

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**DENİZLİ VE DOLAYININ ÜÇ BOYUTLU SİSMİK HIZ YAPISININ YEREL
DEPREM TOMOGRAFİSİ YÖNTEMİYLE BELİRLENMESİ**

Gözde GÖKKAYA

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI**

**ANKARA
2008**

Her hakkı saklıdır.

Gözde GÖKKAYA tarafından hazırlanan ‘Denizli ve Dolayının Üç Boyutlu Sismik Hız Yapısının Yerel Deprem Tomografisi Yöntemi ile Belirlenmesi’ adlı tez çalışması aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : *Yrd. Doç. Dr Bülent KAYPAK*

Eş Danışman : Prof. Dr. Ruhi SAATÇILAR

Jüri Üyeleri:

Başkan: Yrd. Doç. Dr. Veysel IŞIK

Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye: Yrd. Doç. Dr. Bülent KAYPAK

Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye: Yrd. Doç. Dr. Gülsev UYAR ALDAŞ

Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Orhan ATAKOL

Enstitü Müdürü

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

DENİZLİ VE DOLAYININ ÜÇ BOYUTLU SİSMİK HIZ YAPISININ YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ

Gözde GÖKKAYA

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Bülent KAYPAK
Eş Danışman: Prof. Dr. Ruhi SAATÇILAR

Denizli havzası ve dolayı, deprem etkinliği bakımından hayli aktif bir bölgede yer almaktadır. 2000 yılının ilk yarısında, bölgede artan bir deprem etkinliği gözlenmiştir. Bu sismik hareketliliği gözlemlemek amacı ile TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi, Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü tarafından bölgeye 28 istasyondan oluşan geçici bir deprem gözlem ağı kurulmuş ve 3-29 Eylül 2000 tarihleri arasında yaklaşık bir ay boyunca mikrodeprem kayıtları alınmıştır. Bu süre içerisinde yaklaşık 630 adet deprem kaydedilmiştir.

Bu tez çalışması, aynı mikrodeprem verilerini kullanarak, bölgenin 10-15 km derinliğe kadar olan üst kabuğuna ait 3-boyutlu sismik hız dağılımının, tomografik ters çözüm yöntemleri ile belirlenmesini kapsamaktadır. Bu amaçla, önce kaliteli veri seti oluşturularak fazlara ait seyahat zamanlarının tomografik ters çözüm formatında hazırlanması, uygun model yapısının oluşturulması, uygun çözüm parametreleri ile tomografik ters çözüm işlemlerinin yapılarak elde edilen V_p ve V_p/V_s modellerinin, bölgenin jeolojik ve tektonik özellikleri ile birlikte yorumlanması, tez kapsamında uygulanmıştır.

Yapılan uygulama sonucunda Denizli bölgesinin 10 km'ye kadar olan P- dalga hızı yapısı ve V_p/V_s oranları elde edilmiştir. Ayrıca bölgenin bilinen havza yapısı olan graben sistemi, elde edilen hız kesitleri ile desteklenmiştir. Grabenin yaklaşık derinliği 8 km olarak belirlenmiştir. Bölgede kaydedilen depremlerin odakları ile V_p ve V_p/V_s anomalileri arasındaki ilişki alınan derinlik kesitleri ile ortaya konmuştur. Bölgeye ait P- dalga hızı bilgisi bölgenin yapısal farklılıkları hakkında, V_p/V_s oranı bilgisi ise kayaçların fiziksel özellikleri hakkında yorum yapılabilmesini sağlamıştır. Bölgeye ait fay sistemleri, olası fay zonları ve olası jeotermal alanlar, çalışma sonuçları ile birleştirilerek tartışılmıştır.

2008, 76 sayfa

Anahtar Kelimeler: Denizli havzası, mikrodeprem, yerel deprem tomografisi, deprensellik, ters çözüm

ABSTRACT

M. Sc. Thesis

DETERMINATION OF THREE DIMENSIONAL SEISMIC VELOCITY STRUCTURE OF THE DENİZLİ AND SURROUNDINGS BY LOCAL EARTHQUAKE TOMOGRAPHY METHOD

Gözde GÖKKAYA

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Yrd. Doç. Dr. Bülent KAYPAK

Co-Supervisor: Prof. Dr. Ruhi SAATÇILAR

The Denizli basin and its surroundings are placed on a region having high seismic activity. In the first half of 2000, the increasing seismic activity has been observed in the region. A temporary earthquake observation network, which is made up of 28 observation station across the region, has been established by TÜBİTAK Marmara Research Center, Earth and Marine Science Institute. Approximately, 630 micro-earthquakes were recorded between 3 and 29 September 2000.

The determination of the 3-D seismic velocity distribution in upper crust of the region down to 15-20 km depth are subjected to this thesis. Existing micro-earthquake data set has been processed, and the tomographic inversion method is tested on this data set. The data set is processed and interpreted in several steps. First, high-quality data set is desirable and has been formed by several QC steps. After that the travel times of the phases were prepared in an appropriate format for tomographic inversion. Furthermore an acceptable model has been built, and tomographic inversion method has been applied with the suitable parameters. Finally, V_p and V_p/V_s models have been interpreted together with geologic and tectonic characteristics of the region.

At the end of this application, P-wave velocities and V_p/V_s ratios belong to Denizli region down to 10 km depth from the surface have been obtained. Over and above the already known graben system of the region have been proven by the obtained velocities. Approximate depth of the graben is appointed to the 8 km. The correlation between the center of the recorded seismic activities and V_p , V_p/V_s anomalies has been proven by the obtained depth slices. P-wave velocities made possible to interpret the structural differences of the region, nonetheless V_p/V_s ratio made possible to interpret the physical properties of the rocks in this region. Fault system, fault zone and possible geothermal zones in the region are discussed together with the study findings.

2008, 76 Pages

Key words: The Denizli basin, microearthquake, local earthquake tomography, seismicity, inversion

TEŞEKKÜR

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

Denizli bölgesinde toplanan TÜBİTAK'a ait verilerin alınmasına yardımcı olan diğer danışman hocam sayın Prof Dr. Ruhi SAATÇILAR (TÜBİTAK, MAM)'a, tez çalışmalarım sırasında beni destekleyen müdürüm sayın Serdar UYGUN (TPAO)'a, teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen yakın akadaşım Burcu TURHAN'a, tezimi yazmamda çok yardımını gördüğüm kardeşim Meriç GÖKKAYA'ya ve çalışma arkadaşım Betül ÜNÜÇOK'a, manevi desteklerini hiç bir zaman esirgemeyen sevgili aileme, TPAO veri işlem müdürlüğündeki tüm çalışma arkadaşlarıma ve her zaman yanımda olan ve beni destekleyen nişanlım Erkut VENEDİK'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Gözde GÖKKAYA

Ankara, Temmuz 2008

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
SİMGELER DİZİNİ.....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ	viii
1. GİRİŞ	1
1.1 Denizli Bölgesinde Daha Önce Yapılmış Sismolojik Çalışmalar	2
1.2 Çalışmanın Amacı ve Yöntemi	2
2. DENİZLİ BÖLGESİNİN JEOLJİSİ VE DEPREMSELLİĞİ	4
2.1 Bölgenin Genel Jeolojisi	5
2.2 Denizli Havzasının Stratigrafisi.....	8
2.3 Denizli Havzasının Tektonizması ve Fayları.....	10
2.4 Denizli Bölgesinin Depremselliği	12
3. 3-B HIZ TOMOGRAFİSİ VE ESASLARI.....	17
3.1 Tomografik Yöntemlerin Sınıflandırılması.....	17
3.2 Üç Boyutlu Yerel Deprem Tomografisinin Esasları	19
3.2.1 Hız Yapısının Modellenmesi	21
3.2.2 Seyahat süresi ve ışın yolu hesabı	22
3.2.3 Odak-Hız ödünleşmesi	24
3.2.4 3-B Ters çözüm kuramı.....	24
3.2.5 Çözüm kalitesi	27
3.2.6 S- Dalgası Kullanımı	28
4. DENİZLİ BÖLGESİ DEPREM VERİLERİNİN TOPLANMASI VE TOMOGRAFİ UYGULAMALARI	29
4.1 Verilerin Toplanması	29
4.2 Denizli Bölgesi Tomografi Uygulamaları	31
4.2.1 1-B Hız Modelinin Belirlenmesi.....	32
4.2.2 Denizli Bölgesi için 3-B Vp Hız Modeli Çözümü.....	33
4.2.2.1 Veri Seçimi.....	33
4.2.2.2 Modelleme	34
4.2.2.3 Kontrol Parametreleri.....	36
4.2.2.4 Ters Çözüm	37
4.2.3 Denizli Bölgesi için 3-B Vp/Vs Modeli Çözümü	53
4.2.3.1 Veri Seçimi.....	53
4.2.3.2 Modelleme	53
4.2.3.3 Kontrol Parametreleri.....	54
4.2.3.4 Ters Çözüm	55
4.2.4 Çözümlülük Analizi.....	62
5. SONUÇLAR ve ÖNERİLER.....	66
KAYNAKLAR	70
ÖZGEÇMİŞ	76

SİMGELER DİZİNİ

1-B	Bir Boyutlu
2-B	İki Boyutlu
3-B	Üç Boyutlu
ATAG	Aktif Tektonik Araştırma Grubu
CAT	Computer Aided Tomography
DAD	Deprem Araştırma Dairesi
LET	Lokal Earthquake Tomography
MAM	Marmara Araştırma Merkezi
OBM	Orman Bölge Müdürlüğü
RMS	Root Mean Square
TÜBİTAK	Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kuruluşu
K	Kuzey
G	Güney
D	Doğu
B	Batı
V _p	P- dalga hızı
V _s	S- dalga hızı
s	Saniye
km	Kilometre
t	Zaman

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1	Türkiye ve yakın çevresini etkileyen belli başlı aktif tektonik yapılar (McClusky vd. 2000'den alınmıştır).....	5
Şekil 2.2	Denizli havzası jeoloji haritası (Alçıçek vd. (2007)'değiştirilerek.).....	7
Şekil 2.3	Denizli havzasını kuzey ve güney kenarlarının sadeleştirilmiş startigrafik kolon kesitleri (Koçyiğit, 2005).....	8
Şekil 2.4	Tektonik birliklerin bağıl ilişkileri ve tektonik konumları (Şengör ve Yılmaz 1981).....	10
Şekil 2.5	1900 – 2000 yılları arasında Denizli ve yakın civarında $M = 2$ ve daha büyük depremlerin dış-merkez dağılımları (Demirtaş 2003).....	14
Şekil 2.6	Şubat 2000 – Ekim 10 tarihleri arasında Denizli ve yakın civarında olmuş büyüklüğü 2.7 ve daha büyük depremlerin dış-merkez dağılımları (Demirtaş 2003).....	15
Şekil 2.7	Şubat 2000 – Ekim 2000 arasında Denizli ve yakın civarında olmuş depremlerin deprem sayısı – zaman ilişkisi (Demirtaş 2003).....	16
Şekil 2.8	Şubat 2000 – Ekim 2000 arasında Denizli ve yakın civarında olmuş depremlerin deprem sayısı – büyüklük ilişkisi (Demirtaş 2003).....	16
Şekil 3.1	Yerel deprem tomografisinin, veri toplama aşamasından 3 -B yoruma kadar olan işlem adımları (Kaypak 2002).....	20
Şekil 3.2	3-B Üç-boyutlu ortamın hız değerlerini parametrelendirmek üzere kullanılan yaklaşımların şematik gösterimi.....	21
Şekil 3.3	Işın-izleme için iki temel yaklaşımın şematik gösterimi. a) Atış (shooting) yöntemi b) Eğme (bending) yöntemi.....	23
Şekil 3.4	Yerel deprem tomografisi problemi için 3-B şematik gösterim.....	25
Şekil 4.1	Denizli sismik gözlem ağı istasyonlarının dağılımı.....	30
Şekil 4.2	Kaydedilen Depremlerin Enlem ve Boylam Kesitleri.....	31
Şekil 4.3	Wadati diagramı.....	33
Şekil 4.4	V_p hız yapısı çözümü için seçilen depremlerin dağılımı.....	34
Şekil 4.5	Model –Veri Değiştirisi eğrisi.....	36
Şekil 4.6	5x5 km'lik model için hazırlanan yatay ve düşey düzlemdeki grid düzeni ve temsili odak-istasyon ışın yolları. Düğüm noktası aralıkları yatay düzlemde 5 km, düşeyde ise 1-B model dizaynıyla aynı olacak şekilde 20 km derinliğe kadardır.Kırmızı daireler deprem dış odaklarını, mavi üçgenler istasyonları, artı işaretleri modelin tam orta noktasını göstermektedir.....	38
Şekil 4.7	5x5 km'lik model için, 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel hız değişim haritaları. Hız değişimlerinin başlangıç modeline göre % olarak gösterimidir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.....	40

Şekil 4.8	5x5 km'lik model için, 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel mutlak P- hızı haritaları. Hız değerleri, 1-B hız modellerinden belirlenmiş arka alan hız değerlerine göre üretilmiştir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.....	41
Şekil 4.9	2x2 km'lik model için, 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel hız değişim haritaları. Hız değişimlerinin başlangıç modeline göre % olarak gösterimidir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.....	44
Şekil 4.10	2x2 km'lik model için, 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel mutlak P- hızı haritaları. Hız değerleri, 1-B hız modellerinden belirlenmiş arka alan hız değerlerine göre üretilmiştir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.....	46
Şekil 4.11	Çalışma alanında düşey kesitler alınacak olan profiller. Beyaz çizgiler profilleri, üçgenler istasyonları, kırmızı daireler ise deprem dağılımını göstermektedir.....	48
Şekil 4.12	Denizli havzası doğrultusuna paralel olarak alınan profillerden Vp hızı düşey kesitlerinin panel diagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir.....	49
Şekil 4.13	Denizli havzası doğrultusuna dik olarak alınan profillerden Vp hızı düşey kesitlerinin panel diagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir.....	51
Şekil 4.14	Vp/Vs ters çözümü için Model – Veri değişintisi eğrisi.....	54
Şekil 4.15	3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel Vp/Vs oranı değişim haritaları. Oran değişimleri Wadati diyagramından belirlenmiş 1.74 değerine göre elde edilmiştir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.....	56
Şekil 4.16	3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş mutlak Vp/Vs oranı haritaları. Oran değişimleri Wadati diyagramından belirlenmiş 1.74 değerine göre elde edilmiştir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.....	57
Şekil 4.17	Denizli havzası doğrultusuna paralel olarak alınan profillerden Vp/Vs oranı düşey kesitlerinin panel diagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir.....	59
Şekil 4.18	Denizli havzası doğrultusuna dik olarak alınan profillerden Vp/Vs oranı düşey kesitlerinin panel diagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir.....	61
Şekil 4.19	P- dalga hızı çözümlülük testi için hazırlanmış, 5x5 km düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli. Arka alan hız değeri 5 km/s olarak alınmıştır.....	63
Şekil 4.20	P- fazı yapay seyahat zamanlarının ters çözümü sonucu, dama tahtası modelinden elde edilmiş tomografik kesit.....	65

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1	Çöküntü Sistemi'nde 1900-2000 yılları arasında olmuş hasar yapıcı depremler (Demirtaş 2003).....	13
Çizelge 4.1	3-B hız yapısı ters çözümlerinde kullanılan için 1-B hız modeli.....	32
Çizelge 4.2	5x5 km blok boyutlu Vp modeli için 1-B başlangıç hız modeli. Ara derinlik değerleri iç değer bulma yöntemi ile belirlenmiştir.....	35
Çizelge 4.3	2x2 km blok boyutlu Vp modeli için 1-B başlangıç hız modeli. Ara derinlik değerleri iç değer bulma yöntemi ile belirlenmiştir.....	35

1. GİRİŞ

Yerkabuğu homojen olmayan karmaşık jeolojik yapıya sahiptir. Böylesi 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 çözümünden elde edilen 3-B görüntüler, referans başlangıç modeline ve deprem lokasyonlarına birebir bağlıdır.

Yerel deprem tomografisi yöntemi, kullanılan kaynak itibarıyla doğal kaynaklı bir yöntemdir. Depremler ve istasyonlar aynı model uzayı içinde yer alır. Veri olarak deprem kayıtlarındaki P- ve S-dalga fazlarına ait seyahat süreleri kullanılır. Yerel deprem tomografisi ile genellikle üst kabuk problemleri çözülebilmektedir. Yerel deprem tomografisinde bir bölgeye kurulan sismik ağ sayesinde elde edilen deprem kayıtlarından yararlanarak seyahat süreleri hesaplanmakta, seyahat süreleri kullanılarak kaynak ile alıcı arasındaki sismik yavaşlık hesaplanmakta ve ters çözüm teknikleriyle ortamın hız yapısı belirlenmeye çalışılmaktadır.

Hız tomografisinde genellikle cisim dalgaları (P- ve S-dalgaları) seyahat süreleri, bilinen parametre olarak kullanılır. Diğer bilinen parametre ise deprem istasyonlarının koordinatlarıdır. Deprem koordinatları oluş zamanı, ışın yolları ve yavaşlık ise bilinmeyen ve de bulunması gereken parametrelerdir. Daha önceki çalışmalardan veya verilerden yola çıkılarak yapılan bir modelleme, çalışmanın ilk adımını oluşturur. Model parametreleri gerektiğinde çözüm aşamasında değiştirilebilmektedir. Modellemenin ardından, başlangıç parametreleriyle düz çözüm yapılarak hesaplanmış değerler elde edilir. Bu değerler, gözlemsel değerlerle karşılaştırılarak aralarındaki farkın minimum olması sağlanmaya çalışılır; Diğer bir deyişle başlangıç modeli düzeltilmeye çalışılır. Bu da ters çözüm yöntemleri uygulanarak elde edilir. Kabul edilebilir hata sınırları içerisinde sonuçlar elde edildikten sonra en son adım olan çözüm kalitesi saptanmaya çalışılır. Tüm bu aşamalardan sonra elde edilecek olan değerlerin haritalanması ile bölgenin 3-boyutlu (3-B) hız yapısı ortaya çıkarılmış olur.

1.1 Denizli Bölgesinde Daha Önce Yapılmış Sismolojik Çalışmalar

Denizli ve dolayında daha önce yapılmış sismolojik çalışmalar sınırlıdır. Bu tez kapsamında yapılan tomografi çalışması ise bölge içinde yapılan hız yapısının bulunmasına yönelik ilk sismoloji çalışması olmaktadır.

Denizli havzası ve yakın çevresinde daha önce yapıldığı bilinen sismolojik çalışma, TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü tarafından yapılmıştır. Yapılan bu çalışmada kaydedilen depremlerin odak mekanizması çözümleri oluşturulmuştur. Çalışma sonucunda, Denizli havzasında ve yakın çevresinde 3 ana mikrodprem aktivitesi tespit edilmiştir. Birincisi Üzerik-Pamukkale arasında uzanan Denizli havzası kuzey sınır fayı üzerindedir. İkincisi Denizli havzası içinde uzanan Kaleköy-Denizli il merkezi arasında yer alan fay sistemi ile ilişkilidir. Üçüncüsü ise Denizli havzasının doğu ucunda yer almakta olup henüz jeolojik veriler ile haritalanmış bir fay ile ilişkili görünmektedir. Bölgedeki depremlerin derinlik dağılımlarından sismolojik zonun 12 km derinliğe kadar uzandığı saptanmıştır. Fay düzlemleri çözümleri Denizli havzası için normal fay mekanizması vermektedir. Veriler havzanın KD-GB bir yönelimle açıldığını ortaya koymaktadır. Bu durum, havza açılmasının Batı Anadolu'da birbirini etkileyen birkaç ana graben sisteminin (Büyük Menderes, Küçük Menderes, Alaşehir), Denizli havzası üzerindeki bileşkesi ile temsil edilebileceğini düşündürmektedir. Ayrıca Denizli havzası için Gutenberg-Richter analizi sonucunda elde edilen $b=1.0$ değeri, bölgenin depremselliğinin normal bir tektonik süreç içinde geliştiğini belirtmektedir (Tarancıoğlu vd. 2002).

1.2 Çalışmanın Amacı ve Yöntemi

Tezin amacı, Denizli havzası ve dolayında meydana gelen mikrodpremleri ($M \leq 3.0$) kullanılarak, yerel deprem tomografisi yöntemi ile bölgenin 3-B sismik hız yapısının belirlenmesidir. Bölgeye ait üst kabuk hız yapısının belirlenmesi için mikrodpremlere ait seyahat zamanlarının hesaplanıp, 3-B tomografik ters çözüm yöntemleri kullanılmıştır.

Çalışmanı amacına ulaşabilmesi için TÜBİTAK MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü'nün, 2000 yılında Denizli ve dolayına yerleştirip belirli bir dönem

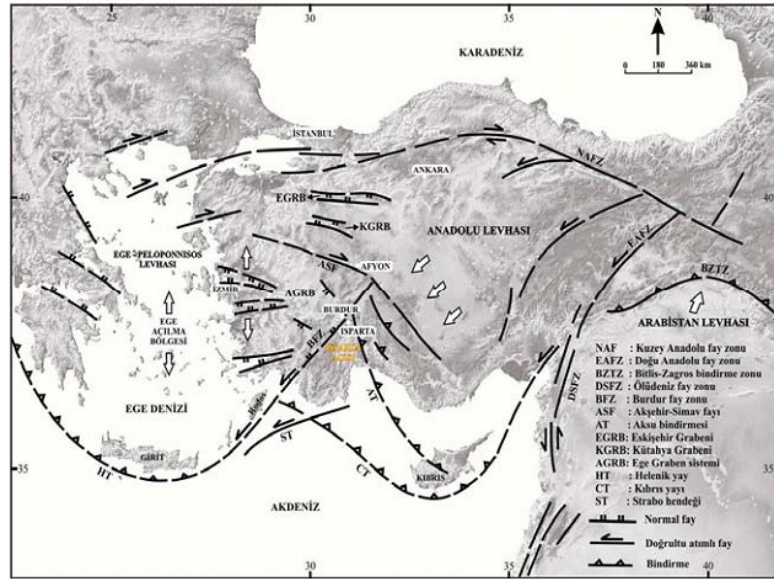
alıştırdıkları deprem istasyon ağı ile kaydedilen mikrodepremler kullanılmıştır. Ayrıca ilgili deprem ağındaki istasyon sayısının ve dağılımın çok iyi, mikrodeprem sayısının ise yeterli olduğu bu veri kümesi ile 3-B hız modellerinin elde edilmesinde, Unix/Linux işletim sistemleri üzerinde alışan, FORTRAN programlama dilinde yazılmış, açık kaynak kodlu ve kullanımı serbest VELEST (Kissling vd. 1995), SIMUL2000 (Thurber ve Eberhart-Phillips, 1999) yazılımlarından yararlanılmıştır. Elde edilen verilerin görüntülenmesinde ise GMT (Wessel ve Smith 1998) yazılım paketi kullanılmıştır.

Tez kapsamında öncelikle çalışma alanının yani Denizli bölgesi ve civarının genel jeoloji, Denizli havzanın stratigrafisi ile bu kesimin depremselliği ile ilgili bilgi sunulmaktadır. Ayrıca konunun iyi irdelenmesi için Denizli havzasında uygulanan 3-B hız tomografisinin esasları, kullanımı ve teorisi ile ilgili ayrıntılar anlatılmıştır. 4. bölüm’de çalışma alanında toplanan deprem verilerinin 3-B V_p ve V_p/V_s tomografik çözümlemelere dayalı uygulamalara yer verilmiştir. Bu çözümler ve yorumları ayrı bölüm başlığı altında toplanmıştır.

2. DENİZLİ BÖLGESİNİN JEOLJİSİ VE DEPREMSELLİĞİ

Batı Anadolu'nun da içinde bulunduğu Ege alanı önemli genişleme bölgesidir (Şengör 1979) Bölgedeki bu genişlemeye bağlı Geç Senozoyikte çok sayıda metamorfik çekirdek kompleks oluşumları meydana gelmiştir. (Işık vd. 2003; 2004). Çekirdek komplekslerinin en geniş yüzeylemesi Batı Anadolu'daki Menderes çekirdek kompleksidir (MÇK) (Işık vd. 2003; Seyitoğlu vd. 2004, Işık ve Seyitoğlu 2007). Büyük Menderes ve Alaşehir grabenleri, Menderes çekirdek kompleksini üç bölgeye ayırır. MÇK'nin simetrik olarak yüzeylemesi bu iki graben oluşumunu sağlayan Büyük Menderes ve Alaşehir sıyrılma fayları sonucu gelişmiştir (Seyitoğlu vd. 2004, Işık ve Seyitoğlu 2007). Batı Anadolu'daki genişlemeyi temsil eden havzaların yaşı ile ilgili farklı görüşler bulunmaktadır (Örn. Şengör vd. 1984, Koçyiğit 1984, Seyitoğlu vd. 1992).

Batı Anadolu'daki genişleme rejimi bugün aktif olarak sürmektedir. Bu aktivite günümüzde yaklaşık D-B ile KD ve KB yönelimli faylar ile gerçekleşmektedir. Bu bakımdan bölge depremsellik açısından en aktif fay sistemi üzerindedir. Pek çok çalışmada bu aktivitenin Şengör (1979) tarafından önerilen Anadolu Levhasının Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları tarafından batıya kaçışı ile ilişkilendirilir (Örn Şengör vd. 1984, Barka vd. 2000, Yılmaz 2000) (Şekil 2.1). İnceleme alanı olarak secilen Denizli havzası bu aktivitenin yoğun geliştiği alanlar arasındadır. Çalışma alanı Denizli şehir merkezine yakın bir alanda yaklaşık 3600 km² lik bir alanı kapsamaktadır. Bu sebeple tez kapsamında yapılan çalışmanın doğru yorumlanabilmesi için bölge jeolojisi ayrıntılı olarak işlenmiştir.



Şekil 2.1 Türkiye ve yakın çevresini etkileyen belli başlı aktif tektonik yapılar (McClusky vd. 2000'den alınmıştır.)

2.1 Bölgenin Genel Jeolojisi

Denizli havzası ve çevresi iki ana grup litolojiden meydana gelir. Bunlar temel kayaları ve bunları üzerleyen genç havza çökelleridir. Bölgedeki temel kayaları Menderes masifi ve Likya napılarına ait litolojiler oluşturur. Menderes masifi kayalarının egemen litolojisi orto ve para kökenli metamorfik kayalar, kalın karbonatların temsil ettiği mermerler ve genç intrüzyonlar meydana getirir (Örn. Konak vd. 1987, Okay 1989, Candan ve Dora 1998, Işık vd. 2003). Orto ve para kökenli metamorfikler orta-yüksek dereceli şist ve gnays türü kayaları kapsar. Bu kayalar Prekamriyen-Alt Paleosen yaş aralığı ile temsil olur (Dora vd. 1990). Genç intrüzyonlar ise sin-tettonik yerleşimli olup metamorfik çekirdek kompleksi oluşumuna bağlıdır (Işık vd. 2003). Likya napıları Triyas-Üst Kretase sedimanter/metasedimanter birimlerden oluşur (Okay 1989). Napıların bir bölümü kalın karbonat ve klastikler ile temsil olurken bir bölümünü ofiyolitik melanj karakterli çökeller oluşturur. Bu kayalar değişen oranlarda düşük dereceli metamorfizma etkileri gösterir.

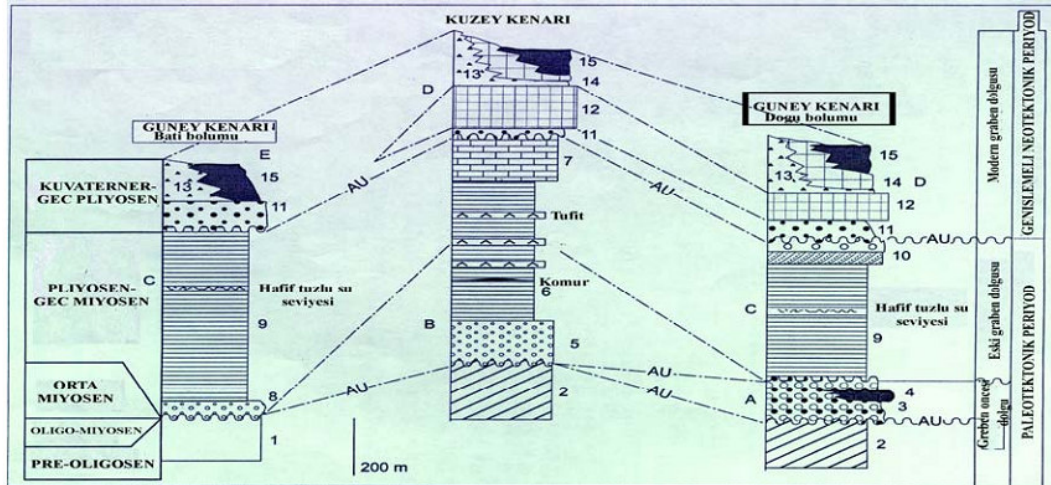
Diğer litoloji grubu olan havza çökelleri ile ilgili farklı görüşler bulunmaktadır. Denizli havzası dahil Batı Anadolu'daki havzaların Orta Miyosen ve/veya daha genç sedimanter ve volkanik kayalardan oluştuğu yönünde çeşitli çalışmalar (örn. Ercan vd. 1978, Yılmaz vd. 2000, Akgün ve Sözbilir 2001, Koçyiğit 2005) bulunmasına karşın

havzalardaki çökelimin Erken Miyosen'den itibaren başladığını belirten çalışmalar bulunmaktadır (Örn. Seyitoğlu ve Scott 1991, Seyitoğlu vd. 1992, Erkül vd. 2005). Denizli havzasında yapılan pek çok çalışma bölgenin bir horst-graben yapısı oluşturduğu yönünde görüş bildirir (Koçyiğit 2005, Kaymakçı 2006, Alçiçek vd. 2007). Büyük Menderes ve Alaşehir grabenlerinin doğu uzantıları kesişim gösterirler. Bu kesişim bölgesi Denizli havzasının batı bölümünü sınırlar. Havzanın güneyi Babadağ ve Honaz fayları ile sınırlanır. Bu kesimde havza çökelleri ile havzanın güney kenarını oluşturan temel kayaları arasında 2000 m yükseklik farkı bulunmaktadır. Havzanın kuzey kesiminde Pamukkale fayı yer alır. Bu kesimdeki topografik farklılık ise 700 m'ye ulaşmıştır. Şaroğlu vd. (1992) ve Westaway (1990, 1993)'ye göre bu yükseltilerin nedeni bölgedeki aktif normal faylardır. Havza yanal olarak 62 km uzunluğa sahipken genişliği ise 7 ile 28 km arasında değişmektedir (Koçyiğit 2005). Westaway (1993)'e göre havzanın KD-GB yönlü açılması yaklaşık 14 milyon yıl (Orta Miyosen) önce başlamış ve havzayı sınırlayan faylar o zamandan beri aktivitelerini sürdürmüşlerdir (Şekil 2.2).

Şekil 2.2 Denizli havzası jeoloji haritası (Alçıçek vd. (2007)'den değiştirilerek)

2.2 Denizli Havzasının Stratigrafisi

Denizli havzası; başlıca kırıntılı, karbonat ve evaporit depolanmaları ile temsil edilen, Batı Anadolu genişlemeli Neojen havzalarından biridir (Alçiçek 2006). Havzanın stratigrafisi özellikle son yıllardaki çalışmalar ile ortaya konulmuştur (Okay 1989, Westaway 1993, Koçyiğit 2005, Kaymakçı 2005, Alçiçek 2006). Havzanın temel kayalarını yukarıda belirtilen Likya napları ve Menderes Masifi kayaları oluşturur. Sözbilir (2002)'ye göre Denizli havzasının batı temelinde ayrıca Geç Paleosen-Eosen yaşlı eski havza çökelleri yer alır. Bu birimler Menderes masifi ve Likya napları kayalarının uyumsuz olarak örter. Koçyiğit (2005) ise Denizli havzasının güney bölümünde temel kayalarının Likya napları dışında ayrıca Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı molaz istifi bulunduğunu belirtir (Şekil 2.3). Koçyiğit (2005)'e göre havzanın farklı bölümleri değişken çökelme özelliği göstermekte olup Menderes masifi kayaları, Likya Napları ve Üst Oligosen-Erken Miyosen Gökpınar Serisi graben öncesi dolgudur (Şekil 2.3). Araştırmacı bu temel üzerine önce Orta Miyosen-Orta pliyosen yaşlı 660 m kalınlığındaki eski graben dolgusu daha sonra da 350 m kalınlığındaki modern (neotektonik) graben dolgusu geldiği görüşündedir.



Şekil 2.3 Denizli havzasının kuzey ve güney kenarlarının sadeleştirilmiş stratigrafik kolon kesitleri (Koçyiğit 2005)

Kaymakçı (2005) ise fosil bulguları ile havzanın Erken-Orta Miyosen yaşlı çökeller ile başladığını belirtir. Buna göre havza kalın tabakalı kireçtaşı, şeyl, tuf seviyeleri silttaşı

ve kumlaşı ar dalanma ile konglomera merceklerinden oluşmakta ve memeli fosilleri içermektedir. Geç Miyosen birimleri ise çökelleri se havzanın orta bölümünde yer alır. Pliyosen birimleri konglomera, kumtaşı, silttaşı fosilli şeyl birimlerinin ar dalanmasından oluşmaktadır (Kaymakçı 2005). Araştırmacıya göre havzanın en genç çökellerini aktif faylar ile sınırlı alüvyon çökeller ve travertenler oluşturur.

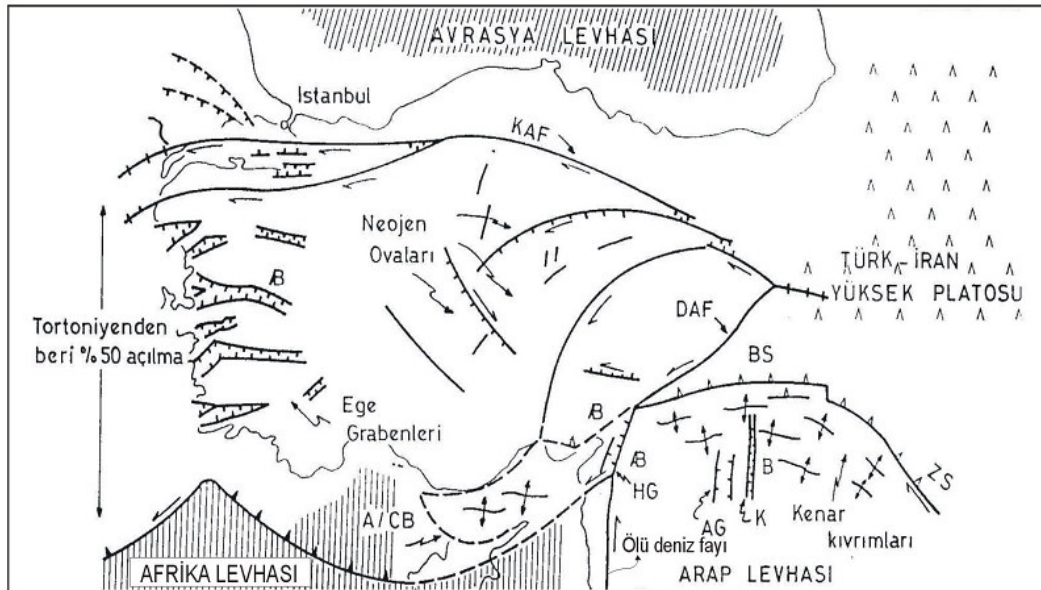
Havzanın daha ayrıntılı stratigrafisi Alçıçek (2006) tarafından verilmektedir. Alçıçek (2006)'e göre Denizli havzanın ilk ürünleri, geç Erken Miyosen yaşlı Kızılburun formasyonunun alüvyon yelpazesi ve akarsu ortamlarını temsil eden tortulları ve bu alüvyon yelpazeleri, güneyde normal faylarla sınırlı bir yarı-grabenin kenarından kuzeye doğru ilerlemişlerdir. Bu çalışmada Orta Miyosen'in sonunda Kızılburun formasyonunun en üst seviyelerini oluşturan bataklık/sığ-gölsel çökeller üzerine geçişli/uyumlu olarak Sazak formasyonun depolandığı belirtilmiş. Sazak Formasyonu üzerine geçişli/uyumlu olarak Üst Miyosen-Üst Pliyosen yaşlı Kolonkaya formasyonu yerleşmiştir. Kolonkaya formasyonun alt ve orta seviyelerinde denizel/acısu ortamını yansıtan ve sığdan derin su ortamına geçen çökeller ile üst seviyelerinde tatlı su ortamını karakterize eden kıyı önü/kıyı yüzü ve alüvyon yelpazesi akarsu çökellerinin geldiği belirtilmektedir. Üst Pliyosen sonunda Neojen yaşlı havza dolgusu, BKB-DGD doğrultulu normal faylarla parçalanmıştır. Pliyo-Kuvaterner'de az çok bugünkü morfolojisini kazanan Denizli Graben Havzası'nın eski nehir yataklarında konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ar dalanmasından oluşan ve günümüzde havza kenarlarında yükselmiş halde bulunan Asartepe formasyonu'nun alüvyon yelpazesi ve akarsu çökelleri depolanmıştır. Günümüzde ise Büyük Menderes nehrinin tortulları, havza tabanını kısmen doldurulmuştur (Alçıçek 2006).

Denizli havzası, eski ve güncel traverten oluşumları açısından gerek Türkiye, gerekse dünyada önemli bir konuma sahiptir. Havzanın kenarları boyunca, sıcak su kaynak sularından oluşmuş güncel Pamukkale travertenlerinin yanı sıra, eski birçok traverten sahası bulunmaktadır (Özkul vd. 2001). Pamukkale travertenleri ve kaplıcaları ile Kızıldere jeotermal alanı bölgenin önemli jeolojik yapıları arasında yer almaktadır. Denizli havzasının güncel tektonik rejim ile uyumlu ve aktif olarak açıldığı, bölgedeki yıkıcı tarihsel ve yakın geçmişteki orta büyüklüklü depremlerin varlığı ile bilinmektedir

(Tarancıoğlu vd. 2002). Ayrıca masif ve grabenler içerisine giren mağma sokulumları, grabenleri sınırlayan faylar ve kırık zonlarında jeotermal enerji sisteminin oluşumuna neden olmuştur.

2.3 Denizli Havzasının Tektonizması ve Fayları

Güncel tektonik anlamında, Denizli bölgesi Batı Anadolu genişleme rejimi ile oluşan graben sistemleri içinde yer alır (Şengör vd. 1987). Genel olarak bütün Batı Anadolu için 40-60 mm/yıl oranında kuzey-güney yönlü genişleme rejimi belirlenmiştir (McKenzie 1978; Jackson ve McKenzie, 1984). Batı Anadolu’da tektonik deformasyon 30 x 10 km’lik aktif normal faylanmalar ve 6.0 büyüklüğüne ulaşabilen depremler ile açığa çıkmaktadır. Daha küçük boyutlu faylar ve dolayısıyla daha küçük depremler bu ana faylara dik olarak gelişmiş (cross-faults, T şekilli graben, bkz. Şengör vd. 1987) açılma faylarında oluşmaktadır (Paton, 1992). Jeomorfolojik olarak Doğu-Batı yönelimli graben sistemleri arazi gözlemleri ve LANDSAT uydu görüntü verileri ile kolaylıkla tanımlanmaktadır (Tarancıoğlu vd. 2002).



Şekil 2.4 Tektonik birliklerin bağıl ilişkileri ve tektonik konumları (Şengör ve Yılmaz 1981)

Koçyiğit (2005)'e göre Denizli Havzası'nın kuzey ve güney kenarlarının her ikisi de sağ ve sol yönlü oblik düşey atımlı normal faylarla sınırlıdır. Araştırmacı bu fayları Babadağ, Honaz, Aşağıdere, Küçükmalıdağ, Pamukkale ve Kaleköy Fay zonları olarak adlandırılmıştır. Havzada bu fayların dışında, KB-GD doğrultulu gömülü normal fayların varlığı da belirtilir (Pamir ve Erentöz 1974; Westaway 1993). Bu faylarda toplam atım miktarı kuzey ve güney kenarında 1.050m - 2.080 m arasındadır (Koçyiğit 2005). Faylardaki düşey kayma miktarı yıllık 0.15-0.14 mm/yıl ve ortalama genişleme %7 olarak hesaplanmıştır (Koçyiğit 2005).

Koçyiğit (2005)'e göre Denizli Horst-Graben sisteminin en önemli segmenti KB yönelimli Buldan-Pamukkale segmentidir. Denizli Horst- Graben Sistemi'nde yer alan Pamukkale Fay Zonu, bu sistemin kuzey sınırında yer alır. Fay zonu yaklaşık 4 km genişlikte, 53 km uzunlukta ve KB doğrultulu (güneydeki 7 km'lik uzunluğundaki hariç bu bölüm D-B doğrultulu) normal faylardan oluşmuştur (Çakır 1997). Pamukkale Fayı doğrultusu boyunca sol yönlü iki geometrik segmente ayrılmıştır, bunlar Hieropolis ve Akköy segmentleridir. Hieropolis fay segmenti bölgede yüzlek veren metamorfik kayalarla Neojen ve kısmen de Kuaterner yaşlı alüvyonlar arasındaki sınırı belirlemektedir (Çakır 1997). Bu segment 13 km uzunluğunda olup Karahayıt'ın kuzeyindeki Neojen kırıntılarının içerisinde gözlenememektedir. Güneydoğu'da ise Altunel ve Hancock'e (1993) göre Hierapolis segmenti Yeniköy yakınlarında sonlanmakta ve sola sıçrayarak GB'ya doğru birkaç km daha devam etmektedir. Akköy Fay Segmenti ise Neojeni Kuaterner yaşlı graben dolgusundan ayırmaktadır. Bu fay segmenti oldukça aşınmış durumdadır. Bu segment yaklaşık 7 km uzunluğunda olup iki ucuna doğru alüvyal sedimentler içerisinde kaybolmuştur (Çakır 1997). Yapılan gözlemlerde Akköy Segmenti Yeniköy ve Sarıyar Köyleri arasında, Kadrin Dere ve Çınarlı Dere'nin Biriktirdiği Alüvyal yelpazelerle örtülmüştür. Tortul birikiminin hızlı ve çok miktarda olması fay izlerinin gömülü kalmasına neden olmuş, yüzeyde fay morfolojisi silinmiştir. Bu segmentin devamı Sarıyar ve Dombadan Köyleri arasında 7 km uzunluğunda olup, Neojen yaşlı birimlerle Kuaterner yaşlı birimlerin sınırını oluşturan bu hat boyunca, yer yer asılı vadiler ve asılı taraçalar şeklinde gözlenir. Segment GD'sunda sola doğru 3 km sıçrama yapar 2-3 km devam eder Kızıyer Köyünün K'inde alüvyon içinde kaybolur (Eravcı 2006).

2.4 Denizli Bölgesi'nin Depremselliği

KB-GD doğrultulu Pamukkale Fayı, Büyük Menderes ve Alaşehir Grabenlerinin doğu uçlarındaki kesişim bölgesinde bulunur (Eravcı 2006). Bir çok uygarlığın üzerinde geliştiği Batı Anadolu, tarihsel dönemlerde de birçok yıkıcı depremlerin etkisinde kalmıştır. Tarihsel depremlerin büyük bir çoğunluğu Büyük Menderes, Denizli/Pamukkale, ve Alaşehir Grabenleri yakın dolayında görülmektedir.

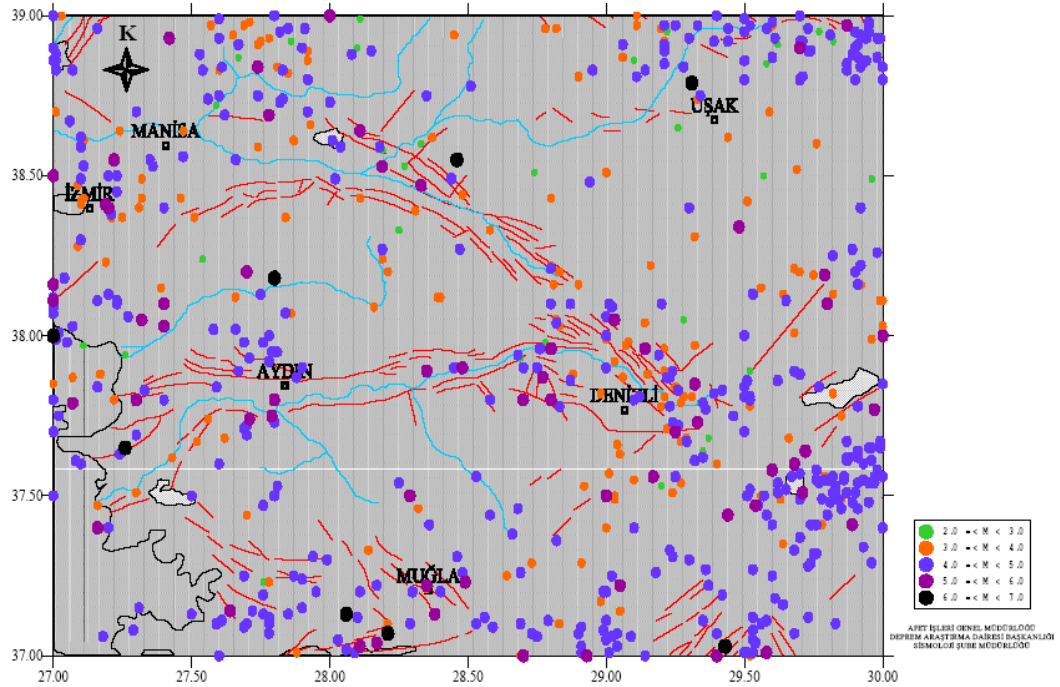
Ege Çöküntü Sistemi'nde 1900-2000 yılları arasında 33 adet hasar yapıcı deprem meydana gelmiştir (Çizelge 2.1, Şekil 2.5). Bu depremler, çöküntü ve yükselimleri sınırlandıran normal atımlı faylar boyunca olmuştur. Bu depremlerin büyük çoğunluğu, Büyük Menderes Çöküntüsü'nün doğu ucu ile Simav çöküntüsü boyunca yoğunlaşmıştır. Bölge, çok karışık tektonik görünüm sunması nedeniyle sürekli depremlerle karşı karşıya kalmış ve yakın gelecekte de deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan bir bölgeyi temsil etmektedir (Demirtaş 2003).

Çizelge 2.1 Ege Çöküntü Sistemi'nde 1900-2000 yılları arasında olmuş hasar yapıcı depremler (Demirtaş 2003)

1	20.09.1899	6.9	Menderes Vadisi
2	18.12.1901	5.9	Ayvalık
3	11.08.1904	6.2	Samos
4	03.10.1914	7.0	Burdur
5	18.11.1919	6.9	Soma
6	26.09.1921	5.9	Argithani
7	20.11.1924	6.0	Altıntaş
8	07.08.1925	6.0	Dinar
9	31.03.1928	6.5	Torbalı
10	02.05.1928	6.2	Emet
11	19.07.1933	5.8	Çal
12	22.09.1939	6.5	Dikili
13	15.11.1942	6.2	Bigadiç
14	25.06.1944	6.0	Şaphane
15	21.02.1946	5.7	Argithani
16	23.07.1949	6.6	Khios
17	02.05.1953	5.6	Karaburun
18	16.07.1955	6.7	Söke
19	20.02.1956	6.1	Söğüt
20	14.09.1962	4.5	Balıkesir
21	11.03.1963	5.6	Buldan
22	22.11.1963	4.6	Tefenni
23	13.06.1965	5.6	Honaz
24	25.03.1969	6.1	Demirci
25	28.03.1969	6.5	Alaşehir
26	06.04.1969	5.8	Karaburun
27	28.03.1970	7.1	Gediz
28	23.02.1971	5.6	İvrindi
29	12.05.1971	6.2	Burdur
30	26.04.1972	4.9	Lesvos
31	01.02.1974	5.5	İzmir
32	19.08.1976	5.0	Denizli
33	01.10.1995	5.9	Dinar

Birbirlerine bağlantılı çöküntü ve yükselimlerden oluşan Ege Çöküntü Sistemi'nde 1900-2000 yılları arasında olmuş hasar-yapıcı depremlerin yer-zaman dağılımları incelendiğinde; depremlerin birbirlerine yakın fay segmanlarında oluştuğu göze çarpar. Bu yakın fay segmanlarında olan depremler (örneğin 1969 Demirci, 1970 Gediz depremleri), zaman olarak birbirlerine çok yakındırlar. Bu bölgedeki depremler,

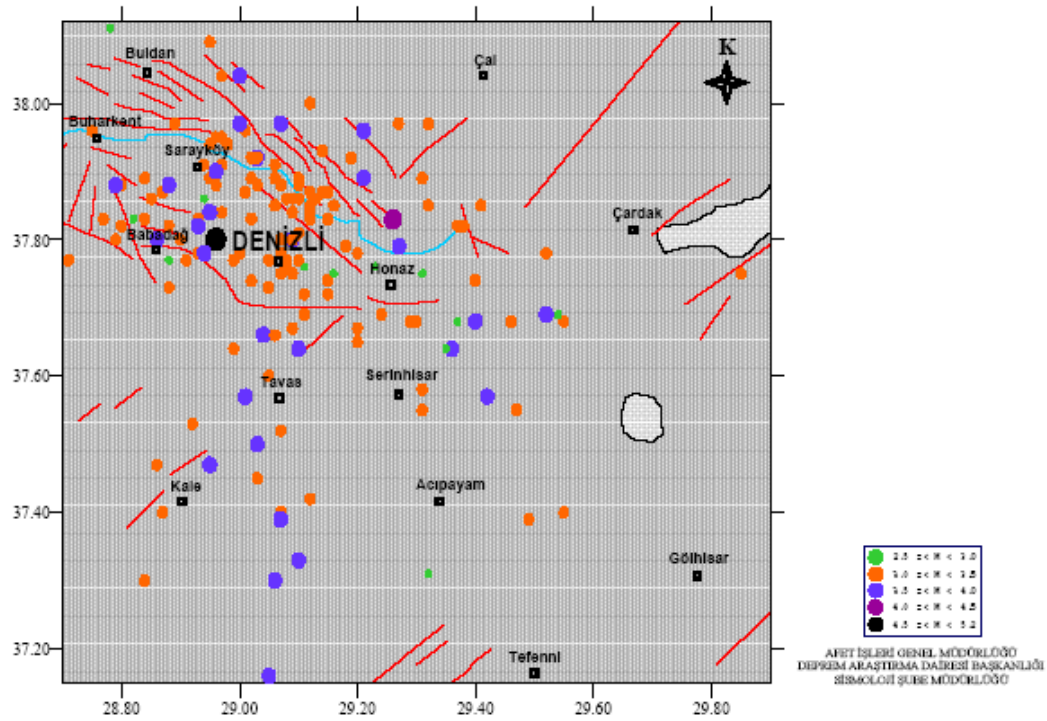
genellikle birer çiftler şeklinde oluşmaktadır. Bir segmanda oluşan deprem (örneğin 1969 Alaşehir, 1970 Gediz depremleri), komşu segmandaki bir depremi tetikleme rolü üstlenmektedir (Demirtaş 2003).



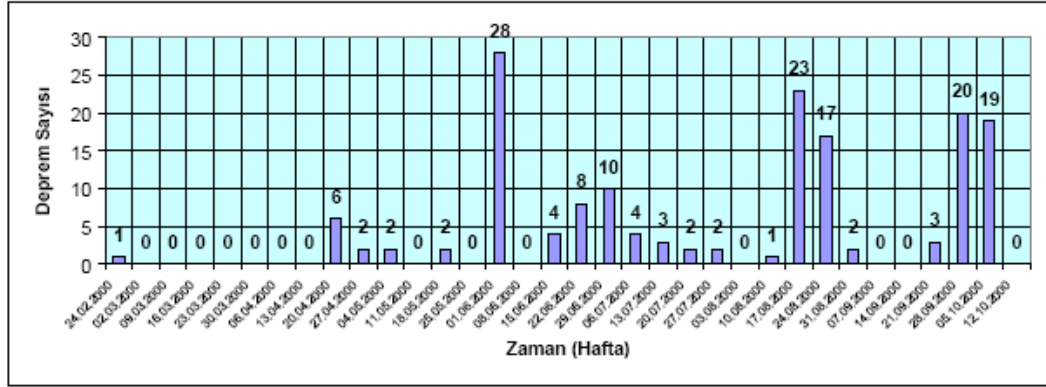
Şekil 2.5 1900 – 2000 yılları arasında Denizli ve yakın civarında $M = 2$ ve daha büyük depremlerin dış-merkez dağılımları (Demirtaş 2003)

Bir başka deyişle, hasar yapıcı depremlerin tekrarlanma aralıklarındaki farklılıklar, bazen bağımsız bir deprem tarafından alt bir segmanın kırılması; bir segmandaki depremin, diğer komşu segmandaki bir kaymayı tetiklemesi (örneğin 1963 Buldan, 1965 Honaz depremleri) ve ileriki zamanlarda bağımsız olarak bir deprem meydana gelmesi; ya da segmanların bağımsız fakat segmanlarda olan depremlerin zaman olarak birbirlerine oldukça yakın olması (örneğin 1969 Demirci, 1969 Alaşehir depremleri) gibi deprem oluşum şekilleri Ege Çöküntü Sistemi'ndeki depremlerin tipik özelliğidir. 1900-2000 yılları arasında Ege Çöküntü Sistemi'nde olmuş hasar yapıcı depremlerin yeryüzünde dağılımları; 1900-1910 yılları arasında sakin bir dönem olduğunu; 1910-1930 yılları arasında deprem sayısında oldukça fazla bir artışın olduğunu; 1930-1960 yılları arasında tekrar sakin bir döneme geçildiğini; 1960-1975 yılları arasında tekrar oldukça yoğun bir sismik etkinliğin olduğunu ve 1975-2000 arasında tekrar sakin bir

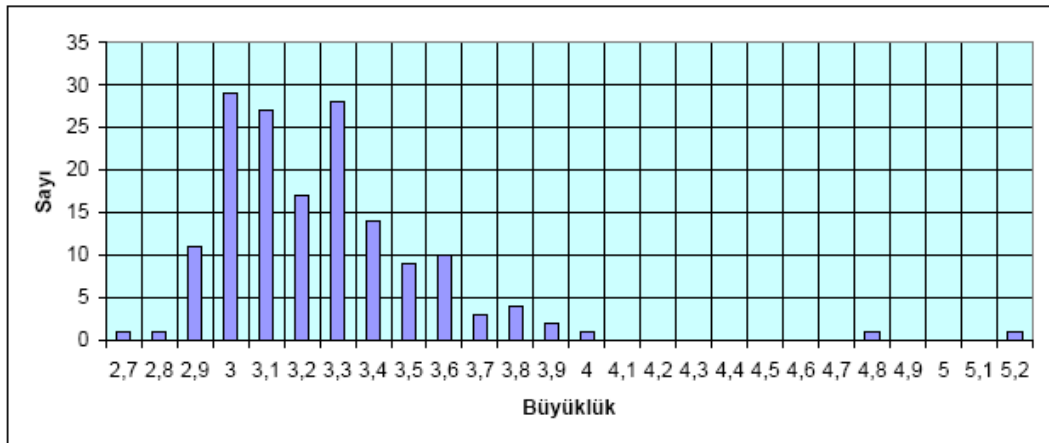
dönem yaşandığı görünmektedir. Bu dağılım, 1975 yılından itibaren sismik olarak çok sakin bir döneme girildiğini ve yeniden bir sismik etkinlik artışının yüksek olduğuna işaret etmektedir. Bu dönemde Ege Çöküntü Sistemi'nde olan tek deprem 1 Ekim 1995 tarihindeki 5.9 büyüklüğündeki Dinar depremidir. Sarayköy-Babadağ (Denizli) arasında sismik etkinlik 21.04.2000 tarihinde $M=5.2$ 'lik bir depremle başlamış ve 03 - 06.2000 tarihleri arasında 40 kadar deprem meydana gelmiş, 07 ve 08. aylarda yoğun bir sismik etkinlik devam etmiştir (Şekil 2.6, Şekil 2.7, Şekil 2.8) (Demirtaş 2003).



Şekil 2.6 Şubat 2000 – Ekim 10 tarihleri arasında Denizli ve yakın civarında olmuş büyüklüğü 2.7 ve daha büyük depremlerin dış-merkez dağılımları (Demirtaş 2003)



Şekil 2.7 Şubat 2000 – Ekim 2000 arasında Denizli ve yakın civarında olmuş depremlerin deprem sayısı – zaman ilişkisi (Demirtaş 2003)



Şekil 2.8 Şubat 2000 – Ekim 2000 arasında Denizli ve yakın civarında olmuş depremlerin deprem sayısı – büyüklük ilişkisi (Demirtaş 2003)

3. 3-B HIZ TOMOGRAFİSİ VE ESASLARI

‘Sismik tomografi’, belirli bir bölgede yer kabuğu ve üst mantoyu bloklara bölerek her blok içindeki hız değişimlerini belirleyerek, çeşitli derinliklerden alınacak kesitler üzerinde dalga hızı dağılımının incelenmesidir. ‘Tomografi’ terimi, tıp biliminde, insan vücudundaki anormal dokuları belirlemek için cerrahi müdahale gerektirmeden, X-ışınları kullanılarak uygulanan CAT (Computer Aided Tomography) tekniğinden alınmıştır. ‘Tomo’ kelimesi Yunanca’da ‘dilim’ anlamına gelmektedir (Koca 2003).

Aki vd. (1977), yer içi hız yapısının belirleneceği ortamı bloklara bölerek ‘sismik tomografi’ adı verilen yöntemi açıklamışlardır. Bu durumda, her bir blokta, sismik dalgaların seyahat süreleri ile ışın yolu uzunlukları arasındaki doğrusal denklem elde edilir. Böylece, ortama ait bütün blokları kapsayan bir doğrusal denklemler sistemi oluşturulur. Bu denklemler sistemi, uygun ters çözüm yöntemlerinden yararlanılarak çözülür ve yavaşlık (hızın tersi) değişimleri hesaplanır (Koca 2003).

Tomografi, bir çeşit ters çözüm problemidir. Önce bir ortam içerisinde 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 (Kaypak 2002).

3.1 Tomografik Yöntemlerin Sınıflandırılması

Tomografik yöntemler farklı başlıklar altında sınıflandırılabilir. Kaynak türüne göre sınıflandırıldığında, kullanılan kaynağın türüne göre isim almaktadır. Kullanılan kaynak deprem gibi doğal kaynaklıysa *doğal kaynaklı tomografi*, patlatma gibi yapay kaynaklıysa *yapay kaynaklı tomografi* adını alır. Doğal kaynaklı deprem tomografisi ile yerin yüzeyinden yerin merkezine kadar tüm yer içi görüntülenebilmektedir. Yapay kaynaklı tomografi ise sığ kesimlerin çözülmesine yönelik ve daha çok arama ve mühendislik amaçlı kullanılan tomografi yöntemidir. Bunun yanında kaynak kontrollü olduğundan ters çözüm esnasında odak – model ödünleşmesi sorunu ile karşılaşılması avantajıdır (Kaypak 2002).

Kaynak-alıcı geometrisine göre sınıflandırma yapıldığında, deprem ve istasyonların aynı model uzayı içinde yer aldığı bölgeler için uygulanan tomografi, yerel deprem tomografisi adını alır. Yöntem küçük ölçekli üst kabuk problemlerini çözmektedir. Uzak alan depremlerin oluşturduğu küresel ölçekte yapılan tomografiye de *telesismik tomografi* denmektedir. Genellikle uluslararası sismolojik gözlem merkezlerinden alınan, tüm dünyada meydana gelmiş belirli büyüklükteki depremlerin hem yüzey hem de cisim dalgalarına ait dalga şekli ve seyahat zamanı verilerinin ters çözümü sonucu, yer içinin yüzeyden merkeze kadar olan kısmı tomografik olarak görüntülenebilmektedir (Kaypak 2002). Bu tez çalışmasında yapılan tomografik çözümlemede kullanılan tomografi yöntemi, kaynak olarak depremler kullanıldığından ve kaynak-alıcı aynı model uzayı içinde bulunduğundan yerel deprem tomografisi adını almaktadır.

Sismik tomografi yönteminin genel kullanım alanları, aşağıdaki gibi özetlenebilir (Koca 2003) :

- Fay zonlarındaki ani hız değişimlerinin belirlenmesinde kullanılırlar.
- Volkanik ve jeotermal alanlarda oluşan magma cepheleri düşük hızlara sahiptirler. Bu yüzden ortaya çıkan ani hız değişimlerinin belirlenmesinde telesismik ters çözüm yöntemi kullanılabilir.
- Dalma batma zonlarında , dalan levha, çevresindeki yapıya göre daha yüksek hıza sahiptir. Sismik ters çözüm yöntemi, dalan levhanın görüntülenebilmesi için oldukça uygundur.
- Ayrıca, Dziewonski (1984)' nin tomografi yöntemini genelleştirmesi ile, levha sınırlarının belirlenmesinde de kullanılır (Koca 2003).

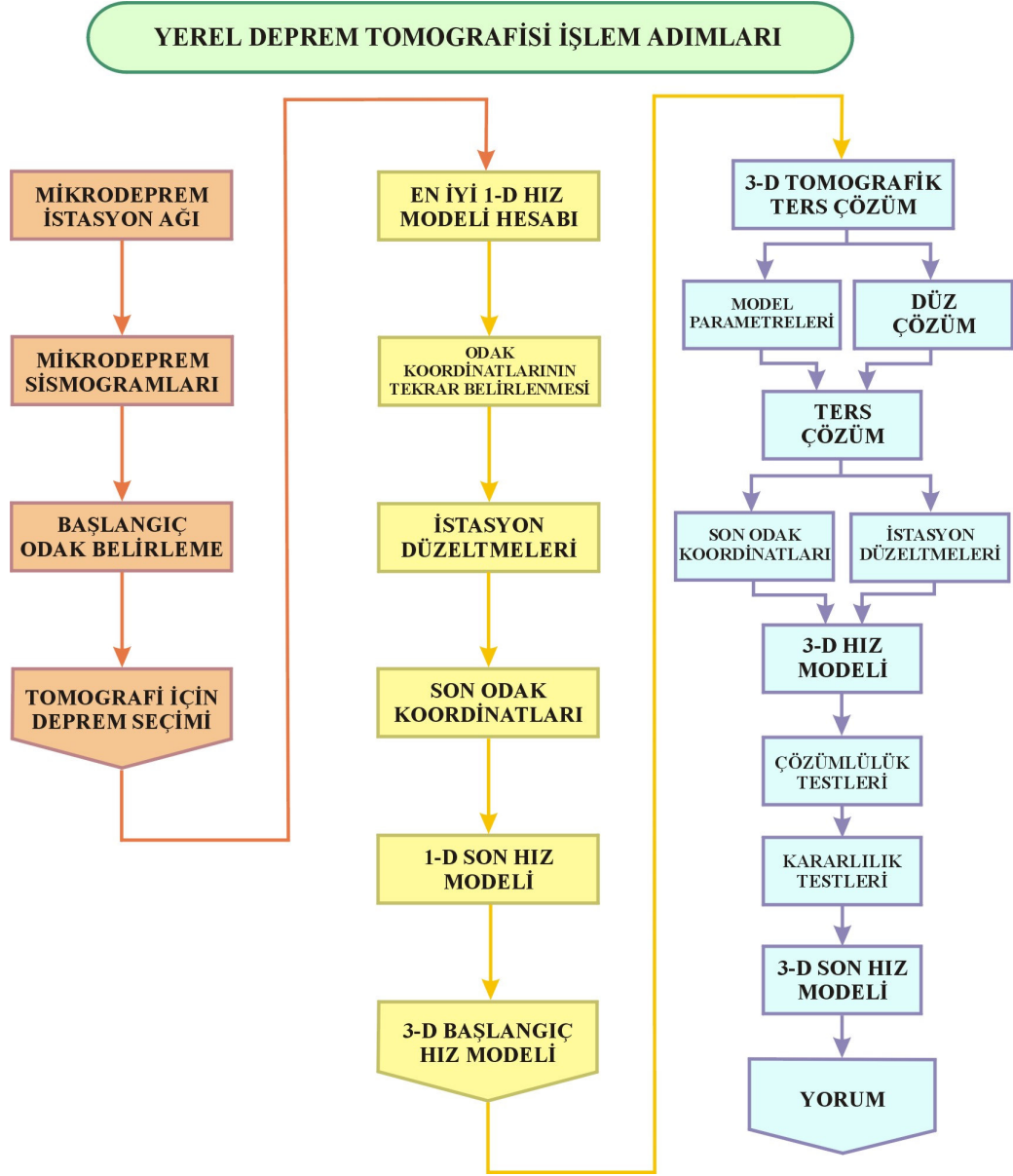
3.2 Üç Boyutlu Yerel Deprem Tomografisinin Esasları

Farklı veri, geometri ve algoritmalar için uygulama şekilleri ve amaçları farklı olsa da hemen hemen tüm yerel deprem tomografisi yöntemleri şu aşamalardan oluşur:

- Hız yapısının modellenmesi,
- Seyahat zamanı ve ışın yolunun hesaplanması,
- Odak-hız yapısı arasındaki ödünleşmenin ele alınması,
- Ters çözüm yöntemi,
- Çözüm kalitesinin belirlenmesi,
- S- fazının kullanımı.

Yerel deprem verisi kullanılarak yapılan tomografik çalışmalar için, Thurber (1983) yinelemeli ters çözüm yapan SIMUL isimli bir yazılım geliştirerek hem odaksal parametreleri hem de 3-B hız yapısını çözmüştür. Günümüze kadar geçen zaman içerisinde sözü edilen yazılım, Eberhart-Phillips (1986, 1993), Um ve Thurber (1987) ve Thurber (1993) gibi araştırmacılar tarafından sürekli geliştirilmiştir. Bu çalışmada kullanılan programın SIMUL2000 (Thurber ve Eberhart-Phillips 1999) sürümü, hem V_p hızını hem V_p/V_s oranını hem de soğrulma faktörü Q_p 'yi ters çözüm yöntemiyle hesaplayan bir yazılımdır (Kaypak 2002).

Şekil 3.1 Yerel deprem tomografisi işlem adımlarını göstermektedir. Buna göre bir mikrodprem etkinliğinin gözlenmesinden 3-B tomografik sonuçların elde edilmesine kadar geçilen aşamalar şematik olarak görülmektedir (Kaypak 2002).

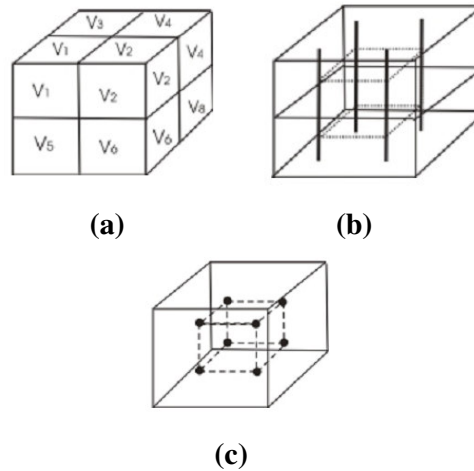


Şekil 3.1 Yerel deprem tomografisinin, veri toplama aşamasından 3-B yoruma kadar olan işlem adımları (Kaypak 2002)

3.2.1. Hız yapısının modellenmesi

Yerel deprem verilerinin ters çözümü için, önce ortamın modellenmesi edilmesi gerekmektedir. 3-B ortamı, hızların parametre olduğu geometrik bir yapıya dönüştürmek için çok değişik yaklaşımlar vardır. Bu yaklaşımlar Şekil 3.2’de gösterilmektedir (Dinç 2003).

Şekil 3.2a’da Aki ve Lee (1976), yer yapısı sabit hızlı bloklar ile tanımlanmıştır. Bu basit yöntem karmaşık yapılar için çözümsüz olmaktadır. Şekil 3.2b’de gösterilen, ayırık blok yaklaşımında, katmanlı yapı içerisinde yanal yönde hız değişimi içeren modeller tanımlanabilmektedir. Bu yaklaşımda ortam, düşey yönde sabit hıza sahip katmanlara ayrılmakta ve hızlar yatay yöndeki düşey düğüm çizgileri arasında iç değer bulma yöntemi ile elde edilmektedir. Bu düğüm çizgileri arasındaki uzaklık katmandan katmana değişebilmektedir. Bu yaklaşım biraz daha avantajlı olmakla beraber düşey yöndeki hız değişimlerine duyarsızdır (Dinç 2003). Şekil 3.2c’de gösterilen ve Thurber (1983) tarafından geliştirilen yaklaşımda ise, ortam 3-B düğüm çizgileri kullanılarak tanımlanmaktadır. Hız bu yaklaşımda, düğüm noktaları arasında, doğrusal B-spline iç değer bulma yöntemiyle her yönde değişebilmektedir. Hızın her yönde değişimine olanak tanıyan bu yaklaşım sayesinde çok karmaşık yapıların bile çözülebilmesi sağlanmıştır.



Şekil 3.2 3-B ortamın hız değerlerini parametrelendirmek üzere kullanılan yaklaşımların şematik gösterimi (Dinç 2003)

Tüm bu yaklaşımların kendine göre avantajları vardır. En uygun modelleme yönteminin seçimi, istasyon yoğunluğu, depremlerin uzaysal dağılımı ve jeolojik yapının karmaşıklık derecesi değerlendirilerek yapılmalıdır (Dinç 2003).

Yapılacak olan çalışmalarda seçilecek olan hız modeli alan içindeki istasyon ve depremlerin tümünü içerecek şekilde olmalıdır. Bloklar oluşturulurken hiçbir ışın dışarıda kalmayacak şekilde tasarlanmalıdır.

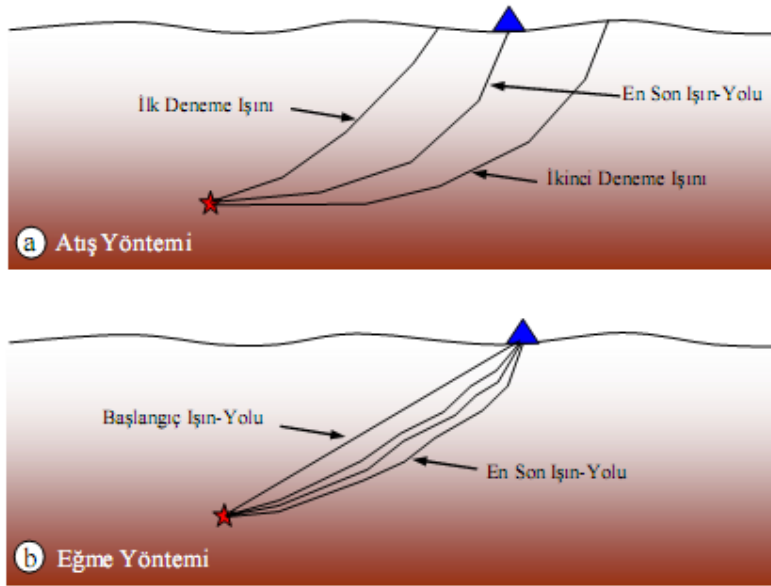
Blok boyutlarının çok küçük alınması durumunda, parametre sayısı dolayısıyla hesaplama süresi artacaktır. Ayrıca her bir blok başına düşen ışın miktarı azalacağından çözünürlük düşecektir. Yapılacak olan kaba modelleme ise yapının yeterli ayrımlılıkta belirlenememesine neden olacaktır. Bu sebeple veri seti birkaç farklı model için çözümlenmesi yararlı olacaktır.

3.2.2. Seyahat süresi ve ışın yolu hesabı

Her bir kaynak-alıcı arasındaki ışın yolunun ve bu yol boyunca dalga seyahat zamanının saptanması Deprem Tomografisi'ndeki problemlerden biridir. Seyahat zamanı, varış zamanlarındaki farkın; ışın yolu ise odak ve hız modeli kısmi türevlerin hesaplanması için gereklidir (Thurber 1983). Bu iki hesabın yaklaşık veya tam olarak çözümü için kullanılmakta olan bir çok yöntem vardır. Bunlar 'tam' ve 'yaklaşık' olmak üzere başlıca iki sınıfa ayrılabilir. Hesaplama açısından ise genellik **eğme** (bending), **atış** (shooting), **yaklaştırma** (approximate) ya da **sonlu-farklar** (finite difference) şeklinde sınıflandırılabilir. Yaklaştırma ışın-izleme yöntemi, hesaplama hızı bakımından belirli bir avantaja sahiptir. Buna karşılık, seyahat zamanı, ışın doğrultusu ve ışın yolunda hatalar olacağından, farkların, odağa ve hız modellerine ait kısmi türevlerinin bu yöntemle hesaplanmasında da doğal olarak hatalar meydana gelecektir (Kaypak 2002).

Işın-izleme, iki nokta arasındaki sınır değer problemidir. Son nokta (kaynak veya alıcı) belirlenmiş olduğundan yayılım yolu ve zamanı kolayca saptanabilmektedir. Atış yöntemi, son noktası ve ilk ışın yörüngesi sabit tutulan, başlangıç sınır değer

probleminin yinelemeli hesabı ile bu iki nokta arasındaki sınır problemini çözme esasına dayanmaktadır. Başka bir deyişle, belirlenen bir ilk ışın yörüngesinden sonra, bazı parametreleri değiştirerek ve çeşitli deneme atışları yaparak hangi ışının kaynak-alıcı arasındaki yolu en iyi tanımladığını bulmaktır. Eğme yönteminde ise, sabit tutulan son noktaya ışının gidebilmesi için yol üzerindeki değişimler hesaplanarak, sınır değer problemi çözülmeye çalışılmaktadır (Şekil 3.3). Yerel Deprem tomografisi için uygulanmak üzere Koch (1985), Lin ve Roecker (1990), Sambridge ve Kennett (1990) tarafından geliştirilmiş çeşitli atış yöntemi algoritmaları bulunmaktadır. Eğme yöntemi ise Wesson (1971), Jullian ve Gubbins (1977) ve Pereyra vd. (1980) tarafından geliştirilmiştir (Kaypak 2002).



Şekil 3.3 Işın-izleme için iki temel yaklaşımın şematik gösterimi. a) Atış (shooting) yöntemi b) Eğme (bending) yöntemi (Dinç 2003)

3.2.3 Odak-hız ödünleşmesi

Yerel deprem tomografisindeki sorunlardan biri odak parametreleri ile hız yapısı arasında uygun bir matematiksel ödünleşmenin nasıl yapılacağıdır. Eş zamanlı ters çözüm yönteminde, odak-hız yapısı çifti arasında açıkça bir ödünleşme yapılırken, yerel depremler için yapılan tomografi çalışmalarında çoğunlukla odak parametreleri sabit tutularak 3-B hız yapısı saptanmaya çalışılmaktadır. Tomografi çalışmalarında güvenilir modellerin elde edilmesi için deprem odağının kabul edilebilir bir duyarlılıkla ($dh < 1$ km) saptanması gereklidir. İstasyon düzeltmeleri kullanılsın ya da kullanılmasın, bu önemli faktörün uygulama şekli, yanal yönde sabit bir hız modelinden (1-B) elde edilen deprem koordinatlarını kullanmaktır. Yapılan model çalışmalar (Kissling 1988; Thurber 1993), ters çözüm eşitliklerinde odak-hız yapısı ödünleşiminin ihmal edilmesinin (yani odak koordinatlarının sabit tutulması) güvenilir sonuçlar vermediğini, fakat deprem odağının gerçek yerine daha yakın bir pozisyonda kestirimi yapıldığı zaman, parametre ayrışımının daha etkin olduğunu göstermiştir. Böylece, gerçek hız yapısına ve odaksal koordinatlara mümkün olduğunca yaklaşılmaktadır (Kaypak 2002).

3.2.4 3-B Ters çözüm kuramı

Yerel deprem tomografisi doğrusal olmayan bir problemdir. Bu problemin çözümü içinde Levenberg-Marquart sönümlü en küçük kareler tekniği kullanılmaktadır. Bu çalışmada kullanılan yazılım olan SIMUL2000 (Thurber and Eberhart-Phillips 1999), eş zamanlı, yinelemeli ters çözüm yapmaktadır. Eş zamanlı olarak odak ve hız yapısını çözmekte, yineleme adımlarıyla çözüm kalitesini arttırmayı amaçlamaktadır.

Sismik tomografi, hacimsel bir hedef bölge için elde edilen çok sayıda gözlemsel veri ile yer altı yapısının iki ya da üç boyutlu olarak görüntülenmesi tekniğidir. Çoğunlukla 3-B yerel deprem tomografisinde kullanılan gözlemsel veri, depremlere ait seyahat zamanlarıdır. Bir sismik dalganın deprem kaynağı (i) ile istasyon arasındaki (j) seyahat süresi T , ışın teorisi kullanılarak, yol integrali şeklinde şu şekilde yazılabilir,

$$T_{ij} = \int_{kaynak}^{alici} s dl \quad (1)$$

Burada, s yavaşlılık dağılımını, dl ise ışın yolu boyunca olan kabul edilebilir en küçük birim uzunluğu göstermektedir. Gerçekte gözlenen, varış zamanları t_{ij} 'dir.

$$\begin{aligned} t_{ij} &= t_i^o + T_{ij} \\ &= t_j^o + t_{ij}^s(x_i^o, y_i^o, z_i^o, v(s), x, y, z) \end{aligned} \quad (2)$$

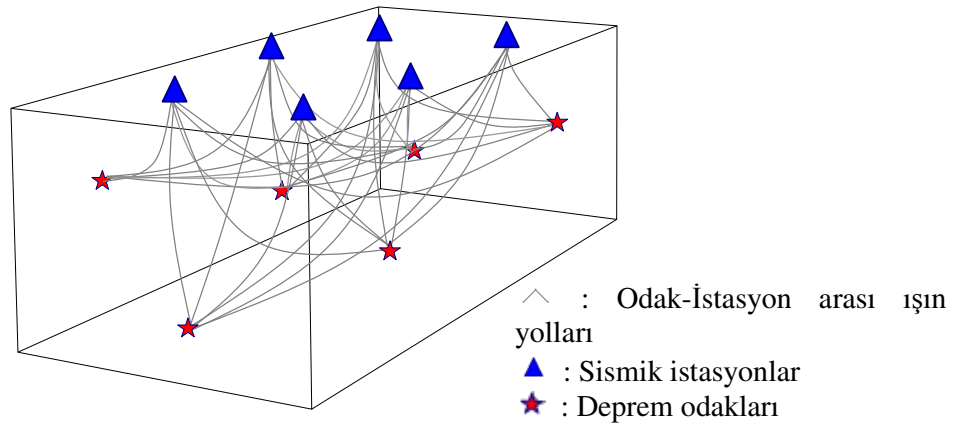
Burada,

t_i^o : deprem oluş zamanı

t_{ij}^s : odak (x_i^o, y_i^o, z_i^o) istasyon (x, y, z) arası bir s yolu boyunca sismik dalganın seyahat süresi

$v(s)$: s yolu boyunca ortamın sismik hızı

Yerel deprem tomografisi problemlerinde bilinenler, sadece istasyon koordinatları (x, y, z) ve gözlemsel varış zamanlarıdır (t_{ij}^s). Deprem koordinatları (x_i^o, y_i^o, z_i^o) , oluş zamanı (t_i^o), ışın yolları (s) ve yavaşlılık dağılımı $v(s)$ ise bilinmeyenlerdir, yani model parametreleridir. Problem şematik olarak Şekil 3.4'de görülmektedir.



Şekil 3.4 Yerel deprem tomografisi problemi için 3-B şematik gösterim (Kaypak 2002)

Gözlemsel varış zamanları $t_{ij}^{göz}$, istasyon ağındaki ilk P- ve S- dalgalarından, hesaplanmış varış zamanları t_{ij}^{hes} ise çeşitli odak ve oluş zamanları denenerek ve ayrıca bölgeye ait sismik hız yapısı modeli kullanılarak (1) bağıntısından saptanmaktadır. Gözlemsel ve kuramsal (hesaplanmış) varış zamanları arasındaki uyumsuzluk, iki zaman arasında bir farklılığa (kalıntı), r_{ij} , neden olmaktadır (3).

$$\Delta t_{ij} = r_{ij} = t_{ij}^{göz} - t_{ij}^{hes} \quad (3)$$

Bu farklılıklar, odak ve hız yapısı parametrelerinde istenen düzensizliklere bağlı olabilir. Bunun için yapılan doğrusal yaklaşım (4) bağıntısı ile verilmektedir.

$$r_{ij} = \Delta t_i^o + \sum_{k=1}^3 \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial x_{ik}} \Delta x_{ik}^o + \int_{\text{kaynak}}^{\text{alici}} \delta s \, dl \quad (4)$$

Ayrıca, dikkat edilecek olursa, (4) eşitliğindeki integralin alt sınırı da yine deprem odağına ait bilinmeyen bir parametredir. Odağa ait kısmi türevler $\partial t_{ij}^s / \partial x_k$, ışın vektörü bileşenlerinin kaynaktaki sismik yavaşlık ile çarpımına eşittir (5) (Thurber 1983).

$$\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} = - \frac{1}{V} \left(\frac{dx_k}{dl} \right)_{\text{odak}} \quad (5)$$

Bununla birlikte; hız yapısı sonlu bir parametre olarak kabul edilirse, (4) eşitliği şu şekilde yazılabilir;

$$r_{ij} = \Delta t_i^o + \sum_{k=1}^3 \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial x_{ik}} \Delta x_{ik}^o + \sum_{n=1}^N \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial m_n} \Delta m_n^o \quad (6)$$

m_n , N parametrelili hız modeline karşılık gelmektedir. Hız modeline ait kısmi türevler $\partial t_{ij}^s / \partial m_n$, ışın yolu boyunca olan çizgisel integrallerdir. Yerel deprem tomografisinde amaç, veriyle olan uyumsuzluğu en aza indirecek şekilde model parametrelerini iyileştirmektir. Bu da, (6) eşitliğinin doğası gereği, odak-hız ödünleşmesinin eğriselliğe yol açmasından dolayı yinelemeli bir çözüm gerektirmektedir. Δt_i^o , Δx_i^o ve Δm_n^o ,

sırasıyla oluş zamanı, odaksal ve hız parametrelerinin tahmini başlangıç değerleridir. (6) eşitliğinin sağ tarafı bir grup deprem ve alıcı için model ayarlamalarını içermektedir. Seyahat zamanı tomografisi için kaynak olarak yerel deprem verilerinin kullanımı, patlatma (kontrollü kaynak) ve telesismik veriler ile karşılaştırıldığında bazı avantajlara sahiptir (Thurber 1993). Özellikle patlatma verileri ile karşılaştırıldığında iki önemli avantajı vardır. Bunlardan ilki, depremlerde aynı anda hem sıkışma (compressional) hem de kesme (shear) dalgalarının oluşmasıdır. İkinci avantaj ise deprem kaynağının üç boyutlu uzamsal bir ortam içerisinde yer almasıdır. Ancak, hem kaynak dağılımının kontrolsuzluğu hem de deprem yeri ve oluş zamanının belirsizliği ikinci avantajı kısıtlamaktadır. Telesismik tomografi ile karşılaştırıldığında ise ışın yoğunluğundaki artış, yüksek dalga frekansı ve daha yakın istasyon aralığı gibi nedenlerden dolayı yerel deprem tomografisi daha yüksek ayrırlılığa sahiptir. Öte yandan telesismik tomografide kullanılan modellerin derinlikleri, sismik ağın boyutuyla ilgili olurken, yerel deprem tomografisi modellerinde bu, bölgedeki en derin odaklı depremlerle sınırlanmaktadır (Aki 1982).

3.2.5. Çözüm kalitesi

Yerel deprem tomografisinde elde edilen karmaşık bir yapının 3-B modeli, eğer model kalitesi biliniyorsa anlamlı bir şekilde yorumlanabilir. Bazı kalite ölçümleri, veri değişim azalmasını, model ayrırlılığını ve model ortak değişimini içermektedir (Menke 1989). Bu uyumsuzluk, gözlemsel ile hesaplanmış veri arasındaki farklılıktan kaynaklanmaktadır. Ayrırlılık, hesaplanmış model parametrelerinin birbirlerine olan bağımlılığını göstermektedir. Ortak değişim ise veri hatalarını model parametreleri üzerinde neden olduğu hataların ölçülmesini sağlamaktadır (Kaypak 2002). Bu çalışmada çözüm kalitesini belirlemek amacıyla sabit modelin çözüm gücü hesaplanmıştır. Bu amaçla yapay dama tahtası modeli kullanılmıştır.

3.2.6 S- Dalgası kullanımı

Kabuk ve üst manto malzemesinin jeolojik ve mekanik özellikleri hakkında daha fazla bilgi edinmek için P- ve S- dalga hızı yapılarının bir araya getirilmesi gereklidir (Roecker 1982, Walck 1988, Eberhart-Phillips 1989, 1990). S-dalgalarının LET problemlerinde kullanımı oldukça faydalı olmaktadır. Ancak, çoğunlukla üç-bileşenli veri yetersizliği nedeniyle böyle bir olanak sınırlanmış olmaktadır (Kaypak 2002).

S- dalgalarının deprem tomografisi problemi içerisindeki kullanımı, temelde P- dalgasından çok farklı değildir. Aynı fakat karşılaştırılabilir bir parametre grubu, S- hızı yapısını temsil edecek şekilde kullanılır. Önce S- varış zamanları, veri grubuna eklenir daha sonra ise odak ve hız modeli kısmi türevleri hesaplanır. Pratikte ise S- dalgası gözlemleri daha az sayıda ve daha az kalitede olmaktadır. S- dalgası varış, P- dalgasının kuyruğu (coda) içerisinde kalmakta ve aynı zamanda yön bağımlılık ve soğurulma gibi potansiyel etkilerin de altındadır. Bu nedenle S- dalga hızı model çözümleri, P- dalgası çözümlerine göre daha düşük ayırtıcılığa ve daha büyük belirsizliklere sahip olmaktadır (Eberhart-Phillips 1990).

4. DENİZLİ BÖLGESİ DEPREM VERİLERİNİN TOPLANMASI VE TOMOGRAFİ UYGULAMALARI

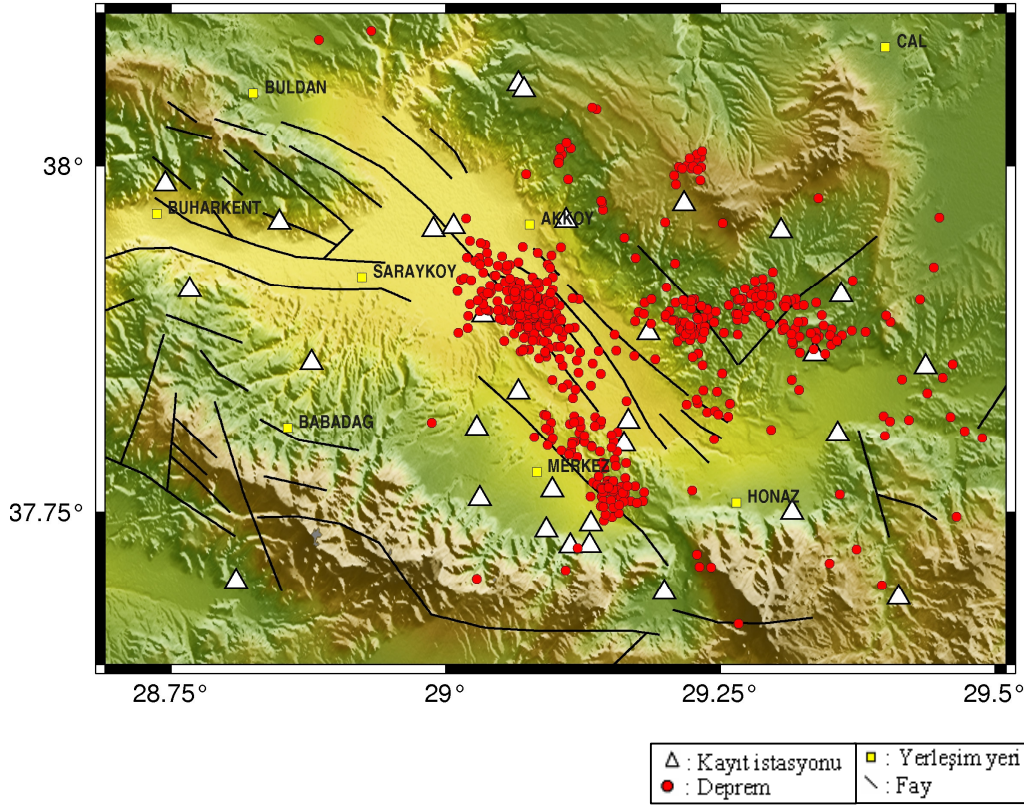
Denizli ve dolayında 2000 yılının ilk 6 aylık dönemi içerisinde büyüklüğü 5.2 ve daha küçük bir seri deprem etkinliği olmuştur (Tarancıoğlu vd. 2002). Denizli il merkezi ve çevresinde hissedilen deprem aktivitesinin yoğun ve modern bir sismik ağ ile izlenerek yüksek duyarlılık ile belirlenmesi amacıyla Marmara Araştırma Merkezi – Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü tarafından bölgeye 24 adet tek bileşen, 4 adet 3 bileşen olmak üzere toplam 28 sismolojik istasyondan oluşan bir sismik ağ kurulmuş ve bir ay süre ile çalıştırılmıştır. Ayrıca bu sismik ağ ile incelenecek depremlerin kaydedildiği bir veri bankası oluşturulmuştur (Tarancıoğlu vd. 2002).

Bu tez çalışması kapsamında bölgede TÜBİTAK tarafından toplanan mikrodeprem kayıtları kullanılarak 3-B hız tomografisi çözümü yapılmıştır. Bu bölümde verilerin toplanması hakkında bilgi verilecek, bölge için yapılan tomografi uygulamaları ayrıntılı olarak anlatılacaktır.

4.1 Verilerin Toplanması

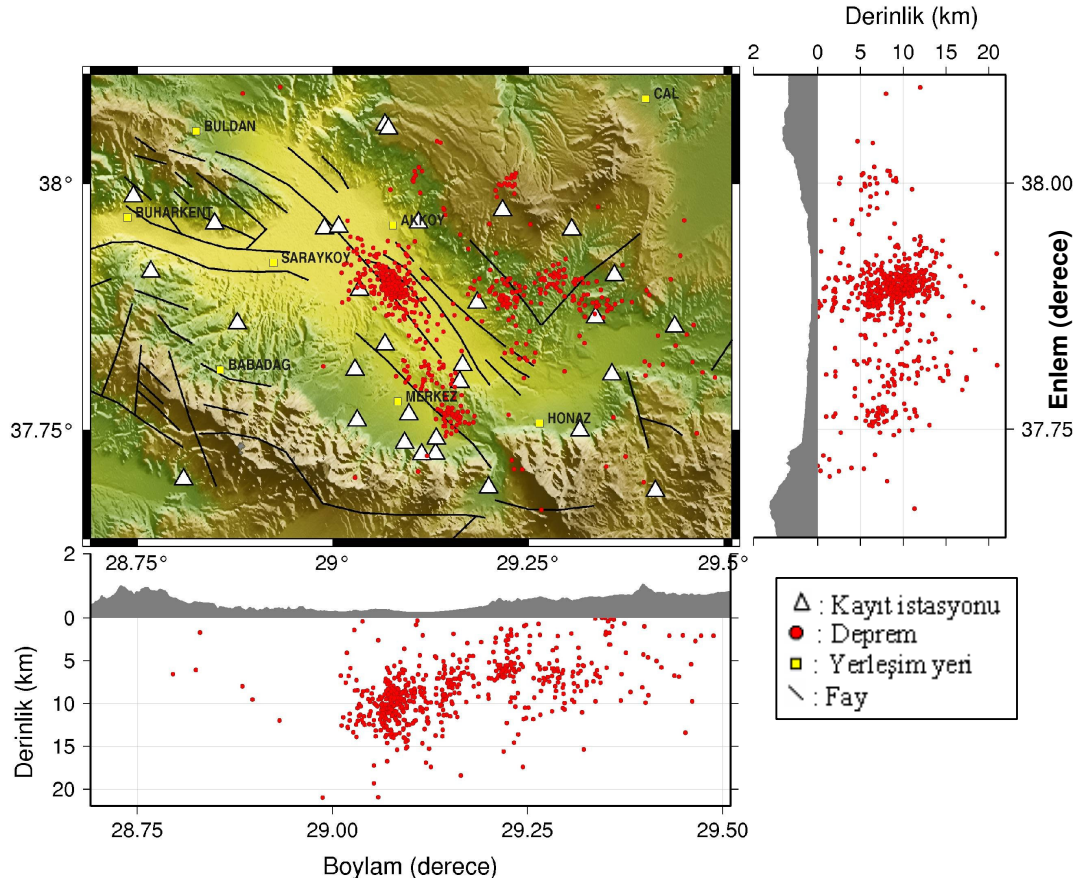
Deprem verileri kullanılarak yapılacak olan çalışmaların başarısı, öncelikle yoğun bir sismik ağ ile yeterince uzun bir zaman için gözlem yapılmasına bağlıdır. Bu amaçla 3-29 Eylül 2000 tarihleri arasında Denizli ve çevresinde toplam 28 istasyondan oluşan bir sismik ağ TÜBİTAK, Marmara Araştırma Merkezi, Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü tarafından kurularak işletilmiştir. Bu ağdaki tüm istasyonlarda kayıtlar sayısal Reftek-125 kayıtçıları ile 100 örnek/saniye örnekleme aralığı ile sürekli olarak toplanmıştır. Çalışma süresince istasyonlarda 4.5 Hz salınım frekansı olan kısa peryotlu düşey bileşen L28 sismometreleri kullanılmıştır. RSK, RCM, RCY, RSK ve RBK kod isimli istasyonlarında ise 0.033Hz salınım frekanslı, geniş-bandlı, üç-bileşen CMG-40T sismometreleri ile Reftek 72A-07 sayısal kayıtçıları kullanılmıştır. İstasyonlar gün aşırı servislenerek toplanan veriler Denizli Orman Bölge Müdürlüğü'nde (OBM) oluşturulan veri işlem merkezine aktarılmıştır. Sismik ağın bölgedeki mikrodeprem aktivitesini en yüksek duyarlılık ve doğruluk ile saptayabilmesi için ilk iki gün içinde toplanan veriler

işlenerek mikrodeprem aktivitesinin yoğunlaştığı alanlar belirlenmiştir (Tarancıoğlu vd. 2002). Bu belirlemelere göre sismik ağın son düzenlemesi yapılarak 60 km doğu-batı ve 45 km kuzey-güney uzanan bir istasyon ağı serilmiştir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 Denizli sismik gözlem ağı istasyonlarının dağılımı

Toplanmış olan sismogramlardan saptanan depremler gruplandırılmış, istasyonlardaki deprem fazlarının (P ve S) varış zamanları okunarak, depremlerin yerleri ve oluş zamanları belirlenmiştir. Depremlerin büyüklükleri yerel Richter (ML) büyüklüğü olarak kaydedilen en büyük yer değiştirme değerlerine göre hesaplanmıştır. Yoğun ve yüksek duyarlıklı aletlerin yerleştirilmesiyle çok küçük büyüklükteki depremlerin gözlenmesi mümkün olmuştur. Depremlerin büyüklükleri $0 < ML < 2.9$ arasındadır. Gutenberg-Richter deprem istatistiği analizi ile $a=3.15$ ve $b=1.0$ değerleri elde edilmiştir. Elde edilen b-değeri tektonik depremler için normal bir b-değeri olarak kabul edilen ortalama değere eşittir. Bu şekilde bölgedeki depremler, tektonik depremlerin oluşum istatistiğini tanımlayan Gutenberg-Richter ilişkisine göre normal olarak değerlendirilen doğal bir deprem oluşum sürecine uymaktadır (Tarancıoğlu vd. 2002).



Şekil 4.2 Kaydedilen depremlerin enlem ve boylam kesitleri

Çalışma kapsamında kaydedilen toplam deprem sayısı 635'dir (Şekil 4.2). Tomografi çözümü için bu depremlerin tamamı kullanılmamış, çözüm kalitesini ve doğruluğunu arttırmak için belli sayıda istasyon tarafından kayıt edilmiş depremler kullanılmıştır.

4.2 Denizli Bölgesi Tomografi Uygulamaları

Denizli bölgesinde TÜBİTAK tarafında toplanan verilerin 3-B yerel deprem tomografisi çözümü ile belirlenecek olan bölgenin hız yapısı bu bölümde ayrıntıları ile anlatılmıştır. Daha sonra veri kalitesinin ve 3-B tomografik ters çözüm için uyumluluğun araştırıldığı çözümlülük analizi uygulamaları anlatılmıştır. Elde edilen verilerin görüntülenmesinde ise GMT (Wessel *et al.* 1998). yazılım paketi kullanılmıştır.

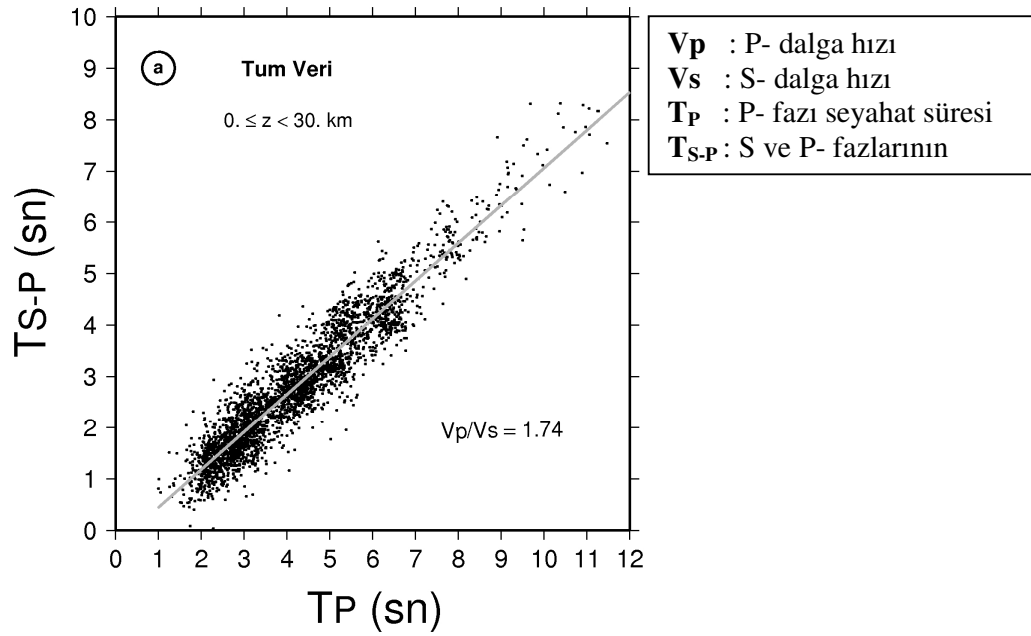
4.2.1 1-B hız modelinin belirlenmesi

Uygulanacak tomografik yöntemin çalıştırılabilmesi, ayrıca incelenen deprem dağılımlarını en doğru şekilde belirlemek ve doğru 3-B hız yapısını belirleyebilmek için bölgeye ait bir 1-B hız yapısına ihtiyaç duyulmaktadır. Bu 1-B hız yapısının doğruluğu üretilcek olan yeni hız yapısının güvenilirliğini etkilemektedir. Bu amaçla TÜBİTAK'ın bölge için önceden belirlediği 1-B hız modeli kullanılmıştır (Çizelge 4.1) (Tarancıoğlu vd. 2002).

Çizelge 4.1 3-B hız yapısı ters çözümlerinde kullanılan için 1-B hız modeli

Derinlik(km)	Vp (km/s)
0	2.2
1	5.1
2	5.5
4	5.7
6	6.0
16	6.2
20	6.8
33	8.05

Çalışma alanının 3-B hız yapısı ters çözümünde ayrıca 1-B Vp/Vs bilgisine ihtiyaç vardır. Bu amaçla okunan P ve S fazlarına ait Wadati diagramı elde edilmiştir. Bu diagram P- fazı zamanlarının S-P fazı zaman farkına karşılık deprem dağılımının çizdirilmesiyle oluşturulur. Bu diagramın eğimi Vp/Vs hız oranını vermektedir. Bu oran bölgenin Vp ve Vp/Vs hız yapısı çözümü için gerekli olan sabit Vp/Vs oranıdır (Şekil 4.3).



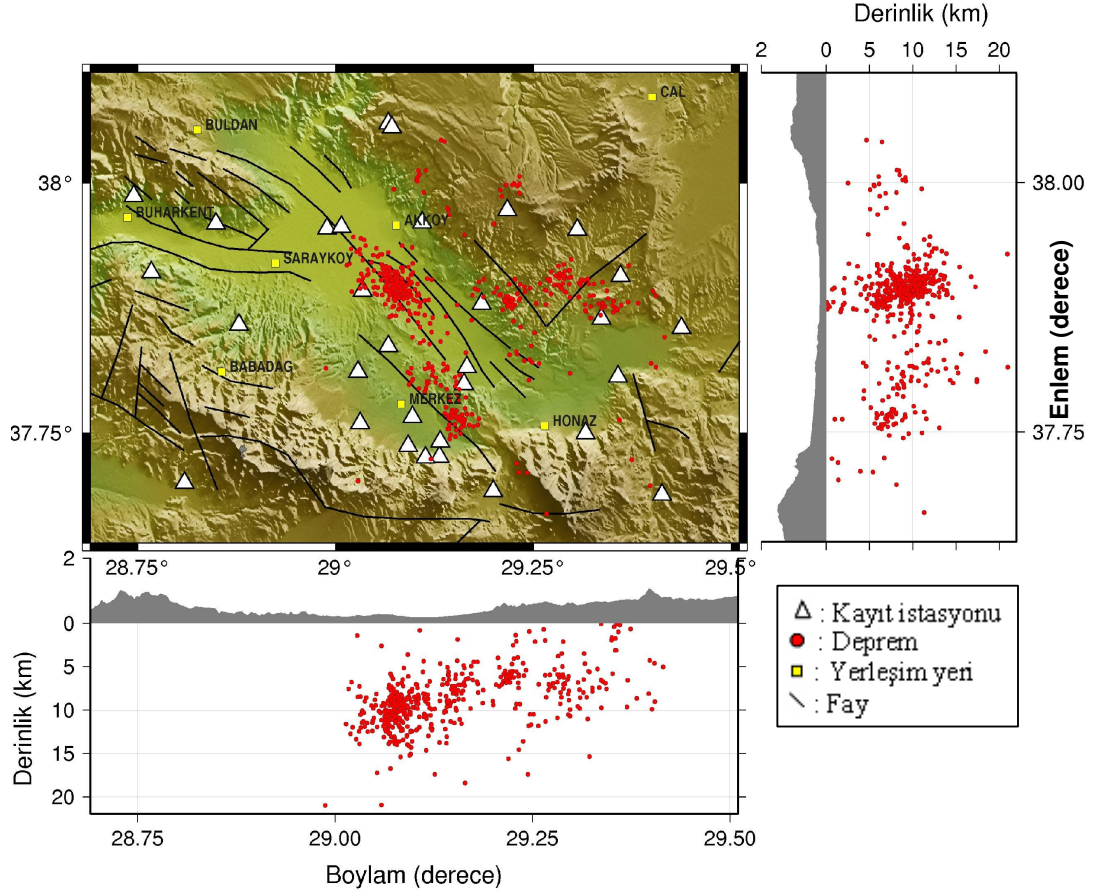
Şekil 4.3 Wadati diagramı

4.2.2 Denizli Bölgesi için 3-B V_p hız modeli çözümü

4.2.2.1 Veri seçimi

3-B deprem tomografisi için, gerçek veriye uygulanmak üzere, 1-B hız modeli kullanılarak, depremlemlerin yeniden yer bulma işlemi (VELEST algoritması ile) yapılmıştır.

P- dalgası hız yapısını belirlemek için öncelikle, kayıt edilen depremler içinden, kaliteli çözüm üretebilmek için seçim yapılmalıdır. Veri kalitesi önemli ölçüde, depremler ile istasyonlar arasındaki küçük azimutal boşluk değerleri (GAP) ile ilişkilidir. Deprem seçimi yapılırken azimutal boşluk (GAP) ve depremin kaydedildiği istasyon sayısı baz alınmıştır. Minimum GAP değeri 200° 'den küçük ya da eşit olan ve en az 6 ya da daha fazla istasyonda kaydedilen depremler seçilmiştir. Bu sınırlamalara göre ters çözüme girecek olan deprem sayısı 522 ve toplam okunan P fazı 6311 olarak belirlenmiştir (Şekil 4.4).



Şekil 4.4 Vp hız yapısı çözümü için seçilen depremlerin dağılımı

4.2.2.2 Modelleme

3-B ters çözüm için kullanılan SIMUL2000 (Thurber and Eberhart-Phillips, 1999) yazılımı model yapısı olarak, ayrık model yaklaşımı içerisinde yer alan düğüm noktaları yöntemini kullanmaktadır. İstasyon ağ ve deprem dağılım biçimine göre yapılan modellemede amaç uygun modeli belirlemektir.

Yapılacak olan 3-B tomografik çözümde grid aralığına göre değişen 2 ayrı model için 2 ayrı çözüm yapılmıştır. Burada amaç hem alanın farklı model blokları için çözünürlüğünü araştırmak, hem de ayrıntılı modelleme ile çözüm kalitesini arttırmaktır. Bu amaçla yatay düzlemde düğüm noktası aralıkları, hem 5x5 km'lik hem de 2x2 km'lik olarak alınmıştır.

Tüm 3-B hız modellemelerinde, gerek düşey yöndeki katman kalınlıkları gerekse bu katmanlara ait hız değerleri, minimum 1-B hız modelinin referans alınmasıyla oluşturulmuştur. Önce, 5x5 km'lik model için Çizelge 4.2'de verilen minimum 1-B hız modelinin iç değer bulma (interpolation) ile 3-B düşey grid noktalarındaki hız değerleri bulunmuş ve doğrudan 1-B hız modelinden 3-B ters çözüme geçilmiştir. Aynı işlem 2x2 'lik model bloğu için de yapılmıştır (Çizelge 4.3). Her bir katmana ait bu başlangıç hız değeri, yanal değişimleri olmayan, tekdüze bir hız değeridir.

Çizelge 4.2 5x5 km blok boyutlu Vp modeli için 1-B başlangıç hız modeli. Ara derinlik değerleri iç değer bulma yöntemi ile belirlenmiştir.

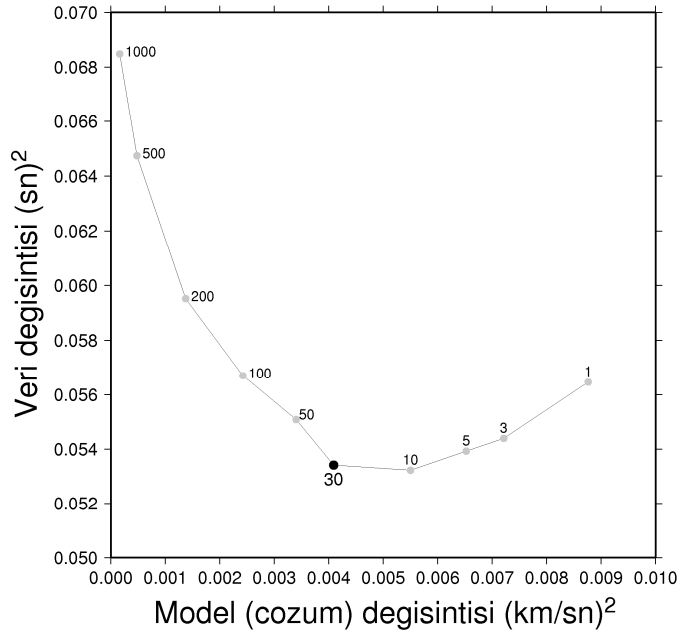
Derinlik(km)	Vp (km/s)
0	2.2
1	5.1
2	5.5
4	5.7
6	6.0
10	6.08
15	6.18
20	6.8
33	8.05

Çizelge 4.3 2x2 km blok boyutlu Vp modeli için 1-B başlangıç hız modeli. Ara derinlik değerleri iç değer bulma yöntemi ile belirlenmiştir.

Derinlik(km)	Vp (km/s)
0	2.2
1	5.1
2	5.5
3	5.6
4	5.7
6	6.0
8	6.04
10	6.08
15	6.18
20	6.8
33	8.05

4.2.2.3 Kontrol parametreleri

3-B deprem tomografisinde kullanılan kontrol parametrelerinden en önemlisi hız değerlerine uygulanacak olan sönüm değeridir. Küçük sönüm faktörü, yüksek veri değişintisine sahip karmaşık modellerin elde edilmesini sağlarken, yüksek sönüm faktörü, değişintisi düşük yumuşak modellerin elde edilmesini sağlayacaktır. Bu nedenle en uygun sönüm değerini saptamak amacıyla, farklı sönüm değerleri için, tek yineleme adımından oluşan bir dizi ters çözüm işlemi yapılmıştır. Bu işlemler sonucunda, her bir indirgeme değeri için veri değişintisinin model (çözüm) değişintisine karşılık çizdirilmesiyle en uygun indirgeme değeri belirlenmiştir (Şekil 4.5). Şekil 4.3'deki hiperbolik eğrinin dönüm noktası, 3-B P- dalga hızı ters çözümü için en uygun indirgeme değerini vermektedir. Ancak tam hiperbolik olmayan eğriler için indirgeme değeri, bu nokta dolaylarına yakın yerlerden seçilebilir. Bu çalışma için en uygun indirgeme değeri, 30 olarak belirlenmiştir (Şekil 4.5).



Şekil 4.5 Model – veri değişintisi eğrisi

Kontrol parametreleri arasında yer alan ve ters çözüm sırasında verinin ağırlıklandırılması ile ilgili olan birkaç önemli parametre daha vardır. Bunlardan biri dış odak uzaklık arasındaki ağırlıklandırma faktörüdür. Bu adımda 50 km uzaklığa kadar 1, 100 km'den uzak mesafeler için de 0 ağırlıklandırması yapılmıştır. 50 -100 km arası doğrusal ağırlıklandırılır. Böylelikle ters çözüme katılması istenen veri seti ağırlıklandırılmış olur. Diğer önemli parametre de artıklar (rezidüel) için olan ağırlıklandırmadır. Ters çözüm işleminin ilk adımında 0.2 sn.'ye kadar 1.0, 0.2-2 sn arası doğrusal, 2 sn'de 0.02, 2-4 sn arası doğrusal ve 4 sn'den büyük artıklar için 0 değeri kullanılmıştır. İkinci ters çözüm adımında bu değerler 3-B modelin büyük kısmı çözüldüğü için yarıya indirilmiştir.

4.2.2.4 Ters çözüm

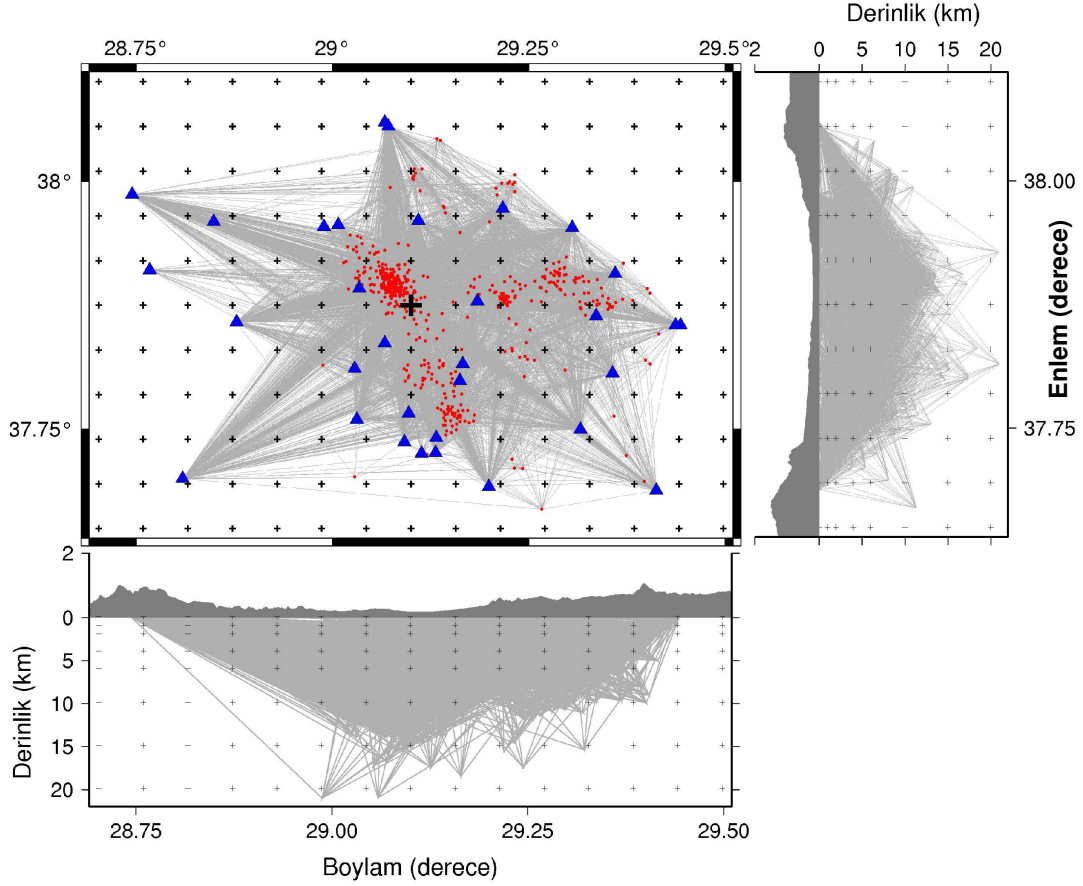
SIMUL2000 programı yerel deprem tomografisi çözümünde eş zamanlı, yinelemeli ters çözüm yöntemini kullanmaktadır. Böylece hesaplanan her hız değeri için yeniden odak konumlandırma yapılmaktadır. Ayrıca bu işlem kullanıcının seçtiği iterasyon sayısı kadar tekrar etmektedir. Bu aşamada gereken kontrol parametreleri tanımlandıktan sonra 1-B başlangıç modeli 5 yinelemeli ters çözüme sokulmuştur. Ters çözüm işlemleri iki adımda yapılmıştır. İlk adımda elde edilen çözüm sonucu ikinci adıma giriş verisi olarak girilmiş, tekrar ters çözüm işlemi yapılmıştır. İlk adımda belirlenen kontrol parametrelerinden artık ağırlıklandırma değerleri, ikinci adımda yarıya indirilmiştir.

İki adımdan oluşan bu uygulamanın sebebi gerçeğe yakın bir giriş verisi ile yapılan ters çözümün daha doğru sonuçlar üreteceğidir. Ayrıca iterasyon sayısını arttırarak her seferinde yeniden çözülen odak koordinatları daha doğru olarak hesaplanmış olacaktır. Bu aşamada 5x5 km'lik ve 2x2 km'lik modeller için yapılan ters çözümlerin sonuçları ve yapılan değerlendirmeler ilerleyen alt bölümlerde verilmiştir.

a) 5x5 km' lik model için çözüm

Bu model yatay yönde 5x5 km, düşey yönde ise 20 km'ye kadar boyutlandırılmış bloklardan oluşturulmuştur. Bu modelin yatay ve düşey düzlemdeki düğüm noktaları ile

odak ve istasyonlar arasındaki ışın yolları Şekil 4.6 'da gösterilmiştir. Modelde toplam 17x13x12 (x,y,z) adet düğüm noktası bulunmaktadır.



Şekil 4.6 5x5 km'lik model için hazırlanan yatay ve düşey düzlemdeki grid düzeni ve temsili odak-istasyon ışın yolları. Düğüm noktası aralıkları yatay düzlemde 5 km, düşeyde ise 1-B model dizaynıyla aynı olacak şekilde 20 km derinliğe kadardır. Kırmızı daireler deprem dış odaklarını, mavi üçgenler istasyonları, artı işareti modelin tam orta noktasını göstermektedir. Odak istasyon arası ışın yolları gri çizgilerle gösterilmektedir.

Başlangıç modeli ile yapılan ters çözüm sonucu Şekil 4.7 ve Şekil 4.8 da görülen P- hız yapısı elde edilmiştir. Şekil 4.7, başlangıç modeline göre % hız değişimleri, şekil 4.8 ise hesaplanan mutlak hız değerleri haritası verilmektedir.

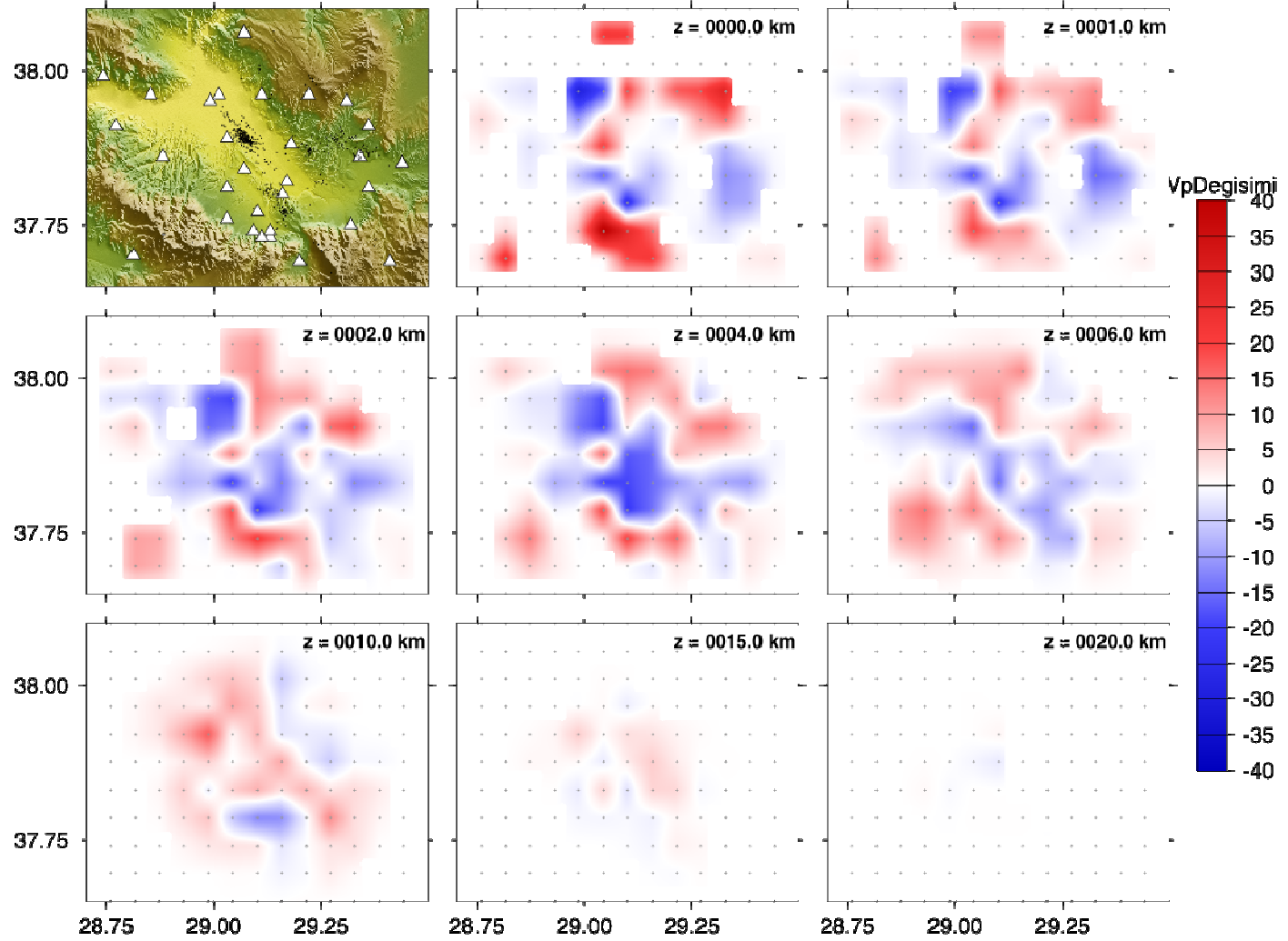
Her iki haritada da çözümün 15 km derinliğe kadar yapılabilirdiği gözlenmektedir. 15 km ve sonrasında 1-B modele ait hızlar gözlenmiştir. Bu çözümlemelerde hücre başına düşen ışın sayısı önemlidir. Sayı arttıkça her bir hücre için çözüm gücü artacaktır. İstasyon ve deprem dağılımlarının seyrek olduğu ya da hiç olmadığı yerlerde çözüm kalitesi oldukça azalmıştır. Çünkü hücre başına düşen ışın miktarları buna bağlı olarak azalacaktır. Bu durum Şekil 4.7 ve Şekil 4.8 haritalarında oldukça net bir şekilde gözlenmiştir.

Tomografik çözümleme, yüzeye yakın katmanlarda iyi sonuç üretmemektedir. Haritalarda 0-1 km arası deniz seviyesidir ve topoğrafik etkilerden dolayı çözüm yapılamamıştır. İlk 1 km 'de de yüzey jeolojisi etkilerinden dolayı yeterli çözömlenememiştir. Şekil 4.8'da 1. km'de hız artışları havza sınırlarının görölmeye başlandığına işaretir.

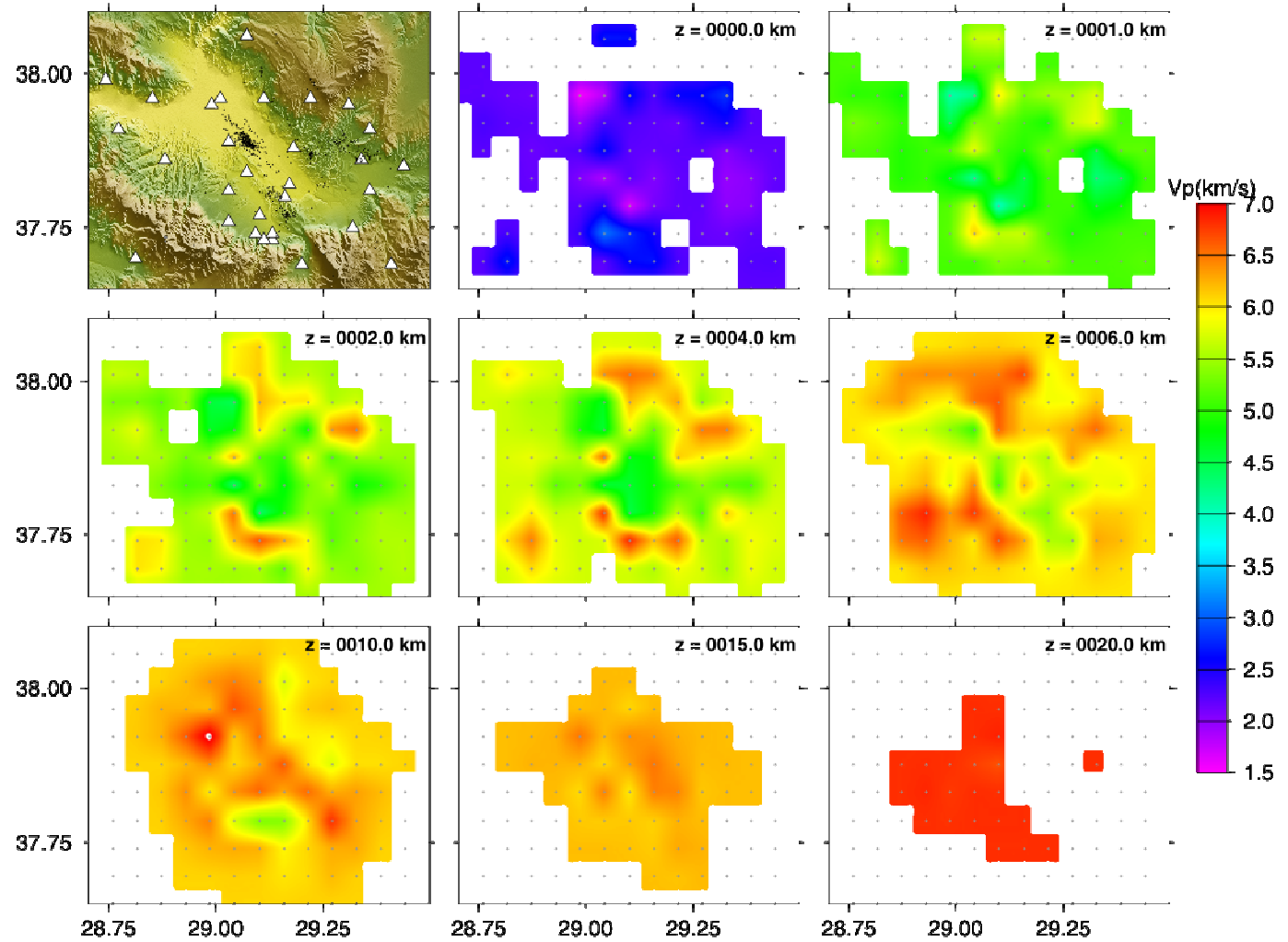
$z = 2$ km'den itibaren havza ortası olarak tanımlanan düşük hızlı birimler ve onları çevreleyen yüksek hızlı havza kenarları gözlenmektedir. Bu görüntü beklendiği gibi yüzey jeolojisi ile uyumlu biçimde gelişmektedir. Şekil 4.7'de de bu km'lerde havza kenarlarında değişim yüzdesinin 1-B modele göre %40 oranında arttığı gözlenmektedir. Aynı şekilde daha genç yaşlı sedimanter havza ortasında hızların başlangıç modeline göre % 40 azaldığı gözlenmiştir.

$z = 6$ km havza yapısının oldukça net bir şekilde görüntölendiği derinliktir (Şekil 4.8). Yüzey jeolojisi ile havza beklenen uyumu göstermiştir. Havza kenarlarındaki yaşlı kayaların ortalama hızı 6.5-7 km/s arasında gözlenmektedir. Havza ortasına gelen kesimlerde 4.5 – 5 km/s olarak gözlenmiştir.

$z = 10$ km'den itibaren çözüm gücü azalmaktadır. Bu hücre başına düşen ışın sayısının azalmasıyla ilişkilidir. Bölgede meydana gelen ve kaydedilen depremlerin sığ kesimlerde odaklanması $z = 15$ km ve sonrasında bilgi elde edilememesine neden olmuştur.



Şekil 4.7 5x5 km'lik model için, 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel hız değişim haritaları. Hız değişimlerinin başlangıç modeline göre % olarak gösterimidir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.



Şekil 4.8 5x5 km'lik model için, 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel mutlak P-dalgası hız haritaları. Hız değerleri, 1-B hız modellerinden belirlenmiş arka alan hız değerlerine göre üretilmiştir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.

Yapılan 5x5 km'lik bu çözümleme Denizli bölgesi'nde gözlemlemeyi beklediğimiz havza yapısını ortaya koymaktadır. Şekil 4.7 'de hız değişiminin %40 'ı bulunduğu yerler havza kenarlarını göstermektedir. Havza içlerinde ise hız değişimin benzer oranda düştüğü gözlenmiştir. Havza derinliğinin yaklaşık olarak 6-10 km arasında olması beklenmektedir.

b) 2x2 km' lik model için çözüm

Bu model yatay yönde 2x2 km, düşey yönde ise 20 km'ye kadar boyutlandırılmış bloklardan oluşturulmuştur. Modelde toplam 39x29x14 (x,y,z) adet düğüm noktası bulunmaktadır. Yapılan bu sık model çalışmasında, her bir blok içinden geçen ısın sayısı diğer modele göre daha az olacaktır. Bu da blok bazında çözünürlüğü düşürecektir. Ancak bu modelde derinlik boyutunda ilk modele göre daha fazla katman vardır. Bu da hız değişimlerinin ulaştığı derinliği net olarak saptamamıza yardımcı olacaktır.

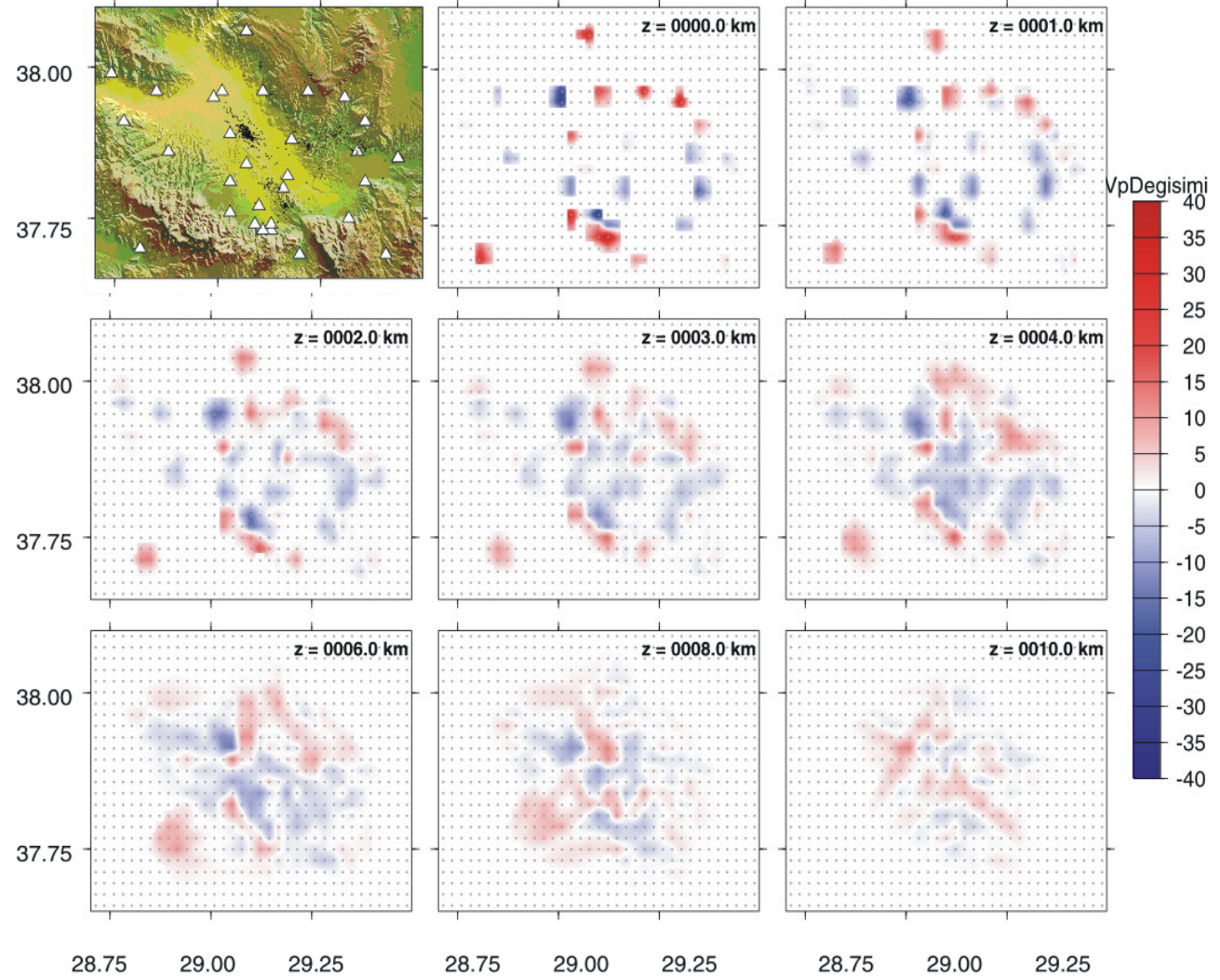
Başlangıç modeli ile yapılan ters çözüm sonucu Şekil 4.9 ve Şekil 4.10 da görülen P-dalgası hız yapısı elde edilmiştir. Şekil 4.9, başlangıç modeline göre % hız değişimleri, Şekil 4.10 ise hesaplanan mutlak hız değerleri haritası verilmektedir. Bu haritalarda da çözümün 15 km derinliğe kadar sağlandığı gözlenmektedir. 15 km ve sonrasında 1-B modele ait hızlar gözlenmiştir.

Kaba modele göre daha sık gridlenmiş bu modelde önceki modele yakın yapısal oluşumlar gözlenmektedir. Ancak, küçük blok boyutu nedeniyle, kaba model sonuçlarına oranla daha ayrıntılı hız yapıları elde edilmiştir. Dezavantaj olarak bu model çözümünde genel havza karakteristiğine ulaşılmış olsa da ayrıntıda yanıltıcı görüntüler bulunabilir (Şekil 4.9). Bunlar bölgesel veya tektonik yapı üzerine oturmayan unsurlardır ve problemin doğası gereği meydana gelmektedir (Kaypak 2002).

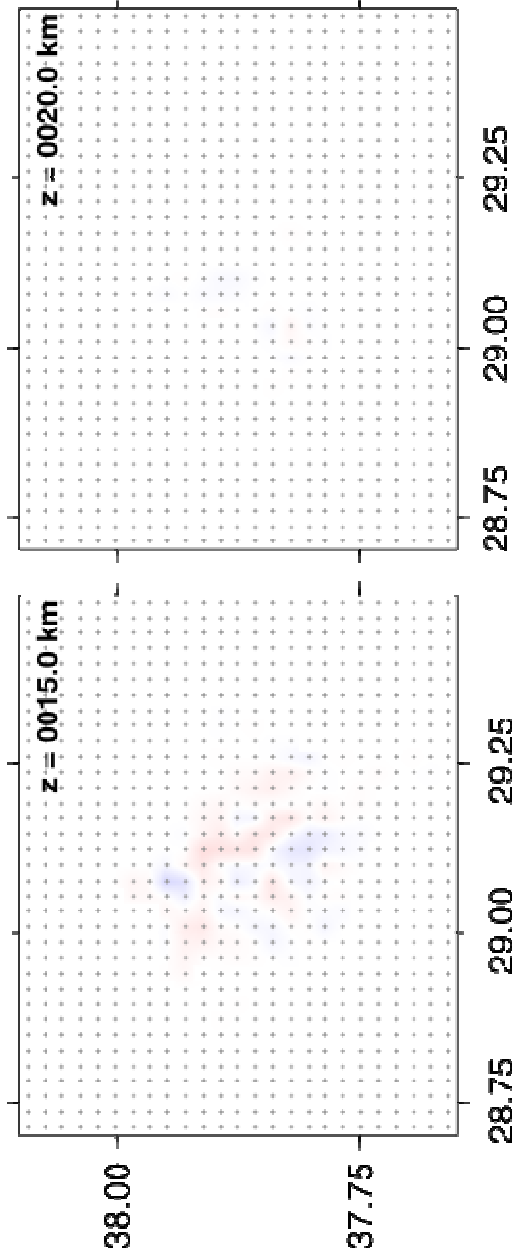
Modele ait çözümde $z = 0$ km'deki hız yapısı yüzey jeoloji etkisinden dolayı yorumlanamamaktadır. $z = 2$ km derinlikteki hız yapısına bakıldığında havza yapısı görülmektedir. Başlangıç modeline göre havza ortasındaki değişim %-30 ile %-5 arasında değişmektedir (Şekil 4.10).

Diğer modelden farklı olarak $z = 3$ km'de de hız bilgisi oluşturulmuştur. Bu seviyedeki hız değişimleri diğer katmanlara uyumlu olacak şekilde görüntülenmiştir. $z = 4$ km sedimanter havza sınırlarının en belirgin gözlendiği seviyedir. $z = 6$ km'den sonra hız değişimi %10 civarında azalmış, değer olarak da 6 – 6.5 km/s civarına ulaşmıştır (Şekil 4.9 ve Şekil 4.10). Bu derinlikten itibaren havzanın taban hızına ulaşılmıştır.

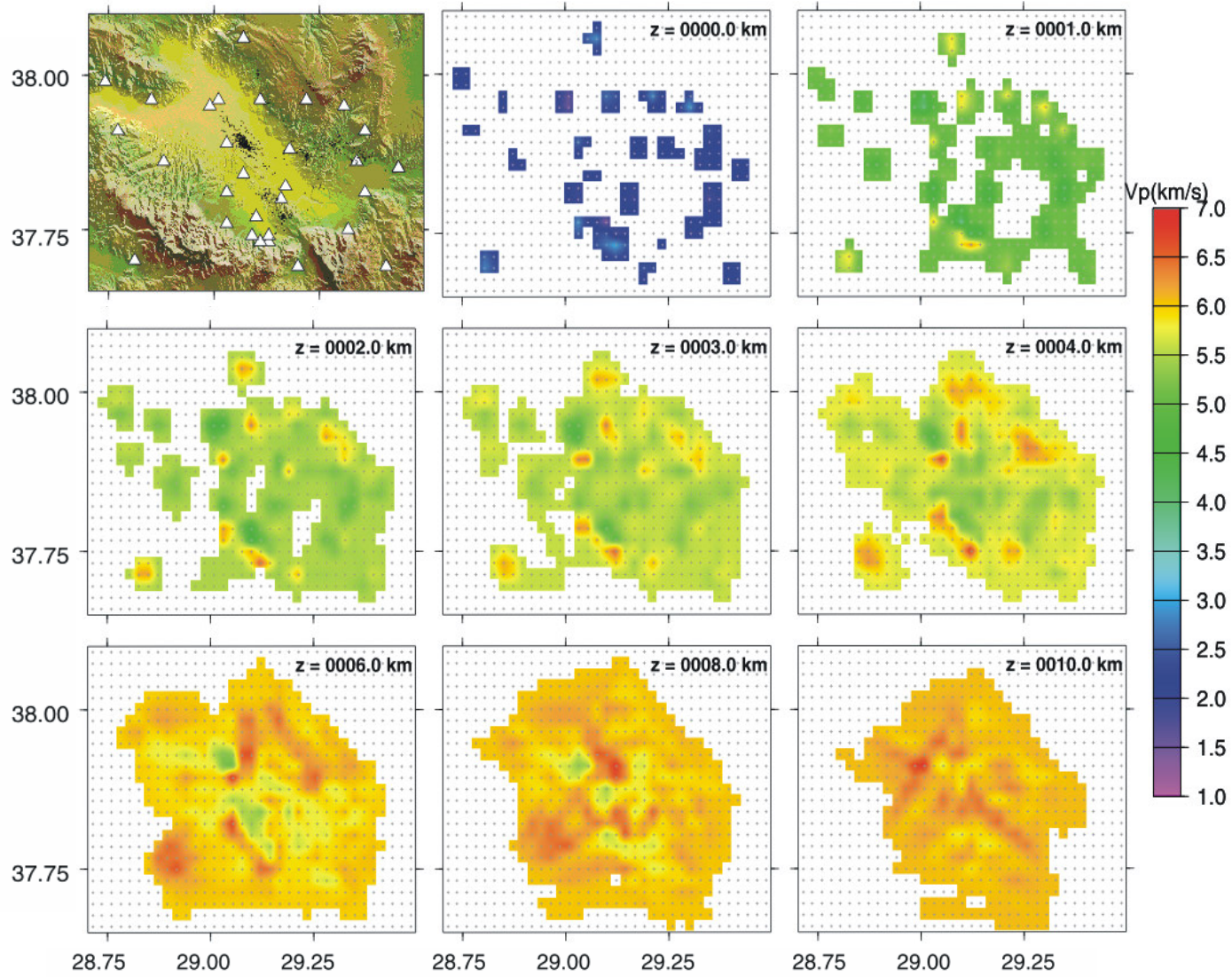
$z = 10$ km derinlikte havza tabanına ulaşıldığı düşünülmektedir. $z = 15$ km ve sonrası ilk modelde olduğu gibi bu derinlikteki deprem sayısının yetersizliğinden çözüm gücü düşmekte ve bu seviyeler hakkında yorum yapılamamaktadır.



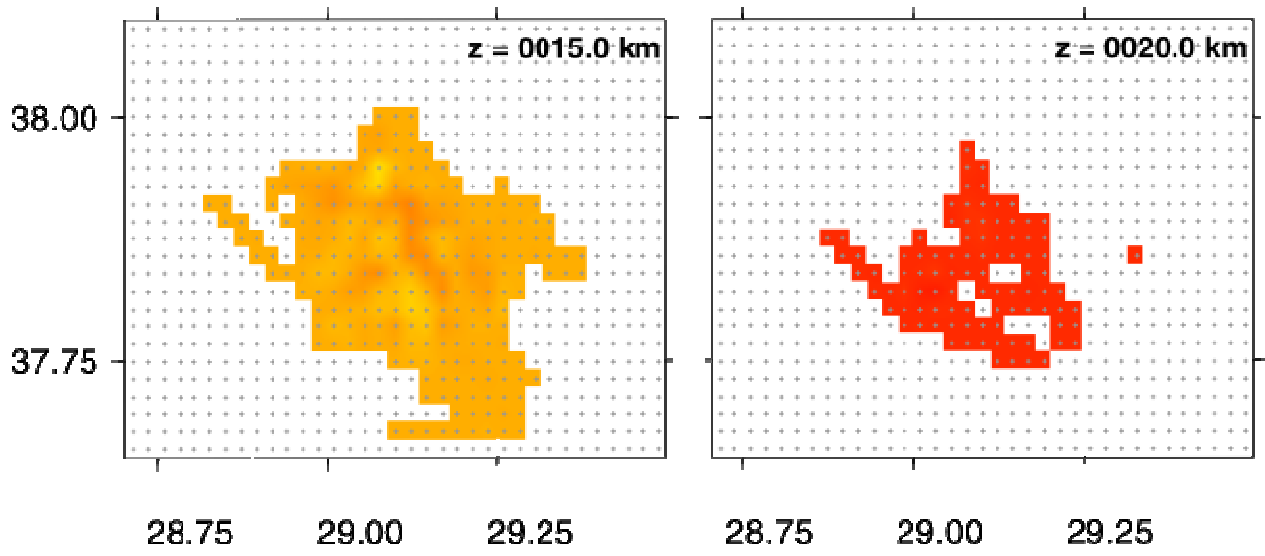
Şekil 4.9 2x2 km'lik model için, 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel hız değişim haritaları. Hız değişimlerinin başlangıç modeline göre % olarak gösterimidir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.



Şekil 4.9 Devam

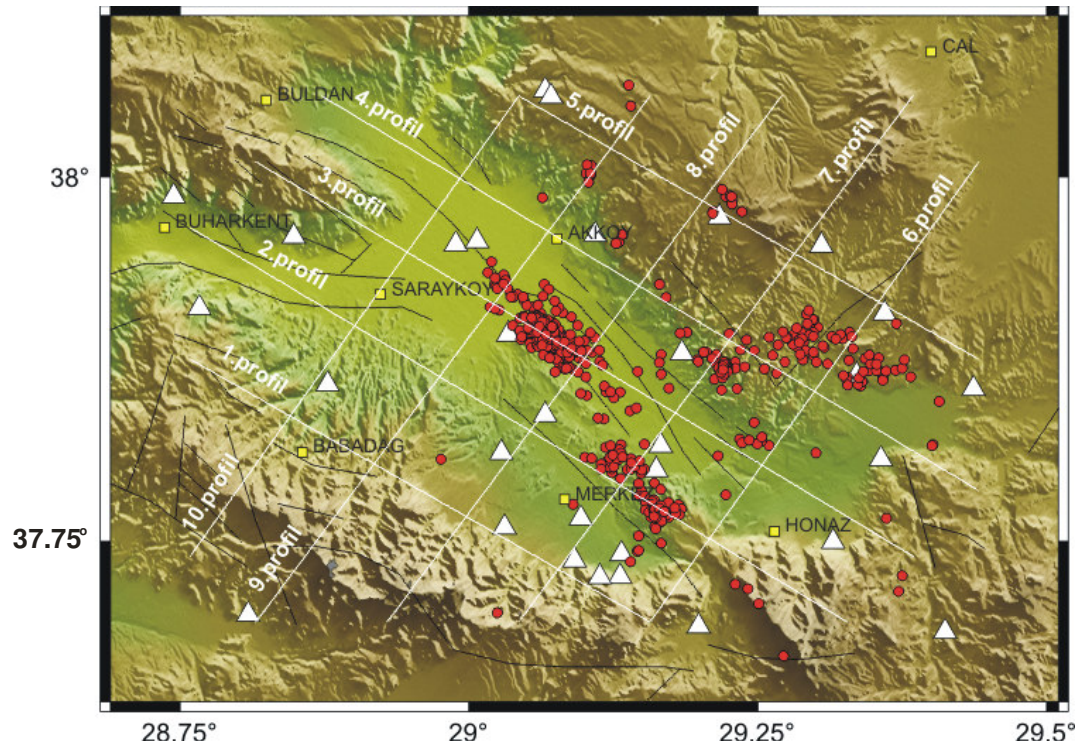


Şekil 4.10 2x2 km'lik model için, 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel mutlak P-hızı haritaları. Hız değerleri, 1-B hız modellerinden belirlenmiş arka alan hız değerlerine göre üretilmiştir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.

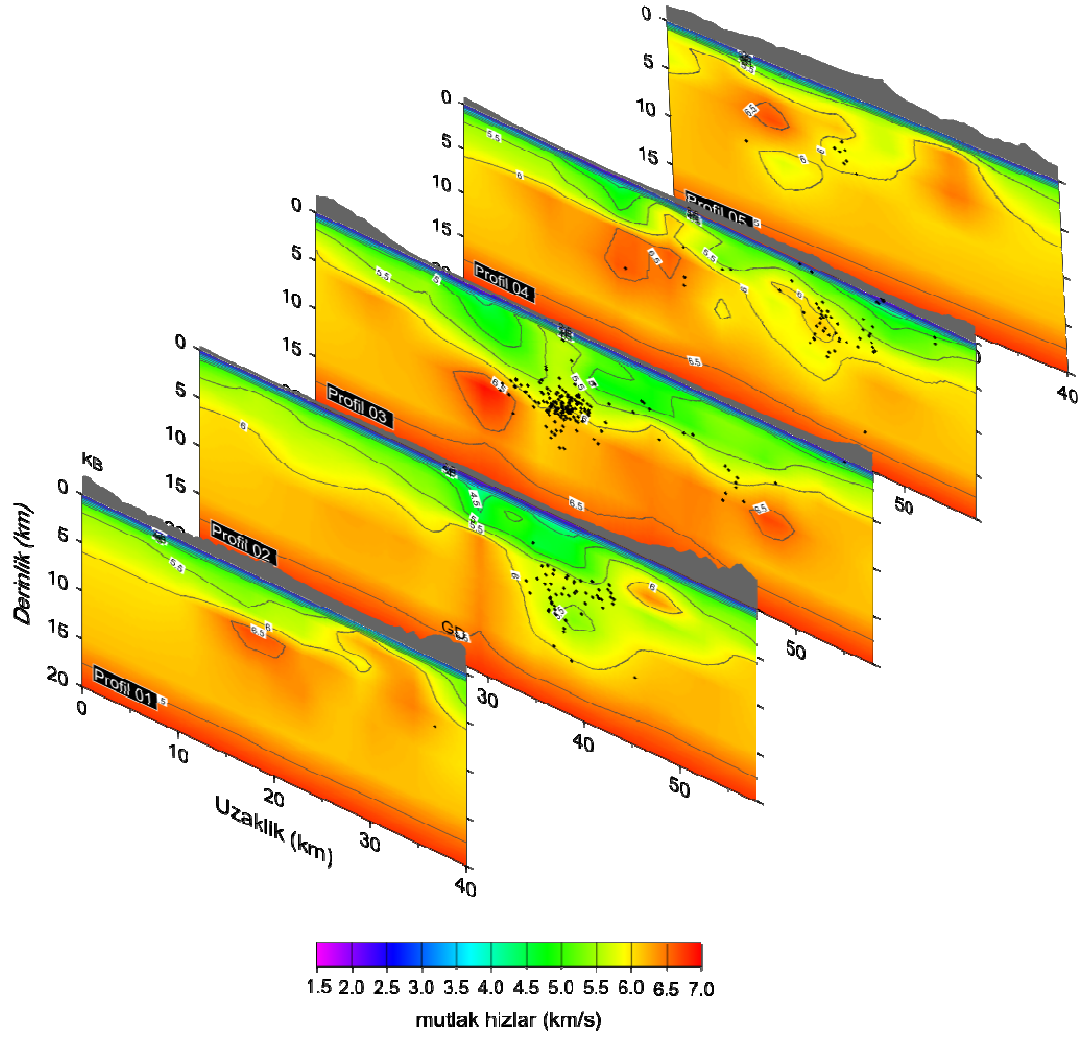


Şekil 4.10 Devam

Yapılan tomografik çözümleme 2 ayrı model için de ayrı ayrı yapılmış ve derinliklere bağlı olarak hız düzlemleri elde edilmiştir. Ancak bu düzlemler havza derinliğini ve havza tabanı hızını net olarak belirlemede yeterli olamamaktadır. Ayrıca depremlerin derinliğe bağlı olarak dağılımları burada gösterilememektedir. Bu sebeple Şekil 4.11 'de gösterilen çalışma alanında havza yapısı göz önüne alınarak 5x5 km'lik model çözümü üzerinden bir dizi düşey kesit alınmıştır. Bu profiller, havza yapısına göre bir kısmı (1. – 5. profil) havzaya paralel olacak şekilde, bir kısmı da (6. – 10. profil) havzaya dik olacak şekilde yerleştirilmiştir.



Şekil 4.11 Çalışma alanında düşey kesitler alınacak olan profiller. Beyaz çizgiler profilleri, üçgenler istasyonları, kırmızı daireler ise deprem dağılımını göstermektedir.



Şekil 4.12 Denizli havzası doğrultusuna paralel olarak alınan profillerden Vp hızı düşey kesitlerinin panel diagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir.

Kesitler arası uzaklık 8 km olarak belirlenmiş ve her kesit üzerindeki deprem odakları kesitin iki yanındaki 4 km'lik alan içinden seçilmiştir.

Vp modelleri yapıların jeolojik özelliklerinin yorumlanmasında önemlidir. Ayrıca havza geometrisi de Vp modelleri ile çözülebilmektedir. Bu yapının çözülebilmesi için Vp-hızı düşey kesitleri önemli bir rol oynamaktadır.

1. profil istasyon ve deprem dağılımlarının biraz dışında kalan bir alanda havza yapısına paralel olarak alınmıştır. Şekil 4.12 'da görüldüğü gibi üstte tabana göre daha düşük

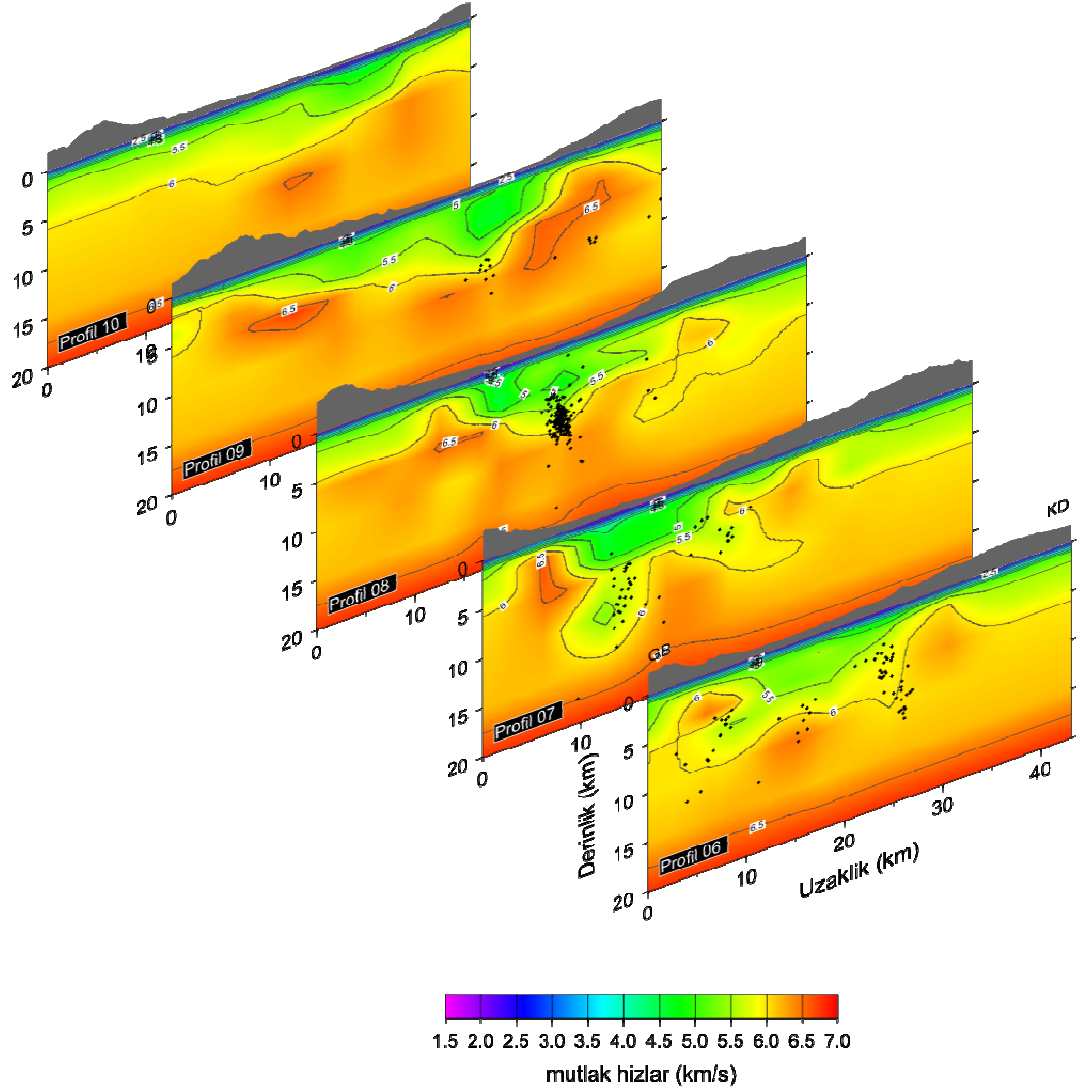
hızlı birimler 6 km'ye kadar takip edilmektedir. 30. km'de yüzeye yakınlaşan bir hız yükselimi göze çarpmaktadır. Birimin P- dalga hızı ortalama 6-6.5 km/s arasındadır. Genel olarak tüm profillerde en üst katman (0-1 km) güncel çökel hızı olan 2-3 km/s arasında gözlenmektedir.

2. profilde deprem dağılımlarının gözleendiği alanlarda (35 – 40 km arası) oldukça net görülen bir yanal hız değişimi mevcuttur. Bu alandaki hız düşüşü bir faylanmanın olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Yakın civardaki deprem dağılımları da bunu desteklemektedir (Şekil 4.12).

3. profil havzayı paralel olarak tam ortadan kesen düşey kesittir. Bu profil havza çukurunu oldukça net biçimde ortaya koymaktadır. Bu profile göre havza derinliği 8 km civarındadır. Taban Vp- hızı 6 km/s olarak gözlenmektedir. Yine bu profilde de deprem odaklarının yoğunlaştığı bölge fay olduğunu göstermektedir (Şekil 4.12).

4. profilin 25. km civarında yaklaşık 2 km derinliğe kadar uzanan bir hız yükselimi görülmektedir. Bu yükselim magmatik kökenli intrüzif bir sokulum olarak değerlendirilmiştir. Çevre birime göre daha yüksek hızlı olan bu sokulum bölge için beklenen bir yapıdır. Denizli bölgesi jeotermal kaynakları bakımından oldukça önemli bir bölgedir. Bu jeotermal kaynaklar da bölgedeki yüksek sıcaklıklı magmatik sokulumların etkisiyle oluşabilmektedir. 40. km'de deprem dağılımlarının bulunduğu alanda bir yanal hız değişimi gözlenmektedir. Yine aynı şekilde bu bölgede faylanmanın olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.12).

5. profil havza yapısının biraz daha dışından alınmış bir profildir. Benzer Vp yükselimleri bu profilde de gözlenmektedir. Profilde gözlenen deprem sayısı fazla değildir ancak istasyon sayısının artması bölgede çözümü sağlamıştır (Şekil 4.12).



Şekil 4.13 Denizli havzası doğrultusuna dik olarak alınan profillerden V_p hızı düşey kesitlerinin panel diagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir.

Şekil 4.13’de gösterilen düşey kesitler havzayı dik yönde kesen profillerdir. 6. profil’de havzanın çukuru gözlenmeye başlanmıştır. Depremlerin odaklandığı iki bölge karşılıklı bir faylanma yapısı olduğunu göstermektedir. Aynı durum 7. profil’de de benzer biçimde gözlenmektedir. Havza ortasındaki düşük hızlı güncel sedimal çökellerinin hızı 5.5 km/s olarak gözlenmektedir.

8. profil havzanın tam ortasından dik olarak geçen düşey kesiti göstermektedir. Depremlerin en yoğun şekilde dağıldığı bu kesit, havzanın tabanındaki çöküntüyü göstermektedir. Bu kesitte de havza tabanı P-dalga hızı 6 km/s olarak gözlenmiştir.

9. ve 10. profillerde de havzanın jeolojik yapısı gereği uzanımı beklenen şekilde gelişmiştir. 9. profilde en derin taban derinliği 8 km olarak belirlenmiştir. 10. profil deprem odağı olmadığından sadece civarında bulunan istasyonlar dolayısıyla çözüme ulaşabilen profildir.

Görüntülenen bu düşey kesitler havzanın geometrik yapısı, hızı ve taban derinliği hakkında bilgi edinmemize yardımcı olmuştur. Bu kesitlere bakıldığında havzanın ortası çöküntü faylarla bölünmüş graben yapısını ortaya koymaktadır. Havzayı çevreleyen yüksek dağ oluşumlarına neden olan yaşlı birimlerin hızı ortalama 6 – 6.5 km/s'dir. Çevresine göre daha düşük hızlı olan güncel sedimanter çökellerden oluşan havza çukurunun hızı ortalama 5 – 5.5 km/s'dir. Havzanın taban derinliği 8 km'ye kadar takip edilebilmektedir. Ayrıca profillerde odaklanmaya ve hız değişimine bir ayrıntı da bazı kesitlerde gözlenen yüksek P- dalga hızına sahip magmatik sokulumların bölgedeki jeotermal kaynakların sebebi olarak görülmektedir.

4.2.3 Denizli Bölgesi için 3-B Vp/Vs modeli çözümü

Çalışma alanında yapılan 3-B tomografik Vp ters çözümünden sonra bölgenin S- dalga hız yapısı elde edilmeye çalışılmıştır. Bu amaçla veri setine S- fazları da katılmıştır. Gerçekte yapılan ise S- dalga hızı ters çözümü değil, Vp/Vs oranının ters çözümüdür (Eberhart-Philips 1990, Thurber 1993). Çalışma alanında kaydedilen deprem verilerinden S- dalga varışları okunmuştur. Sadece bu S- fazları kullanılarak yapılacak olan ters çözüm yeterli çözünürlükte olmayacaktır. Çünkü S- fazı sayısı P- fazlarına göre daha az ve varış zamanı okumaları daha belirsizdir. Bu sebeple S- fazları tek başına değil çözüm gücü daha yüksek olan P- fazları ile birlikte yani Vp/Vs oranı 3-B ters çözümü yapılmıştır.

3-B ters çözümde S- fazlarının kullanımının iki önemli nedeninden biri S- fazlarının odak koordinatlarının doğru olarak saptanmasında önemi büyüktür. İkinci olarak da Vp/Vs oranının belirlenmesiye kayaçların mekanik özellikleri belirlenerek yoruma katkıda bulunacaktır (Kaypak 2002).

4.2.3.1 Veri seçimi

Toplam 635 depremden oluşan veri setinden bu kez Vp/Vs için veri seçimi yapılmıştır. Vp için yapılan seçimde olduğu gibi minimum GAP değeri 200°'den küçük ya da eşit olan depremler seçilmiştir. Ayrıca en az P- fazı için 6, S- fazı için 4 istasyonda kaydedilen depremler seçilmiştir. Bu sınırlamalara göre ters çözüme girecek olan deprem sayısı 433 ve toplam okunan P fazı 5584, S fazı 2701 olarak belirlenmiştir.

4.2.3.2 Modelleme

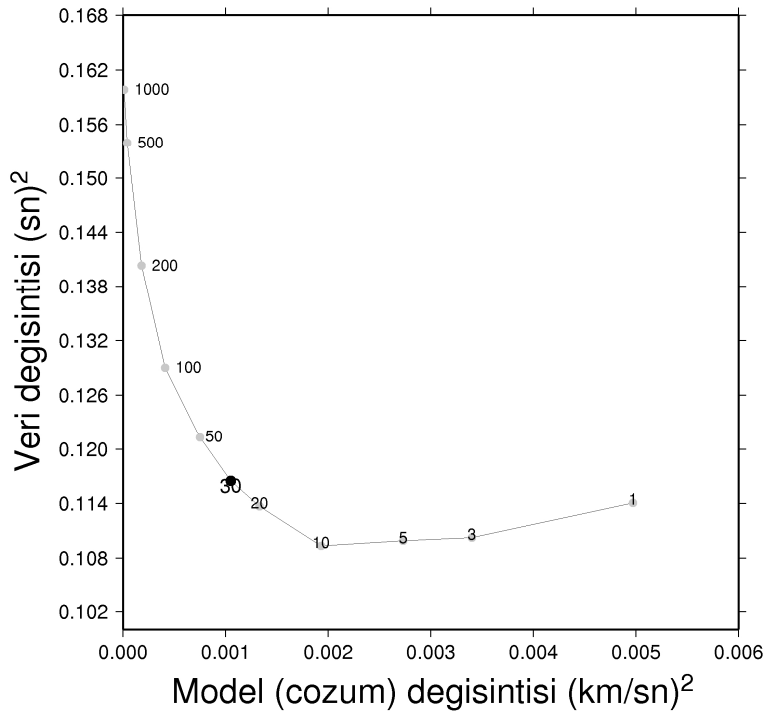
Uygulamada Vp/Vs oranının ters çözümünde Vp çözümünde de kullanılan 5x5 düğüm noktasından oluşan model kullanılmıştır. Bu model yatay yönde 5x5 km, düşey yönde ise 20 km'ye kadar boyutlandırılmış bloklardan oluşturulmuştur. Bu modelin yatay ve düşey düzlemdeki düğüm noktaları ile odak ve istasyonlar arasındaki ışın yolları

Şekil 4.6 'da gösterilmiştir. Modelde toplam 17x13x12 (x,y,z) adet düğüm noktası bulunmaktadır.

3-B Vp/Vs ters çözümü başlangıç modeli belirlenirken, hem P- dalga hızlarına hem de sabit bir Vp/Vs oranı gerekmektedir. P- dalga hızları için daha önde hesapladığımız 3-B Vp modeli kullanılmıştır. Sabit Vp/Vs oranı için de Şekil 4.3 Wadati diyagram' ında belirlenen 1.74 sabit Vp/Vs oranı kullanılmıştır.

4.2.3.3 Kontrol parametreleri

Vp/Vs ters çözümü için yeni bir sönüm değeri hesaplatılmıştır. Bu hesaplama sonucunda Vp ters çözümünde kullanılan değerden farklı olarak bir sönüm değeri belirlenmiştir. Şekil 4.14'de görüldüğü gibi sönüm değeri 30 olarak belirlenmiştir.

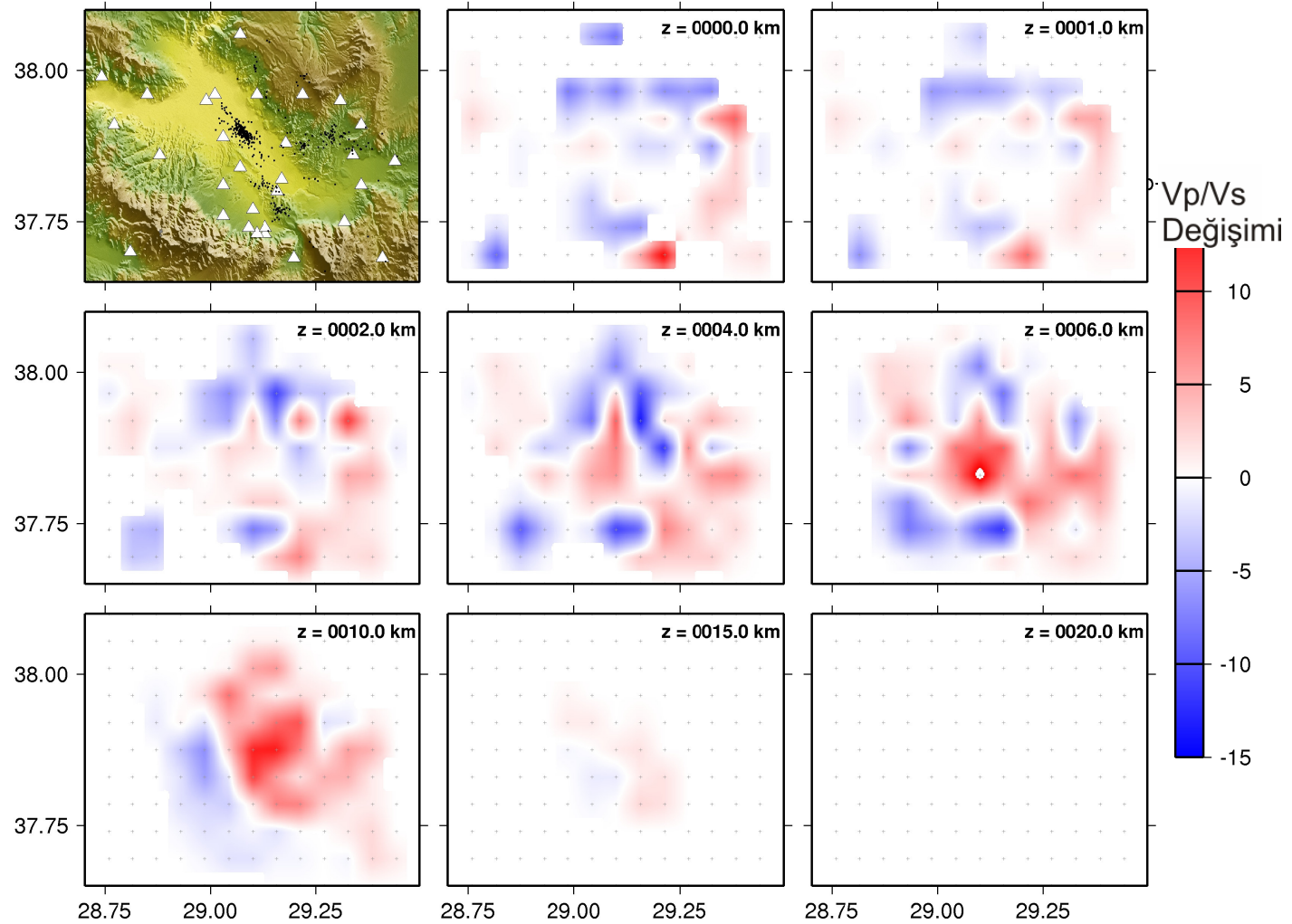


Şekil 4.14 Vp/Vs ters çözümü için model – veri değişintisi eğrisi

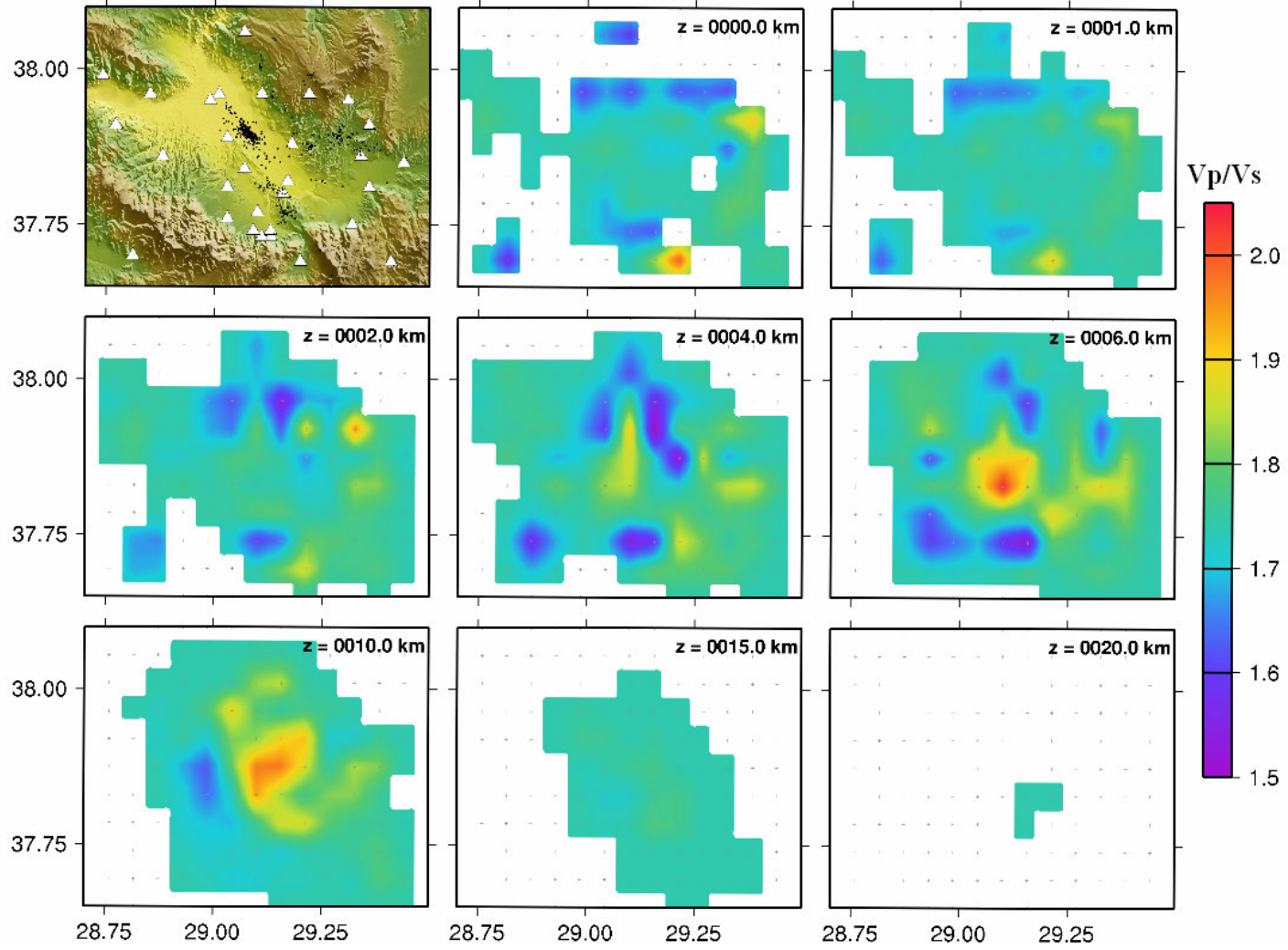
Vp/Vs ters çözümündeki ağırlıklandırma parametreleri bu çözüm için de geçerli olmuştur. Bu adımda 50 km uzaklığa kadar 1, 100 km'den uzak mesafeler için de 0 ağırlıklandırması yapılmıştır. 50 -100 km arası doğrusal ağırlıklandırılır. Böylelikle ters çözüme katılması istenen veri seti ağırlıklandırılmış olur. Diğer önemli parametre de residüeller için olan ağırlıklandırmadır. Ters çözüm işleminin ilk adımında 0.5 sn.'ye kadar 1.0, 0.2-2 sn arası doğrusal, 2 sn'de 0.02, 2-4 sn arası doğrusal ve 4 sn'den büyük rezidüeller için 0 değeri kullanılmıştır. İkinci ters çözüm adımında bu değerler 3-B modelin büyük kısmı çözüldüğü için yarıya indirilmiştir.

4.2.3.4 Ters çözüm

Bu adımda Vp ters çözümünde olduğu gibi 5 yinelemeli adımdan oluşan ters çözüm veri setine uygulanmış, elde edilen sonuçlar ikinci işlem adımı için giriş verisi olarak kullanılmıştır. Çözümlemenin sonucunda modele ait 20 km derinliğe kadar bölgeye ait mutlak Vp/Vs oranı ve başlangıç modeline göre Vp/Vs oranı değişim değerleri elde edilmiştir (Şekil 4.15, Şekil 4.16).



Şekil 4.15 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel Vp/Vs oranı değişim haritaları. Oran değişimleri Wadati diyagramından belirlenmiş 1.74 değerine göre elde edilmiştir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.



Şekil 4.16 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş mutlak Vp/Vs oranı haritaları. Oran değişimleri Wadati diyagramından belirlenmiş 1.74 değerine göre elde edilmiştir. Haritalardaki artı işaretleri her bir düğüm noktasına karşılık gelmektedir.

Şekil 4.15 ve 4.16’de 3-B tomografik ters çözüm sonucu herbir katmana ait V_p/V_s oranları verilmiştir. Bu haritaların yanı sıra daha önceden aynı bölge için oluşturduğumuz 3-B V_p hız yapısı da mevcut olduğundan (Şekil 4.7 ve Şekil 4.8) bölgenin S- hızı yapısı hakkında yorum yapılabilir. Matematiksel mantıkla V_p/V_s oranının düştüğü bölgelerde ya V_p hızı V_s ’e oranla daha düşüktür, yada V_s hızı V_p hızına göre daha yüksektir. Oranın yüksek olduğu yerler ise bu durumun tam tersi geçerli olacaktır.

$z = 0-1$ km derinliğinde V_p çözümünde olduğu gibi, yeterli çözünürlük elde edilememiştir. Bu da yine topoğrafya etkisinden kaynaklanmaktadır.

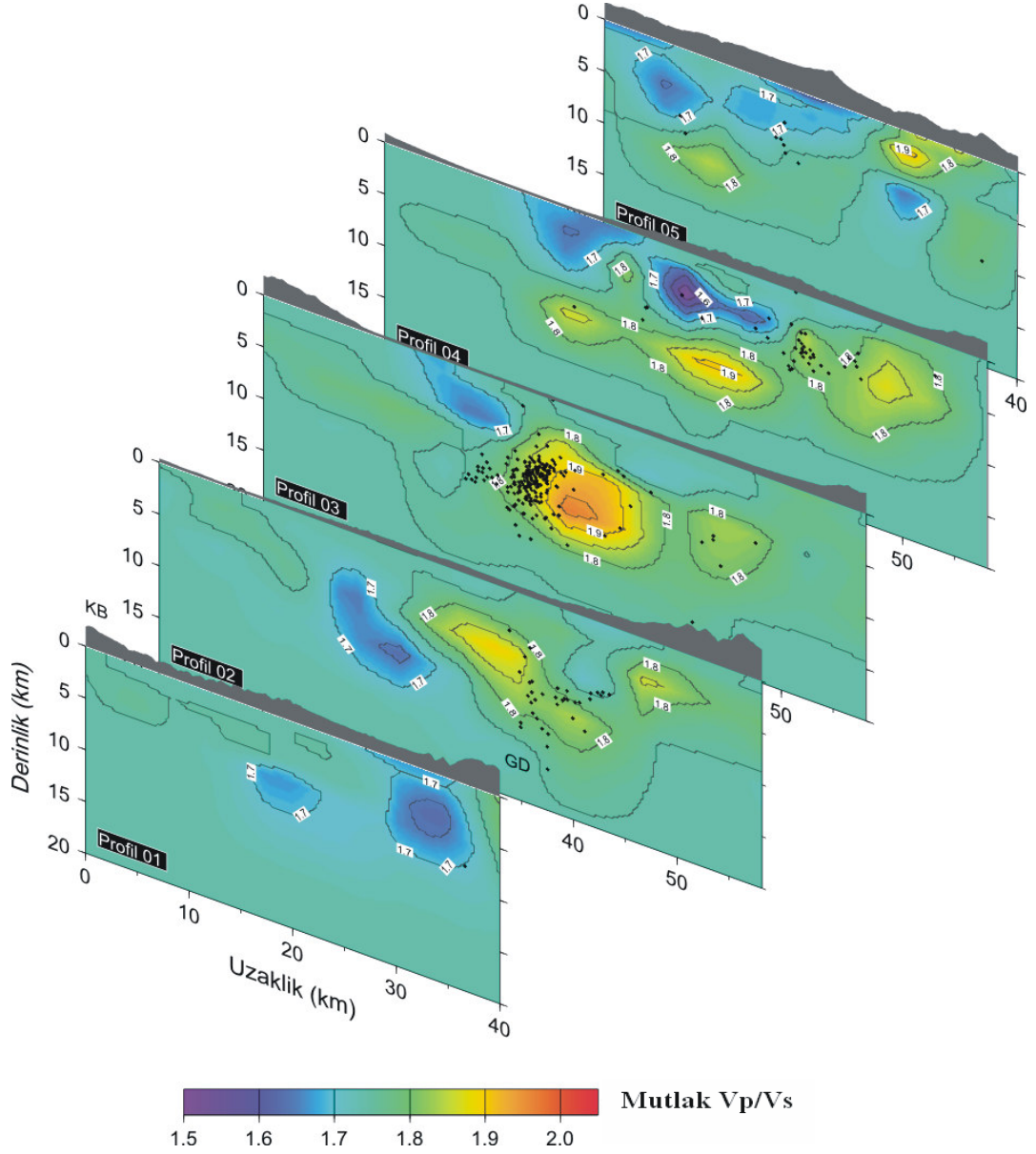
$z = 2$ km’den itibaren yer yer V_p/V_s oranında yükselme ve düşme gözlenmektedir. Oranın düştüğü, yaklaşık 1.6-1.7 arası değer aldığı yerlerde V_p hız değerinin yüksek olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.8) Bu durumda bölgede S- hızı daha da yükselerek bu oranı düşmesine neden olmuştur. Bir alanda V_s hızının yükselmesi dayanımı daha yüksek daha masif bir birimin bulunduğuna işaret olabilmektedir.

$z = 4 - 6$ km derinlikte bu durum benzer şekilde gözlenmektedir. V_p hızı haritalarındaki yorumlarımızda bu kesim havza kenarı olarak değerlendirilmiştir. Benzer şekilde bu alanda da havza kenarlarında dayanımı daha yüksek, daha yaşlı kayaların S- hızında yükselme gözlenmiştir. Havza ortalarında ise V_p/V_s oranı düşmektedir. Bu bölgede Şekil 4.8’de görüleceği gibi V_p - hızı düşmektedir. V_p/V_s oranını düşmesinin sebebi ise bölgede V_s hızının daha da düşük olmasıdır. S- hızının düşmesi ortamın sıvı ihtiva etmesine işaret olarak düşünülmektedir. Bu durum havza yapılarında beklenen bir durumdur.

$z = 10$ km derinlikte V_p/V_s oranındaki düşme yine havza ortasına denk gelmektedir. Bu durum alanda magmatik ergime sonucu V_s hızındaki düşmeye bağlı olarak geliştiği düşünülmüştür.

$z = 15 - 20$ km derinlikte V_p hızı çözümünde olduğu gibi deprem sayısı az olduğundan çözüme ulaşılamamıştır.

Vp/Vs oranı çözümlerinin yorumlanmasında, derinlikte meydana gelen depremlerin odak yoğunluğunu gözlemlemek ve daha doğru yorum yapabilmek için belirli profiller boyunca düşey kesitler alınmıştır. Şekil 4.11 profil doğrultularını göstermektedir. Vp hızı çözümünde olduğu gibi profillerin yarısı havza yapısına paralel, yarısı havza yapısına dik olacak şekilde tasarlanmıştır.



Şekil 4.17 Denizli havzası doğrultusuna paralel olarak alınan profillerden Vp/Vs oranı düşey kesitlerinin panel diagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir.

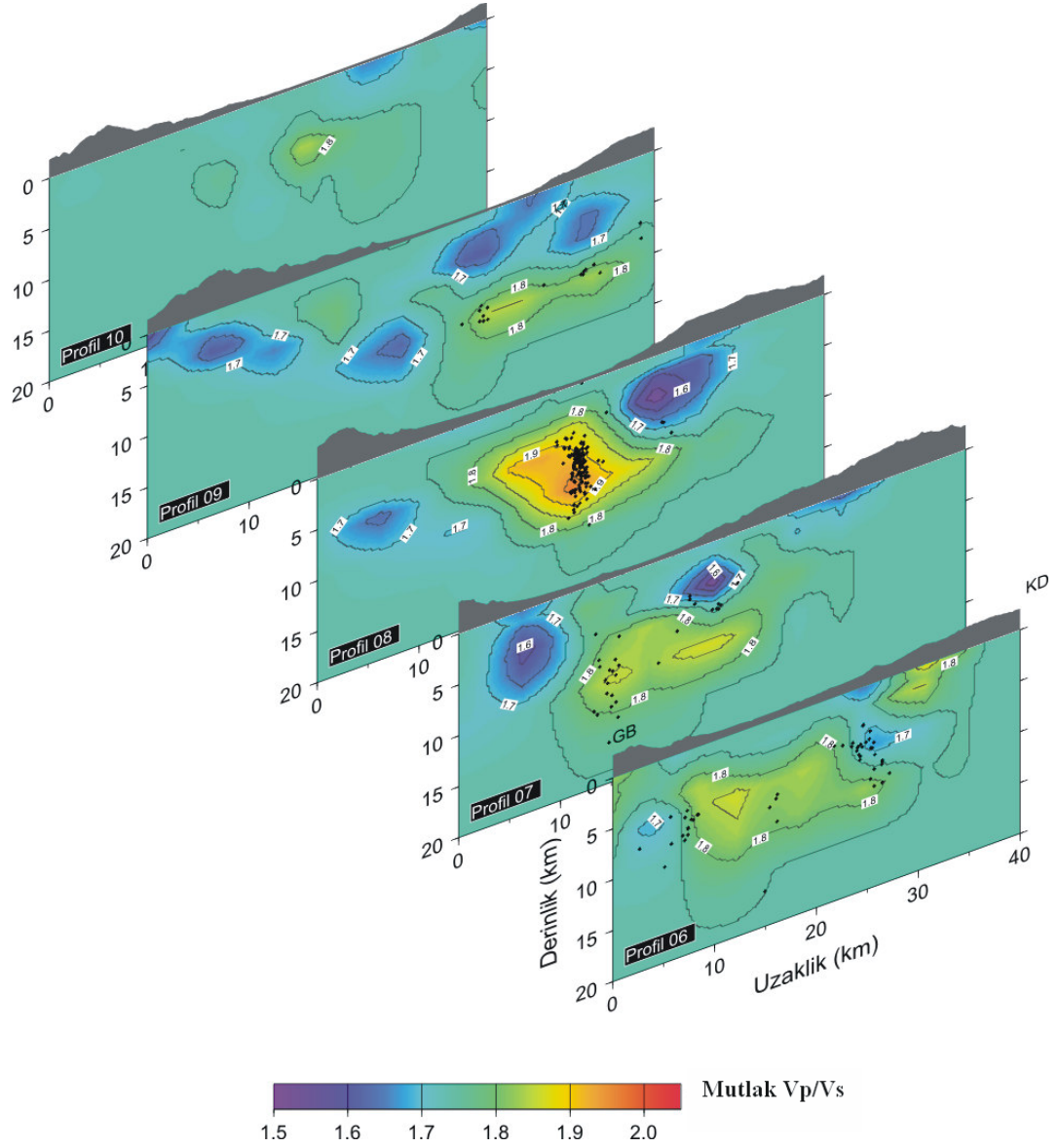
1. profilde, V_p/V_s oranının düştüğü alan, Şekil 4.12 V_p hızı düşey kesitinde aynı alanda V_p hızı yükseldiği için bu bölgede V_s hızı daha da yükselmiştir (Şekil 4.17).

2. ve 3. profilde depremlerin yoğunlaştığı bölgede V_p/V_s oranlarında bir artış gözlenmektedir. Bu durum kırık sisteminden dolayı oluşan gözenek suyundaki artıştan kaynaklanabileceği gibi, dayanımsız ve rijititesi düşük bir yapı olduğuna da işarettir (Şekil 4.17).

4. profil, Şekil 4.8 'deki V_p hız yapısını destekler biçimde anomali vermiştir. V_p hızının düşük olduğu yerlerde V_p/V_s düşük anomali verirken, yüksek olduğu yerlerde V_p/V_s yüksek anomali vermiştir (Şekil 4.17). 4. profilde V_p hızının arttığı 25. km'de V_p/V_s oranının da etrafına göre arttığı gözlenmektedir.

5. profil'de V_p hızı yükselirken V_p/V_s oranının düşmesi, V_s hızının yükseldiğine işarettir (Şekil 4.17). Düşük V_p/V_s oranları faylarla deformasyona uğramış kayacın, özelliğini yitirerek bir ezilme zonu haline dönüşmesi sonucu elde edilmektedir.

Havzanın tam orta kesimine den gelen 3. profil, deprem yoğunluğunun en fazla olduğu profildir. Bu bölgede olası faylanmanın sebep olduğu deformasyon sonucu V_p/V_s oranı 30. km'de geniş bir alanda yüksek anomali vermiştir (Şekil 4.17). Aynı profilin V_p hızı kesitinde bu derinlikte V_p hızı yüksektir. Buna karşılık çatlaklı ve deforme olmuş yapıda V_s hızı düşmüştür. Böylece V_p/V_s oranı yüksek bir anomali vermiştir.



Şekil 4.18 Denizli havzası doğrultusuna dik olarak alınan profillerden V_p/V_s oranı düşey kesitlerinin panel diagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir.

Şekil 4.18’da havza geometrisine dik olarak tasarlanan V_p/V_s oranı kesitleri görülmektedir. Havzayı dik olarak kesen ilk profil 6. profildir. Profilin 5 km derinliğinde V_p hızının düşük olduğu yerlerde V_p/V_s oranının yükseldiği gözlenmiştir. Bu durumda V_s hızı daha da düşmüştür. Deprem odak dağılımları da bu durumu desteklemektedir. Çünkü faylanmanın olduğu bölgede kırıklı ve çatlaklı yapının sıvı

ihativa etmesi olasıdır. Bu durum da V_s hızını düşürecektir. Aynı durum 7. profil için de söz konusudur. Deprem odaklarının toplandığı alanlarda V_p/V_s oranı yüksek anomali vermiştir. 7. profilin 5. km'sinde düşük bir V_p/V_s anomalisi göze çarpmaktadır. V_p hızı aynı bölgede yüksektir (bkz. Şekil 4.8). Bu bölgede V_s hızı daha da yükselmektedir. Bölge aynı zamanda deprem odak dağılımının dışındadır.

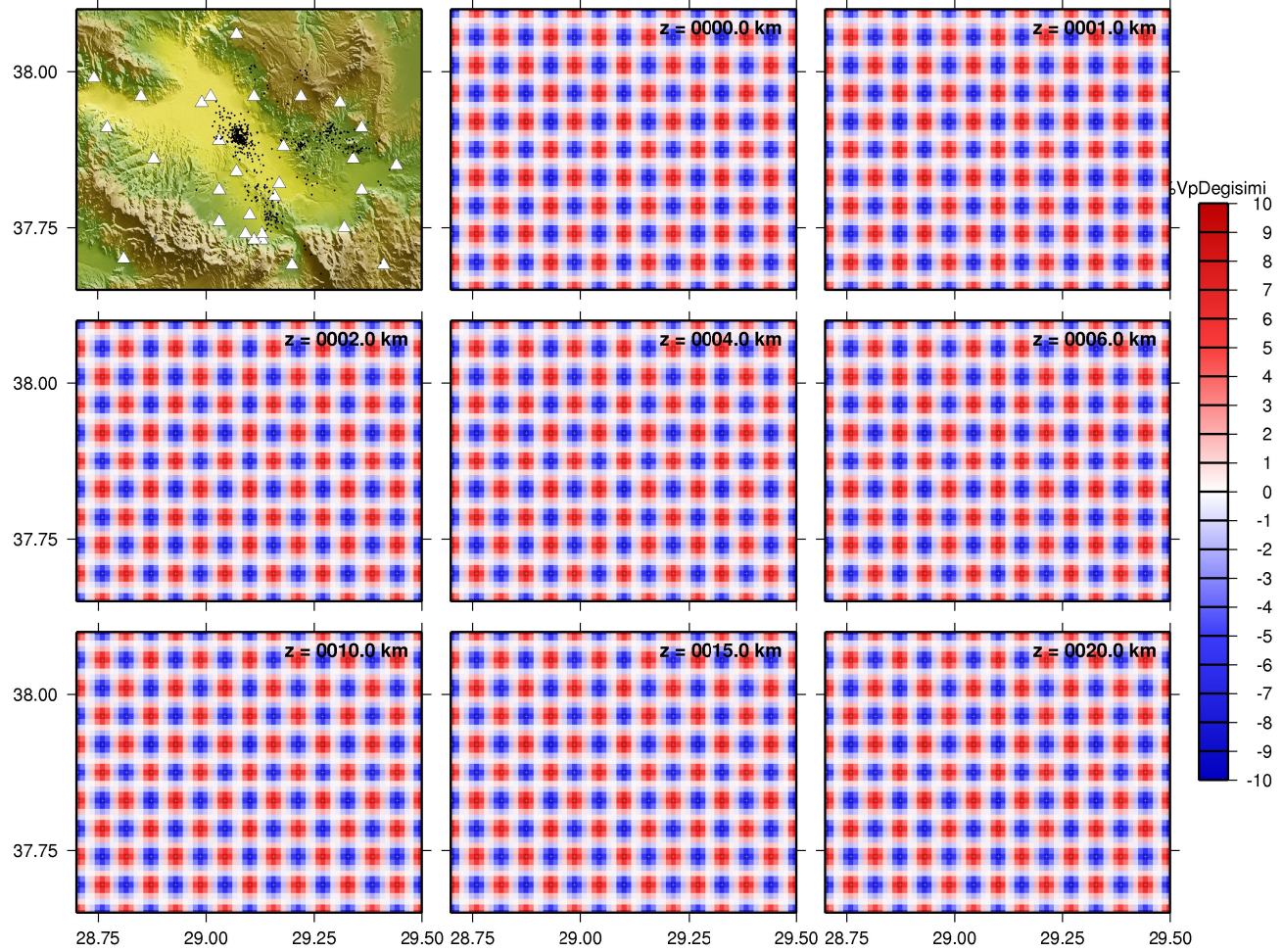
8. profil havzayı tam ortasından kesen profildir. Profilde deprem odaklarının yoğunlaştığı bölgeler V_p/V_s oranı beklendiği gibi yüksek anomali vermiştir. Kenar birimlerde de düşük anomali gözlenmiştir.

9. ve 10. profillerde yer yer çoğunlukla yüksek V_p/V_s anomalileri gözlenmektedir. Yalnız 8. profilde depremlerin odaklandığı 10 km derinlikte yüksek V_p/V_s anomalisi belirlenmiştir.

4.2.4 Çözümlülük analizi

3-B tomografik ters çözüm sonuçlarının test etmek amacıyla kullanılan modelin çözümlülük testleri yapılmıştır. Bu çalışmada değişik yapay hız modelleri ile yapılan çözümlülük analizi olan “dama tahtası modeli” kullanılmıştır.

Dama tahtası modelinde x - y - ve z - doğrultularındaki hız değişimi, iki düğüm noktası arası uzaklıktan daha büyük bir dalga boyuna sahip sinüzoidal dalganın bir fonksiyonu gibi düşünülerek elde edilmektedir. Sinüzoidal dalganın en büyük genliklerine karşılık gelen en yüksek ve en düşük hız değerleri, P - dalgası için 5.0 km/s arka alan (background) hız değerinin % 10'luk değişimi sonucu elde edilmektedir. Buna göre en düşük ve en yüksek hız değerleri sırasıyla 4.50 km/s ve 5.50 km/s olarak belirlenmiş olmaktadır (Kaypak 2002). Dama tahtası modelinde 5x5 düğüm noktası modeli kullanılmıştır. Yatay yönde 5x5 km, düşey yönde ise 20 km'ye kadar boyutlandırılmış bloklardan oluşturulmuştur. Modelde toplam 17x13x12 (x,y,z) adet düğüm noktası bulunmaktadır.

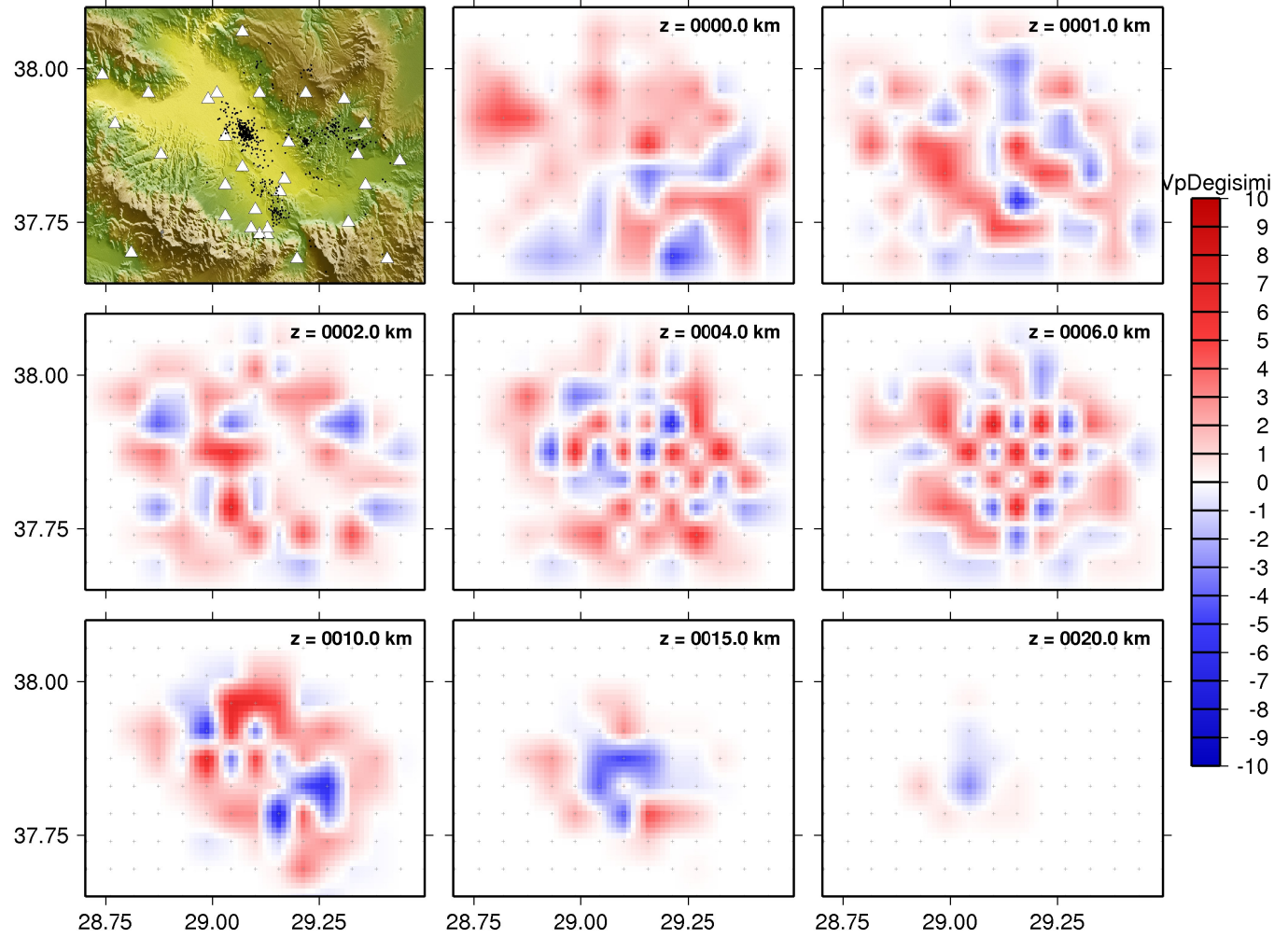


Şekil 4.19 P- dalga hızı çözünürlük testi için hazırlanmış, 5x5 km düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli. Arka alan hız değeri 5 km/s olarak alınmıştır.

Daha önce 3-B Vp ters çözümü için kullanılan depremler yapay testler için de kullanılmıştır. Seçilen depremlere ait odak parametreleri, yazılımının işleyişi gereği, sanki patlatma noktalarıymış gibi sabit tutularak, her iki yapay model için yapay seyahat zamanları hesaplanmıştır. Bu aşamada ters çözüm yapılmaz bu sebeple herhangi bir iterasyon değeri söz konusu değildir. Bu yapılan düz çözüm sonucu dama tahtası modeli elde edilmiştir (Şekil 4.19). Modelde 5 km/s arka alan hızına göre %10 değişen bir dama tahtası görüntüsü oluşmaktadır.

Belirlenen bu yapay modelin çözümlülüğünü test etmek amacıyla bu aşamada ters çözüm yapılmıştır. Öncelikle düz çözümdeki seyahat zamanlarına, sıfır ortalamalı ve 0.1 sn'lik standart sapması olan normal Gauss dağılımlı bir hata miktarı eklenmiştir. Böylece 0.1 sn'lik okuma hatası yapılmış gibi sinyali kaydırarak gerçek veriye yakın yapay bir veri seti elde edilmiştir. Bu adımda depremler patlatma olarak değil tekrar deprem olarak programa tanıtılır. Programın çalıştırılmasıyla yapılan ters çözüm sonucunda Şekil 4.20' de P- fazı yapay seyahat zamanlarının ters çözümü sonucu, dama tahtası modelinden elde edilmiş tomografik kesit oluşturulmuştur.

Böylelikle yapılan bu analiz ile elimizdeki veri seti ile yapılan ters çözümde belirlenen model için katman katman çözüm gücü belirlenmiş olur. Şekil 4.20 'de de görüldüğü gibi 1 – 6 km arası çözüm gücü diğer katmanlara oranla daha yüksektir. Bu durum deprem dağılımları ve derinlikleri ile doğru orantılıdır. Deprem odaklarının yoğun olduğu yerde hücre başına düşen ışın sayısı artacağından o hücre için çözünürlük artacaktır. Katmanları kendi içinde değerlendirdiğimizde çözümün yüksek olduğu alanlar istasyon dağılımı ile orantılıdır. İstasyonun bulunmadığı havza kenarında hücre başına düşen ışın miktarı azalacağından çözüm gücü düşecektir.



Şekil 4.20 P- fazı yapay seyhat zamanlarının ters çözümü sonucu, 5 km/s'lik P- dalga hızına sahip tek düze hız modelinden elde edilmiştir.

5. SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Batı Anadolu'nun en aktif fay sistemine sahip, oldukça karmaşık bir jeolojisi olan Denizli havzası, tomografik olarak çözümlenmeye çalışılmış, bölgeye ait 3-B Vp ve Vp/Vs hız yapısı elde edilmiştir. TÜBİTAK tarafından 2000 yılında toplanan veriler ve yine TÜBİTAK tarafından çözümlenen 1-B hız yapısı kullanılarak, SIMUL2000 yazılımı yardımıyla 3-B tomografik çözümleme yapılmış, 15 m'ye kadar Denizli havzasına ait hız yapısı elde edilmiştir.

Yapılan çözümlemeye göre, yüzeyden, 20 km derinliğe kadar olan P- dalgası hızı 1.5 km/s ile 7.0 km/s arasında değişmektedir. Vp/Vs oranı ise 1.5 ile 2.0 arasında değişmektedir. Çözümleme sonucunda havza, faylarla bölünmüş graben yapısını ortaya koymaktadır. Havzayı çevreleyen yüksek dağ oluşumlarına neden olan daha yaşlı birimlerin P- dalgası hızı ortalama 6–6.5 km/s'dir. Çevresine göre daha düşük hızlı olan güncel sedimanter çökellerden oluşan havza çukurunun hızı ortalama 5–5.5 km/s'dir. Havzanın taban derinliği 8 km'ye kadar izlenebilmektedir. Deprem dağılımları yardımıyla havza içerisindeki faylanma ve havza morfolojisi ortaya çıkarılmıştır. Buna göre, Denizli havzası, faylarla bölünmüş bir havza karakteri sunar. Havzayı çevreleyen en önemli faylar, GB'da Babadağ fayı, KD'da Pamukkale fayıdır. Bu fayların eğim atımlı normal fay karakteristiğinde olduğu kimi jeoloji çalışmalarında irdelenmiştir. Elde edilen 3-B Vp kesitleri de bu durum destekler niteliktedir.

3-B tomografide, P- dalga hızındaki değişimler yapısal farklılıklara karşılık gelirken, Vp/Vs oranındaki değişimler kayacın fiziksel özelliklerindeki değişimlerle ilgilidir. Denizli havzası için yapılan çözümlemelerde Vp/Vs anomalilerinin çoğunluğunun deprem odaklarının bulunduğu bölgelerde yoğunlaştığı gözlenmiştir. Vp hız yapısı bilinen bölgede Vp/Vs oranı kesitlerinden, S- hızı yapısı hakkında bilgi edinilebilmektedir. Fay zonlarında kayaların fiziksel özellikleri değişmekte bu da hız yapısını etkilemektedir. Faylanmanın olduğu alanlarda bir ezilme zonu oluşur ve ilksel kayanın karakteri değişir. Fay zonlarında yoğun kırılanmanın ve parçalanmanın egemen olduğu kesimlerde, gözenekli birimler sıvı ve/veya gaz ihtiva edebilir. Kırık zon sıvı ihtiva

ediyorsa, V_p/V_s oranı yüksek , alan boş yada gaz içeriyorsa V_p/V_s oranı düşük olacaktır. Bu durumu etkileyen etmenlerden en önemlisi basınçtır.

Vanerio vd. (2005)'e göre V_p/V_s oranının düşük olduğu yerler gaz ihtiva eden kayaçların karakteristik özelliğidir. Havza kenarlarına yakın bölgelerde V_p hızı yüksek, V_p/V_s oranı düşüktür. Dolayısıyla bölgede S- hızının yükseldiği düşünülmektedir. Düşük V_p/V_s anomalileri kırıklanmalı çatlaklı, kırıklı ve gaz dolu zonları işaret eder. Havzaya paralel ve dik alınan kesitlerde bu zonların, deprem odaklarının yakınında yüksek V_p/V_s anomalisi veren zonların etrafında toplandığı gözlenmiştir.

S- dalga hızlarının azaldığı yerlerde, V_p/V_s oranı anomalileri artacaktır. Bunun fiziksel anlamı, azalan mekanik dayanım, yükselen kırıklanma ve gözenekliliktir (Schön 1998). Wilkens vd. (1984)'e göre, V_p , V_s ve V_p/V_s hız bigisi kayaçtaki karbonat içeriği ile ilişkilidir. Karbonat içeren kayaçlar yüksek V_p ve düşük V_s değerlerine sahiptir. Bu da yüksek V_p/V_s anomalisine neden olacaktır. Bu durum havza ortasında deprem odaklarının toplandığı alanlarda neredeyse tüm profillerde gözlenmiştir. Depremler sonucu dayanımını yitiren kayaçlarda sıvıya doymuş kırıklar oluşacak, gözenek basıncı artacaktır. Thurber vd. (1997)'ye göre yüksek V_p/V_s anomalisi veren sıvı bakımından zengin bölgeler, metamorfik akışkanlar, meteorik sular yada mantodan yükselen akışkanların varlığını işaret eder.

Denizli havzasında yapılan tomografik analiz gösteriyor ki; yüksek V_p/V_s anomalileri 5-6 km derinlikte deprem odaklarının topladığı fay zonlarında ya da yakınında toplanmıştır. Bu durum yukarıda açıklanan fiziksel kayaç özelliklerine karşılık gelmektedir. Denizli havzasının merkezinde yüksek gözenek basıncına sahip, sıvı doygunluğu yüksek kırıklı karbonat yapılarının bulunduğu düşünülmektedir.

Literatürde daha önce yapılan benzer çalışmalarda da V_p/V_s oranının yüksek olduğu bölgelerin deprem odaklarıyla çakıştığı gözlenmiştir. Kaypak (2002), Erzincan havzasında yaptığı çalışmada yüksek V_p/V_s oranlarının deprem dağılımı ile ilişkilerini ortaya koymuştur.

Bilindiği gibi Denizli ve çevresi Türkiye'nin en önemli jeotermal kaynaklarına sahiptir. Tomografik analiz sonucu elde edilen bulgular alanın bu özelliği ile ilişkilendirilmiştir. Deprem odaklarının toplandığı alanlarda oluşan kırık zonları sıcaklık ve basıncın etkisiyle bir jeotermal enerji kaynağı oluşturabilmektedir. Bunun dışında özellikle V_p hızı anomalisi yüksek olan magmatik sokulumlar yeraltı sularını ısıtarak jeotermal kaynakların oluşmasına neden olabilmektedir. Bu durum havzaya paralel ve dik olarak alınan profillerin bazılarında gözlenmiştir. Yapılan bu tomografik çözümleme ileride bölgede yapılacak olan jeotermal çalışmalara ışık tutabilecektir.

Öneriler

Yapılan tüm tomografik çalışmalarda sonucu etkileyecek en önemli etmen toplanan veri kalitesidir. Veri kalitesi de öncelikle iyi tasarlanmış bir alıcı düzeni ve alıcı sayısına bağlıdır. Çalışma alanına yerleştirilen alıcıların sayısı ne kadar fazla ise bilgi alınacak olan alan genişleyecektir. Ayrıca mümkün olduğunca üç boyutlu sismometre kullanılması S- dalgası okuma sayısını arttıracak, böylelikle yapılacak olan S- dalga hızı çözümlerinin kalitesi artacaktır. Bölgenin deprem etkinliği de veri kalitesini arttıracaktır. Mikrodeprem çalışması öncesi bölgenin güncel deprem kayıtları incelenerek istasyon ağı olası deprem bölgelerine göre kurulmalıdır. Her istasyonda kaydedilen deprem sayısı arttıkça veri setinde okunan P- ve S- fazlarının sayısı artacaktır. Ayrıca yeterli sayıda ve lokasyonu iyi olan alıcılar, çalışmada hücre başına düşen ışın sayısını arttıracak, bu da tomografik çözünürlüğün kalitesini etkileyecektir.

Tomografik çalışmada kullanılacak olan bir boyutlu hız modelinin doğruluğu da 3-B tomografik çalışmanın doğruluğunu etkileyecektir. Çünkü ters çözüm öncesi tasarlanan başlangıç modelinin gerçeğe yakınlığı, 3-B çözüm sonucunun doğruluğunu arttıracaktır. Ayrıca tomografik sonuçları etkileyen bir diğer önemli faktör de kaliteli veri seçimidir. Faz sayısı ve GAP'in uygun sınır değerleri içerisinde kalacak şekilde veri seçimi yapılmalıdır.

Denizli havzası ve dolayına ait üst kabuk hız yapısının daha ayrıntılı biçimde anlaşılabilmesi için yöntem, diğer jeolojik ve jeofizik yöntemlerle desteklenmelidir.

Gravite ve manyetik, sismik, elektrik, elektromanyetik gibi yöntemlerin uygulanması da çalışmaya doğru veya yanlış eleştirel yaklaşımlar yapabilmemize olanak sağlayacaktır.

KAYNAKLAR

- Aki, K. and Lee, W.H.K. 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes 1. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.*, 81, 23; 4381-4399
- Aki, K., Christofferson, A. and Husebye, E.S., 1977. Determination of three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 82, 2, 277 - 296.
- Aki, K., 1982. Three-dimensional inhomogeneities in the lithosphere and asthenosphere: evidence for decoupling in the lithosphere and flow in the asthenosphere. *Rev. Geophys. Space Phys* 20, 161-170.
- Akgün, F., Sözbilir, H., 2001. A palynostratigraphic approach to the SW Anatolian molasse basin: Kale-Tavas molasse and Denizli molasses. *Geodinam. Acta* 14, 71-93.
- Alçiçek, H., Varol, B., Özkul, M., 2007. Sedimentary facies, depositional environments and palaeogeographic evolution of the Neogene Denizli basin, SW Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology* 202, 596-637.
- Alkanoglu, E., 1978. Geologisch-petrographische und geochemische Untersuchungen am Südostrand des Menderes- Massivs in West-anatolien/Turkei. Doktora tezi, Bochum Üniversitesi, Batı Almanya (yayınlanmamış).
- Altunel, E. and Hancock, P.L. 1993. Active fissuring and Quaternary travertines at Pamukkale, Western Turkey. *Z. Geomorph N.F.*, 94, 285-302.
- Altunel, E. and Hancock, P.L. 1996. Structural attributes of travertine – filled extensional fissures in the Pamukkale plateau Western Turkey.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F., and Şengör, A.M.C., 1995. The Isparta Angle : Its evolution and importance in the tectonics of the eastern Mediterranean region. *Int. Earth Sci. Colloq. Aegean Region, Abs.*, p. 6.
- Barka, A., Reilinger, R. and Emre, Ö., 2000. Active tectonic features of Western Anatolia: Some results of GPS measurements. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region. Abstracts*, p.9, Izmir.
- Başarır, E., 1970. Bafa gölü doğusunda kalan Menderes masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi. *Ege Üniversitesi Fen Fak. İlmî Raporlar Serisi*, 102, İzmir.
- Candan, O. ve Dora, Ö.O., 1998. Menderes masifi'nde granülit, eklojit ve mavişist kalıntıları: Pan-Afrikan ve Tersiyer metamorfik evrimine bir yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41(1), 1-35.
- Çağlayan, A.; Öztürk, E.M.; Öztürk, Z.; Sav, H. ve Akat, U., 1980. Menderes masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. *Jeoloji Mühendisliği Derg.*, 10, 9-17.
- Çakır, Z. 1997. Aktif normal fayların segmentasyonu ve bunun traverten depolanmasına etkisi Batı Anadolu bölgesinden örnekler. *Aktif Tektonik Grubu Birinci Toplantısı Makaleler*, 124-137.

- Demirtaş, R., Erkmen, C. ve Yaman, M., 2003. Denizli ve yakın civarında deprem üreten diri faylar ve Gökpınar sulama barajının depremsellik açısından irdelenmesi. Afet İşleri Gen. Müd., Deprem Araştırma Dairesi, Aktif Tektonik Grubu, 1-10 s (yayımlanmamış).
- Dinç, A.N., 2003. Afyon – Sultandağ bölgesi hız yapısının yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi. Yüksek Lisans Tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi. 77 s, İstanbul.
- Dora, Ö.O., Kun, N. and Candan, O., 1990. Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes massif. I.E.S.C.A., Proceedings, 2, 102-115.
- Dürr, S., 1975. Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins, SW Anatolien und seine Aequivalente in der mittleren Aegaeis. Doç.Tezi, Marburg, Lahn, Batı Almanya (yayımlanmamış).
- Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L, 1984. Seismic tomography of Earth's interior, Am., Sci. 721, 483-394.
- Eberhart-Phillips, D., 1986. California Coast Ranges for inversion of local earthquakes arrival Times Bull., Seismol., Soc., Am., 76,1025-1052.
- Eberhart-Phillips, D., 1989. Investigations of crustal structure and active tectonic processes in the coast ranges, central California. Ph.D. Thesis, Stanford University, Stanford.
- Eberhart-Phillips, D., 1990. Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region., California. J., Geophys., Res., 95, 15343-15363.
- Eberhart-Phillips, D., 1993. Local Earthquake Tomography : earthquake source regions, in Seismic Tomography. Theory and Practice, pp.613-643,Eds. Iyer H.M. & Hirahara K., Chapman & Hall, London.
- Eravcı, B., 2006. Büyük Menderes Grabeni İçindeki Aktif Fayların Jeolojisi ve Paleosismisitesi. Yüksek lisans tezi. Ankara Ünivarsitesi, 92 s., Ankara.
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A., Güney, E., 1978. Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi. Geo. Soc. Turkey Bull. 21, 97-106.
- Erkül, F., Helvacı, C., Sözbilir, H., 2005. Stratigraphy and geochronology of the Early Miocene volcanics in the Bigadiç borate basin, western Turkey. Turkish J. Earth Sci. 14
- Gökgöz, F., Manav, H. ve Özpınar, Y., 2006. Buldan Yöresi metamorfik kayaların jeolojik, petrografik ve tektonik açıdan incelenmesi. Buldan sempozyumu.s121-130.
- Graciansky, P.C., 1966. Le massif cristallin du Menderes (Taurus occidental, Asie Mineure): Un exemple possible de vieux socle granitique remobilise. Rev. Georg. Phys. Geol. Dyn., 8, 289-306.
- Hetzl, R. Ring, U., Akal, C. and Troesch, M., 1995. Miocene NNE-directed extensional
- Işık, V., Seyitoğlu, G. and Çemen, İ. 2003. Ductile-brittle transition along the Alasehir shear zone and its structural relationship with the Simav detachment, Menderes massif, western Turkey. Tectonophysics 374, 1-18.

- Işık, V., Tekeli, O. and Seyitoğlu, G., 2004. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusions in the northern Menderes core complex: Implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Science* 23, 555-566.
- Jackson, J.A. and Mckenzie, D. 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 77, 185-264.
- Jullian, B.R. and Gubbins, D. J. , 1977. Three-dimensional seismic ray tracing. *Geophys.* 43, 95-113.
- Kaypak, B., 2002. Erzincan havzası 3-D hız yapısının yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi. Doktora tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi, 224 s., İstanbul.
- Kissling, E., 1988. Geotomography with local earthquakes. *Rev. Geophys.*, 26, 659–698.
- Kissling, E., W. L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, and U. Kradolfer, 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geo-phys. Res.*, 99, 19635–19646, doi:10.1029/93JB03138.
- Kissling, E., Kradolfer, U. and Maurer, H., 1995. VELEST Version 3.1 user's guideshort introduction. Institute of Geophysics and Swiss Seismological Service, ETH, Zurich.
- Koca, B., 2003. Yer içi tomografisinin sismolojide kullanılması. Yüksek lisans semineri. Ankara Üniversitesi, 43 s., Ankara.
- Koch, M., 1985. Nonlinear inversion of local seismic travel times for the simultaneous determination of the 3D-velocity structure and hypocenters – application to the seismic zone Vrancea. *J. Geophys.*, 160-173., 56.
- Koçyiğit, A. 2005. The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta* 18/3-4, 167-208.
- Konak, N.; Akdeniz, N. and Öztürk, E.M., 1987. Geology of the south of Menderes Massif: Guide Book for the Field Excursion along Western Anatolia, Turkey de., 42-53.
- Konak, N., Akdeniz, N. and Öztürk, E.M., 1987. Geology of the south of Menderes massif, correlation of Variscan and pre-Variscan events of the Alpine Mediterranean Mountain Belt (Guide book for the field excursion along western Anatolia, Turkey). IFCP Project No. 5, 42-53.
- 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 tracing, *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 71, 1445.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G., 2000. Global positioning system

- constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and the Aegean Sea: *Journal of Geophysical Research*, V. 105, no.B3, 5695-5719.
- McKenzie, D.P. 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and its surrounding regions. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254.
- Menke, W., 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, Inc., San Diego.
- Okay, A.İ., 1985. Bafa Gölü-Muğla-Uşak arasında Menderes masifi ve allohton birimlerin ilişkisi ve metamorfizması. TPAO Arama Grubu Rap., 2030.
- Okay, A.İ., 1989. Denizli'nin güneyinde Menderes Masifi ve Likya Napları'nın jeolojisi. MTA Bul. 109, 45-58 (in Turkish with and English abstract).
- Özgüler, M.E., Turgay, M.I., Şahin, H., 1984. Denizli jeotermal alanlarda jeotermal çalışmalar. MTA jeofizik dairesi Rap., 130-141 s. (yayımlanmamış).
- Özkul, M., Alçıçek, C., Heybeli, H., Semiz, B., Erten, H., 2001. Denizli sıcak su tarvertenlerinin depolanma özellikleri ve mermercilik açısından değerlendirilmesi. *Türkiye 3. mermer sempozyumu bildirleri kitabı*, 57-58 s.
- Paton, S.M., 1992. The relationship between extension and volcanism in western Turkey, the Aegean Sea and central Greece. PhD thesis, Cambridge University.
- Pamir, H.N. and Erentöz, C. 1974. Explanatory Text of the Denizli Sheet of the Geological Map of Turkey, 1:5000,000 scale. Mineral Research and Exploration Institute, Ankara, Turkey.
- 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.
- Pereyra, V., Lee, W.H.K. and Keller, H.B., 1980. Solving two-point seismic ray-tracing problems in heterogeneous medium, Pt. 1. A general adaptive finite difference method. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 70, 79-99.
- Roecker, S.W., 1982. The velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region: Possible evidence of subducted crust. *J. Geophys. Res.* 87, 945-959.
- Sambridge, M.S. and Kennett, B.L.N., 1990. Boundary value ray tracing in a heterogeneous medium: a simple and versatile algorithm. *Geophys. J. Int.* 101, 157-168.
- Semiz, B., 2003. Denizli volkanitlerinin jeolojik petrografik ve petrokimyasal olarak incelenmesi. Yüksek lisans Tezi. Pamukkale Üniversitesi, 140 s., Denizli.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.* 128, 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. and Rundle, C.C., 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 149, 533-538.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., and Çemen, İ., 2004. Complete Tertiary exhumation history of the Menderes massif, western Turkey: an alternative working hypothesis: *Terra Nova*. v. 16, p. 358-364.

- Schön, J.H., 1998. Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. Seismic Explor., vol.18, 2nd ed., 583pp., Pergamon, Oxford, U.K.
- Sözbilir, H., 2002. Revised stratigraphy and facies analysis of Palaeocene-Eocene supra allochthonous sediments (Denizli, SW Turkey) and their tectonic significance. Turkish Journal of Earth Sciences, 11, 87-112.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuçu, I. 1992. Active fault map of Turkey. Maden Tetkik Arama Enstitüsü. Ankara.
- Şengör, A.M.C., Satır, M. and Akkök R., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. Tectonics, 3, 693-707.
- Şengör, A.M.C., 1987. Cross faults and differential stretching of hanging walls in region of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in: Coward M.P., Dewey J.F. and Hancock P.L. eds. Continental extensional tectonics. Geological society special Publication, 28, 575-589 p.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tarancıoğlu, A., M. C. Tapırdamaz, A. Yörük, F. Biçmen, M. Ergin ve S. Özalaybey 2002. Denizli bölgesi mikrodeprem çalışması. ATAG-VI (Aktif Tektonik Araştırma Grubu) Toplantısı, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, 21-22 Kasım.
- Thurber, C.H., 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in Coyote Lake area, central California. J. Geophys. Res., 88, 8226-8236.
- Thurber, C.H., 1986. Analysis methods for kinematic data from local earthquakes. Rev. Geophys., 24, 793-805.
- 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 earthquakes tomography with flexible gridding. Computers & Geosciences, 25, 809-818.
- Thurber, C.H., S. Roecker, W.L. Ellsworth, Y. Chen, W. Lutter, and R. Sessions, 1997. Two-dimensional seismic image of the San Andrea fault in the Northern Gabilan Range, central California: Evidence for fluids in the fault zone. Geophys. Res. Lett., 24, 1591-1594, doi:10.1029/97GL01435.
- Um, J. and Thurber, C.H., 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. Bull. seismol. Soc. Am., 77, 792-986.
- Vanerio, T., J. Virieux, P. Capuano, and G. Russo 2005. Three-dimensional seismic tomography from P wave and S wave microearthquake traveltime and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera. J. Geophys. Res., 110, B03201, doi:10.1029/2004JB003102.
- Walck, M.C., 1988. Three-dimensional VP/VS variations for the Coso Region, California. J. Geophys. Res., 93, 2047-2052.

- Wilkins, R., G. Simmons, and L. Caruso 1984. The ratio V_{JV} , as a Discriminant of composition of siliceous limestones. *Geophysics*, 49, 1850–1860, doi:10.1190/1.1441598.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1998. New version of the Generic Mapping Tools Released. *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 79, 579.
- Wesson, R.L., 1971. Travel-time inversion for laterally inhomogeneous crustal velocity models. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 61, 729-746.
- Westaway, R. 1990. Block rotation of western Turkey: 1 Observational Evidence. *J. geophys. Res.*, 95, 19857-19884.
- Westaway, R. 1993. Neogene evolution of the Denizli region of Western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 15, 37-53.
- Yağmurlu F., ve Şentürk M, 2005. Güneybatı Anadolu'nun Güncel Tektonik Yapısı. *Türkiye kuvaterner sempozyumu*, 55-56 s.
- Yılmaz, Y., 2000. Tectonics and geological development of Western Anatolia : International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region. Abstracts, p.16, Izmir, Turkey.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, O.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop in: E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper, (Eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geo. Soc. London, Spec. Publ. 173, 353-384.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Gözde GÖKKAYA

Doğum Yeri : ANKARA

Doğum Tarihi: 16.12.1984

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : Nevşehir Lisesi

Lisans : Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi
Jeofizik Mühendisliği, 2005

Yüksek Lisans : Ankara Üniversitesi Fen bilimleri Enstitüsü,
Jeofizik Mühendisliği Anabilimdalı, 2008

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl

Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Arama Daire Bşk., Veri-işlem md., 2006