

ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**BATI KARADENİZ BÖLGESİ’NİN 3-BOYUTLU SİSMİK HIZ YAPISININ
TOMOGRAFİK YÖNTEMLERLE BELİRLENMESİ**

Burcu TURHAN

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ANKARA

2008

Her hakkı saklıdır

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

BATI KARADENİZ BÖLGESİ'NİN 3-BOYUTLU SİSMİK HIZ YAPISININ TOMOGRAFİK YÖNTEMLERLE BELİRLENMESİ

Burcu TURHAN

Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Bülent KAYPAK

Tez kapsamında, deprem verileri kullanılarak, Batı Karadeniz Bölgesi'nin 60 km derinliğe kadar, üst kabuk ve alt kabuğuna ait 3-boyutlu sismik hız dağılımı ve Moho topoğrafyasındaki değişimin tomografik ters çözüm yöntemi ile belirlenmesi amaçlanmıştır.

105G145 nolu 'Kuzey Batı Anadolu'nun Kabuk Yapısının Araştırılması' konulu TÜBİTAK projesi çerçevesinde, çalışma sahasına 10 adet CMG-6TD GÜRALP marka sismometre yerleştirilmiştir. Ayrıca, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü ile Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi'ne ait 15 adet sismometre verisi de tomografik çalışmada kullanılmıştır. Öncelikle kaliteli veri seti oluşturularak fazlara ait seyahat zamanlarının tomografik ters çözüm formatında hazırlanması, bir başlangıç modelinin oluşturulması, uygun çözüm parametreleri ile tomografik ters çözüm işlemlerinin yapılarak elde edilen V_p modelinin, bölgenin jeolojik ve tektonik özellikleri ile birlikte yorumlanması tez kapsamında uygulanmıştır. Uygulamada, 230 deprem yaklaşık olarak konumlandırılmış ve bunlara ait toplam 5750 P-fazı varış zamanları bulunmuştur. Fakat tomografik çözümleme alanına giren 80 adet deprem seçilebilmiş ve bu depremler tomografik çalışmada kullanılmıştır.

Tüm tomografik işlemlerin sonucunda, tomografik çalışma sahasının geniş olması ve deprem sayısının yetersizliği nedeniyle detaylı bir yorumlama yapılamamıştır. Fakat bölgenin 3-B P dalga hız yapısı elde edilmiş ve Kuzey Anadolu Fayı'na ve benzer süreksizliklere denk gelen kesimler enlem ve boylam kesitlerinde görüntülenebilmiştir. Ayrıca moho topoğrafyasının değişimi belirlenmiştir.

2008, 79 sayfa

Anahtar Kelimeler: Batı Karadeniz Bölgesi, Kuzey Anadolu Fay Zonu, deprem tomografisi, hızlı ilerleme yöntemi, sismolojik ters çözüm

ABSTRACT

M. Sc. Thesis

DETERMINATION OF THREE DIMENSIONAL SEISMIC VELOCITY STRUCTURE OF WESTERN BLACK SEA REGION BY EARTHQUAKE TOMOGRAPHY METHOD

Burcu TURHAN

Ankara University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Yrd. Doç. Dr. Bülent KAYPAK

This thesis comprises a determination of 3-dimensional seismic velocity distribution in upper and lower crust of the Western Black Sea Region down to 60 km depth by using earthquake data set and tomographic inversion methods. Additionally, a variation in the Moho topography was determined in the Western Black Sea Region.

10 CMG-6TD/GÜRALP sismometers were set in the region in a framework of TÜBİTAK project (105G145) titled “Investigation of Crustal Structure in Northwest Anatolian”. Moreover 15 additional stations belonging to Kandilli Observatory And Earthquake Research Institute and Ministry of Public Works and Settlement General Directorate of Disaster Affairs Earthquake Research Department were used in the study. A preparation of travel times of phases in an appropriate format for the tomographic inversion after selection of quality data, generation of an acceptable initial model structure, implementation of the tomographic inversion process with suitable solution parameters and interpretation of Vp models with together geologic and tectonic characteristics of the region are main procedures of this study. In this study, 230 earthquakes were approximately located and totally 5750 P-phase arrival times were obtained. However, only 80 earthquakes were selected to use for tomographic inversion.

At the end of all tomographic procedures, crustal structure of the region is not interpreted well because the area of the region is too large and also number of earthquake is not sufficient to perform the tomographic inversion adequately. However, the 3-D velocity structure in the region was determined roughly and also the North Anatolian Fault and the other similar discontinuities were imaged on the sections. On the other hand, some variations in the Moho topography were determined in the vertical sections.

2008, 79 pages

Key words: The Western Black Sea Region, The North Anatolian Fault zone, earthquake tomography, fast marching method, seismological inversion

TEŞEKKÜR

Tüm tez çalışmam boyunca desteğini, bilgisini ve yardımlarını esirgemeyen, beni yönlendiren danışman hocam sayın Yrd. Doç Dr. Bülent KAYPAK 'a teşekkürlerimi sunarım.

Batı Karadeniz Bölgesi'de 105G145 nolu 'Kuzey Batı Anadolu'nun Kabuk Yapısının Araştırılması' konulu TÜBİTAK projesi çerçevesinde toplanan verilerin kullanılmasında ve proje içerisinde araştırmacı olarak çalışmamda destek veren sayın Yrd. Doç. Dr. M. Emin Candansayar'a, tez çalışmalarım sırasında bilgileri ile bana yardımcı olan sayın Yrd. Doç. Dr. Ünal Dikmen'e, verilerin arazide toplanması aşamasında teknik bilgiler yönünde bana yardımcı olan sayın Süleyman Tunç'a teşekkürlerimi sunarım.

Manevi desteklerini hiç bir zaman esirgemeyen sevgili aileme, Ankara Üniversitesi'ndeki tüm çalışma arkadaşlarıma, yakın arkadaşım Gözde Gökkaya'ya ve her zaman yanımda olan ve beni destekleyen nişanlım Ünal S. Selek'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Burcu Turhan

Ankara, Ağustos 2008

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
SİMGELER DİZİNİ.....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vii
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	x
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Araştırma Bölgesinde Yapılmış Daha Önceki Çalışmalar.....	2
2. BÖLGENİN JEOLJİK,TEKTONİK VE SİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİ.....	5
2.1 Bölgenin Jeolojisi.....	5
2.2 Bölgenin Tektoniği.....	7
2.3 Bölgenin Sismolojik Özellikleri.....	12
3. DEPREM TOMOGRAFİSİ.....	15
3.1 Tomografik Sınıflama.....	16
3.2 Üç Boyutlu Hız Tomografisi Yöntemi.....	19
3.2.1 Modelleme.....	21
3.2.2 Işın izleme.....	25
3.2.3 Ters çözüm kuramı.....	42
4. VERİ TOPLAMA, DEĞERLENDİRME VE TOMOGRAFİK ÇALIŞMALAR.....	46
4.1 Depremlerin Kayıt Edilmesi ve Değerlendirilmesi.....	46
4.2 Yer Bulma İşlemi ve Değerlendirme.....	49
4.3 Tomografik Sonuçların Değerlendirilmesi.....	52
4.3.1 1-B hız yapısının tartışılması.....	52
4.3.2 Yazılım giriş dosyalarının oluşturulması.....	53
4.3.3 Tomografik modellerin tartışılması.....	56
5. SONUÇLAR.....	65
KAYNAKLAR.....	68
EKLER.....	75
EK 1 FMTOMO program için gereken giriş dosyaları.....	76
ÖZGEÇMİŞ.....	79

SİMGELER DİZİNİ

ρ	Yoğunluk (gr/cm ³)
u	Yerdeğişim
λ	Elastik Sabit
μ	Elastik Sabit
φ	Dilatasyon
T	Zaman (sn)
V_p	P dalga hızı (km/sn)
V_s	S dalga hızı (km/sn)
W	Dalga Cephesi
K	Sabit
ψ	Açı (derece)
ϕ	Açı (derece)
β	Açı (derece)
S	Yavaşlık
h	Düğüm Noktası Aralığı
p	Yavaşlık
δx	Düğüm Noktası Aralığı
a	Tamsayı değişken

b	Tamsayı değişken
c	Tamsayı değişken
d	Tamsayı değişken
e	Tamsayı değişken
f	Tamsayı değişken
ds	Işın boyu
v_0	Referans hızı (km/sn)
v	Yayılma hızı (km/sn)
i	Çıkış açısı
j	Azimut değeri
∇^2	$(\frac{\partial}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z^2})$

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1 Karabük-Safranbolu Tersiyer havzası ve yakın çevresinin yalınlaştırılmış bölgesel jeoloji haritası (Koçyiğit A., 1987).....	6
Şekil 2.2 Çalışılan bölgenin jeolojik yapısı (Yılmaz ve diğ., 1997)	6
Şekil 2.3 Türkiye ve dolayının belli başlı genç tektonik yapılarını ve bölgelelerini gösteren basitleştirilmiş tektonik harita (Bozkurt,2001).....	8
Şekil 2.4 Batı Karadeniz bölgesinin tektonik unsurları (Tüysüz, 2004).....	10
Şekil 2.5 Çalışma sahasında meydana gelen depremlerin ve fayların çizgiselliğinin gösterimi.....	13
Şekil 2.6 Çalışma sahasında meydana gelmiş bazı depremlerin odak çözümlerinin gösterimi.....	13
Şekil 3.1 Lokal deprem tomografisinin geometrisi (Thurber, 1985).....	17
Şekil 3.2 Telesismik metodun geometrisi (Aki,Cristofferson,Huseybe,1977).....	18
Şekil 3.3 Hız modeli için geliştirilmiş üç yaklaşımın şematik gösterimi a) sabit hızlı bloklar b)yanal değişimli katmanlar c)düğüm noktaları (Kesikli çizgiler uzamsal ortamdaki iç değer bulmayı göstermektedir. (Roecker, 1993).....	22
Şekil 3.4 FMTOMO için uyarlanmış modelin düşeyde değişimini gösteren sentetik diyagram (Rawlinson, 2004).....	24
Şekil 3.5 Işın Yolu ile ψ , β , ϕ Açılarının Gösterimi (Byun ve diğ. 1989).....	26
Şekil 3.6 Snell Yasasının Şematik Gösterimi (Margrave ,2005).....	27
Şekil 3.7 Huygens Prensibinin Şematik Gösterimi (Wysession, 2003).....	28
Şekil 3.8 Ortamın Sonlu Farklar Yaklaşımı ile Modellenmesi (Cao, 1994).....	32
Şekil 3.9 a) Dalga cephesinin yatay veya düşey yönde ilerleme göstermesi b) Dalga cephesinin diyagonal yönde ilerleme göstermesi (Cao,1994).....	35
Şekil 3.10 Hızlı ilerleme yöntemi hesaplamalarında kullanılan düğüm noktaları	

geometrisi (Rawlinson ve Sambridge, 2004).....	37
Şekil 3.11 Hızlı ilerleme yöntemi dar-band geometrisi (Rawlinson ve Sambridge, 2004).....	38
Şekil 3.12 Kaynak noktadan başlanarak dar-band yaklaşımı çözüm adımlarının gösterimi (Rawlinson ve Sambridge, 2006).....	38
Şekil 3.13 Yansıyan ve iletilen dalga cephelerinin gösterimi (a:kaynak tarafından Yaratılan gelen dalga cephesi , b: ara yüzey grid noktalarından oluşan dar-band geometrisi, c: yansıyan dalga cephesi, d: iletilen dalga cephesi) (Rawlinson ve Sambridge,2006).....	38
Şekil 3.14 Dalgalı ara yüzlerden meydana gelen tabakalı ortamın modellenmesi (Rawlinson ve Sambridge, 2006).....	39
Şekil 3.15 Üçgensel elemanlar kullanılarak seyahat zamanı değerlerinin hesaplanması (Rawlinson ve Sambridge, 2004).....	40
Şekil 3.16 Arayüzeyin modellenmesi (Rawlinson ve Sambridge, 2004).....	40
Şekil 3.17 Olası ışın yollarının gösterimi (Rawlinson ve Sambridge, 2004).....	41
Şekil 3.18 Kaynaktan alıcıya ulaşan tekrarlı yansımaya uğrayan ışın için bölümlenmenin gösterilmesi (Rawlinson ve Sambridge, 2004).....	41
Şekil 4.1 Çalışma sahasında kurulan istasyonlar ve aynı bölgedeki Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü ile Deprem Araştırma Dairesine ait istasyonların lokasyonları	47
Şekil 4.2 Araziye yerleştirilen kayıtçı	48
Şekil 4.3 Çatıya monte edilmiş GPS anteni.....	48
Şekil 4.4 Sistemin çalıştırılır duruma getirilmesi.....	48
Şekil 4.5 Bölgeye yerleştirilen istasyonlar tarafından kaydedilen deprem örneği.....	49
Şekil 4.6 Zsacwin yazılımı ile yapılmış deprem konumlandırmaya ilişkin örnek.....	50
Şekil 4.7 Çalışma sahasındaki istasyonlar tarafından kaydedilen ve tomografik çalışmada kullanılan depremlerin harita ve derinlik bazında gösterimi.....	51
Şekil 4.8 Tomografik çalışmada kullanılan 1-B başlangıç hız modeli (Karahan,2001).....	53
Şekil 4.9 FMTOMO yazılımı akış şeması.....	55
Şekil 4.10 Derinlik kesitleri alınan profilleri gösteren harita.....	56

Şekil 4.11 0-25 km derinlikte P dalgası hız değerlerinin başlangıç hız modeline göre değişimi.....	57
Şekil 4.12 30-60 km derinlikte P dalgası hız değerlerinin başlangıç hız modeline göre değişimi.....	58
Şekil 4.13 0-25 km derinlikte P dalgası hız değerleri değişimi.....	59
Şekil 4.14 30-55 km derinlikte P dalgası hız değerleri değişimi.....	59
Şekil 4.15 Doğu-Batı yönünde 3-B P dalga hızı değişimi.....	60
Şekil 4.16 Kuzey-Güney yönünde 3-B P dalga hızı değişimi.....	61
Şekil 4.17 Tomografik çalışma sahasında moho topoğrafyasının değişimi.....	62
Şekil 4.18 Moho topoğrafyasının çizgisel değişiminin gösterimi.....	63
Şekil 4.19 Derinlik kesiti üzerinde ışın yollarının gösterimi.....	64
Şekil 4.20 KD-GB kesiti üzerinde ışın yollarının gösterimi.....	64

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1 Haritada odak mekanizması çözümleri verilen depremlere ait bilgiler....	14
Çizelge 4.1 Çalışma bölgesine yerleştirilen istasyonlara ait genel bilgiler.....	47

1.GİRİŞ

Yeraltında meydana gelen depremler veya insanların meydana getirdiği patlatmalar, yeryüzünde yerleştirilen sismometreler tarafından kaydedilerek seyahat zamanları belirlenir. Böylece, gözlemlenen seyahat zamanlarından yararlanılarak yerinin lokal hız yapısı belirlenmeye çalışılır.

Yerel deprem tomografisi, deprem etkinliği fazla olan bir bölgede, uygun bir istasyon ağı ile kaydedilen depremlerin fazlarına ait seyahat zamanlarını kullanarak, bölgenin hız veya soğrulma parametrelerinin 2 Boyutta (2-B) veya 3 Boyutta (3-B) görüntülenmesi işlemidir. Bir bölge için yer altı hız yapısının duyarlı bir şekilde belirlenmesi, o bölgedeki jeolojik yapıların yorumlanması ve jeofizik çalışmalara ön bilgi olması açısından önemlidir.

Bu tezle; Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Ankara Üniversitesi ve Cumhuriyet Üniversitesi'nin ortaklaşa yürüttüğü 105G145 nolu TÜBİTAK projesi kapsamında Kuzey Batı Anadolu'nun kabuk yapısının farklı jeofizik yöntemlerle araştırılmasına yönelik çalışmada; projenin sismoloji iş paketi çerçevesinde Batı Karadeniz ve Doğu Marmara bölgesine yerleştirilen geçici deprem istasyonları, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü ile Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi'ne ait çalışma bölgesindeki istasyonlar tarafından toplanan deprem verilerinden yararlanılarak bölgenin yer altı yapısı hakkında ön bilgiler verebilecek 3-B sismik hız yapısının tomografik yöntemle belirlenmesi amaçlanmıştır.

Yapılan tomografik çalışmada Rawlinson ve Sambridge (2006) tarafından geliştirilen FMTOMO isimli yazılım kullanılmıştır. (Rawlinson vd. 2006, Urvoy vd, 2006, Kool vd., 2006)

(Rawlinson vd., 2006) çalışmasında; lokal depremler, telesismik depremler, kırılmış ve yansımış dalgalar gibi farklı veri setleri kullanılarak 3-B heterojen bir ortamda sismik dalga cephesinin izlenmesine yönelik yapılan çalışmadır. Kaynak olarak aktif ve pasif

kaynaklar birlikte kullanılmış; deprem lokasyonları içinde iyileştirme yapılmış ve çalışma bölgesindeki hız yapısının araştırılmasına yönelik olarak kabuk ve üst kabuk için P dalgası için tomografik yöntemler uygulanmıştır.

(Urvoy vd. 2006) çalışmasında ise, Avustralya'nın güneyindeki Tasmania bölgesinde geniş açılı yansıyan dalgalar ve telesismik deprem verileri kullanılarak 3-B litosferik P dalga hızı değişimi araştırılmış ve Moho geometrisinin değişimi belirlenmeye çalışılmıştır.

1.1 Araştırma Bölgesinde Yapılmış Daha Önceki Çalışmalar

Tez kapsamında çalışma bölgesi olarak seçilen 30°-34° doğu boylamları ve 40°-42° kuzey enlemleri arasında kalan Batı Karadeniz Bölgesi seçilmiştir. Türkiye için önemli bir fay zonu olan Kuzey Anadolu Fayı (KAF) uzanımlarını içermektedir. Kuzey Anadolu Fayı, sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay zonu olup, çevresi de sismik aktiviteye sahip bir bölgedir (Zor vd., 2006)

Yapılan çalışmalarda, pasif kaynaklar (depremler) kullanılarak Marmara Bölgesi ve dolayında kabuk yapısının araştırılmasına yönelik çok sayıda sismolojik çalışma yapılmıştır (Canitez, 1962; Crampin ve Üçer, 1975; Kenar, 1978; Necioğlu vd., 1981; Karabulut vd., 2002; Özalaybey vd., 2002). Aktif kaynaklar (patlatmalar) kullanılarak da yine aynı bölgede çalışmalar yapılmıştır (Gürbüz vd., 1979; Gürbüz ve Üçer, 1980; Karahan vd., 2001, Karabulut vd., 2003). Bu çalışmalar, bölgenin kabuk hız yapısına bağlı olarak kabuk kalınlığını belirlemeye yönelik ve deprem merkez üssü (episantr) ile derinliklerini hesaplamaya yöneliktir. Bu çalışmaların bir çoğu, bölgenin kabuk kalınlığı hakkında bilgi verebilmiş fakat gözlenen sonuçlar jeolojik yapı ile detaylı bir şekilde karşılaştırılamamıştır. Canitez (1962), pasif kaynak verilerini kullanarak kabuk kalınlığını 31 km olarak belirlemiş ve KAF boyunca yapılan sismik çalışmalar sonucu ile elde edilen veriler kalınlığın kuzeyde güneye göre daha ince olabileceğini belirlemiştir. Gürbüz ve Üçer (1980) yaptıkları çalışmada patlatma verilerinden yararlanılarak İstanbul ve dolayının kabuk kalınlığını 25 km olarak hesaplamışlardır.

Kenar (1978), yaptığı çalışmada, deprem kayıtlarının P dalgası verilerinden yararlanılarak aynı bölgedeki kabuk kalınlığını 25-30 km olarak hesaplamıştır. Necioğlu (1981) yaptığı çalışmada deprem kayıtları kullanılarak kabuk kalınlığını 28 km olarak hesaplamıştır. 1987'de TPAO ve TÜBİTAK'ın ortaklaşa yürüttüğü proje kapsamında 300 km'lik hat boyunca yapılan sismik yansıma çalışmaları neticesinde Moho kalınlığı 36 km olarak bulunmuştur. Özalaybey, (2002) ve Karabulut vd. (2002) yaptıkları çalışmalarda 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi ($M_w=7.4$) artçı sarsıntılara ait farklı veri setleri kullanılarak hız modelleri türetilmiş ve Marmara bölgesinin doğusu için kabuk kalınlığı 33 km olarak bulunmuştur. Karahan (2001) tarafından yapılan çalışmada ise kontrollü kaynak verileri kullanılarak Doğu Marmara için kabuk kalınlığını 39 km olarak bulmuştur. Bütün bu çalışmalar sonucunda, üst kabuk ve üst manto'da çapında P dalgası hızı 5.7 ile 6.4 km/sn ve 8.0 ile 8.1 km/sn olarak hesaplanmıştır. Zor vd. (2006)'da birlikte yaptığı çalışmasında, 1999 İzmit depremi sonrası bölgeye yerleştirilen 11 geniş bantlı istasyon ile Marmara bölgesinde Alıcı Fonksiyon Yöntemi uygulanmıştır. KAF boyunca batıdan (29-32 km) doğuya (34-35 km) doğru kabuk kalınlığı belirlenmiştir. Fakat kuzey-güney yönündeki değişim açıkça belirlenememiştir. KAF üzerinde kabuksal yapının değişimi ve kabuk S dalgası modelleri üretilmeye çalışılmıştır. Alıcı fonksiyonları (receiver function) ters çözümü ile dünyanın çeşitli yerlerinde, meydana gelen telesismik dalgalar kullanılarak S dalgası hız yapısı belirlenmeye çalışılmıştır. Alıcı fonksiyon yöntemine göre yapılan bu çalışmada Marmara Bölgesinin doğusunda kabuk kalınlığını ve S dalgası hızını sırasıyla; 31 ± 2 km ve 3.64 ± 0.15 km/sn olarak hesaplanmıştır. Karahan (2001)'de yapılan çalışmada ise, KAF'ın Mudurnu alanı çevresinde, Deprem Araştırma Dairesi (DAD) ile Frankfurt Üniversitesi Jeofizik Bölümü ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nün (EIR) ortaklaşa yürüttüğü depremlerin önceden tahmini araştırmasına yönelik proje kapsamında Akyazı yakınlarında 120 km boyunca 2 profil ile 2 km aralıklarla dizilim gösteren 30 adet kısa periyotlu sismik istasyondan yararlanılarak veri toplanmıştır. Toplanan veriler sonucu kabuk için P dalgası hız değişimi; 2 km kalınlıktaki sedimanter tabaka hızı $V_p= 3.6$ km/sn, 13 km'ye kadar $V_p=5.9$ km/sn, 25 km'ye kadar $V_p=6.5$ km/sn, alt kabuktan 39 km'ye kadar olan Moho derinliğine kadar $V_p=7.0$ km/sn ve Mohonun altındaki derinlikteki hız $V_p=8.05$ km/sn olarak hesaplanmıştır.

İzleyen alt bölümlerde; çalışma yapılan bölgenin jeolojik ve sismolojik özellikleri, kullanılan yöntemin genel özellikleri anlatılmış ve elde edilen sonuçlar verilmiştir.

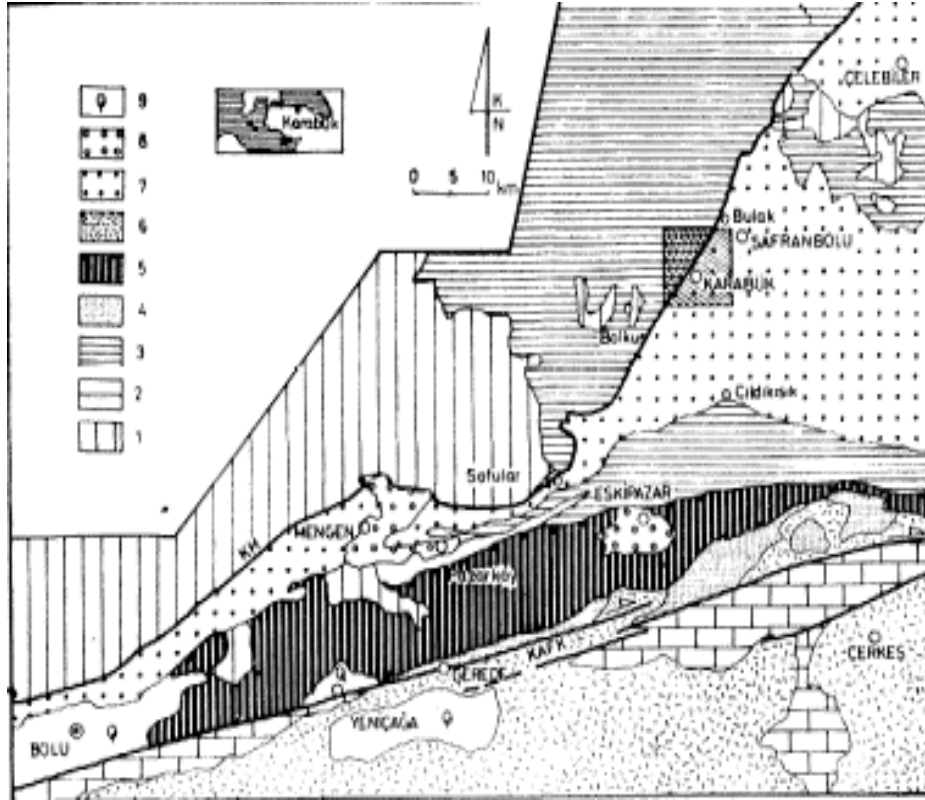
2. BÖLGENİN JEOLJİK, TEKTONİK VE SİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Bulunduğu konum itibariyle Türkiye, depremsellik açısından dünyanın en etkin bölgelerinden biridir. Doğrudan genç tektonik ile ilişkili olan bu sismik hareketlilik, yerkürenin uzun tarihi boyunca çok sayıda büyük depremin meydana gelmesine neden olmuştur. Özellikle iki ana fay sistemi olan Kuzey Anadolu Fay (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı (DAF) bu sismik etkinliğin en önemli iki kaynağıdır.

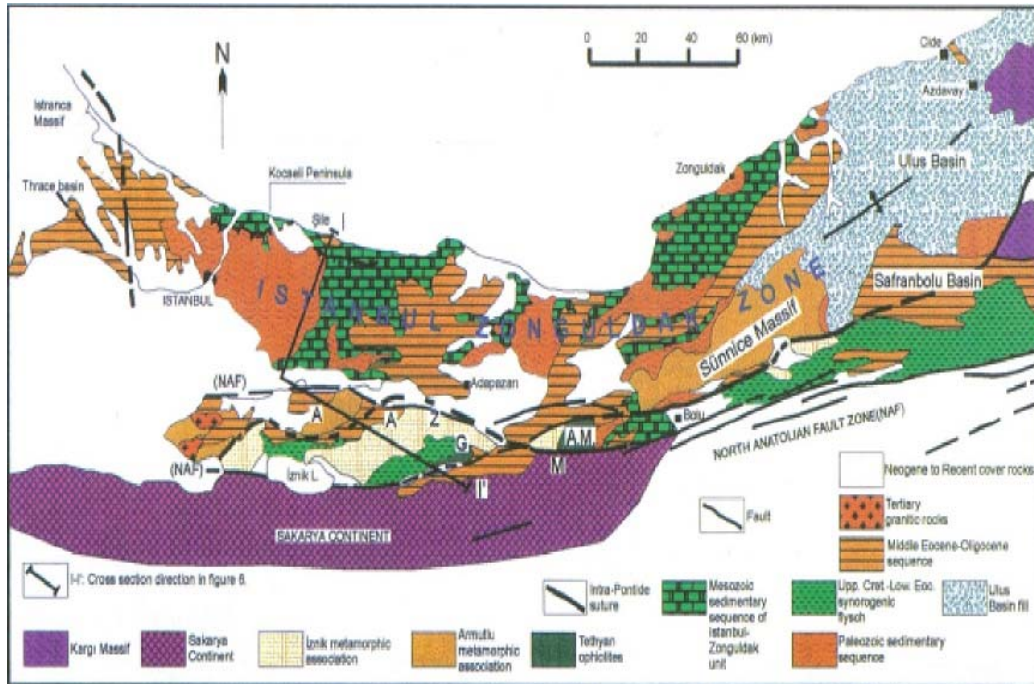
2.1 Bölgenin Jeolojisi

Kuzeybatı Anadolu’da en yaşlı birim Paleozoik yaşlı metamorfik kayalardır. Bunlar yeşilşist, hornfels ve amfibolit fasiyesinde gelişmiş gnays, granat şist, biyotit şist, kalk şist, klorit şist, mika şist, grafit şist, dolomitik karakterli mermerler, kristalize kireçtaşı, fillit, amfibolit bileşimindedir. (Şengör vd., 1981)

Karabük-Safranbolu havzası Eosen yaşlı tortul kayalardan oluşmuştur. Karabük-Safranbolu havzasının kuzeybatı kenarı ‘Karabük Hattı’, Bolu ovası doğusu ile Eskipazar batısı arasında kalan güney kenar ‘Eskipazar Hattı’ olarak adlandırılmış ve tektonik nitelikli olduğu vurgulanmıştır. Karabük ilçesi ve yakın dolayında, alt Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı kayalar yüzeyler. Üst Mesozoyik yaşlı kayalar, genelde fliş fasiyesinde olup, Tersiyer havzasının temelini oluşturur. Havzanın içinde ise, egemen olarak Alt Lütasiyen yaşlı küçük taneli kırıntılılar (silttaşı, kiltası, marn) bulunmaktadır. (Koçyiğit, 1987)



Şekil 2.1 Karabük-Safranbolu Tersiyer havzası ve yakın çevresinin yalınlaştırılmış bölgesel jeoloji haritası (Koçyiğit A., 1987)



Şekil 2.2 Çalışılan bölgenin jeolojik yapısı (Yılmaz vd., 1997)

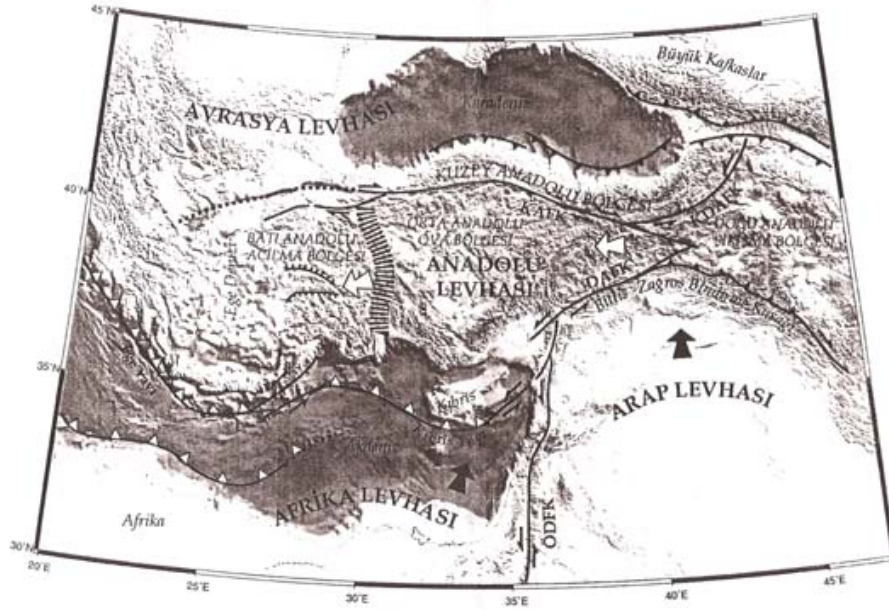
Düzce ovası, batıdan andezitler, Prekambriyen yaşlı metamorfik seriler ve Üst Kretase filiş ile çevrelenmiştir. Düzce ovası civarındaki Eosen yaşlı birimler, Paleozoyik yaşlı masifleri üzerlemektedir. Düzce ovası KAF'ın denetiminde gelişmiştir. Ovanın merkezi kısmı, daha yaşlı kaya birimlerle çevrelenen akarsu ve göl çökelleriyle kaplıdır. Düzce civarındaki en yaşlı kaya birimi, Prekambriyen yaşlı metagranotoyitler olup, Düzce'nin güneyinde yüzeylenirler. Düzce fayı, bu birimler ile Kuvaterner çökelleri arasındaki sınırı oluşturur.

Bolu ovası ise, kuzeyinden ve güneyinden Eosen ve Kretase yaşlı filişler ile çevrelenmektedir. Kretase filiş; konglomara, kumtaşı, kıltaşı, silttaşı, kıltaşı, ve şeyl arılanmasından meydana gelir. KAF, güneyde filişler ile Kuvaterner çökelleri arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Paleozoyik yaşlı granit kayalar, Bolu Masifinin merkezi kısmını oluşturur. (Blumenthal, 1948)

2.2 Bölgenin Tektoniği

Türkiye'nin neotektonik yapısı üç ana unsurun etkisi altındadır. Bunlar; 1. Ege Kıbrıs Yayı (Afrika levhasının Anadolu levhası altına daldığı levha sınırı), 2. Sağ yanal Kuzey Anadolu Fayı, 3. Sol yanal Doğu Anadolu Fayı'dır (Şengör vd.,1985).

Doğrultu atımlı fay özelliğinde olan son iki unsur boyunca Anadolu levhası, Arap ve Avrasya levhaları arasındaki bindirme kuşağından (Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı) uzaklaşarak, 20 mm/yıl (Barka,1992; Pfister ve diğ., 1998) ortalama hızla batıya doğru hareket etmektedir. Bu iki doğrultu atımlı fay kuşağı, Karlıova'nın doğusunda, kıtasal bir üçlü eklem şeklinde birleşmektedir (Şengör vd., 1985). Farklı levha sınırlarını ayıran bu yapı üçlü eklem sistemi olarak isimlendirilir. Yukarıda sözü edilen üç ana unsurun sonucu olarak Türkiye, 1. Doğu Anadolu Daralma Bölgesi, 2. Kuzey Anadolu Bölgesi, 3. Orta Anadolu Ova Bölgesi, 4. Batı Anadolu Açılma Bölgesi olmak üzere dört farklı neotektonik bölgeye ayrıldığı şekilde gösterilmiştir.



Şekil 2.3 Türkiye ve dolayının belli başlı genç tektonik yapılarını ve bölgelerini gösteren basitleştirilmiş tektonik harita (Bozkurt, 2001, Şengör, 1985)

KAF, Karlıova'dan başlayıp Yunanistan'a kadar devam eden, yaklaşık 1500 km uzunluğunda, doğrultu atımlı bir fay sistemidir. Genişliği yer yer birkaç metreden 40 km'ye kadar değişen ve parçalı birçok kırktan oluşan bir kuşaktır. Bu fay kuzeydeki Avrasya ve güneydeki Anadolu levhası arasındaki sınırın bir bölümünü oluşturan transform fay özelliğindedir. Karadeniz kıyılarına paralel olarak doğuda Karlıova'dan, batıda Saros körfezine kadar uzanır ve Doğu Anadolu sıkışma bölgesini Ege-Kıbrıs yayına bağlar. Ketin (1948), bu yapının genç bir yapı olduğunu belirtmiş; bu fayın güney blokunu oluşturan orta ve Batı Anadolu'nun , kuzey blokunu oluşturan Karadeniz'e göre batıya doğru hareket ettiğini ortaya koymuştur. Tarih boyunca birçok yıkıcı depreme neden olduğu için Türkiye'nin en etkin ve en önemli fay sistemidir.

Çalışma bölgesi olan Batı Karadeniz Bölgesi, yukarıda bahsedildiği gibi Türkiye'nin önemli neotektonik unsurlarından biri olan Kuzey Anadolu Fay zone i içerisinde.

Batı Karadeniz bölgesi jeolojik anlamda Türkiye'nin ana tektonik birimlerinden birini oluşturur. Bu birlik, karadeniz dağ kuşağını kapsayacak biçimde 'Pontidler' adı ile tanımlanmıştır. (Ketin, 1966). Daha sonraki çalışmalarda ise Pontidler'in diğer

kesimlerinden farklılıkları gözetilerek Batı Pontid (Şengör ve Yılmaz 1981, Tüysüz, 1990), İstanbul napı (Şengör vd., 1984), İstanbul Zonu (Okay, 1989) gibi isimlerle anılmıştır. Batı Pontidler Şekil 2.1’de de görüldüğü farklı tektonik birimlerden meydana gelir. Bunlar Istranca Masifi, İstanbul- Zonguldak Zonu, Armutlu-Almacık Zonu ve Sakarya Baseni’dir. Bahsedilen her bir tektonik zon; suture zonu veya transform faylar (tektonik levhaları ayıran faylar) gibi önemli yapılar ile birbirinden ayrılır. Batıda Çatalca civarından başlayarak doğuda Azdavay doğusuna kadar izlenen, güneyde ise Armutlu-Eskipazar zonu (Yiğitbaş vd., 1999) ve büyük ölçüde onu takip eden Kuzey Anadolu Fayı ile sınırlanan bu bölgenin doğu, batı ve güneydeki diğer birliklerden en önemli farklılığı temelinde yer alan Paleozoyik yaşlı çökel topluluğudur. Bu yada benzeri Paleozoyik yaşlı istifler, Kuzey Anadolu’da ki diğer tektonik birlikler içerisinde allokon ya da otokon olarak yer almazlar.

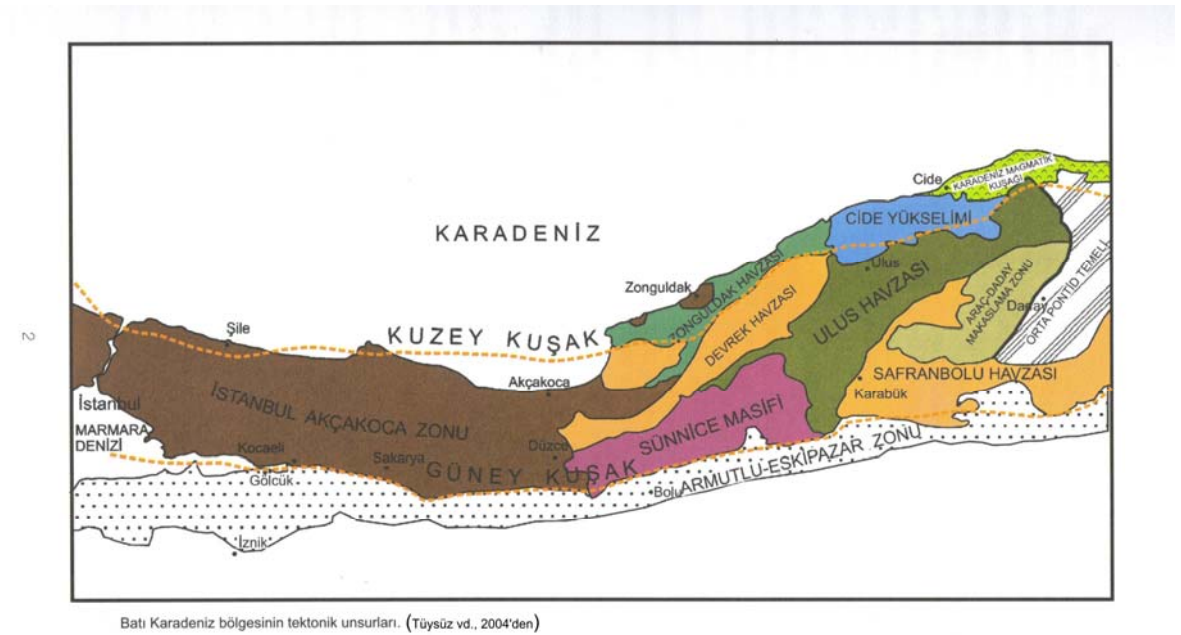
İstanbul zonunun sınırlarının niteliği hakkında farklı modeller önerilmiştir. Önceki yıllarda İstanbul zonunun bölgeye Doger öncesinde yerleşmiş bir nap olduğu kabul edilirken (Şengör vd., 1985) daha sonra İstanbul zonunun Moesya platformundan koparak Kretase’de bugünkü yerine yerleştiği ileri sürülmüş (Okay vd., 1994), bu iddia Moesya platformu ile İstanbul zonu Paleozoyik istiflerinin benzerliğine dayandırılmıştır.

Üzerinde oldukça yoğun jeolojik araştırmalar yapılmış olmasına rağmen yapısal ve tektonik nitelikleri henüz tartışmalı olan İstanbul zonunun stratigrafik birimleri oldukça iyi tanımlanmıştır. Bölgenin stratigrafik sınıflamasında bölgesel uyumsuzluklar anahtar seviyeler olarak kullanılmış ve böylece batı karadeniz bölgesinin aşağıda kısaca özetlenen stratigrafik çatısı oluşturulmuştur. (Tüysüz vd., 2004)

Batı Karadeniz bölgesinin en yaşlı birimleri Paleozoyik istifin altında sınırlı mostralarda görülür. Paleozoyik istifinin üzerinde geliştiği bu birimler Sünnice masifinde, Düzce kuzeyinde (Aydın vd., 1987) ve Araç ilçesi batısındaki Karadere’de (Arpat vd., 1978) yüzeylenmektedir. Prekambriyen yaşlı bu birimler ileri derecede metamorfik kayalardan oluşmaktadır. Prekambriyen temel üzerinde gelişmiş olan İstanbul Paleozoyik istifi Ordovisiyen’den Karbonifer’e kadar uzanan değişik yaş ve litolojideki

kayaları içerir. Geniş yayılım alanı içerisinde bu litolojiler gerek stratigrafik ilişkileri gerekse geliştikleri ortamlar açısından farklı özellikler sergiler. Bunun en belirgin örneği ise Karbonifer yaşlı kayalarda gözlenir. Bunlar, İstanbul çevresinde çört bantlı derin denizel türbiditlerle, Zonguldak çevresinde ise sığ denizel karbonatlar ve içerisinde Türkiye'nin tek taş kömür rezervini bulunduran karasal kırıntılarla temsil edilmiştir.

İstanbul zonunun Paleozoyik yaşlı birimleri üzerinde Kocaeli Yarımadası'nda denizel, doğuda Amasra-Cide çevresinde ise karasal Triyas çökelleri bulunur.



Şekil 2.4 Batı Karadeniz bölgesinin tektonik unsurları

Platform karbonatlarının çökmesinin ardından, İstanbul zonu üzerinde, iki büyük havza açılmıştır. Bunlar bugün birbirlerinden, Tersiyer yaşlı Devrek havzası ile ayrılan Zonguldak-Ulus havzalarıdır. İstanbul-Akçakoca arasındaki alanda bu dönemde çökme olmazken Zonguldak ve Ulus havzalarında kalın karbonat ve kırıntılar depolanmıştır. (Tüysüz vd., 2004)

Zonguldak havzası, Ereğli ile Amasra arasında Karadeniz'e paralel olarak uzanır. Güneyde Devrek havzasının Üst Kretase-Eosen birimleri tarafından örtülen havza

doğuda Cide yükselimine kadar devamlıdır. Havza çökelleri, çökelmiş karbonat ve kırıntıları içermektedir. (Tüysüz vd., 2004)

Ulus havzası da, Zonguldak havzası gibi Kretase çökelleri ile doldurulmuştur. Ulus havzasının batı kesimi düzenli stratigrafi sergilerken doğu kesimi karmaşık bir yapı sergiler ve volkanik katkılar içerir. Yer yer düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmiş Araç-Daday makaslama zonu kayalarına geçer. (Tüysüz vd., 2004)

Pelajik kireçtaşının gelişim evresi Görür vd., (1993) ve Tüysüz (1999) tarafından tanımlandığı gibi Karadeniz’de Erken Kretase’de başlayan gerilme rejimi sonucunda iyice incelmış olan kıtasal kabuğun koparak Batı Karadeniz Havzası tabanında okyanusal yayılmanın başladığını işaret etmektedir. (Tüysüz vd., 2004)

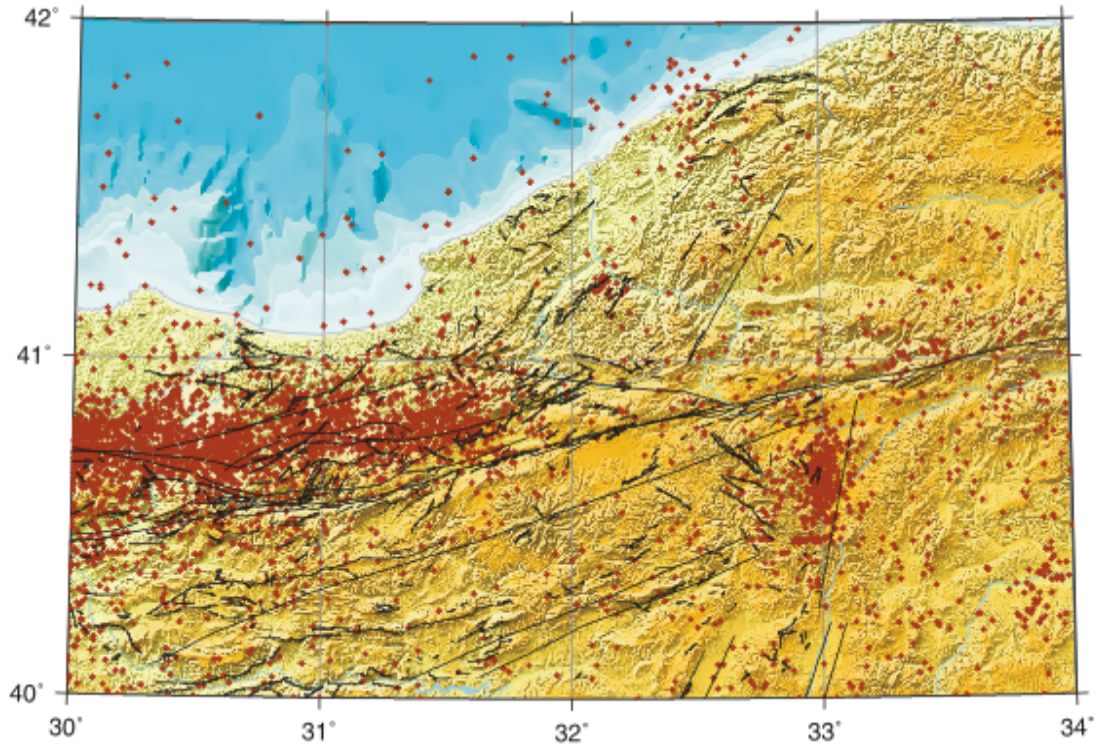
Maastrichtiyen-Eosen yaşlı çökellerle doldurulmuş olan Devrek Havzası kuzey batıda Zonguldak havzası, güneydoğuda ise Sünnice masifi ve Ulus havzası üzerinde yer alır. Havza doğuya doğru Cide yükselimi ile sınırlanır. Ancak bu yükselimin kuzeyinde Cide çevresinde yer alan Eosen çökellerinin Devrek havzasındakilerle aynı özelliklerde olması havzanın orijinalde bugünkü Karadeniz sınırları içerisine kadar uzanmış olduğunu göstermektedir. Devrek havzasında Eosen döneminde yer yer etkin bir magmatik faaliyetin de varlığı bilinmektedir. İstanbul ile Akçakoca arasında Üst Kretase-Eosen çökelleri Paleozoyik ve Triyas çökellerini ince bir örtü şeklinde transgresif olarak örtmektedir. Ancak bu bölgedeki yaşıt birimler Devrek havzasını dolduran birimlere nazaran daha sık bir ortamda gelişmiştir.

Düzce-Bolu Bölgesi, Sakarya zonunda yer alır. (Şekil 2.1) Türkiye’nin tektonik olarak en aktif bölgelerinden biridir ve 1999 Düzce depreminde büyük hasarlara maruz kalmıştır. Düzce, Bolu ve Kaynaşlı farklı yaştaki litolojik birimlerle çevrilmiş olan Kuvaterner yaşlı alüvyal çökeller üzerinde kurulmuştur. Tetis Okyanusu’nun kapanmasıyla başlayan yoğun bir tektonik deformasyona maruz kalmıştır. Bölgedeki deformasyon, Miyosen sırasında, KAF’dan sonra sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma şeklinde gelişmiştir. Bu hareket halen aktif olup, bölgenin deformasyonu günümüzde de devam etmektedir.

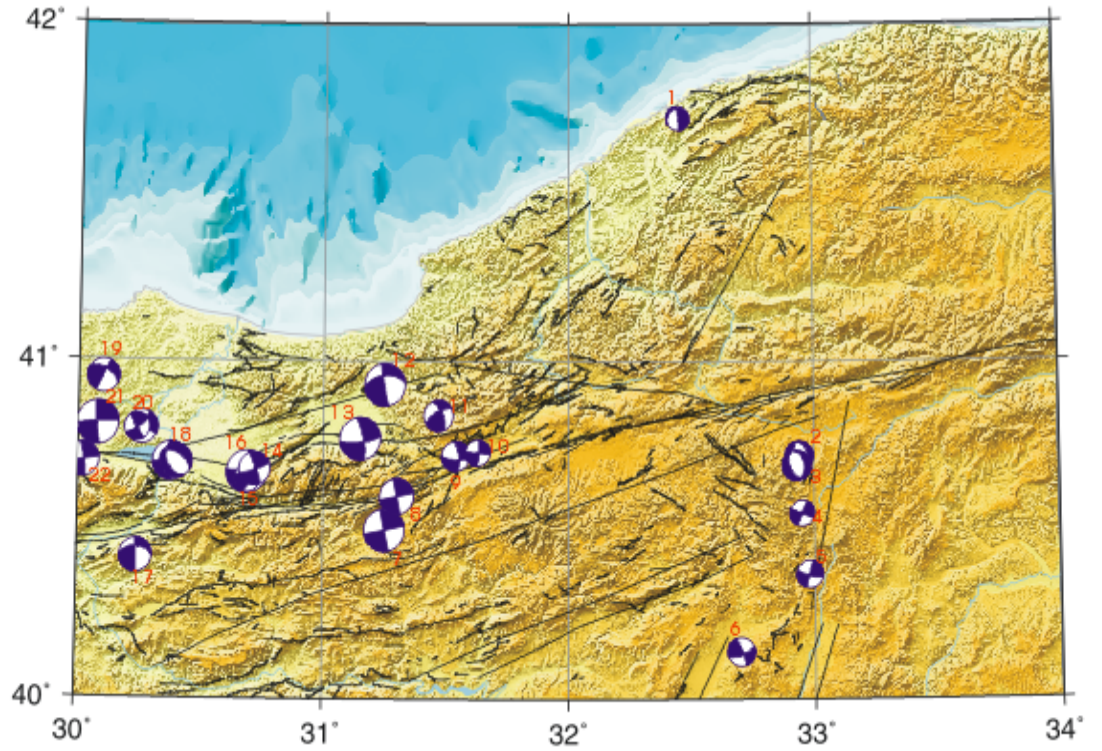
2.3 Bölgenin Sismolojik Özellikleri

Son yıllarda, çalışma bölgesinde ciddi hasarlara sebep olan en önemli deprem, KAF üzerinde meydana gelen, 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremidir. Bu deprem, ülkemizde can ve mal kaybına neden olmuştur. Yine KAF üzerinde bulunan ve geçmişte büyük depremlere maruz kalmış çalışma sahasının büyük bir kısmını içeren Bolu bölgesinde de, 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden yaklaşık üç ay sonra, 12 Kasım 1999'da Düzce depremi ($M_w=7.2$) meydana gelmiştir. Deprem 14 km derinlikte, ve nispeten küçük bir normal bileşene sahip sağ-yanal yönlü doğrultu atımlı bir faylanma sonucu meydana gelmiş olup, yaklaşık 40 km uzunluğunda bir yüzey kırığı oluşturmuştur. Deprem 200 km uzaklıktaki Ankara dahil olmak üzere, geniş bir alanda hissedilmiştir.

Çalışma sahasında aletsel dönem (1900-günümüz) içerisinde meydana gelen depremlerin, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü ve Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi'ne ait deprem kataloglarından yararlanılmasıyla ve bu veri setinin belirli bir formatta düzenlenmesi ile bölgenin sismik etkinliği haritada gösterilmiştir (Şekil 2.4). Bölgede meydana gelen depremlerin odak derinlikleri genel olarak sığdır (20 km'nin altındadır).



Şekil 2.5 Çalışma sahasında meydana gelen depremlerin (1960-günümüz) merkez üssü dağılımı ve fayların çizgiselliğinin gösterimi



Şekil 2.6 Çalışma sahasında meydana gelmiş bazı depremlerin odak çözümlerinin gösterimi

Şekil 2.6’de odak mekanizması çözümleri verilen depremlerin tarih, büyüklük, koordinat ve referanslarına ait bilgi aşağıda verilmektedir.

Çizelge 2.1 Haritada odak mekanizması çözümleri verilen depremlere ait bilgiler

Deprem Kodu	Tarih	Büyüklük	Enlem	Boylam	Referans
1	20.04.2006	4.0	41.720	32.450	Koeri-Turkey
2	08.06.2000	4.9	40.720	32.940	SED-Turkey
3	09.06.2000	5.0	40.690	32.930	SED-Turkey
4	12.12.2004	4.3	40.550	32.950	SED-Turkey
5	29.12.2004	4.6	40.370	32.980	SED-Turkey
6	12.11.2006	4.8	40.140	32.700	Koeri-Turkey
7	26.05.1957	7.1	40.500	31.250	Jackson,J.,McKenzie1988
8	26.05.1957	6.0	40.600	31.300	Jackson,J.,McKenzie1988
9	16.11.1999	5.0	40.720	31.540	SED-Turkey
10	13.04.2004	4.4	40.730	31.630	SED-Turkey
11	26.08.2001	5.2	40.840	31.470	SED-Turkey
12	12.11.1999	7.1	40.930	31.250	Kiratzı&Louvari,2000
13	12.11.1999	7.2	40.770	31.150	SED-Turkey
14	07.11.1999	4.5	40.650	30.690	Orgulu&Aktar,2001
15	23.08.2000	5.5	40.680	30.720	SED-Turkey
16	22.07.1967	7.2	40.670	30.690	Taymaz,1991
17	13.09.1999	5.7	40.420	30.240	Kiratzı&Louvari,2000
18	30.07.1967	5.6	40.700	30.400	McKenzie D.,1972
19	11.11.1999	5.6	40.950	30.100	Kiratzı&Louvari,2000
20	11.11.1999	5.6	40.800	30.260	SED-Turkey
21	17.04.2003	5.2	38.190	26.900	Harward
22	19.08.1999	4.5	40.650	29.070	Orgulu&Aktar,2001

3. DEPREM TOMOGRAFİSİ

Eski Yunanca’ da Tomo, dilim, dilimlemek anlamına gelen Tomografi, ilk olarak tıpta x ışınlarından yararlanarak insan vücudunun yoğunluk dağılımının belirlenmesinde kullanılmıştır. Daha sonra tomografi yönteminin sismolojik araştırmalar içerisinde gerek yapay gerekse doğal kaynak kullanan yöntemler için yeraltı hız dağılımının belirlenmesinde uygun bir yöntem olabileceği kabul edilmiştir. Yöntemin jeofizik çalışmalarında kullanılması 1980 sonrasında başlamıştır. Bilgisayar teknolojisinde gelişen hızlı hesaplamalar, büyük hacimli veri kullanan tomografi işleminin bilgisayar ortamında gerçekleştirilmesini olanaklı hale getirmiştir.

Deprem tomografisi ilk olarak 1974 yılında, U.S. Geological Survey (USGS)’ın orta California’da kurduğu sismik ağdan elde edilen telesismik P-dalgası verilerini kullanarak, San Andreas Fay kuşağı altındaki yer yapısını görüntüleyen Aki vd. (1976) tarafından yapılmıştır. Aki ve Lee (1976), deprem tomografisi tekniğini geliştirerek, yerel depremlere uygulanabilir hale getirmiştir.

Tomografi, bir çeşit ters çözüm problemidir. Önce bir ortam içinde yayılan enerjinin ölçülmesi, daha sonra bu enerjinin kaydedilme özelliğine göre (genlik, seyahat zamanı vb.) ilgili ortam parametrelerinin (hız, yoğunluk, iletkenlik vb.) bulunması için kullanılması tomografinin temelini oluşturur.

Sismik tomografi, daha öncede sözü edildiği gibi, sismik verilerden (seyahat zamanı, dalga şekli..) elde edilen yer altı yapısının hız, soğrulma veya yoğunluğuna ait 2-B yada 3-B görüntüsüdür.

Tomografi kuramı;

- Modelleme
 - Algoritma ve model parametrelerini kullanarak yapılan düz çözüm
 - Ters çözüm
 - Çözüm kalitesinin saptanması
- esaslarından oluşur.

Yerkabuğu süreksizlikler, faylar, katmanlı yapılar, sokulumlar, yüksek sıcaklık veya kısmi ergime kuşakları ile birlikte birçok jeolojik düzensizlikler içeren karmaşık bir yapıdadır. Böyle tekdüze olmayan bir yapının, yerel deprem tomografisi ile görüntülenmesi doğrusal olmayan bir işlemdir (Pavlis ve Booker, 1983) ve çözümler bir yer modeline göre doğrusallaştırılarak elde edilir (Aki ve Lee, 1976). Doğrusallaştırılmış ters çözümden elde edilen üç-boyutta görüntüler referans başlangıç modeline ve deprem lokasyonlarına birebir bağlıdır. Başlangıç modeline bağımlılığın çok küçük olduğu 3 boyutta tomografik sonuçların elde edilebilmesi amacıyla referans model olarak minimum bir-boyutta hız modeli hesaplanmakta ve üç-boyutta yapıya uyarlanmaktadır (Kissling ve diğ., 1994). Yerel deprem tomografisinde gerekli olan diğer işlem adımları, her bir kaynak ve alıcı arasındaki ışın yolunun ve bu yol boyunca dalganın seyahat zamanının hesaplanması ve hız yapısının modellenmesi olarak verilebilir. Işın yolunun hesabı için farklı yöntemler uygulanmaktadır. (Eğme yöntemi, atış yöntemi, en kısa yol yöntemi, hızlı ilerleme yöntemi (FMM) v.b.). Bu çalışmada, ışın yolu hesabı için hızlı ilerleme yöntemi kullanılmış, hız yapısının modellenmesinde dalga cephesinin ilerlemesinden yararlanılmıştır.

Tomografik çözünürlük sismik istasyonlar arasındaki mesafeye bağlıdır. Tomografik çözünürlüğü arttırmada bu nedenle iki yöntem mevcuttur. Birincisi; maliyet olarak pahalı olmak ile birlikte çalışılan bölgede ki istasyon sayısını arttırmaktır. İkincisi; tomografik çözümlemede sismogramlarda kayıt edilen ilk gelen P ve S dalgalarına ait deprem kayıtlarına ek olarak ara yüzeylerden yansıyan veya dönüşen ikincil dalgaları da kullanmaktır.

3.1 Tomografik Sınıflama

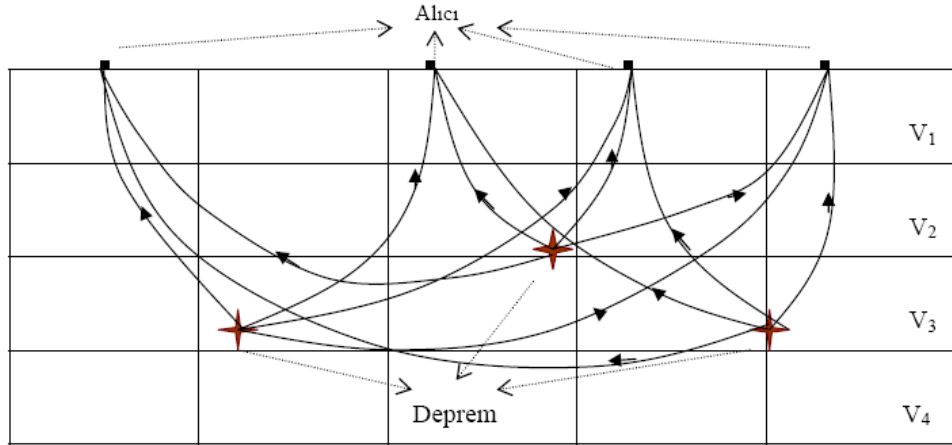
Genelde sismik tomografi, kullanılan kaynak türüne, kaynak-alıcı mesafesine, veri türüne ve uygulama amacına göre sınıflandırılır.

Kaynak Türüne Göre;

- Deprem Tomografisi (Doğal Kaynaklı Tomografi): Doğal kaynak olan depremlerin kullanıldığı tomografi yöntemidir. Bu tür tomografide alıcı olarak deprem istasyonları kullanılmaktadır. Deprem tomografisi ile yeryüzünden yerin merkezine kadar olan tüm yer içi görüntülenebilmektedir.
- Patlatma Tomografisi (Yapay Kaynaklı Tomografi): Yapay kaynak olarak patlayıcıların kullanıldığı, daha çok yerin sığ kesimlerini araştırmaya yönelik tomografi çeşididir.

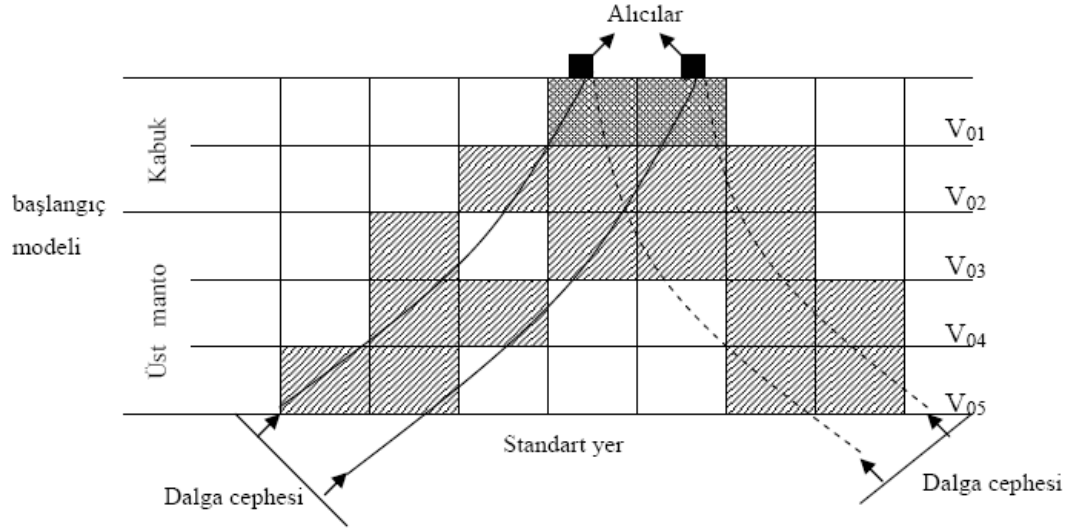
Kaynak-alıcı Geometrisine Göre:

- Lokal Deprem Tomografisi: Deprem ve istasyonların aynı model uzayı içerisinde yer aldığı bölgeler için uygulanan tomografi çeşididir. Deprem ve istasyon arasındaki mesafe, ilk varış zamanlarının doğrudan gelen fazlardan (P_g , S_g) elde edilmesine olanak sağlar. Lokal tomografi ile daha küçük ölçekli üst kabuk problemleri çözülebilmektedir.



Şekil 3.1 Lokal deprem tomografisinin geometrisi (Thurber, 1985)

- Telesismik Tomografi: Uzak alan depremlerin oluşturduğu, uzun periyotlu sismik dalgalarla yararlanılarak küresel ölçekte yapılan tomografi çeşididir. Tüm yer içinin görüntülenmesi amacıyla uygulanmaktadır. Yüksek ayrırlılığa sahip değildir.



Şekil 3.2 Telesismik tomografi yönteminin geometrisi (Aki vd., 1977)

Lokal tomografi ile telesismik tomografi karşılaştırıldığında, ışın yoğunluğundaki artış, yüksek dalga frekansı ve daha yakın istasyon aralığı gibi nedenlerden dolayı lokal tomografi daha yüksek ayrımlılığa sahiptir.

Veri Türüne Göre;

- Seyahat Zamanı Tomografisi: İstasyonlarda kaydedilen deprem verilerinin ilk varışlarının seyahat zamanlarından yararlanılarak yer altı hız yapısının belirlenmesidir. Deprem ile istasyon arasındaki ışın yollarından yararlanılarak, ortamın hızı ters çözüm yöntemiyle belirlenmeye çalışılır.
- Dalga Şekli Tomografisi: Sismik izlerin dalga şekillerine ters çözüm uygulanmasıyla yer içinin hız yapısının belirlenmeye çalışılmasıdır. Dalga şekli verisinin seyahat zamanına nazaran daha fazla bilgi taşıması nedeniyle yer içine ait daha ayrıntılı bilgi edinilmesini sağlar.

Uygulama Amacına Göre;

- Hız Tomografisi: Yapay ve doğal kaynakların kullanılmasıyla, deprem verilerinin seyahat zamanlarından yada dalga şeklinden yararlanılarak uygulanan tomografi türüdür.

- Soğrulma Tomografisi: Sismik enerjinin yer içinde hangi jeolojik yapılar tarafından ne derece enerji kaybının oluştuğunun anlaşılmasına yönelik yapılan tomografik yöntemidir. Daha çok aktif volkanik bölgeler ve fay kuşaklarında uygulanır. Çünkü soğrulmanın 3B ortam içinde değişimi daha net gözlenebilmektedir.

3.2 3-B Hız Tomografisi Yöntemi

Sismik tomografi, hacimsel bir hedef bölge için elde edilen çok sayıda gözlemsel veri (depremlere ait seyahat zamanları) ile yer altı yapısının 2B veya 3B olarak görüntülenmesi tekniğidir. Başarılı bir tomografik görüntüleme, ancak kaliteli veri (zamanda iyi senkrenizasyon, yüksek sinyal/gürültü oranı, dikkatli faz okumaları) ve doğru olarak belirlenmiş odaksal parametrelerle sağlanabilir. 3B tomografi çalışmaları ile 1B modelin içerdiği düşey yönde değişen katmanlı yapının yanı sıra jeolojik ve tektonik oluşumlarında yorumlandığı hem düşey hem yanal değişimler belirlenebilmektedir.

Bu çalışmada, FORTRAN programlama dilinde yazılmış FMTOMO (Rawlinson, 2006) isimli bilgisayar yazılımı kullanılmıştır. Bu program, verilen modele ilişkin P ve S dalgası hız dağılımını üç boyutta ters çözüm yöntemiyle hesaplayabilmektedir. Fakat yazılım içerisinde P ve S dalga hızları için eş zamanlı hesaplama yapıp yapılamayacağı henüz denenmemiştir. Bu çalışmada program sadece P dalgası hız yapısını hesaplamak için kullanılmıştır. Çünkü; sismometreler tarafından kayıt edilen depremlerin magnitüdlerinin küçük olması ve kayıtların oldukça gürültülü olması nedeniyle S fazları hassas bir şekilde değerlendirilememiş, bu nedenle uygulamada sadece P fazı için değerlendirme yapılmıştır.

Bu bölümde, çalışma bölgesinin hız yapısını belirlemek amacıyla; proje kapsamında istasyonların kurulduğu çalışma bölgesinde oluşmuş lokal depremler, çalışma bölgesinin dışında oluşmuş ve alıcılar tarafından kaydedilen bölgesel depremler kullanılmıştır.

Tomografide kullanılacak deprem verilerinin fazlarının tanımlanmasında episantr mesafesinden yararlanılır. Episantr mesafesi, deprem odağının yeryüzündeki izdüşüm noktası (merkezüssü) ile depremin kaydedildiği istasyon arasındaki mesafedir. Şekil (3.1)'de gösterildiği gibi episantr mesafesine göre sınıflama yaparsak;

- Lokal Mesafe (Üst Manto): Deprem dalgası seyahat mesafesi 100 km'den küçüktür. Lokal mesafedeki sismik kayıtlar kabuksal yapıdan etkilenir ve sismogramlarda ilk gelen faz doğrudan gelen P ve S fazlarıdır (Pg,Sg).
- Bölgesel Mesafe: Deprem dalgası seyahat mesafesi 100 km ile 1400 km arasında ($1^\circ < \Delta < 13^\circ$) tanımlanır. Bölgesel mesafedeki sismik kayıtlar kabuktan kırılarak veya yansıyarak gelen fazlardan oluşur.
- Alt-Kabuk Mesafesi: Deprem dalgası seyahat mesafesi $13^\circ < \Delta < 30^\circ$ olarak tanımlanır. Sismik enerji yerin 70 ile 700 km altına ait bilgi taşır.
- Telesismik Mesafe: Deprem dalgası seyahat mesafesi $\Delta > 30^\circ$ olarak tanımlanır. Sismik enerji yerin 700 ile 2886 km altına ait bilgi taşır. Çekirdekten yansıyarak gelen (PcP) veya çekirdekten kırılarak ilerleyen fazlar (PKP) kaydedilir.

Yukarıda da bahsedildiği gibi farklı episantr uzaklıklarına ait deprem kayıtlarından yararlanılarak yinelemeli ters çözüm yapan FMTOMO yazılımı 3B seyahat zamanı tomografisi için kullanılmıştır. FMTOMO yazılımında, deprem dalgalarına ait ışın yollarının hesaplanmasında ışın izleme yöntemi olarak Hızlı İlerleme Yöntemi kullanılmıştır.

Söz konusu tomografi yönteminin uygulama aşamaları şu şekildedir:

- Çalışma alanına ait 1-B hız modelinin tanımlanması
- Tomografide kullanılacak depremlere ilişkin faz okumalarının yapılması ve depremlere ait gözlemlenen seyahat zamanı giriş dosyalarının hazırlanması
- Düz çözüm ile kuramsal seyahat zamanlarının ve ışın yollarının hesaplanması
- Frechet türetmesinin uygulanması
- Ters çözüm yönteminin uygulanması
- Çözüm kalitesinin belirlenmesi

3.2.1 Modelleme

Ters çözüm yöntemlerinin tümünde amaç; gözlemsel değerler ile bir başlangıç modelinden yola çıkılarak hesaplanan kuramsal değerler arasındaki farkı, eş zamanlı çözümleme ile en küçük yapmaya çalışmaktır. Eğer kullanılan veri deprem verisi ise bunlara ait gözlemsel ve kuramsal seyahat zamanları arasındaki farkı en aza indirmek yerel deprem tomografisinin esasını oluşturmaktadır.

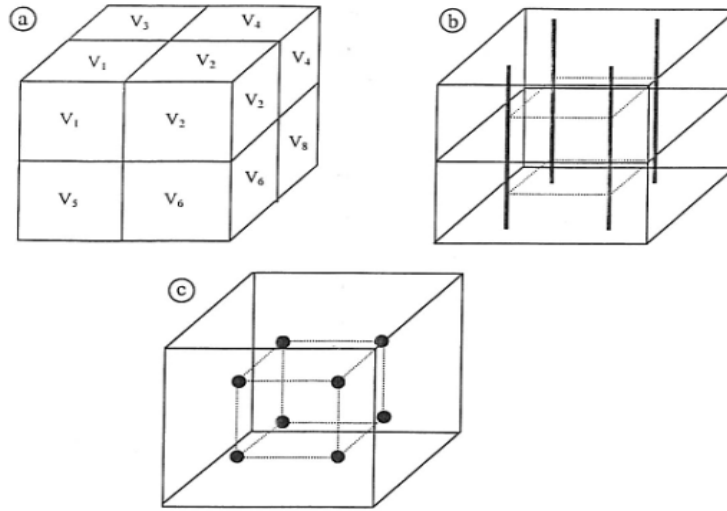
3-B tomografide elde edilecek sonuçlar, başlangıç referans modeline son derece bağımlıdır (Kissling, 1994). Ortamın jeolojisi ile uyumlu seçilen başlangıç 1-B hız yapısı, tomografik sonuçların başarısı açısından son derece önemlidir. Uygunsuz kullanılan başlangıç hız modeli tomografik sonuçta yapay anomaliler, jeolojik ve sismotektonik açıdan anlamsız yapılar oluşturabilir.

Yer kabuğu, geniş ölçekte süreksizlikler, faylar, katmanlı yapılar, sokulumlar, yüksek sıcaklık veya ergime kuşakları ile birlikte birçok jeolojik düzensizlikler içeren karmaşık bir yapıdadır. Bu nedenle, tekdüze olmayan bir yapının yerel deprem tomografisi ile görüntülenmesi, öncelikle ışın yoğunluğuna bağlıdır. Modellemede kullanılan bloklardan geçen ışın sayısı, o blokta hız değişimi hakkında bilgi edinmemizle doğrudan ilgilidir. Diğer bir değişle, içerisinden yeterli sayıda ışın geçmeyen blokların hız değişimi ile ilgili olarak bilgi edinemeyiz.

Hız yapısı modellenmesi için önerilmiş çeşitli yaklaşımlar vardır. Örnek olarak Aki ve Lee (1976) 'nın sabit hızlı blok yaklaşımı verilebilir. Çalışılan bölge, sabit sismik hıza sahip bloklara bölünmüştür. Hızın bir bloktan diğerine değişimine izin vermediği için tek düze olmayan yapıların çözümlenmesinde başarısızdır. Bir diğer yaklaşım, ayrık blok yaklaşımıdır ki; katmanlı yapı içinde yanal hız değişim modelidir. Önerilen bu modelde, düşey yönde sabit hızlı katmalara ayrılmakta ve hızlar, yatay yöndeki düşey düğüm çizgileri arasında iç değer bulma yöntemi ile hesaplanmaktadır. Düğüm çizgileri arasındaki uzaklık, katmandan katmana değişebilmektedir. Bu yaklaşım, biraz daha üstün olmakla birlikte düşey yöndeki hız değişimlerine karşı duyarsızdır.

Diğer bir yaklaşımda ise, ortam 3-B düğüm çizgileri kullanılarak tanımlanmaktadır. Bir dörtgenin her bir yüzeyini tanımlayan komşu dört düğüm noktası grubu ele alınarak, dört düğüm noktasının hızı, dörtgen içerisinde doğrusal değişen tek bir hız alanını tanımlamakta ve hız değişimini herhangi bir doğrultuda gösterebilmektedir. Bu yaklaşımda hız, düğüm noktaları arasında doğrusal B-spline iç değer bulma yöntemiyle her yönde değişebilmektedir. Çalışmamızda kullanılan yazılımda, bu yaklaşım uygulanmıştır.

Yukarıda değinilen her üç yaklaşımda kullanılan model blokları, istasyon ve depremlerin odaklarını çevreleyecek şekilde oluşturulmalıdır. Oluşturulan modelin derinliği, veri setinde en derine ulaşan ışın yolunun derinliğinden daha büyük olmalıdır.



Şekil 3.3 Hız modeli için geliştirilmiş üç yaklaşımın şematik gösterimi a) sabit hızlı bloklar b) yanal değişimli katmanlar c) düğüm noktaları (Kesikli çizgiler uzaysal ortamdaki iç değer bulmayı göstermektedir. (Roecker, 1993)

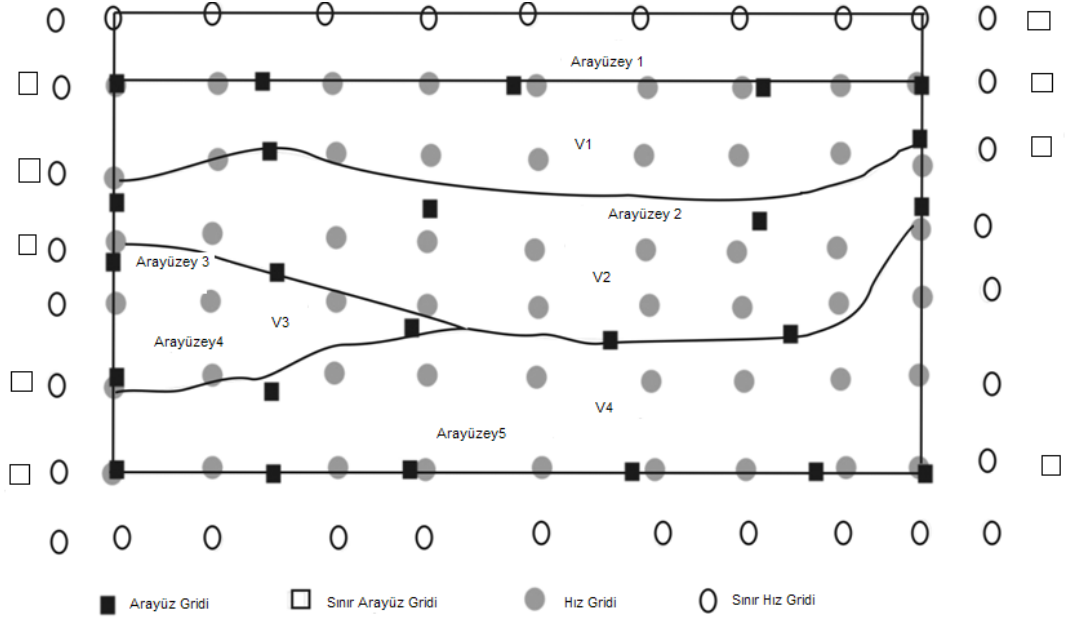
Modelde blok boyutlarının çok küçük alınması durumunda, modelin parametre sayısı dolayısıyla hesaplama zamanı artacak, ayrıca bazı bloklarda ışın yoğunluğu azalacağından çözünürlük düşecektir. Model bloklarının çok kaba tanımlanması durumunda ise yapıyı kabaca temsil eden bir görüntü elde edilecek ve yapıdaki küçük değişimler görüntülenemeyecektir. Bu nedenle, oluşturulan model için uygun blok boyutlarının belirlenmesi son derece önemlidir.

Kullanılan yazılımda hız yapısının modellenmesi için giriş dosyaları mevcuttur. Çalışılan bölgeyi temsil eden model, tabakalar ve arayüzeyler tanımlanır. Söz konusu giriş dosyasında, tabakalar ve arayüzeyler ayrı ayrı grid ağları ile tanımlanmaktadır.

Her bir tabakanın hız yapısı düzenli grid ağı ile tanımlanmıştır. Grid noktaları hız değerleri kübik B-spline fonksiyonu (3.dereceden polinom) ile kontrol edilmektedir. Tabaka grid noktalarına hız değerleri atanırken iki seçenek mevcuttur; söz konusu tabaka için dışarıdan bir hız modeli tanımlanarak grid noktalarına hız değerleri atanabilir veya hız gradientinin değişimine göre grid noktalarına hız değerleri atanabilir. Aşağıda da bahsedileceği gibi arayüzeylerin grid ağı ile tanımlanmasından farklı olarak; her bir tabakaya ait hız grid ağı diğer tabakaların hız grid ağından göre bağımsız bir şekilde tanımlanabilmektedir. Yani, her bir tabaka grid aralığı diğerinden farklı olabilir.

Tabaka arayüzeyleri de aynı şekilde enlem ve boylamda düzenli grid ağı ile tanımlanır. Fakat N adet tabaka için N+1 adet arayüzeyin gridlenmesinde eşit sayıda düğüm noktası ile arayüzeyler gridlenmelidir. Diğer bir ifadeyle, düğüm nokta sayısı farklı arayüzeyler için aynı olmalıdır. Arayüzeyler için grid aralıkları farklı olamamaktadır. Şekil 3.4’de tabakaların ve arayüzeylerin modellenmesi basit bir şekilde gösterilmiştir.

Arayüzeyler Şekil 3.4’de de görüldüğü gibi üst üste binebilir ve arayüzeylere istenen topoğrafik görüntü verilebilir. Arayüzeyler için ters çözüm yapılırken, arayüz grid noktaları derinliğin fonksiyonu olarak değişim göstermektedir. Yani düşey yönde bir değişim söz konusudur.



Şekil 3.4 FMTOMO için uyarlanmış düşey değişimi gösteren model
(Rawlinson, 2004)

Arayüzey ve hız grid ağı sınır grid noktalarını içerir. Eğer grid ağı N adet grid noktasından oluşmuşsa hız veya arayüzey grid sayısı N-2 adettir.

Yazılımda; 'grid3dg' alt programı yardımıyla giriş parametreleri tanımlanarak tomografi için Şekil 3.4'deki gibi yapısal model oluşturulur. Yapısal modelin tanımlanmasında; model tabaka sayısı, hız grid tipi (tomografide P veya S dalga hızından yararlanılması ile ilgili bilgi), arayüzeyler arasındaki minumum mesafe değeri, ilgilenilen tomografik alanın enlem, boylam ve derinliği giriş dosyasında tanımlanmaktadır. Yazılımda, küresel koordinatlarda hesaplama yapılmaktadır. Yapısal modelin üst sınırı yeryüzeyinin üzerinden tanımlanmalıdır ve ayrıca bu tanımlama yapılırken alıcı istasyonların tanımlanan model ağının dışında kalmamasına dikkat edilmelidir.

Hızlı ilerleme yöntemiyle yapılan düz çözümde, model grid ağını çevreleyen ikincil bir grid ağı daha tanımlanır (propagation grid). İkincil grid ağında çözünürlüğü belirleyecek olan grid sayıları modelin enlem, boylam ve derinliği için belirlenir. Model grid ağı ile model ağını çevreleyen ikincil grid ağı arasındaki farkın algılanması oldukça önemlidir. Yukarıda da bahsedildiği gibi model grid ağı ters çözüm aşamasında kullanılacak olan

yapısal modeli oluşturur. İkincil grid ağı ise eikonal denkleminin çözümünden yararlanılarak yapılan ışın izleme yönteminde kullanılacak hız değişimlerin örneklendirilmesini sağlar. Ayrıca model seyahat zamanlarının doğruluğunu arttırmak için iyileştirme faktörleri de tanımlanmaktadır.

3.2.2 Işın izleme

Deprem tomografisinde, hesaplanması gereken başlangıç işlemini; bir başlangıç deprem odak lokasyonu ve yer modeli için en hızlı katedilebilecek ışın yolunun ve bu yol boyunca dalganın seyahat zamanının hesaplanması oluşturur. Işın yolu hesabı, kaynak-alıcı çiftinden oluşan iki nokta arasındaki sınır-değer problemidir. Literatürde uygulanan bir çok ışın izleme yöntemi mevcuttur. Bunlar; Atış Yöntemi (Koch, 1985; Lin ve Roecker , 1990; Sambridge ve Kennett, 1980), Eğme Yöntemi (Thurber, 1985), Dalga Cephesi Işın İzleme Yöntemi (Vidale, 1990; Koketsu ve Afnimar, 2000; Podvin, 1991; Sava ve Fomel, 2001), En Kısa Yol Yöntemi (Fischer, 1993; Urdaneta, 2001), Hızlı İlerleme Yöntemi (Rawlinson ve Sambridge, 2004). Işın izleme yöntemleri uygulanırken kullanılan fizik esaslarından aşağıda bahsedilmiştir.

- Fermat Prensibi

Fermat prensibine göre; kaynaktan çıkan bir ışının diğer bir noktaya ulaşması için gereken zaman minimumdur. Işın geometrisi; kaynak koordinatı, alıcı koordinatı ve kaynaktan çıkış açısına bağlı olarak Fermat Prensibinden yararlanılarak belirlenir. Kaynaktan alıcıya giden ışın yolu için Fermat prensibine dayanarak en kısa ışın yolu 2B ve 3B ortamda (3.1) ile hesaplanır.

$$T(x) = \sum_{i=1}^n \frac{1}{2} \left(\frac{1}{v_i} - \frac{1}{v_{i-1}} \right) \sqrt{(x_i - x_{i-1})^2} \quad (3.1)$$

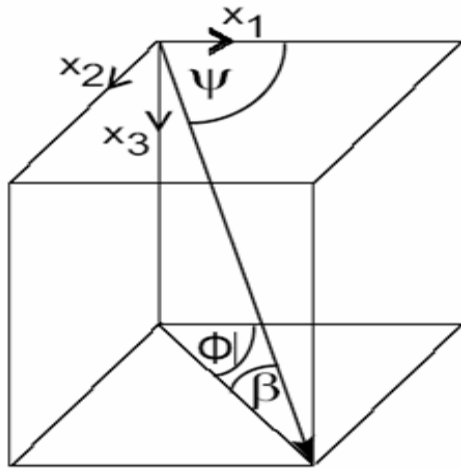
Eğer (3.1) ifadesi anizotropik bir ortam için incelenirse; ışın yolu grup hızlarının hesaplanması gerekir. (3.2)'deki grup hızı eşitliği ışın yolunun düşey bileşen ile yaptığı açıdan(ψ) yararlanılarak bulunur (Şekil 3.5) (Reeshidev 2000).

$$\frac{1}{V_g^2(\psi)} = a_0 + a_1 \cos^2 \psi + a_2 \cos^4 \psi \quad (3.2)$$

Burada, a_0, a_1, a_2 sabitleri grup hızı bilgisinden yararlanılarak $\psi = 0$ ve $\psi = 90$ için hesaplanır. Şekil 3.5’de gösterilen β ve ϕ açılarını ise temel trigonometrik bağıntıdan yararlanılarak hesaplayabiliriz.

$$\cos \psi = \cos \beta \cos \phi \quad (3.3)$$

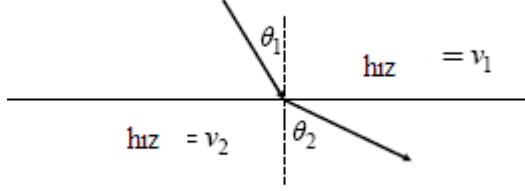
$$\frac{1}{V_g^2(\phi, \beta)} = a_0 + a_1 \cos^2 \phi \cos^2 \beta + a_2 \cos^4 \phi \cos^4 \beta \quad (3.4)$$



Şekil 3.5 Işın yolu ile ψ, β, ϕ açılarının gösterimi (Byun vd., 1989)

- Snell Yasası

Farklı yayılma hızına sahip ortamlardaki ışınların kırılmasını, hızlar ve açılar arasındaki ilişki ile tanımlamaktadır (Şekil 3.6).



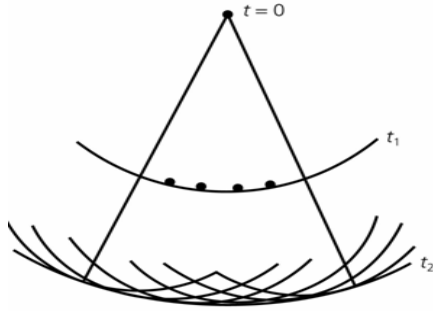
Şekil 3.6: Snell yasasının şematik gösterimi (Margrave, 2005)

Işın parametresi (p) Snell kanununa göre (3.5)'deki gibi tanımlanır. Işın parametresi ışının seyahat yolu boyunca sabittir (Margrave, 2005).

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \equiv p \quad (3.5)$$

- Huygens Prensibi

Dışa doğru yayılan dalga cephesi üzerindeki her nokta, ikincil dalgalar için yeni bir kaynak gibi davranır. Zaman içerisinde bir sonraki dalga cephesi (Şekil 3.7)'de görüldüğü gibi ikincil dalgalara teğet çizilerek bulunur. (Wysession, 2003)



Şekil 3.7 Huygens prensibinin şematik gösterimi (Wysession, 2003)

- Işın Yolu İçin Dalga Denklemi Hesabı

Yer içerisinde yayılan elastik dalgalar, geçtikleri ortamın deformasyonuna neden olurlar. Bir cisimdeki veya ortamdaki deformasyonlar ise gerilme ve yamulma ilişkileri ile açıklanabilmektedir. Bir cisim içerisindeki birim hacim elemanına etki eden gerilmelerin, buna karşılık meydana gelen yamulmaların ve yer değiştirmelerin statik bir dengede olduğu ve zamanla değişmediği düşünülür.

Homojen ve izotrop bir ortamda hareket denklemi : (Fung, 1969)

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \varphi}{\partial x_i} + \mu \nabla^2 u_i \quad i=1,2,3... \quad (3.6)$$

$$\varphi \equiv \sum_j \partial u_j / \partial x_j ; \text{dilatasyon} \quad (3.7)$$

(3.6) denklemi tekrar yazılırsa;

$$\rho (\partial^2 u / \partial t^2) = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \bullet u) + \mu \nabla^2 u \quad (3.8)$$

Üç bileşendeki yer değişimi toplar, yoğunluk terimini eşitliğin diğer tarafına alınırsa;

$$\partial^2 \varphi / \partial t^2 = [(\lambda + 2\mu) / \rho] \nabla^2 \varphi \quad (3.9)$$

Diverjans operatörünü eşitliğe uygulanır ve $\nabla \bullet (\nabla \times u) = 0$ eşitliğini kullanılırsa;

$$\partial^2 (\nabla \times u) / \partial t^2 = (\mu / \rho) \nabla^2 (\nabla \times u) \quad (3.10)$$

(3.8) ve (3.9) eşitlikleri kullanılarak klasik dalga eşitliği yazılırsa;

$$\partial^2 \psi / \partial t^2 = v^2 \nabla^2 \psi \quad (3.11)$$

Denklemlerden yararlanılarak elastik dalga hızları elastik sabitler cinsinden belirlenebilir.

(3.8) nolu eşitlikten yararlanılarak boyuna dalga hızı:

$$V_p = [(\lambda + 2\mu) / \rho]^{1/2} \quad (3.12)$$

(3.9) nolu eşitlikten yararlanılarak enine dalga hızı:

$$V_s = (\mu / \rho)^{1/2} \quad (3.13)$$

Heterojen, izotrop, elastik bir ortamda denklem biraz daha karmaşık bir hale gelir. (Karal ve Keller, 1959)

$$\rho(\partial^2 u / \partial t^2) = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \bullet u) + \mu \nabla^2 u + \nabla \lambda (\nabla \bullet u) + \nabla \mu \times (\nabla \times u) + 2(\nabla \mu \bullet \nabla) u \quad (3.14)$$

Elde edilen dalga denklemleri başlangıç ve yüzey koşullarında çözülür. Diğer bir yaklaşım ise ışın ve dalga cephesi çözümü için yukarıda anlatılan dalga eşitliklerinin eikonal denklemlerine dönüştürülmesidir (Cerveny, 1977).

- Eikonal Denklemlerinin Elde Edilmesi

3B ortamda dalga eşitliği yazılırsa; (Officer, 1958)

$$(\partial \psi / \partial x)^2 + (\partial \psi / \partial y)^2 + (\partial \psi / \partial z)^2 = (1 / v^2)(\partial \psi / \partial t)^2 \quad (3.15)$$

$$\psi = \psi[W(x, y, z) - v_o t] \quad (3.16)$$

(3.15) ve (3.16) nolu eşitlikler kullanılarak zaman bağımsız eikonal eşitliği;

$$(\partial W / \partial x)^2 + (\partial W / \partial y)^2 + (\partial W / \partial z)^2 = v_o^2 / v^2 = n^2 \quad (3.17)$$

$$(n = v_o / v)$$

$$\frac{dx}{\partial W / \partial x} = \frac{dy}{\partial W / \partial y} = \frac{dz}{\partial W / \partial z} \quad (3.18)$$

$$dx/ds = k(\partial W / \partial x), dy/ds = k(\partial W / \partial y), dz/ds = k(\partial W / \partial z) \quad (3.19)$$

3B dalga düzleminde ilerleyen ışın için;

$$\left(\frac{dx}{ds}\right)^2 + \left(\frac{dy}{ds}\right)^2 + \left(\frac{dz}{ds}\right)^2 = 1 \quad (3.20)$$

(3.19) nolu denklem eřitliklerini ve (3.17) nolu eikonal denklemini kullanarak;

$$\left(k \frac{\partial W}{\partial x}\right)^2 + \left(k \frac{\partial W}{\partial y}\right)^2 + \left(k \frac{\partial W}{\partial z}\right)^2 = 1 = k^2 n^2 \quad (3.21)$$

$$k = 1/n \quad (3.22)$$

(3.22) nolu denklemdeki k değerini (3.19) denkleminde yerine yazarsak;

$$n\left(\frac{dx}{ds}\right) = \frac{\partial W}{\partial x}, \quad n\left(\frac{dy}{ds}\right) = \frac{\partial W}{\partial y}, \quad n\left(\frac{dz}{ds}\right) = \frac{\partial W}{\partial z} \quad (3.23)$$

Işın yolu eşitlikleri;

$$\frac{d}{ds}\left(n\frac{dx}{ds}\right) = \frac{\partial n}{\partial x}, \quad \frac{d}{ds}\left(n\frac{dy}{ds}\right) = \frac{\partial n}{\partial y}, \quad \frac{d}{ds}\left(n\frac{dz}{ds}\right) = \frac{\partial n}{\partial z} \quad (3.24)$$

Kırılan dalga için; n ile tanımlanan ortamda (3.24) nolu denklemde ışın yolu eşitlikleri üç bileşen için tanımlanmıştır.

Işın yolu denklemleri düzlem dalga teorisi kullanılarak ve yüksek frekans yaklaşımı yapılarak çözülür.

Yukarıda tanımlanan eikonal eşitliği toplam şeklinde ifadesi şeklinde yazılırsa;

$$\sum_{i=1}^3 \left(\frac{\partial W(x)}{\partial x_i}\right)^2 = \frac{v_0^2}{v(x)^2} \quad (3.25)$$

$$W(x) = v_0 T \quad (3.26)$$

(3.24) nolu denklemi tekrar yazılırsa;

$$(\nabla T)^2 = \frac{1}{v(x)^2}, (\nabla T : \text{yavaşlık}) \quad (3.27)$$

$$\frac{dx}{ds} = v(x) \nabla T \quad (3.28)$$

Yukarıda tanımlanan ışın yolu eşitliğini tekrar ifade edilirse;

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{v(x)} \frac{dx}{ds} \right) = \nabla \left(\frac{1}{v(x)} \right) \quad (3.29)$$

Tomografik çalışmada kullanılan ışın izleme yönteminde yukarıda ışın yolu eşitliklerinden yararlanılarak tanımlanan eikonal denkleminin sonlu farklar çözümü yapılmaktadır.

Eikonal denkleminin sonlu farklar çözümünden kısaca bahsedicek olursak;

- Eikonal Denkleminin Sonlu Farklar Çözümü

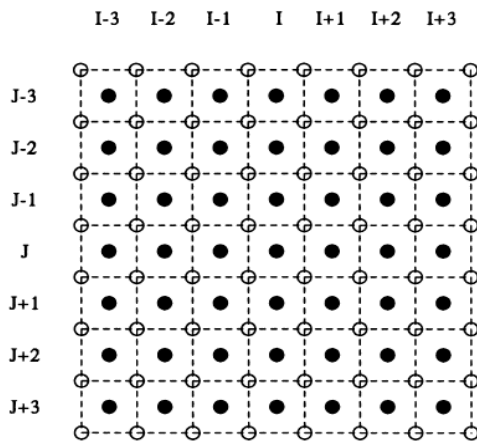
Ortamın iletkenliğinin ihmal edilebilmesi için yüksek frekans yaklaşımı yapılarak ; 2-B model için dalga cephesi sonlu farklar eşitliği şu şekilde tanımlanır;

$$(\partial t / \partial x)^2 + (\partial t / \partial z)^2 = s^2(x, z) \quad (\text{Elmare-Heald, 1969}) \quad (3.30)$$

t: zaman, s:yavaşlık

Sonlu farklar yaklaşımı bir çok araştırmacı tarafından denklem çözümünde kullanılmıştır. Merkezi sonlu farklar yaklaşımı, ileri farklar ve geri farklar yaklaşımına göre daha iyi sonuçlar üretmektedir.

Ortamın modellenmesinde, her bir hücre içinde merkeze yerleşmiş grid noktası ve hücrelerin köşelerinde bulunan grid noktaları mevcuttur.



Şekil 3.8 Ortamın Sonlu Farklar Yaklaşımı ile modellenmesi (Cao, 1994)

Şekil 3.8’de gösterilen merkezi noktalardan yararlanılarak yapılan çözümlemede, düzlem dalga yaklaşımı yapılır ve eikonal denklemi çözülür.

$$\left(\frac{t(i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})-t(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{t(i,j+1)-t(i,j)}{\partial z}\right)^2 = \overline{s^2(l, J + \frac{1}{2})} \quad (3.31)$$

$$\left(\frac{t(i,j+1)-t(i,j)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{t(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})-t(i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2})}{\partial z}\right)^2 = \overline{s^2(l + \frac{1}{2}, J)} \quad (3.32)$$

$$\left(\frac{t(i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})-t(i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2})}{\partial x'}\right)^2 + \left(\frac{t(i-\frac{1}{2},j-\frac{1}{2})-t(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}{\partial z'}\right)^2 = \overline{s^2(l, J)} \quad (3.33)$$

$$\left(\frac{t(i,j)-t(i+1,j+1)}{\partial x'}\right)^2 + \left(\frac{t(i,j+1)-t(i+1,j)}{\partial z'}\right)^2 = \overline{s^2(l + \frac{1}{2}, J + \frac{1}{2})} \quad (3.34)$$

Eşitliğin sağ tarafında gösterilen ortalama yavaşlık değeri, her bir hücredeki yavaşlık değeri sabit olduğu düşünülerek şu şekilde tanımlanır;

$$\overline{s^2} = \frac{1}{4}(s_0^2 + s_1^2) + \frac{1}{2} * s_0 s_1 * (\sin(i) * \sin(j) + \cos(i) * \cos(j)) \quad (3.35)$$

s_0 ve s_1 sırasıyla; 0 ve 1 nolu grid noktalarındaki yavaşlık değerleri, i ve j ise sırasıyla; gelen ışının arayüzey normali ile yaptığı açı, ilerleyen ışının arayüzey normali ile yaptığı açıdır.

(3.34) nolu ortalama yavaşlık değeri şu şekilde de verilebilir;

$$s^2 = \frac{1}{4}(s_0 + s_1)^2 \quad (3.36)$$

$\partial x, \partial z$; x ve y yönünde grid aralığı

$\partial x', \partial z'$; diyagonal yönde grid aralığı

Şekil 3.8'de gösterilen hücrelerin köşe noktalarından yararlanılarak yapılan çözümlemede de, düzlem dalga yaklaşımı yapılır ve eikonal denklemi çözülür.

$$\left(\frac{t(i,j)-t(i+1,j+1)}{\partial x'}\right)^2 + \left(\frac{t(i,j+1)-t(i+1,j)}{\partial z'}\right)^2 = \overline{s^2\left(i + \frac{1}{2}, j + \frac{1}{2}\right)} \quad (3.37)$$

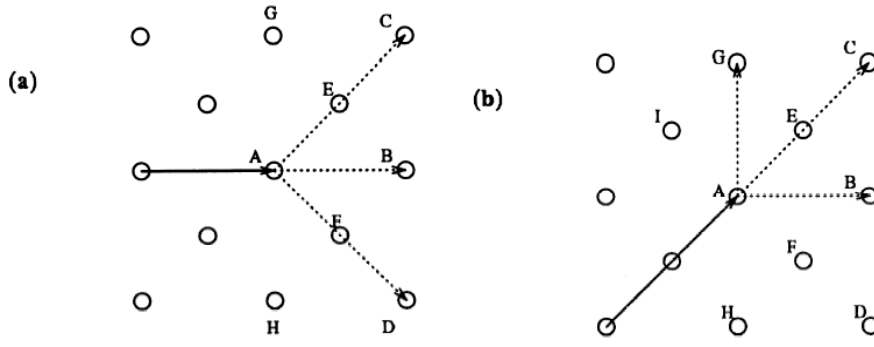
$$\frac{t(i,j)-t(i+1,j)}{\partial x} = \overline{s\left(i + \frac{1}{2}, j\right)} \quad \text{ve}$$

$$\frac{t(i,j)-t(i,j+1)}{\partial z} = \overline{s\left(i, j + \frac{1}{2}\right)} \quad (3.38)$$

$$\left(\frac{t(i,j)-t(i+1,j+1)}{\partial x'}\right) + \left(\frac{t(i,j+1)-t(i+1,j)}{\partial z'}\right) = \overline{s^2(i,j)} \quad (3.39)$$

$$\begin{aligned} (t(i,j) - t(i+1,j))/\partial x &= \min [s(i,j-1), s(i,j)] \\ (t(i,j) - t(i,j+1))/\partial z &= \min [s(i-1,j), s(i,j)] \end{aligned} \quad (3.40)$$

Tezdeki çalışmada kullanılan tomografik çalışmada yararlanılan ışın izleme yönteminde ise, dalga cephesinin ilerleyişinin belirlenmesi amacıyla eikonal denklemi çözümü yapılmıştır. Eikonal denkleminin matematiksel çözümünde, her zaman kaynak noktasından çözüme başlanır. Dalga cephesinin izlenmesine yönelik algoritmada, dalga cephesi üzerindeki en küçük seyahat zamanına ait nokta bulunur. Çünkü dalga cephesi, minimum seyahat zamanına ait nokta üzerinden ileriye doğru yayılım gösterir. Kaynağın bulunduğu noktada zaman değeri 0 olarak alınır ve kaynak civarındaki grid noktaları için zaman değerleri analitik olarak hesaplanır.



Şekil 3.9 **a)** Dalga cephesinin yatay veya düşey yönde ilerleme göstermesi
b) Dalga cephesinin diyagonal yönde ilerleme göstermesi (Cao,1994)

Şekil 3.9 a’da görüldüğü gibi; A noktasında dalga cephesi için hesaplanan değer kullanılarak B noktasındaki değerin hesaplanması için, (3.31), (3.32) veya (3.40) eşitlikleri kullanılır. Merkezci grid dağılımına göre yapılan modellemede, A,E ve F noktalarındaki yavaşlık değerleri;

$$\overline{s^2}=[(\int (\partial t/\partial x)dx)/\Delta x]^2 \quad [(\int (\partial t/\partial z)dz)/\Delta z]^2 \quad (3.41)$$

denklemleri ile hesaplanır.

Köşe grid noktalarına göre yapılan gridlemede, yavaşlık değerine gerek yoktur. A grid noktasındaki değer ile karşılaştırma yapılarak B grid noktasındaki değer belirlenir. Eğer B noktası için hesaplanan bu yeni değer önceki değere göre küçükse hesaplanan yeni değer eski değerini alır. B noktasındaki değer belirlendikten sonra, C ve D noktalarına ait hesaplama, (3.33), (3.34) ve (3.40) denklemleri ile yapılır.

Şekil 3.9 b’de görüldüğü gibi, dalga cephesi diyagonal yayılım göstermektedir. B ve G noktalarına ait değerler yukarıda anlatıldığı gibi (3.31), (3.32) veya (3.40) denklemleri ile hesaplanır. C noktasındaki değer ise, (3.33), (3.34) ve (3.40) denklemleri ile hesaplanır.

Yazılımda ‘fm3d’ alt programı ile frechet türetmesi ile başlangıç modelinde belirlenen kaynak ve alıcılar arasındaki ışın yollarının seyahat zamanlarının hesaplanması için düz çözüm yapılır. Düz çözüm yapılırken hızlı ilerleme yöntemi kullanılmaktadır.

- Hızlı İlerleme Yöntemi

Sismik dalgaların yayılımını belirleyen, yüksek frekans limitinde tanımlanmış eikonal eşitliği verilmiştir.

$$|\nabla_x T| = s(x) \quad (3.42)$$

∇_x ; gradiyent operatörü, T seyahat zamanı, s(x) ise x yönündeki yavaşlık fonksiyonu olarak tanımlanmıştır.

Bir ara yüzeyden diğerine ilerleyen dalga cephelerinin yayılımını belirlemek için düzenli gridlenmiş bir ortamda sonlu farklar eikonal çözümü yapılır. Dalga cephesinin geçtiği düğüm noktalarında, 3B ortamda (3.40) nolu eşitlik kullanılarak hesaplanan varış zamanları ile sonlu farklar operatörleri tanımlanır (Rawlinson ve Sambridge, 2004)

$$\left[\begin{array}{l} \max(D_a^{-r}T, -D_b^rT, 0)^2 + \\ \max(D_c^{-\phi}T, -D_d^\phi T, 0)^2 + \\ \max(D_e^{-\varphi}T, -D_f^\varphi T, 0)^2 + \end{array} \right]_{ijk}^{1/2} = s_{i,j,k} \quad (3.43)$$

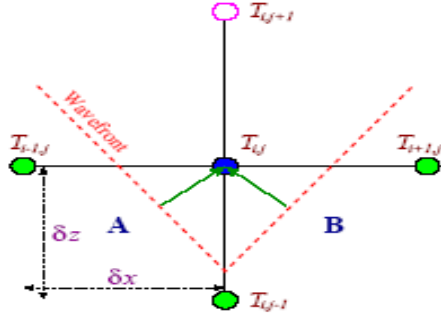
(i,j,k), küresel koordinatlardaki düğüm noktası aralığı, (a,b,c,d,e,f) ise sonlu farklar operatörlerini tanımlayan tamsayı değişkenlerdir.

Yapılan tanımlamalara göre 3B iki sonlu farklar operatörünü tanımlarsak;

$$D_1^{-r}T_{i,j,k} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i-1,j,k}}{\delta r} \quad D_2^{-r}T_{i,j,k} = \frac{3T_{i,j,k} - 4T_{i-1,j,k} + T_{i-2,j,k}}{2\delta r}$$

$$D_1^{-\phi}T_{i,j,k} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i,j-1,k}}{r\delta\phi} \quad D_2^{-\phi}T_{i,j,k} = \frac{3T_{i,j,k} - 4T_{i,j-1,k} + T_{i,j-2,k}}{2r\delta\phi}$$

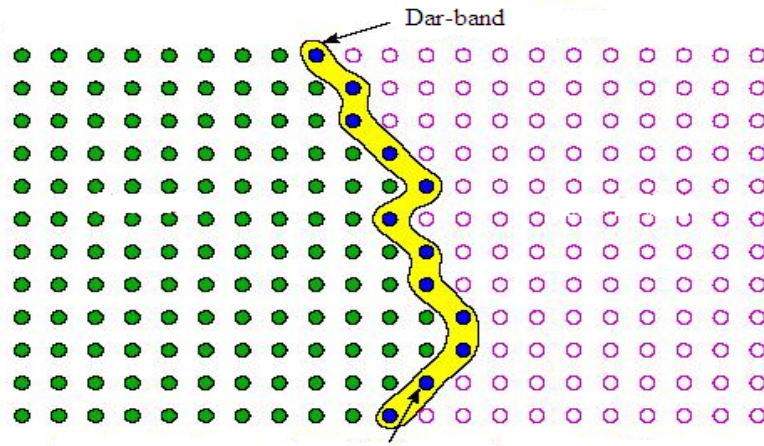
$$D_1^{-\phi} T_{i,j,k} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i,j,k-1}}{r \cos \phi \delta \phi} \quad D_2^{-\phi} T_{i,j,k} = \frac{3T_{i,j,k} - 4T_{i,j,k-1} + T_{i,j,k-2}}{2r \cos \phi \delta \phi} \quad (3.44)$$



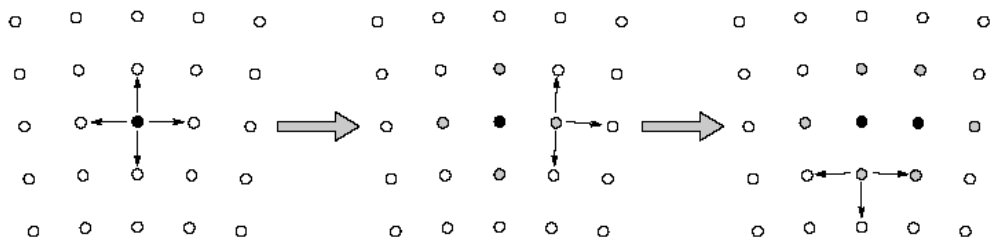
Şekil 3. 10 Hızlı ilerleme yöntemi hesaplamalarında kullanılan düğüm noktaları geometrisi (Rawlinson ve Sambridge, 2004)

Bilinen seyahat zamanı değerleri kullanılarak diğer grid noktalarına ait seyahat zamanları bulunur (Rawlinson 2006).

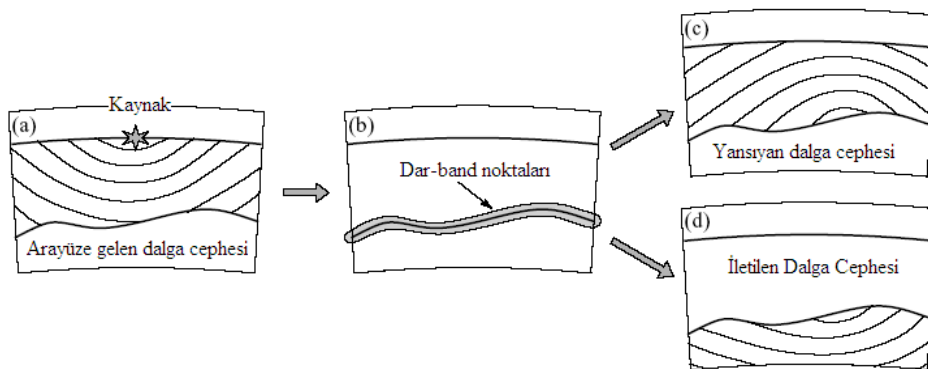
Hızlı ilerleme yönteminde Şekil 3.11’de sistematığı gösterildiği gibi dar-band yaklaşımı yapılarak seyahat zamanları hesaplanır. Dar-band noktalarının geometrisi ara yüzeyin geometrisinden etkilenir. Şekil 3.11’de gösterilen yeşil noktalar dar-band üzerindeki seyahat zamanı değerleri D_1 ve D_2 parametreleri kullanılarak hesaplanan noktaları, dar-band içerisindeki mavi noktalar seyahat zamanı yeşil noktalar ile deneme yanılma yoluyla hesaplanan noktaları, dar-band altındaki pembe noktalar seyahat zamanı hesaplanmayan noktaları göstermektedir.



Şekil 3.11 Hızlı ilerleme yöntemi dar-band geometrisi (Rawlinson ve Sambridge, 2004)



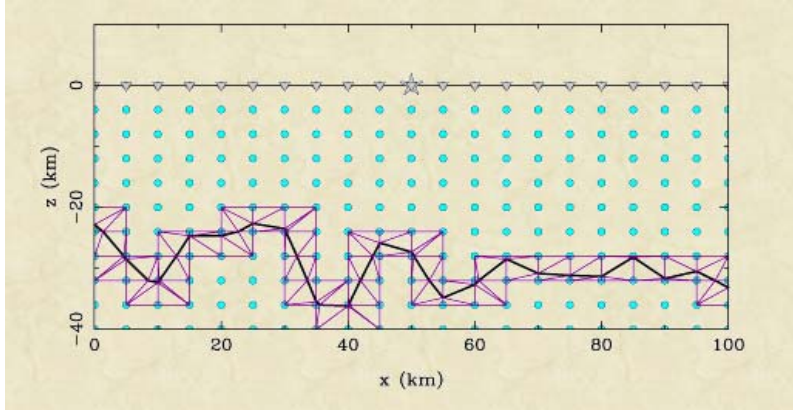
Şekil 3.12 Kaynak noktadan başlanarak dar-band yaklaşımında çözüm adımlarının gösterimi (Rawlinson ve Sambridge, 2006)



Şekil 3.13 Yansıyan ve iletilen dalga cephelerinin gösterimi, a) kaynak tarafından yaratılan ve arayüzeye gelen dalga cephesi , b) ara yüzey grid noktalarından oluşan dar-band geometrisi, c) arayüzeyden yansıyan dalga cephesi, d) ikinci ortama iletilen dalga cephesi (Rawlinson ve Sambridge, 2006)

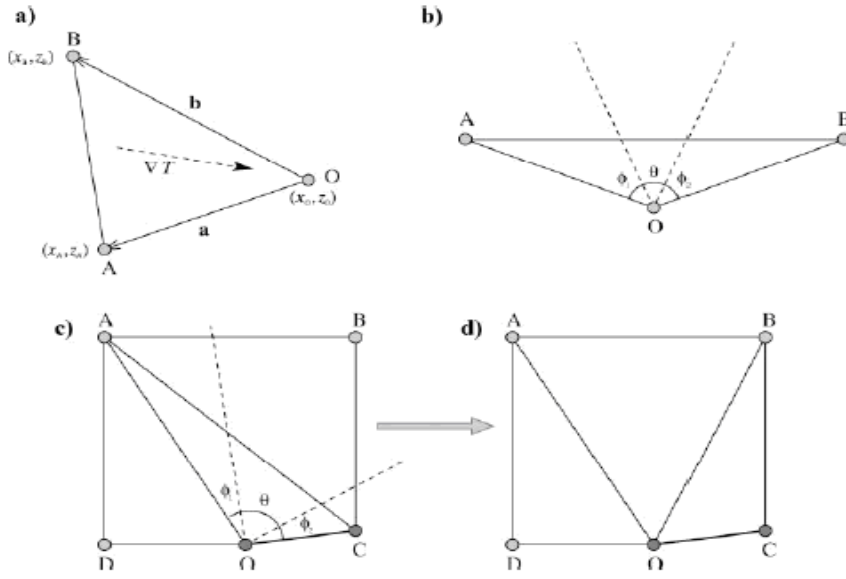
Öncelikle, dar-banda kadar yöntem uygulanır ve tabaka içerisindeki ışınlar için hesaplama yapılır. Daha sonra, dar-band noktaları kullanılarak, yansıyan ve iletilen dalga cepheleri için hesaplama yapılır.

Düzenli gridlenmiş bir homojen ortam modeli için yöntem kolaylıkla uygulanabilir. Fakat, karmaşık geometrili ara yüzlerden meydana gelen tabakalı ortam ile karşılaşan dalga cephesi için düzenli gridlenmiş model yöntemin çözümü için yeterli değildir. Bu nedenle düzenli gridlenmiş model ve Şekil 3.14’de gösterildiği gibi üçgensel ağ düzeni oluşturulur.



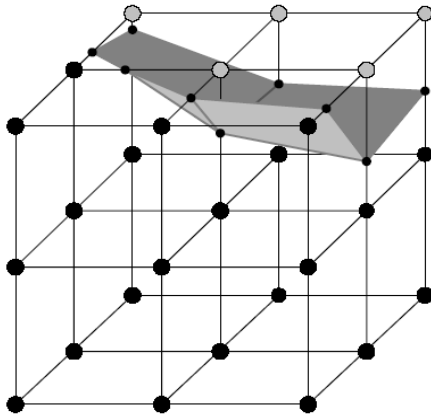
Şekil 3.14 Karmaşık geometrili ara yüzlerden meydana gelen tabakalı ortamın modellenmesi (Rawlinson ve Sambridge, 2006)

Şekil 3.15’de modele ait üçgensel elemanlar gösterilmiştir. A ve B gridlerindeki seyahat zamanları kullanılarak üçgensel alan içerisinde seyahat zaman gradiyenti sabit tutularak eikonal eşitlikleri ile O noktasındaki seyahat zamanı değeri hesaplanır.



Şekil 3.15 Üçgensel elemanlar kullanılarak seyahat zamanı değerlerinin hesaplanması (Rawlinson ve Sambridge, 2004)

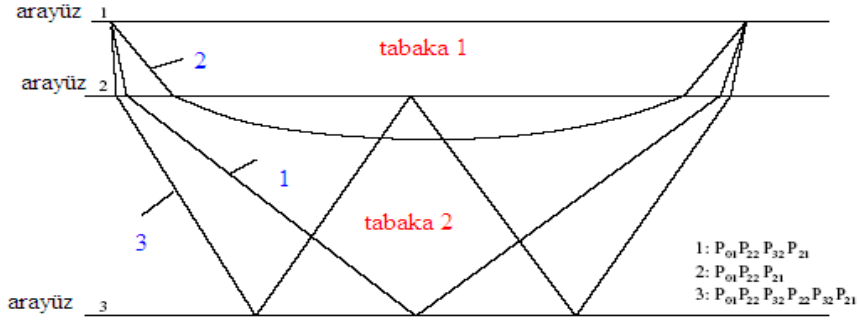
3B bir ortamda küresel koordinatlarda düğüm noktaları ile tanımlanmış yeraltı modeli Şekil (3.16)'da gösterilmiştir.



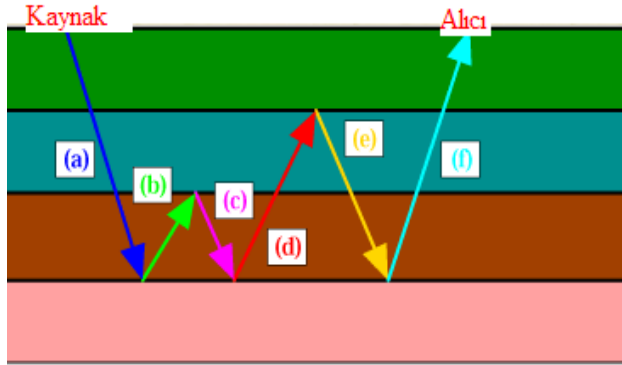
Şekil 3.16 Arayüzeyin modellenmesi (Rawlinson ve Sambridge, 2004)

Ara yüzeylerle ayrılmış tabakalar arasında ilerleyen ışın yolu için hızlı ilerleme yönteminin uygulaması; kaynaktan gelen dalga cephesinin ara yüzeyden yansıması ve aynı bölgeye dönmesi veya kırılarak diğer bölgede devam etmesi yöntemin ilk adımını teşkil eder. Yansıyarak veya kırılarak devam eden ışın yolları için Şekil (3.17)'de

görüldüğü gibi farklı P_{nm} kodları tanımlanır. n ışının başladığı ara yüzeyi, m ise ışının ilerlediği tabaka düzlemini gösterir. Kaynaktan çıkarak ilerleyen ışın yolları için n=0 alınır.



Şekil 3.17 Olası ışın yollarının gösterimi (Rawlinson ve Sambridge, 2004)



Şekil 3.18 Kaynaktan alıcıya ulaşan tekrarlı yansımaya uğrayan ışın için bölünmenin gösterilmesi (Rawlinson ve Sambridge, 2004)

FMTOMO tomografi kodu içerisinde uygulanan hızlı ilerleme yönteminin en önemli üstünlüğü, çalışma alanının hız yapısının çözülmesinde sismometrelerin yerleştirildiği lokal alandaki depremlerin yanı sıra, çalışma alanının dışında meydana gelmiş fakat sismometreler tarafından kaydedilmiş kırılan, yansıyan dalgaların, dönüşmüş fazların ve telesismik depremlerinde çözümlemeye katılmasına olanak sağlamasıdır. Telesismik depremlerin çözülmesinde global referans model olarak AK135 modeli kullanılmaktadır. Bu yaklaşım çerçevesinde, lokal model içinde

ilerleyen telesismik depreme ait pek çok faza (P,PcP,PKiKP) ilişkin çözüm yapılabilmektedir.

3.2.3 Ters çözüm kuramı

Ters çözüm işlemi, gözlenmiş verilere uygunluk sağlamak için model parametre değerlerinin düzenlenmesini gerektirir. (Örneğin; arayüzey derinliği, hız değerleri, deprem odak lokasyonu gibi) Bu nedenle, seyahat zamanı türevleri değerlendirilir ve geliştirilmiş bir yer modeli ve bu modele bağlı olarak daha doğru deprem lokasyonları hesaplanır.

Bir cisim dalgasının deprem kaynağı ile istasyon arasındaki seyahat süresi (T), ışın izleme kuramı kullanılarak yol integrali şu şekilde tanımlanır;

$$T_{ij} = \int_{kaynak}^{alın} s dl \quad (3.45)$$

s: yavaşlık

dl: minimum ışın yolu uzunluğu

Gerçekte gözlenen varış zamanı;

$$\begin{aligned} t_{ij} &= t_i^0 + T_{ij} \\ &= t_j^0 + t_{ij}^s(x_i^0, y_i^0, z_i^0, v(s), x, y, z) \end{aligned} \quad (3.46)$$

t_i^0 = deprem oluş zamanı

t_{ij}^s = i nolu depremden ışının j nolu alıcıya ulaştığı seyahat zamanı

$v(s)$ = ışın yolu boyunca ortamın sismik hızı

x_i^0, y_i^0, z_i^0 = deprem odak koordinatları

Tomografi problemlerinde bilinenler sadece istasyon koordinatları (x,y,z) ve gözlemsel varış zamanlarıdır (t_{ij}^s). Deprem koordinatları, oluş zamanı, ışın yolları ve yavaşlık dağılımı bilinmeyen değerlerdir. Buna karşılık gözleyebildiğimiz tek büyüklük, varış zamanlarıdır. Bu nedenle (3.43) nolu denklemde odak ve hız parametrelerini elde etmek hemen yapılabilecek bir işlem değildir. Öncelikle, ortama ait başlangıç 1-B hız modeli kullanılarak deprem ile istasyonlar arasında ilerleyen ışın yollarından yararlanılarak teorik varış zamanları hesaplanır.

Tomografi kodu içerisindeki ters çözüm işlemi, ‘invert3d’ alt programı ile yapılır. invert3d, problemi çözmek için alt uzaysal ters çözüm yöntemini kullanır. Alt uzaysal ters çözüm yöntemi, gradiyent’e dayalı bir yöntemdir ve bu nedenle Frechet türetmelerinin (fm3d alt programı ile) yapılmasını gerektirir. Alt uzaysal ters çözüm tekniği, tüm dizeyin ters çözümünden kaçınmak için tanımlanmış ve Sambridge (1990) tarafından uygulanmıştır.

Ters çözüm işleminde amaç fonksiyonunun en küçüklenmesinde;

$$S(m) = \frac{1}{2} [\Psi(m)] + \varepsilon \Phi(m) + \eta \Omega(m) \quad (3.47)$$

ifadesi kullanılır. Burada ε ve η sırasıyla sönüm ve yuvarlatma için kullanılan katsayılarıdır. m bilinmeyenleri içeren model vektörüdür ve ters çözüm işlemi süresince değiştirilendir. Bu ifade de yer alan ilk terim:

$$\Psi(m) = (g(m) - d)^T C_d^{-1} (g(m) - d) \quad (3.48)$$

ile verilir. Burada; $g(m)$ başlangıç modelinden hesaplanan kuramsal seyahat zamanlarını ve d gözlemlenen seyahat zamanlarını gösterir. C_d dizeyi veri ortak-değişim dizeyidir. $\Psi(m)$ hata vektörü, $g(m)$ kuramsal verisi ile d gözlem verisi arasındaki farkın en küçük yapılmasıyla sağlanır.

Veri hatalarının birbiriyle ilişkisiz olduğu varsayılır. Bu durumda;

$$C_d = \delta_{ij} (\sigma_d^j)^2 \quad (3.49)$$

olarak tanımlanır.

Burada; σ_d^j , j. videki belirsizliğin ölçüsüdür.

Tomografik ters çözüm işleminde, model parametrelerinin veri tarafından tümüyle karşılanamaması genel bir problemdir (örneğin; problem eksik tanımlı veya karışık tanımlı olabilir). Bu problemin üstesinden gelmek için, $S(m)$ amaç fonksiyonuna düzenleyici terimler ilave edilir. Bunlar $\emptyset(m)$ ve $\Omega(m)$ terimleridir.

Eklenen ilk $\emptyset(m)$ terimi,

$$\emptyset(m) = (m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0) = (\Delta m)^T C_m^{-1} (\Delta m) \quad (3.50)$$

Burada, C_m model ortak-değişim dizeyidir. Başlangıç modelindeki belirsizlikler ilişkisizdir, yani düzensizlik gösterir. Bu nedenle,

$$C_m = \delta_{ij} (\sigma_m^j)^2 \quad (3.51)$$

olarak tanımlanır.

σ_m^j , başlangıç modelindeki, j. parametrenin belirsizliğinin ölçüsüdür.

Diğer düzenleyici terim olan $\Omega(m)$ en küçük yapısal değişimle elde edilen ve veriye uygun kabul edilebilir bir model sunar. Bu işlem için;

$$\Omega(m) = m^T D^T D m \quad (3.52)$$

şeklinde tanımlanır.

Burada, Dm uzaklığa bağlı türevin sonlu fark değeridir.

(D , ikinci türev operatörüdür ($\partial^2 / \partial x^2$))

Böylece, model daha iyileştikçe $\Omega(m)$ 'de boyut olarak azalır.

S(m) amaç foksiyonunda tanımlanan ε ve η parametreleri, sırasıyla ters çözüm aşamasında elde edilen modelin veriye ne ölçüde uyduğunu gösterir.

İnvert3d alt programında, bazı kontrol parametreleri tanımlanır. Arayüzeyler arası minimum mesafe, ters çözümde izin verilebilir minimum hız, sönüm (ε) ve yuvarlatma (η) katsayıları değerleri tanımlanır.

4. VERİ TOPLAMA, DEĞERLENDİRME VE TOMOGRAFİK ÇALIŞMALAR

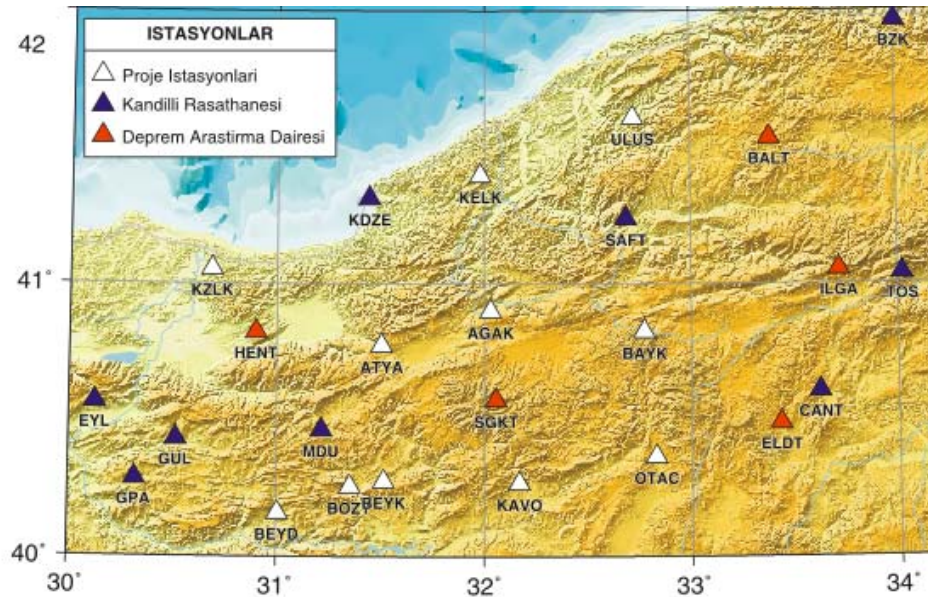
4.1 Depremlerin Kayıt Edilmesi ve Değerlendirilmesi

Ankara Üniversitesi, Cumhuriyet Üniversitesi ve Maden Tetkik Arama Enstitüsü'nün ortaklaşa yürüttüğü 105G145 nolu 'Kuzey Batı Anadolu'nun Kabuk Yapısının Araştırılması' konulu TÜBİTAK projesi sismoloji iş paketi kapsamında Batı Karadeniz ve Doğu Marmara bölgelerine, 27.07.2007-08.08.2008 tarihleri arasında 10 adet GMG-6TD marka üç bileşenli genişbantlı sismometre yerleştirilmiştir. 100 Hz'de sürekli olarak veriler toplanmıştır. İstasyonlar, tomografi çalışmasına uygun bir ağ içerisinde aralarındaki mesafe yaklaşık 50 km olacak şekilde yerleştirilmiştir. Her ay düzenli olarak, sismometreler tarafından kayıt edilen veriler alınmıştır. Ayrıca, çalışma bölgesinde bulunan Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesine ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nce işletilen 9 adet sismometrenin ve yine çalışma bölgesinde bulunan Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi'nce işletilen 5 adet sismometrenin verileri de alınarak tomografi çalışmasında kullanılmıştır. 25.05.2008 tarihine kadar istasyonlar tarafından kaydedilen verilere ait değerlendirme yapılmış; büyüklüğü 3.0'ın üzerinde olan 230 depreme ait P ve S fazı okumaları yapılmış fakat tomografik çözümleme alanına giren 80 adet deprem seçilebilmiş ve bu depremlere ait P fazı okumaları tomografik çalışmada kullanılmıştır.

Çalışma bölgesine proje kapsamında yerleştirilen mobil istasyonlara ait özellikler Çizelge 4.1'de belirtilmiştir.

Çizelge 4.1 Çalışma bölgesine yerleştirilen istasyonlara ait genel bilgiler

İstasyon Kodu	Enlem(°)	Boylam(°)	Yükseklik	Kurulum Tarihi	Kaldırılma Tarihi
BOZY	40.2566	31.3528	725	27.07.2007	27.10.2007
KAVO	40.2685	32.1683	815	28.07.2007	04.07.2008
BEYD	40.1595	31.0052	809	28.07.2007	04.07.2008
KZLK	41.0538	30.6836	220	31.07.2007	05.07.2008
ATYA	40.7746	31.5051	1108	01.08.2007	05.07.2008
BAYK	40.8241	32.7743	1187	03.08.2007	02.07.2008
AGAK	40.9004	32.0305	776	04.08.2007	03.07.2008
KELK	41.3966	31.9786	542	06.08.2007	03.07.2008
ULUS	41.6075	32.7216	620	07.08.2007	03.07.2008
OTAC	40.3656	32.8277	1286	08.08.2007	02.07.2008
BEYK	40.2751	31.5163	1067	28.10.2007	02.07.2008



Şekil 4.1 Çalışma sahasında kurulan istasyonlar ve aynı bölgedeki Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü ile Deprem Araştırma Dairesine ait istasyonların lokasyonları

Sensörün deprem kayıtlarını algılayabilmesi için sağlam bir zemine yerleştirilmesine özen gösterilmiştir. Deprem kayıtları sensör içerisindeki dahili diskte tutulmaktadır. Belirli zaman periyotlarında sismometreler tarafından kaydedilen deprem kayıtları alınarak, söz konusu veriler değerlendirilmiştir. Zaman sinyallerini kaydedebilmek amacıyla uygun bir yere GPS anteni yerleştirilmiştir. Sensörler aküler ve aküleri besleyen kesintisiz güç kaynağı (regülatör) aracılığıyla fazla ses ve gürültüye maruz kalmayacak şekilde uygun bir ortama yerleştirilmiştir.



Şekil 4.2 Araziye yerleştirilen kayıtçı

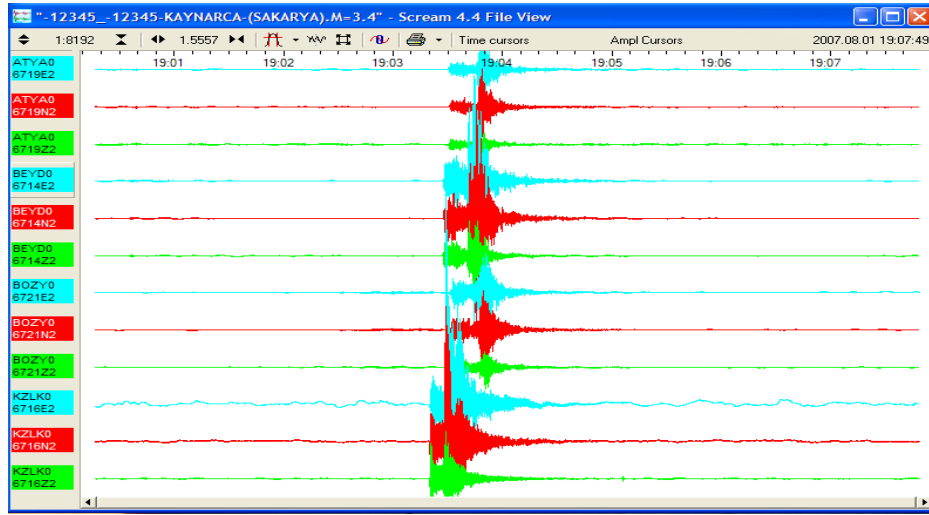


Şekil 4.3 Çatıya monte edilmiş GPS anteni



Şekil 4.4 Sistemin çalışır duruma getirilmesi

Bölgeye yerleştirilen istasyonlar tarafından kaydedilen depremlerden birine ilişkin örnek deprem kaydı Şekil 4.5'te gösterilmiştir.



Şekil 4.5 Bölgeye yerleştirilen istasyonlar tarafından kaydedilen deprem örneği

Çalışma sahasına yerleştirilen sensörler tarafından kaydedilen deprem verileri SCREAM (Guralp Systems, 2005) yazılımı ile görüntülenmiş ve meydana gelmiş depremlerin fazlarına (P ve S) ait seyahat zamanları ZSACWIN (Yılmaz, 2005) yazılımı ile belirlenmiştir.

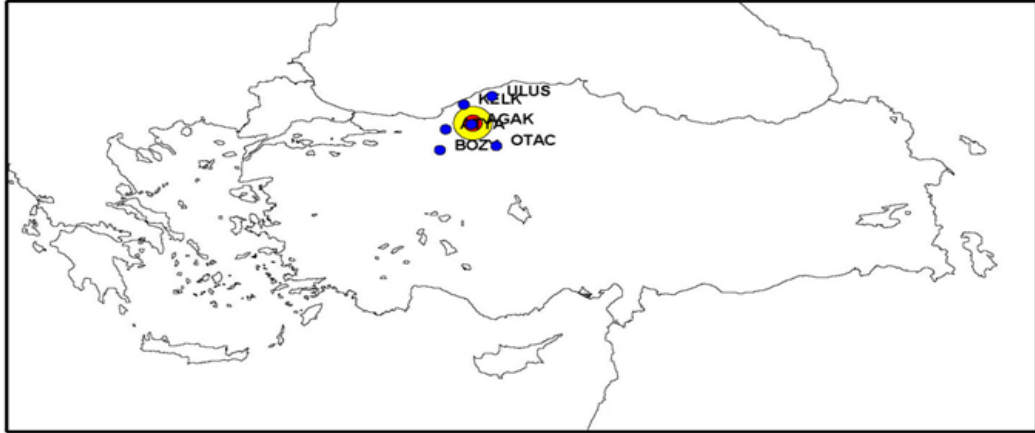
Depremlere ait yerel büyüklük değerleri (M_D), ZSACWIN programı içerisinde HYP (Lee ve diğ., 1975) yazılımı ile aşağıdaki bağıntı ile hesaplanmıştır.

$$M_D(\tau) = -0.87 + 2.0 \log(\tau) + 0.0035 \Delta + \text{Stacor} \quad (4.1)$$

Burada M_D süre büyüklüğünü, τ koda ile P fazı arasındaki toplam süreyi, Δ dış odak ile istasyon arasındaki uzaklığı, Stacor ise büyüklük için istasyon düzeltmesini göstermektedir. Kaydedilen depremlerin büyüklükleri 2.6 ile 4.5 arasında değişmektedir.

4.2 Yer Bulma İşlemi ve Değerlendirme

ZSACWIN yazılımı kullanılarak ve Karahan (2001)'in çalışmasından elde edilmiş Şekil 4.8'deki hız modeli kullanılarak HYPO71 yazılımı ile depremlerin lokasyon çözümü yapılmıştır. Şekil 4.6'da ZSACWIN programı ile yapılan; 19.08.2007 16:35:39'da meydana gelmiş depremin lokasyon çözümüne ait bir örnek verilmiştir.



Location : PAZARKÖY-MENGEN (BOLU) [North East 2.81 km]

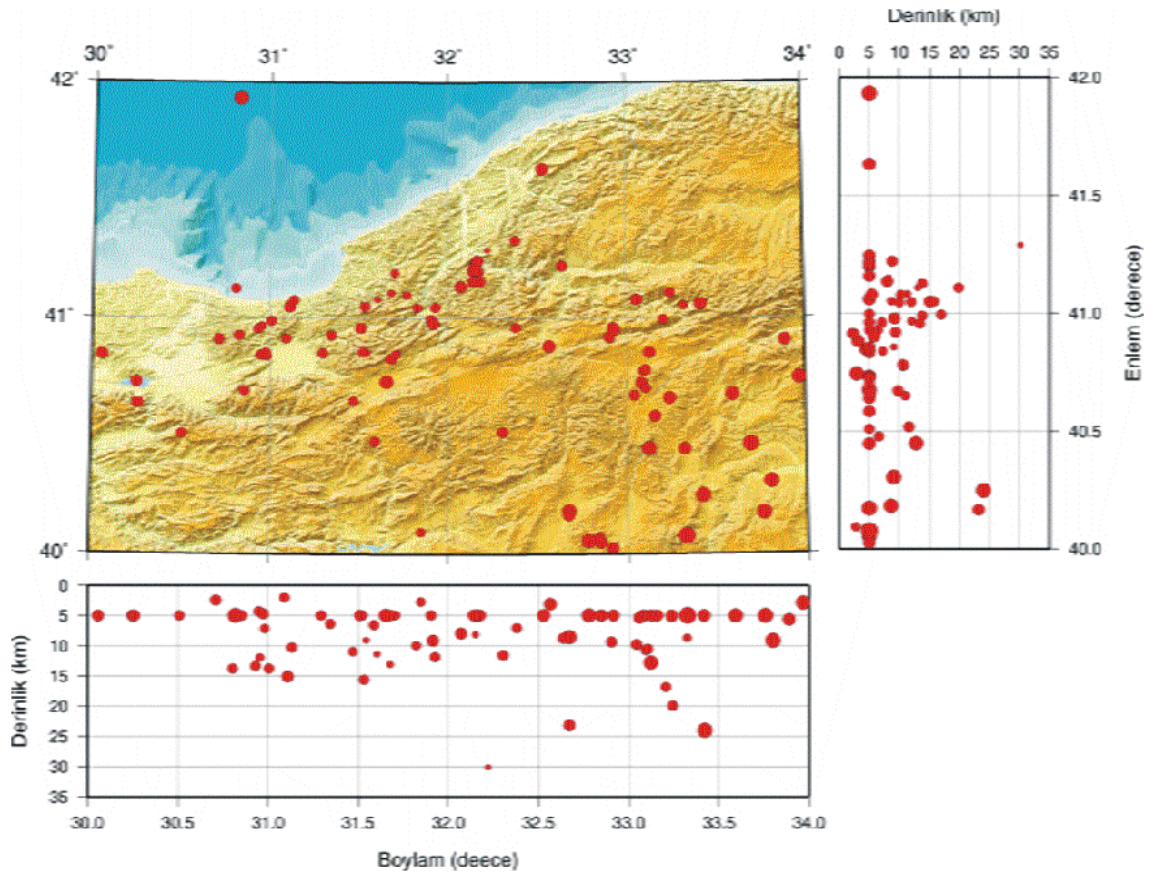
Results		Local Info
Date	070819	DATE : 19.08.2007 HOURL : 16:35:39 MD = 2.9 ML = - Ms = - Mw = - INTENSITY : Micro DEPTH : 5.90km Unknown User
Origin Time (GMT)	13:35:39.46	
Latitude (degrees)	40.9358 degree	
Longitude (degrees)	32.2107 degree	
Depth	5.9 km	
Magnitude (Md)	2.9	
Number of Phases	12	
GAP (degrees)	113	
Min.Stn.Distance	50.2 km	
RMS Error	4.30	
ERH (Distance Error)	14.8 km	
ERZ (Depth Error)	5.0 km	
Quality	D1	

Şekil 4.6 ZSACWIN yazılımı ile yapılmış deprem konumlandırma ilişkin örnek

Depremlerin zaman ortamındaki hatalarının belirlenmesi sismolojik sonuçlar açısından oldukça önemlidir. Bu hatanın göstergesi de zaman rezidüelleridir. Yani gözlemsel değerler ile hesaplanmış değerler arasındaki farkın bir fonksiyonudur. Rezidüeller ne kadar küçükse eldeki hız modeli de gerçeğe o derece yakın demektir. Tomografik yöntemde temel amaçta bu rezidüelleri en küçük yapmaya çalışmaktır.

Yer bulma işlemi sonrası yatayda ortalama hatanın 2.0 km, düşeyde ise 2.5 km olduğu görülmektedir. Hata miktarları depremlerin gerçek yerlerinin belirlenmesindeki sapmayı göstermektedir. Bu sapma değerlerinin küçük olması deprem koordinatlarının yüksek doğrulukta belirlendiğinin bir göstergesidir. Minimum 1-B ve 3-B hız yapılarının belirlenmelerindeki amaçlardan biri de, depremlerin konumlandırma hatalarını minimum yapmaktır.

Çalışma sahasında kaydedilen depremlerden yararlanılarak ve bölgesel 1-B hız modeli kullanılarak koordinatları hesaplanan 88 adet depremin enlem boylam boyunca derinlik kesitleri Şekil 4.7’de gösterilmiştir. Depremlerin lokasyonları genellikle Batı Karadeniz Bölümü ve Doğu Marmara Bölümü’nde dağılım göstermektedir. Depremlerin derinlikleri genellikle sığ olup 5 ile 15 km arasında değişmektedir. Ayrıca tomografide kullanılan bu depremlerin büyüklükleri genellikle 3.0 ile 4.5 arasında değişmektedir. Sismometreler tarafından elde edilen kayıtlar oldukça gürültülü olduğundan büyüklüğü 3.0’dan küçük olan mikro depremlerle çalışılamamıştır.



Şekil 4.7 Çalışma sahasındaki istasyonlar tarafından kaydedilen ve tomografik çalışmada kullanılan depremlerin harita ve derinlik bazında gösterimi

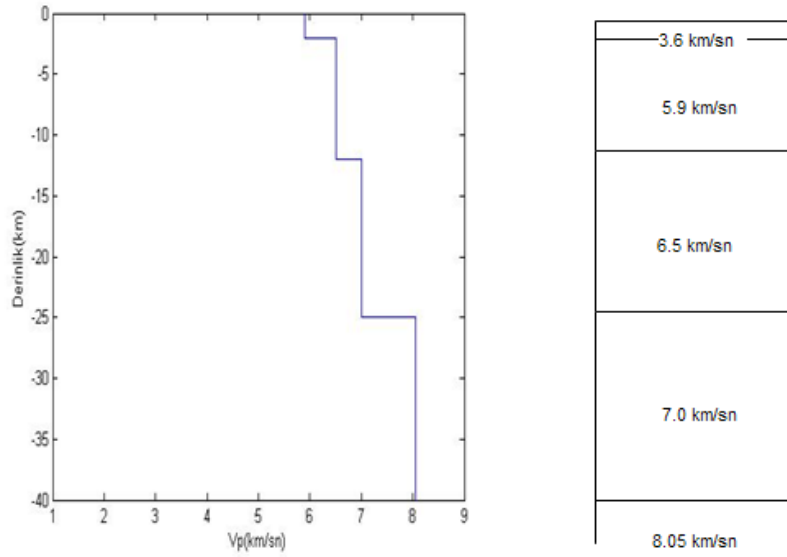
4.3 Tomografik Sonuçların Değerlendirilmesi

Daha önceki bölümlerde de bahsedildiği gibi, bu çalışmada FMTOMO (Rawlinson, 2006) programı kullanılmıştır. Bu program P ve S dalga hızını ters çözüm yöntemiyle hesaplayabilmektedir. Ancak bu çalışmada program, sadece P dalga hız yapısını hesaplamak üzere kullanılmıştır.

4.3.1 1-B hız yapısının tartışılması

Daha önce de bahsedildiği gibi tomografik çalışmanın yapıldığı bölgede kullanılan 1-B başlangıç hız yapısının, ortama ait hız yapısı ile uyuşması tomografik sonuçların başarısı açısından oldukça önemlidir. Tomografik çalışmada görülmüştür ki; oluşturulan yapısal modelde araştırma derinliğinin 80 km olmasına rağmen 60 km'den sonra ortamdaki ışın geçmemesi nedeniyle ortamın hız yapısı hakkında bilgi edinilememiştir. Bu nedenle 60 km'den sonra hızlar değişim göstermemiş ve dolayısıyla başlangıçta verilen hız değerleriyle ortam tanımlanabilmiştir.

Yapılan çalışmada, aynı bölgede daha önce araştırma yapılmış olan Karahan (2001) tarafından elde edilen kabuk modeli tomografi için başlangıç hız modeli olarak kullanılmıştır. Kullanılan 1-B model için hangi derinliklerde P dalga hızının nasıl değiştiğine ait gösterim Şekil 4.8'de sunulmuştur.



Şekil 4.8 Tomografik çalışmada kullanılan 1-B başlangıç hız modeli (Karahan,2001)

4.3.2 Yazılım giriş dosyalarının oluşturulması

FMTOMO yazılımı için gerekli giriş dosyaları ile ilgili detaylı bilgi ekte verilmiştir. Bu kısımda ise yazılım için gerekli dosyaların içeriklerinden kısaca bahsedilecektir.

Daha öncede bahsedildiği gibi, ortama ait tabakaların, arayüzeylerin ve araştırma alanının (enlem, boylam ve derinlik değerleri) tanımlandığı yapısal modelin oluşturulması için (tomografiye giriş dosyası) ‘GRID3DG’ alt programı kullanılır. Ayrıca bu alt programın çalıştırılması için gerekli diğer bir giriş dosyası ise, 1-B hız yapısının tanımlandığı başlangıç modeline ait dosyadır.

Deprem kayıtlarının okunması ile belirlenen sismik fazların istasyonlara varış zamanlarına ait gözlemsel değerlerin yer aldığı giriş dosyasının oluşturulması için ‘OBSDATA’ alt programı kullanılır. Bu giriş dosyası içerisinde, tomografik çalışmada kullanılan depremlerin lokasyonlarına ait bilgi ve deprem istasyonlarının topoğrafik koordinatları yer alır. Ayrıca istasyonlarda kaydedilen fazların hızlı ilerleme yönteminin bir gereği olarak yer altında hangi yolu izleyerek (mohodan kırılarak gelen dalga mı yoksa direkt gelen dalga mı) geldiğine ait bilgi de yer alır.

Algoritma içerisinde düz çözüm aşamasına geçmeden önce, ‘FRECHGEN’ alt programı ile frechet türetmesi yapılır. Burada adı geçen frechet türetmesi, ters çözümde karşılaştığımız model parametreleri ile kuramsal veriyi ilişkilendirmemizi sağlayan veri çekirdek dizeyidir. Veri çekirdek dizeyi, ölçülerin sayısal değerleri veya ölçüm koşulları ile ilişkili değildir. Diğer bir ifadeyle, konunun fizik, kimya, biyoloji sorunu olduğuna bakılmaksızın bütün doğru denklemlerine yaklaştırma problemlerinde aynı veri çekirdek dizeyi kullanılır. Yani, veri çekirdek dizeyi problemin matematik tanımına bağlıdır.

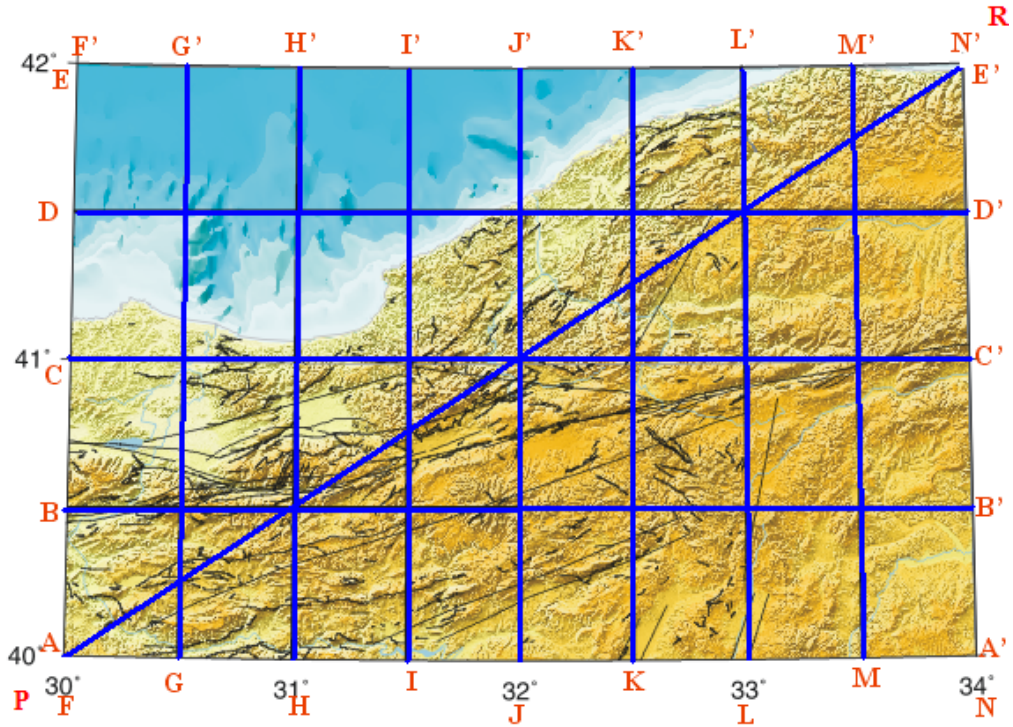
Oluşturulan yapısal model referans alınarak, düz çözüm için hızlı ilerleme yönteminin uygulanması ile kuramsal varış zamanlarının hesaplanması için ‘FM3D’ alt programı kullanılır. Bu alt programın çalıştırılması ile hesaplanan kuramsal varış zamanlarına ait değerlerin yanı sıra deprem lokasyonu ile istasyon arasında ilerleyen ışın yollarına ait koordinatlarda elde edilir.

Ters çözüm kuramına göre, kuramsal varış zamanları ile gözlemsel varış zamanları arasındaki farkın en küçük yapılması amacıyla çalışılan bölgeye ait sonuç hız modelini elde edebilmek için ters çözüm işlemi ‘INVERT3D’ alt programı ile yapılır.

Yukarıda aşamaları sıralanan FMTOMO yazılımına ilişkin akış şeması Şekil 4.1’de verilmiştir.

4.3.3 Tomografik modellerin tartışılması

3-B hız yapısından alınan ve burada tartışılacak olan kesitlerin doğrultuları Şekil 4.10'da verilen haritada gösterilmiştir. Bundan sonra bütün kesitler bu haritada kullanılan kesit adlarıyla anılacaktır.

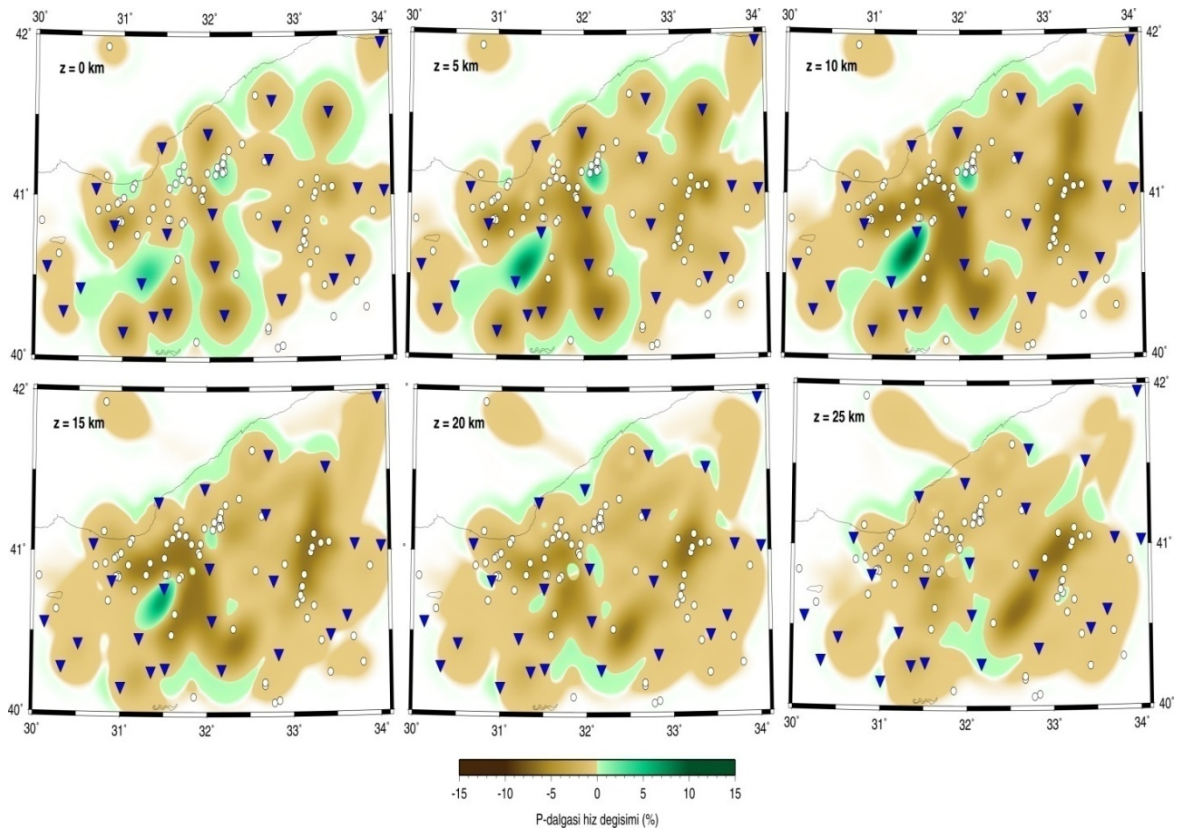


Şekil 4.10 Derinlik kesitleri alınan profilleri gösteren harita

Kullanılan yazılımda, denenmiş modeller arasından kendi çalışma sahamıza en uygun model seçilmiştir. Seçilen modelde ortam; düşeyde 21 düğüm noktası, enlem ve boylam boyunca da 41 düğüm noktası ile tanımlanmıştır. Sonuç olarak; yaklaşık 80 km'lik araştırma derinliği için düğüm noktası aralığı 3.9 km olarak seçilmiştir.

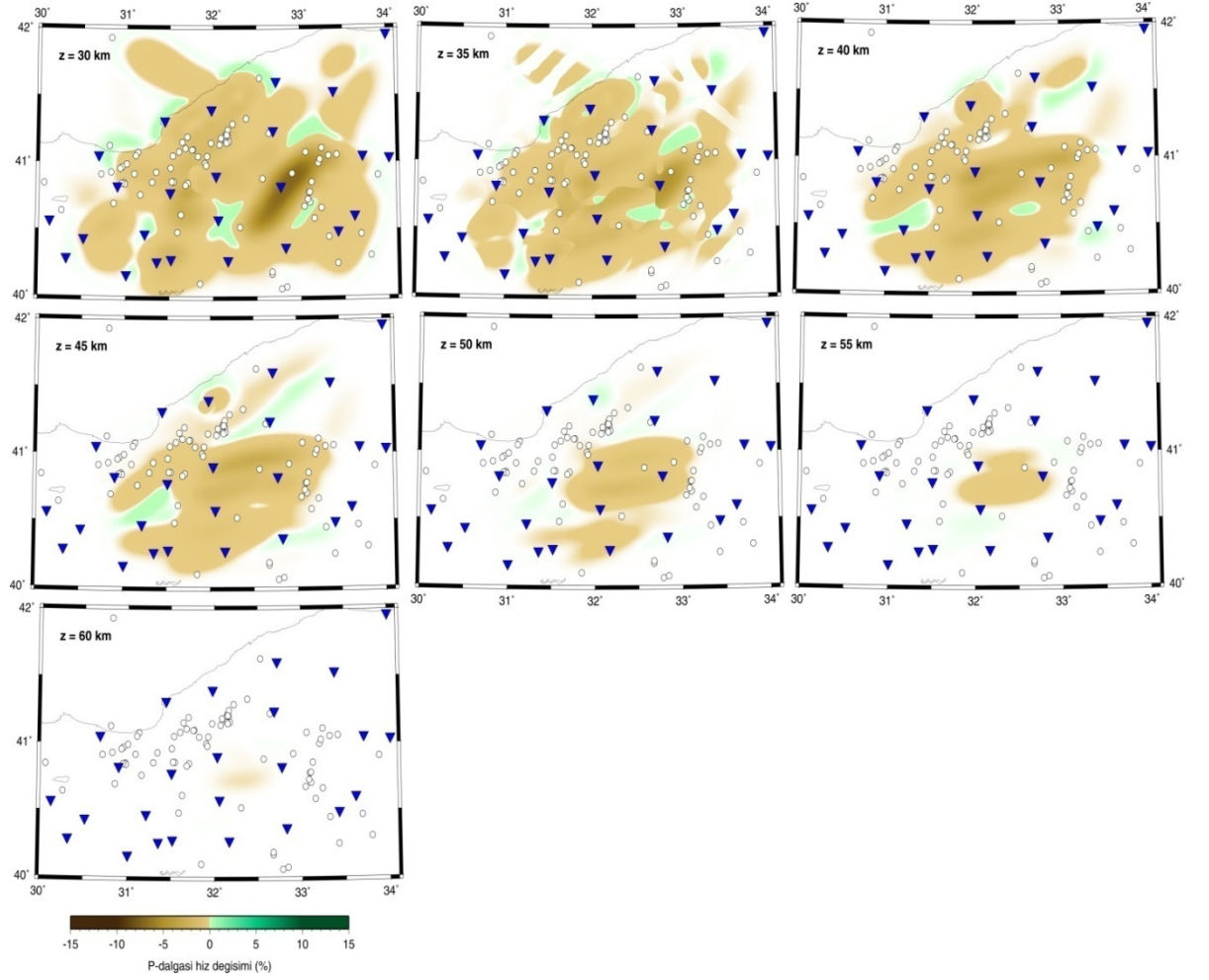
Yazılımda, tomografik sonuçların GMT çıkış dosyaları yine yazılım içinde ‘gmtslice’ alt programı ile oluşturulmaktadır. Kuzey-güney yönlü olarak hız değişimlerini gösteren kesitler, doğu-batı yönlü olarak hız değişimlerini gösteren kesitler ve derinlik kesitleri elde edilmiştir. Enlem, boylam boyunca ve istenilen derinlik için kesitler alınarak değerlendirilebilmektedir.

Kullandığımız başlangıç hız modeline göre, tomografik sonuçlarda elde edilen P dalgası hız modelinin derinlikte değişimi Şekil 4.11 ve 4.12’de sunulmuştur. Kesitlerin büyük bir kısmında, başlangıç hız modeline göre P dalgası hızının %5 ile %10 arasında azaldığı, bazı kısımlarda ise %5 civarında arttığı gözlenmektedir. Örneğin; 5 km derinlikte başlangıç hız modelinde P dalgası hız değeri 5.9 km/sn iken, bu değerde tomografik sonuçlarda ± 0.3 km/sn’lik bir değişim söz konusudur.



Şekil 4.11 0-25 km derinlikte P dalgası hız değerlerinin başlangıç hız modeline göre değişimi

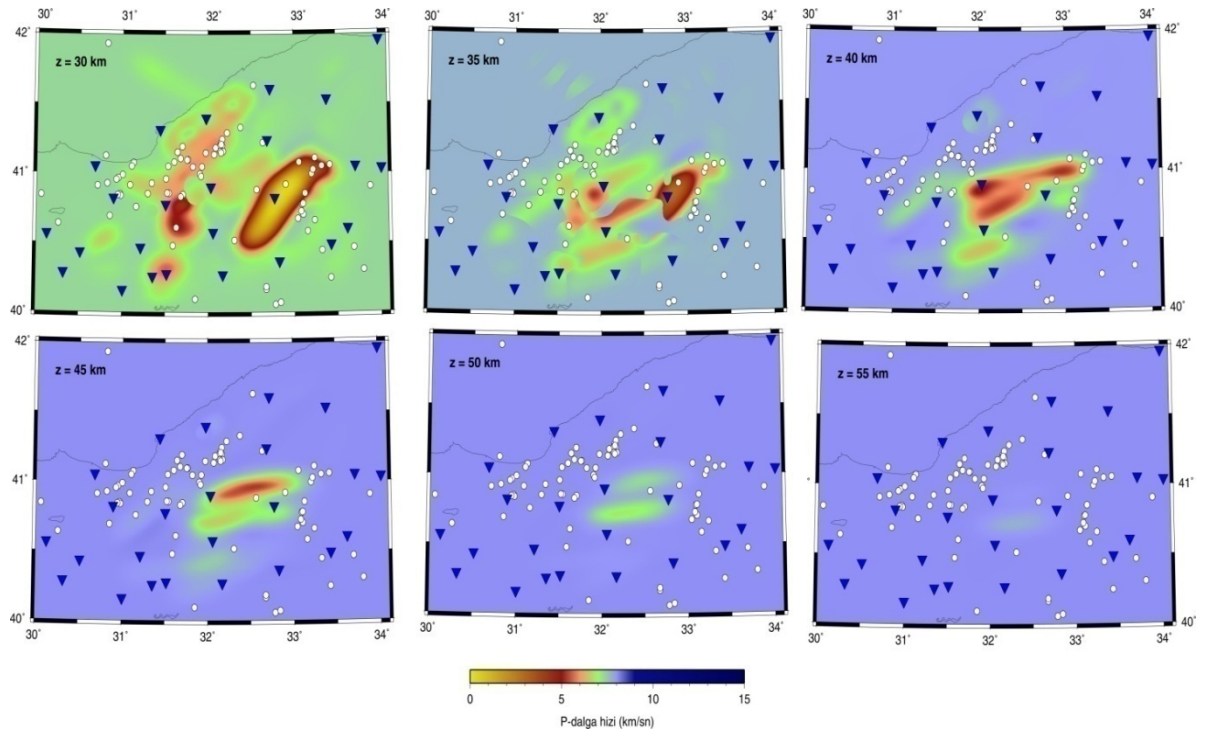
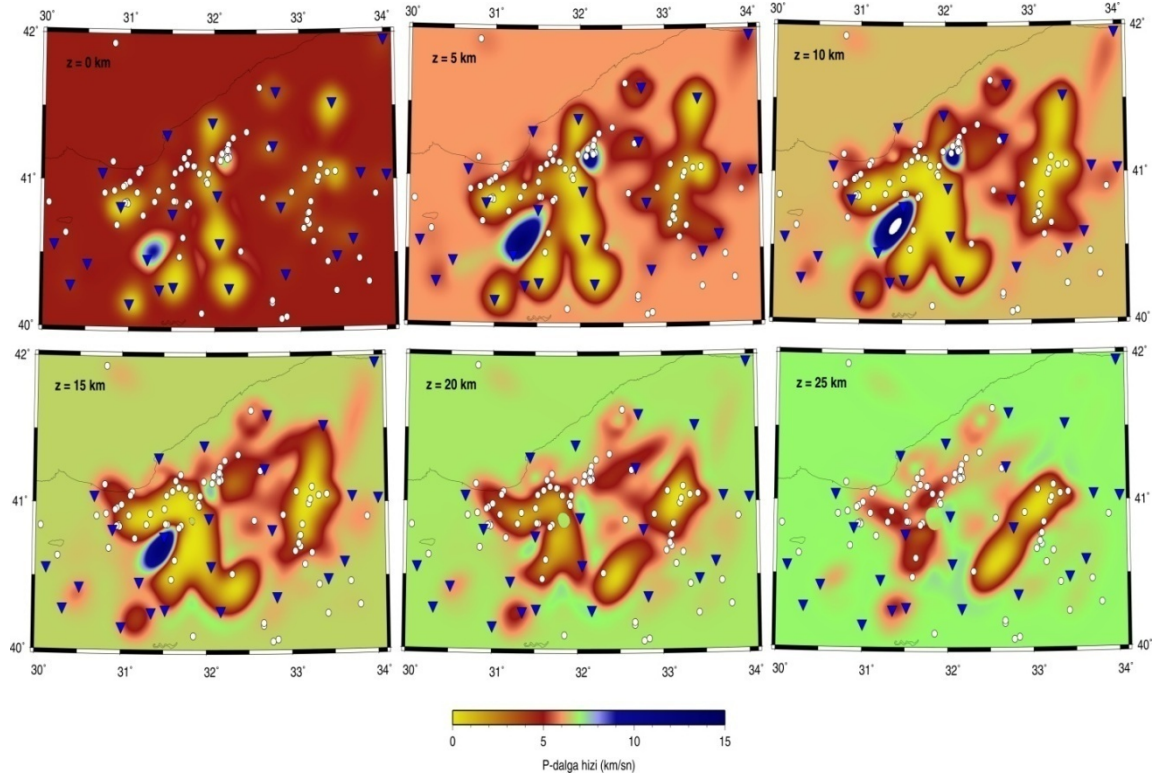
Tomografik çalışmada modelleme aşamasında, araştırma derinliğinin 80 km olduğu yapısal model kullanılmıştır. Fakat, Şekil 4.12’den de görüldüğü gibi yaklaşık 55 km’ye kadar bir hız değişimi mevcuttur. Bu durum tamamen, deprem dalgalarının ışınsal dağılımı ile ilgilidir.



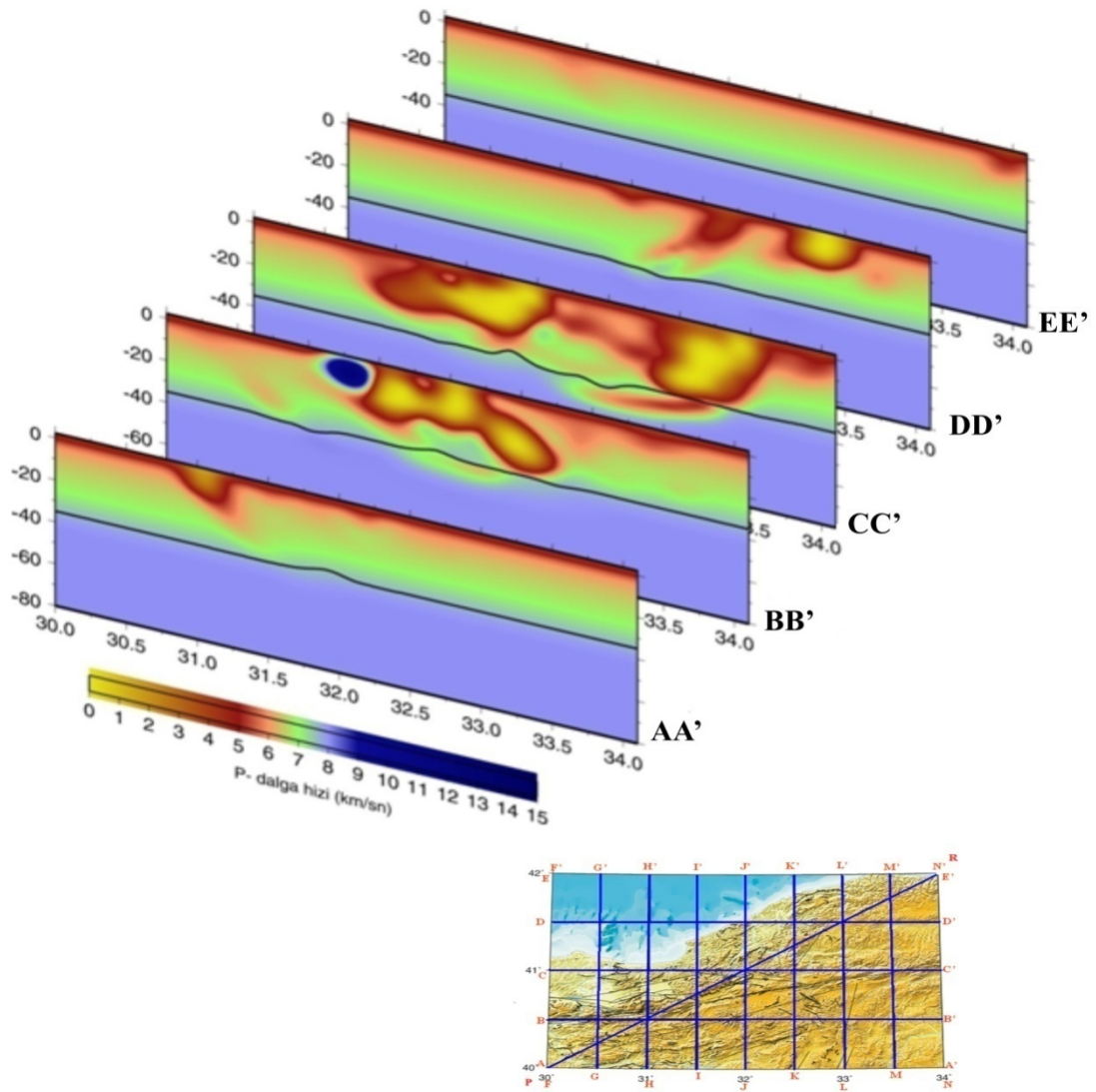
Şekil 4.12 30-60 km derinlikte P dalgası hız değerlerinin başlangıç hız modeline göre değişimi

Yine derinlikte, P dalga hızı değerlerini gösteren kesitler Şekil 4.13 ve 4.14’de sunulmuştur. Tomografik sonuçlarda, kesitler değerlendirilirken; hız değerlerinde ani düşüşler ve yükselimler dikkat çekmektedir. Bu durumun nedenleri sonuçlar bölümünde detaylı bir şekilde açıklanmıştır.

Şekil 4.13 ve Şekil 4.14’de görülebileceği gibi P dalgası hız değeri 0-10 km de 4 ile 6 km/sn hız değeri civarında, 15-30 km de 6 ile 7.5 km/sn civarında, 35 km sonrasında ise 8 km/sn civarında olduğu gözlenmiştir.



Doğu-Batı yönünde alınan kesitler 3-B olarak Şekil 4.15’de sunulmuştur.

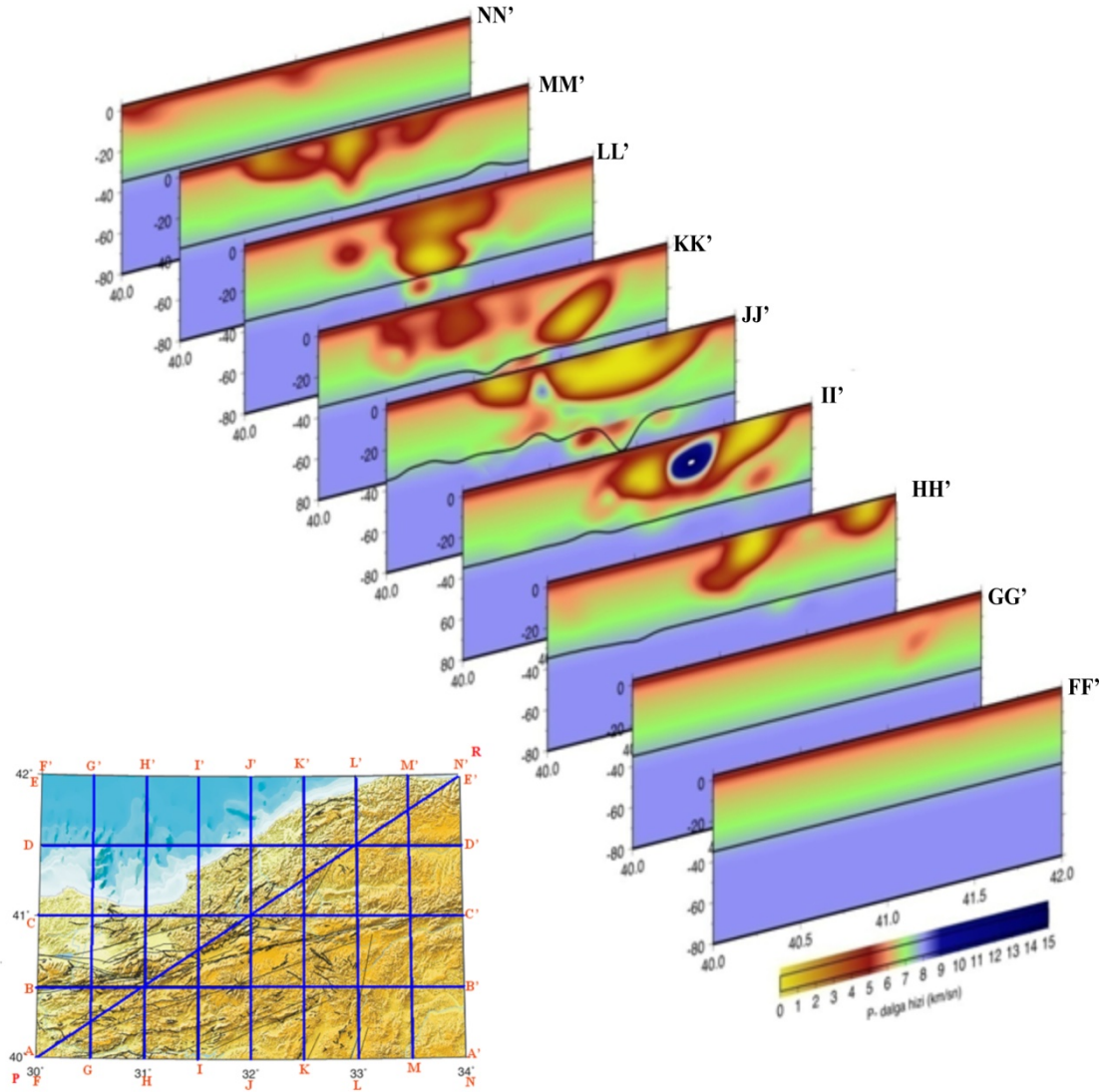


Şekil 4.15: Doğu-Batı yönünde 3-B P dalga hızı değişimi

AA’ profilinde, Nallıhan-BEYD istasyonu civarında hızda düşme görülmektedir. Bu durum o bölgedeki jeoloji ile ilişkilendirilebilir. BB’ profilinde MDU istasyonuna denk gelen kısımda hız değerinde dikkati çeken ani bir yükselme söz konusudur ki bu durum faylanma ile ilgili ilişkilendirilebilir. Özellikle BB’ ve CC’ profillerinde hız düşmelerinin görüldüğü kesimlerin KAF fayına ve süreksizliklere denk geldiği söylenebilir. Ayrıca, DD’ profili başlangıcında görülen hız düşmesi Ulus havzasına

dolayına denk gelir fakat veri yetersizliğinden ötürü detaylı bir yorumlama yapılamamaktadır.

Kuzey-Güney yönünde alınan kesitler 3-B olarak Şekil 4.16'de sunulmuştur. Kesitlerden de görüleceği gibi kuzey-güney yönündeki araştırma alanı daha geniştir.

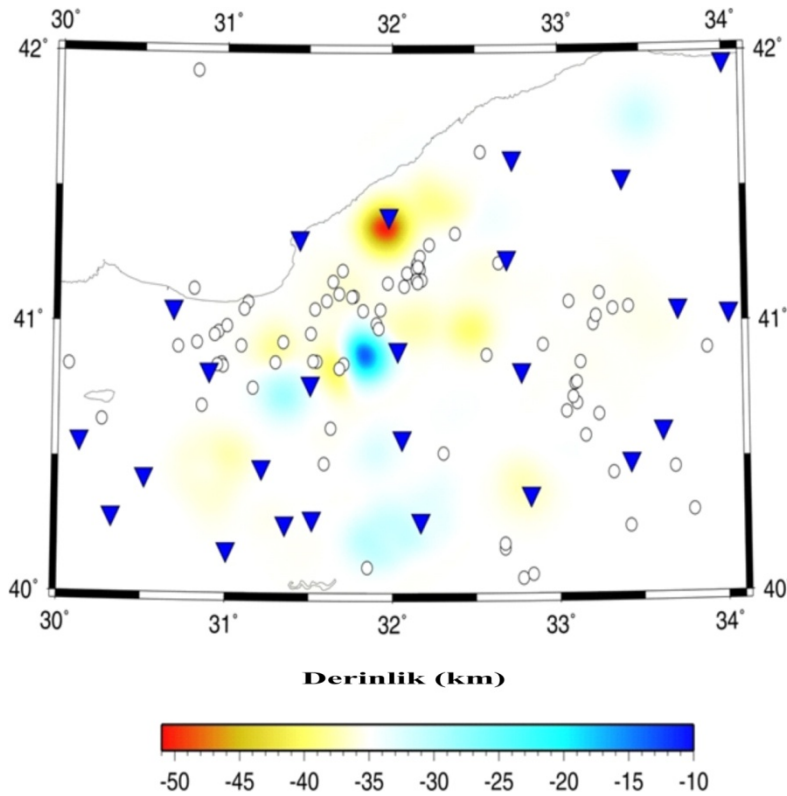


Şekil 4.16 Kuzey-Güney yönünde 3-B P dalga hızı değişimi

Görüldüğü gibi, tomografik çalışma alanını sınırlayan FF' ve NN' kesitlerinde dikkati çeken bir değişim görülmemektedir. HH' profiline ait kesitte görülen hız düşmeleri KAF fayına denk gelen süreksizlikten kaynaklanabilir ve CC' profilinden sonra geçilen

çoğunlukla sedimanter birimlerin yer aldığı topoğrafya ile deniz seviyesi arasındaki bölüme denk gelebilmektedir. II' profilinde gözlenen hızdaki ani yükselme daha öncede bahsedildiği gibi KDZE istasyonundan kaynaklandığı söylenebilir.

Şekil 4.17'da, yapısal modelde 35 km de bir arayüz olarak belirtilen moho topoğrafyasına ait değişim verilmiştir. Böylece kabuk kalınlığının değişimi görülmektedir.

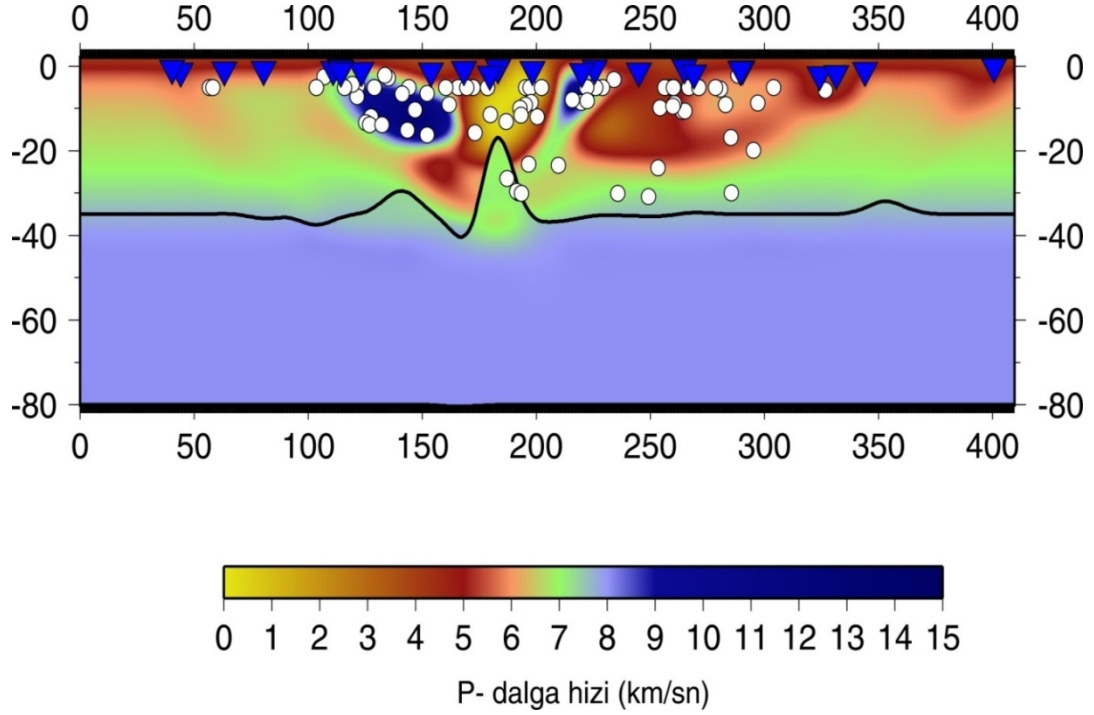


Şekil 4.17 Tomografik çalışma sahasında moho topoğrafyasının değişimi

Şekil 4.17'da görüldüğü gibi, Bolu civarında AGAK ve ATYA istasyonlarına denk gelen kısımda kabuk kalınlığının azalarak 25 km civarına ulaştığı, Beypazarı KAVO istasyonu civarında kabuk kalınlığının azalarak 30 km civarına ulaştığı, yine BALT istasyonuna denk gelen Ulus havzasında kabuk kalınlığında az da olsa bir incelmeye görülmüştür. Diğer taraftan; Zonguldak civarında KELK istasyonuna denk gelen kabuk kalınlığındaki ani ve fazla artış daha çok istasyona ait bir hatadan

kaynaklanabilmektedir. Bununla beraber, Bolu civarında yer yer 40 km'ye doğru kabuk kalınlığında bir artış mevcuttur.

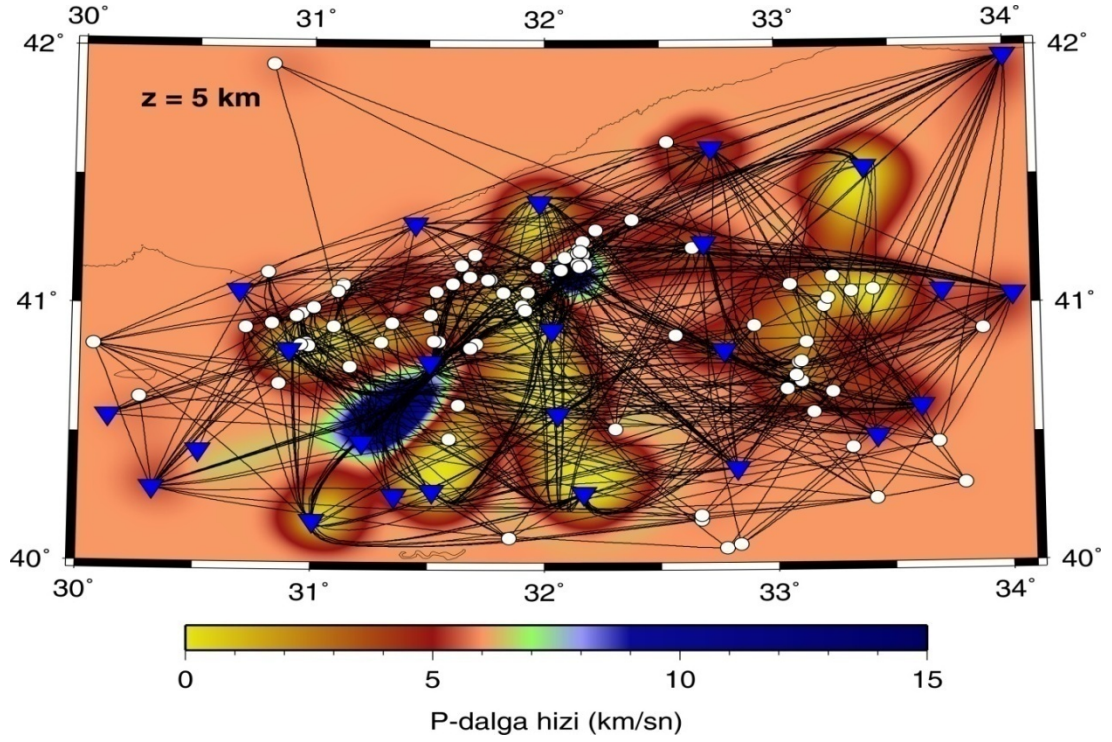
Şekil 4.18'de PR profili yönünde moho'nun değişimi çizgisel olarak gösterilmiştir.



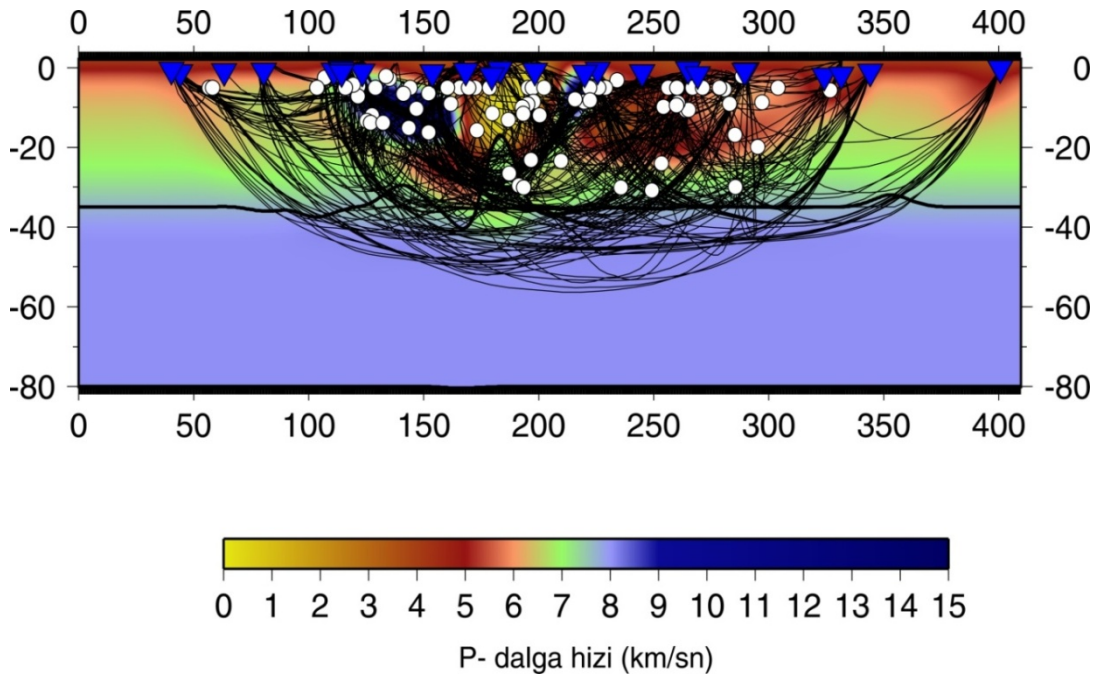
Şekil 4.18 Moho topoğrafyasının çizgisel değişiminin gösterimi

Şekil 4.19'de ışın yollarına ait şematik gösterim verilmiştir. Işınsal dağılım, tomografik çalışmadaki bilgi edinebilğimiz kesimlerimizi açıkça göstermektedir. Şekilde 5 km derinlikte tomografik sonuçlarda elde ettiğimiz hız modeli üzerinde; deprem lokasyonları ile istasyonlar arasında ilerleyen ışın yolları gösterilmiştir.

Şekil 4.20'da ise, PR profili yönünde alınan kesitte ışın yollarının dağılımı görülmektedir. Daha önce de belirtildiği gibi, ışın yollarının ilerlemesinden de görüldüğü üzere, yaklaşık 55 km derinliğe kadar bilgi edinilebilmektedir.



Şekil 4.19 $z=5$ km derinlik kesiti üzerinde ışın yollarının gösterimi



Şekil 4.20 KD-GB kesiti üzerinde ışın yollarının gösterimi

5. SONUÇLAR

Belirli bir akış düzeni içerisinde, uygulanan tomografik yöntemlerin ilk basamağını oluşturan veri toplama aşamasını, kendi çalışma sahamıza düşen depremleri belirleme ve depremleri seçme işlemi izlemiş, daha sonra bir hız modeli kullanılarak deprem yer bulma işlemi uygulanmıştır. Lokasyonları elde edilen depremler kullanılarak tomografik çalışma yapılmıştır.

Üzerinde çalışılan, Batı Karadeniz ve Doğu Marmara Bölgesi Türkiye'nin en önemli fay zonunun (KAF) bu kısımdan geçtiği ve tektonik açıdan etkin bir konumda olan bölgedir. Ayrıca bu etkinliğin meydana getirdiği jeolojik bir karmaşım mevcuttur. KAF'nın sağ ve sol yönünde farklı litolojik değişimler gösteren birimler bulunmaktadır. Bu nedenle elde edilen jeofizik belirtilerin karmaşık olması beklenir ve yorumlanması da oldukça güçtür.

Tomografik çalışmanın yapıldığı alan oldukça geniş bir alandır. Diğer bir deyişle, yapılan çalışma yerel bir deprem tomografisinden çok bölgesel bir deprem tomografisidir. Fakat bu geniş alanda TÜBİTAK projesi kapsamında istasyon sayısının azlığı nedeniyle yerleştirilen istasyonlar yeterince yoğun konumlandırılmamıştır. Bu nedenle bölgede bulunan diğer istasyonlardan da yararlanılarak istasyon ağı genişletilmeye çalışılmıştır. Fakat verilerini kullandığımız Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü ve Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi'ne ait bu istasyonlar hakkında detaylı bilgiye sahip olmadığımız için istasyonlardaki herhangi bir bozulma veya rezidüel hatası deprem verilerinin okunmasında hatalara neden olabilmektedir.

Tomografik çalışmanın yapıldığı bu geniş alan için deprem sayısı oldukça yetersizdir. Yerleştirilen istasyonların oldukça gürültülü olması nedeniyle; daha öncede belirtildiği gibi mikro depremler ile çalışılamamış bu nedenle sınırlı sayıda depremle tomografik görüntüleme yapılmıştır. Bu durum, sonuçta elde ettiğimiz kesitlerden yola çıkılarak yapılan yorumlamalarda kesin yargılara ulaşamamamıza neden olmuştur.

Daha öncede bahsedildiği gibi, bu yazılımın kullanıldığı örneklerde farklı veri setleri (P veya S dalgasının yansıma veya kırılma sonrası meydana gelmiş farklı fazları) bir arada değerlendirilmiştir. Fakat çalışmamızda, kayıtlar üzerinde sadece ilk gelen P dalgası yüksek duyarlılıkla belirlenmiştir. İstasyon ile deprem arasındaki mesafeye göre de ilk gelen P fazının doğrudan gelen dalga mı ya da Moho'dan kırılarak gelen dalga mı olduğuna bakılarak P dalgası için uygun faz seçilmiştir. Diğer fazlar (yansıyan, tekrarlı yansıyan veya kırılan fazlar) değerlendirilememiştir. Bu nedenle, tomografik sonuçlar da algoritma kaynaklı hatalar hız değerlerinde bu ani değişimlere neden olabilmektedir.

Ayrıca, tomografik sonuçların başarısı açısından sönüm faktörünün doğru seçilmesi oldukça önemlidir. Eğer seçilen sönüm faktörü istenenden küçük seçilmiş ise modele uyum sağlamayabilir.

Kullandığımız 1-B başlangıç hız modeline göre, tomografik sonuçlarda elde edilen derinlik kesitlerindeki P dalgası hız değerlerinin %5 ile % 10 arasında değişim gösterdiği görülmüştür. P dalgası hız değerinin; 0-10 km de 4 ile 6 km/sn hız değeri civarında, 15-30 km de 6 ile 7.5 km/sn civarında, 35 km sonrasında ise 8 km/sn civarında olduğu tahmin edilmektedir.

Yukarıda da bahsedildiği gibi, Kandilli'ye ait istasyonlarda söz konusu bir rezidüel hatasından ötürü, deprem dalgalarının olduğundan daha erken okunması istasyonların bulunduğu bu kısımlarda hızda ani yükselmelere sebep olmuş olabilir.

Enlem ve boylam kesitlerinde, KAF ve süreksizliklere denk gelen kesimler görüntülenebilmiştir. Kandilli'ye ait MDU (Mudurnu civarı) istasyonu civarındaki hızdaki yükselmenin buradaki faylanma ile ilgili olabileceği tahmin edilebilir. Ayrıca Ulus havzasına denk gelen kesimde meydana gelen P dalga hızındaki düşme jeoloji ile ilişkilendirilebilir fakat detaylı yorumlama yapılabilmesi için yeterli veri ile çalışma yapılması gerekmektedir.

Bolu civarında AGAK ve ATYA istasyonlarına denk gelen kısımda kabuk kalınlığının azalarak 25 km civarına ulaştığı, Beypazarı KAVO istasyonu civarında kabuk

kalınlığının azalarak 30 km civarına ulaştığı, yine BALT istasyonuna denk gelen Ulus havzasında kabuk kalınlığında az da olsa bir incelme olduğu görülmüştür. Diğer taraftan, Bolu civarında yer yer 40 km'ye doğru kabuk kalınlığında bir artış olduğu moho topoğrafyasındaki değişimi gösteren kesite bakarak söylenebilir.

Deprem lokasyonları ile istasyonlar arasında ışıın yollarının ilerlemesinden de görüldüğü üzere, tomografik araştırma alanı 80 km kabul edilmesine rağmen yaklaşık 55 km derinliğe kadar bilgi edinilebilmiştir.

KAYNAKLAR

- Aki, K. and Lee, W. H. K., 1976, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival time from local earthquake, 1. A homogeneous initial model, J. Geophys. Res., 81, 4381-4399
- Aki, K., Cristofferson, A., and Huseybe, E. S., 1977, Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, J. Geophys. Res., 82, 2: 277-296
- Aki, K., 1993. Overview, in Seismic Tomography: Theory and Practice, pp1-8, Eds. Iyer H. M. and Hirahara K., Chapman and Hall, London.
- Alkhalifah T., and Fomel S., 2001, Implementing the fast marching eikonal solver: spherical versus Cartesian coordinates, Geophys. Prospecting, 49, 165-178
- Arpat, E., Tütüncü K., Uysal Ş. Ve Göğür E., 1978, Safranbolu yöresinde Kambriyen-Devoniyen istifı, Türkiye Jeoloji Kurumu, 32, Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özetleri: 67-68
- Aydın, M., Serdar, H. S., Şahintürk Ö., Yazman M., Çokuğraş R., Demir O., Özçelik Y., 1987, Sakarya-Bolu yöresinin jeolojisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 30, 1, 1-14
- Barka, A., 1992. The North Anatolian Fault Zone, Annales Tecton., 6, 164-195
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey-a synthesis, Geodinamica Acta, 14, 3-30
- Byun, B. S., Corrigan, D., and Gaiser, J. E., 1989, Anisotropic Velocity Analysis for Lithology Discrimination, Geophysics, 54, 1564-1574.
- Canitez, N., 1962, Gravite anomalileri ve sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da arz kabuğunun yapısı, Phd thesis, İstanbul Technical University, İstanbul
- Cao, S., Greenhalgh, S., 1994, Finite difference solution of the eikonal equation using an efficient, first-arrival, wavefront tracking scheme, Geophysics, 59, No:4, 632-643
- Cerveny, V., Molotkov, I. A., and Psencik, I., 1977., Ray methods in seismology: Univ. Of Karlova Press.
- Crampin, S., & Üçer, B., 1975, The seismicity of Marmara Sea region of Turkey, Geophys. J. R., 40, 269-288
- Dinç., N. A., 2003, Afyon-Sultandağı Bölgesi Hız Yapısının Yerel Deprem Tomografisi Yöntemi ile Belirlenmesi, İTÜ- Yüksek Lisans Tezi, İstanbul

- Dziewonski, A. M. and Anderson D.L., 1984. Seismic tomography of Earth's interior, *Am. Sci.*, 721, 394-483
- Ebehart-Philips, D., 1986. Three-dimensional velocity structure in northern California Coast Ranges for inversion of local earthquakes arrival times, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 1025- 1052
- Elmore, W., and Heald, M., 1969, *Physics of Waves*: McGraw Hill Book Co.
- Ficher R. and Lees J. M., 1993, Shortest Path Ray Tracing with Sparse Graphs, *Geophysics*, 58, No: 7, 987-996
- Görür, N., Tüysüz O., Aykol A., Sakıncı M., Yiğitbaş E. ve Akkök R., 1993, Cretaceous red pelagic carbonates of northern Turkey: Their place in the opening history of the Black Sea and Surrounding Region. *AAPG Memoir*, 68, 241-254
- Gürbüz, C., Üçer, B., and Özdemir, H., 1979, Adapazarı yöresinde yapılan, yapay patlatma ile ilgili ön değerlendirme sonuçları, *Deprem Araştırma Bülteni (Turkey)*, 31, 73-88
- Gürbüz, C. and Üçer, B., 1980, Anadolu kavağında yapılan taş ocağı patlatmalarından elde edilen sismik kayıtların değerlendirilmesi, *Deprem Araştırma Bülteni (Turkey)*, 49, 39-49
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1988, The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, 93, 45-73.
- Karabulut, H. M., Bouin, M., Bouchon, M., Dietrich, C., Cornou, M., and Aktar, M., 2002, The seismicity in the eastern Marmara Sea after 17 August 1999 İzmit earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 382-393
- Karabulut, H., Özalaybey, S., Taymaz T., Aktar M., Selvi O., and Kocaoğlu A., 2003, A tomographic image of the shallow crustal structure in the eastern Marmara, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi: 10.1029/2003GL018074
- Karahan, A., Berckhemer H., and Baier B., 2001, Crustal structure at the western end of the North Anatolian Fault Zone from deep seismic sounding, *Annali di Geofisica*, 44, N.1
- Kaypak, B. and Eyidoğan H., 2005. One-dimensional crustal structure of the Erzincan basin, eastern Turkey and relocation of the 1992 Erzincan earthquake (Ms=6.8) aftershock sequence. *Phys. Earth Planet. Sci.*, 151, 1-20
- Kaypak, B., 2002, Erzincan Havzası 3-D Hız Yapısının Yerel Deprem Tomografisi ile Belirlenmesi, İTÜ- Doktora tezi, İstanbul

- Keller, B. J., 1959, Asymptotic Theory of Diffraction in Inhomogeneous Media, The Journal of the Acoustical Society of America, Vol 31, Issue 2, pp 206-216
- Kenar, Ö., 1978, Sismik P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak İstanbul ve civarında yer kabuğu yapısı, Phd Thesis, İ.T.Ü., İstanbul, Turkey
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri, Maden Tetkik Arama Enstitüsü Yayını, Ankara, 66: 20-34
- Kiratzı, A. & Louvari, E., 2000, Source parameters of the Izmit-Bolu 1999 (Turkey) earthquake sequences from teleseismic data, *Annali di Geofisica*, 44, 33–47.
- Kissling, E., 1988, Geotomography with Local Earthquake Data., *Rev. Geophys.*, 26, 659-698
- Kissling, E., Ellsworth W.L., Eberhart-Phillips, D. and Kradolfer, U., 1994. Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, 99, 19635-19646
- Koca B., 2005, Elastik dalgalar kullanılarak yerinin 3-B hız yapısının belirlenmesi, A.Ü. Yüksek Lisans Tezi, Ankara
- Koch, M., 1985, Nonlinear inversion of local seismic travel times for the simultaneous determination of the 3-D velocity structure and hypocenters-application to the seismic zone Vrancea, *J. Geophys.*, 56, 160-173
- Koketsu, K. and Afnimar, 2000, Finite Difference Traveltime Calculation for Head Waves Travelling along an Irregular Interface, *Geophys. J. Int.*, 143, pp 729-734
- Kool, M., Rawlinson, N. and Sambridge, M., 2006, A practical grid based method for tracking multiple refraction phases in 3-D heterogeneous media, *Geophys. J. Int.*, 167, 253-270
- Kulhanek O., 1990, Anatomy of Seismograms, Seismological Section University of Uppsala-Sweden, ISBN: 0-444-88375-4
- Lee, W. H. K. and Lahr, J. C., 1975, HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion patterns of local earthquakes, U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 75-311
- Lin, C.H. and Roecker, S. W., 1990, Determination of earthquake hypocenters, focal mechanisms and velocity structure in Morgan Hill area through 3-D circular ray tracking, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 71, 1445.
- Margrave G. F., 2005, Phase Space Methods in Exploration Seismology, Inverse Theory Summer School Seattle

- McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, 109–185.
- Menke, W., 1984. The resolving power of cross-borehole tomography, *Geophys. Res. Lett.*, 11, 105-108
- Michelet S., 2005, Seismic Tomography, Introduction to Seismology 12.510.
- Necioğlu, A., Maddison, B., and Türkelli, N., 1981, A study of crustal and upper mantle structure of Northwestern Turkey, *Geophys. Res. Letts.*, 8, 33-35
- Okay, A. I., 1989, Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey, Tectonic evolution of the Tethyan region : Nato Advanced Science Institute Series, C 259: 109-116
- Okay, A. I., Şengör A.M.C. ve Görür N., 1994, Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding region. *Geology*, 22, 267-270
- Özalaybey, S., Ergin M., Aktar M., Tapırdamaz C., Biçmen F., and Yörük A., 2002, The 1999 İzmit Earthquake Sequence in Turkey: Seismological and Tectonic Aspects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 376-386
- Pavlis, G. L. and Booker, J. R., 1983, A study of importance of nonlinearity in the inversion of earthquake arrival time data for velocity structure, *J. Geophys. Res.*, 88, 5047-5055
- Pfister, M., Rybach, L., and Şimşek, Ş., 1998, Geothermal reconnaissance of the Marmara Sea Region (NW Turkey): surface heat flow density in an area of active continental extension, *Tectonophysics*, 291, 77-89
- Podvin, P. and Lecomte I., 1991. Finite-difference Computation of Traveltimes in very Contrasted Velocity Models: a Massively parallel approach and its associated tools, *Geophysics J. Int.*, 105, 271-284
- Popovici M. A., and Sethian A. J., 2002, 3-D imaging using higher order fast marching traveltimes, *Geophysics*, 67, 604-609
- Rawlinson, N., Kool, M., and Sambridge M., 2006, Seismic wavefront tracking in 3-D heterogeneous media: application with multiple data classes, *Exp. Geophys.*, 37, 322-330
- Rawlinson, N., Urvoy, M., 2006, Simultaneous inversion of active and passive source datasets for 3-D seismic structure with application to Tasmania, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24313, doi: 10.1029/2006GL028105
- Rawlinson, N. and Sambridge M., 2004, Wavefront evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method, *Geophys. J. Int.*, 156, 631-647

- Rawlinson N., and Sambridge M., 2004, Multiple reflection and transmission phases in complex layered media using a multistage fast marching method, 69, 1338-1350
- Reeshidev, B. and Marinal K. Sen, Institute of Geophysics, John A. Q. and Katherine G., 2000, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin
- Roecker, S. W., 1993, Seismic Tomography: Theory and practise. Edited by H. M. Iyer and K. Hirahara, Chapman and Hall-London
- Sambridge, M.S. and Kennett, B. L. N., 1980, Boundary value ray tracing in a heterogeneous medium: a simple and versatile algorithm, *Geophys. J. Int.*, 101, 157-168
- Sambridge M. S., 1990, Non-linear arrival-time inversion: constraining velocity anomalies by seeking smooth models in 3-D, *Geophysical Journal International*, 102, 653-677
- Sava, P. and Fomel S., 2001, 3-D Traveltime Computation Using Huygens Wavefront Tracing, *Geophysics*, 66, 883-889
- Sethian A. J., and Popovici M. A., 1999, 3-D traveltime computation using the fast marching method, *Geophysics*, 64, 516-523
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. Ve Sungurlu O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides, *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean: geological Society of London Special publication 17*, 77-112
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991, Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, 106, 433-490.
- 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., 1985. Nonlinear earthquake location: Theory and examples, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 779-790
- Thurber, C.H., 1993. Local Earthquake Tomography: Velocities and Vp/Vs – Theory, in *Seismic Tomography: Theory and Practice*, pp.563-583, Eds. Iyer H.M. & Hirahara K., Chapman & Hall,London.
- Thurber, C.H. and Eberhart-Phillips,D., 1999.Local earthquake tomography with flexible gridding, *Computers & Geosciences*, 25, 809-818
- Tüysüz, O., 1990, Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: The Kargı massif Northern Turkey, *Tectonics*, 9, 141-160

- Tüysüz, O., 1999, Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the Western Pontides, Geological Journal, 34, 75-93
- Tüysüz, O., Keskin M., Natalin B. ve Sunal G., 2000, İnebolu-Ağlı-Azdavay civarının jeolojisi, TPAO Rap No: 4250
- Tüysüz, O., 2004, Tetisid orojenik mozayığının bir kesiminin tektonik evrimi: Kuzey Türkiye, Tectonics, 9, 141-160
- Tüysüz, O., Aksay Ahmet., Yiğitbaş E., 2004, Batı Karadeniz Bölgesi Litostragafi Birimleri, MTA Çalışmayı, 1-5
- Um, J. And Thurber, C.H., 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, Bull. Seismol.Soc.Am., 77 , 792-986
- Urdaneta, H. and Biondi, B., 2001, Shortest-path Calculation of First Arrival Traveltimes by Expanding Wavefronts, Standford Exploration Project, Report, 82, 1-144
- Wyssession, M. and Stein S., 2003. An Introduction to Seismology Earthquakes and Earth Structure, Blackwell Publishing
- Vidale, J. E., 1990., Finite-difference Calculation of Traveltimes in Three Dimensions, Geophysics, 55, No.5, pp 521–526.
- Yılmaz O., 1987, Seismic data Processing, Society of Exploration Geophysicis, ISBN: 0-931830-40-0
- Yılmaz Y., Tüysüz O., Yiğitbaş E., Genç C., and Şengör C., 1997, Geology and tectonic evolution of the pontides, in A. G. Robinson, ed., Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68, p. 183-226
- Yılmaz, M., Altuncu, S., Pınar, A., 2005, Moment tensör inversion solution for event 2005 KAS earthquake using ZSACWİN
- Yiğitbaş, E. Ve Elmas A., 1997, Bolu-Eskipazar-Devrek-Çaycuma dolayının jeolojisi, TPAO Raporu
- Yiğitbaş, E., Elmas A. ve Yılmaz Y., 1999. Pre-Cenozoic tectono-stratigraphic components of the Western Pontides and their geological evolution. Geological Journal, 34, 55-74
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, J. Geophys. Res., 97, 19909-19928

Zor E., Özalaybey, S. and Gürbüz, C., 2006. The crustal structure of the eastern Marmara region, Turkey by teleseismic receiver functions, J. Geophys. Int., 167, 213-222

[http:// www. seismo.ethz.ch](http://www.seismo.ethz.ch), Swiss Seismological Service (SED)

[http:// earthquake.usgs.gov](http://earthquake.usgs.gov), U.S. Geological Survey Earthquake Hazards Programme

[http:// www.koeri.boun.edu.tr](http://www.koeri.boun.edu.tr), Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü

[http:// www.dad.gov.tr](http://www.dad.gov.tr), Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi

EKLER

EK 1 FMTOMO programı için gereken giriş dosyaları

EK : FMTOMO PROGRAMI İÇİN GEREKEN GİRİŞ DOSYALARI

Programın koşturulması için, oluşturulması gereken giriş dosyaları; üç boyutlu hız modelinin geometrik olarak tanımlandığı 'Grid3dg.in' dosyası, Işın yollarının ilerleyişi ve faz tipinin belirlendiği 'Obsdata.in' dosyası, deprem bilgilerinin, istasyon bilgilerinin ve faz okumalarının belirtildiği 'Pick klasörü', ters çözümü kontrol eden parametrelerin girildiği 'Invert3d.in' dosyası oluşturulur.

GRİD3DG- Yapısal modelin tanımlanması:

- **Girdi :** Başlangıç 1-B hız modeli, Grid3dg.in dosyası
- **Çıktı :** vgrids.in (hız modeli) interfaces.in (arayüz modeli) propgrid.in (hız modelini çevreleyen, dalga cephesinin ilerlediği model)

Grid3dg.in Başlangıç Dosyası

Bu başlangıç dosyasında sırasıyla; model tabaka sayısı, kullanılan hız tipi (P veya S), arayüzeylerin birbirine minimum yaklaşacağı mesafe (km), araştırma derinliği, araştırma sahasını çevreleyen enlem ve boylam değerleri, propgrid.in için kaç grid noktasının bulunacağı, iyileştirme faktörleri değeri, tabakalar için derinlik, enlem ve boylamda kaç grid noktasının bulunacağı, arayüzeyler için enlem ve boylamda kaç grid noktasının bulunacağı, arayüzeylerin yapısal modeldeki konumları belirtilir.

OBSDATA- Deprem lokasyonları, istasyon konumları ve gözlemlenen varış zamanlarına ait bilgilerin tanımlanması:

- **Girdi:** Deprem lokasyonlarının yer aldığı giriş dosyası, picks klasörü (her bir depremin istasyonlardaki kayıtlarına ait gözlemlenen varış zamanları), Obsdata.in dosyası
- **Çıktı:** sources.in(deprem lokasyonları ve kayıt edilen fazların izlediği ışın yolları), receivers.in (istasyon koordinatları), otimes.dat (gözlenen varış zamanları)

Obsdata.in Başlangıç Dosyası

Bu başlangıç dosyasında sırasıyla; lokal veya telesismik depremlerin uygulamada kullanılacağı ile ilgili bilgi, istasyonlar tarafından kaç adet ışın yolunun kaydedildiği, ışın yollarının hangi yolu izlediği, tabakalar arasında ilerleyen ışınların hangi hız tipi (P veya S) ile ilerlediği belirtilir.

FRECHGEN- Frechet türetmesinin yapılması

- **Girdi:** Frechgen.in (hız, arayüzey ve deprem lokasyonları ile ilgili türetme yapıp yapılmayacağını belirten başlangıç dosyası) Invert3d.in (ters çözümü kontrol eden parametrelerin girildiği başlangıç dosyası) vgridsref.in (ters çözüm öncesi hız dosyası) sourcesref.in (ters çözüm öncesi kaynak lokasyonları dosyası)
- **Çıktı:** Frechet.in (türetme sonuç dosyası)

FM3D – Kuramsal varış zamanlarının hesaplandığı düz çözüm aşaması

- **Girdi:** mode-set.in (çıkışta hangi dosyaların görüntüleneceğine ait dosya), frechet.in (Frechgen alt programı sonuç dosyası) interfaces.in, propgrid.in, vgrids.in, receivers.in, sources.in
- **Çıktı:** arrivals.dat (düz çözüm sonucu hesaplanan her bir ışın yolu için kuramsal varış zamanları), frechet.dat

INVERT3D- Sonuç dosyalarının elde edildiği ters çözüm aşaması

- **Girdi:** vgrids.in, interfaces.in, sources.in, vgridsref.in, interfacesref.in, sourcesref.in, receivers.in, otimes.dat, mtimes.dat (düz çözüm sonucu oluşturulan arrivals.dat dosyası yeniden isimlendirildi), inviter.in (ters çözüm basamak indisini içerir) invert3d.in (ters çözüm parametrelerini içeren başlangıç dosyası)
- **Çıktı:** Sonuç hız modeli, sonuç arayüz modeli, sonuç deprem lokasyonları

Invert3d.in Başlangıç Dosyası

Bu başlangıç dosyasında sırasıyla; ters çözüm aşamasında kullanılan giriş dosyalarının isimleri, arayüzeyler arasındaki minimum mesafe (km), minimum izin verilebilir hız (km/sn), hız, arayüzeyler ve deprem lokasyonları için ters çözüm yapıp yapılmayacağı, ters çözüm aşamalarında kullanılacak sönüm ve yuvarlatma değerleri, global sönüm faktörü (epsilon), global yuvarlatma faktörü (eta) belirtilir.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Burcu TURHAN
Doğum Yeri : Tatvan/Bitlis
Doğum Tarihi : 01.07.1983
Medeni Hali : Evli
Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu:

Lise : Aydınlıkevler Lisesi/2001
Lisans : Ankara Üniversitesi-Jeofizik Mühendisliği/2005
Yüksek Lisans : Ankara Üniversitesi-Jeofizik Mühendisliği
(Eylül 2005- Ağustos 2008)