır. En yoğun deprem aktivitesinin yer aldığı bu segmentte deprem derinlikleri 22 km'ye ulaşmaktadır. ÇB boyunca yaklaşık KB-GD geometriye sahip AMF doğu segmenti (AMF-DS) boyunca deprem derinlikleri 18 km'ye ulaşmaktadır. Bu segmentte AMF-BS'ye göre daha az sayıda deprem belirlenmiştir. Her iki segmentte belirlenen depremlerin derinlik dağılımı hafif güneye eğimli dike yakın (AMF-BS için 80^0-85^0 , AMF-DS için yaklaşık 75^0) fay düzlemini işaret etmektedir. Tomografik kesitlerde her iki segment üzerinde orta kabukta ($\sim 5-10$ km derinliklerde) yüksek V_p hızlarına (~ 6 km/s) ve düşük depremselliğe sahip potansiyel asperite yapıları olarak değerlendirilebilecek anomaliler belirlenmiştir.

Bu iki segment arasında kalan ve yaklaşık uzunluğu 50 km olan AMF orta segmenti (AMF-OS) diğer iki segmente kıyasla homojen dağılım gösteren yüksek V_p hızlarına (6.0-6.5 km/s) ve düşük V_p/V_s oranlarına (~ 1.7) sahiptir. Segment üzerinde meydana gelen deprem sayısındaki belirgin azalma dikkat çekicidir. Bu bölgede yapılan deniz tabanı ölçümlerinden belirlenen sınırlı kayma hızları da göz önüne alındığında, bu segmentin yüksek makaslama direncine sahip muhtemel kilitli bir segment olduğu ve AMF-OS'nin bariyer tipinde davranış sergilediği değerlendirilebilir. Bununla birlikte segmentin geometrik yapısı, homojen hız dağılımı, düşük depremselliği gibi özellikleri bir arada değerlendirildiğinde, komşu segmentlerde meydana gelebilecek büyük bir depremin ($M > 7.0$) bu segmenti kırması durumunda segment üzerinde kırılma hızının süper-kesme hızlarına ulaşması muhtemeldir. Kuzey Anadolu Fayı'nda 1999 yılında meydana gelen İzmit ve Düzce depremlerinde benzer yüzey geometrisine sahip segmentlerde de gelişen süper-kesme hızındaki kırılmalar göz önüne alındığında, Marmara Denizi'nde meydana geleceği öngörülen deprem(ler) için oluşturulan senaryolarda bu tip yaklaşımların yer alması, sismik tehlikenin doğru şekilde ortaya konmasında önemli katkılar sağlayabilir.

Son olarak, AMF segmentlerinin üzerinde de yer alan, geniş etki alanı ve geometrisiyle değerlendirildiğinde farklılık gösteren iki düşük hız zonu (~ 5.0 km/s) belirlenmiştir. Bunlardan BY altında 11-14 km derinlikleri arasında belirgin olarak görülen düşük hız zonu (DHZ1) akışkanlar yönünden zengin bir zon olarak değerlendirilmiştir. Farklı çalışmalarda BY bölgesinde deniz tabanında belirlenen derin kaynaklı gaz ve akışkan çıkışları bu yaklaşımı desteklemektedir. Diğer düşük

hız zonu (DHZ2) ise OB-OY altında 9-11 km derinlik aralığındadır. DHZ2, Marmara Denizi'nde varlığı farklı yayınlarda önerilmiş olan İntra-Pontid Kenet Kuşağı boyunca ofiyolitik melanj ürünü olarak oluştuğu öngörülen serpantinit ile ilişkilendirilmiştir.





TOMOGRAPHIC IMAGING OF THE THREE-DIMENSIONAL VELOCITY STRUCTURE OF THE MARMARA SEA AND ITS SURROUNDING

SUMMARY

In this study, precise earthquake locations and three-dimensional (3-D) tomographic Vp and Vp/Vs models for depths down to 22 km in the Marmara Sea region are revealed using Local Earthquake Tomography method. This study stands out because of the depth extent of earthquakes located and tomographic sections obtained by using data recorded at Ocean Bottom Seismometer (OBS) stations covering a wider area for a longer time period compared to the earlier studies that provided limited spatial coverage both horizontal and vertical directions. Based on the 3-D Vp, Vp/Vs models and the earthquake distribution obtained, deep velocity anomalies and their relation to the tectonic processes in the region are discussed, and the segments of the Main Marmara Fault (MMF) are investigated in terms of their earthquake generation potential.

The seismological data set consists of passive (earthquake) and active (air-gun shot) source data which were provided from the experiments carried out in the Marmara Sea in 2001 and 2006 using OBS stations and earthquakes recorded by the land stations on the coastline. The data set includes 3852 P and 2643 S arrival times from 434 earthquakes and 4744 P arrival times from 557 air-gun shots recorded by 52 OBSs and 14 land stations. Precise locations of the OBSs are determined using the records of air-gun shots and travel time corrections are made for the first arrivals included in the data set.

Detailed analyses are carried out for the selection of the initial model used in the tomographic inversion. The first initial model (called the Marmara-V model) is obtained from the one-dimensional (1-D) Vp and Vs models using the OBS data set. The second initial model is a hybrid one (called the Marmara-B&V model) and is created using the Marmara-V model together with the previously published 3-D velocity model estimated for the upper crust. The analyses results suggest that the Marmara-V model produces the most reliable tomographic imaging for the region. The effect of inversion parameters (on the tomographic images) such as ray path coverage, model dimensions, distribution of grid nodes, damping parameter is investigated and inversion iterations are analyzed using the quality control parameters such as travel time residuals, data and model variances, rms error and χ^2 values. The rms error calculated from the P and S travel time residuals for the 3-D tomographic model decreases by approximately 80 percent compared to the initial model. The reliability of the tomographic velocities is investigated by using various metrics such as derivative weighted sum (DWS), diagonal elements of the resolution matrix (RDE), single-parameter sensitivity and checkerboard resolution tests.

Earthquake locations obtained with the 3-D tomographic model indicate an increase of about 5 km in the hypocenter depths which is accompanied by average variations of 2.3 km in longitude and 0.6 km in latitude. Furthermore, the distribution of earthquake locations indicates two clusters in the ranges of 0-5 km and 8-22 km,

respectively. Overall, hypocenter depths along the MMF reach down to 18 km in the east and 22 km in the west.

Comparison of tomographic depth sections created from the 3-D model and the 2-D seismic refraction/reflection sections obtained from previous studies shows that major basin boundaries in the Marmara Sea area are represented by a V_p of about 5.0 km/s. Thicknesses of the Çınarcık Basin (ÇB), Central Basin (CB) and Tekirdağ Basin (TB) reach up to 6 km, and the V_p values between the top of the basin and its lower boundary are generally in the range of 1.5 to 5.0 km/s. Other than the differences in velocities at the shallow depths under the Western High (WH) caused by differences in the sea bed morphology, the TB, WH and CB are characterized by relatively uniform low velocity structures at depths greater than 3 km.

Tomographic velocities and distribution of earthquake locations show that earthquakes generally concentrate in regions with low V_p or low-to-high V_p transitions beneath the Sea of Marmara. Tomographic sections and earthquake distributions indicate about 10-km-wide narrow structures characterized by high seismicity, low V_p values of about 4.3–5.3 km/s and high V_p/V_s ratios of about 2.0. These structures coinciding with the surface trace of the MMF and generally extending from a depth of 8 km to the deeper parts of the crust almost vertically are defined as two distinct segments developed due to shear caused by the strike-slip motion of the MMF.

Of these segments, the E-W trending western segment (MMF-WS) extends about 50 km between the TB in the west and CB in the east. This segment along which the highest seismicity is observed become evident at tomographic sections for the depths of 8-9 km, and at this segment hypocenter depths reach down to 22 km. Hypocenter depth distribution along this segment indicates a near-vertical (80° - 85°) plane dipping to the south. High V_p velocities observed near the western boundary of the MMF-WS is in agreement with the Ganos Monoclinial defined as the extension of the Ganos Mountains into the Sea of Marmara. In addition to the sudden velocity variation observed in this area, the expansion and dispersion of the E-W trending linear feature of seismicity can be interpreted as the western boundary of the MMF-WS. In the eastern segment (MMF-ES), coinciding closely with the NW-SE trending surface trace of the MMF in the ÇB, hypocenter depths reach down to 18 km and lower seismicity is observed compared to MMF-WS. Lower velocities observed in the south of this segment and locations of shallow earthquakes are generally in agreement with the geothermal fields in the Armutlu Peninsula. The shear zone along this segment is characterized by low V_p anomalies (4.3-5.3 km/s) between the depths of 8 and 15 km, and appears to have an about 10 km width. Tomographic velocities as well as earthquake locations suggest that the fault along this segment is dipping to the south with an angle of about 75° . This supports that the MMF-ES extends along the axis of ÇB at depth. From tomographic sections, anomalies observed along both segments, which are marked by high V_p velocities of about 6 km/s and low seismicity in the middle crust (at depths of ~5-10 km) may be interpreted to be potential asperities having high deformation energy.

The 50-km-long MMF middle segment (MMF-MS) lies between the MMF-WS and MMS-ES and is characterized by higher and more uniformly distributed V_p values of about 6.0-6.5 km/s and relatively lower V_p/V_s ratios of about 1.7 compared to the western and eastern segments. Furthermore, the seismicity along this segment is drastically low compared to the other two segments. It is clear that the MMF-MS exhibits both structural and rheological differences when interpreted in terms of

tomographic velocities and seismicity. Based on its high shear strength and a lack of detectable geodetic slip for this region, it can be concluded that the MMF-MS is likely to be in a locked state and acting as a barrier. On the other hand, the linear geometry, vertically homogeneous velocity distribution and low seismicity of the MMF-MS makes it to be a potential site for super-shear rupture. Rupture of a large earthquake ($M > 7.0$) nucleating on either neighboring segments can propagate to this segment producing super-shear rupture velocities. The super-shear ruptures developed in the Izmit (17 August 1999, $M_w=7.4$) and Düzce (12 November 1999, $M_w=7.2$) earthquakes on the segments of the North Anatolian Fault having similar surface geometries to the MMF-MS. Thus, updating earthquake scenarios for the Marmara Sea region may be necessary for the evaluation of seismic hazard.

Finally, two low velocity zones (LVZs) (~ 5.0 km/s) with different widths and geometries are determined on the MMF segments. Of these LVZs, the LVZ1 is identified prominently at the depths of 11-14 km below the WH and is interpreted to be a fluid rich zone. The deep-source gas and fluid outlets observed at the seabed in the WH reported in previous studies support this finding. The LVZ2, which is found to be located between the Central High and CB at the depths of 9-11 km, may be associated with the serpentinite that is thought to have developed as an ophiolitic mélange product of the Intra-Pontide Suture zone reported previously.



1. GİRİŞ

Marmara Denizi, kuzeyinde yer alan Karadeniz'i Ege Denizi ve Akdeniz'e bağlayan, yaklaşık uzunluğu 270 km ve genişliği 80 km olan bir iç denizdir. Marmara Denizi'ni çevreleyen yedi ve kıyısı olmayan dört şehirden oluşan Marmara Bölgesi, ülkemizin ekonomik gelirinin yarısından fazlasını karşılamaktadır. Tarih boyunca farklı uluslara ve kültürlere ev sahipliği yapmış olan, günümüzde 14 milyonun üzerinde nüfusa sahip ve Türkiye ekonomisi gelirinin yaklaşık yüzde 40'ını karşılayan mega şehir İstanbul hiç şüphesiz bölgenin en önemli şehirdir.

Bu coğrafyada kentleşme şeklindeki yerleşim M.Ö. 7. yüzyıla kadar uzanmaktadır ve bölgenin stratejik konumu sebebiyle çok hızlı şekilde gelişmiştir. Şehir Byzantion, Roma İmparatorluğu, Bizans İmparatorluğu ve son olarak Osmanlı İmparatorluğu'na başkentlik yapmıştır. Bu sayede günümüze kadar ulaşmış yüksek doğrulukta önemli tarihsel yayınlara ulaşmak mümkündür. Tarihsel yayınlara ve derlenmiş kataloglara göre Marmara Denizi'nde meydana gelen büyükler depremler ile İstanbul'da önemli yıkımların yaşandığı bilinmektedir. Bu veriler ışığında yayınlanan çalışmalarda her 100 – 300 yıllık periyotlarda önemli can ve mal kayıplarına sebep olan depremler işaret edilmiştir (Ambraseys, 2002).

Aletsel dönemde toplanan sismoloji verileri kullanılarak Marmara Denizi'nde doğrusal uzanımlı bir fayın varlığı ilk kez 1943 yılında önerilmiştir (Pınar, 1943). Önerilen bu fay, daha doğuda Ketin (1948) tarafından morfolofik olarak belirlenmiş olan sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile ilk kez 1960'lı yılların sonlarından itibaren ilişkilendirilmiştir (Ketin, 1968; Şengör 1979). Bu bilgi ilerleyen yıllarda KAFZ hakkında yapılan yer bilimsel çalışmaların sayısının artmasına neden olsa da, 17 Ağustos 1999'da ($M_w=7.4$) ve 12 Kasım 1999'da ($M_w=7.2$) yaşanan iki büyük deprem sonrasında Marmara Denizi ulusal ve uluslararası yerbilimciler için ilgi odağı haline gelmiştir ve şu anda dünyanın en çok çalışılmış bölgelerinden birisidir (Okay ve diğ., 2000; Le Pichon ve diğ., 2001; İmren ve diğ., 2001; Özalaybey ve diğ., 2002; Barka ve diğ., 2002; Karabulut ve diğ., 2002; Armijo ve diğ., 2002; Yaltırak 2002; Demirbağ ve diğ., 2003; Sato ve diğ., 2004; Zor

ve diğ., 2006; Bekler ve Gürbüz, 2008; Koulakov ve diğ., 2010). Bu dönemde KAFZ'nin Marmara Denizi'ndeki kolları, depremsellik, Marmara Deniz tabanında tanımlanmış morfolojik yapılar (basenler ve yükselimler) ve basen sınırları hakkında ayrıntılı araştırmalar yapılmıştır. Ağırlıklı olarak karasal ağlarla toplanan veriler kullanılarak yapılan sınırlı sayıdaki yerel deprem tomografisi (YDT) çalışmasında (Barış ve diğ., 2005; Salah ve diğ., 2014; Polat ve diğ., 2016) DTS'lerle yapılacak çalışmaların önemi vurgulanmış, son dönemde literatürde yer bulan ve farklı DTS veri setleri kullanılarak yapılan sismoloji ve tomografi çalışmalarında (Tary ve diğ., 2012; Bayrakci ve diğ., 2013; Yamamoto ve diğ., 2015; Yamamoto ve diğ., 2017; Batsi ve diğ., 2018) sınırlı bir alan veya derinlik için bulgular tartışılmış, derin kabuk yapısına ait bilginin eksikliği ön plana çıkmıştır.

Bu çalışmada, 2001 ve 2006 yıllarında Marmara Denizi'nde işletilen DTS'lerle toplanan veri setleri ve ilgili depremlerin kıyı şeridine yakın kara istasyonlarındaki kayıtları bir arada kullanılmıştır. İlk kez deniz ve kara istasyonları ile toplanan aktif ve pasif kaynak verileri bir arada kullanılmış, Marmara Denizi'ndeki kuzey ve güney şelfler arasında yer alan basenler, yükselimler ve KAFZ'nin bu bölgedeki kuzey kolu olan Ana Marmara Fayı'nı (AMF) (Le Pichon ve diğ., 2001) kapsayan alanda YDT yöntemi kullanılarak hassas deprem konumları, 3-boyutlu tomografik Vp hızları ve Vp/Vs oranları hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlar farklı güvenilirlik testleri ile sorgulanmış ve daha önce yapılmış olan çalışmaların sonuçları ile karşılaştırmalı olarak değerlendirilmiştir. Tomografik hızlar ile eş zamanlı hesaplanan hassas deprem konumları sınırlı bir süreyi temsil etse de, hız-deprem dağılımı ilişkilerinden faydalanarak AMF üzerindeki segmentler ve bu segmentlerin deprem potansiyelleri tartışılmış, derin hız anomalileri ve bu anomalilerin bölgeyi etkilemiş olan tektonik süreçler ile ilişkileri değerlendirilmiştir.

1.1 Marmara Bölgesinin Jeolojisi

Batı Anadolu'da okyanusun tamamen yitimi ve denizlerin oluşumu geç Kretase-Eosen dönemlerinde meydana gelmiştir. Neotetis okyanusunun kuzey blok olan İstanbul Zonu ile güney blok Sakarya zonu arasında kalan kesiminin Kretase sonuna doğru kapanması sonrasında Intra-Pontid kenet kuşağını oluşturmuştur. Pontit-Sakarya bloğu ve Torosların yakınlaşmaları Eosen'den sonra devam etmiş, bölgede

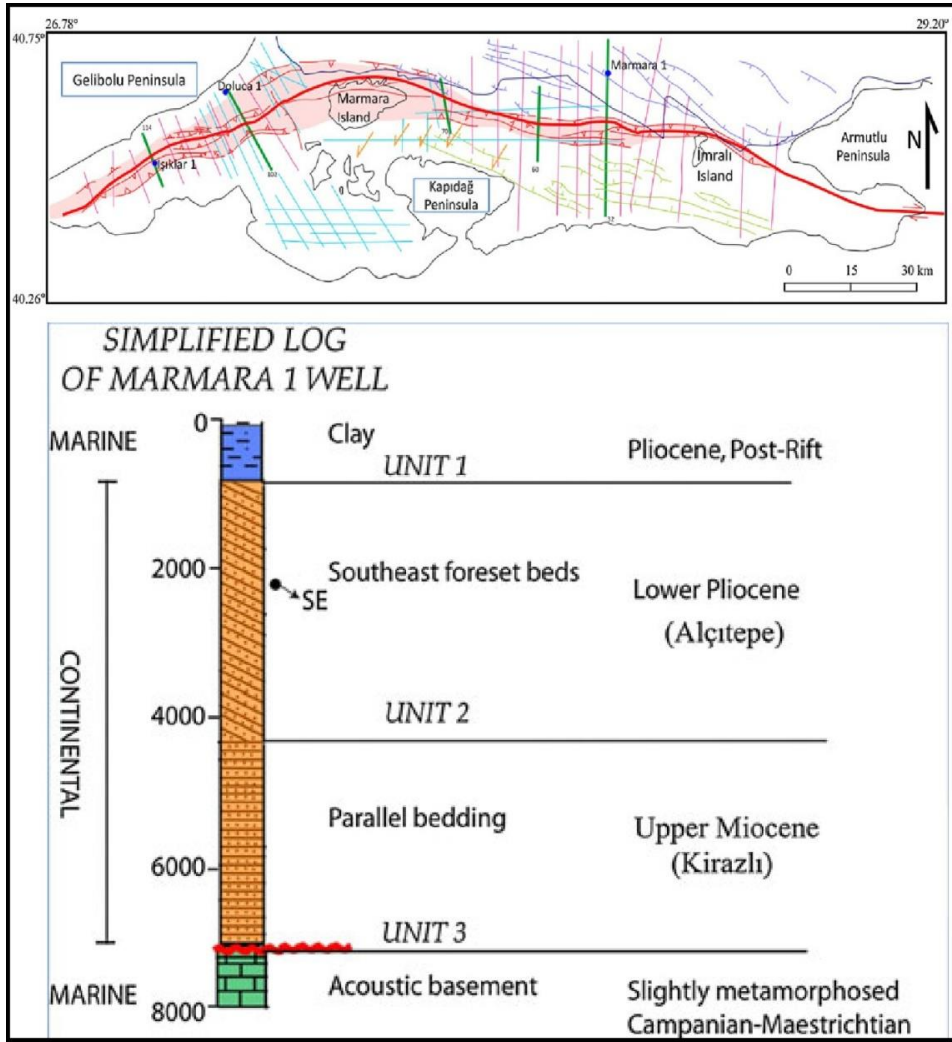
sıkışma rejimi gelişmeye başlamış, bölge kısalmış ve sonuç olarak yükselmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1995).

Oligosen süresince Batı Anadolu, Ege Denizi ve Balkan bölgesini içine alan tüm Ege Bölgesi yüksek bir alan haline gelmiştir ve bu sebeple yüksek derecede erozyona maruz kalmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Bölgede kıtasal karakterin hakim olduğu dönemde, peneplen yüzeyi olarak değerlendirilebilecek alan genelinde erozyon Oligosen'den geç Miyosen'in sonuna kadar kesintisiz olarak devam etmiştir ve deniz seviyesine yakın geniş düz erozyonal yüzeyler oluşmuştur (Yılmaz ve diğ., 2010). Miyosen döneminde neredeyse deniz seviyesine kadar meydana gelen çökme çok daha eski olan orojenin çökmesiyle (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1991) ilişkilendirilmiştir. Orta Ege'de deniz oluşumunun ilk kez bu dönemde başladığı, üst Miyosen-alt Pliosen döneminde batı Anadolu'da sığ deniz, lagün ve genellikle düşük enerjili sedimanların depolandığı göl ortamı geçişinin meydana geldiği önerilmiştir (Yılmaz ve diğ., 2000; Yılmaz ve diğ., 2010).

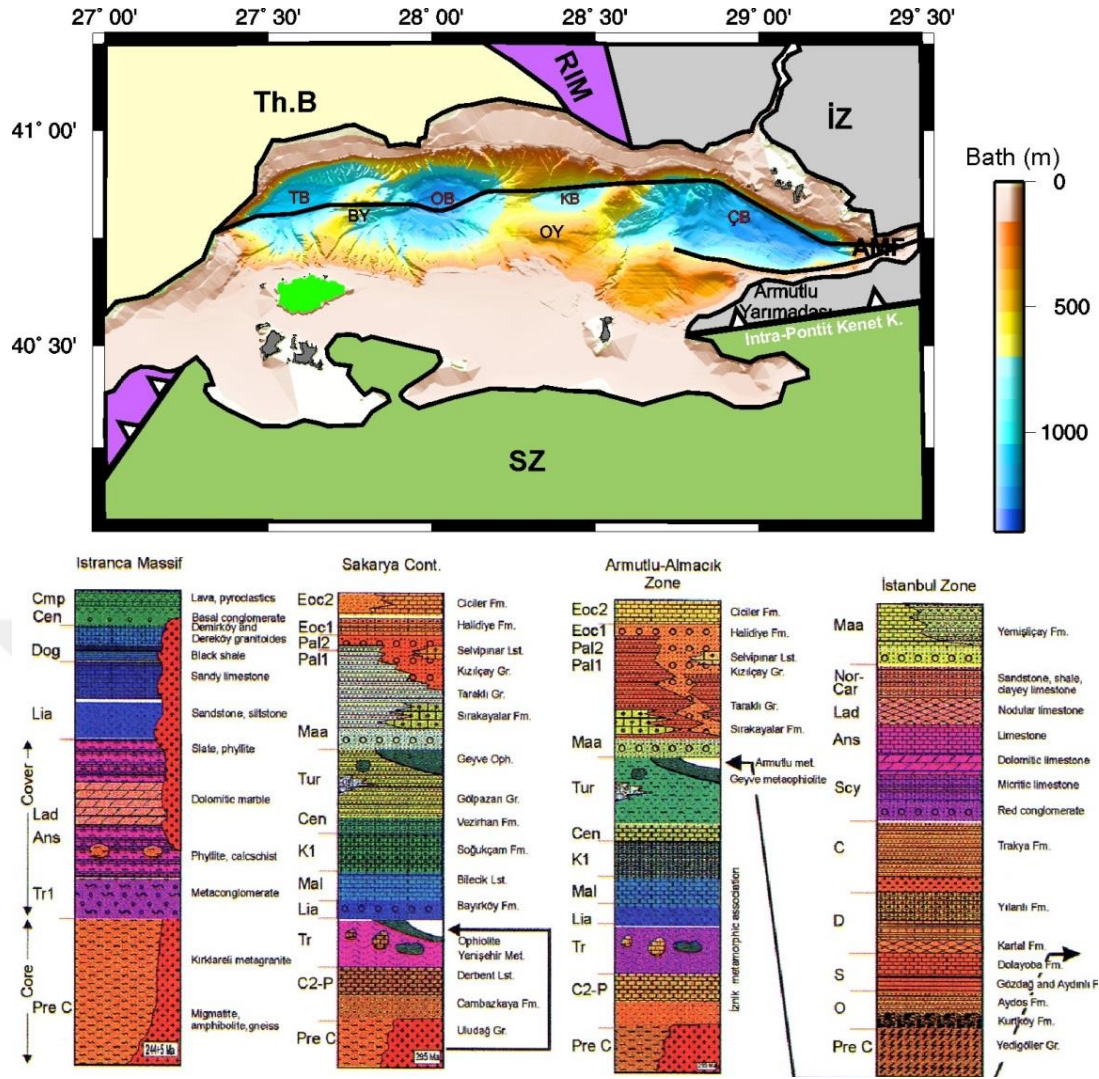
Marmara Bölgesi'nin bugün çökmüş olan kısmı (Marmara çöküntüsü) Eosen sonu Miyosen başında pozitif (yüksek) bir alan ve Ganos'un devamı şeklinde değerlendirilmektedir. Oligosenin sonunda bu alandan Karadeniz'e akan suların içindeki tuf seviyeleri yaşlandırıldığında alt Miyosen-üst Oligosen yaşlar belirlenmiştir ve bu malzemelerin kaynağı bugünkü Marmara Denizi olarak değerlendirilmektedir. Bu değerlendirme, normal koşullarda Marmara'nın kuzeyinde melanj malzemesi verebilecek bir tektonik süreç olmamasına rağmen bu bölgeye taşınmış olan melanj parçaları ile desteklenmektedir. Öyle ki, Marmara kıyısına yaklaştıkça akarsu çökellerinin içinde birçok ofiyolit bloğu net bir şekilde belirlenebilirken, Karadeniz'e doğru gidildikçe bu malzemeler incelenerek kaybolmaktadır. Yine Marmara kıyısında çok büyük silisleşmiş ağaç blokları görülürken, kuzeyde aynı birimler cilalanmış, ufalanmış, çakıl haline gelmiş formlarda görülmektedir. Bu olay peneplenin son ürünü olarak değerlendirilebilir. Orta-üst Miyosen evresi Orta Marmara çöküntüsü başlangıcı ile örtüşmektedir. Takip eden Miyosen-Pliosen döneminde çok hızlı bir çökme meydana geldiği düşünülmektedir (E. Arpat, kişisel görüşme, 6 Ağustos 2015). Le Pichon ve diğ. (2014) üst Miyosen döneminde (11-10/5.5 My) bölgede güçlü erozyonu takiben riftleşmeye bağlı ve göreceli olarak daha hızlı çökme fazının meydana geldiğini

önermiştir. Marmara Denizi'nin güney şelfi üzerindeki Marmara-1 kuyusunda (Şekil 1.1) tanımlanan Alçıtepe Formasyonu'nda üst Miyosen-alt Pliyosen döneminde (5.3-3.7/3.4 My) benzer tipte çökmeyi gösterir niteliktedir. Alt Pliyosen sonrası riftleşmenin sonlandığı ve bu dönemde deniz suyu ile taşınan kalkerli çamurtaşı formasyonunun depolandığı, dolayısıyla denizel dönemin hakim olmaya başladığı önerilmiştir. Marmara Denizi'nde açılan Marmara-1 derin sondajında görülen formasyonlar denizel ve karasal ortam geçişlerini destekler niteliktedir (Le Pichon ve diğ., 2014).



Şekil 1.1 : Marmara 1 kuyusunun konumunu gösterir harita (üstte) ve basitleştirilmiş logu (altta) (Le Pichon ve diğ., 2014'den düzenlenmiştir).

Marmara Denizi civarında birbirinden farklı dört büyük tektonik birlik yer almaktadır. Bu birlikler; Istranca (Rodop-Istranca) Masifi, İstanbul Zonu, Armutlu-Almacık Zonu ve Sakarya Zonu'dur (Şekil 1.2).



Şekil 1.2 : Üstte Marmara Denizi tabanındaki morfolojik yapılar, AMF ve çevresinde yer alan tektonik birimler (jeolojik birimler Okay ve Tüysüz, 1999'dan alınmıştır), altta tektonik birimleri temsil eden stratigrafik kesitler (Yılmaz ve diğ., 1997). Şekil'de Th. B, Trakya Baseni; RIM, Rodop-Istranca Masifi; İZ, İstanbul Zonu; SZ, Sakarya Zonu; TB, Tekirdağ Baseni; BY, Batı Marmara Yükselimi; OB, Orta Marmara Baseni; KB, Kumburgaz Baseni; OY, Orta Marmara Yükselimi; ÇB, Çınarcık Baseni'ni göstermektedir.

Istranca Masifi'ne dahil edilen Istranca Dağları genellikle metamorfik kayalar olup Bulgaristan sınırından Çatalca'ya kadar uzanır. Ayrıca Bulgaristan'da ve Yunanistan'ın doğusunda geniş alanlar kaplayan Rodop ve Sırp-Makedonya masiflerinin doğuya olan devamını oluşturur. Istranca Masifi'nin Hersiriyen ve daha sonra Geç Jura-Erken Kretase dönemde metamorfizma ve deformasyon geçirdiği düşünülmektedir (Çağlayan ve Yurtsever, 1998; Okay ve diğ., 2001). Metamorfizmayı takiben yükselen metamorfik kayalar Geç Kretase yaştaki çökeller tarafından uyumsuzlukla örtülmüştür. Geç Kretase'de Istranca Masifi kayaları, Demirköy sokulumu gibi granodiyorit sokulumlar, ufak magmatik kütleler, dayklar

ve siltler tarafından kesilmiştir (Şekil 1.2). Trakya havzası olarak adlandırılan bölgede Istranca Masifi Neojen yaşlı çökeller ile örtülmüştür. Havza doğal gaz ve petrol potansiyeli açısından önem taşımaktadır (Turgut ve diğ., 1983). Genelde Orta Eosen'de kireçtaşları ile başlayan depolanma, Orta-Üst Eosen'de kalın türbiditik kumtaşı-şeyl istiflerine geçmektedir, Oligosen'de havza sığlaşarak geç Oligosen'de linyit ara katkılı kumtaşı ve çamurtaşı olarak devam etmektedir. Eosen-Oligosen istifinin kalınlığının havzanın ortalarında yedi-sekiz kilometreyi bulduğu düşünülmektedir. Trakya havzası Oligosen sonunda yükselmiş ve bir aşınım alanı haline gelmiştir. Daha sonra Orta-Üst Miyosen'de karasal çökeller uyumsuzlukla Eosen-Oligosen istiflerini örtmüştür (Okay ve diğ., 2007).

İstanbul Zonu veya çeşitli yayınlarda İstanbul-Zonguldak Zonu olarak da anılan tektonik birlik (Yılmaz ve diğ., 1997) İstanbul şehrinin büyük bölümünün üzerinde yer aldığı kalın, düzenli ve sürekli bir Paleozoyik sedimanter istif ve bu istif uyumsuzlukla örten Mesozoyik ve Tersiyer çökellerden oluşmuştur (Şekil 1.2). Bu istif batıda Çatalca'dan doğuda Zonguldak'a kadar uzanır ve Zonguldak kömür sahaları bu zonun doğu ucunu oluşturur.

İstanbul Zonu ile Istranca Masifi arasındaki sınır Çatalca'nın doğusundan Büyükçekmece Gölü sınırından geçer. Bu bölgede Hadımköy çevresinde mostra veren Karbonifer yaştaki kumtaşları ile Çatalca'da mostra veren Istranca Masifi'ne ait metamorfik kayalar arasındaki dar alan Eosen-Oligosen çökelleri ile kaplıdır. Bu iki önemli tektonik birim arasındaki sınırın KKB-GGD doğrultulu sağ-yanal atımlı Batı Karadeniz Fayı (WBSF) ile temsil edildiği düşünülmektedir (Okay ve diğ., 1994).

İstanbul Zonu'ndan farklı olarak Sakarya Zonu'nda düzenli bir Paleozoyik istif gözlenmez. Üst Paleozoyik döneme ait kayalar bloklar şeklinde Permo-Triyas yaşta istif ve volkanik kayalar içinde yer alır. Bunun dışında Sakarya Zonu'nda, İstanbul Zonu'nda gözlenmeyen Geç Triyas yaşta (Kimmerid) metamorfizma ve deformasyonu kapsayan bir orojenik faaliyet saptanmıştır (Yılmaz ve diğ., 1997). Sakarya Zonu'nun bu karmaşık temeli üzerinde Jura'dan başlayan düzenli bir sedimanter-volkanik istif yer alır (Şekil 1.2). İstanbul ve Sakarya zonlarının Paleozoyik-Mesozoyik dönemde var olan bir okyanus ile birbirinden ayrıldığı düşünülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Doğuda yer alan İstanbul Zonu ile Sakarya Zonu'nun geçişi niteliğindeki Armutlu-Almacık Zonu, kuzeyden KAFZ'nin kuzey kolu ve güneyden Gemlik körfezi-İznik

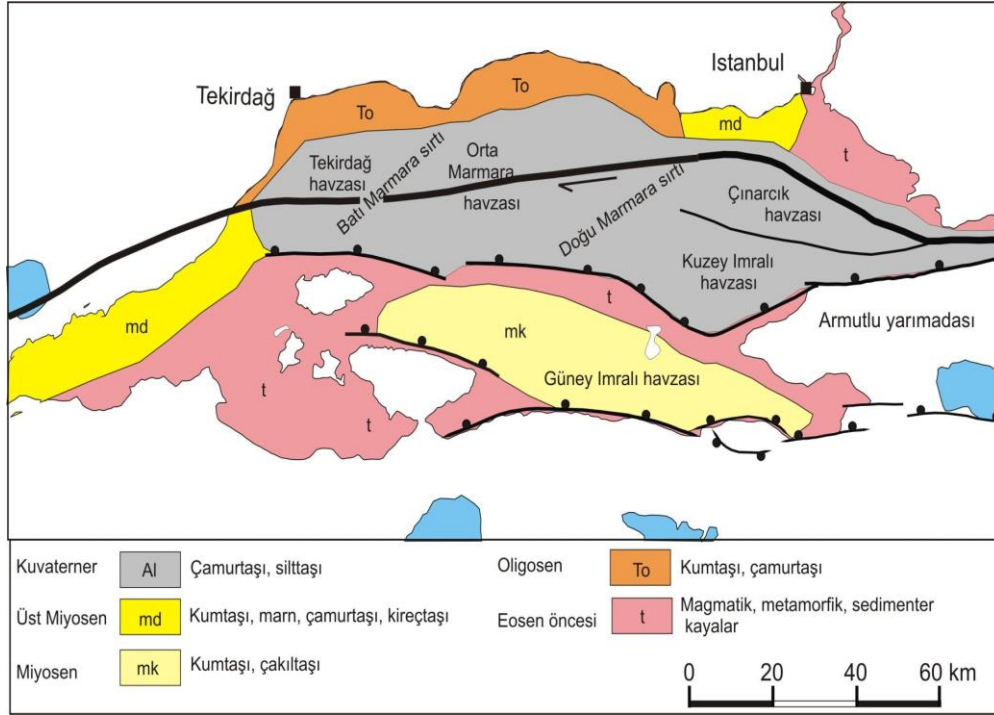
Gölü-Pamukova hattı ile sınırlandırılmıştır. Armutlu Yarımadası'nın batı kesimi, metamorfik kayalar ve Eosen yaşta granit ve volkanik kayalardan oluşmuştur (Akartuna, 1968). Armutlu metamorfikleri, İstanbul-Zonguldak zonu Paleozoik ve daha yaşlı birimlerin metamorfoz formları olarak da önerilirler (Yılmaz ve diğ., 1997) (Şekil 1.2).

1.2 Marmara Denizi'nde Yapılan Çalışmalara Genel Bir Bakış

Marmara Denizi jeolojik açıdan genç bir iç denizdir. Karadeniz ve Doğu Akdeniz'in oluşumlarının 80 My'dan eskiye gitmesine rağmen, Marmara Denizi'nin oluşumunun farklı görüşlere göre sadece 5-10 My öncesine uzandığı düşünülmektedir (Görür ve diğ., 1997; Şengör ve diğ., 2005; Yılmaz ve diğ., 2010). Orta Miyosen sonu-üst Miyosen'de Arap-Afrika levhası ile Anadolu levhasının kıta-kıta çarpışması ile oluşan KAF'ın bir zon şeklinde (KAFZ) Marmara Bölgesi'ne Miyosen-Pliyosen'de girmesi ile Marmara Denizi'nin oluşumu ilişkilendirilmektedir (Mc Kenzie, 1972; Şengör ve Yılmaz, 1981). AMF ile ilişkilendirilen ve Marmara Denizi'ndeki morfolojik yapılar üzerinde görülen bazı deformasyonların 200 By (bin yıl) ile sınırlı olduğu önerilen çalışmalar literatürde yer almaktadır (Le Pichon ve diğ., 2003; Armijo ve diğ., 2002; Şengör ve diğ., 2005). Diğer yandan gerek Bursa-Ulubat-Manyas hattı boyunca tanımlanan Marmara Bölgesi'ndeki KAFZ'nin güney segmenti (Şengör ve diğ., 2005), gerekse Marmara Denizi'ne Armutlu Yarımadası güney kıyı çizgisinden batıya doğru Güney Marmara Şelfi'ni takip eden yaklaşık yay şekline sahip Güney Marmara Fayı'nın Marmara Denizi'nde KAFZ'ye bağlı deformasyonun 3.5-4.0 My öncesine dayandığı şeklinde yorumlanmıştır (Le Pichon ve diğ., 2014).

Jeolojik olarak karmaşık bir bölgede yer alan Marmara Denizi genel hatları ile doğu-batı yönlü derinliği bin metreyi geçen üç derin basen, bu basenleri ayıran kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı yükselimler ve bu yapıları kuzey ve güneyde çevreleyen şelflerden meydana gelmiştir. Derin basenler aynı zamanda kilometrelerce kalınlıkta Pliyo-Kuvaterner çökelleri içeren havzalardır (Okay ve diğ., 2007).

Marmara Denizi'nde yapılan sınırlı sayıda sondaj, kıyı bölgelerinde yapılan jeoloji çalışmaları ve sismik yansıma kesitlerinin değerlendirilmesine dayalı olarak Okay ve diğ. (2007) tarafından Marmara Denizi tabanı için oluşturulan jeoloji haritası Şekil 1.3'de görülmektedir.



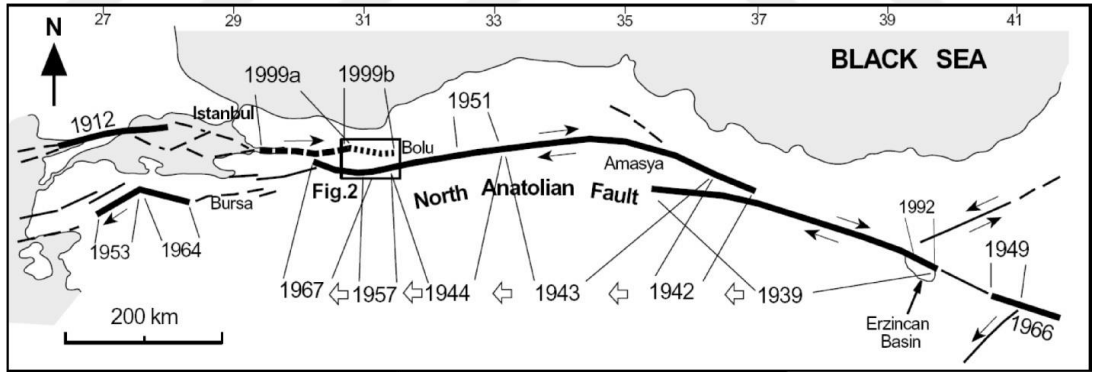
Şekil 1.3 : Marmara Denizi tabanının basit jeoloji haritası. Haritada kuzey ve güney şelflerde 100 m'ye ulaşan kalınlıktaki Pliyo-Kuaterner örtü ihmal edilmiştir ve siyah kalın çizgi AMF'yi gösterir (Okay ve diğ., 2007'den alınmıştır).

Marmara Denizi'ndeki morfolojik yapılar boyunca jeolojik bilgiler sınırlı olmakla birlikte derinlikleri 6 km'ye ulaşan (Carton ve diğ., 2007; Becel ve diğ., 2009) Pliyo-Kuaterner çökellerin AMF boyunca deniz tabanında görülen hakim litoloji olduğu düşünülmektedir. Bu çökeller kuzeyden ve güneyden Miyosen ve daha yaşlı temel kayalar çevrelemektedir (Okay ve diğ., 2007). Son buzul çağında göl formunda olan Marmara Denizi'ndeki kuzey şelf deniz seviyesinin üstünde yer almış ve erozyona uğramıştır. Şelf batıdan doğuya doğru oligosen yaşlı kumtaşı-çamurtaşları, üst miyosen yaşlı kumtaşı, marn, çamurtaşı, kireçtaşı ardalanması ve doğuda Eosen öncesi yaşlı magmatik, metamorfik ve sedimenter kayalardan oluşmaktadır (Okay ve diğ., 2007). Marmara Denizi'nin kuzey sahillerinde bulunan Pleistosen yaşlı deniz taraçalarının varlığı kuzey şelfin hafif şekilde yükselimi ile ilişkilendirilmiştir ve bu yükselmenin KAFZ'nin bu bölgedeki eğrisel geometrisi ile ilişkili olduğu önerilmiştir (Yaltırak ve diğ., 2002).

KAFZ ve Ege Gerilme Sistemine bağlı oluşan gerilme alanı Marmara Denizi bölgesindeki hakim tektonik unsurlar olarak değerlendirilmektedir. KAFZ güneyindeki Arap levhası ile çarpışma sonucunda Anadolu levhasının batıya hareketi sonucu oluşmuş sağ yanal doğrultu atımlı bir fay sistemidir ve üzerindeki hareket 11-13 My önce doğuda başlamıştır (Şengör ve diğ., 2005). Yaklaşık 1200 km

uzunluğunda olan bu fay sistemi, Türkiye'nin doğusunda Karlıova'dan başlayıp Karadeniz'e paralel yay şeklinde Bolu'ya kadar takip edilebilir bir morfoloji sunmaktadır. Bolu yakınlarında çizgiselliğini kaybederek genişlemeye başlayan fay sistemi segmentlere ayrılır. Bolu'nun batısında KAFZ'nin en aktif segmenti olan kuzey kol Marmara Denizi, Ganos ve Saroz Körfezi'ni geçerek Ege Denizi'ne uzanmaktadır (Ketin, 1948; McKenzie, 1972; Şengör, 1979; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şengör, ve diğ., 2005).

KAFZ üzerinde 1939-1999 yılları arasında doğudan batıya göç eder şekilde meydana gelen büyük depremler (Toksöz ve diğ., 1979, Barka, 1996, Akyüz ve diğ., 2002) (Şekil 1.4) ve bu göçün son imzaları olan İzmit (Ağustos, 1999 - $M_w=7.4$) ve Düzce (Kasım, 1999 - $M_w=7.2$) depremleri ile yırtılan KAFZ segmentleri Gölçük üzerinden Büyük Ada açıklarına ulaşmıştır (Özalaybey ve diğ., 2002). Marmara Denizi'nin batısında KAFZ'nin devamı niteliğindeki Ganos segmentinde 1912 yılında meydana gelen depremle (Ganos depremi, $M_w=7.4$) birlikte değerlendirildiğinde KAFZ üzerinde bir sonraki büyük depremin Marmara Denizi'ndeki segmentlerde (AMF) olma olasılığı güçlenmiştir (Le Pichon ve diğ., 2001; Barka ve diğ., 2002; Armijo ve diğ., 2005).



Şekil 1.4 : KAFZ segmentleri (siyah kalın çizgiler) üzerinde son 110 yılda meydana gelen büyük depremler (Akyüz ve diğ., 2002'den uyarlanmıştır).

Marmara Denizi'ndeki basenlerin Marmara Denizi'ni boydan boya kesen KAFZ'nin hareketine bağlı olarak derinleştiği birçok araştırmacı tarafından kabul görmektedir (Şengör ve diğ., 1985; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şengör ve diğ., 2005). Marmara Denizi'nin güney şelfi kuzey şelfe göre daha geniştir ve güney şelfin çok sayıda ve ağırlıklı olarak doğu-batı doğrultulu normal faylarla kesildiği önerilmiştir (Smith ve diğ., 1995). Şelf üzerinde yer alan Marmara Adası, Kapıdağ gibi yükselimlerin aktif normal fayların taban bloklarını oluşturduğu düşünülmektedir

(Okay ve diğ., 2007). Genişliği 40 km'yi bulan Güney şelf üzerinde yer alan ve batimetri haritalarında rahatlıkla tanımlanabilen geniş nehirler boyunca taşınan sedimanların AMF boyunca derinlikleri 6 km'yi bulan derin basenlerin doldurulmasında önemli pay sahibi oldukları düşünülmektedir. Diğer yandan tarihsel kataloglarda sık şekilde meydana geldiği görülen orta ve büyük ölçekli depremlerin tetiklediği gravitasyonel çökme ve heyelanların da derin basen ve yükselimlerin oluşmasına katkı sağladığı düşünülmektedir (Uçarkuş, 2010).

GPS verileri kullanılarak yapılan blok modelleme alışmaları AMF eksenini boyunca yamulmaların asimetric yapıda olduğu şeklinde değerlendirilmiş (Le Pichon ve diğ., 2003), AMF'nin bu alanda bir sınır niteliğinde olduğu, en azından Büyükçekmece açıkları ve doğusunda sağlam İstanbül paleozoikleri ile daha zayıf olan Intra Pontid kenet kuşağı malzemelerini ayırdığı önerilmiştir (şengr ve diğ., 2005). Diğer yandan, son dönemde yapılan çalışmalarda AMF ve Ganos boyunca farklı segmentler için önerilen farklı kilitlenme derinlikleri (Ergintav ve diğ., 2007; Motagh ve diğ., 2007; Ergintav ve diğ., 2014) tekdüze kilitlenme derinliği kullanılarak yapılan bu modelleme ile belirlenen asimetric yamulmanın farklı şekillerde yorumlanabilmesine olası kılmaktadır.

Marmara Denizi'ndeki AMF segmenti boyunca net bir litolojik sınır tanımlanamamış olmakla birlikte, KAFZ'nin batıdaki Ganos segmentinin kuzeyinde yeralan ve kalınlığı kilometreleri bulan Trakya kelleri ile fayın güneyindeki Eosen-Miyosen yaşlı çökeller (Tüysüz ve diğ., 1998) ve altlarındaki ofiyolitli melanj (Okay ve diğ., 2008) jeolojik olarak önemli farklılıkların görüldüğü segmentler olarak değerlendirilebilir.

KAFZ'nin Marmara Denizi'ndeki morfolojik yapıların oluşum ve deformasyonuna etkileri üzerine önerilen birçok model mevcuttur. Bu modellere genel olarak bakıldığında; Pınar (1943) nerdiği modelde Marmara Denizi'nde iki fay kolunun varlığını işaret etmiştir. Bunlardan kuzeyde yer alan kolun çizgisellik gösteren ve derin çukurları kesen doğrultuda olduğunu ve güneydeki kolun ise Gemlik Körfezi'ni Bandırma Körfezi'ne bağladığını önermiştir. Ketin (1968) alışmasında Marmara Denizi ortasındaki çukurluk bölgenin graben yapıda olduğunu önermiştir. şengr ve diğ. (1985) Marmara Denizi ve KAFZ'yi ilişkilendiren bir tektonik model önermiştir. Barka ve Kadinsky-Cade (1988) Marmara Denizi'nin batimetrik haritasında görülen üç derin basenin KAFZ'nin kolları arasında ek-ayır olarak geliştiği ve her bir

basenin doğu sınırında yer alan KD-GB doğrultulu faylarla kontrol edildiği bir model önermişlerdir. Simith ve diğ. (1995) batimetri ve çok kanallı sismik verilerini değerlendirerek Marmara Denizi'nin son buzul dönem içinde Ege Denizi ile bir bağlantısı olmadığını ve gölsel bir formda olduğunu, güney şelfte normal fayların varlığını ve Marmara Denizi'nin güneyinin yarım graben formunda olduğunu önermiştir. Wong ve diğ. (1995) çalışmasında Marmara Denizi'ndeki basenleri çek-ayır havzalar, basenler arasındaki yüksek alanları ise basınç sırtları olarak tanımlanmış, bu yapısal unsurların kuzey ve güneyde normal faylarla sınırlandığı bir model önermiştir. Parke ve diğ. (1999) Marmara Denizi'nde toplanan sismik yansıma verilerini yorumlayarak, KAFZ'nin doğrultu atımlı karakterinin Marmara Denizi'nde kaybolduğunu, basenlerin oluşumunda etkin rolün doğu-batı uzanımlı normal faylarda olduğunu ve bölgedeki K-G yönlü açılmanın Helen Yayı ve KAFZ'nin etkisi ile geliştiğini önermiştir. Okay ve diğ. (2000) Marmara Denizi'nde Çınarcık merkezli bir üçlü eklem (triple junction) yapısı ile ÇB'nin oluşumunu açıklamış ve güncel tektonik yapıda İzmit Körfezi'nden Marmara Denizi'ne giren KAFZ'nin ÇB'nin kuzey sınırını takiben normal fay karakteri taşıdığını ve Küçükçekmece açıklarından itibaren sağ yanal doğrultu atım karakteri sergileyen Orta Marmara Segmenti ile Ganos segmentine ulaştığını önermiştir. Aksu ve diğ. (2000) tek kanallı sığ sismik verilerini kullanarak Marmara Denizi'nde doğu-batı uzanımlı negatif çiçek (negative flower) fay yapısının varlığını önermiştir. Siyako ve diğ. (2000) çok kanallı sismik yansıma verilerini kullanarak yaptığı çalışmada Marmara Denizi'ndeki TB, OB ve ÇB'yi kesen 3 adet negatif çiçek yapısının varlığını önermiştir. İmren ve diğ. (2001) ve Le Pichon ve diğ. (2001) sismik yansıma ve batimetri verilerine dayandırdıkları çalışmalarında TB, BY, OB ve OY'yi belirgin şekilde kesen genç bir fayın varlığını (AMF) önermişlerdir. Ayrıca fayın ÇB ile bağlantısının belirgin olmadığı ve burada birkaç kola ayrıldığını, tektonik açıdan günümüzde çek-ayır mekanizmanın çalışmadığını savunmuşlardır. Armijo ve diğ. (2002) yüksek hassasiyetli batimetri ve sismik yansıma verisine dayandırdıkları çalışmalarında Marmara Denizi'nde tek parça doğrultu atımlı bir fay varlığının mümkün olmadığını, İzmit ve Ganos'da sağ yanal atım karakterinin, ÇB'de ise normal faylanmanın hakim olduğu çek-ayır sistemi önermişlerdir. Pınar ve diğ. (2003) Marmara Denizi ve civarında meydana gelen küçük ve orta manyitütlü depremlerin moment tensör odak mekanizma çözümlerini hesaplamış ve bölgesel ölçekte Marmara Denizi'nin tektoniği ile ilişkilendirmiştir. Çalışmada Marmara

Denizi'ndeki hakim tektonik rejimin sağ yanal doğrultu atımlı olduğu, tali faylar üzerinde meydana gelen depremlerin bu ana fay ile ilişkili olduğu, ÇB ve TB'de D-B uzanımlı KAFZ'nin sağ ve sol basamak tipi (step-over) davrandığı tektonik modeli önermiştir. Demirbağ ve diğ. (2003) sığ sismik yansıma ve batimetri verilerini kullanarak Marmara Denizi'ndeki KAFZ ile ilişkili aktif birincil deformasyon alanlarını inceledikleri çalışmada; Marmara Denizi'nde sağ yanal doğrultu atımlı sistemin hakim tektonik rejim olduğunu, ÇB'de geçmişte çalışmış olan graben sisteminin artık etkisiz hale geldiğini ve basenin güneyindeki normal fayların İzmit Fayı'nın deformasyonu ile ilişkili olabileceğini önermişlerdir.

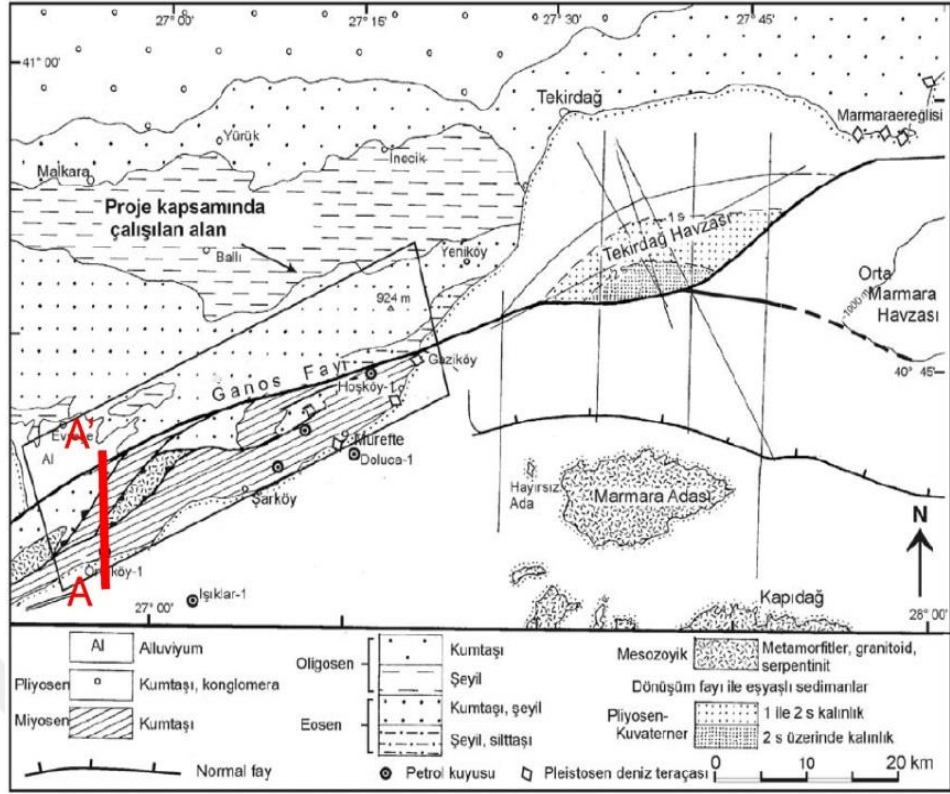
Farklı araştırmacılar tarafından yukarıda önerilen modeller derlendiğinde, Marmara Denizi'ndeki basenler ile KAFZ'nin ilişkisi üç ana başlık altında toplanabilir (Sorlien, 2012);

-Marmara Denizi'nde çek-ayır havza olarak oluşın büyük basenler (TB, OB ve ÇB) kısa ve doğrultu atımlı faylarla bağlıdır.

-En azından TB ve ÇB KAFZ'deki bükülmelerle ilişkili asimetrik basenler olarak gelişmişlerdir.

-Basenler genişlemeli - yanal atımlı (transtansyonel) tektoniğe bağlı olarak gelişmiştir fakat KAFZ sedimentler basenleri keserek gelişimlerini sonlandırmıştır.

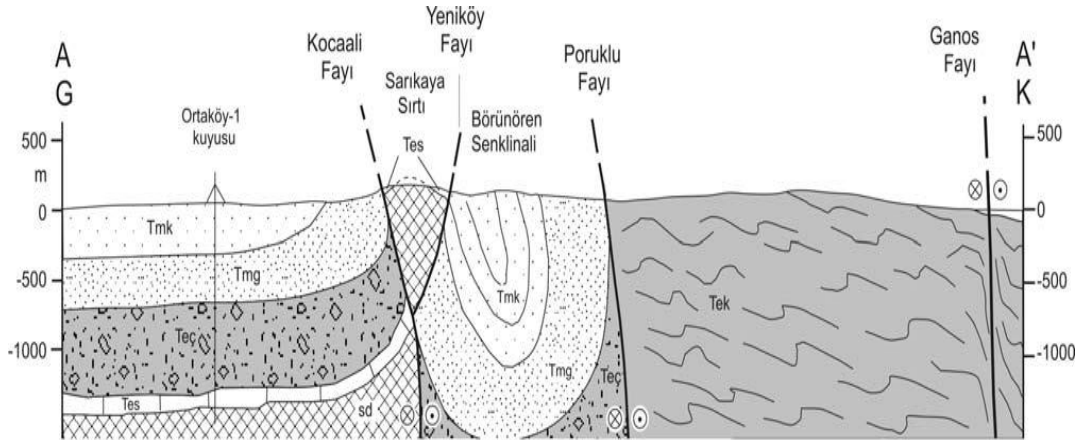
Diğer yandan, KAFZ'nin batıda karadaki devamı olan Ganos Fayı, yüzeyde 2-3 km'lik genişlikte takip edilebilen, Eosen yaşı Trakya havzası birimlerini kesen, Saroz çökellerine kadar genellikle vadileri takip eden, çatallanmalar gösteren ve birbirine yarı paralel üç fayla ilişkilendirilebilen aktif bir faydır (Şekil 1.5).



Şekil 1.5 : Ganos Fayı ve civarı için basitleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve diğ., 2008'den uyarlanmıştır).

Güneyindeki faylarla olan sıkışmalı-yanal atımlı (transpresif) ve genişlemeli-yanal atımlı (transtansyonel) etki alanları ve kıvrımlarla birlikte değerlendirildiğinde Ganos Fay Zonu (GFZ) şeklinde de adlandırılmaktadır. Zonun genişliği 16 km'yi bulmaktadır.

GFZ tarafından kesilen Trakya çökelleri kuzeye doğru gençleşip kalınlaşır ve temelin kıtasal kökenli metamorfik kayalardan oluştuğu düşünülmektedir. Güneyde ise serpantin, metadiyabaz, mavişist ve bunları kesen granitik kayalardan oluşan ofiyolitik melanjın temeli oluşturduğu düşünülmektedir. Ofiyolitik melanj içinden alınan numuneler ile yapılan yaşlandırma çalışmaları bu birim için yaklaşık 85 My yaşları işaret etmektedir. Bu temeli oluşturan serpantin, metadiyabaz kütlesi kuzeyde Kocaeli ve Yeniköy fayları arasında yükselmiş ve sınırlandırılmıştır. Yaklaşık 9 km uzunlukta ve 1 km enindeki serpantin bloğu (Sarıkaya Sırtı) tabanı yüzeylenmez ve batıda Eosen yaşlı kireçtaşları tarafından uyumsuzlukla örtülüdür. Serpantin kütlesinin KAFZ'ye bağlı olarak pozitif çiçek yapısı şeklinde kuzey ve güneyde Miyosen yaşlı istiflerin üzerlerine itildiği önerilmiştir (Okay ve diğ., 2008; Yaltırak ve Alpar, 2002) (Şekil 1.6).



Şekil 1.6 : Sarıkaya Sırtı'ndan kuzey-güney yönde geçen (Şekil 1.5'de görülen) A-A' kesiti (Tmk ve TMg: Miyosen çökelleri, Tec: olistostromal Üst Eosen çökelleri, Tek: Keşan Formasyonu (Trakya çökelleri), sd: Sarıkaya serpantin-it-metadiyabaz kütlesi) (Okay ve diğ., 2008'den alınmıştır).

2. VERİ SETLERİ

Deprem kayıtçılarının sayısının ve kapasitelerinin artması, buna bağlı olarak çok sayıda deprem istasyonundan oluşan ağlarla konumları hesaplanan depremler son dönemde YDT yönteminin başarılı şekilde uygulanabilirliğini sağlamış ve uygulamada en çok görülen çalışmalardan bir tanesi haline getirmiştir. Bununla birlikte çok sayıda deprem ve istasyondan oluşan bir veri seti kaliteli sonuçlar elde edilebilmesi için yeterli değildir. Toplanan verinin kalitesinin ve yapılan faz okumalarının hassasiyetinin elde edilen sonuçlarda en az veri miktarı kadar etkisinin olduğu sentetik veri setleri ve gerçek veriler kullanılarak yakın dönem çalışmalarda ortaya konulmuştur (Husen ve diğ., 2009).

Tez çalışmasında kapsamında Marmara Denizi'nde 2001 ve 2006 yıllarında yapılan Seismarmara ve Eosmarmara projeleri kapsamında toplanan kayıtlardan sağlanan depremler ve hava tabancası atışlarına ait P ve S faz okumaları yapılmıştır. Toplamda 52 DTS ile toplanan deprem ve hava tabancası verilerine Marmara Denizi kıyı bölgesinde yer alan 14 adet kara istasyonundan sağlanan deprem okumaları da eklenerek tez çalışmasında kullanılan veri alt yapısını oluşturmuştur.

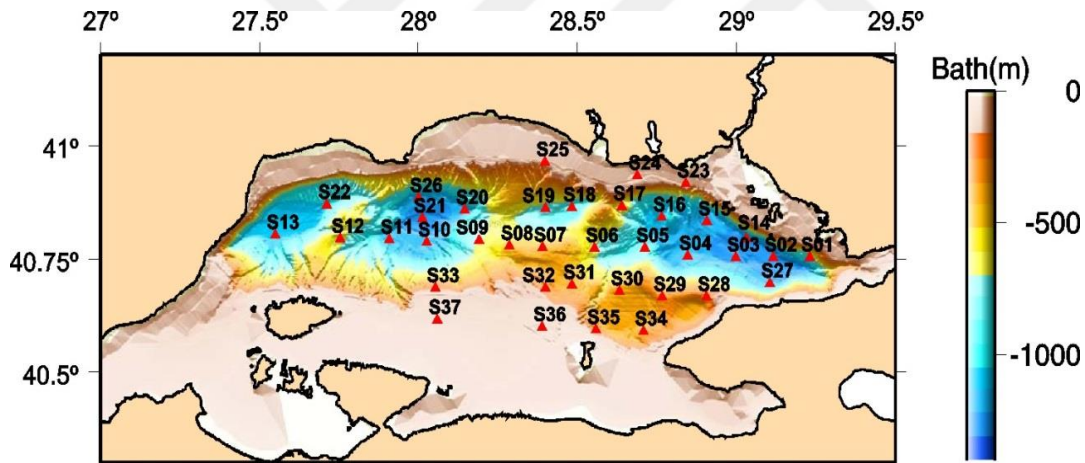
2.1 Seismarmara DTS Veri Seti

2001 yılında Fransız-Türk ortak çalışması olarak gerçekleştirilen Seismarmara Projesi kapsamında Çok Kanallı Sismik Yansıma, Kırılma / Geniş Açılı Sismik Yansıma ve Sismolojik Verilerin toplandığı veri setleri oluşturulmuştur. Bu proje ile Marmara Denizi'nin bölgesel tektoniği, kabuk yapısı, aktif fayların ve derin basen geometrilerinin incelenmesi amaçlanmıştır (Özalaybey ve diğ., 2005).

Proje süresince Marmara Denizi'nde 37 adet DTS konumlandırılmıştır. DTS'lerin gerçek konumları cihazların deniz tabanından gönderdikleri akustik sinyaller ile belirlenmiştir. Deniz yüzeyinden 80 kg ağırlık ile serbest bırakılarak deniz tabanına yerleşen DTS'lerin yönelimi kesin olarak bilinmemektedir. Kayıtçıların kapasite ve özelliğine göre 64 veya 128 örnek/saniye örnekleme ile veri toplanmıştır. DTS istasyonlarının kayıt süreleri örnekleme aralığı ve disk kapasitesine göre 4 ve 6 hafta

olarak değişmiştir. DTS'ler bu süre sonunda MTA Sismik-1 gemisi ile tekrar yüzeye çıkarılarak toplanmıştır. Toplanan DTS sistemleri Hokkaido Üniversitesi'ne götürülmüş, sismik veriler Le Nadir gemisinin atış zamanlarına göre SEG-Y formatında hazırlanarak, Japonya'dan Fransa ve Türkiye'ye iletilmişlerdir. Verilerin kalite kontrolü ve gerekli format dönüşümleri ÇAYDAG-102Y114 no'lu proje kapsamında yapılmış, DTS verileri TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi'nde (MAM) yapılan ön veri işlem çalışmaları sonrasında Seismic Analysis Code (SAC) formatına çevrilerek (Goldstein ve Snoke, 2005) arşivlenmiştir (Özalaybey ve diğ., 2005).

Geçici tipteki DTS'ler çalışma alanının doğu kesiminde daha yoğun olmakla birlikte, Marmara Denizi'ndeki basenler ve AMF'yi çevreleyen geniş bir alanda dağılım gösterecek şekilde yerleştirilmişlerdir. Seismarmara projesi kapsamında deniz tabanına yerleştirilmiş DTS'lerin konumları Şekil 2.1 de, istasyon kodları, enlem, boylam, derinlik ve kayıtçı tipi bilgileri Çizelge 2.1'de verilmektedir.

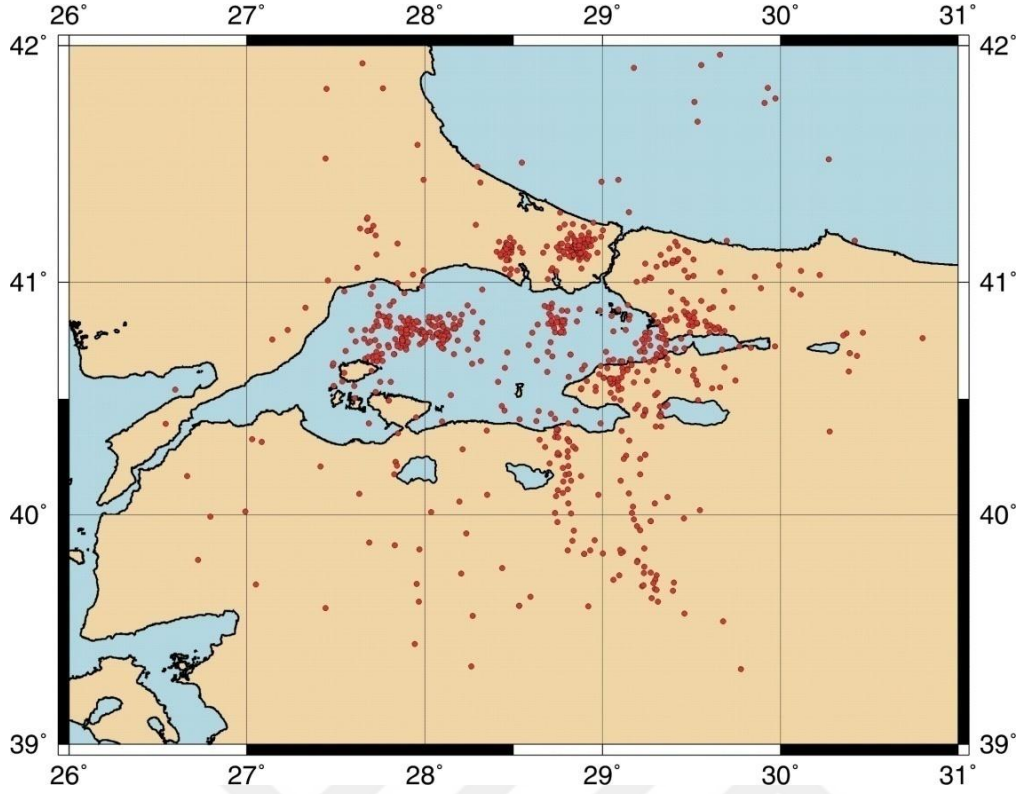


Şekil 2.1 : Marmara Denizi tabanına Seismarmara projesi kapsamında 2001 yılında yerleştirilen geçici DTS'lerin konumları (kırmızı üçgenler), kodları (rakamlarla gösterilmiştir) ve deniz tabanı batimetrisi.

ÇAYDAG-102Y114 no'lu projesi kapsamında Marmara Denizi'nde kurulan DTS'ler ile toplam 755 adet yerel ve bölgesel olaydan (deprem ve taşocağı patlatmaları) oluşan bir veri seti (Özalaybey ve diğ., 2005) arşivlenmiştir (Şekil 2.2).

Çizelge 2.1 : Seismarmara projesi süresince Marmara Denizi tabanına yerleştirilen DTS'lere ait kod, enlem, boylam ve derinlik bilgileri (* işareti veri toplanamayan DTS'leri göstermektedir).

KOD	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Derinlik (m)	Kayıt Tipi
S01	40.754	29.231	789	Dijital
S02	40.754	29.116	1252	Dijital
S03	40.754	28.998	1213	Dijital
S04	40.757	28.848	1179	Dijital
S05	40.775	28.713	973	Dijital
S06	40.774	28.555	657	Dijital
S07	40.775	28.392	415	Dijital
S08	40.778	28.286	473	Dijital
S09	40.791	28.192	698	Dijital
S10	40.787	28.026	1174	Dijital
S11	40.792	27.908	1113	Dijital
S12	40.795	27.754	659	Dijital
S13	40.802	27.551	1117	Analog
S14	40.795	29.033	1221	Dijital
*S15	40.833	28.909	1183	Dijital
S16	40.842	28.766	1109	Dijital
S17	40.866	28.640	563	Dijital
S18	40.864	28.484	818	Dijital
S19	40.861	28.400	755	Dijital
S20	40.858	28.147	1179	Dijital
S21	40.839	28.013	1248	Dijital
S22	40.869	27.712	1037	Analog
S23	40.917	28.842	120	Dijital
S24	40.933	28.689	95	Dijital
S25	40.963	28.399	117	Analog
S26	40.884	28.001	1198	Analog
*S27	40.696	29.107	1191	Dijital
S28	40.666	28.907	248	Dijital
S29	40.666	28.768	316	Analog
S30	40.679	28.633	396	Analog
S31	40.693	28.483	383	Dijital
S32	40.685	28.400	269	Analog
S33	40.686	28.054	145	Analog
S34	40.590	28.708	349	Analog
S35	40.593	28.559	301	Analog
*S36	40.599	28.390	70	Analog
S37	40.616	28.059	88	Analog

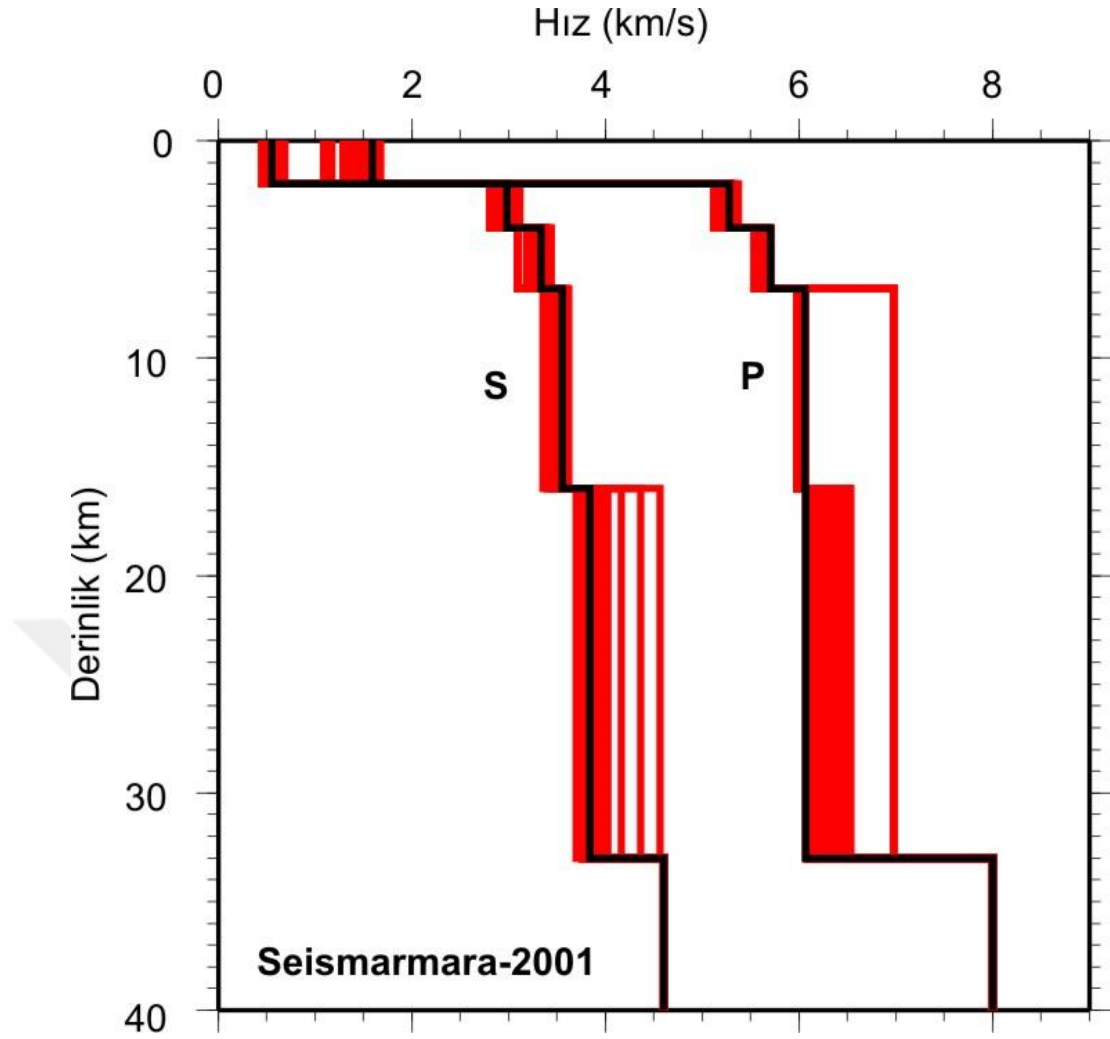


Şekil 2.2 : Seismarmara projesi süresince DTS’ler kullanılarak konumlandırılmış depremler ve patlatmaların (kırmızı noktalar) konumlarını gösterir harita (Özalaybey ve diğ., 2005’den alınmıştır).

DTS’ler özellikle Marmara Denizi’nde ve çevresinde oluşan küçük depremlerin belirlenmesinde önemli katkı sağlamıştır. Çalışmada deprem konumlarının daha hassas bir şekilde belirlenmesi için özellikle Marmara Denizi tabanındaki derin basenlerde yerleştirilmiş olan DTS’ler için istasyon düzeltmelerinin hesaplanmasının ve depremlerin yeniden konumlandırılmasının önemine değinilmiştir (Özalaybey ve diğ., 2005).

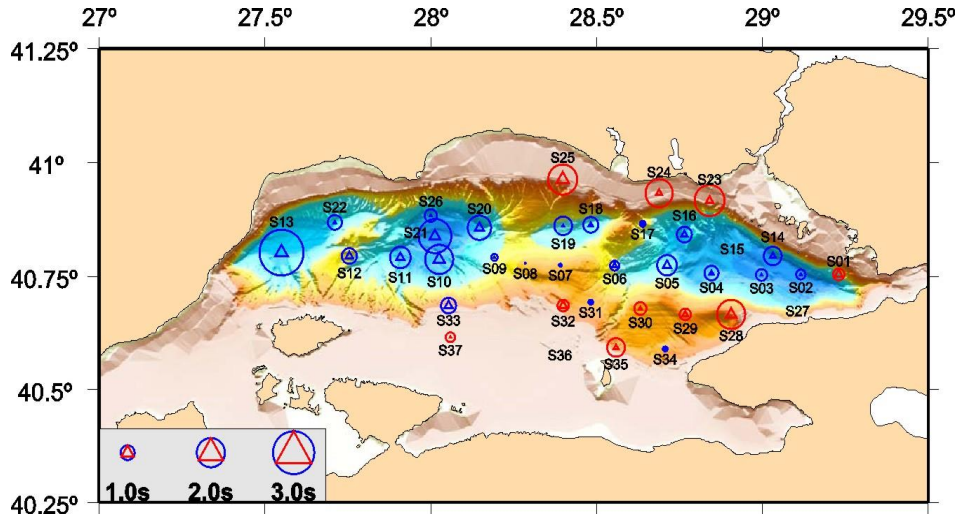
2.1.1 Seismarmara deprem veri seti ve 1-boyutlu hız modelinin belirlenmesi

Seismarmara projesi kapsamında belirlenmiş olan 755 sismik olaydan, Marmara Denizi ve civarında konumlandırılmış, en az 5 DTS’de okuması olan ve 120 dereceden küçük açısal boşluğa sahip (Armutlu aktivitesi hariç) 148 adet deprem seçilmiş, seçilen depremlerin P ve S faz okumaları gözden geçirilerek Velest algoritması (Kissling ve diğ., 1994) ile bölgeyi temsil eden minimum sayıda yatay tabakadan oluşan 1-boyutlu V_p , V_s hız modelleri ve DTS’lerin bulunduğu konumlar için istasyon düzeltme değerleri hesaplanmıştır (Özalaybey ve diğ., 2005) (Şekil 2.3 ve Şekil 2.4).



Şekil 2.3 : Velest ile elde edilen P ve S dalgası hız modelleri. Kırmızı renk ara iterasyonlarda hesaplanan hız modellerini, siyah renk Seismarmara deprem veri seti için hesaplanan final P ve S hız modellerini göstermektedir (Özalaybey ve diğ., 2010'dan düzenlenmiştir).

Seçilen 148 depremden oluşan alt veri setinde toplam 1452 P dalgası varış zamanı okuması ve 766 S dalgası varış zamanı okuması mevcuttur. Ters çözüm farklı başlangıç modelleri kullanılarak yinelemeli olarak gerçekleştirilmiş, karekök ortalama cinsinden en küçük hatayı (rms hata) veren ve Marmara Denizi tabanındaki jeolojik yapılarla (basen, yükselim ve şelfler) uyumlu hız modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak deprem konumları hesaplanmıştır. Şekil 2.4'te görüldüğü gibi, düşük hızlı olması beklenen kalın çökellerin oluşturduğu basenlerde varış zamanlarından çıkarılması gereken (mavi renkle gösterilmiştir) istasyon düzeltmeleri hesaplanırken, daha yüksek hızlı olması beklenen yükselimler, kuzey ve güney şelflerde ise sıfıra yakın veya eklenmesi gereken istasyon düzeltmeleri (kırmızı renkle gösterilmiştir) hesaplanmıştır.

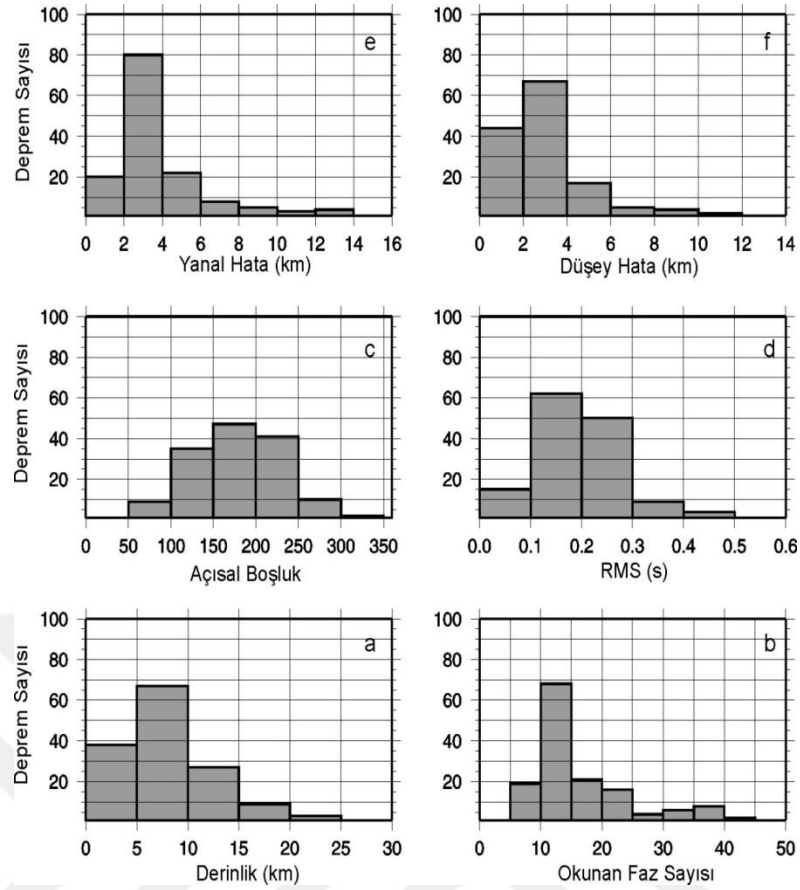


Şekil 2.4 : Seismarmara DTS istasyonları için elde edilen istasyon düzeltme değerlerinin dağılımı. (P ve S varışları için istasyon düzeltmeleri sırasıyla üçgen ve çember sembollerle gösterilmiştir.) Mavi renkli semboller varış zamanlarından çıkarılması gereken zamanı, kırmızı renkli semboller ise varış zamanlarına eklenmesi gereken zamanı (saniye cinsinden) göstermektedir (Özalaybey ve diğ., 2010'dan düzenlenmiştir).

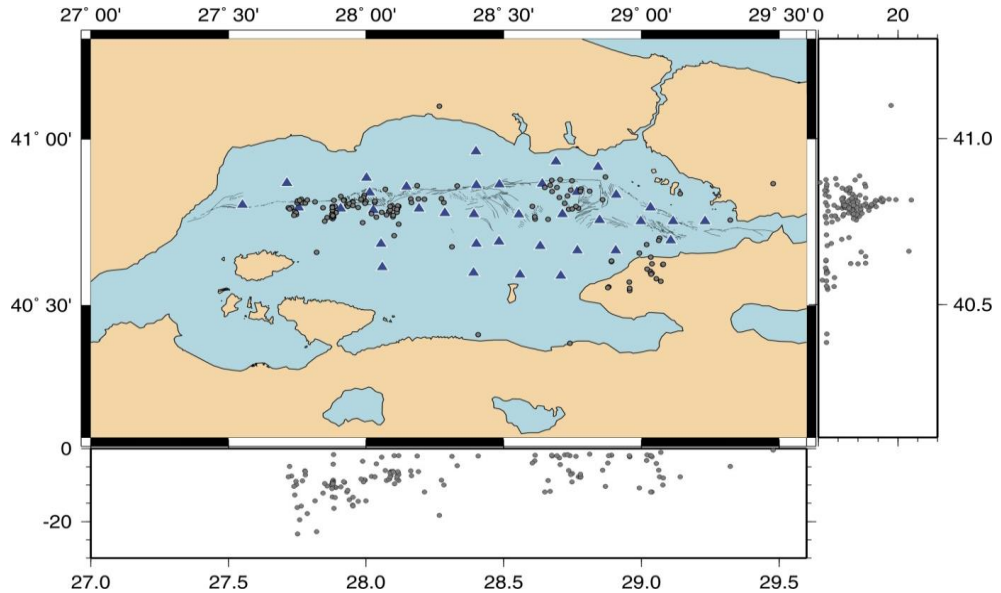
Elde edilen 1-boyutlu V_p , V_s hız modelleri ve istasyon düzeltmeleri ile konumları yeniden hesaplanan depremlerin derinlik dağılımlarını, deprem çözümlerinde kullanılan istasyon okuma sayısını, deprem çözümüne ait açısız boşluk değerlerini, rms hatalarını, deprem konumlarının yanal ve düşey hatalarının dağılımını gösterir histogramlar Şekil 2.5'de verilmiştir.

Yeni hız modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak hesaplanan rms hata 0.322 s'den 0.162 s'ye düşmüştür. Konumları yeniden hesaplanan depremlerin dağılımı Şekil 2.6'da görülmektedir.

Velest ile hesaplanan 1-boyutlu hız modeli ve istasyon düzeltmeleri için yeniden konumları hesaplanmış depremlere ait histogramlar (Şekil 2.5) ve Şekil 2.6'daki deprem dağılımları incelendiğinde hesaplanan yanal ve düşey hataların ağırlıklı olarak 0-6 km bandında olduğu, açısız boşluğun genel olarak 250° 'den daha küçük olduğu, hesaplanmış rms hataların genel olarak 0.3 s ve altında olduğu, deprem derinliklerinin Marmara Denizi ve Armutlu yarımadası civarında ilk 10 km içinde olduğu, Marmara Denizi'nin batısında ise deprem derinliklerinin 25 km'ye kadar ulaştığı ve depremler için ağırlıklı olarak 10 ile 15 faz okuması yapıldığı fakat bu sayının 45'e kadar artabildiği görülmektedir. Şekil 2.6'da görülen yeni hız modeli ve istasyon düzeltmeleri için konumları hesaplanan 148 deprem 3-boyutlu YDT çalışmasında kullanılmak üzere veri setine eklenmiştir.



Şekil 2.5 : Seismarmara projesinden seçilen veri seti ile hesaplanan yeni hız modeli ve istasyon düzeltmeleri için 148 depreme ait derinlik (a), okunan faz sayısı (P ve S okumaları) (b), açısıl boşluk (c), RMS (d), yanal hata (e) ve düşey hata (f) dağılımlarını gösteren histogramlar.



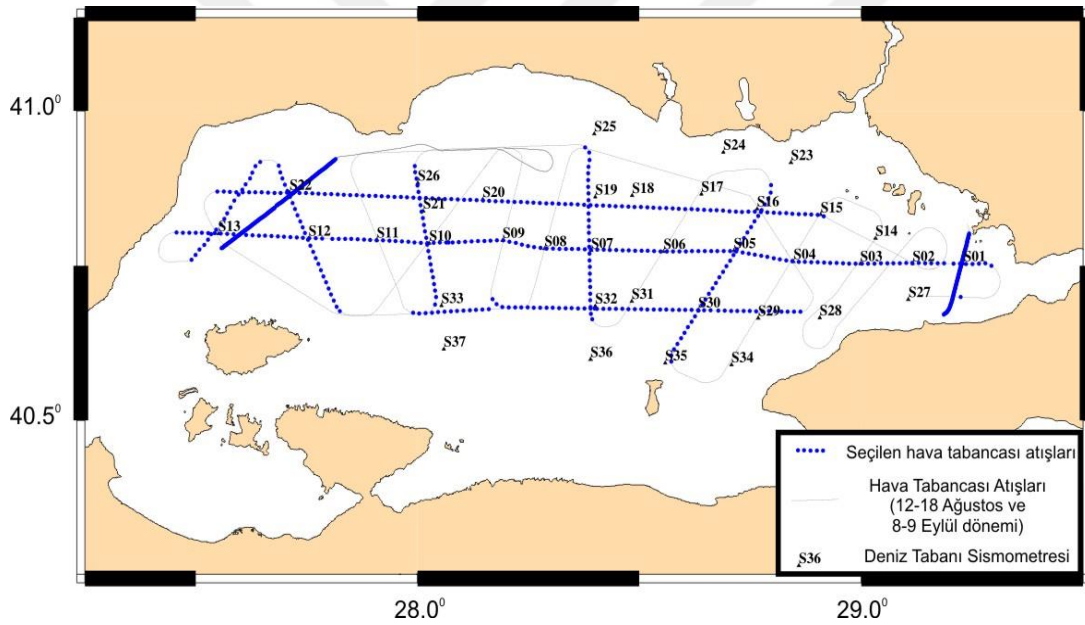
Şekil 2.6 : Seismarmara veri setinden seçilen 148 depremin yatay ve düşey konumları. Mavi üçgenler kullanılan DTS'lerin konumlarını, gri çizgiler Marmara Denizi tabanında Le Pichon ve diğ. (2001) tarafından haritalanan fayları göstermektedir.

2.1.2 Hava tabancası (air-gun) veri seti

Seismarmara Projesi kapsamında gerçekleştirilen sismik çalışmalarda 2 etapta toplamda 4000 km'lik sismik hat boyunca veri toplanmıştır.

Birinci etapta toplam 59 sismik hatta çok kanallı derin sismik yansıma verileri, ikinci etapta ise toplamda 82 sismik hatta Çınarcık Çukurluğu'na odaklanmış grid geometrisinde yüksek çözünürlüklü sismik yansıma verileri toplanmıştır.

Sismik kaynak olarak hava tabancası kullanılmış, hava tabancası atışlarının aralığı ve kapasitesi hatların boyuna ve geometrisine göre 50 ve 150 m'de bir olmak üzere 2860 cu.inc ve 8100 cu.inc olacak şekilde oluşturulmuştur. Atış koordinatları ve zamanlama GPS kontrollü olarak yapılmıştır. Şekil 2.7'de Seismarmara projesinden tomografik çalışma için seçilen hava tabancası atışları ve Marmara Denizi tabanında yerleştirilmiş DTS'lerin konumları görülmektedir.



Şekil 2.7 : Seismarmara projesinde gerçekleştirilen hava tabancası atışları (gri ince çizgiler) ve tomografik çalışmada kullanılmak üzere seçilen hava tabancası atışlarının (mavi daireler) ve DTS'lerin konumları.

DTS'lerdeki hava tabancası atış kayıtları TÜBİTAK ÇAYDAG-102Y114 no'lu proje kapsamında TÜBİTAK-MAM-YDBE'de 60 ve 20 s'lik uzunluklarda atış zamanına göre kesilerek SAC formatında arşivlenmiştir. Şekil 2.7'de Marmara Denizi'nde 2001 yılında 12.08.2001-18.08.2001 (JD: 224-230) ve 08.09.2001-09.09.2001 (JD: 251-252) tarihleri arasında hava tabancası ile yapılan atışların ve tez çalışmasında kullanılmak üzere seçilmiş olan atışların konumları görülmektedir.

Arşivlenmiş hava tabancası atış kayıtlarından her bir DTS için Seismic Unix (Stockwell, 1999) yazılımı kullanılarak alıcı toplulukları (receiver gather) üretilmiştir ve ilk varış okumaları yapılmıştır.

2.2 Eosmarmara DTS Veri Seti

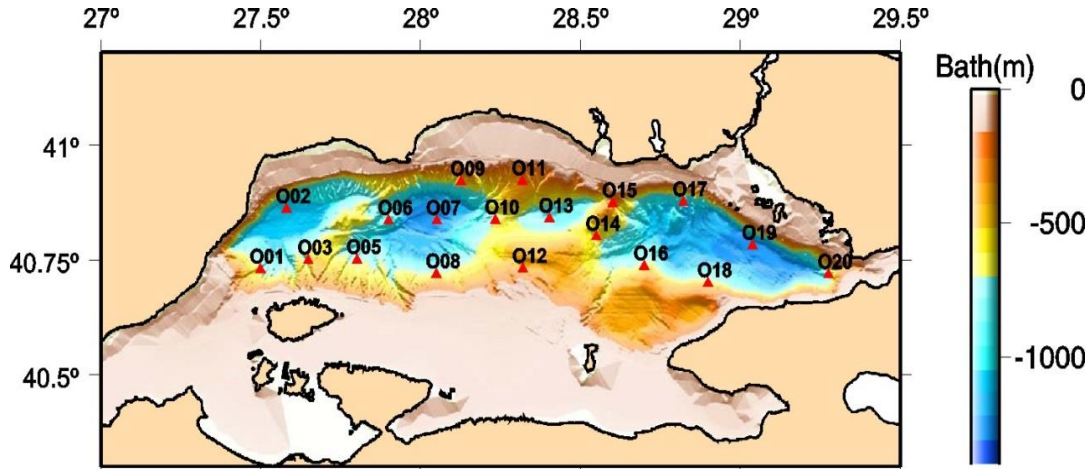
TÜBİTAK-MAM-YDBE tarafından önerilen, IFM-GEOMAR tarafından yürütülen ve Avrupa Birliği 6. Çerçeve (FP6) programı destekli, SALVADORE adlı uluslararası altyapı erişim projesinin bir alt projesi olarak başlatılan Eosmarmara projesi, Marmara Denizi'nde sismik etkinliğin yakından izlenmesi amacıyla hayata geçirilmiştir (Özalaybey ve diğ., 2010).

Eosmarmara projesi Marmara bölgesinde karada ve denizde kurulan deprem istasyonları ile yüksek duyarlık ve doğrulukta sismik etkinliğin ve deprem odak mekanizma çözümlerinin belirlenmesi, buna bağlı olarak özellikle AMF üzerinde deprem üreten (seismogenic) ve üretmeyen (aseismic) alanların belirlenmesi hedeflenmiştir (Özalaybey ve diğ., 2010).

Proje kapsamında Temmuz-Ekim 2006 tarihleri arasında 20 adet geçici tipte DTS Marmara Deniz tabanında konumlandırılarak veri toplamıştır. Gözlem süresi boyunca meydana gelebilecek zamansal hataların en aza indirilmesi için DTS kayıtçılarının saatleri çalışma öncesinde ve sonrasında GPS saati kullanılarak düzeltilmiştir. Kayıtçılar 50 örnek/saniye örnekleme ile veri toplamıştır. Projede kullanılan tüm DTS'lerde 3 bileşen 4.5 Hz sismometre ve 1 hidrofön olmak üzere toplam 4 kanalda veri toplanmıştır.

DTS'ler genellikle Marmara Denizi'ndeki basenler ve sismik etkinliğin yoğun olarak görüldüğü AMF boyunca dağılım göstermektedir (Şekil 2.8). Kurulan DTS'lerin kodları, konumları ve kayıtçı tipleri Çizelge 2.2de verilmiştir.

DTS'lerden O04 kodlu DTS ile güç problemleri sebebiyle veri toplanamamış, O15 kodlu DTS ile ise çalışmanın başında kısa bir süre için veri toplanabilmiştir (Özalaybey ve diğ., 2010).



Şekil 2.8: Marmara Denizi tabanında Eosmarmara projesi kapsamında yerleştirilen geçici DTS'ler (kırmızı üçgenler), istasyon kodları ve deniz tabanı batimetrisi.

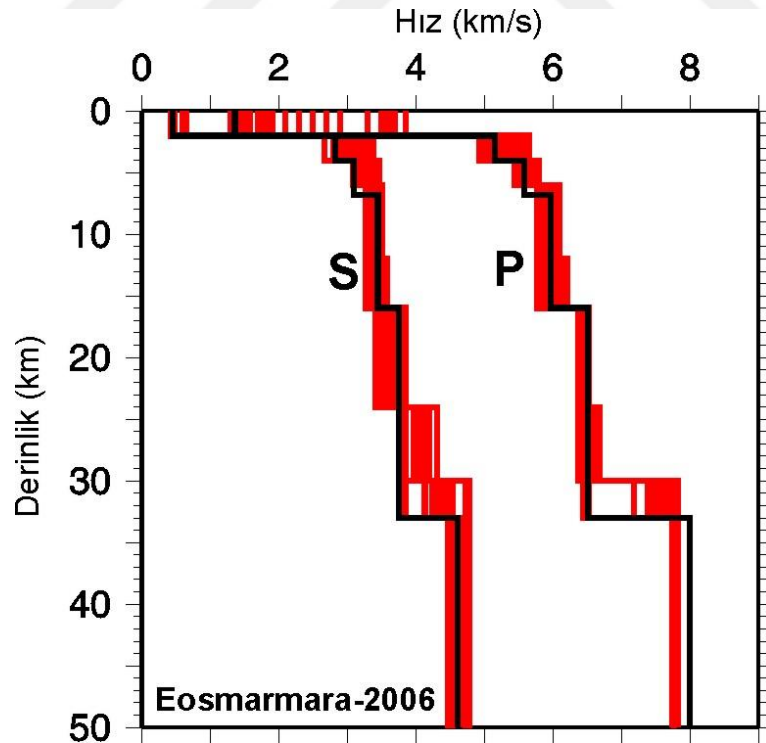
Çizelge 2.2 : Eosmarmara projesinde Marmara Denizi'nde yerleştirilen DTS'lere ait kod, enlem, boylam, derinlik ve kayıtçı tipi bilgileri. (* veri toplanma aşamasında problem yaşanan DTS'leri göstermektedir).

KOD	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Derinlik (m)
O01	40.730	27.500	623
O02	40.860	27.580	1071
O03	40.750	27.650	605
O04*	40.870	28.770	725
O05	40.750	27.800	658
O06	40.835	27.900	929
O07	40.835	28.050	1259
O08	40.720	28.050	655
O09	40.920	28.125	607
O10	40.835	28.235	686
O11	40.920	28.320	312
O12	40.730	28.320	404
O13	40.840	28.400	638
O14	40.800	28.550	601
O15*	40.873	28.600	333
O16	40.736	28.700	586
O17	40.873	28.820	825
O18	40.700	28.900	562
O19	40.782	29.040	1189
O20	40.718	29.275	763

2.2.1 Eosmarmara deprem veri seti ve 1-boyutlu hız modelinin belirlenmesi

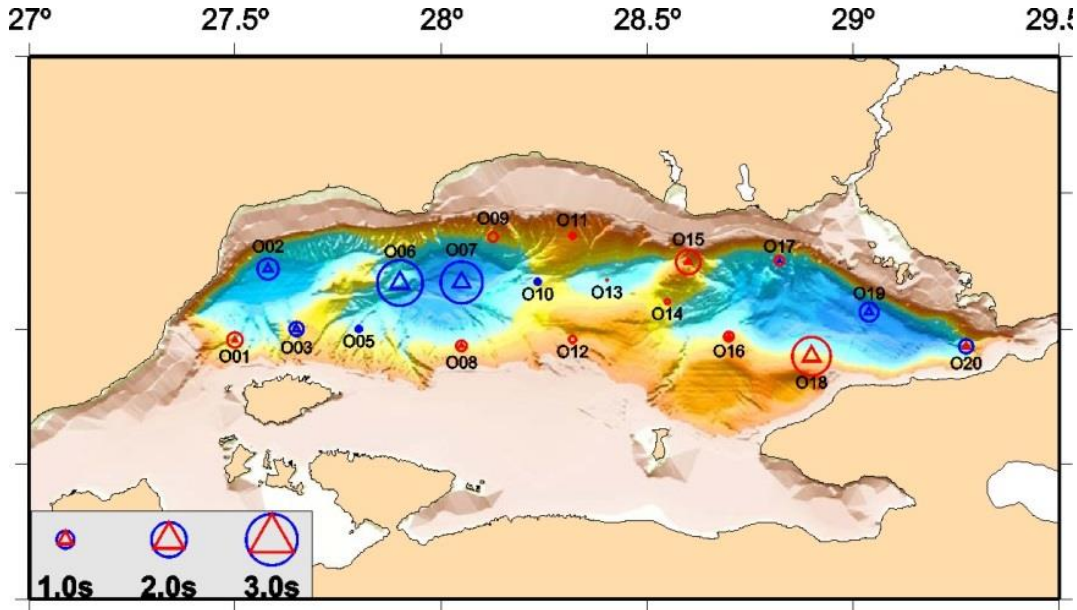
Proje süresince DTS verileri ile belirlenen 888 olay içinden 293 deprem tomografi çalışmasında kullanılmak üzere seçilmiş, seçilen depremler için P ve S faz okumaları yeniden yapılarak veri seti oluşturulmuştur. Veri seti içinden en az 5 faz okuması olan, açılal boşluğu 120 dereceden daha küçük olan toplam 196 deprem için Velet ile çalışma alanını temsil eden 1-boyutlu V_p , V_s hız modelleri ve her bir DTS için istasyon düzeltme değeri hesaplanmıştır (Özalaybey ve diğ., 2010) (Şekil 2.9 ve Şekil 2.10).

Armutlu Yarımadası ve Marmara Adası açıklarındaki depremler Velet veri setine katılarak 293 adet depremden oluşan veri setinde toplam 2336 P ve 1663 S dalgası seyahat zamanı okuması mevcuttur. Ters çözüm Seismarmara veri setinde olduğu gibi farklı başlangıç modelleri kullanılarak ve yinelemeli olarak gerçekleştirilmiştir. Veri seti için en küçük hatayı (rms) veren ve Marmara Denizi tabanındaki düşük hızlı basenler ve göreceli olarak yüksek hızlı yükselimler ile uyumlu istasyon düzeltmeleri, hız modeli ve deprem konumları hesaplanmıştır. Alt veri seti için 0.650 s olan rms hata, yeni hız modeli ve istasyon düzeltmeleri ile 0.124 s'ye düşmüştür.



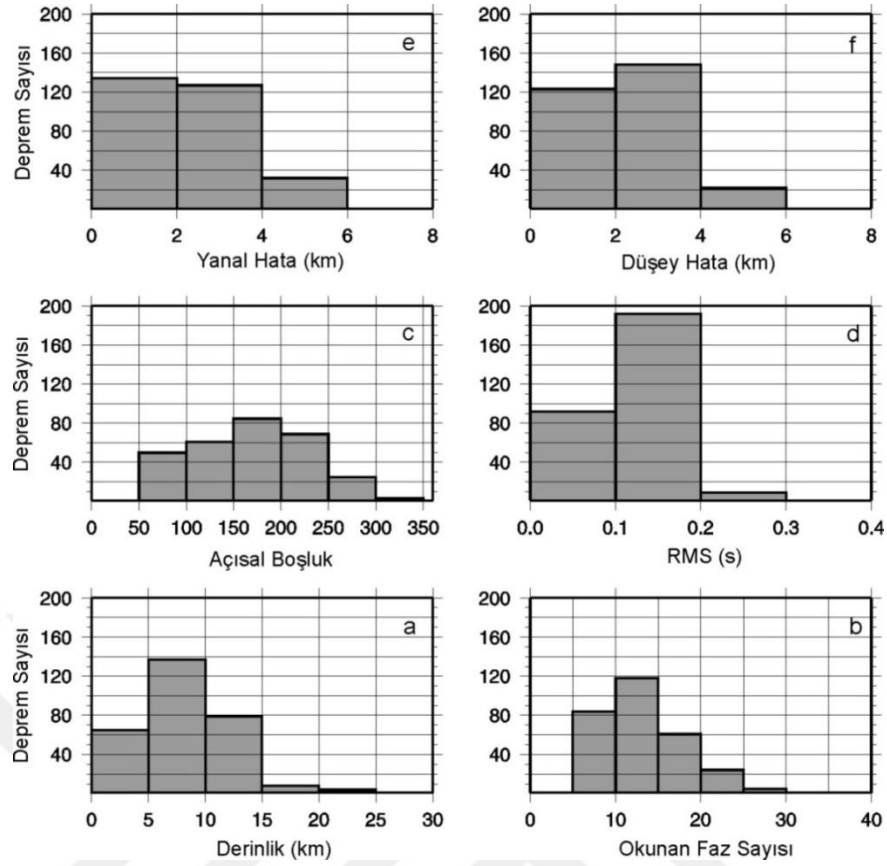
Şekil 2.9 : Velet ile elde edilen P ve S dalgası hız modelleri. Kırmızı renk ara iterasyonlarda hesaplanan hız modellerini, siyah renk Eosmarmara deprem veri seti için hesaplanan final P ve S hız modellerini göstermektedir (Özalaybey ve diğ., 2010'dan düzenlenmiştir).

Armutlu Yarımadası ve Marmara Adası açıklarındaki depremler Velest veri setine katılarak 293 adet depremden oluşan veri setinde toplam 2336 P ve 1663 S dalgası seyahat zamanı okuması mevcuttur.

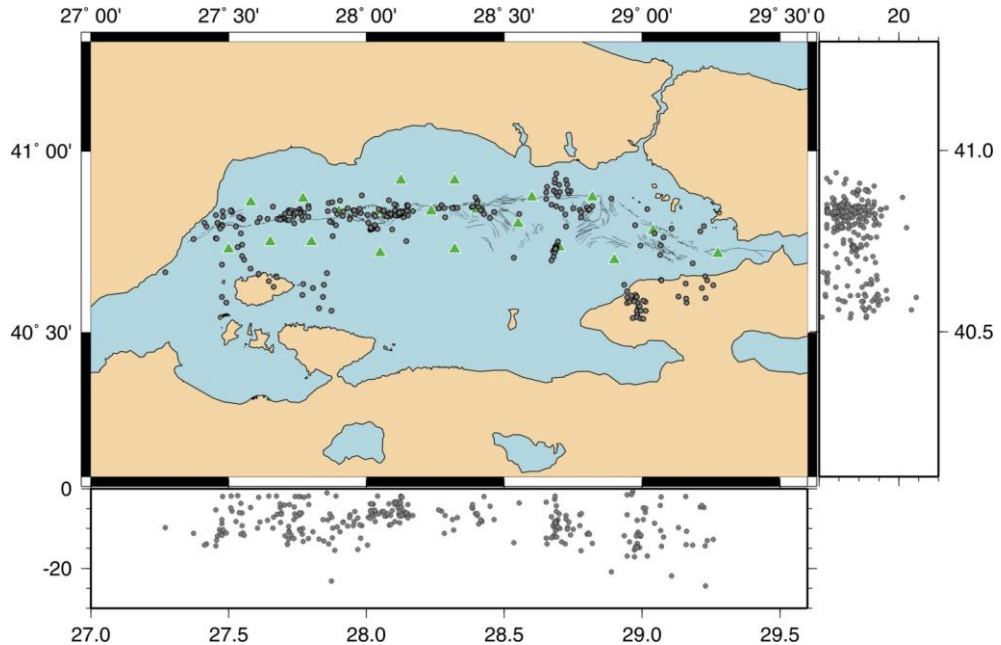


Şekil 2.10 : Eosmarmara projesinde kullanılan DTS'ler için hesaplanan istasyon düzeltme değerlerinin dağılımı. (P varışları için düzeltmeler üçgen sembollerle, S varışları için düzeltmeler çemberlerle gösterilmiştir.) Mavi renk varış zamanlarından çıkarılması gereken zamanı, kırmızı renk ise eklenmesi gereken zamanı (saniye cinsinden) göstermektedir.

Ters çözüm sonuçları, Seismarmara veri setinde olduğu gibi farklı başlangıç modelleri kullanılarak irdelenmiştir. Kullanılan veri seti için en küçük hatayın (rms) hesaplandığı V_p ve V_s hız modelleri, Marmara deniz tabanındaki düşük hızlı basenler ve göreceli olarak yüksek hızlı yükselimler ile uyumlu istasyon düzeltmeleri ve deprem konumları hesaplanmıştır. Alt veri seti için 0.650 s olan rms hata, yeni hız modeli ve istasyon düzeltmeleri ile 0.124 s'ye düşmüştür. Elde edilen 1-boyutlu V_p , V_s hız modelleri ve istasyon düzeltmeleri ile konumları hesaplanan 293 depremin derinlik dağılımlarını, deprem çözümlerinde kullanılan istasyon okuma sayısını, deprem çözümüne ait açısal boşluk değerlerini, RMS cinsinden hataları, deprem konumlarının yanal ve düşey hatalarının dağılımını gösterir histogramlar Şekil 2.11'de, konumları yeniden hesaplanan depremlerin dağılımını gösteren harita Şekil 2.12'de verilmektedir.



Şekil 2.11 : Eosmarmara projesinde konumları hesaplanan 293 depreme ait derinlik (a), okunan faz sayısı (P ve S okumaları) (b), açısal boşluk (c), RMS hata (d), yanal hata (e) ve düşey hata (f) dağılımlarını gösterir histogramlar.

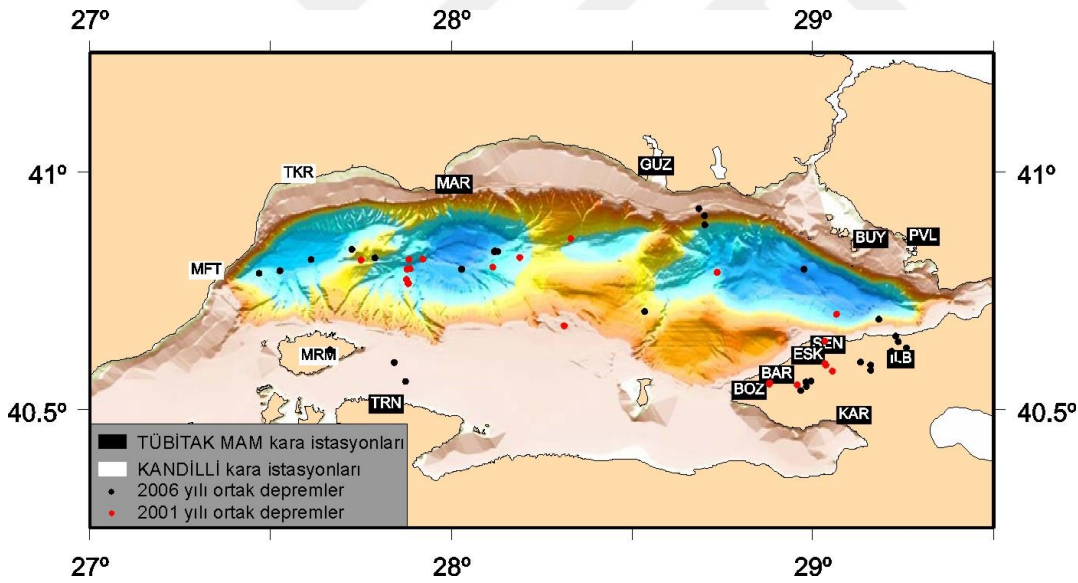


Şekil 2.12 : Eosmarmara veri setinden tomografi çalışmasında kullanılmak üzere seçilen 293 depremin yatay ve düşey konumları. Yeşil üçgenler DTS'lerin konumlarını, Marmara Denizi içindeki gri çizgiler Le Pichon ve diğ. (2001) tarafından yapılan çalışmada haritalanan fayları göstermektedir.

2.3 Kara Veri Seti

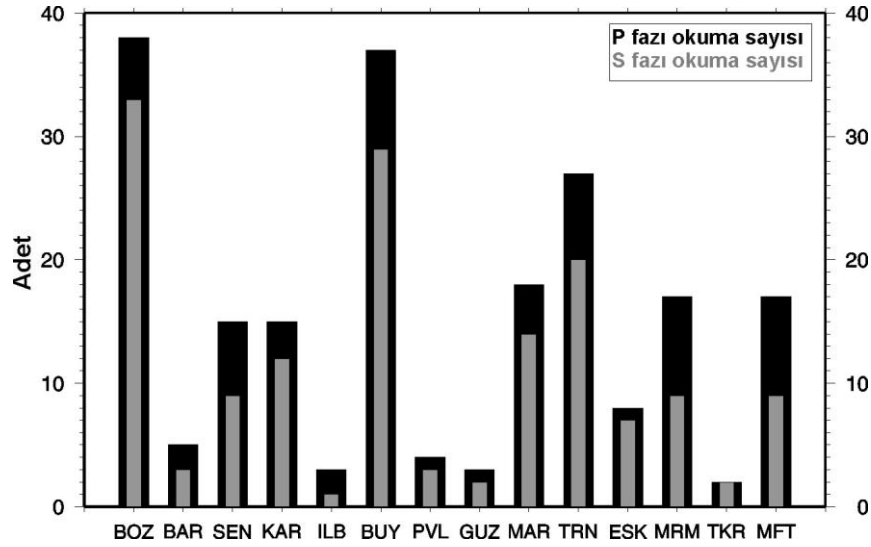
Kıyı şeridine yakın ve deniz-kara geçişlerinin olduğu alanların altında sismik hızların belirlenebilmesi için kara istasyonlarında toplanan veriler kullanılması amacıyla Marmara Bölgesi'nde TÜBİTAK-MAM-YDBE ve KANDİLLİ Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından işletilen sismolojik kara ağlarına ait istasyonların verilerinden oluşan bir kara istasyonu kataloğu oluşturulmuştur. Oluşturulan katalogdan Seismarmara dönemi (17/8/2001-01/10/2001) ve Eosmarmara döneminde (03/9/2006-28/10/2006) meydana gelen 52 ortak deprem seçilmiş, kıyı şeridini kapsayan kara istasyonlarında yapılmış P ve S faz okumaları veri setine eklenmiştir.

Seismarmara ve Eosmarmara döneminde TÜBİTAK-MAM-YDBE tarafından işletilen 11 sismoloji istasyonu, KRDAE'nin Eosmarmara döneminde batı Marmara'da işlettiği 3 sismoloji istasyonu ve ortak depremlerin konumları Şekil 2.13'te görülmektedir.



Şekil 2.13 : DTS veri seti ile ortak depremler (siyah ve kırmızı daireler) ve faz okuması kullanılan TÜBİTAK-MAM-YDBE ve KRDAE kara istasyonları.

Deprem veri setinin büyük bir bölümünü oluşturan ve Marmara Denizi'nde AMF üzerinde meydana gelen küçük depremlerin genellikle kıyıya uzak oluşu kara istasyonları ile az sayıda deprem için faz okumasının yapılabilmiş olmasının en önemli sebebidir. Kara istasyonlarının ilgili dönemdeki çalışma performansları ve arka plan gürültü seviyeleri de istasyondan istasyona değişen faz okuma sayısının (Şekil 2.14) diğer önemli sebepleri olarak değerlendirilebilir.



Şekil 2.14 : Kara istasyonları ile belirlenen ortak depremlere ait P (siyah) ve S (gri) faz okuma sayıları.

Şekil 2.13'te konumları ve Şekil 2.14'te her bir istasyon için yapılan faz okuma sayısı görülen toplam 14 kara istasyonundan DTS veri setine toplam 200 P ve 149 S faz okuması ilave edilmiştir.

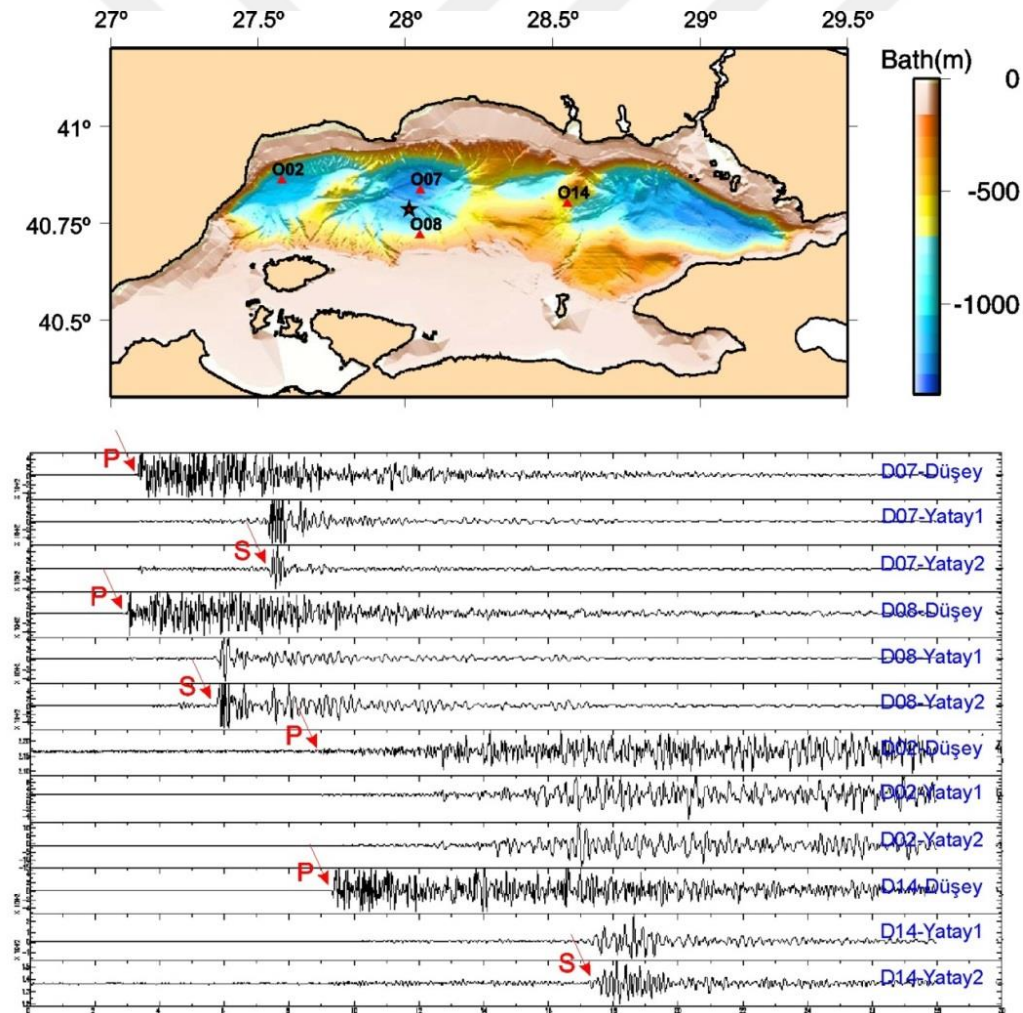
2.4 Veri Setinin Derlenmesi

Seismarmara, Eosmarmara ve kara veri setleri bir araya getirilerek YDT için kullanılan veri seti oluşturulmuştur. Elde edilen veri setinde konumları belirlenebilen depremlere ait P ve S varış okumaları ile Seismarmara projesi kapsamında toplanan hava tabancası verilerinden seçilen veri seti yer almaktadır. YDT için kullanılmak üzere deprem veri seti değerlendirilmiş ve son değerlendirmede 7'den az istasyon okuması olan depremler veri setinden çıkartılarak toplam 434 deprem ve 557 hava tabancası atışından oluşan final veri seti oluşturulmuştur. Sonuç olarak veri setinde 8596 P fazı (4744 hava tabancası ve 3852 deprem kaydı) ve 2643 S fazı okuması yer almıştır.

DTS verilerinden deprem büyüklüklerinin belirlenmesi için süreye dayalı büyüklük belirleme yöntemi benimsenmiştir. Bu yönteminin seçilmesinin nedeni temel olarak DTS'lerde kullanılan 4.5 Hz'lik jeofonların mutlak kalibrasyonunun ve deniz tabanındaki yöneliminin tam olarak bilinmemesidir. Süreye dayalı büyüklük hesabında kullanılan bağıntıda Lee ve diğ. (1972) tarafından Kaliforniya için elde edilmiş sabitler kullanılmıştır (2.1).

$$M_d = 2.0 \log(C) + 0.0035D - 0.87 \quad (2.1)$$

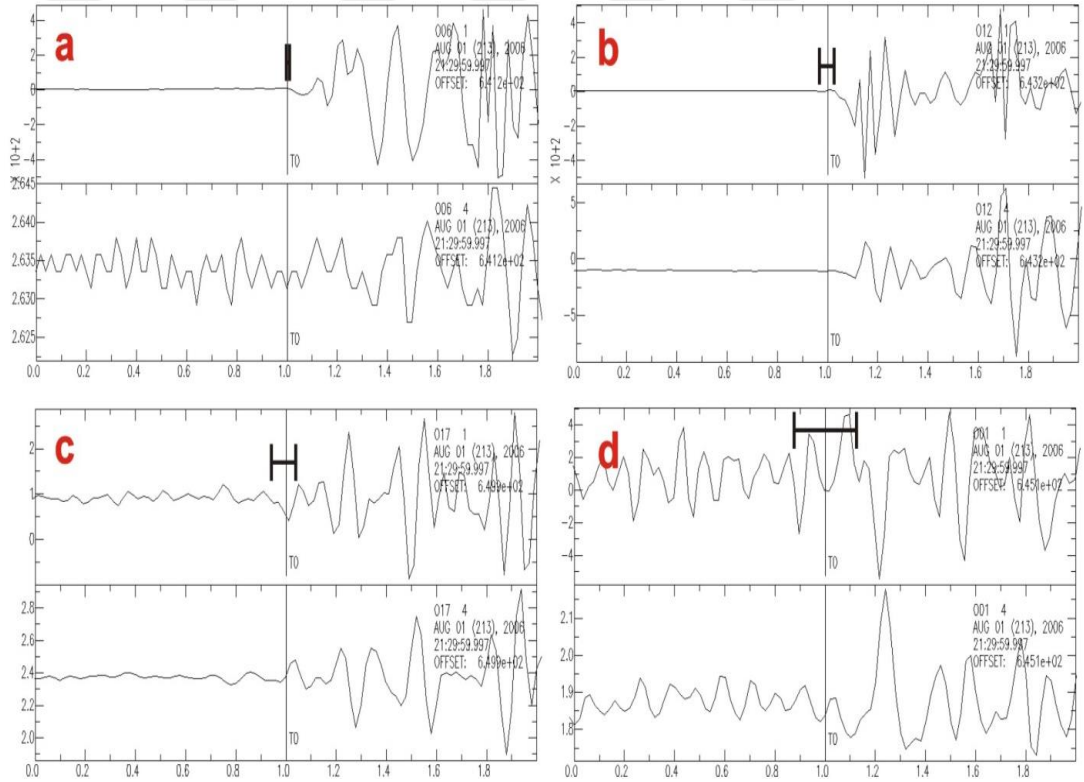
Denklemdede Md süreye bağılı büyüklüğü, C depremin kayıtçıdaki toplam süresini ve D depremin kayıtçıya olan uzaklığını gösterir. Bu yöntemde daha büyük bir depremin, sismometrede daha uzun süren bir harekete neden olacağı ilkesinden hareket edilir. Depremin sismometrede oluşturduğu titreşimin süresi ölçülür ve deprem merkezinin kayıtçı ile uzaklığına göre ölçeklenir. Yöntem uygulamada küçük 4’den küçük ve 100 km’den yakın depremler için kullanılabilirken, uzak ve büyük depremlerde hata arttığından kullanımı sorunlar doğurmaktadır. Bu belirlmeler sonucu, katalogdaki depremlerin büyüklükleri 0.8 ile 3.2 arasında hesaplanmıştır (Özalaybey ve diğ., 2010). Eosmarmara ağı ile konumu hesaplanmış örnek bir depremin 4 farklı DTS’deki düşey (Z), iki yatay bileşendeki (Yatay1 ve Yatay2) kayıtları Şekil 2.15’te görülmektedir. Belirlenmiş P ve S faz okumaları sismogramlar üzerinde ok ile gösterilmiştir.



Şekil 2.15 : Örnek olarak seçilen depremin konumunu (yıldız) ve sismogramları gösterilmiş olan DTS’lerin konumlarını (kırmızı üçgen ve DTS kodu) gösterir bulduru haritası (üstte). İlgili DTS’lerdeki sismogramların düşey (Z), Yatay1 ve Yatay2 bileşenlerdeki kayıtları ile belirlenmiş olan P ve S fazları (altta).

Şekil 2.15’de görüldüğü gibi, DTS’lerle toplanan veri setlerinde genellikle P ve S fazlarının belirlenebilirliği yüksek olmakla birlikte, depremin DTS’ye uzaklığına, faylanmanın mekanizmasına, DTS’nin üzerine yerleştiği jeolojik yapıya (basen, yükselim tipinde yapılara), DTS’nin serbest bırakılarak indiği konumdaki yer ile bağlantısına (coupling) ve eğimine, art alan gürültülere (dip balıkçılığı, büyük gemi ve denizaltı geçişleri, vb.) bağlı olarak faz okumalarının kaliteleri farklılık gösterebilmektedir.

Depremlerin her bir DTS’deki P ve S fazlarının kalitesine göre okumalar ağırlıklandırılmış (weighting) ve bu ağırlıklandırma deprem konumlarının belirlenmesinde ve tomografik modelin belirlenmesinde kullanılmıştır. Şekil 2.16’da 0 (en güvenilir) ile 3 (en az güvenilir) aralığında ağırlıklandırmaların yapıldığı DTS’lere ait örnek düşey bileşen sismometre ve hidrofon kayıtları gösterilmektedir.



Şekil 2.16 : Eosmarmara veri grubuna ait bir mikrodremin 4 farklı DTS’deki P dalgası varışlarını gösteren sismogramlar. (a) 0, (b) 1, (c) 2 ve (d) 3 ağırlıklandırma ile belirlenmiş varışları göstermektedir; düşey bileşen (üstte) ve hidrofon (altta).

Şekil’de yatay çubukların genişliği faz okumasının yapılabileceği belirsizlik sınırlarını göstermektedir.

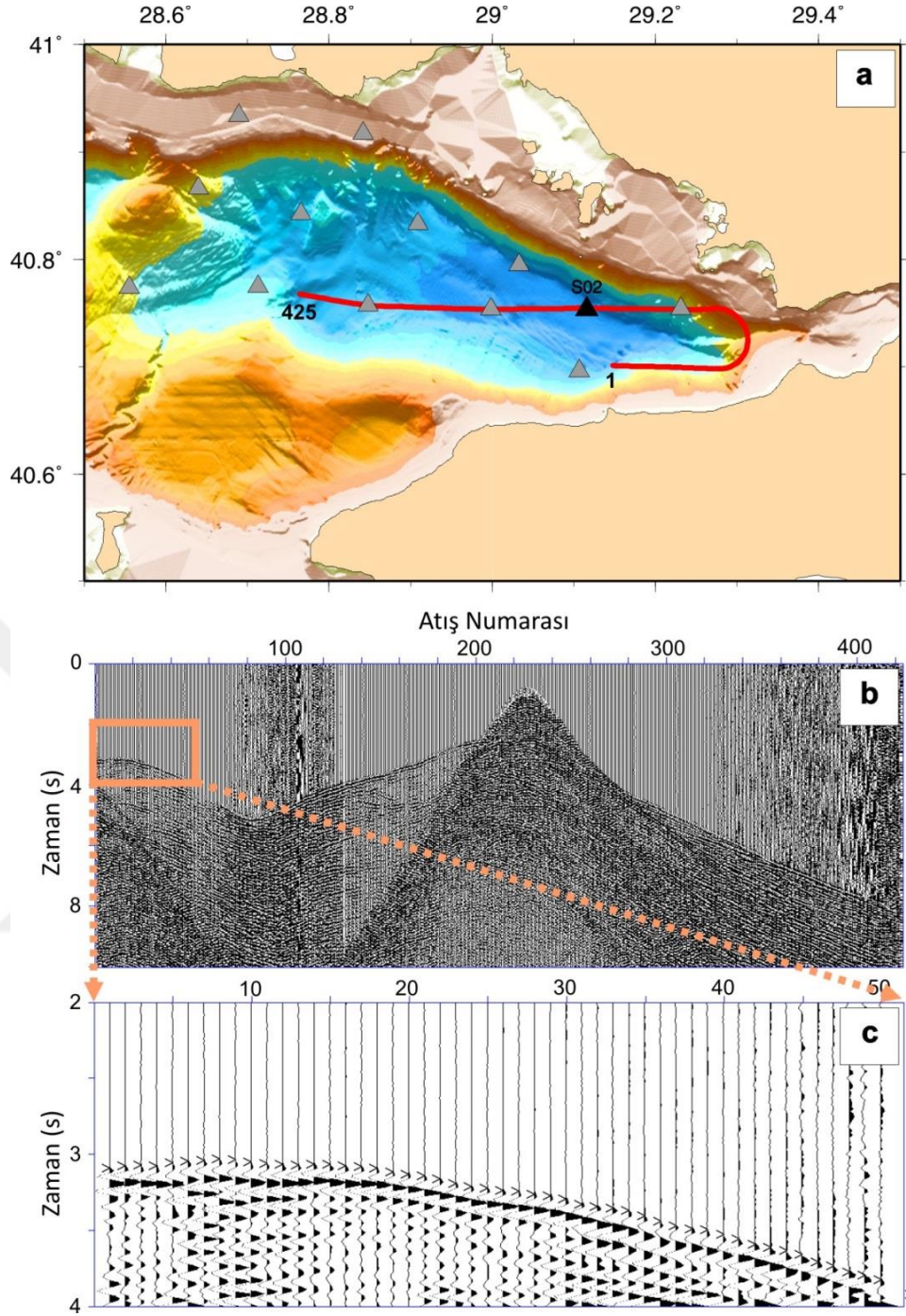
Seismarmara ve Eosmarmara verilerine ait P ve S faz okumaları Şekil 2.16’da görüldüğü gibi ilgili fazın okunabilirliğine dayalı olarak Çizelge 2.3’te gösterilen kriterlere göre ağırlıklandırılmıştır.

Çizelge 2.3 : Depremlerin P ve S faz okumalarında kullanılan ağırlıklandırmalar ile bu ağırlıklandırmalara karşılık gelen belirsizlik değerleri.

Ağırlıklandırma	P Fazı Belirsizliği (saniye)		S Fazı Belirsizliği (saniye)	
0 (en iyi)	< 0.050		< 0.075	
1	> 0.050	< 0.075	> 0.075	< 0.100
2	> 0.075	< 0.100	> 0.100	< 0.150
3 (en kötü)	> 0.100	< 0.150	> 0.150	< 0.200

Şekil 2.7’de konumları gösterilmiş olan hava tabancası atışlarının kayıtları tomografik ters çözüm için deprem veri setine benzer şekilde hazırlanmıştır. Depremlerin aksine sismik kaynağın kontrollü olarak üretildiği bu veri seti literatürde aktif kaynak veri setleri olarak da adlandırılmaktadır. Aktif kaynak ve deprem veri setlerinin bir arada kullanılması tomografik sonuçlara önemli katkılar sağlamaktadır. Aktif kaynak ile toplanan verilerin deprem verilerine göre en önemli avantajı patlatmanın yapıldığı zaman ve koordinatın tam olarak biliniyor olmasıdır. Deprem veri seti ile kaynaktan alıcılara giden P ve S dalgalarına ait ışınlar daha derinde ve daha çok düşey düzlemde yol alırken, aktif kaynağa ait ışınlar yüzeye daha yakın genelde yatay düzlemlerde yol alırlar. Aktif kaynak kayıtlarında S fazı üretmek güçtür ve genellikle küçük ölçekli çalışmalarda bu tip kaynaklar kullanılır. Ayrıca kaynağın sınırlı gücü sebebiyle aktif kaynak veri setleri ile genellikle kabuğun üst birkaç kilometresiyle sınırlı derinlikler ile ilgili bilgi edinilebilir. Diğer yandan deprem veri setleriyle sismojenik zonun derinliğine ve uzak alıcılardaki kayıtlara bağlı olarak kabuğun daha derin kısımları ile ilgili bilgi sağlanabilmektedir.

Seismarmara veri setinde yer alan ve Çınarcık Baseni civarında yapılan hava tabancası atışlarının konumları, S02 kodlu DTS kayıtlarından (bkz, Şekil 2.1, Çizelge 2.1) oluşturulmuş örnek ortak alıcı topluluğu kaydı ve bu kayıta işaretlenen ilk varış okumaları Şekil 2.17’de görülmektedir. Şekil 2.17’de gösterilen örnek hava tabancası atış kayıtlarında yatay eksen atış numarasını, düşey eksen seyahat zamanını göstermektedir. Tüm izler atış zamanı 0 (sıfır) olacak şekilde kesilmiştir. Bu şekilde oluşturulan ortak alıcı kayıtlarında işaretlenen seyahat zamanları atış numarasına karşılık seyahat zamanı şeklinde çıktı olarak bir dosyaya yazılmış ve ilgili atış koordinatları kullanılarak tomografide kullanılacak veri seti giriş dosyası formatında hazırlanmıştır.



Şekil 2.17 : (a) Seismarmara projesinde 12 Ağustos 2001 günü 16:47-23:59 saatleri arasında yapılan 425 hava tabancası atışının konumu (kırmızı çizgi) ve S02 kodlu DTS ve için bulduru haritası, (b) S02 kodlu DTS’de toplanan veriden elde edilmiş 10 s’lik ortak alıcı topluluğu kaydı, (c) 1-50 numaralı izler için 2-4 s aralığında veri setinin ve ilk varış seyahat zamanlarının (siyah oklar) işaretlendiği ayrıntılı panel.

Hava tabancası verilerinde sınırlı bir kapasite ile sismik enerji üretildiğinden, seyahat zamanlarının belirlenmesindeki hassasiyet ağırlıklı olarak DTS’nin üzerinde bulunduğu jeolojik formasyon ve kaynakdan yola çıkan sismik dalganın DTS’ye ulaşmaya kadar harcadığı toplam seyahat zamanı ile ilişkilendirilebilir. Bu

parametreler göz önüne alınarak hava tabancası verilerinin ağırlıklandırılması için kullanılan değerler toplam seyahat zamanı ile orantılı olarak artan bir şekilde belirlenmiştir (Çizelge 2.4).

Çizelge 2.4 : Hava tabancası kayıtlarından belirlenen P dalgası varışlarında kullanılan ağırlıklandırmalar, ilgili seyahat zamanları ve belirsizlikler.

Ağırlıklandırma	P Dalgası Seyahat Zamanı (s)	P Fazı Belirsizliği (s)
0 (en iyi)	< 4.0	< 0.050
1	> 4.0 & < 6.0	> 0.050 < 0.075
2	> 6.0 & < 9.0	> 0.075 < 0.100
3 (en kötü)	> 9.0	> 0.100 < 0.150

Mümkün olan tüm alıcı topluluklarındaki P dalgası seyahat zamanları belirlenmiş olmakla birlikte, 50 km ofsetten daha uzaktaki atışlara ait seyahat zamanlarında düşük sinyal/gürültü oranı sebebiyle yüksek hatalı okumalar belirlenmiştir. Bu sebeple 50 km ofsetten daha uzakta yapılmış olan atışlara ait seyahat zamanları tomografi veri setinden çıkartılmıştır.

3. VERİ SETİNİN İYİLEŞTİRİLMESİ

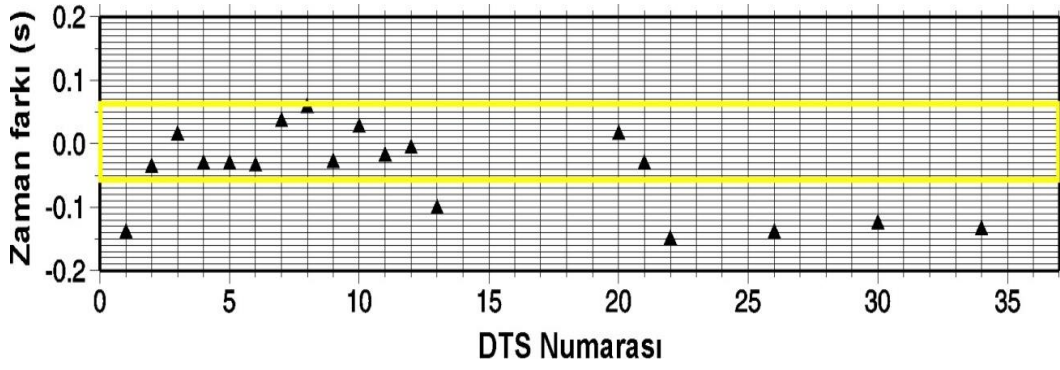
Özellikle DTS'ler ile yapılan YDT çalışmalarında DTS kayıtçılarının deniz tabanındaki hassas koordinatlarının belirsizliği ve iç saatlerindeki kaymalardan kaynaklanan hatalar sebebiyle seyahat zamanlarına sistematik hataların eklenmesi mümkündür. Bu tipteki hataların belirlenmesi ve düzeltilmesi için Seismarmara projesinde kullanılan DTS'ler ve hava tabancası verileri ile bir dizi çalışma yapılmıştır.

Seismarmara projesi kapsamında Marmara Denizi'nde konumlandırılmış olan DTS'ler (S01 – S37) ve hava tabancası atışlarının yapıldığı konumlar Şekil 2.7'de görülmektedir. Yapılan bazı hava tabancası atışları ile deniz tabanındaki DTS'lerin yatay konumları çok yakındır. Bu şekilde yatay konumları yakın hava tabancası atışlarından DTS'lere direk ulaşan sismik dalgalara ait teorik seyahat zamanları $t = x / v_{su}$ bağıntısı ile hesaplanmış ve seyahat zamanı okumaları ile karşılaştırılmıştır. Hava tabancası atışlarının suyun 10 m altında yapıldığı değerlendirilmiş, bu derinliğe karşılık gelen yaklaşık 7 ms hesaplamada seyahat zamanından çıkarılmıştır.

Hava tabancası atışlarına ait seyahat zamanları ve teorik seyahat zamanlarının farklarının belli sınırlar içinde olması beklenir (bkz. EK A). Bu sınırları belirleyen unsurlar;

- Su ortamında P-dalgası hızı (1450-1550 m/s aralığında)
- DTS konumu (hata sistematik ~50 m)
- DTS zaman kayması (hata sistematik, belirlenecek)
- Atış konumu hatası (~10 m)
- Atış zamanı hatası hata (~10 ms)
- Toplanan verinin örnekleme aralığı (Analog kayıtçılarda 16 ms)

Belirtilen hata payları göz önüne alınarak ± 60 ms'lik fark için düzeltme yapılmamasına karar verilmiştir. DTS'ler için gözlenen zaman ile teorik seyahat zamanı arasındaki farklar Şekil 3.1'de gösterilmektedir.



Şekil 3.1 : Seismarmara projesinde Marmara Deniz tabanına yerleştirilen 37 DTS’den uygun veri bulunanlar için gözlenen ve hesaplanan seyahat zamanları arasındaki fark. Sarı kutu ile düzeltme yapılmasına gerek olmayan zaman farkı aralığı gösterilmektedir.

DTS’ler için gözlenen ve hesaplanan seyahat zamanları arasındaki farklara göre düzeltme yapılması gereken DTS’ler; S01, S13, S22, S26, S30 ve S34 olarak belirlenmiş, sonradan eklenen veriler ile yapılan kontrolde S29 ve S05’in de aynı işleme tabi tutulmasına karar verilmiştir.

S01 dışında zaman farkının yüksek olduğu tüm kayıtçılar analog tiptedir. Bu durum DTS’lerde belirlenen seyahat zamanı farklarının çoğunlukla analog tipteki DTS’lerde kullanılan eski tip ekipman (örneğin DTS kayıtçılarının saatleri) ile ilişkili olabileceği şeklinde değerlendirilebilir.

Deniz suyu hızı (V_{DS}) Denklem 3.1’de görülen Medwin (1975) tarafından önerilen deniz suyu sıcaklığı (T_{DS}), tuzluluğu (S_{DS}) ve derinliğine (D_{DS}) bağlı olarak belirlenmiştir.

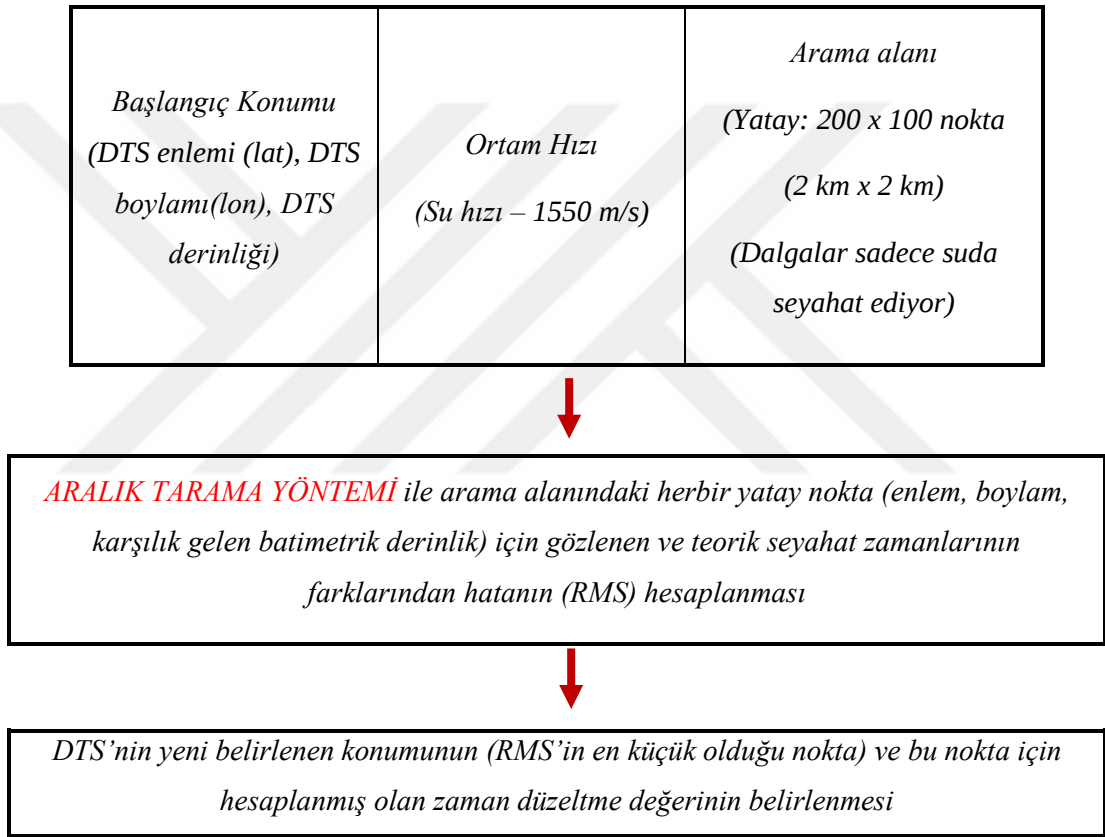
$$V_{DS} = 1449.2 + 4.6T_{DS} - 0.055T_{DS}^2 + 0.00029T_{DS}^3 + (1.34 - 0.01T_{DS})(S_{DS} - 35) + 0.016D_{DS} \quad (3.1)$$

Marmara Denizi’nde yapılan çalışmalara göre kabul edilebilecek en yüksek sıcaklık tuzluluk değerleri ve derinlik bilgisi için;

- T_{DS} (sıcaklık) = 18 °C
- S_{DS} (tuzluluk) = 37 (38) ppt
- D_{DS} (derinlik) = 900 metre

değerleri kullanıldığında deniz suyu için hesaplanan hız $V_{DS} \approx 1550$ m/s şeklindedir ve ilerleyen aşamada bu hız referans alınmıştır. Seismarmara çalışmasında atış zamanı bilgisi ve konumu sürekli GPS verisi ile sağlandığından, hataya sebep

olabilecek DTS konumu ve saatlerinden kaynaklanabilecek zaman düzeltmelerinin hesaplanmasını sağlayacak düz çözüme dayalı bir aralık tarama (grid search) yöntemi kullanılmıştır. Buna göre her bir DTS'nin enlem ve boylam bilgisi başlangıç konumu olarak kullanılmış, deniz suyu kolonunda yayınan dalgaların gözlemsel seyahat zamanları ile taranan her bir yeni konum için hesaplanan teorik seyahat zamanları arasındaki farkları en küçük yapan konum ve zaman farkları kullanılarak, DTS'lerin yeni (iyileştirilmiş) konumları ve DTS'ler için yapılması gereken zaman düzeltmeleri saptanmıştır. Yöntemin işleyişini özetleyen akış diyagramı Şekil 3.2'de görülmektedir.



Şekil 3.2 : Aralık tarama yönteminin DTS veri setinde uygulandığını gösteren akış şeması.

Bu yöntemin uygulanmasında sadece deniz suyu kolonunda seyahat eden hava tabancası kayıtlarına ait varışlar kullanılmıştır. Bunu sağlamak için sismik dalğanın deniz suyu kolonunda seyahat ettiği maksimum yatay uzaklık kestirilerek bu uzaklığa kadar olan ilk varış seyahat zamanları kullanılmıştır. Şekil 3.3'de gösterilen özel durumda deniz suyu kolonunda seyahat eden sismik dalğanın direk varışı ile deniz tabanından kırılıp gelen dalğanın kesişme noktasının uzaklığı (crossover distance, X_c) basit geometri ile hesaplanabilir.

$$\frac{\sin(i_1)}{v_1} = \frac{\sin(i_2)}{v_2} \quad (3.2)$$

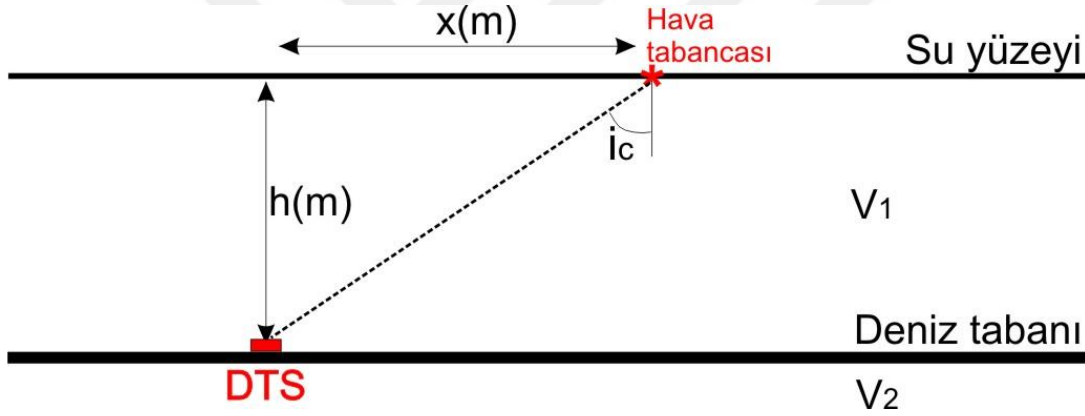
Denklem 3.2’de $i_2 = 90$ olması (kırılma) durumunda $i_1 \rightarrow i_c$ şeklinde isimlendirilir ve

$$\sin(i_c) = \frac{v_1}{v_2} \quad (3.3)$$

$$\tan(i_c) = \frac{x_c}{h} \quad (3.4)$$

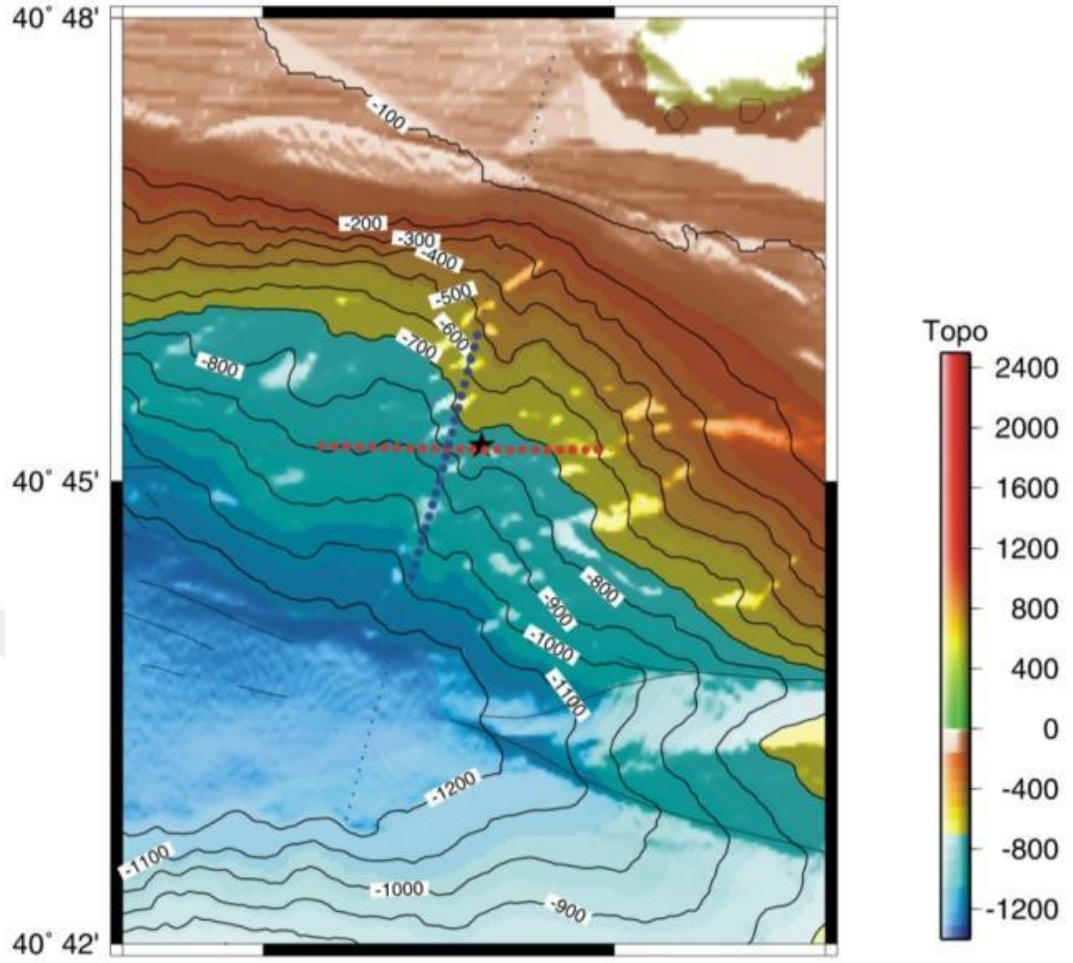
$$X_c = h * \tan(\sin^{-1}(\frac{v_1}{v_2})) \quad (3.5)$$

elde edilir. Denklem 3.3 - Denklem 3.5’de h DTS’nin bulunduğu konumdaki deniz suyu kolonunun kalınlığını, x_c kırılmanın gerçekleşeceği yatay uzaklığı, V_1 deniz suyunun P dalgası hızını (1550 m/s), V_2 ikinci tabakanın P dalgası hızını, i_c kırılmanın gerçekleşeceği kritik açıyı gösterir ve Şekil 3.3’de şematik olarak gösterilmiştir.

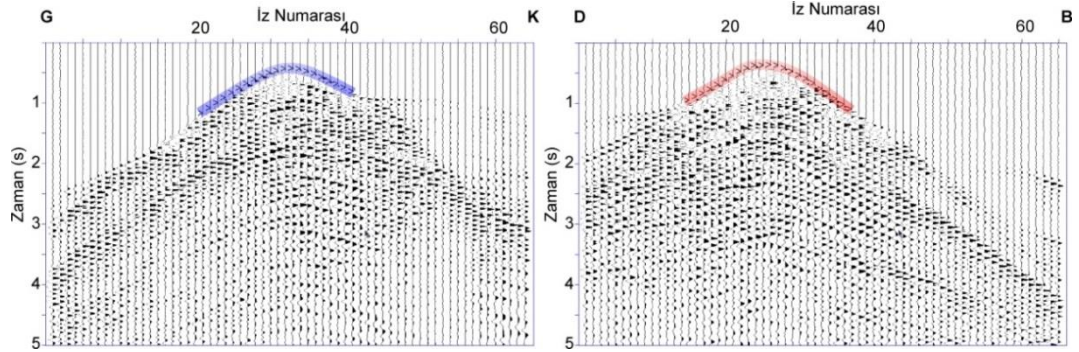


Şekil 3.3 : Aralık tarama yönteminde kullanılan deniz suyu kolonunda seyahat eden P dalgalarının basitleştirilmiş ışın geometrisi.

Çalışma öncesinde her bir DTS’de belirlenen atışlara ait okumalar hassas şekilde tekrar yapılmıştır. Şekil 3.4’te örnek olarak S01 numaralı DTS’nin konumu ve ilgili düzeltmelerin yapılabilmesi için kullanılan doğu-batı ve yaklaşık kuzey-güney doğrultulu hava tabancası atışlarının konumları gösterilmiştir. Şekil 3.5’te ise ilgili atışlara ait kayıtlar ve deniz suyu kolonunda seyahat eden atışlar için yapılan faz okumaları görülmektedir.



Şekil 3.4 : S01 numaralı DTS'nin konumu (siyah yıldız), D-B (kırmızı) ve G-K (mavi) doğrultulu hava-tabancası atışlarının konumlarının batimetrik haritada görünümü.



Şekil 3.5 : S01 numaralı DTS'de G-K (solda) ve D-B (sağda) doğrultulu hava-tabancası atışlarından oluşturulan ortak alıcı topluluğu kayıtları ve deniz suyu kolonundan direk gelen varışlar (mavi ve kırmızı kalın çizgi ile gösterilmiştir).

Diğer DTS'ler (05, 13, 22, 26, 29, 30, 34 numaralı) için yöntemin uygulanması ile elde edilen sonuçlar EK B'de verilmiştir.

Tek bir hat boyunca hava tabancası atış kayıtları olan DTS'lerin (S13, S26, S29, S34) konumları sabit tutularak sadece zaman düzeltmeleri hesaplanmış, birbirini

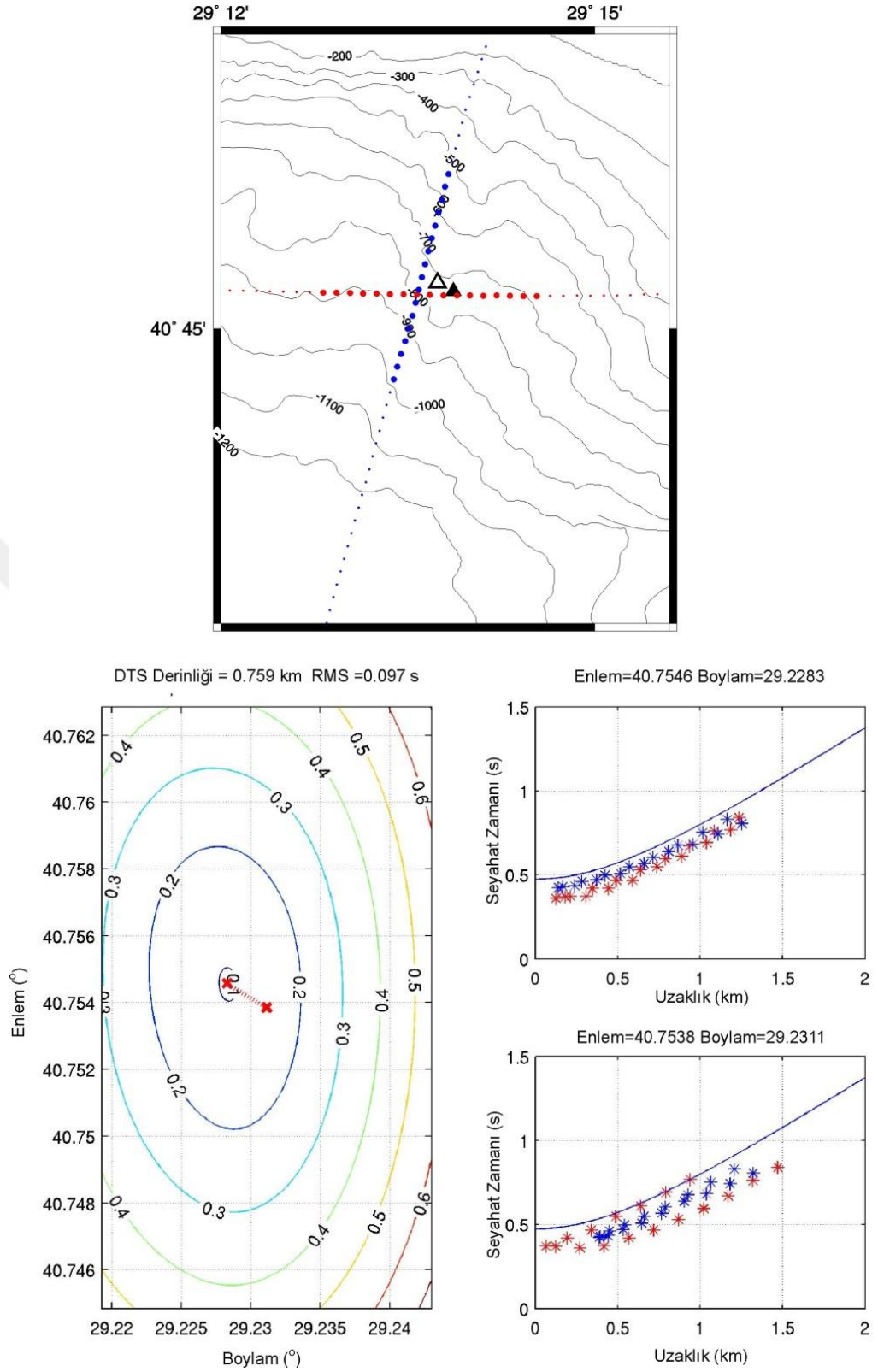
kesen 2 hatta ait verisi olan DTS'ler için (S01, S05, S22, S30) ise hem yeni konumları hem de zaman düzeltmeleri hesaplanabilmiştir. Aşağıda bu yöntemin açıklaması ve uygulanmasına yönelik bir örnek sunulmuştur.

S01 için aralık tarama yönteminin uygulanması ile hesaplanan DTS konumu ve zaman düzeltmesi Şekil 3.6'da gösterilmiştir. Uygulamada ilk olarak S01 için bilinen ilksel konumun yakın civarında (2 km x 2 km alanda) aralık tarama yöntemi ile teorik ve gözlenen seyahat zamanları arasındaki farklardan hesaplanan rms hatayı en aza indirecek konum belirlenmiştir. Buna göre ilksel konum 29.23110°D boylam 40.75380°K enlem ve 789m derinlikte iken, hesaplanan yeni konumun boylamı 29.22830°D enlemi 40.75460°K ve derinliği 759 m olarak belirlenmiştir. Son olarak yeni konum için teorik ve gözlenen seyahat zamanları arasında görülen ve tüm atışlar için benzer değerlerdeki sistematik farkın ortalaması DTS zaman kayması olarak değerlendirilmiş ve DTS için uygulanacak olan zaman düzeltmesi (+100 ms) belirlenmiştir.

Yapılan çalışmalar sonucunda 01, 05, 13, 22, 26, 29, 30 ve 34 numaralı DTS'ler için konum ve zaman düzeltmeleri belirlenmiş ve veri setlerine uygulanmıştır. İlgili DTS'lerin ilksel ve hesaplanan konum bilgileri ile zaman düzeltme miktarları Çizelge 3.1'de verilmiştir.

Çizelge 3.1 : 01, 05, 13, 22, 26, 29, 30 ve 34 numaralı DTS'ler için bilinen ve hesaplanan (yeni) konum bilgileri ve ilgili DTS'ye ait veriye eklenecek olan zaman düzeltmeleri.

DTS No	Boylam (°D)	Enlem (°K)	Derinlik (m)	Yeni Boylam (°D)	Yeni Enlem (°K)	Yeni Derinlik (m)	Zaman Düzeltme (ms)
01	29.2311	40.7538	789	29.22827	40.75457	759	+ 100
05	28.7128	40.7745	973	28.71095	40.77233	953	+ 11
13	27.551	40.8023	1117	27.551	40.8023	1117	+ 80
22	27.7115	40.8689	1037	27.70941	40.8674	1037	+ 120
26	28.0007	40.8838	1198	28.0007	40.8838	1198	+ 110
29	28.76776	40.66561	316	28.76776	40.66561	316	+ 140
30	28.6329	40.6789	374	28.63267	40.67724	374	+ 140
34	28.70793	40.58993	349	28.70793	40.58993	349	+ 140



Şekil 3.6 : Üstte S01 için ilksel ve yeni hesaplanan konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve hesaplamada kullanılan hava tabancası atış konumları (mavi ve kırmızı daireler. Alttı, DTS'nin ilksel ve yeni (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve yeni belirlenen konum için (sağ üstte) teorik seyahat zamanı uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.

Her bir DTS için hesaplanan zaman düzeltmeleri hava tabancası veri setinde uygulanmış (DTS zaman kaymalarının zaman içindeki davranışı belirlenemediğinden depremlere ait faz okumalarında zaman düzeltmesi yapılmamış), DTS'ler için hesaplanan yeni konumlar tomografide kullanılmak üzere ilgili giriş dosyalarında düzeltilmiştir.

Tomografik modelde sığ derinliklerin daha ayrıntılı görüntülenebilmesi ve olası ani hız değişimlerinin yakalanabilmesi için hava tabancası veri setinin 1200 m'de bir atış içerecek şekilde oluşturulması öngörülmüştür ve Seismarmara veri setinde 6 günlük (2001 yılının 224 ile 229. günleri arasında) hava tabancası atışlarına ait ilk varış okumaları yapılmıştır. İlave olarak Seismarmara çalışması sırasında Tuzla-Yalova arasında 150 m aralıkla yapılan 115 atışa ait 01, 03, 04, 14 ve 28 numaralı DTS'lerdeki faz okumaları eklenmiştir.

4. YÖNTEM

Sismik tomografi yöntemi sismik dalgaların yer içerisinde seyahat zamanını etkileyen fiziksel özelliklere bağlı olarak yeraltı yapısının belirlenmesi amacıyla kullanılan en önde gelen yöntemlerden bir tanesidir.

Tomografi kelimesi *tomos* ve *graphy* sözcüklerinden türemiştir ve sözlük anlamı olarak “kesit resmi” şeklinde çevrilebilir. Günümüzde sismik kayıtların farklı komponentleri (seyahat zamanları, genlik bilgileri, dalga şekli) kullanılarak tomografi çalışmaları yapılabilmektedir. Kaynak ve alıcı konfigürasyonlarına göre farklı geometrilerde veriler toplanabilmektedir. Kaynak tipine göre aktif (taş ocağı patlatmaları, hava-tabancası atışları, vb.) ve pasif (depremler, gürültü, vb.) olarak uygulanabilen tomografik yöntemlerde amaç incelenen sahaya ait 1, 2 veya 3-boyutlu yeraltı hız yapısını temsil eden tomografik görüntünün ortaya çıkarılmasıdır.

Bir bölgenin yeraltı hız yapısının belirlenmesi, jeolojik ve tektonik yapıların anlaşılmasında direk katkı sağladığı gibi, kayaç ve mineral tipi, yoğunluk, sıklık durumu, gözeneklilik, kırılgenlik, akışkan içeriğı, basınç ve sıcaklık gibi parametreler hakkında da bilgiler verebilir.

Sismik dalgaların varış zamanlarının kullanıldığı deprem tomografisi yöntemi, sismik kırılma / geniş açılı yansıma (kontrollü kaynak) yöntemine göre önemli avantajlara sahiptir. Deprem tomografisinde P (sıkışma) ve S (kesme) tipindeki dalgalara ait varış zamanlarının bir arada kullanılabilmesi ve kontrollü kaynak sismik çalışmalardaki en önemli sorunlardan olan sismik enerjinin derinlere ulaştırılamamasının deprem derinlikleri ve dağılımına bağlı olarak bertaraf edilebilmesi, bu yöntemin en önemli avantajları arasında sayılabilir. Bununla birlikte, özellikle yüzeye yakın hızların hassas şekilde belirlenmesinde kontrollü kaynak verilerinin de deprem verileri ile birlikte kullanılması önemli katkı sağlamaktadır.

Diğer taraftan, telesismik ve gürültü tomografisi çalışmalarında istasyon yoğunluğuna ve kaynağına bağlı olarak çözünürlük genellikle büyük ölçeklerde anlamlı sonuçların elde edilmesine olanak sağlamaktadır.

4.1 Yerel Deprem Tomografisinin Literatürdeki Yeri

Depremlerin kaynak olarak kullanıldığı YDT çalışmaları literatürde LET (Local Earthquake Tomography) olarak da bilinir. Yöntemin kullanımına öncülük edenlerden Aki ve Lee (1976) 3-boyutlu homojen bir başlangıç hız modeli ve doğrusal ışın yolları varsayımı ile 60 istasyonda toplanmış olan 32 depremi kullanmıştır. Sonuçta tek iterasyonla sönümlü en küçük kareler yöntemini kullanarak San Andreas Fay Zonu'nu içeren dar bir bant için üst 5 km'lik hız yapısının tomografik görüntülerini ortaya koymuştur. Thurber (1983) çalışmasında düğüm noktaları ile tanımladığı yer modeli için 3-boyutlu yaklaşık ışın izleme algoritmasını kullanmış ve çok yinelemeli ters çözüm yöntemini geliştirmiştir. Eberhart-Phillips (1990) Thurber (1983)'ün yöntemine ek olarak S varışlarını eklemiş ve ışın izleme algoritmasında yalancı eğme (pseudo bending) yöntemini geliştirmiştir. Hole (1992) çalışmasında sonlu farklar yöntemi ile seyahat zamanlarının ve ışın yollarının hesaplandığı yöntemi geliştirmiştir. Husen ve Kissling (2001) düz çözümde kullanılmak üzere Fresnel bölgesini ve yaklaşık ışın yollarını hesaplamışlardır ve bu yaklaşımının fiziksel koşulları daha iyi yansıttığını önermişlerdir. Zhang ve Thurber (2003) çalışmasında ikili farklar yöntemini (Double-Difference Tomography) geliştirmişlerdir. Bu yöntem ile mutlak varış zamanlarının yanında çapraz ilişki (cross correlation) yöntemi kullanılarak bağıl varış zamanları da hesaplanmış, bu şekilde deprem konumu, orijin zamanı ve tomografik hızların daha hassas şekilde belirlenebileceği önerilmiştir.

Literatürdeki YDT çalışmalarında ağırlıklı olarak Thurber (1983)'de ilk kez tanıtılan Simulps adlı bir programın ve ilerleyen dönemlerde yapılan yeniliklerle geliştirilen türevlerinin kullanıldığı görülmektedir. Tomografik yaklaşımın ortaya konduğu günden günümüze kadar geçen süre içinde aktif ve/veya pasif kaynaklı veri setlerinin bir arada kullanıldığı birçok YDT çalışması yayınlanmıştır. İzleyen bölümde literatürde yapılan tomografik çalışmalardan örnekler verilmiştir.

Husen ve Kissling (2000), Antofagasta (Mw=8.0) ana şokunun seçilen artçı depremleri için yeni deprem konumlarını ve 3-boyutlu V_p ve V_p/V_s yapılarını ortaya koymuştur. Çalışmada DTS ve kara ağlarından oluşan 44 istasyonluk bir sismik ağ ile toplanan veri seti kullanılmıştır. Karmaşık hız modellerinden doğabilecek etkilerin giderilmesi için sırasıyla 1-boyutlu, 2-boyutlu ve 3-boyutlu hız modelleri elde edilmiş, bu sürecin sonuçların kalitesini arttırdığına değinilmiştir. Kissling ve

diğ. (2001), 3-boyutlu tomografi çalışmalarında veri setleri ile düz ve ters çözüm tekniklerinin yanında tomografik modelin boyutları, düğüm noktası dağılımları gibi unsurların önemine işaret etmiştir. Bu etkinin incelenmesi için çalışmada farklı düğüm noktaları dağılımları kullanmış, elde ettiği final modellerin kalitelerini karşılaştırmıştır.

Haslinger ve Kissling (2001), Simulps içinde kullanılabilecek yeni bir 3-boyutlu ışın izleme yöntemi geliştirmiştir. Bu sayede mevcut olan analitik ışın izleme ve yalancı eğme (ART-PB) yöntemine 3-boyutlu ışın atışı (3D Ray Shooting) algoritması eklenmiştir. Yapılan testlerde 60-80 km ofsetlerde her iki teknik ile hesaplanan ışın yollarının benzer olduğuna değinilmiştir.

Thurber ve diğ. (2004), Parkfield bölgesinde SAFOD (San Andreas Fault Observatory at the Depth) projesi kapsamında 800 deprem ve 100 aktif kaynak verisini kullanarak farklı tomografi kodları ile 3-boyutlu Vp modellini ve Vp/Vs oranlarını hesaplamıştır.

Aktar ve diğ. (2004) Erzincan'da 1992 yılında meydana gelen M 6.9 büyüklüğündeki depremin 25 istasyonla toplanan 1240 artçı sarsıntı verilerini kullanarak Erzincan Baseni'nin 3-boyutlu Vp ve Vp/Vs tomografik modellerini belirlemiştir. Çalışma sonucunda elde edilen bulgular kullanılarak depremlerin bölgedeki aktif fay zonları ve bölgesel tektonikle ilişkisine değinilmiştir. Kaypak (2008) aynı depremin artçılarını kullanarak 58 geçici istasyonda toplanan 1025 deprem kaydı ile bölgenin Vp ve Vp/Vs tomografik modellerini belirlemiştir. Tomografik kesitler basen, jeolojik birimler ve tektonik unsurlarla ilişkilendirilmiş, şehrin üzerinde yer aldığı kalın konsolide olmayan sedimenter havzanın sismik tehlikeyi arttırdığı vurgulanmıştır.

Riedel ve diğ. (2005), kuzey İzlanda'daki SIL sismik ağı ile toplanan deprem veri setini kullanarak 4 farklı ters çözüm tekniği için elde edilen 1, 2 ve 3 boyutlu Vp ve Vp/Vs oranlarını belirlemiştir. Çalışmada yöntemlerin birbirine göre avantajları ve dezavantajları irdelenmiş, elde edilen sonuçların birbiri ile uyumlu olduğu vurgulanmıştır.

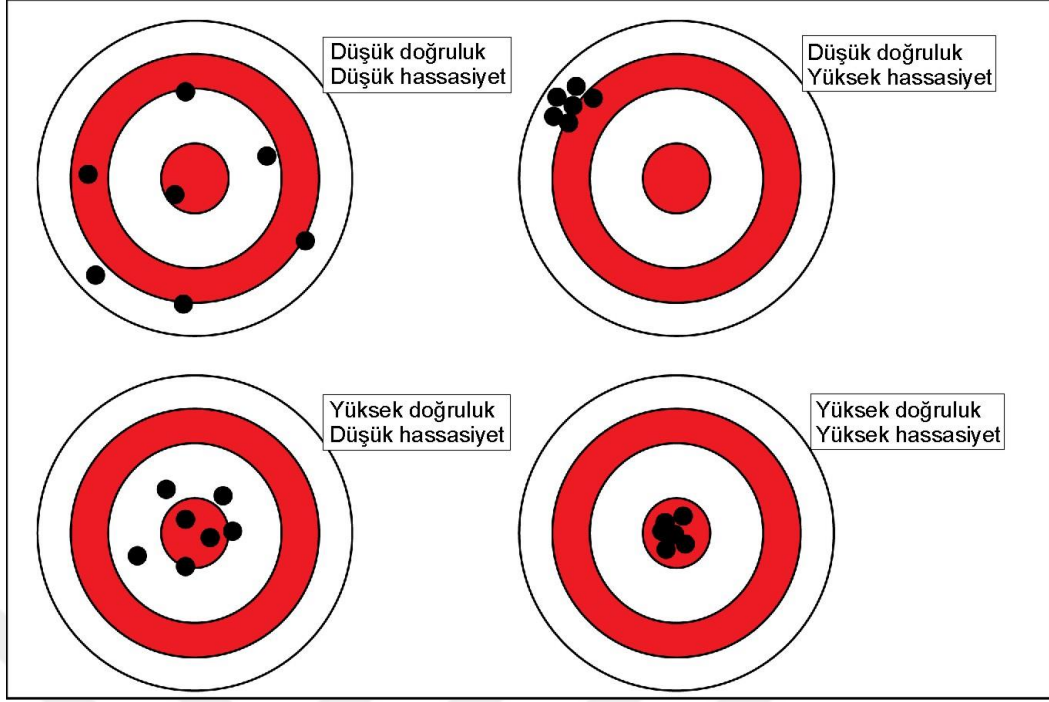
Bleibinhaus ve Gebrande (2006), 2001 yılında yapılan TRANSALP projesi kapsamında, 340 km uzunluğundaki sismik profilde 100 istasyonda kaydedilen kontrollü kaynak (dinamit ve vibro) kayıtlarını kullanmıştır. Çalışmada kırılma ve

geniş açılı yansıma verilerinden elde edilen toplam 8000 P dalgası seyahat zamanı kullanılarak 2-boyutlu kabuk ve moho Vp hızları hesaplanmıştır. Thurber ve diğ. (2006), ikili farklar yöntemini kullanarak mutlak ve göreceli varış zamanlarından oluşan veri seti için Kaliforniya'daki Parkfield bölgesinin Vp hız modelini ve büyük depremlerin odak mekanizmalarını hesaplamıştır. DeShon ve diğ. (2007), Kostarika'daki Nicoya Yarımadası boyunca uzanan dalma batma zonu civarında yerleştirilen DTS'leri ve kara sismik ağına ait veri setlerini bir arada kullanarak bölgenin 3-boyutlu Vp ve Vp/Vs modellerini belirlemiş, depremlerin hassas konumlarını hesaplamıştır. Bazin ve diğ. (2010), 2004 yılında meydana gelen Mw=6.3 büyüklüğündeki Les Saintes depremini takiben bölgede kurulan geçici DTS'ler ile kaydedilen depremleri kullanarak çalışma alanının 3-boyutlu Vp ve Vp/Vs tomografik modellerini ve hassas deprem konumlarını hesaplamıştır. Elde edilen sonuçlar kırık zonu üzerinde belirlenen anomali niteliğindeki alanların tartışılması, bölgenin jeolojisi ve tektonik birimler ile ilişkilendirilmiştir.

Wagner ve diğ. (2012) İtalya'nın kuzeyinde batı Alp bölgesinde toplanan aktif ve pasif kaynaklı sismoloji veri setlerini bir arada kullandığı çalışmasında bölgenin 3-boyutlu kabuk ve kabuk-manto geçisine ait hız yapısını belirlemiştir. Çalışmada her iki veri setinin bir arada kullanımının sağladığı katkıya işaret edilmiştir. Luckett ve Baptie (2015) yoğun bir depremselliğe sahip olmayan İskoçya'da 40 yıl boyunca toplanan deprem verilerini kullanarak sırasıyla 1-boyutlu ve 3-boyutlu P dalgası hız modellerini belirlemişlerdir. Elde edilen sonuçların bölgede daha önce yapılmış olan sismik kırılma ve yansıma çalışmalarına benzer olduğuna değinilmiştir. Rawlinson ve Spakman (2016) çok geniş uygulama alanlarına sahip olan sismik tomografi çalışmalarında çözümün güvenilir olduğu alanların belirlenmesinde sıklıkla kullanılan yöntemlerin karşılaştırmasını yapmış ve bu yöntemlerin avantajlarını ve dezavantajlarını çeşitli sentetik testlerin sonuçlarına göre tartışmıştır.

4.2 3-Boyutlu Yerel Deprem Tomografisinin Esasları

YDT yöntemi ile elde edilen sonuçlar çalışmanın doğruluğu (accuracy) ve hassasiyeti (precision) ile doğrudan ilişkilidir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 : Doğruluk ve hassasiyet parametrelerine göre elde edilebilecek sonuç-başarı ilişkisi.

Sonuçlar doğruluk ve hassasiyet parametrelerine göre değerlendirildiğinde 4 farklı durum söz konusudur (Şekil 4.1). Yüksek hassasiyet ve yüksek doğrulukla hesaplanan tomografik hızlar, deprem konumları ve orijin zamanları hiç kuşkusuz en arzu edilen durumdur. Fakat bir bütün olarak değerlendirildiğinde bu başarı genellikle sağlanamaz. Bu durumda sonuçların hangi ölçüde doğruluk ve hassasiyetle elde edildiğinin belirlenmesi önem taşır. YDT çalışmaları bu kriterleri oluşturan ve sorgulanmasını sağlayan dört ana başlıkta toplanabilir. Bunlar;

- Tomografik modelin oluşturulması (çalışma alanının hız blokları/düğüm noktaları ile tanımlanması, sınırları, vb.),
- Işın yolu ve seyahat zamanlarının hesaplanması,
- Ters çözüm (veri setindeki tutarsızlıklar, hatalı verilerin belirlenmesi, vb.),
- Çözüm kalitesinin belirlenmesi (yeterli ve amaca yönelik veri)

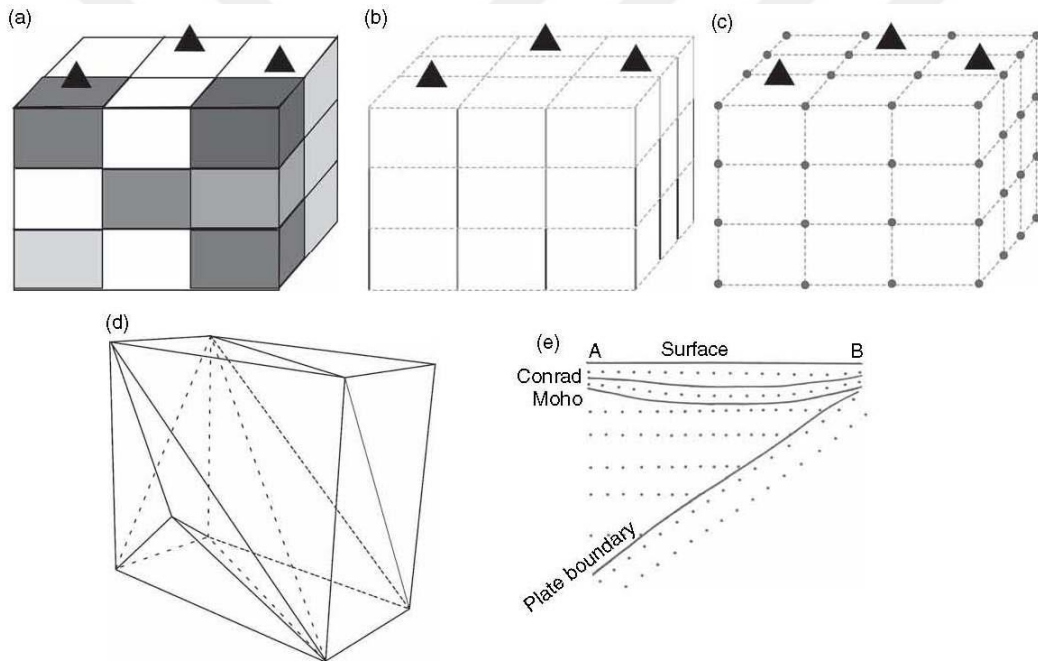
şeklindedir. İzleyen bölümlerde bu başlıklar altında yapılan çalışmalar detaylandırılmıştır.

4.2.1 Tomografik modelin oluşturulması

YDT çalışmalarında P ve S dalga hızları (veya yavaşlıkları-slowness) kullanılarak amaca yönelik olarak ortamın 1-, 2- veya 3-boyutlu olarak tanımlanması hedeflenir.

Farklı ölçeklerdeki süreksizlikler, faylar, tabaka geçişleri, sokulumlar ve magma odacıkları gibi yapısal unsurların belirlenebilmesi tomografi çalışmalarına duyulan ihtiyacın öncelikli sebeplerini oluşturmaktadır. Bu amaç doğrultusunda yeraltını en iyi temsil eden imajlar 3-boyutlu tomografik modeller ile belirlenebilir. Üç boyutta temsil edebilecek hızların ayrı birer bilinmeyen olarak hesaplanabildiği YDT çalışmalarında yer modeli farklı şekillerde oluşturulabilmektedir. (Şekil 4.2). Hangi yaklaşım kullanılırsa kullanılsın her bir çalışma için özgün bir model geometrisi oluşturulur. Model geometrisi temel olarak;

- Çözülmesi hedeflenen problem ve jeolojik yapının karmaşıklık derecesi,
- İstasyon dağılımı ve yoğunluğu,
- Kaynağın uzaysal dağılımı ve yoğunluğu parametrelerine bağlıdır.



Şekil 4.2 : Farklı tomografik model yaklaşımları. (a) Sabit hızlı, tekdüze blok model, (b) yanal hız değişimli ve katmanlı model, (c) düzenli düğüm noktaları modeli. (d) Değişken boyutlu tetrahedral hücre modeli. (e) Düğüm noktası ve arayüzey tanımlı hibrit model (Thurber ve Ritsema, 2007'den düzenlenmiştir).

Sabit hızlı tekdüze blok modeli (Şekil 4.2.a), her bir blok içinde doğrusal ışın yolu kabulünü kullanan basit bir yaklaşımdır (Aki ve Lee, 1976). Buna karşılık birbirinden bağımsız olarak hesaplanan blok hızları arasındaki hız süreksizlikleri, ışın yollarının bazı bloklarda marjinal şekilde yoğunlaşmasına ve bazı blokların gölge zonda kalması gibi yöntemden kaynaklanan hatalara sebep olabilmektedir. Bu problemlerin önüne geçebilmek için genellikle kullanılan blok sayısının model içindeki heterojeniteleri iyi şekilde temsil edebilecek kadar yoğun olması ve komşu

blokların hız değişimlerinin makul sınırlarda tutulması önerilmiştir (Rawlinson ve Sambridge, 2003).

Yanal yönde hız değişimli ve katmanlı model (şekil 4.2.b) düşey yönde sabit hızlı tabakalardan oluşur ve hızlar yatay yöndeki düğüm çizgileri arasında interpolasyonla hesaplanır (Hawley ve diğ., 1981). Bir nceki modele göre düğüm çizgileri arasındaki uzaklığın katmandan katmana değişim gösterebilme avantajı vardır.

Düğüm noktaları ile temsil edilen modelde (şekil 4.2.c), düğüm noktaları arasındaki yatay mesafe değişebilirken, düşeyde düğüm noktalarının derinliği sabittir. Bu yaklaşımda 3-boyutlu interpolasyon yöntemleri kullanılarak düğüm noktaları arasında hızların tüm yönlerde kesintisiz olarak hesaplanabilmesi mümkündür (Thurber, 1983).

Diğer bir yaklaşımda, dört komşu düğüm noktası ile tanımlanan tetrahedral geometrideki bloklar kullanılır (şekil 4.2.d). Tetrahedral blok üzerindeki herbir yüzeyde doğrusal değişen hız alanı ve hız gradyanının tanımlanabilir olması, bu yöntemin ayırddici özelliğidir. (Lin ve Roecker, 1997).

Son olarak düğüm noktası ve arayüzey tanımlı hibrit model yaklaşımında (şekil 4.2.e) süreksizliklerin veya ani hız değişimlerinin tanımlanabilmesi amacıyla içinde grid noktaları tanımlanabilen ve tabakalardan oluşan bir model oluşturulur. Yöntemin en belirgin avantajı, ikincil varışların (P-S, S-P dönüşüm fazları, yansıma fazları, vs.,) tanımlanabilen arayüzler sayesinde kullanılabilesidir.

Model boyutlarının belirlenmesinde en önemli kıstas şüphesiz depremlerin ve istasyonların modelle sınırlanan alan içinde yer alması ve ışın yollarının sağlıklı hesaplanabilmesi için bu alanı içeren bir tampon bölgenin tanımlanmasıdır. Oluşturulan modelin derinliği, veri setinde en derine ulaşan ışın yolunun derinliğinden daha büyük olmalıdır.

Modeldeki blok boyutlarının çok küçük olması durumunda, modelin parametre sayısı, dolayısıyla hesaplama zamanı artacak, ayrıca bazı bloklarda ışın yoğunluğu azalacağından çözünürlük düşebilecektir. Model bloklarının gereğinden büyük tanımlanması durumunda ise modeli ana hatları ile temsil eden bir görüntü elde edilecek, fakat bu defa model sınırları içinde blok boyutlarından ufak fakat önemli olabilecek yapılar belirlenemeyecektir. Bu sebeple, YDT çalışmasının başlangıcında veri seti ve çözülmesi hedeflenen problem kıstasları göz önüne alınarak model

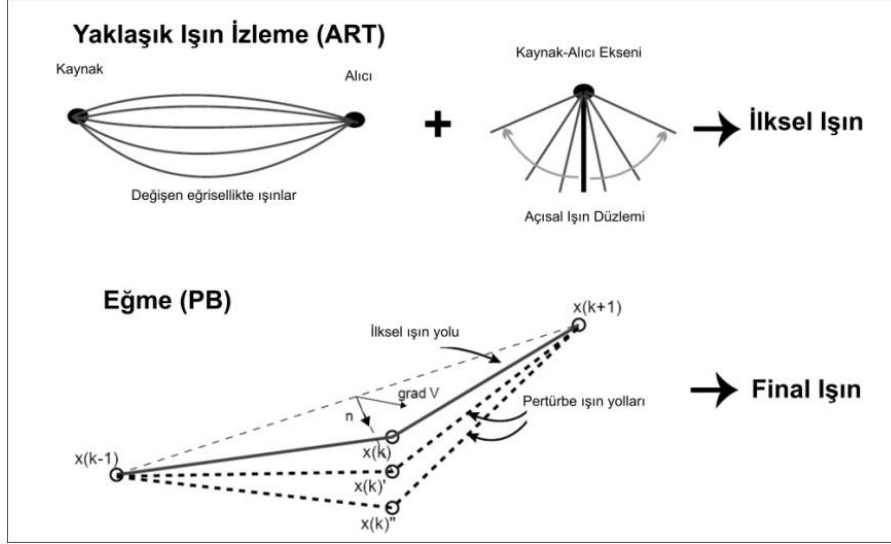
içindeki blok (veya düğüm noktası) büyüklüğü ve dağılımının optimum fayda sağlayacak şekilde belirlenmesi gerekir.

Tez çalışmasında kullanılan Simul2000 programında model içindeki düğüm noktaları x, y ve z eksenlerinde kartezyen koordinatlarda ve her bir düğüm noktasına ait başlangıç değerleri (V_p , V_p/V_s veya Q değerleri) ile tanımlanır (Şekil 4.2.c). Programın esnekliği sayesinde tanımlanan herhangi bir düğüm noktasındaki model parametresi değeri yinelemeli ters çözüm sonrasında bireysel veya diğer bir düğüm noktasına bağlı olarak değişebilir veya sabit tutulabilir.

4.2.2 Işın izleme

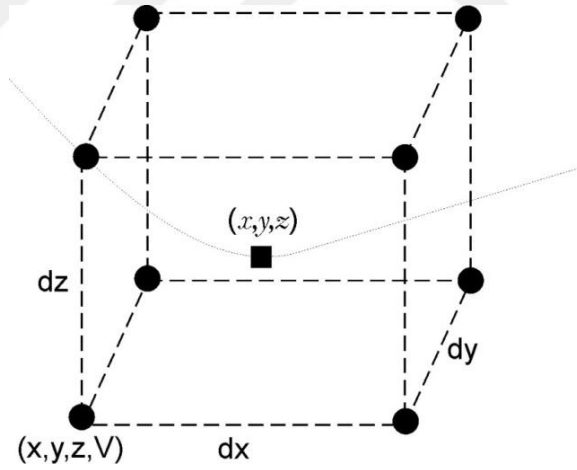
YDT'nin başarısı; düz çözümün doğruluğu, hassasiyeti, performansı ve kullanılan ışın izleme algoritması ile direk ilişkilidir. Simul2000 programında yaklaşık ışın izleme (Approximate Ray Tracing-ART) ve hız modeline göre ışın yollarının eğilmesi esasına dayanan (Pseudo Bending-PB) yöntemlerinin birarada çalıştığı *ART-PB* yöntemi kullanılmıştır (Şekil 4.3).

ART yönteminde başlangıçta hız modeli öngörülmeden ışın yolları belirlenir. Bunun için ilk olarak kaynak ile alıcı arasında çok sayıda farklı eğrisellikte ve yarıçapta yaylar şeklinde ışın yolları oluşturulur. Belirlenen tüm ışın yolları boyunca 3-boyutlu hız modeli kullanılarak seyahat zamanları hesaplanır. Işın yolları için hesaplanan seyahat zamanlarından en kısa olanı (veya en hızlı ışın yolu) gerçeğe en yakın ışın yolu olarak seçilir. Genellikle uzun olmayan ($< 60-80$ km) ışın yolları için bu yöntem ile hesaplanan seyahat zamanlarında yöntemden kaynaklanan hataların ihmal edilebilir seviyelerde olduğu belirtilmiştir (Thurber, 1983). Yöntemin en belirgin zayıflığı, tüm ışın yollarının eğriselliğinin sabit olması (aynı tipte polinom ile tanımlanması) ve bir düzlem boyunca kaynaktan alıcıya ulaşmasıdır. Depremler için ışın yolu $60 - 80$ km'den uzun olduğunda örnek olarak kabuk-manto sınırından kırılan P_n ve S_n fazları için yay eğrisellikleri yeterli hassasiyetle seyahat zamanlarının hesaplanmasını engellemektedir. Şekil 4.3'de görüldüğü gibi, PB yöntemi ART yöntemi ile belirlenen ilksel (initial) ışın yoluna uygulanır. Bu yöntemde, 3-boyutlu modeldeki hızlar kullanılarak doğruya yakın ışın yolunun belirlenmesi amaçlanır.



Şekil 4.3 : Yaklaşık ışın izleme (ART) ve yalancı eğme (PB) yöntemleri kullanılarak alıcı ve kaynak arasındaki en kısa seyahat süresini sağlayacak yolun hesaplanması (Husen, 1999’den düzenlenmiştir).

Bu yaklaşımda hız modeli düğüm noktaları ile çevrelenmiş dikdörtgen şeklindedir (Şekil 4.2.c). PB yöntemi uygulanması için herhangi bir noktadaki hız değeri $V(x,y,z)$ (Şekil 4.4, (x,y,z) noktası) noktayı çevreleyen 8 düğüm noktasındaki hızlar kullanılarak hesaplanır.



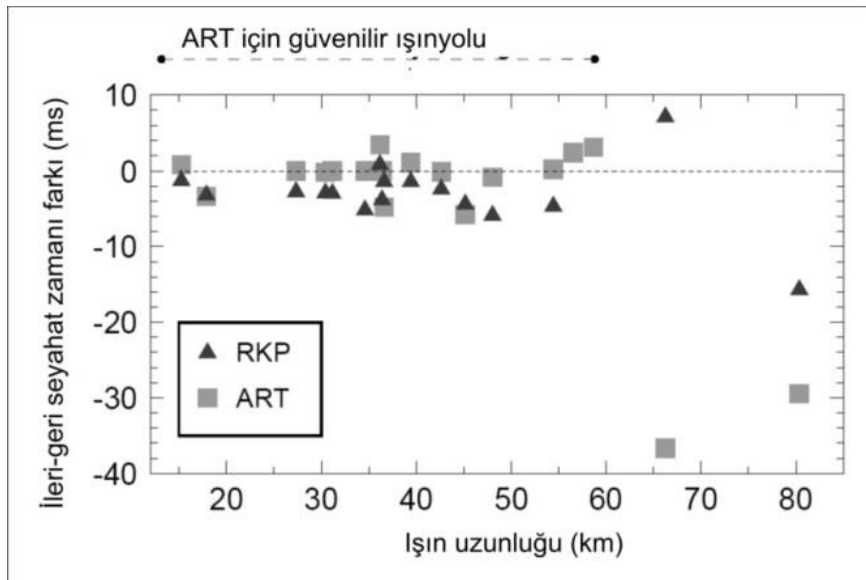
Şekil 4.4 : Işın yolu üzerinde (ince noktalı çizgi) hız hesaplanacak olan (x,y,z) noktası (siyah dörtgen) ve noktayı çevreleyen 8 düğüm noktasının (siyah daireler) görünümü.

Şekil 4.4’de görülen (x,y,z) noktasındaki hızın bulunması için denklem 4.1 kullanılır (Thurber, 1983).

$$V(x, y, z) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 V(x_i, y_j, z_k) \left[\left(1 - \left| \frac{x-x_i}{x_2-x_1} \right| \right) \left(1 - \left| \frac{y-y_j}{y_2-y_1} \right| \right) \left(1 - \left| \frac{z-z_k}{z_2-z_1} \right| \right) \right] \quad (4.1)$$

Denklemden x_i, y_j, z_k değeri (x, y, z) noktasını çevreleyen sekiz grid noktasının koordinatına, $x_2 - x_1, y_2 - y_1$ ve $z_2 - z_1$ ise dx, dy ve dz ’ye karşılık gelir (Şekil 4.4).

PB yönteminde kullanılan ilksel ışın yolu ART yönteminde seçilen ışın yoludur ve ışın yolu ortasında belirlenen bir büküm noktası ile 2 segmente ayrılır (Şekil 4.3). Işın yolu üzerinde belirlenen büküm noktası, hız gradyanı normali göz önüne alınarak hızın yüksek olduğu yönde pertürbe edilir ve seyahat zamanı süresindeki azalma takip edilir. Eğer seyahat zamanlarındaki azalma kullanıcı tarafından belirlenen eşik seviyenin altına düşerse final ışın yolu belirlenmiş olur, değilse segmentlerin ortasında yeni büküm noktaları belirlenerek seyahat süresi değişimi istenilen seviyeye düşüncüye kadar aynı işlemler tekrarlanır. Bu sayede hem ART yöntemi ile bir düzlem boyunca belirlenmiş olan sabit eğrisellikteki ışın yolu pertürbe edilebilmekte, hem de ışın yolunun düzlemden ayrılmasına (hız modelinin üçüncü boyutunun kullanılabilmesine) olanak sağlanmaktadır (Um ve Thurber, 1987). ART-PB ışın izleme yöntemiyle hesaplanan seyahat zamanları takip eden yıllarda gelişen bilgisayar teknolojisine paralel olarak gelişen yeni ışın izleme yöntemlerinin sonuçları ile kıyaslanmıştır. Husen (1999) çalışmasında 60-80 km mesafelere kadar ART-PB yöntemi ile elde edilen sonuçların güvenilir olduğunu göstermiştir (Şekil 4.5).



Şekil 4.5 : Deprem-kayıtçı çiftleri için ART-PB yöntemi (gri kareler) ve 3-boyutlu atış (3D-Shooting) yöntemi (siyah üçgenler) ile hesaplanan seyahat zamanı farkları (Husen, 1999’den düzenlenmiştir).

4.2.3 Tomografik ters çözüm

YDT'nin hedefi depremlerin odak parametrelerini (deprem konumu ve orijin zamanı) ve ortamı temsil eden tomografik modelleri (V_p , V_s hızları veya V_p/V_s oranı) eş zamanlı olarak belirlemektir.

Yöntemin uygulanmasında farklı araştırmacılar tarafından farklı yaklaşımlar kullanılsa da, hedef gözlemsel seyahat zamanı değerleri ile model için hesaplanan teorik değerler arasındaki farkı arzu edilen sınırların altına indirmektir. Bu tez çalışmasında düğüm noktalarından oluşan dikdörtgen hız bloklarının kullanıldığı, yinelemeli sönümlü ters çözüm yaklaşımıyla model ve odak parametrelerinin eş zamanlı çözüldüğü Simul2000 adlı (Thurber ve Eberhart-Phillips, 1999) bilgisayar yazılımı kullanılmıştır.

Sismik kaynaktan yayılan dalgaların (P veya S dalgası) bir alıcıya varış zamanı; kaynağın odağına ait parametreler (konum ve orijin zamanı) ve kaynaktan alıcıya kadar olan ışın yolu boyunca hızlar (V_p veya V_s hızları) ile ilişkilidir. Sismik kaynak ile alıcı arasındaki seyahat zamanının (T_{ij}) ışın teorisine göre bir yol integrali (4.2) ile gösterilmesi mümkündür.

$$T_{ij} = \int_{kaynak}^{alıcı} u \, ds \quad (4.2)$$

Denklemden u dalga yavaşlığını (slowness), ds ışın yolu boyunca birim uzunluğu, i ve j sırasıyla kaynağı ve alıcıyı gösteren indislerdir. Burada $nyola$ çıkılarak bir sismik dalganın alıcıya varış zamanı denklem 4.3 de görüldüğü gibi basit bir toplam şeklinde yazılabilir.

$$t_{ij} = \tau_i + T_{ij} \quad (4.3)$$

Denklem 4.3'de (t_{ij}) varış zamanını, (τ_i) kaynaktan yola çıkan dalganın başlangıç (orijin) zamanını ve (T_{ij}) kaynak odağından alıcıya kadar olan seyahat zamanını gösterir. Seyahat zamanları kaynaktan alıcıya ulaşan ve hızlara bağlı olarak değişen ışın yollarına bağlıdır. Dolayısıyla doğrusal olmayan bir f fonksiyonu ile ifade edilebilir. Bu fonksiyonu denklem 4.4'de görüldüğü gibi Taylor serisine açarak doğrusallaştırmak mümkündür.

$$t_{ij} = f(h, m) = f(h^{est}, m^{est}) + \frac{\partial f(h, m)}{\partial h} (h - h^{est}) + \frac{\partial f(h, m)}{\partial m} (m - m^{est}) + \dots \quad (4.4)$$

Denklem 4.4’de h_n^{est} ve m_k^{est} sırasıyla odak ve model parametreleri için gerçeğe yakın başlangıç değerlerini, $\frac{\partial f(h,m)}{\partial h}$ ve $\frac{\partial f(h,m)}{\partial m}$ odak ve model parametreleri için birinci dereceden türevleri göstermektedir. Herbir iterasyonla bu şekilde hesaplanacak h ve m değerleri bir sonraki iterasyonda h^{est} ve m^{est} olarak kullanılarak final odak ve model parametreleri belirlenir.

YDT’ de amaç veri setini oluşturan gözlemsel varış zamanları (P ve S varış zamanları) ile kaynak odak parametreleri ve 3-boyutlu hız modeli (Vp ve Vs) için hesaplanan teorik varış zamanları arasındaki farkı en aza indirmektir. Buna göre gözlemsel ve teorik varış zamanları arasındaki fark (artık zaman veya rezidüel) denklem 4.5’de verilen bağıntıyla hesaplanır.

$$r_{ij} = t_{ij}^{gözlemsel} - t_{ij}^{teorik} \quad (4.5)$$

Denklemde görülen artık zaman (r_{ij}) genel formdadır. Denklem açık olarak yazılarak r_{ij} odak konumuna (I), orijin zamanına (II) ve hız değerlerine ait standart hatalar (III) cinsinden düzenlenirse,

$$r_{ij} = \underbrace{\sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_k} \Delta X_k}_I + \underbrace{\Delta \tau_i}_{II} + \underbrace{\int_{kaynak}^{alıcı} \delta u ds}_{III} \quad (4.6)$$

denklem 4.6’da görüldüğü şekilde yazılır. Denklemdeki dalga yavaşlığı (u) ayrık olarak denklem 4.7’de olduğu şekilde ifade edilebilir.

$$r_{ij} = \underbrace{\sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_k} \Delta X_k}_I + \underbrace{\Delta \tau_i}_{II} + \underbrace{\int_{kaynak}^{alıcı} \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l}_{III} \quad (4.7)$$

Denklem 4.7’de ΔX_k ile $\Delta \tau_i$ sırasıyla odak konumu ve orijin zamanı (odak parametreleri, h) ve Δm_l hız parametreleri (m) için düzeltme (pertürbasyon) miktarlarını ifade eder.

Denklem’de l indisi hız modeli için toplam model parametre sayısını göstermektedir. Hız modeline ait kısmi türevler $(\frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l})$, ışın yolu boyunca çizgisel integraller şeklinde denklem 4.8’de görüldüğü şekilde hesaplanır.

$$\frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} = \int_{kaynak}^{alici} - \left\{ \frac{1}{m(x, y, z)} \right\}^2 \frac{\partial m(x, y, z)}{\partial m_l} ds \quad (4.8)$$

Denklem 4.8’de hız modeline ait kısmi türevler yaklaşık olarak hesaplanan ışın yolları boyunca kabul edilebilir hata sınırları içinde hesaplanırlar. Diğer yandan denklem 4.7’de odak konumları ile ilgili (I numaralı) kısımda verilen odak parametrelerine ait kısmi türevler açık halde denklem 4.9’daki şekilde ifade edilirler.

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_1} &= \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_e} = - \frac{1}{m_e} \frac{dx}{ds} \\ \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_2} &= \frac{\partial T_{ij}}{\partial y_e} = - \frac{1}{m_e} \frac{dy}{ds} \\ \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_3} &= \frac{\partial T_{ij}}{\partial z_e} = - \frac{1}{m_e} \frac{dz}{ds} \end{aligned} \quad (4.9)$$

Denklemlerde m_e ve s sırasıyla odaktaki hız ve ışın yolu parametrelerini ifade eder. Odak parametrelerinde yapılan düzeltme modeldeki hız değişimine oranla küçük olması durumunda denklemler geçerlidir (Thurber, 1983). Denklem 4.7’de ayrı olarak ifade edilen artık zaman matris formunda alttaki şekilde gösterilebilir.

$$\Delta r \cong G \Delta(hm) \quad (4.10)$$

Denklem 4.10’da Δr tüm gözlemsel ve teorik varış zamanları arasındaki fark vektörünü, G odak ve hız modeli parametrelerine ait kısmi türevler matrisini ve $\Delta(hm)$ ise odak (ΔX_k ve $\Delta \tau_i$ ’den oluşan) ve hız modeli (Δm_l) parametreleri için düzeltme terimlerinin bir arada bulunduğu vektörü göstermektedir.

Denklemdeki düzeltme terimlerinin bulunduğu $\Delta(hm)$ ’in çözülmesi $G^T G$ matris çarpımının tersinin hesaplanabilmesi durumunda mümkündür. Odak (deprem, atış, vb.) ve alıcı konumlarının düzensiz olmaları, model içindeki ışın yollarının düzensiz dağılımına ve dolayısıyla ters çözüm probleminin aynı anda aşırı (over-determined) ve eksik (under-determined) tanımlı alanları içerebilecek karışık (mixed-determined) tanımlı olmasına sebep olmaktadır. Bu durumda çok çözümlü (non-unique) olan ters

çözüm yönteminde sönümlü en küçük kareler (Damped Least Square) algoritması uygulanarak $\Delta(hm)$ hesaplanmıştır.

$$\Delta(hm) = (G^T G + \mu^2 I)^{-1} G^T \Delta r \quad (4.11)$$

Denklem 4.11’de μ^2 sönüm değerini, I birim matrisi göstermektedir. Denklemin eş zamanlı (simultane) ters çözümü için hız modeline ve odak parametrelerine ait kısmi türevler denklem 4.12’deki şekilde iki alt matris grubundan oluşturulur (Thurber, 1992).

$$r = H\Delta h + M\Delta m \quad (4.12)$$

Denklem 4.12’de r rezidüel vektörünü, H ve Δh odak parametreleri için kısmi türevler matrisi ve düzeltme vektörünü, M ve Δm ise hız modeli parametreleri için kısmi türevler matrisi ve düzeltme vektörünü temsil etmektedir. i kaynağa ait indisi, N toplam model parametre sayısını ve L toplam kaynak miktarını gösterecek şekilde düzenlenirse denklem 4.13 şeklinde yazılabilir (Thurber, 1983).

$$\underbrace{r_i}_{L \times 1} = \underbrace{H_i}_{L \times 4} \underbrace{\Delta h_i}_{4 \times 1} + \underbrace{M_i}_{L \times N} \underbrace{\Delta m}_{N \times 1} \quad (4.13)$$

Hız modeli ve odak parametrelerinin eşzamanlı hesaplanması gereklidir. Matris formunda görülen denklem 4.14’de rezidüellerin hesaplanması için Lawson ve Hanson (1974) tarafından geliştirilmiş **QR** ayrışımı tekniği kullanılmıştır. H_i için QR ayrışımı;

$$QH_i = \begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{13} & r_{14} \\ 0 & r_{22} & r_{23} & r_{24} \\ 0 & 0 & r_{33} & r_{34} \\ 0 & 0 & 0 & r_{44} \\ 0 & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (4.14)$$

şeklindedir. Matris içinde dördüncü satırın altındaki Q değerleri ayrı şekilde Q_0 olarak kullanılırsa;

$$Q_0 r_i \cong r'_i = Q_0 H_i \Delta h_i + Q_0 M_i \Delta m \cong M'_i \Delta m \quad (4.15)$$

elde edilir (Thurber, 1992). Denklem 4.15’de $Q_0 H_i = 0$ özelliği kullanılmıştır. Bu şekilde denklem 4.15 kullanılarak hız modeline ait düzeltmeler (Δm) ve hesaplanan

yeni model parametreleri kullanılarak depremlere ait odak parametreleri hesaplanabilir. Problemin doğrusallaştırılmış olması ve kullanılan sönüm katsayısı ters çözümün yinelemeli olarak tekrarlanması gerektirir. Her bir ters çözüm yinelemesinde hesaplanan rms, veri ve model varyansları gibi kriterler değerlendirilerek uygun yineleme sayısı belirlenerek final tomografik model ve depremlere ait odak parametreleri hesaplanır.

Hesaplanan modele ait ve odak parametrelerin güvenilirliğine etki eden en önemli parametrelerden bir tanesi ters çözüm sırasında kullanılan sönüm değeridir. Eberhart–Phillips (1986) kullanılacak sönüm değerinin belirlenebilmesi için farklı sönüm değerleri kullanılarak tek yinelemede hesaplanan veri ve model varyansını karşılaştırmıştır. Bu yöntemde geniş bir aralıkta (genellikle 1 ile 1000 aralığında) değişen sönüm değerleri kullanılarak hesaplanan veri ve model varyanslarından bir eğri hesaplanır. Bu eğride en küçük veri varyansı ve ortalama model varyansının hesaplandığı sönüm değeri ters çözümde kullanılacak en uygun değer olarak seçilir.

Simul2000 programında giriş dosyasında yer alan P varış zamanları ve S-P zaman farkları deprem konumlarının ve V_p ile V_p/V_s model parametrelerinin hesaplanması için kullanılır. Deprem kayıtlarından yapılan S faz okumalarının katkısıyla belirlenebilen V_p/V_s model parametreleri ters çözümde kullanılan başlangıç modelinde tanımlanan V_p/V_s değerleri kullanılarak ve ışın yolları P ve S dalgaları için aynı kabul edilerek hesaplanır. S-P zaman farkı rezidüelleri,

$$dt_{ij}^{gözlemsel} - dt_{ij}^{hesaplanan} = \int_{ışın\ yolu} \left[\delta \left(\frac{V_p}{V_s} \right) - 1 \right] / V_p ds \quad (4.16)$$

şeklinde dir. Denklem 4.16’da hesaplanan rezidüel 3-boyutlu düğüm noktaları üzerinde S-dalgası ışın yolu boyunca V_p/V_s değerlerinde yapılan düzeltmeyle $(\delta \left(\frac{V_p}{V_s} \right))$ ilişkilidir (Thurber ve Eberhart-Phillips, 1999). Ters çözümün ilk iterasyonundan sonra 3-boyutlu modelde V_p/V_s oranları sabit kalmayacağından, P ve S ışın yolları farklılaşacaktır, fakat aynı ışın yolu kullanılacağından denklem 4.16 doğruya yakın bir yaklaşım olarak değerlendirilmelidir.

4.2.4 Çözünürlüğün değerlendirilmesi

YDT uygulamalarında diğer ters çözüm problemlerinde olduğu gibi çözünürlüğün belirlenmesi elde edilen sonuçların yorumlanmasında kilit rol oynar. Bu amaçla ters çözüm sırasında ışın yoğunluğu bilgisi (KHIT), model çözünürlük matrisi diagonalı (RDE) ve modeldeki her bir model parametresi için hesaplanmış ışın yoğunluğu (ağırlıklandırılmış türevler toplamı - DWS) bilgisi kullanımına literatürde birçok çalışmada rastlamak mümkündür (Thurber ve Eberhart-Phillips, 1999; Husen ve Kissling, 2001; Belibinhaus ve Gebrande, 2006).

Ters çözüm için temel denklem takımı en basit haliyle $d = Gm$ şeklinde ifade edilebilir. d veri grubunu, G türevler matrisini ve m modeli temsil etmek üzere G^{-1} ile G matrisinin çarpımından elde edilecek model çözünürlük (R) matrisi ve bu matrisin köşegeni (RDE) denklem 4.17'deki şekilde hesaplanır.

$$\begin{aligned} R &= G'G \\ RDE &= diag(R) \end{aligned} \quad (4.17)$$

R matrisinin diagonalı modelin çözüm gücü ile ilgili bilgi taşırken, bu matriste aynı satır boyunca ilgili model parametresinin diğer model parametreleri ile ilişkisini gösterir değerler yer alır.

Diğer yandan tomografik model içinden geçen ışın sayısı veya ışın yoğunluğu açısından belirlenen ışın kaplama alanları çözüm kalitesini belirlemek anlamında niteleyici bilgi sağlar (Kissling, 1988). Simul2000 programı içinde hesaplanan DWS değeri bir düğüm noktası civarındaki hacmin içerisinden geçen ışınların ağırlıklandırılmış toplam uzunlukları şeklinde tanımlanır (4.18).

$$DWS_l = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^L \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \quad (4.18)$$

Denklem 4.18'de, i, j ve l indisleri sırasıyla kaynak, alıcı ve düğüm noktasını gösterir indislerdir. Gerek RDE, gerekse DWS göreceli olarak çözünürlük ile ilgili fikir vermekte fakat modelde çözümün güvenilir olduğu yerlerin belirlenmesi için somut bilgi sağlayamamaktadır (Evans ve diğ., 1994). Bu sebeple yardımcı yöntemler (dama tahtası testleri, sentetik modeller, vb.) kullanılarak ters çözüm değerlendirilmelidir.

Geri kazanım (reconstruction) testlerinden olan dama tahtası testlerinde, bir başlangıç hız modeline 3 yönde (x,y,z) öngörülen büyüklükte bloklar şeklinde ve tercih edilen oranlarda (YDT çalışmalarında genellikle %5 - %10 aralığında) pozitif ve negatif hız değişimleri uygulanır. Dama tahtası şeklinde anomaliler içeren hız modeli ve gerçek alıcı-kaynak konfigürasyonu için seyahat zamanları hesaplanır ve hesaplanan seyahat zamanlarına gürültü eklenir. Bu şekilde elde edilen dama tahtası veri seti için tomografik ters çözüm adımları uygulanır ve eklenen dama tahtası şeklindeki anomalilerin geri kazanılmasında sağlanan başarı ile tomografik modelde çözünürlüğün yüksek veya düşük olduğu alanlar belirlenir.

Veri setinin içerdiği gürültünün belirlenmesindeki güçlük, tomografik model ve dama tahtası testleri için ters çözümde kullanılan özdeş kontrol ve model parametrelerin çözüme yönlendirici (biased) etkisi, kullanılan dama tahtası şeklindeki hız anomalileri sebebiyle düz çözüm tekniğinin sebep olacağı hatalar ve son olarak doğrusal olmayan ters çözümde kaynaklı olarak geri kazanım testlerinde kullanılan dama tahtası şekil ve ebatlarına bağlı olarak oluşabilecek problemler bu tip çalışmalarda dikkat edilmesi gereken noktalardır (Rawlinson ve diğ., 2014). Buna rağmen tomografik sonuçların denetlenmesi için en sık kullanılan geri kazanım yöntemi dama tahtası testleridir. Uygulamada yapılan testlerle güvenilirlikleri sorgulanan tomografik hızlar ve deprem konumlarının jeolojik yapılarla ilişkisi değerlendirilerek elde edilen sonuçlar yorumlanmaktadır.



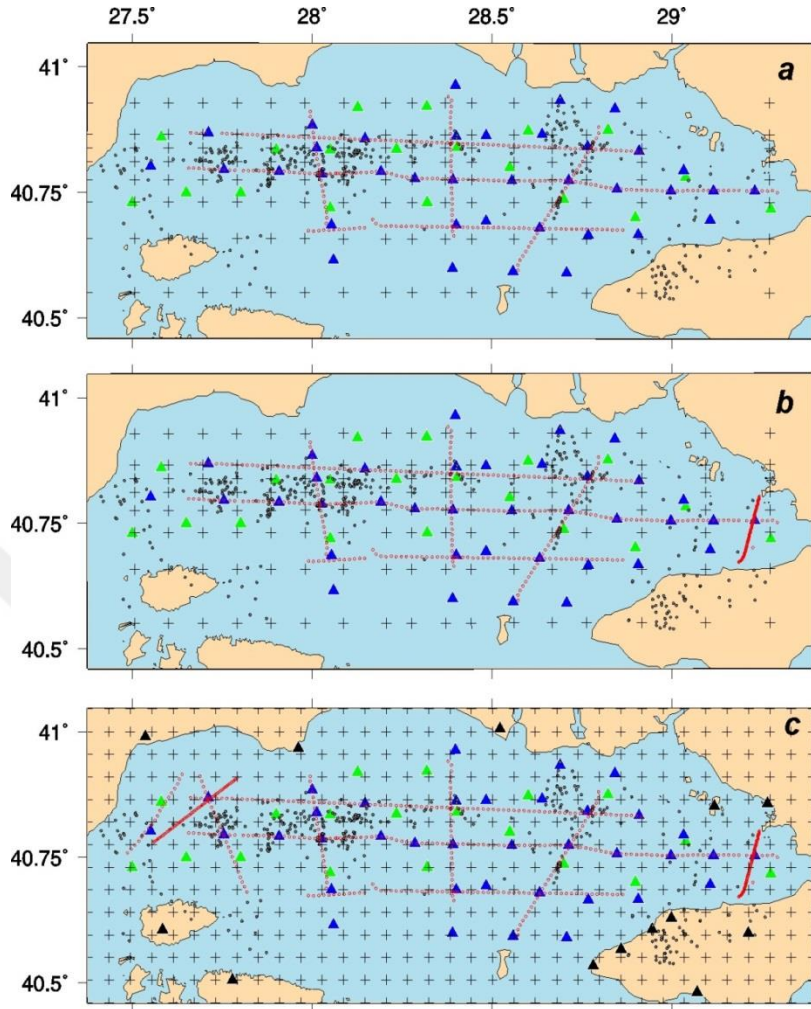
5. 3-BOYUTLU TOMOGRAFİK MODELİN DÜĞÜM NOKTALARININ OLUŞTURULMASI

Seyahat zamanı verilerinden tomografik yapıların belirlenmesi için kullanılan Simul2000 programında 3-boyutlu model üç yönde (x, y ve z) tanımlanan düğüm noktalarından oluşmaktadır. Bu yaklaşımda tomografik modeldeki hız geçişleri düğüm noktaları arasında uygulanan doğrusal B-spline enterpolasyon yöntemiyle 3 ekseninde yumuşatılır.

Tez çalışmasında 3-boyutlu modeli oluşturmak için kullanılan düğüm noktalarının konumları ve sayısına;

- Eosmarmara ve Seismarmara çalışmaları sırasında kullanılan DTS'lerin yoğunluğuna ve konumlarına,
- Her iki çalışma ile konumları belirlenmiş depremlerin ve Seismarmara çalışmasında kullanılan hava tabancası atışlarının konumlarına ve ulaştıkları alıcılara,
- Hız yapısının hangi ölçüde heterojen olduğuna,
- Veri seti (bilinen) miktarının, çözülmesi beklenen model ve odak parametre (bilinmeyen) sayısına oranına,
- Sentetik veri setleri ile yapılan test sonuçlarına

bakılarak karar verilmiştir. Düğüm noktalarının konumları yukarıda tarif edilen unsurlar göz önüne alınarak belirlenmiştir. Bu unsurlar gözetilerek yapılan değerlendirmelerde her bir düğüm noktasından geçen ışın miktarı belirlenmiş ve düşük ışın yoğunluğuna sahip düğüm noktalarının (DWS < 50) hızları ters çözümde sabitlenerek ters çözüm ile V_p hızları veya V_p/V_s oranının hesaplanacağı düğüm noktası sayısı azaltılmıştır. Yukarıda değinilen parametrelere göre doktora çalışmasının başından itibaren farklı veri setleri kullanılarak oluşturulan modeller ve düğüm noktası konumları Şekil 5.1'de görülmektedir. Modellerin oluşturulması aşamasında kullanılan istasyon ağı, deprem dağılımı ve kullanılan hava tabancası atışlarının konumu üzerinden değerlendirmeler yapılmıştır.



Şekil 5.1 : YDT için kullanılan istasyon, veri seti ve modeli oluşturan düğüm noktalarının gelişiminin yatay düzlemdeki dağılımları, a) İlksel veri seti ve model, b) Ekleme yapılmış veri seti ve iyileştirilmiş model, c) Düzenli dağılımlı düğüm noktalarından oluşan nihai model. Şekillerde gri artılar düğüm noktalarının konumlarını, kırmızı ve siyah daireler sırasıyla hava tabancası atışlarının ve depremlerin konumlarını, yeşil ve mavi üçgenler DTS'lerin konumlarını, siyah üçgenler ise kara istasyonlarının konumlarını göstermektedir.

Depremlerden oluşan ilksel veri seti için Marmara Denizi altındaki orta ve batı kısımda daha yoğun, doğu ve güney kısımda daha seyrek düğüm noktaları içeren ilksel model Şekil 5.1.a'da görülmektedir.

Sentetik veri setleri ile yapılan çalışmalardan belirlenen ek veri ihtiyacı hava tabancası atışlarından sağlanmış ve elde edilen yeni veri seti kullanılarak Şekil 5.1.b'de görülen modele ait düğüm noktaları oluşturulmuştur. Bu modelde ÇB'deki düğüm noktası sayısı artırılmış ve modelin batı sınırı 10 km doğuya çekilmiştir. Buna göre oluşturulan modelin boyutları; doğu-batı yönünde 160 km, kuzey-güney

yönünde 42 km ve düşeyde 33 km ile sınırlandırılmıştır. Modelin düşey dilimlerinin derinlikleri 0, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 7.0, 9.0, 11.0, 14.0, 18.0 ve 33.0 km şeklindedir. Veri seti ve model için hız, deprem konumları ve orijin zamanlarını içeren bilinen ve bilinmeyenlere ait sayısal bilgiler Çizelge 5.1’de verilmektedir.

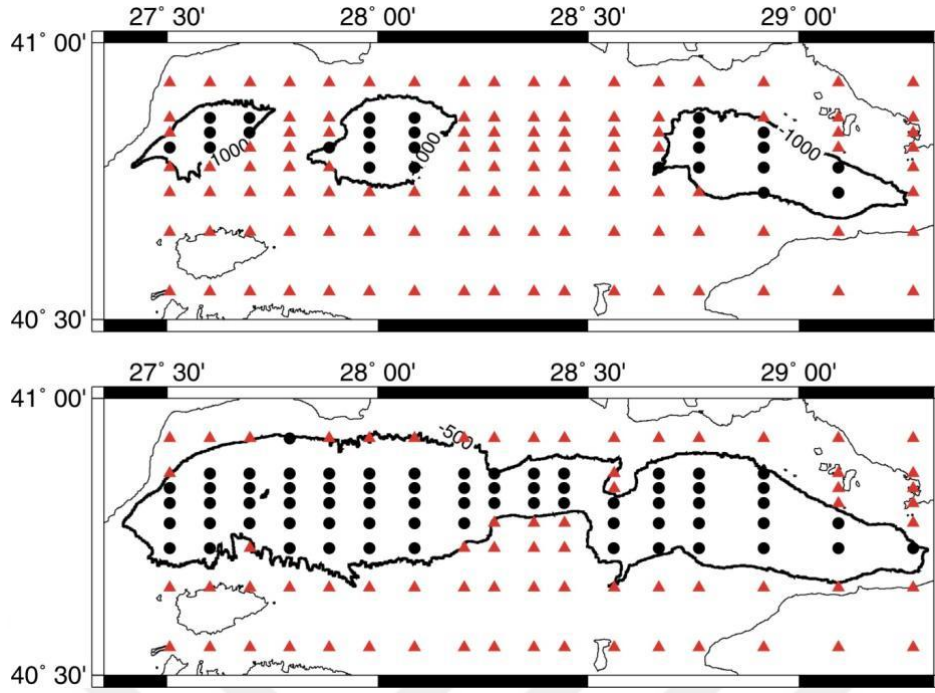
Çizelge 5.1 : Şekil 5.1.b’de görülen 434 deprem ve 452 hava tabancası atışından oluşan veri setine ait P ve S faz okumaları, ters çözümde hesaplanan model&deprem parametreleri ve bilinen (P ve S okumaları) /bilinmeyen (model + deprem) parametre ilişkisini gösterir tablo.

	<i>Bilinenler</i>		<i>Bilinmeyenler</i>			<i>Bilinen/Bilinmeyen oranı</i>
	<i>P okuması</i>	<i>S okuması</i>	<i>Model</i>	<i>Odak</i>	<i>Toplam</i>	
<i>V_p & V_p/V_s</i>	8040	2485	2048	1736	3784	2.78

Sentetik testlerde 2.0 civarında olan bilinen/bilinmeyen oranı ek hava tabancası okumaları yapıldıktan sonra Şekil 5.1.b’de görülen model için 2.78 olarak hesaplanmıştır. Modelde 500 m ve 1000 m derinliğinde su bulunan alanlardaki hızlar sabitlenmiştir (Şekil 5.2).

Hesaplanan tomografik final hızlar incelendiğinde, modelde görülen ani hız değişimleri ve yüksek hızların düğüm noktası dağılımının daha seyrek olduğu yerlerde ve özellikle modelin sınırlarında oluşan sahte hızlar olduğu belirlenmiştir. Bu yanıltıcı etkinin azaltılması için tomografik modelin düzenli dağılımlı düğüm noktalarından oluşturulmasına karar verilmiştir. Model yatayda 5 km aralıklı düzenli dağılımlı düğüm noktalarından oluşturulmuştur.

Nihai model doğu-batı ve kuzey-güney yönlerinde önceki modellere göre büyütülmüş, düşey yönde 0.5 km seviyesi hariç aynı yatay düzlemlerden oluşmuştur. Ters çözümde kullanılan P- ve S-fazı okumaları (bilinen) ve Şekil 5.1.c’de görülen nihai model düğüm noktaları, deprem konumları ve orijin zamanlarına (bilinmeyen) ait sayısal değerler Çizelge 5.2’de verilmiştir. Ters çözüm sırasında model içinde sabitlenen düğüm noktaları bilinmeyen Model kısmında yer almamıştır.



Şekil 5.2 : Şekil 5.1.b modeli için çalışma alanının 0.5 km (altta) ve 1.0 km (üstte) lik dilimleri için serbest bırakılan (kırmızı üçgenler) ve ilgili derinlikler için su hızına sabitlenen (siyah daireler) düğüm noktalarının harita düzleminde dağılımını göstermektedir.

Çizelge 5.2 : Şekil 5.1.c’de görülen 434 deprem ve 557 hava tabancası atışından oluşan veri setine ait P ve S faz okumaları, ters çözümde hesaplanan model&deprem parametreleri ve bilinen (P ve S okumaları) /bilinmeyen (model + deprem) parametre ilişkisini gösterir tablo.

	Bilinenler		Bilinmeyenler			Bilinen/Bilinmeyen oranı
	P okuması	S okuması	Model	Odak	Toplam	
Vp & Vp/Vs	3852 (deprem) 4744 (hava t.)	2643	3922	1736	4832	1.99

Sonuç olarak yatayda artan düğüm sayısı sebebiyle Şekil 5.1.c’de görülen nihai model için bilinen/bilinmeyen oranı 1.99 olarak hesaplanmıştır. Buna karşılık model düzenli dağılımlı düğüm noktalarından oluşturulmuştur ve modelden 0.5 km derinlikli düzlem çıkartılmış, modelde su tabakasında hız sabitlemesi yapılmamıştır. Ayrıca, yatayda 10 km aralıklı düzenli dağılımlı düğüm noktalarından ve düşeyde aynı yatay düzlemlerden oluşan (kaba) model için hesaplanan bilinen/bilinmeyen oranı 3.22 şeklindedir.

6. TERS ÇÖZÜMDE KULLANILAN BAŞLANGIÇ HIZ MODELLERİ

YDT çalışmalarında hesaplanan tomografik hızlar ters çözümde kullanılan başlangıç (referans) modeli ve depremlerin konumları ile doğrudan ilişkilidir (Kissling ve diğ., 1994). Ters çözümü koşullandırıcı etkiye sahip olan başlangıç modelinin gerçek hızlara yakın olması veya ortamı temsil eden yumuşak hız geçişlerine sahip olması tercih edilir (Thurber ve Ritsema, 2007).

Bu nedenle, ters çözümde kullanılmak üzere iki farklı yaklaşımla oluşturulan başlangıç hız modellerinin final tomografik model üzerine etkileri değerlendirilmiştir. Birinci yaklaşımda, Velest ile tez çalışmasında kullanılan deprem veri setinden hesaplanan çalışma alanını temsil eden 1-boyutlu hızlardan (V_p ve V_s) 3-boyutlu bir başlangıç modeli hazırlanmıştır (Marmara-V Başlangıç Modeli). İkinci yaklaşımda ise, çalışma sahasında önceden belirlenen ve lokal hız değişimlerini (kompleks hız yapılarını) içeren detaylı 3-boyutlu üst kabuk hızlarını (< 8 km) içeren bir model (Bayrakçı ve diğ., 2013) ile birlikte Velest ile hesaplanan 1-boyutlu tomografik V_p ve V_s hızlarından oluşturulan hibrit bir 3-boyutlu başlangıç modeli hazırlanmıştır (Marmara-B&V Başlangıç Modeli).

Diğer yandan Simul2000 programında V_p ve V_p/V_s modellerinin hesaplanmasında aynı ışın yolunun kullanılması sebebiyle (bkz. Bölüm 4.2.3) başlangıç modelinde kullanılan 1-boyutlu V_p/V_s modelinin etkileri değerlendirilmiştir. Yapılan rezolüsyon testleri ortamı temsil eden sabit bir V_p/V_s modeli ile kullanılan 1-boyutlu V_p/V_s modeli arasındaki farkın %1'in altında olduğunu göstermiştir. Başlangıç modelinin ortamı daha iyi temsil etmesi ve bu model için hesaplanmış deprem konumlarının ters çözümde kullanılması ise 1-boyutlu V_p/V_s başlangıç modeli kullanımının güçlü yanları şeklinde değerlendirilmiştir. Bu konuda yapılan detay çalışmalar EK C'de sunulmuştur.

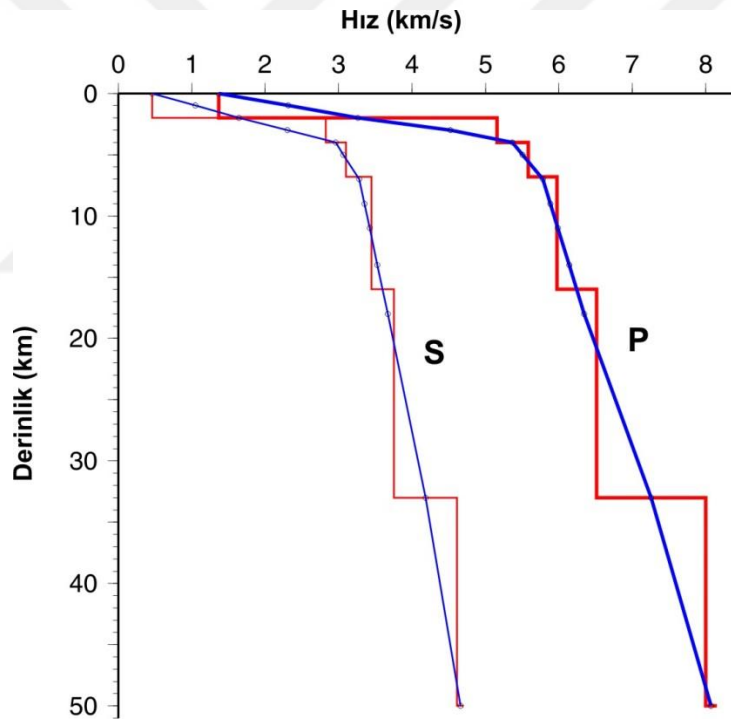
Her bir başlangıç modeli için ters çözümde kullanılmak üzere uygun kontrol parametreleri ve sönüm değerleri belirlenmiştir. Kullanılan başlangıç modelinin seçimi; hesaplanan rezidüel dağılımları ve hesaplanan rms hata değeri, V_p

tomografik kesitleri, deprem dağılımları ve jeolojik yapılar ile ilişkileri değerlendirilerek yapılmıştır.

6.1 Marmara-V Başlangıç Modeli

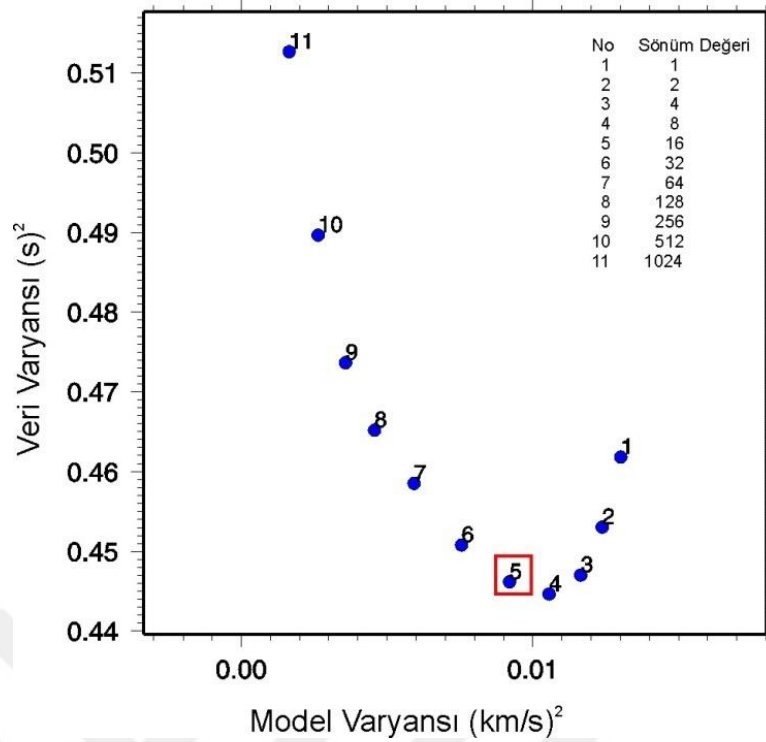
Seismarmara ve Eosmarmara verilerinden Velest kullanılarak elde edilen 1-boyutlu hız modellerinin benzer olmaları sebebiyle Eosmarmara veri setinden hesaplanan 1-boyutlu V_p ve V_s hız-derinlik modelleri 3-boyutlu YDT çalışmasında başlangıç hız modeli olarak kullanılmıştır.

Eosmarmara veri setinden hesaplanan 1-boyutlu hız modelinde 0, 2, 4, 6, 16, 33 ve 50 km derinliklerinde tabaka geçişleri yer almaktadır. 3-boyutlu tomografik model için öngörülen derinliklerdeki hızlar 1-boyutlu modellerden doğrusal ara değer bulma (interpolasyon) ile hesaplanmıştır (Şekil 6.1).



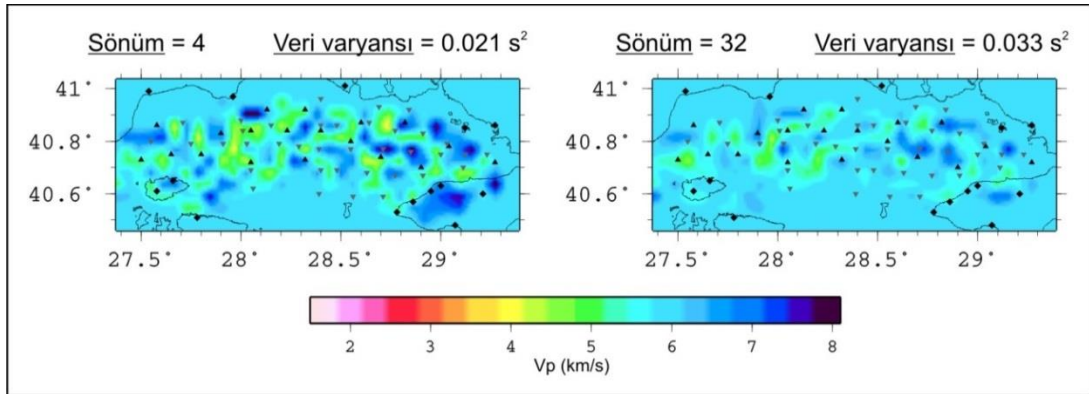
Şekil 6.1 : Velest ile hesaplanan tabakalı (kırmızı) ve YDT’de kullanılmak için düzenlenmiş (mavi) 1-boyutlu hız-derinlik modelleri.

Marmara-V başlangıç modeli kullanılarak uygun sönüm değerinin belirlenmesi amacıyla geniş bir aralıkta (1-1024) tanımlanan sönüm değerleri için, tek iterasyonlu ters çözüm sonucunda hesaplanan model ve veri varyansları karşılaştırılmıştır. Şekil 6.2’de farklı sönüm değerleri için hesaplanan V_p model ve veri varyansı ilişkisi görülmektedir.



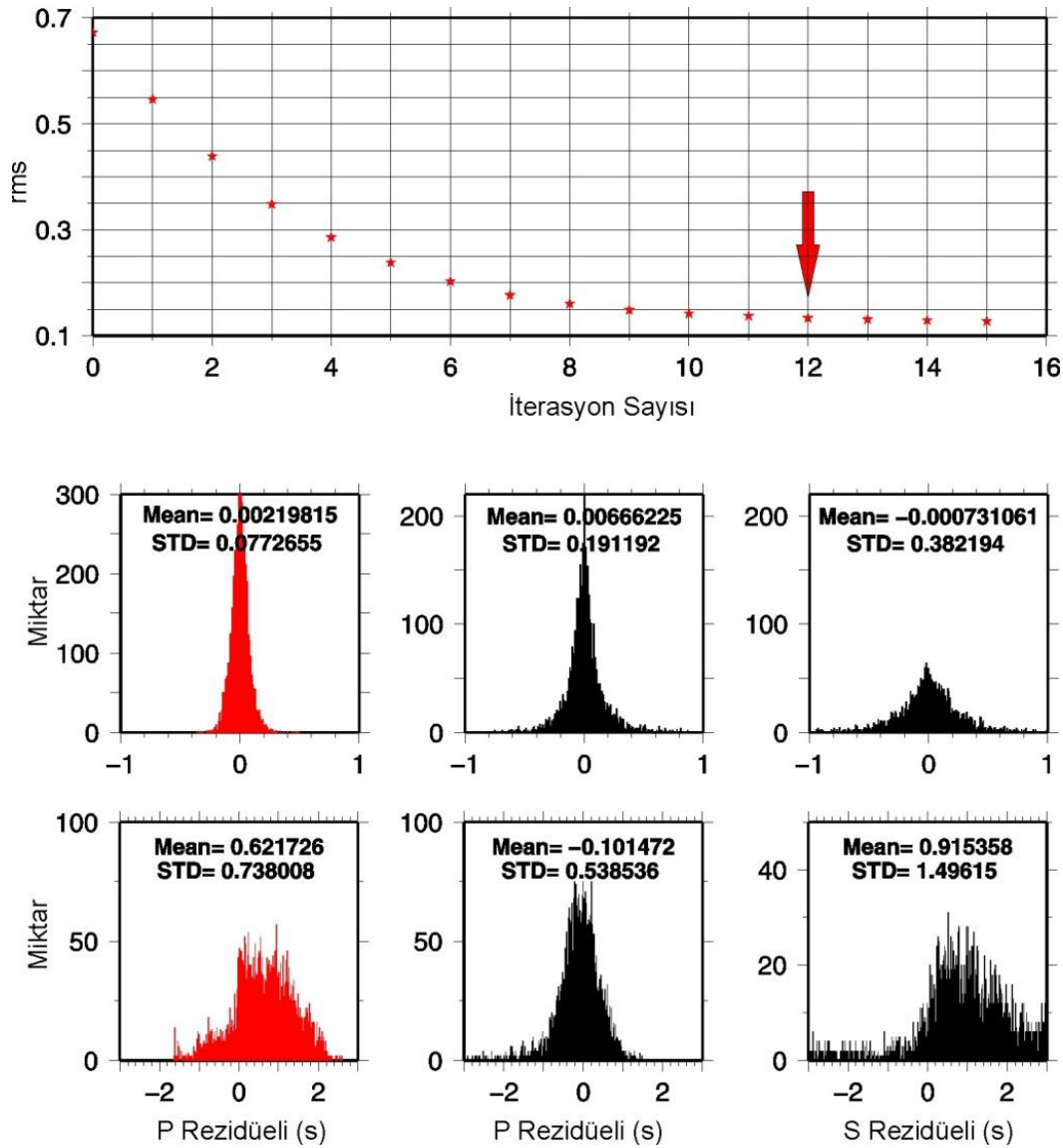
Şekil 6.2 : Marmara-V başlangıç modeli için 1-1024 aralığında seçilmiş sönüm değerleri kullanılarak hesaplanan veri ve model varyansı ilişkisi.

Model ve veri varyanslarının değişimi incelendiğinde (Şekil 6.3), veri varyansında görülen kayda değer azalmaya (yaklaşık $0.52 - 0.44 \text{ s}^2$ aralığı) model varyansında sınırlı artışın (yaklaşık $0.002 - 0.01 (\text{km/s})^2$ aralığı) eşlik ettiği sönüm değerleri 1024 - 8 aralığındadır. Sönüm değerinin gereğinden küçük seçilmesi durumunda veri varyansındaki küçük değişimlere komşu düğüm noktalarında hız osilasyonu eşlik edecektir (Eberhart-Phillips, 1986). Şekil 6.3’de iki farklı sönüm değeri (4 ve 32) için 9 km derinlikli tomografik kesitte hesaplanan V_p değerleri ve veri varyansları görülmektedir.



Şekil 6.3 : 4 ve 32 sönüm değerleri için tomografik modelin 9 km derinlik kesitinde hesaplanan V_p değerleri ve veri varyansları.

Şekil 6.3’de iki farklı sönüm değeri (4 ve 32) kullanılarak elde edilen 9 km derinlikli tomografik kesitlerde veri varyanslarının birbirine yakın olmasına (0.021 s ve 0.033 s^2) karşılık, gereğinden küçük sönüm değeri kullanılması durumunda (Şekil 6.2 - 4 sönüm değeri) elde edilen tomografik modelde komşu düğüm noktalarında anomalilerin aşırı güçlendiği ve hız pertürbasyonlarının komşu düğüm noktalarına sıçramalar yaptığı görülmektedir. Buna sebeple Marmara-V başlangıç modeli için 16 sönüm değeri seçilmiştir. Seçilen sönüm değeri için ters çözüm iterasyonlarında hesaplanan rms değerleri, final tomografik model ve Marmara-V başlangıç modeli için hesaplanan rezidüel dağılımları Şekil 6.4’te görülmektedir.

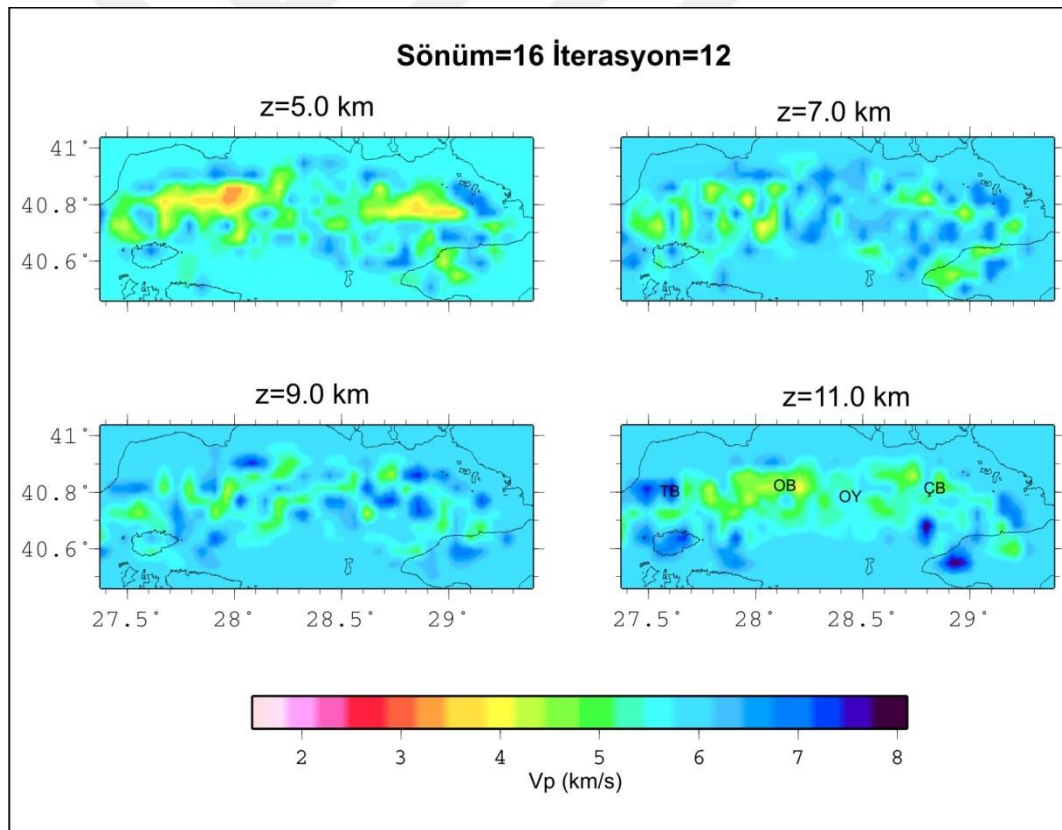


Şekil 6.4 : Üstte Marmara-V başlangıç modeli kullanılarak iterasyonlar için hesaplanan rms değerlerini gösterir grafik, ortada final model (12. iterasyon) ve altta Marmara-V başlangıç modelleri için hesaplanmış rezidüellerin histogram dağılımları.

Hava tabancası verilerine ait P rezidüelleri kırmızı renkli, depremlere ait P ve S rezidüelleri siyah renkli gösterilmiştir.

Şekil 6.4'te görüldüğü gibi Marmara-V başlangıç modeline göre 12. iterasyonda rms yaklaşık %80 azalarak 0.13 s'ye düşmüştür ve sonrasında hesaplanan rms hata yataya yakın bir seyir göstermektedir. Hesaplanan rezidüeller incelendiğinde, hava tabancası veri seti için ortalama değer 0.621 s'den 0.002 s'ye düşmüş, standart sapma 0.738 s'den 0.077 s'ye gerileyerek %90 oranında azalmıştır. Depremlerin P rezidüelleri ortalama -0.101 s'den 0.006 s'ye azalırken, standart sapma 0.538 s'den 0.191 s'ye gerileyerek %65 oranında düşmüştür. Depremlerin S rezidüel ortalaması 0.915 s'den -0.0007 s'ye inmiş, hesaplanan standart sapma 1.496 s'den 0.382 s'ye düşerek yaklaşık olarak %75 oranında azalmıştır.

Marmara-V başlangıç modeli kullanılarak hesaplanan 3-boyutlu final modelden seçilen ve Marmara Denizi tabanında görülen önemli morfolojik yapıları (basenler/yükselimler) örnekleyen 5, 7, 9 ve 11 km derinliklerine ait yatay tomografik kesitler Şekil 6.5'te görülmektedir.



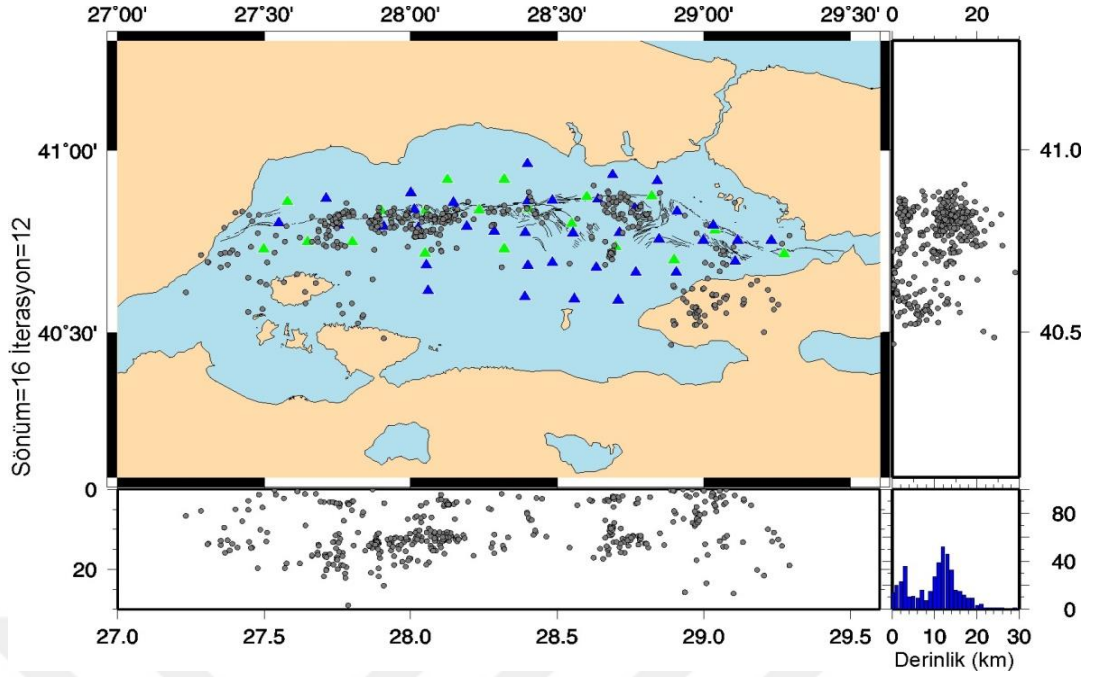
Şekil 6.5 : Marmara-V başlangıç modeli kullanılarak 5, 7, 9 ve 11 km derinlikte hesaplanan tomografik Vp hızları.

Şekil 6.5'te görülen derinlikler tomografik model içinde hava tabancası ve deprem veri setinin birlikte çözünürlüğe en çok katkı sağladığı seviyelerdir. Belirlenen Vp değerlerinin dağılımı incelendiğinde;

- Derinliği 5 km olan kesitte TB, OB ve ÇB'nin düşük Vp hızlarına (3.5-4.0 km/s) sahip olduğu görülmektedir.
- TB, OB ve ÇB'de görülen düşük hızlar 7 km derinlik kesitinde sürekliliğini kaybetmiştir. Basen yapılarının altında ve Armutlu yarımadasının batı ucunda görülen fakat süreklilik göstermeyen düşük Vp hızları ile kuzey şelfte, OY'de ve kısmen modelin doğu ve batı uçlarında görülen yüksek hızlar (ortalama $V_p=6.5$ km/s) basen etkilerinin bu derinlikte sona erdiğini göstermektedir.
- Derinliği 9 km olan kesitte; modelin batısında, kuzeyinde ve doğusunda 7.0 km/s'ye ulaşan Vp hızları ve modelin çoğunlukla orta kısımlarında ve batısında düşük (5.0 km/s'ye ulaşabilen) Vp hızları görülmektedir.
- 11 km derinlik kesitinde modelin batısında görülen ve 7.3 km/s'ye ulaşan Vp hızlarını yaklaşık doğu-batı uzanımlı ve süreklilik gösteren düşük (ortalama 4.7 – 5.0 km/s) Vp hızlarını takip etmektedir. Güneyde Marmara Adası ve Armutlu yarımadası civarında ve doğuda İzmit körfezi girişinde ortalama 7.0 km/s Vp hızlarına sahip alanlar dışında hızlar başlangıç modelinde verilen değerlere yakındır.

Aynı derinlikler için V_p/V_s değerleri basenler ve yükselimler boyunca yaklaşık olarak 2.0 – 2.3 aralığındadır ve 5 km'den daha derinde sürekliliğini kaybetmektedir. Marmara Denizi'ndeki kuzey ve güney şelflerde hesaplanan V_p/V_s oranları başlangıç modelinde tanımlanan V_p/V_s oranlarına (1.75-1.81 aralığında) yakın değerler olarak hesaplanmıştır.

Diğer yandan, hızlar ile eşzamanlı olarak belirlenen depremlerin konumları, doğu-batı ve kuzey-güney yönlü kesitler boyunca derinlik dağılımları ve derinlik-deprem sayısı ilişkisini gösteren histogramlar Şekil 6.6'da görülmektedir. Marmara-V başlangıç modeli kullanılarak belirlenen depremlerden Marmara Denizi'nde gurubun dağılımları incelendiğinde, genel olarak bu dağılımın Marmara Denizi tabanında haritalanmış faylar ile uyumlu olduğu gözlenmektedir. TB ve batısında görülen göreceli olarak az sayıdaki saçılmış depremleri, doğuda BY ve OB'nin doğu sınırına kadar AMF'nin yüzey kırıkları ve basen sınırları ile uyumlu yoğun deprem aktivitesinin görüldüğü bir alan takip etmektedir.

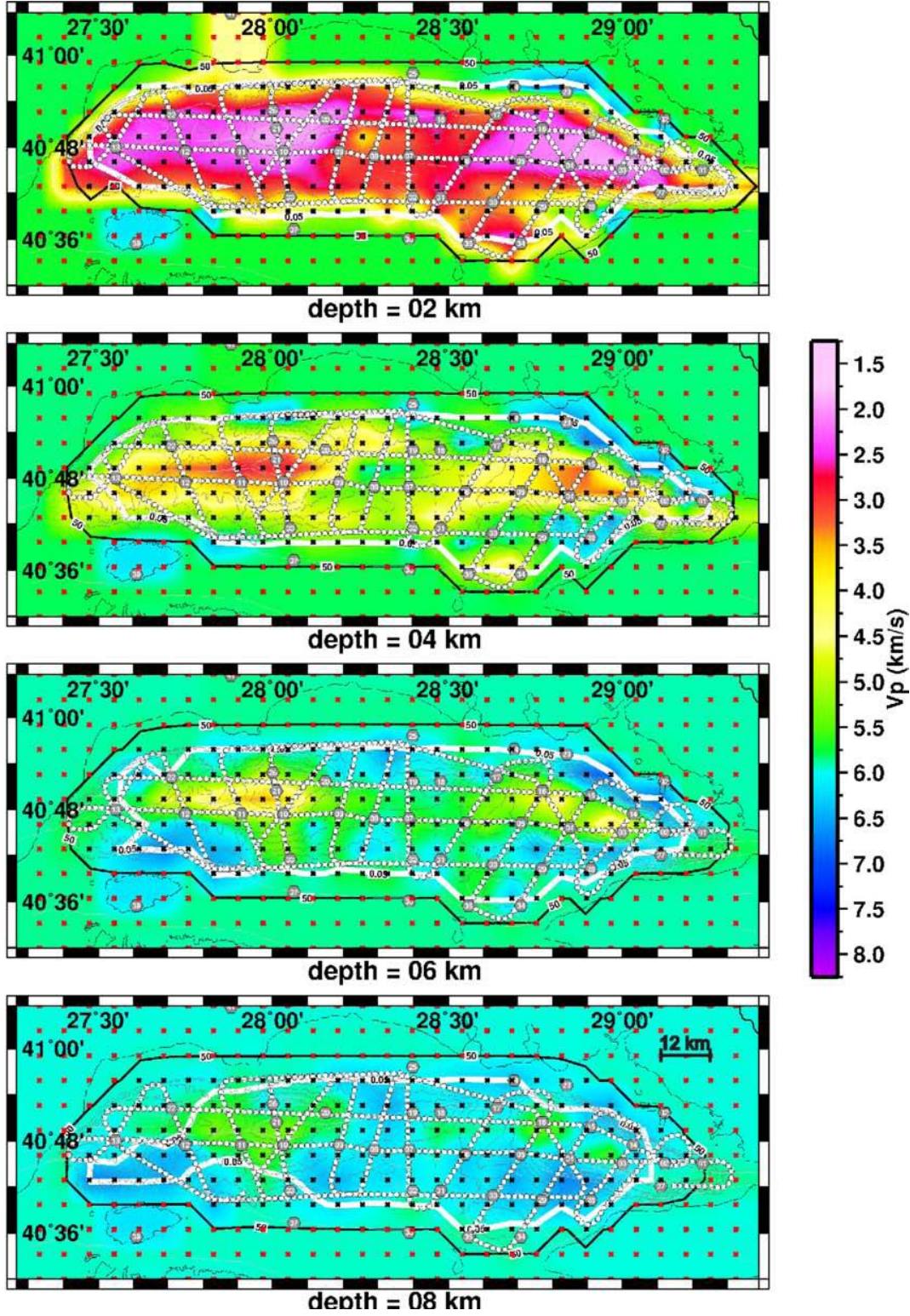


Şekil 6.6 : Marmara-V başlangıç modeli kullanılarak hesaplanan 434 adet depremin konumları (siyah daireler), D-B ve K-G yönlü düşey kesitler boyunca deprem dağılımları ve deprem sayısı derinlik ilişkisini gösteren histogram. Yeşil ve mavi üçgenler sırasıyla Eosmarmara ve Seismarmara çalışmalarında kullanılan DTS'leri göstermektedir.

Depremlerin sürekliliği doğuda yaklaşık olarak 28.25 boylam çizgisi ile sonlanmaktadır ve derinlikleri 22 km'ye ulaşmaktadır. Daha doğuda OY altında görülen ve derinliği 15 km'ye ulaşan dağınık ve göreceli olarak az sayıdaki depremi daha doğudaki ÇB sınırında (yaklaşık 28.65 boylamından itibaren) görülmeye başlayan ve derinlikleri 18 km'ye ulaşan depremler takip etmektedir. Şekil 6.6'da görülen derinlik-deprem sayısı ilişkisini gösteren histogram incelendiğinde, deprem kümelenmelerinin yoğun olarak 3-5 km ve 10-16 km derinlik bandında yer aldığı görülmektedir.

6.2 Marmara-B&V Başlangıç Modeli

Bayrakçı ve diğ. (2013), Seismarmara projesi kapsamında DTS ve sınırlı sayıda kara kayıtçıları ile toplanan hava tabancası atışlarından elde edilen P dalgası seyahat zamanlarını kullanarak Marmara Denizi'nde üst kabuk (genel olarak 0-8 km aralığında) için tomografik V_p hızlarını hesaplamıştır (Şekil 6.7).



Şekil 6.7 : Bayrakçı ve diğ. (2013) tarafından Marmara Denizi altında hesaplanan tomografik V_p hızlarının 2, 4, 6 ve 8 km derinlik kesitlerindeki dağılımı. Tomografik hızların güvenilir olduğu alanlar beyaz ve siyah kalın çizgiler (sırasıyla RDE ve DWS) ile gösterilmiştir (Bayrakçı ve diğ., 2013'ten düzenlenmiştir).

Şekil 6.7'de görülen tomografik hızlar yanal yönde 6 km grid aralığına sahip model içinde yer almaktadır ve düşeyde 2, 4, 6, 8 km derinlik kesitlerinde gösterilmiştir.

Model içinde batıda Tekirdağ Baseni, doğuda Çınarcık Baseni, kuzey ve güneyde ise Marmara Denizi'nin şelflerinin bulunduğu alanı içeren bölgede güvenilir hızlar hesaplanmıştır (Bayrakçı ve diğ., 2013). Güvenilir tomografik hızların belirlendiği alan model içindeki düğüm noktalarının büyüklüğü ve dağılımının yanı sıra, kullanılan veri seti içindeki hava atışlarının konumları ve DTS'lerin dağılımı ile doğrudan ilişkilidir. Şekil'de görülen tomografik V_p hızları kullanılarak Marmara-B&V başlangıç modelinin oluşturulması için;

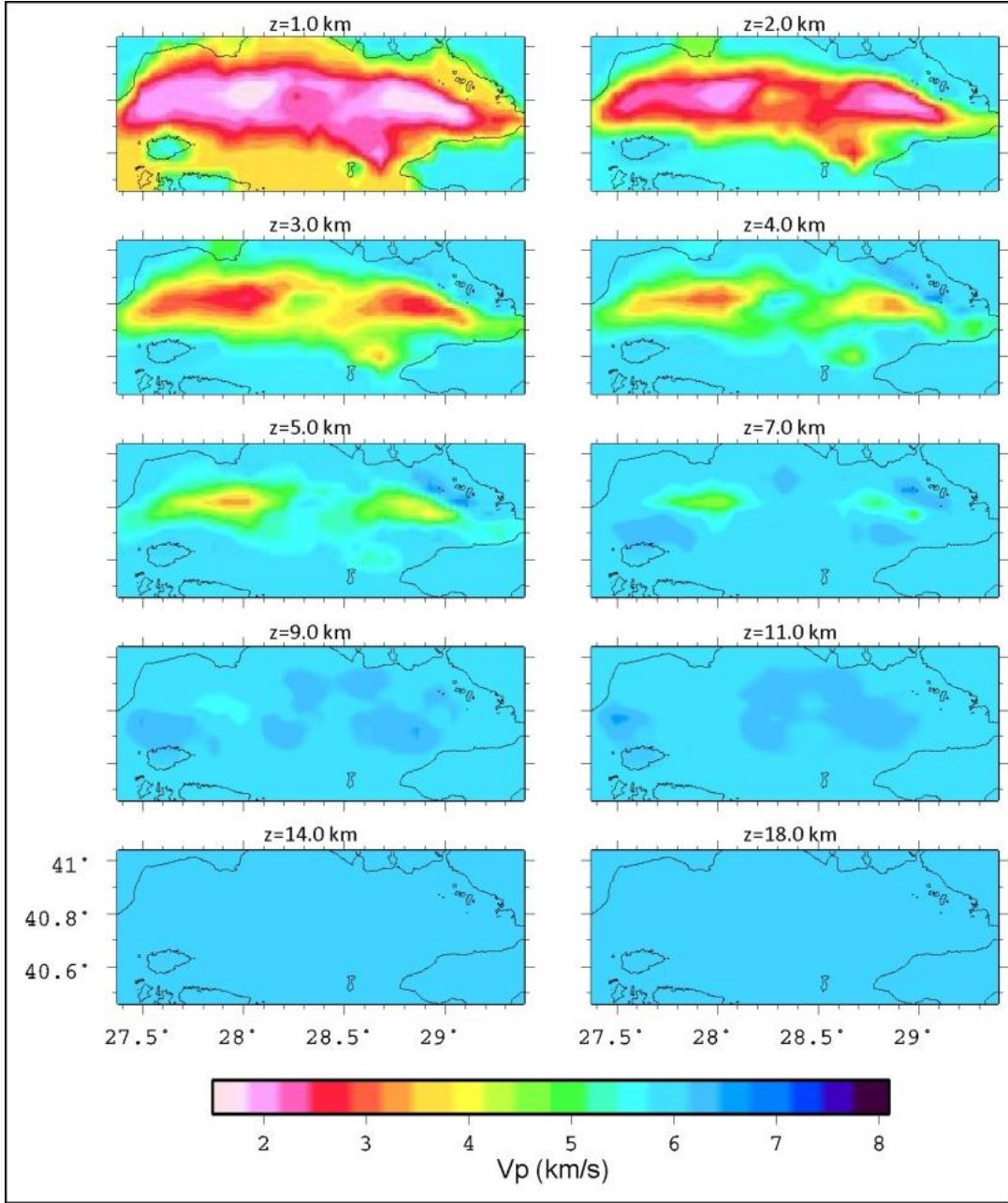
- Bayrakçı ve diğ. (2013) tarafından hesaplanan V_p hızlarından 0 – 12 km derinlik aralığında olan kısım seçilmiştir.
- Seçilen veri gridlenmiş, elde edilen 3 boyutlu hacim içinden başlangıç modelinde kullanılacak düğüm noktası koordinatlarındaki V_p hızları hesaplanmıştır. Hesaplamalar doğrusal interpolasyon tekniği kullanılarak yapılmıştır.
- Marmara-B&V başlangıç modelinde 12 km'den daha derin seviyeler için Marmara-V modeline ait V_p ve V_p/V_s değerleri kullanılmıştır.
- V_p/V_s oranları için Marmara-V modelinde kullanılan değerler değiştirilmeden modele yerleştirilmiştir.

Oluşturulan hibrit Marmara-B&V başlangıç modelinin genel yapısı Çizelge 6.1'de, oluşan V_p hız modeli Şekil 6.8'de gösterilmiştir.

Çizelge 6.1 : Hibrit Marmara-B&V başlangıç modelinin yapısı.

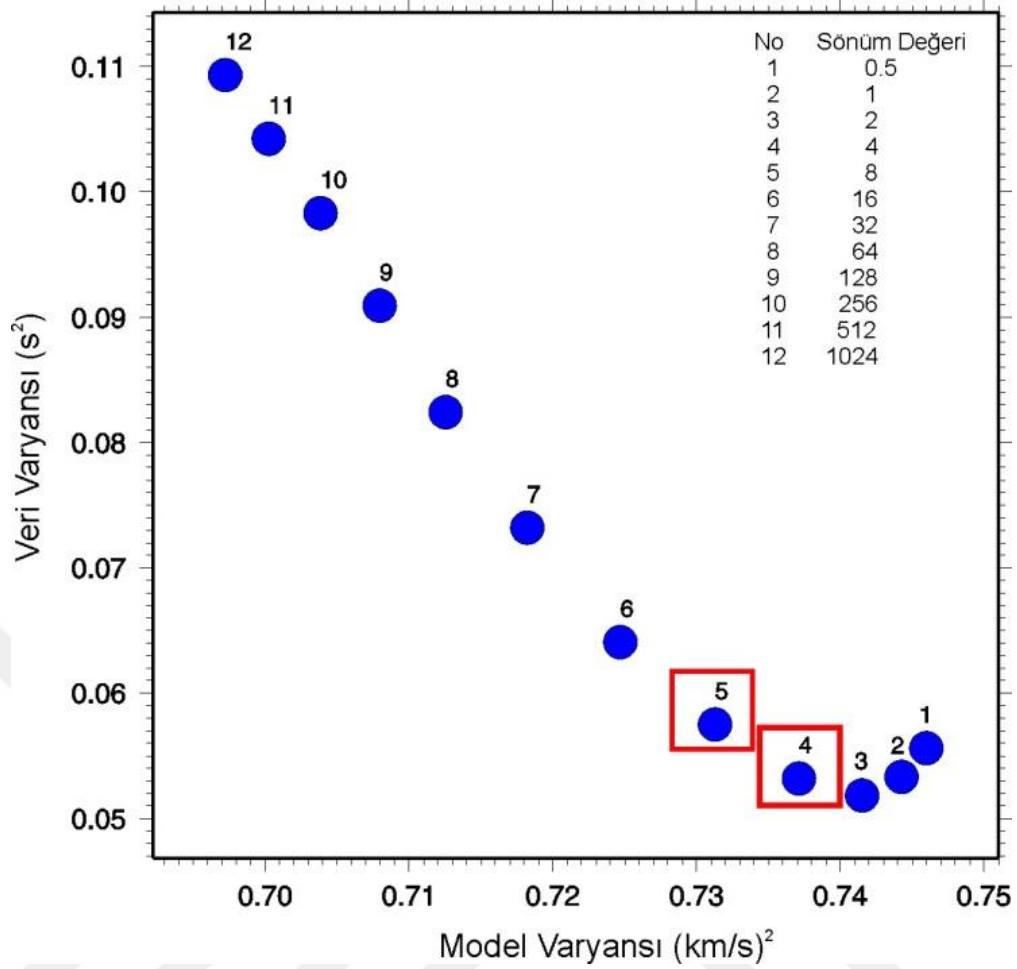
<i>Derinlik (km)</i>	<i>V_p (km/s)</i>	<i>V_p/V_s oranı</i>
1-12	3-boyutlu Bayrakçı Modeli	1-boyutlu Velest Modeli
≥ 12	1-boyutlu Velest Modeli	1-boyutlu Velest Modeli

Oluşan hibrit modelde Marmara Denizi'nde basen alanlarında genel olarak düşük V_p hızları görülmektedir. Genel olarak 5-7 km derinlikler ile birlikte basenlere ait düşük hızları sonlanmaktadır ve sonrasında genel olarak homojen dağılım gösteren hızlar modelde yer almıştır. V_p/V_s modeli Marmara-V Modeli'nde tanımlandığı şekli ile kullanılmıştır.



Şekil 6.8 : Bayrakçı ve diğ. (2013) tarafından hesaplanan tomografik Vp hızlarının kullanılan model boyutlarına uygun (yatayda 5 x 5 km düğüm noktaları ve düşeyde 1-18 km aralığında) şekilde yeniden gridlenmiş şekli.

Marmara-B&V başlangıç modeli için uygun sönüm değerinin belirlenmesi amacıyla geniş aralıkta (0.5-1024) değişen sönüm değerleri kullanılarak tek iterasyonlu ters çözüm sonucunda hesaplanan model ve veri varyansları karşılaştırılmıştır (Şekil 6.9).

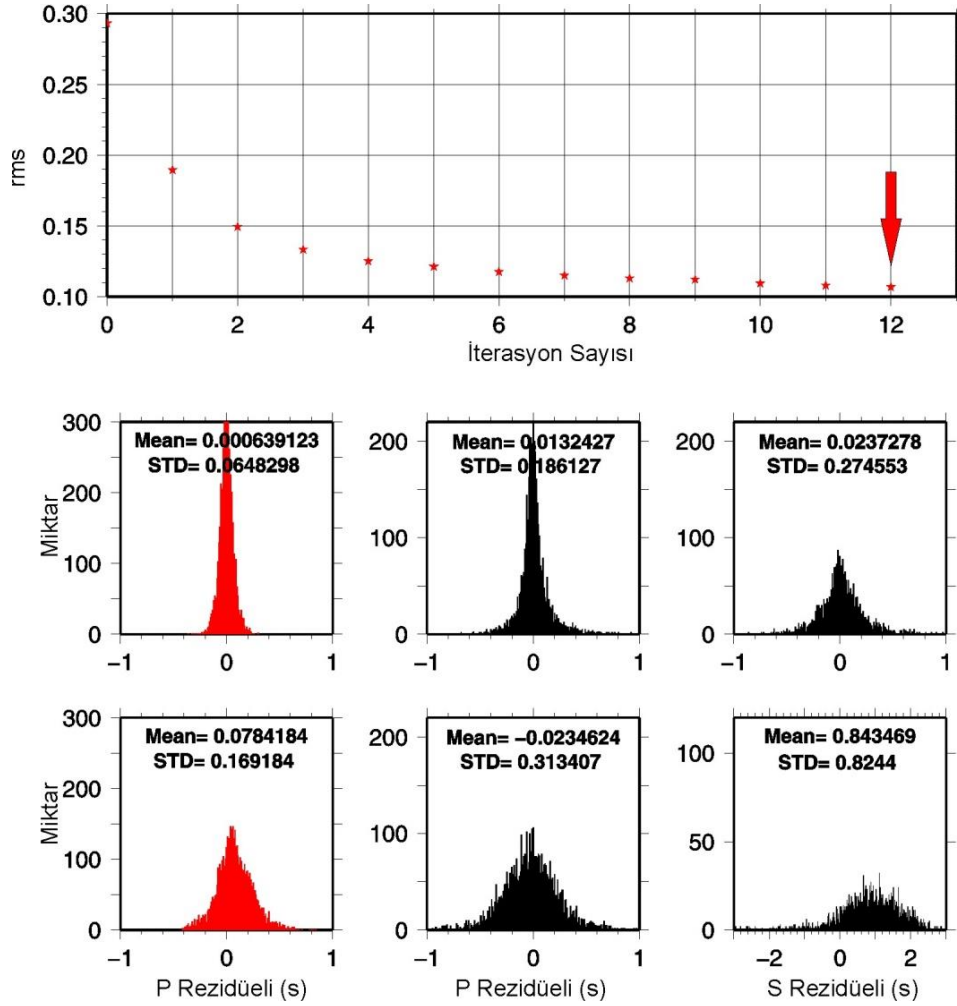


Şekil 6.9 : Marmara-B&V başlangıç modeli için 0.5 (1 numara ile gösterilmiştir) ve 1024 (12 numara ile gösterilmiştir) sönüm değerleri aralığında hesaplanan Vp veri-model varyansı ilişkisi.

Farklı sönüm değerleri kullanılarak tek iterasyonlu ters çözüm için hesaplanan model-veri varyansı grafiği Şekil 6.9’da görülmektedir. Uygun sönüm değerleri olarak değerlendirilen 4 ve 8 (bkz. Bölüm 6.1) ile farklı iterasyon sayılarının ters çözüm sonuçlarındaki etkileri altta verilen farklı varyasyonlarla değerlendirilmiştir. Şekil 6.10, Şekil 6.11 ve Şekil 6.12’de sırasıyla;

- 4 sönüm değeri ve 12 iterasyon (S4İ12),
- 4 sönüm değeri ve 6 iterasyon (S4İ6),
- 8 sönüm değeri ve 6 iterasyon (S8İ6)

varyasyonları için hesaplanan rms değerleri, başlangıç ve final modeller için hesaplanan rezidüellerin dağılım histogramları görülmektedir.

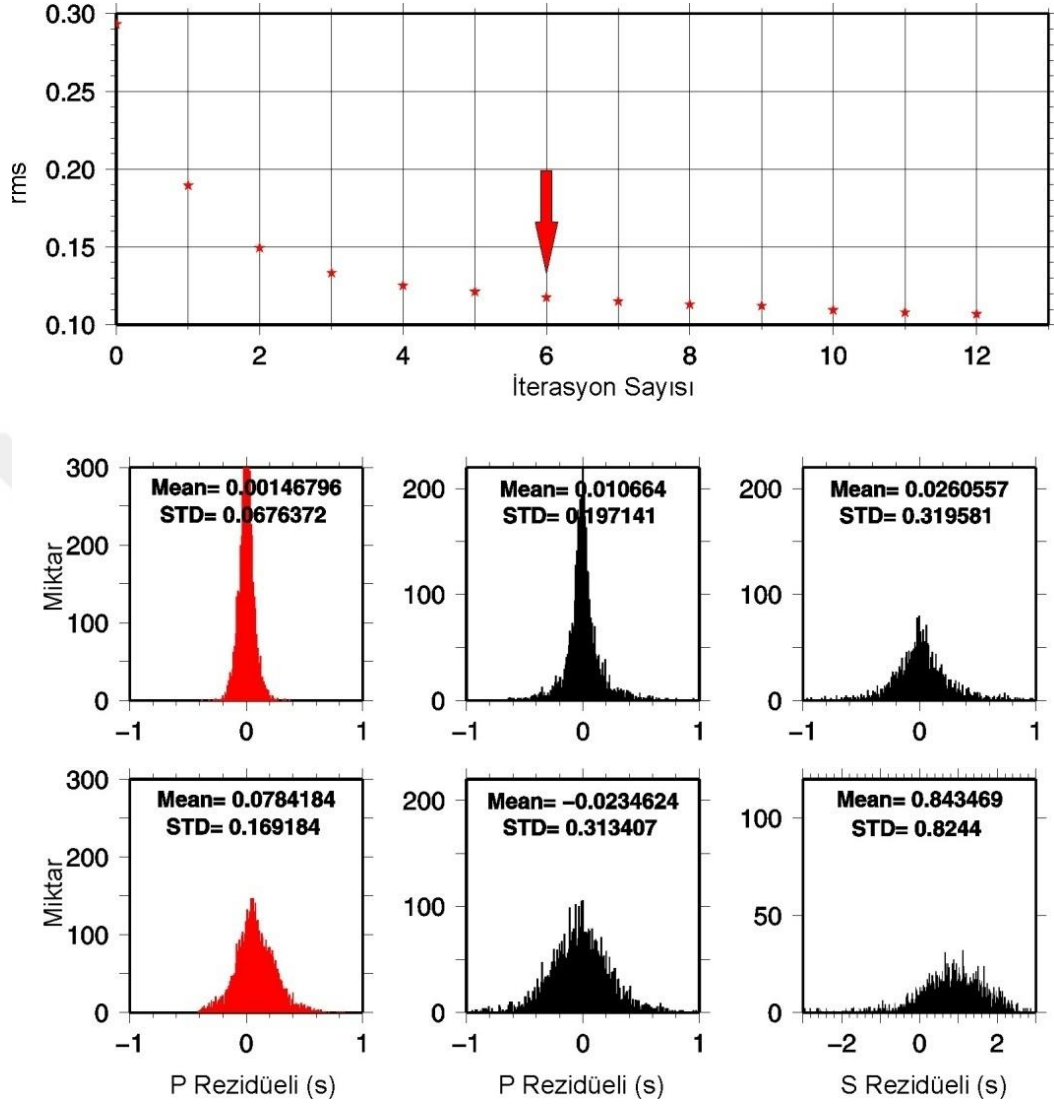


Şekil 6.10 : Üstte S4İ12 için ters çözüm iterasyonlarında hesaplanan rms değerlerini gösterir grafik, ortada final model (12. iterasyon), altta Marmara-B&V başlangıç modeli için hesaplanmış rezidüel dağılımları. Hava tabancası verilerine ait P rezidüelleri kırmızı renkli, depremlere ait P ve S rezidüelleri siyah renkli gösterilmiştir.

S4İ12 için hesaplanan final modellerde rms başlangıç modeline göre %63 oranında azalmıştır. Hava tabancası veri seti için rezidüel ortalama değeri 0.078 s'den 0.0006 s'ye, standart sapma 0.169 s'den 0.064 s'ye düşerek %62 oranında gerilemiştir. Depremlerin P rezidüel ortalaması -0.023 s'den 0.001 s'ye inmiş, standart sapma 0.313 s'den 0.186 s'ye %41 oranında azalmıştır. Depremlerin S rezidüel ortalama değeri 0.843 s'den 0.023 s'ye değişmiş, standart sapma değeri ise 0.824 s'den 0.274 s'ye düşerek %67 oranında azalmıştır (Şekil 6.10).

S4İ6 için hesaplanan rms başlangıç modeline göre %60 oranında azalmıştır. Hava tabancası veri seti için hesaplanan rezidüel ortalaması 0.078 s'den 0.001 s'ye inmiş, standart sapma 0.169 s'den 0.067 s'ye gerileyerek %60 oranında azalmıştır. Depremlerin P rezidüel ortalaması -0.023 s'den 0.010 s'ye azalmış, standart sapma

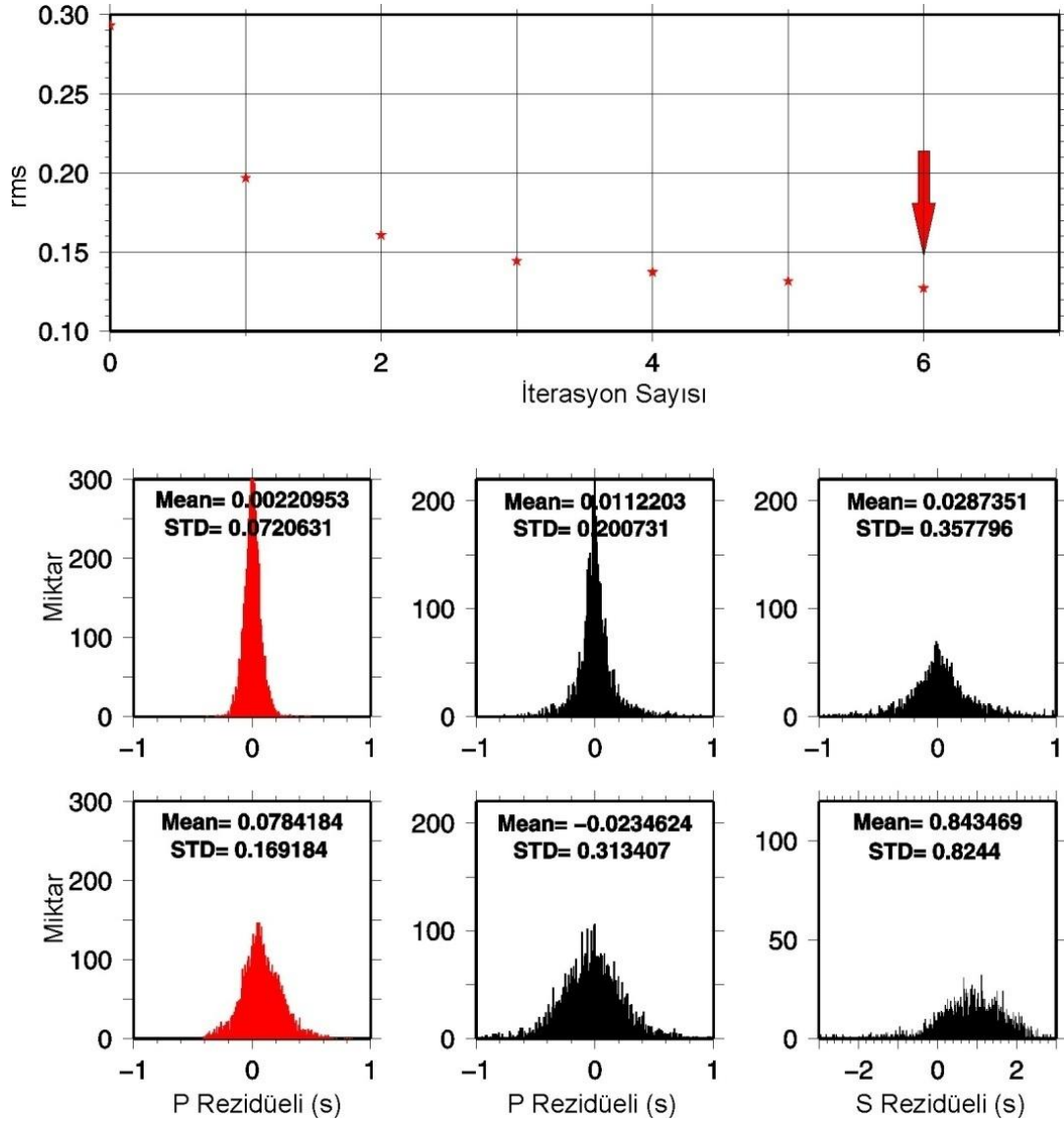
0.313 s'den 0.197 s'ye %37 oranında gerilemiştir. Depremlerin S rezidüel ortalaması 0.843 s'den 0.026 s'ye gerilemiş, standart sapma 0.824 s'den 0.319 s'ye %61 oranında azalmıştır (Şekil 6.11).



Şekil 6.11 : Üstte S4İ6 için ters çözüm iterasyonlarında hesaplanan rms değerlerini gösterir grafik, ortada final model (6. iterasyon) ve altta Marmara-B&V başlangıç modeli için hesaplanmış rezidüel dağılımları. Hava tabancası verilerine ait P rezidüelleri kırmızı renkli, depremlere ait P ve S rezidüelleri siyah renkli gösterilmiştir.

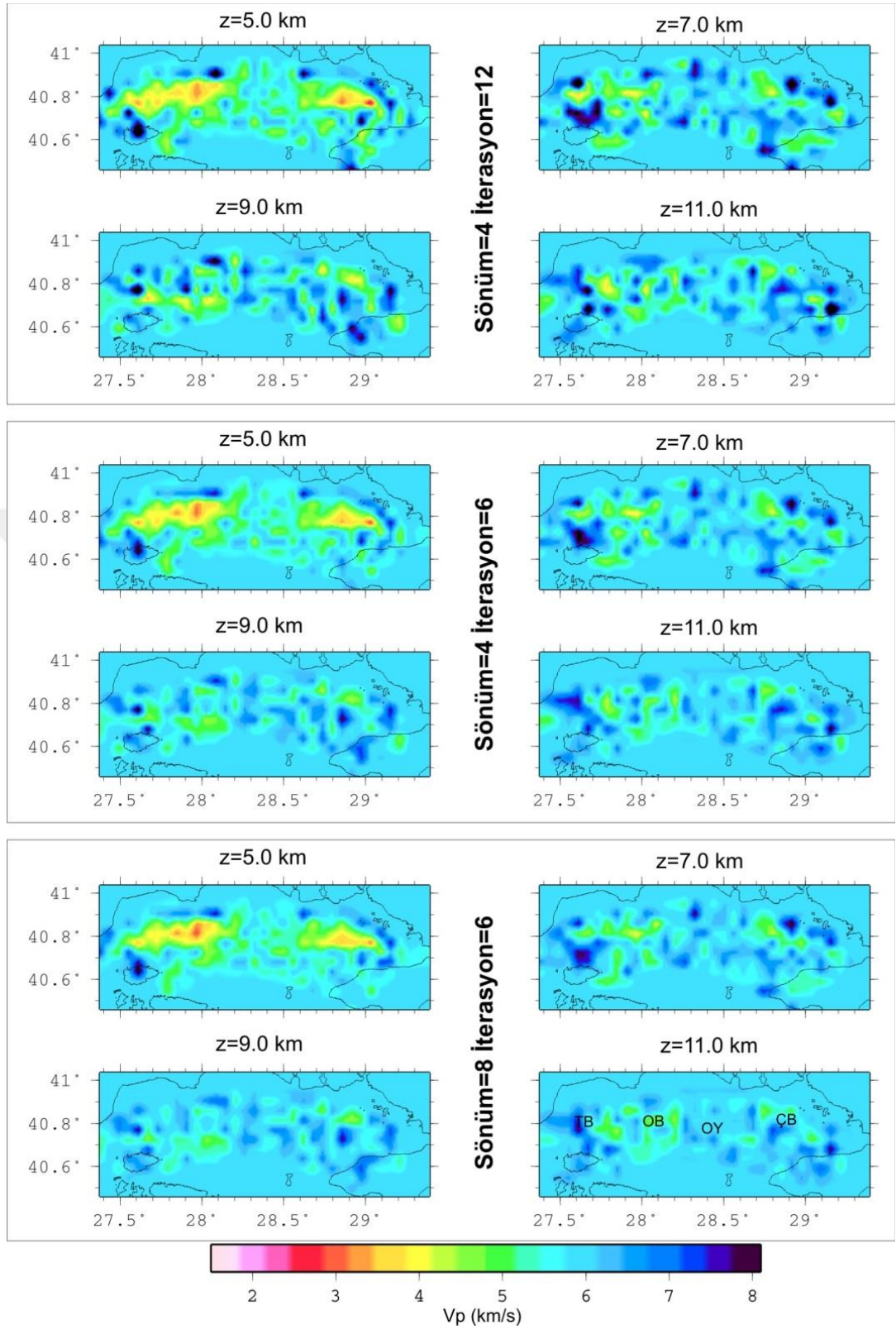
S8İ6 için hesaplanan rms başlangıç modeline göre %57 oranında azalmıştır. Hava tabancası veri seti için hesaplanan rezidüellerin ortalama değeri 0.078 s'den 0.002 s'ye inmiş, standart sapma 0.169 s'den 0.072 s'ye gerileyerek %58 oranında azalmıştır. Depremlerin P rezidüel ortalaması -0.023 s'den 0.011 s'ye gerilemiş, standart sapma 0.313 s'den 0.200 s'ye %46 oranında azalmıştır. Depremlerin S

rezidüel ortalamaları 0.843 s'den 0.028 s'ye inmiş, standart sapma 0.824 s'den 0.357 s'ye %56 oranında azalmıştır (Şekil 6.12).

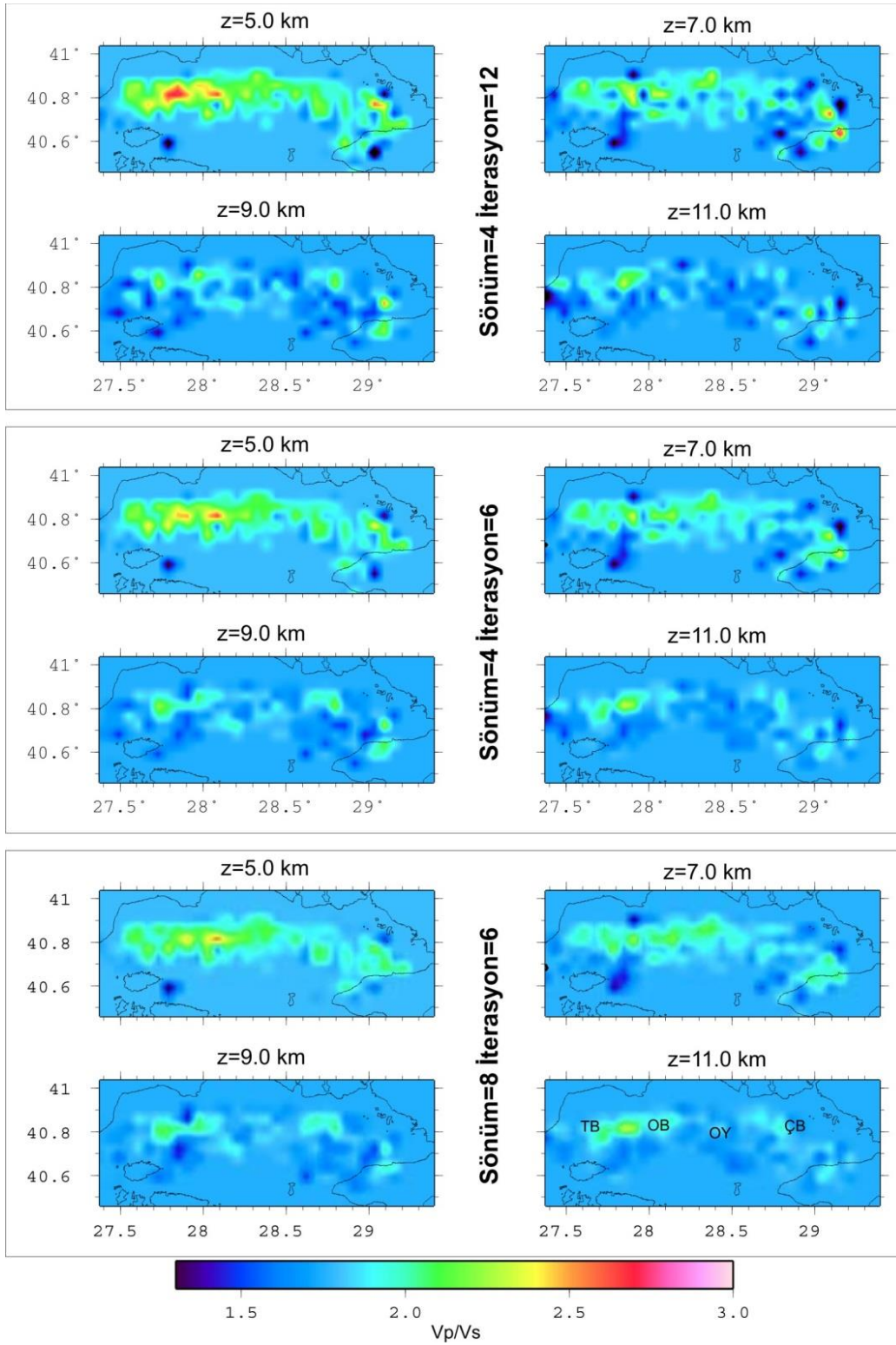


Şekil 6.12 : Üstte S8İ6 için ters çözüm iterasyonlarında hesaplanan rms değerlerini gösterir grafik, ortada final model (6. iterasyon), altta Marmara-B&V başlangıç modeli için hesaplanmış rezidüel dağılımları. Hava tabancası verilerine ait P rezidüelleri kırmızı renkli, depremlere ait P ve S rezidüelleri siyah renkli gösterilmiştir.

S4İ12, S4İ6 ve S8İ6 için hesaplanan 3-boyutlu tomografik modelden seçilen 5, 7, 9 ve 11 km derinlikli tomografik V_p ve V_p/V_s kesitleri sırasıyla Şekil 6.13 ve Şekil 6.14'te görülmektedir.



Şekil 6.13 : Marmara-B&V başlangıç modeli kullanılarak farklı sönüm değerleri ve iterasyonlar için 5, 7, 9 ve 11 km derinlikte hesaplanan tomografik V_p hızları.



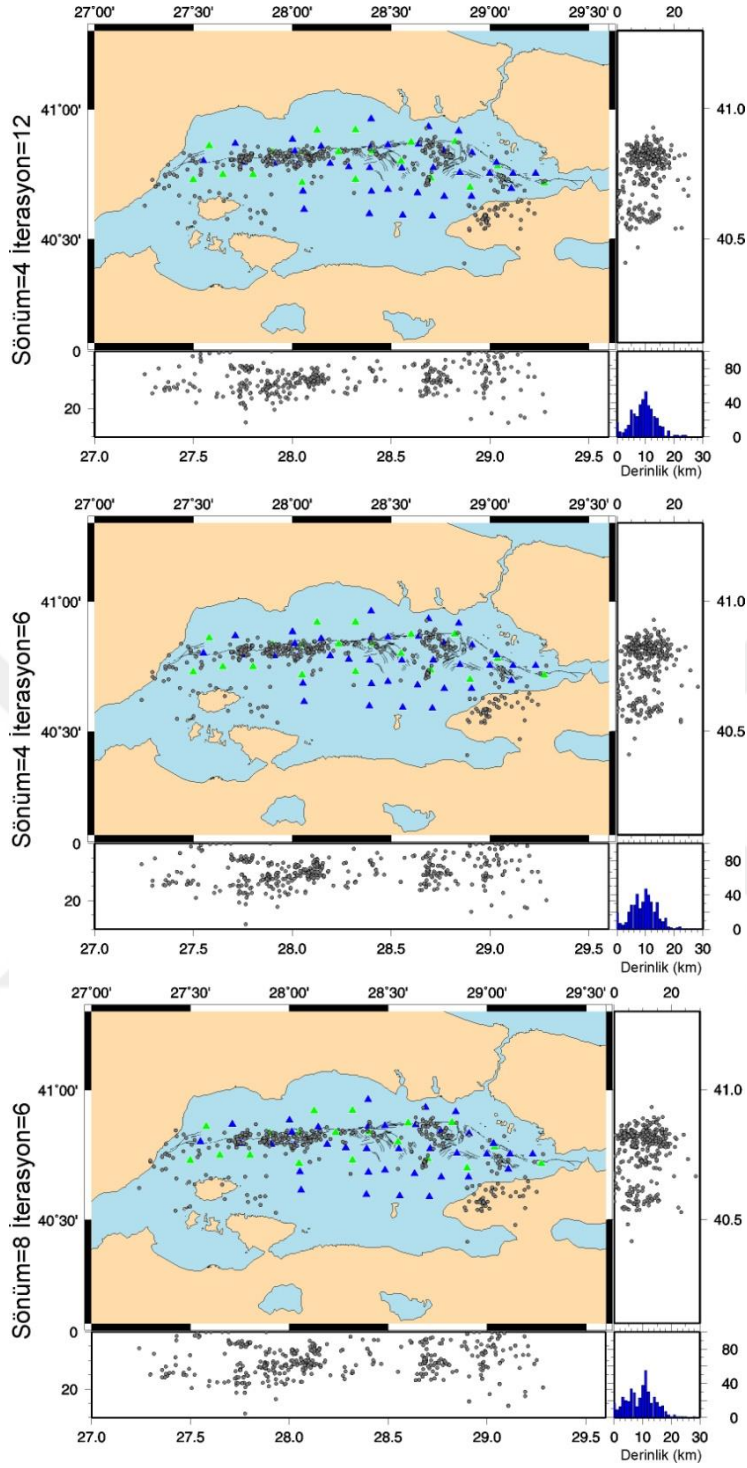
Şekil 6.14 : Marmara-B&V başlangıç modeli kullanılarak farklı sönüm değerleri ve iterasyonlar için 5, 7, 9 ve 11 km derinlikte hesaplanan tomografik Vp/Vs oranları.

Şekil 6.13 ve Şekil 6.14’de gösterilen 5, 7, 9 ve 11 km derinlikli yatay kesitler hava tabancası ve deprem kaynaklı ışın yoğunluğu bakımından zengin alanlardır. Hesaplanan Vp hızları ve Vp/Vs oranları incelendiğinde;

- S4İ12, S4İ6, S8İ6 için 5 km derinlik kesitinde TB, OB ve ÇB'nin düşük Vp hızları (3.0 – 3.5 km/s) ile temsil edildiği, BY altında S4İ12 için belirlenen yüksek (2.5 ve üzerinde) Vp/Vs oranlarının S4İ6 için ortalama 2.4, S8İ6 için yaklaşık 2.2 değerleri ile temsil edildiği,
- Sönüm değerinin 4 kullanıldığı testlerde özellikle 7 ve 9 km derinlik kesitlerinde düğüm noktalarında yapılan yüksek hız pertürbasyonlarının etkisi ile 3 km/s'yi aşan Vp değişimlerinin görüldüğü, 8 sönüm değeri için yanal yönlü ani hız değişimlerinin daha kabul edilebilir seviyelerde olduğu ve Vp/Vs oranlarının daha homojen dağılımlı görüldüğü,
- S4İ12, S4İ6 ve S8İ6 için hesaplanan 11 km derinlik kesitlerinde düşük Vp hızlarının (yaklaşık 5.0 km/s) ve Vp/Vs oranlarının süreksiz ve dağınık olduğu, S4İ12 için ilgili derinliklerde sert hız geçişlerinin görüldüğü, S8İ6 için ise Vp ve Vp/Vs kesitlerinin daha yumuşak geçişlere sahip olduğu değerlendirilmiştir.

Diğer yandan ters çözüm sırasında model parametreleri ile eş zamanlı çözülen deprem konumlarının dağılımı da başlangıç modelinin belirlenmesinde önemli bilgiler taşır. Deprem dağılımlarının değerlendirilebilmesi amacıyla S4İ12, S4İ6, S8İ6 için konumları hesaplanan depremlerin harita düzlemindeki ve D-B K-G yönlü derinlik kesitleri boyunca dağılımları Şekil 6.15'de görülmektedir.

Marmara Denizi altındaki deprem dağılımları incelendiğinde, S4İ12, S4İ6, S8İ6 için hesaplanan deprem konumları Marmara Deniz tabanında haritalanmış faylarla genel olarak uyumludur. Batıdan doğuya doğru, TB ve batısında görülen saçılmış şeklindeki depremleri BY ve OB'nin doğu sınırına kadar olan alanda AMF'nin ilgili segmentleri ile uyumlu dağılım gösteren deprem sayısının arttığı bir bölge izlemektedir. Depremselliğin daha yoğun görüldüğü bu bölge yaklaşık olarak 28.25°D boylam çizgisi ile sonlanmaktadır. Bu bölgedeki deprem derinlikleri 20 km'ye ulaşmaktadır ve artan sönüm değeri için hesaplanan deprem konumlarının düşey yönde kümelenme göstermektedir (27.75°D ve 28.25°D boylamları arasında). Bu alanın doğusunda kalan OY altında görülen ve derinliği 15 km'ye ulaşan az sayıdaki depremi, daha doğuda ÇB sınırından (yaklaşık 28.65°D boylamı) itibaren derinlikleri 18 km'ye ulaşan artan sayıdaki depremler takip etmektedir. ÇB'nin doğu ucuna doğru derinlikleri 20 km'ye ulaşan depremler de görülmektedir (Şekil 6.15).



Şekil 6.15 : Marmara B&V başlangıç modeli ve S4İ12, S4İ6 ve S8İ6 için hesaplanan deprem konumları, depremlerin doğu-batı ve kuzey-güney yönlü düşey kesitler boyunca derinlik dağılımları ve derinlik-deprem sayısı histogramları.

S4İ12, S4İ6, S8İ6 için konumları hesaplanan depremler bir arada değerlendirildiğinde, deprem kümelenmesinin en yoğun olduğu derinlik 10-12 km derinlik bandıdır ve artan sönüm değeri için sıkı derinliklerde görülen deprem sayısı artmaktadır.

Hesaplanan ters çözüm kalite faktörleri, hız dağılımları, deprem konumları Marmara-B&V başlangıç modeli ve S8İ6 için sonuçların daha kabul edilir olduğunu göstermiştir.

6.3 Başlangıç Modelinin Seçimi

Tomografik ters çözümde kullanılacak başlangıç Vp hızları ve Vp/Vs oranlarının belirlenmesi için iki farklı yaklaşım kullanılarak başlangıç modelleri üretilmiştir. Birinci yaklaşımda, DTS'ler ile toplanan Eosmarmara veri setlerinden hesaplanan 1-boyutlu basit Vp ve Vs hız modelleri tomografik modelde kullanılmak üzere düzenlenmiştir (*Marmara-V başlangıç modeli*). İkinci yaklaşımda ise, Bayrakçı ve diğ. (2013) tarafından 0-12 km derinlik bandı için belirlenen 3-boyutlu Vp tomografik hızlarına ek olarak Velest ile modelin daha derin kısımları için hesaplanmış 1-boyutlu Vp hızları ve yine Velest ile tüm model için hesaplanmış 1-boyutlu Vp/Vs oranlarını içeren hibrit *Marmara-B&V başlangıç modeli* oluşturulmuştur. Velest ile hesaplanan deprem odağına ilişkin bilinmeyenler (konum ve orijin zamanları) ters çözümde ilksel veri seti olarak kullanılmıştır.

Ters çözümün kalitesi seyahat zamanlarından hesaplanan rezidüeller ve her bir faz okuması için öngörülen belirsizlikler kullanılarak denklem 6.1'de verilen χ^2 parametresi ile değerlendirilebilir.

$$\chi^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{r_i}{\sigma_i} \right)^2 \quad (6.1)$$

χ^2 parametresinin hesaplanmasında normalizasyon için kullanılan n toplam rezidüel sayısını, r_i seyahat zamanı ile ilgili rezidüeli ve σ_i ilgili seyahat zamanı için belirsizliği temsil eder. Teoride, hesaplanacak rezidüel ile faz okumasına atanmış olan seyahat zamanı belirsizliğinin yakınsaması durumunda en ideal durum olan $\chi^2=1$ hesaplanması beklenir. Fakat uygulamada faz okumalarına atanmış belirsizlikler birçok parametreye (okuma hassasiyeti, gürültü, cihazdan kaynaklanabilecek zaman kaymaları, vb.) bağlıdır ve tam olarak doğru şekilde tespit edilmeleri oldukça güçtür. Diğer yandan χ^2 değerinin her bir faz okuması için hesaplandığı ve veri seti için hesaplanan ortalama χ^2 değerinin tomografik modelin tamamını temsil etmeyeceği değerlendirmelerde göz önüne alınmalıdır.

Başlangıç ve final tomografik modeller için hesaplanmış olan rms değerleri, veri varyansları ve χ^2 değerleri Çizelge 6.2’de görülmektedir.

Çizelge 6.2 : 2 farklı başlangıç modeli ve final modeller için hesaplanan rms, veri ve model varyans ve χ^2 değerleri.

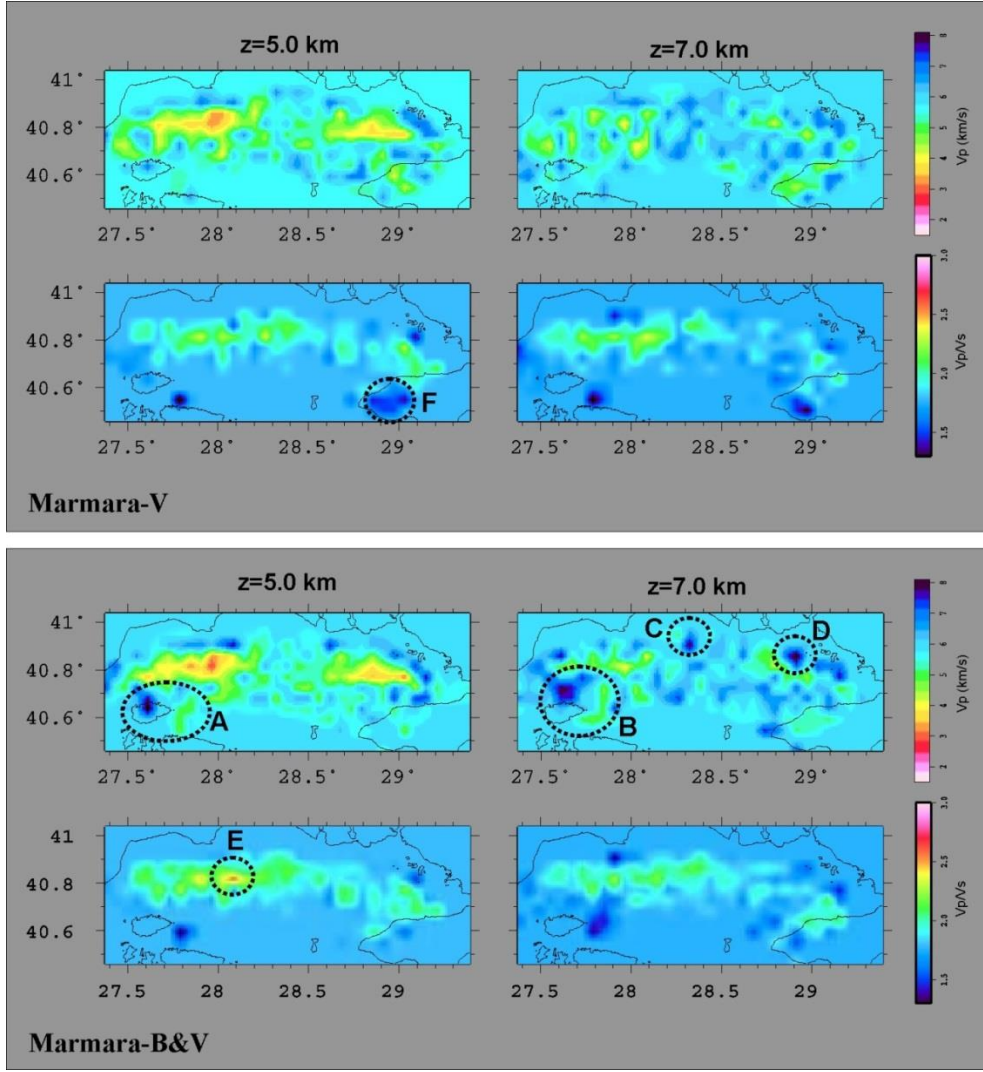
	<i>Marmara-V Modeli</i>	<i>Marmara-B&V Modeli</i>
<i>Baş. rms değeri (s)</i>	0.67	0.29
<i>Fin. rms değeri (s)</i>	0.135	0.127
<i>Baş. Veri Varyansı (s)²</i>	0.66	0.13
<i>Fin. Veri Varyansı (s)²</i>	0.02	0.02
<i>Baş. Mod. Varyansı (km/s)²</i>	0.09	0.731
<i>Fin. Mod. Varyansı (km/s)²</i>	0.268	0.866
<i>Baş. Fin. χ^2</i>	69.5	41.0
<i>Fin. χ^2</i>	2.7	2.5

Marmara-V başlangıç modeli için ortalama rms 0.67 s’den 0.135 s’ye düşerek %80 oranında azalmıştır. Marmara-B&V başlangıç modeli ve final model için ortalama rms değerleri sırasıyla 0.29 s ve 0.127 s olarak hesaplanmıştır ve %57 oranında rms azalımı hesaplanmıştır. Diğer yandan her iki başlangıç modeli kullanılarak elde edilen final modeller için hesaplanan veri varyansları 0.02 s²’dir. Genel olarak her iki başlangıç modeli kullanılarak elde edilen final modeller için hesaplanan rms ve veri varyansları matematiksel olarak kabul edilebilir seviyededir. Hesaplanan model varyansları karşılaştırıldığında, üç boyutlu yapılar içeren Marmara-B&V başlangıç modeli ile hesaplanan final model varyans değeri (0.866 (km/s)²), Marmara-V modeli ile hesaplanan final model varyansından (0.268 (km/s)²) çok daha yüksektir. χ^2 (chi kare) değerleri Marmara-V ve Marmara B&V başlangıç modelleri için sırasıyla 69.5 ve 41.0, final modeller için ise 2.7 ve 2.5 şeklinde yakın değerlerde hesaplanmıştır. Bu değer faz okumalarındaki belirsizlikler göz önüne alınarak veri ile model uyumunun bir ölçütüdür. Tomografik modeldeki detaylı yapıların modellenmeye çalışılmasındansa, iyi çözülmüş fakat nispeten kaba bir model için 1’den büyük χ^2 değerleri kabul edilebilir (Zelt, 1999; Zelt ve diğ., 2006). Bu yaklaşıma dayanarak yapılan değerlendirmede, iki başlangıç modelinden elde edilen final modeller için hesaplanan χ^2 değerleri benzer olup kabul edilir değerlerdedir.

Marmara-B&V başlangıç modeli Marmara Denizi'ndeki ana morfolojik unsurları (basenler, yükselimler ve kısmen şelfler) içermektedir ve jeolojik olarak bu tipte bir başlangıç modelinin kullanımı makul görülmektedir. Fakat böyle bir başlangıç modeli kullanılarak elde edilen kesitlerde görülen yüksek/düşük hızlar ve ani hız geçişleri model ve odak parametrelerinin bir arada belirlenmesi aşamasındaki ilişki, tekdüze dağılım göstermeyen P ve S dalgası ışın yolları ve yaklaşık ışın izlemeden kaynaklanan hatalar final modelde görülen hız geçişi şeklindeki anomalilerin yorumlanmasını güçleştirmiştir (bkz. Şekil 6.13 ve Şekil 6.14). Diğer yandan Marmara-V başlangıç modeli kullanılarak elde edilen tomografik kesitlerde bu tipteki hız geçişleri belirgin şekilde azdır (Şekil 6.5). Marmara Denizi altını temsil eden bir boyutlu hız modeli sayesinde genellikle en büyük model pertürbasyonlarının gerçekleştiği ilk iterasyonlar veri bağımlı model ve eşlik eden odaksal değişimlerin hesaplanmasına, bununla birlikte düşük ışın yoğunluğunun görüldüğü alanlardaki hızların tekdüze ve ortalama başlangıç hızı şeklinde korunmasına sebep olmuştur. Bu durum tomografik hızların yorumlanması aşamasında avantaj sağlamaktadır.

Şekil 6.16'da Marmara-V ve Marmara B&V başlangıç modelleri için 5 ve 7 km derinlikler için hesaplanan V_p hızları ve V_p/V_s oranları bir arada görülmektedir. Şekilde görülen her iki başlangıç modeli için elde edilen final hız modelleri benzer birçok özellik sergilemektedir. Şekil 6.16'da karşılaştırmalı olarak gösterilen iki derinlik kesiti için modelin belli alanlarında (A, B, C ve D) hızlarda yüksek pertürbasyonların sebep olduğu lokal ve çevresel hız yapılarından farklı anomaliler göze çarpmaktadır. 3-boyutlu başlangıç modeline (Marmara-B&V) bağlı olarak model içinde bu tip alanlarda yapılan pertürbasyonlar, bu alanlarda hesaplanan hızları dengelemek için komşu düğüm noktalarında üretilen hız anomalilerini oluşturmaktadır (bkz. Dama tahtası testleri 5 ve 7 km derinlik kesitleri).

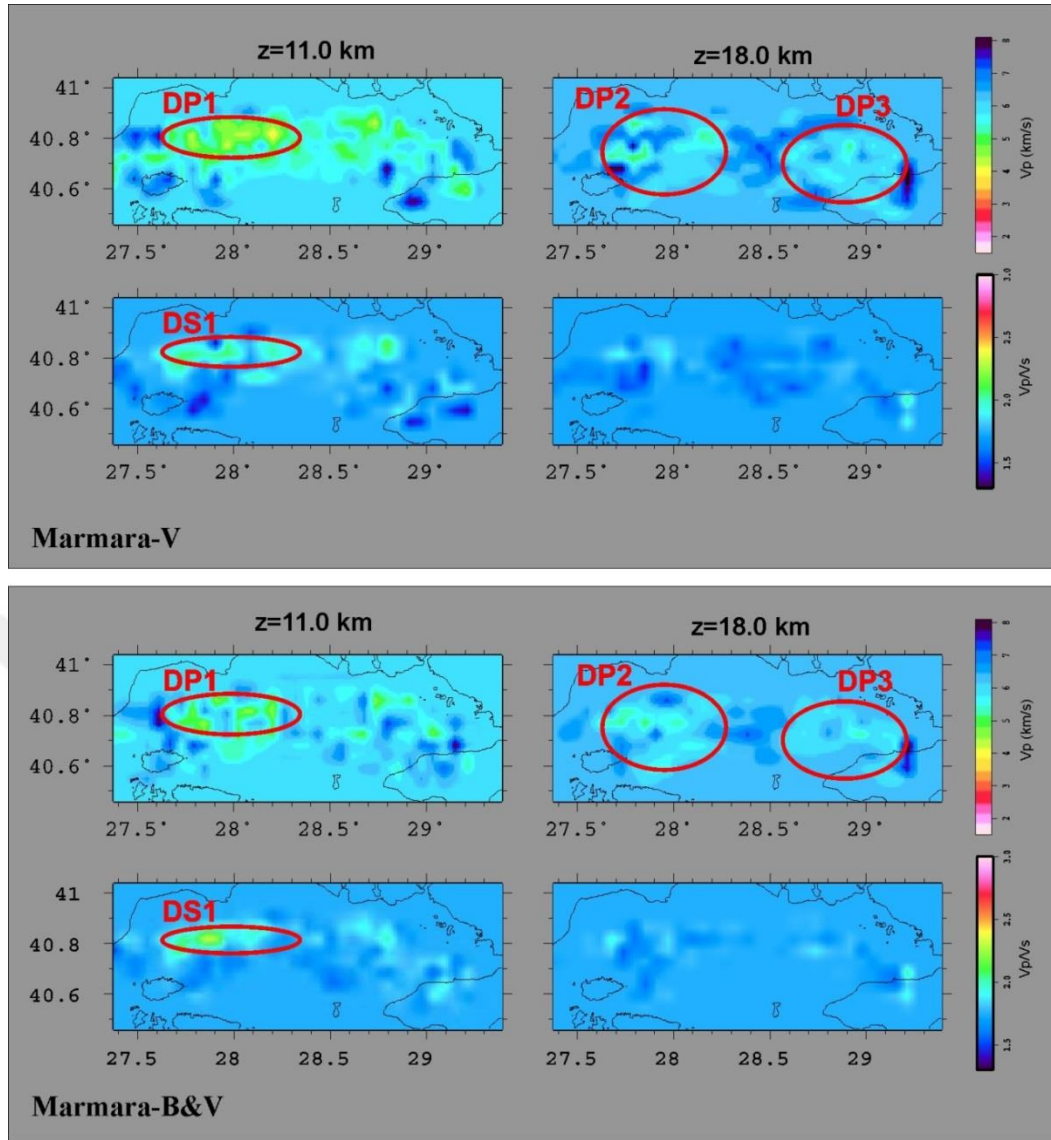
Şekil 6.16'da 5 ve 7 km derinlik kesitlerinde A ve B ile gösterilen yüksek (~ 7.5 km/s) ve düşük (~ 5.0 km/s) komşu V_p hız blokları görülmektedir. Bu durum Marmara-V modeline göre Marmara-B&V modeli için hesaplanan yüksek model varyans değeri ile de sergilenmektedir. V_p/V_s oranları her iki başlangıç modeli için genel hatları ile benzer yapıdadır. En belirgin farklılıklar Şekil 6.16'da 5 km derinlik kesitinde E ile gösterilen alanda hesaplanan ve bu derinlikler için normalin oldukça üstünde (2.4 – 2.6 aralığında) V_p/V_s değerleridir ve başlangıç modeline bağlı olarak oluşmuş sahte yapılardır.



Şekil 6.16 : Marmara-V ve Marmara B&V başlangıç modelleri için 5 ve 7 km derinlikte hesaplanan tomografik Vp hızları ve Vp/Vs oranları (A, B, C, D, E ve F ile iki model arasında belirgin farklılıkların görüldüğü alanlar işaretlenmiştir).

Diğer bir farklılık Şekil 6.16’da F ile gösterilen alandaki düşük (1.5 – 1.7 aralığında) Vp/Vs oranlarıdır. Hesaplanan bu değerleri başlangıç modelleri, kaynak-istasyon geometrisinden kaynaklı odaklanma, jeolojik yapı veya tomografik ters çözümde model sınırlarının etkisiyle oluşan kenar etkisi şeklinde farklı açıklamalar getirmek mümkündür.

Şekil 6.17’de iki başlangıç modeli için hesaplanan tomografik Vp hızları ve Vp/Vs oranlarının 11 ve 18 km derinlik kesitleri görülmektedir. Her iki başlangıç modeli için hesaplanan 11 km derinlik kesitlerinde 27.7° ve 28.3° boylamları arasında düşük Vp hızları (4.3 – 5.2 km/s aralığında DP1 ile gösterilmiştir) ve yüksek Vp/Vs oranları (1.9 – 2.3 aralığında DS1 ile gösterilmiştir) görülmektedir ve benzer karakterdedir.



Şekil 6.17 : Marmara-V ve Marmara B&V başlangıç modelleri için 11 ve 18 km derinlikte hesaplanan tomografik Vp hızları ve Vp/Vs oranları.

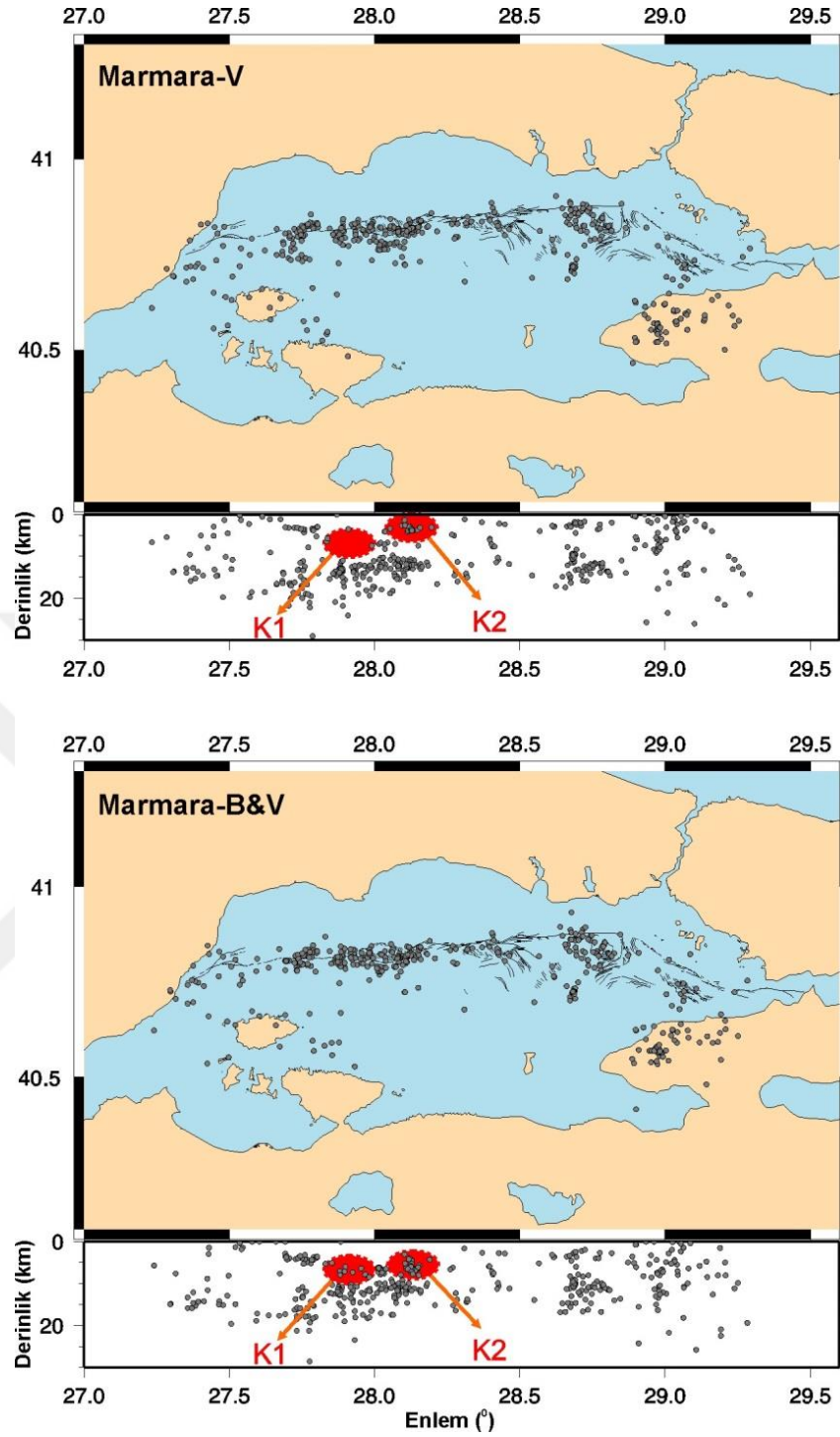
Kesitlerde 28.30°D boylamının doğusunda düşük Vp hızlarının görünürlüğü nispeten azalmaktadır. Vp/Vs kesitlerinde 28.60°D ile 28.85°D boylamları arasında her iki başlangıç modeli için benzer yüksek değerler (1.9 – 2.1 aralığında) görülmektedir. Şekil 6.17’de görülen 18 km derinlikli kesitlerde ise DP2 ve DP3 olarak gösterilen alanlarda ortalamaya göre düşük Vp hızları (yaklaşık 6.0 km/s) ve bu alanları çevreleyen yüksek Vp hızları (7.8 km/s’ye ulaşan) belirgin yapılardır. Aynı derinlikteki Vp/Vs yapıları incelendiğinde, DP2 alanı ve Armutlu Yarımadası civarında her iki model için benzer Vp/Vs oranları, arada kalan alanda başlangıç modeline göre daha düşük Vp/Vs oranları (ortalama 1.7) görülmektedir.

Başlangıç modelinin seçiminde diğer bir değerlendirme hesaplanan deprem konumları üzerinden yapılabilir. Bu amaçla, Marmara-V ve Marmara-B&V

başlangıç modelleri kullanılarak hesaplanan depremlerin harita düzlemindeki konumları ve D-B doğrultu boyunca depremlerin derinlik dağılımları Şekil 6.18’de gösterilmiştir. Depremlerin harita düzlemlerindeki dağılımları genel olarak benzerlik göstermektedir. Derinlik dağılımları incelendiğinde en belirgin farklılıklar 27.9°D ve 28.1°D boylamlarında (sırasıyla K1 ve K2 kümesi) 0-10 km derinlik aralığında görünen depremler için belirlenmiştir.

K1 kümesi depremleri Marmara-B&V başlangıç modeli için BY-OB geçişinde 5-10 km derinliğinde dağınık bir görüntü sergilerken, Marmara-V başlangıç modeli için aynı depremler 10 km ve daha derinde konumlanmıştır. Bu kümenin doğusunda OB altında yer alan K2 kümesi depremlerinin konumları Marmara-V başlangıç modeli için 1-5 km bandında yer almaktadır. Aynı deprem kümesi Marmara-B&V başlangıç modeli için 5-10 km derinlik aralığında kümelenme göstermektedir (Şekil 6.18). Deprem derinliklerinin artması Şekil 6.15’de 5 km derinlik kesitinde E ile görülen alandaki yüksek V_p/V_s oranları ile ilişkilidir. Buna göre yüksek V_p/V_s oranı (dolayısıyla düşük V_s hızları) deprem kümesinin daha derine taşınmasına sebep olmuştur.

Eberhart-Phillips (1990) Kaliforniya Coalinga Bölgesi’nde toplanan deprem ve sismik kırılma verilerini kullanarak Simulps programı ile hız yapısının belirlenmesi için uygun başlangıç modelinin belirlenmesi ile ilgili detaylı bir çalışma yapmıştır. Çalışmada başlangıç hız modeli olarak veri setinden hesaplanan basit 1-boyutlu hız modeli ve aynı bölgede daha önce yapılmış sismik kırılma çalışmasından hesaplanmış ayrıntılı hız modeli kullanılarak hesaplanan final modeller ve deprem konumlarını karşılaştırmıştır. Elde edilen sonuçlar, 1-boyutlu basit başlangıç modelinin kullanılması durumunda hesaplanan final model ve deprem odağına ait parametrelerin veri setini daha iyi temsil ettiğini, buna karşılık sismik kırılma verisinden belirlenen ayrıntılı başlangıç modeli kullanılması durumunda farklı düğüm noktaları civarında odaklanan ışın yollarının oluştuğu daha karmaşık bir hız modeli ve odak parametrelerinin hesaplandığını göstermiştir. Sonuç olarak, basit 1-boyutlu başlangıç hız modelinden elde edilen final hız modelini, daha az karmaşık ve jeolojik yapıyla daha uyumlu olması nedeniyle tercih etmiştir.



Şekil 6.18 : Marmara-V (üstte) ve Marmara-B&V (altta) başlangıç modelleri kullanılarak hesaplanan deprem konumlarının harita düzlemindeki konumları ve D-B doğrultulu kesit boyunca depremlerin derinlik dağılımları.

Sonuçlar değerlendirildiğinde, her iki başlangıç modeli için hesaplanan V_p hızları, V_p/V_s oranları ve deprem konumları genel olarak benzer yapıdadır. Final modeller için hesaplanan rms, χ^2 ve veri varyansları yakın değerlerdedir. Model varyansı 3-boyutlu modelleri içeren Marmara-B&V başlangıç modeli için daha yüksektir. Hem Marmara-V hem de Marmara-B&V başlangıç modelleri kullanılarak Marmara

Denizi'ndeki basenler ve yükselimlerin altındaki sığ derinliklerde (< 5 km) hesaplanan hızlar ve V_p/V_s oranları genel olarak uyumludur. Tomografik modellerin orta derinlikli kesimlerinde (Şekil 6.16 : , 5-7 km kesitleri) Marmara-V modeli ile belirlenen V_p hız geçişleri daha yumuşakken, Marmara-B&V modelinde komşu düşük/yüksek hız blokları dikkat çekmiştir. Her iki başlangıç modeli için genellikle benzer dağılım gösteren depremler arasındaki en belirgin farklılık Marmara-V modeli için OB altında 1-5 km bandında konumlanan deprem kümesinin Marmara-B&V başlangıç modeli için 5-10 km derine göç etmesidir (Şekil 6.18 : – K2 kümeleri). Bu durumun Şekil 6.16 : 'da E ile gösterilen alanda görülen aşırı yüksek ve sahte V_p/V_s oranlarına (2.4-2.6 aralığında) bağlı olduğu değerlendirilmiştir.

Bu değerlendirmelere göre, basit 1-boyutlu hız modelinden türetilen Marmara-V başlangıç modelinin seçilmesi uygun bulunmuştur.

7. YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ YÖNTEMİNİN UYGULANMASI

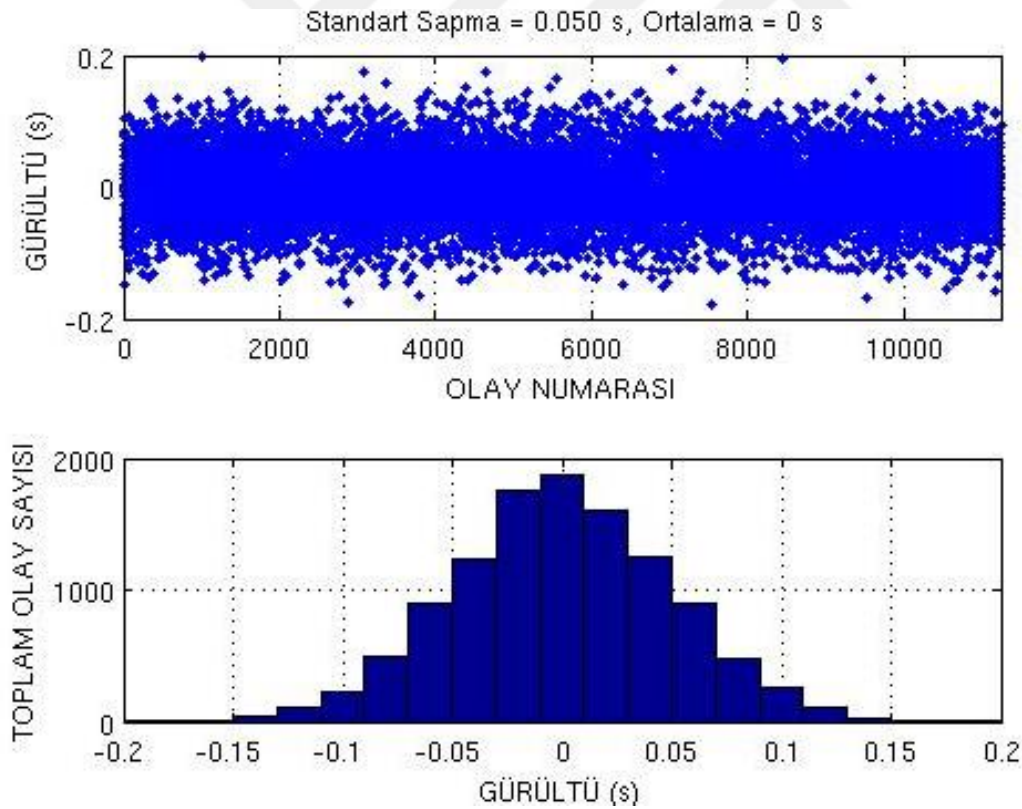
Veri seti ve istasyon dağılımı göz önüne alınarak düğüm noktalarının arasındaki yatay mesafenin 5 km olduğu düzenli dağılımlı doğu-batı yönünde 37 ve kuzey-güney yönünde 16 düğüm noktasından oluşan model (bkz. Şekil 5.1) için tomografik V_p hızları, V_p/V_s oranları ve deprem konumları hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlar için tomografik modellerin güvenilir olduğu alanlar belirlenmiştir ve buna göre V_p hızları, V_p/V_s oranları ve deprem dağılımları tartışılmıştır. Önemli görülen anomalilerin doğrulukları farklı testlerle incelenmiş, tomografik hızlar ile aynı alanda daha önce yapılan çalışmaların sonuçları karşılaştırılmış ve final model için kümelenme gösteren depremlerin dalga şekilleri incelenmiştir.

7.1 Çözünürlük Testleri

3-boyutlu tomografik ters çözüm ile elde edilen hız modellerinde çözünürlüğün belirlenmesi için yaygın kullanılan geri kazanım yöntemlerden bir tanesi dama tahtası testleridir. Dama tahtası testlerinde seçilen bir arka plan hız modeline uygulanan dama tahtası şeklindeki anomalilerin geri kazanıldığı alanlar tomografik modelde güvenilir hızların belirlendiği alanları temsil etmektedir. Bu çalışmada hesaplanan tomografik V_p değerleri ve V_p/V_s oranlarının alansal olarak çözünürlüğünü belirlemek için dama tahtası testleri uygulanmıştır. Testlerde dama tahtası anomalileri her bir derinlik kesitindeki düğüm noktası yani 5km x 5km’lik bloklar için %10 oranında ve yatay yönlerde ikişer düğüm noktasından oluşan 10km x 10km’lik bloklar için %7 oranında olmak üzere iki farklı şekilde uygulanmıştır. Örnek olarak 6 km/s hızına sahip yatay tabaka için düğüm noktalarında %10’luk pertürbasyon (5km x 5km’lik bloklar için) sonrasında oluşan yapıda ardışık olarak 5.4 km/s ve 6.6 km/s hızlarındaki düğüm noktaları gözlenir. Burada unutulmaması gereken önemli konu, ilgili pertürbasyonun hem yatay hem de düşey yönlü olarak uygulanacak olmasıdır. Dolayısıyla x,y ve z eksenleri boyunca anomaliler yaklaşık sinüs eğrisini andıran bir formda oluşturulmuştur.

Yöntemin başlıca uygulama adımları; orjinal ışın yollarının fazla değişmeyeceği şekilde (%7-%10 oranında) düğüm noktası hızlarına dama tahtası şeklindeki hız anomalilerinin eklenmesi, bu anomalileri içeren model için P ve S varış zamanlarının hesaplanması, elde edilen varış zamanlarına veri setine benzeyen okuma hatalarının (gürültü) eklenmesi ve gürültülü/gürültüsüz varış zamanları kullanılarak ters çözüm ile elde edilen sonuçların değerlendirilmesi şeklinde özetlenebilir. Dama tahtası testlerinde ilksel kaynak konumları ve başlangıç modelinin rezolüsyona etkilerine ilişkin yapılan detaylı çalışmaların ve tartışmalar EK D’de verilmiştir.

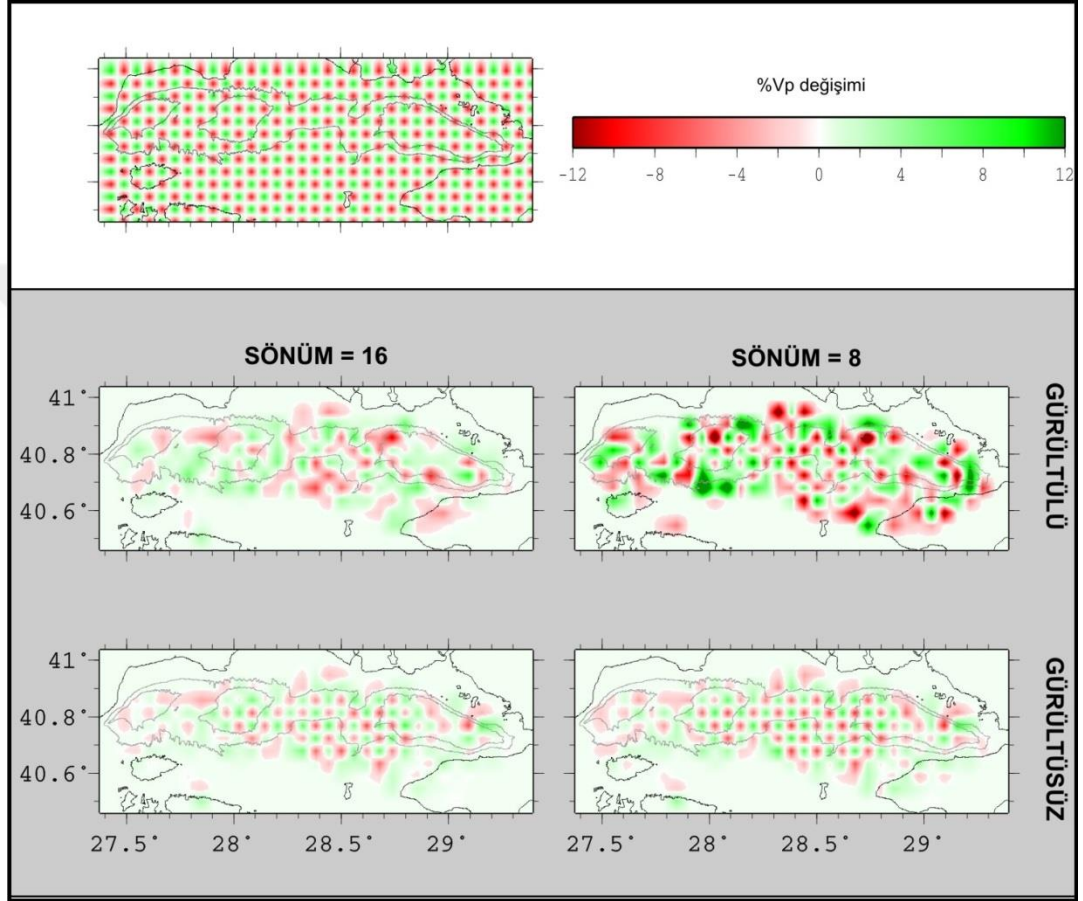
Veri setindeki her bir olay (P ve S seyahat zamanları) için eklenecek gürültü, gerçek veriler için belirlenen P varışlarındaki belirsizlikler göz önüne alınarak belirlenmiştir. Eklenen gürültü gauss dağılımlıdır, ortalaması ve standart sapması sırasıyla 0 ms ve 50 ms’dir (Şekil 7.1). Ters çözümde eklenen gürültünün ve düz çözümde kullanılan ışın izleme algoritmasının etkilerinin ayrılabilmesi için ayrıca gürültüsüz veri kullanılarak da dama tahtası testleri yapılmış ve sonuçlar değerlendirilmiştir.



Şekil 7.1 : Dama tahtası testlerinde veri setine eklenen gürültünün olay numarasına göre değerleri (üstte) ve histogram dağılımı (altta).

Dama tahtası testlerinde; DTS ve kara istasyonlarından oluşan deprem ve hava tabancası atışları için hesaplanan varış zamanı verileri, bu zamanlara uygulanan

ağırlıklandırmalar, model (düğüm noktalarının konumları, sayısı ve modelin merkez koordinatı) ve kontrol parametreleri (sönüm değeri, ters çözüm iterasyon sayısı) aynı şekilde kullanılmıştır. Ters çözümde kullanılan başlangıç modeli Marmara-V hız modelidir. Şekil 7.2 'de sönüm değerinin etkilerinin karşılaştırılması amacıyla 5km x 5km'lik bloklar kullanılarak 16 ve 8 sönüm değeri için gürültülü ve gürültüsüz veri setleriyle elde edilen dama tahtası (%10) testi sonuçları gösterilmiştir.



Şekil 7.2 : Yatayda 5km x 5km'lik bloklar ve 5 km derinlik kesiti için 16 ve 8 sönüm değerleri kullanılarak gürültülü ve gürültüsüz veri seti ile hesaplanan dama tahtası test sonuçları. Sol üstteki şekil geri kazanılan dama tahtası anomalilerinin denetlenmesini sağlayan modeli gösterir.

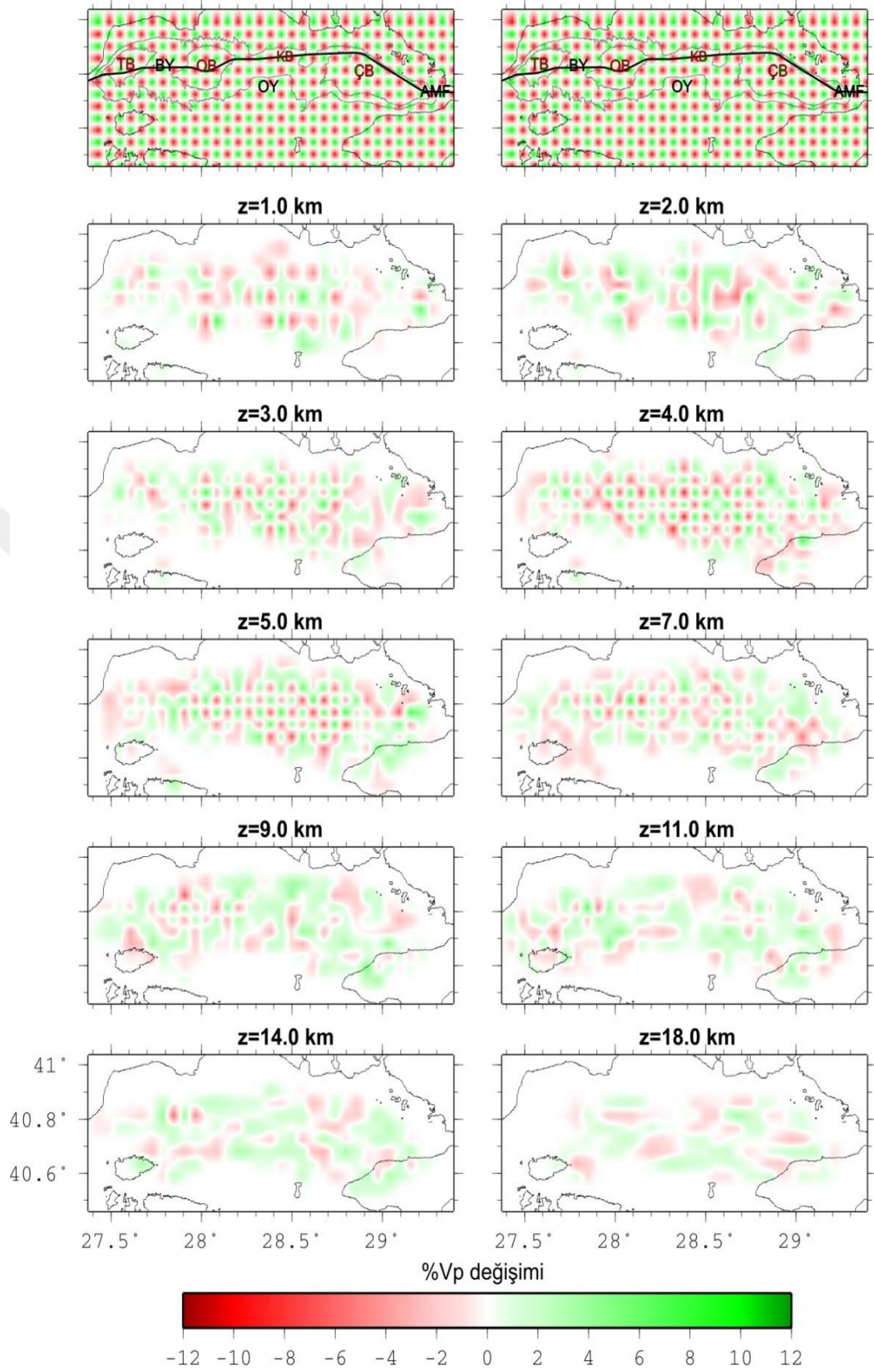
Testlerde komşu dama tahtası bloklarını kirleten paten uzaması (smearing) etkisinin belirlenebilmesi için hem yanal hem de düşey yöndeki bloklar için birbirini takip eden pozitif ve negatif anomaliler uygulanmıştır. Şekilde görüldüğü gibi, sönüm değerinin 8 olması durumunda gürültüsüz veri seti için dama tahtası paternlerinin görünürlüğü artmış, ancak gürültülü veri setinde dama tahtası anomalilerinin şiddeti gerçek anomali şiddetinden daha büyük (kırmızı ve yeşil bloklar için $\pm\%12$ 'yi aşan pertürbasyonlar) olarak hesaplanmıştır. Diğer bir deyişle, sönümün 8 seçilmesi

durumunda hesaplanan anomaliler %20'ye ulaşan oranlarda gerçek değerinden farklılık göstermiştir. Yapılan bu çalışmanın sonucu sönüm değerlerinin 16 seçilmesini desteklemektedir.

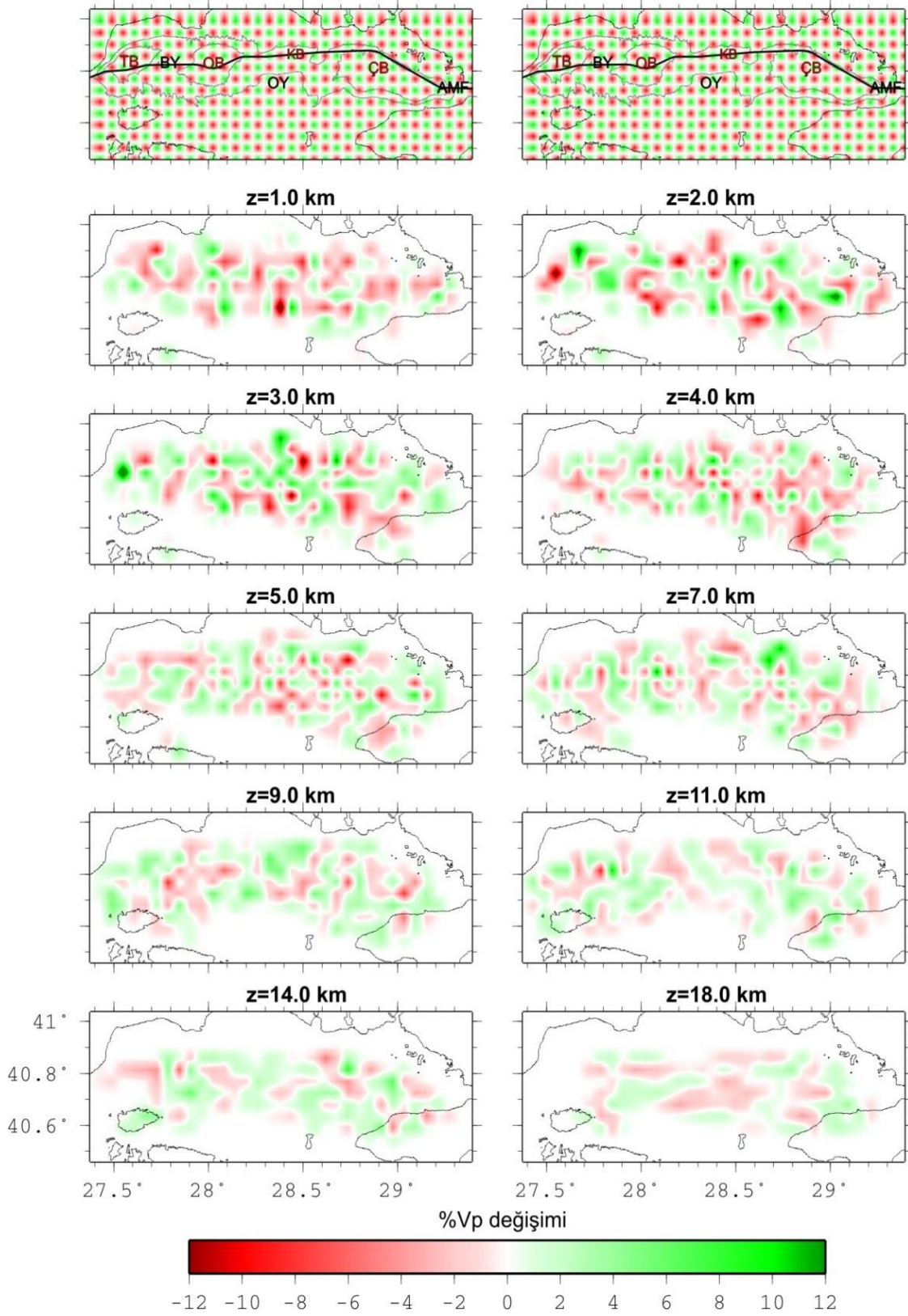
Şekil 7.3 ve Şekil 7.4 sırasıyla gürültüsüz ve 50 ms gürültülü veri için 5km x 5km, Şekil 7.5 ve Şekil 7.6 sırasıyla gürültüsüz ve 50 ms gürültülü veri için 10km x 10km'lik Vp dama tahtası test sonuçlarını göstermektedir. Şekil 7.7'de 50 ms gürültülü veri için 10km x 10km'lik Vp/Vs dama tahtası testi sonucu görülmektedir. Testlerde kullanılan dama tahtası şeklindeki anomaliler ve Marmara Denizi'ndeki önemli morfolojik yapılar ilgili şekillerde en üst sırada gösterilmiştir.

Blok boyutları 5km x 5km olan ve $\pm\%10$ anomali ilavesi uygulanan dama tahtası testinde, yanal hız değişimlerinin daha büyük olduğu yüzeye yakın (<5 km) derinliklerde hesaplanan hızlar incelenmiştir. Şekil 7.3 ve Şekil 7.4'de 1 ve 2 km derinlikler için dama tahtası paternlerinin seyrek şekilde geri kazanıldığı görülmektedir. Bunun en önemli sebebi yüzeyi temsil eden bu bloklar içinden geçen ışınların ağırlıklı olarak düşey yönde olmaları ve birbirini kesen ışınların (criss-cross) az olmasıdır. Bu sebeple, başlangıç modelinde bu derinliklerdeki gerçek hızlara yakın hızların kullanılmış olması (deniz suyu hızı) önemli bir avantajdır.

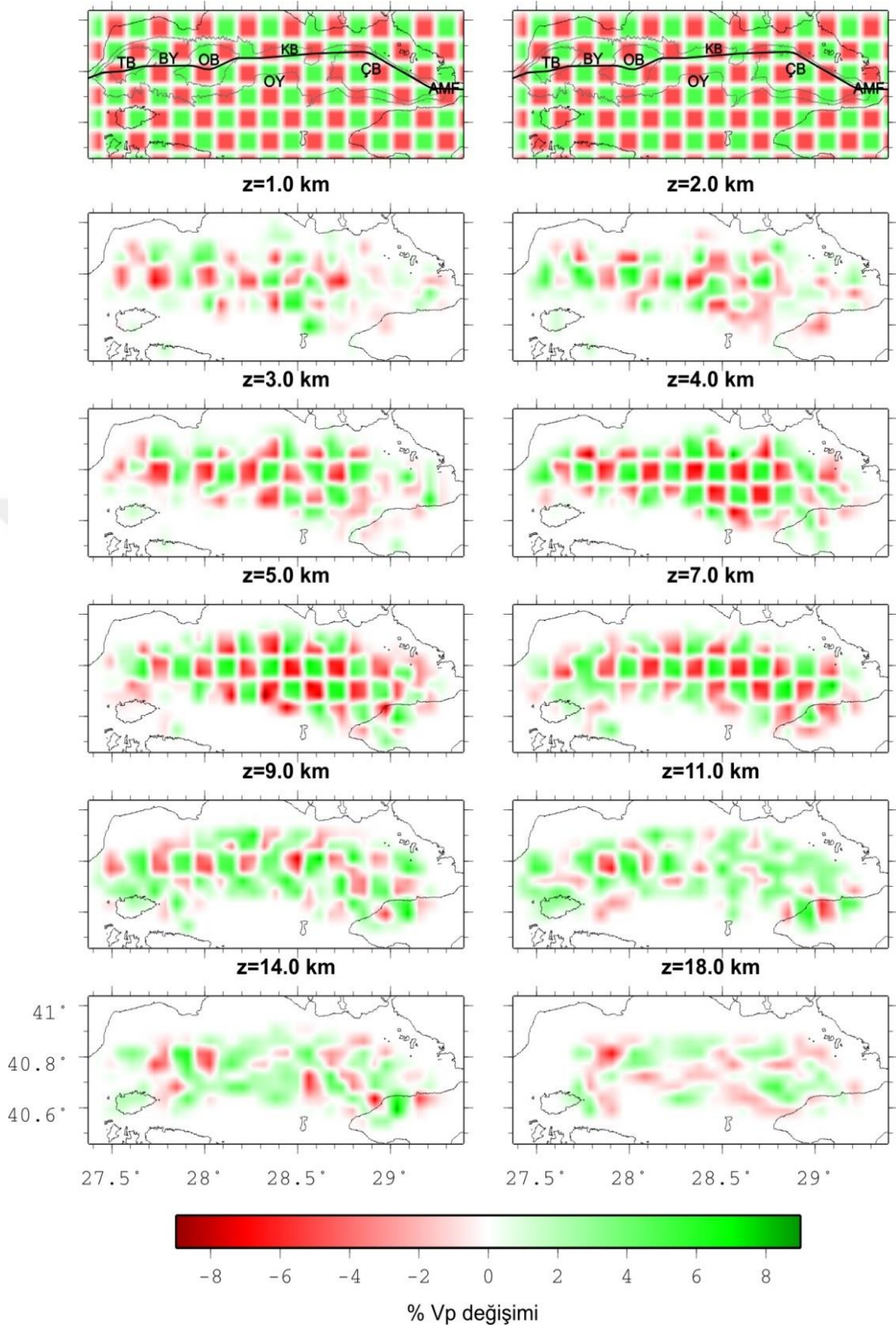
Tomografik modelde bir alt katman derinliği olan 3 km derinlikten itibaren çözünürlüğün arttığı görülmektedir. 4 ve 5 km derinlikleri için BY'nin doğu sınırından itibaren doğuya doğru OB'de, KB'de ve OY'de paternler daha yüksek başarı ile geri kazanılmıştır. Marmara Denizi'nin güney şelfinin kuzey sınırından Armutlu Yarımadası'nın kuzey sınırına kadar olan OY'nin güneyindeki kısımda ve ÇB'nin batısında yine paternlerin geri kazanılma oranı yüksektir. 7 km derinliğindeki tabakadan itibaren 5km x 5km'lik bloklar için çözünürlük hızlı bir şekilde düşmektedir. Gürültüsüz (Şekil 7.3) ve gürültülü (Şekil 7.4) dama tahtası testleri kıyaslandığında 50 ms mertebesindeki gürültünün 5km x 5km'lik anomali için çözünürlüğü önemli oranda düşürdüğü görülmektedir. Şekil 7.5 ve Şekil 7.6'da gürültüsüz ve gürültülü veri için 10km x 10km'lik dama tahtası testlerinde $\pm\%7$ anomali eklenmiş ve tüm modele ait (5-18 km aralığını da içeren) hızların çözünürlüğü incelenmiştir. Şekil 7.7'de ise gürültülü veri için 10km x 10km'lik Vp/Vs dama tahtası test sonucu görülmektedir.



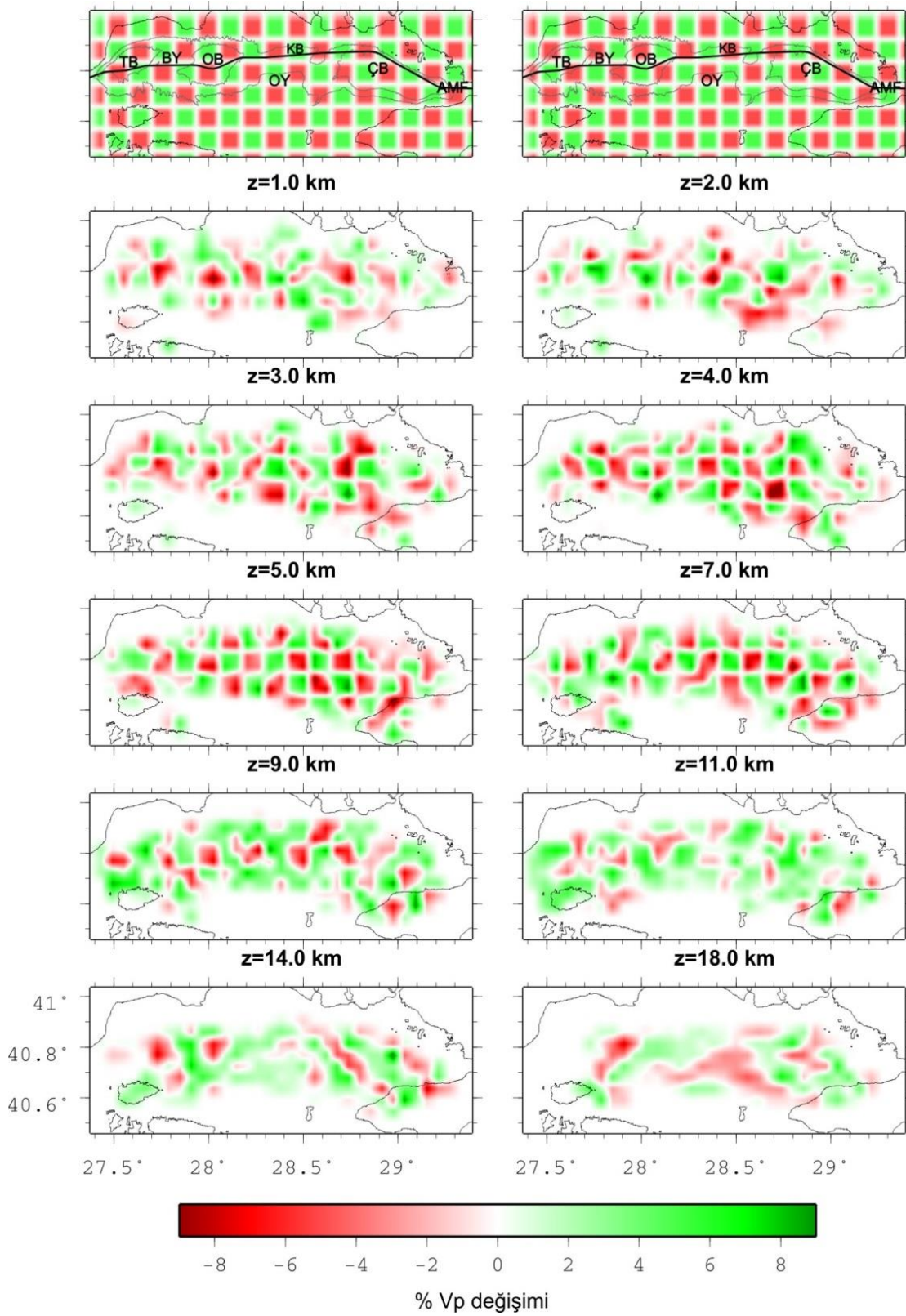
Şekil 7.3 : Yatayda 5km x5km’lik bloklar ve 1-18 km aralığında seçilen derinlik seviyeleri için Vp değerlerinde yapılan $\pm\%10$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültüsüz veri ile 16 sönüm ve 12 iterasyon için dama tahtası testi.



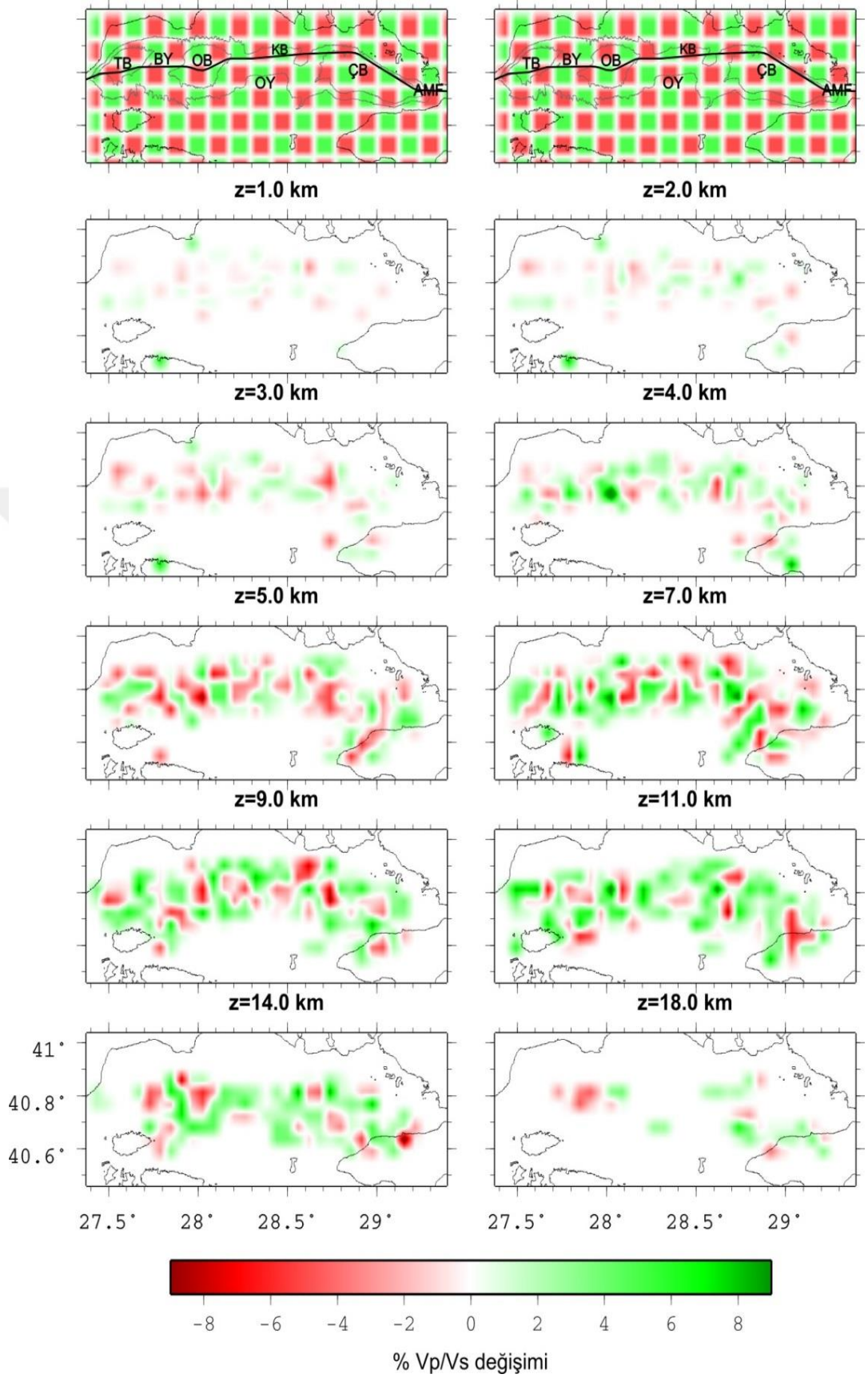
Şekil 7.4 : Yatayda 5km x 5km’lik bloklar ve 1-18 km aralığında seçilen derinlik seviyeleri için Vp değerlerinde $\pm\%10$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültülü veri ile 16 sönüm ve 12 iterasyon için dama tahtası testi.



Şekil 7.5 : Yatayda 10km x10km’lik bloklar ve düşeyde 1-18 km aralığında seçilen derinlik seviyeleri için Vp değerlerinde yapılan $\pm 7\%$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültüsüz veri ile 16 sönüm ve 12 iterasyon için dama tahtası testi.



Şekil 7.6 : Yatayda 10km x10km'lik bloklar ve düşeyde 1-18 km aralığında seçilen derinlik seviyeleri için Vp değerlerinde yapılan $\pm\%7$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültülü veri ile 16 sönüm ve 12 iterasyon için dama tahtası testi sonucu.

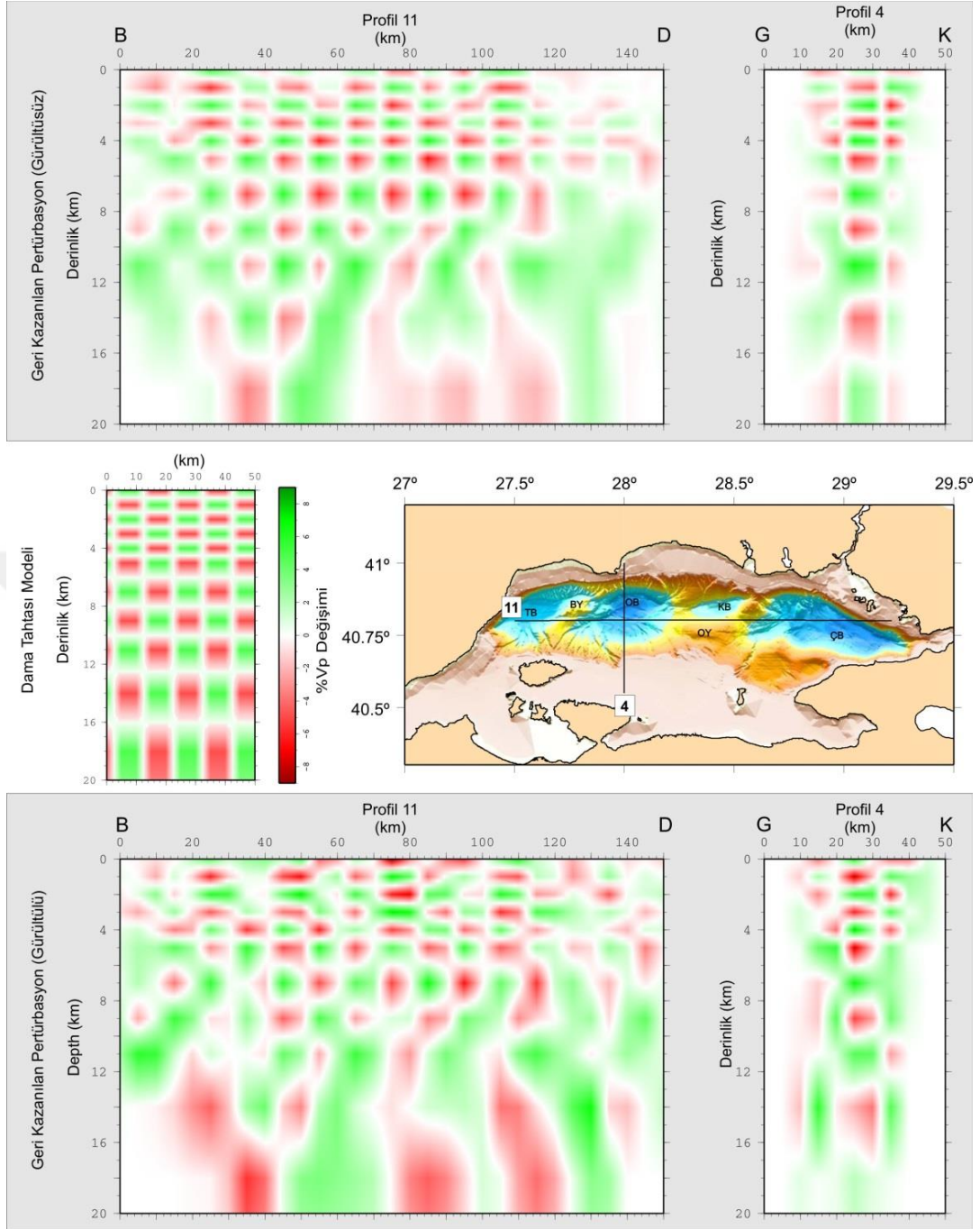


Şekil 7.7 : Yatayda 10km x10km’lik bloklar ve düşeyde 1-18 km aralığında seçilen derinlik seviyeleri için Vp/Vs değerlerinde yapılan $\pm\%7$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültülü veri ile 16 sönüm ve 12 iterasyon için dama tahtası testi sonucu.

Tomografik kesitlerde 1 ve 2 km derinliklerde basen ve yükselimleri ortalarından kesen bir hat boyunca kısmi olarak dama tahtası paternleri geri kazanılmıştır. Gürültülü (Şekil 7.5) ve gürültüsüz (Şekil 7.6) veri için sonuçlarda farklılıklar ayırt edilebilir ölçüde fakat bir önceki testten daha azdır. Her iki testte 3 ve 4 km derinlikli kesitlerde çözünürlüğün belirgin şekilde arttığı ve bu iyileşmenin kuzey güney yönlü olarak da geliştiği görülmektedir. Derin basenlerin etkilerinin azalmaya başladığı 5 km derinlikten itibaren dama tahtası paternleri TB'nin doğusundan ÇB'nin doğu sınırına kadar, kuzey şelften güneyde Marmara Adası sınırına kadar başarıyla geri kazanılmıştır. Kısmi olarak modelin batısında çözünürlük kaybı görülse de, benzer şekilde 7 km derinlik kesitinde dama tahtası paternleri genel olarak başarı ile geri kazanılmıştır. 9 ve 11 km derinlik kesitlerinde çözünürlük hızla azalmaktadır. 9 km derinlik kesiti için TB'nin batı sınırı ile ÇB'nin ortası arasında kalan ve AMF'yi çevreleyen yaklaşık 10-30 km genişliğinde bir alan için dama tahtası paternleri geri kazanılabilmektedir. 11 km derinlik kesiti için OY'nin doğusunda çözünürlük hızla düşmektedir. 14 ve 18 km derinlik kesitlerinde ise derin depremlerin görüldüğü BY, OB ve Yalova açıklarında kısmi olarak dama tahtası paternlerinin geri kazanılabildiği görülmektedir.

Diğer yandan deprem veri setinde S varışı okuma sayısının az olması sebebiyle Şekil 7.7'de görülen V_p/V_s modeli için çözünürlük model genelinde düşüktür. Çözünürlüğün kısmen iyi olduğu alanlar düşeyde 5 ile 11 km aralığında OB, OY ve ÇB'nin bulunduğu alan içinde yer almaktadır.

Şekil 7.8'de 50 ms gürültülü ve gürültüsüz veri setleri kullanılarak D-B uzanımlı (11 numaralı) ve K-G uzanımlı (4 numaralı) profillere ait düşey tomografik kesitler için 10km x10km'lik dama tahtası test sonuçları görülmektedir. Her iki profil için rezolüsyon modelin orta kısımlarında yani veri setinin daha güçlü olduğu alanlarda daha yüksek olduğu görülmektedir. Eklenen gürültü çözünürlük sınırları ile ilgili önemli değişiklikler meydana getirmemiş, fakat pozitif ve negatif anomalilerin beklenenden daha güçlü olmasına sebep olmuştur. Her iki profil boyunca 9 km derine kadar çözünürlüğün yüksek olduğu görülmektedir. Profiller boyunca 11-14 km derinlikten itibaren dama tahtası paternlerinde kirlenme ve uzamalar artmaktadır. Diğer yandan, dama tahtası testlerinde eklenen gürültünün veri yoğunluğunun azaldığı alanlarda (profillerin uçlarına yakın alanlarda ve derin kesimlerinde) kirlenme etkiyi arttırdığı gözlenmiştir (Şekil 7.8).



Şekil 7.8 : Marmara Denizi’ni geçen D-B (11 numaralı) ve N-S (4 numaralı) doğrultulu iki profil boyunca düşey kesitler için gürültüsüz ve 50 ms gürültülü veri seti için dama tahtası test sonuçları. Profillerin başlangıç konumları haritada profil numaraları ile gösterilmiştir.

Dama tahtası testlerinde veriye uygulanan gürültü sentetik olarak üretildiği için daha gerçekçi χ^2 değerinin hesaplanması mümkündür. Çizelge 7.1’de 50 ms gürültülü veri seti kullanılarak yapılan 5km x 5km ve 10km x 10km’lik dama tahtası testleri için hesaplanan χ^2 değerleri, Şekil 7.9’da dama tahtası testlerinde ters çözüm iterasyonları için hesaplanan rms değerleri gösterilmiştir.

Çizelge 7.1 : 50 ms gürültülü veri setleri kullanılarak 5km x 5km ve 10km x10km’lik bloklar için yapılmış dama tahtası testleri için hesaplanan χ^2_P ve $\chi^2_{P\&S}$ değerleri.

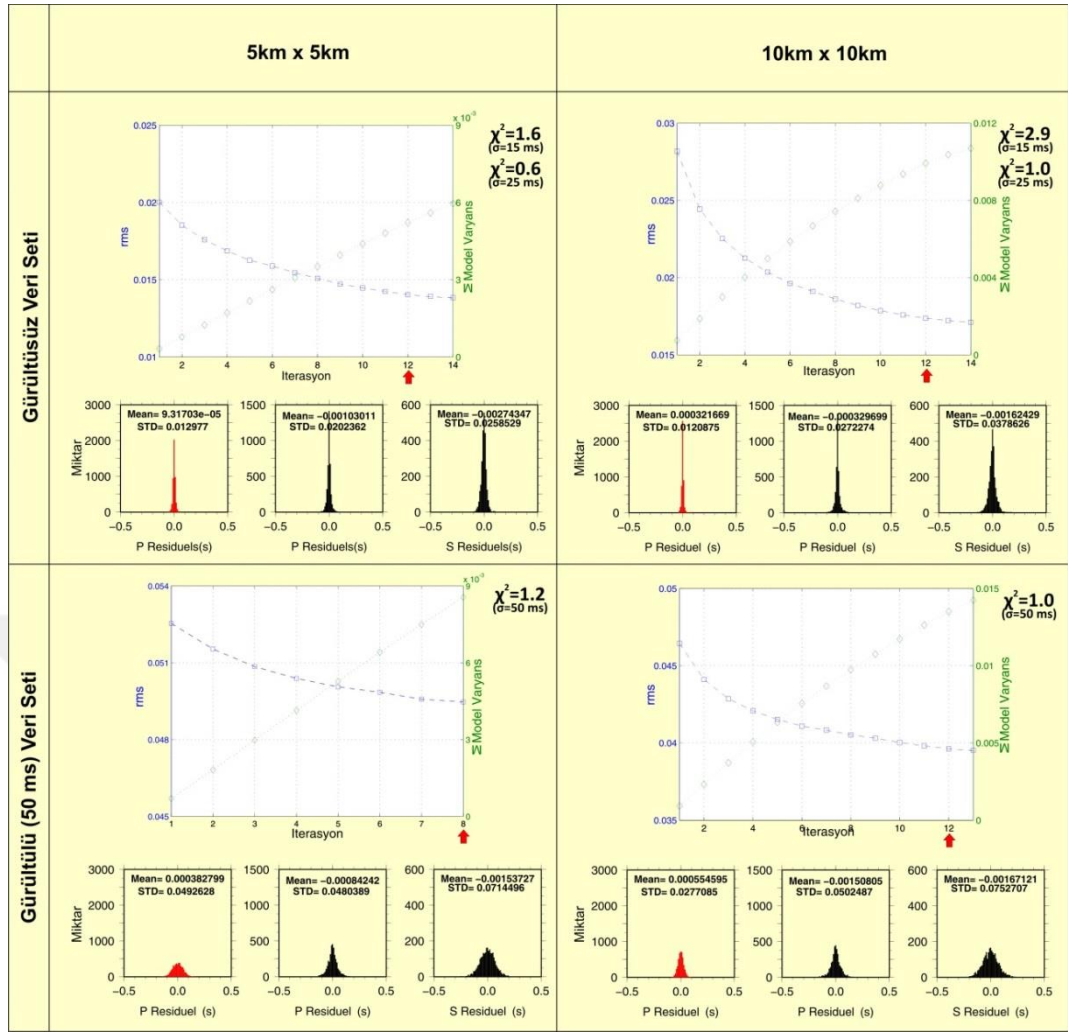
<i>Dama Tahtası Testleri</i>	χ^2_P	$\chi^2_{P\&S}$
<i>10km x 10km - %7 pert. (50 ms gürültü)</i>	0.62	1.0
<i>5km x 5km - %10 pert. (50 ms gürültü)</i>	0.94	1.20

Çizelge 7.1’de 50 ms standart sapmalı gürültü eklenerek yapılan dama tahtası testlerinde anomali boyutlarının küçülmesi (10 km’den 5 km’ye azalma) ve hız anomalilerinin artması (%7’den %10’a artış) durumunda hesaplanan χ^2 değerinin artış göstereceği görülmektedir. P ve S verileri kullanılarak her iki dama tahtası testi için hesaplanan χ^2 değerleri (1.0 ve 1.2) ve P verileri kullanılarak 5km x 5km dama tahtası testi için hesaplanan χ^2 değeri (0.94) final modellerin seyahat zamanları ile uyumunu (fit) göstermektedir.

P faz okumaları ve 10km x 10km dama tahtası testi için hesaplanan χ^2 değeri (0.62) ise seyahat zamanlarının modele aşırı uygunluğunu (overfit), diğer bir deyişle hesaplanan rezidüellerin genel olarak belirsizliklerden daha küçük olduklarını göstermektedir.

Şekil 7.9 ’da 50 ms standart sapmalı gürültü eklenmiş ve gürültüsüz veri setleri kullanılarak yapılan 5km x 5km ve 10km x 10km’lik dama tahtası testleri sonuçları görülmektedir. Şekilde ters çözüm iterasyonları için hesaplanan rms ve model varyans değerleri, final model için hesaplanan χ^2 değerleri (ve hesaplamada kullanılan σ değeri), herbir test için sırasıyla hava tabancası P faz okumaları, deprem P faz okumaları ve deprem S faz okumalarına ait rezidüel dağılımlarının histogramları görülmektedir.

Farklı dama tahtası testlerinde herbir iterasyon için hesaplanan rms değeri (mavi renkli), model varyansı (yeşil renkli) ve seçilen final iterasyon için hesaplanan χ^2 değerleri görülmektedir. Herbir dama tahtası testi için final iterasyona (kırmızı ok işareti ile gösterilmiştir) ait hesaplanan rezidüeller ayrıca histogram olarak gösterilmiştir.



Şekil 7.9 : Dama tahtası testlerinde iterasyon-rms/kümülatif model varyans grafikleri, final iterasyon (kırmızı ok ile gösterilmiştir) için χ^2 değerleri ve hava tabancası (kırmızı) ve deprem (siyah) faz okumaları için rezidüel histogramları.

Seçilen final iterasyon, sonraki iterasyon için hesaplanan rms değerinin bir öncekine göre %1'den küçük olması ve ilerleyen iterasyonlarda hesaplanan rms değerinin düzenli şekilde düşme trendini sürdürmesi (Şekil 7.9 , Gürültüsüz-5km x 5km, Gürültüsüz-10km x 10km, Gürültülü-10km x 10km dama tahtası testleri) veya rms değişiminin %0.2 ve daha ufak olması (Şekil 7.9 Gürültülü-5km x 5km dama tahtası testi) kriterlerine göre belirlenmiştir. Tüm testlerde, ters çözüm iterasyonları için hesaplanan rms değerinin azalmasına toplam model varyansındaki doğrusala yakın artış eşlik etmektedir.

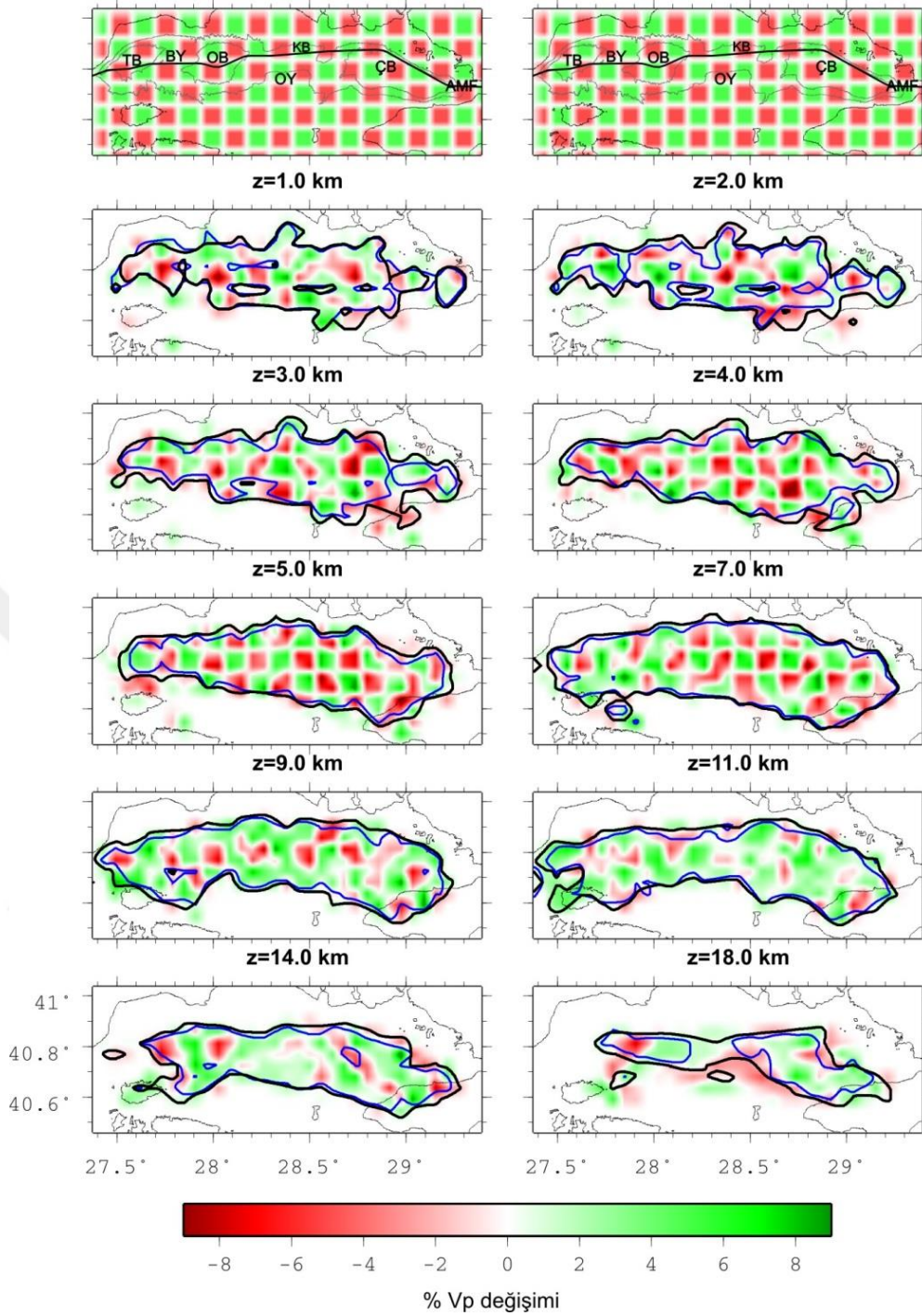
Gürültüsüz veri setleri ile 5km x 5km ve 10km x 10km dama tahtası testleri final modelleri için hesaplanan rezidüeller ortalama 15-25 ms aralığındadır ve hesaplanan ortalama rezidüeller belirsizlikler olarak kullanıldığında χ^2 0.6 ile 2.9 aralığında hesaplanmıştır. Hesaplanan rezidüeller veri setinden bağımsız olarak, ışın izleme

yaklaşımı, model/anomali boyutları ve başlangıç modeli ile ilişkilidir. Gürültülü veri setleri ile yapılan 5km x 5km ve 10km x 10km dama tahtası testlerinde hesaplanan rezidüeller veri setine eklenen gürültü ile ilişkili olarak daha yüksek (ortalama 50 – 60 ms bandında) seviyededir. Final modeller için hesaplanan rezidüeller ve 50 ms belirsizlik için χ^2 değerleri sırasıyla 1.2 ve 1.0 olarak hesaplanmıştır.

Tomografik kesitlerde güvenilir alanların belirlenmesinde DWS ve RDE gibi kalite kontrol parametreleri bir arada değerlendirilir (Haslinger ve diğ., 1999). Fakat hesaplanan bu parametreler göreceli ve yaklaşık olduklarından (Toomey ve Foulger, 1989; Kissling ve diğ., 2001) tomografik kesitlerde güvenilir alanı sınırlayacak değerin belirlenmesi genellikle zordur. Bunun yerine dama tahtası testlerinde paternlerin başarıyla geri kazanıldığı alanları temsil eden DWS ve/veya RDE değerleri tomografik modelin güvenilir alanlarını temsil etmek için kullanılabilir (Tahara ve diğ., 2008; Scafidi ve diğ., 2009). Şekil 7.10'da 10km x 10km dama tahtası testi sonucu ile 1-5 km derinlik bandında DWS=300 ve RDE=0.17, 7-18 km derinlik bandında DWS=120 ve RDE=0.07 değerleri kullanılarak belirlenmiş alanların uyumu görülmektedir. Farklı derinlikler için kullanılan farklı DWS (siyah) ve RDE (mavi) değerleri geri kazanılan dama tahtası paternlerini en uygun şekilde temsil etmektedir.

Şekil 7.10'da görülen DWS ve RDE konturları dama tahtası testlerinde çözünürlüğün yüksek olduğu alanlarla büyük ölçüde örtüşmektedir. Bu sayede tomografik kesitler değerlendirilirken seçilen DWS değerleri kullanılarak kolaylık sağlanmıştır. Dama tahtası testlerinin değerlendirmesi sırasında daha önce değinildiği gibi, 14-18 km derinde çözünürlüğün hızla azalması tomografik kesitlerin yorumlanması sırasında göz önüne alınmıştır.

Vp/Vs oranlarının güvenilir olarak belirlendiği alanların tanımlanması için yapılan dama tahtası testinde tomografik kesitlerde DWS=300 değerleri kullanılarak çözünürlüğün kabul edilebilir olduğu sınırlar olarak belirlenmiştir. Buna göre 5-11 km aralığında BY ve OB'de paternler kısmen geri kazanılabilmektedir. Dama tahtası testlerinin sonuçları ve belirlenen DWS değerleri için elde edilen alanların birbiri ile uyumlu olması ve uygulamada kolaylık sağlaması sebebiyle (Şekil 7.10) tomografik kesitlerde güvenilir alanlarının sınırları DWS ile belirlenmiştir.

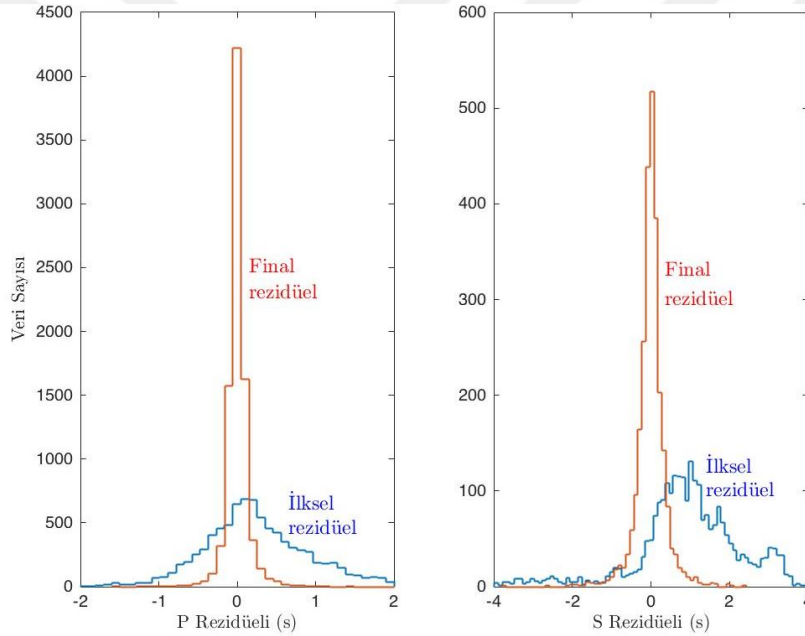


Şekil 7.10 : Şekil 7.6’da görülen dama tahtası testi ve tomografik kesitlerde güvenilir alanları temsil edecek olan DWS (siyah kalın çizgi) ve RDE (mavi kalın çizgi) değerlerinin bir arada görünümü.

Ters çözümde kullanılan sönüm değerleri geniş bir aralıkta (1-1024) sönüm değerleri kullanılarak tek iterasyonlu ters çözüm ile elde edilen model ve veri varyanslarının ilişkisi (Eberhart-Phillips, 1986) değerlendirilerek 16 olarak belirlenmiştir. Çok iterasyonlu ters çözümde rms değişimi ve final model için rms değeri, model ve veri varyansları, hesaplanan final hızlar ve deprem konumlarının tektonik unsurlarla

ilişkileri göz önüne alınarak 12. iterasyonda elde edilen sonuçların kullanılmasına karar verilmiştir.

Şekil 7.11’de Eosmarmara ve Seismarmara deprem veri setlerinde yer alan verilerin 1-boyutlu ve 3-boyutlu tomografik final hız modelleri için hesaplanan P ve S seyahat zamanı rezidüellerinin histogram dağılımları görülmektedir. Histogramlarda beklenildiği üzere 3-boyutlu model için hesaplanan rezidüellerde azalma görülmektedir. Fakat burada dikkat edilmesi gereken önemli bir husus, 1-boyutlu model ile hesaplanan deprem lokasyonlarında kullanılan istasyon düzeltmelerinin 3-boyutlu tomografik ters çözüm sırasında göz önüne alınmadığıdır. Dolayısıyla tomografide kullanılan başlangıç modelinde istasyon düzeltmelerinin kullanılmaması hesaplanan yüksek rezidüellerin sebeplerindendir.



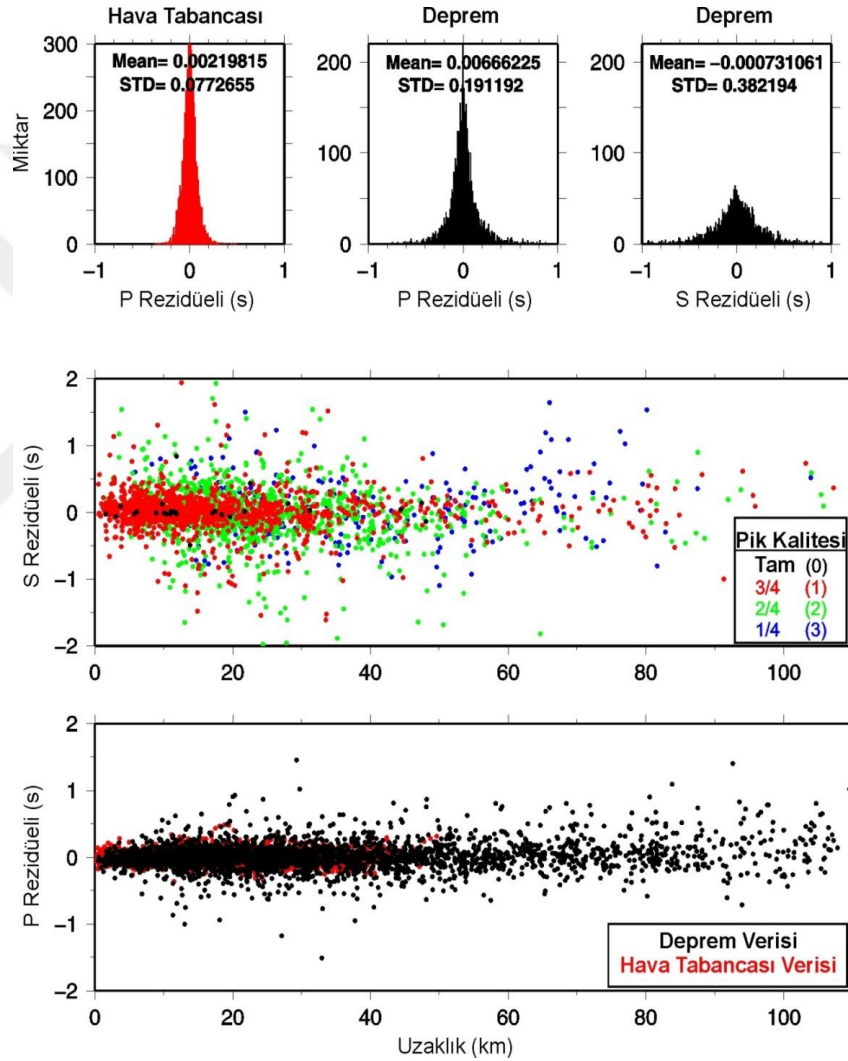
Şekil 7.11 : 1-boyutlu başlangıç modeli (mavi) ve 3-boyutlu final model (kırmızı) için hesaplanan P ve S seyahat zamanı rezidüelleri.

P ve S seyahat zamanları için başlangıç ve 3-boyutlu final tomografik modele ait rezidüeller sırasıyla 0.73 ve 1.68 s ve 0.14 s 0.38 s olarak hesaplanmıştır. Buna göre 3-boyutlu model için hesaplanan ortalama rms hata yaklaşık %80 oranında azalmıştır.

Final model için deprem ve hava tabancası atışlarından hesaplanan rezidüeller Şekil 7.12’de gösterilmiştir. Şekilde üstteki üç grafikte soldan sağa doğru sırasıyla; hava tabancası verileri için hesaplanan P varışı rezidüelleri, depremler için hesaplanan P varışı rezidüelleri ve depremler için hesaplanan S varışı rezidüellerinin dağılımı

görülmektedir. Rezidüeller için hesaplanan ortalama ve standart sapma değerleri şekil içlerinde sayısal olarak verilmiştir. Ortadaki grafikte depremlere ait S okumaları için hesaplanmış rezidüellerin uzaklığa göre değişimi, alttaki grafikte ise deprem ve hava tabancası verilerinin P okumaları için hesaplanmış rezidüellerin uzaklığa göre değişimleri görülmektedir.

Final model için hesaplanan veri varyansları, model varyansları (V_p ve V_p/V_s için), ağırlıklandırılmış rms değerleri ile P ve S okumaları için hesaplanan rezidüellere ait ortalama ve standart sapma değerleri Çizelge 7.2’de verilmiştir.



Şekil 7.12 : Final tomografik model için hesaplanan rezidüeller. Üstteki 3 grafik hava tabancası (P), deprem (P) ve deprem (S) verileri için hesaplanan rezidüellerin dağılımını göstermektedir. Herbir gruptaki veri seti için ortalama (Mean) ve standart sapma değeri (STD) hesaplanmıştır. Ortadaki şekilde depremlere ait S okumaları için hesaplanan rezidüellerin uzaklığa bağlı değişimleri (0 en yüksek 3 en düşük pik kalitesi) ve alttaki şekilde depremlere (siyah) ve hava tabancası verilerine (kırmızı) ait P okumaları için hesaplanan rezidüellerin uzaklığa göre değişimleri görülmektedir.

Çizelge 7.2 : Ters çözümde 16 sönüm değeri ve 12. iterasyon için hesaplanan veri varyansı, model varyansı, ağırlıklandırılmış rms, hava tabancası (h.t) ve deprem (d.) verileri için P okumalarına ait rezidüellerin standart sapması ve ortalamaları ile deprem verilerine ait S okumalarının rezidüellerinin standart sapma ve ortalama değerleri.

<i>SÖNÜM DEĞERİ /İTERASYON</i>	<i>Veri varyansı (s²)</i>	<i>Model Varyansı Vp / (Vp/Vs) (km/s)²</i>	<i>Ağır. rms (Deprem ve Hava tabancası) (s)</i>	<i>H.T P rez. std/ort (s)</i>	<i>D. P rez. std/ort (s)</i>	<i>D. S rez. std/ort (s)</i>
16/12	0.017	0.28 / 0.008	0.13	0.077/ -0.002	0.191/ 0.006	0.382/ 0.0001

Çizelge 7.2’de 16 sönüm değeri ve 12 ters çözüm iterasyonu için hesaplanmış değerler görülmektedir. Başlangıç modeli ile kıyaslandığında veri varyansı 0.451 s² den 0.017 s² azalmıştır. Model varyansı değişimleri Vp için 0.009 dan 0.28’e, Vp/Vs için ise 0.001’den 0.008’e değişmiştir. Ağırlıklandırılmış rms başlangıç modeli için 0.67 s’den 0.13 s’ye düşmüştür. Final tomografik modelde hava tabancası verileri için P rezidüelleri standart sapması 0.077 s, deprem verileri için P ve S rezidüelleri standart sapmaları sırasıyla 0.191 ve 0.382 s olarak hesaplanmıştır.

Rezidüeller ve faz okumalarına ait belirsizlikler kullanılarak hesaplanan χ^2 değerleri Çizelge 7.3’te verilmiştir.

Çizelge 7.3 : Sabit ve faz okumalarının ağırlıklandırılmalarına göre değişim gösteren belirsizlikler kullanılarak hesaplanan χ^2 değerleri.

Belirsizlik (s)	χ^2_P	$\chi^2_{P\&S}$
0.075	3.5	8.7
P0=0.05, P1=0.075		
P2=0.1, P3=0.2	2.5	-
Kara ist.=0.1		
P0=0.05, S0=0.10		
P1=0.075, S1=0.150		
P2=0.1, S2=0.2	2.4	2.7
P3=0.2, S3=0.4		
Kara ist.=0.2		

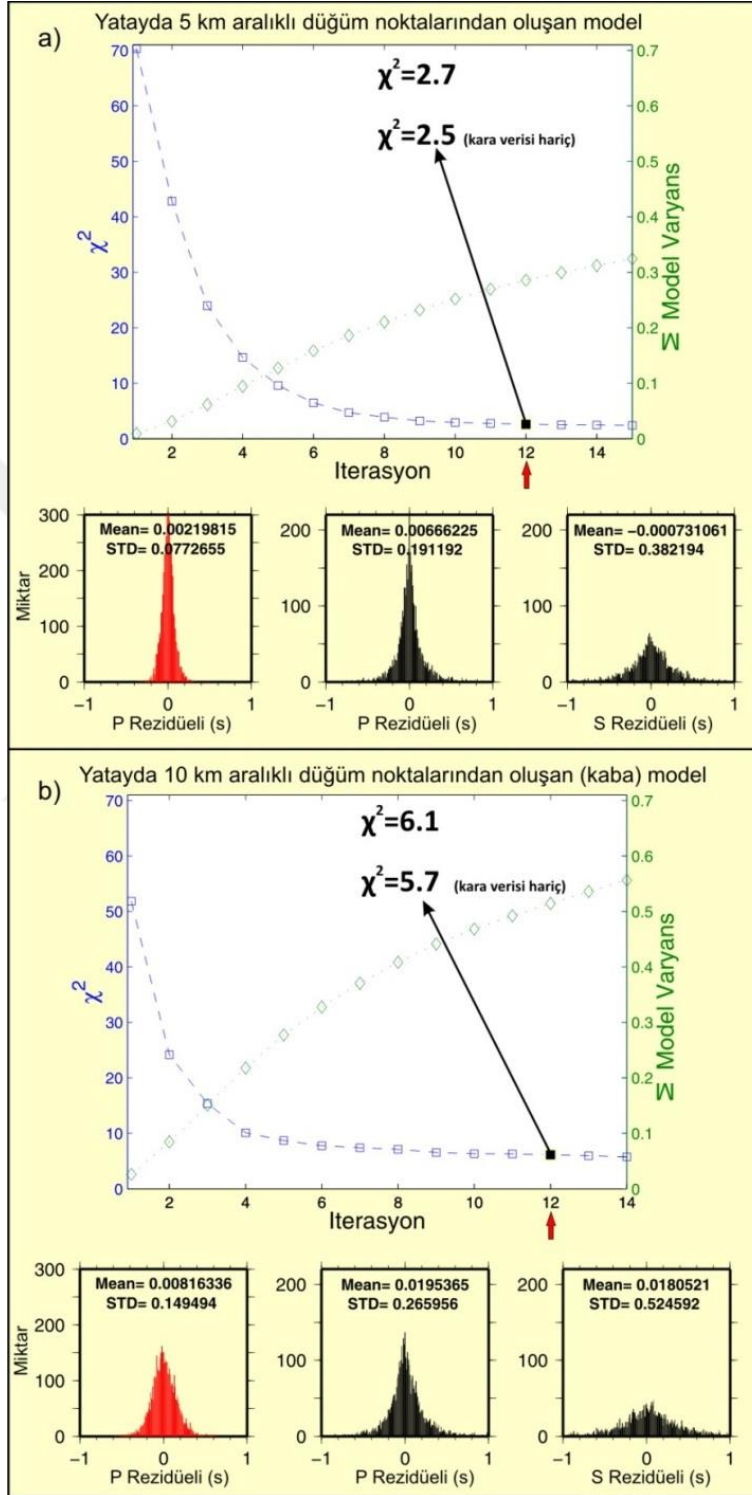
Çizelge 7.3'te sabit (0.075 s) belirsizlik ve her bir faz okuması için kullanılan ağırlıklandırmalar (bkz. Çizelge 2.3, Çizelge 2.4) göz önüne alınarak χ^2 değerleri hesaplanmıştır. Örnek olarak Çizelge 7.3'ün ilk satırında P okumaları için 0.075 s belirsizlik kullanılarak hesaplanan χ^2 3.5, P ve S okumaları için 0.075 s belirsizlik kullanılması halinde ise χ^2 8.7 olarak hesaplanmıştır. Dolayısıyla, χ^2 değerlerinin farkı faz okumalarında tam olarak bilinmeyen belirsizlikler ile ilişkilidir ve her iki sonucun doğruluğu da tartışılabilir. Şekil 7.12'de görüldüğü gibi S seyahat zamanları için hesaplanan rezidüeller P rezidüellerine göre yaklaşık 2 kat daha büyüktür.

İkinci örnekte, P faz okuması ağırlıklandırmaları için 0.05 s ile 0.2 s aralığında değişen belirsizlikler kullanılmış, bunun yanı sıra kara istasyonları P okumaları için belirsizlik 0.1 s şeklinde kullanılmıştır. Sadece P faz okumaları için hesaplanan χ^2_P değeri 2.5 olarak belirlenmiştir.

Son örnekte bir önceki örneğe benzer şekilde P ve S faz okumaları ağırlıklandırmaları için öngörülen belirsizlikler ve kara istasyonları P ve S faz okumaları için sabit belirsizlik (0.2 s) kullanılarak hesaplanan χ^2_P değeri 2.4 $\chi^2_{P\&S}$ değeri ise 2.7'dir. Buna göre hesaplanan χ^2 değerleri P okumaları için 2.4, P ve S okumaları için ise 2.7 şeklindedir. Benzer tomografi çalışmalarında hesaplanan yüksek χ^2 değerleri modeli oluşturan hücre boyutları veya düğüm noktası aralıkları ile kabuktaki küçük boyutlardaki heterojen V_p ve V_p/V_s dağılımlarının yeterince iyi belirlenememesine ve bu sebeple seyahat zamanlarında hesaplanan artık zamanlara dayandırılmıştır (Zelt ve diğ., 2006; Zelt ve White, 1995). Benzer bir yaklaşımla bu çalışmada yatayda 5 km aralıklı düğüm noktaları ve düşeyde 1 ile 4 km aralığında değişen düğüm düzlemlerinin AMF ve ikincil faylar, deniz-kara ve basen-yükselim geçişlerindeki hız değişimlerini yeterince iyi örnekleyememesi ile ilişkilendirilebilir. Şekil 7.13 'de yatayda 5 km (a) ve 10 km düğüm noktası aralıklı kaba tomografik model (b) için hesaplanan rms ve kümülatif model varyans değerleri, seçilen final modeller için hesaplanan χ^2 değerleri (kara istasyonları dahil ve değilken), final model için veri setinden hesaplanan rezidüellerin histogramları görülmektedir.

Şekil 7.13 'de görülen 5 km düğüm noktası aralığına sahip model ve 10 km düğüm noktası aralığına sahip kaba model için oluşturulan grafikler incelendiğinde, χ^2 değerlerinin düğüm noktası aralıkları arttıkça büyüdüğü görülmektedir. Bu durum daha önce Zelt ve diğ. (2006) ile Zelt ve White (1995) tarafından da önerilen, kabuktaki küçük boyutlu heterojen yapıların belirlenmesinde modeldeki düğüm

noktası aralıklarının yetersizliği ile ilişkilendirilebilir. İlave olarak, veri setindeki sınırlı sayıda kara istasyon okuması için hesaplanan χ^2 değerleri tüm veri seti için hesaplanan ortalamanın 2 katı civarındadır.



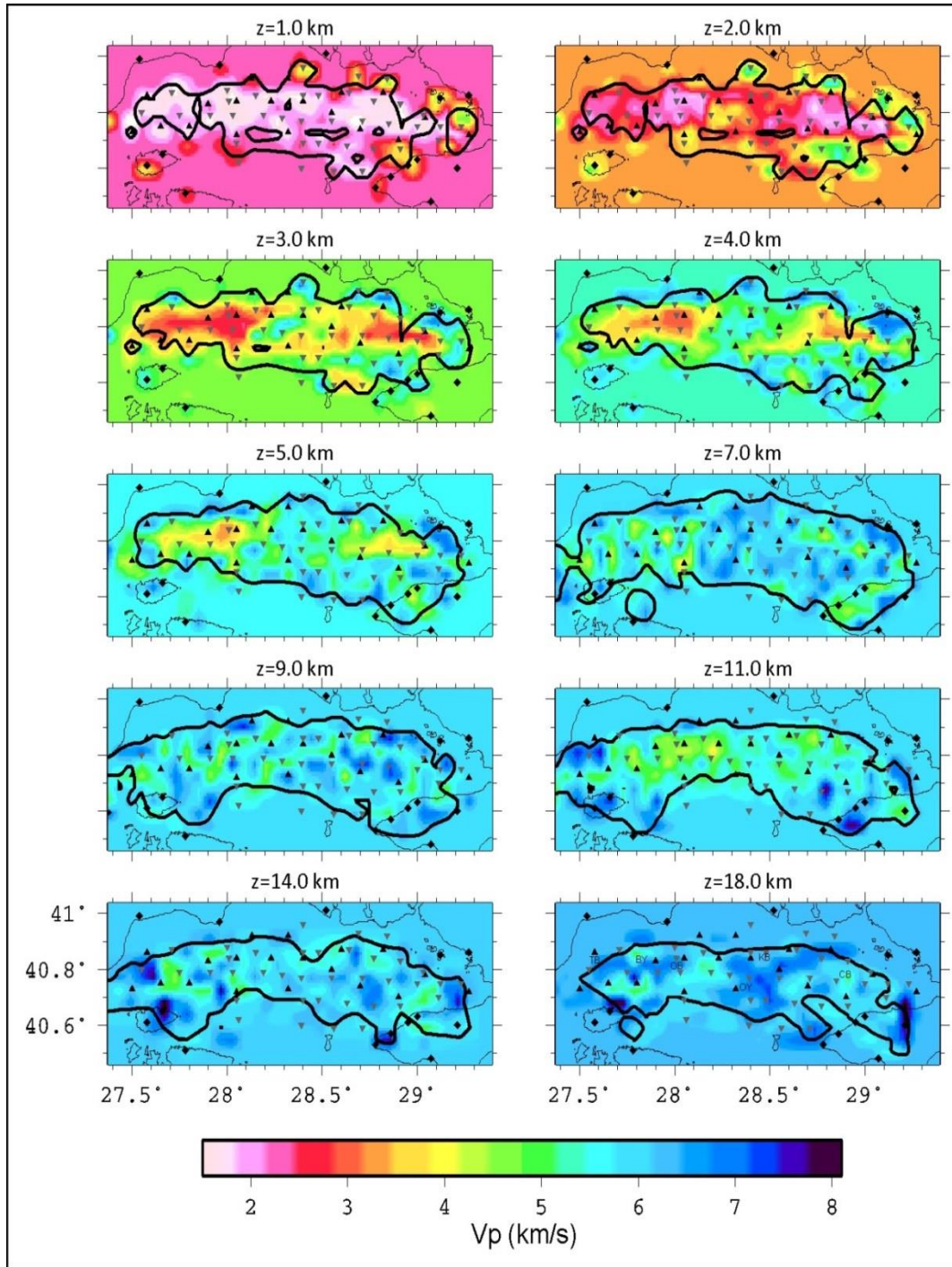
Şekil 7.13 : a) 5x5 km ve b) 10x10 km düğüm noktası aralıklı tomografik modeller için iterasyon-rms/kümülatif model varyans grafikleri, final iterasyon (kırmızı ok ile gösterilmiştir) için χ^2 değerleri ve hava tabancası (kırmızı) ve deprem (siyah) faz okumaları için rezidüel histogramları.

Hesaplanan yüksek χ^2 değeri tomografide kullanılan başlangıç hız modelinin 0 – 5 km aralığının ağırlıklı olarak basenleri temsil etmesi, az sayıda kara istasyon verisinin kara hızlarının belirlenebilmesinde yetersiz kalması ve bu sebeple hesaplanan yüksek seyahat zamanı rezidüelleri ile ilişkilidir. Diğer önemli bir unsur ise, tomografide kullanılan ART-PB ışın izleme algoritmasının yüksek hız kontrastları olan alanlarda (deniz içi basen ve yüksek hızlı kara geçişi gibi) ışın yolunu yeterli hassasiyetle belirleyememesi sebebiyle oluşan hatadır.

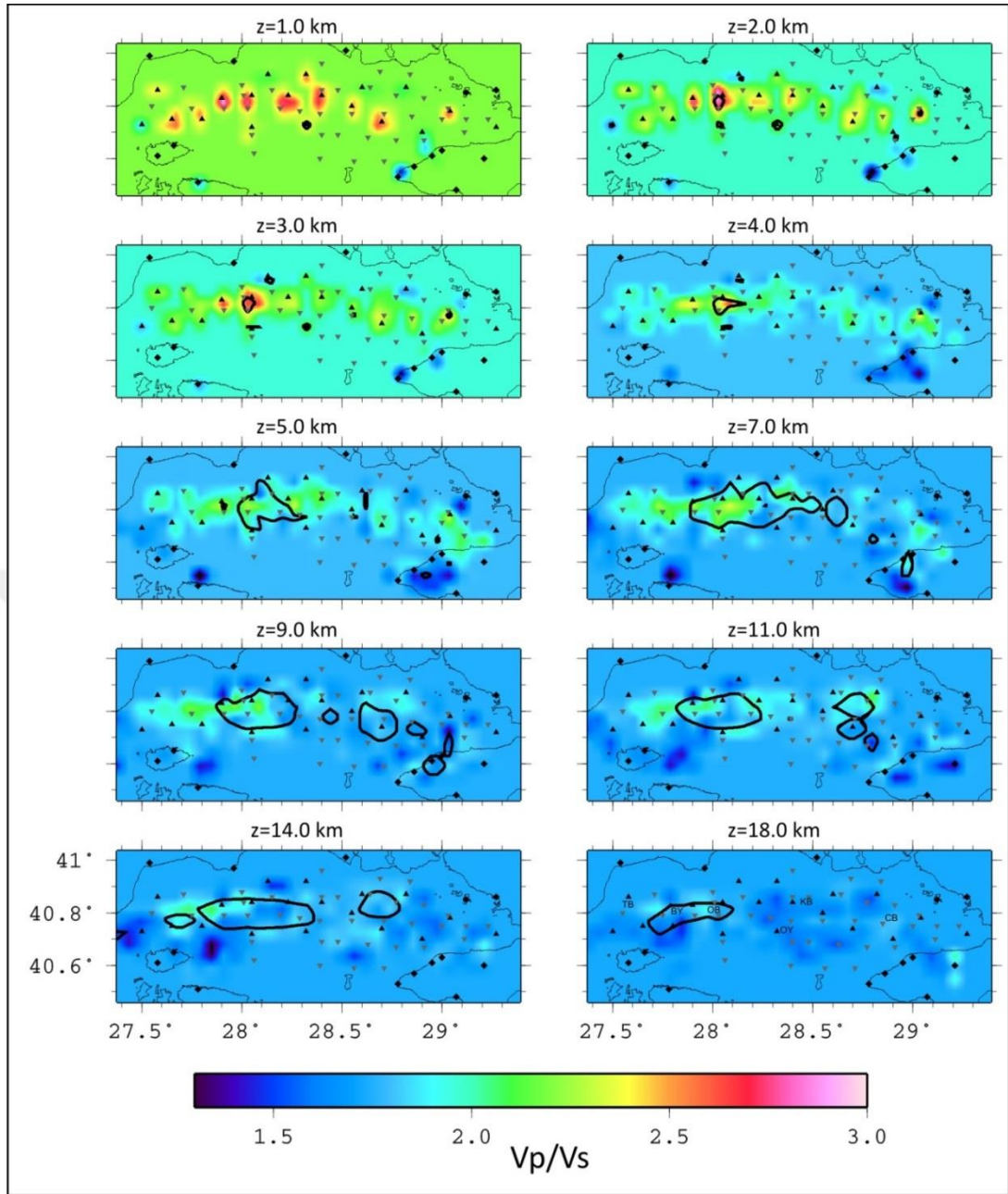
7.2 3-Boyutlu Tomografik Vp Hızları ve Vp/Vs Oranları

3-boyutlu ters çözümde Veri Setleri bölümünde detayları verilen 434 depreme ait 3852 P ve S-faz okuması ile 557 hava tabancası atışına ait 4744 P-faz okuması kullanılmıştır. Eosmarmara veri setinden hesaplanmış 1-boyutlu hız modeli (Özalaybey ve diğ., 2010) ters çözümde başlangıç modeli olarak kullanılmıştır. 3-Boyutlu modelin blok boyutları yanal yönde 5 km, düşeyde ise 1-18 km aralığında değişen aralıklardadır. Vp ve Vp/Vs için 16 sönüm değeri kullanılmış, rms ve χ^2 gibi parametreler kullanılarak ters çözümün 12. iterasyonu ile final Vp & Vp/Vs modelleri ve deprem konumları belirlenmiştir. Elde edilen 3-boyutlu tomografik modelden oluşturulan tomografik kesitlerde çözünürlüğün yüksek olduğu alanlar dama tahtası testleri ile uyumlu DWS değerleri (1-5 km derinlikler için DWS=300, daha derinler için DWS=120) kullanılarak gösterilmiştir.

Şekil 7.14 ve Şekil 7.15’ de 3-boyutlu tomografik ters çözümde elde edilen 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 11, 14, 18 km derinlikli yatay kesitlere ait Vp hızları ve Vp/Vs oranları görülmektedir. Tomografik kesitler incelendiğinde, TB ile ÇB’nin doğu sınırı arasında yanal yöndeki ani ve yüksek Vp değişimleri 0-5 km aralığında belirgin şekilde görülmektedir. Basenler ve yükselimler için hesaplanan Vp hızları belirleyici bir sınır niteliğindedir. OB ve BY altında 5 km derinliğe kadar Vp değerleri 1.5 km/s ile 5.0 km/s aralığında değişim göstermekte genel olarak benzer karakterdedir. Benzer şekilde, Marmara Denizi’nin doğusunda yer alan ÇB’de görülen tomografik Vp hızları 3 km derinliğe kadar genel olarak 1.5 km/s ile 4.0 km/s aralığında değişmektedir. Tomografik kesitlerde 3-5 km derinlik bandında ÇB’nin doğusunu çevreleyen yüksek Vp hızları (6.0–6.5 km/s) basen sınırlarını belirler niteliktedir.



Şekil 7.14 : 3-boyutlu tomografik Vp hızlarının 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 11, 14 ve 18 km derinlikli yatay kesitleri. Kesitlerde siyah kalın çizgiler güvenilir ($h=1-5$ km için DWS=300, daha derinlerde DWS=120 kontur kapanımları) tomografik hızların belirlendiği alanları sınırlamaktadır. Marmara Denizi'nde görülen gri ve siyah üçgenler sırasıyla Seismarmara ve Eosmarmara'da veri toplanan DTS'lerin konumlarını ve siyah baklava kara istasyonlarının konumlarını gösterir. TB Tekirdağ Baseni, BY Batı Marmara Yükselimi, OB Orta Marmara Baseni, OY Orta Marmara Yükselimi, KB Kumburgaz Baseni, ÇB Çınarcık Baseni'ni göstermektedir.



Şekil 7.15 : 3-boyutlu tomografik Vp/Vs modelinin 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 11, 14 ve 18 km derinlik kesitleri. Şekil açıklamaları Şekil 7.14 ile aynıdır.

OB ve KB için 0-2 km derinlik bandında hesaplanan Vp hızları 1.5 km/s ile 3.0 km/s aralığındadır. OB altında 5 km derine kadar hesaplanan hızlar 5.0 km/s'nin altındayken, KB'nin altında hesaplanan hızlar 5.5 km/s'ye ulaşmaktadır (Şekil 7.14). Vp/Vs kesitleri için çözünürlük bu alanlarda zayıftır. OB altında hesaplanan Vp/Vs oranları 1-5 km derinlik aralığında 2.75 ile 2.1 aralığındadır (Şekil 7.15). Belirlenen yüksek Vp/Vs oranlarının baseni dolduran kalın sedimenter dolgu ile ilişkili olduğu değerlendirilebilir.

Şekil 7.14 'de 7 ve 9 km derinlik kesitlerinde görülen V_p değerlerinin yatay ve düşey yönde heterojen dağılımı dikkat çekicidir. Bunlardan 7 km derinlik kesitinde OB'nin doğu sınırının düşük V_p hızları (yaklaşık 5.0 km/s) ile yüksek V_p hızlarını (6.0 – 6.5 km/s) ayıran belirgin bir hız kontrastı ile temsil edildiği görülmektedir. Bu hız kontrastı 9 km derinlik kesitinde belirginliğini kaybetmektedir. İlgili derinlikler için yapılan dama tahtası testlerinin sonuçları bu alanlarda belirlenen hızların güvenilirliğini kuvvetli şekilde desteklemektedir. Aynı derinliklerde basenin orta kısımlarında yüksek V_p/V_s değerleri (2.4 – 2.0 aralığında) görülmektedir (Şekil 7.15).

Tomografik V_p hızları 11 km derinde iki farklı alanda birbirinden ayırt edilebilen şekilde dağılım göstermektedir. Modelde kuzey güney yönde orta bölgeleri kapsayan bu alanlar; doğuda OY'nin büyük bir bölümü ile kısmen ÇB'yi içeren ortalama 6.0 km/s V_p hızlarına sahip bölge ve batıda BY, OB ile OY'nin batısında küçük bir kısmı kapsayan, 4.7 km/s ile 5.5 km/s aralığında V_p hızlarının görüldüğü bölge şeklinde ayrılmaktadır. Diğer bir şekilde ifade etmek gerekirse iki bölge yaklaşık olarak 28.25° boylam çizgisi ile birbirinden ayrılmaktadır. Aynı derinliklerde Marmara Adası, TB, ÇB'nin doğusunda ve Armutlu yarımadasının kuzey batısında 7.0 km/s ile 7.4 km/s arasında değişen yüksek V_p hızları belirlenmiştir (Şekil 7.14). Ortalama V_p/V_s oranları OB ve ÇB'nin batısı için 2.0 civarındadır ve iki bölgede de güneye doğru azalmaktadır (Şekil 7.15).

Modelin batı kısımlarında 11 km kesitinde görülen düşük hızlar 14 km derinlik kesitinde BY altında görünürlüğüne korumaktadır. Bu alanda hesaplanan V_p hızları 5.0 km/s ile 5.5 km/s aralığındadır. Aynı derinlikte OB ve OY'yi kapsayan alanda hızlar 5.5 km/s ile 6.5 km/s arasında değişmektedir. TB'nin orta ve batısında, Marmara Adası'nda, Armutlu Yarımadası'nın batı ucunda ve Tuzla'nın güneyinde İzmit Körfezi çıkışında görülen yüksek (> 7.0 km/s) hızlar 14 ve 18 km derinlikte de görünürlüğüne korumaktadır (Şekil 7.14). BY civarında hesaplanmış düşük V_p hızlarına yüksek V_p/V_s değerleri (yaklaşık 1.9) eşlik etmektedir. Buna karşılık OY altındaki alanda V_p/V_s değerleri 1.7 civarındadır (Şekil 7.15). Dama tahtası test sonuçları gözönüne alınarak değerlendirildiğinde 18 km derinlikli kesitte güvenilir V_p hızlarının sadece OB altında kısmen belirlenebildiği görülmektedir ve 6.0 km/s ile 7.0 km/s aralığında değişmektedir.

Kaba model (10 km x 10 km aralıklı düğüm noktalarından oluşan) için yapılan dama tahtası testleri, hesaplanan V_p hızları ve V_p/V_s oranları 5x5 km'lik model ile genel olarak uyumludur (bkz. EK E; Şekil E.1 – Şekil E.4).

7.3 Deprem Dağılımları

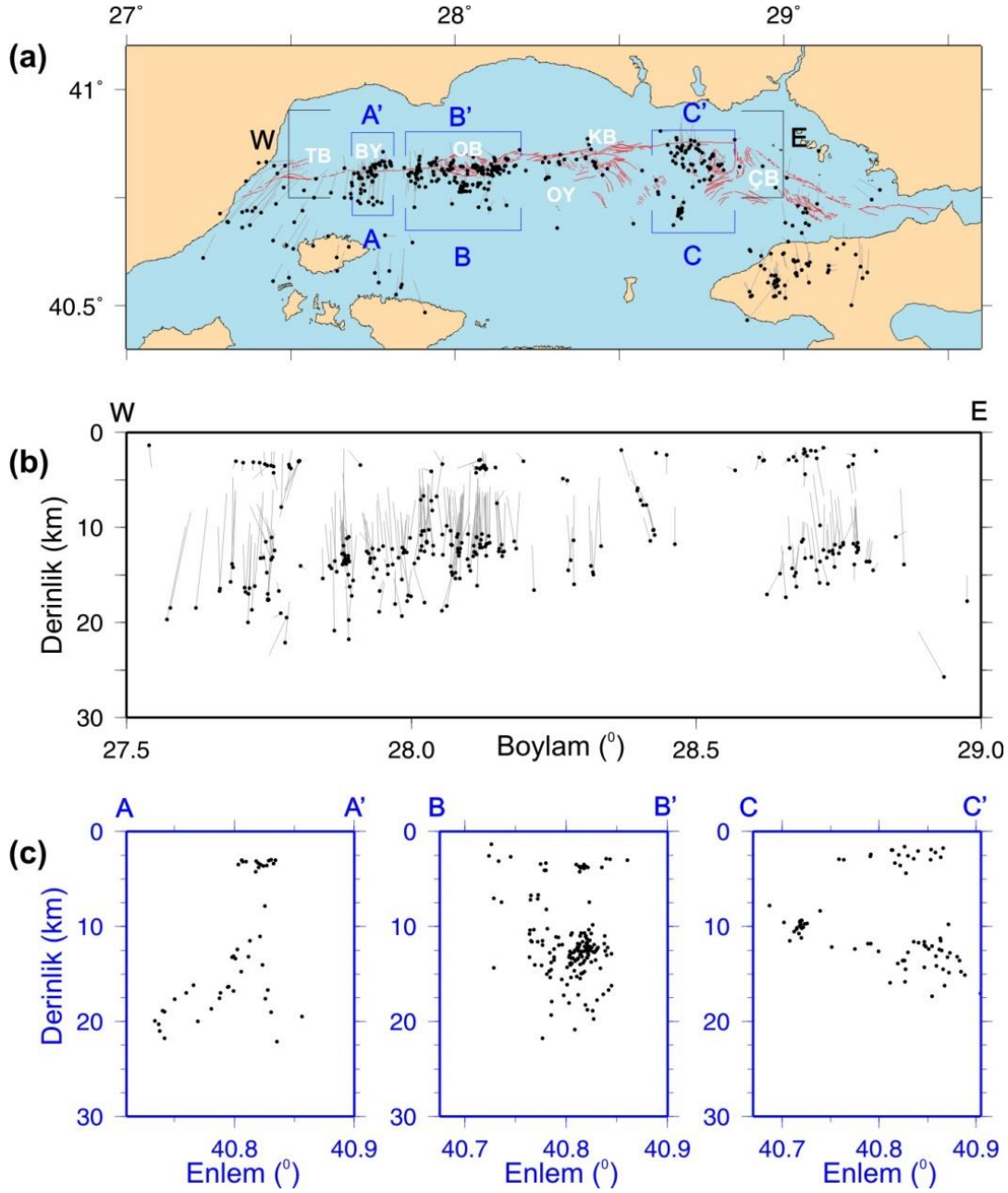
Elde edilen 3-boyutlu tomografik V_p ve V_p/V_s modelleri ile belirlenen depremlerin konumları ve bu depremlerin doğu-batı ve kuzey-güney doğrultulu profiller boyunca derinlik kesitleri Şekil 7.16'de görülmektedir.

Konumları belirlenen depremlerin ağırlıklı olarak Le Pichon ve diğ (2001) tarafından haritalanan faylar ve Armutlu Yarımadası'nda civarında kümелendiği görülmektedir. Deprem dağılımı bu bölgede yapılmış olan önceki çalışmaların sonuçları ile genel olarak uyumludur (Özalaybey ve diğ., 2002; Pınar ve diğ., 2003; Sato ve diğ., 2004; Bulut ve diğ., 2009; Karabulut ve diğ., 2011; Örgülü, G., 2011). TB'nin batısında ve güneyinde dağınık şekilde görülen depremlerin konumları az sayıda faz okuması ve DTS'lerin dağılımından kaynaklanan yüksek açısız boşluk ile ilişkilidir.

Depremlerin derinlikleri AMF boyunca doğudan batıya doğru artarak 22 km'ye kadar ulaşmaktadır. Veri toplanan dönemlerde depremlerin yoğun olduğu 3 bölge Şekil 7.16'da A-A', B-B' ve C-C' profilleri ile gösterilmiştir. BY-OB geçişi ile OY deprem sayılarının azaldığı alanlar şeklinde görülmektedir. Derinlik dağılımları incelendiğinde, depremlerin 1-boyutlu hız modelleri ile hesaplanan başlangıç konumlarına göre genellikle daha derinde konumlandığı ve hesaplanan derinlik farkının yaklaşık 5 km olduğu görülmektedir (Şekil 7.16.b). Derinlikteki bu artışa ortalama olarak boylamda 2.3 km, enlemde 0.6 km ve orijin zamanlarında -0.36 sn değişim eşlik etmektedir. Depremlerin yatay konumlarındaki ve orijin zamanlarındaki bu değişimler bir arada değerlendirildiğinde 1-boyutlu ve 3-boyutlu model için hesaplanan derinliklerin farkı açıklanabilmektedir.

Depremlerin odak parametrelerindeki bu kaydadeğer değişime ek olarak düşey yönde depremler 2 farklı segmentte yoğunlaşmaktadır. Üst segment olarak adlandırılabilir kısımda depremler genel olarak 0-5 km derinlik bandında görülürken, alt segment olarak isimlendirilen kısımda depremler 8-22 km aralığındaki derinliklerde görülmektedir (Şekil 7.16.b). Büyük Çekmece açıklarında

(28.5°D boylamı civarında) Seismarmara ve Eosmarmara çalışmaları süresince sismik aktivitenin görülmediği sakin bir bölge mevcuttur (Şekil 7.16.a).

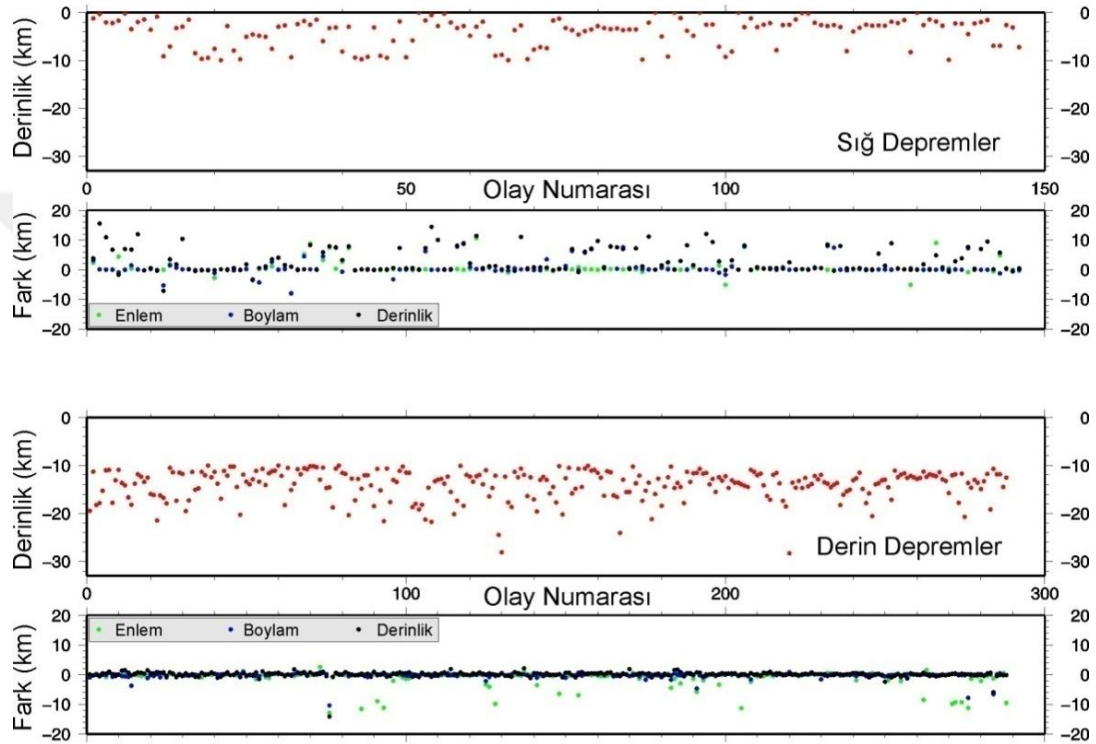


Şekil 7.16 : Final 3-boyutlu tomografik model için konumları hesaplanmış depremlerin a) harita düzlemindeki konumları b) W-E profili boyunca derinlik dağılımları, c) A-A', B-B', C-C' profilleri boyunca derinlik dağılımları. Şekillerde siyah daireler depremlerin final konumlarını, gri çizginin başlangıcı 1-boyutlu Velesst hız modeli ile belirlenmiş olan depremlerin konumlarını göstermektedir. Kısaltmalar Şekil 7.14 ile aynıdır.

Depremlerin 1-boyutlu hız modelleri ile hesaplanmış başlangıç konumlarının tomografik final model için hesaplanan konumlara etkisinin incelenmesi için bir dizi stabilite testi yapılmıştır. Bu amaçla enlem, boylam ve derinlikleri pertürbe edilmiş

depremler kullanılarak tomografik yöntem aynı şekilde uygulanmıştır. Uygulanan pertürbasyon, deprem konumlarının batıya, güneye ve derine doğru +5 km kaydırılması şeklindedir.

Bu testten elde edilen bulgular değerlendirildiğinde, depremlerin yatay konumlarında (D-B ve K-G yönlerinde) 5 km’lik farklı ilksel konum sebebiyle final konumlarda oluşan farkın ihmal edilecek oranda küçük olduğu görülmüştür (Şekil 7.17), bununla birlikte en büyük farklar derinlik boyutunda hesaplanmıştır.



Şekil 7.17 : Başlangıç konumları (enlem, boylam ve derinlik) sistematik olarak kaydırılan depremler (üstte sığ, altta derin) kullanılarak 3-boyutlu tomografik model ile hesaplanan deprem derinlikleri ve normal başlangıç modeli ile hesaplanan derinlikler ile farkları.

Test sonucunda hesaplanan deprem derinlikleri incelendiğinde deprem konumları arasında en büyük farklılıkların Marmara Denizi’nin güney şelfine yakın kısımlarında, Marmara Adası civarlarında ve TB batısında, Armutlu Yarımadası civarında ve OB’deki az sayıda depremler için olduğu görülmüştür. Derin depremler için başlangıç konumlarında uygulanan sistematik kaymanın final deprem konumlarına etkisinin sınırlı olduğu belirlenmiştir. Hesaplanan farklar derin depremlerin %95’i ve sığ depremlerin %70’i için ± 0.5 km bandındadır. Kalan depremlerde ortalaması 4-5 km’ye ulaşan farklar görülmektedir (Şekil 7.17).

Bu testten elde edilen sonuçlar; mevcut faz okumaları (istasyon dağılımı) için derin depremlere başlangıç konumlarının etkisinin çok daha az olduğu, DTS'lerin seyrek olduğu bölgelerde sık depremlerin konumlarının belirlenmesinde hata miktarlarının birkaç km'ye ulaşabileceği şeklindedir. Sonuç olarak, Şekil 7.16'daki düşey kesitlerde görülen alt ve üst segment depremlerinin başlangıç konumlarındaki pertürbasyon az sayıda depremin konumunun değişmesine neden olmuştur.

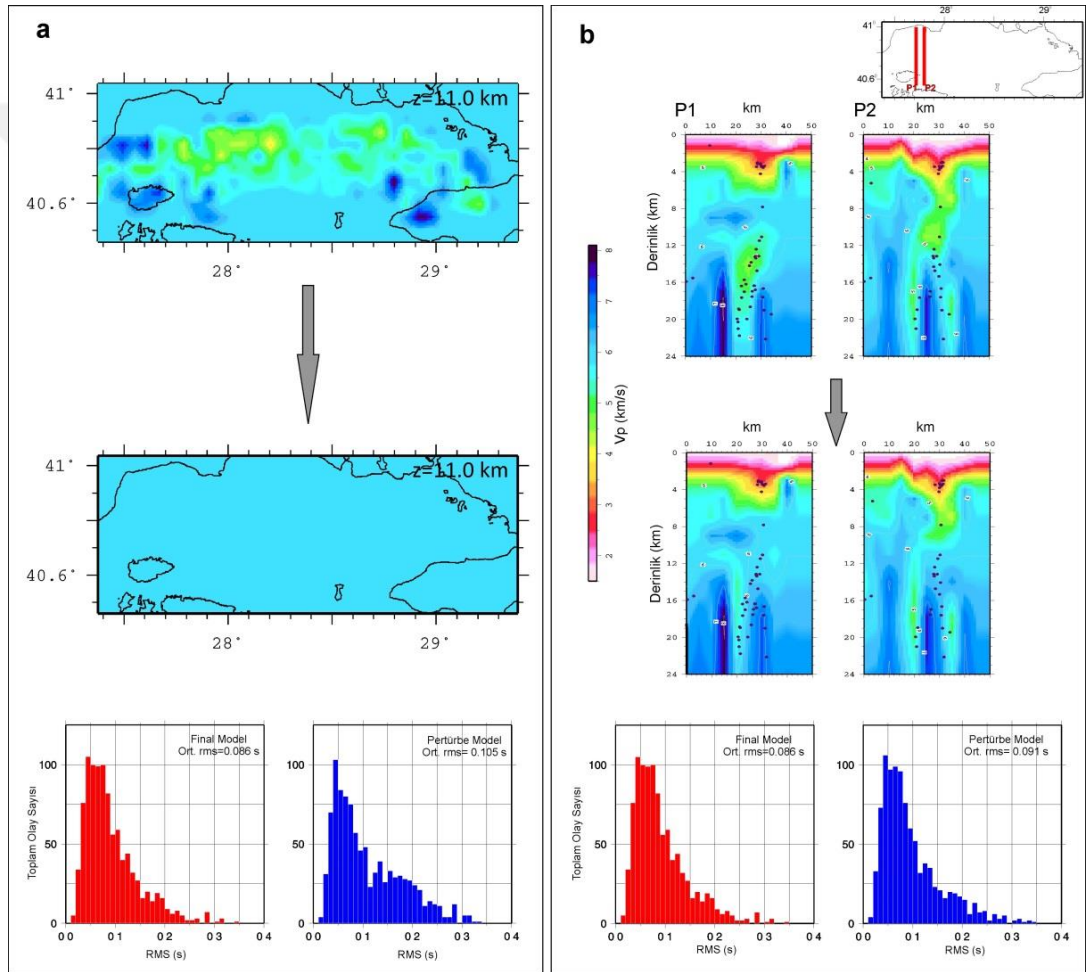
7.4 Tek Parametre Duyarlılık Testleri

Tomografik kesitlerde belirlenen ve önemli görülen hız anomalilerinin değerlendirilmesi ve yorumlanmasında DWS, RDE ve dama tahtası testlerine ek olarak anomalilerin güvenilirliği tekil olarak araştırılabilir. Tek parametre duyarlılık testleri bu hız anomalilerinin güvenilirliklerinin belirlenmesinde kullanılabilecek yöntemlerden birisidir (Zelt, 1999). Bu amaçla, model içinde sorgulanacak hız anomalileri pertürbe edilerek (değiştirilerek) deprem ve atışlara ait hesaplanan rms hatalar incelenmiştir. Buna yönelik olarak iki farklı duyarlılık testi yapılmıştır. Şekil 7.18.a'da final tomografik modelde 11 km derinlik kesitinde görülen düşük V_p hızları incelenmiştir. Düşük hızların etkisinin anlaşılması için bu kesitteki tüm hızlar bu derinlik için hesaplanmış olan ortalama hıza (5.99 km/s) değiştirilmiş, final tomografik modelde geri kalan tüm hızlar ve final deprem konumları aynı bırakılarak bu hız pertürbasyonunun etkileri araştırılmıştır.

Şekil 7.18.a'da görülen final tomografik model ve pertürbasyon uygulanmış model için deprem ve hava tabancası atış verilerinden hesaplanan rms hataların dağılımları genel olarak 0-0.3 s. aralığındadır. Histogramlar detaylı olarak analiz edildiğinde hız modeline uygulanmış olan pertürbasyon sonucunda 0-0.1 s aralığında hesaplanan rms hataların azaldığı, 0.15 s ile 0.30 s aralığındaki rms miktarlarında ise artış olduğu görülmektedir. Final model ve pertürbasyon uygulanan model için hesaplanan ortalama rms değerleri sırasıyla 0.086 s ve 0.105 s'dir. Dolayısıyla uygulanan pertürbasyon (düşük hızların modelden çıkarılması) rms hatayı yaklaşık olarak %22 arttırmıştır.

Şekil 7.18.b'de görülen diğer testte final tomografik modelin 11, 14 ve 18 km derinlikli yatay tabakalarında TB ile OB arasındaki BY'ye denk gelen bölgede görülen düşük V_p hızları yerine bu derinliklerdeki ortalama hızların kullanılması durumu incelenmiştir. Kesitler üzerinde görülen siyah daireler profiller boyunca

profile dik yönde ± 5 km mesafedeki depremlerin izdüşümünü göstermektedir. Ortalama hızlar için hesaplanmış deprem ve hava tabancası atışlarına ait rms hataların histogram dağılımları incelendiğinde, 0-0.2 s aralığında pertürbasyon uygulanmış model ve final model için büyük değişimler gözükmemekle birlikte, rms hatası 0.2 s'den yüksek olayların sayısında artış belirlenmiştir. rms değerlerinde artış olan depremler Şekil 7.18.b'de görülen ve BY'nin altına denk gelen düşük tomografik Vp hızlarının hesaplandığı bölgede kümelenmiş depremlerdir. Final ve pertürbe modeller için hesaplanan ortalama rms değerleri sırasıyla 0.086 s ve 0.091 s'dir. Uygulanan pertürbasyon rms hatayı yaklaşık %6 arttırmıştır.



Şekil 7.18 : a) 11 km derinlikli kesit için tomografik Vp hızları, b) P1 ve P2 düşey tomografik kesitleri için yapılan duyarlılık testlerine ait görseller. Şekillerde en üstte final tomografik model, ortada tomografik modele yapılan pertürbasyon sonrası durum ve altta final model ve pertürbasyon yapılan model için olay (deprem ve hava tabancası kaydı) bazında hesaplanan rms hataların histogram dağılımları görülmektedir.

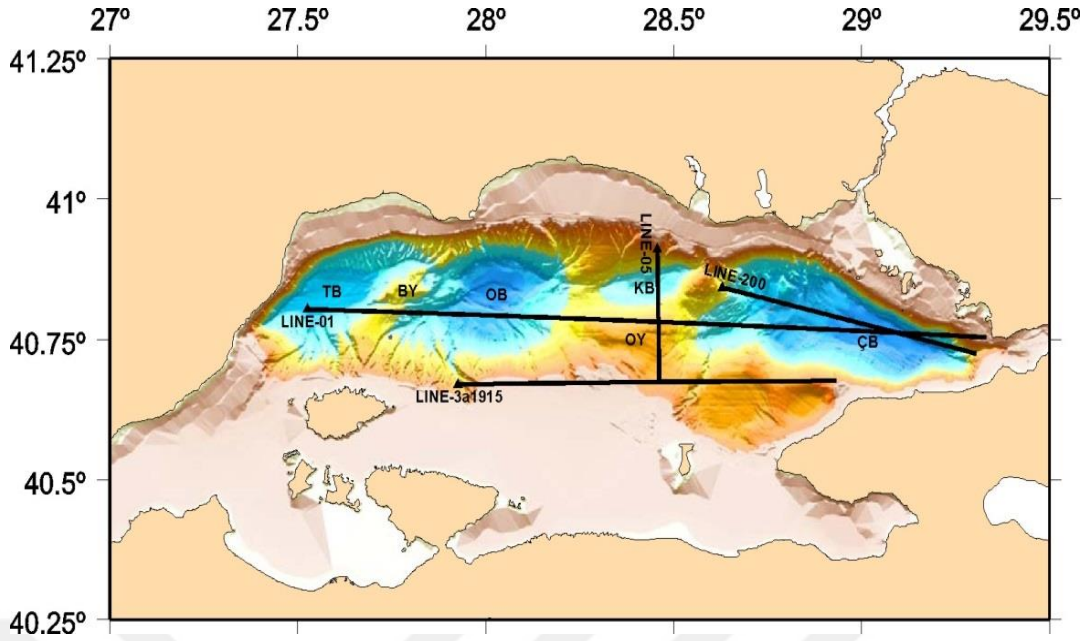
Sonuç olarak, her iki testte tomografik model içinde sorgulanan hızların güvenilir oldukları değerlendirilmiştir.

7.5 Tomografik Hızların Önceki Sismik Yansıma ve Kırılma Çalışmalarıyla Karşılaştırılması

Marmara Bölgesi'nin doğusunda 1999 yılında meydana gelen iki büyük deprem sonrasında Marmara Denizi'nin altı sismik yansıma çalışmalarının önemli bir ağırlığının olduğu farklı disiplinlerdeki çalışmalarla araştırılmaktadır. Yapılan çalışmalardan elde edilen sonuçlar genellikle sığ derinliklerle ilgili bilgiler taşıy nitelikte olsa da, bu süreçte sınırlı sayıda derin sismik kesit üretilmiştir. Mevcut derin sismik yansıma kesitleri ve bu çalışmadan elde edilen tomografik hızların karşılaştırılması ile hız kontrastına duyarlı sismik yansıma yöntemi ile belirlenen hız geçişlerinin tomografik kesitlerle uyumu araştırılmıştır. Ayrıca Marmara Denizi'nde hava hatabancası atış kayıtları kullanılarak yapılan sismik tomografi çalışmasından elde edilen tomografik kesit ile tez çalışması sonuçları karşılaştırılmış ve sonuçlar değerlendirilmiştir.

İlk olarak, Marmara Denizi'nde yapılan derin sismik yansıma çalışmaları ile aynı profil boyunca tomografik modeldeki P-dalgası hız değerleri seçilmiş ve bu profiller boyunca uzaklık-derinlik kesitleri elde edilmiştir. Kesitlerde her bir yatay ve düşey hız değeri için *derinlik* $\rightarrow$ *tw* (two-way travel time) dönüşüm hesabı yapılmış ve tomografik *uzaklık-derinlik* kesitleri *uzaklık-zaman* kesiti formuna dönüştürülmüştür. Tüm kesitlerde zaman eksenlerinin birimi saniyedir.

Şekil 7.19'da görülen ve başlangıç konumları hat isimleri ile belirtilmiş olan siyah kalın çizgiler Seismarmara Projesi kapsamında Marmara Denizi'nde yapılan çalışmalardan seçilen sismik yansıma profillerinin konumlarını göstermektedir. Genel olarak bakıldığında, sismik kesitler Marmara Denizi tabanındaki basenleri (TB, OB, KB ve ÇB), basen geçişlerindeki yükselimleri (BY, OY) ve Marmara Denizi'ndeki güney şelfi kesmektedir. Profillerin başlangıç noktaları üçgen sembollerle gösterilmiştir ve batimetri lejantı Şekil 1.2'de kullanılan lejant ile aynıdır.



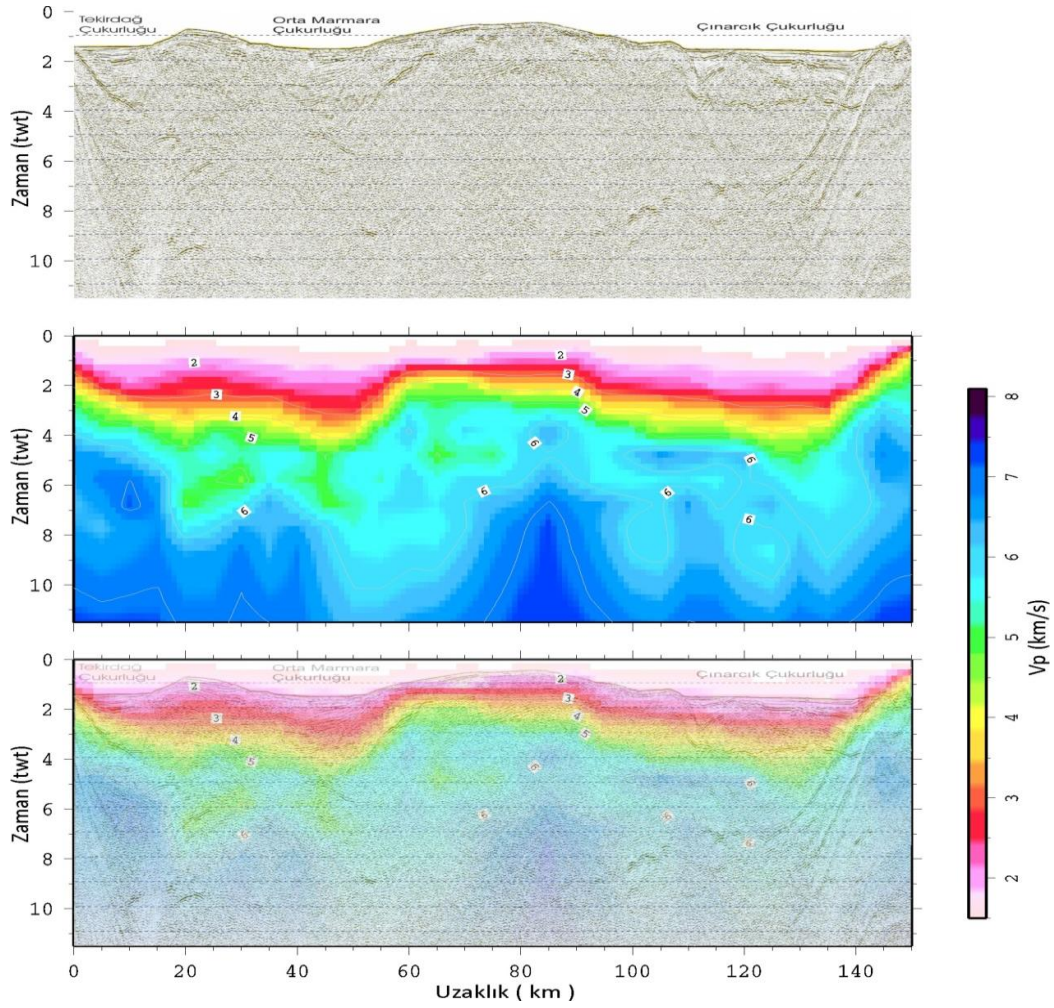
Şekil 7.19 : Marmara Denizi’nde yapılan çalışmalardan seçilen dört derin sismik yansıma profilinin yerini gösteren bulduru haritası. Kısaltmalar Şekil 7.14 ile aynıdır.

Seismarmara Projesi’ndeki en uzun sismik hatlardan birisi olan ve Marmara Denizi’nin ortasında batı-doğu uzanımlı LINE-01 profili için elde edilen sismik yansıma yığma kesiti (Özalaybey ve diğ., 2005), aynı hat için 3-boyutlu tomografik final modelden elde edilmiş uzaklık-zaman kesiti ve her iki kesitin üst üste bindirilmiş hali Şekil 7.20’de görülmektedir.

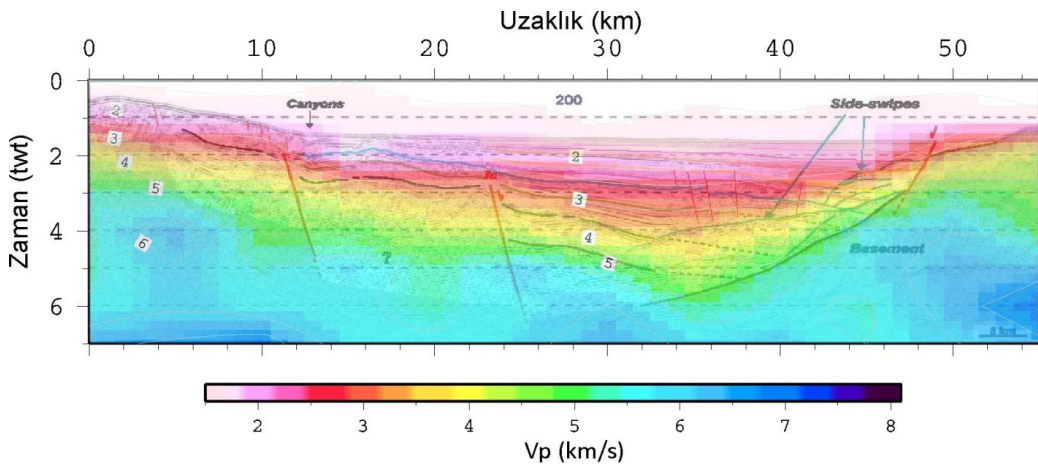
LINE-01 profili için tomografik modelden elde edilmiş olan 2-boyutlu uzaklık-zaman kesiti ile sismik yansıma kesitindeki ara yüzeyler belirgin şekilde uyumludur.

Özellikle büyük basen yapılarında (OB ve ÇB) tomografik kesit ile yansıma kesitlerinde ani hız geçişleri ve yansıtıcı ara yüz uyumu dikkat çekicidir. OB ve ÇB’de görülen güçlü yansımalar tomografik kesitlerdeki 4.5-5.0 km/s aralığındaki hızlarla örtüşmektedir (Şekil 7.20).

Diğer bir derin sismik yansıma verisi, ÇB’yi kuzeybatı-güneydoğu doğrultuda geçen Line-200 profili boyunca toplanmıştır. Carton ve diğ. (2007) tarafından işlenmiş, göç işlemi uygulanmış ve yorumlanmış olan sismik yansıma kesiti ve aynı profil için elde edilen tomografik kesit Şekil 7.21’de bir arada görülmektedir.



Şekil 7.20 : LINE-01 profili boyunca elde edilmiş sismik yansıma kesiti (üstte), 3-boyutlu tomografik modelden elde edilen uzaklık-zaman (twt) kesiti (ortada) ve iki kesitin birarada görünümü (altta). Kesitlerdeki renkler tomografik P hızlarını göstermektedir.



Şekil 7.21 : Line-200 boyunca yorumlanmış sismik yansıma kesiti ve 3-boyutlu tomografik modelden elde edilen uzaklık-zaman (twt) kesitinin bir arada görünümü.

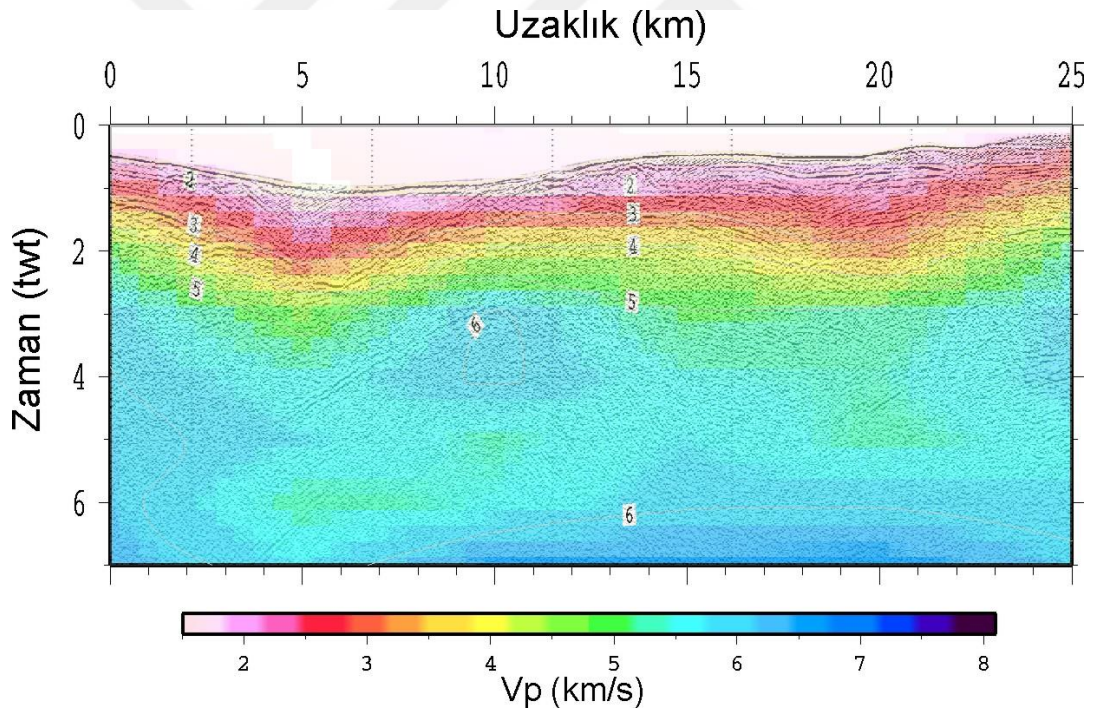
Uzunluğu yaklaşık 57 km olan bu sismik yansıma kesitinde faylar, tabaka sınırları ve basen-taban kaya geçişleri işaretlenmiştir. Değerlendirilen sismik kesitte 35-50 km

aralığında basen tabanının 6 s ile 3 s aralığında olduğu görülmektedir. Yorumlanmış basen tabanı tomografik kesitte yaklaşık 5.0 km/s V_p hızları ile örtüşmektedir. Dolayısıyla daha derinde görülen 5.0 km/s'den yüksek hızlar tabankaya şeklinde değerlendirilebilir.

Sismik yansıma kesitinde 0-35 km aralığında basen tabanı belirlenememiş olmasına karşılık tomografik hızlar kullanılarak 2.5 s ile 6 s aralığında basen tabanı olarak yorumlanabilecek hız geçişleri (> 5.0 km/s) belirgin olarak görülmektedir (

Şekil 7.21). Sismik kesitte belirlenmiş ara yüzeyler ile hesaplanmış sismik hızlar geometrik olarak uyum göstermektedir, bununla birlikte sismik kesitte yorumlanmış faylar tomografik kesitteki hızlar ile tanımlanamamıştır.

Şekil 7.22'de KB ve OY'yi kuzey-güney doğrultulu kesen Line-05 sismik yığma kesiti (Özalaybey ve diğ., 2005) ve aynı profil için hesaplanan tomografik hızlar görülmektedir.

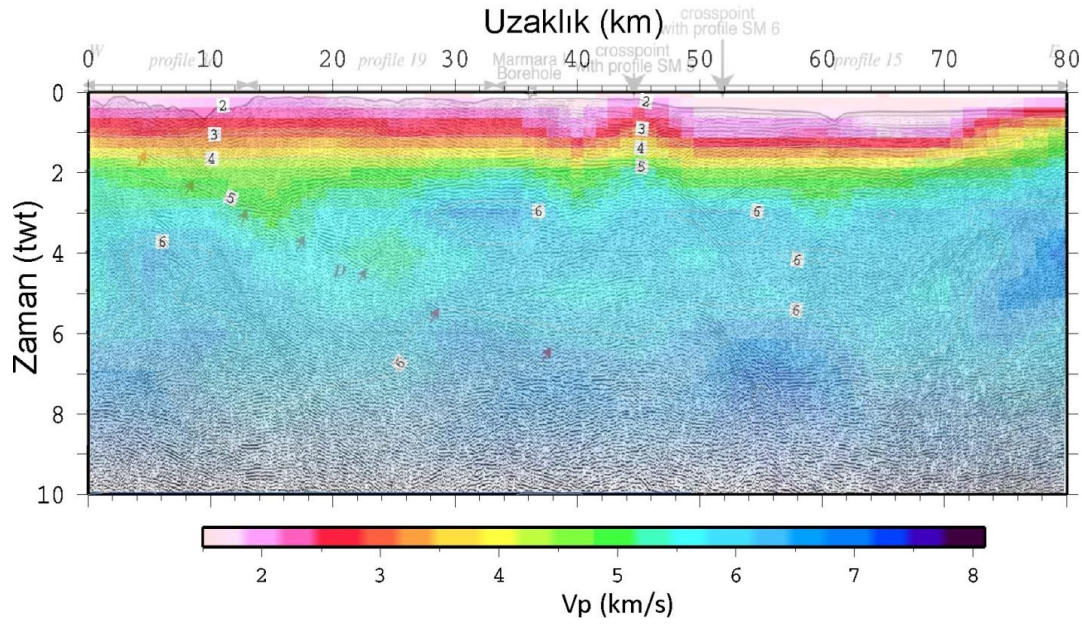


Şekil 7.22 : Line-05 boyunca elde edilmiş sismik yansıma kesiti ile 3-boyutlu tomografik modelden elde edilen uzaklık-zaman (twi) kesitinin bir arada görünümü.

Yaklaşık 25 km uzunluğunda olan profilde en belirgin yapılar 2-8 km aralığında çanak şeklinde görülen KB, hemen sonrasında OY ve son olarak Güney Marmara Şelfi'nin başlangıcıdır. KB'nin altında görülen kuvvetli yansıma yüzeyleri yaklaşık 4.0 km/s'lik hızlar ile örtüşmektedir. Diğer yandan OY'nin altında görülen yüksek

hızlı alanda (8-12 km aralığında) belirgin yansıma yüzeyleri görülmektedir ve yaklaşık olarak 5.5 km/s'lik hızların görüldüğü alandır.

Diğer bir derin sismik yansıma çalışması olan ve Şekil 7.23'de görülen Line-3a1915 kesiti Marmara Denizi'nde Güney Şelf boyunca uzanmaktadır ve Marmara Adası'nın kuzey doğusu ile Armutlu yarımadasının kuzeybatı sınırı arasında yer alır. Tüm profil boyunca görülen kesit işlenmiş 3 sismik yansıma yığma kesitinin birleşiminden oluşmuştur (Becel ve diğ., 2009).

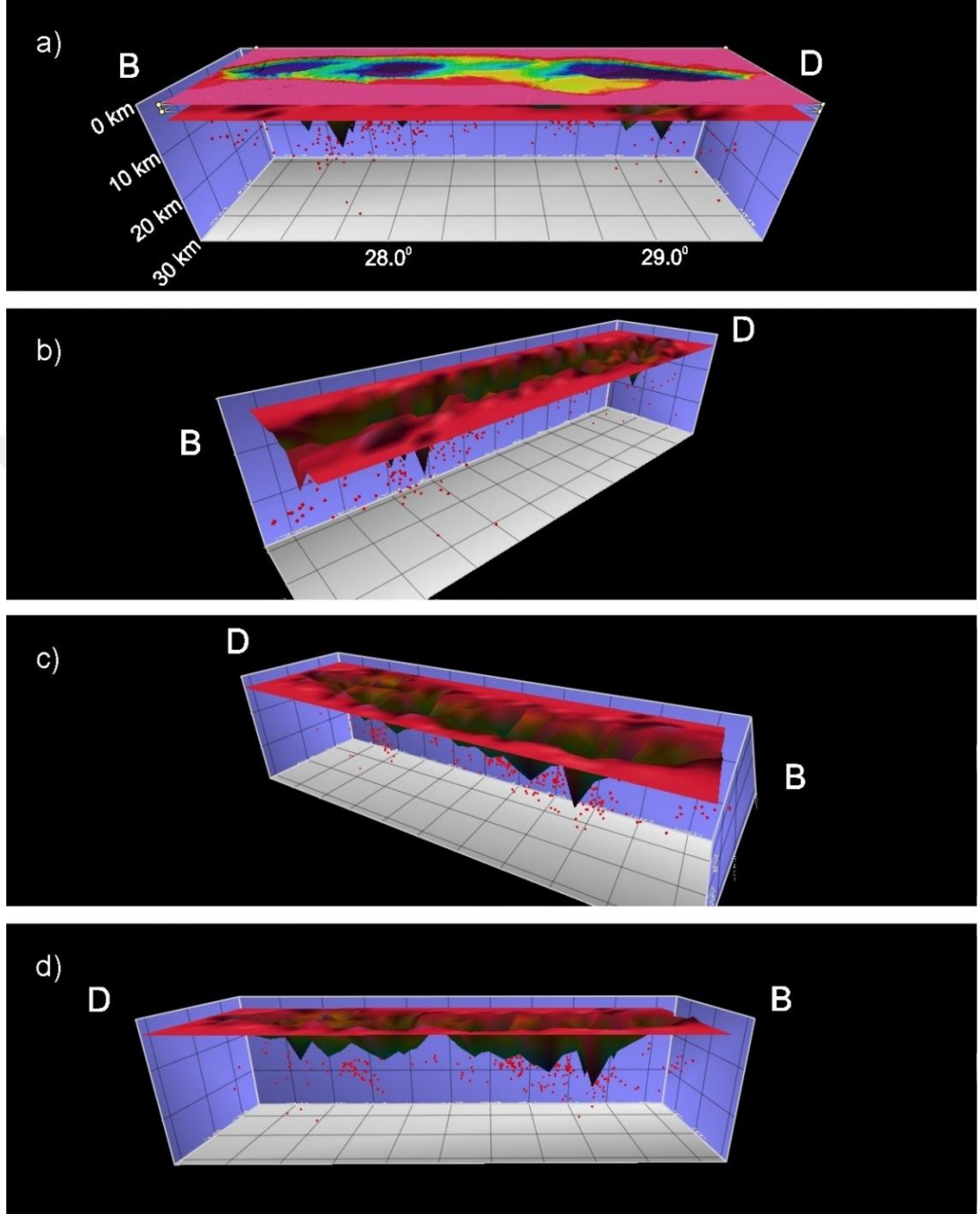


Şekil 7.23 : Seismarmara Projesinde toplanan 3a, 19 ve 15 numaralı sismik hatlardan elde edilen B-D uzanımli Line 3a1915 profilinin yorumlamış kesiti ve 3-boyutlu tomografik modelden elde edilen uzaklık-zaman (tw) kesitinin bir arada görünümü.

Bu sismik hat boyunca deniz tabanı derinliği ÇB'ye göre çok daha azdır ve tomografik modelde bu alan için hesaplanan sismik hızlar genel olarak yüksektir. Zaman kesitinde 2 s'den itibaren 5 km/s'lik tomografik Vp hızları görünür hale gelmektedir. Sismik hattın 35-80 km aralığında 1.0 s ile 2.5 s aralığında izlenen güçlü yansıma seviyesi 4.5-5.0 km/s aralığındaki Vp hızları ile örtüşmektedir. Bununla birlikte dama tahtası testlerinden profil boyunca ve daha güneyde çözüm gücünün hızla azaldığı görülmektedir. Bu sebeple sismik kesitin tomografik hızlarla ilişkilendirilmesinde belirsizliğin yüksek olduğu göz önüne alınmalıdır.

Şekil 7.19'da görülen dört farklı sismik yansıma hattı ve aynı profiller boyunca elde edilen tomografik hızların bir arada incelenmesi sonucunda bu alanlarda basen-tabankaya geçişini temsil eden yansımalar ile uyumlu tomografik Vp hızların genel olarak 4.5 – 5.0 km/s aralığındaki Vp hızları ile uyumlu olduğu görülmüştür. Bu Vp

değerleri için 3-boyutlu tomografik modelden seçilen 3-boyutlu eş-hız yüzeyi Şekil 7.24’de görülmektedir.



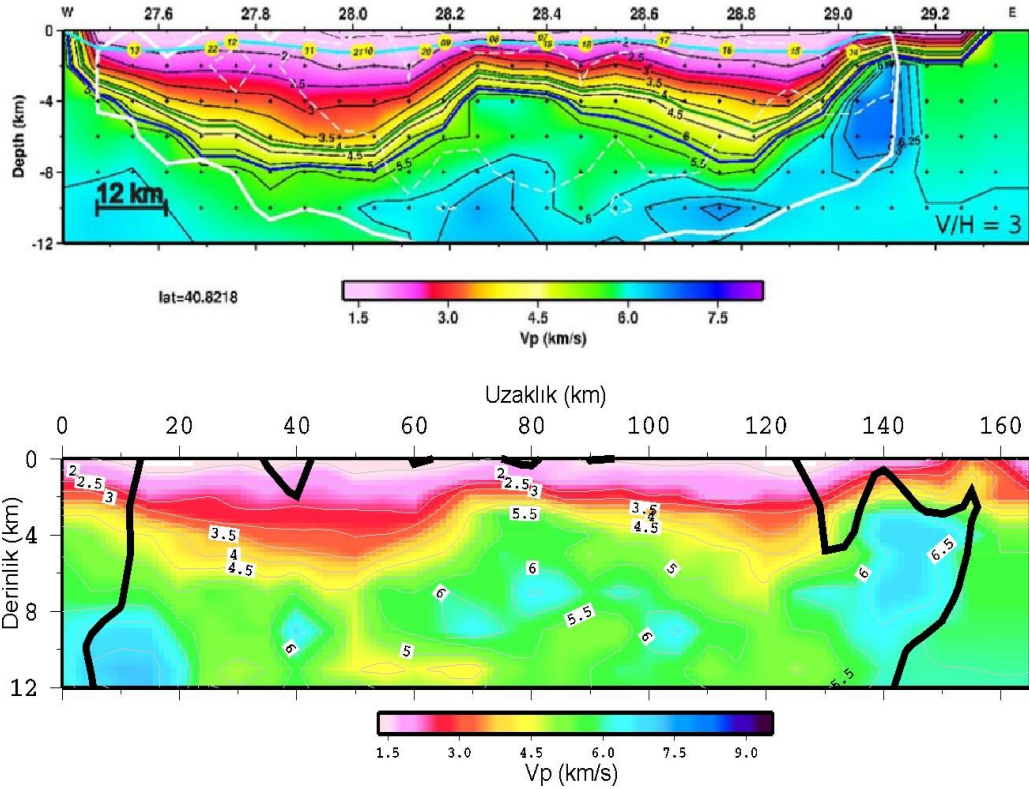
Şekil 7.24 : Marmara Denizi batimetrisi (a) ve tomografik V_p hızlarından (4.5 – 5.0 km/s aralığında) elde edilmiş 3-boyutlu eş-hız yüzeyi ile 10 km’den derin depremlerin farklı bakış açılarından görünümü (b, c, d). Kesitlerde B ve D sırasıyla batı ve doğu yönünü göstermektedir.

Eş hız yüzeyi olarak seçilen hız aralığı tomografik modelin kenarlarına doğru başlangıç modelindeki tanımlandığı şekilde (3 km derinde V_p hızı 4.53 km/s) düz bir

yüzey şeklindedir. Modelin orta kısımlarında özellikle büyük basenlerin bulunduğu bölgelerde ise derinlikler 6-7 km'ye kadar ulaşmaktadır.

Şekil 7.24'de görülen depremler alt segment olarak belirtilen kısımda ve 10 km'den derinde olan depremlerdir. Bu segmentteki depremlerin tamamının eş hız yüzeyinin altında kalması, bu yüzeyin depremlerin derinlik dağılımlarına göre veya jeolojik olarak bir geçiş zonu şeklinde (basen sınırı) yorumlanabileceğini göstermektedir.

Şekil 7.25 'de Marmara Denizi'nde 27.4000⁰D 40.8218⁰K ile 29.4000⁰D 40.8218⁰K koordinatları arasındaki profil boyunca (LINE-01 profili, bkz. Şekil 7.19) Bayrakçı ve diğ. (2013) tarafından belirlenen ve bu çalışmada hesaplanan 2-boyutlu tomografik hızlar görülmektedir.



Şekil 7.25 : 27.4000⁰D 40.8218⁰K ile 29.4000⁰D 40.8218⁰K koordinatları arasındaki profil boyunca Bayrakçı ve diğ., 2013 (üstte) ve bu çalışmada (altta) hesaplanan 2-boyutlu tomografik Vp hızları. Kesitlerde kalın beyaz (üstte) ve kalın siyah (altta) çizgiler güvenilir Vp hızlarının sınırlarını göstermektedir.

Profil boyunca batıdan doğuya doğru Marmara Denizi'ndeki ana morfolojik yapılar olan TB, BY, OB, OY ve ÇB geçilmektedir. Kalınlıkları 6 km'ye ulaşan basenler ve aynı derinlikler için yanal hız geçişleri her iki tomografik kesitte benzer yapıdadır ve her iki çalışmada bu hızlar güvenilir hızların belirlendiği alandadır (Şekil 7.25). İki kesit arasında genel olarak 6 km'den daha derin kesimlerinde tomografik hızların

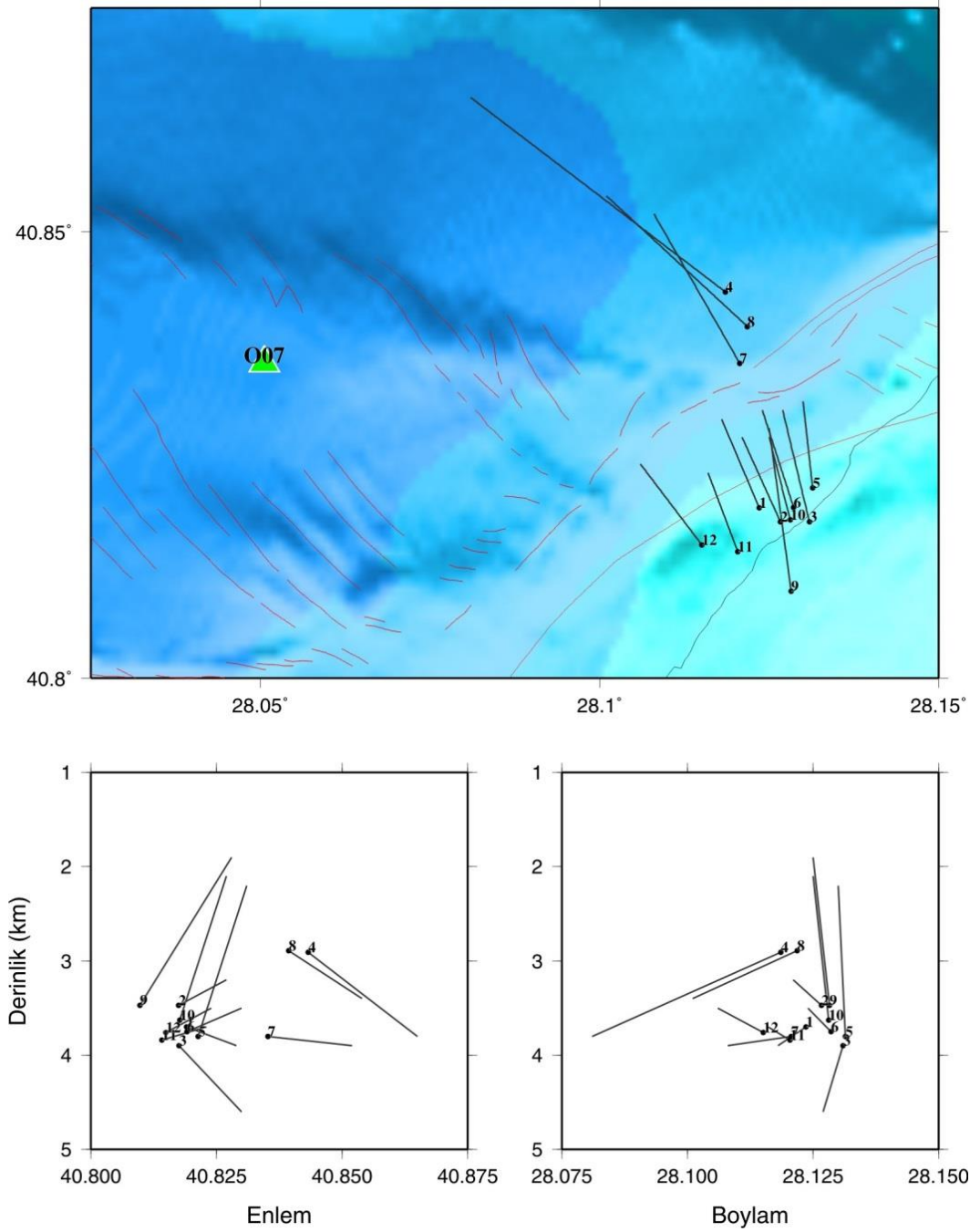
arasındaki farkların arttığı kolaylıkla görülebilir. Bunun temel sebebi Bayrakçı ve diğ. (2013) tarafından kullanılan aktif kaynak veri setinin 6 km'den daha derinde rezolüsyon gücünün azalması, diğer yandan bu çalışmada Seismarmara ve Eosmarmara veri setlerinden sağlanan ve derinliği 22 km'ye ulaşan depremlerin DTS ve kara istasyon kayıtlarının derin hız yapılarının belirlenmesinde sağladığı katkıdır.

7.6 Depremlerin Dalga Şekli Benzerlikleri

YDT yönteminde hız modeli için depremlerin konumları belirlenir, seyahat zamanlarındaki artık zamanlar kullanılarak hız modelleri iyileştirilerek yeni bir hız modeli hesaplanır ve bu işlem yenilemeli olarak hatalar kabul edilebilir sınırların altına düşünceye kadar sürdürülür. Hesaplanan hız modelleriyle birlikte her bir iterasyondan sonra depremlerin odak parametreleri güncellenir. Hesaplanan deprem konumları tamamen matematiksel hesaplamalarla ilişkili olduğu için, jeolojik ve tektonik unsurlar ile deprem dağılımının ilişkisi YDT'nin sonuçlarının değerlendirilmesinde genel olarak kullanılmaktadır.

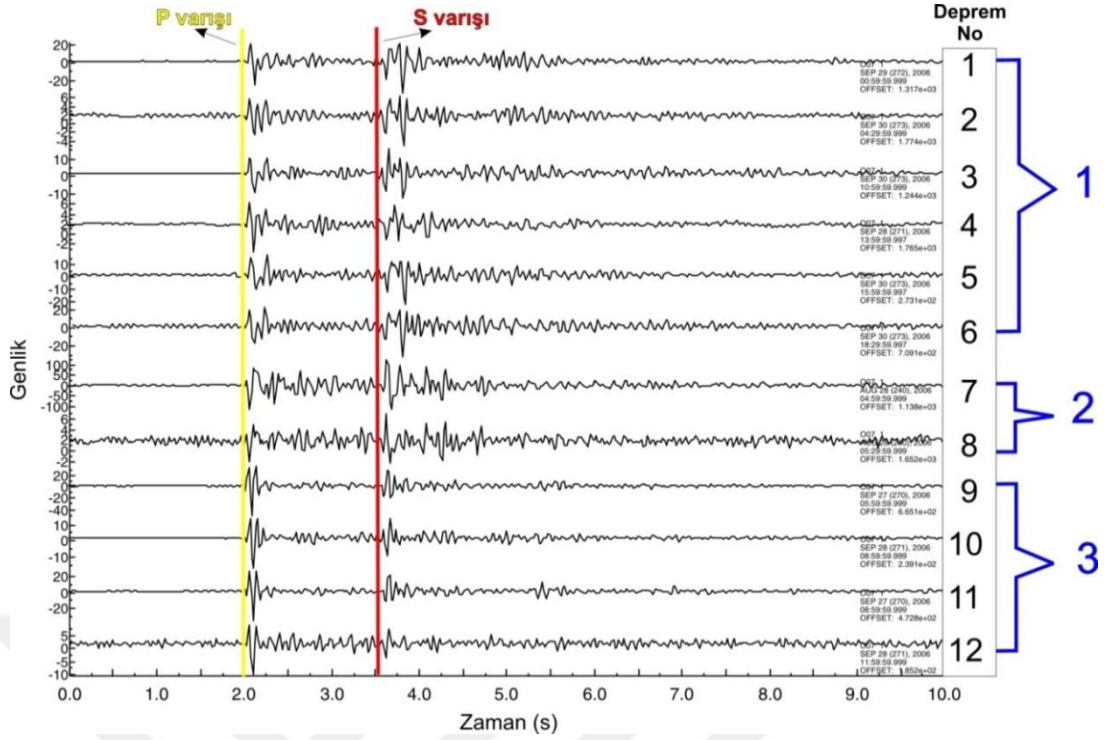
Benzer bir yaklaşımla, 3-boyutlu final model ile hesaplanmış ve birbirine yakın bir alanda kümelenmiş depremlerin dalga şekli benzerlikleri bağli olarak deprem konumlarının doğruluğı ile ilgili bilgi verebilir. Bu tip bir uygulamaya örnek olarak Eosmarmara projesinde OB'nin doğusunda meydana gelen deprem kümesi seçilmiştir. Seçilen depremler 28 Ağustos 2006 ile 30 Eylül 2006 tarihleri arasında meydana gelmiştir ve yatayda 5.0 km düşeyde 1.0 km'lik aralıkta dağılım göstermektedir. Şekil 7.26'da seçilen depremlerin 3-boyutlu final hız modeli ve 1-boyutlu ilksel (Velest) hız modeli için hesaplanan konumları görölmektedir.

Şekil 7.26'da görölen depremlerin yatay ve düşey yönde dağılımları 3-boyutlu final hız modeli için deprem kümelenmesinin belirgin olarak geliştiğini göstermektedir. Buna göre kuzeyde 3 adet (4, 7, 8 numaralı), güneyde 3 adet (12, 11, 9 numaralı) ve ortada kalan alanda 6 adet (1, 2, 3, 5, 6, 10 numaralı) deprem olmak üzere 3 deprem kümesi değerlendirilmiştir.



Şekil 7.26 : 3-boyutlu tomografik hızlar için konumları belirlenmiş yaklaşık 3 km derinde kümelenme gösteren depremlerin (siyah daireler) yatay konumları (üstte), enlem ve boylam çizgileri boyunca derinlik kesitleri (altta). Haritadaki yeşil üçgen Eosmarmara çalışmasında kullanılan O07 numaralı DTS'nin konumunu, siyah ince çizgiler depremlerin ilksel konumlarını, kırmızı çizgiler Le Pichon ve diğ. (2001) tarafından haritalanan fayları göstermektedir.

Bu deprem kümelerindeki konumlarının benzerliğinin, depremlerin dalga şekillerinin benzerlikleri ile kıyaslanarak desteklenmesi amacıyla kümelenmeye en yakın istasyon olan O07 numaralı DTS'ye ait düşey bileşen dalga şekilleri Şekil 7.27'de filtre kullanılmadan ilk varışlarına göre -2 ile +8 s aralığında gösterilmiştir.



Şekil 7.27 : Seçilen depremlerin O07 numaralı DTS’deki düşey bileşen kayıtları. Dalga şekilleri ilk varış zamanları referans alınarak kesilmiş ve alt alta sıralanmıştır, düşey eksen genlik, yatay eksen zaman (s)’ dir. Sarı ve kırmızı çizgiler sırasıyla P ve S varış okumalarını, sağ tarafta görülen 1-12 arasında değişen rakamlar Şekil 7.26’da gösterilen ilgili depremi ve 1-3 arasında değişen mavi rakamlar olası deprem kümelenmelerini göstermektedir.

Dalga şekilleri alt alta sıralandığında, tüm depremler için P fazları ve yatay bileşen kayıtlarından belirlenerek düşey kayıtlarda işaretlenen S fazları arasında yaklaşık 1.5 s olduğu, dalga şekli benzerliği açısından ise depremlerin 3 grup içinde değerlendirilebileceği görülmektedir. Dalga şekli kaydadeğer farklılık gösteren 7 ve 8 numaralı depremlerin konumları 4 numaralı depremle birlikte (2 numaralı grup) diğer depremlerden ayrılmaktadır. Dalga şekli benzerliği açısından 3 numaralı grup olarak değerlendirilen 9, 10, 11 ve 12 numaralı depremler 10 numaralı deprem haricinde güneyde kümelenmektedirler. En çok depremin bulunduğu 1 numaralı grup ise 4 numaralı deprem haricinde yatay ve düşey yönde 1 km’lik alanda kümelenme göstermektedir.

Tüm depremler bir arada değerlendirildiğinde, O07 numaralı DTS için yaklaşık 1.5 saniye olan S ve P varış zamanları arasındaki fark tek başına depremlerin konumlarının farklılığını/benzerliğini ortaya koymakta yetersizdir. Bununla birlikte dalga şekli benzerlikleri olan üç deprem kümesinin konumları, YDT ile belirlenen

deprem konumlarının ve hesaplanan tomografik hızların güvenilirliğini desteklemektedir.



8. TARTIŞMALAR

Son yıllarda Marmara Denizi ve civarında yapılan 3-boyutlu tomografi çalışmaları literatürde yer bulmaktadır. Bu çalışmalardan Barış ve diğ. (2005) doğu Marmara bölgesinde sürekli ve geçici ağlarla toplanmış sismolojik veri setlerinden elde edilen 59313 P dalgası ve 33042 S dalgası varışını kullanarak YDT yöntemi ile V_p , V_s hız yapılarını ve V_p/V_s oranlarını hesaplamıştır. Çalışmada, doğu Marmara bölgesi için (Kocaeli-Adapazarı civarı) 15 km derinliğe kadar hesaplanan hızların güvenilirlikleri farklı yöntemlerle irdelenmiş, Marmara Denizi'ni kapsayan alandaki verilerin yetersizliğine dikkat çekilmiş ve DTS verilerinin kullanımının bu bölgedeki hız yapılarının belirlenmesinde önemli katkı sağlayacağı değerlendirilmiştir.

Salah ve diğ. (2014) kuzeybatı Anadolu'da ($39.0^{\circ}K$ - $41.5^{\circ}K$ enlemleri, $26.0^{\circ}D$ - $31.0^{\circ}D$ boylamları arasında kalan bölge) karasal ağlarla toplanan verileri kullanarak YDT yöntemi ile bölgenin 3-boyutlu V_p ve V_p/V_s yapılarını araştırmıştır. Çalışmada sismik aktivitenin yoğun olduğu Marmara Denizi'ni de içine alan bölgede tomografik hızların heterojen dağılımına, sıkı derinliklerde hesaplanan yüksek V_p hızlarına dikkat çekilmiştir. Aynı çalışmada 3-boyutlu tomografik model için hesaplanan deprem konumlarının yatay (yaklaşık 7 km derinlikte) ve düşey yönlü (20 km'ye ulaşabilen) çizgisel dizilim şeklindeki dağılımlarının tartışmalı olduğu açıktır. Kullanılan veri seti, tomografik model parametrizasyonu, ters çözümde kullanılan sönüm değeri veya yumuşatma (smoothing) parametreleri bu tipte sonuçlara sebep olabilmektedir.

Polat ve diğ. (2016), YDT yöntemini 2005 – 2011 yılları arasında Marmara Bölgesi'nde karasal ağlarla ve Marmara Denizi kıyı şeridindeki 5 DTS ile toplanan sismoloji verilerini kullanarak uygulamıştır. Çalışmada bölgeyi temsil eden 1-boyutlu P ve S hız modelleri (Çizelge 8.1) ve 3-boyutlu tomografik P ve S dalgası hız modelleri ile deprem konumları hesaplanmıştır.

Çizelge 8.1 : Polat ve diğ. (2016) tarafından hesaplanan Marmara Bölgesi ve civarını temsil eden 1-boyutlu P ve S dalgası hız modelleri.

Derinlik (km)	V _p (km/s)	V _s (km/s)
-1	5.63	3.19
5	6.03	3.46
10	6.21	3.53
15	6.36	3.62
20	6.61	3.77
30	7.31	4.21
40	7.76	4.46
50	7.97	4.52
100	8.3	4.75

Çizelge 8.1’de verilmiş olan ve 3-boyutlu tomografide başlangıç hız modeli olarak kullanılan hızların karasal alanları temsil ettiği ve buna rağmen ortalama kabuk hızlarından yüksek hızlı bir model olduğu görülmektedir. Çalışmada Armutlu Yarımadası, Yalova, Gaziköy ve Tekirdağ altında 5-15 km derinlik bandında belirlenen yüksek P ve S dalgası hızlarına, Marmara Denizi ortalarında 5 km derinde görülen geniş düşük hız zonuna ve yine 5-15 km derinlik aralığında Marmara Denizi ve güney batı kıyı şeridi arasında görülen düşük hız zonuna dikkat çekilmiştir. Bununla birlikte Marmara Denizi’nin batısını kesen KB-GD doğrultulu profilde sığ derinliklerde (Çizelge 8.1, -1 km ile 5 km aralığı) görülen yüksek V_p hızları (ortalama 6.0 km/s) bölgede yapılan diğer çalışmaların sonuçları ile uyumsuzdur.

Karabulut ve diğ. (2003) Marmara Bölgesi’nin doğusunda İzmit ve Gemlik Körfez’lerinde yapılan hava tabancası patlatma kayıtlarını kullanarak yaklaşık K-G doğrultulu profil boyunca 2-boyutlu tomografik V_p hızlarını belirlemiştir. Çalışmada Armutlu Yarımadası’nın kuzey sınırı ve ÇB’nin doğu ucunda 5 km derinde ortalama 6.0 km/s V_p hızlarının varlığına işaret edilmiştir. Armutlu Yarımadası altında 3 km derinde belirlenen yüksek V_p hızları metamorfik birimler, geç Mezozoik – geç Tersiyer yaşlı örtü ve granitik sokulumlarla ilişkilendirilmiş, kuzeyde İzmit Körfezi’nin kuzeyinde 4-5 km derinliklerde görülen yüksek hızlar İstanbul Zonu paleozoiklerinin imzası olarak değerlendirilmiştir.

Diğer bir çalışmada Karabulut ve diğ. (2009) aktif ve pasif tipte tomografik yöntemleri kullanarak ağırlıklı olarak doğu Marmara Bölgesi’nde sismik hız dağılımını incelemiştir. Çalışmada KAFZ boyunca karmaşık hız yapısının varlığına dikkat çekilmiş ve fayın iki tarafında hızların 10%’a varan değişimler gösterdiği belirlenmiştir.

Marmara Denizi'nin batısında Tary ve diğ. (2011, 2012) 2007 yılında geçici süreli 4 DTS ile bir hafta ile dört ay dönemini kapsayan sürelerde TB'deki depremleri kaydetmiştir. Yakın alandaki kara istasyonlarının da katkısıyla belirlenen depremlerin derinliklerinin 20 km'ye ulaştığı, derin faylar, yüksek geçirgenlik sayesinde TB civarında derin kökenli sıvı ve gaz çıkışları olduğunu önermiştir.

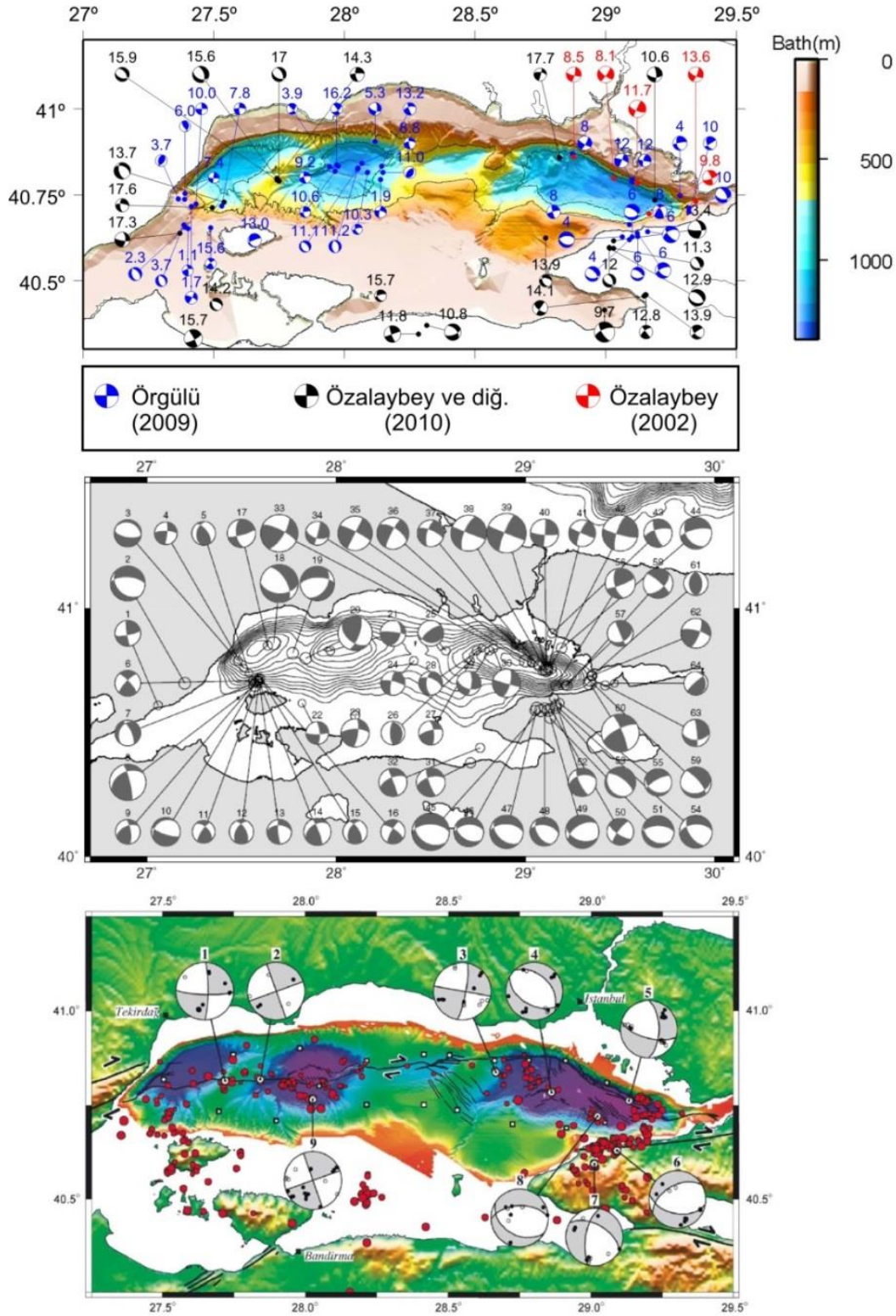
Sato ve diğ. (2004) Marmara Denizi'nde 2000 yılında 10 adet DTS ile doğu ve batıda olmak üzere 2 etapta toplanan deprem verilerini kullanarak mikro deprem aktivitesini incelemiştir. Çalışma süresince belirlenen deprem derinliklerinin Marmara Denizi'nin batısında 20 km'ye ulaştığı, AMF'nin bu alanda dike yakın ($80-90^0$) eğimde doğrultu atımlı karakterde olduğu ve depremlerin deniz tabanındaki fay kırığı ile uyumlu bir dağılım gösterdiği belirlenmiştir. Doğuda ise deprem derinliklerinin 15 km'ye ulaştığı, bu alanda normal ve doğrultu atım davranışlarının bir arada görüldüğüne değinilmiştir.

Yamamoto ve diğ. (2015) çalışmasında AMF üzerinde kısa aralıklarla (2-3 yıl) tekrarlayan ve derinlikleri 25 km'ye ulaşan deprem kümelerinin varlığına dikkat çekmiştir. Aynı çalışmada bu tip depremlerin hassas konumlarının belirlenebilmesi için uzun dönem DTS kayıtlarının varlığının önemi vurgulanmıştır.

Yamamoto ve diğ. (2017) 10 adet uzun dönem (on ay) ve 5 adet kısa dönem (dört ay) süresince işletilen DTS'lerle TB ile OY arasındaki dar bir zon boyunca toplanan verileri kullanarak AMF'nin bu kesimi için fay geometrisi, segmentlerin geometrileri, sınırları ve sismojenik zonun sınırları ile ilişkili bulguları tartışmıştır.

Batsi ve diğ. (2018) 3.5 ay süresince işletilen 12 DTS ile toplanan veri setini kullanarak Marmara Denizi'nin batısında meydana gelen mikrodrepremlerin AMF çizgiselliğinin dışında da meydana geldiğine, depremlerin odak mekanizma çözümlerinde görülen normal fay mekanizmasına, BY altında kalan alanda güçlü hız anomalilerine ve bu alandaki çok yüksek V_p/V_s değerlerinin varlığına dikkat çekmiştir.

Marmara Denizi ve civarındaki depremler ve odak mekanizma çözümlerinin tektonik yapı ile ilişkileri de farklı araştırmacılar tarafından incelenmiştir (Özalaybey ve diğ., 2002; Pinar ve diğ., 2003; Sato ve diğ., 2004; Bulut ve diğ., 2009; Özalaybey ve diğ., 2010; Örgülü, 2011). Şekil 8.1'de bu çalışmalardan yapılan alıntılar derlenmiştir.



Şekil 8.1 : Marmara Denizi ve çevresinde farklı araştırmacılar tarafından yapılan odak mekanizma çözümleri (Üstte Örgülü, 2011; Özalaybey ve diğ., 2002 ve 2010, ortada Pınar ve diğ., 2003 altta Sato ve diğ., 2004'den uyarlanmış şekiller verilmiştir).

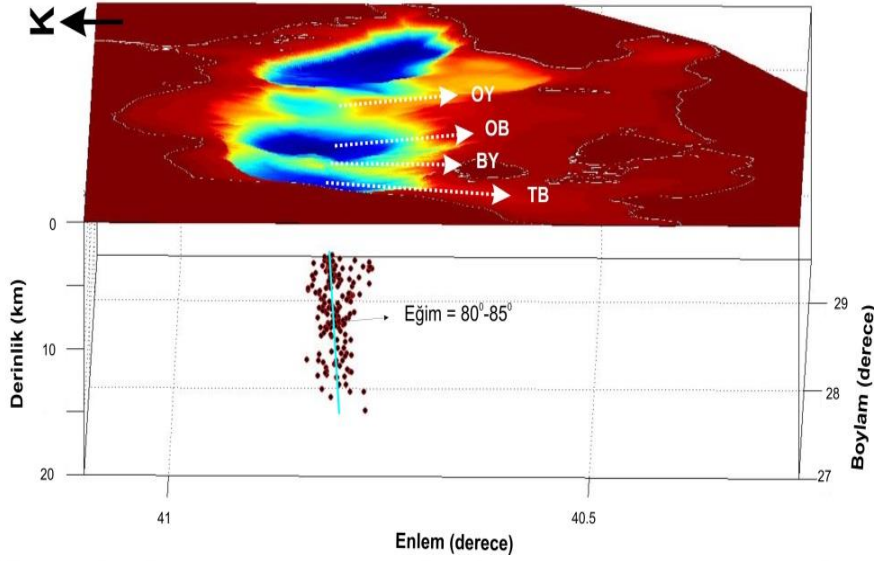
Yapılan çalışmaların ortak çıktıları; Marmara Denizi'nde hakim tektonik rejimin sağ yanal doğrultu atımlı KAFZ tarafından kontrol edildiği, doğuda ÇB'nin güneyi ve

Yalova’da normal fayların hakim olduğu şeklindedir. Diğer taraftan bu çalışmalarda Marmara Denizi orta ve batısında doğrultu atımlı faylanma karakteri hakim olmakla birlikte, bu bölgede görülen normal ve ters faylanma karakterindeki depremlerin Ege Açılma Sistemi’nin KAFZ ile etkileşimiyle ilişkili olduğu önerilmiştir.

Karabulut ve diğ. (2011), 1992-2010 yılları arasında kaydedilmiş ve kataloglanmış depremleri kullanarak yaptığı çalışmada, İzmit (Ağustos, 1999 - Mw=7.4) ve Düzce (Kasım, 1999 - Mw=7.2) depremleri sonrasında iki yıla ulaşan bir dönemde ÇB civarında doğrultu atımlı rejimin etkilerinin görüldüğünü, uzun dönemde ise bu alanda bölgesel açılmanın hakim rejim olduğunu önermiştir.

Marmara Denizi’nde meydana gelen depremlerin kara ağları ile hassas şekilde belirlenmesi, bölgedeki istasyonların depremin odağına uzaklığı ile yakından ilişkilidir. Gombert ve diğ. (1990) sentetik verilerle yaptıkları çalışmada, depremlerin doğru derinlik ve orijin zamanı bilgilerinin elde edilebilmesi için en önemli kıstasın yakın ve güvenilir S varışı okumaları olduğunu göstermişlerdir. Buna göre deprem derinliğinin 1.4 katına kadar yatay mesafedeki güvenilir S varışı okumaları, doğru deprem derinliklerin belirlenmesinde büyük önem taşımaktadır. Şekil 8.2’de 27.6°D - 28.4°D boylamları arasında alt segmentte yer alan ve DTS’ler kullanılarak yüksek doğrulukla konumları hesaplanmış depremlerin dağılımı görülmektedir.

Şekil 8.2’de görülen depremlerin tek bir fay sistemi (AMF) üzerinde meydana geldiği öngörülerek, derinlik ekseninde depremleri temsil eden doğrunun eğimi fayın eğimi olarak hesaplanmıştır. Buna göre AMF’nin bu bölgedeki eğiminin dike yakın (80-85° ve güneye eğimli) olduğu değerlendirilmiştir. Sato ve diğ. (2004) DTS kayıtlarını kullanarak BY ve OB bölgesinde meydana gelen depremler için elde ettiği kompozit odak mekanizması çözümlerinde 80-90° aralığında değişen eğim açıları hesaplamıştır. Örgülü ve diğ. (2011) OB’nin batı ve doğu sınırında yaklaşık 90° eğim açısına sahip mekanizmaları işaret etmiş, diğer yandan basen içinde normal faylanmayı işaret eden depremlerin varlığına da dikkat çekmiştir. Her iki çalışmada da Marmara Denizi’nin batısında meydana gelen depremlerin AMF’nin deniz tabanındaki izi ile uyumu vurgulanmıştır ve bulgular genel olarak bu çalışmanın sonuçları ile uyumludur (Şekil 8.3 2,3,4 ve 5 numaralı kesitler).



Şekil 8.2 : Marmara Denizi Batimetrisi, hassas konumları hesaplanmış depremler ve enlem-derinlik düzlemindeki izdüşümlerinden depremler için hesaplanmış ortalama eğim.

Genel olarak Marmara Denizi ve yakın civarında yapılmış olan sismoloji ve sınırlı çözünürlüğe sahip YDT çalışmalarında, kabuk ölçeğinde belirlenebilen tomografik hız dağılımına göre heterojenitenin yüksek olması, tomografik hızlar ile deprem konumları arasında kayda değer bir ilişkinin belirlenememesi (Barış ve diğ., 2005; Salah ve diğ., 2014) ve yüksek hız anomalilerinin KAFZ'nin segmentleri üzerinde yüksek sismisite görülen alanlarda olduğu (Polat ve diğ., 2016; Yamamoto ve diğ., 2017; Batsi ve diğ., 2018) şeklinde sonuçlar elde edilmiştir. Seismarmara ve Eosmarmara çalışmalarında kullanılan 50'nin üzerinde DTS ve kıyı şeridi kara istasyonlarından oluşan istasyon ağı ile belirlenen ve bu nedenle önceki çalışmalara göre daha yüksek doğruluğa sahip deprem konumları ve tomografik V_p hızları arasında güçlü bir ilişki söz konusudur. Deprem konumları ve tomografik hızlar bir arada değerlendirildiğinde, depremlerin düşük V_p hızlarının veya düşük-yüksek hız geçişlerinin görüldüğü yerlerde kümелendiği görülmektedir (Şekil 8.3 ve Şekil 8.4).

8.1 AMF Boyunca Tomografik Hız ve Deprem Dağılımı

Birçok çalışmada Marmara Denizi'nin batısında meydana gelen depremlerin AMF'nin deniz tabanındaki izi ile uyumu vurgulanmıştır (Sato ve diğ., 2004; Örgülü, 2011) ve bulgular genel olarak bu çalışmanın sonuçları ile uyumludur (Şekil 8.3 2,3,4 ve 5 numaralı kesitler). Genel olarak, deprem dağılımı ve tomografik hızların birarada değerlendirilmesi tektonik süreçler hakkında önemli bilgiler sağlayabilir.

Örnek olarak KAFZ ile benzerlikler gösteren San Andreas Fayı (SAF) üzerinde meydana gelen depremler kullanılarak yapılan YDT çalışmalarında derin depremler ve tomografik V_p hızlarının ilişkisi kullanılarak fayın derindeki konumu ile ilişkili araştırmalar yapılmıştır (Thurber ve diğ., 2006; Zhang ve Thurber, 2003; Thurber ve diğ., 2004). Nakajima ve diğ. (2001) düşük tomografik P ve S hızlarına sahip alanların yoğun sismik aktivitenin görüldüğü alanlar olduğunu, bu durumun genellikle zayıflık zonunda bulunan akışkanlar sebebiyle geliştiğini önermiştir. Karasal ağları kullanarak yaptığı çalışmada Koulakov ve diğ. (2010) İzmit Körfezi ve Düzce Baseni arasında kalan alanda görülen düşük V_p hızları ile KAF'ın ilişkisine dikkat çekmiştir. Marmara Bölgesi'ni de içeren diğer bir çalışmada Çubuk-Sabuncu ve diğ. (2017) Marmara Denizi bölgesinde kabuk ölçeğinde hesaplanan düşük S-dalgası hızlarının (2.6-3.2 km/s) AMF boyunca meydana gelen makaslamaya bağlı olarak oluşan zayıflık zonu ile ilgilendirmiştir.

Bu bölümde, üstte verilen örnek çalışmalara benzer bir yaklaşım ile Marmara Denizi'nde konumları belirlenen depremlerin konumları, tomografik hızlar ve yanal/düşey yönlü keskin hız geçişleri ile AMF'nin ilişkisi araştırılmıştır.

Şekil 8.3'de ve EK F'de (Şekil F.1, Şekil F.2, Şekil F.3 ve Şekil F.4) Marmara Denizi'nde K-G ve D-B doğrultulu profiller boyunca belirlenen tomografik hızlar ve ilgili depremlerin kesitler üzerindeki izdüşümleri görülmektedir. Şekil 8.3'de görülen tomografik kesitler TB (1 numaralı profil), BY (2 ve 3 numaralı profiller), OB (4 ve 5 numaralı profiller), OY ve KB (6,7,8 ve 9 numaralı profiller) ve ÇB (10, 11,12,13 ve 14 numaralı profiller) yapılarını kesen doğrultudadır. Ayrıca Şekil 8.4'de görülen ve batıda TB'den başlayıp doğuda ÇB'yi keserek kuzey şelfde son bulan 15 numaralı profil için 2-boyutlu tomografik V_p ve V_p/V_s kesitleri görülmektedir. AMF'yi kesen profiller boyunca elde edilen tomografik V_p ve V_p/V_s değerleri ve deprem dağılımları birarada analiz edildiğinde, batı ve doğuda yaklaşık 10 km genişliğinde, genellikle düşük V_p hızları (4.3 – 5.3 km/s) ve yüksek V_p/V_s oranlarının (~ 2.0) görüldüğü iki segment (AMF-Batı Segmenti (AMF-BS) ve AMF-Doğu Segmenti (AMF-DS)) belirgin şekilde ayırt edilebilmektedir. BY ile OB arasında yer alan doğu-batı uzanımlı yaklaşık 50 km uzunluğundaki AMF-BS boyunca fay zonu 8 ile 22 km derinlik bandında tanımlanabilmiştir ve deprem dağılımı fayın tanımlandığı alanlar ile uyumludur. AMF-BS'ne benzer yapıda olan AMF-DS ÇB'yi kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu kesen geometri sergilemektedir. Belirlenen deprem sayısı

AMF-BS'ne göre daha azdır. İki segmentin arasında yer alan ve yaklaşık uzunluğu 50 km olan AMF-Orta Segmenti (AMF-OS) ise dağınık ve az sayıdaki depremler ve fay segmenti altındaki tomografik hızlar bakımından diğer iki segmentten farklı bir yapı sergilemektedir.

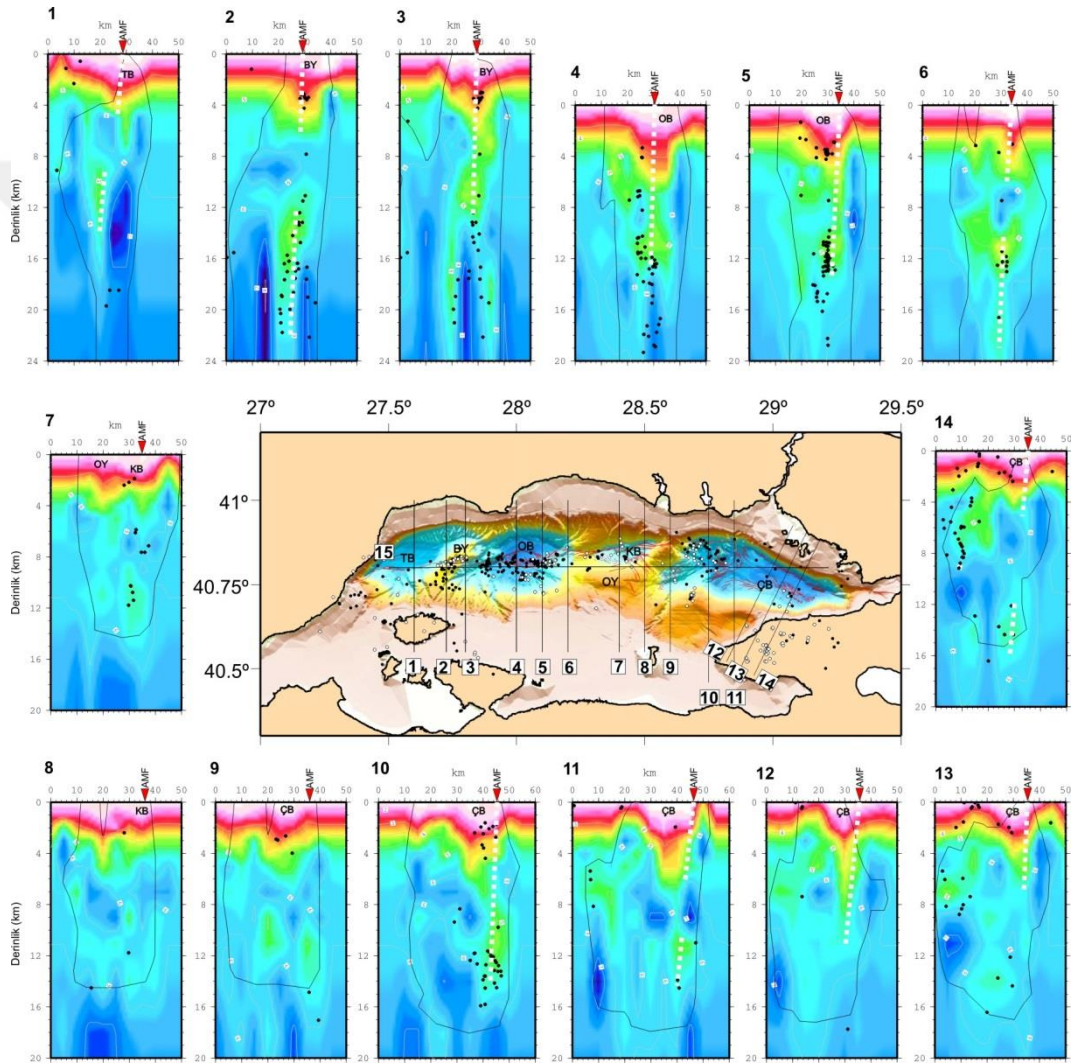
8.2 AMF-Batı Segmenti (AMF-BS)

BY ile OB arasında (27.7°D ve 28.25°D boylamları arasında) yaklaşık doğu-batı doğrultulu olan AMF-BS tomografik kesitlerde 8-9 km derinliklerde görünür hale gelip alt kabuğa (~22 km) kadar takip edilebilmektedir. (Şekil 7.14, Şekil 8.3 1-3 numaralı kesitler). Yatayda yaklaşık 50 km boyunca izlenebilen segment düşük V_p hızları (< 5.3 km/s) ve yer yer belirlenebilmiş olan yüksek V_p/V_s oranları ile belirgin bir şekilde civarına göre farklılık göstermektedir. Segment sahip olduğu bu özellikleri ile farklı çalışmalarda önerilmiş olan derin kaynaklı gaz ve akışkanların var olduğu ve asismik sürünme (creep) meydana gelebilecek uygun bir ortam karakteri taşımaktadır (Tryon ve diğ., 2010; Tary ve diğ., 2011; Cremler ve diğ., 2011). Depremler AMF-BS boyunca yoğun şekilde görülmektedir ve bu alandaki depremlerin derinlikleri 20-22 km'ye ulaşmaktadır. KAF ile birçok benzerliği olan SAF üzerinde yer alan Parkfield bölgesinde benzer derinliklerde belirlenmiş olan düşük P hızları ve eşlik eden yüksek V_p/V_s oranları (yaklaşık 1.95) kabuktaki akışkanlarla ilişkilendirilmiştir (Thurber ve diğ. 1997; Eberhart-Phillips ve Michael, 1993). Kabukta iletkenlerin belirlenmesinde etkili bir yöntem olan manyetotellürik (MT) çalışmaları da aynı bölgede akışkan varlığını destekler sonuçlar ortaya koymuştur (Bedrosian ve diğ., 2004).

Schmittbuhl ve diğ. (2015) mikrodrepremleri kullanarak yaptığı çalışmada BY ve OB altında kalan alanda sismojenik zonun sınırını 13 km, kilitleme derinliğini ise 0 – 3 km aralığında değerlendirmiştir. Schmittbuhl ve diğ. (2016) OB'nin altında görülen tekrarlı depremlerinde bu bulguları desteklediğini önermiş ve bunun asismik sürünme ile ilişkisine değinmiştir. Aynı bölgedeki diğer bir çalışmada Bohnhoff ve diğ. (2017) tekrarlı depremlerin kısmi sürünme ile ilişkili olabileceğini önermiştir.

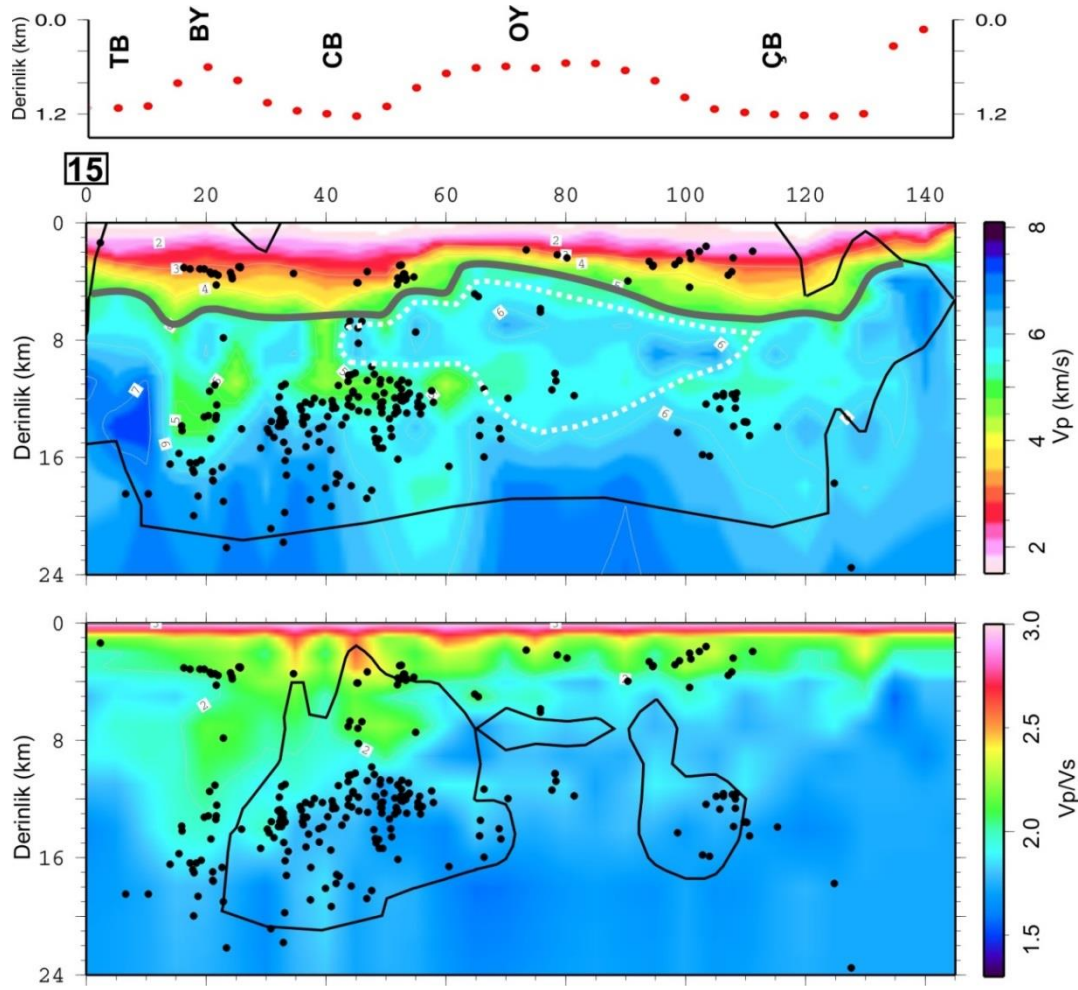
Şekil 8.3'de 2 numaralı K-G doğrultulu ve Şekil 8.4'de görülen 15 numaralı B-D doğrultulu tomografik kesitlerde BY altında kalan alanda 6 ile 10 km derinlik bandında yaklaşık hızı 6 km/s olan ve sismisitenin düşük olduğu bir alan görülmektedir. Eberhart-Phillips ve Micheal (1993) tomografik kesitlerde belirlenen

ani hız artışlarının kayalarda yüksek yamulma enerjisinin biriktirildiği asperitelerle ilişkili olabileceğini ve biriken bu yüksek enerjinin meydana gelecek büyük depremlerle açığa çıkabileceğini önermiştir. Bu yaklaşıma dayanarak her iki tomografik kesitte görülen yüksek V_p hızlarına eşlik eden düşük sismisitenin görüldüğü alan potansiyel bir asperite olarak değerlendirilebilir. Benzer şekilde Yamamoto ve diğ. (2017) DTS verilerini kullanarak yaptığı çalışmada BY civarında 8 – 11 km derinlik bandında yeralan yüksek tomografik hızlara ($V_p \sim 6$ km/s) sahip asismik bir zonun varlığını işaret etmiştir.



Şekil 8.3 : Profiller boyunca 2-boyutlu düşey tomografik V_p kesitleri (1-15 numaraları ile gösterilmiş) ve profil bulduru haritası (ortada). Şekillerde beyaz ve siyah daireler ± 5 km bandında kesit üzerine izdüşümü yapılan sırasıyla sığ (<10 km) ve derin (>10 km) depremleri, kesitlerdeki siyah çizgiler güvenilir hızların hesaplandığı alanları, kesitlerdeki beyaz kesikli kalın çizgi AMF'nin derindeki konumunu ve Le Pichon ve diğ. (2001) tarafından belirlenen deniz tabanındaki konumunu göstermektedir. Kısaltmalar Şekil 7.14 ile aynıdır.

Daha derinde görülen sismik etkinliğin manto kaynaklı akışkanların varlığı ile ilişkili olabileceğini de önermiştir. Diğer bir çalışmada Yamamoto ve diğ. (2019) bu alanı 8 km kalınlıktaki kısmi sürünme davranışı gösteren 3 tabakalı basit elastik yer modeli ile temsil etmiştir ki önerilen model bu çalışmadan elde edilen tomografik hız ve sismik etkinliğin dağılımı ile uyumludur. Gerek belirlenen tomografik hızlar ve depremsellik ilişkisi, gerekse bu alandaki yapılan diğer çalışmaların sonuçları birarada değerlendirildiğinde, BY altında kalan bu alan asperite karakteri taşımaktadır.

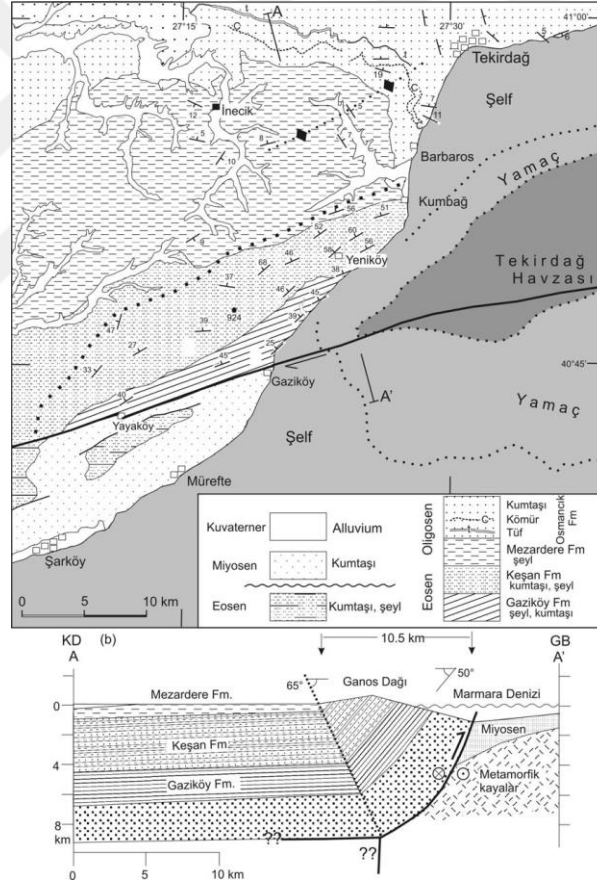


Şekil 8.4: Şekil 8.3’de görülen 15 numaralı profil boyunca deniz tabanı batimetrisi ve yapılar (üstte), hesaplanan 2-boyutlu tomografik Vp hızları (ortada) ve Vp/Vs oranları (altta). Kesitlerde görülen siyah daireler ± 5 km bandında kesit üzerine izdüşümü yapılan depremleri göstermektedir (Kalın gri çizgi basen-tabankaya geçişini, beyaz kesikli çizgi OY altındaki yüksek ($V_p \sim 6$ km/s) ve tekdüze hızlı alanı, siyah çizgiler güvenilir tomografik hızların belirlendiği bölgeleri temsil etmektedir).

Bu bölgede konumları belirlenmiş depremlerin dağılımı değerlendirildiğinde; BY ve OB altındaki alanda AMF boyunca meydana gelen depremler düşeye yakın (80° -

85⁰) güneye eğimli bir geometri sergilemektedir ve genel karakterleri Sato ve diğ. (2004) ve Yamamoto ve diğ. (2017) tarafından gösterilen deprem dağılımı ile uyumludur.

AMF-BS'nin batısında TB'nin batı sınırında görülen yüksek Vp hızları, Okay ve diğ. (2004) tarafından Ganos dağının deniz içindeki uzantısı şeklinde tariflenen Ganos monoklinali (Şekil 8.5) ile uyumludur. Buna ek olarak, TB-Ganos (kara) geçişinde düşük hızların aniden sonlanarak yüksek tomografik Vp hızları ile temsil edilen bir yapının görülmesi ve doğuda görülen depremlerin yaklaşık doğu-batı uzanımlı diziliminin bu alanda aniden sonlanarak deprem dağılımının genişleyen bir alanda görülmesi batıda yer alan GFZ ile AMF-BS'nin sınırını işaret edebilir. Ambraseys (2002) tarafından bu alanda 1063 yılında meydana gelen 7.4 büyüklüğünde bir deprem de önerilmiştir.



Şekil 8.5 : AMF-BS ve GFZ'nin bulunduğu alana ait yüzey jeolojisi (üstte) ve KB – GD doğrultulu jeolojik kesit (altta) (Okay ve diğ., 2004 ile Okay ve diğ., 2008'den düzenlenmiştir).

GFZ, KAFZ üzerinde toplam uzunluğu 100 km'yi bulan ve sismik boşluk olarak nitelendirilen segmentin içinde yer almaktadır (Karabulut ve diğ., 2006). Farklı

çalışmalarda 17 km (Ergintav ve diğ., 2007), 12 km (Motagh ve diğ., 2007) ve 13 km (Le Pichon ve diğ., 2003) gibi farklı kilitlenme derinlikleri önerilmiş olan GFZ üzerinde son dönemde işletilen lokal sismolojik ağlar ile belirlenen depremler GFZ'nin doğu ucunda karadaki mikro deprem aktivitesinin varlığını göstermektedir (TÜBİTAK-MAM-YDBE Deprem Kataloğu; Janssen ve diğ., 2009).

Aletsel dönemde Ganos segmentinde meydana gelen en önemli deprem 7.4 büyüklüğündeki 1912 Mürefte-Şarköy (Ganos) depremidir (Ambraseys ve Finkel, 1987; Ambraseys ve Jackson, 2000). Armijo ve diğ. (2005)'e göre 1912'de kırılan Ganos Fayı aynı zamanda Saroz Körfezi ve Marmara Denizi'ne girmiştir ve deniz tabanındaki deformasyonlara bağlı olarak yapılan değerlendirmede doğuda OB içine kadar fay kırıklarının takip edildiği önerilmiştir. Ve bu durumda 1912'de kırılan fayın Ambraseys ve Finkel (1987)'in önerdiği gibi 45-50 km uzunluğunda olamayacağı, Ganos depreminin 160 km'yi bulan uzunlukta bir fay kırığı ile temsil edilmesi gerektiği savunulmuştur (Armijo ve diğ., 2005). Aksoy (2009), deprem kayıtlarını ve jeolojik bulguları bir arada değerlendirdiği doktora çalışmasında, 9 Ağustos 1912 depreminde KAFZ'nin Ganos segmentinin kara ve Marmara Denizi içinde OB'ye giren toplam 120 ± 20 km'lik segmentinin, daha küçük olan 13 Eylül 1912 depremiyle ise batıda Saroz körfezindeki 30 ± 10 km uzunluğundaki segmentin kırılmış olabileceğini önermiştir. Karabulut ve diğ. (2006) Saroz Körfezi'nde 2003 yılında meydana gelen 5.7 büyüklüğündeki deprem ve artçı şokların 1912 depremi ile kırılan fayın batı sınırını işaret edebileceğini önermiştir. Büyüklük bakımından 1999 yılında meydana gelen İzmit depremiyle kıyaslandığında Ganos depremiyle kırılan fayın Ege'de devamının varlığını savundukları çalışmalarında, Armijo ve diğ. (2005) tarafından önerilen Marmara Denizi'ndeki kırığın da kabul edilebilir olduğunu değerlendirmiştir.

8.3 AMF-Orta Segmenti (AMF-OS)

OY ve KB bölgesi içinde kalan alanda yer alan AMF-OS, tomografik hızların dağılımı göz önüne alındığında AMF-BS'nden önemli farklılıklar göstermektedir ve yatay yönde daha homojen ve sürekli dağılımlı bir yapı sergilemektedir. Bu farklılıkları en belirgin şekilde ortaya koyan yapı orta kabukta belirlenen yüksek V_p hızlarının ($6.0 - 6.5$ km/s) üst ve altta yer alan daha düşük hızlı alanları birbirinde ayırması ve AMF-BS'ye göre daha düşük V_p/V_s (~ 1.7) oranlarıdır (Şekil 8.3 6-9

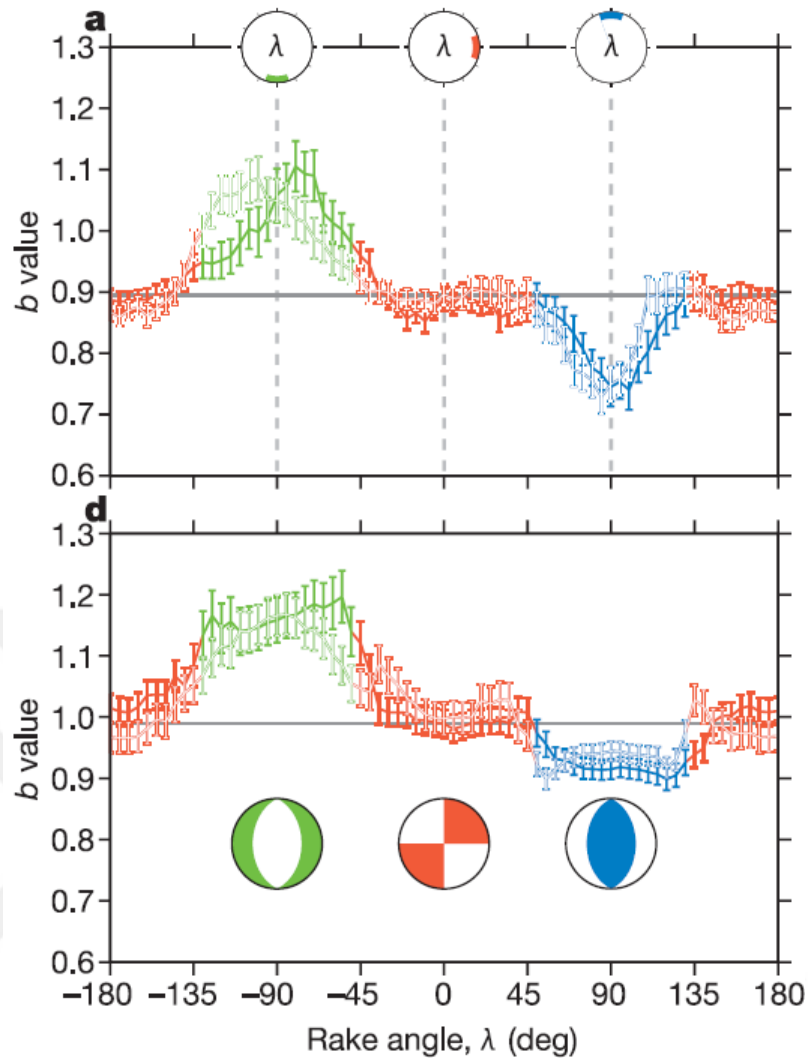
numaralı kesitler arasında kalan alan). Diğer önemli bir farklılık batıda yoğun olarak görülen deprem aktivitesinin AMF-BS - AMF-OS geçişiyle birlikte dramatik şekilde azalmasıdır. Tomografik hızlar ve depremsellik açısından değerlendirildiğinde AMF-OS'nin yapısal ve reolojik olarak farklılıklar sergilediği söylenebilir.

Barış ve diğ. (2005) Marmara Bölgesi için elde ettiği tomografik hızları kullanarak, 1999 yılında meydana gelen İzmit depreminin ($M_w=7.4$) odağının düşük-yüksek hız geçişinin belirlendiği alanda yüksek hızlı bloğun üstünde olduğunu göstermiştir. Tartışmalı olmakla birlikte Ambraseys (2002) hazırladığı Marmara Bölgesi tarihsel deprem kataloğunda 1343 ($M_s=7.0$) ve 1509 ($M_s=7.2$) yıllarında AMF-OS'nin doğu ve batı sınırlarına denk gelen lokasyonlarda iki büyük depremin meydana geldiği raporlamıştır. Şekil 8.3'te 6 numaralı kesitte OB'nin doğu sınırında görülen düşük-yüksek V_p hız geçişi ve bu geçişe eşlik eden deprem aktivitesindeki ani değişim bu alanda meydana gelebilecek (nucleation point) büyük bir deprem potansiyelini işaret edebilir. Bu sebeple güvenilir bir yoruma gitmek için daha uzun dönem sismolojik gözlem ve daha yüksek çözünürlüklü tomografik imajların elde edilmesi gereklidir.

Bu bölgede son dönemde yapılan çalışmalarda dikkat çekici sonuçlar üretilmiştir. Ergintav ve diğ. (2014), uzun dönem GPS ölçümlerine dayandırdıkları çalışmalarında AMF boyunca orta segment olarak adlandırdığı OB, OY ve KB segmentlerinde sürünme şeklinde davranışın hakim olduğunu önermiştir. Schmittbuhl ve diğ. (2015, 2016) Marmara Denizi altında konumları belirlenen depremleri kullanarak b-değerleri, sismisite, hesaplanan sismik kayma, dönemsel olarak tekrarlayan depremlerin küme analizi ve daha önce yapılmış olan GPS çalışmalarını değerlendirerek AMF boyunca sürünme, kilitlenme derinliği ve kırılğan-sünek zon geçiş sınırlarını araştırmıştır. Çalışmadan elde edilen sonuçlara göre, TB'nin batısı ile OB altında kalan alanda üst kubuğun sünek davranışı, azalan deprem sayısına eşlik eden 4-14 km aralığındaki kilitlenme derinliği ve derin sürünme varlığı işaret edilmiştir.

Amitrano (2003) laboratuvar koşullarında numuneler üzerinde yaptığı üç eksenli basınç testlerinde belirlediği akustik emisyonların (AE) büyüklüklerinin, depremler için genel kabul gören Gutenberg-Richter yasası ile uyumlu olduğunu göstermiştir. Test sonuçlarına göre; çevresel basıncın (confining pressure) artmasının malzemeyi daha sünek hale getirdiği ve kırılğan formdan sünek forma geçişe (brittle-ductile transition,) *b değeri*'nde sistematik azalmanın eşlik ettiği önerilmiştir. Spada ve diğ.

(2013) bu ilişkiyi kullanılarak farklı tektonik süreçler için *b* değerini derinliğin fonksiyonu olarak grafiklemiş, *b*-değerinin doğru şekilde hesaplanabilmesi durumunda kırılğan formdan sünek forma geçişin belirlenebileceğini ve bu bilginin kabuk ölçeğinde gerilmelerin belirlenmesinde ve modellenenbilmesinde kullanılabileceğini önermiştir. Diğer bir çalışmada Ogata ve diğ. (1991) kabuk ve dalma batma zonu üzerinde meydana gelen depremleri kullanarak *b*-değerinin üç boyutta değişimini incelemiş, bölgesel olarak yüksek ve düşük *V_p* hızları ile sırasıyla düşük ve yüksek *b*-değerinin ilişkili olduğunu önermiştir. *b*-değerinin kabukta düşey ve yatay yönlü değişimi ile asperite ve sürünme olan segmentlerin ilişkisine de birçok çalışmada değinilmiştir (Wiemer ve Wyss, 1997; Amelung ve King, 1997; Wyss ve diğ., 2004; Spada ve diğ., 2013; Scholz, 2015). Marmara Bölgesi'nde yapılan çalışmalarda *b*-değerinin post-sismik ve inter-sismik dönemde dağılımı incelenerek fay zonu üzerinde asperite ve sürünme olan alanların varlığı (Aktar ve diğ., 2004) ve depremler için tekrarlanma periyotları (Öncel ve Wyss, 2000) araştırılmıştır. Diğer yandan Özalaybey ve diğ. (2002), 1999 İzmit (*M_w*=7.4) depreminin geçmiş dönemde küçük, devamlı ve kümelenme gösteren bir deprem zonunun merkezinde geliştiğini vurgulamıştır. Kabuk ölçeğinde gerilmeler ve meydana gelebilecek büyük depremlerin kestirimi noktasında fay sistemleri üzerinde deprenselliğin hassas şekilde belirlenmesi önemli katkılar sağlayabilir. Malzemenin üzerindeki gerilmenin düşük sürtünme direncine bağlı olarak çok sayıda fakat küçük depremle boşaltılması bu tip alanların sınırlarında *b*-değerinde ani değişimlerin görülmesine sebep olmalıdır. Hesaplanan *b*-değeri'ni etkileyen önemli bir faktör de faylanmanın tipidir. Marmara Denizi'nde yapılan farklı çalışmalarda (Pınar ve diğ., 2003; Örgülü, 2011; Sato ve diğ., 2004) TB ve OB'yi kapsayan alanda dağılım ve mekanizmaları farklılıklar gösteren depremler, bu segmentler boyunca hesaplanan farklı *b*-değerlerinin faylanma tipi ile ilişkilendirilebileceğini de gösterebilir. Zira Schorlemmer ve diğ. (2005) dünyada farklı bölgelere ait deprem kataloglarını kullanarak yaptığı çalışmada normal, doğrultu atımlı ve ters faylanma tiplerine göre *b*-değeri değişimlerini incelemiş ve bu bölgelerin sırasıyla yüksek, ortalama ve düşük *b*-değerleri ile karakterize edilebileceğini göstermiştir (Şekil 8.6).

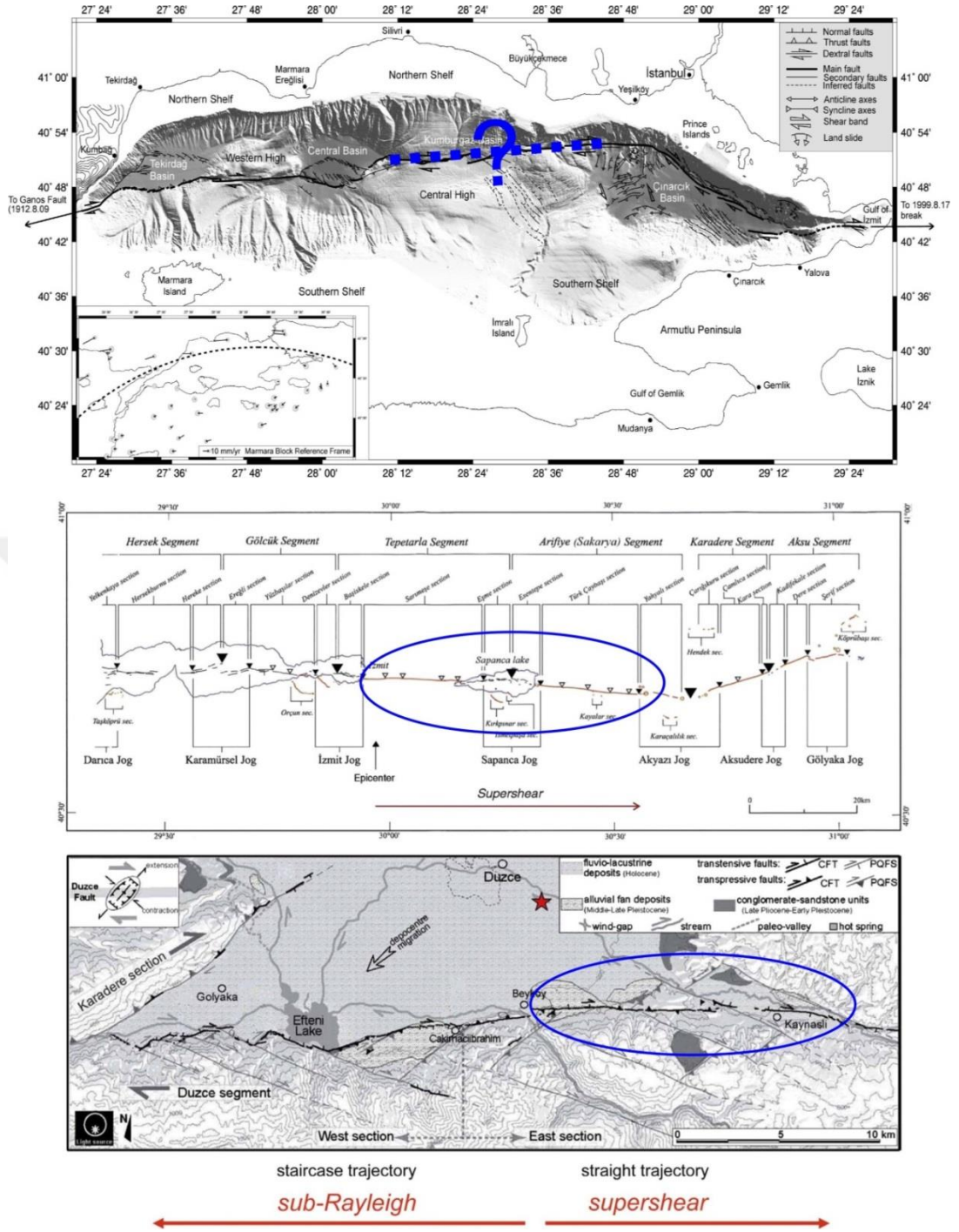


Şekil 8.6 : Üstte SCSN (1981-2003) ve altta Harvard (1980-2004) deprem kataloglarından elde edilmiş kayma açısı (λ) – b-değeri ilişkisini gösterir grafikler (Schorlemmer ve diğ., 2005’den düzenlemiştir).

Sakiç ve diğ. (2016) tarafından yapılan çalışmada deniz tabanına yerleştirilen akustik transpondırlar ile AMF’nin İstanbul-Silivri segmentinde deniz tabanındaki deformasyonlar araştırılmıştır. Çalışmada toplanan 6 aylık veriyi kullanarak bu segment için deniz tabanında hesaplanan yatay deformasyonun çok küçük olduğunu (en fazla 6 mm/yıl), modelleme çalışması ile elde edilen sonuca göre geri kalan (>10 mm/yıl) deformasyonun fayın bu bölümünde kilitlenme tipinde bir davranışla açıklanabileceği önerilmiştir. Lange ve diğ. (2019) deniz tabanı akustik ölçüm sistemi ile topladığı uzun dönem (2.5 yıl) veri seti ile yaptığı değerlendirmede fayın bu bölümünün kilitli olduğunu vurgulamıştır. Marmara Denizi’nde yeterli sayıda faya yakın jeodetik ölçüm olmaması (Ergintav ve diğ., 2014), tüm Marmara’yı temsil edebilecek ortalama bir jeodetik kilitlenme derinliğinin belirlenmesini (Meade ve diğ., 2002) tartışmalı hale getirmektedir. Nitekim Klein ve diğ. (2017) Marmara

bölgesinde işletilen karasal jeodetik ağların seyrekliği ve uzaysal dağılımlarının yetersizliği sebebiyle, belirlenebilecek kilitlenme derinlikleri ve kayma miktarlarının birbirine bağlı olduğunu ve her iki bilinmez için hesaplanacak belirsizliklerin sonuçlara etki edebilecek seviyelerde olduğunu göstermiştir.

AMF-OS boyunca belirlenen az sayıda depreme eşlik eden yüksek V_p hızları ve göreceli düşük V_p/V_s oranları (Şekil 8.3 ve Şekil 8.4), bu segmentin kilitli olduğuna işaret eder niteliktedir. Yüksek V_p hızları ile düşük V_p/V_s oranlarının belirlendiği ve buna bağlı olarak yüksek kesme dayanımının var olduğu düşünüldüğünde, bu segment için gerilme birikimi diğer segmentlere oranla daha az ve yavaş olmalıdır. Dolayısıyla yüksek kesme dayanımı ve tüm segment için tekdüze gerilim bu segmentin anti-asperite veya sismik bariyer olarak tanımlanmasına olanak sağlar (Dunham ve diğ., 2003; Morgan ve diğ., 2005). Diğer yandan KAFZ'nin doğrultu atım karakteri (Mode II tipi yerdeğiştirme), AMF-OS'nin yaklaşık D-B uzanımlı doğrusal basit geometrisi ve bu segment için gerilme-mukavemet koşullarının diğer segmentlere göre daha homojen olması büyük bir deprem sırasında bu segmentte kırılma hızının süper-kesme hızına ulaşmasında etken rol oynayabilir. Zira KAFZ üzerinde 1999 yılında meydana gelen İzmit ($M_w=7.4$) ve Düzce ($M_w=7.2$) depremlerinde süper-kesme hızının belirlendiği segmentler AMF-OS ile geometrik olarak benzerlikler göstermektedir (Şekil 8.7). Aochi ve Ulrich (2015) AMF'nin kırılması sırasındaki meydana gelecek dinamik davranışları araştırdığı çalışmada, içinde karmaşık eğriselliklerin olduğu simülasyonlarda dahi AMF orta segment geometrisinin yapısal olarak süper-kesme hızlarına ulaşabilmesi için uygun olduğunu göstermiştir. Mach dalgası cephelerinin ortaya çıkması sebebiyle yer sarsıntısının ve oluşacak ivmelerin çok daha yüksek olduğu bu tür hızlı yırtılmalar için uzaklıkla genlik azalım ilişkilerinin ortaya konması, ortamın heterojen karakteri sebebiyle kırılan segment boyunca farklı Mach yüzeylerinin gelişimi ve girişimi ile ilişkili olarak genlik büyütme veya enerjinin azalmasının oluşabileceği alanların belirlenebilmesi genel olarak fayı çevreleyen kayacın fiziksel özellikleri, fay boyunca mevcut süreksizlikler, eğrisellikler, vb. yapısal unsurların sağlıklı şekilde ortaya konmasına bağlıdır. Sağlanacak bilgiler sismik tehlike belirleme çalışmalarında daha gerçekçi senaryoların ortaya konmasında önemli rol oynayacaktır.



Şekil 8.7 : Düzce (altta) ve İzmit (ortada) depremlerinde süper-kesme hızının belirlendiği segmentler ve yapısal benzerlikler gösteren AMF-OS (üstte). (Le Pichon ve diğ., 2001 ile Bouchon ve diğ., 2010'dan alınmış ve düzenlenmiştir).

8.4 AMF-Doğu Segmenti (AMF-DS)

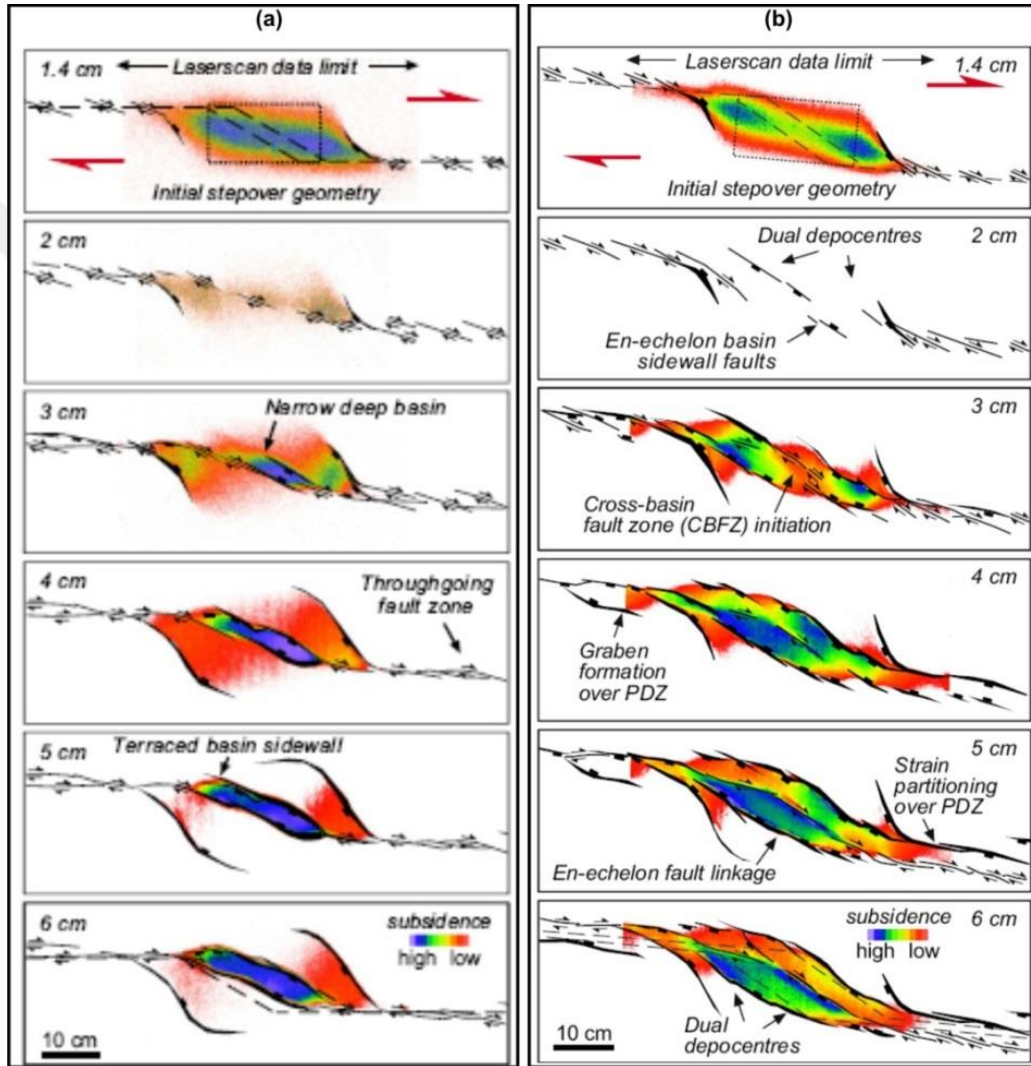
AMF-DS ÇB'de yaklaşık KB-GD doğrultuya sahiptir ve AMF'nın yüzey kırıkları ile uyumlu bir geometri sergilemektedir (Şekil 8.3). Bu alanda makaslama zonu yaklaşık 10 km genişliğindedir ve genellikle 8 ile 15 km aralığında görülen düşük V_p

hızlarının (4.3 – 5.3 km/s) oluşturduğu anomaliler olarak izlenmektedir. Fayın devamlılığı ÇB’de yer yer görülen 5-10 km derinlik aralığındaki yüksek V_p hızları (~6 km/s) ile kesilmektedir (Şekil 8.3 11 ve 14 numaralı profiller). Yüksek hızlara eşlik eden sismik etkinlikteki azalma AMF-BS’de BY altında yer alan yapılar ile benzerlik göstermektedir ve muhtemel asperitelerdir.

Genel olarak segment üzerinde meydana gelen deprem sayısı AMF-BS’ne göre düşük, AMF-OS’e göre yüksektir. Ağırlıklı olarak AMF-DS’nin batısında görülen depremler (Şekil 8.3) 8-15 km derinlik aralığında düşük V_p hızlarının olduğu alanlarda yoğunlaşmaktadır. Şekil 8.3’de 10-13 numaralı kesitlerdeki tomografik hızlar ve depremler fayın hafif güneye dalımlı olduğu ve eğim açısının 75^0 civarında oluşunu işaret etmektedir. Diğer bir deyişle, elde edilen bulgular AMF-DS’nin derindeki konumunun yaklaşık olarak ÇB eksenini boyunca uzandığını desteklemektedir (Şekil 8.3 ve Şekil F.1). Bu bölgede yapılan sismik ve sismolojik çalışmalarda AMF’nin geometrisi ile ilgili benzer değerlendirmeler yapılmıştır. Örnek olarak; İmren ve diğ. (2001) sismik yansıma kesitlerinde ÇB’nin doğu bölümünde kuzey ve güney sınır faylarının derinde basenin ortasından geçen tek bir ana fay ile ilişkili olabileceğini önermiştir. Özalaybey ve diğ. (2002) 1999 yılı sonrasında meydana gelen artçı deprem deprem dağılımı ve orta büyüklükteki (4.0-4.6) depremlerin odak mekanizma çözümlerinden yola çıkarak AMF’nin sağ yanal doğrultu atımlı faylanma karakterine sahip olduğunu ve güneye doğru hafif eğimli bir geometri sergilediğini ($70 - 80^0$) göstermiştir. Bir başka çalışmada Kaşlılar-Özcan ve diğ. (2002), ÇB’nin batısında ve ortasında baseni K-G doğrultuda kesen 3 profil boyunca toplanan 2-boyutlu sismik yansıma verilerinden efektif-Q değerinin basenin eksenini boyunca minimum olduğunu ve bu durumun ÇB’de derin tek bir fayın varlığını gösterdiğini savunmuştur. Sato ve diğ. (2004) ÇB’de geçici süre işlettiği DTS’ler ile toplanan verileri kullanarak belirlediği depremlerden fayın bu alanda yaklaşık 45^0 güneye dalımlı olduğunu değerlendirmiştir. Bölgede yapılan farklı sismolojik çalışmalarda da ÇB’nin kuzey ve güneyindeki sınır faylarının basenin ortalarında 17 – 20 km derindeki tek bir fay ile bağlantılı olabileceği önerilmiştir (Bohnhoff ve diğ., 2013; Bulut ve diğ., 2009). Şekil 8.3’de 10-14 numaralı tomografik kesitler de ÇB’yi kuzeyden sınırlayan AMF’nin güneye eğimli geometrisini desteklemektedir. Fakat basenin güneyini sınırlayan faya ilişkin

tomografik bulgular ve bu alandaki sınırlı sayıdaki depremler güneydeki fayın kuzeye eğimli olduğu konusunda kesin bir bilgi sunamamaktadır.

Sağ yanal bir fay sistemi için kum tablası (sand-box) testleri ile çek ayır (pull-apart) ve transtansyonel havza davranışlarını modelleyen Wu ve diğ. (2009), çek ayır havzaların genel olarak daha ince ve simetrik formda geliştiğini, transtansyonel havzalarda basen gelişiminin daha karmaşık formlarda oluştuğunu ve basen içindeki derin depolama alanının asimetrik yapıda geliştiğini göstermiştir.



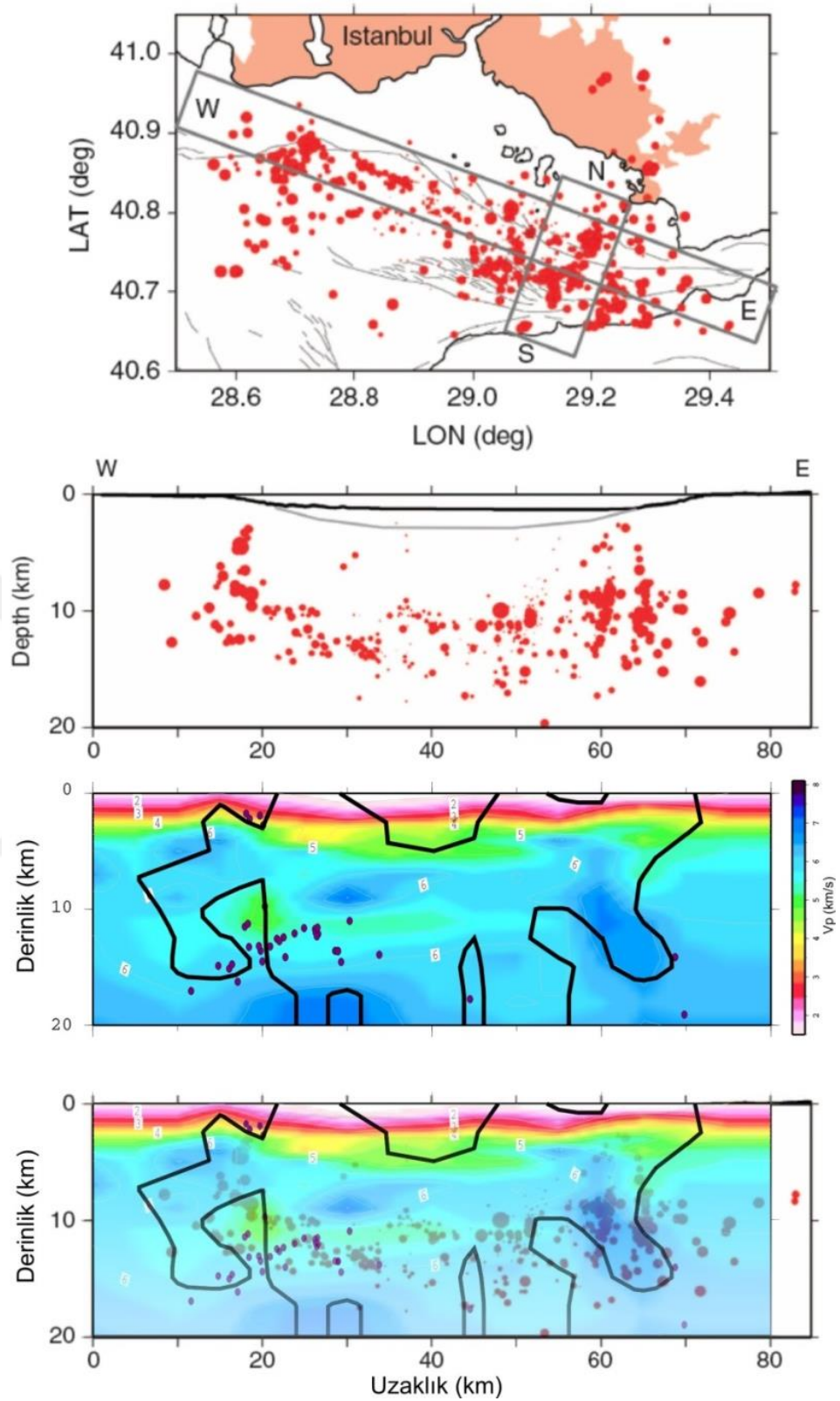
Şekil 8.8 : Zamana bağlı olarak çek ayır (a) ve transtansyonel (b) havza gelişim modelleri. (Wu ve diğ., 2009'dan alınmış ve düzenlenmiştir).

Çek ayır havzalarda oluşumun ilk evrelerinde baseni kesen doğrultu atımlı faylar ve tekdüze derin basen oluşumları izlenirken, transtansyonel havzalarda daha karmaşık basen yapıları oluşmakta ve ilerleyen evrelerde havza kesen (cross-basin) yanal atımlı fayların da etkisiyle asimetrik basen gelişimleri meydana gelmektedir (Şekil 8.8). Şekil 8.3'de görülen tomografik kesitlerde ÇB'de basenin eksenine altında

belirlenen fayın derin konumu bu bakımlardan Şekil 8.8’de oluşum evreleri gösterilen transtansiyonel havzanın ilksel evreleri ile (Şekil 8.8.a, 1.4 ve 2 cm yerdeğiştirme için görülen kesitler) benzerlikler göstermektedir.

Basenin güneyinde üst kabukta belirlenen düşük Vp anomalilerinin konumları (Şekil 8.3, 12-14 numaralı profiller) Armutlu yarımadasında bulunan Yalova ve Armutlu jeotermal sahaları (Eisenlohr, 1997) ile uyumludur. 1999 İzmit depreminin (Mw=7.4) hemen sonrasında bu jeotermal alanlarda kümeler şeklinde tetiklenmiş mikro deprem aktiviteleri belirlenmiştir (Özalaybey ve diğ., 2002; Karabulut ve diğ., 2011). Tomografik kesitlerde düşük Vp hızları şeklinde görülen bu alanlarda jeotermal akışkanlar fay zonları boyunca sürtünme direncini azaltabilir ve bu alanlarda kısmi asismik sürünme gelişimine sebep olabilir.

ÇB bölgesinde AMF’nin reolojisine ilişkin yapılan çalışmalar genellikle sismolojik ve karasal jeodetik ölçümlere dayanmaktadır. AMF-DS’yi içeren alanda Bohnhoff ve diğ., (2013) tarafından yapılan çalışmada, ikili farklar (Double Difference-DD) yöntemi ile ÇB civarındaki depremlerin konumları hesaplanmıştır. Çalışmada depremlerin Prenses Adaları’nın (Büyükada, Kınalıada, Heybeliada, Burgazada) güneybatısında kalan 30 km uzunluğundaki fay segmenti üzerinde 10 km ve daha derinde meydana geldiğine dikkat çekilmiştir (Şekil 8.9). Bu durumun sürünme veya fayın kilitli olması ile açıklanabileceği ve fayın kilitli olduğu varsayımından yola çıkıldığında 7 ve daha büyük bir depremin AMF’nin bu segmentinde gelişebileceği önerilmiştir. Şekil 8.9’da (28.50⁰D, 40.95⁰K) ile (29.50⁰D, 40.67⁰K) koordinatları arasındaki tomografik Vp hızlarının ve ± 5 km mesafedeki depremlerin izdüşümlerinin görüldüğü düşey kesit ve Bohnhoff ve diğ. (2013) tarafından aynı profil boyunca konumları belirlenen depremlerin derinlik dağılımları görülmektedir. Depremler düşük tomografik hızların (yaklaşık 5.0 km/s) belirlendiği alanlarda yoğunlaşmaktadır ve 7-10 km aralığında görülen yüksek hızlarla (6.0-6.5 km/s aralığında) sınırlanmaktadır. Bu çalışmadan elde edilen tomografik hızlar ve sismolojik bulgular Bohnhoff ve diğ. (2013) tarafından elde edilen sonuçlar ile genel hatlarıyla uyumlu olmakla birlikte, tomografik kesitte düşey yönde görülen yüksek ve düşük tomografik hızlar Prenses Adası segmentinin 10 km derinlik bandında tekdüze şekilde kilitli olmayabileceğini, bu segmentin farklı kesimlerinin kilitli ve sürünme davranış sergileyebileceğini göstermektedir.



Şekil 8.9 : Bohnhoff ve diğ. (2013)'de ÇB ve civarında hesaplanan deprem konumları (üstte), W-E profile boyunca derinlik kesiti (ortada), aynı profil için bu çalışmada hesaplanan tomografik Vp hızları ve konumları ± 5 km içinde olan depremlerin (siyah daireler) izdüşümü. (Güvenilir tomografik hızların belirlendiği alan kesitlerde siyah kalın çizgi ile sınırlandırılmış).

Aynı bölgede deprem dağılımını kullanarak yaptığı çalışmada Schmittbuhl ve diğ. (2015) 4 ile 14 km derinlik aralığında fayın kilitli olduğunu önermiştir. Ergintav ve diğ. (2014) Marmara Bölgesi'nde karada yapılan 20 yıllık GPS ölçümlerini kullanarak KAFZ'nin kuzey kolunda gerinim birikimi (strain accumulation) hesaplarını yapmış ve sonuçları değerlendirmiştir. Çalışmada, Bohnhoff ve diğ. (2013) tarafından kilitli olduğu yorumlanan Prenses Adaları'nın güneyinden geçen yaklaşık 50-60 km uzunluğundaki segment ve 10 km kilitlenme derinliği, GPS ölçümlerinden fay segmentinde hesaplanan 11 ± 2 mm/y yanal hareket ve bu bölgedeki son büyük depremin 1766 yılında meydana geldiği kabulüne dayanarak 2.5 m atım gerçekleştirebilecek ($M > 7$) bir depremin meydana gelebileceği önerilmiştir. Aynı bölgede toplanan InSAR ve GPS verilerini kullanan Diao ve diğ. (2016) bu segment için 18.9 ± 7.2 km/s kayma oranı ve 12.1 ± 7.0 km kilitlenme derinliği belirlemiştir. Hesaplanan yüksek belirsizlik değerlerinin yetersiz karasal istasyon dağılımı ve faya yakın alanda jeodetik ölçümlerin yapılamamış olmasından kaynaklandığını, bu değerlendirmeye bağlı olarak kayma oranı ve kilitlenme derinliğinin tekil olarak çözülebilir parametreler olmadığını göstermiştir.

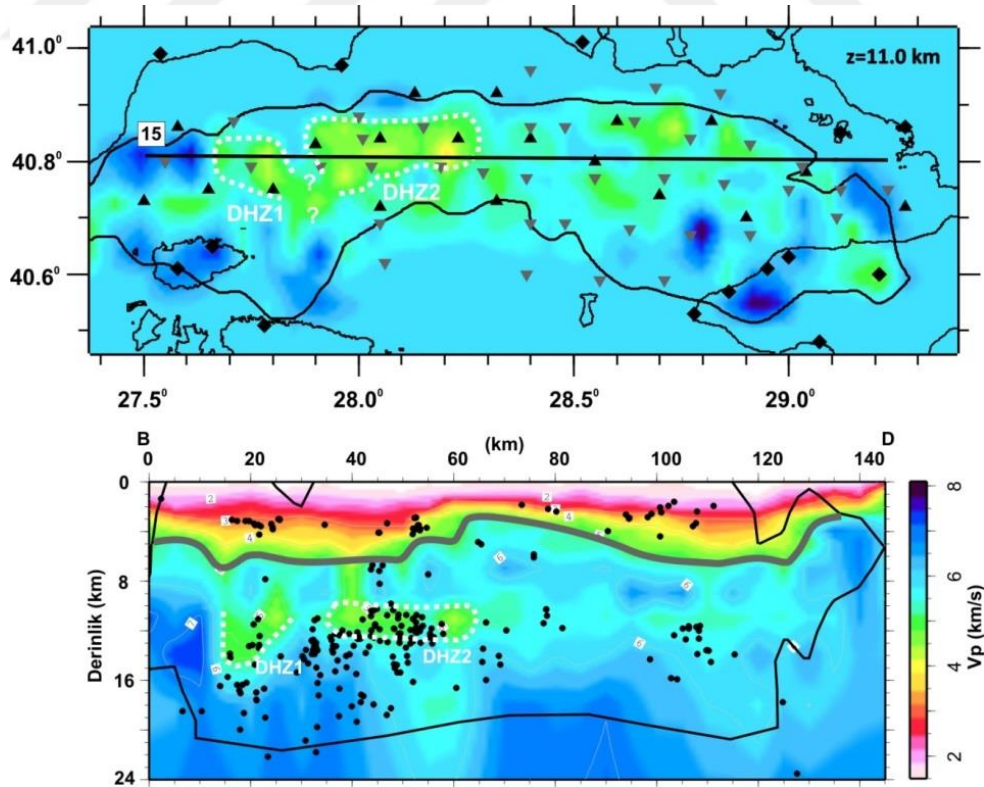
Aynı bölgede yapılan diğer bir çalışmada Kaya ve diğ. (2013) ÇB'de, Marmara Denizi'nin güney şelfinde ve Armutlu Yarımada'sında yapılan uzun periyotlu manyetotellürik ölçümleri kullanarak tomografik 2-boyutlu rezistivite modellerini ortaya koymuştur. Elde edilen sonuçlara göre, İmralı ve ÇB'de yaklaşık 10 km derinlikte görülen iletken yapının kabuktaki akışkan varlığı ve daha derinde (~30 km) görünen iletken yapının dehidrasyon veya üst mantoda meydana gelen kısmi ergime ile ilişkili olabileceği ve bu iki iletken yapının bağlantılı olabilecekleri önerilmiştir. Ayrıca KAFZ boyunca belirlenen yüksek dirençli yapıların büyük depremlerin meydana gelebileceği asperiteler olabileceği de çalışmada değinilen diğer bir önemli konudur.

Tomografik kesitlerde AMF-DS boyunca izlenen makaslama zonu boyunca kısmi sürünme ve yüksek hızlı düşük sismik aktivite içeren olası asperitelerin varlığı bölgede son dönemde yapılmış çalışmaların sonuçları ile uyumludur. Fayın uzunluğu, büyük yerleşim merkezlerine yakınlığı ve potansiyel deprem büyüklüğü üzerinden değerlendirildiğinde, AMF-DS İstanbul metropolitani için en büyük sismik tehlike kaynağı olarak değerlendirilebilir.

8.5 Düşük Hız Zonları

Kabuk ölçeğinde belirlenen Düşük Hız Zonları (DHZ), faylar dışında genellikle sedimenter havzalar, derin magma yatakları, gaz/akışkan varlığı ve kayaç tipi ile ilişkilendirilmektedir (Thurber ve diğ, 1997; Eberhart-Phillips ve Bannister, 2002; Bai ve Greenhalgh, 2005; Nakajima ve Hasegawa, 2008; Scafidi, ve diğ. 2009). Bu çalışmada elde edilen yatay ve düşey tomografik V_p hızları birarada değerlendirildiğinde Marmara Denizi altında iki belirgin DHZ dikkat çekmektedir. Her iki DHZ tomografik hızlar ve sismisite temelli olarak AMF segmentleri için tanımlamanın yapıldığı sınırlar içinde kalmakla birlikte, geniş bir etki alanları olması ve yatay/düşey tomografik kesitlerde komşu alanlara göre keskin hız anomalileri şeklinde görülmeleri sebebiyle AMF'nin bu DHZ'ler boyunca geliştiği öngörülmüş ve değerlendirmeler bu varsayım üzerine oturtulmuştur.

DHZ1, tomografik kesitlerde BY altında 11 km derinlik kesitinde belirgin şekilde görünür hale gelmektedir ve derinlik kesitlerinde 14 km derine kadar takip edilebilmektedir (Şekil 8.3, 2 numaralı profil). Yapısal olarak derine doğru daralan yaklaşık huni biçimli bir geometriye sahiptir (Şekil 8.10).



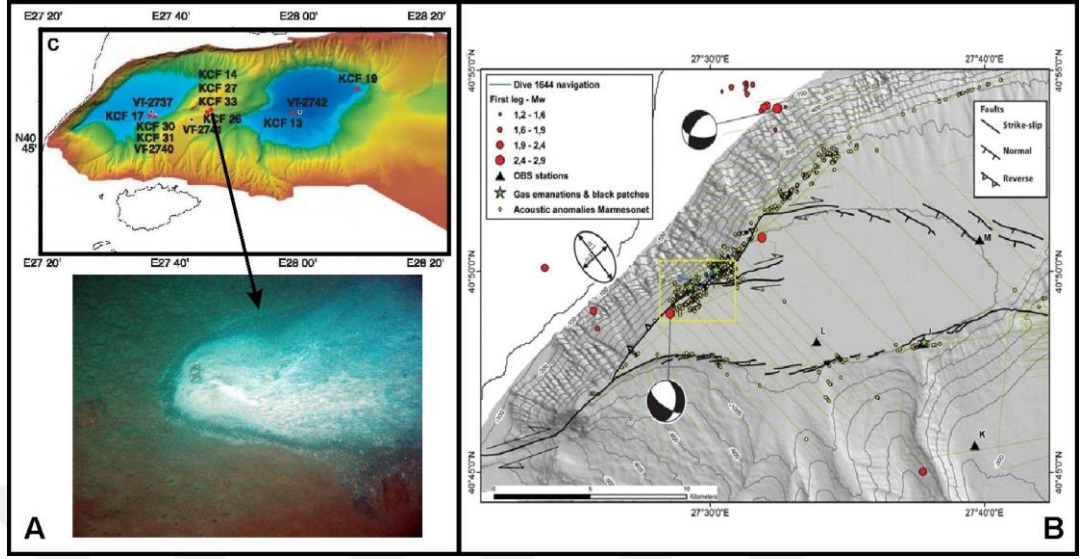
Şekil 8.10 : 3-B tomografik modelin 11 km derinlik kesiti (üstte) ve 15 numaralı profil için düşey tomografik kesitlerde (altta) düşük hız zonlarının konumları.

BY altında DHZ1 seviyesinde ve daha derinde (10 – 22 km aralığında) görülen depremler civarında hesaplanan Vp hızları 4.5–5.5 km/s aralığındadır (Şekil 8.3, 2 ve 3 numaralı kesitler). Hesaplanan hızlar tomografik modelin benzer derinlikteki diğer alanlarına göre düşüktür. DHZ1, batısında TB altında görülen yüksek Vp hızları (> 7.0 km/s) ile sınırlandırılmıştır (Şekil 8.3, 1 ve 2 numaralı profiller) ve düşük tomografik Vp hızlarından yüksek hızlara sert bir geçiş görülmektedir. Bu düşük-yüksek hız geçişine AMF civarında gözlenen deprem sayısında ani bir düşüş de eşlik etmektedir.

AMF etki alanında BY üzerinde deniz tabanında gaz çıkışları ve alınan sıg karot numunelerinde biyojenik ve termojenik kökenli, içeriği karbonca zengin numuneler ve deniz tabanında petrol sızıntıları tespit edilmiştir (Crémière ve diğ., 2011). Tary ve diğ. (2011) TB’de 25 gün süre ile veri toplayan sınırlı sayıda DTS ve kara ağıni bir arada kullanarak büyüklükleri 3’ten küçük depremleri incelemiştir. Ayrıca TB’nin kuzey batı sınırında belirlenen gaz çıkışları, bu alanda deniz tabanında belirlenen ve uzunlukları 300 m’yi genişlikleri 30 m’yi bulan koyu renkli alanlarda gerilme kaynaklı dar çatlaklar (7-15 cm) ile ilişkilendirilmiştir (Şekil 8.11). Yapılan izotop analizlerinde çıkan gaz içindeki Helyum’un derin kökenli olduğu ve TB’nin batı sınırındaki gaz çıkışlarının derin faylar ile ilişkili olabileceğini desteklemiştir. Tryon ve diğ. (2010) Marmara Denizi tabanında belirlenen akışkan çıkışları ile aktif fayların ilişkisini araştırmış, bu alanda farklı noktalardan alınan örnekleri inceleyerek akışkanların oluşumu ve kaynağı ile ilgili bulguları karşılaştırmıştır. BY alanında deniz tabanından alınan karot örneklerinde derin termojenik kökenli gaz hidrat bileşenlerine rastlanmış, petrol ve gaz rezervuarlarından kaçaklarla ilişkilendirilen jeokimyasal içeriğin Trakya Havzası hidrokarbon sistemleri ile ilişkili olabileceği önerilmiştir (Şekil 8.11). Cremiere ve diğ. (2011) 2007 yılında yapılan MARNAUT seyirinde BY civarında eco-sounder ve Nautila denizaltısı ile toplanan verileri kullanarak belirlenen gaz çıkışlarına değinmiştir. Alınan örneklerin analizinden elde edilen sonuç karbon izotop içeriğinin termojenik hidrokarbon ile bağlantılı olduğu şeklindedir.

Şekil 8.3’de konumları görülen 2 ve 15 numaralı düşey kesitler DHZ1’in BY altında AMF boyunca sınırlarını göstermektedir. Bu zonda hesaplanan düşük tomografik Vp hızları (~5.0 km/s), yüksek Vp/Vs oranları (~1.9) ve DHZ1’in düşey yönlü uzanımı

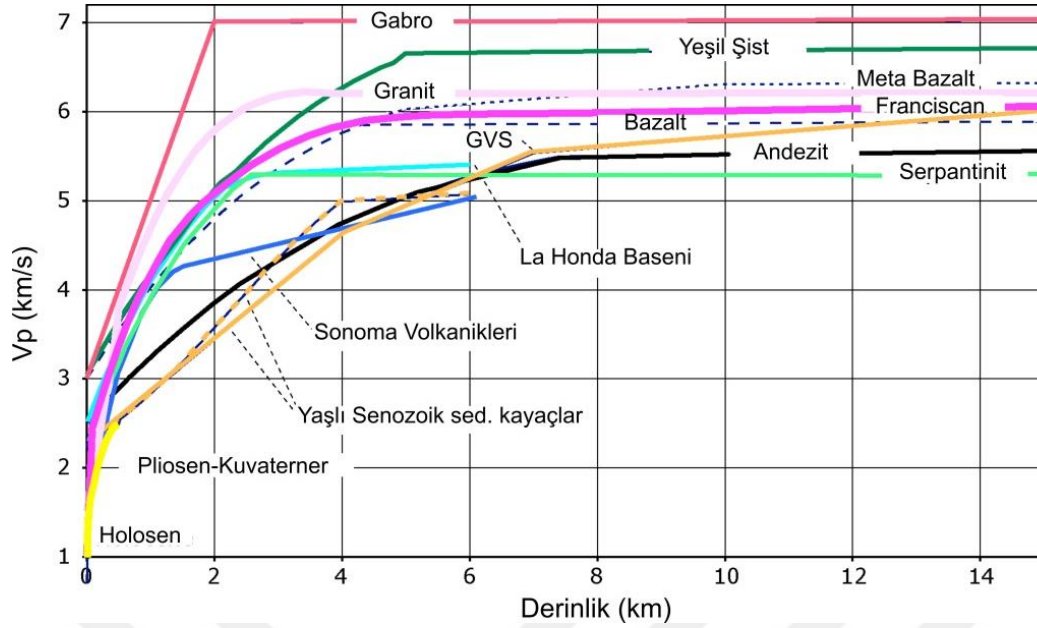
bu zonun akışkanlar açısından zengin bir alanı temsil edebileceği şeklinde yorumlanabilir.



Şekil 8.11 : (A) BY ve civarında alınan karot örneklerinin konumları ve KCF-33 numaralı noktada deniz tabanının görünümü (Tryon ve diğ., 2010'dan düzenlenmiştir). (B) TB civarında 2009 yılında yapılan multibeam çalışmalarında görülen akustik anomalilerin konumları (sarı daireler), belirlenen gaz çıkışları (yeşil yıldızlar) ve mikro deprem aktivitelerinin konumları (kırmızı noktalar) (Tary ve diğ., 2011'den alınmış ve düzenlenmiştir).

DHZ1'in doğusunda yer alan fakat tomografik hızlar üzerinden değerlendirildiğinde net olarak ayrılabilen DHZ2 11 km derinlik kesitinde belirgin olarak gözükmemektedir. DHZ2'nin DHZ1'den farklı olarak düşey yönlü uzanımı sınırlıdır ve 14 km derinlik kesitinde görünürlüğünü kaybetmektedir. Bununla birlikte kuzey sınırı AMF olarak yorumlanan bir alan şeklinde doğuda OB-OY geçişine kadar belirgin olarak takip edilebilmektedir. Gerek yatay gerekse düşey yönlü yayılımı ile DHZ1'den farklı bir geometri sergileyen DHZ2 süreksiz fakat olabildiğince tekil bir hız bloğu şeklindedir (Şekil 8.10).

Christensen ve Mooney (1995) farklı kayaçların derinlik-hız ilişkisini inceledikleri çalışmalarında 10 km derinlik için serpantinitin ortalama V_p hızını 5.3 km/s ve anizotropisini %5 olarak belirlemiştir. Diğer bir çalışmada, Brocher (2005) SAF üzerinde aldığı örnekler ve toplanan verileri derleyerek kabuk ölçeğinde P ve S hızlarının derinlikle değişimini genelleştirmiştir (Şekil 8.12). Şekil 8.12'de görülen farklı tipte kayaçların derinlik P-dalgası hız ilişkisi incelendiğinde, 10 km derinlik için en düşük V_p hızına sahip kayaçın serpantinit olduğu (ortalama 5.3 km/s) görülmektedir.



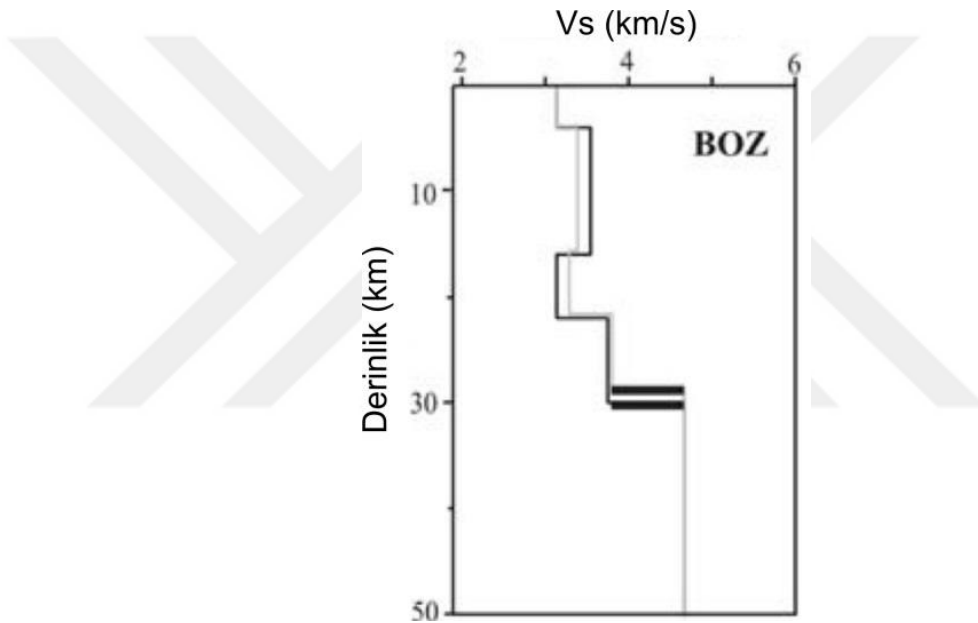
Şekil 8.12 : Farklı kayaç tipleri için genelleştirilmiş Vp hızı – derinlik ilişkisi (Brocher, 2005’den düzenlenmiştir).

Serpantinit genel olarak olivin, piroksen, peridotit gibi ultramafik kayaçların düşük sıcaklıklarda metamorfizması ile meydana gelir. Genelleştirilmiş formülü $(Mg, Fe, Ni, Mn, Zn)_{2-3}(Si, Al, Fe)_2O_5(OH)_4$ şeklinde olan serpantinitin oluşumu ısı veren bir reaksiyon ile gerçekleşir. Serpantinleşme beraberinde hacimde %30’a varan artış ve dolayısıyla yoğunlukta azalma, iletkenlikte artış, sismik hızlarda (V_p , V_s) düşme, kolay deforme olabilmesi sebebiyle deformasyona dirençte azalma ve buna bağlı olarak mikro deprem etkinliğinde artış gibi ayırt edici değişimlere neden olabilmektedir.

Ateş ve diğ. (2003) havadan manyetik ölçümleri kullanarak yaptığı çalışmada Marmara Denizi’nde derin basenlerin altında manyetik anomalinin varlığını göstermiş, yaklaşık D-B doğrultulu bu anomalinin batıda Gelibolu Yarımadası’nda KAF’ın Ganos segmenti ile (Okay ve diğ., 2008), doğuda Armutlu Yarımadası arasında varlığı önerilen Intra-Pontid Kenet kuşağı ile ilişkili olabileceğini tartışmıştır. Kenet kuşaklarında sıklıkla görülen ve ultramafik kayaç ürünü olan serpantinit bileşimde sıklıkla raslanan Fe, Mg gibi malzemeler manyetik anomalilerin oluşmasına sebep olabilmektedir. Marmara Denizi’nin batısında 14-18 km derinlik aralığında belirlenen Curie derinlikleri de (Hisarlı ve diğ., 2012) DHZ2’nin belirgin olarak görüldüğü 11 km derinlikte serpantinit oluşumu için uygun sıcaklık koşullarının varlığını göstermektedir. Kenet kuşağının doğuda karaya girdiği alan olarak önerilen Armutlu yarımadasının batı ucundaki BOZ istasyonu için

yapılan alıcı fonksiyonu analizi (Zor ve diğ., 2006) orta kabukta (~15 km derinde) başlayan düşük hız zonunun varlığını göstermiştir (Şekil 8.13).

AMF'nin Marmara Denizi'ndeki uzanımı (Le Pichon ve diğ., 2001) yaklaşık olarak DHZ2'yi kuzeyden sınırlamaktadır, diğer bir deyişle AMF DHZ2'nin kuzey sınırına uygun bir geometriye sahiptir. Eğer DHZ2 bir zayıflık zonu ise, AMF'nin bu zon boyunca batıya doğru gelişmiş olması ve zonu kuzeyden sınırlayacak şekilde takip etmesi de (Şengör ve diğ., 2005; Le Pichon ve diğ., 2016) olasıdır. Bu durumda, DHZ2'nin kapanmış bir okyanusun imzası olan serpantinit (ofiyolitik melanj) ile bağlantılı olması ve Intra-Pontid Kenet Kuşağı'nın Marmara Denizi'ndeki ürünü olarak değerlendirilmesi (Şengör ve Yılmaz, 1981) mümkündür.



Şekil 8.13 : Armutlu yarımadasının batı ucunda yer alan BOZ istasyonunda alıcı fonksiyonu ile hesaplan 1-boyutlu S-dalgası hız profili (Zor ve diğ., 2006'dan düzenlenmiştir).

DHZ2 ile ilişkilendirilen ve KAF ile önemli benzerlikler gösteren SAF sistemi içinde de varlığı ortaya konmuş olan serpantinitin düşük sürtünme direncine bağlı sürünme şeklinde davranış sergileyebildiği ve mikro deprem sayısında artışa sebep olduğu (Reinen ve diğ., 1991; Moore ve Rymer, 2007; Carpenter ve diğ., 2009) yaklaşımdan yola çıkılarak, DHZ2 üzerinde (yatay ve düşey sınırları içinde) sürünme şeklindeki davranışın varlığı ve OB-OY altında kalan alanda kısmi derin sürünme davranışının mümkün olabileceği de değerlendirilebilir.

DHZ2'nin jeolojik bir formasyon ile ilişkilendirilmesi, bu formasyonun doğuda da beklenen devamının tomografik kesitlerde neden görülmediği sorusunu da akla

getirmektedir. Bunun muhtemel sebepleri; daha doğuda tomografik kesitlerin çözünürlüğün düşmesi (bkz. Şekil 7.8), serpantinitle oluşumu için uygun koşulların burada var olmaması (örneğin sıvı, akışkan varlığı) veya erken Miyosen-erken Pliyosen döneminde aktif olduğu önerilen sağ yanal Trakya-Eskişehir Fay Zonu (Yaltırak, 2002) gibi bir fay sistemi tarafından doğudaki kenet kuşağı malzemelerinin ötelenmiş olması şeklinde düşünülebilir.



9. SONUÇLAR

Bu çalışmada, 2001 yılında Türk-Fransız ortak çalışması olarak gerçekleştirilen *Seismarmara Projesi* ve TÜBİTAK-MAM-YDBE tarafından 2006 yılında başlatılan Avrupa Birliği 6. Çerçeve programı destekli *Eosmarmara Projesi* kapsamında Marmara Denizi'nde DTS'lerle toplanan hava tabancası ve deprem kayıtları ile depremlerin Marmara Bölgesi kıyı şeridinde yer alan kara istasyonlarındaki faz okumaları bir arada kullanılmıştır. Toplamda 52 DTS ve 14 kara istasyonu ile toplanan veriden seçilen 434 depreme ait 3852 P ve 2643 S-fazı okuması ile 557 hava tabancası atışına ait 4744 P-fazı okuması YDT çalışmasında kullanılan veri setini oluşturmuştur. Hava tabancası verileri kullanılarak DTS'lerin hassas konumları belirlenmiş, zaman sapmaları düzeltilmiştir.

Tomografik model deprem ve hava tabancası verilerinin dağılımı göz önüne alınarak oluşturulmuş, Marmara Denizi'ndeki kuzey ve güney şelfler arasında yer alan basenler, yükselimler ve AMF'yi kapsayan alanda depremlerin hassas konumları, 18 km derine kadar 3-boyutlu tomografik Vp hızları ve Vp/Vs oranları hesaplanmıştır.

Farklı başlangıç modellerinin tomografik ters çözümdeki etkileri detaylı analizlerle incelenmiş, yapılan değerlendirme sonucunda Seismarmara ve Eosmarmara veri setleri için hesaplanan 1-boyutlu Vp, Vs hız modelinin 3-boyutlu YDT çalışmasında kullanılacak başlangıç hız modelleri olmasına karar verilmiştir. Hesaplanan tomografik hızlarının belirsizlikleri yapılan farklı güvenilirlik testleri ile incelenmiştir. Yapılan testlerde Vp yapılarının çözünürlüğünün Vp/Vs yapılarına göre daha yüksek (yaklaşık dört kat) olduğu görülmüştür.

Final 3-boyutlu Vp ve Vs tomografik modelleri kullanılarak deprem veri seti için hesaplanan rms hata yaklaşık %80 oranında azalmıştır. Hesaplanan deprem konumları bölgede tanımlanmış olan faylar ile uyumlu dağılım göstermektedir. Tomografik hızlar ve depremler bir arada değerlendirildiğinde, düşük Vp hızlarının veya düşük-yüksek hız geçişlerinin görüldüğü alanlarda deprem sayısında görülen artış dikkat çekicidir.

Final 3-boyutlu tomografik model ile belirlenen depremler Armutlu Yarımadası'nın batısında ve AMF boyunca BY, OB ve ÇB'nin batısında yoğunlaşmaktadır. OY altında kalan alanda deprem sayısı diğer bölgelere göre belirgin şekilde azdır ve bu bulgu bölgede daha önce yapılmış sismolojik çalışmaların sonuçlarıyla uyumludur.

Depremlerin BY, OB, ÇB ve kısmen OY'de (KB civarı) 5 km derinliğe kadar görülen üst segment ve TB ile ÇB arasındaki alan için genel olarak 8-22 km aralığındaki derinliklerde görülen depremlerden oluşan alt segment şeklinde kümелendiği belirlenmiştir. Deprem dağılımına dayanarak AMF boyunca sismojenik zon 14 km genişliğe ulaşmaktadır. Bu durum kullanılan veri setinin sınırlı bir süreyi temsil etmesinden kaynaklanabileceği gibi fay boyunca sismik ve asismik (asperite, bariyer, sürünme, vb.) alanları da işaret edebilir. Bu bölgede uzun dönemde DTS ve karasal ağlarla eş zamanlı toplanacak sismolojik veriler ve bu çalışmadan elde edilen 3-boyutlu hız modellerinin kullanılması hassas deprem konumlarının belirlenmesinde önemli fayda sağlayacaktır.

Belirlenen tomografik hızlar genel olarak değerlendirildiğinde; deniz kara geçişlerinde, yükselimlerde ve şelflerde yüksek, basenlerde ise düşük tomografik hızlar ön plana çıkmaktadır. Sadece BY altında kalan alanda bu genellemenin dışında düşük V_p hızları belirlenmiştir. AMF tarafından kesilmiş olan ve derinlikleri 6 km'ye ulaşan Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökellerle doldurulmuş basenleri kesen tomografik kesitlerde belirlenen V_p hızları genel olarak 5.0 km/s'den küçüktür. Tomografik V_p hızları ve Marmara Denizi'nde yapılan sismik yansıma çalışmalarında elde edilen 2-boyutlu derin sismik kesitler karşılaştırıldığında, basen sınırlarının tomografik hızlarla uyumlu olarak tanımlanabildiği, basenlerin tabanlarında hesaplanan V_p hızlarının yaklaşık olarak 5.0 km/s olduğu belirlenmiştir. Basen tabanını temsil eden hızlardan elde edilen 3-boyutlu eş-hız yüzeyi ile birlikte değerlendirildiğinde; BY ve ÇB arasındaki üst segment depremlerinin ağırlıklı olarak basen sınırlarında ve ikincil faylarla ilişkili olduğu, alt segmentteki depremlerin ise AMF boyunca geliştiği değerlendirilmiştir.

YDT ile hesaplanan ve kümelenme gösteren depremlere ait dalga şekillerinin benzerliği hesaplanan deprem konumlarının birbirine yakın olmasını destekler niteliktedir.

Marmara Denizi altında kalan alanda AMF boyunca meydana gelen makaslamaya bağılı olarak gelişen fakat birbirinden farklı özellikler gösteren üç segment belirlenmiştir. Buna göre;

- Batıda BY ile OB'nin doğu sınırı arasında kalan alanda yer alan AMF-BS yaklaşık 50 km uzunluğundadır. Bu segment AMF üzerinde en yüksek depremselliğin görüldüğü alan olması özelliğiyle diğer segmentlerden ayrılmaktadır. Segment dike yakın ($80^0 - 85^0$) güneye eğimli bir geometri sergilemektedir. AMF-BS boyunca 6-10 km derinlikleri arasında belirlenen yüksek V_p hızına (~ 6 km/s) sahip ve sismik etkinliğin düşük olduğu alanlar asperite karakterindedir. Diğer yandan BY altında görülen derin (22 km'ye ulaşan) depremler manto kaynaklı malzememin fay zonu boyunca ilerlemesi ile ilişkilendirilebilir.
- AMF-OS, AMF-BS'nin doğusunda yer alır ve benzer şekilde yaklaşık 50 km uzunluktadır. Segment boyunca orta kabukta belirlenen yüksek ve yanal yönde homojen dağılım gösteren V_p hızları (6.0 – 6.5 km/s), göreceli olarak düşük V_p/V_s oranları (~ 1.7), komşu segmentlere göre sismik etkinliğin azlığı, bu alanda yapılan jeodetik çalışmalardan belirlenen düşük kayma hızları ve eşlik eden yüksek ölçüm belirsizlikleri bu segmentin yüksek makaslama direncine sahip ve kilitli olduğunu işaret etmektedir. Bu özellikleri ile AMF üzerinde sismik bir bariyer olarak değerlendirilebilecek olan AMF-OS, büyük depremin meydana geleceği segment olmaktan uzaktır. Bununla birlikte, komşu segmentler üzerinde meydana gelebilecek büyük (> 7.0) bir deprem sırasında; geometrik olarak doğrusal, tomografik hızlar bakımından homojen dağılımlı ve düşük depremsellik gösteren bu zon üzerinde 1999 yılında KAFZ üzerinde meydana gelen İzmit ve Düzce depremlerinde belirlenen süper-kesme hızlarına benzer mekanizmaların oluşması muhtemeldir.
- AMF-DS ÇB boyunca yaklaşık KB-GD uzanımlı bir geometri sergiler ve batısında yer alan AMF-OS'den bu segmente geçişe deprem aktivitesinde artış eşlik etmektedir. Deprem derinliklerinin 18 km'ye ulaştığı AMF-DS 15 km derinliğe kadar tomografik kesitlerden takip edilebilmektedir ve yaklaşık genişliği 10 km'ye kadar ulaşmaktadır. Düşey ekseninde değerlendirildiğinde segment dike yakın (yaklaşık 75^0 güneye eğimli) bir geometri sergiler.

Segment üzerinde genellikle 5 – 10 km derinlik aralığında görülen yüksek V_p hızlı (~ 6 km/s) ve düşük depremsellik gösteren alanlar olası asperite alanları olarak değerlendirilmiştir. AMF-DS'nin konumu, uzunluğu ve üzerinde meydana gelen tarihsel depremler bu segmentin İstanbul metropoliteni için en büyük sismik tehlike kaynağı olduğunu işaret etmektedir. AMF-DS'nin güneyinde ÇB güney sınırı ve Armutlu yarımadası bölgesinde belirlenen düşük V_p hızları bu bölgedeki jeotermal sahaların konumları ile uyumludur. Bu alanlardaki jeotermal akışkanların varlığı, fay zonları boyunca düşük sürtünme direncine ve kısmi asismik sürünme tipindeki mekanizmalara ve büyük depremler sonrasında dinamik olarak tetiklenmiş deprem kümelerinin oluşmasına sebep olabilir.

Tomografik kesitlerde orta kabukta ve tez çalışmasında tanımlanan AMF segmentelerini içeren fakat daha geniş bir etki alanına sahip iki DHZ ($V_p \sim 5.0$ km/s) belirlenmiştir. DHZ1 olarak adlandırılan ve BY altında özellikle 11-14 km derinlikleri arasında yüksek görünürlüğü olan zonun konumunun bu alanda deniz tabanında belirlenen derin kökenli gaz çıkışları ve karbonca zengin akışkanlar ile ilişkili olduğu ve bu sebeple akışkanlar yönünden zengin bir zon olabileceği değerlendirilmiştir. Bu bölgede kurulacak lokal ölçekli ve uzun süreli sismolojik (DTS + karasal) gözlem ağları gerek tektonik süreçler, gerekse ekonomik katma değer sağlayabilecek kıymetli sonuçlar üretilebilmesine katkı sağlayabilir. DHZ1'in doğusunda yer alan ve OB-BY geçişine kadar takip edilebilen DHZ2, düşey yönde devamlılığı olmayan fakat 9-11 km derinlik kesitinde geniş bir alanda tekil bir hız bloğu şeklinde görülen bir geometri sergilemektedir. Bu formu ile litolojik bir yapıyı andıran DHZ2'nin kapanmış olan bir okyanusun imzası olan serpantinit (ofiyolitik melanj) ile bağlantılı olması ve Intra-Pontid Kenet kuşağının Marmara Denizi'nin altındaki ürünü olarak değerlendirilmesi mümkündür. Bu durum AMF'nin Marmara Denizi içinde düşük sürtünme direncine sahip olan bu litoloji boyunca gelişimini destekleyeceği gibi, bu zon boyunca kısmi sürünme tipindeki davranışların açıklanması da mümkündür.

Tez çalışması kapsamında hesaplanan 3-B V_p hızları ve V_p/V_s oranları, Marmara Denizi'nde yapılacak DTS çalışmalarında hassas deprem konumlarının belirlenmesinde, kabuk yapısı ile ilgili çalışmalarda ve sismik tehlike çalışmaları kapsamında deprem simülasyonlarının oluşturulmasında önemli katkı sağlama

potansiyeline sahiptir. Bu çalışmalar sırasında dikkat edilmesi gereken önemli bir konu, V_p hızları ve V_p/V_s oranlarının karasal istasyon ağları ile yapılacak deprem araştırmalarında kullanılması durumunda yanıltıcı sonuçların elde edilecek olmasıdır. Zira, Marmara Bölgesi'nde karasal ağlarla belirlenen 1-boyutlu hız modelleri incelendiğinde özellikle üst kabukta denizel alana göre yüksek V_p hızları ve düşük V_p/V_s oranlarının belirlendiği görülmektedir (Özalaybey ve diğ., 2002; Karabulut ve diğ., 2011; Polat ve diğ., 2016). Dolayısıyla karasal ağlarla toplanan veri ile depremlerin belirlenmesi için bu çalışmadan elde edilen V_p ve V_p/V_s modelleri ve karasal alanı temsil eden modellerden oluşan hibrit 3-boyutlu modelin kullanılması gereklidir. Bu hibrit modeli oluşturmak için tez çalışması kapsamında güvenilir hızların belirlendiği alanları sabitleyerek, karasal istasyonlardan okumaların katkısıyla tüm Marmara Bölgesi için 3-boyutlu V_p ve V_p/V_s modellerinin hesaplanması en doğru yaklaşım olacaktır. Diğer yandan, deprem odağına yakın heterojen hız yapılarından kaynaklanacak hataların azaltılması için Kaynağa Özgü İstasyon Düzeltme Değerleri (Source Specific Station Terms) yöntemi gibi yaklaşımların (Richards-Dinger and Shearer, 2000) kullanılması fayda zone boyunca çizgiselliklerin belirlenmesi, sismojenik zonun sınırlarının anlaşılmasındaki belirsizliklerin azaltılması gibi önemli katkılar sağlayabilir.



KAYNAKLAR

- Akartuna, M.** (1968). Armutlu yarımadasının jeolojisi. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri (Tabii İlimler Kısmı)*, 20, 1-105.
- Aki, K. & Lee, W. H.** (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival time from local earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399.
- Aksoy, M. E.** (2009). Active Tectonics and Paleoseismology of the Ganos Fault Segment And Seismic Characteristics of the 9 August 1912 Murefte Earthquake Of The North Anatolian Fault (Western Turkey). *Ph.D. thesis*. University Of Strasbourg & Istanbul Technical University.
- Aksu, A. E., Calon, T. J., Hiscott, R. N. & Yaşar, D.** (2000). Anatomy of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea, Western Turkey: Extensional Basins Above a Continental Transform. *GSA Today*, June, 3-7.
- Aktar, M., Dorbath, C. & Arpat, E.** (2004). The seismic velocity and fault structure of the Erzincan basin, Turkey, using local earthquake tomography. *Geophys. J. Int.*, 156, 497-505.
- Akyüz, H. S., Hartleb, R., Barka, A., Altunel, E., Sunal, G., Meyer, B. & Armijo R.** (2002). Surface Rupture and Slip Distribution of the 12 November 1999 Düzce Earthquake (*M* 7.1), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1, 61-66.
- Ambraseys, N.N. & Finkel, C.F.** (1987). The Saros-Marmara Earthquake of the 9 August 1912. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 15, 189-211.
- Ambraseys, N. & J. Jackson** (2000). Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500, *Geophys. J. Int.* 141, F1-F6.
- Ambraseys, N.** (2002). The seismic activity of the Marmara sea Region over the last 2000 years. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1-18.
- Amelung, F. & King, G.** (1997). Earthquakes scaling laws for creeping and non-creeping faults. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 5, 507-510.
- Amitrano, D.** (2003). Brittle-ductile transition and associated seismicity: Experimental and numerical studies and relationship with the *b* value, *J. Geophys. Res.*, 108, B1, doi:10.1029/2001JB000680.
- Aochi H. & Ulrich T.** (2015). A probable earthquake scenario near Istanbul determined from dynamic simulations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 105 (3), 1468-1475.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. & Barka, A.** (2002). Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault?. *Terra Nova*, 16, 80-86.
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus, G., Mercier de Lépinay, B., Sarikavak, K.** (2005). Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pullapart (North Anatolian Fault): implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, Q06009, doi:10.1029/2004GC000896.
- Arpat, E.** (2015). Kişisel görüşme, 6 Ağustos, Kocaeli.

- Ateş, A., Kayıran, T. & Sincer, I.** (2003). Structural interpretation of the Marmara region, NW Turkey, from aeromagnetic, seismic and gravity data. *Tectonophysics*, 367, 41-99.
- Bai, C. & Greenhalgh, S.** (2005). 3D multi-step travel time tomography: Imaging the local, deep velocity structure of Rabaul volcano, Papua New Guinea. *Phys. Earth Planet. Int.*, 151, 259-275
- Barış, S., Nakajima, J. A., H., Honkura, Y., Ito, A. & Üçer, B. S.** (2005). 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.
- Barka, A. & Kadinsky-Cade, K.** (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka A.** (1996). Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1238-1254.
- Barka, A., Akyüz, S., Altunel, E., Sunal, G., Çakır, Z., Dikbaş, A., Page, W.** (2002). The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 Izmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1, 43-60.
- Batsi, E., Lomax, A., Tary, J.B., Klingelhoefer, F., Riboulot, V., Murphy, S., Geli, L.,** (2018). An alternative view of the microseismicity along the western Main Marmara Fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 108(5A), 2650-2674.
- Bayrakci, G., Laigle, M., Bècel, A., Hirn, A., Taymaz, T., SEISMARMARA team** (2013). 3-D sediment-basement tomography of the Northern Marmara trough by a dense OBS network at the nodes of a grid of controlled source profiles along the North Anatolian fault. *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1093/gji/ggt211.
- Bazin, S., Feuillet, N., Duclos, C., Crawford, W., Nercessian, A., Sign, S. C.** (2010). The 2004-2005 Les Saintes (French West Indies) seismic aftershock sequence observed with ocean bottom seismometers. *Tectonophysics*, 489, 91-103.
- Bécel, A., Laigle, M., Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., Galvé, A., Özalaybey, S.** (2009). Moho, crustal architecture and deep deformation under the north marmara trough, from the seismarmara leg1 offshore-onshore reflection-refraction survey. *Tectonophysics*, 467, 1-21.
- Bedrosian, P. A., Unsworth M. J., Egbert, G. D. & Thurber, C. H.,** (2004). Geophysical images of the creeping segment of the San Andreas fault: implications for the role of crustal fluids in the earthquake process. *Tectonophysics*, 385, 137-158.
- Bekler, T. & Gürbüz, T.** (2008). Insight into the Crustal Structure of the Eastern Marmara Region, NW Turkey. *Pure appl. geophys.*, 165, 295-309.
- Bleibinhaus, F. & Gebrande, H.** (2006). Crustal structure of the Eastern Alps along the TRANSALP profile from wide-angle seismic tomography. *Tectonophysics*, 414, 51-69.
- Bohnhoff, M., Bulut, F., Dresen, G., Malin, P. E., Eken, T. & Aktar, M.** (2013). An earthquake gap south of Istanbul. *Nature Communications*, doi: 10.1038/ncomms2999.
- Bohnhoff, M., Wollin, C., Domigall, D., Küperkoch, L., Martinez-Garzòn, P., Malin, P. E.,** (2017). Repeating Marmara Sea earthquakes: indication for fault creep. *Geophys. J. Int.*, 210, 332-339.

- Bouchon M., Karabulut, H., Bouin, M-P., Schmittbuhl J., Vallée, D., Marsan, D.** (2010). Faulting characteristics of supershear earthquakes, *Tectonophysics*, 493, 244–253.
- Brocher, T. M.** (2005). Compressional and Shear Wave Velocity Versus Depth in the San Francisco Bay Area, California: Rules for USGS Bay Area Velocity Model 05.0.0. *USGS Open File Report*, 2005-1317.
- Bulut, F., M., B., Ellsworth, W. L., Aktar, M., & Dresen, G.** (2009). Microseismicity at the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara offshore Istanbul, NW Turkey. *J. Geophys. Res.*, 114, B09302, doi:10.1029/2008JB006244.
- Carpenter, B. M., Marone, C. & Saffer, D. M.** (2009). Frictional behavior of materials in the 3D SAFOD volume. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L05302, doi:10.1029/2008GL036660.
- Carton, H., Singh, S. C., Hirn, A., Bazin, S., Voogd, de B., Vigner, A., Sevilgen, V.** (2007). Seismic imaging of the three-dimensional architecture of the Çınarcık Basin along the North Anatolian Fault. *J. Geophys. Res.*, 112, B06101, doi:10.1029/2006JB004548.
- Crémière, A., Pierre, C. & Aloisi, G.** (2011). Authigenic Carbonates Related To Thermogenic Gas Hydrates In The Sea Of Marmara (Turkey). *Proceedings of the 7th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2011)*.
- Christensen, N. I. & Mooney, W. D.** (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.*, 100, B7, 9761-9788.
- Çağlayan, A. & Yurtsever, A.** (1998). Burgaz-A3, Edirne-B2 ve B3; Burgaz A-4 paftalarının jeoloji haritaları ve izahnamesi. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Çubuk-Sabuncu, Y., Taymaz, T. & Fichtner, A.** (2017). 3-D crustal velocity structure of Western Turkey: constraints from full-waveform tomography, *Phys. Earth Planet. Int.*, 270, 90-112.
- Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X. & Şengör, A. M. C.** (2003). Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data. *Tectonophysics*, 361, 1-19.
- DeShon, H. R., Schwartz, S. Y., Newman, A. V., Gonzalez, V., Protti, M., Flueh, E. R.** (2006). Seismogenic zone structure beneath the Nicoya Peninsula, Costa Rica, from three-dimensional local earthquake P and S-wave tomography. *Geophys. J. Int.*, 164, 109-124.
- Dewey, J. F.** (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7, 1123-1139.
- Diao, F., Walter, T. R., Solar, G., Wang, R., Bonano, M., Manzo, M., Lanari, R.** (2016). Fault locking near Istanbul: Indication of earthquake potential from InSAR and GPS observations, *Geophys. J. Int.*, 205, 490-498.
- Dunham, E. M., Favreau, P. & Carlson, J. M.** (2003). A Supershear Transition Mechanism for Cracks. *Science*, 299 (5612), 1557-1559.
- Eberhart-Phillips, D.** (1986). Three-dimensional velocity structure in northern California coast ranges from inversion of local earthquake arrival times. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 76, 1025-1052.
- Eberhart-Phillips, D.** (1990). Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga Region, California. *J. Geophys. Res.*, 95, 15343–15363.
- Eberhart-Phillips, D. & Micheal, A.** (1993). Three-Dimensional Velocity Structure, Seismicity, and Fault Structure in the Parkfield Region, Central California. *J. Geophys. Res.*, 98, B9, 15737-15758.

- Eberhart-Phillips, D. & Bannister S.** (2002). Three-dimensional crustal structure in the Southern Alps region of New Zealand from inversion of local earthquake and active source data. *J. Geophys. Res.*, 107, B10, 2262, doi:10.1029/2001JB000567.
- Eisenlohr, T.** (1997). The thermal springs of Armutlu peninsula (NW Turkey) and their relationship to geology and tectonic, in *Active Tectonics of Northwestern Anatolia - The Marmara Poly-Project*, 197–228, ed. Schindler, C., & Pfister, M., ETH, Zurich.
- Ergintav, S., Doğan, U., Gerstenecker, C., Çakmak, R., Belgen, A., Reilinger R.** (2007), A snapshot (2003– 2005) of the 3D postseismic deformation for the 1999, Mw = 7.4 Izmit earthquake in the Marmara region, Turkey, by first results of joint gravity and GPS monitoring, *J. Geodyn.*, 44, 1–18, doi:10.1016/j.jog.2006.12.005.
- Ergintav, S., Reilinger, R., Çakmak, R., Floyd, M., Cakir, Z., Özener, H.** (2014). Istanbul's earthquake hot spots: Geodetic constraints on strain accumulation along faults in the Marmara seismic gap. *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1002/2014GL060985.
- Evans, J. R., Eberhart-Phillips, D., & Thurber, C. H.** (1994). User's manual for SIMULPS12 for imaging Vp and Vp/Vs: A derivative of the "Thurber" tomographic inversion SIMUL3 for local earthquake and explosions. *USGS Open File Report*, 94-431.
- Goldstein, P., & Snoke, A.** (2005). "SAC Availability for the IRIS Community", Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter. <http://www.iris.edu/dms/newsletter/vol7/no1/sac-availability-for-the-iris-community/>.
- Gomberg, J. S., Shedlock, K. M., & Rockers, S. W.** (1990). The Effect of S-Wave Arrival Times on the Accuracy of Hypocenter Estimation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80(6), 1605-1628.
- Görür, N., Cagatay, M., Sakinc, M., Sümengen, M., Sentürk, K., Yaltirak, C., Tchapylyga A.** (1997). Origin of the Sea of Marmara as Deduced from Neogene to Quaternary Paleogeographic Evolution of its Frame. *International Geology Review*, 39-4, 324-342.
- Haslinger, F., Kissling E., Ansorge, A., Hatzfeld, D., Papadimitriou E., Peter, Y.** (1999). 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece). *Tectonophysics*, 304, 201–218.
- Haslinger, F. & Kissling E.** (2001). Investigating effects of 3-D ray tracing methods in local earthquake tomography. *Phys. Earth Planet. Int.*, 123, 103-114.
- Hawley B. W., Zandt G. & Smith R. B.** (1981). Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: An iterative solution with a layered model. *J. Geophys. Res.*, 86, 7073-7076.
- Hisarlı, Z. M., Dolmaz, M. N., Okyar, M., Etiz, A., Orbay, N.** (2012). Investigation into regional thermal structure of the Thrace Region, NW Turkey, from aeromagnetic and borehole data. *Stud. Geophys. Geod.*, 56, 269-291.
- Hole, J. A.** (1992). Nonlinear high-resolution three-dimensional travel-time tomography. *J. Geophys. Res.*, 97, 6553–6562.
- Husen, S.** (1999). *Local earthquake tomography of a convergent margin, north Chile: A combined on and offshore study*, Ph.D. thesis. GEOMAR, Christian-Albrechts Univ., Kiel-Germany.

- Husen, S. & Kissling E.** (2000). Local earthquake tomography of shallow subduction in north Chile: A combined onshore and offshore study. *J. Geophys. Res.*, 105-B12, 28183-28198
- Husen, S. & Kissling, E.** (2001). Local Earthquake Tomography between rays and waves: Fat Ray Tomography. *Phys. Earth Planet. Int.*, 123, 129-149.
- Husen, S., Diehl, T. & Kissling, E.** (2009). The effects of data quality in local earthquake tomography: Application to the Alpine region. *Geophysics*, 74-6, WCB71-WCB79, doi:10.1190/1.3237117.
- İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B. & Görür, N.** (2001). The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new evaluation based on multichannel seismic and multibeam data. *Earth and Planetary Science Letters*, 186-2, 143-158.
- Janssen, C., Bohnhoff, M., Vapnik, Y., Görgün, E., Bulut, F., Plessen, B., Dresen, G.** (2009). Tectonic evolution of the Ganos segment of the North Anatolian Fault (NW Turkey). *Journal of Structural Geology*, 31, 11-28.
- Karabulut, H., Bouin, M. P., Bouchon, M., Dietrich, M., Cornou, C. & Aktar, M.** (2002). The seismicity in the Eastern Marmara Sea after the 17 August 1999 İzmit earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 387-393.
- Karabulut, H., Özalaybey, S., Taymaz, T., Aktar, M., Selvi, O. & Kocaoğlu, A.** (2003). A tomographic image of the shallow crustal structure in the Eastern Marmara, *Geophys. Res. Lett.*, 30-24, 2277-2280.
- Karabulut, H., Roumelioti, Z., Benetatos, C., Mutlu, A. K., Özalaybey, S., Aktar, M., Kiratzi, A.** (2006). A source study of the 6 July 2003 (Mw 5.7) earthquake sequence in the Gulf of Saros (Northern Aegean Sea): Seismological evidence for the western continuation of the Ganos fault. *Tectonophysics*, 412, 195-216.
- Karabulut, H., Özalaybey, S., Mutlu, A. K., Childs, D. M., Afacan, T. & Aksarı, D.** (2009). *Marmara Bölgesi Hız Yapısının Aktif ve Pasif Tomografi ile İncelenmesi*. TÜBİTAK-Çevre, Atmosfer, Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Grubu Proje No: 104Y386.
- Karabulut, H., Schmittbuhl, J., Özalaybey, S., Lengliné, O., Bouin, M. P.** (2011). Evolution of the seismicity in the eastern Marmara Sea a decade before and after the 17 August 1999 İzmit earthquake, *Tectonophysics*, 510, 17-27.
- Kaşlılar-Özcan, A., Boztepe-Güney, A. & Ecevitoglu, B.** (2002). Estimates of attenuation structure in the Çınarcık Basin of the Marmara Sea, northwest Turkey. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 130, 1-16.
- Kaya, T., Kasaya, T., Tank, S. B., Ogawa, Y., Tuncer, M. K., Oshiman, N., Matsushima M.** (2013). Electrical characterization of the North Anatolian Fault Zone underneath the Marmara Sea, Turkey by ocean bottom magnetotellurics. *Geophys. J. Int.*, 193(2), 664-677.
- Kaypak, B.** (2008). Three-dimensional VP and VP/VS structure of the upper crust in the Erzincan basin (eastern Turkey). *J. Geophys. Res.*, 113, B07307, doi:10.1029/2006JB004905.
- Ketin, İ.** (1948). Über die tektonisch mechanischen folgerungen aus den groben Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geol. Rundschau*, 36, 77-83.
- Ketin, İ.** (1968). Relations between general tectonic features and the main earthquake regions in Turkey. *MTA Bull.*, 71, 63-67.
- Kissling, E.** (1988). Geotomography with local earthquake data. *Rev. Geophys.*, 26, 659-698.

- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D. & Kاردolfer, U.** (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, 99, 19635-19646.
- Kissling, E., Husen, S. & Haslinger, F.** (2001). Model parametrization in seismic tomography: a choice of consequence for the solution quality. *Phys. Earth Planet. Int.*, 123, 89-101
- Klein, E., Duputel, Z., Masson, F., Yavasoglu, H. & Agram, P.** (2017). Aseismic slip and seismogenic coupling in the Marmara Sea: What can we learn from onland Geodesy?, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 3100-3108
- Koulakov, I., Bindi, D., Parolai, S., Grosser, H. & Milkereit, C.** (2010). Distribution of Seismic Velocities and Attenuation in the Crust beneath the North Anatolian Fault (Turkey) from Local Earthquake Tomography. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 207-224.
- Lange, D., Kopp, H., Royer, J-Y., Henry, P., Çakir, Z., Petersen, F., Geli, L.** (2019). Interseismic Strain Build-up On The Submarine North Anatolian Fault Offshore Istanbul. *Nature Commun.*, 10, doi:10.1038/s41467-019-11016-z.
- Lawson, C. L. & Hanson, R. J.** (1974). Solving least squares problems. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 340.
- Le Pichon, X., Şengör, A. M., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Tok, B.** (2001). The active Main Marmara Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192-4, 595-616.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Rangin, C. & Şengor, A. M. C.** (2003). The North Anatolian Fault in the Sea of Marmara. *J. Geophys. Res.*, 108(B4): 2179. doi:10.1029/2002JB001862.
- Le Pichon, X., İmren, C., Rangin, C., Şengor, A.M.C. & Siyako, M.** (2014). The South Marmara Fault. *Int J Earth Sci*, 103: 219–231. doi 10.1007/s00531-013-0950-0.
- Le Pichon, X., Şengör, A. M. C., Kende, J., İmren, C., Henry, P., Grall, C. & Karabulut, H.** (2016). Propagation of a strike-slip plate boundary within an extensional environment: the westward propagation of the North Anatolian Fault. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53, 1416-1439.
- Lin C. H. & Roecker S. W.** (1997). Three-dimensional P-wave velocity structure of the Bear Valley region of Central California. *Pure and Applied Geophysics*, 149, 667-688.
- Lockett, R. & Baptie, B.** (2015). Local earthquake tomography of Scotland. *Geophys. J. Int*, 200, 1538-1554
- Meade, B. J., Hager, B. H., McClusky, S. C., Reilinger, R. E., Ergintav, S., Özener, H.** (2002), Estimates of seismic potential in the Marmara region from block models of secular deformation constrained by GPS measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 208-215.
- Moore, D. E. & Rymer, M. J.** (2007). Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas fault. *Nature*, 448, doi:10.1038/nature06064.
- Morgan, T.P., Dunham, E.M. & Carlson, J. M.** (2005). Distinguishing barriers and asperities in near-source ground motion, *J. Geophys. Res.*, 110, B11302, doi:10.1029/2005JB003736.
- Motagh M., Hoffmann J., Kampes B., Baes M. & Zschau J.** (2007). Strain accumulation across the Gazikoy–Saros segment of the North Anatolian Fault inferred from Persistent Scatterer Interferometry and GPS measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 255, 432-444

- Mc Kenzie, D.** (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30-2, 109-185.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T. & Hasegawa, A.** (2001). Three-dimensional structure of Vp, Vs and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *J. Geophys. Res.*, 106, 21843-21857.
- Nakajima, J. & Hasegawa, A.** (2008). Existence of low-velocity zones under the source areas of the 2004 Chuetsu and 2007 Chuetsu-oki earthquakes inferred from travel-time tomography. *Earth Planets Space Letter*, 60, 1127-1130.
- Ogata, Y., Imoto, M. & Katsura, K.** (1991). 3-D spatial variation of b-values of magnitude-frequency distribution beneath the Kanto District, Japan. *Geophys. J. Int.*, 104, 135-146.
- Okay, A., Şengör, A. M. & Görür, N.** (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267-270.
- Okay, A. & Tüysüz, O.** (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156-1, 475-515.
- Okay, A. I., İmren, C., Boztepe Güney, A., Demirbağ, E. & Kuşçu, İ.** (2000). Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: A multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321, 189-218.
- Okay, A., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S. & Chen, E.** (2001). The tectotectonics of the Strandja Massif: Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 90, 217-233.
- Okay, A., Tüysüz, O. & Kaya, Ş.** (2004). From transpression to transtension: changes in morphology and structure around a bend on the North Anatolian Fault in the Marmara region. *Tectonophysics*, 391, 259– 282.
- Okay, A., Mater, B., Artüz, B., Gürseler, G., Artüz, M. L. & Okay, N.** (2007). *Bilimsel Açıdan Marmara Denizi*. Türkiye Barolar Birliği Yayınları :119 Kültür Serisi: 2.
- Okay, A., Okay, N. & Özgörüş, Z.** (2008). Ganos Fay Zonu ve çevresinin Oligosen sonrası tektonik evrimi: Trakya'da paleotektonik dönemden neotektonik döneme geçişin niteliği, TÜBİTAK Proje No: 104Y155.
- Öncel, A. O. & Wyss, M.** (2000). The major asperities of the 1999 Mw=7.4 Izmit earthquake defined by the micro seismicity of the two decades before it. *Geophys. J. Int.*, 143, 501-506.
- Örgülü, G.** (2011). Seismicity and source parameters for small-scale earthquakes along the splays of the North Anatolian Fault (NAF) in the Marmara Sea. *Geophys. J. Int.*, 184, 385–404.
- Özalaybey, S., Ergin, M., Aktar, M., Tapırdamaz, C., Biçmen, F. & Yörük, A.** (2002). The 1999 İzmit earthquake sequence in Turkey: seismological and tectonic aspects. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92-1, 376-386.
- Özalaybey, S., Çetin, S., Tarancıoğlu, A., Tan, E., Tapırdamaz, C., Güney, A.** (2005). Marmara Denizi Kabuk Hız Yapısının SEISMARMARA-2001 Verilerinden Belirlenmesi Sonuç Raporu. TÜBİTAK Proje No: ÇAYDAG-102Y114.
- Özalaybey, S., Tarancıoğlu, A., Özalaybey, S. C., Zor, E., Karaaslan, A., Karabulut, H.** (2010). Marmara Denizi'nde Depremsellik Gözlem Altyapı Kapasitesinin Güncellenmesi Sonuç Raporu. TÜBİTAK Proje No: ÇAYDAG-105Y369.

- Parke, J. R., Minshull, T. A., Anderson, G., White, R. S., McKenzie, D., Görür, N.** (1999). Active faults in the Sea of Marmara, Western Turkey, imaged by seismic reflection profiles. *Terra Nova*, 11, 223-227.
- Pınar, N.** (1943). Marmara Denizi havzasının sismik, jeoloji ve meteorolojisi, Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Pinar, A., Kuge, K. & Honkura, Y.** (2003). Moment tensor inversion of recent small to moderate sized earthquakes: implications for seismic hazard and active tectonics beneath the Sea of Marmara. *Geophys. J. Int.*, 153, 133-145.
- Polat, G., Özel, N. M. & Koulakov, I.** (2016). Investigating P- and S-wave velocity structure beneath the Marmara region (Turkey) and the surrounding area from local earthquake tomography. *Earth, Planets and Space*, 68-132, DOI 10.1186/s40623-016-0503-4
- Rawlinson, N. & Sambridge M.** (2003). Seismic Traveltime Tomography of the Crust and Lithosphere. *Advances in Geophysics*, 46, 81-197
- Rawlinson N., Fichtner, A., Sambridge, M. & Young, M. K.** (2014). Seismic Tomography and the Assessment of Uncertainty. *Advances in Geophysics*, 55, ISSN 0065-2687.
- Rawlinson, N. & Spakman, W.** (2016). On the use of sensitivity tests in seismic tomography. *Geophys. J. Int.*, 205, 1221-1243
- Reinen, L. A., Weeks, J. D. & Tulli, T. E.** (1991). The Frictional Behaviour of Serpentine. *Geophys. Res. Lett.*, 18-10, 1921-1924.
- Richards-Dinger, K. B. & Shearer, P. M.** (2000). Earthquake locations in south California obtained using source-specific station terms. *J. Geop. Res.*, 105, 10939-10960.
- Riedel, C., Tryggvason, A., Dahm, T., Stefanson, R., Bödvarson, R. & Gudmundsson, G. B.** (2005). The seismic velocity structure north of Iceland from joint inversion of local earthquake data. *Jour. of Seismology*, 9, 383-404.
- Sakic, P., Piété, H., Ballu, V., Royer, J.-Y., Kopp, H., Lange, D., Deschamps, A.** (2016). No significant steady-state surface creep along the North Anatolian fault offshore Istanbul: results of 6 months of seafloor acoustic ranging. *Geophys. Res. Lett.*, doi: 10.1002/grl.54648.
- Salah, M. K., Sahin, Ş. & Soyuer, D.** (2014). Crustal Velocity and Poisson's Ratio Structures beneath Northwest Anatolia Imaged by Seismic Tomography. *European International Journal of Science and Technology*, 3-4, 133-156.
- Sato, T., Kasahara, J., Taymaz, T., Ito, M., Kamimura, A., Hayakawa, T., Tan, O.** (2004). A study of microearthquake seismicity and focal mechanisms within the Sea of Marmara (NW Turkey) using ocean bottom seismometers. *Tectonophysics*, 391, 303-314.
- Scafidi, D., Solarino, S. & Eva, C.** (2009). P wave seismic velocity and Vp/Vs ratio beneath the Italian peninsula from localearthquake tomography. *Tectonophysics*, 465, 1-23.
- Schmittbuhl, J., Karabulut, H., Lengliné, O. & Bouchon, M.** (2015), Seismicity distribution and locking depth along the main Marmara Fault, Turkey, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17, 954-965, doi:10.1002/2015GC006120.
- Schmittbuhl, J., Karabulut, H., Lengliné O. & Bouchon M.** (2016), Long-lasting seismic repeaters in the Central Basin of the Main Marmara Fault. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 9527-9534, doi:10.1002/2016GL070505.
- Scholz, C. H.** (2015). On the stress dependence of the earthquake b value, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1399-1402, doi:10.1002/2014GL062863.

- Schorlemmer, D., Wiemer, S. & Wyss, M.** (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437, doi:10.1038/
- Seyitoğlu, G. & Scott, B.C.** (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in the West Turkey. *Geol. Mag.*, 128, 155-166.
- Siyako M., Tanış, T. & Şaroğlu, F.** (2000). Marmara Denizi'nin aktif fay geometrisi, TÜBİTAK Bilim ve Teknik dergisi. 388, 66-71.
- Smith, A. D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Şimşek, M.** (1995). High resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (NW Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea level changes. *GSA Bulletin*, 107-8, 923-936.
- Sorlien, C. C., Akhun, S. D., Seeber, L., Steckler, M. S., Shillington, D. J., Diebold, J. B.** (2012). Uniform basin growth over last 500 ka, North Anatolian Fault, Marmara Sea, Turkey. *Tectonophysics*, 518-521, 1-16.
- Spada, M., Tormann, T., Wiemer, S. & Enescu, B.,** (2013). Generic dependence of the frequency-size distribution of earthquakes on depth and its relation to the strength profile of the crust. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 709-714, doi:10.1029/2012GL054198.
- Stockwell, J. W.** (1999). The CWP/SU: Seismic Unix Package. *Computers and Geosciences*, 25, 415-419.
- Şengör, A.** (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. London*, 136, 269-282.
- Şengör, A. M. & Yılmaz, Y.** (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, no. 3-4., 181-241.
- Şengör, A. M., Görür, N. & Şaroğlu, F.** (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a study, in Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 37, 227-264.
- Şengör, A. M., Okan, T., Caner, İ., Mehmet, S., Haluk, E., Naci, G., Rangin, C.** (2005). The North Anatolian Fault: A New Look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37-112.
- Tahara, M., Uehira, K., Shimizu, H., Nakada, M., Yamada, T., Kanazawa, T.** (2008). Seismic velocity structure around the Hyuganada region, Southwest Japan, derived from seismic tomography using land and OBS data and its implications for interplate coupling and vertical crustal uplift. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 167, 19-33
- Tary, J. B., Géli, L., Henry, P., Natalin, B., Gasperini, L., Çomoğlu, M., Bardainne, T.** (2011). Sea-Bottom Observations from the Western Escarpment of the Sea of Marmara. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 101(2), 775-791.
- Tary, J. B., Géli, L., Guennou, C., Henry, P., Sultan, N., Çağatay, N. & Vidal, V.** (2012). Microevents produced by gas migration and expulsion at the seabed: a study based on sea bottom recordings from the Sea of Marmara, *Geophys. J. Int.*, 190, 993-1007.
- Thurber, C. H.** (1983). Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *J. Geophys. Res.*, 88, 8226-8236.
- Thurber, C. H.** (1992). Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Phys. Earth Planet. Int.*, 75, 55-62.
- Thurber, C., Roecker, S., Ellsworth, W., Chen, Y., Lutter, W. & Sessions R.** (1997). Two-dimensional seismic image of the San Andreas Fault in the Northern Gabilan Range, central California Evidence for fluids in the fault zone. *Geophys. Res. Lett.*, 24-13, 1591-1594.

- Thurber, C. & Eberhart-Phillips, D.** (1999). Local earthquake tomography with flexible gridding. *Computer & Geosciences*, 25, 809-818.
- Thurber, C., Roecker, S., Zhang, H., Baher, S. & Ellsworth, W.** (2004). Fine-scale structure of the San Andreas fault zone and location of the SAFOD target earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12S02, doi:10.1029/2003GL019398.
- Thurber, C., Zhang, H., Waldhauser, F., Hardebeck, J., Michael, A. & Eberhart-Phillips, D.** (2006). Three-dimensional compressional wavespeed model, earthquake relocations and focal mechanisms for the Parkfield, California Region. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96-4B, 38-49.
- Thurber, C. & Ritsema, J.** (2007). *Theory and observations - Seismic Tomography and Inverse Methods, Treatise on Geophysics*, Elsevier Ltd, Oxford.
- Toksöz, M.N., Shakal, A.F. & Micheal, A. J.** (1979). Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian Fault and seismic gaps. *Pure appl. Geophys.*, 117, 1258-1270.
- Toomey D. R. & Foulger G. R.** (1989). Tomographic inversion of Local Earthquake Data from the Hengill-Grensdalur Central Volcano Complex, Iceland. *J. Geop. Res.*, 94, B12, 17497-17510.
- Tryon, M. D., Henry, P., Çağatay, M. N., Zitter, T. A. C., Geli, L., Grall, C.** (2010). Pore fluid chemistry of the North Anatolian Fault Zone in the Sea of Marmara: A diversity of sources and processes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11 doi:10.1029/2010GC003177.
- Turgut, S., Siyako, M. & Dilki, A.** (1983). Trakya havzas ının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni*, 4, 35-46.
- Tüysüz, O., Barka, A. & Yiğitbaş, E.** (1998). Geology of the Saros graben and its implications for the evolution of the North Anatolian fault in the Ganos–Saros region, northwestern Turkey. *Tectonophysics*, 293, 105-126
- Uçarkuş, G.** (2010). Active faulting and earthquake scarps along the North Anatolian fault in the Sea of Marmara: Ph.D. Thesis, İstanbul Technical University, Eurasia Institute of Earth Sciences, 178 pages.
- Um, J. & Thurber, C.** (1987). A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77 (3), 972-986.
- Wagner, M., Kissling, E. & Husen, S.** (2012). Combining controlled-source seismology and local earthquake tomography to derive a 3-D crustal model of the western Alpine region. *Geophys. J. Int.*, 191, 789–802.
- Wiemer, S. & Wyss, M.**, (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times. *J. Geop. Res.*, 102, B7, 15115-15128.
- Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse P. & Dooley T.** (2009). 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1608–1623.
- Wong, H. K., Ludmann, T., Ulug, A. & Gorur, N.** (1995). The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime, *Tectonophysics*, 244-4, 231-250.
- Wyss, M., Sammis, C. G., Nadeau, R. M. & Wiemer, S.** (2004). Fractal Dimension and b Value on Creeping and Locked Patches of the San Andreas Fault near Parkfield, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94-2, 410–421.

- Yamamoto Y., Takahashi, N., Citak, S., Kalafat, D., Pinar, A., Gurbuz, C. & Kaneda, Y.** (2015). Offshore seismicity in the western Marmara Sea, Turkey, revealed by ocean bottom observation. *Earth Planets Space*, 67-147, doi: 10.1186/s40623-015-0325-9.
- Yamamoto Y., Takahashi, N., Pinar, A., Kalafat, D., Citak, S., Comoglu, Kaneda, Y.** (2017). Geometry and segmentation of the North Anatolian Fault beneath the Marmara Sea, Turkey, deduced from long-term ocean bottom seismographic observation. *J. Geophys. Res.*, 122, 2069-2084.
- Yamamoto, R., Kido, M., Ohta, Y., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Pinar, A., Kaneda, Y.** (2019). Seafloor Geodesy Revealed Partial Creep of the North Anatolian Fault Submerged in the Sea of Marmara. *Geophys. Res. Lett.*, 46, 1268-1275.
- Yaltırak, C.** (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, 190, 493-529.
- Yaltırak, C. & Alpar, B.** (2002). Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. *Marine Geology*, 190, 351-366
- Yılmaz, Y., Genc, S.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. & Yılmaz, K.** (1995). Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia. *Tectonophysics*, 243, 155–171.
- Yılmaz, Y., Tuysuz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. & Şengör, A.** (1997). Geology and tectonic evolution of the Pontides. In *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem .68, ed. AG Robinson*, 183-266.
- Yılmaz, Y., Genc, S. C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Elmas, A.** (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Tectonics and magmatism in Turkey and Surrounding Area: Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 173, 353-384.
- Yılmaz, Y., Gökaşan, E. & Erbay, A. Y.** (2010). Morphotectonic development of the Marmara Region. *Tectonophysics*, 488, 51-70.
- Zelt, C.A. & White, D.J.** (1995). Crustal structure and tectonics of the southeastern Canadian Cordillera, *J. Geop. Res.*, 100, 24255-24273.
- Zelt, A. C.** (1999). Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data. *Geophys. J. Int.*, 139, 183-204.
- Zelt, C. A., Ellis, R. M. & Zelt, B. C.** (2006). Three-dimensional structure across the Tintina strike-slip fault, northern Canadian Cordillera, from seismic refraction and reflection tomography. *Geophys. J. Int.*, 167, 1292-1308.
- Zhang, H. & Thurber, C. H.** (2003). Double-Difference Tomography; The Method and Its Application to the Hayward Fault, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93-5, 1875-1889.
- Zor, E., Ozalaybey, S. & Gürbüz, C.** (2006). The crustal structure of the eastern Marmara region. *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03042.x.



EKLER

EK A: Seismarmara DTS'leri İçin Zaman Sapması Belirlenmesine Yönelik İlksel alışmalar

EK B: Aralık Tarama Yöntemiyle DTS Konumlarının Ve Zaman Sapmalarının Belirlenmesi

EK C: Vp/Vs Başlangıç Modelinin Tomografik Modele Etkilerinin İncelenmesi

EK D: Dama Tahtası Testlerinde Kaynak Konumları ve Başlangıç Modelinin Rezolüsyona Etkileri

EK E: Kaba Tomografik Model İçin Dama Tahtası Testi Sonuçları ve Elde Edilen Tomografik Kesitler

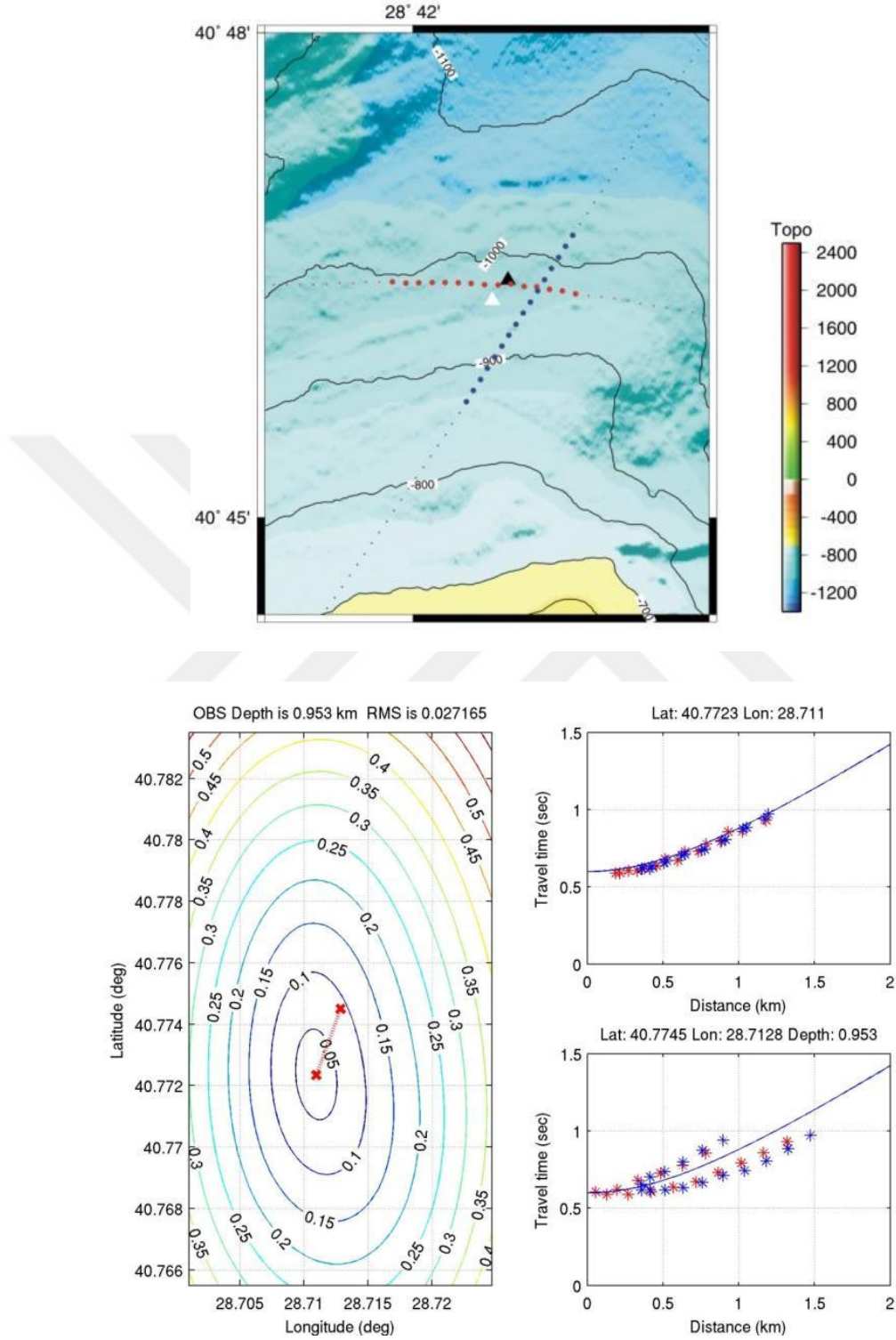
EK F: Marmara Denizi'ni K-G Doğrultulu Kesen Profiller Boyunca 2-Boyutlu Tomografik Vp ve Vp/Vs Kesitleri

EK A: Seismarmara DTS'leri İçin Zaman Sapması Belirlenmesine Yönelik İlksel Çalışmalar

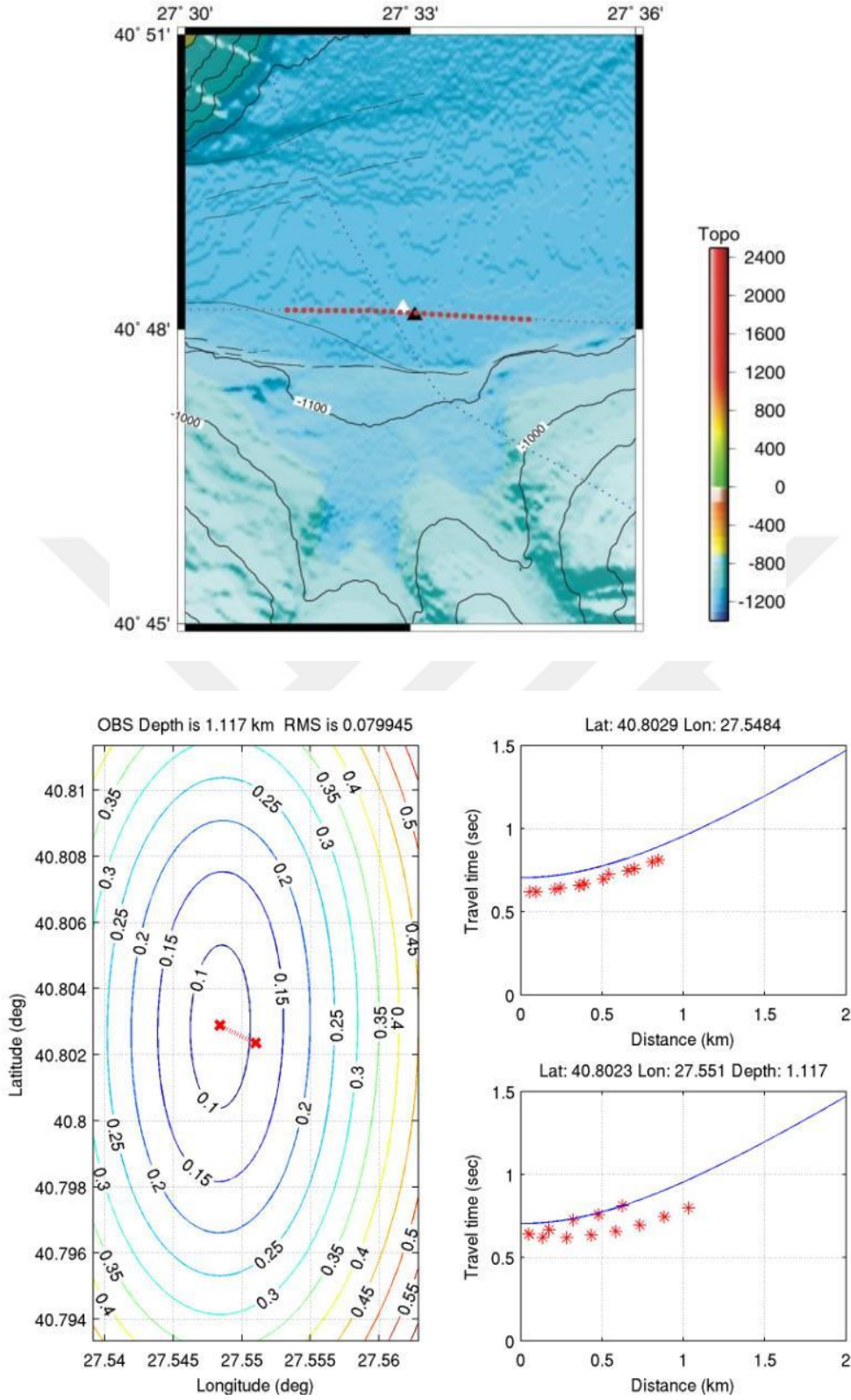
OBS	Shot_time	lon	lat	Depth	tt(sec)	OBS_lon	OBS_lat	OBS_depth	theoretical_tt(sec)
OBS01	162 2001: 224 :18:19:44.948	40.753380	29.231577	764.00	0.3751	40.75385000	29.23111667	789	0.516327
OBS02	227 2001: 224 :20:24:39.538	40.754852	29.115700	1250.00	0.7934	40.75360000	29.11598333	1252	0.831293
OBS03	293 2001: 224 :21:36:29.130	40.753475	28.998064	1210.00	0.8182	40.75350000	28.99813333	1213	0.804762
OBS04	377 2001: 224 :23:07:38.524	40.757240	28.848469	1178.00	0.7492	40.75700000	28.84760000	1179	0.781633
OBS05	454 2001: 225 :00:31:21.537	40.774086	28.713230	972.00	0.6087	40.77450000	28.71285000	973	0.641497
OBS06	543 2001: 225 :02:13:36.332	40.773567	28.554720	652.00	0.3907	40.77358333	28.55473333	657	0.426531
OBS07	635 2001: 225 :03:54:44.928	40.776585	28.390944	405.00	0.2960	40.77485000	28.39163333	415	0.261905
OBS08	694 2001: 225 :04:54:10.317	40.778236	28.285938	465.00	0.3574	40.77830000	28.28618333	473	0.301361
OBS09	748 2001: 225 :05:49:22.526	40.791416	28.191458	698.00	0.4243	40.79135000	28.19176667	698	0.454422
OBS10	840 2001: 225 :07:23:58.921	40.786610	28.027151	1176.00	0.8030	40.78696667	28.02633333	1174	0.778231
OBS11	907 2001: 225 :08:33:41.512	40.791565	27.907745	1116.00	0.7170	40.79190000	27.90813333	1113	0.736735
OBS12	993 2001: 225 :09:57:32.505	40.794994	27.754358	647.00	0.4202	40.79481667	27.75445000	659	0.427891
OBS13	1107 2001: 225 :11:47:24.702	40.802753	27.551287	1108.00	0.6365	40.80235000	27.55100000	1117	0.739456
OBS15	1362 2001: 227 :17:40:41.002	40.831734	28.909184	1184.00	xxxx	40.79470000	29.03251667	1221	0
						40.83275000	28.90860000	1183	0.784354
						40.84223333	28.76556667	1109	0
						40.86591667	28.63971667	563	0
						40.86363333	28.48356667	818	0
						40.86146667	28.40033333	755	0
OBS20	1790 2001: 228 :01:45:56.566	40.855598	28.147320	1171.00	0.7961	40.85751667	28.14671667	1179	0.781633
OBS21	608 2001: 226 :02:12:35.684	40.838886	28.008589	1236.00	0.7959	40.83903333	28.01286667	1248	0.828571
OBS22	2035 2001: 228 :06:12:23.771	40.867989	27.710903	1035.00	0.5340	40.86893333	27.71155000	1037	0.685034
						40.91676667	28.84195000	120	0
						40.93348333	28.68948333	95	0
						40.96315000	28.39851667	117	0
OBS26	642 2001: 226 :02:48:55.470	40.884174	27.999203	1183.00	0.6539	40.88380000	28.00073333	1198	0.794558
						40.69576667	29.10668333	1191	0
						40.66593333	28.90560000	248	0
						40.66561667	28.76776667	316	0
OBS30	677 2001: 229 :04:14:41.518	40.678497	28.632048	374.00	0.1224	40.67886667	28.63291667	396	0.24898
						40.69273333	28.48328333	383	0
						40.68511667	28.40041667	269	0
						40.68568333	28.05365000	145	0
						40.58993333	28.70793333	349	0
						40.59301667	28.55866667	301	0
						40.59866667	28.39003333	70	0
						40.61555000	28.05921667	88	0

Şekil A.1 : DTS numara ve konumları, ilgili DTS'ye en yakın hava tabancası atış zamanı, koordinat bilgileri ve ile ilgili atış için belirlenen (tt) ve hesaplanan (theoretical) seyahat zamanları.

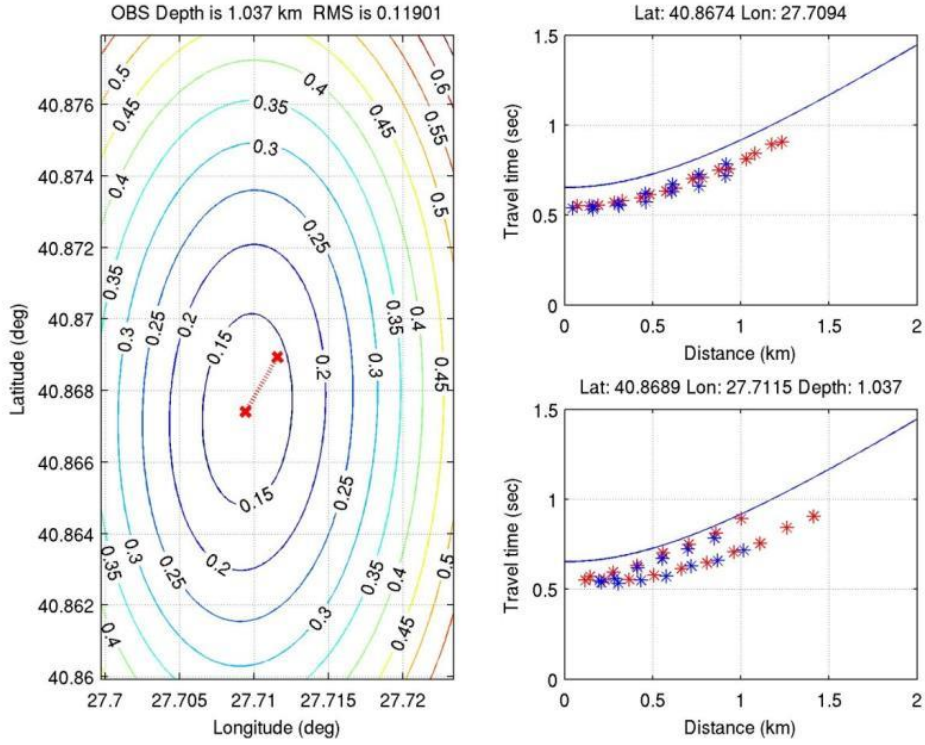
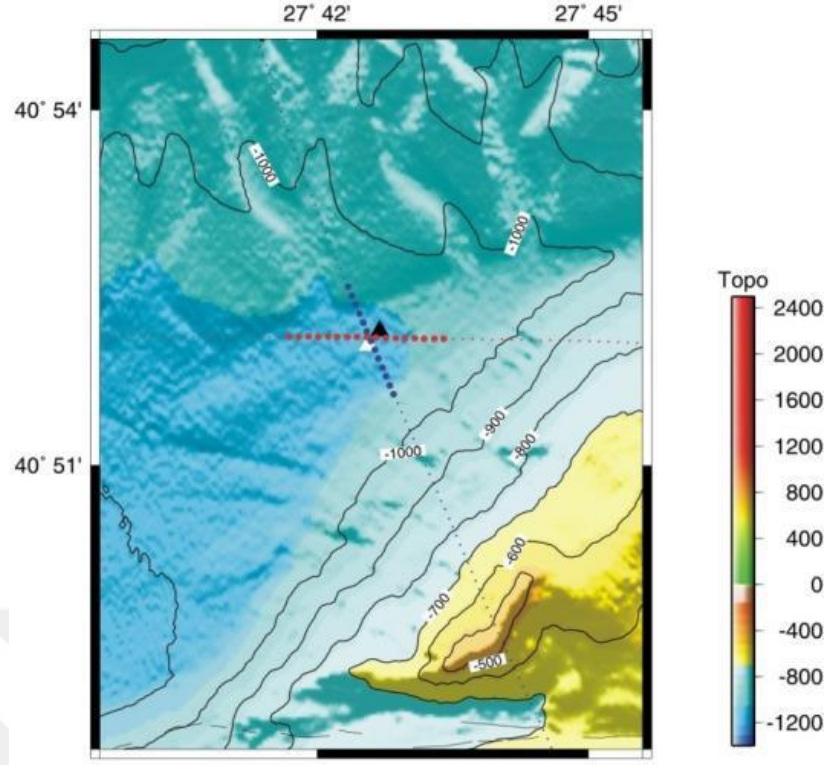
EK B: Aralık Tarama Yöntemiyle DTS Konumlarının ve Zaman Sapmalarının Belirlenmesi



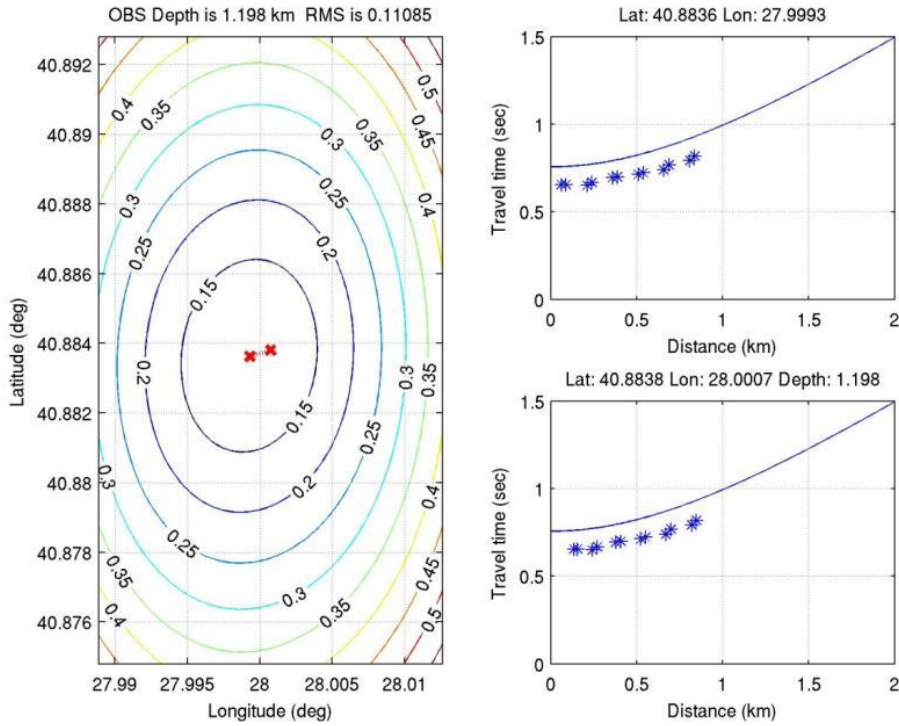
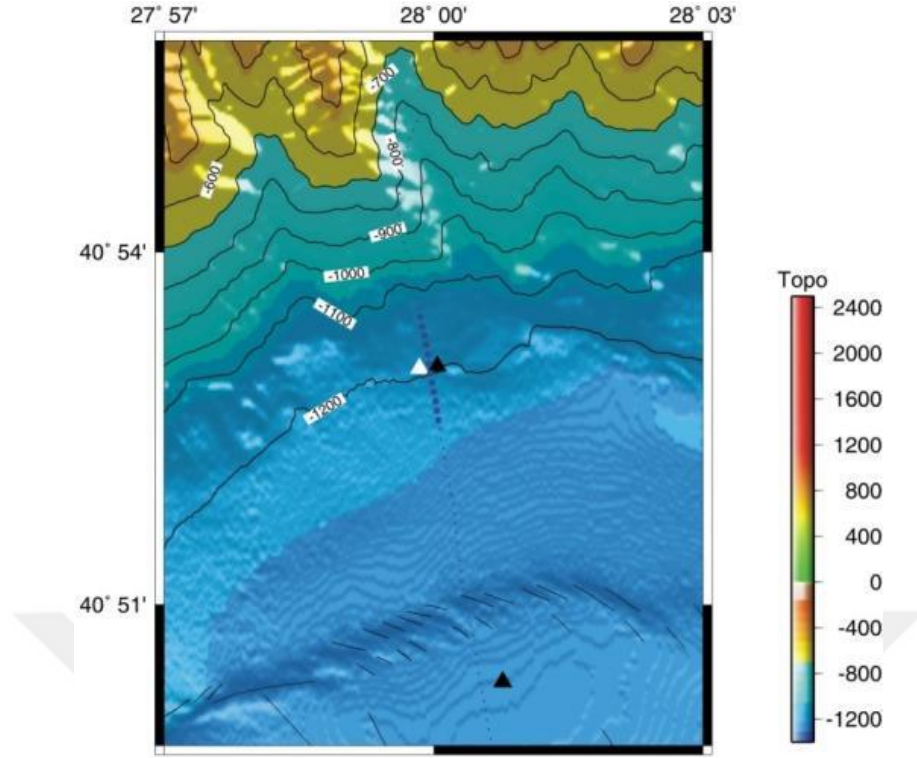
Şekil B.1 : Üstte DTS-05 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.



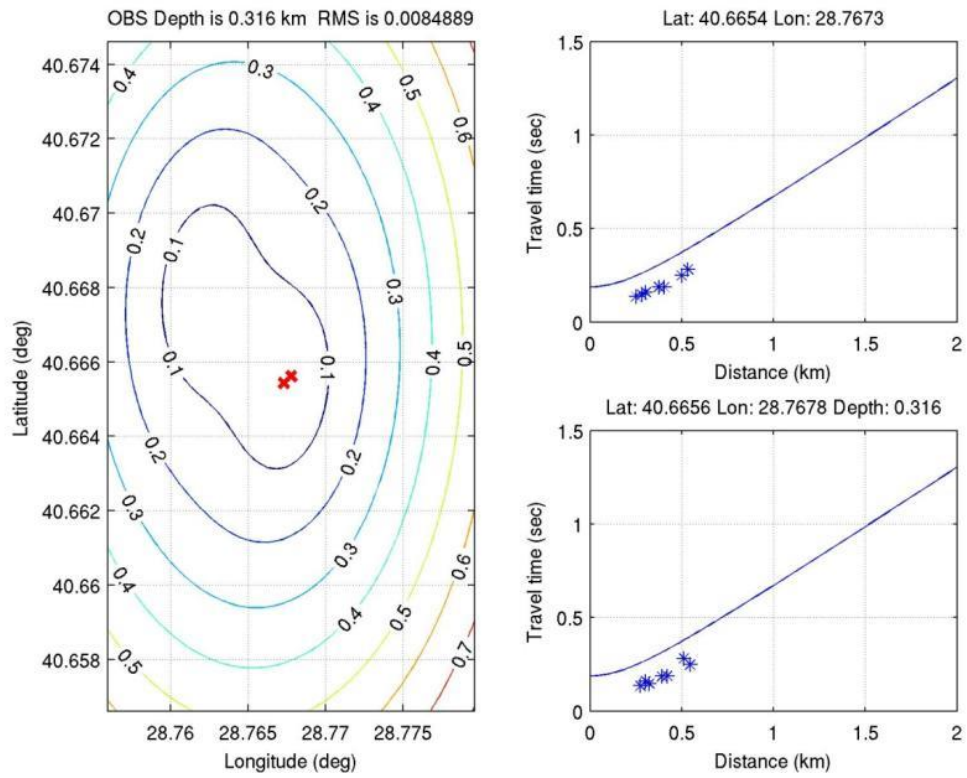
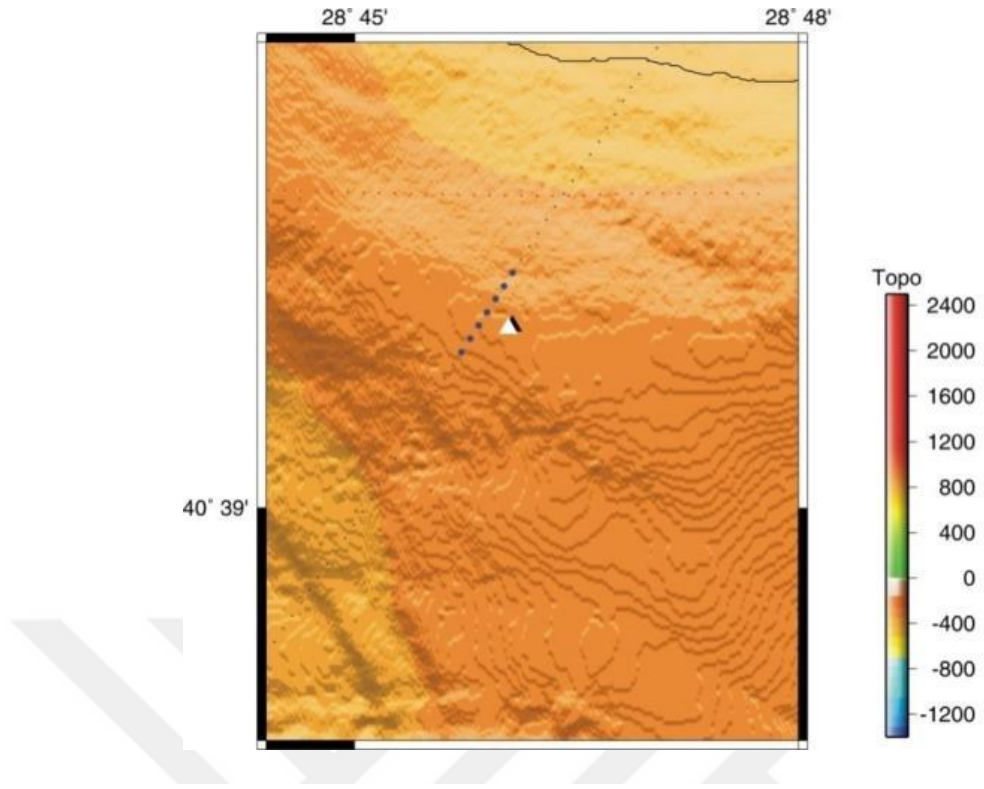
Şekil B.2 : Üstte DTS-13 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.



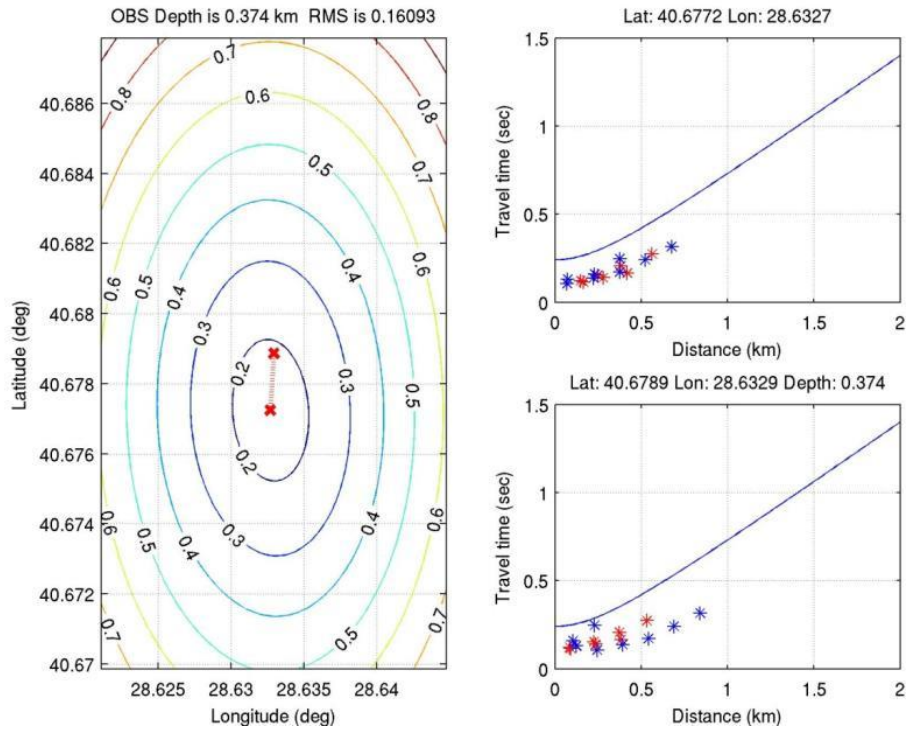
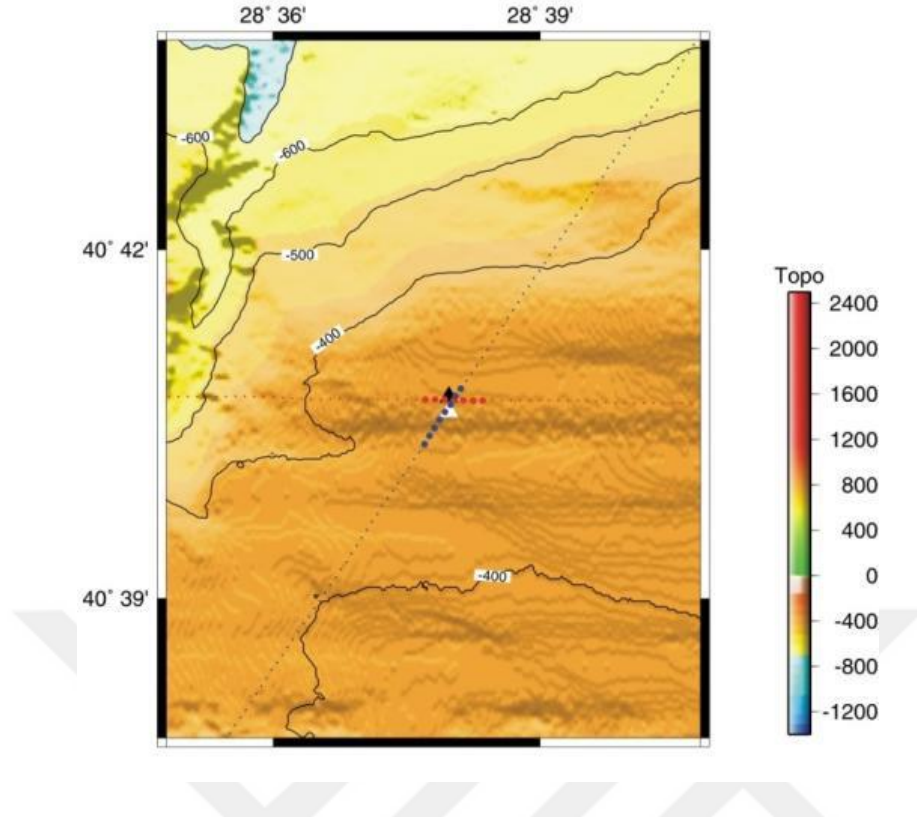
Şekil B.3 : Üstte DTS-22 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.



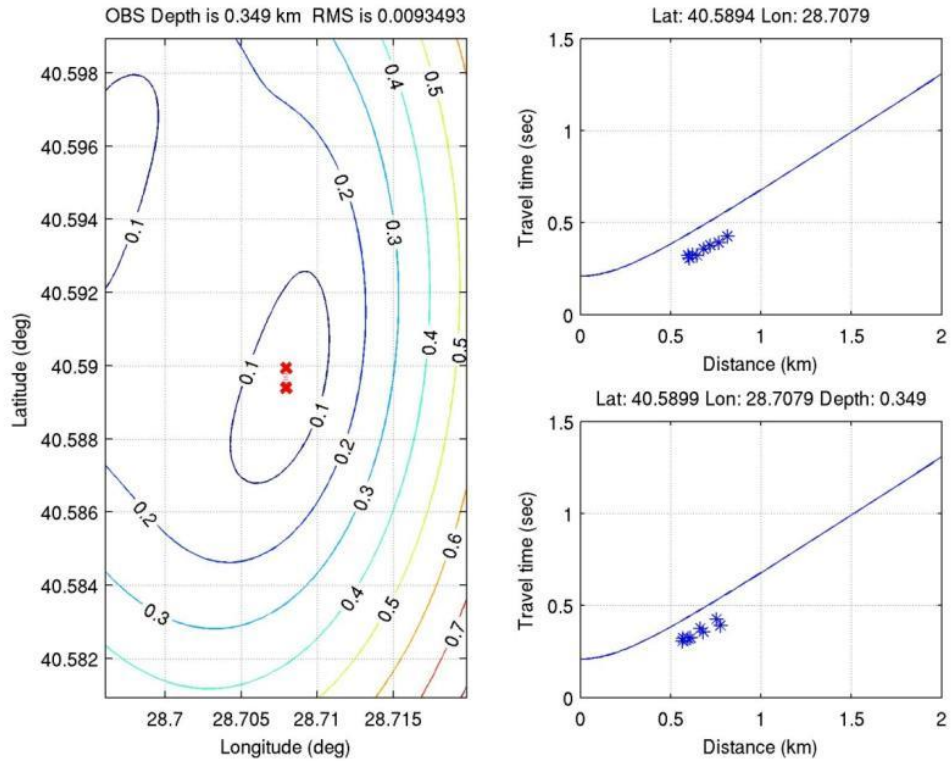
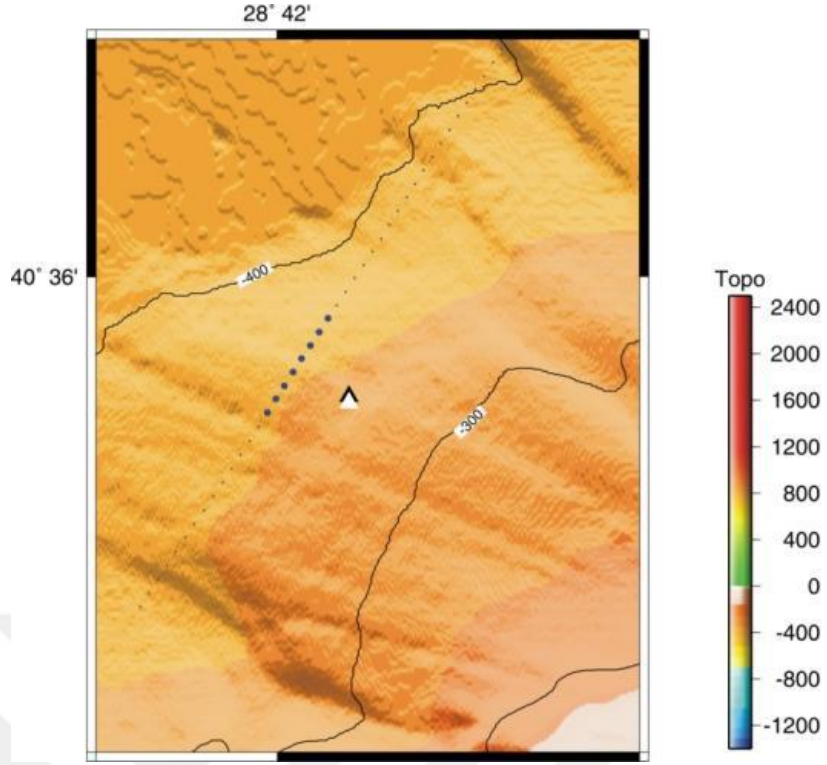
Şekil B.4 : Üstte DTS-26 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.



Şekil B.5 : Üstte DTS-29 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.



Şekil B.6 : Üstte DTS-30 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.



Şekil B.7 : Üstte DTS-34 için ilksel ve gerçek konumlar (sırasıyla siyah ve beyaz üçgen) ve kullanılan veri seti (mavi ve kırmızı daireler). Altta, DTS'nin ilksel ve gerçek (merkezde) konumu için hesaplanan rms hatalar (solda), ilksel konum için (sağ altta) ve gerçek konum için (sağ üstte) teorik zaman uzaklık eğrisi (mavi kesiksiz çizgi) ve veri setinden hesaplanan seyahat zamanları.

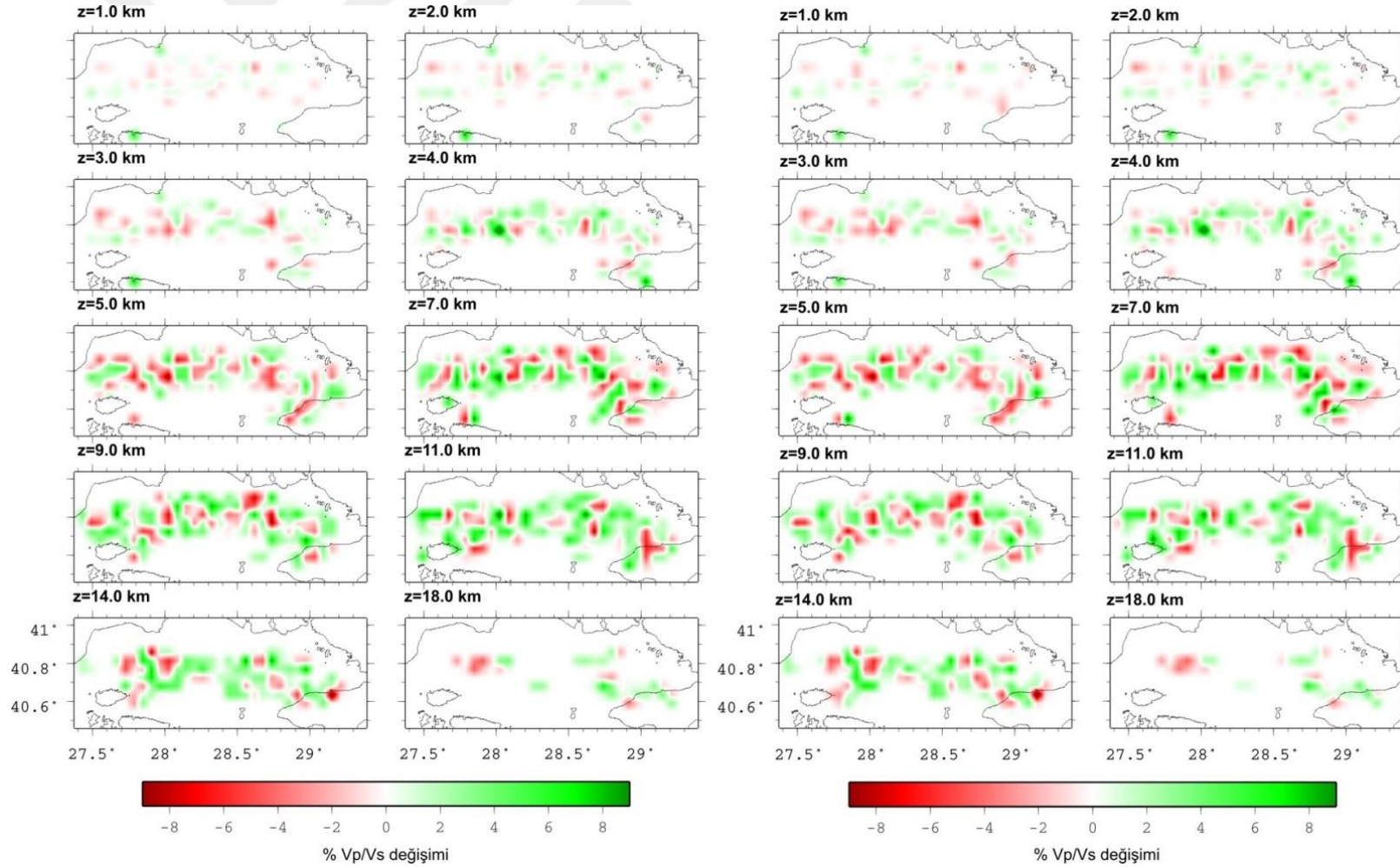
EK C: Vp/Vs Başlangıç Modelinin Tomografik Modele Etkilerinin İncelenmesi

Ters çözümde final modelin doğruya yakın olarak belirlenmesindeki en önemli koşullardan bir tanesi bilinmeyenlerin (YDT çalışmalarında deprem hiposentrikları ve Vp, Vp/Vs değerleri) başlangıç değerlerinin gerçek değerlerine olabildiğince yakın olmasıdır. Bu sebeple tez çalışmasında ters çözüm için kullanılan başlangıç Vp ve Vp/Vs modelleri Bölüm 6'da görülen modelden oluşturulmuştur. Modelde yüzeyde 2.95 olan Vp/Vs değeri diğer derinlikler için 1.82 ile 1.73 aralığında değişmektedir.

Simul2000 programının kullanım klavuzunda (Evans ve diğ., 1994) az sayıda S okuması olan bir veri seti için derinlikle değişmeyen ve tüm derinlikleri temsil edebilecek ortalama bir Vp/Vs değerinin kullanılabileceği (Wadati Diagramı ve benzeri bir metotla hesaplanan) önerilmiştir. Bu bölümde yapılan çalışmalar ile kullanılan veri seti, modelin boyutları ve kullanılan ters çözüm parametreleri için sabit ve 1-boyutlu Vp/Vs başlangıç modelinin final tomografik model üzerindeki etkileri değerlendirilmiştir.

Temel yaklaşım olarak DTS altında kalan seviyeleri temsil eden Vp/Vs aralığı olan 1.82 – 1.73 bandı ortalama ışın yolundan iki farklı Vp/Vs başlangıç modelinin 3-boyutlu final model üzerindeki etkilerinin incelenmesi için Şekil C.1'de görülen dama tahtası test sonuçları hazırlanmıştır. Şekilde 1 ile 18 km derinlik bandındaki seviyeler için 1-boyutlu Vp/Vs modeli (solda) ve Vp/Vs=1.8 modeli (sağda) için dama tahtası testlerinin sonuçları görülmektedir. Elde edilen sonuçlara göre iki farklı başlangıç modeli için elde edilen rezolüsyon birbirine çok yakındır. Herbir derinlik için karşılaştırmalı olarak kontrol edildiğinde farklar ihmal edilecek (< % 1) seviyededir.

Yapılan çalışmadan elde edilen sonuçlara dayanarak 3-boyutlu ters çözümde ortamı en iyi temsil eden 1-boyutlu Vp ve Vp/Vs modelleri ile bu modeller için hesaplanan deprem hiposentrikları başlangıç modeli olarak kullanılması uygun bulunmuştur.



Şekil C.1 : 1-boyutlu Vp/Vs başlangıç modeli (altta) ve Vp/Vs=1.8 başlangıç modeli (üstte) için yapılan dama tahtası testlerinin sonuçları.

EK D: Dama Tahtası Testlerinde Kaynak Konumları ve Başlangıç Modelinin Rezolüsyona Etkileri

Sismik tomografide rezolüsyonun belirlenmesinde kullanılan dama tahtası testlerinde kaynak-alıcı konumları çözüm kalitesine etki eden en önemli faktörlerdendir. Bu bölümde dama tahtası testleri ters çözüm adımında kullanılan depremlerin başlangıç konumları ve orijin zamanları ve başlangıç modelinin elde edilen rezolüsyona olan etkileri araştırılmıştır. Yapılan testler tez çalışmasında kullanılan veri seti baz alınarak gerçekleştirilmiştir. Farklı yaklaşımların etkilerinin değerlendirilmesi için altta başlıklar halinde verilen dört farklı koşul/durum için dama tahtası test sonuçları üretilmiştir.

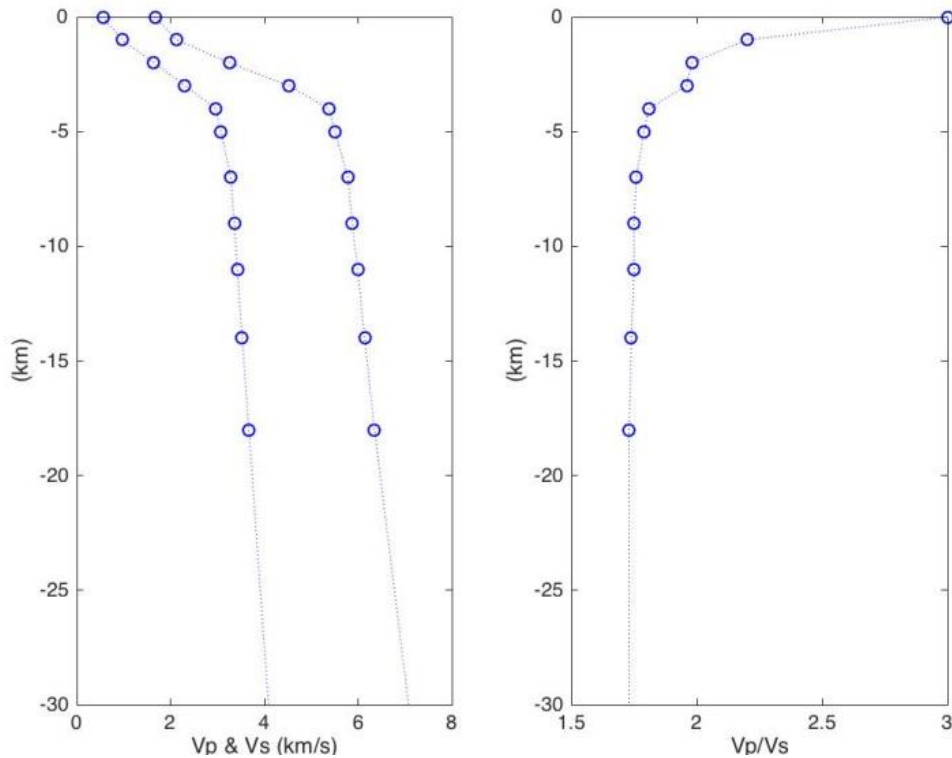
I - Ters çözümde deprem konumları ve oluş zamanlarının serbest bırakılması durumu,

II - Ters çözümde deprem konumlarının ve oluş zamanlarının sabit tutulması durumu,

III - Ters çözümde kullanılan deprem veri setine (enlem, boylam, derinlik ve orijin zamanı) gürültü eklenmesi durumu,

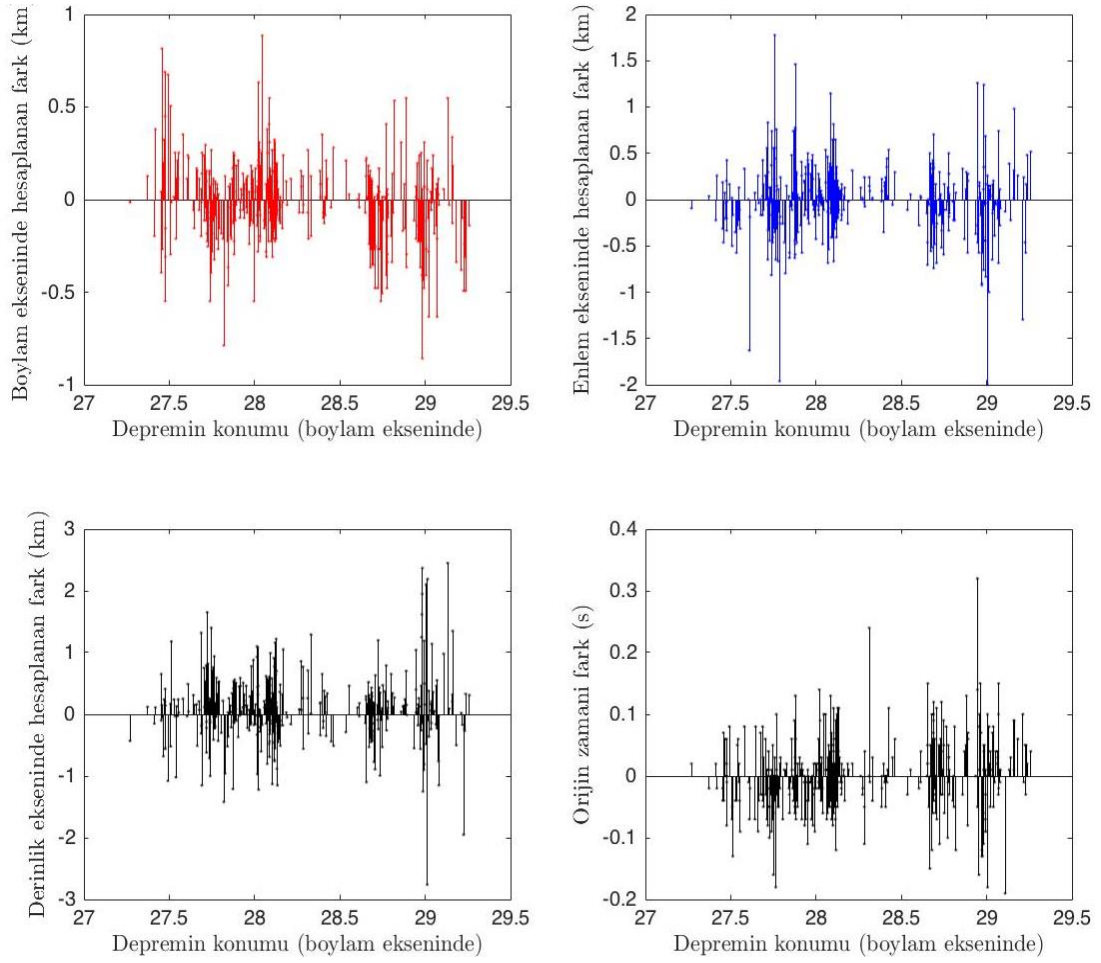
IV - Dama tahtası testinde pertürbe model için hesaplanan deprem ve atış seyahat zamanlarından Velet ile belirlenen hız modeli ve deprem konumları kullanılan durum

için yapılan dama tahtası testleri. I, II ve III durumları için ters çözümde kullanılan başlangıç modelleri Şekil D.1'de görülen 1-boyutlu modellerden üretilmiştir.



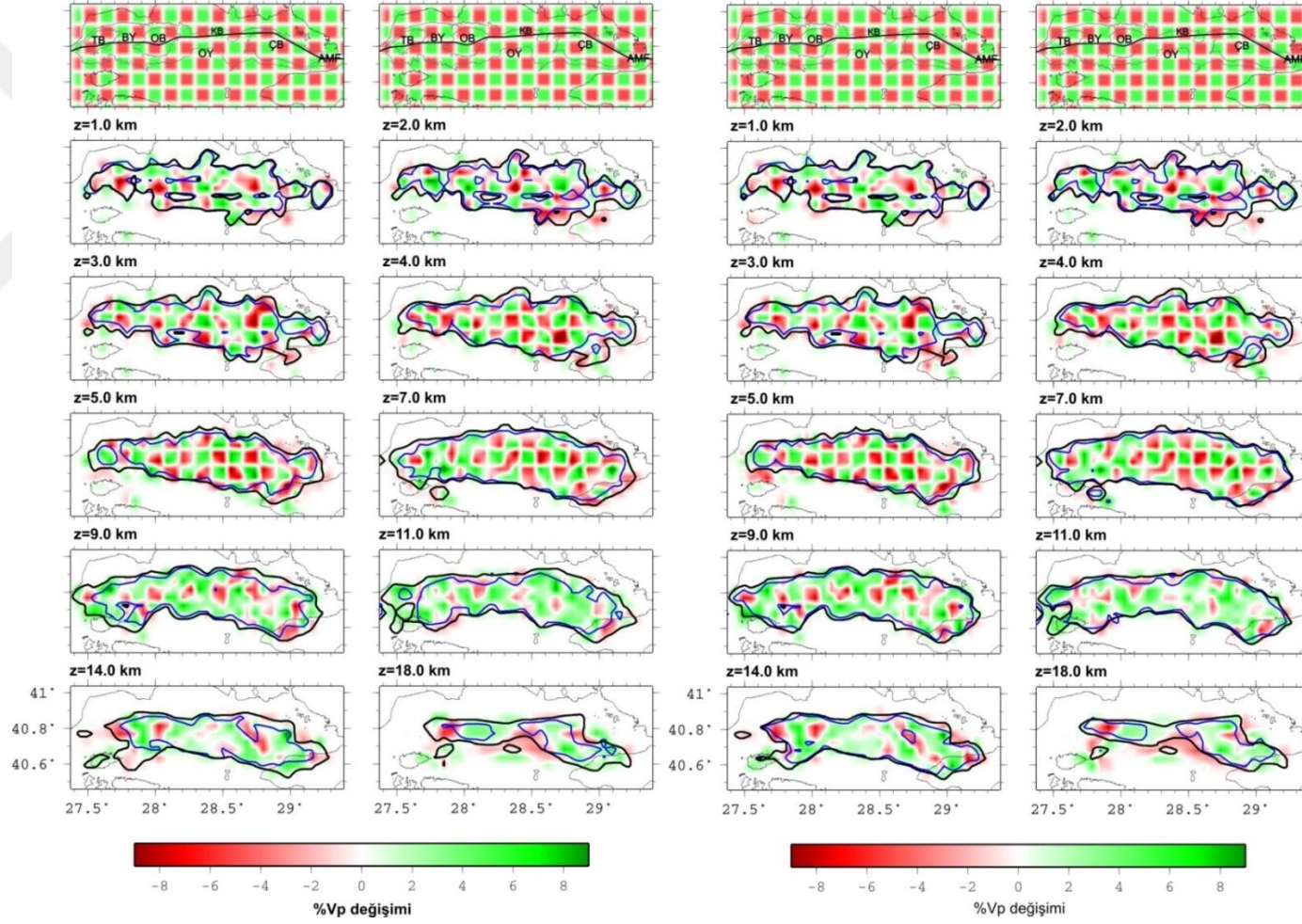
Şekil D.1 : Ters çözümde kullanılan başlangıç modelleri.

Dama tahtası testlerinde ters çözüm aşamasında deprem konumları ve oluş zamanlarının serbest bırakılması durumunda (I), ilksel değerlere göre meydana gelen değişimler Şekil D.2’de verilmiştir.



Şekil D.2 : Dama tahtası testlerinde deprem konumlarında (boylam, enlem ve derinlik) ve orijin zamanında ilksel değerlere göre değişimler.

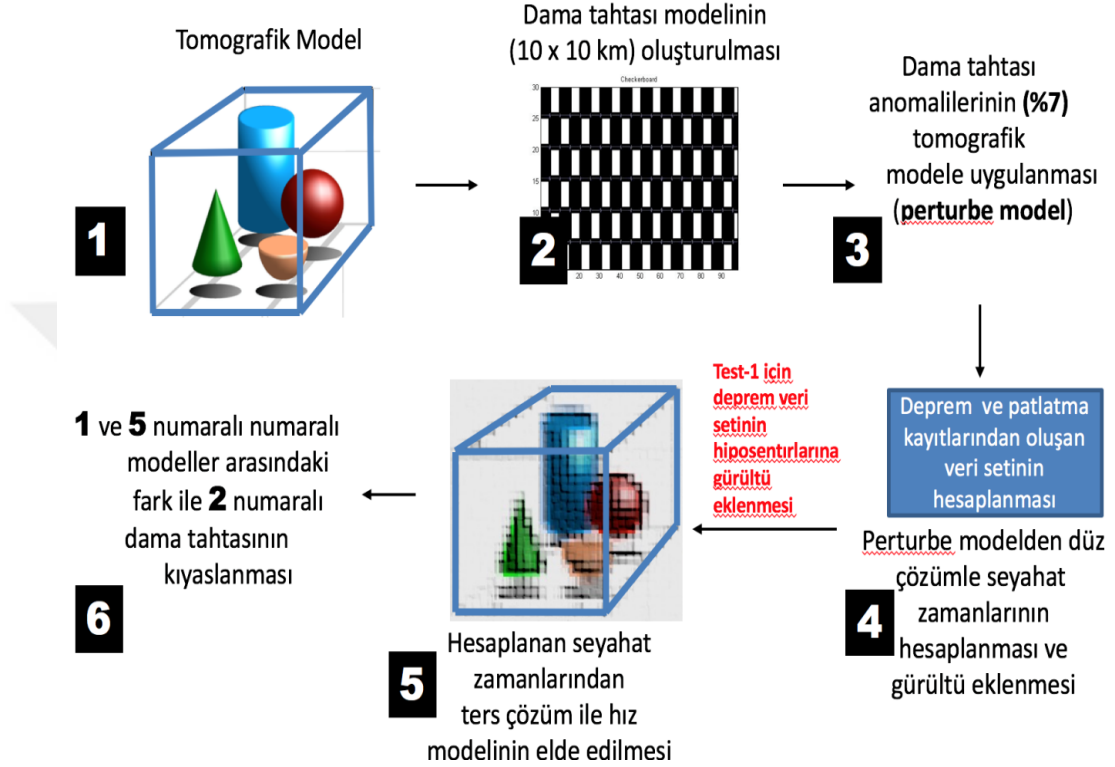
İlksel ve final konumlar arasında hesaplanan farklar değerlendirildiğinde, değişimlerin genel olarak derinlik ekseninde 2 km, enlem ekseninde 1.5 km ve boylam ekseninde 1 km altında kaldığı görülmektedir. Orijin zamanlarındaki değişimler ise ağırlıklı olarak 0.1 s altındadır. Gerek konum gerekse orijin zamanı açısından değişimlerin ortalama değerlerinin 0 civarında olduğu değerlendirilmiştir. (I) durumu için elde edilen ve tezde kullanılan hiposentirlerin sabit tutulduğu durum (II) için yapılan dama tahtası testi sonuçları Şekil D.3’de verilmiştir.



Şekil D.3 : Deprem konumları serbest bırakılarak (altta) ve sabitlenerek (üstte) yapılan dama tahtası testi sonuçları.

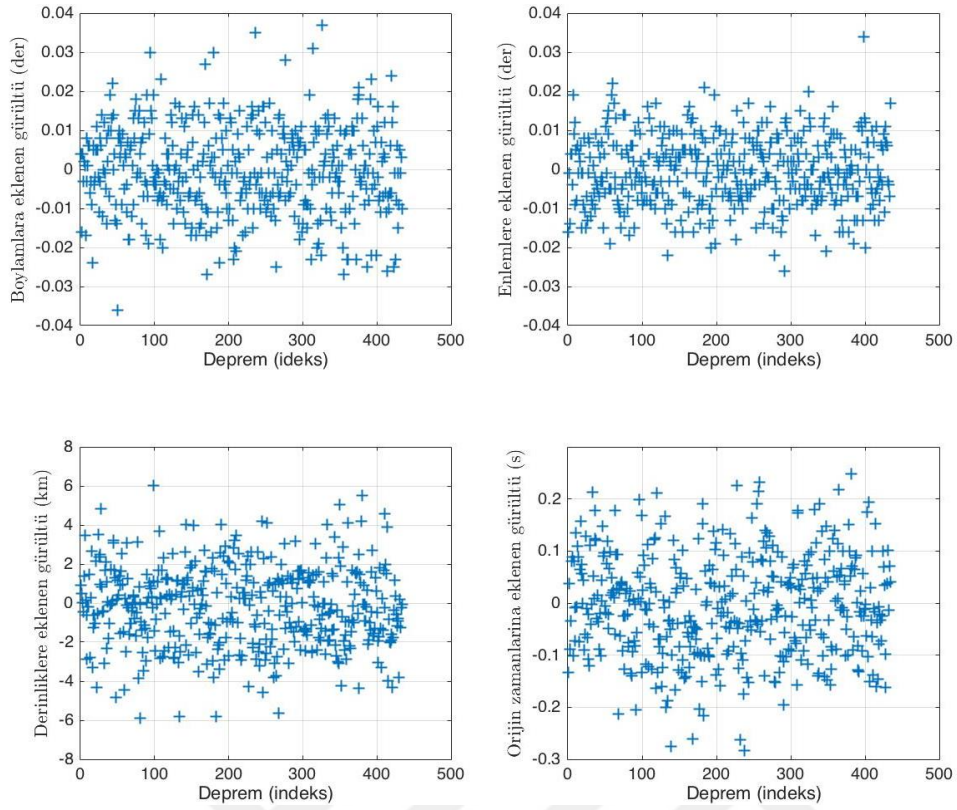
(I) ve (II) durumları için yapılan dama tahtası testlerinden elde edilen sonuçlar karşılaştırıldığında rezolüsyon açısından birbirine eşdeğer sayılabilecek sonuçlar (fark < %1) elde edilmiştir. Bu durum deprem konum ve orijin zamanlarında meydana gelen değişimlerin çok küçük olmasıyla (Şekil D.2) kolaylıkla açıklanabilir.

(III) numaralı yani ters çözümde kullanılan deprem veri setine (enlem, boylam, derinlik ve orijin zamanı parametrelerine) gürültü eklenmesi durumunu gösterir akış diagramı Şekil D.4’de, veri setine eklenen gürültü Şekil D.5’de verilmiştir.

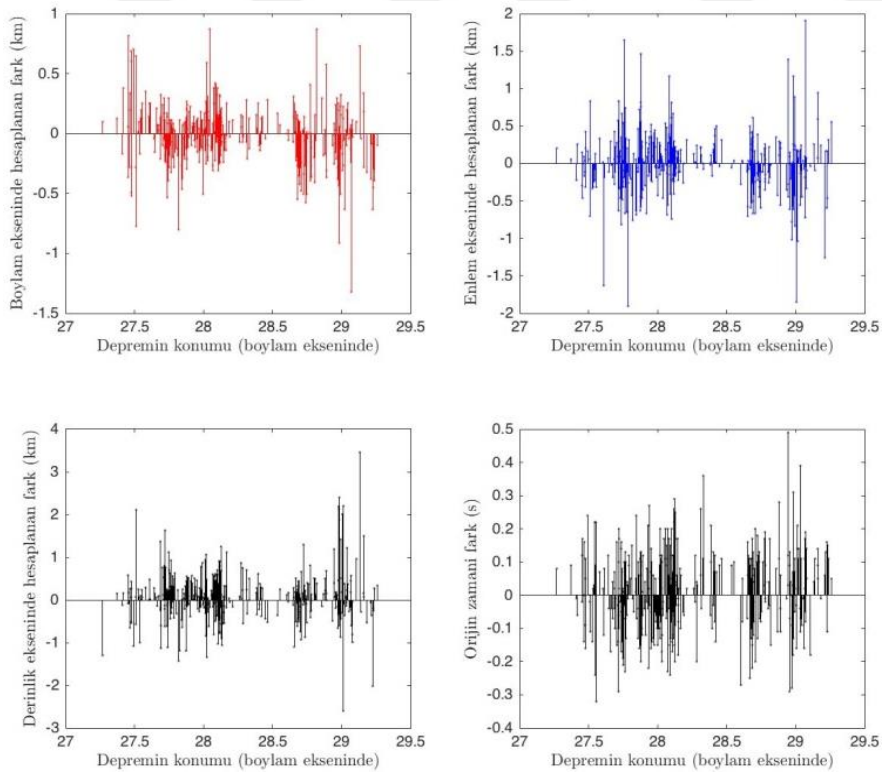


Şekil D.4 : Yöntemin uygulanışını gösteren akış diagramı.

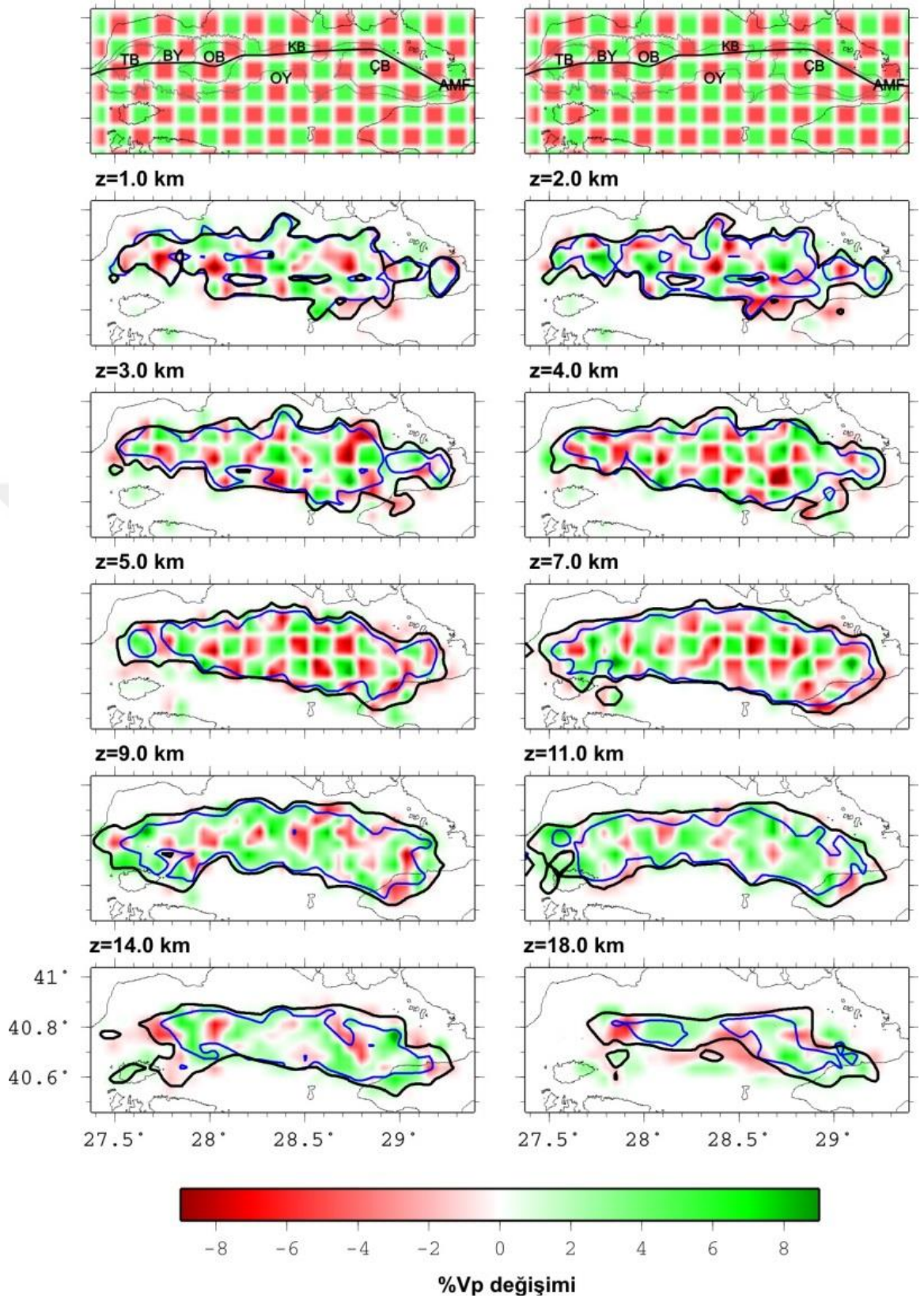
Şekil D.5’de dağılımları görülen gürültüler boylam, enlem ve derinlik için sırasıyla 1, 1 ve 2 km, orijin zamanı için ise 0.1 s standart sapmaya sahip olacak şekilde üretilmiştir. Ters çözüm sonrasında hesaplanan deprem konumları ve orijin zamanlarının ilksel değerlere göre farkları Şekil D.6’da gösterilmiştir. Buna göre değişimlerin genel olarak derinlik ekseninde 3 km, enlem ekseninde 1.5 km ve boylam ekseninde 1 km altında kaldığı belirlenmiştir. Depremlerin orijin zamanlarında belirlenen farklar ise 0.4 s’nin altındadır. İlgili dama tahtası testinin sonucu Şekil D.7’de görülmektedir.



Şekil D.5 : Veri setine eklenen gürültünün boylam (derece), enlem (derece), derinlik (km) ve orijin zamanına (s) göre dağılımları.



Şekil D.6 : Gürültü eklenmiş veri seti ile hesaplanan depremlerin enlem, boylam, derinlik ve orijin zamanlarının gerçek değerlerinden farkları.

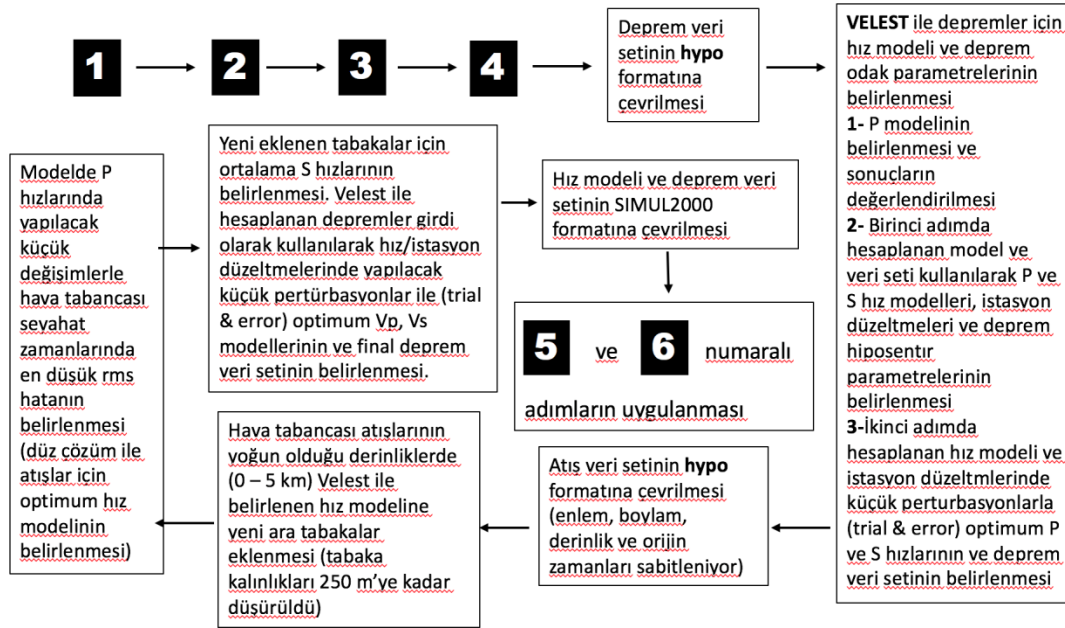


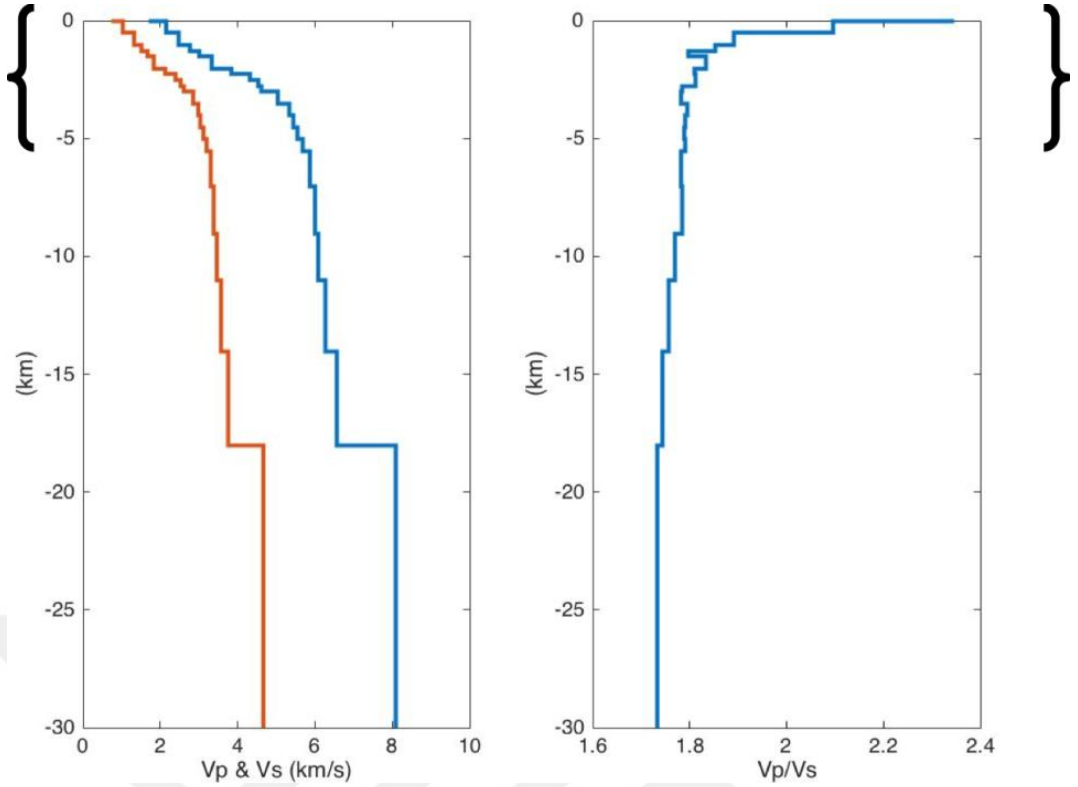
Şekil D.7 : Deprem verilerine gürültü eklenerek yapılan dama tahtası testi sonucu.

III numaralı test için dama tahtası testi ile belirlenen rezolüsyon (Şekil D.7) I ve II numaralı testlerle yakın değerlerdedir. Elde edilen sonuçlarda büyük değişimlerin görünmemesinin sebebi eklenen gürültünün 10 km'lik dama tahtası bloklarına göre

küçük (10 ms standart sapmalı) olması ve hızları arttırıcı veya azaltıcı etkisinin olmaması (ortalamasının 0 olması) olarak değerlendirilebilir. Gürültünün standart sapmasının arttırılması dama tahtası paternlerinde daha belirgin değişikliklere sebep olacaktır.

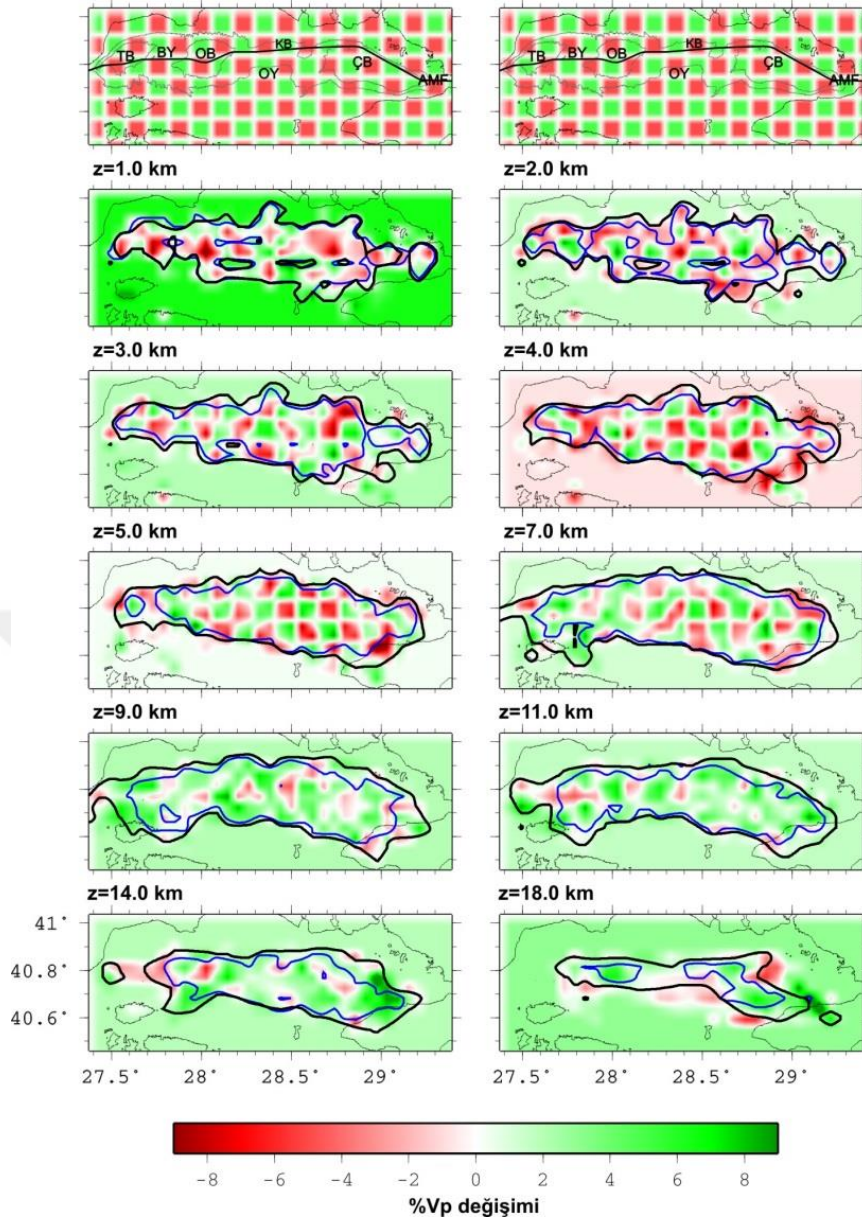
IV numaralı test olarak tasarlanan dama tahtası testinde oluşturulan pertürbe model için hesaplanan deprem ve atış seyahat zamanlarından Velest ile belirlenen hız modeli ve deprem konumları kullanılarak yapılan dama tahtası testi için Şekil D.8’de verilen akış diagramı ile işlemler yapılmıştır. Bu yaklaşımda ters çözümde kullanılan başlangıç modeline bağımlılık koşulu yerine, ilgili modelden üretilmiş seyahat zamanları kullanılarak (Şekil D.4’de 4 numaralı adım) yer modelinin belirlenmesi ve belirlenen model referans alınarak dama tahası testlerinin yapılması durumu incelenmiştir.





Şekil D.9 : Velest ile hesaplanan P ve S modellerinden hava tabancası atışları kullanılarak üretilmiş final 1-boyutlu hız modeli.

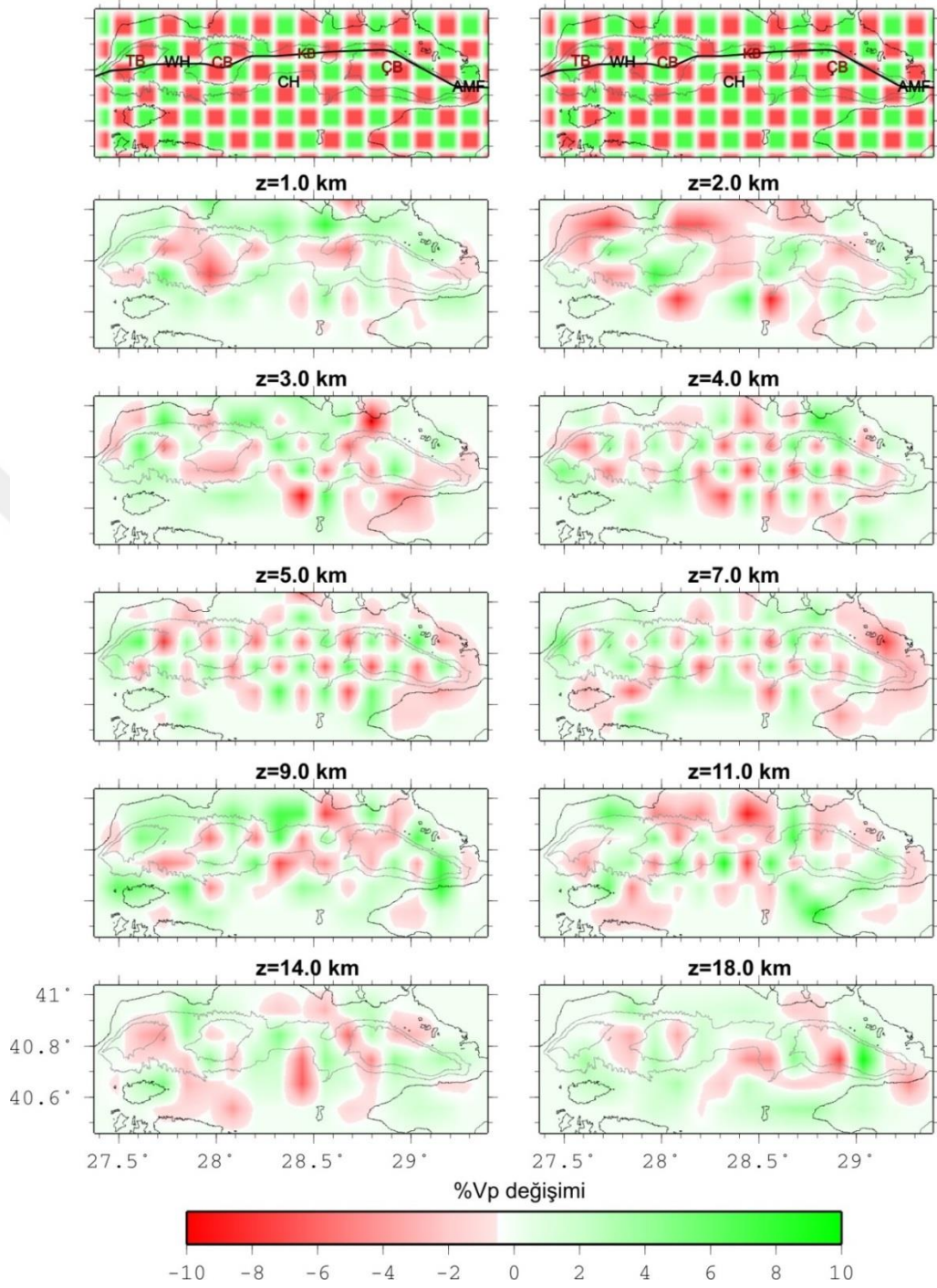
Şekil D.9’da görülen hız modelinde 0-5 km arasında kalan derinliklerde ara tabakalar (250 m aralıklı) için hızlar belirlenmiştir. Elde edilen detaylı model kullanılarak hava tabancası atış verisi için hesaplanan ortalama rms hata 0.057 s olarak belirlenmiştir. Aynı model için belirlenen Vs hızları da kullanılarak hesaplanan deprem konumları için ortalama rms hata 0.088 s’dir. Şekil D.9’da görülen 1-boyutlu başlangıç modeli ve ilgili veri seti kullanılarak edilen dama tahtası testi sonuçları Şekil D.10’da görülmektedir. Dama tahtası testlerinde 4 km kesiti haricinde arkaplanda (verinin olmadığı alanlarda) ağırlıklı olarak yeşil renkler (pozitif artık zaman) hakimdir. Bu durum yeşil renk görülen derinliklerdeki hızların gerçek modelden (Şekil D.1) genel olarak yüksek olmasından kaynaklanmaktadır. Benzer yaklaşımla 4 km derinlik için belirlenen hızların düşük olması ve 5 km için belirlenen hızın gerçek modele benzer olması ile ilişkilidir.



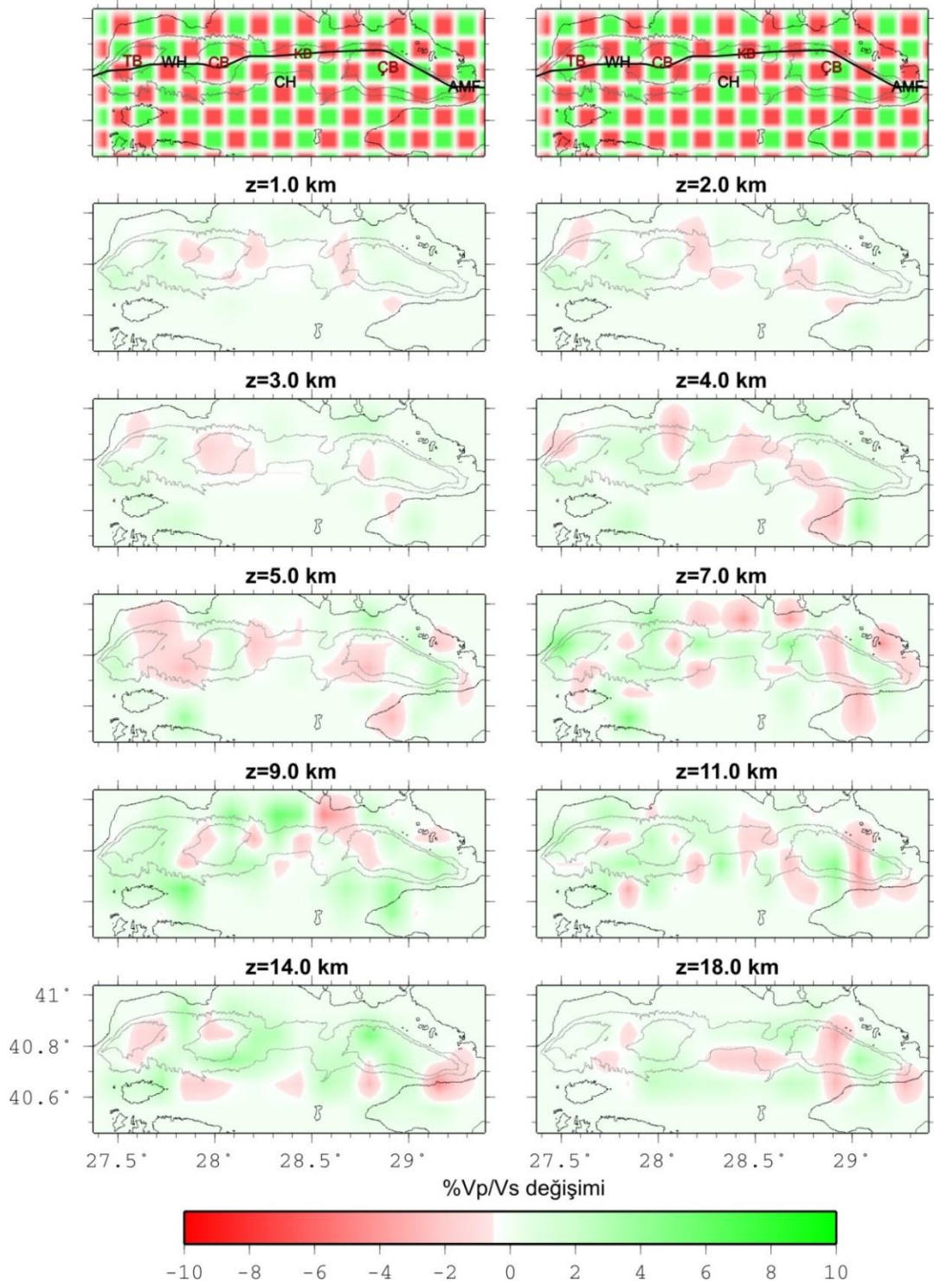
Şekil D.10 : Dama tahtası testinde pertürbe model için hesaplanan deprem ve atış seyahat zamanlarından Velest ile belirlenen hız modeli ve deprem konumları kullanılarak yapılan dama tahtası testi sonucu.

Genel bir değerlendirme yapılacak olursa; hava tabancası atışları ve depremler kullanılarak belirlenen hız modeli 1-boyutlu Velest modeline yakın olarak elde edildiğinden %7'lik pertürbasyon için dama tahtası testi sonuçları diğer üç farklı test (A, B ve C testleri) ile benzer rezolüsyon göstermektedir. En ideal durumda (1-boyutlu hız modelinin gerçek model ile aynı şekilde belirlenmesi durumunda) dama tahtası testinin sonucu depremlerin serbest bırakıldığı dama tahtası testinin sonuçları ile benzer şekilde olacaktır. Bu yaklaşım dama tahtası testlerinin başlangıç modeline/veri setine bağımlılık problemi ile ilgili değerlendirmelerde önemli katkılar sağlayabilir.

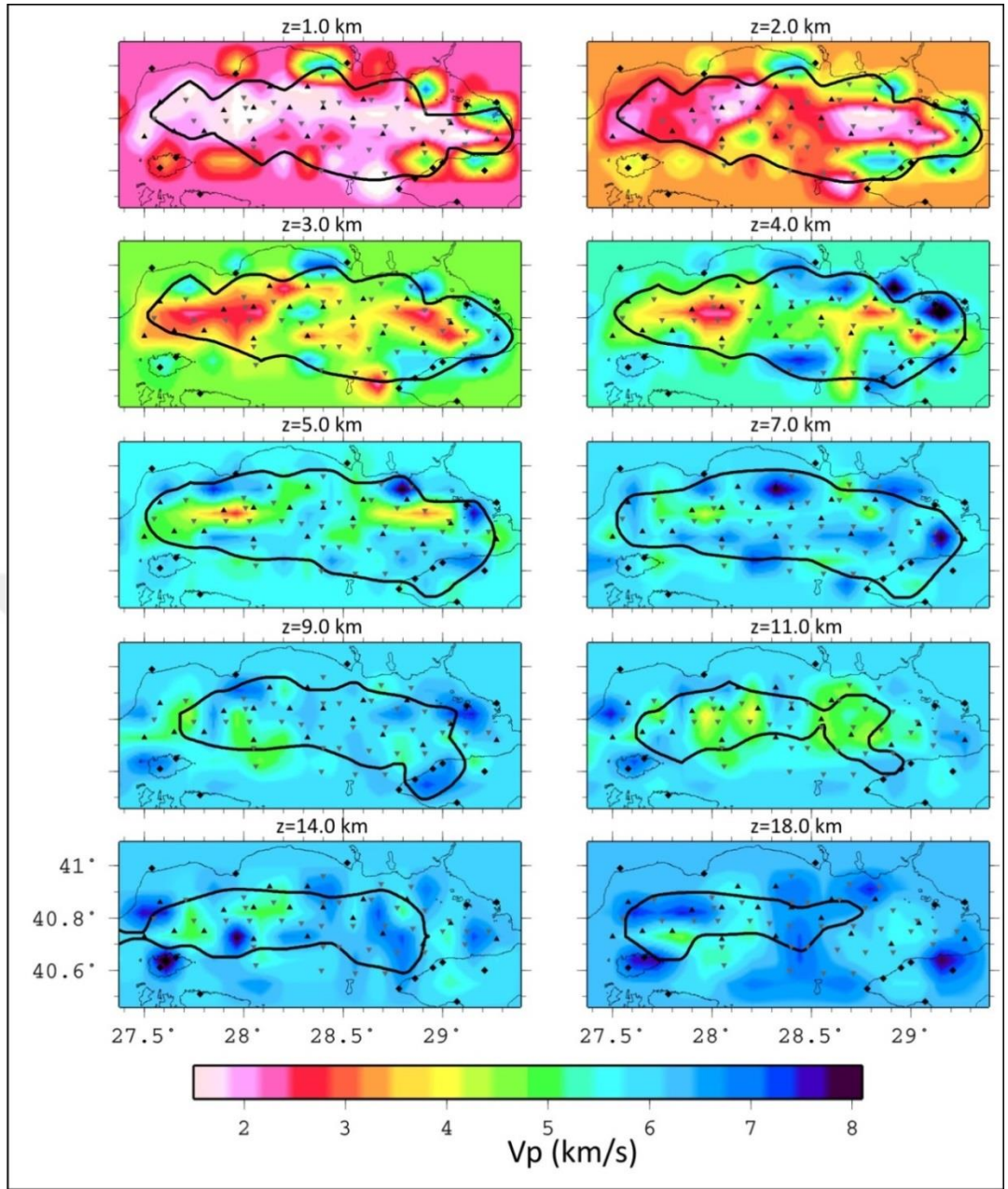
EK E: Kaba Tomografik Model İçin Dama Tahtası Testi Sonuçları ve Elde Edilen Tomografik Kesitler



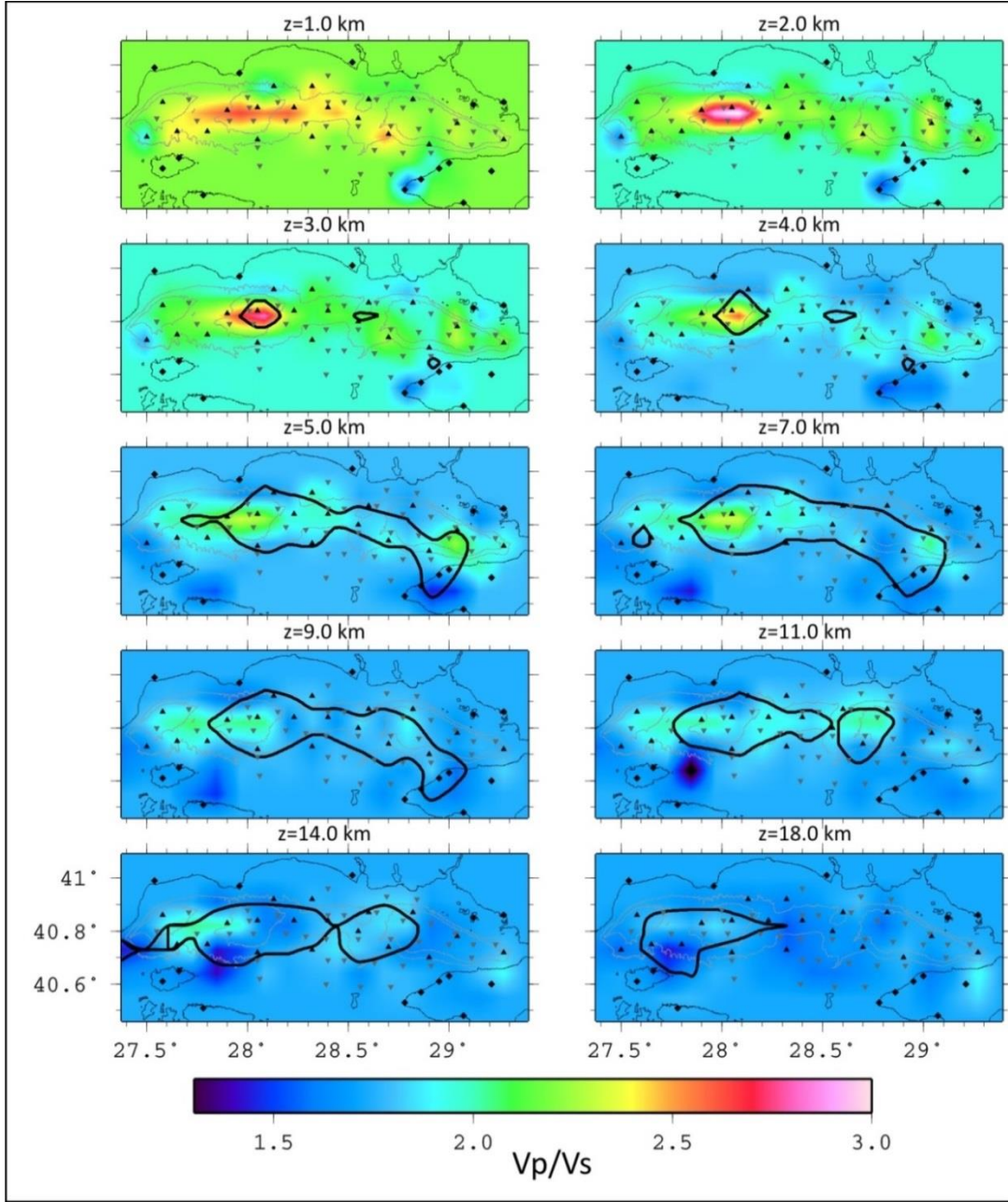
Şekil E.1 : Kaba modelde 10km x10km’lik yatay bloklar ve 1-18 km aralığındaki düşey tabakalar için Vp değerlerinde yapılan $\pm\%10$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültülü veri ile 8 sönüm ve 8 iterasyon için dama tahtası testi. (Şekilde en üst sırada dama tahtası testinde kullanılan anomaliler ve Marmara Denizi’ndeki ana morfolojik yapılar gösterilmiştir).



Şekil E.2 : Kaba modelde 10km x10km’lik yatay bloklar ve 1-18 km aralığındaki düşey tabakalar için Vp/Vs değerlerinde yapılan $\pm\%10$ anomali ilavesi ile elde edilen gürültülü veri ile 8 sönüm ve 8 iterasyon için dama tahtası testi. (Şekilde en üst sırada dama tahtası testinde kullanılan anomaliler ve Marmara Denizi’ndeki ana morfolojik yapılar gösterilmiştir).

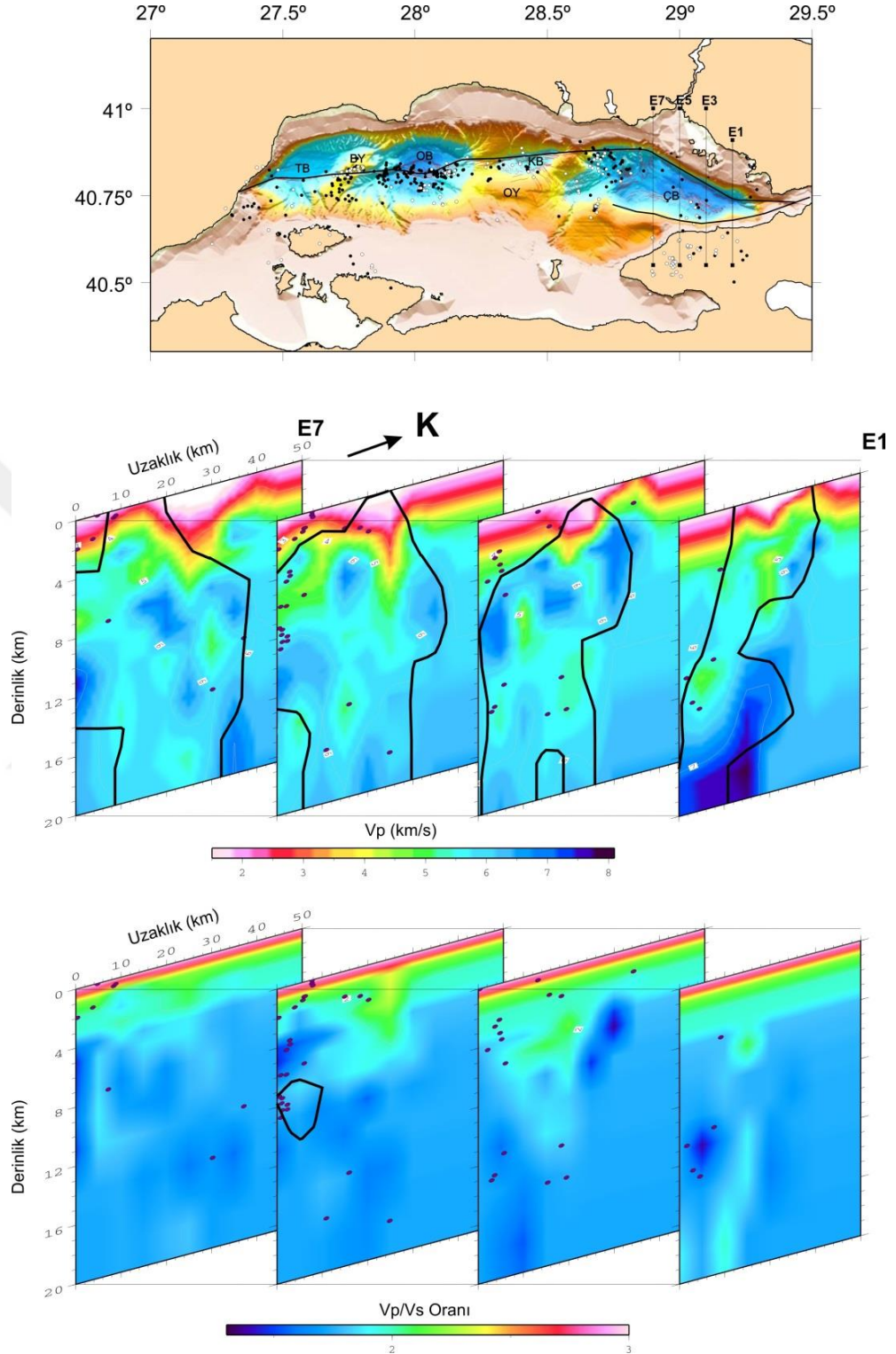


Şekil E.3 : Kaba model için elde hesaplanan 3-boyutlu tomografik Vp hızlarının 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 11, 14 ve 18 km derinlikli yatay kesitleri. Kesitlerde siyah kalın çizgiler güvenilir tomografik hızların hesaplandığı alanları, TB Tekirdağ Baseni, BY Batı Marmara Yükselimi, OB Orta Marmara Baseni, OY Orta Marmara Yükselimi, KB Kumburgaz Baseni, ÇB Çınarcık Baseni'ni göstermektedir.

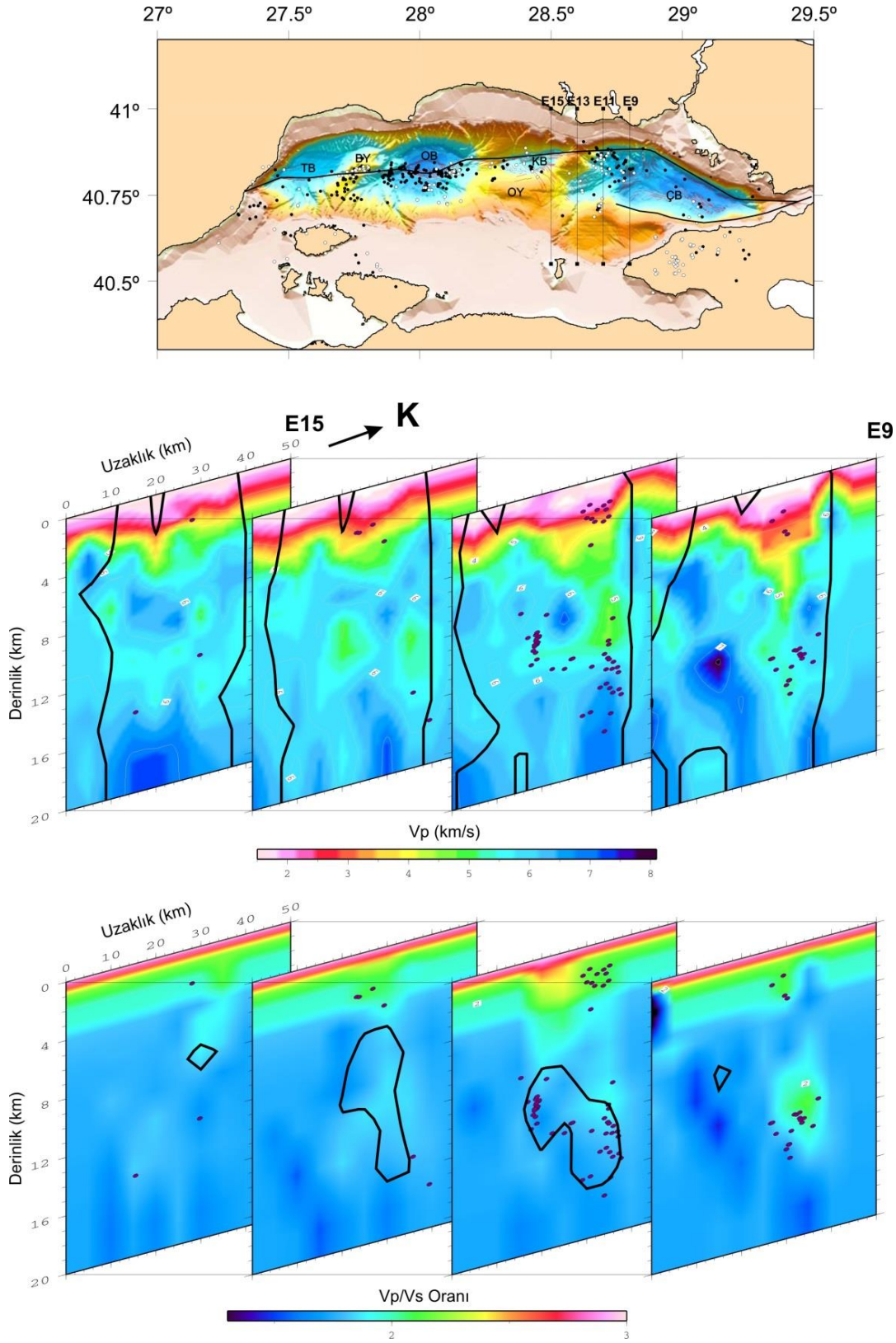


Şekil E.4 : Kaba model için elde hesaplanan 3-boyutlu tomografik V_p/V_s modelinin 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 11, 14 ve 18 km derinlikli yatay kesitleri. Kesitlerde siyah kalın çizgiler güvenilir tomografik hızların hesaplandığı alanları, TB Tekirdağ Baseni, BY Batı Marmara Yükselimi, OB Orta Marmara Baseni, OY Orta Marmara Yükselimi, KB Kumburgaz Baseni, ÇB Çınarcık Baseni'ni göstermektedir.

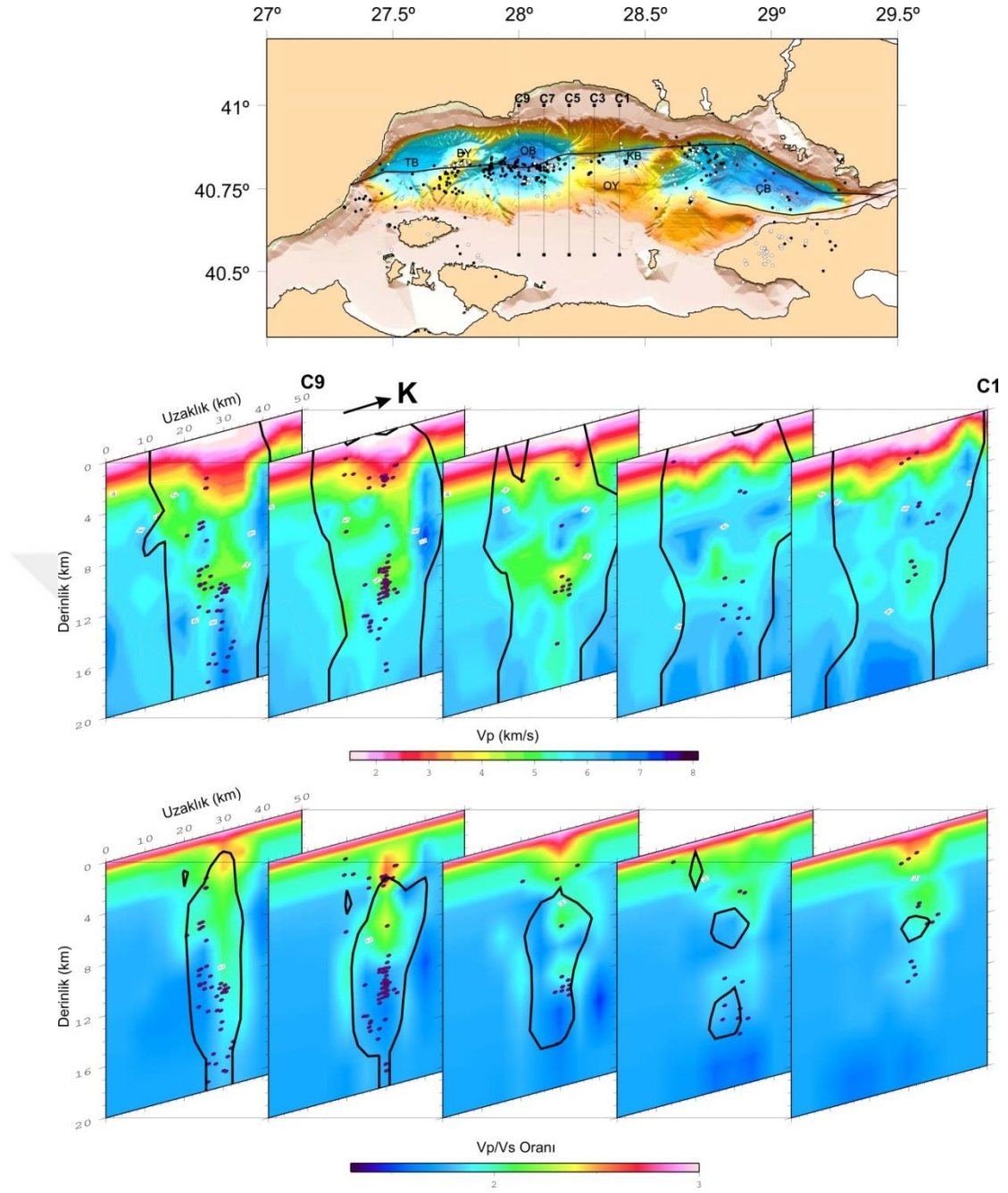
EK F: Marmara Denizi'ni K-G Doğrultulu Kesen Profiller Boyunca 2-Boyutlu Tomografik Vp ve Vp/Vs Kesitleri



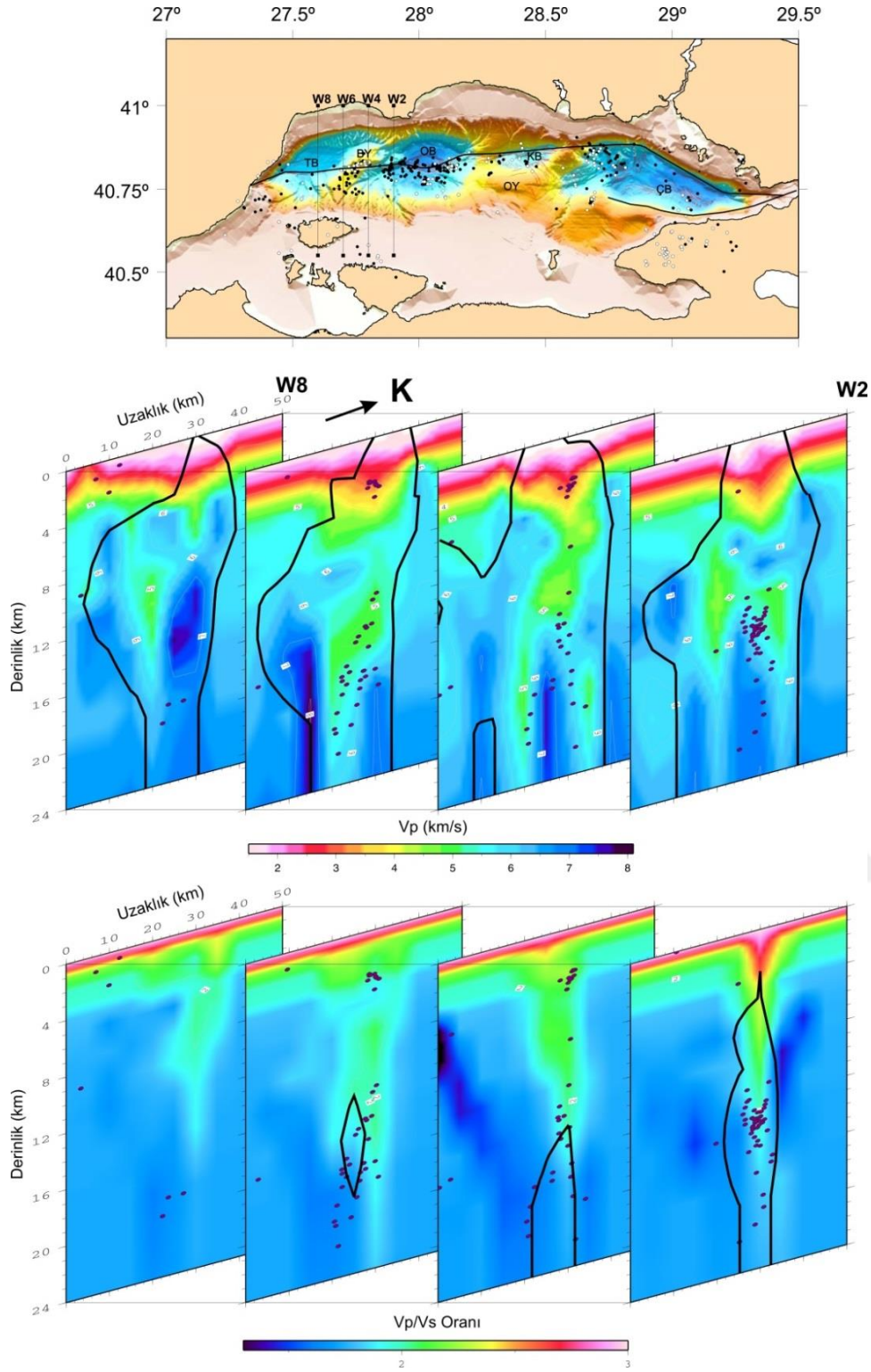
Şekil F.1 : Çınarcık Baseni'ni K-G doğrultuda 28.9⁰D, 29.0⁰D, 29.1⁰D ve 29.2⁰D boylamları boyunca kesen profiller için tomografik Vp ve Vp/Vs kesitleri. Profiller harita düzleminde ince çizgilerle gösterilmiştir. Kalın çizgiler DWS ile belirlenen güvenilir Vp ve Vp/Vs değerlerinin hesaplandığı alanı göstermektedir.



Şekil F.2 : Çınarcık Baseni ve Kumburgaz Baseni'ni K-G doğrultuda 28.5⁰D, 28.6⁰D, 28.7⁰D ve 28.8⁰D boylamları boyunca kesen profiller için tomografik Vp ve Vp/Vs kesitleri. Harita ve şekil ile ilgili açıklamalar Şekil F.1 ile aynıdır.



Şekil F.3 : Kumburgaz Baseni, Orta Marmara Yükselimi ve Orta Marmara Baseni'ni K-G doğrultuda 28.0⁰D, 28.1⁰D, 28.2⁰D, 28.3⁰D ve 28.4⁰D boylamları boyunca kesen profiller için tomografik Vp ve Vp/Vs kesitleri. Harita ve şekil ile ilgili açıklamalar Şekil F.1 ile aynıdır.



Şekil F.4 : Orta Marmara Yükselimi, Orta Marmara Baseni ve Tekirdağ Baseni’ni K-G doğrultuda 27.6°D , 27.7°D , 27.8°D ve 27.9°D boylamları boyunca kesen profiller için tomografik Vp ve Vp/Vs kesitleri. Harita ve şekil ile ilgili açıklamalar Şekil F.1 ile aynıdır.

ÖZGEÇMİŞ

Ad-Soyad : Adil Tarancıoğlu

ÖĞRENİM DURUMU:

- **Lisans** : 1999, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü
- **Yüksek Lisans** : 2004, İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeofizik Mühendisliği Programı

MESLEKİ DENEYİM VE ÖDÜLLER:

- 1997-1999 yılları arasında İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde yarı zamanlı araştırma görevlisi olarak çalıştı.
- 1999 yılında TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü'nde Mühendis olarak çalışmaya başladı.
- Farklı yerbilimleri projelerinde araştırmacı ve yürütücü olarak görev aldı. Görev aldığı projelerden örnekler şu şekildedir;
 - Anadolu Kabuk Yapısının Sismik Kırılma/Yansıma Yöntemiyle İncelenmesi (1999-2000)
 - Denizli Bölgesinde Mikro Deprem Etkinliğinin Araştırılması (2000)
 - Marmara Bölgesi ve İstanbul Metropolitan Alanındaki Deprem Riskine Yönelik Acil Gözlem Çalışmaları (2001-2004)
 - Marmara Denizi'nde Fransız-Türk Ortak Seisismarmara Projesi Sismolojik Gözlemler ve Çınarcık-Pendik Sismik Profili (2001-2002)
 - Marmara Denizi Kabuk Yapısının Seisismarmara-2001 Verilerinden Belirlenmesi (2002-2005)
 - AB(D)-Yalova Yerleşim Merkezi İçin Sismik Bölgeleme ve CBS Çalışmaları (2003-2005)
 - Kocaeli İli İçin Zemin Sınıflaması ve Sismik Tehlike Değerlendirme Projesi (2005-2008)

- Türkiye'nin Deprem Riski Yüksek Jeo-Stratejik Bölgelerinde Deprem Davranışının Çok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması (2005-2010)
- Deprem Sonrası Acil Gözlem Araştırmaları (2006-2008)
- Marmara Denizinde Depremsellik Gözlem Altyapı Kapasitesinin Güncellenmesi (2006-2010)
- Sinop Nükleer Teknoloji Merkezi Sahasının Mikro Depremselliği (2006-2008)
- Bursa İli İçin Zemin Sınıflaması ve Sismik Tehlike Değerlendirilmesi (2011-2013)
- Beylikdüzü ve Büyükçekmece İlçelerindeki Muhtelif Heyelan Sahalarının Araştırılması, İncelenmesi ve İzlenmesi (2013-2016)
- Raylı Test Sistemi Sahası Yeraltı Yapısının Jeofizik Yöntemlerle Görüntülenmesi (2014-2015)
- Balıkesir İli Zemin Sınıflaması ve Sismik Tehlike Değerlendirme (2015-2019)
- Sinop Nükleer Güç Santrali Çevresinde Deprem ve Kabuk Deformasyonlarının Araştırılması (2018 -)
- Depar II - Büyük Deprem Sonrası Acil Gözlem Araştırmaları (2020 -)
- Gaziantep İli Sismik Tehlike Değerlendirme Projesi (2020 -)

DOKTORA TEZİNDEN TÜRETİLEN YAYINLAR, SUNUMLAR VE PATENTLER:

- **Tarancıoğlu, A.,** Özalaybey, S., Kocaoğlu, A., 2020. Three-dimensional seismic tomographic imaging beneath the Sea of Marmara: evidence for locked and creeping sections of the Main Marmara Fault. *Geophys. J. Int.*, 223, 1172–1187.
- **Tarancıoğlu, A., 2019.** Marmara Denizi Sahasının Tomografik 3-B Sismik Hız Yapısının Belirlenmesi. İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü - Lisansüstü Öğrenci Çalıştayı, 26 Kasım, 2019 İTÜ Maden Fakültesi – İhsan Ketin Konferans Salonu İstanbul, Türkiye.
- **Tarancıoğlu, A.,** Kocaoğlu, A., Özalaybey, S., 2014. 3D Tomographic Imaging of the Crustal Velocity Structure beneath the Marmara Sea using Air-gun and Earthquake Data. *European Geosciences Union General Assembly*, April 27 – May 2, 2014 Vienne, Austria.