



**T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**



DOKTORA TEZİ

**ÇOK DİSİPLİNLİ YAKLAŞIMLA DEPREM FİZİĞİNİN
İNCELENMESİ**

Fahriye AKAR

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Danışman

Prof. Dr. Oğuz ÖZEL

Haziran , 2015

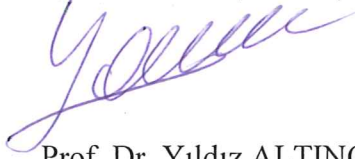
İSTANBUL

Bu çalışma 12/06/2015 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora programında Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi:



Prof. Dr. A. Oğuz ÖZEL(Danışman)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Yıldız ALTINOK
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Ali PINAR
Boğaziçi Üniversitesi Kandilli
Rasathanesi ve Deprem Araştırma
Enstitüsü



Prof. Dr. Eşref YALÇINKAYA
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



İmza
Yard. Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ
Cumhuriyet Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

ÖNSÖZ

Tez konusunun belirlenmesinde ve çalışmanın her aşamasında bilgisini ve desteğini esirgemeyen değerli hocam ve danışmanım Prof. Dr. A. Oğuz ÖZEL'e teşekkür ederim.

Tez izleme değerlendirme komitesinde bulunan değerli görüşleriyle tezimin şekillenmesinde katkı sağlayan Prof. Dr. Ali PINAR'a ve Yard. Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ'a teşekkür ederim.

Tez çalışmamı M-567 Numaralı ve "Çok Disiplinli Yaklaşımla Deprem Fiziğinin İncelenmesi" başlıklı proje ile destekleyen Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Projeleri (CÜBAP) Koordinasyon Birimine, Çalışmada kullandığım deprem verilerini sağlayan TÜBİTAK Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'ne, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi Müdürlüğü'ne teşekkür ederim.

Her konuda maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen benim bu günlere gelmemi sağlayan aileme ve ayrıca eşime teşekkür ederim.

Haziran , 2015

Fahriye AKAR

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER.....	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	iv
TABLO LİSTESİ.....	viii
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ	ix
ÖZET.....	x
SUMMARY.....	xii
1. GİRİŞ.....	1
1.1. ÇALIŞMA ALANININ TANITILMASI	2
2. GENEL KISIMLAR	6
2.1. SİSMİK TOMOGRAFİ İLE İLGİLİ YAPILAN ÇALIŞMALAR	6
2.2. B- DEĞERİ İLE İLGİLİ YAPILAN ÇALIŞMALAR	8
2.3. GRAVİTE VE MANYETİK İLE İLGİLİ YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	11
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	13
3.1. SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ.....	13
3.1.1. Tomografi Çeşitleri	13
3.1.1.1. Kullanılan Kaynak Türüne Göre	13
3.1.1.2. Kaynak-Alıcı Geometrisine Göre.....	14
3.1.1.3. Veri Çeşidine Göre	16
3.1.1.4. Uygulama Amacına Göre.....	16
3.2. YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ	17
3.3. YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİNİN TEMEL TEORİSİ.....	20
3.3.1. Hız Yapısının Modellenmesi	22
3.3.2. Seyahat Zamanı Ve Işın Yolunun Hesaplanması.....	25
3.3.3. Sismik Tomografide Ters Çözüm Yöntemleri.....	29
3.3.4. Çözünürlüğün Değerlendirilmesi	32
3.3.5. S Dalgası Kullanımı	35
3.4. B-DEĞERİ	36

3.4.1. Gözle Uydurma Yöntemi.....	41
3.4.2. En küçük Kareler Yöntemi	41
3.4.3. En Büyük Olasılık Yöntemi.....	42
3.5. GRAVİTE	43
3.5.1. Yatay Gradyanın En Büyük Yerleri	44
3.5.2. Gravite Anomalilerinin 3-B Modellenmesi	46
3.6. MANYETİK.....	49
3.6.1. Kutba İndirgeme Dönüşümü.....	49
3.6.2. Gravite Anomalilerinin 2 Boyutlu Modellenmesi.....	50
4. BULGULAR.....	56
4.1. ÇAMELİ BÖLGESİNİN TOMOGRAFİ ÇALIŞMASI.....	56
4.1.1. Kontrol Parametreleri	59
4.1.2. 3-B Vp/Vs Modeli	68
4.1.3 Kaba Model.....	70
4.1.4 İnce Model	72
4.1.5 Kaba Model (10x10) İçin Çözümlülük Analizi	75
4.1.6. İnce Model (5x5) İçin Çözümlülük Analizi	80
4.1.7. Dama Tahtası Modeli	85
4.2. ÇAMELİ BÖLGESİNİN B- DEĞERİ DEĞİŞİMİ	97
4.3. ÇAMELİ BÖLGESİNİN GRAVİTE ÇALIŞMASI	106
4.4. ÇAMELİ BÖLGESİNİN MANYETİK ÇALIŞMASI	112
5. TARTIŞMA VE SONUÇ	116
KAYNAKLAR.....	130
EKLER.....	141
EK 1: TEZDE KULLANILAN KAVRAMLAR	141
ÖZGEÇMİŞ	142

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1.2.: Çameli-Göhlhisar havzasının ve yakın çevresinin aktif fay haritası (Alçıçek ve diğ., 2005).....	3
Şekil 3.1: Lokal deprem tomografisinin (LET) geometrisi (Thurber, 1985).....	15
Şekil 3.2: Telesismik tomografi yönteminin geometrisi (Aki ve diğ., 1977).....	15
Şekil 3.3: Yerel deprem tomografisindeki model yapının genel gösterimi.....	21
Şekil 3.4: Yer içindeki hız yapısının modellenmesinde kullanılan üç farklı yaklaşımın gösterimi. (a) sabit hızlı bloklar, (b) yatay değişen katmanlar, (c) düğüm noktaları, Kesikli çizgiler uzamsal ortamdaki içdeğer bulmayı göstermektedir (Thurber, 1983).	23
Şekil 3.5: Sekiz düğüm noktasından oluşan model (Zhao, 1991).	24
Şekil 3.6: Işın izleme yöntemi olarak kullanılan iki temel yaklaşımın gösterimi. Atış ışın izleme yöntemi (a) ve eğme ışın izleme yöntemi (b) gösterilmiştir (Thurber, 1993).....	26
Şekil 3.7: Alıcı ve kaynak arasında en kısa seyahat zamanını üretecek yolun üç-boyutlu yaklaşık ışın izleme ve yalancı eğme yöntemleri (Um ve Thurber, 1987).	27
Şekil 3.8: a) Süreksizlik düzlemi ile ışın yolunun kesişim noktalarının perturbasyon planı, b) Üç boyutlu hızlı ışın izleme tekniği (Zhao, 1991).....	28
Şekil 3.9: Seyahat zamanı ters çözümü için geliştirilmiş yinelemeli algoritmaya ait akış şeması (Berryman, 1991).....	31
Şekil 3.10: Frekans- magnitüd dağılımları için modellerin şematik gösterimi (Wiemer ve Wyss, 1997).	38
Şekil 3.11: Yatay gradientin en büyük yerlerinin belirlenmesi için grid değerlerinin geometrik düzeni (Blakely ve Simpson, 1986).	45
Şekil 3.12: 3-B modelleme yöntemi kullanılarak oluşturulmuş yeraltı modeli ve bu modelden alınan profiller (Cordell ve Henderson, 1968).	49
Şekil 3.13: İki Boyutlu model geometrisi (Shuey ve Pasquale, 1973).....	50
Şekil 4.1: Çameli bölgesinde TÜBİTAK tarafından kaydedilen depremlerin dağılımı. P- ve S-dalga hızı ters çözümü için tüm veri (mor daireler) arasından seçilmiş 2000' den daha büyük GAP değerine sahip depremler (kırmızı daireler), artı işaretli çalışma ala.....	57
Şekil 4.2: 800, 100, 30 ve 1 sönüm değeri için 5 ve 10 km derinliklerdeki P-hızı değişimi.....	59

Şekil 4.3: 3-B P-hızı ters çözümü için uygulanacak olan indirgeme değerini belirlemede kullanılan ödüneleşme eğrisi. Farklı indirgeme değerleri için tek yineleme işlemi sonucu elde edilmiş ödüneleşme eğrisinden indirgeme değeri 30 olarak belirlenmiştir.	60
Şekil 4.4: Belirli sınırlamalar (Gap>200, en az 6 istasyonda kaydedilen depremler) sonucu seçilmiş veriye ait Wadati diyagramı. En küçük kareler yöntemine göre bir doğru çizilmiştir. V_p/V_s oranı 1.75 olarak hesaplanmıştır.	61
Şekil 4.5: Yatay ve düşey düzlemdeki tahmini ışın yolları. Artı işareti modelin orta noktasını temsil etmektedir.	62
Şekil 4.6: 10x10 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel hız değişim haritaları. Sol üstteki haritada depremler kırmızı dairelerle, istasyonlar ise mavi üçgenlerle gösterilmektedir.	64
Şekil 4.7: 10x10 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel hız değişim haritaları. Sol üstteki haritada depremler kırmızı dairelerle, istasyonlar ise mavi üçgenlerle gösterilmektedir.	64
Şekil 4.8: 5x5 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel mutlak P-hızı haritaları. Sol üstteki haritada depremler kırmızı dairelerle gösterilmiştir. Mavi üçgenler ise istasyonları temsil etmektedir.	67
Şekil 4.9: 5x5 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel hız değişim haritaları.	67
Şekil 4.10: 10x10 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel mutlak V_p/V_s haritaları. V_p/V_s oranları, Wadati diyagramından belirlenmiş 1.75 değerine göre elde edilmiştir. Sol üstteki haritada depremler.	71
Şekil 4.11: 10x10 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel mutlak V_p/V_s haritaları. V_p/V_s oranları, Wadati diyagramından belirlenmiş 1.75 değerine göre elde edilmiştir. Sol üstteki haritada depremler.	72
Şekil 4.12: 5x5 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel V_p/V_s oranı haritaları.	74
Şekil 4.13: 5x5 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel V_p/V_s oranı haritaları.	74
Şekil 4.14: 10x10 km blok modeli için KHIT (Işın Sayısı) değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.	76
Şekil 4.15: 10x10 km blok modeli için DWS (türevsel ağırlıklar toplamı) değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.	77
Şekil 4.16: 10x10 km blok modeli için RDE (çözünürlük) değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi (güvenilir çözümlülük alanları)	78
Şekil 4.17: 10x10 km blok modeli için SPRD (Işın Sayısı) değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.	79

Şekil 4.18: 5×5 km blok modeli için KHIT değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.....	82
Şekil 4.19: 5×5 km blok modeli için DWS değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.....	82
Şekil 4.20: 5×5 km blok modeli için RDE değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi (güvenilir çözümlülük alanları).....	83
Şekil 4.21: 5×5 km blok modeli için SPRD (yayılm) değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.....	83
Şekil 4.22: P-dalga hızı çözümlülük testi için hazırlanmış, 10×10 km'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli. Arka alan hız değeri 5 km/sn olarak alınmıştır	85
Şekil 4.23: P-fazı yapay seyahat zamanlarının ters çözümü sonucu, 10×10 km'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modelinden elde edilmiş tomografik kesit görüntüleri	86
Şekil 4.24: P-dalga hızı çözümlülük testi için hazırlanmış, 5×5 km'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli. Arka alan hız değeri 5 km/sn olarak alınmıştır	87
Şekil 4.25: P-fazı yapay seyahat zamanlarının ters çözümü sonucu, 5×5 km'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modelinden elde edilmiş tomografik kesit görüntüleri	87
Şekil 4.26: Çameli deprem bölgesi için tomografik kesitleri alınan profiller.Beyaz çizgiler profilleri,kırmızı daireler depremleri, beyaz üçgenler istasyonları göstermektedir	89
Şekil 4.27: Çameli bölgesindeki faylanmaya paralel olarak alınan profillerden 5x5 grid modeli için V_p hızı düşey kesitlerinin panel diyagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir	89
Şekil 4.28: Çameli bölgesindeki faylanmaya dik olarak alınan profillerden 5x5 grid modeli için V_p hızı düşey kesitlerinin panel diyagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir	89
Şekil 4.29: Çameli bölgesindeki faylanmaya paralel olarak alınan profillerden 5x5 grid modeli için V_p/V_s oranı düşey kesitlerinin panel diyagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir	89
Şekil 4.30: Çameli bölgesindeki faylanmaya dik olarak alınan profillerden 5x5 grid modeli için V_p/V_s oranı düşey kesitlerinin panel diyagramı. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir	89
Şekil 4.31: 29 Ekim 2007 Çameli Depremi kaynak mekanizma çözümünü ve sonrasında yaklaşık bir yıl içinde meydana gelen deprem aktivitesini gösteren harita.	99
Şekil 4.32: 2003-2011 Çameli ve çevresinde meydana gelen depremlerin kümülatif sayılarının zamana göre değişimi.....	100
Şekil 4.33: 29 Ekim 2007 Çameli depreminin artçı deprem dizisinin kümülatif sayısındaki zamanla değişim.....	100

Şekil 4.34: Çameli depremi artçı şok dizisinin b-değeri hesabı için 0.01o x 0.01o aralığı ile gridlenen harita	101
Şekil 4.35: Çameli depremi sonrası meydana gelen artçı şoklardan hesaplanan b-değeri yüzeysel değişim haritası.....	102
Şekil 4.36: Çameli depremi artçı şoklarından elde edilen b-değerinin derinlikle değişimini gözlemleyebilmek için seçilen KB-GD uzantılı 1. profil.....	103
Şekil 4.37: Çameli depremi artçı şoklarından elde edilen b-değerinin derinlikle değişimini gözlemleyebilmek için seçilen KD-GB uzantılı 2. profil.....	103
Şekil 4.38: Çameli depreminin artçı depremlerinden elde edilen b-değerinin 1. Profil boyunca derinlikle değişimi.....	104
Şekil 4.39: Çameli depreminin artçı depremlerinden elde edilen b-değerinin 2. Profil boyunca derinlikle değişimi.....	105
Şekil 4.40: 2008-2011 yılları arasında Çameli bölgesi deprenselliği (Deprensellik ne düşük ne de yüksek değerin olduğu yerde olmuştur bu iki zon arasında ara geçiş bölgesinde meydana gelmiştir).....	106
Şekil 4.41: Çameli bölgesine ait gravite anomali haritası. 1-8 arası profiller 2-B model oluşturmak için kesit hatlarını göstermektedir.....	107
Şekil 4.42: a) 1 nolu profil b) 2 nolu profil için 2-B modelleri. En üstteki şekiller gravite anomalisini, ortadaki şekiller en alttaki şekillerin büyütülmüş halini temsil etmektedir. 108	
Şekil 4.43: a) 3 nolu profil b) 4 nolu profil için 2-B modelleri. En üstteki şekiller gravite anomalisini, ortadaki şekiller en alttaki şekillerin büyütülmüş halini temsil etmektedir. 108	
Şekil 4.44: a) 5 nolu profil b) 6 nolu profil için 2-B modelleri. En üstteki şekiller gravite anomalisini, ortadaki şekiller en alttaki şekillerin büyütülmüş halini temsil etmektedir. 109	
Şekil 4.45: a) 7 nolu profil b) 8 nolu profil için 2-B modelleri. En üstteki şekiller gravite anomalisini, ortadaki şekiller en alttaki şekillerin büyütülmüş halini temsil etmektedir. 109	
Şekil 4.46: Çalışma alanına ait (-0.5 gr/cm ³) yoğunluk için 3-B derinlik modeli haritası.....	111
Şekil 4.47: Çalışma alanına ait Gravite anomalilerinin yatay gradyanlarının en büyük 'Maxspots'. Genliğin büyüklüğü çemberlerin çapı ile orantılıdır. AKF:Alcı-Kelekçi Fayı; Sarıkavak-Kumaşarı Fayı, UÇF: Uzunoluk-Çameli Fayı, DF: Dirmil Fay.....	112
Şekil 4.48: Çameli bölgesine ait rezidüel havadan manyetik anomali haritası. Kare ile gösterilen bölge çalışma alanını temsil etmektedir.....	113
Şekil 4.49: Çalışma alanına ait Kutba İndirgenmiş havadan manyetik anomali haritası.....	114
Şekil 4.50: Çalışma alanına ait Analitik Sinyal haritası. Siyah noktalar çalışma alanında meydana gelen depremleri göstermektedir.....	115
Şekil 5.1: Gürer ve diğ., (2004)'de verilen Manyetotellürik profil boyunca a) öz direç b) iletkenlik değişimi.....	119

TABLO LİSTESİ

	Sayfa No
Tablo4.1: 3-B hız yapısı ters çözümlerinde kullanılan 1-B hız modeli.....	58
Tablo 5.1: Kayaçların içerisinde bulunduğu çeşitli fiziksel şartlara göre sismik parametrelerin değişimi (Sander, 1993).....	107

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Simgeler

Açıklama

<i>A</i>	: x eksenine ile manyetik kuzey arasındaki açı
<i>F</i>	: Yer manyetik alan şiddeti
<i>FΔT</i>	: Manyetik alanın Fourier dönüşümü
<i>FΔT_r</i>	: Kutba indirgenmiş anomalinin Fourier dönüşümü
<i>I</i>	: Manyetik eğim
<i>k</i>	: Manyetik duyarlılık
<i>Mc</i>	: Tamamlılık magnitudü
<i>Qc</i>	: Soğrulma faktörü
<i>T</i>	: Sismik dalgaların seyahat zamanı
<i>V_p</i>	: P-dalgası hızı(km/s)
<i>V_s</i>	: S-dalgası hızı(km/s)
2-B	: 2 boyutlu
3-B	: 3 boyutlu

Kısaltmalar

Açıklama

ACH	: Aki, Christofferson ve Husebye'nin gerçekleştirdiği ilk ters çözüm
BFMZ	: Burdur-Fethiye Makaslama Zonu
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
DWS	: Türevsel Ağırlıklar Toplamı
Fatomo	: Husen ve Kissling (2001) tarafından önerilen ışın izleme yöntemi
GAP	: Azimutal Boşluk
IA	: Isparta Açısı
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KHIT	: Işın Sayısı
LET	: Yerel Deprem Tomografisi
LS	: En Küçük Kareler Yöntemi
MTA	: Maden Tetkik Arama
SIRT	: Eş zamanlı ve yinelemeli yeniden yapılandırma yöntemi
SPRD	: Yayılım Fonksiyonu
SVD	: Tekil Değer Ayrışımı Yöntemi
TEF	: Trakya-Eskişehir Fayı
UDİM	: Ulusal Deprem İzleme Merkezi
USGS	: Birleşik Devletler Jeoloji Araştırma Kurumu

ÖZET

DOKTORA TEZİ

ÇOK DİSİPLİNLİ YAKLAŞIMLA DEPREM FİZİĞİNİN İNCELENMESİ

Fahriye AKAR

İstanbul Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. A. Oğuz ÖZEL

Ülkemiz jeolojik ve tektonik açıdan oldukça karmaşıktır. Bu nedenle bu çalışma ile daha belirgin ve net sonuçlara ulaşabilmek için mümkün olduğunca fazla parametre ile Türkiye'nin en önemli sorunlarından biri olan deprem riskine farklı bakış açıları sergilenmiş ve deprem fiziği araştırılmıştır.

Bu tezde Çameli (Denizli) bölgesinde aktif deprem zonunda çeşitli sismolojik, gravite ve manyetik çalışmalar yapılmıştır. TÜBİTAK Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü ile Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesinin ortaklaşa yürüttükleri "Deprem Sonrası Acil Gözlem Araştırmaları" projesi kapsamında Çameli bölgesinde kurulmuş olan 10 adet sismometre ile 29 Ekim 2007 (ML=5.1) Çameli depremi sonrası 700 den fazla deprem kaydedilmiştir. Daha doğru sonuçlar elde edebilmek için yüksek kalitede depremler seçilerek yerel deprem tomografisinde kullanılmıştır. Böylece Çameli bölgesinin 3-B Vp ve Vp/Vs yapısı elde edilmiştir.

Çameli Bölgesinde 29 Ekim 2007'de meydana gelen M=5.1 büyüklüğündeki depremin artçı şokları kullanılarak frekans-magnitüd ilişkisindeki b değerinin yüzeysel ve derinlikle değişimi incelenmiştir. Bu analiz için gerekli veriler, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi (UDİM)'den temin edilmiştir.

Çalışma kapsamında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğünden alınan gravite ve manyetik verilerine jeofizik analiz yöntemleri uygulanmıştır. Bölgeye ait 2-B gravite modelleri, 3-B derinlik modeli, yatay gradyan haritası ve analitik sinyal haritaları oluşturulmuştur. Sonuç olarak Çameli bölgesinde meydana gelen depremlerin çoğu

yüksek V_p , V_p/V_s veya yüksek V_p düşük V_p oranı geçiş bölgesinde, yüksek yoğunluk düşük yoğunluk geçiş bölgesindeki yüksek yoğunluklu, anelitik sinyal haritasındaki yüksek genlikli anomalilerin olduğu yerde ve b değerinin düşük (gerilmenin büyük) olduğu bölgelerde meydana geldiği tespit edilmiştir.

Haziran 2015, 156 sayfa.

Anahtar kelimeler: Hız, gerilme, gravite, manyetik, deprem fiziği

SUMMARY

Ph.D. THESIS

INVESTIGATION OF PHYSICS OF EARTHQUAKES BY MULTIDISCIPLINARY APPROACH

Fahriye AKAR

İstanbul University

Institute of Graduate Studies in Science and Engineering

Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Asım Oğuz ÖZEL

Our country is very complex in terms of geologic and tectonic. Therefore one of Turkey's most important problem was exhibited different perspectives to earthquake risk and earthquake physics were investigated order to reach more specific and clear results with many parameters as possible at this study.

In this thesis, different seismological, gravity and magnetic studies were made in active earthquake zones at Çameli (Denizli). 10 seismometers was located on October 29, 2007 (ML = 5.1) with in 'After Earthquake Emergency Observation Research' project which was jointly carried out TUBITAK Earth and Marine Sciences Institute and Disaster Affairs the General Directorate Earthquake Research Department at Çameli Region. More than 700 earthquakes were recorded after Çameli Earthquake. Thus, 3-D Vp and Vp/ Vs structure of Çameli was obtained.

Çameli Region surface and deep changes in the frequency-magnitude relations of b values using aftershocks of the earthquake were investigated. The data required for this analysis, was obtained from Bogazici University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute National Earthquake Monitoring Center (UDİM).

Geophysical analysis was applied to gravity and magnetic data which taken from General Directorate of Mineral Research and Exploration within this study. 2-D gravity model, 3-D model of depth, horizontal gradient and analytical signal maps of the region were created.

As a result Çameli of the majority of earthquake has been found to occur high V_p , V_p / V_s or higher V_p low V_p transition region, high density in a high density low density transition region, where the high amplitude anomalies in anatlitik signal map and low b values (high stress) in region.

June 2015, 156 pages.

Keywords: Velocity, stress, gravity, magnetic, earthquake physics.

1. GİRİŞ

Bu tez kapsamında Çameli bölgesinde çeşitli sismoloji, gravite ve manyetik çalışmalar yapılmıştır. Depremlerin oluşumuyla ilgili her türlü araştırma ve değerlendirme yeraltının yapısal özelliklerine ve dinamiklerine ilişkin bilgi gerektirir. Deprem üretimi sadece mekanik sürece bağlı olmayıp aynı zamanda kabuktaki ve üst mantodaki maddelerin heterojenitesi, akışkanlığı, sıcaklığı gibi fiziksel ve kimyasal özellikleriyle de yakından ilişkilidir (Zhao ve diğ., 2002, 2004). Dolayısıyla deprem fiziğini anlamak için jeofizik mühendisliğindeki farklı disiplinleri bir arada kullanarak farklı fiziksel parametreleri değerlendirmek önemlidir.

Deprem sismolojisi tüm jeofiziksel disiplinler arasında yerin iç yapısı hakkında en yüksek dereceden çözünürlükle bilgi sağlamaktadır (Lay ve Wallace, 1995; Cristensen ve Mooney, 1995; Mejia, 2001). Bu nedenle bu tezde öncelikle sismoloji çalışması yapılmıştır. Yerel deprem tomografisi ile Çameli Bölgesi'nin derinlikle değişen hız yapısı ve V_p/V_s oranı elde edilmiştir. Bir diğer sismoloji çalışması ise Gutenberg-Richter formülündeki birçok araştırmacı (Scholz, 1968; Urbancic ve diğ., 1992; Wyss ve diğ., 1997; Wiemer ve Katsumata, 1999; Sobiesiak, 2000) tarafından gerilme ile ilişkilendirilen b -değeri değişiminin incelenmesidir. Bununla birlikte Çameli gravite verilerine jeofizik analiz yöntemleri uygulanmıştır. Böylece Çameli bölgesinin depremselliğini etkileyen yapı sınırları ve süreksizlikler tespit edilmiştir. Ayrıca Tomografi yönteminde kullanılan 8 profil boyunca 2-B Gravite modelleri elde edilmiştir. Son olarak jeofizik disiplinlerden biri olan manyetik yöntem kullanılmıştır. Manyetik verilere yukarı uzanım yöntemi, analitik sinyal yöntemi uygulanmıştır. Manyetik verilere uygulanan yukarı uzanım yöntemiyle derinlik ve rejyonel değişimler izlenmiş analitik sinyal uygulanarak da yapı sınırları ortaya çıkarılmıştır. Son olarak tomografi yöntemiyle elde edilen hız değerleri ile bölgede daha önce yapılan manyetotellürik çalışmayla elde edilmiş özdirenç değişimi karşılaştırılmış ve bu çalışmada elde edilen tüm sonuçlar deprem oluşumu ile ilişkilendirilmiştir.

Bu çalışmanın amacı farklı disiplinlerle (tomografi, gerilme, iletkenlik, gravite ve manyetik) yoğun deprem potansiyelinin olduğu aktif tektonik bir bölge olan Çameli Bölgesi'ndeki depremlerinden yola çıkarak deprem fiziğinin araştırılmasıdır. Bu çalışma Türkiye'nin depremselliğinin anlaşılması ve tektonik yapının aydınlatılması, yerel zemin araştırma konularında gerekli önbilgi birikimi sağlaması açısından çok önemlidir.

1.1. ÇALIŞMA ALANININ TANITILMASI

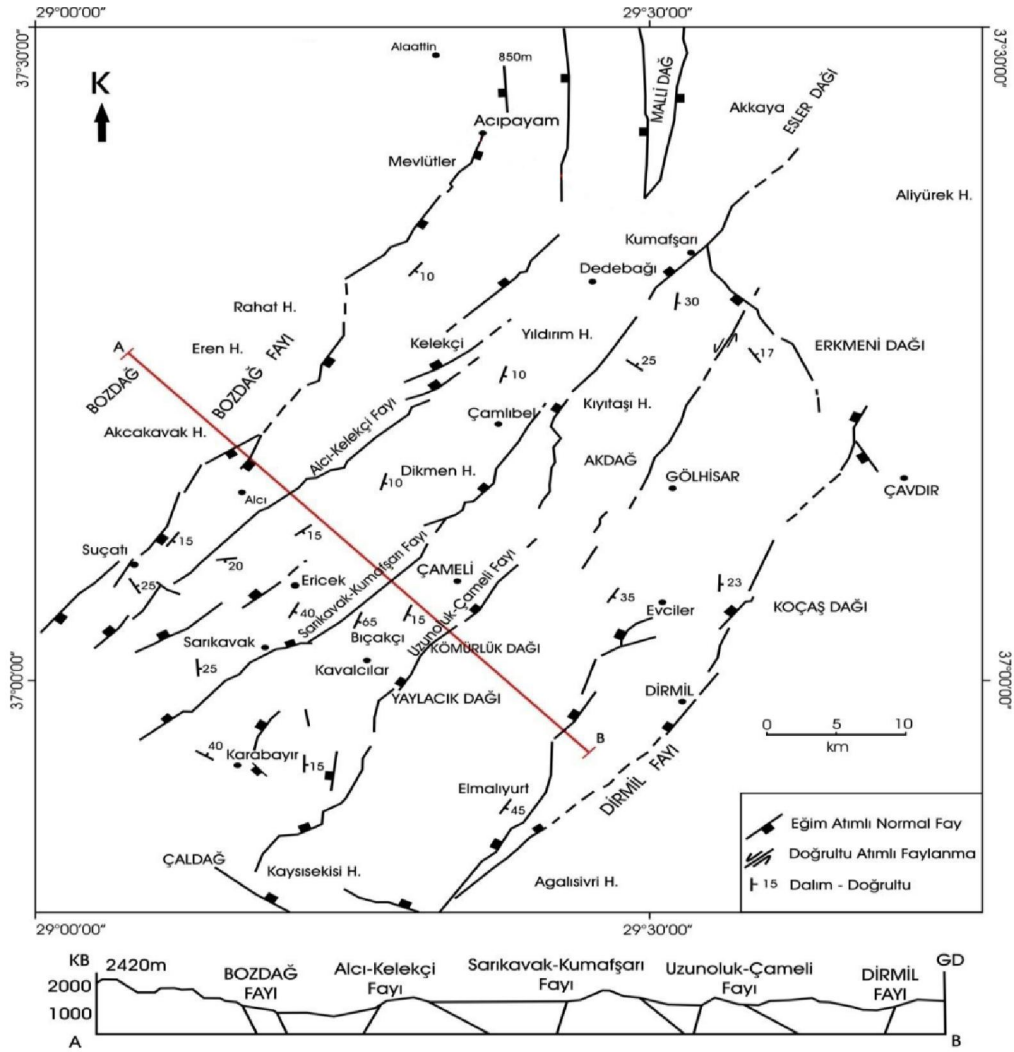
Çalışma alanı (Şekil1.1) Fethiye-Burdur Fay Zonu'nu oluşturan KKD-GGB gidişli havzaların oluşturduğu büyük ölçekli bir alanın parçasıdır (Taymaz ve Price, 1992). Alanın güneydoğu kesiminde yer alan Dirmil Fayı ve kuzeybatı kesiminde yer alan Bozdağ Fayı, Çameli formasyonunu sınırlayan temel normal fayları (Şekil1.2) oluşturmaktadır (Alçıçek, 2005 ve 2006). Çalışma alanında yer alan Çameli Havzası'nın içinde bulunduğu Batı Anadolu'da, günümüze kadar etkinliği süren genişlemeli Neotektonik döneme ilişkin farklı birçok görüş bulunmaktadır.



Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.

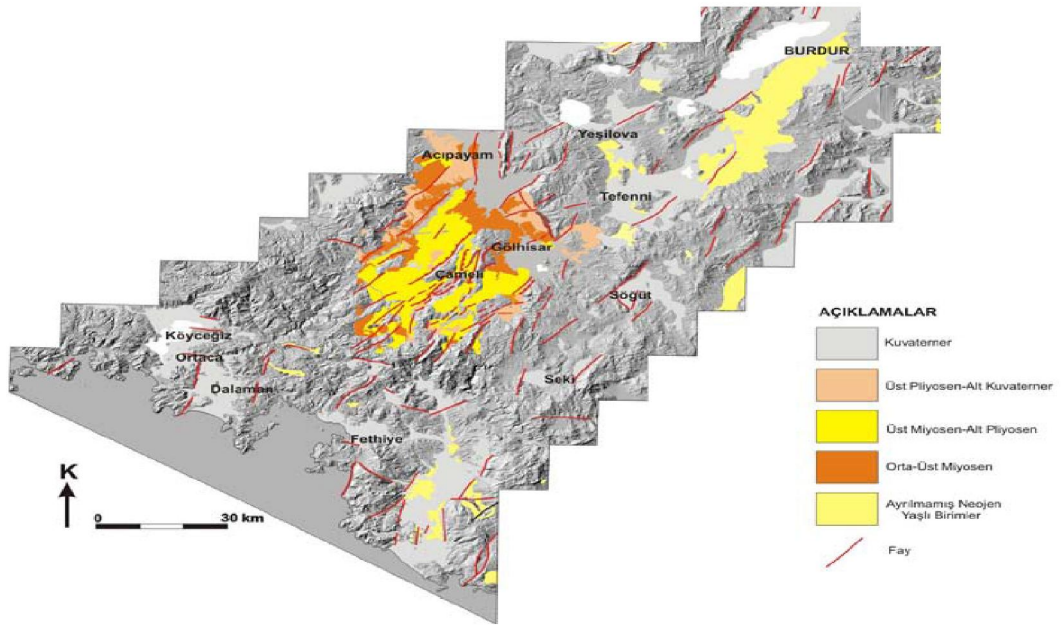
Dewey ve Şengör (1979)'ün savunduğu tektonik kaçma modeline göre, Anadolu levhacığının B-GB yönlü hareketi, Geç Serravaliyen'de Arap-Avrasya levhalarının

Güneydoğu Anadolu'da Bitlis kenet kuşağı boyunca çarpışmasından sonra, Batı Anadolu'da bir genişleme rejimi oluşturmuştur. Anadolu levhası, bu çarpışmanın ardından meydana gelen sıkışmayı önce kalınlaşarak, daha sonra Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru hareket ederek karşılamıştır. Bu hareket, Ege Denizi ile Batı Anadolu'da D-B yönlü bir sıkışma, buna karşılık K-G yönlü bir genişleme meydana getirmiştir (Şengör,1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğerleri, 1985). Le Pichon ve Angelier (1979) tarafından savunulan yarıda açılma modeline göre, Afrika levhasının kuzey kenarının Hellen yayı boyunca kuzeye dalması sonucunda Ege bölgesinde Geç Serravaliyen-Tortoniyen'de başlayan kabuksal gerilme meydana gelmiştir.



Şekil 2.: Çameli-Göhlisar havzasının ve yakın çevresinin aktif fay haritası (Alçiçek ve diğ., 2005).

Seyitoğlu ve diğ., (1991) tarafından önerilen orojenik çökme modeline göre ise, aşırı kalınlaşan kabuğun yayılması sonucu genişlemeli neotektonik rejim başlamıştır. Bu olay, Paleosen çarpışması ile İzmir-Ankara-Erzincan Neotetis süturu boyunca Anadolu levhasının kısalıp kalınlaşmasını takiben Geç Oligosen- Erken Miyosen'de başlamıştır. Bu bölgesel modellerin hangisi geçerli kabul edilirse edilsin, bulgular; Çameli Havzası'nın Geç Miyosen'de açıldığını ve tektonik kontrolün açılmadan sonra da sürdüğünü göstermektedir. Son yapılan çalışmalar Çameli ve Gölhisar havzalarının güneybatı Anadolu'daki gerilme rejimine bağlı oluşan sol yanal hareketin sonucu olarak oluşmuş KD-GB yönlü dağ arası (intermontane) havzalar olduğunu göstermektedir (Elitez ve diğ., 2009). Burdur Fethiye Fay (FBF) Zonu üzerinde genç sedimanların en yaygın haritalanabildiği Neojen havzalar Çameli ve Gölhisar bölgesindedir (Şekil 1.3). Havza dolgusu içinde ayrılan fasiyes toplulukları ile bu toplulukların yanal ve düşey ilişkileri, havza evrimine ilişkin doğrudan ve daha güvenilir verilerdir.



Şekil 1.3: Burdur-Fethiye Fay Zonu üzerinde bulunan Neojen ve Kuvaterner yaşlı birimler ve faylar (Yaltrak ve diğ., 2010).

Bunlara göre Çameli Havzası değişik zamanlarda başlıca üç genişleme evresinde oluşmuştur. Çameli grabeni alüvyon yelpazesi, akarsu ve gölssel ortamlarda depolanmış tortullar içerir. Havzadaki tortul depolanması, Vallesiyen zamanında (10.8-8.5 My) bir genişleme ile başlamıştır. Bunun ardından meydana gelen ikinci genişleme evresi, Geç Ruskiniyen zamanında (3.8-3.2 My) ve üçüncüsü ise, Geç Villaniyen zamanında (2.6-1.8 My) meydana gelmiştir. Her bir genişleme evresinde, diğer evrelerden az-çok farklı depolanma sistemleri meydana gelmiştir. Birbirini izleyen bu genişleme evreleri, KD gidişli havzayı daha dar yarı grabenlere bölmüş ve graben kenarına paralel yeni faylar meydana getirmiştir (Alçıçek ve diğ., 2004). Kuvaterner yaşlı alkalen temel kayalar bazik bileşimde ve plaka içi volkanitlerin özelliklerini (Şekil 1.3) göstermektedir (Güleç, 1991).

Çameli havzasında üst kabukta meydana gelen depremler KKD-GGB yönlü açılma rejimi gösterdiği halde GPS verileri bu bölgenin KB-GD yönlü sıkışma altında olduğunu göstermektedir. Son zamanlarda meydana gelen Çameli deprem etkinliğine bakıldığında, FBF zonunun Güneybatı ucunda deprem kümelenmesinin yer aldığı söylenebilir. 2007 yılında başlayan bu etkinlikte en büyük depremin magnitüdü $M_w=5.1$ dir. Bunun dışında $M>3$ olan çok sayıda deprem meydana gelmiştir (Canbay, 2009).

2. GENEL KISIMLAR

2.1. SİSMİK TOMOGRAFİ İLE İLGİLİ YAPILAN ÇALIŞMALAR

Sismoloji alanında yeni bir teknik olan tomografi, 1980'lere kadar 3-B ters çözüm olarak adlandırılmaktaydı. İlk uygulaması, 1974 yılında Birleşik Devletler Jeoloji Araştırma Kurumu (USGS)'in orta California'da kurmuş olduğu sismik ağdan elde edilen, telesismik *P*-dalgası verilerini kullanarak San Andreas fay kuşağı altındaki yer yapısını bulan Keiti Aki ve arkadaşları tarafından yapılmıştır (Aki, 1993). Gerçek anlamda ilk 3-B ters çözüm yöntemi, Aki, Christofferson ve Husebye (ACH yöntemi) tarafından, 1974 yılında NORSAR diye adlandırılan Kuzey Norveç'teki bir merkezde gerçekleştirilmiştir. Bundan bir yıl sonra Aki ve Lee (1976), yöntemi yerel depremlere uygulanabilir hale getirmişlerdir. Bu çalışmalar, Aki ve diğ., (1976, 1977) ile Aki ve Lee (1976) tarafından yayımlanmıştır. Birkaç yıl içerisinde bu yöntem, dünya üzerindeki 25 ağdan elde edilen verilere uygulanmış ve 20 km'den 3000 km'ye kadar elde edilen 3-B hız anomalileri, bazı tektonik bölgelerle karşılaştırılarak yorumlanmıştır.

Hirahara (1977), yüksek hızlı Pasifik levhasının Japon dalma-batma kuşağındaki üst manto bölgesini, bu yöntemle incelemiştir. 1980'lerin ortalarında Clayton ve Comer (1983), Nolet (1990) gibi araştırmacılar, tıbbi uygulamalarda çok iyi test edilen tomografi yöntemini, deprem verilerine uygulamışlardır. Dziewonski ve Anderson (1984), Tonimoto ve Anderson (1984), Woodhouse ve Dziewonski (1984) gibi araştırmacılar, tüm dünya ölçeğinde sismik görüntülemeyi başarmışlardır. Bu sonuçların jeoid dağılımı ve jeodinamik ile uyum içerisinde olduğu görülünce, sismik tomografiye olan güvenilirlik daha da artmıştır (Aki, 1993).

Zhao (1990), Japonya'daki sismik hız yapısını bulmak amacıyla, 470 yerel depremden elde edilen 14045 *P*- ve 4350 adet *S*- dalgası varış zamanını kullanmıştır. Veri, 200x800 km²'lik bir alan içerisinde, birbirlerine olan uzaklıkları yaklaşık 50'şer km olan 61 istasyondan elde edilmişti. Zhao (1990)'nun modelinde düzensiz şekilli hız süreksizlikleri bulunmaktaydı. Doğrusallaştırılmış ters çözüm problemi, hem doğrudan ters çözüm hem de Nolet (1985) tarafından geliştirilen yinelemeli algoritma LSQR ile

çözümüştür. Zhao (1990), her iki yöntemle de bulunan sonuçların hemen hemen aynı olduğunu görmüştür. Benzer bir karşılaştırma Humpreys ve Clayton (1988) tarafından doğrudan ters çözüm ile yinelemeli geri-gösterim (back-projection) arasında yapılmıştır. Bu karşılaştırmada, yer altı yapısının görüntülenebilmesi için geri-gösterim yönteminin doğrudan ters çözüme göre çok daha fazla bilgisayar kapasitesi gerektirdiği bulunmuştur (Kaypak, 2002).

Barış ve diğ., (2005) tarafından, 3D tomografi yöntemiyle, tüm Marmara'yı kapsayacak şekilde, yaptıkları çalışma sonucunda, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) 'nun batı kesiminin hız yapısının kuvvetli yanal ve düşey değişim gösterdiği ve bu bölgede mikro deprem etkinliği ile hız değişimleri arasında kesin bir ilişkinin bulunamaması ile birlikte 17 Ağustos Kocaeli Depremi ve bazı büyük artçı depremlerin çoğunun yüksek hıza sahip bölgeler ile yüksek hız - düşük hız geçiş zonlarının arasında meydana geldiğini belirlemişlerdir. Yine aynı çalışmanın sonuçlarına göre Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı'na yakın kesimi ile İznik-Mekece Fayı civarının muhtemel yamulma enerjisinin biriktiği ve ileride kırılarak açığa çıkabileceği potansiyel deprem üretecek bölgeler sınıfında olduğunu ifade etmişlerdir (Alkan ve diğ., 2007).

Alkan ve diğ. (2007), Sakarya baseninin 3-B sismik hız yapısını 17 Ağustos 1999 depreminin artçı sarsıntılarını kullanarak belirlemişlerdir. Bir-boyutlu (1-B) hız yapısını belirlemek için VELEST programını, tomografik ters çözüm işlemi için SIMULPS14 (Kissling, 1995) programını kullanmışlardır.

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

Aktar ve diğ. (2004), Erzincan havzasının 3-B üst kabuk sismik hız yapısını belirlemek amacıyla 13 Mart 1992 de meydana gelen Erzincan depreminin artçı sarsıntılarında elde edilen varış zamanı verilerine tomografik ters çözüm işlemi uygulamışlardır. Çalışmalarında 25 istasyon tarafından kaydedilen 1240 depremin 21000 *P*-ve 10000 *S*-dalgası varış zamanını kullanmışlardır.

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

Nakamura ve diğ. (2002), 17 Ağustos 1999 İzmit depremin artçı sarsıntılarını kullanarak İzmit bölgesinin 3-B *P*-dalgası hız yapısını belirlemiştir. 1-B başlangıç hız modeli olarak IZINET ağının rutin deprem lokasyon çalışmalarında kullanılan hız modelini kullanmışlar ve tomografik ters çözüm işlemi için Zhao ve diğ. (1992)'nin geliştirmiş olduğu TOMOG3D programını kullanmışlardır. Kuleli (1992), Ege bölgesinin 3-B sismik dalga hız değişimini, telesismik veri seti kullanarak, sismik tomografi yöntemiyle incelemiştir. Çalışmalarında Aki ve diğ. (1977) tarafından geliştirilen klasik ACH yaklaşımına dayanan bir tomografi ters çözüm tekniği kullanmıştır. Çalışmadan elde edilen sonuçları bölgenin depremselliği ile karşılaştırarak, kabuk ve üst manto hızlarını her istasyona ait zaman-uzaklık grafiklerinden hesaplamıştır (Aslan, 2008).

2.2. b- DEĞERİ İLE İLGİLİ YAPILAN ÇALIŞMALAR

Ogata ve diğ. (1991), 1983-1988 yılları arasında Kanto bölgesinde 13528 olay için *b*-değerlerinin bölgesel değişimlerini değerlendirmişler ve *b*-değerlerinde düşey yönde gözlenen değişimlerin yatay değişimlere oranla daha büyük olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca, *b*-değerlerindeki değişimlerin sismik dalga hızlarıyla önemli derecede ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Çalışma sonucunda, daha yüksek *b*-değerine sahip bölgelerin daha düşük, küçük *b*-değerine sahip bölgelerin daha büyük *P*-dalgası hızıyla orantılı olduğunu ve ayrıca yüksek *b*-değerli bölgelerin daha yüksek *S*-dalgası soğrulması, düşük *b*-değerli bölgelerin daha düşük *S*-dalgası soğrulması ile ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır.

Wiemer ve Katsumata (1999), 1986-1997 yılları arasında dört büyük depreme ait (Landers, Northridge, Morgaln Hill ve Kobe) artçı şok dizisinin deprem sayısı-magnitüd ilişkisini ifade eden b -değeri ile artçı şokların zamanla azalma oranını ifade eden, değiştirilmiş Omori yasasındaki p -değerinin bölgesel değişimlerini incelemişlerdir. Bu parametrelerdeki sistematik ve istatistiksel değişimlerin 100 km'lik bir mesafeye kadar ulaşabileceğinin belirtmişlerdir. Bu iki sismik parametredeki bölgesel değişimlerin ana şok süresince oluşan atım miktarı ile orantılı olduğunu ve yüksek b -değerli bölgelerin yüksek atıma sahip alanlarda gözlendiğini ifade etmişlerdir. Ana şok sürecince oluşan ısı akısı dağılımının artçı şok bölgesindeki p -değeri dağılımını etkilediğini, buna karşın gerilme, çatlak yoğunluğu ve gözenek basıncının b -değerini kontrol ettiğini göstermişlerdir. Ayrıca, b ve p -değerlerinin büyük bir artçı şok veya bir sonraki büyük bir deprem olasılığının hesabında kullanılabileceğini (Reasenberg ve Jones, 1989; 1994), b ve p -değerlerindeki bölgesel değişimlerin deprem tehlikesi değerlendirmeleri üzerinde önemli derecede etkili olduğunu ifade etmişlerdir.

Bayrak ve Öztürk (2004), 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremi artçı şok dizileri için ana şoktan sonraki beş aylık zaman dilimi içerisinde, deprem sayısı magnitüd ilişkisindeki b -değeri ile artçı şokların zamanla azalma oranını ifade eden p -değerinin bölgesel ve zamana bağlı değişimlerini incelemişler ve bu parametrelerde gözlenen değişimlerin artçı şok bölgesindeki jeolojik yapıyla ve kırık mekanizmasıyla ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Düzce depremi artçı şok dizisi için b -değeri ile atım arasında doğrusal bir ilişki varken, bu ilişki İzmit depremi için gözlenememiştir. İzmit depremi artçı şok dizisi için, büyük b -değerleri düşük gerilme alanları ile küçük b -değerleri ise yüksek gerilme alanları ile ilişkili olarak hesaplanmıştır. Genelde, düşük b -değerleri bölgesi yüksek ve yüksek b -değerleri bölgesi ise düşük P -dalgası hızıyla aynı bölgelerde hesaplanmıştır. Jeolojik olarak ise, yüksek b ve p -değerleri düşük hıza sahip alüvyon yapılar üzerinde gözlenmiştir. Ayrıca, her iki artçı şok dizisi için en yüksek p -değerleri maksimum atımın olduğu bölgelerle, en düşük p -değerleri ise minimum atımın olduğu bölgelerle ilişkili olarak hesaplanmıştır.

Depremlerde frekans-magnitüd ilişkisini gösteren ($\log N = a - bM$) Gutenberg-Richter bağıntısından belirlenen b -değeri deprem oluşumunun fiziği ile ilgili görüldüğünden

depremlerin istatistiksel analizinde önemli bir parametre olarak kullanılmaktadır (Mogi, 1962; Scholz, 1968). Bazı araştırmacılar, b -değerinin gerilme, gerilme heterojenitesi veya fay düzleminin karmaşıklığı ile kontrol edildiğini (Enescu ve Ito, 2002), tektonizmaya ve deprenselliğe bağlı olarak değişim gösterdiğini ifade etmişlerdir (Frohlich ve Davis, 1993). Deprem kırığı üzerinde kayma serbestliğinin fazla olduğu yerlerde yüksek b -değerleri bulunmuştur (Wiemer ve Katsumata, 1999; Sobiesiak, 2000). Yüksek b -değerleri aynı zamanda genişleme gerilmesinin etkin olduğu yerlerde (Frohlich ve Davis, 1993) ve volkanik bölgelerde, mağma odaları yakınlarında ve fazla çatlaklı hacimlerde gözlenmiştir (Wiemer ve McNutt, 1997; Wiemer ve diğ., 1998; Wyss ve diğ., 1997).

Düşük b -değerleri ise gerilimin fazla olduğu pürüzlerle (asperite) ilişkilendirilmiştir (Wiemer ve Wyss, 1997). Westerhaus ve diğ. (2002) en düşük b -değerleri bölgesinin bir sonraki büyük bir deprem için olası bir yer olabileceğini belirtmişlerdir. Doğrultu atımlı fay zonlarında daha derinlerdeki gerilim artışına bağlı olarak b -değeri derinlikle azalır (Mori ve Abercrombie, 1997; Wiemer ve Wyss, 1997).

Enescu ve Ito (2002), 6 Ekim 2002 Western Tottori depreminden sonra deprem sayısı-magnitüd ilişkisindeki b -değerinin bölgesel değişim analizlerini yapmışlar, b -değerlerinde gözlenen değişimlerin önceki kırıkların yanında ana şoktan sonraki gerilme dağılımıyla ilişkili olduğunu, mevcut kırıklara sahip bölgelerdeki nispeten düşük gerilmelerin bu alanlardaki yüksek b -değeri ile, buna karşın nispeten düşük b -değerli bölgelerin ana şoktan sonraki daha yüksek kayma gerilmesi ile ilişkili olduğu sonucuna varmışlardır. Ayrıca, atım gösteren bölgelerin büyük b -değeri gösteren daha fazla kırıklı yapıya sahip olduğunu, Öztürk ve diğ. (2008), 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin bölgesel ve zamana bağlı değişimlerini analiz etmişlerdir. b -değerinin bölgesel değişimlerini hesaplamışlar ve bu değer genel olarak artçı şok bölgesinin kırık mekanizması ve materyal özellikleri ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Montuori ve diğ. (2010), Wadati-Benioff Zonundaki üst düzlem içinde ve üzerleyen plakanın heterojenitesini araştırmak amacıyla Yeni Zellanda'daki Wellington bölgesindeki dalma batma zonundaki 1990-2005 yılları arasında meydana gelmiş 50314 adet depremi içeren katalog kullanarak b -değerini haritalamışlardır. Palaka ara yüzeyine yakın bölgelerde akışkanların ve heterojenitenin neden olduğu yüksek b -değeri (~ 1.7), 40 km derinlikten

aşağıda Wadati-Benioff Zonunda ve 10 km derinlikteki üzerleyen plakada yüksek deformasyon oranını yansıtan ve akışkanca zengin olmayan, heterojen olmayan bölgelerde düşük *b*-değerleri tespit etmişlerdir.

2.3. GRAVİTE VE MANYETİK İLE İLGİLİ YAPILAN ÇALIŞMALAR

Blakely (1995), manyetik özellik göstermeyen kayalar ile manyetik özellik gösteren kayalar arasındaki manyetizasyon farkından faydalanarak, fayların ve jeolojik yapıların yerlerinin belirlenebileceğini açıklamıştır.

Sarı ve Şalk (2004), Batı Anadolu'nun tortul tabaka kalınlığını belirlemek için gravite verilerine 2-B ve 3-B analiz uygulamışlardır. Çalışmalarında MTA ve Maden Araştırma Genel Müdürlüğü tarafından 1/500.000 ölçekli hazırlanan Türkiye Bouguer Anomali Haritasını kullanmış ve 5 km aralıklarla sayısallaştırmışlardır. Bouguer gravite profillerinin 2-B analizinde Büyük Menderes grabeninin maksimum kalınlığının 2.5-3.0 km, Gediz grabeninin 1.5-2.0 km ve Denizli Kızıldere-Sarayköy alanının ise 2.0 km kalınlıkta olduğunu bulmuşlardır. 3-B analiz çalışmalarında ise farklı yoğunluk değerleri varsayılarak kalınlıkları tahmin etmeye çalışmışlardır. Bunun sonucunda Gediz grabeninin 1.5-2.5, Büyük Menderes grabeninin 1.5 km kalınlıkta, Denizli'ye doğru Kızıldere-Sarayköy jeotermal alanın 2.0-2.5 km kalınlıkta olduğunu bulmuşlardır. Batı Anadolu'nun Graben sisteminin negatif gravite anomali değeri ve horstların ise pozitif gravite anomali değeri gösterdiğini elde etmişlerdir.

Bilim (2007), MTA Genel Müdürlüğü'nün 600 m yükseklikten uçularak 5 km aralıklı uçuş hatları boyunca elde ettiği havadan manyetik veri ve gravite verilerini kullanarak Batı Anadolu'nun Denizli ve Kütahya bölgelerini tektonik özellikleri ve termal yapıları bakımından incelemiştir. Çalışmada Manyetik verilere Langel (1993) algoritmasına göre IGRF (International Geomagnetic Reference Field) düzeltmesi yapılmıştır. Denizli ve Kütahya arasındaki bölgenin Curie noktası derinlik haritası ve termal gradyan haritası havadan manyetik anomali verilerinden elde edilmiştir. Curie noktası derinliğinin Kütahya için 7 km'den küçük, Denizli için 9 km'den büyük olduğu ve Batı Anadolu'nun Curie noktası derinlik değerlerinin 10-14 km arasında değiştiği belirlenmiştir. Bouguer anomali haritasında ince kabuk ve düşük yoğunluk dağılımı ile bağlantılı olarak Denizli yakınlarında ve Kütahya'nın KB kesiminde şiddetli negatif

değerler görülmektedir. Gravite verilerinden çalışma bölgesinin kabuk kalınlığının 28 km ile 36 km arasında olduğu belirlenmiştir.

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ

‘Tomografi’ terimi, tıp biliminde, X ışınları kullanılarak uygulanan CAT (Computer Aided Tomography) tekniğinden alınmıştır ve bedeni kesitler halinde görüntüleme işlemidir. Sismik tomografi, yer içinin bloklara bölünerek doğal ve yapay kaynaklı sismik dalgalar yardımıyla hız yapısının belirlenmesi yöntemidir. Sismik dalgaların varış zamanları, deprem kayıt istasyonlarında kaydedilen sismogramlardan okunmakta ve önceden belirlenen başlangıç hız yapısı modelinden hesaplanan varış zamanları arasındaki farklar kullanılmaktadır (Aki, Christofferson ve Husebye, 1977).

Sismik tomografi, fay zonlarının belirlenmesinde, volkanik ve jeotermal alanlarda oluşan magma ceplerinin ortaya çıkarılmalarında Thurber ve Aki (1987), dalma-batma zonlarındaki dalan levhanın görüntülenebilmesinde (Spakman, 1988), levha sınırlarının belirlenmesinde Dziewonski (1984) kullanılır.

Sismik tomografi; uygulanan alanın büyüklüğüne, kullanılan kaynak ve dalga türüne, ışın izleme yöntemine ve ters çözüm yöntemine göre çeşitli gruplar şeklinde sınıflandırılabilir.

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

3.1.1. Tomografi Çeşitleri

3.1.1.1. Kullanılan Kaynak Türüne Göre

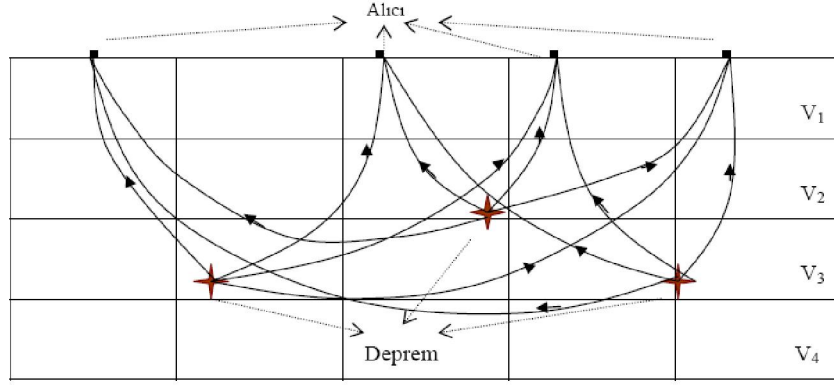
Doğal kaynaklı (deprem) ve yapay kaynaklı (patlatma) tomografi olmak üzere ikiye ayrılır. Doğal kaynaklı tomografi, genellikle deprem gibi doğal yollarla oluşan kaynakların ve alıcı olarak deprem istasyonlarının kullanıldığı tomografik çalışmalardır.

Doğal kaynaklı tomografide cisim dalgaları veya yüzey dalgaları kullanılmaktadır. Deprem vb. yeri tam olarak bilinmeyen kontrol dışı bir kaynak söz konusu olduğu için, odak ve hız parametrelerinin eş zamanlı ters çözümü yapılmaktadır (Aslan, 2008). Ters çözüm aşamasında odak-model ödüneşmesi (hypocenter-model coupling) gibi problemlerle karşılaşmaktadır. Deprem tomografisi ile yeryüzünden yerin merkezine kadar tüm yer içi görüntülenebilmektedir (Kaypak, 2002). Kaynağın konumu tam olarak bilinmediğinden odak ve hız parametrelerinin eş zamanlı ters çözümü yapılmaktadır.

Yapay kaynaklı tomografi çalışmaları ise yeryüzünde patlayıcı madde kullanılarak oluşturulan ve daha çok yansıma verileri kullanılarak yer içinin sığ kesimlerini çözümlenmeye yönelik, arama ve mühendislik amaçlı bir tomografi çeşididir. Bu tür çalışmalarda nükleer denemeler sırasında yapılan patlatma kayıtları ve bunları kaydeden ağların istasyonları kullanılmaktadır. Kaynak kontrollü olduğu için koordinatı bilinmekte ve deprem tomografisinde olduğu gibi ters çözüm esnasında bir ödüneşme problemi ile karşılaşılmamaktadır (Kaypak, 2002).

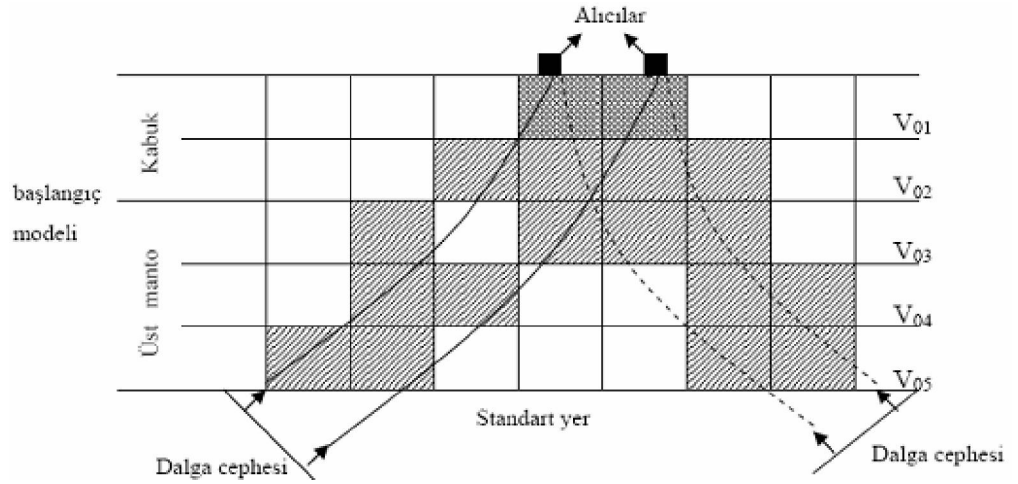
3.1.1.2. Kaynak-Alıcı Geometrisine Göre

Kaynak-alıcı arasında uzaklığa göre sismik tomografi, yerel deprem tomografisi (LET) ve telesismik tomografi olarak ikiye ayrılmaktadır ve genelde doğal kaynaklı tomografide geçerlidir. Yerel deprem tomografisinde depremlerin ve istasyonların aynı model uzayı içinde yer alması gerekmektedir. Kayıt alan istasyonların tüm deprem yoğunluğunu kaplayacak şekilde uygun bir alana yerleştirilmesi gerekmektedir. Güvenilir sonuçların elde edilebilmesi için istasyon sayısı yeterli sayıda olmalıdır. Seyahat zamanları kullanılarak üst kabuk sismik hız yapısı, ters çözüm yöntemleriyle belirlenir (Kaypak, 2002).



Şekil 3.1: Lokal deprem tomografisinin (LET) geometrisi (Thurber, 1985).

Telesismik tomografide uzak-alan depremlerin oluşturduğu, uzun periyotlu ($T > 30$ sn) sismik dalgalar kullanılmaktadır. Tüm yeri içi görüntülenebilir fakat ışın yoğunluğunun azlığı, düşük dalga frekansı ve daha uzak istasyon aralığı olduğu için çözünürlüğü düşüktür. Tüm dünyada meydana gelmiş belirli büyüklükteki depremlerin uluslararası sismolojik gözlem merkezlerinden sağlanmasıyla, hem yüzey hem de cisim dalgalarına ait dalga şekli ve seyahat zamanı verilerinin ters çözümü yapılarak yer içinin yüzeyden merkeze kadar olan kısmı tomografik olarak görüntülenebilmektedir (Kaypak, 2002).



Şekil 3.2: Telesismik tomografi yönteminin geometrisi (Aki ve diğ., 1977).

3.1.1.3. Veri Çeşidine Göre

Seyahat zamanı tomografisi ve dalga şekli tomografisi olmak üzere ikiye ayrılır. Seyahat zamanı tomografisi, kayıtlılarda kaydedilen sismik dalgaların seyahat zamanları kullanılarak, kaynak ile alıcı arasındaki ışın yolu boyunca sismik yavaşlık hesaplanmakta ve ters çözüm teknikleriyle ortamın hız yapısı belirlenir. Dalga şekli tomografisi ise, sismik izlerin dalga şekillerine ters çözüm uygulanarak yer içinin hız yapısı belirlenir (Kaypak, 2002).

3.1.1.4. Uygulama Amacına Göre

Hız tomografisi ve soğurulma tomografisi olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Hız tomografisi, yer içinin yerel ve küresel ölçekte, yapay ve doğal kaynaklar kullanılarak hız dağılımının elde edilmesi için, seyahat zamanı ve dalga şekli verilerinin kullanılmasıyla uygulanan bir tomografi türüdür. İncelenen alanda hem *P*- hem de *S*-fazlarına ait katman hızlarının düşey ve yanal yöndeki değişimleri hesaplanır. Soğurma tomografilerinde, inceleme bölgesindeki detaylı hız dağılımı, yüzey dalgası genliklerinin çözümlemesi ile belirlenir (Romanowicz, 1995). Genlik anomalilerinin çözümlemesi, gözlenen dalga şekillerinin yerel alan etkisine, sismometrelerin kalibrasyonlarına, odak mekanizması bilgilerine ve odaklanma etkilerine oldukça duyarlı olmasından kaynaklanan bazı zorluklara sahip olsa da genlik anomalileri kullanılarak yapılarıdaki küçük değişimler saptanabilir (Yomogida ve Aki, 1987; Laske ve Masters, 1996). Bu tomografi türü genellikle, soğurulmanın 3-B ortam içerisindeki değişiminin daha belirgin olduğu aktif volkanik bölgeler ile fay zonlarında tercih edilir (Kaypak, 2002).

Bu çalışmada yerel deprem tomografisi yöntemi kullanılmıştır. İzleyen bölümde bu yöntem detaylı olarak ele alınacaktır.

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 3-B uzamsal bir ortam içerisinde yer almasıdır. Ancak, hem kaynak dağılımının kontrolsüzlüğü 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 LET daha yüksek ayrırlılığa sahiptir.

Öte yandan telesismik tomografide kullanılan modellerin derinlikleri, sismik ağın boyutuyla ilgili olurken, LET modellerinde bu, bölgedeki en derin odaklı depremle sınırlanmaktadır (Aki, 1982). Başarılı bir tomografik görüntüleme, ancak ve ancak kaliteli bir veri (zamanda iyi senkronizasyon, yüksek sinyal/gürültü oranı, dikkatli ve profesyonelce faz okuması) ve doğru olarak belirlenmiş odaksal parametrelerle sağlanabilir (Kaypak, 2002).

3.2. YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ

Lokal deprem tomografisinde ilgilenilen hacim içindeki sismik olaylar kullanılarak yeraltı yapısı iki ya da üç boyutlu olarak görüntülenebilir (Thurber, 1993). Yeraltının hız yapısının görüntülenmesinde ilk olarak Aki ve Lee (1976) yerel depremleri kullanmışlardır (Gökalp, 1995). Yerel deprem tomografisi yöntemi gözlemsel değerler (kaydedilen sismogramlardan okunan sismik dalgaların varış zamanları) ile bir başlangıç (hız yapısı) modelinden yola çıkarak hesaplanan kuramsal değerler (varış zamanları) arasındaki farkı, eş zamanlı çözüm ile en küçük yapmaya çalışan bir ters çözüm yöntemidir. Odaktan çıkan sismik dalgaların istasyonlara doğru (hız gradyenti nedeniyle) eğrisel olarak ilerlemesine bağlı olarak yerel deprem tomografisi doğrusal olmayan bir ters çözüm problemidir (Gökalp, 1995).

Yerel deprem tomografisi çalışmalarında tanımlanan modelin derinliği, inceleme alanındaki depremlerin derinliği ile sınırlıdır (Aki, 1982). Seyahat zamanı tomografisi için kaynak olarak yerel deprem verilerinin kullanımı, patlatma (kontrollü kaynak) ve telesismik veriler ile karşılaştırıldığında bazı avantajlara sahiptir. Yüksek frekanslı sismik dalgaların kullanılması, bölgeye yerleştirilen istasyonlar arası mesafenin az olması ve incelenen hacimden daha fazla sayıda ışının geçmesiyle daha ayrıntılı bir şekilde görüntülenebilmesini sağlar (Thurber, 1993). Bununla birlikte telesismik tomografi tekniğinde odaktan çıkan sismik dalgaların yörüngeleri doğru şekilde kabul edilir ve ters çözüm problemi doğrusaldır. Ancak yerel deprem tomografisinde yerinde yayılan dalgaların hız gradyenti nedeniyle eğrisel olarak ilerlemesine bağlı

olarak yerel deprem tomografisi doğrusal olmayan bir ters çözüm problemidir (Evans, 1988).

Yerel deprem tomografisi başlangıç modelinin oluşturulması, ışın yolu ve seyahat zamanlarının hesaplanması, ters çözüm yöntemi ve çözüm kalitesinin belirlenmesi gibi dört temel aşamadan oluşmaktadır.

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, V_p hızını hem V_p/V_s oranını hem de soğrulma faktörü Q_p 'yi ters çözüm yöntemiyle hesaplayan bir yazılımdır (Kaypak, 2002).

Sismik tomografide kontrollü kaynak veya uzak alan depremlerinin kullanılmasının yerine yerel depremlerin kullanılmasının avantajlarının yanında dezavantajlarının olduğu bilinmektedir. Yerel depremlerin kullanılmasının en önemli avantajı üç boyutlu uzaydaki dağılımı ve yüksek enerjisidir. Ayrıca bu çalışmalarda kontrollü kaynak verileri tamamlayıcı veriler olarak kullanılabilirler. Yerel deprem verileri daha yüksek frekanslı olması nedeniyle yerel deprem verilerinin kullanıldığı çalışmalarda uzak alan deprem verilerine kıyasla sonuçlar daha yüksek çözünürlükte elde edilmektedir. Uzak alan deprem verilerinin kullanıldığı tomografi çalışmalarında model derinliği bölgedeki alıcı ve kaynak dizilimi ile ilişkili iken, yerel deprem tomografisi

çalışmalarında tanımlanan modelin derinliği, inceleme alanındaki depremlerin derinliği ile sınırlıdır (Aki, 1982).

Yer içine ait çoğu hız modeli, ağırlıklandırılmış gözlemsel verinin ortalamasından yola çıkılarak, basit ve düz modellerden türetilmektedir. Daha sonra bu başlangıç modeli, gözlemsel ile kuramsal değerler arasındaki fark uygun bir değer alınca kadar yeniden düzenlenerek değiştirilir. 3-B ters çözüm için referans bir başlangıç modeli olarak kabul edilen 1-D modelin elde edildiği ters çözüm çalışmalarında, genellikle bu tür bir işlem yolu izlenir. Bu nedenle 3-B tomografiyle elde edilecek sonuçlar, başlangıç referans modeline son derece bağımlıdır (Kissling ve diğ., 1994).

Sismik hız yapısının belirlenebilmesi için toplanan verilere iki aşamalı ardışık bir yöntem uygulanır. Bu aşamalardan ilki 1-B hız yapısının hesaplanmasında kullanılan ters çözüm yöntemi, ikinci aşamada ise hesaplanmış 1-B hız modelinin referans olarak alındığı ve 3-B sismik hız yapısının saptanmasında kullanılan ters çözüm yöntemidir. Ters çözüm yöntemlerinin tümünde amaç; gözlemsel değerler ile bir başlangıç modelinden yola çıkılarak hesaplanan kuramsal değerler arasındaki farkı, eş-zamanlı çözümleme ile en küçük yapmaya çalışmaktır. Eğer kullanılan veri deprem verisi ise bunlara ait gözlemsel ve kuramsal seyahat zamanları arasındaki farkı en aza indirmek, yerel deprem tomografisinin (Local Earthquake Tomography, LET) esasını oluşturmaktadır.

Tomografi, bir çeşit ters çözüm problemdir. Bu, bir ortam boyunca yayılan enerjinin ölçümü ile başlar. Elde edilen bu enerjinin karakteri, yayıldığı ortamın parametrelerini (yavaşlık, hız, vs.) belirlemek için kullanılır. Birçok durumda, bir ortamdaki enerjinin yayılımı, ortam parametrelerinin bir toplamı veya integrali ile tanımlanabilir. Böylece, veri ile ortam parametreleri arasında lineer bağıntı elde edilerek ters çözüm teknikleri uygulanması ile gerçeğe en yakın ortam parametreleri elde edilebilir (Koca, 2003).

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.

3.3. YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİNİN TEMEL TEORİSİ

Yerel deprem tomografisi, ısın yolu izleme teoremi ile ifade edilen, deprem odağından istasyona gelen cisim dalgalarının seyahat zamanı ile baslar. Ters çözüm kuramında, seyahat zamanı türevleri değerlendirilir ve geliştirilmiş bir yer modeli ve bu modele bağlı olarak daha doğru deprem lokasyonları hesaplanır (Thurber, 1993).

Bir i depreminden çıkan ve bir j sismik istasyonunda kaydedilen cisim dalgasının seyahat zamanı T , en basit şekliyle bir ışın yolu integrali ile tanımlanır. Sismik dalganın kaynaktan çıkıp alıcıya ulaşması için geçen seyahat zamanı T ,

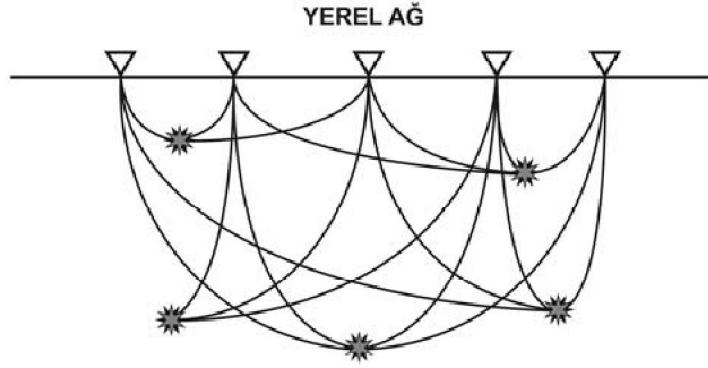
$$T_{ij} = \int_{kaynak}^{istasyon} u ds (3.1)$$

Çizgisel ısın izleme integraliyle hesaplanır. Burada u ortamın hızını, i deprem sıra numarasını ve j istasyon numarasını göstermektedir. Gerçekte gözlenen seyahat zamanı t_{ij} ,

$$t_{ij} = t_j^0 + \int_{kaynak}^{istasyon} u ds (3.2)$$

bağıntısıyla verilir. Burada τ_i depremin oluş zamanını, t_{ij} odaktan alıcıya kadar geçen seyahat zamanını gösterir. Yerel deprem tomografisinde bilinen parametreler istasyon koordinatları ve gerçek seyahat zamanlarıdır. Varış zamanlarını t_{ij} obs hesaplamak için kullanılan formüller ile hesaplanmış eşitlikler kullanılarak seyahat zamanı artığı rezidüeller hesaplanabilir. t_j^0

Yerel deprem tomografisi çalışmalarında, bilinenler sadece alıcı konumları ve gözlenen varış zamanlarıdır. Model parametreleri olarak tanımlanan, kaynak koordinatları (x_1 , x_2 ve x_3), oluş zamanı, ışın yolları ve yavaşlık bölgeleri bilinmemektedir. Yerel deprem tomografisindeki model yapı en basit haliyle, Şekil 3.3'de gösterilmiştir.



Şekil 3.3: Yerel deprem tomografisindeki model yapının genel gösterimi.

Gözlemsel seyahat zamanları deprem odağı ile istasyon arasındaki yol boyunca, istasyon koordinatlarının, oluş zamanı ile odağa ait koordinatları içeren odaksal parametrelerin (τ_i, x_k) ve sismik hızların (m_k) doğrusal olmayan bir fonksiyonudur (Kissling ve diğ., 1994).

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

Ayrıca sismik dalganın istasyona varış zamanı, odak parametrelerinin ve dalganın yayınının doğrultusundaki hız alanının doğrusal olmayan bir fonksiyonu olarak,

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

Burada τ_i^*, X_k^* varsayılan odak parametrelerini ve m_k^* varsayılan hız modeli parametrelerini belirtmektedir. Rezidüeller, odak düzensizlikleri ve hız parametrelerinin standart hataları ile ilişkilidir.

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

Bağıntısı ile hesaplanır. Çalışmanın bundan sonraki kısmında rezidüel kavramı, “kalıntı” olarak ifade edilecektir. Odak ve hız yapısı parametreleri ile ilişkili olan bu kalıntılar, (3.6) bağıntısı ile ifade edilebilir.

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

(3.6) bağıntısı P-ve S dalgaları için kullanılmaktadır. Burada odak ile ilgili terim $\partial T_{ij}/\partial x_k$ kaynak noktasındaki yavaşlık parametresi ile ışın vektörünün çarpımıyla orantılıdır. Bu anlatım,

$$\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} = -\frac{1}{v} \left(\frac{dx_k}{ds} \right)_{kaynak} \quad (3.7)$$

şeklinde ifade edilmektedir (Thurber, 1986). Eğer, bu bağıntıya sınır değerlerini uygularsak (3.7) bağıntısını,

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \sum_{l=1}^L \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l \quad (3.8)$$

olarak yazabiliriz. Burada m_l , hız modelindeki L parametresini temsil etmektedir. $\partial T_{ij}/\partial m_l$, hız modelinin kısmi türevidir.

Hemen hemen tüm yerel deprem tomografisi yöntemleri, (3.6) ve (3.8) bağıntılarına dayanan işlemler ile başlamakta ve daha sonraki ters çözüm, ışın izleme yöntemleri gibi konularda çeşitlilik kazanmaktadır (Tunç, 2008).

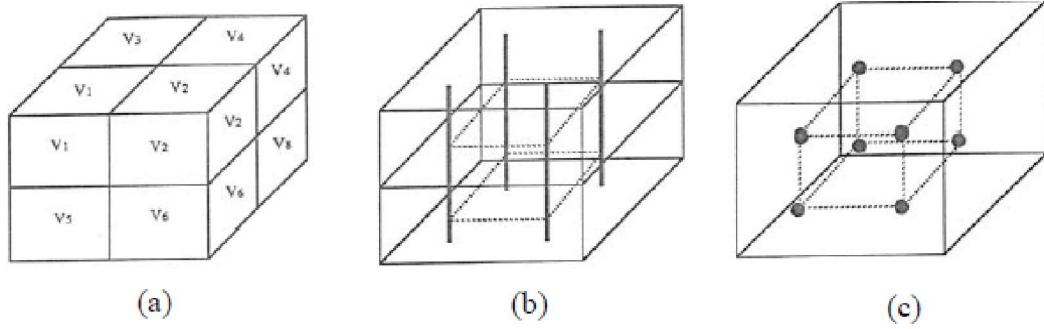
3.3.1. Hız Yapısının Modellenmesi

Yerkabuğu süreksizlikler, faylar, katmanlı yapılar, sokulumlar, kısmi ergime bölgeleri gibi jeolojik düzensizlik içeren heterojen bir yapıya sahiptir (Kaypak, 2002). Yerel deprem tomografisinde inceleme alanı gerçeğe yakın çeşitli yaklaşımlarla 3-B olarak modellenir. Bunun için ortam bloklara bölünür ve her bir blok hız ile parametrize edilir (Şekil 3.4(a)). Ters çözüm probleminde bilinmeyenden daha fazla veri olursa aşırı tanımlı veya gerçek yer yapısının eksik parametre ile temsil edilmesi istenmeyen bir durumdur. Bu problemi aşmak için hız değişimlerini temsil eden binlerce küçük sabit hızlı blok kullanılabilir (Lees ve Crasson, 1989). Aki ve Lee (1976), hedef hacmi, her biri sabit sismik hıza sahip bloklara bölerek basit, avantajlı bir yaklaşım önermişlerdir.

Ancak bu yöntem heterojen yer içi yapısını tam anlamıyla temsil edememektedir (Paige, 1982).

Hawley ve diğ. (1981)'nin yapmış olduğu modelleme ise katmanlı yapı içerisindeki yanal yönde hız değişimi modelidir (Şekil 3.4(b)). Bu yaklaşımda ortam düşey yönde sabit hıza sahip katmanlara ayrılmış ve yanal hız değişimi düşey düğüm çizgileri arasındaki enterpolasyonla sağlanmıştır. Bu düğüm çizgileri arasındaki mesafe katmandan katmana değişiklik gösterebilmektedir. Bu yaklaşımın düşey yöndeki hız değişimlerine duyarsızlığı en büyük dezavantajı olarak vurgulanabilir.

Thurber (1983)'a ait olan bir diğer modellemede ise 3-B gridin düğüm noktaları kullanılmaktadır (Şekil 3.4(c)). Bu modelleme yönteminde ise hız, düğüm noktaları arasında, doğrusal B-spline enterpolasyon bulma ile tüm yönlerde devamlı değişim göstermektedir. Ayrıca bu yöneme alternatif olarak kübik B-spline yöntemi de kullanılmaktadır. Çok karmaşık yapıların çözülebilmesi, hızın her yönde değişimine olanak tanıyan bu yaklaşımla sağlanabilmiştir.



Şekil 3.4: Yer içindeki hız yapısının modellenmesinde kullanılan üç farklı yaklaşımın gösterimi. (a) sabit hızlı bloklar, (b) yatay değişen katmanlar, (c) düğüm noktaları, Kesikli çizgiler uzamsal ortamdaki içdeğer bulmayı göstermektedir (Thurber, 1983).

Lin ve Roecker, (1990), bir dörtgenin her bir yüzeyini tanımlayan komşu dört düğüm noktası grubunu ele alarak 3-B grid yapısı yaklaşımı önermiştir. Zhao (1991) hedef hacmin altını katmanlara bölerek, her katman için ayrı ayrı 3-B grid düğümleri oluşturularak üç-boyutlu hız yapısı yaklaşımı öne sürmüştür (Şekil 3.5). Bu yaklaşımda

Q noktasını çevreleyen sekiz düğüm noktasının koordinatlarının bilinmelidir. Bu koordinatlar IP , JP ve KP ile gösterilmektedir (Aslan, 2008).

$$IP = 1 \quad IP1 = IP + 1$$

$$JP = 1 \quad JP1 = JP + 1$$

$$KP = 1 \quad KP1 = KP + 1$$

olarak verilir. Q noktasının etrafındaki sekiz düğüm noktasının koordinatları,

$$A1(IP, JP, KP)$$

$$A2(IP1, JP, KP)$$

$$A3(IP, JP1, KP)$$

$$A4(IP1, JP1, KP)$$

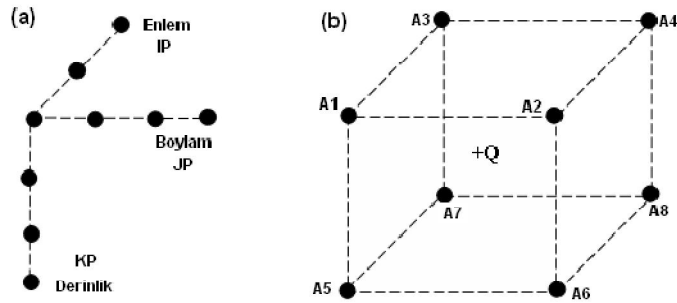
$$A5(IP, JP, KP1)$$

$$A6(IP1, JP, KP1)$$

$$A7(IP, JP1, KP1)$$

$$A8(IP1, JP1, KP1)$$

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



Şekil 3.5: Sekiz düğüm noktasından oluşan model (Zhao, 1991).

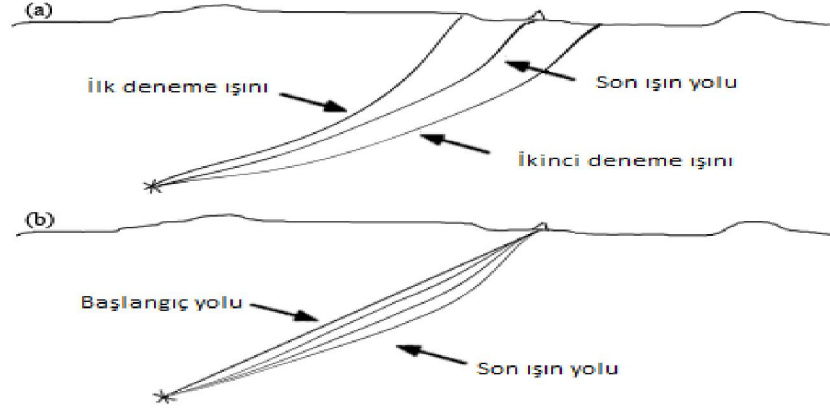
Bu çalışmadaki yerel deprem tomografisi için hız yapısının üç boyutlu grid noktalarına atanan hız değerleri ile temsil edildiği Thurber (1981) yaklaşımı kullanılmıştır. Bu yaklaşımda hızlar tüm yönlerde sürekli olarak değişmekte ve model uzayında herhangi bir noktadaki hız değeri bu noktanın etrafındaki sekiz grid noktası ile yapılan doğrusal

enterpolasyon ile bulunmaktadır (Thurber, 1983). Parametre düzeltmelerinin sadece grid noktalarının çok yakınındaki bölgedeki hız yapısını etkilemesi bu modellemenin bir avantajıdır (Gökalp, 1995).

3.3.2.Seyahat Zamanı Ve Işın Yolunun Hesaplanması

Yerel deprem tomografisinde temel amaç kaydedilen depremlere ait gözlemsel ve kuramsal seyahat zamanları arasındaki farkı en aza indirmektir. Bu nedenle inceleme alanında meydana gelen bir depremde oluşan sismik dalga ile istasyon arasındaki mesafe ve sismik dalganın bu mesafeyi kat etmesi için geçen süre doğru bir şekilde hesaplanmalıdır. Bu işleme ışın izleme yöntemi de denir. Genel olarak tam ve yaklaşık ışın izleme yöntemleri olarak ikiye ayrılmaktadır. Işın izleme iki-nokta sınır değer problemi olarak tanımlanmaktadır. Bu sınır değer problemini çözmek için kaynak ve alıcı konumları belirlenerek, yayılım yollarının tanımlanması gerekmektedir. Matematiksel olarak atış (shooting), eğme (bending), yaklaşık (approximate) ve sonlu farklar (finite-difference) gibi çeşitli ışın izleme yolları vardır. Yaklaşık ışın izleme yöntemlerinin hesaplama hızı yüksektir fakat seyahat zamanlarını hatalı hesaplandığından, seyahat zamanı artıkları, odaksal kısmi türevler ve hız modelinin kısmi türevleri de hatalı hesaplanacaktır. Buna bağlı olarak ışının kaynaktan çıkış yönü ve tek başına ışın yolu hatalı olacaktır (Aslan,2008).

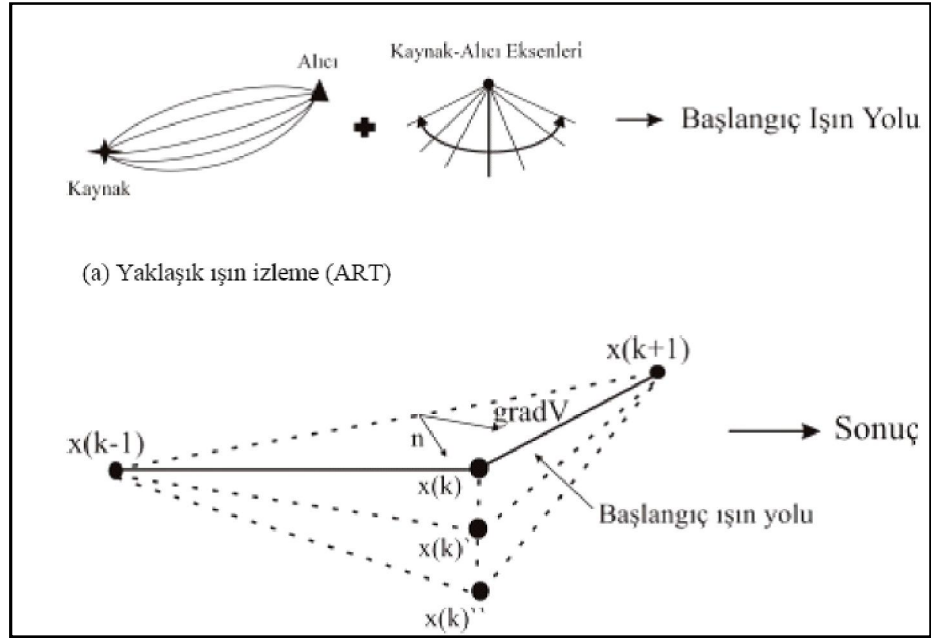
Işının kaynak- alıcı arasında hangi yola karşılık geldiği; ilk ışın yolu, atış ışın izleme yöntemiyle belirlendikten sonra bazı parametreler değiştirilerek, deneme atışlarıyla bulunur (Koch, 1985; Lin ve Roecker, 1990 ve Sambridge ve Kennett, 1990).



Şekil 3.6: Işın izleme yöntemi olarak kullanılan iki temel yaklaşımın gösterimi. Atış ışın izleme yöntemi (a) ve eğme ışın izleme yöntemi (b) gösterilmiştir (Thurber, 1993).

Atış yönteminde odaktan çıkan ışın istasyona ulaşana kadar farklı yollar denir (a), Eğme yönteminde ise istasyon ile odak arasında düz bir ışın yolu oluşturulur ve seyahat zamanını azaltacak şekilde bu doğru muhtelif yerlerinden çekiştirilerek en kısa seyahat zamanı üreten yörünge hesaplanır (b) (Thurber, 1993).

Um ve Thurber (1987), yaklaşık ışın izleme yöntemine dayanan ve eğme yöntemine benzer yalancı eğme yöntemi önermişlerdir. Bu yöntem, tam ışın izleme yöntemleri kadar doğru sonuçlar vermektedir. Yalancı eğme yönteminde Fermat prensibi esas alınır. Buna göre kaynak ve istasyon arasına düz bir ışın yolu çizilir ve daha sonra en kısa seyahat zamanını veren ışın yolu bulununcaya kadar esnetilir. Burada, en küçük seyahat zamanı elde edilene kadar yapılan eğme işlemi, eğme yönteminde olduğu gibi sonlu farklarla değil, seyahat zamanı doğrudan en aza indirilerek yinelemeli olarak yapılmaktadır. Bu yöntem hesaplama hızı açısından diğer yöntemlere göre daha avantajlıdır.



Şekil 3.7: Alıcı ve kaynak arasında en kısa seyahat zamanını üretecek yolun üç-boyutlu yaklaşık ışın izleme ve yalancı eğme yöntemleri (Um ve Thurber, 1987).

Başlangıç ışın yolunun belirlenmesinde yaklaşık ışın izleme, yalancı eğme yöntemi ise deprem ile kaynak arasındaki en doğru ışın yolunun belirlenmesinde kullanılmaktadır. Düğüm noktalarındaki hız değerleri bilindiğinden, düğüm noktaları arasındaki hız değerleri ışın izleme esnasında hesaplanır. Model içinde herhangi bir noktada kullanılacak olan hız değerinin enterpolasyonunu yapmak için, üç-boyutlu ve birinci dereceden aşağıdaki Lagrange fonksiyonu (3.9) kullanılır.

$$(3.9)$$

Burada; x_i hız değeri bilinen düğüm noktalarının koordinatlarını, x_j hızın enterpolasyonla elde edileceği noktanın koordinatlarını belirtmektedir (Alkan, 2007).

Yalancı eğim yöntemini yinelemeli olarak kullanan Zhao, (1991) hız süreksizliklerinde Snell yasasını uygulayan üç-boyutlu bir ışın izleme tekniği geliştirmiştir. Bu

Şekil 3.8 (b)' de odak ile istasyonu birleştiren A1-A5 doğrusu varsayılan başlangıç ışın yoludur. Işın yolunun süreksizliklerle kesişme noktaları A2, A3 ve A4, süreksizlik noktaları ve iki bitişik süreksizlik arasındaki ışın yolu boyunca bulunan noktalar sürekli noktalar olarak adlandırılır. Bu algoritma süreksizlik noktalarındaki hız değişimini bulmak için Snell yasasını, sürekli noktalardaki hız değişimini bulmak için yalancı eğim ışın izleme tekniği kullanır.

Husen ve Kissling (2001) tarafından önerilen “Fat ray” ışın izleme yöntemi en çok bilinen ve yaygın olarak kullanılan bir ışın izleme yöntemidir. “Fat ray” yaklaşımında, ışın ve dalga teorisi yaklaşımlarının her ikisi de kullanılarak yerel depremler için düz çözüm yapılmaktadır. Yayılım zamanları, eikonal eşitliklerinin sonlu farklar (finite difference) yaklaşımı ile hesaplanmaktadır (Podvin ve Lecomte, 1991). Dalgaların Fresnel hacmine olan benzerliği esas alınarak çözüm yapılabilir. Husen ve Kissling tarafından önerilen bu yöntem Fatomo olarak adlandırılır. Bu yaklaşımda, yayılım yolları ve kısmi türevler “fat ray” ler kullanılarak hesaplanmaktadır (Tunç, 2008).

Işın izleme tekniklerine bir diğer yaklaşım da Vidale, (1990)' nin önerdiği sonlu farklar yöntemidir. Bu yöntemde varış zamanlarıyla birlikte dalga genlikleri kabaca kestirilebilmektedir (Kaypak, 2002).

3.3.3. Sismik Tomografide Ters Çözüm Yöntemleri

Ters çözüm problemi bir başlangıç modeli benimseyerek gözlenmiş veriden gerçek model parametrelerinin kestirilmesi işlemidir (Menke, 1989). Yerel deprem tomografisinde başlangıç bir hız modeli ve odak parametreleri belirlenir ve ışın izleme yöntemleriyle her bir depremin istasyonlardaki ilk varış zamanları hesaplanır. Hesaplanan ve gözlenmiş varış zamanları arasındaki farklardan (rezidüeller) ters çözüm sonucu elde edilen hız parametrelerine uygulanacak düzeltme değerleri bulunur. Bu düzeltmeler başlangıç hız modeline uygulanır ve yeni model için yeni deprem konumları belirlenir. Bu şekilde son modelden hesaplanan varış zamanları ile gözlemsel varış zamanları arasındaki fark minimum olana kadar işlem tekrar edilir. Başlangıç hız modeli ve odak parametrelerinin seçimi mümkün olduğunca gerçeğe yakın olmalıdır. Böylece ters çözüm probleminde çözümün gerçek çözüme daha çok yaklaşacaktır (Menke,1989). Ters çözüm kuramında, seyahat zamanı türevleri değerlendirilir ve

geliştirilmiş bir yer modeli ve bu modele bağlı olarak daha doğru deprem lokasyonları hesaplanır (Thurber, 1993).

Yerel deprem tomografisinde hız gradyentinden dolayı ışın yolları doğrusal olmadığından ters çözüm problemi de doğrusal değildir. Sismik tomografi çalışmalarında geri izdüşüm (back projection), en küçük kareler (Least Squares), sönümlenmiş en küçük kareler (Damped Least Squares), tekil değer ayrışımı (Singular Value decomposition), cebirsel yapılandırma yöntemi (Algebraic Reconstruction Technique), eşzamanlı yinelemeli yapılandırma Yöntemi (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique), birleşik ters çözüm (joint inversion) gibi ters çözüm yöntemler yaygın olarak kullanılmaktadır.

Yerel deprem tomografisinde odak parametreleri ve hız parametreleri birbirine bağımlı olduğundan doğrudan en küçük kareler (LS) ters çözümü yapılırsa matris boyutları çok büyük olacaktır ve matris işlemleri zorlaşacaktır. Bu tür büyük matris sistemlerinin çözümünde tekil değere ayrışımı (SVD) yöntemi (Lawson ve Hanson, 1974) kullanılmaktadır. Bu yaklaşımda bilinmeyen sayısının, denklem sayısından az olduğu durumlarda düzeltme miktarının hesaplanmasında,

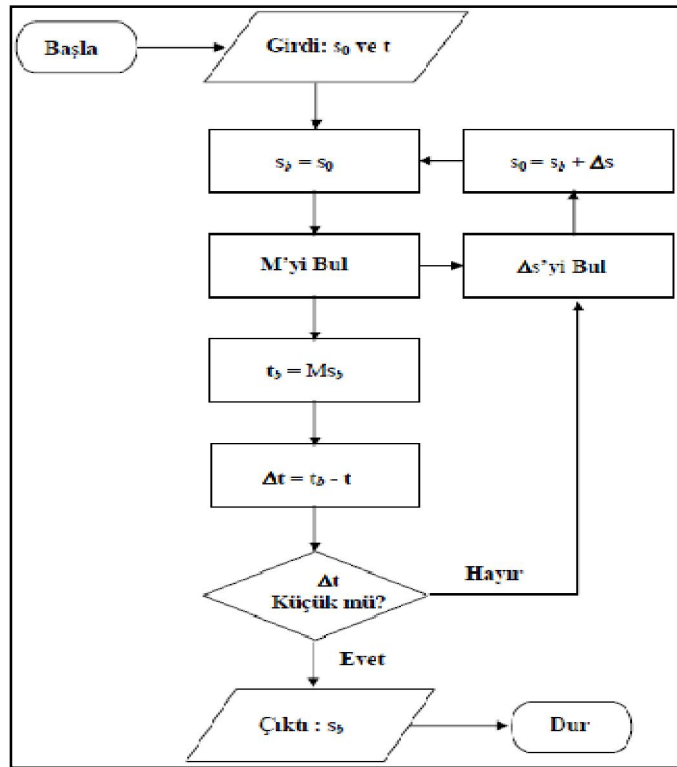
$$A_L^{-1} = (A^T A)^{-1} A^T \quad (3.11)$$

bağıntısı kullanılır (Lanczos, 1961). Burada, A_L^{-1} tersine, “Genelleştirilmiş Ters” veya “Lanczos Ters” adı verilir. Bu şekilde, matris çarpımındaki duyarlılık arttırılmış olur. Tekil değerleri ve vektörleri hesaplamasından dolayı SVD yaklaşımı önemli bir avantaja sahiptir. Fakat tekil değerler çok küçük olduğunda bazı sorunlarla karşılaşmaktadır. Hoversten ve diğ., (1982) bu sorunları ortadan kaldırmak için geliştirilen yöntemleri karşılaştırmalarını yapmışlardır.

Yinelemeli yöntemlerde Fakat Marquardt-Levenberg Yöntemi olarak bilinen sönümlenmiş en küçük kareler yaklaşımı kullanılmaktadır (Gill ve diğ., 1981). Bu yöntemle her adımdan sonra model farklılıkları elde edilmekte daha sonra bu farklılıklar, modele eklenerek bir sonraki adım hesaplanarak, çözümün başlangıç modelinden serbestçe sapmasına imkan tanımaktadır. Eberhart ve Philips (1986) farklı

indirgeme değerleri verilerek yapılan tek yinelemeden oluşan ters çözüm yöntemi sonucu, elde edilen veri ile model değişimleri karşılaştırılarak, en iyi indirgeme değerini saptanmak amacıyla bir yöntem geliştirmişlerdir. Azalan indirgeme değerleri için veri değişiminin çok küçük ya da hiç değişmediği, buna karşılık çözüm (model) değişiminin hızla değiştiği noktalar en uygun indirgeme değeri olarak kullanılmaktadır (Eberhart ve Philips, 1986).

Kissling, (1988), parametre ayrışımını cebirsel yapılandırma yöntemine (Algebraic Reconstruction Technique-ART) uygulayarak büyük matrisler için yaklaşık çözüm yöntemi geliştirmiştir. Eş zamanlı ve yinelemeli yeniden yapılandırma yöntemi (SIRT) gibi geri-gösterim yöntemleri de yerel deprem tomografisinde tercih edilmektedir (Walck ve Clayton, 1987). Fakat SIRT, kullanıcının belirlediğinden farklı bir ağırlıklandırma ile en küçük kareler çözümü yapmaktadır (Van der Sluis ve Van der Vost, 1987). Doğrusal olmayan bir ters çözüm için genellikle kullanılan yinelemeli algoritma izleyen adımlardan oluşmakta ve akış şeması Şekil 3.9'da görülmektedir.



Şekil 3.9: Seyahat zamanı ters çözümü için geliştirilmiş yinelemeli algoritmaya ait akış şeması (Berryman, 1991).

Verilen bir başlangıç modeli için yavaşlık (hızın tersi) parametresi olan s_b oluşturulur, s_b için ışın-yolu matrisi Mile seyahat süresi t_b hesaplanır ve $\Delta t = t - t_b$ oluşturulur. Eğer Δt , yeterince küçükse işlem durdurulur ve çıktı s_b 'dir. Model düzeltmesi olan Δs bulunur :

$$M\Delta s = \Delta t \quad (3.12)$$

Önceki model s_b 'ye model düzeltmesi Δs eklenerek, s_b için yeni bir model elde edilir. 2. adıma geri dönülür (Kaypak, 2002).

3.3.4. Çözünürlüğün Değerlendirilmesi

LET' den elde edilen karmaşık bir yapının 3-B modeli, eğer model kalitesi biliniyorsa anlamlı bir şekilde yorumlanabilir. Bazı kalite ölçümleri, veri değişinti azalımını, model ayırlılığını ve model ortak değişintisini içermektedir. Çok sayıda kalite ölçümü ters çözüm sonuçlarının gerçekliğini doğrulamaya imkan tanır (Menke, 1989). Bunlardan bazıları ışın sayısı (hit count), türevsel ağırlıklar toplamı (derivative weight sum-DWS), ayırlılık matrisinin köşegen elemanı (diagonal resolution element-RDE), yayılım fonksiyonu (spread function) ve bazı yapay modelleme testleri (iğnecik veya diğer yapay testler) olarak sıralanabilir.

LET' den elde edilen karmaşık bir yapının 3-B modeli, eğer model kalitesi biliniyorsa anlamlı bir şekilde yorumlanabilir. Bazı kalite ölçümleri, veri değişinti azalımını, model ayırlılığını ve model ortak değişintisini içermektedir (Menke, 1989). Bu uyumsuzluk, gözlemsel ile hesaplanmış veri arasındaki farklılıktan kaynaklanmaktadır. Ayırlılık, hesaplanmış model parametrelerinin birbirlerine olan bağımlılığını göstermektedir. Ortak değişinti ise veri hatalarının, model parametreleri üzerinde neden olduğu hataların ölçülmesini sağlamaktadır. Standart ayırık ters çözüm yaklaşımındaki, $Gm = d$ probleminin çözümünde, $G - 1$, hesaplanmaktadır. Veri ortak değişinti matrisi (Cd) için bazı kabullerin yapılmasıyla, model ayırlılık (R) ve model ortak değişinti (Cm) matrisleri (3.13) bağıntıları ile doğrudan saptanabilir (Menke, 1989).

$$R = G^{-1}G ,$$

$$Cm = (G^{-1})^T C_4 G^{-1} \quad (3.14)$$

Burada C , parametrelerin (köşegen elemanlarının) ayrı ayrı tahmini değışintilerini ve parametre çiftleri (köşegen dışındaki elemanlar) arasındaki ortak değışintileri içerirken, R , bir süzgeç gibi davranmaktadır.

Uyumsuzluk, ayrımlılık ve ortak değışinti, doğal olarak birbirine bağı hale gelmektedir. Genellikle, model parametrelerinin sayısı arttıkça uyumsuzluğun azaldığı çok iyi bilinmektedir. Uzamsal olarak daha ince (sık) ölçeklenmiş bir model, yine uzamsal olarak yüksek ayrımlılıkta bir yapıya karşılık geleceğini gösterecektir; ancak, bu durumda tek tek model parametrelerinin ayrımlılığı, aynı veri seti için azalacaktır. Toomay ve Foulger (1989), İzlanda'da Hengill volkanından elde ettikleri veri üzerine uyguladıkları yinelemeli ters çözüm sonucu ayrıntılı model parametrelendirmenin (düğüm noktaları arası uzaklık daha küçük) kaba modellemeye göre daha iyi sonuç verdiğini göstermişlerdir. Ayrıca Toomay ve Foulger (1989), yerel deprem tomografisine, her bir parametre (düğüm noktası ya da hücre) için model ayrımlılığını bir tek parametreyle karakterize eden yayılım fonksiyonunu getirmişlerdir. Doğrudan (Walck ve Clayton, 1987) ya da ışın yoğunluğu tensörü (Kissling, 1988) yoluyla elde edilen ışın kaplama alanı çözüm kalitesi açısından nitel bir bilgi sağlamaktadır.

Elde edilen tomografik sonuçların doğruluk derecesini ve kalitesini denetlemek için ortaya konulması gereken önemli ölçütlerden birisi çözümlülük analizidir. Ancak böyle bir işleme, tomografik görüntüler anlamlı ve doğru bir şekilde yorumlanabilir. Çözümlülük analizi için, artık standart olmuş bazı ölçütler bulunmaktadır. Bunlar; ışın sayısı (hit count), türevsel ağırlıklar toplamı (derivative weight sum-DWS), ayrımlılık matrisinin köşegen elemanı (diagonal resolution element-RDE), yayılım fonksiyonu (spread function) ve bazı yapay modelleme testleri (dama tahtası, iğnecik veya diğer yapay testler). Yapay testlerle çözümlülük analizi yapmaktaki amaç; ışınların kapladığı alan içerisine belirli geometrik yapılar yerleştirerek bunlara bilinen hız değerleri verip 3-B ters çözüme sokmak ve elde edilen sonucun, başlangıç modeli ile karşılaştırmasını yapmaktır. Böylece verinin çözüm kapasitesi belirlenebilmektedir. Çözümlülük analizinde kullanılan en basit ve temel ölçüt ışın geçiş sayısıdır. Bu, herhangi bir düğüm noktasındaki model parametresinin çözümü için gerekli olan toplam ışın sayısıdır. Çözümlülük kalitesi, ışın sayısının fazlalığına bağlıdır. Işın geçiş sayısı, bir ışının bir

düğüm noktasına olan uzaklığını veya diğer bir deyimle ışının blok içerisindeki uzunluğunu, doğrultusunu ve gözlemsel ağırlığını dikkate almamaktadır. Oysaki bunlar çözümlülük analizi için önemli parametrelerdir. Sınır değerinin altında ışın sayısına sahip bloklar, ters çözüme girmeyecektir. Blok içerisinde geçen ışın miktarı ne kadar fazla ise o blok için çözüm gücü o kadar yüksek olacaktır.

DWS, bir düğüm noktasının etki alanındaki hacim içerisinde geçen ışın parçalarının (segment) geometrik ağırlıklarının (düğüm noktasına olan uzaklık) toplamıdır. Bu analiz yöntemi, bir model parametresinin yakınlardaki ışın yoğunluğunun, hemen hemen doğru bir kestirimini verebilmektedir ancak bu, ışın parçalarının boyuna bağlı olduğu için sonuçlar görecelidir. Yüksek DWS değerleri iyi çözümlülüğe karşılık gelmektedir. Çözümlülük kestirimleri için hacim içerisindeki bilginin (ışının) yönelimsel dağılımı oldukça önemlidir. Ancak ne ışın sayısı ne de DWS yöntemi, ışın doğrultusunu hesaba katmamaktadır. Örneğin birbirine paralel ışınların geçtiği bir blok içerisindeki ışın sayısı ve DWS değerleri, ışın doğrultuları blok içerisine eşit şekilde dağılmış başka bir model parametresininki ile aynı olacaktır. Genelde aynı doğrultulu ışınlar tarafından bilgi alınan model parametrelerinin çözümü, yine aynı ışınlar tarafından örneklenen, komşu model parametreleri ile güçlü bir ödünleşme içerisine girecektir. Model parametreleri arasındaki bu ödünleşme genellikle model ayrırlılık matrisi, R ile tanımlanmaktadır (Haslinger, 1998). $\Delta d = G \Delta m$ gibi bir ters çözüm problemi için ayrırlılık matrisi, R , $G - g$ olarak tanımlanmaktadır. Burada $G - g$ ile gösterilen genelleştirilmiş ters çözümdür (Menke, 1984). Ayrırlılık matrisi, gerçek model ile karşılaştırılan model parametrelerinin uyumsuzluğu olarak da tanımlanmaktadır. Mükemmel bir tam çözüm için ayrırlılık matrisinin birim matrise (I) eşit olması gerekmektedir. Model ayrırlılık matrisinin tamamı, ters çözüm problemi hakkında önemli bilgiler içerir. R , $m \times m$ boyutunda bir matristir ve burada m , model parametre sayısıdır. R 'nin her bir satırı, bir model parametresinin diğer tüm model parametrelerine olan bağımlılığını belirtmekte ve bu nedenle o parametrenin "ortalama vektörü" olarak adlandırılmaktadır. Bir tomografik çalışmada elde edilen ayrırlılık matrisi, görüntülenemeyecek kadar çok sayıda eleman içermektedir. Bu yüzden bir model parametresinin ayrırlılığını değerlendirebilmek için RDE kullanılır. RDE, bir model parametresinin çözümündeki bağımsızlığın derecesini göstermektedir. Mükemmel bağımsız bir çözüm için RDE'nin 1'e eşit olması

gerekmektedir. RDE değerleri seçilen indirgeme değerine ve model parametre sayısına yakından bağlıdır. Çok sayıdaki model parametresinin olduğu kadar yüksek indirgeme değerleri de RDE değerlerini düşürecektir. Bu nedenlerden dolayı; RDE, ışın sayısı ve DWS model çözümlülüğünün nitel ölçütleridir. Ancak ışın sayısı / DWS ve RDE'nin birlikte değerlendirilmesi, güvenilir çözümlülük kestirimleri verir. Genellikle iyi çözümlülüğe sahip alanlar, nispeten yüksek ışın sayısı / DWS ve RDE'nin tekdüze dağılımı ile karakterize edilirler (Husen, 1999).

Çok sayıda model parametresini içeren tomografik bir çalışmada, her bir parametre için ortalama vektörü tek tek gözden geçirmek mümkün değildir. Tek bir ortalama vektördeki bilgileri sıkıştırmak için Toomey ve Foulger (1989) ile Michelini ve McEvelly (1991), yayılım fonksiyonunu (SPRD) kullandılar. Yayılım fonksiyonu, köşegen elemanlara karşılık gelen, uzaklıkla ağırlıklandırılmış ortalama vektörün bütün elemanlarının toplamıdır. Michelini ve McEvelly (1991)'i izleyerek, j gibi bir model parametresi için yayılım fonksiyonu,

$$S_j = \log \left(|S_j|^{-1} \sum_{k=1}^m \left(\frac{S_{kj}}{S_j} \right)^2 D_{jk} \right) \quad (3.15)$$

şeklinde verilmektedir. Burada S_{kj} , R 'nin j 'inci satırının elemanları; $|S_j|$, bu satırın L2-normu; D_{jk} ise km cinsinden model parametreleri j ve k arasındaki uzaklığı göstermektedir. Yoğun (sıkıştırılmış) bir ortalama vektör için, bir model parametresinin diğer bütün parametrelere olan bağımlılığı küçüktür ve hemen yakın çevresinde yoğunlaşmıştır ve buna karşılık gelen yayılım da düşüktür. Yayılım fonksiyonu da, düğüm noktası aralığına, indirgeme değerine ve model parametrelerinin sayısına bağlıdır. İzleyen paragraflarda üç farklı düğüm noktası aralığına sahip model için ters çözüm sonucu elde edilmiş çözümlülük ölçütlerinin analizi tartışılmaktadır. Bu sonuçların elde edilebilmesi için öncelikle ters çözüm işlemlerinin tamamlanmış olması gerekmektedir. Ancak ondan sonra çözümlülük analizleri yapılabilmektedir (Kaypak, 2002).

3.3.5. 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. *S* dalgalarının LET problemi içerisindeki kullanımı, temelde *P*-dalgasından çok farklı değildir. Aynı fakat karşılaştırılabilir bir parametre grubu, *S*-hızı yapısını temsil edecek şekilde kullanılır. Önce *S*-dalgası varış zamanları, veri grubuna eklenir daha sonra ise odak ve hız modeli kısmi türevleri hesaplanır. Aslında en ideali, her *P*-varış zamanı gözlemsel değerlerine okuma belirsizlikleri ile birlikte *S* gözlemsel değerlerinin eklenmesidir. Pratikte ise *S*-dalgası gözlemleri daha az sayıda ve daha az kalitede olmaktadır. *S*-dalgası varışı, *P*-dalgasının kuyruğu (coda) içerisinde kalmakta ve aynı zamanda yön bağımlılık ve soğurulma gibi potansiyel etkilerin de altındadır. Bu nedenle *S*- hızı model çözümleri, *P*'ye göre daha düşük ayrırlılığa ve daha büyük belirsizliklere sahip olmaktadır (Eberhart-Phillips, 1990). Eğer başlangıçta V_p/V_s sabit olarak alınır ve sonra ışın yolları *P*- ve *S*- için aynı kabul edilirse, gözlemsel *S*-*P* zaman farkları olan dt_{ij} ,

$$dt_{ij} = \int \left[\left(\frac{V_p}{V_s} \right) - 1 \right] / V_p ds \quad (3.16)$$

bağıntısı ile hesaplanır. Beklenen *S*-*P* zamanları dt_{ij}^* , 3-B (ya da 2-D) *P*-dalgası hız modeli ve sabit V_p/V_s değeri kullanılarak hesaplanır. *S*-*P* zaman rezidüelleri $\Delta t_{ij} = dt_{ij} - dt_{ij}^*$ 3-B grid içerisindeki düğüm noktalarındaki V_p/V_s düzensizliklerle ilgilidir ve V_p/V_s değerleri ile odak koordinatlarını sabit tutarak tek adımda V_p/V_s için dönüştürülür (Kaypak, 2002).

3.4. B-DEĞERİ

Yerküre üzerindeki birçok bölgenin depremselliği pek çok sayıda sismoloğun yıllardan beri uğraşısı olmuştur. Depremsellik kelimesi literatürde geniş ölçüde kullanılmakla birlikte genel olarak depremlerin zaman ve uzaydaki dağılımları ile ilgili olarak kullanılmıştır. Bir bölge için gelecekte beklenen sismik etkinliğin büyüklüğü, ivmesi, süresi ve frekansı gibi özellikleri olasılık analizi yapılarak tahmin edilebilir. Bu amaçla belirlenen bölge içerisinde inceleme alanının depremselliğine yönelik istatistiksel çalışmalar yapılır. Farklı tektonik özelliklerdeki bölgelerin depremsellikleri birbirlerinden farklıdır. Bu fark depremlerin istatistiğini de etkiler. Depremlerin oluşma

sayısı ile magnitüdüleri arasındaki ilişki deprem istatistiğinin de temel bağıntısıdır. Magnitüdün bir fonksiyonu olarak depremlerin oluş frekanslarını belirlemekte geniş ölçüde kullanılan bağıntı Gutenberg-Richter (1954) bağıntısıdır. Gutenberg-Richter bağıntısından yararlanarak seçilen bir bölge için inceleme alanı içerisinde meydana gelmiş ve beklenen depremlerden, maksimum magnitüdü depremin, belli bir zaman aralığı içinde yinelenme olasılığı bulunarak sismik tehlike analizleri yapılır. Gutenberg-Richter bağıntısındaki b değeri deprem oluşumunun fiziği ile ilgili görüldüğünden (Mogi, 1962; Scholz, 1968) depremlerin istatistik analizinde önemli bir parametre olarak görülür. b -değerinin tektonizmaya ve deprenselliğe bağlı olarak değişim gösterdiği ifade edilmiştir (Frohlich ve Davis, 1993).

Bu çalışmada da 1999 İzmit ve Düzce depremleri artçı verileri kullanılarak b -değeri En Büyük Olasılık Yöntemi kullanılarak hesaplanmış ve uzay ve zaman ortamındaki değişimi incelenmiştir. Gutenberg-Richter (1954) tarafından tanımlanan;

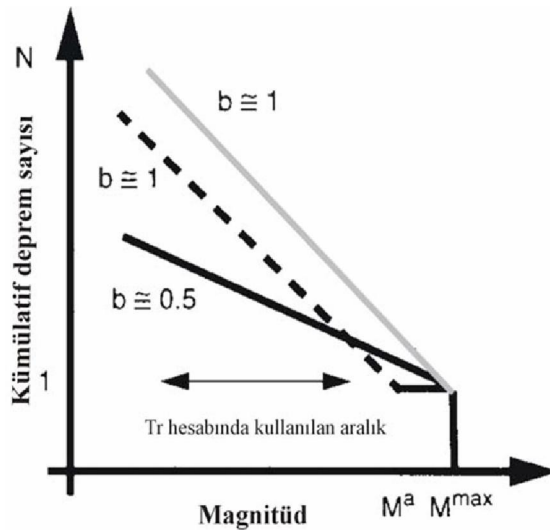
$$\log N = a - bM \quad (3.17)$$

ilişkisi deprem istatistiğinin temel bağıntısıdır. Magnitüd-deprem sayısı ilişkisi olarak ta bilinen bu bağıntı, deprensellik çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır. Birçok olayda artçı şokların dağılımı Gutenberg-Richter ilişkisine dayanır (Ishimoto ve Iida, 1939). Burada M ; magnitüd, N ; magnitüdü M veya daha büyük olan depremlerin sayısı, a ; doğrunun $\log N$ eksenini kestiği noktadır, deprem etkinliğini ifade eder ve gözlem dönemine incelenen alanın genişliğine bağlıdır, b ; depremlerin magnitüdüleriyle oluşum sayılarının logaritmaları ($\log N$) arasındaki eğim miktarıdır ve deprem oluşumunun fiziği ile ilgili görüldüğünden depremlerin istatistik analizinde önemli bir parametre olarak dikkati çekmiştir (Mogi, 1962; Scholz, 1968). Bazı araştırmacılar, b -değerinin gerilme, gerilme heterojenitesi veya fay düzleminin karmaşıklığı ile kontrol edildiğini (Enescu ve Ito, 2002), tektonizmaya ve sismiziteye bağlı olarak değişim gösterdiğini ifade etmişlerdir (Frohlich ve Davis, 1993). Yapılan laboratuvar (Scholz, 1968) ve arazi (Urbancic ve diğ., 1992) çalışmalarında b -değerinin gerilme ile ters orantılı olarak değiştiği gözlenmiştir.

Gutenberg-Richter ilişkisindeki maksimum b -değeri, tahmini deprem oluşumlarının ampirik kurallarından ve deprem boyutunun güç yasası dağılımının boyutsal tanımından

yapılır. Olsson (1999), orta ölçekli ve büyük şoklar için maksimum b -değerinin yaklaşık 1.5 civarında olabileceğini göstermiştir. Fakat, limit hatasının da düşünülerek bu değer 1.64.e kadar ulaşabileceğini, küçük olaylar için ise maksimum b -değerinin daha küçük olabileceğini göstermiştir. Reasenber ve Jones (1989), artçı şokların yaklaşık 1.0 civarındaki bir b -değeri ile Gutenberg-Richter ilişkisine uyum sağladığını belirtmiştir. Guo ve Ogata (1997), b -değerinin 0.7-1.3 arasında, bazı araştırmacılar ise (Wiemer ve Katsumata, 1999; Olsson, 1999) $b=0.6-1.4$ arasında, Utsu (1971) ise b -değerinin kabaca 0.3-2.0 arasında değişim gösterdiğini belirtmişlerdir.

Şekil 3.10, 3 model için kümülatif biçimdeki frekans-magnitüd dağılımının şematik gösterimidir. Gri çizgi standart T_r (tekrarlanma zamanı) hesabı için farzedilen dağılımdır: $N_{M_{max}}=1$.de kesen $b \approx 1$ eğrisidir (Gutenberg-Richter, 1944). Kesikli çizgi birçok doğrultu atımlı faylar için tüm bir kırık bölgesi kullanılarak yapılan dağılımı gösterir (Wesnousky, 1994; Stirling ve diğ., 1996), $N_{M_a}=1$.de kesen $b \approx 1$ eğrisidir burada M_a en büyük artçı şokun magnitüdüdür. Siyah çizgi $N_{M_{max}}=1$.de kesen düşük bir değerle yaklaşık $b=0.5$ olan asperitelerdeki dağılımı gösterir. Bu dağılım T_r hesabında kullanılması önerilen dağılımdır (Wiemer ve Wyss, 1997).



Şekil 3.10: Frekans- magnitüd dağılımları için modellerin şematik gösterimi (Wiemer ve Wyss, 1997).

Fay zonlarındaki karmaşık bölgelerde b -değerleri küçüktür (Amelung ve King, 1997; Wiemer ve Wyss, 1997). Bu bölgeler atımın kaybolduğu veya nasıl davrandığı bilinmeyen, çatallaşmaların görüldüğü yerler olarak açıklanabilir (Wyss, ve diğ., 2000). Wiemer ve Katsumata (1999)' nin yaptığı çalışmada artçı sarsıntı b -katsayısı değerleri ile ana şok sırasında oluşan kırılma boyunca gözlenen atımlar arasında doğrusal bir ilişki saptanmıştır. Bu ilişkiye göre atım miktarının azaldığı yerlerde, düşük b -değerleri bulunur. Yüksek malzeme heterojenitesi veya çatlak yoğunluğu yüksek b -değerleri ile ifade edilir ve ısı dağılımında olan yükselim yüksek b -değerine neden olabilir (Mogi, 1962). Malzemenin heterojen olduğu bölgelerde b -değeri yüksek çıkar. Malzeme heterojenliği incelenen bölgeyi oluşturan kayaçların malzeme özelliklerinin çok fazla değişken olmasından kaynaklanır. Bu malzeme özellikleri kayaçların içerdiği kırık yoğunluğu, kırılma direnci ve gözenek sıvı basıncı gibi parametreler olabilirler. Örneğin; çok kırıklı döküklü bir yapı içeren kayaçlar küçük depremleri oldukça fazla sayıda üretebileceklerinden, büyük bir b -değeri gözlenir. Artçı sarsıntı verilerinden bulunan b -değeri, malzeme heterojenliğini karakterize etmez. Bu nedenle, tarihsel dönem verileri ile bulunacak b -değerinden farklıdır. Dolayısıyla malzeme heterojenliğine bağlı olarak b değerlerinde değişim gözlenir (Wiemer, Katsumata, 1999). Bu gözlemler, artçı deprem serileri için hesaplanan b -değerlerinin büyük bir değişim aralığı göstereceği ve artçı serilerin b -değerlerinin faylanmanın karmaşık yapısını temsil edeceğini gösterir. Artçı sarsıntı serilerinin b -değerlerinin uzay ve zaman içindeki dağılımlarının ayrıntılı çalışılmasının, artçı deprem risk değerlendirmesi için önemli olduğu vurgulanmıştır (Wiemer, Katsumata, 1999). Wiemer ve Katsumata (1999), b -değerinin bölgesel dağılımını ana şok boyunca S -dalgası dağılımı ile karşılaştırmışlar ve en büyük S -dalgası enerjisi bölgesinin yüksek b -değeri ile ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır. Magnitüd-deprem sayısı dağılımındaki bölgesel değişimler zamana bağlı değişimlerden daha önemlidir (Urbancic ve diğ., 1992; Wiemer ve diğ., 1998). b -değerlerindeki yükselim ana şok tarafından üretilen gözenek basıncındaki zamana bağlı bir yükselimden kaynaklanıyor olabilir ve bu değişim haritası, b -değerlerinin artçı şok dizilerinde genel olarak daha yüksek olmadığını gösterir (Wiemer ve Katsumata, 1999).

Bunlara rağmen, b -değerinin fiziksel anlamı net değildir. Çünkü hesaplanan değerler kullanılan verilere ve yöntemlere bağlı olarak değişir (Alptekin, 1978). Bir bölge için b -değeri yalnızca bölgedeki küçük ve büyük depremlerin kısmi oranlarını yansıtmaz, aynı

zamanda bölge civarındaki gerilme şartları ile de ilişkilidir. *b*-değerleri sismotektonik açıdan oldukça önemli bilgiler verir. Bununla birlikte *b*-değerlerindeki hata eksik kataloglardan kaynaklanabilir. Bender (1983), *b*-değerinin aralık boyutu, maksimum magnitüd, örnekleme boyutu ve veri uyum teknikleri üzerinde bağlılığını gösteren detaylı çalışmalar yapmıştır. Kagan (1999), *b*-değeri hesabının sistematik hatalardan güçlü bir şekilde etkilendiğini belirtmiştir. *b*-değerindeki bazı farklılıklar değişik sismik bölgeler arasında gözlenir ve bu farklılıkların önemi ile ilgili pek çok tartışma vardır. Küçük bir artçı şok bölgesi için bile *b*-değeri önemli değişimler gösterebilir. Minimum *b*-değeri, bölgedeki gelecek bir deprem için olası bir yere işaret edebilir (Westerhaus ve diğ., 2002). Gutenberg-Richter ilişkisindeki *b*-değeri sismolojideki en önemli parametrelerden biridir. Sismik değerlendirmelerdeki önemi ve deprem tahmininde öncü anamoli olarak kullanılabilirliğinin yanında, gerilme birikimi, çatlak yoğunluğu ve heterojenite derecesi gibi sismojenik malzemedeki mekanik karakterlerin bir tamamlayıcısıdır (Voidomatis ve diğ., 1990). Ogata ve diğ. (1991), *b*-değeri tahminindeki değişimlerin sismik dalga hızları ile uyum sağladığını, yüksek ve düşük *b*-değerleri bölgesinin sırasıyla düşük ve yüksek *P*-dalga hızları ile ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca tüm *b* değerleri değişiminin, bölgenin daha sığ kısımlarında *P*-dalga hızı kısmi hız süreksizliklerinin yapısı ile uyum içinde olduğunu yüksek ve düşük *b*-değerlerini, sırasıyla yüksek ve düşük *S*-dalga hızı soğurulma eğrileriyle ilişkilendirmişlerdir (Çetin ve diğ., 2005).

Deprem magnitüd-frekans bağıntılarını belirleyen *a*, *b* değiştirgenlerinin hesaplanmasında çeşitli yöntemler kullanılır. Bu yöntemler:

1. $\log(N) = a - bM$ ilişkisindeki parametrelerin hesaplanması
2. Gözle eğri uydurma yöntemi
3. En küçük kareler yöntemi
4. Ağırlıklı en küçük kareler yöntem
5. En büyük olasılık yöntemi

Bu doğrusal ilişkilerden başka doğrusal olmayan (2. veya 3. derece) bağıntılar da hesaplanabilmektedir.

3.4.1. Gözle Uydurma Yöntemi

Bu yöntemde, (M, LogN) koordinatlarında bir veri gurubunu temsil eden noktalara en iyi uyan doğru gözle tayin edilir ve doğruyu tanımlayan parametreler grafikten hesaplanır. Bulunan sonuçlar çok duyarlı olmamakla beraber, öteki yöntemlerle bulunan değerlerden çok farklı değildir.

3.4.2. En küçük Kareler Yöntemi

$y_T = a + bx_i$ gözlemsel verilere en iyi uyumu veren doğrunun bağıntısı olsun ve y_i ise gözlemsel verilerimiz olsun. Gözlemsel verilerle en iyi uyum içinde olan doğru arasındaki hata miktarı minimum olmalıdır. Gözlemsel veri ile teorik veri arasındaki hata h olsun. Buna göre bir gözlemsel nokta ile ona karşılık gelen teorik veri arasındaki hata,

$$h = y_T - y_i$$

$$h = a + bx_i - y_i \quad (3.18)$$

olur. Bütün veriler için toplam hata miktarı,

$$h = \sum_{i=1}^N (a + bx_i - y_i)^2 \quad (3.19)$$

Burada, N=veri sayısıdır. Bağıntının $\frac{\partial h}{\partial a}, \frac{\partial h}{\partial b}$ kısmi türevlerini alıp sıfıra eşitleyerek a ve b katsayıları;

$$\frac{\partial h}{\partial a} = \sum_{i=1}^N 2(a + bx_i - y_i) \quad (3.20)$$

$$\frac{\partial h}{\partial b} = \sum_{i=1}^N 2(a + bx_i - y_i)x_i \quad (3.21)$$

olarak elde edilir. Bu bağıntılarda gerekli düzenlemeler yapılarak aşağıdaki denklem sistemi elde edilir.

$$\sum_{i=1}^N a + \sum_{i=1}^N bx_i = \sum_{i=1}^N y_i \quad , \quad \sum_{i=1}^N ax_i + \sum_{i=1}^N bx_i^2 = \sum_{i=1}^N x_i y_i \quad (3.22)$$

Burada a ve b sabit, x ve y değişken parametrelerdir.

$$b = \frac{\sum_{i=1}^N x_i y_i - (\sum_{i=1}^N x_i \sum_{i=1}^N y_i) / N}{\sum_{i=1}^N x_i^2 - (\sum_{i=1}^N x_i) / N} \quad (3.23)$$

$$a = \frac{\sum_{i=1}^N y_i}{N} - b \frac{\sum_{i=1}^N x_i}{N} \quad (3.24)$$

Burada x, magnitüd, y ise depremin oluş sayısının gözlem süresine oranına karşılık gelmektedir (Prof. Dr. Ali Pınar ve Prof. Dr. Ömer Alptekin, İÜ. Sismoloji ders notları).

3.4.3. En Büyük Olasılık Yöntemi

En büyük olasılık yönteminde rastgele değişken $N_i (i = 1, 2, \dots, n)$ bir Poisson dağılımı gösterir, yani olasılık dağılım fonksiyonu,

$$P(a, b, N_i) = \exp(-\langle N_i \rangle) \langle N_i \rangle^{N_i} \langle N_i! \rangle^{-1} \quad (3.25)$$

İle verilir, burada $\langle N_i \rangle = 10^{a-bM}$ dir. Gözlemlerin bağımsız oldukları kabul edilirse,

$$P(a, b, N_i) = \prod_{i=1}^n \exp(-\langle N_i \rangle) \langle N_i \rangle^{N_i} \langle N_i! \rangle^{-1} \quad (3.26)$$

olur. Eğer rastgele değişkenin logaritmik olasılık dağılım fonksiyonu göz önüne alınırsa ve en büyük olasılık kuralı uygulanırsa $\ln P(a, b, N_i)$ 'nin en büyük olması koşulu a ve b parametreleri için aşağıdaki ifadeleri verir (Özmenek, 1996).

$$a = \text{Log} \sum_{i=1}^n N_i - \text{Log} \sum_{i=1}^n 10^{-bM_i} \quad (3.27)$$

$$\sum_{i=1}^n M_i 10^{-bM_i} (\sum_{i=1}^n 10^{-bM_i})^{-1} - \sum_{i=1}^n N_i M_i (\sum_{i=1}^n N_i)^{-1} = 0 \quad (3.28)$$

Bu ifadelerden (3.25) denklemi deneme yanılma yöntemi ile çözülebilir. En büyük olasılık yöntemi gözlem sayısı bakımından bir sınırlama gerektirmez. Rastgele değişken N_i yerine rastgele değişken olarak $\text{Log} N_i$ göz önüne alınsaydı her biri iki değişken bulunduran iki logaritmik denklem elde edilecekti. Böyle bir sistemin basit bir çözümü

yoktur. Rastgele değişken N_i ayırık değerlere sahiptir ve buna bir Poisson dağılımı uygulanabilir (Gökçe, 2007).

3.5. GRAVİTE

Gravite yönteminin amacı; Kısaca yeraltındaki değişik yoğunlukta oluşan yeraltı katmanlarının meydana getirdiği yerçekimi ivmesi 'g' nin küçük değişimlerini ölçmektir. Gravite yöntemi uygulanacak sahada ortam yoğunluğu belirlenir. Çalışmanın amacına uygun olan ölçü aralıkları seçilir. Bu ölçüm noktalarının kot ve koordineleri çok hassas bir şekilde topografya ekibi tarafından saptanır. Bu ölçü istasyonlarından yapılan gravite ölçümlerine; günlük değişim, Gel-git düzeltmesi, Enlem düzeltmesi, kot ve Bouguer düzeltmesi ve Topoğrafik düzeltmeleri hassas bir şekilde bilgisayar ortamında yapıldıktan sonra "Bouguer Anomali Haritası" elde edilir. Bulunan Bouguer Anomali değerini ve Bouguer Anomali değerinden elde edilen çeşitli değerleri bir harita üzerine konturlayarak; Yeraltında aranan cisim veya jeolojik yapılar hakkında yorumlar üretmektir. Aranan çeşitli jeolojik yapılar ile çevre kayaç arasında yoğunluk farkı önemli olmakla beraber jeolojik yapıların yüzeyden derinliği, formasyonun kalınlığı çok önemli parametreleri teşkil etmektedir. Uygulanan yöntem potansiyel yöntem olduğundan aranan yapıların mutlaka ölçülerimize yansiyacak nitelikte olması gerekmektedir. Aranan yapı veya formasyonlar, yukarıda saydığımız niteliklere uyuyorsa bu genellikle anomali olarak kendini gösterir.

Gravite yöntemi ile çalışılan sahanın genel tektonik yapısı, yöresel ve bölgesel jeotermal sistemin yeri, magma yükselimleri, jeotermal akışkan içeren hazne kaya ve onu çevreleyen ortam belirlenir. Yapılacak model çalışmalarla derinlik hakkında fikir elde edilir. Gravite Yöntemi uygulamasından sonra, çalışılan saha, sismik ve jeoelektrik yöntemleri için küçültülmüş olur.

Elde edilen Bouguer Anomali Haritasından amaca uygun olacak şekilde türetme haritaları (bölgesel, yerel, 2. Türev, Aşağı-Yukarı uzanım), süzgeç haritaları ve model çalışmaları son teknolojiye uygun bilgisayar ve programlarla oluşturulur. Amaca göre hazırlanan bu haritalarla, jeolojik bilgiler ilişkilendirilerek sahayı oluşturan jeolojik birimlerin yoğunluk dağılımları hakkında yorum yapılır.

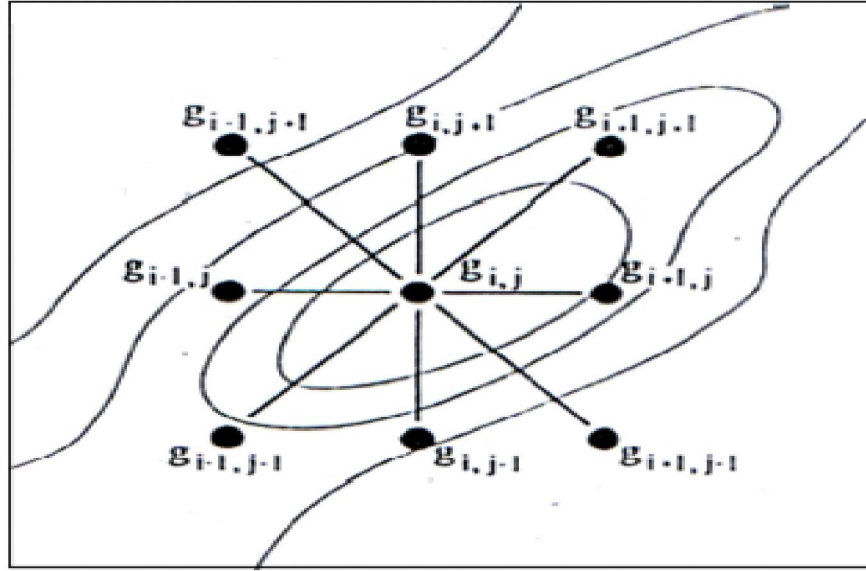
Bölgede yapılacak detay gravite çalışmaları ile seçilen küçük ölçekli alanlarda, temel kayanın taban topografyası, karstik boşluklar, kırık sistemleri ve çeşitli jeolojik yapılar hakkında bilgiler sağlanabilir. Gravite ve manyetik çalışmalarla jeotermal enerji aramalarına yönelik; temel topografyası, domsal yapılar, gömülü faylar, petrol aramalarına yönelik; temel topografyası ve derinliği, tuz domu, antiklinal-senklinel yapılar, volkanik sahalarda yapılan araştırmalara yönelik; volkanik çıkış merkezleri ve kalderaların araştırılması sağlıklı bir şekilde yapılabilir.

Türkiye Rejyonel Gravite Haritaları Projesi, ülkemizin tektonik yapısı, fay kuşakları, jeolojik yapılar gibi konularda çok yararlı ışık tutucu ve çoğu zaman da belirleyici bilgiler ortaya koymuştur.

3.5.1. Yatay Gradyanın En Büyük Yerleri

Cordell Ve Grauch, (1982), yatay gradientin büyüklüklerini hızlı bir şekilde yorumlayabilmek için konturlama yöntemini geliştirmiştir. Blakely ve Simpson (1986), Cordell-Grauch işlemini otomatik bir yöntem kullanarak hızlandırmışlardır. Bu yöntemde işlem adımları aşağıdaki gibidir:

- i.) Pseudogravite dönüşümü
- ii.) Pseudogravite'nin yatay gradientinin konturlanması.
- iii.) En büyük yatay gradientinin konturlanması.



Şekil 3.11: Yatay gradientin en büyük yerlerinin belirlenmesi için grid değerlerinin geometrik düzeni (Blakely ve Simpson, 1986).

Onların yöntemi, yatay türev haritasının dikdörtgen gridlere ayrıldıktan sonra, her bir grid köşe değerinin, g_{ij} , en yakınındaki diğer 8 grid köşe değeri ile karşılaştırılması esasına dayanır (Şekil 3.11). Bu karşılaştırma, aşağıdaki koşullar test edilir:

$$g_{i-1,j} < g_{i,j} > g_{i+1,j}$$

$$g_{i,j-1} < g_{i,j} > g_{i,j+1}$$

$$g_{i+1,j-1} < g_{i,j} > g_{i-1,j+1}$$

$$g_{i-1,j-1} < g_{i,j} > g_{i+1,j+1}$$

Her sağlanan koşul için maksimum yatay eksen değeri ve bu noktadaki maksimum yatay türev değeri bulunur. Örneğin, eğer $g_{i-1,j} < g_{i,j} > g_{i+1,j}$ ise, maksimum yatay eksen değeri,

$$x_{max} = -\frac{bd}{2a} \quad (3.29)$$

ile verilir. Burada,

$$a = \frac{1}{2}(g_{i-1,j} - 2g_{i,j} + g_{i+1,j}) \quad (3.30)$$

$$b = \frac{1}{2}(g_{i+1,j} - g_{i-1,j}) \quad (3.31)$$

vedise iki grid arasındaki mesafedir. Bu noktadaki maksimum yatay türev değeri ise,

$$g_{max} = ax_{max}^2 + bx_{max} + g_{i,j} \quad (3.32)$$

ile bulunur.

3.5.2. Gravite Anomalilerinin 3-B Modellenmesi

Gravite anomalilerinin 3-B modellenmesi için Cordell ve Henderson (1968) tarafından geliştirilen yöntem kullanılmıştır. Bu yöntem, bir başlangıç modelinin seçimi ve modelden oluşturulan gravite anomalilerinin hesaplanması şeklinde özetlenebilir. Yöntem, modelden hesaplanan gravite anomalisi ve ölçülen gravite anomalisindeki uyumsuzluk (hata oranı) en aza indirilinceye kadar model seçimi değiştirilerek yinelenir.

Yöntemin uygulanmasında ilk işlem, gravite verisinin kare olarak gridlenmesidir. Anomaliye sebep olan yapının, her biri bir grid karesi kadar kesit alanına ve eşit yoğunluk değerine sahip düşey prizmalardan oluştuğu varsayılmaktadır. Her prizmanın düşey pozisyonu, belirli yatay bir referans düzlemi ile olan sistematik bir ilişki vasıtasıyla tayin edilir. Bu referans düzlemi prizmaların alt, üst veya merkez noktalarını sınırlayacak şekilde isteğe bağlı olarak seçilmektedir. Yoğunluk değeri ve referans düzleminin derinliği belirlendiğinde q'uncu grid noktasının altındaki düşey prizmaya bağlı oluşan p'inci grid noktasındaki gravite etkisi, yalnızca prizmanın bağlı pozisyonun ve kalınlığı Tq' nun bir fonksiyonudur. Buradan;

$$\Delta g_{ölç,p} \approx \sum_{q=1}^M Gf(P, Q, T_q; \rho, D) \quad (3.33)$$

ve anomaliyi oluşturan tüm yapının p'inci gid noktasındaki gravite etkisi ise,

$$g_{ölç,p} \approx \sum_{q=1}^M Gf(P, Q, T_q; \rho, D) \quad (3.34)$$

şeklinde ifade edilir. Burada, G gravitasyonel sabit, ρ yoğunluk, D referans düzlemine olan derinlik ve M , toplam grid noktası sayısıdır. n 'inci yinelemede, q 'uncu grid noktasının altındaki prizmanın kalınlığı $t_{n,q}$ olursa, bulunmaya çalışılan prizmalar grubu,

$$\lim_{n \rightarrow \infty} t_{n,q} = T_q \quad (3.35)$$

bütün q noktaları için bu ifade ile gösterilmektedir. Bott (1960) 'un önerisine uygun olarak, her grid noktası için başlangıç modeli kalınlık değerleri Bouger kat (slab) formülü kullanılarak elde edilir.

$$t_{1,q} = K g_{ölç,q} \quad (3.36)$$

Burada,

$$K = \frac{1}{2\pi G \rho} \quad (3.37)$$

olarak verilmektedir. Daha sonra, ilk yaklaşım modeline ait hesaplanan gravite anomalisi,

$$g_{hes,1,p} = \sum_{q=1}^m Gf(P, Q, T_{1,q}; \rho, D) \quad (3.38)$$

olarak verilir. Modelin bir sonraki basamaktaki değişiminin hesaplanması için,

$$t_{2,q} = t_{1,q} \left(\frac{g_{ölç,q}}{g_{hes,1,q}} \right) \quad (3.39)$$

tanımlanmaktadır. Genel ifade olarak,

$$t_{n+1,q} = t_{n,q} \left(\frac{g_{ölç,q}}{g_{hes,n,q}} \right) \quad (3.40)$$

ve,

$$g_{hes,n,p} = \sum_{q=1}^m Gf(P, Q, T_{n,q}, \rho, D) \quad (3.41)$$

verilmektedir. P ve Q 'nin rastlaştığı nokta için f ,

$$\Delta g_{hes,n,p} = q \approx 2\pi G\rho \left[t_{n,q} - \sqrt{(d_{n,q} + t_{n,q})^2 + \frac{W^2}{\pi}} + \sqrt{d_{n,q}^2 + \frac{W^2}{\pi}} \right] \quad (3.42)$$

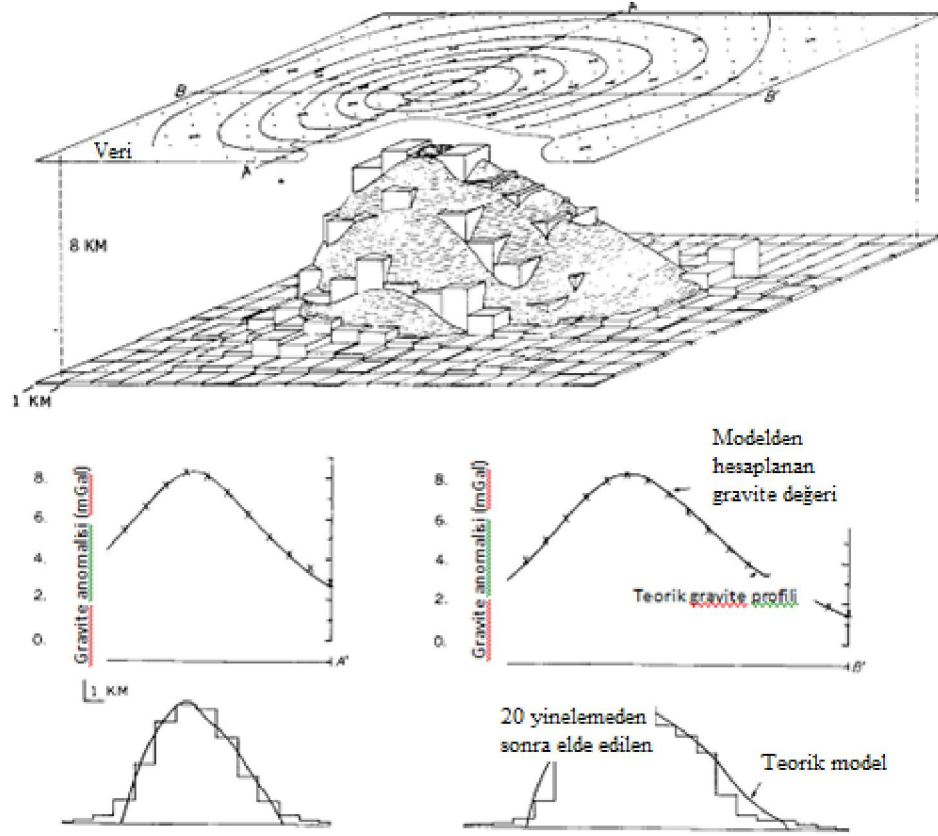
bütün diğer grid noktaları için f ,

$$\Delta g_{hes,n,p} \neq q \approx G\rho W^2 \left[\frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + d_{n,q}^2}} - \frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + (d_{n,q} + t_{n,q})^2}} \right] \quad (3.43)$$

olarak tanımlanmaktadır. Burada W , grid aralığı, $R_{p,q}$ P-ve Q noktaları arası mesafe, $d_{n,q}$ ise n adet yinelemeden sonra Q grid noktası altındaki prizmanın üst yüzeyine olan derinlik olarak verilmektedir. Ölçülen ve hesaplanan gravite anomalileri arasındaki uyum en küçük kareler ifadesi ile,

$$ekk_n = \sqrt{\frac{\sum_{p=1}^m (g_{ölç,p} - g_{hes,n,p})^2}{m}} \quad (3.44)$$

şeklindedir.



Şekil 3.12: 3-B modelleme yöntemi kullanılarak oluşturulmuş yeraltı modeli ve bu modelden alınan profiller (Cordell ve Henderson, 1968).

3.6. MANYETİK

3.6.1. Kutba İndirgeme Dönüşümü

Yer manyetik alanı ve yapı mıknatıslanmasının manyetik anomaliler üzerinde oluşturduğu bozulma yüzünden manyetik anomalileri yorumlamanın zor olduğu bilinmektedir. Bu bozulma kutba indirgeme dönüşümü ile giderilebilmektedir. Yer manyetik alanının eğim ve sapma açılarının değişimleri manyetik anomalilerin şekillerinde bozulmalara neden olur. Bu bozulmalar Kutba İndirgeme Dönüşümü (KİD) ile giderilebilir. Kutba İndirgeme Dönüşümü frekans ortamında aşağıdaki gibi verilir (Blakely, 1995).

$$F\Delta T_r = F[\psi_r]F\Delta T \quad (3.45)$$

Burada $F\Delta T_r$ Kutba indirgenmiş anomalinin Fourier dönüşümüdür, $F\Delta T$ manyetik alanın Fourier dönüşümüdür. Bu fonksiyonun ters Fourier dönüşümü Kutba İndirgenmiş (KID) anomalidir.

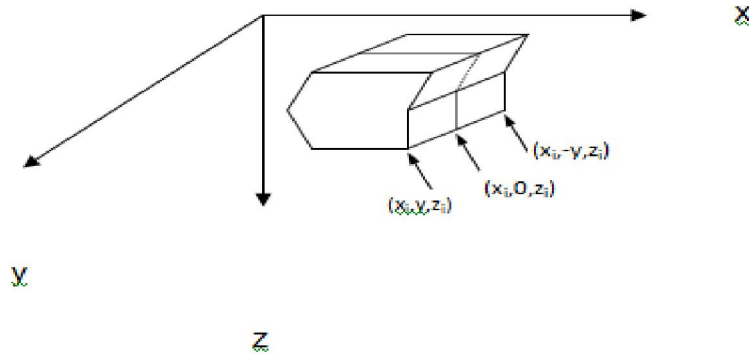
$$F[\psi_r] = \frac{1}{\Theta_m \Theta_f} \quad (3.46)$$

Θ_m ve Θ_f dipol momentin (\hat{m}) ve jeomanyetik alanın (\hat{f}), yönünü tanımlayan fonksiyonlardır. Eğer \hat{m} ve \hat{f} düşey iseler mıknatıslanmış yapının manyetik kutupta olduğu kabul edilir ve bu sınırlama anomalileri kutba indirgemede ön koşuldur.

3.6.2. Gravite Anomalilerinin 2 Boyutlu Modellenmesi

Bu çalışmada gravite verilerinin 2 boyutlu modellenmesi için Talwani modelleme yöntemi kullanılmıştır. Talwani modellemesi Shuey ve Pasquale (1973), Rasmussen ve Pedersen (1979) gibi benzeri çalışmalarla geliştirilmiştir ve günümüzde 2-B Talwani modellemesi olarak kullanılmaktadır.

Shuey ve Pasquale (1973), 2 boyutlu poligon yapıları için Talwani ve Heirtzler (1963)'in manyetik yöntem için geliştirdiği bağıntılardan sonlu uzanım poligon yapılarını kullanarak 2 boyutlu modelleme yöntemini geliştirmişlerdir. 2 boyutlu yapının bulunduğu koordinat sistemi Şekil 3.13'de gösterilmektedir.



Şekil 3.13: İki Boyutlu model geometrisi (Shuey ve Pasquale, 1973).

Manyetik alan ifadesi,

$$H(r) = \nabla \int_v (M \nabla) (1/|r - r_0| d^3 r_0) \quad (3.47)$$

şeklinde verilmektedir. M mıknatıslanma şiddetidir. r , x-z düzleminde sınırlı ve cisim düzenli şekilde mıknatıslanmışsa denklem,

$$H_x = 2M_x P_x + 2M_z Q$$

$$H_y = -2M_y R$$

$$H_z = 2M_x Q + 2M_z P_z \quad (3.48)$$

olur. Burada,

$$P_x = M^2 U / M_x^2 \quad (3.49)$$

$$P_z = -M^2 U / M_z^2 \quad (3.50)$$

$$R = M^2 U / M_y^2 \quad (3.51)$$

$$Q = M^2 U / M_x M_z \quad (3.52)$$

ve Newton potansiyeli,

$$U = \frac{1}{2} \int_v (1/|r - r_0|) d^3 r_0 \quad (3.53)$$

şeklinde ifade edilmektedir. x-z düzlemindeki simetriden dolayı $M^2 U / M_x M_z$ ve

$M^2 U / M_y M_z$ sıfır olmaktadır. Bunun yanında Laplace denklemlerine göre P_x, P_z ve R ,

$$P_x - P_z - R = 0 \quad (3.54)$$

şeklinde ilişkilendirilmektedir.

P_x , P_z , Q ve R için yukarıda verilen ifadeler, üçlü integralin ikinci dereceden kısmi türevli ifadeleri biçimindedir. Bu ifadeler, Şekil 3.12' deki kesit için yol integralleri biçimine dönüştürüldüğünde (3.49) ifadesi,

$$P_x = \frac{1}{2} \iiint \frac{\partial^2}{\partial x^2} (X^2 + Y^2 + Z^2)^{-1/2} dx dy dz \quad (3.55)$$

şeklinde olmaktadır. Uzunım boyunca integrasyondan sonra,

$$P_x = \frac{1}{2} \iint \frac{\partial^2}{\partial x^2} \ln \frac{r+Y}{r-Y} dx dz \quad (3.56)$$

olur. Burada,

$$r^2 = x^2 + Y^2 + z^2 \quad (3.57)$$

şeklindedir. Böylece x üzerinden alınan integral hızlıca çözülebilir duruma gelmektedir. z üzerinden alınan integral ise, Şekil 3.12'deki kesit çevresinde saat yönünde alınan çizgisel integral olarak düşünülebileceğinden,

$$P_x = \frac{1}{2} \oint \frac{\partial}{\partial x} \ln \frac{r+Y}{r-Y} dz = - \oint \frac{Y}{r} \frac{x}{x^2+z^2} dz \quad (3.58)$$

ifadesi elde edilir. Benzer şekilde (3.50) ve (3.52) ifadeleri de,

$$P_z = - \oint \frac{Y}{r} \frac{z}{x^2+z^2} dx \quad (3.59)$$

$$Q = - \oint \frac{Y}{r} \frac{z}{x^2+z^2} dz = \oint \frac{Y}{r} \frac{x}{x^2+z^2} dx \quad (3.60)$$

$$R = - \oint \frac{Y}{r} \frac{x}{z^2+Y^2} dz = - \oint \frac{Y}{r} \frac{z}{x^2+Y^2} dx \quad (3.61)$$

olmaktadır. Bu durumda, iki boyutluluk davranışını sınırlayıcı durumlar, $Y = 4ve (Y/r) = 1$ olarak denetlenebilmektedir. Daha sonra, $R = 0$, $P_x = P_z =$

Polduğunda, P-ve Q bağıntıları Talwani ve Heirtzler (1964) bağıntılarına eşit olmaktadır. Karmaşık sayılar kullanılarak (3.58) ve (3.61) denklemleri daha basitleştirilmiş olarak,

$$\oint \frac{Y}{r} \frac{dx}{x+iz} = Q + iP_z (3.62)$$

$$\oint \frac{Y}{r} \frac{idz}{x+iz} = -(Q + iP_x) (3.63)$$

$$R = \text{Im} \oint \frac{z}{r} \frac{dx}{x+iY} = \text{Im} \oint \frac{x}{r} \frac{dz}{z+iY} (3.64)$$

şeklinde elde edilir. Poligon yapılı kesitin N sayıda kenara sahip olduğu varsayıldığından, son integrasyon N adet parçaya bölünmelidir. Her parçada integrasyon, kenar boyunca (x_1, z_2) noktasından (x_2, z_2) noktasına kadardır. Gradshteyn ve Ryzhik (1965) integral bağıntılarından faydalanarak,

$$Q + iP_x = \sum \frac{i\Delta z}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2/F_1) (3.65)$$

$$Q + iP_z = \sum \frac{-\Delta x}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2/F_1) (3.66)$$

elde edilmektedir. Burada çözüm N sayıda kenar üzerindedir ve

$$\Delta z = z_2 - z_1 (3.67)$$

$$\Delta x = x_2 - x_1 (3.68)$$

şeklindedir. F_n ise,

$$F_n = \frac{\Delta x + i\Delta z}{x_n + iz_n} \left(1 + \frac{r_n}{Y}\right) + \frac{i}{Y^2} (x_n \Delta z - z_n \Delta x) (3.69)$$

olarak belirtilmektedir. R, (3.65) ve (3.66) kullanılarak (3.54) ifadesinden,

$$iR = \sum \ln(F_2/F_1) (3.70)$$

şeklinde elde edilmektedir. İki boyutluluk durumunda karmaşık değişkenler notasyonu, gerçek potansiyel alanların karmaşık değişkenlerinin analitik fonksiyonlarına eşitliği vasıtasıyla tanımlanmaktadır. Shuey ve Pasquale (1973)'nin bağıntıları 2-B'lu durumda,

$$Q + iP = \sum \frac{-\Delta x}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2/F_1) = \sum \frac{i\Delta z}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2/F_1) \quad (3.71)$$

ve,

$$F_2/F_1 = (x_1 + iz_1)/(x_2 + iz_2) \quad (3.72)$$

olmaktadır ki, buradaki Q ve P, Talwani ve Heirtzler (1964) teki QSUM ve PSUM ile aynıdır. Karmaşık alan yoğunluğu $Q + iP$ alandaki pozisyonun bir analitik fonksiyonudur ve karmaşık değişken olan $x + iz$ olarak hesaba katılmıştır.

Böylece karmaşık değişken notasyonunun 2-B durumdan 2.5-B durumuna nasıl genelleştirilebildiği görülmektedir. Bununla birlikte, (3.58) ve (3.61) denklemlerindeki (Y/r) çarpanı 2.5 boyutlu durumda analitik bir fonksiyon değildir. Yani, karmaşık değişkenlerin analitik fonksiyonlarına bağlı etkili teoremler 2.5 B durumda mevcut değildir.

(3.65) ve (3.66) denklemleri bilgisayarda kolayca programlanabilmektedir ve 2-B Talwani ve Heirtzler (1964) algoritması kadar hızlı bir 2.5-B algoritmadır. Miknatıslanma şiddeti ve kesit bilgisine ek olarak, anomaliye sebep olan her yapı, uzanım yarı uzunluğu Y ile karakterize edilmektedir. Burada yapılması gereken, bir kontur haritasından Y 'yi belirlemek ve sonra en uygun miknatıslanmayı ve poligon yapıyı kesiti ararken o değeri sabit tutmaktır.

Toplam alan anomalisi T , x eksenine ile manyetik kuzey arasındaki açı A ve manyetik eğim I ise ,

$$T = H_z \sin I + H_x \cos I \cos A + H_y \cos I \sin A \quad (3.73)$$

şeklinde ifade edilmektedir. H_x, H_y ve H_z (3.48) denklemleri ile verilmektedir. Mıknatıslanma şiddetinin genellikle asıl yer manyetik alanına paralel olduğu kabul edilmektedir. Bu durumda mıknatıslanma şiddeti bileşenleri,

$$M_x = kF \cos I \cos A \quad (3.74)$$

$$M_y = kF \cos I \sin A \quad (3.75)$$

$$M_z = kF \sin I \quad (3.76)$$

olarak ifade edilmektedir. F , yer manyetik alan şiddeti ve k manyetik duyarlıktır. (3.74), (3.76) ve (3.48), (3.54) ve (3.73) denklemleri bir araya getirildiğinde,

$$T/2kF = 2P_x \cos^2 I \cos 2A + P_z (\cos^2 I \sin^2 A - \sin^2 I) + Q \cos A \sin 2I \quad (3.77)$$

elde edilir.

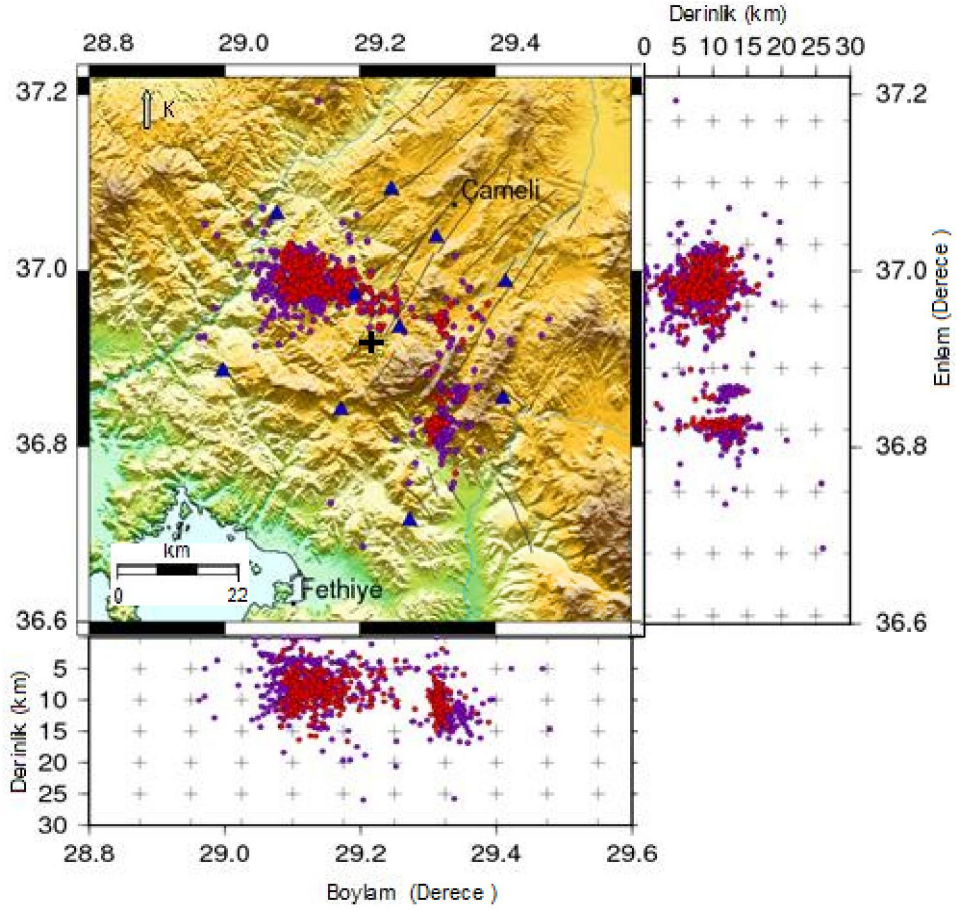
Cooper (1998) tarafından geliştirilen ve 2.5-B gravite ve manyetik verilerin modellenmesini bir arada gerçekleştirebilen WinGLink programı, 2.5-B modelleme algoritmalarını kullanmaktadır. Programda model oluşturulurken modele ait özellikler isteğe bağlı olarak değiştirilebilir.

4. BULGULAR

4.1. ÇAMELİ BÖLGESİNİN TOMOGRAFİ ÇALIŞMASI

TÜBİTAK Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü'nden Çameli Bölgesine ait 754 adet çözümlenmiş deprem verisi alınmıştır. Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi ile ortaklaşa yürüttükleri Deprem Sonrası Acil Gözlem Araştırmaları projesi kapsamında 29 Ekim 2007 (ML=5.0) tarihinde Çameli' de meydana gelen deprem sonrası devam eden deprem aktivitesini yaklaşık bir aylık süre boyunca izlemek için 4 Kasım 2008 tarihinde 10 adet deprem istasyonu kurulmuştur. İstasyonlar yapay kaynaklı sismik gürültünün çok düşük olduğu alanlara yerleştirilmiştir. Bu kayıtlardaki depremlerin konumu, TÜBİTAK Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından Lienert ve Havskov (1995)'in geliştirdiği Hypocenter algoritması ile belirlenmiştir. Her bir depreme ait odak koordinatlarını, oluş zamanlarını ve her bir istasyondaki varış zamanlarını içeren bir veri seti hazırlanmıştır. Bu veri setindeki olayların çok iyi konumlandırılabilir özellikte olması gerekmektedir. Yani, azimutal boşluklarının (GAP) yeterince küçük ve gözlem sayısının çok fazla olması, veri kalitesinin belirlenmesinde ilk ve temel ölçüt olmaktadır. Sadece kaliteli bir veri seti ile doğru sonuca ulaşılabilir ve elde edilen sonuçları güvenilir kılar. Bu nedenle veri seçimine daha çok önem verilmiş ve titizlikle uygulanmıştır. Bu veri seçimiyle istasyon ağı içerisine iyi dağılmış yüksek kalitede veri elde etmek için, GAP'ı 180°den büyük ve en az 6 *P*-fazı gözlenmiş 381 adet deprem seçilmiştir. Bu depremlere ait toplam 3028 *P*-fazı, 3-B *P*-hızı ters çözümü için kullanılmıştır. Seçilen depremlerin yatay ve düşey düzlemdeki konumları ve depremlerin harita üzerindeki episantr dağılımı Şekil 4.1' de gösterilmektedir.

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. 3-B ters çözüm için kullanılan SIMUL2000 yazılımı, model yapı olarak, ayırık model yaklaşımı içerisinde yer alan düğüm noktaları yöntemini kullanmaktadır. İstasyon ağı ve deprem dağılım biçimine göre yapılan modellemede amaç uygun modeli belirlemektir.



Şekil 4.1: Çameli bölgesinde TÜBİTAK tarafından kaydedilen depremlerin dağılımı. P- ve S-dalgı hızı ters çözümü için tüm veri (mor daireler) arasından seçilmiş 180° den daha büyük GAP değerine sahip depremler (kırmızı daireler), artı işareti çalışma alanı.

3-B tomografi çalışması kapsamında, grid aralığına göre değişen 2 farklı modelleme yapılmıştır. Bunlardan ilki “kaba modelleme” (coarse gridding) olarak adlandırılan 10×10 km yatay grid aralığına sahip model (Şekil 4.2), diğeri ise kaba modele göre daha sık grid aralığına sahip, 5×5 km yatay grid aralıklı “ince modelleme” (finer gridding) olarak adlandırılan model (Şekil 4.2).

Modellemeye, istasyonlar arası uzaklık dikkate alınarak, 10×10 km’lik bir blok boyutuyla başlanmıştır. Blok boyutu büyüdüğü için doğal olarak çözülmesi gereken parametre sayısı da azalacaktır. Bu da doğrudan ters çözüm için hesaplama süresini kısaltacaktır. Kaba modellemede bloklar içerisinde geçen ışın miktarı, alt sınır değerleri (KHIT 5, 7, 10 gibi) sağladığından dolayı her bir bloktan yeterince bilgi taşınmakta ve böylece ters çözüm ile daha güvenilir sonuçlar elde edilebilmektedir.

Ancak kaba modelleme ile yer içine ait ayrıntılı bir hız yapısı elde etmek ise mümkün değildir. Düşey yönde ise grid aralıkları, kaba model için 5 km olarak alınmıştır. İnce gridlenmiş model için bu aralık, sığ derinliklerde (6 km' ye kadar) 2 km, daha derinlerde 5 km olarak alınmıştır.

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 üretilecek olan yeni hız yapısının güvenilirliğini etkilemektedir. Bu amaçla TÜBİTAK'ın bölge için önceden belirlediği 1-B hız modeli kullanılmıştır (Tablo 4.1). Tüm 3-B hız modellemelerinde, gerek düşey yöndeki katman kalınlıkları gerekse bu katmanlara ait hız değerleri, minimum 1-D *P*-hız modelinin (Tarancıoğlu ve diğ., 2002) referans alınmasıyla oluşturulmuştur.

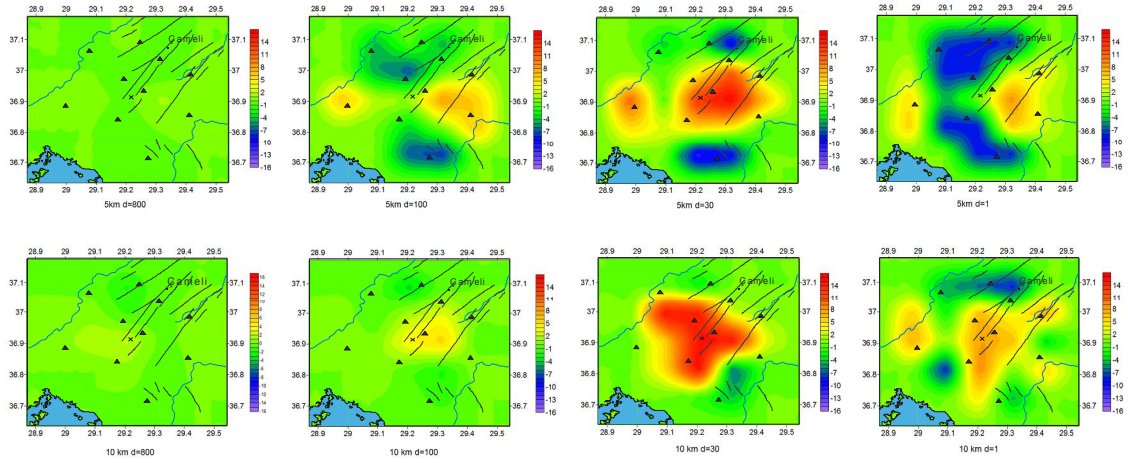
Tablo 4.1: 3-B hız yapısı ters Çözümlerinde kullanılan 1-B hız modeli.

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

Önce, kaba model için Şekil 4.2'de (1-D hız modeli) verilen minimum 1-D *P*-hızı modelinin iç değer bulma (interpolation) ile 3-B düşey grid noktalarındaki hız değerleri bulunmuş ve doğrudan 1-D hız modelinden 3-B ters çözüme geçilmiştir. Diğer blok yapısı için katmanlara ait başlangıç hız yapıları da benzer şekilde oluşturulmuştur. Her bir katmana ait bu başlangıç hız değeri, yanal değişimleri olmayan, tekdüze bir hız değeridir.

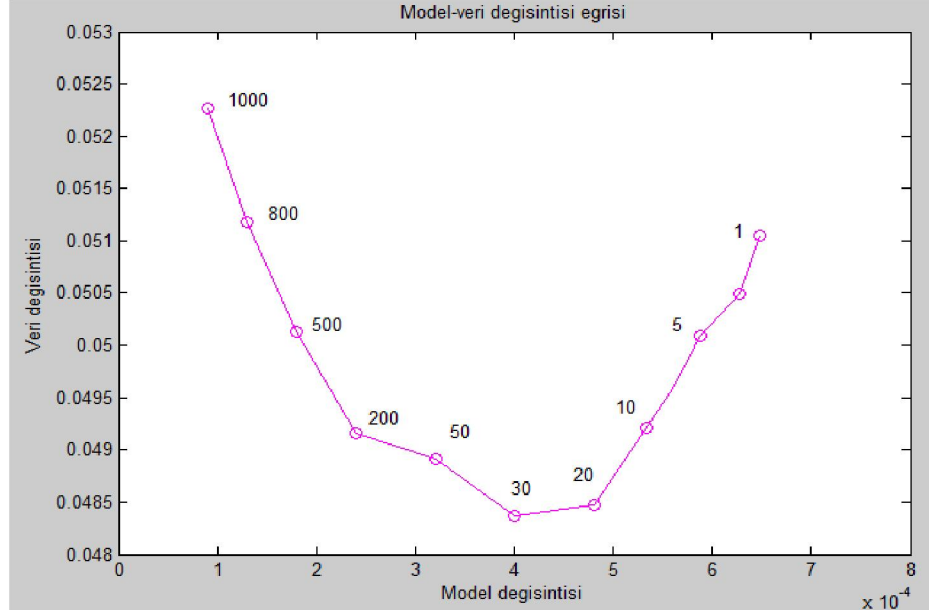
4.1.1. Kontrol Parametreleri

Yerel deprem tomografisinde kullanılan kontrol parametrelerinden en önemlisi hız değerlerine uygulanacak olan indirgeme değeridir. Küçük indirgeme değerleri, yüksek veri değişikisine sahip karmaşık modellerin elde edilmesine neden olurken, yüksek indirgeme değerleri ise veri değişikisi küçük daha yumuşak modellerin elde edilmesini sağlayacaktır (Şekil 4.2).



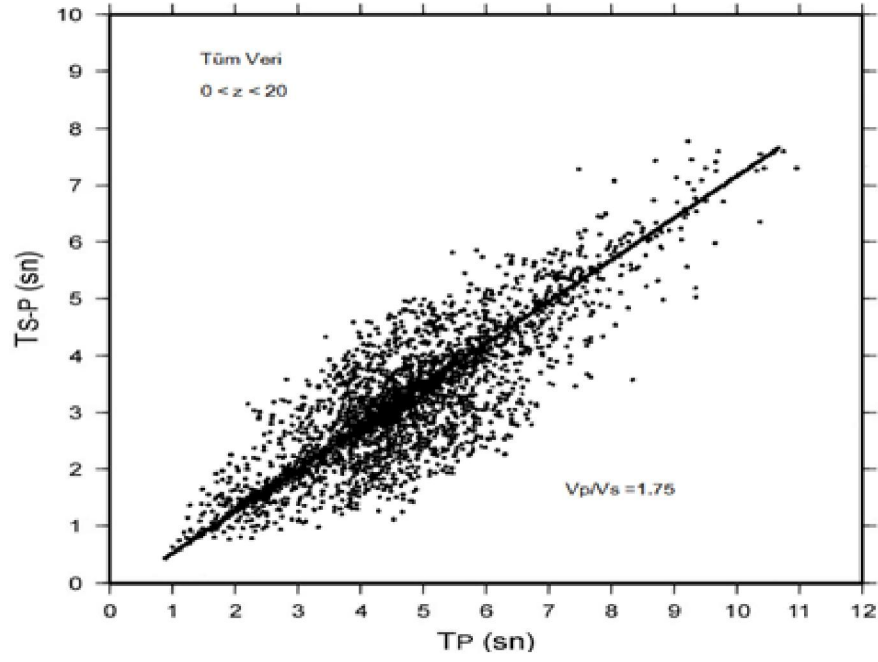
Şekil 4.2: 800, 100, 30 ve 1 sönüm değeri için 5 ve 10 km derinliklerdeki P-hızı değişimi.

Bu nedenle en uygun indirgeme değerini saptamak amacıyla, farklı indirgeme değerleri için, tek yineleme adımından oluşan bir dizi ters çözüm işlemi yapılmıştır. Bu işlemler sonucunda, her bir indirgeme değeri için veri değişikisinin model (çözüm) değişikisine karşılık çizdirilmesiyle (Eberhart-Phillips, 1986) en uygun indirgeme değeri belirlenmiştir (Şekil 4.3). Şekil 4.3'deki hiperbolik eğrinin dönüm noktası, 3-B P -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.



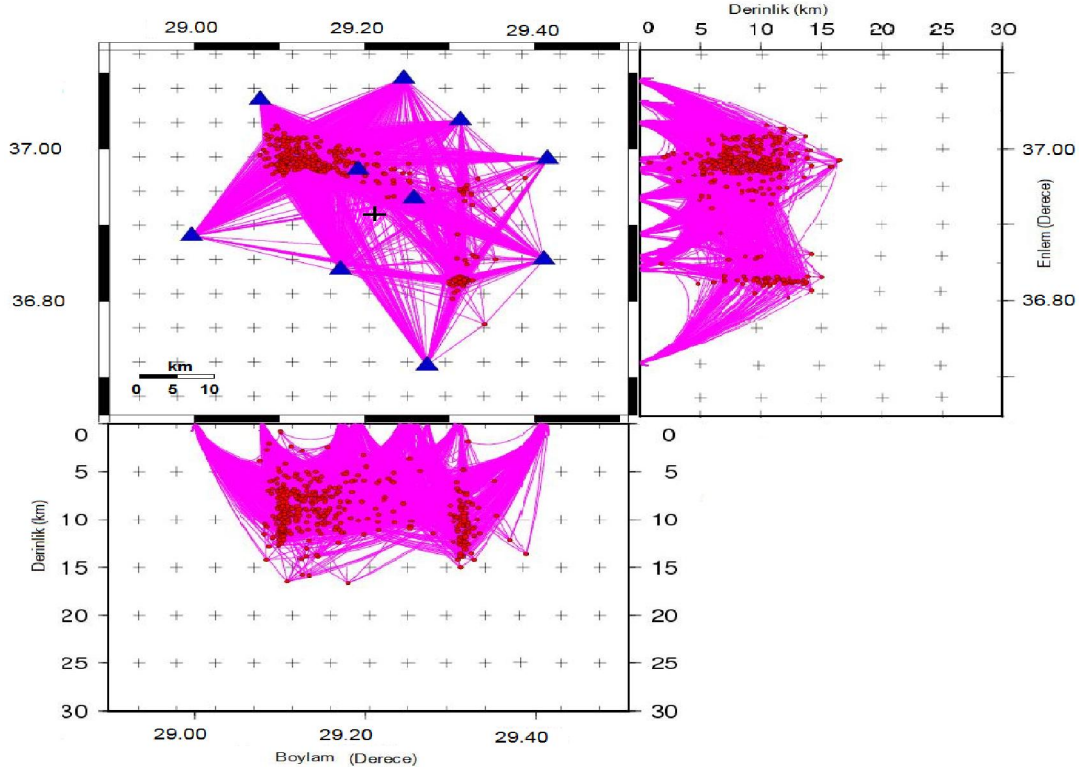
Şekil 4.3: 3-B P-hızı ters çözümü için uygulanacak olan indirgeme değerini belirlemede kullanılan ödünleşme eğrisi.

Çalışma alanının 3-B hız yapısı ters çözümünde ayrıca 1-B V_p/V_s bilgisine ihtiyaç vardır. Bu amaçla okunan P -ve S -fazlarına ait Wadati diyagramı elde edilmiştir. Bu diyagram P -fazı zamanlarının S -fazı zaman farkına karşılık deprem dağılımının çizdirilmesiyle oluşturulur. Bu diyagramın eğimi V_p/V_s hız oranını vermektedir. Bu oran bölgenin V_p ve V_p/V_s hız yapısı çözümü için gerekli olan sabit V_p/V_s oranıdır (Şekil 4.4).



Şekil 4.4: Belirli sınırlamalar ($\text{Gap} > 200$, en az 6 istasyonda kaydedilen depremler) sonucu seçilmiş veriye ait Wadati diyagramı.

Çameli Bölgesine ait 3-B P -hızı yapısının elde edilmesi için iki farklı blok boyutu ve SIMUL2000 yazılımı kullanılarak tomografik ters çözümlere başlanmıştır. 5 yineleme adımından oluşan çözümler, her bir model için ayrı ayrı uygulanarak sonuçlar elde edilmiştir. Yatay ve düşey yöndeki düğüm noktaları ve odak istasyon arası temsili ışın yolları Şekil 4.5'de gösterilmektedir. Yaklaşık $80 \times 60 \times 20 \text{ km}^3$ lük bir hacim içerisinde yayılan ışınlar, her blok içerisinde geçmediği için bu bloklara ait model parametreleri sabit tutularak ters çözüme sokulmamıştır.



Şekil 4.5: Yatay ve düşey düzlemdeki tahmini ışın yolları. Artı işareti modelin orta noktasını temsil etmektedir.

Modele ait hız değeri, daha önce belirlenen 1-B hız modelinden elde edilmiştir. Bu başlangıç hız modeli ile yapılan ters çözümden, Şekil 5 ve Şekil 4.6 'da görülen P -hız yapısı elde edilmiştir. Ters çözüm işlemleri sırasında P -hızları için indirgeme değeri 30 olarak alınmıştır. 5 yinelemeli çözümler sonucunda, RMS ve veri değışintisi değerleri başlangıç modeline göre; RMS için 0.234 sn' den 0.105 sn' ye düşerek % 45, veri değışintisi ise 0.0682' den 0.0445'e düşerek %65 azalmıştır. Bu da ters çözüm sonrası elde edilen modelin, başlangıç modeline göre gerçek yapıya daha yakınsadığını göstermektedir.

Şekil 4.6, hesaplanan mutlak hız değerlerini düzlem kesitler şeklinde göstermektedir. Şekil 4.7 ise başlangıç modeline göre hız değışimini göstermektedir. Her biri 5 km'lik kalınlığa sahip 4 hız katmanından oluşan modelin ters çözümü sonucu sadece 15 km'lik derinliğe kadar olan üst kısımlarının hız yapısı elde edilebilmiştir. 15-20 km arası, yeterli veri olmaması nedeniyle tam olarak çözülememiştir. Hemen hemen tüm katmanlarda, çalışma alanının altındaki yapıların hız değışimleri ve mutlak hız değerleri elde edilmiştir.

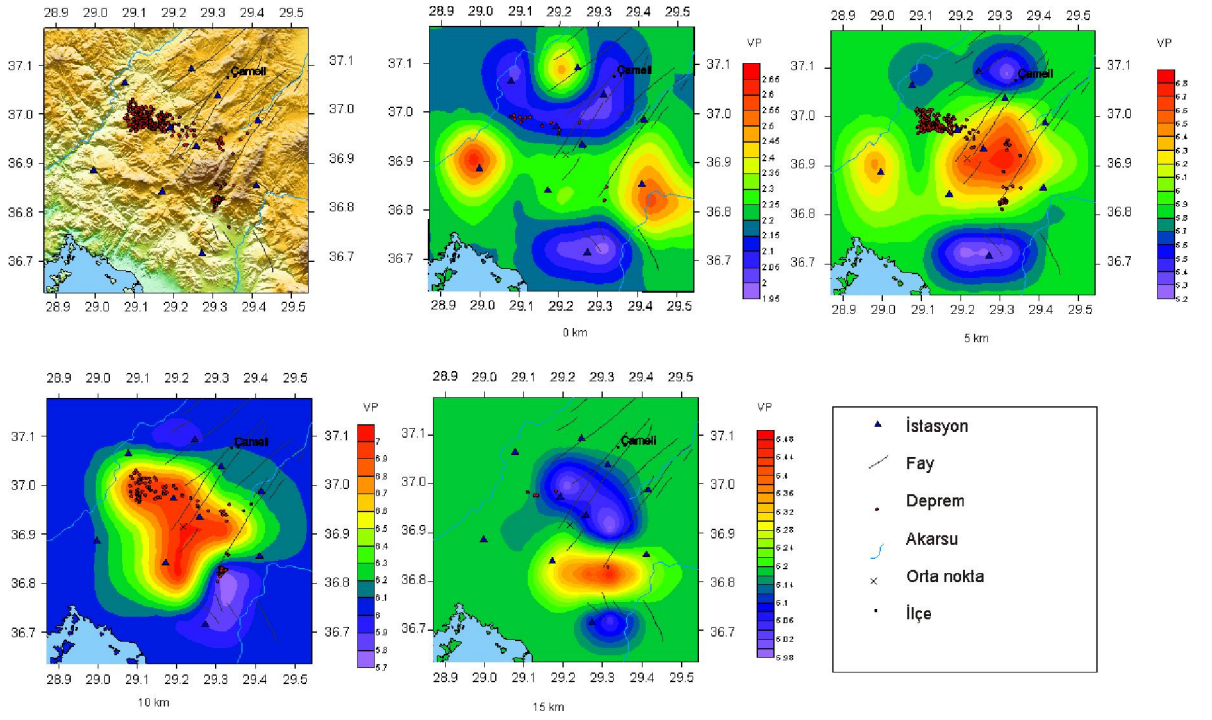
Işın yoğunluğuna göre değişim gösteren hız yapısındaki farklılıklar daha çok 0-5 km arasındaki ilk katmanda göze çarpmaktadır. Başlangıç hız değerine göre yaklaşık %20 değişim gösteren bu katmanda en düşük hız 2.0 km/sn en yüksek ise 2.8 km/sn olarak bulunmuştur. Çok düşük *P*-hızının hesaplandığı bu ilk katmanda, çevre kayalar arasındaki süreksizlikler açıkça görülmektedir (Şekil 4.5). Yüzey jeolojisinden önemli derecede etkilenen bu en üst katman hakkında sağlıklı yorum yapmak oldukça güçtür. Ancak Şekil 4.5 'den de görüleceği üzere; bu katmana ait görüntü, karakter olarak bölgenin jeolojik ve tektonik yapısı ile uyum göstermektedir.

Yüksek hıza sahip dağlık bölgelerin $z=5$ km derinlikte de belirgin bir rol oynadığı anlaşılmaktadır. Başlangıç hız değeri olan 5.85 km/sn'ye göre %12'lik bir hız değişimi olduğu bulunmuş ve bu katmandaki hız değerlerinin 4.3-6.55 km/sn arasında yer aldığı gözlenmiştir. En yüksek hız kireçtaşından oluşmuş kayaların olduğu kesimlerde, daha düşük hızlar akarsu yataklarına yakın bölgelerde yer almaktadır (Şekil 4.6 ve Şekil 4.7). Başlangıç değerine göre bu katmandaki mutlak hız değerinin düşmesi, büyük bir olasılıkla üstteki düşük hızlı sedimanter katmanlardan kaynaklanmaktadır.

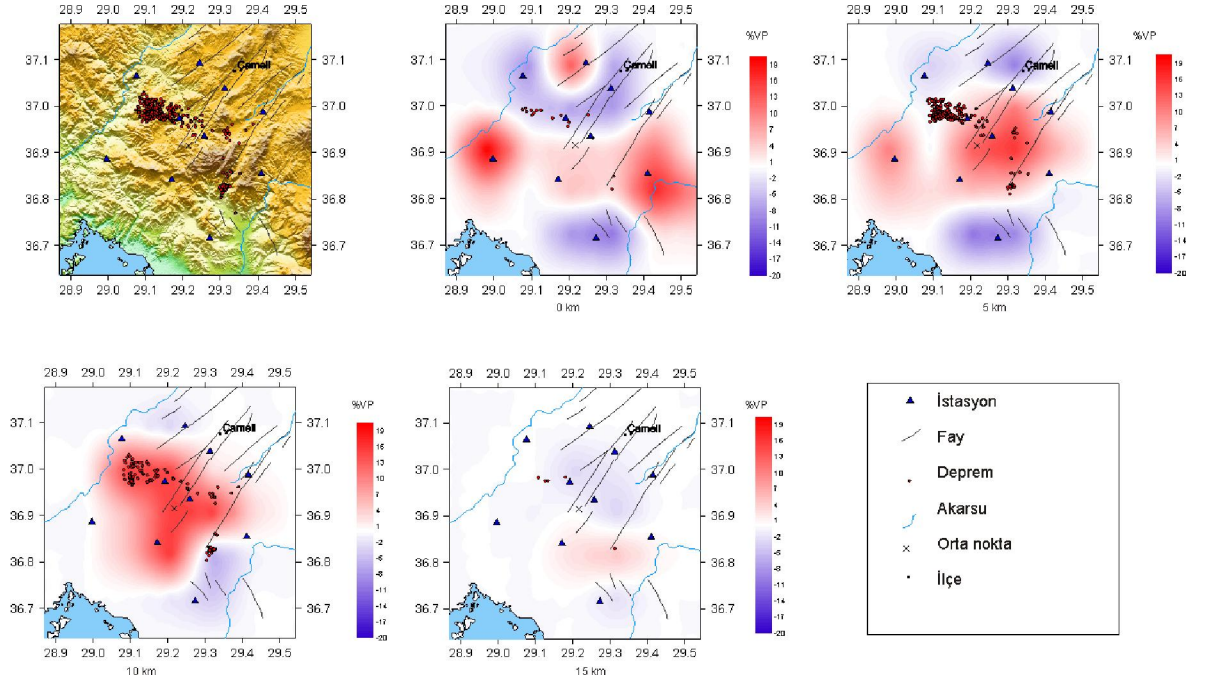
$z=10$ km derinlikte hız değişiminin %12, mutlak hız değerinin ise 4.5-6.5 km/sn arasında yer aldığı saptanmıştır. Özellikle ortalama hıza göre mutlak hızlardaki artış, daha çok çalışma alanının iç kısımlarında dağlık bölgede görülmektedir (Şekil 4.6). Bu bölgelerde hesaplanan ortalama *P*-hızı 6.1 km/sn olurken, akarsu yataklarına denk gelen bölgelerde ise 4.5-5 km/sn arasında değişmektedir.

$z=15$ km derinlikten elde edilen ters çözüm sonuçlarına göre ise bu derinlikteki hız değişiminin, başlangıç modeline göre %-3 ile %7 arasında olduğu ve değişim alanının sadece ışınların geçtiği dar bir alanla sınırlandırıldığı gözlenmiştir. Bu katmandaki hızların ise 4.7-5.8 km/sn arasında değiştiği bulunmuştur. Yüksek hızlar, çalışma alanının güney doğusunda yer almaktadır.

Bölgede meydana gelen depremlerin çoğunun sığ kökenli olması ve 20 km' den daha derinde herhangi bir deprem meydana gelmemesinden dolayı bu derinliklerden çok fazla bilgi gelmemiştir. Bu nedenle, 20 km' de yer alan katmana ait hız yapısı, ters çözüm ile belirlenememiştir (Şekil 4.6 ve Şekil 4.7).



Şekil 4.6: 10x10 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu elde edilmiş düzlemsel hız değişim haritaları. Depremler kırmızı dairelerle, istasyonlar ise mavi üçgenlerle gösterilmektedir.



Şekil 4.7: 10x10 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu elde edilmiş düzlemsel hız değişim haritaları. Depremler kırmızı dairelerle, istasyonlar ise mavi üçgenlerle gösterilmektedir.

Ters çözüm için kullanılan ikinci model ise yatay yönde 5x5 km, düşey yönde ise 6 km derinliğe kadar 2 km, 6-10 km arası 4 km, 10-20 km arası ise 5 km olarak boyutlandırılmış bloklardan oluşan bir modeldir.

Ters çözüme başlamadan önce hazırlanan başlangıç modeli, Tablo 4.1'de gösterilen 1-B hız modelinden elde edilmiştir. Kaba modele göre tek farkı, düşey ve yatay yönde daha fazla düğüm noktasına sahip olmasıdır. Hazırlanan yatay katmanlı başlangıç modeli ile her biri 5 yineleme adımından oluşan iki ters çözüm işlemi uygulanmıştır. İlk ters çözüm sonucu elde edilen hız modeli, ikinci ters çözüm işlemine başlangıç modeli olarak girilmiştir. Bu model için de indirgeme değeri, 30 olarak alınarak ters çözüm işlemleri yapılmıştır.

Ters çözüm sonucu, 1-B modele göre hesaplanmış mutlak *P*-hızı değerleri de Şekil 4.8'de, yüzde olarak hızdaki değişim miktarları ise Şekil 4.9'da yatay düzlem kesitler şeklinde görülmektedir. 20 km derinliğe kadar toplam 8 katmandan oluşan modelde, *P*-hızlarındaki değişim 15 km derinliğe kadar izlenebilmektedir (Şekil 4.8). Bütün katmanlardaki hızdaki ortalama değişim miktarları ise % 30 arasında yer almaktadır.

Kaba modele göre daha sık gridlenmiş bu modelde de ilk modeldekine benzer yapısal oluşumlar gözlenmektedir. Ancak, küçük blok boyutları nedeniyle, kaba model sonuçlarına oranla daha ayrıntılı hız yapıları elde edilmiştir. Yüzey jeolojisinin etkisinden dolayı $z=0$ km' deki ilk katmanın hız yapısı hakkında net bir yorum yapmak oldukça zor olmaktadır. Genel hatlarıyla çalışma ve dolayının karakteristik yapısı ortaya çıkmış olsa da ayrıntı da bazı yanıltıcı görüntüler bulunmaktadır (Şekil 4.9). Bunlar jeolojik ve/veya tektonik yapı üzerine oturmayan unsurlardır. Bu katman için hesaplanan en düşük *P*-hızı 1.85 km/sn, en yüksek 2.5 km/sn' dir. Hız değişimleri ise % -30 ile % 30 arasında yer almaktadır.

Ters çözüm sonucu, $z=2$ km derinlikteki katmanın *P*-hızları incelendiğinde, jeolojik yapı sınırları açıkça görülmektedir (Şekil 4.8-4.9). Buradaki hız değişimi, başlangıç hız modeline göre % -20 ile % 15 arasındadır. Yüksek hız anomalileri çalışma alanının iç kesimlerinde kendini göstermektedir (Şekil 4.8). Ayrıca bu derinlikte KB-GD uzanımlı yüksek hızlı bir kol görülmektedir. İlk katmana göre daha anlamlı sonuçların elde

edildiği bu derinlikteki en düşük hız 4.3 km/sn, en büyük hız ise 5.8 km/sn olarak bulunmuştur.

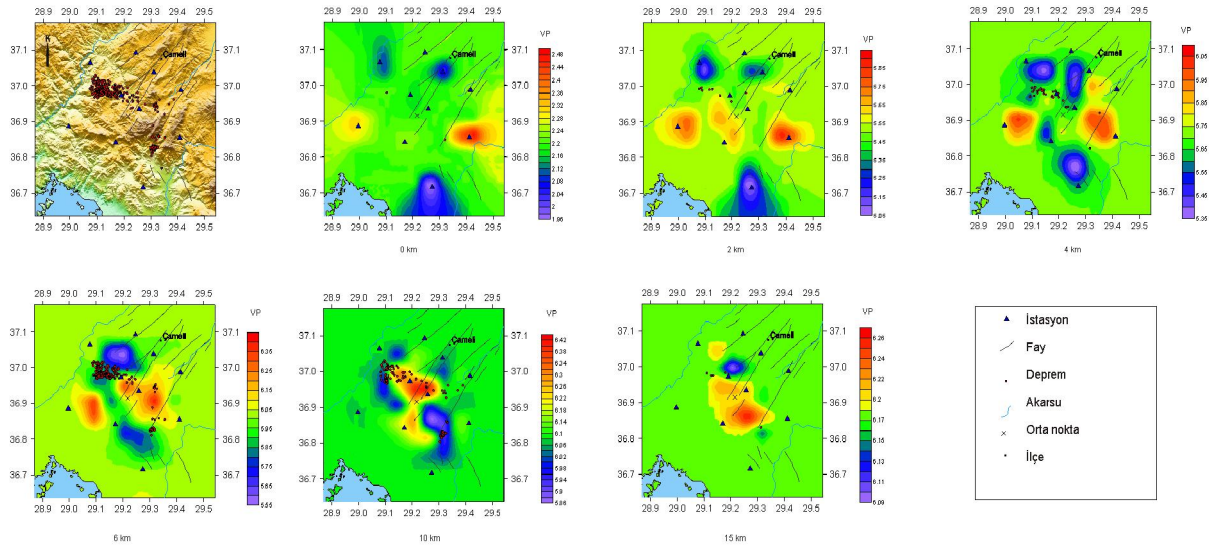
Şekil 4.8 ve Şekil 4.9' e göre $z=4$ km derinlikteki hız dağılımı, üst katmanlardaki görünümün bir devamı şeklindedir. Yine bu derinlikte de jeolojik yapı (dağlık ve sedimanter yapı) sınırları açıkça izlenebilmektedir. Çalışma alanının kuzeyinde ve güneyinde başlangıç modeline göre daha düşük hızlı yapılar dikkati çekmektedir (Şekil 4.8). Başlangıç modeline göre bu derinlikteki hız değişimi % -15 ile % 10 arasında yer almaktadır. Hesaplanan mutlak P -hızlarının ise 4.24-6.18 km/sn arasındaki değiştiği bulunmuştur.

$z=6$ km derinlikteki hız değişimleri ve mutlak hız değerleri incelendiğinde, yüksek dağlık bölgeye denk gelen ve civar bölgelere oranla daha yüksek hıza sahip alanın genişleyip uzadığı göze çarpmaktadır (Şekil 4.8 ve Şekil 4.9). Ayrıca, bu katmanda dikkat çekici diğer bir hız yapısı ise KB-GD uzanımlı düşük hızlı yapıdır. Akarsu yataklarındaki alüvyal yelpazenin gelişimini düşündürmektedir. Başlangıç modeline göre bu derinlikteki katman için hız değişimi % -10 ile % 17 arasında yer alırken, mutlak hız değerleri 5.54-6.67 km/sn arasında değişmektedir.

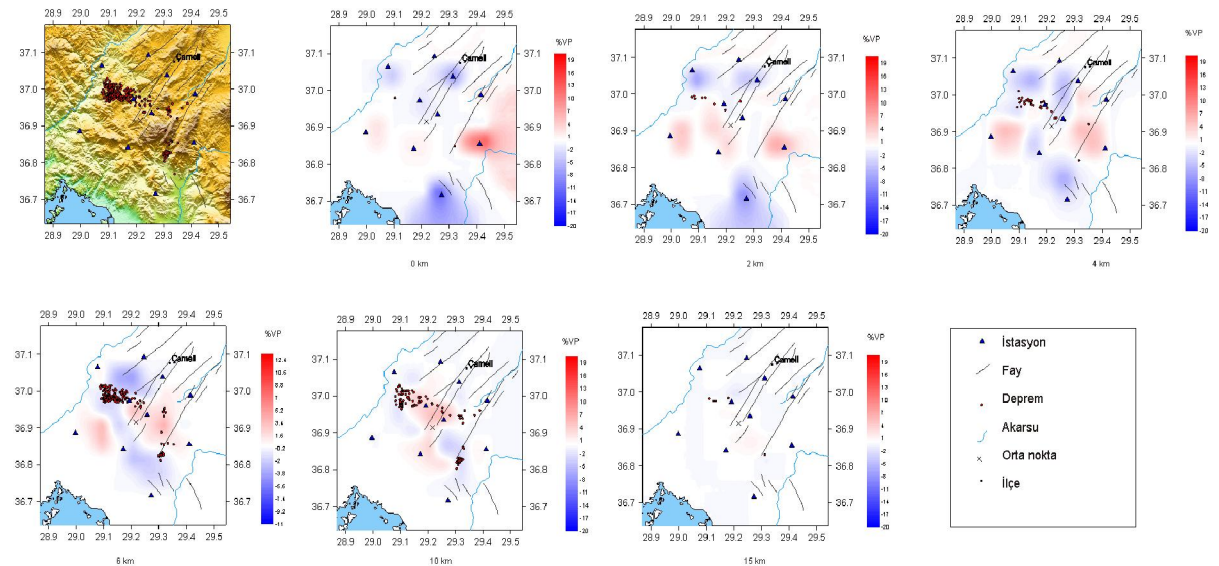
$z=10$ km'de başlangıç modeline göre genelde hızların artması ve çalışma alanının ortasına denk gelen yüksek hızlı bölgenin geometrisinin değişimi dikkati çekmektedir (Şekil 4.8 ve Şekil 4.9). Hız artımının düşük olduğu kesimler daha çok çalışma alanının güneydoğu ve kuzeybatısında görülmektedir. Bu katmandaki hız değişimi % -5 ile % 10 arasında değişirken bu katman için hesaplanan mutlak hız değerleri ise 5.56-6.5 km/sn arasında yer almaktadır.

Deprem sayısının en aza indiği $z=15$ km derinlikteki katmanda, bloklardan geçen ışın sayısının azalması nedeniyle çok fazla bir alan çözülebilmemiş değildir (Şekil 4.8 ve Şekil 4.9). Çözülebilen bloklardan ise, hızlarda bir artımın olduğu görülmektedir. Bu derinlikte, hızlardaki değişim oranı % -2 ile % 4 arasında yer almaktadır. Bir başka deyimle başlangıç modeline göre hızlarda çok fazla bir değişim olmamıştır. Mutlak hız değerleri ise 6.2-7.0 km/sn arasında değişmektedir.

Modellemede en son katman olarak belirlenen $z=20$ km derinlikte, kullanılan veri grubu içerisinde hiçbir depremin olmaması, ancak bazı ışın yollarının eğriselliğinden dolayı blok içerisinde geçen az sayıda ışın sayesinde çok küçük bölgeler çözülebilmektedir. Çözülebilen bu bloklardan da hızdaki değişimin en az % -1.5 en fazla ise % 0.6 olduğu, mutlak hızların ise 6.6 ile 6.7 km/sn arasında değiştiği bulunmuştur. Aslında bu katmanda ters çözüm sonrası çok fazla bir değişim olmamıştır.



Şekil 4.8: 5x5 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel mutlak P-hızı haritaları. Sol üstteki haritada depremler kırmızı dairelerle gösterilmiştir. Mavi üçgenler ise istasyonları temsil etmektedir.



Şekil 4.9: 5x5 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel hız değişim haritaları.

4.1.2. 3-B V_p/V_s Modeli

Tüm blok modelleri için yapılan 3-B tomografik P -hızı ters çözümünün ardından, tüm veri setine S -fazları da katılarak, bölgenin 3-B S -hızı yapısı da elde edilmeye çalışılmıştır. Gerçekte yapılan ise S -hızı ters çözümü değil, V_p/V_s oranının ters çözümüdür (Eberhart-Phillips, 1990 ve Thurber, 1993). Bilinen bir 3-B P -hızı yapısı ve sabit bir V_p/V_s oranı ile yapılacak ters çözüm, S -hızı yapısının bulunmasında daha iyi bir sonuç verecektir. Ayrıca doğrudan S -varış zamanları kullanılarak yapılan bir 3-B ters çözümde, S - gözlemlerinin yetersiz fakat P -gözlemlerinin yeterli olduğu bir veri seti için, V_p çözünürlüğünün iyi olduğu yerlerde V_s düşük çözünürlükte olacaktır. Böyle durumlarda V_p/V_s oranlarının kullanılması daha iyi çözüm gücü garanti etmektedir.

3-B ters çözümde S -fazlarının kullanımının iki önemli nedeni vardır; birincisi, daha önce de sözü edildiği gibi, odak koordinatlarının doğru olarak saptanmasında önemli bir rol oynamakta, ikinci olarak ise hesaplanan V_p/V_s oranı ile, kayaçlarının mekanik özellikleri belirlenerek yapılacak yorumlara katkıda bulunmaktadır (Husen, 1999). Buna karşın, S -fazlarındaki yetersiz gözlem sayısı ve varış zamanlarındaki büyük belirsizlikler, S -fazlarının 3-B ters çözümüne sınırlamalar getirerek P -fazına oranla çözüm gücünü düşürmektedir.

3-B P -hızı ters çözümü için, veri seçiminde kullanılan ve 381 depremden oluşan veri seti, bu kez V_p/V_s ters çözümü için veri seçiminde kullanılmıştır. P -fazı seçiminde olduğu gibi, yine, GAP'ı 200° 'den küçük, en az 6 P - ve 4 S -fazı gözlenmiş depremler seçilmiştir. Bu depremlere ait toplam 2679 P - ve 1089 S -fazı, 3-B V_p/V_s ters çözümü için kullanılmıştır.

SIMUL2000 yazılımının önceki sürümlerinde, V_p/V_s ters çözümü için, P -fazında t_p , S -fazında ise S -fazı ile P -fazı varış zamanlarının farkları ($t_s - t_p$) alınarak veri seti hazırlanmaktaydı. Ancak SIMUL2000 yazılımında P - fazı için t_p , S -fazı için ise sadece S -fazı varış zamanı, t_s , alınmaktadır.

V_p/V_s ters çözümü için, V_p hız modelinde kullanılan, aynı düğüm noktası aralıklarına sahip modeller kullanılmıştır (Şekil 4.2). Verilen model parametreleri, toplam düğüm noktası sayısından daha az ve ya eşi olmalıdır. Çünkü, ters çözüm öncesi ışın yollarınca taranamayan ve ters çözüm esnasında, içerisinden belirli sayıda ışın geçmeyen bloklara

ait düğüm noktaları sabit tutulmaktadır. Hem P - hem de S -hızları söz konusu olduğu için hesaplanan model parametre sayısı ikiye katlanacaktır. Yani 987 adet model parametresi olacaktır. Sabit tutulan düğüm noktası sayısı ise 211 olarak belirlenmiştir. Ters çözüme girecek olan düğüm noktası sayısı ya da diğer bir deyimle model parametre sayısı ise $987 - 211 = 776$ adet olacaktır.

3-B V_p/V_s ters çözümü için bir başlangıç modeli belirlenirken, hem başlangıç P -hızlarına hem de sabit bir V_p/V_s oranına ihtiyaç duyulmaktadır. P -hızları için daha önce hesaplanan 3-B P -hız modeli, V_p/V_s oranı için ise tüm bölge için belirlenen ortalama bir V_p/V_s oranı alınmaktadır. Bu değer, Şekil 4.4'deki Wadati diyagramından 1.76 olarak belirlenmiştir. Başlangıç modelinde önce tüm düğüm noktalarının V_p/V_s oranı 1.76 olarak verilmiş ve daha sonra bu değer ile ters çözüm aşamasına geçilmiştir.

Kontrol parametreleri arasında yer alan ve V_p/V_s ters çözümü için kullanılacak olan indirgeme değeri, V_p ters çözümündeki gibi, 30 olarak alınmıştır. Böylece V_p hız modeli değişmeden sadece V_p/V_s oranları hesaplanacaktır. Bu değerler, tüm modeller için değiştirilmeden aynı şekilde kullanılmıştır.

Diğer bir belirlenmesi gerekli kontrol parametresi ise bloklar içerisinde geçen ışın sayısıdır. Yukarıda söz edildiği gibi, bu parametre, blok içerisinde geçen ışın sayısı için bir alt sınır belirlemektedir. Böylece bu sınır değerinin altındaki ışın sayısına sahip düğüm noktaları, sabitlenerek ters çözüme sokulmayacaktır. Daha önceki çözümlerinde olduğu gibi bu değer, 5 olarak alınmıştır.

Hesaplama öncesi tüm hazırlıklar tamamlandıktan sonra, Çameli bölgesine ait 3-B V_p/V_s yapısının elde edilmesi için iki farklı blok boyutu ve SIMUL2000 yazılımı kullanıldığı tomografik ters çözümlere başlanmıştır. V_p ters çözümünde olduğu gibi 5 yineleme adımından oluşan çözümler, her bir model için ayrı ayrı uygulanarak sonuçlar elde edilmiştir. Elde edilen sonuçlar yine her bir modelin kendi içerisinde, ikinci işlem adımı için giriş verisi olarak kullanılmıştır. İzleyen bölümlerde, ilgili modellere ait ters çözüm aşamaları tartışılmaktadır.

4.1.3 Kaba Model

V_p/V_s ters çözümünün uygulandığı ilk model, 10×10 km'lik düğüm noktası aralığına sahip olan kaba modeldir. Bu model için, başlangıç hızı olarak daha önce belirlenen 3-B P -hızları kullanılmış, V_p/V_s oranı olarak ise 1.76 alınmıştır. Önce 5 yinelemeden oluşan ilk işlem adımı uygulanmış, daha sonra ise bu işlem adımından elde edilen sonuç modeller, ikinci bir 5 yinelemeli işlem adımına sokulmuştur. Tüm bu işlemlerin sonucunda RMS değerleri 0.446 sn'den 0.178 sn'ye düşerek % 60, veri değişintisi ise 0.154 sn'den 0.028 sn'ye düşerek % 82 azalmıştır. Ters çözüm işlemleri sonucunda, tüm katmanlara ait V_p/V_s oranlarının başlangıç modeline göre değişim miktarları ve mutlak V_p/V_s oranları Şekil 4.11 ve Şekil 4.12'de görülmektedir. Her iki şekilden de görüleceği üzere, ancak 15 km derinliğe kadar çözüm sağlanabilmiş, 20 km ve daha derinler için herhangi bir tomografik görüntü elde edilememiştir.

Ters çözüm sonrası, $z=0$ km'deki ilk katmanın V_p/V_s oranlarına bakıldığında, başlangıç değerine göre hayli bir düşüş olduğu görülmektedir (Şekil 4.11 ve Şekil 4.12). En fazla düşüş, çalışma alanının ortalarında, deprem etkinliğinin yoğun olduğu bölgede görülmektedir. Çalışma alanının güneydoğusunda ise çok az bir artım olduğu söylenebilir. İlk katman için, V_p/V_s 'in başlangıç değerine göre değişim miktarı % -20 ile % 2 arasında yer almaktadır. Mutlak V_p/V_s değerleri ise 1.41-1.77 arasında değişmektedir.

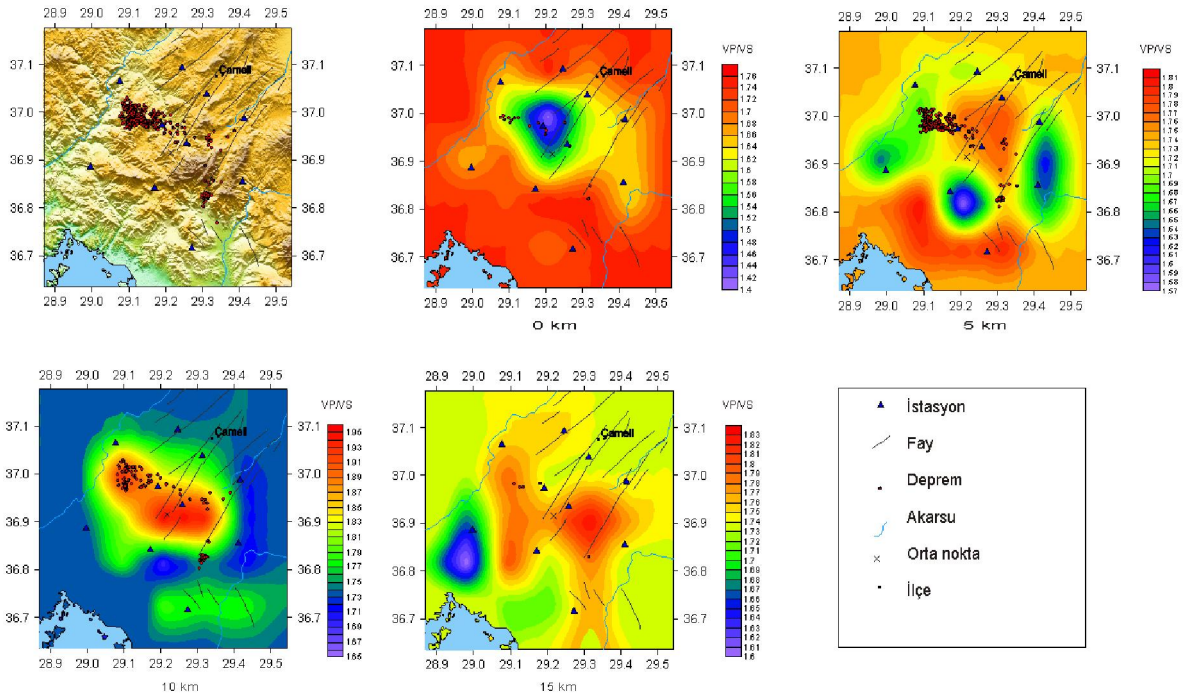
$z=5$ km derinlikteki tomografik çözümler, bir üst katmanın devamı niteliğinde görünümündedir (Şekil 4.11 ve Şekil 4.12). Özellikle çalışma alanının kuzeydoğu ve güney batısında iki belirgin anomali, ve KB-GD yönelimli düşük V_p/V_s kendini göstermektedir. Sadece boyutsal farklılıklar bulunmaktadır. Bu katman için V_p/V_s oranlarındaki değişim yüzdeleri % -8 ile % 12 aralığında olurken, hesaplanan V_p/V_s oranları ise 1.53 ile 1.8 arasında değişmektedir.

$z=10$ km derinlikteki ikinci katmanın tomografik görüntüsü, bir üst katmandan daha farklıdır (Şekil 4.11 ve Şekil 4.12). Bu katmandaki dikkat çekici en önemli durum, anomalilerin yer değiştirmesidir. Yani bir üst katmandaki ($z=5$ km) yüksek V_p/V_s oranına sahip bölge bu derinlikte düşmüş, düşük V_p/V_s oranına sahip bölge ise yükselmiştir. Bu katmanda, özellikle çalışma alanında KB-GD yönelimli anomali, tüm derinlikler arasındaki en yüksek V_p/V_s oranı vermektedir. Bu derinlikteki

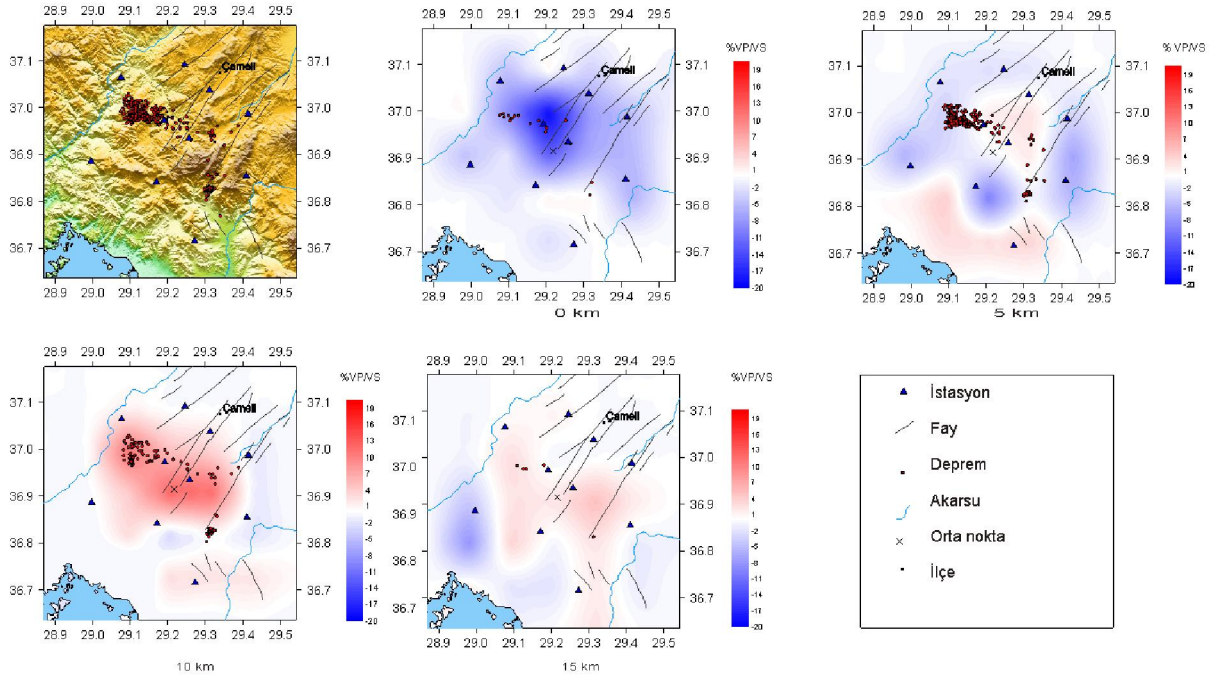
V_p/V_s oranlarının değişimi % -10 ile % 15 olurken, mutlak değerleri de 1.65 ile 1.98 arasında değişmektedir.

Bir diğer katman ise $z=15$ km derinlikte bulunmaktadır. Bu derinlikteki tomografik çözümler, bir üst katmanın devamı niteliğindedir (Şekil 4.11 ve Şekil 4.12). Sonuçların bu derinlikteki değişim oranları % -8 ile % 5 arasında yer alırken, ters çözüm sonucu bulunan V_p/V_s oranlarının mutlak değerleri 1.64 ile 1.86 arasında değişmektedir.

Işın yoğunluğunun hiç olmadığı en son katman olan $z=20$ km derinlikte, tüm sonuçlar başlangıçtaki değerlerde çıkmıştır. Bu nedenle, bu derinlikte V_p/V_s oranları ile ilgili yorum yapmak mümkün olmamaktadır.



Şekil 4.10: 10×10 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel mutlak V_p/V_s haritaları. V_p/V_s oranları, Wadati diyagramından belirlenmiş 1.75 değerine göre elde edilmiştir. Sol üstteki haritada depremler.



Şekil 4.11: 10×10 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu elde edilmiş düzlemsel V_p/V_s oranı değişim haritaları.

4.1.4 İnce Model

V_p/V_s oranlarının tomografik ters çözümünde kullanılan diğer bir model ise yatay yönde 5×5 km düğüm noktası aralığına sahip olan ince modeldir. Bu düğüm noktası düzeneği için 3-B P -hızı başlangıç modeli, daha önceki ters çözümlerden elde edilmiş hız değerlerini kullanarak, V_p/V_s oranı ise yine sabit 1.75 değeri alınarak oluşturulmuştur. Ters çözümde kullanılan indirgeme oranları ise önceki modelde kullanılanlar gibi V_p 30 değeri alınmıştır.

Ters çözüm sonuçlarını elde etmek için her zamanki gibi 5 yinelemeden oluşan iki işlem adımı uygulanmıştır. Bu işlem sonucunda RMS değerleri 0.353 sn'den 0.134 sn'ye düşerek % 62, veri değişimi değerleri ise 0.125 sn'den 0.021 sn'ye düşerek % 84 azalmıştır.

Tüm işlemler sonunda elde edilen V_p/V_s oranlarının mutlak değerleri ve başlangıç değerlerine göre yüzde olarak değişimleri sırasıyla Şekil 4.13 ve Şekil 4.14'de görülmektedir. Gerek değişim oranları gerekse mutlak değerlerle ilgili haritalar

incelendiğinde ancak 15 km derinliğe kadar çözümlerin mümkün olduğu sonucuna varılmaktadır.

$z=0$ km derinlikten elde edilen sonuçlar incelendiğinde, V_p/V_s oranlarının başlangıç değerine göre çok düştüğü ve bu düşüşün en çok bölgedeki kırık sistemleri boyunca olduğu dikkati çekmektedir (Şekil 4.11 ve Şekil 4.12). Özellikle çalışma alanının kuzey batısındaki bölgede daha fazla düşüş olduğu görülmektedir. Bu katmandaki değişim oranı % -15 ile % 7 arasında değişmektedir. Mutlak V_p/V_s oranları ise 1.52 ile 1.78 arasında değişmektedir.

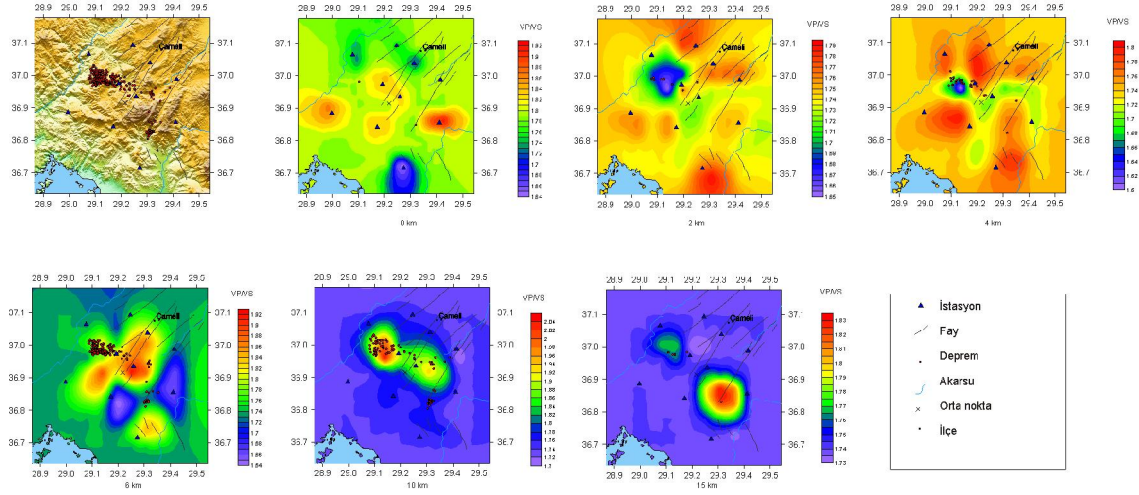
$z=2$ km ve 4 km derinlikte elde edilen tomografik görüntüler üst katman ile yakındır (Şekil 4.13 ve Şekil 4.14). Bu katmanlarda da V_p/V_s oranının düşüş gösterdiği yerler, hem küçülmüş hem de düşüş miktarı daha az olmuştur. Bu katmanlardaki değişim oranları % -12 ile % 14 arasında olurken, V_p/V_s oranının mutlak değerleri 1.56 ile 1.78 arasında yer almaktadır.

$z=6$ km derinlikte, V_p/V_s oranının düştüğü bölgeler azalırken yükselen kesimlerde bir artış olmaktadır. Hem KD-GB doğrultulu hem de KB-GD uzanımlı yüksek V_p/V_s oranı görülmektedir. KD-GB uzanımlı yapı bölgedeki faylarla paralel olarak gelişmiştir. Bu katmandaki değişim oranları % -19 ile % 18 arasında değişirken, V_p/V_s oranının mutlak değerleri de 1.60 ile 2.0 arasında yer almaktadır.

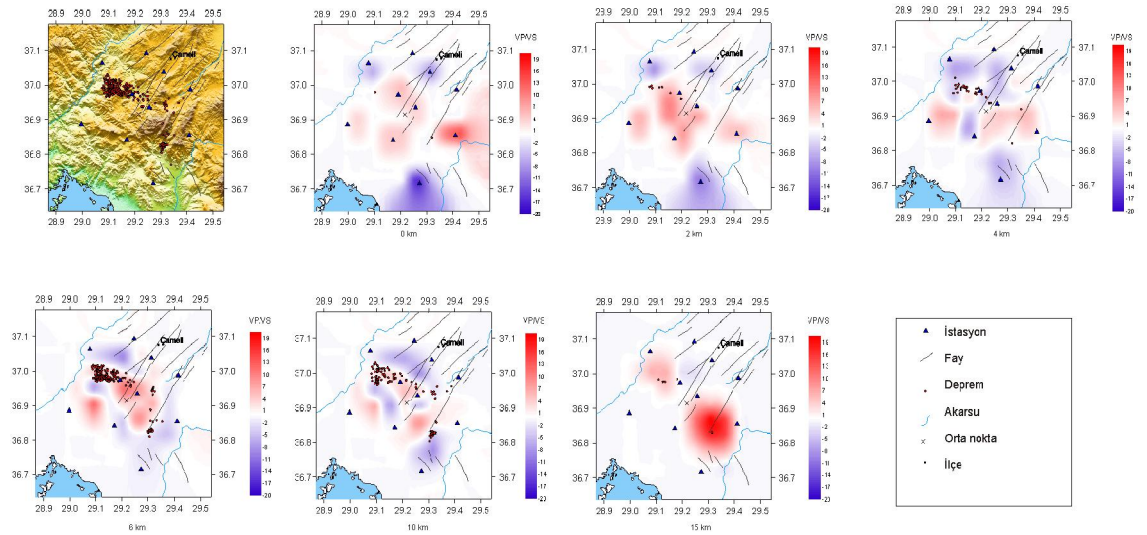
$z=10$ km'de üst katmanın devamı niteliğinde olup, üst katmanda bulunan KB-GD uzanımlı alanda yüksek V_p/V_s oranlarının daha baskın olduğu görülmektedir ve diğer alanların nispeten daha düşük V_p/V_s oranına sahiptir (Şekil 4.11 ve Şekil 4.12). Bu yüksek anomali veren yapı tüm çalışma alanı içerisinde deprem etkinliğinin en yoğun olduğu bir konumdadır. Bu derinlik için hesaplanan değişim oranları % -20 ile % 10 arasında değişirken, mutlak V_p/V_s oranları ise 1.64 ile 2.04 arasında yer almaktadır.

Çözüm gücünün giderek zayıfladığı $z=15$ km derinlikte, sadece çok küçük bir değişime rastlanmaktadır (Şekil 11). Burası da yine çalışma alanı içerisinde KB-GD uzanımlı bir şekilde Çevresine göre nispeten yüksek bir V_p/V_s oranına sahiptir. Bu derinlikteki V_p/V_s oranlarının yüzde değişimleri % -1 ile % 0.2 arasında olurken, hesaplanan mutlak oranlar ise 1.72 ile 1.76 arasında değişmektedir.

Son katman olan $z=20$ km derinlikte yetersiz ışın olması sebebiyle tomografik çözümler elde edilememiştir. Bu nedenle bu derinlik için V_p/V_s oranları hakkında yorum yapılamamaktadır.



Şekil 4.12: 5×5 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel V_p/V_s oranı haritaları.

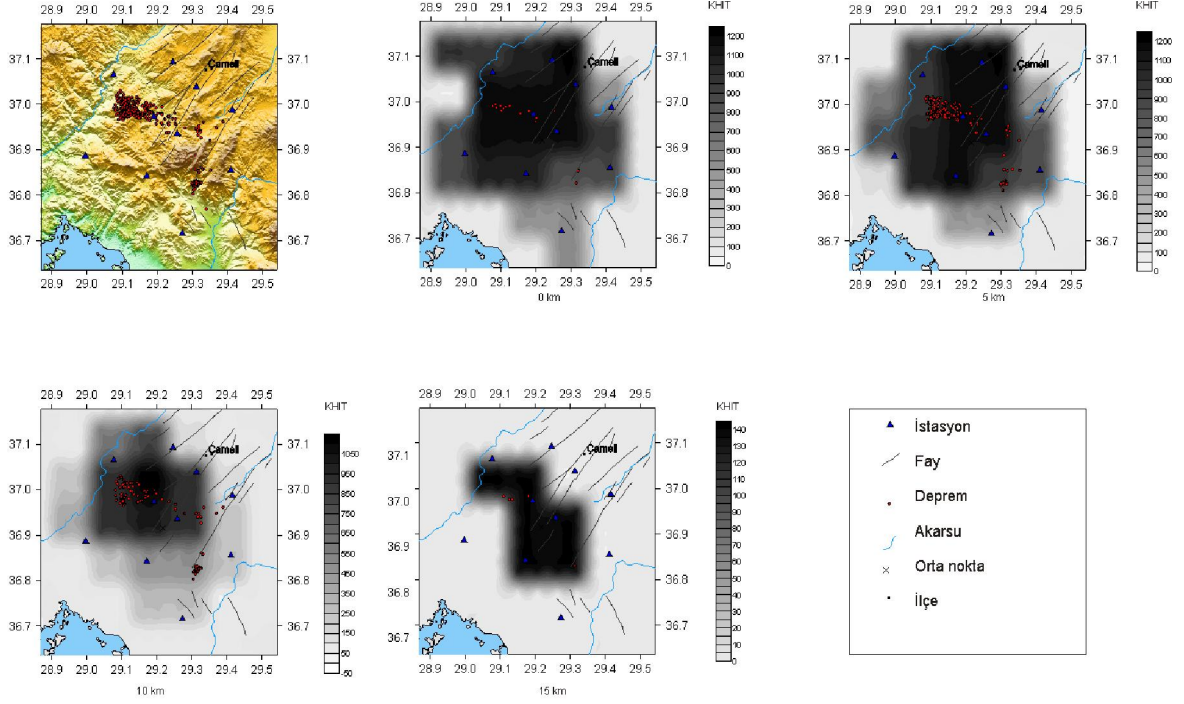


Şekil 4.13: 5×5 km düğüm noktası aralığı için 3-B ters çözüm sonucu her bir katmandan elde edilmiş düzlemsel V_p/V_s oranı değişim haritaları.

4.1.5 Kaba Model (10x10) İçin Çözünürlük Analizi

Her biri 5 yinelemeden oluşan iki ters çözüm işlemi sonunda elde edilen sonuçlar, çözünürlük ölçütleri açısından incelenmiş ve her biri yatay ve düşey kesitler şeklinde olmak üzere iki farklı düzlemde haritalanmıştır.

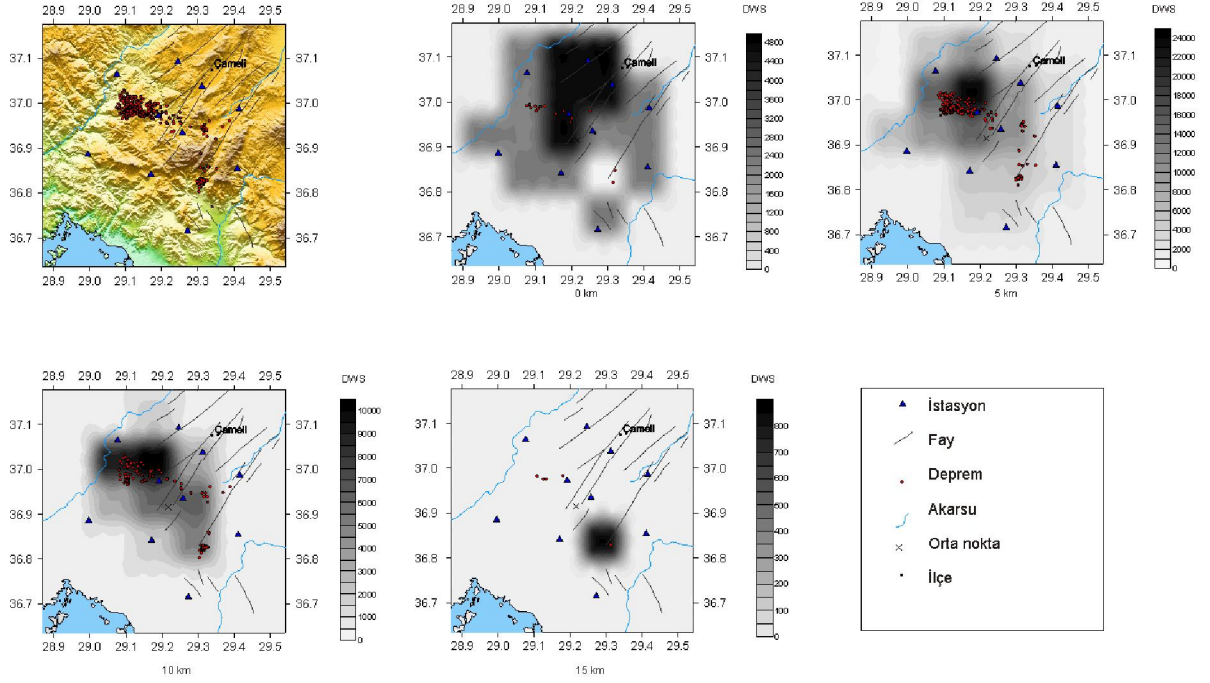
İlk çözünürlük ölçütleri arasında yer alan ışın sayısının (KHIT), her bir katman için hesaplanan değerinin gösterimi Şekil 4.13’de verilmektedir. Daha önce de açıklandığı gibi KHIT, basitçe bloklar içerisinde geçen ışın sayısı ile ilgili olduğundan, $z = 0$ km derinlikteki ilk katmanda, hemen hemen her blokta (sadece ışınların geçtiği bloklar için) $KHIT \geq 800$ değeri aldığı görülmektedir. Dolayısı ile çözünürlük analizi için KHIT’in 800 ve üzerindeki değerleri güvenilir bölgeler olarak belirlenebilir. İkinci katman olan $z = 5$ km derinlikte, ışınlar tarafından taranan alanlar daha geniş olmasına rağmen, güvenilir bölgeler ancak bir üst katman kadardır. Blok boyutlarının büyük olmasından dolayı, istasyonun en dışındaki istasyonların bulunduğu bloklarda dahi çok güvenilirlik sınırına KHIT değerleri elde edilmiştir. Derinliğin $z = 10$ km olduğu üçüncü katmanda, ışınların taradığı alanın küçülmesi ve deprem etkinliğinin azalmasından dolayı, KHIT değerleri üst katmanlara göre daha dar bir alan içerisinde yer almaktadır. Derinliğin daha da arttığı dördüncü katmanda, çözünürlük açısından güvenilir olarak değerlendirilebilecek alan çok daha küçülmüştür. Bu alanın dışına yani uzak istasyonlara doğru gidildikçe, bu derinlikteki KHIT değerlerinde düşüş görülmektedir. $z = 20$ km derinlikteki en son katmanda ise hiçbir deprem etkinliğinin olmaması ve ayrıca bu derinlikten çok fazla ışın geçmemesi, çözüm güvenilirliğini düşürmüştür. KHIT değeri gözlenmemektedir (Şekil 4.13). Tüm katmanlar için KHIT değeri 0 ile 1085 arasında değişmektedir ve en büyük değerler 0 ile 5 km derinlikteki birinci ve ikinci katmanlarda yer almaktadır.



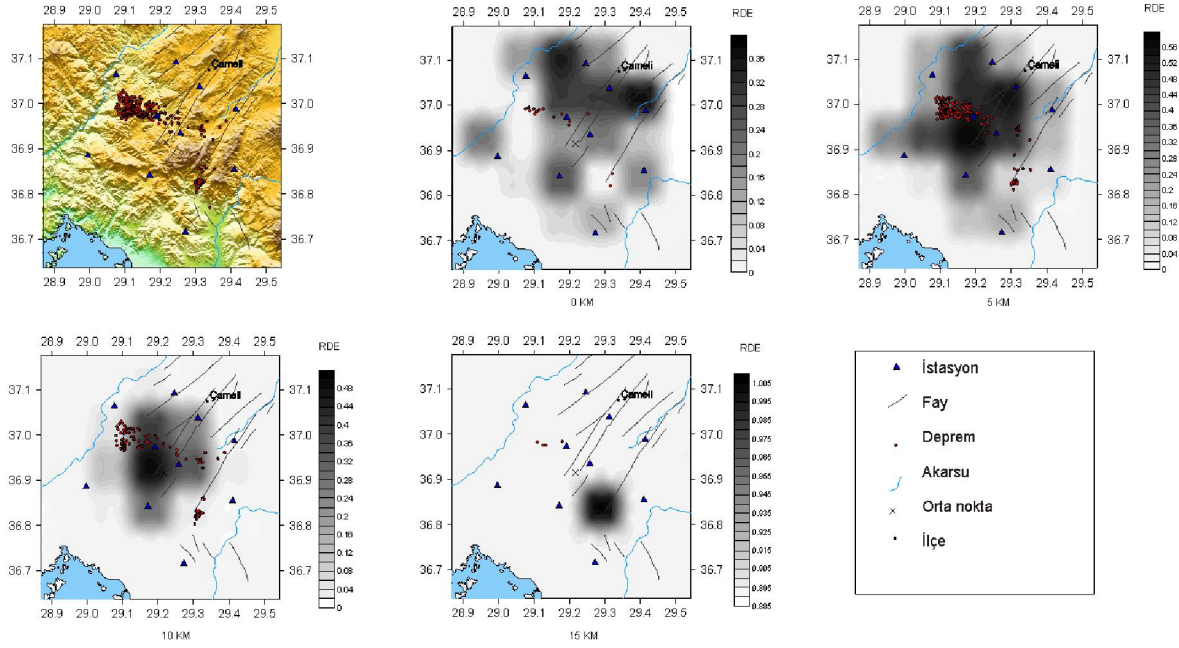
Şekil 4.6: 10×10 km blok modeli için KHIT (Işın Sayısı) değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.

Çözümlülük analizi içerisinde yer alan diğer bir ölçüt ise türevsel ağırlıklar toplamı (DWS)'dir. Şekil 4.14'de, 10×10 km'lik model için ters çözüm sonucu elde edilmiş, her bir katmanın DWS değerlerinin dağılımı görülmektedir. KHIT değerinden daha güvenilir sonuçlar veren DWS'nin tüm katmanlardaki sınır değeri 1000 olarak belirlenmiş (Şekil 4.14). Bu ve bu değerden daha büyük değerler, DWS için güvenilir alanları belirlemektedir. $z=0$ km derinlikteki ilk katman için, DWS değerlerinin belirlediği çözüm açısından güvenilir bölgeler, çalışma alanının kuzeyinde yer almaktadır. $z=5$ km derinlikte yer alan ikinci katmanda $DWS \geq 1000$ olan alanlar en büyük değerler çalışma alanının ortalarına rastlamaktadır. DWS'nin tüm değerleri göz önüne alındığında, ışınların en geniş alana yayıldığı bir katman görünümündedir. $z=10$ km derinlikteki üçüncü katmana ait güvenilir bölgeler, bir üst katmanla hemen hemen aynı alanları kaplamaktadır. Bu katmanda uzak istasyonlar altındaki blokların DWS değerlerinin düştüğü açıkça görülmektedir. Bir diğer katman olan $z=15$ km derinlikteki dördüncü katmandaki güvenilir alanlar, üst katmanlara göre çok küçük bir alan içerisinde ve çalışma alanının güney doğusunda yer almaktadır. $z=20$ km'deki en son katmanda yetersiz veriden dolayı çözüm açısından herhangi bir güvenilir alan bulunmamaktadır. Tüm katmanlardaki DWS değerleri 0 ile 5242 arasında yer

almaktadır. En büyük değerler $z=5$ km derinlikteki katmanda bulunmaktadır. Çözümlülük analizi için uygulanan yöntemlerden bir diğeri de ayrırlılık matrisinin köşegen elemanları (RDE)' dir. Bloklar içerisinde geçen ışın doğrultularının da önemli olduğu bir analiz yöntemi olan RDE' nin, tüm katmanlar için hesaplanan değerlerinin dağılımını Şekil 4.15'de görülmektedir.



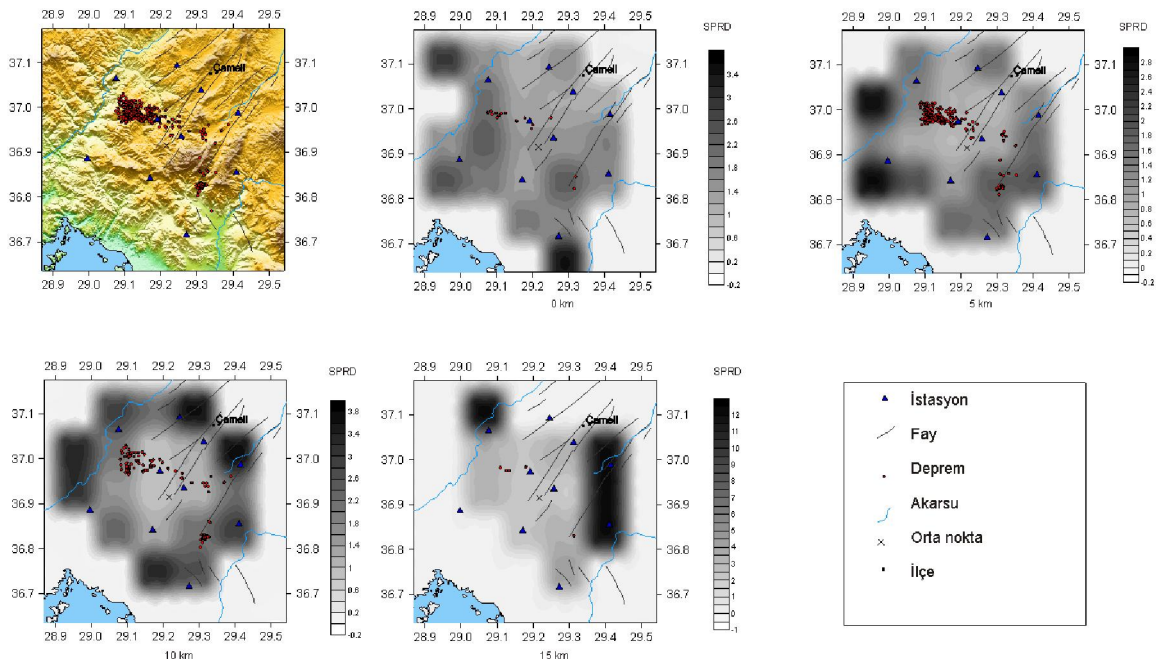
Şekil 4.15: 10×10 km blok modeli için DWS (türevsel ağırlıklar toplamı) değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.



Şekil 4.16: 10×10 km blok modeli için RDE (çözünürlük) değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi (güvenilir çözümlülük alanları).

Tüm katmanlar için belirlenen çözüm güvenilirlik sınırı ise 0.15 olarak belirtilmiştir. Genelde çoğu tomografik çalışmada, çözümlülük analizi için temel bir yöntem olan RDE' nin $z=0$ km derinlikteki ilk katmanda belirlediği güvenilir alanlar, DWS ile benzerlik göstermektedir. Diğer analiz yöntemlerinde olduğu gibi, bölgedeki çözümlülük kabul edilebilir sınırlar içerisinde yer almaktadır. $z=5$ km derinlik için hesaplanan RDE değerlerinin güvenilirlik sınırları daha geniş bir alana yayılmıştır. En büyük değerleri, çalışma alanı ortasında ve depremlerin yoğun olarak bulunduğu bölgelerde yer almaktadır. $z=10$ km derinlikteki üçüncü katmanda, RDE değerleri, havza ortasında daha toplu bir görünüme sahiptirler. Uzaktaki istasyonların bulunduğu bölgelerde ise herhangi bir çözüm elde edilememiştir. Diğer bir katman olan $z=15$ km derinlikteki dördüncü katmanda, RDE sonuçlarının çok küçük bir alanda yer aldığı görülmektedir. Güvenilirlik sınırlarının altında olduğu belirlenmiştir. $z=20$ km derinlikteki en son katmanda ise hiçbir RDE değeri hesaplanamamıştır. Bütün derinliklerden elde edilen RDE değerleri 0 ile 0.58 arasında değişirken, en büyük değeri 5 km derinlikteki ikinci katmanda hesaplanmıştır.

Çözümlülük analizlerinin sonucunu olan yayılım fonksiyonunun (SPRD) ters çözüm ile hesaplanan sonuçları, Şekil 4.16’ da görülmektedir. Sınır değeri, diğer analiz yöntemleri ile birlikte ortak değerlendirme sonucunda 3 olarak bulunmuştur. Diğer yöntemlerde genelde büyük değerler en iyi çözümü verirken, SPRD, tam tersi, küçük değerlerde en iyi çözümü vermektedir. SPRD’de güvenilir alanları belirleyen en iyi yöntemlerden biridir. Şekil 4.16’da gösterilen $z = 0$ km’deki birinci katmanda, çalışma alanı ortalarında ve kuzeyinde çözümü artarken, diğer alanlarda nispeten daha az çözüm elde edilmiştir. $z = 5$ km derinlikten elde edilen SPRD değerlerine bakıldığında bir üst katmanın değerleriyle benzerlikler göstermektedir. Bu katmanda da yine çalışma alanı ortasında iyi çözüm elde edilmiştir. $z = 10$ km derinlikte ise, diğer analiz yöntemlerinde olduğu gibi, güvenilir alanların sınırları küçülerek çalışma alanı ortasına doğru çekilmiştir. $z = 15$ km derinlikte ise ışınların taradığı alan daha da küçüldüğü için, SPRD değeri az sayıda blok için hesaplanabilmiştir. Hesaplanan bu az sayıdaki blok içerisinde de çözümü iyi olan sadece birkaç alan bulunmaktadır. En son katmandan yine herhangi bir değer elde edilebilmiş değildir.



Şekil 4.17: 10×10 km blok modeli için SPRD (yayılım) değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.

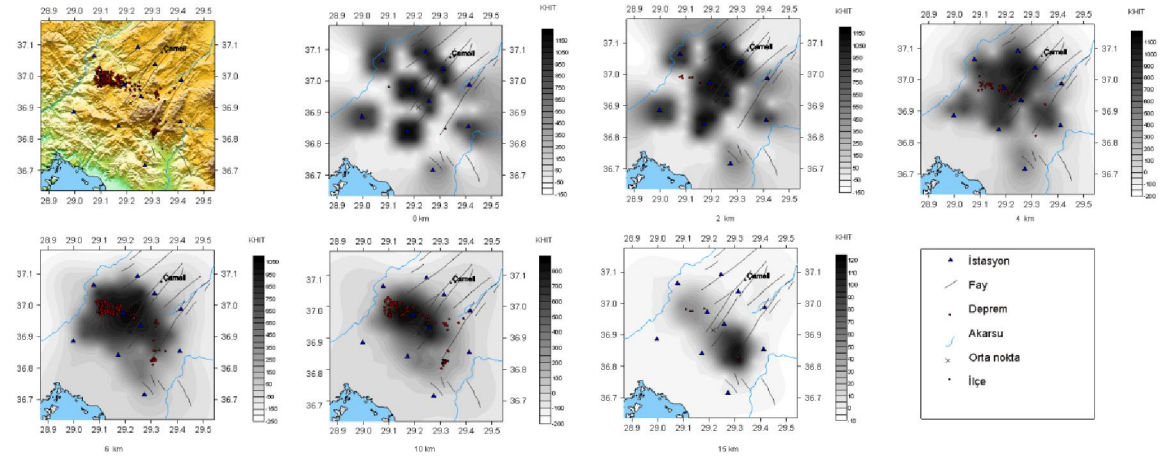
4.1.6. İnce Model (5×5) İçin Çözümlülük Analizi

5×5 km'lik düğüm noktası aralığına sahip ince model için yapılan çözümlülük analizi sonuçları, kaba modelde olduğu gibi, yatay düzlemler boyunca verilmiştir. Her bir blok içerisinde geçen ışın sayısına göre hesaplanan KHIT değerinin, bütün katmanlar için belirlenen değişim haritaları Şekil 4.17' de verilmektedir. Önceki modelde olduğu gibi bu model için de güvenilirlik sınırı $KHIT \geq 800$ olarak belirlenmiştir. $z=0$ km derinlikteki ilk katmanda hemen hemen tüm bloklar güvenilirlik sınırı içerisinde kalmaktadır. Daha önceki bölümlerde de söz edildiği gibi, yüzeye yakın olduğu için bu katmanda ışınlar istasyonlara dik olarak gelmektedir. Dolayısı ile KHIT değeri bu katmanda sadece istasyon altındaki bloklarla sınırlı kalmaktadır. $z= 2$ km'de bir üst katmana göre biraz daha geniş bir alan içerisinde yayılan ışınlar için hesaplanan KHIT değerleri, bir üst katmanla benzerlik göstermektedir. Uzak istasyonlar altındaki bloklara gelen ışınların, bu derinlikte de hala dik bir konumda oldukları söylenebilir. $z= 4$ km derinlikte ise ışınsal yayılımın daha genişlediği ve yatay yönde seyahat ettiği, KHIT'in bu derinlikte aldığı değerlerden kolayca görülmektedir. Güvenilirlik sınırları daha çok çalışma alanı ortalarındaki KB-GD doğrultulu depremlerin yoğun olduğu bölgeyi işaret etmektedir. Aynı şekilde $z=6$ km derinlikteki katmanda için de benzer özellikleri söylemek mümkün. Burada ışınsal yayılımın biraz daha genişlediği, yani yatay yönde ilerleyen ışınların arttığı dikkati çekmektedir. Güvenilirlik sınırları bir üst katmanla aynı alanları gösterirken, şekil olarak jeolojik yapıya uygun bir görünüm sergilemektedir. Depremlerin bulunduğu derinliğe ve ışınların geçtiği yola bağlı olarak, KHIT değerleri açısından geniş bir alana sahiptir. $z= 10$ km derinlikte, güvenilirlik sınırı içerisinde kalan alan çalışma alanının güney doğusunda daha da genişlemiş ve görünüm açısından bir üst katmandaki gibi dikdörtgen bir geometrik şekil almıştır. Bir alt katman olan $z = 15$ km derinlikte ise diğer modellerde olduğu gibi ışın sayısındaki düşüş nedeniyle KHIT değerlerinin daha küçük bir alanı kapladığı görülmektedir. Çözümlülük açısından belirlenen güvenlik sınırının dışında kalmaktadır. $z=20$ km'deki en son katman için hesaplanan bazı KHIT değerleri olmasına karşın, çözümlülük açısından güvenilirlik sınırları altında kalmaktadır. Bu nedenle bu katmandan elde edilen tomografik sonuçların yorumu çok güvenilir olmamaktadır. Tüm katmanlar arasında en büyük KHIT değeri 1183 olarak hesaplanmış ve bu değer 0, 2 ve 4 km derinliklerden elde edilmiştir.

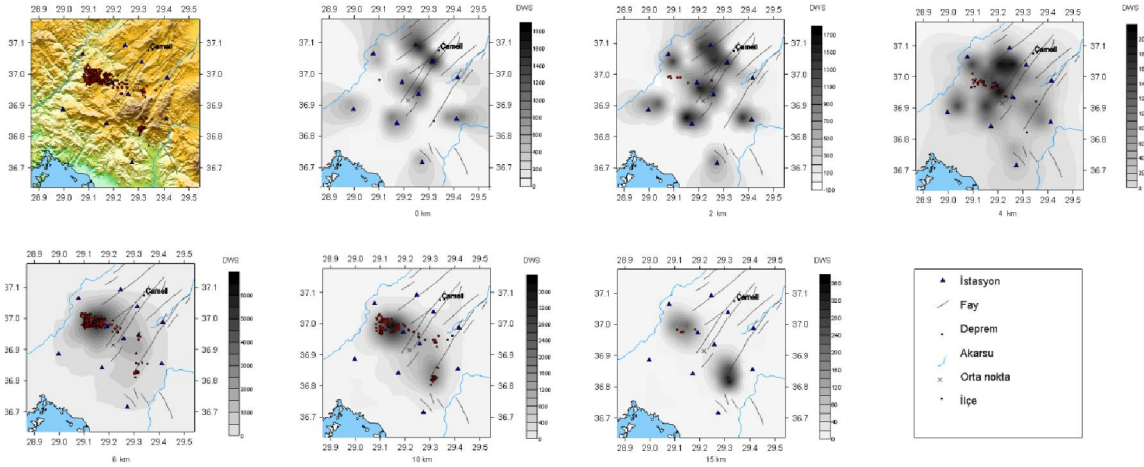
Çözümlülük analizi ölçütlerinden bir diğeri olan DWS'nin hesaplanmış değerleri, Şekil 4.18' de de gösterildiği gibi haritalanmıştır. KHIT değerlerine göre daha küçük alanlar içerisinde kalan DWS değerlerinin güvenilirlik sınırları da oldukça daralmıştır. 10×10 km'lik modelde olduğu gibi bu model için de DWS ≥ 800 olan bölgeler çözümlülük analizine göre güvenilir olarak belirlenmiştir.

$z = 0$ km derinlikte saçılmış bir görünümde olan DWS'nin en büyük değerleri çalışma alanı ortasında ve depremlerin yoğun olduğu bölgede yer almaktadır. Bu katmandaki tüm değerler çoğunlukla yine istasyon altındaki bloklardan elde edilmiştir. DWS dağılımları bu katmanla benzerlik gösteren $z = 2$ km derinlikteki ikinci katmanda, ışımsal dağılımdan dolayı güvenilir alanlar biraz daha geniş bir bölgeyi kaplamaktadır. Uzak istasyonlarda belirli DWS değerlerinin hesaplanmış olmasına karşın bu bölgelerin çözüm güvenilirliği daha düşüktür. $z = 4$ km derinlikte, ışınların geçtiği blok sayısında gözle görülür bir artış olurken buna bağlı olarak çözümlülük açısından güvenilir bölgelerde de bir artım olmuştur. Yine DWS'nin en büyük değerleri havza ortasına ve depremlerin yoğun olarak bulunduğu bölgelere rastlamaktadır. $z = 6$ km derinlikteki DWS değerlerinin dağılımı bir üst katmanla benzerlik gösterirken, çözüm açısından kaliteli bölgeler biraz daha farklı bir görünüme sahiptirler. Ayrıca bu bölgelerin, çalışma alanı jeolojisine uygun bir dağılımı olduğu görülmektedir. Işınların yoğun olarak bulunduğu bu katmanda ışımsal yayılımdan dolayı daha dairesel bir DWS dağılımı elde edilmiştir. Çözüm gücü yüksek, güvenilir bölgeler bir üst katmanla hemen hemen aynı sınırı paylaşmaktadır. Üst katmanlardaki dağınık DWS görünümünün tersine, $z = 10$ km derinlikteki katmanda bütün değerler daha toplu bir düzendedir. Bu da ışın yoğunluğuna ve doğrultularına bağlıdır. Ancak en büyük değerler açısından belirlenen çözüm gücü yüksek bölge, üst katmanlara oranla daha küçüktür. $z = 15$ km derinlikte yine ışın yoğunluğuna bağlı olarak daha küçük bir alanda DWS değerleri hesaplanmış ve daha az sayıda güvenilir bölge belirlenmiştir. $z = 20$ km derinlikteki en son katmanda ise herhangi bir sonuç elde edilememiştir. Hesaplanan tüm DWS değerleri arasında en büyük değer, 5176 olarak 6 km derinlikteki katmana ait olduğu saptanmıştır.

Çözümlülük analizleri içerisinde yer alan ve güvenilirlik sınıflaması bakımından daha önemli olan RDE'nin, katmanlara göre değişimleri Şekil 4.19'da verilmektedir.



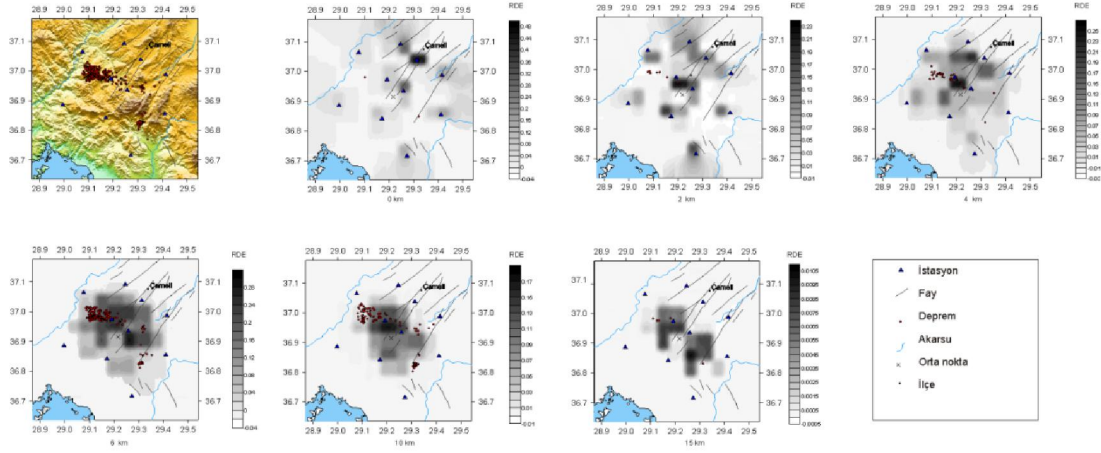
Şekil 4.18: 5 × 5 km blok modeli için KHIT değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.



Şekil 4.19: 5 × 5 km blok modeli için DWS değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.

RDE'nin 0.15 ve daha büyük değerleri, çözümlülük açısından güvenilir bölgeler olarak belirlenmiş ve bu alanı tanımlayan sınır siyah çizgi ile gösterilmiştir (Şekil 4.19). $z=0$ km derinlikte, RDE'nin hesaplanan değerlerinin büyük bir çoğunluğunun güvenilir alanlar içerisinde yer aldığı görülmektedir. Burada yine istasyon bazında dağılımlar söz konusudur. Uzak istasyonların çoğunda ise yeterli çözüm gücü sağlanamamıştır. RDE'nin 0.15'den büyük değerine sahip bölgeler çoğunlukla yine çalışma alanı ortasında ve kuzeyinde bulunmaktadır. $z=2$ km derinlikte ise RDE'nin diğer katmanlara göre sayısal değerlerinin düştüğü görülmektedir. Ayrıca güvenilirlik sınırı da daha küçük bir alanı kapsamaktadır. $z=4$ km derinlikteki katman için hesaplanan RDE

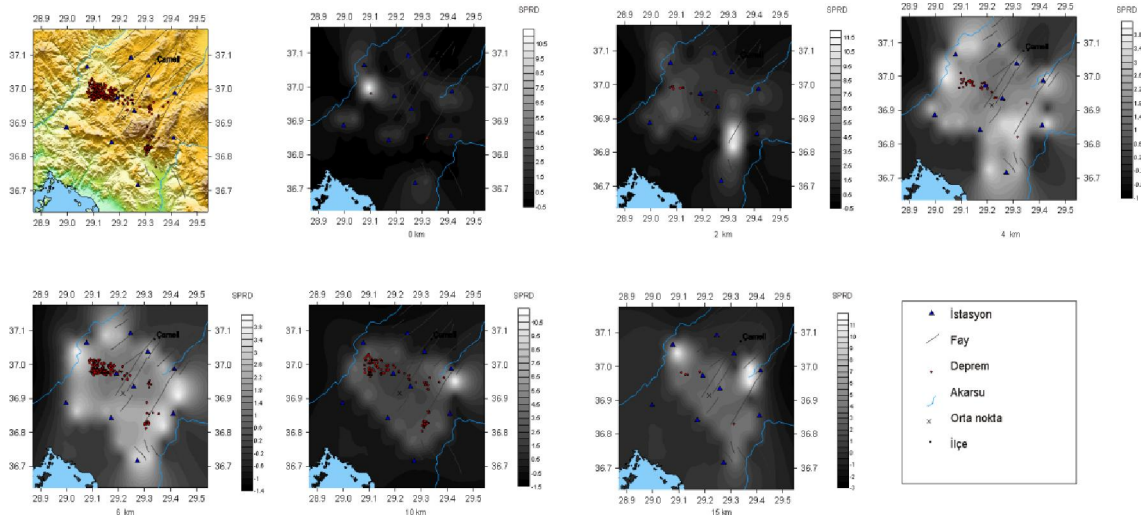
değerlerinin dağılımı, çalışma alanı geometrisini alırken bir üst katmana göre daha büyük sayısal değerlere sahip olduğu görülmektedir.



Şekil 4.20: 5 × 5 km blok modeli için RDE değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi (güvenilir çözümlülük alanları).

Çalışma alanının güneyine ve batıdaki uzak istasyonların bulunduğu bölgelerde çözüm gücünün düşük olduğu görülmüştür. $z=6$ km derinlik için hesaplanan RDE değerlerinin dağılımının yine çalışma alanı geometrisi boyunca sıralandığı görülmektedir. $z=10$ km derinlikteki katmanda, sadece çalışma alanının orta kısımlarında RDE çözümleri elde edilmiş ve bunun da büyük bir kısmı güvenilir bölge olarak sınırlandırılmıştır. $z=15$ km derinlikte ise çok düşük sayıda blok için RDE hesaplanmış ve güvenilir sınırlar içerisine girmiştir. En son katman için yine hiçbir çözüm elde edilememiştir. RDE'nin tüm katmanlar arasındaki en büyük değeri 0.48 ile 0 ve 6 km derinlikteki katman için hesaplanmıştır.

Çözümlülük analizleri içerisinde yer alan son yöntem ise yayılım fonksiyonu olan SPRD'dir. SPRD'nin 5×5 km'lik blok boyutu için hesaplanan değerlerinin her bir katman için dağılımları, Şekil 4.20'de görülmektedir. Çözümlülük açısından kaliteli olarak nitelendirilebilecek bölgeler, $SPRD \leq 3$ için belirlenmiş alanlardı. Tüm katmanlardaki $SPRD \leq 3$ olan bölgeler incelendiğinde, Şekil 4.18'deki DWS dağılımlarına çok benzediği dikkati çekmektedir.



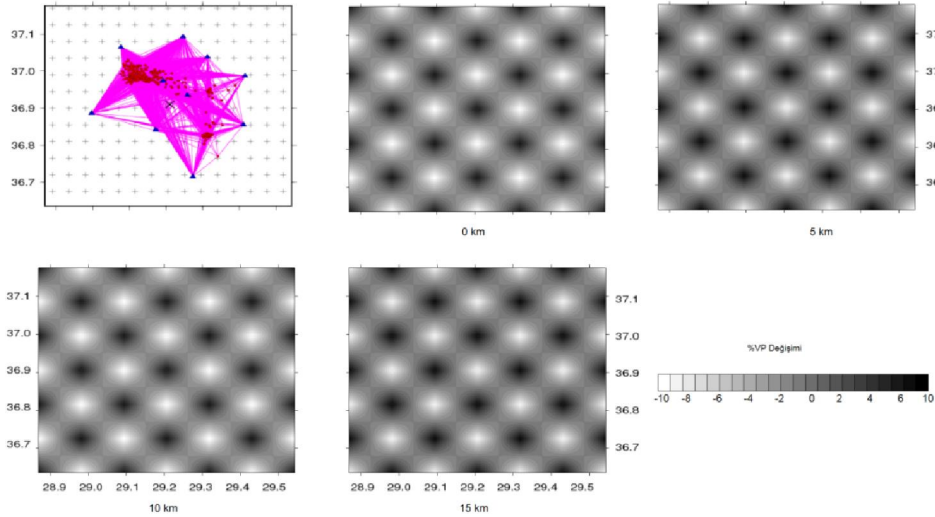
Şekil 4.21: 5×5 km blok modeli için SPRD (yayılm) değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterilmesi.

$z = 0$ km'deki ilk katmanda, SPRD değerleri ışın yayılımının özelliğinden dolayı yine dağınık bir görünümde. $SPRD \leq 3$ değerleri daha çok çalışma alanı ortalarında bulunmaktadır. Benzer durum $z=2$ km derinlikteki katman içinde geçerlidir. Bu katmanda da SPRD değerleri, çoğunlukla her bir istasyon altındaki bloğa göre hesaplanmıştır. Çözümleme sonucu belirlenen güvenilir bölgenin, her iki katman için de benzer bir görünüme sahip olduğu dikkati çekmektedir. $z = 4$ km derinlikte, yanal yönde ışın yayılımının artması ile birlikte SPRD alanlarının da genişlediği farkedilmektedir. Buna karşın çözüm kalitesinin iyi olduğu bölgede çok fazla bir değişim olmamaktadır. SPRD'in en büyük değerleri yine çalışma alanı ortasındaki deprem etkinliğinin yoğun olduğu bölgeye rastlamaktadır. SPRD değerlerinin $z = 6$ km derinlikteki görünümü bir üst katmana benzemektedir. Çözümlülüğü yüksek olan bölge, çalışma alanı geometrisini hemen hemen yansıtmaktadır. $z=10$ km'deki katmanda ise ışın yayılımının dairesel, daha toplu bir alanda olduğu görülmektedir. Çözümlülük açısından güvenilir bölge ise üst katmandaki gibi aynı bölgeyi sınırlarken biraz daha KB-GD ya doğru daralmış bir görünümde. $z=15$ km derinlikte SPRD değerlerinin hesaplandığı blok sayısı azalmıştır. Buna bağlı olarak güvenilir bölge de çok küçük bir alan içerisine sıkışmıştır. Güvenilir alandan dışı doğru SPRD değerlerinin giderek azaldığı görülmektedir. $z=20$ km derinlikte herhangi bir SPRD değeri

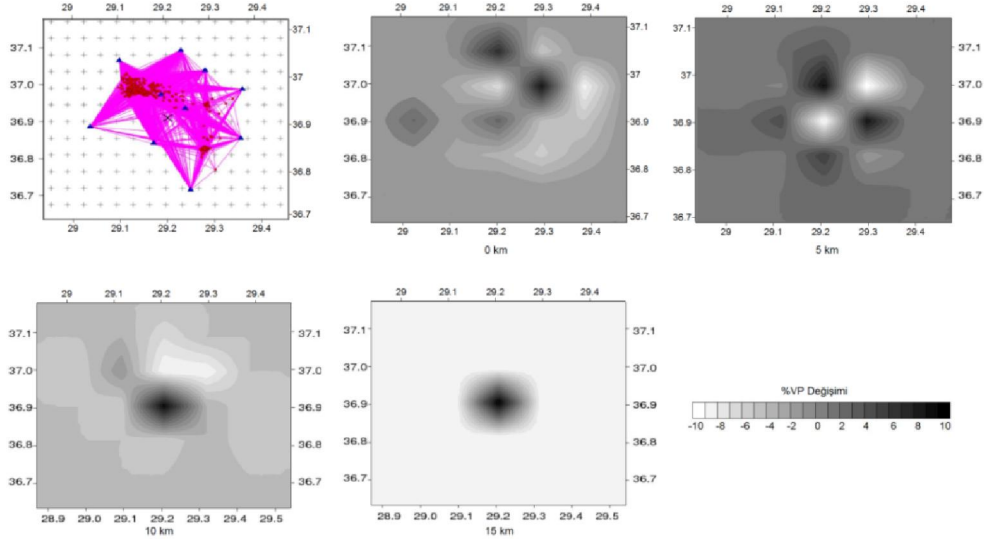
hesaplanamamıştır. $z=0$ ve 6 km'deki katmanda yayılım fonksiyonu, -0.32 ile en küçük değerini almaktadır.

4.1.7. Dama Tahtası Modeli

3-B ters çözüme başlamadan önce çözümlülük analizi için yapay testler uygulanır. Çözümlülük analizi, hesaplanacak olan yer altı hız modelinin doğruluğunu test etmek amacıyla yapılır. Bu çalışmada kullanılan çözümlülük analizlerinden birisi de yapay hız modeli ile yapılan Humphreys ve Clayton (1988) tarafından önerilen dama tahtası modeli (checkerboard resolution test) testidir. Bu tür yapay testlerde öncelikle çalışma alanı gridlenip ve birbirini takip eden yüksek ve düşük hız anomalilerinin olduğu yapay bir hız modeli oluşturulur. Kullanılan veriye ait odak parametreleri, sanki patlatma noktalarıymış gibi sabit tutularak, yapay model için yapay seyahat zamanları hesaplanır. Daha sonra ise gerçek veri seti ve istasyon ağı kullanılarak düz çözüm ile seyahat zamanları belirlenir. Bu işlem sonucunda elde edilen seyahat zamanı verisi, tüm tabakalarda sabit hıza sahip başlangıç bir hız modeli ile ters çözüme sokularak modelin ne kadarının tekrar oluşturulabildiği araştırılır. Yapay hız modeli ile ortam parametreleri ve kaynak için düzeltme koşulları deneme yanılma yoluyla tespit edilir.



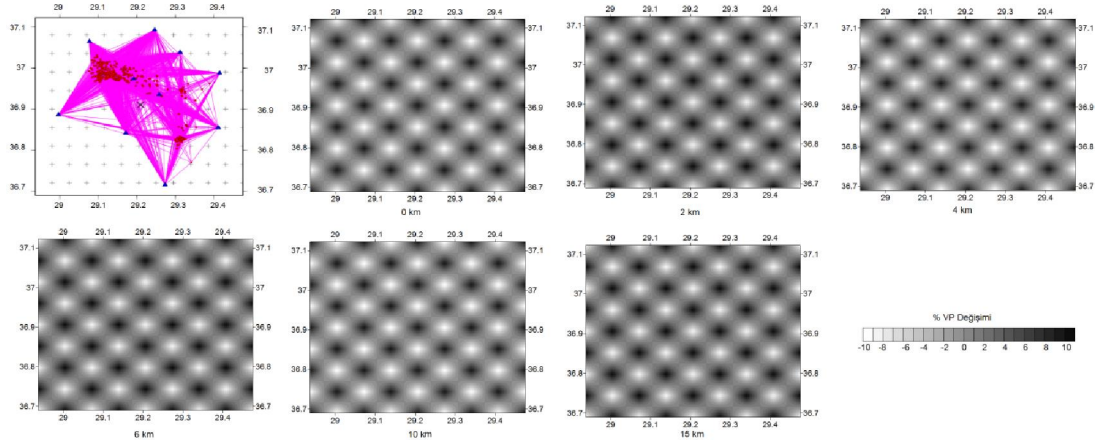
Şekil 4.22: P-dalga hızı çözümlülük testi için hazırlanmış, 10×10 km'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli.



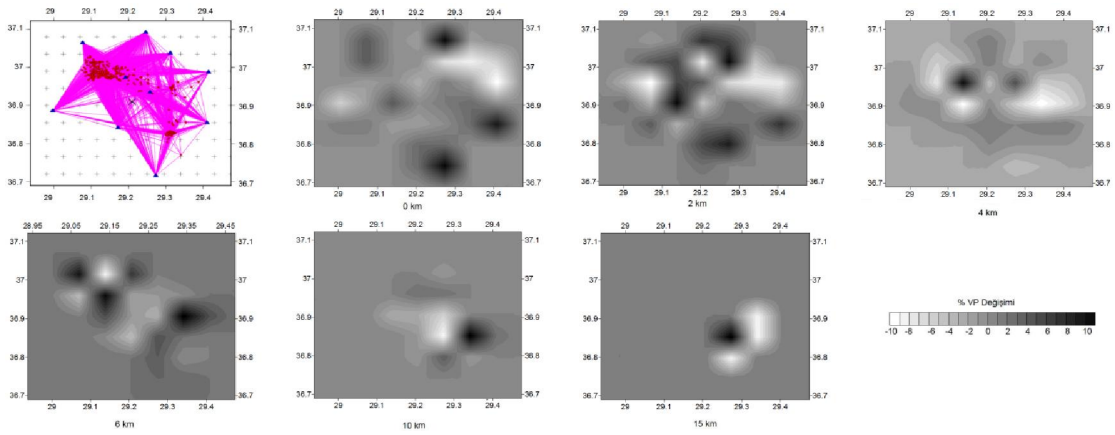
Şekil 4.23: P-fazı yapay seyahat zamanlarının ters çözümü sonucu, 10×10 km’lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modelinden elde edilmiş kesit görüntüleri.

Bu çalışmada iki farklı grid aralığına sahip modeller (10×10 km ve 5×5 km) için dama tahtası modeli testi uygulanmıştır. Yatay yönde 10×10 km grid aralığına sahip modelin düşey yönde düğüm noktası aralığı 5 km olarak belirlenmiştir. Yatay yönde 5×5 km grid aralığına sahip modelin düşey yöndeki düğüm noktası aralığı 0-6 km arası 2 km, 6-10 km arası 4 km, 10-20 km arası 5 km olarak alınmıştır. Her iki modelde de P-dalgası için 5 km/sn arka alan hız değerinin %10’luk değişimi sonucu elde edilen en düşük ve en yüksek hız değerleri 4.5 km/sn ve 5.5 km/sn kullanılmıştır. 5 yineleme işlemi sonrası P-dalgası için 10×10 km ve 5×5 km grid aralıklı modellerden elde edilen yapay verinin ters çözüm sonuçları, düzlem kesitleri şeklinde Şekil 4.22-23 ve Şekil 4.24-25’de görülmektedir.

10×10 km grid aralığına sahip modeller incelendiğinde düşey ışın yollarının düzgün dağılımıyla 5-10 km derinlikte V_p hızları yatay olarak iyi çözünürlük göstermiştir.



Şekil 4.24: P-dalgası hızı çözünürlük testi için hazırlanmış, 5×5 km²'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli.



Şekil 4.25: P- fazı yapay seyahat zamanlarının ters çözümü sonucu, 5×5 km²'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modelinden elde edilmiş kesit görüntüleri.

10-15 km ve 15-20 km derinliklerde ışın yollarının yetersiz olması nedeniyle nispeten zayıf çözünürlük gözlenmektedir. 10×10 km grid aralığına sahip kaba model için hesaplanan P-dalgası seyahat zamanlarının ters çözümü sonucu, deprem derinliklerine ve ışın yollarına bağlı olarak, 15 km derinliğe kadar olan hız yapısı elde edilebilmiştir. 15 km'den daha derinlerde ise daha az bir çözünürlük gözlenmiştir. 20 km'de bulunan daha derin yapılar ise veri yetersizliğinden dolayı çözülememiştir. Tüm katmanlarda ayırmalılığın yüksek olduğu kesimler daha çok odak merkezlerinin bulunduğu ve ışın yollarının geçtiği çalışma alanının kuzeybatı ve iç kısımlarında daha iyi çözünürlük gözlenmiştir. Daha küçük blok boyutlarının elde edildiği 5×5 km²'lik düğüm noktası aralığı ile dama tahtası modeli ile hesaplanan yapay seyahat zamanlarının ters çözüm

sonrası, 10x10 km grid aralıklı modelin sonuçlarına benzer sonuçlar elde edilmiştir. 2, 4, 6 km derinliklerde iyi çözümlülük elde edilmiştir. 10, 15 km derinliklerde ise çok daha zayıf çözümlülük gözlenmektedir.

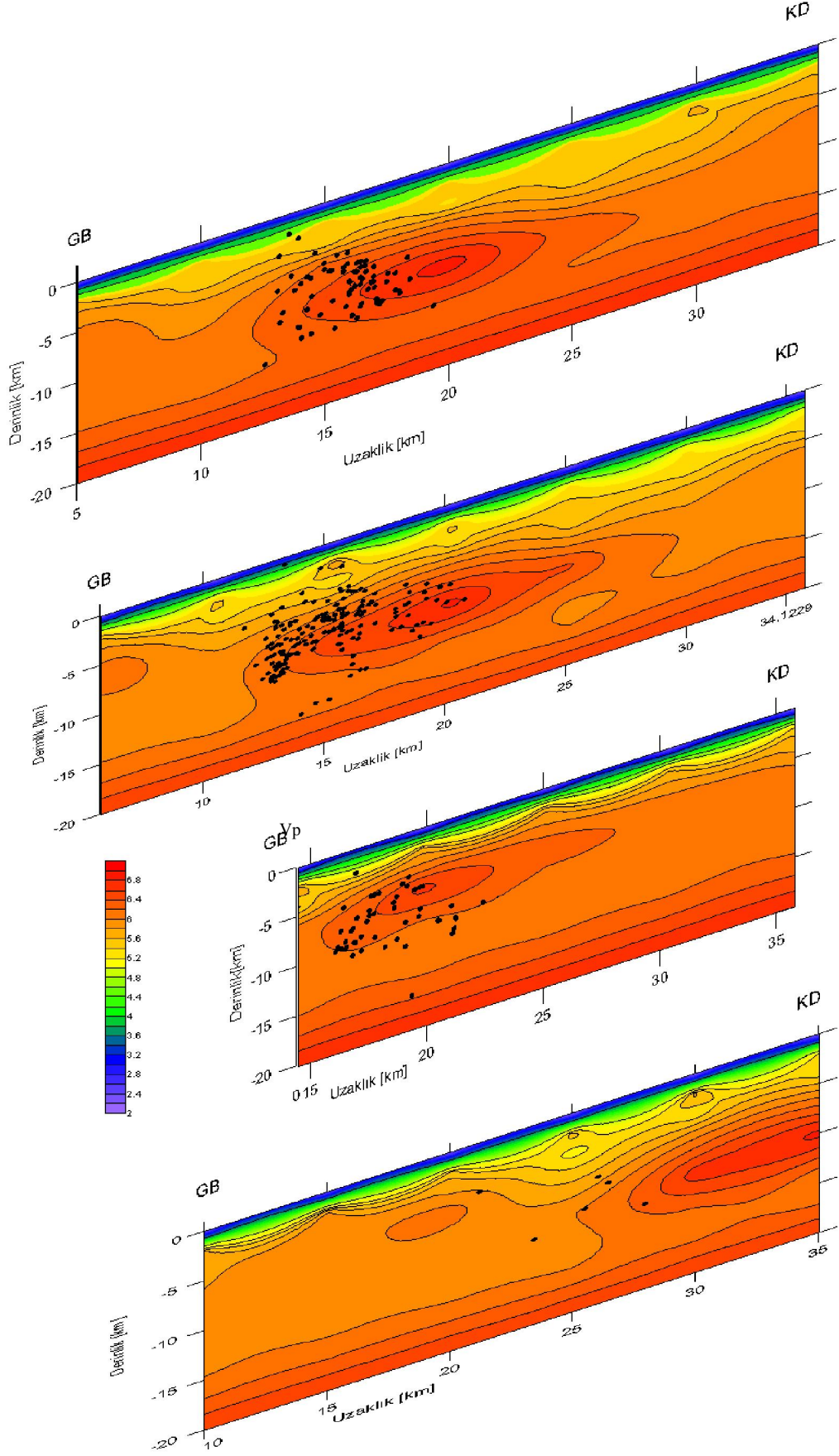
10x10 km blok boyutlu modelde bir hücreye denk gelen deprem ve ışın sayısının fazla olması nedeniyle daha net sonuçlar elde edilmiştir. Fakat 5x5 km grid aralıklı modelde blok boyutları küçüldüğünden daha ayrıntılı bir sonuç elde edilmiştir.

Katman derinliklerine göre düşey yönde alınan yatay kesitlerden, 5x5 km grid aralığına sahip model için de 15 km'ye kadar çözüm sağlandığı ancak bu derinlikten sonra hiçbir hız yapısı çözülememiştir. 4 ve 6 km de ışın sayısının fazla olması ve ışınların geniş bir alana yayılması bu bölgelerin çözülebilirliğini arttırmaktadır. Başlangıç modelindeki dama tahtası modeli, ters çözüm sonrası 0-10 km arası daha belirgin olmasına rağmen, derinliğin artmasıyla depremlerin ve dolayısıyla ışın yoğunluğunun azalmasıyla dama modelinden sapmalar olmuştur, net bir görüntü elde edilememiştir.

Tüm modeller için yapılan çözümlülük analizlerinden görülmektedir ki, deprem etkinliğinin ve ışın yayılımının yoğun olduğu bölgelerde elde edilen çözümlülük değerleri, genellikle güvenilirlik sınırları içerisinde kalmaktadır. Özellikle çalışma alanının KD-GB doğrultusundaki deprem etkinliğinin yoğun olduğu, sismojenik kuşak boyunca yüksek çözümlülük değerleri elde edilmiştir. Ayrıca modellerdeki düğüm noktası aralıkları küçüldükçe, daha ayrıntılı görüntüler elde edilmekte fakat bunun yanı sıra güvenilirlik sınırlarının belirlediği alanlar azalmaktadır. Bu da tomografik sonuçların değerlendirmesinde bir olumsuzluk oluşturmaktadır.

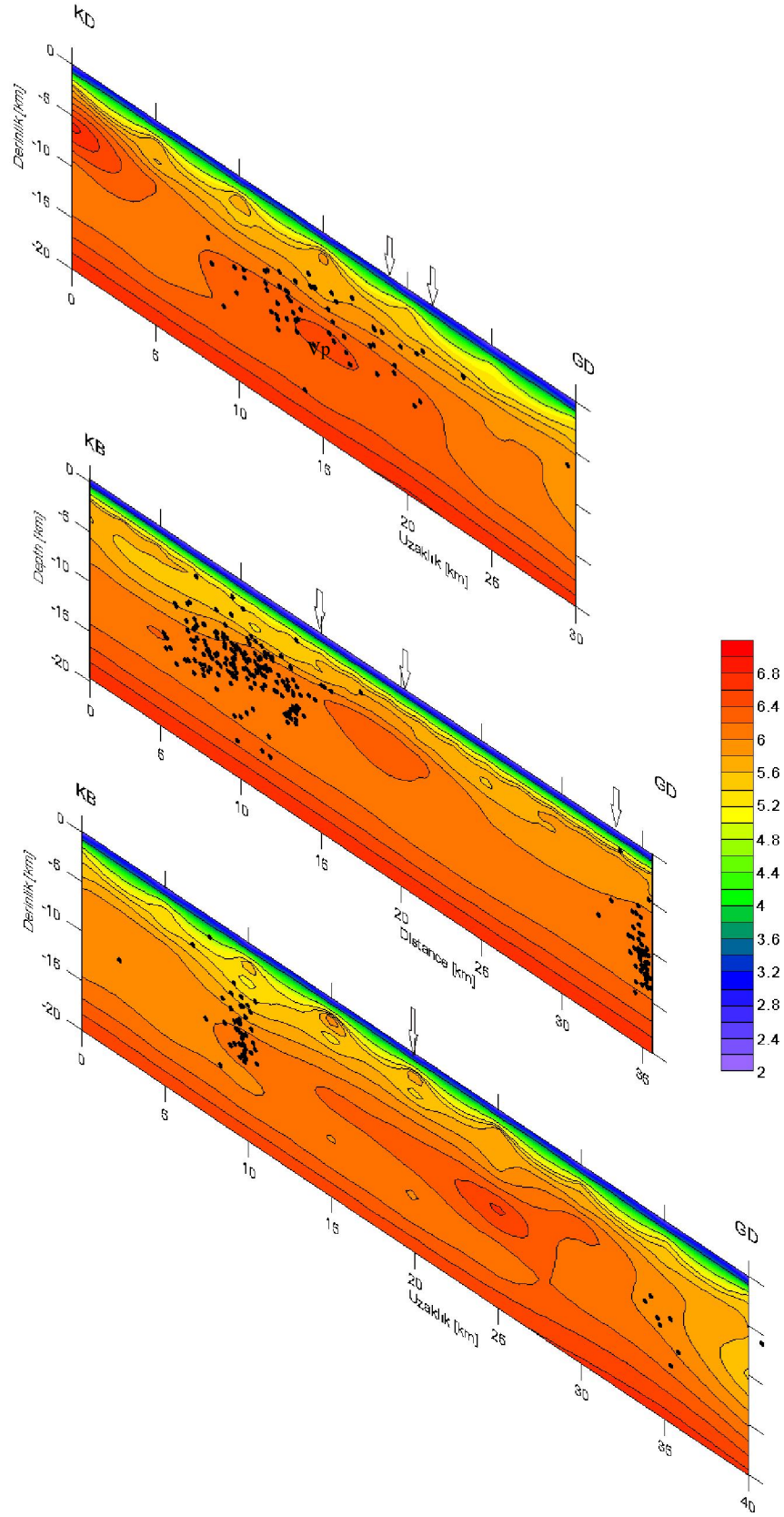
Depremlerin çalışma içerisindeki derinlikle dağılımını görmek amacıyla, havzaya dik ve paralel profiller boyunca düşey kesitler alınmıştır (Şekil 4.21). Depremelerin yoğunlaştığı etkin bölgelerin düşey yöndeki odak dağılımları, bu profillerden kolayca görülmektedir. 1., 2., 3., 6., 7., 8. profillerdeki odak noktaları, 4 km 4. Ve 5. profillerdeki odak noktaları 8km genişlikteki bir bant içerisinden ve ters çözüm için seçilmiş depremlerden elde edilmiştir.

derinlikler arasındaki yüksek hızlı yapı yerini nispeten düşük hızda genişleyen bir yapıya bırakmıştır. 6.5 km/sn'lik hıza sahip aynı anomali 8 numaralı profil boyunca, aynı yerde yine kendini göstermekte ve diğer profillere oranla daha yayvan bir görünüm kazanarak daha geniş alanlar kaplamaktadır. Bu anomalinin yüzeye yakın olan uç kısmının yükselimi ile üstteki birimlerde de bir deformasyon olduğu görülmektedir. Bu profillerin KD yüzeyde gözlemlenmiş Çameli bölgesi faylarının uç kısmına denk gelmektedir. Düşük hızlı üstteki birimler, faylanma ile yavaş yavaş deformasyona uğrayarak, derinlere doğru itilmeye başladığını düşündürmektedir. 8. kesitte de, deprem odak noktaları, belirli bir yerde kümelenme göstermektedir.



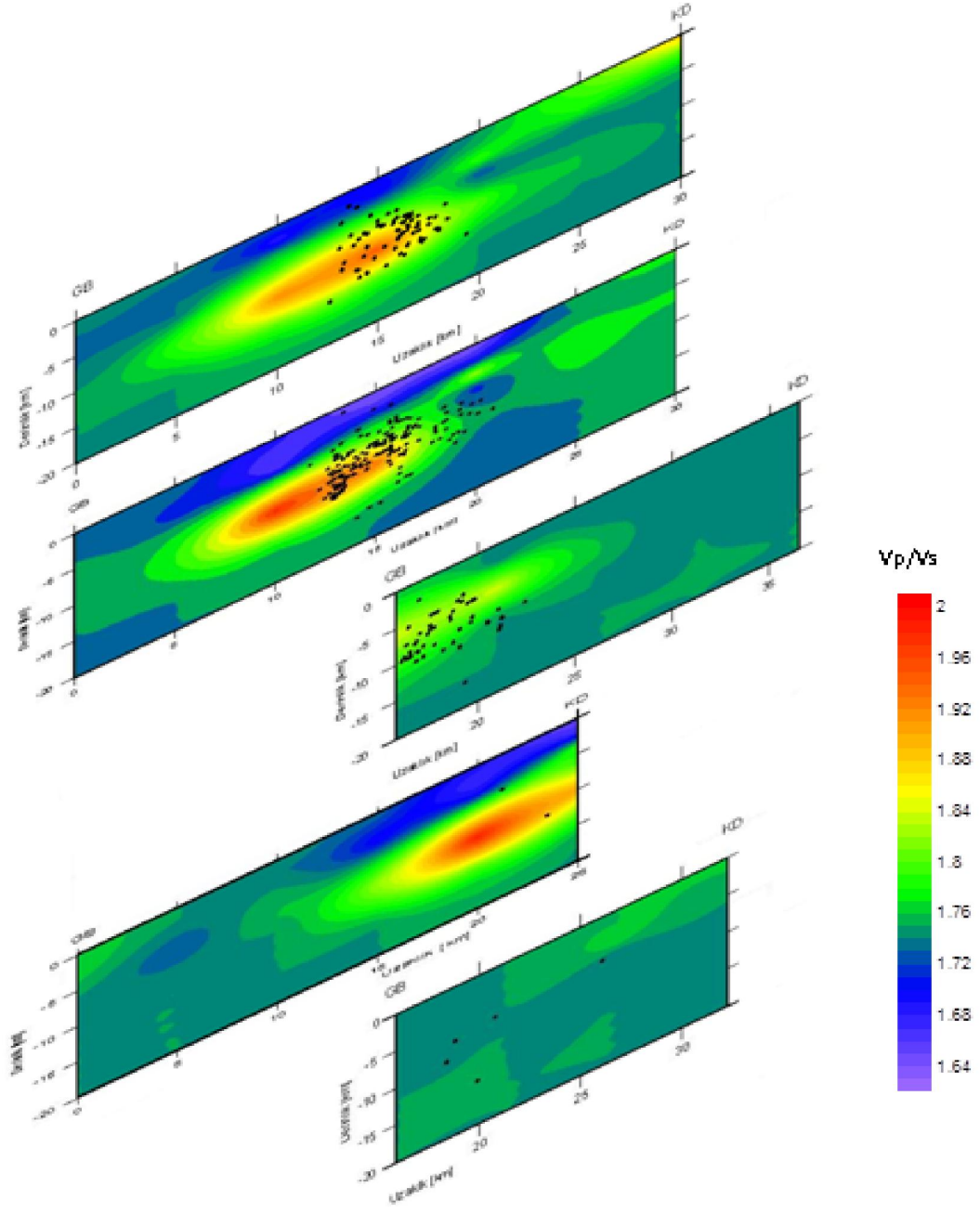
Şekil 4.27: Çameli bölgesindeki faylanmaya paralel olarak alınan profillerden 5x5 grid modeli için Vp hızı düşey kesitleri.

Aynı profiller boyunca alınan V_p/V_s kesitleri (Şekil 4.23) ve daha önceki yatay kesitler incelendiğinde ise V_p anomalilerinden daha farklı tomografik görünümünün elde edildiği görülmüştür. Çünkü P -dalga hızı doğrudan yapısal oluşumlarla ilişkili olurken, V_p/V_s oranı ise kayacın fiziksel özelliklerindeki değişimlerle ilişkili olmaktadır. Buna göre; elde edilen tüm kesitlerde, V_p/V_s oranının hızla değişim gösterdiği yerler, sismolojik açıdan anomali kabul edilebilir niteliktedir. Şekil 4.23 ve 4.24'deki tüm kesitlerde de bu tür anomalilerin var olduğu görülmektedir. Yerel tektonik harita ile karşılaştırıldığında bu düşük V_p/V_s oranı veren anomalilerin, çalışma alanındaki faylı bölgeye karşılık geldiği anlaşılmaktadır.

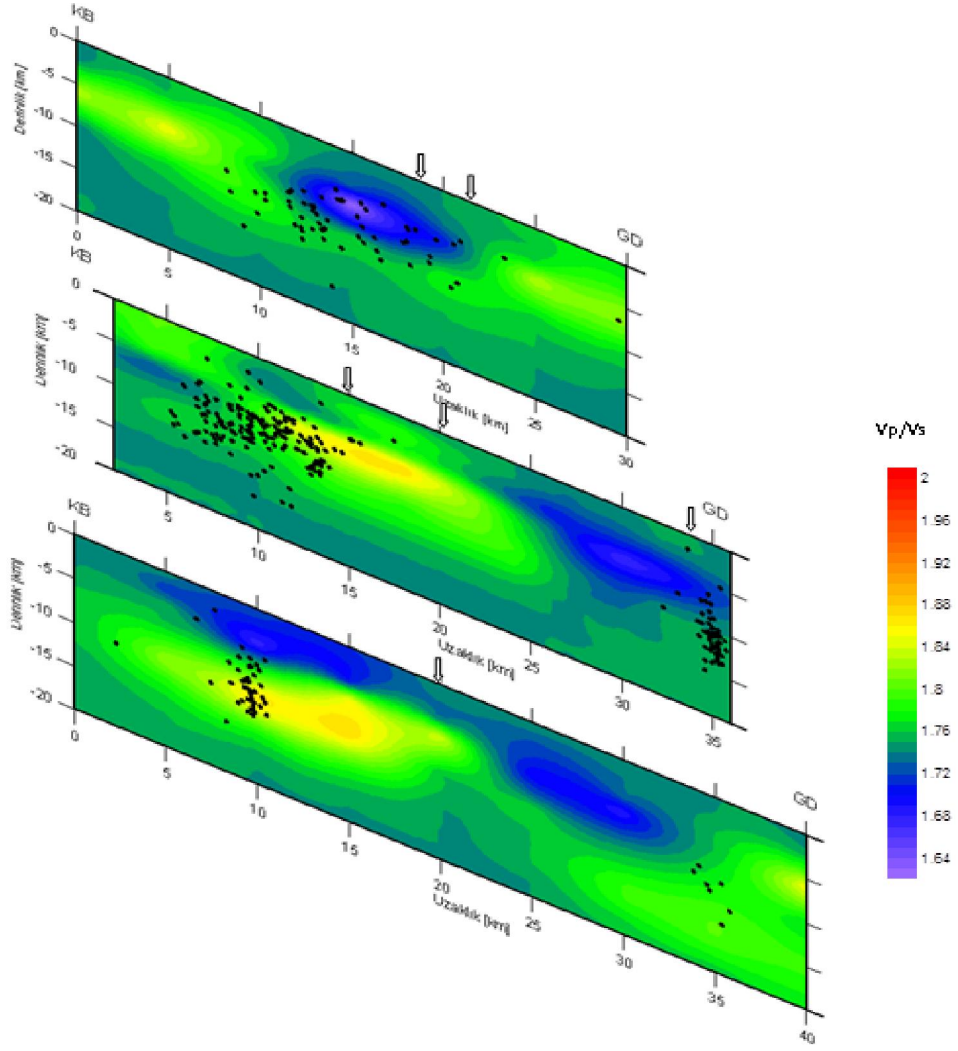


Şekil 4.28: Çameli bölgesindeki faylanmaya dik olarak alınan profillerden 5x5 grid modeli için V_p hızı düşey kesitleri. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir.

Düşük V_p/V_s oranları, faylarla deformasyona uğrayan kayacın, özelliğini yitirerek bir ezilme zonu haline dönüşmesi sonucu elde edilmektedir. Eğer bu zon içerisinde sıvı bulunuyorsa, V_p/V_s oranları yüksek, boşluklu ise düşük çıkacaktır. Tomografik kesitlerden, düşük V_p/V_s oranlarının yanı sıra, ortalamaya göre çok yüksek V_p/V_s oranları da elde edilmiştir. Bu bölgeler, ya içerisinde yüzey sularını almış ezilme zonlarını ya da o bölgede bulunan çok yüksek P -dalga hızına sahip yapılara karşılık gelmektedir. Çameli bölgesindeki faylanmaya paralel olarak alınan 1, 2, 3, 4, ve 5. profillerin V_p/V_s değerlerinin derinlikle dağılımı Şekilde görülmektedir. 5. Profilin çözüm gücü zayıf olduğu için net sonuçlar elde edilememiştir. Genel olarak tüm profillerin orta kısmında 5-15 km derinlikler arasında yüksek V_p/V_s oranına sahip bir yapı göze çarpmaktadır. Deprem odakları dağılımına bakıldığında tüm profillerde yüksek V_p/V_s oranı ile düşük V_p/V_s oranı arasındaki bölgede özellikle yüksek değerli yerlerde gözlenmektedir.



Şekil 4.29: Çameli bölgesindeki faylanmaya paralel olarak alınan profillerden 5x5 grid modeli için V_p/V_s oranı düşey kesitleri. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir.



Şekil 4.30: Çameli bölgesindeki faylanmaya dik olarak alınan profillerden 5x5 grid modeli için V_p/V_s oranı düşey kesitlerinin. Her derinlikte kaydedilen depremler siyah nokta ile gösterilmiştir.

Aynı profiller boyunca alınan V_p/V_s kesitleri ve daha önceki yatay kesitler incelendiğinde ise V_p anomalilerinden daha farklı tomografik görünümünün elde edildiği görülmüştür. Çünkü P -dalga hızı doğrudan yapısal oluşumlarla ilişkili olurken, V_p/V_s oranı ise kayacın fiziksel özelliklerindeki değişimlerle ilişkili olmaktadır. Yerel tektonik harita ile karşılaştırıldığında bu düşük V_p/V_s oranı veren anomalilerin, çalışma alanındaki faylı bölgeye karşılık geldiği anlaşılmaktadır. Düşük V_p/V_s oranları, faylarla deformasyona uğrayan kayaçların, özelliğini yitirerek bir ezilme zonu haline dönüşmesi sonucu elde edilmektedir.

Eğer kırıklı zon içerisinde sıvı bulunuyorsa, V_p/V_s oranları yüksek, boşluklu ise düşük çıkacaktır. Boşluklar ve çatlaklar kayaç hızlarını azaltırlar (Birch,1961). Büyük derinliklerdeki yüksek basınç çeşitli işlevler yolu ile sıvı içermeyen boşlukların kapanmasını sağlar ve hızı artırır. Suya doymuş gözenekli kayaçlarda P -dalga hızı artar. Buradaki yüksek V_p/V_s oranı yüksek gözenek basıncı ve akışkan saturasyonu olan çatlaklı karbonat birimlerle ilişkilendirilebilir (Thurber, 1997).

Tomografik kesitlerden, düşük V_p/V_s oranlarının yanısıra, ortalamaya göre yüksek V_p/V_s oranları da elde edilmiştir. Bu bölgeler, ya içerisine yüzey sularını almış ezilme zonlarını ya da o bölgede bulunan yüksek P -dalga hızına sahip yapılara karşılık gelmektedir. 7 numaralı profil boyunca alınan kesitten, üç ayrı bölgede V_p/V_s anomalisi saptanmıştır. Bunlardan ilki düşük V_p/V_s oranı veren anomalidir. Bu anomali, profilin 2. km'sinden başlayıp 8. km'sine kadar uzanan, 5-12 km derinlikte yer alan bir anomalidir. Büyük bir olasılıkla faylanmadan kaynaklanan bir ezilme zonuna karşılık geldiği söylenebilir. Yaklaşık 4-8 km derinliğe kadar, çok düşük V_p/V_s oranı veren bu bölge profilin 25.km'den 36. km'ye kadar uzanmaktadır. Diğer anomali ise ortalamaya göre oldukça yüksek V_p/V_s oranı veren, profilin ortasına denk gelen bölümde 10 ile 25 km arasında yer alan bir yapıdır. Bu anomali bundan önceki ve sonraki profilin daha KB' da da görülmektedir. 6 numaralı profilde de benzer anomaliler elde edilmiştir. Ancak anomali değerleri 7. profile göre farklılık göstermektedir. Düşük V_p/V_s oranına sahip anomali ise biraz daha genişlemiş ve profilin ortalarında yer almaktadır. 8 numaralı profilde ise diğer kesitlerde görülen düşük V_p/V_s anomalisi veren yapılar sığ derinliklerde genişleyerek birleşmiştir. Yüksek değerli anomali ise hala varlığını devam ettirmektedir. 6. profildeki deprem odakları düşük V_p/V_s oranı olan bölgelerde dağılım göstermektedir, fakat geçiş zonuna yakın yerlerde yoğunluktadır. 7. Profilde ise deprem yoğunluğu yüksek değerli anomali ile düşük değerli anomali arasında artmaktadır. 8. profilde deprem dağılımı yine geçiş zonunda yoğunlaşmaktadır.

4.2. ÇAMELİ BÖLGESİNİN B- DEĞERİ DEĞİŞİMİ

Çameli Bölgesinde 29 Ekim 2007'de meydana gelen $M=5.1$ büyüklüğündeki depremin artçı şokları kullanılarak frekans-magnitüd ilişkisindeki b -değerinin yüzeysel ve derinlikle değişimi incelenmiştir. Bu analiz için gerekli veriler, Boğaziçi Üniversitesi

Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi (UDİM)'den temin edilmiştir. Katalogda yaklaşık bir yıllık 760 adet veri bulunmaktadır.

Depremlerin oluş frekanslarını büyüklüğün bir fonksiyonu olarak belirlemekte en yaygın biçimde kullanılan formül;

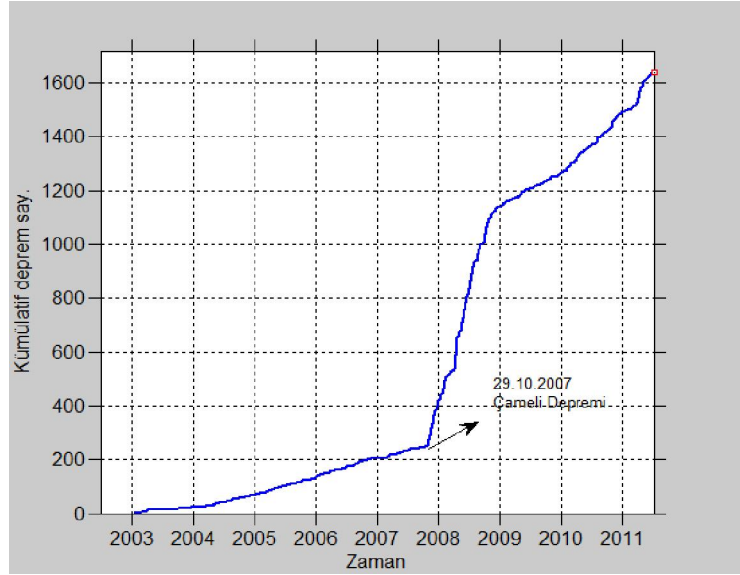
$$\text{Log}N(M) = a - bM \quad (4.71)$$

Gutenberg-Richter (1954) bağıntısıdır. Burada M ; magnitüd, N ; magnitüdü M veya daha büyük olan depremlerin kümülatif sayısı, a ve b sabitlerdir. a sabiti deprem etkinliğini ifade eder, b sabiti deprem büyüklük dağılımı ile ilişkilidir ve deprem oluşumunun fiziği ile ilgili görüldüğünden depremlerin istatistik analizinde önemli bir parametre olarak kullanılır (Mogi, 1962; Scholz, 1968). b -değeri magnitüd (M) kümülatif deprem sayısının logaritması ($\text{Log}N$) grafiğinden elde edilen doğrunun eğimidir (Scholz 1990; Wiemer and Wyss 1997). Şekil 4.27'de büyük 12 Kasım Düzce Depremi artçı şoklarından elde edilen $\text{Log}N$ - M grafiği verilmiştir.

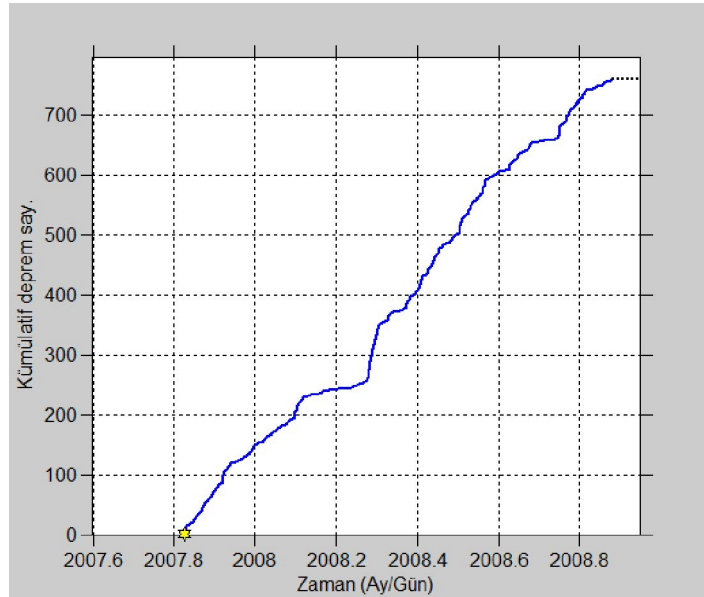
Yukarıdaki bağıntıya dayalı olarak b -değeri belirlenebilir. Bu çalışmada b -değerinin yüzeysel ve derinlikle değişimini haritalamadaki amaç bölgedeki gerilme değişimini gözlemlemek ve deprem oluşumu ile ilişkilendirmektir.

Deprem magnitüd-frekans bağıntılarını belirleyen a , b sabitlerinin hesaplanmasında çeşitli yöntemler kullanılır. Bu yöntemlerden bazıları; Gözle eğri uydurma yöntemi, En küçük kareler yöntemi (Davis, 1986), Ağırlıklı en küçük kareler yöntemi ve En büyük olasılık yöntemi (Utsu, 1964; Aki, 1965)'dir. Bu çalışmada sismik etkinliği yüksek olan Çameli Bölgesinde gerilme ile orantılı olan b değerini bulmak için ZMAP (Wiemer, 2001) bilgisayar paket programı ile en büyük olasılık yöntemi ve en küçük kareler yöntemi kullanılmıştır.

29 Ekim 2007 tarihinde Çemeli bölgesinde meydana gelen 5.1 büyüklüğündeki depremin artçı deprem verisi UDİM'den temin edilmiştir. Deprem Gölhisar Çameli Fay Zonu ile ilişkili olup bu zon Gölhisar güneyinde, Kelekçi-Altınyayla arasında uzanan 40 km uzunlukta ve 30 km genişlikte birbirine paralel KD-GB genel gidişli üç faydan oluşmaktadır (Şaroğlu ve diğ., 1987). Depremin kaynak mekanizması çözümü yaklaşık

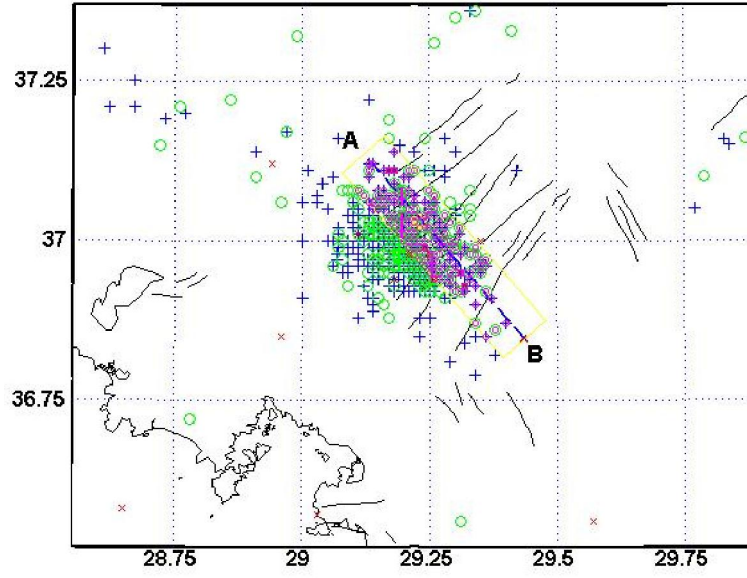


Şekil 4.7: 2003-2011 Çameli'de meydana gelen depremlerin kümülatif sayılarının zamana göre değişimi.

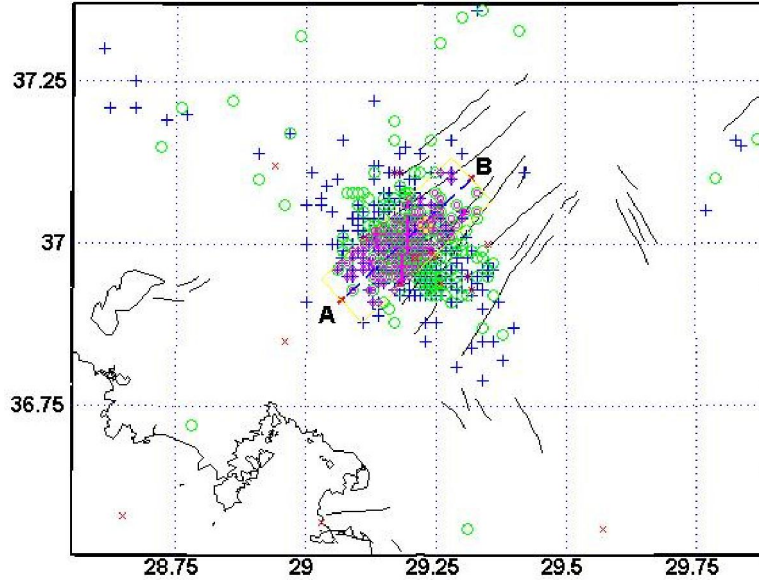


Şekil 4.33: 29 Ekim 2007 Çameli depreminin artçı deprem dizisinin kümülatif sayısındaki zamanla değişim.

Depremsellik sabitleri odak belirlemedeki hatalardan fazla etkilenmez fakat, katalogdaki tamamlılık magnitudünden etkilenir (Wiemer ve Katsumata, 1999). Bu sebeple b -değeri haritalarının doğruluğunu arttırmak amacıyla tamamlılık (M_c) analizi yapılmıştır. Tamamlılık magnitudü Çameli bölgesi deprem verileri incelenerek 2.6 olarak belirlenmiştir. Verinin tamamı için tamamlılık magnitudü M_c 2.6 ile 3 arasında



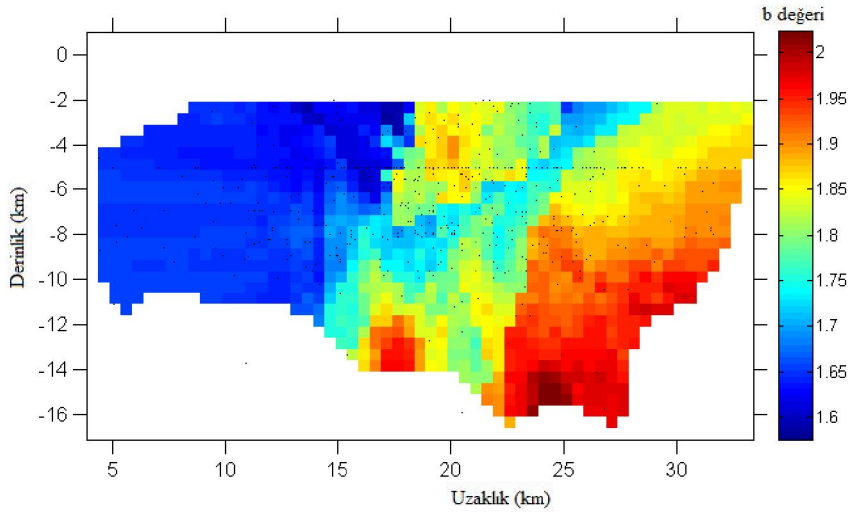
Şekil 4.36: KB-GD uzantılı 1. profil.



Şekil 4.37: KD-GB uzantılı 2. profil.

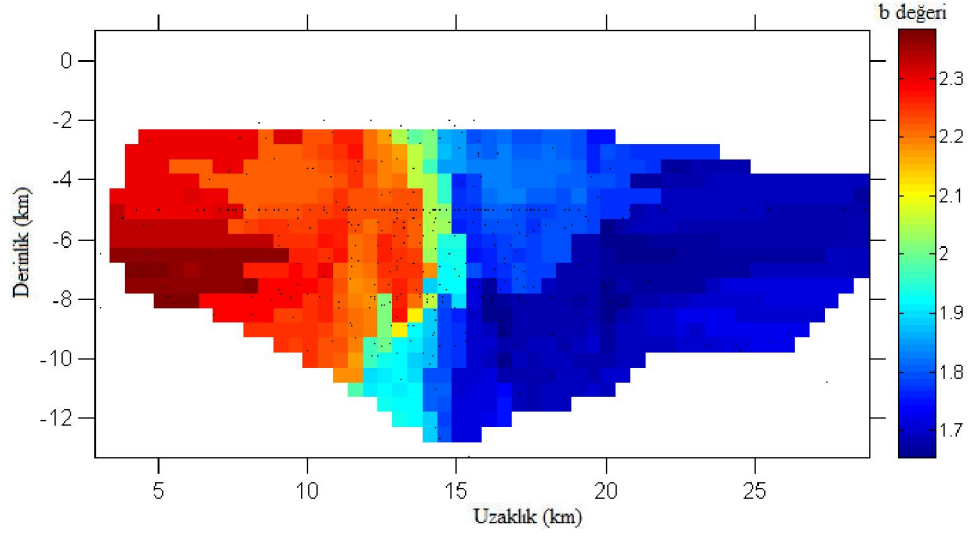
Bu profiller uzunluk ve derinlik boyutunda b -değerinin hesaplanabilmesi için 0.05×0.05 km aralıklarla gridlenmiştir. Her düğüm noktası için 300 artçı deprem kullanılmıştır. Derinlikle b -değerinin değişimi haritaları ile yüzeydeki b -değeri dağılımı uyum sağlamaktadır. İlk profil boyunca b -değeri değişimi 1.6-2 arasındadır. Profilin başında ilk 17 km uzaklığa kadar düşük b -değeri hakimdir. Bu kısım b -değerinin yüzeydeki

dağılımı şeklinde (Şekil 4.32) ana şokun KB'sına karşılık gelmektedir. Yani ana şokun KB'sında b -değeri hem yüzeyde hem de derinde nispeten düşüktür (~ 1.6). Profil boyunca ortalara gidildikçe b -değeri 1.6 ile 1.8 arasında değişmektedir. Profilin uç kısmında ise yüksek b -değeri görülmektedir. Yüzeyde (Şekil 4.32) 1.8 civarında olan b -değeri derinliğin artmasıyla 2'ye kadar yükselmiştir.



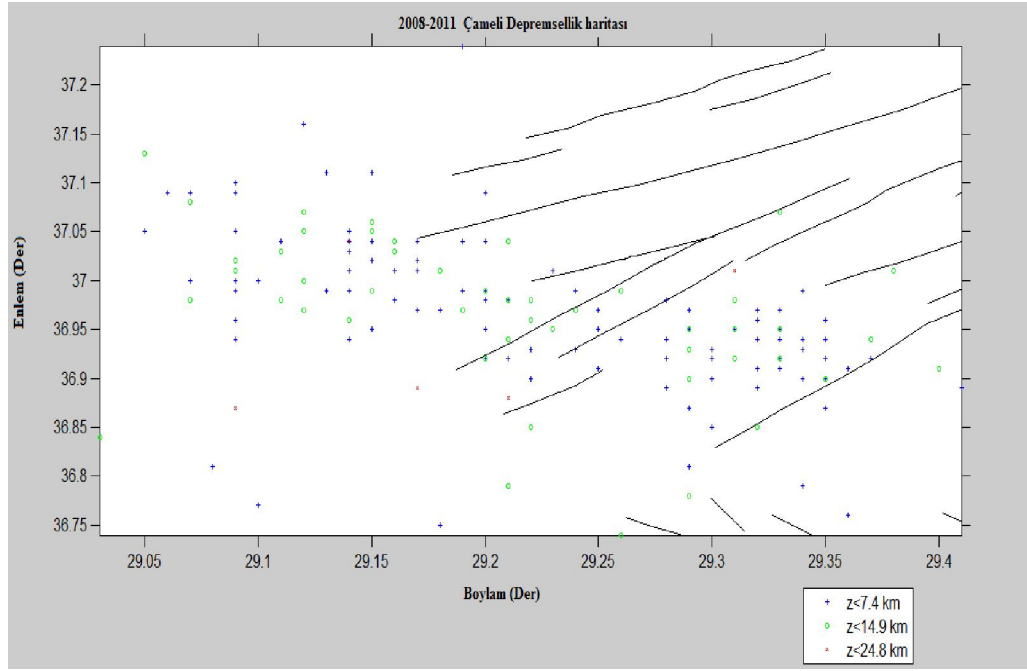
Şekil 4.38: Çameli depreminin artçı depremlerinden elde edilen b -değerinin 1. Profil boyunca derinlikle değişimi.

Şekil 4.36, 2. Profil boyunca b -değerinin derinlikle değişimini göstermektedir. b -değeri 1.7 ile 2.3 arasında değişmektedir. Bu profilin başlangıcında b -değeri 2 ile 2.3 arasındadır. b -değerinin yüzeysel dağılımında yüksek b -değerli GB kesimine denk gelmektedir. Orta kesimlerde 2.1 ve 2 arasında uç kesimde ise yine yüzey dağılımı ile uyumlu olarak 1.7 gibi nispeten düşük b -değerleri gözlenmektedir.



Şekil 4.39: Çameli depreminin artçı depremlerinden elde edilen b değerinin 2. Profil boyunca derinlikle değişimi.

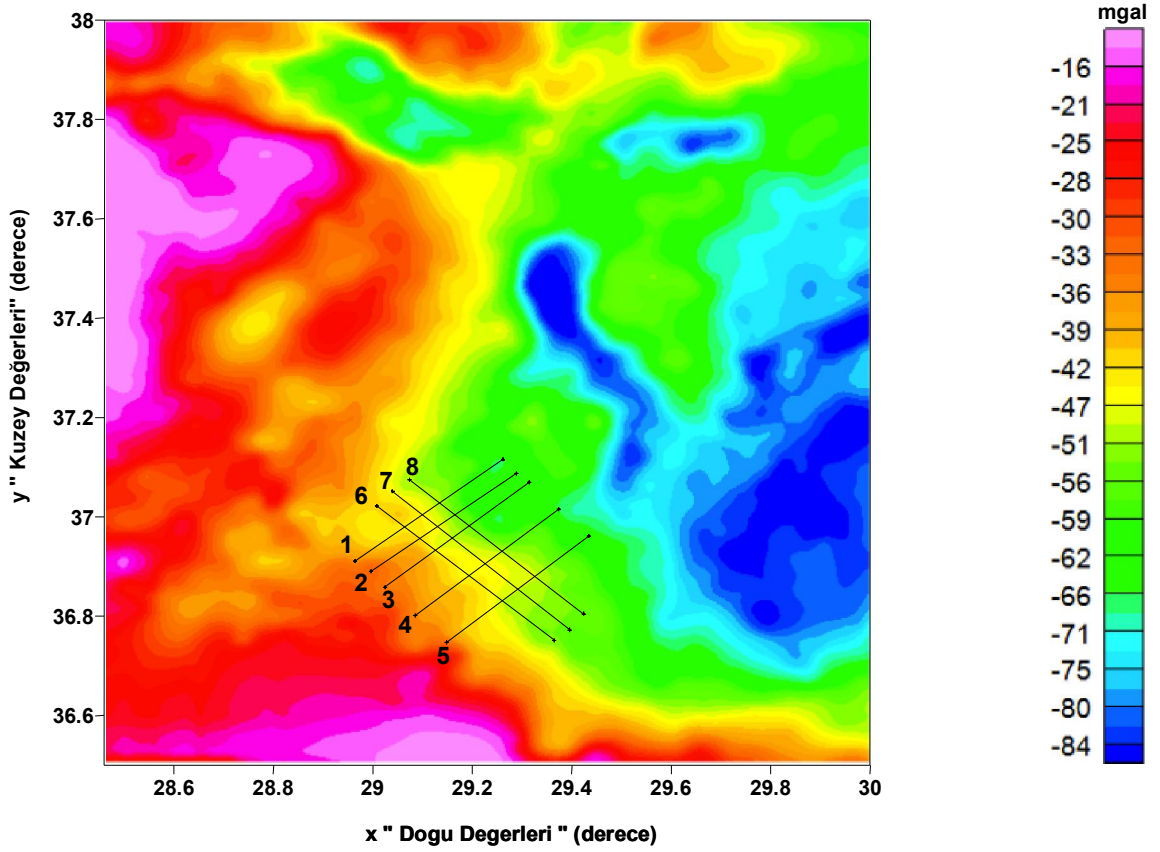
29 Ekim 2007 Çameli depremi sonrasında meydana gelen artçı şok aktivitesi ile Gutenberg-Richter (1954) bağıntısındaki b -değerinin yüzeyde ve derinde dağılımı incelenmiştir. b -değeri yüzeysel dağılımı (Şekil 4.32) ve her iki profil (Şekil 4.35, 4.36) için de koyu mavi renkli alanlar (b -değerinin düştüğü) gerilmenin arttığı, pürüzlü alanlar olarak, kırmızı renkli alanlar ise (b -değerinin yükseldiği) gerilmenin düştüğü, heterojenitenin arttığı alanlar olarak düşünülebilir. Açık mavi özellikle de Şekil 5'deki alanlar ise ara geçiş bölgesi olarak Över ve diğ., (2010)'nin önerdiği genişleme rejimi yönelimi ile paralel görünmektedir. 29 Ekim 2007 Çameli depremi artçı şokları ile elde edilen b -değeri dağılımı ile 2008-2011 yıllarında aynı bölgede meydana gelen deprem dağılımı karşılaştırıldığında; depremlerin daha çok bu ara geçiş bölgesinde (açık mavi alan) meydana geldiği gözlemlenmiştir (Şekil 4.37).



Şekil 4.40: 2008-2011 yılları arasında Çameli bölgesi depremselliği (Depremsellik ne düşük değerlerin ne de yüksek değerlerin olduğu yerde olmuştur bu iki zon arasında ara geçiş bölgesinde meydana gelmiştir).

4.3. ÇAMELİ BÖLGESİNİN GRAVİTE ÇALIŞMASI

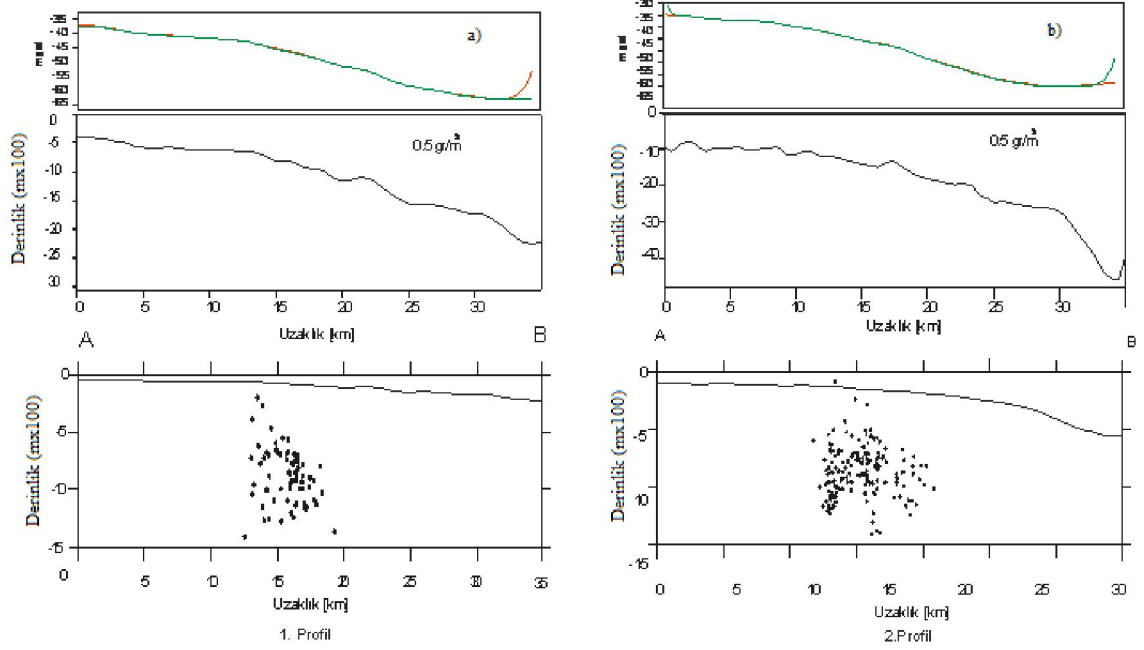
Gravite verileri, 1 km grid aralıklı Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü'nden alınmıştır. Bu verilerle ilgili olarak gerçekleştirilen arazi çalışmaları ve bu çalışmalar sonucu elde edilen gravite değerlerine yapılan tüm düzeltmeler MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etütleri Dairesi tarafından gerçekleştirilmiştir. Çalışmalarına ait gravite anomali haritası Şekil 4.41'de verilmiştir.



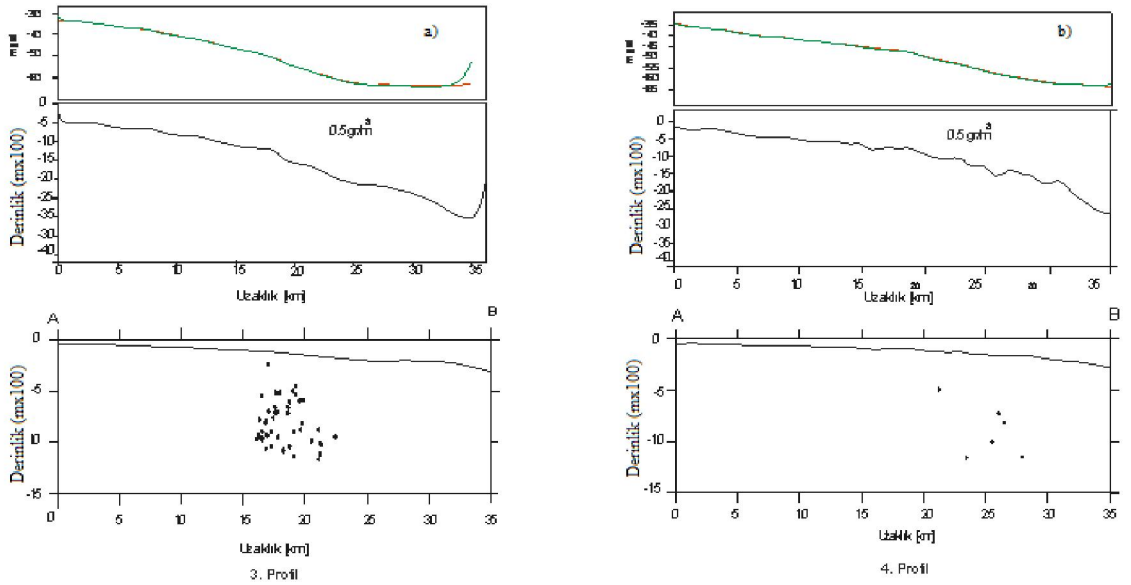
Şekil 4.41: Çameli bölgesine ait gravite anomali haritası. 1-8 arası profiller 2-B model oluşturmak için kesit hatlarını göstermektedir.

Çalışma alanının sığ yapısının belirlenmesine yönelik 8 adet profil alınmıştır. 2-B modellerin oluşturulması için kullanılan kesit yerleri gravite anomali haritası üzerine işaretlenmiştir (Şekil 4.41). 2-B modeller belirlenen 8 profil doğrultusunda oluşturulmuştur ve bu profillerin doğrultuları Şekil 4.26'da gösterilen tomografi kesitleriyle aynıdır. Gravite anomali haritasından alınan bu profiller Winglink adlı bilgisayar programında değerlendirilmiştir. Bu program interaktif bir program olup daha önceden tespit edilen yoğunluk değerine bağlı olarak uygun yapının elde edilmesine dayanır. Bu programda, gözlemsel anomali değeri ile oluşturulan modele ait hesaplanan eğrinin çakıştırılması amaçlanır. Buradaki yoğunluk değerleri 3-B tomografi yöntemiyle elde edilen VP hızları kullanılarak elde edilmiştir. 2-B modelleme için yoğunluk farkı (-0.5) gr/cm^3 olarak belirlenmiştir. 1 ve 2 numaralı profiller için elde edilen 2-B gravite modelleri Şekil 4.42 a ve b'de, 3 ve 4 numaralı profiller için elde edilen 2-B gravite modelleri Şekil 4.43a ve b'de, 5 ve 6 numaralı profiller için elde edilen 2-B gravite

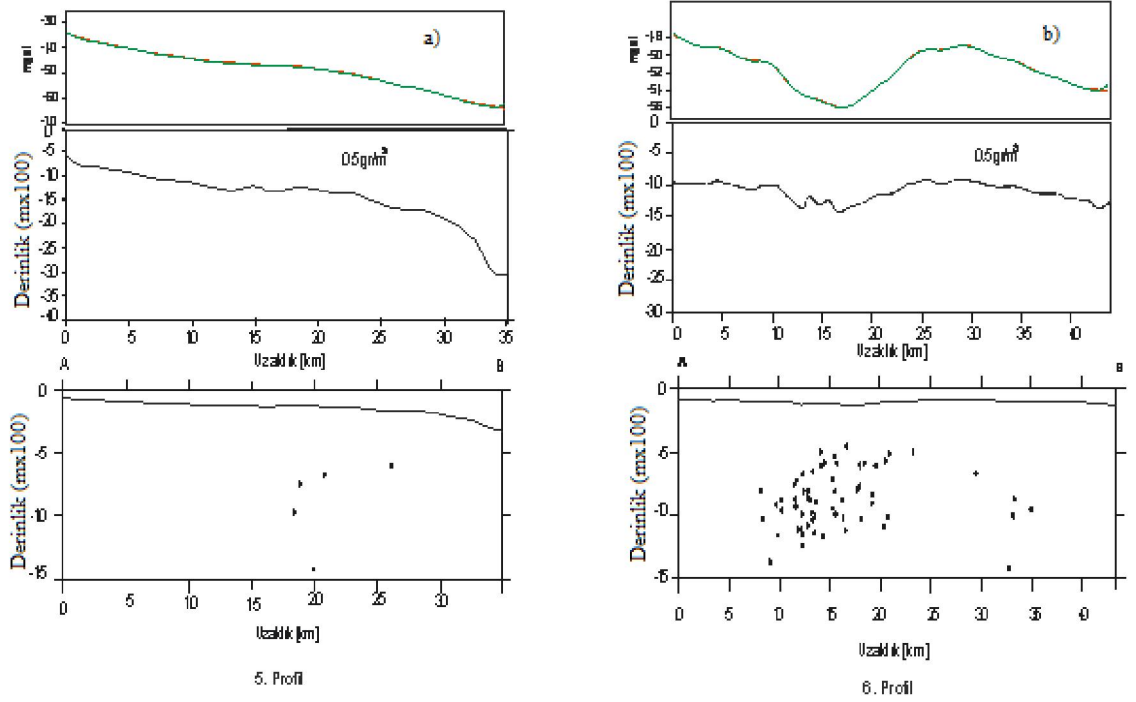
modelleri Şekil 4.44a ve b’de, 7 ve 8 numaralı profiller için elde edilen 2-B gravite modelleri Şekil 4.45a ve b’de verilmiştir.



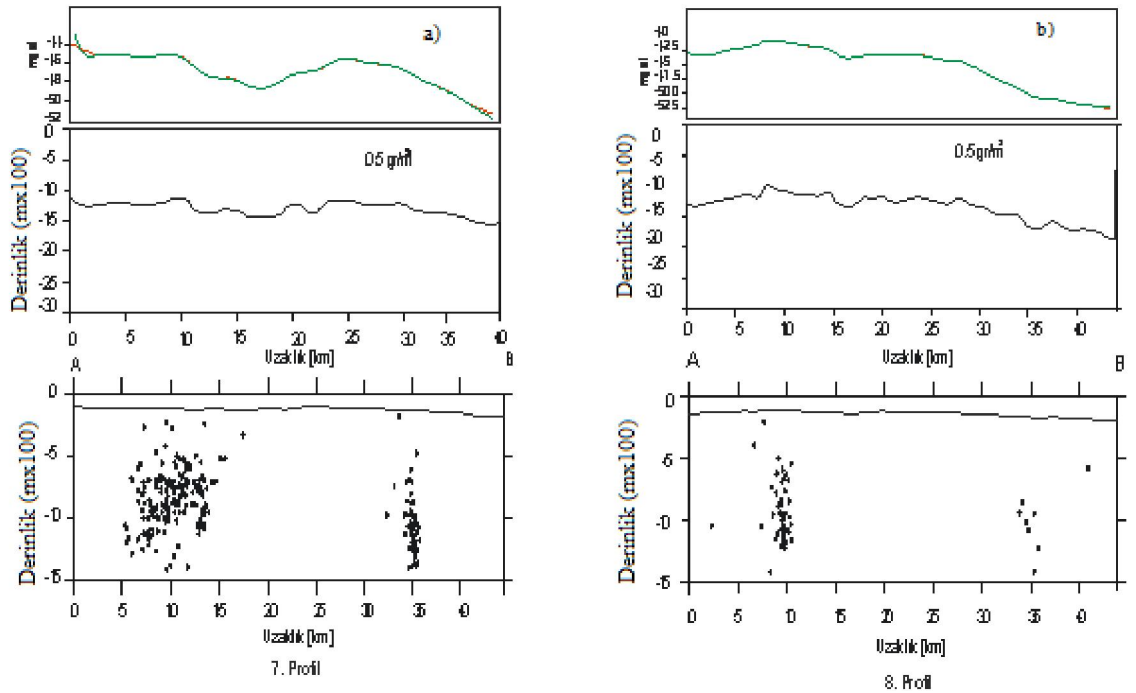
Şekil 4.42: a) 1 nolu profil b) 2 nolu profil için 2-B gravite modelleri. Üstteki şekiller gravite anomalisini, ortadaki şekiller en alttaki şekillerin büyütülmüş halini temsil etmektedir.



Şekil 4.43: a) 3 nolu profil b) 4 nolu profil için 2-B gravite modelleri. En üstteki şekiller gravite anomalisini, ortadaki şekiller en alttaki şekillerin büyütülmüş halini temsil etmektedir.



Şekil 4.44: a) 5 nolu profil b) 6 nolu profil için 2-B gravite modelleri. En üstteki şekiller gravite anomalisini, ortadaki şekiller en alttaki şekillerin büyütülmüş halini temsil etmektedir.

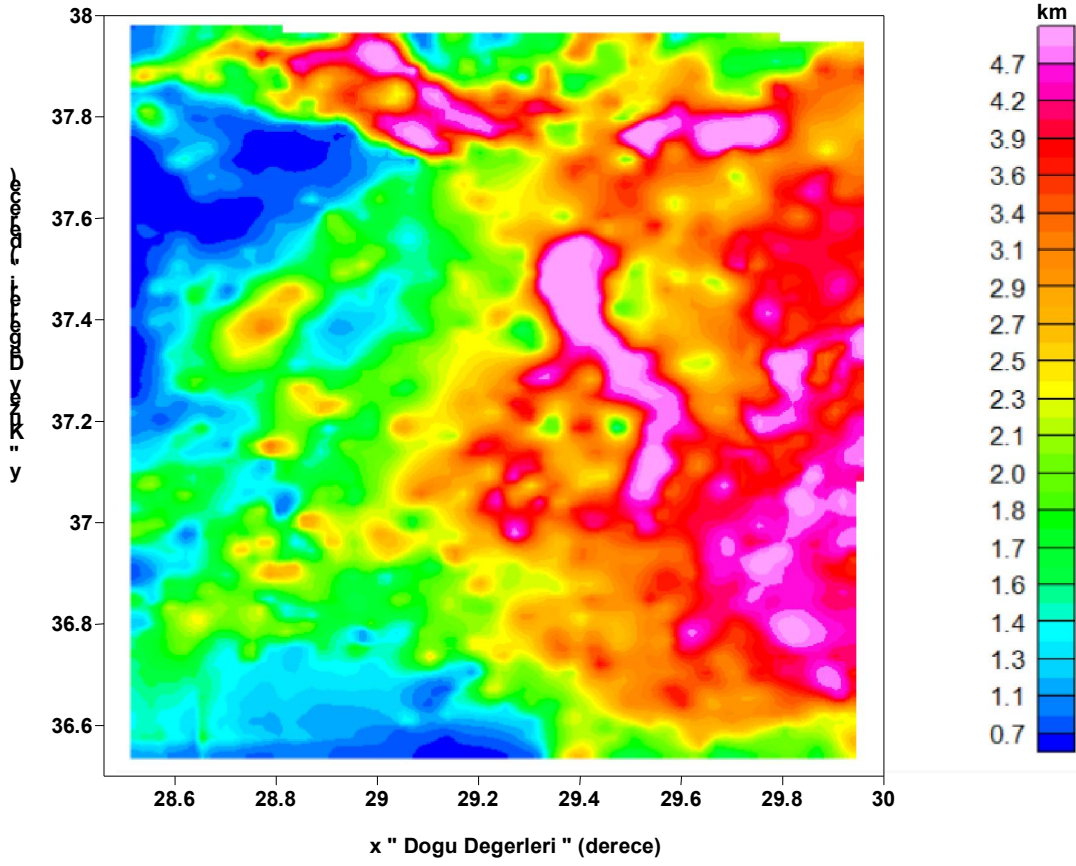


Şekil 4.45: a) 7 nolu profil b) 8 nolu profil için 2-B gravite modelleri. En üstteki şekiller gravite anomalisini, ortadaki şekiller en alttaki şekillerin büyütülmüş halini temsil etmektedir.

Faylarla paralel olan profillerde (1, 2, 3, 4 ve 5 nolu profiller) depremler sedimanın inceden başlayıp kalına doğru geçtiği bölgelerde gözlenmektedir. Bu durum fay yapısını yansıttığı düşünülmekte ve depremlerin tomografi yöntemindeki gibi yani yoğunluğu fazla olan bölgeden az olan bölgeye geçiş sınırında meydana gelmektedir. Faylara dik olan profilelerin (6, 7 ve 8 nolu profiller) 2-B modellemesinde ise gravite haritasından da görüleceği üzere profiller boyunca gravite değerleri havza yapısını yansıtmaktadır.

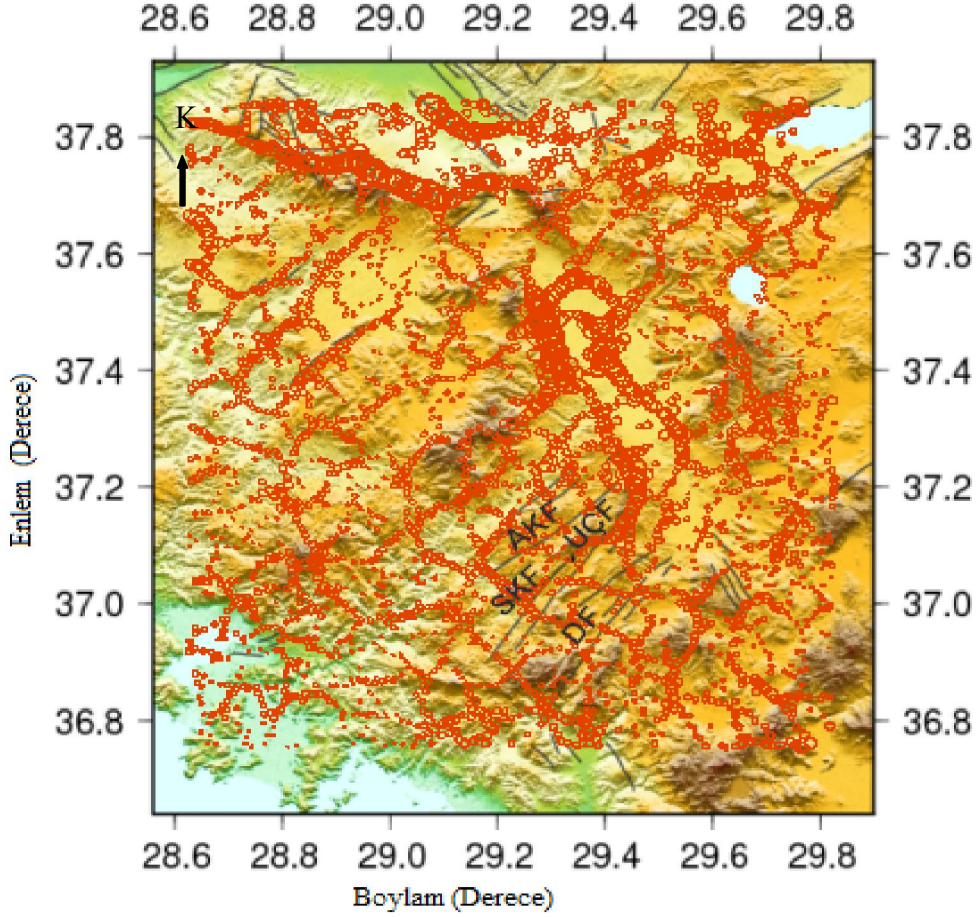
Sonuç olarak, sismik aktivitenin çoğu yüksek hız düşük hız geçiş zonunda ve daha çok yüksek hız zonunda ve yine yüksek V_p/V_s oranı ile düşük V_p/V_s oranı geçişinde meydana gelmiştir. Gravite yöntemiyle iki boyutlu modeller dikkate alındığında yine depremlerin yüksek yoğunluk düşük yoğunluk sınırında meydana geldiği gözlenmiştir.

3-B modelleme çalışmasında, Cordell ve Henderson (1968) tarafından geliştirilen bilgisayar programı ile gravite verileri 3-B olarak modellenmiş ve modelleme işlemi sonucu elde edilen 3-B çökel derinlik modeli haritası oluşturulmuştur (Şekil 4.46). 3-B çökel derinlik modeli incelendiğinde çalışma alanında çökel kalınlığının ortalama 1-5 km arasında değiştiği belirlenmiştir.



Şekil 4.46: Çalışma alanına ait (- 0.5 gr/cm³) yoğunluk için 3-B derinlik modeli haritası.

Çalışma alanında yer alan yapı sınırları ve süreksizlikleri belirlemek amacıyla Şekil 4.41’de gösterilen gravite anomalilerine yatay gradyanlarının maksimum yerleri (maxspots) yöntemi uygulanmıştır. Gravite anomalilerinin yatay gradyanlarının en büyük yerleri “Maxspots” haritası Şekil 4.47’de verilmiştir.



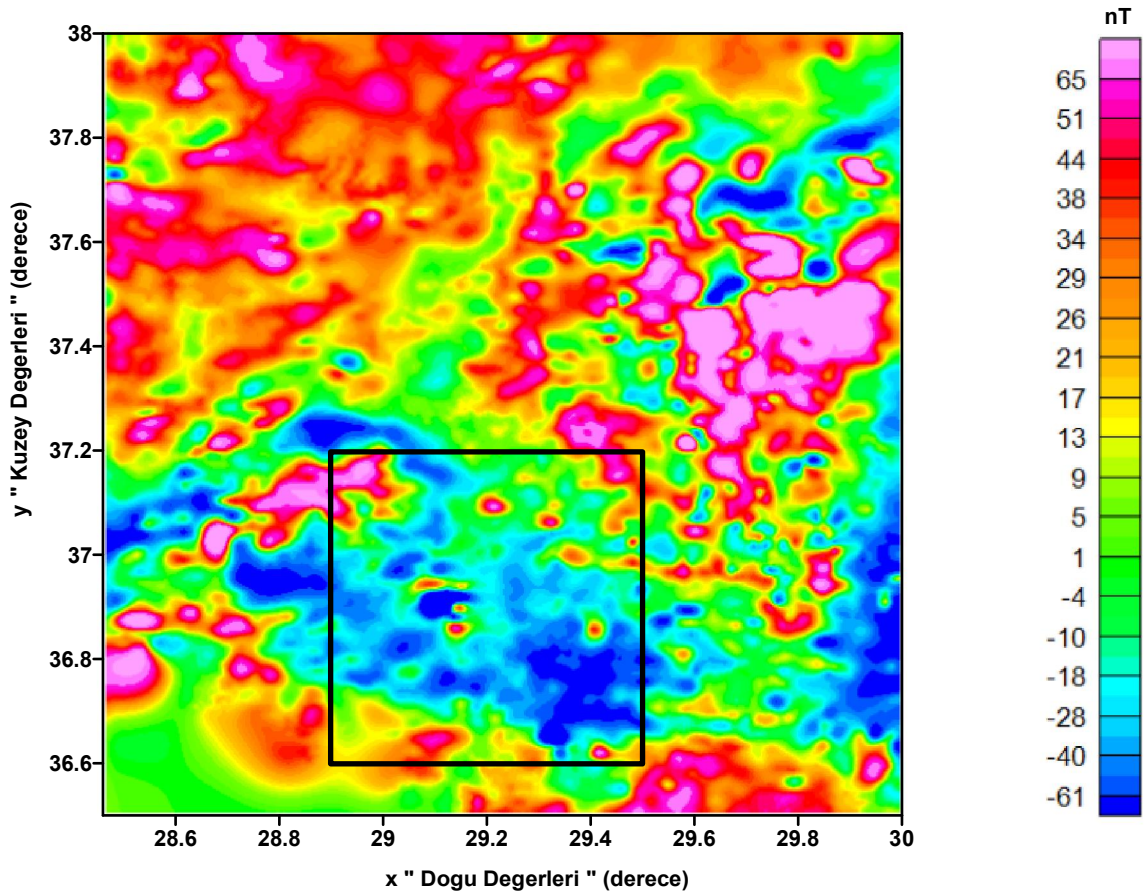
Şekil 4.47: Çalışma alanına ait Gravite anomalilerinin yatay gradyanlarının en büyük yerleri. AKF: Alcı-Kelekçi Fayı, SKF: Sarıkavak-Kumafşarı Fayı, UÇF: Uzunoluk-Çameli Fayı, DF: Dirmil Fay.

Şekil 4.47 incelendiğinde çalışma alanındaki ve dolayındaki faylar (Sarıkavak-Kumafşarı, Uzunoluk-Çameli ve Dirmil fayları) net bir şekilde görülebilmektedir. Ayrıca çalışma alanı kuzeyindeki (37.2° ve 37.6° enlemleri arası) havza yapısı da açıkça görülebilmektedir. Buradaki haritada Çameli havzasının sınırı ve buna dik gelişen faylar yatay gradyan sonucuyla uyumlu çıkmıştır.

4.4. ÇAMELİ BÖLGESİNİN MANYETİK ÇALIŞMASI

Havadan manyetik verileri, radar altimetre kontrolündeki 2 km uçuş hattı aralıklarına sahip ve yer yüzeyinden 600 m yükseklikte olan, kuzey-güney yönlü profiller doğrultusundaki yer manyetik alanı toplam bileşeni ölçümleri ile MTA Genel

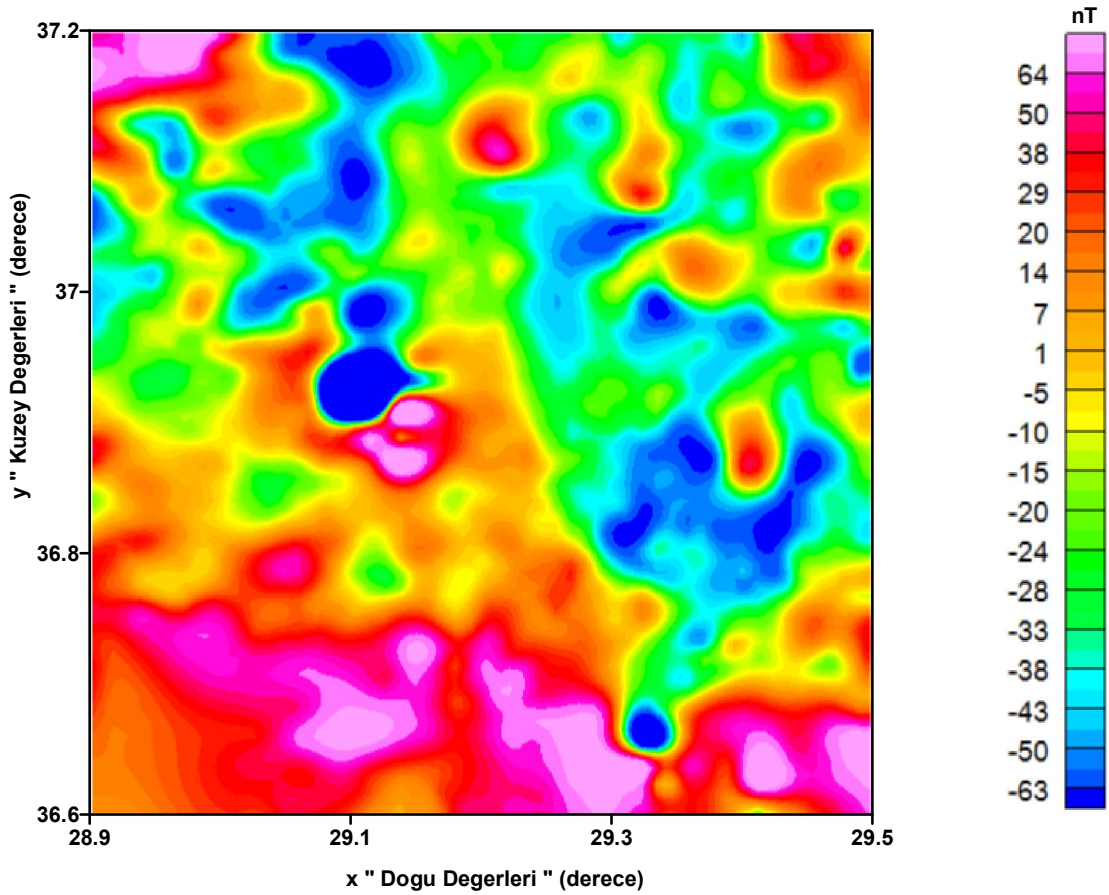
Müdürlüğü Jeofizik Etüdüleri Dairesi'nden elde edilmiştir. Elde edilen verilere, günlük değişim ve yön hatası düzeltmeleri yapılmış olup veriler 1985 tarihindeki manyetik alan değerine indirgenmiştir. "International Geomagnetic Reference Field - IGRF" değerleri BALDWIN ve LANGEL (1993) tarafından yazılan bir bilgisayar programı kullanılarak veriden uzaklaştırılmıştır. Çalışma alanına toplam havadan manyetik anomali haritası Şekil 4.48' de verilmiştir. Havadan manyetik veriye IGRF düzeltmesi uygulandıktan sonra elde edilen rezidüel havadan manyetik anomali haritası Şekil 4.49'da verilmiştir.



Şekil 4.48: Çameli bölgesine ait rezidüel havadan manyetik anomali haritası. Kare ile gösterilen bölge çalışma alanını temsil etmektedir.

Yer manyetik alanı ve yapı mıknatıslanmasının manyetik anomaliler üzerinde oluşturduğu bozulma yüzünden manyetik anomalileri yorumlamanın zor olduğu bilinmektedir. Bu bozulma Kutba İndirgeme dönüşümü ile giderilebilmektedir.

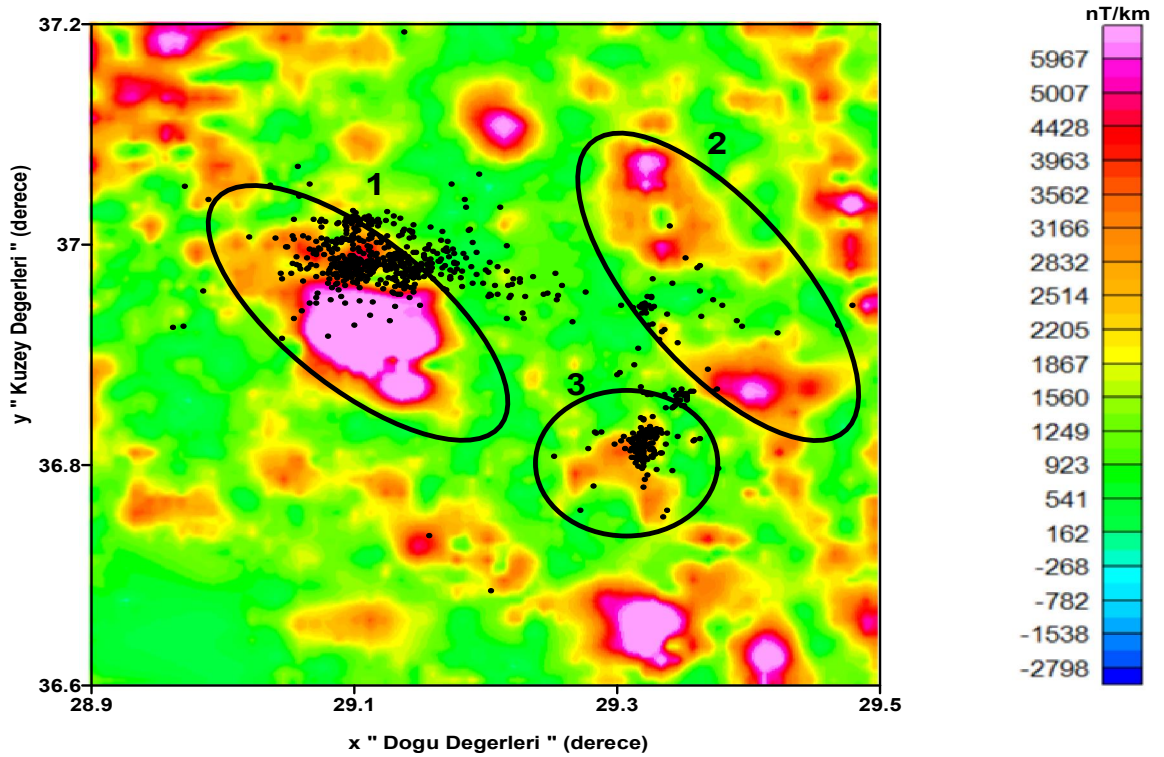
Yer manyetik alanının eğim ve sapma açılarının değişimleri manyetik anomalilerin şekillerinde bozulmalara neden olur. Bu bozulmalar Kutba İndirgeme Dönüşümü (KİD) ile giderilebilir. Bu nedenle, Şekil 4.49'da kare ile gösterilen çalışma alanına ait rezidüel havadan manyetik anomali haritasına Kutba İndirgeme dönüşümü uygulanmıştır. Kutba İndirgeme dönüşümü uygulanırken yapı ve yermanyetik alanın eğim ve sapma açıları sırasıyla 55° ve 4° olarak alınmıştır. Kutba İndirgenmiş havadan manyetik anomali haritası Şekil 4.50'de verilmiştir.



Şekil 4.49: Çalışma alanına ait Kutba İndirgenmiş havadan manyetik anomali haritası.

Miknatıslanma yönü ile ilgili bilgi gerekmediğinden Analitik Sinyal yöntemi anomalilere neden olan yapıların kenarlarının bulunmasında çok faydalı bir yöntemdir. Analitik Sinyal manyetik anomalinin yatay ve düşey gradyanlarından oluşur. Bu nedenle, Şekil 4.50'de gösterilen Kutba İndirgenmiş havadan manyetik anomalilere Analitik Sinyal dönüşümü uygulanmıştır. Sonuçta elde edilen Analitik sinyal haritası Şekil 4.51'de verilmiştir.

Şekil 4.51 incelendiğinde yuvarlak içine alınmış iki anomali göze çarpmaktadır. Bu anomaliler Şekil 4.6'da gösterilen *P*-dalga hızlarının yükseldiği bölgelerle uyumlu olduğu görülmektedir. Ayrıca 1, 2 ve 3 nolu anomalilerin depremlerin meydana geldiği yerde bulunduğu ve böylece birbirleriyle ilişkili olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.50: Çalışma alanına ait Analitik Sinyal haritası. Siyah noktalar çalışma alanında meydana gelen depremleri göstermektedir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Depremlerin fiziğini anlamak için depremlerin olduğu ortamın fiziksel özelliklerini belirlemek önemlidir. Kayaçlardaki sismik dalga hızları; sıcaklık, gerilme, kayaç dokusu, mineraloji sıvı içeriği, kayaç boşluk özellikleri gibi birçok faktöre bağlıdır (Sanders, 1984). Bu çalışmada deprem dalga hızları, kabuk içi gerilmeleri, öz direnç, yoğunluk ve manyetik süseptibilite gibi özelliklerle, tektonik olarak aktif bölgelerden biri olan Çameli Bölgesi için deprem fiziği araştırılmıştır.

Çameli'nin güney batısında yer alan çalışma alanının temel özelliklerinden biri Fethiye-Burdur Fay Zonu'nu oluşturan KKD-GGB gidişli fayların oluşturduğu büyük ölçekli bir alanın parçası (Taymaz ve Price, 1992) olmasıdır. Çameli bölgesi aynı zamanda sol yanal oblik bir makaslama sistemi sonucu oluşan KD-GB yönelimli dağ arası havzaların (Elitez ve diğ., 2009) etkisi altındadır. Çameli bölgesinde tomografi çalışmasıyla bölgedeki ofiyolit ve kireçtaşlarından oluşan ve likya napları olarak bilinen birimler, makaslama sistemi etkisi ile oluşmuş faylar ve havza yapısından kaynaklı poroziteli ve sedimanter yapı gözlenmiştir.

İki farklı düğüm noktası aralığı (10x10 ve 5x5) kullanılarak hazırlanmış olan modeller üzerine uygulanan 3-B tomografik ters çözüm ile birbirine benzer sonuçlar elde edilmiştir. Şekil 4.8 'de yüzeyden yaklaşık 10 km' ye kadar fayların olduğu ve depremlerin yoğun olduğu çalışma alanının orta ve kuzey doğusunda düşük bir hız zonu görüntülenmiştir. Çalışma alanı içine denk gelen Çameli bölgesi fayları su içerikli alüvyal sedimanlar (Alçıçek, 2004; Yaltrak ve Elitez, 2014) ile ilişkili sığ derinliklerde düşük V_p ve yüksek V_p/V_s gösterir. V_p/V_s ' nin V_p 'den farklı olmasının nedeni büyük olasılıkla S- dalga hızlarının kayaçların akışkan içeriğine P-dalga hızlarından daha hassas olmalarıdır (R. J. O'Connell and B. Budiansky, 1974).

10-15 km derinlikte ise P- dalga hızının litosferik basıncın etkisiyle yükselmiş olduğu görülmektedir. Bu derinlikte V_p/V_s oranı da artmıştır. Ayrıca çalışma alanının güneybatısındaki dağlık bölgede P-dalga hızı yüksektir. Sığ derinlikte metamorfik ve sedimanter kayaçları temsil eden düşük V_p/V_s oranı (Christensen, 1995) görülmektedir.

Shearer (1988) yüzeye yakın deforme olmuş çatlak ve kırıklı yapıların da düşük V_p/V_s oranına neden olduğunu ileri sürmüşlerdir.

P -dalga hızına ait düşey kesitler incelendiğinde, bölgeye ait temel yapısal unsurların bölge içerisindeki dağılımları kolayca görülebilmektedir (Şekil 4.27 ve 4.28). Çalışma alanındaki fayların doğrultusuna paralel ve dik alınan kesitlerde, en altta yüksek hızlı birimler ve üstte ise nispeten daha düşük hızlı çökel birimler yer almaktadır (Şekil 28). Profillerde yüksek ve düşük hız anomalisi birbirini takip eder niteliktedir. 7. ve 8. Profillerde deprem odak noktaları, belirli bir yerde kümelenme göstermektedir. 6., 7. ve 8. Profillerde deprem odakları yüksek hız-düşük hız geçiş bölgesinde, 6. Profilde daha çok yüksek hızlı bölgede yer aldığı tespit edilmiştir.

Çameli Bölgesindeki V_p/V_s haritaları incelendiğinde V_p anomalilerinden daha farklı tomografik görünümünün elde edildiği görülmüştür. Çünkü P -dalga hızı doğrudan yapısal oluşumlarla ilişkili olurken, V_p/V_s oranı ise kayacın fiziksel özelliklerindeki değişimlerle ilişkili olmaktadır. Örneğin Vanorio ve diğ., (2005) düşük V_p/V_s değerleri boş veya gaz dolu kırıklı kayaç birimler ile ilişkilendirmişlerdir. Zhao (2007) de 1995 Kobe Depreminin kaynak bölgesinde düşük V_p ve yüksek V_p/V_s bulunduğunu ve bu anomalilerin kaynağının sıvı dolu, kırık kaya matrisi ile ilişkili olduğu sonucuna varmış ve Kobe depreminin başlatılmasına katkıda bulunduğunu düşünmüşlerdir. Kaypak (2008), Kuzey Anadolu Fayının doğu kısmı boyunca yaptığı LET çalışmasındaki düşük V_p/V_s değerleri rapor etmiştir ve sığ derinliklerde (0-4 km) çökel havzaların içinde KAFZ'nun küçük segmentleri boyunca kırık, gaz dolu ve çok gözenekli kayaların da bu anomalilere eşlik ettiğini kaydetmiştir. Huang ve diğ. (2014), Tayvan'daki dalma-batma zonu (Filipinler okyanus plakası-Avrasya kıtası) için yaptıkları lokal deprem tomografi çalışmasında yüksek hızlı ve düşük V_p/V_s oranına sahip dalan levhayı net bir şekilde gözlemlemişlerdir

Bu çalışmada elde edilen tüm kesitlerde, V_p/V_s oranının hızla değişim gösterdiği yerler, sismolojik açıdan anomali kabul edilebilir niteliktedir. Şekil 4.29 ve 4.30'daki tüm kesitlerde de bu tür anomalilerin var olduğu görülmektedir. Yerel tektonik harita (Alççek ve diğ., 2004) ile karşılaştırıldığında düşük V_p/V_s oranı veren anomalilerin, çalışma alanındaki faylı bölgeye karşılık geldiği anlaşılmaktadır.

Düşük V_p/V_s oranlarının, Zhaho (2007) 'nin önerdiği gibi faylarla deformasyona uğrayan bölgenin, özelliğini yitirerek bir ezilme zonu haline dönüşmesi sonucu elde edildiği düşünülmektedir. Eğer bu zon içerisinde sıvı bulunuyorsa, sıvı içeren ortamlarda S - dalgasının yayılımının iyice azalmasından dolayı V_p/V_s oranları yüksek, boşluklu ise düşük çıkacaktır (Tablo 5.1). Çünkü hava içeren ortamlarda hem V_p hem de V_s hızı düşmektedir. Tomografik kesitlerden, düşük V_p/V_s oranlarının yanı sıra, ortalamaya göre çok yüksek V_p/V_s oranları da elde edilmiştir. Bu bölgeler, ya içerisine yüzey sularını almış ezilme zonlarını ya da o bölgede bulunan çok yüksek P -dalga hızına sahip yapılara karşılık gelmektedir. Çameli bölgesindeki faylanmaya paralel olarak alınan 1, 2, 3 ve 4. profillerin V_p/V_s değerlerinin derinlikle dağılımı Şekil 4.29 'da görülmektedir.

Tablo 5.1: Kayaçların içerisinde bulunduğu çeşitli fiziksel şartlara göre sismik parametrelerin değişimi (Sander, 1993).

Sismik Parametreler	Su ile Doymunluk	Buhar + Su	Kısmi Erime
V_p	daha büyük	daha küçük	daha küçük
V_s	normal/daha küçük	daha küçük	çok daha küçük
V_p/V_s	daha büyük	normal	daha büyük

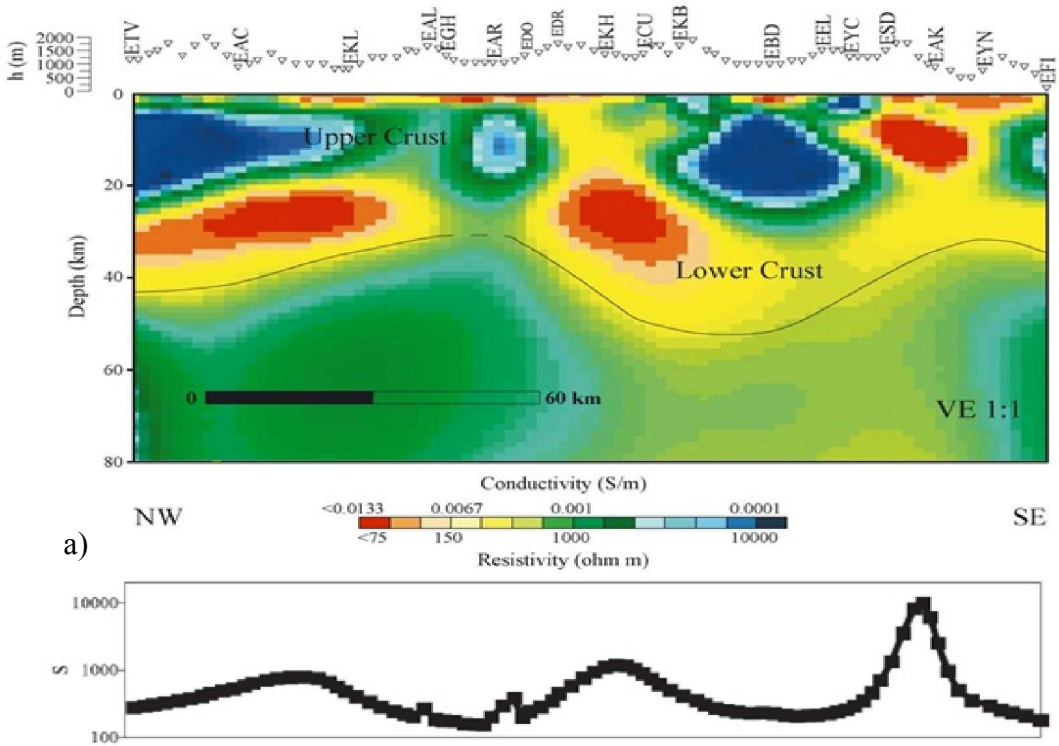
Genel olarak KD-GB uzanımlı profillerin orta kısmında 5-15 km derinlikler arasında yüksek V_p/V_s oranına sahip bir yapı göze çarpmaktadır. Deprem odakları dağılımına bakıldığında; tüm profillerde depremler, yüksek V_p/V_s oranı ile düşük V_p/V_s oranı arasındaki bölgede özellikle yüksek değerli yerlerde gözlenmektedir.

Çameli bölgesi yakınlarında volkanik bir aktivite olmadığından bölgedeki bazı deprem hiposantrlerinin düşük V_p yüksek V_p/V_s bölgelerinde olmasının nedeninin magma rezervuarından değil (Zhao, 2007) kabuktaki akışkan varlığından olduğunu göstermektedir.

Boşluklar ve çatlaklar kayaç hızlarını azaltırlar (Birch,1961). Büyük derinliklerdeki yüksek basınç çeşitli işlevler yolu ile sıvı içermeyen boşlukların kapanmasını sağlar ve hızı arttırır. Suyu doymun gözenekli kayaçlarda P - dalga hızı artar. Böylece buradaki

yüksek V_p/V_s oranı yüksek gözenek basıncı ve akışkan saturasyonu olan çatlaklı karbonat birimlerle ilişkilendirilebilir (Thurber, 1997). Ancak Çameli' deki depremleri sadece litolojik değişim ile açıklamak yeterli olmayacaktır. Deprem fiziğini daha iyi anlamak için ek olarak bölgenin özdirenç, gerilme, gravite ve manyetik özellikleri incelenmiştir.

Çameli bölgesindeki faylara dik olarak alınan profillere paralel bir profil boyunca Gürer ve diğ. (2004), İlkışık (1986; 1991) tarafından alınan Manyetotellürik (MT) ölçüleri inceleyerek bölgeye ait 2-B iletkenlik yapısını ortaya koymuştur (Şekil 5.2). Bu özdirenç kesiti ile tomografi sonucu elde edilen hız yapısı karşılaştırılarak yukarıda değinilen öngörüler pekiştirilmiştir.



Şekil 5.1: Gürer ve diğ., (2004)'de verilen Manyetotellürik profil boyunca a) özdirenç b) iletkenlik değişimi.

Şekil 5.2 a'da EKL ve EKH noktaları arası Çameli bölgesindeki faylara dik olarak alınan tomografi profilleri (6,7,8) ile uyumaktadır. Bu profillerin ilk 4 km'sindeki düşük hızlı zonun, özdirenç kesitindeki ilk 4 km' nin etrafındaki birimlere göre daha

düşük özdirençli olan yani iletken olan birimlerle uyumlu olduğu görülmektedir. Unsworth ve diğ. (1997); Bedrosian ve diğ. (2002), faylı bölgelerdeki düşük rezistivite değerlerini faylardaki kil mineralleri veya birbirine bağlı gözenekleri içindeki sıvıların varlığı ile ilişkilendirmektedirler. Yine bu çalışmada elde edilen *P*-hızı katman haritaları (Şekil 4.6 ve 4.8) incelendiğinde özellikle çalışma alanının orta kesimlerinde ilk 4 km' de etrafına göre daha düşük hızlı birimler tespit edilmiştir. Daha derinde ise özdirenç kesitindeki etrafına göre daha yüksek özdirençli birim göze çarpmaktadır. *P*-dagası hız kesitlerinde ve *P*-hızı katman haritalarında da yine yaklaşık 4 km'den sonraki derinliklerde yüksek hız tespit edilmiştir. Bu uyum yüzeye yakın bölgelerde depolanan genç sedimanlar ve diğer yüzey sedimanlarının düşük rezistivite değerleri (<75 Ω m) (Keller,1987; Palacky, 1987) ve düşük *P*-hızı ile temsil edilmiş olduğunu düşündürmektedir. Yaklaşık 4 km'den sonra iletkenlik kesitinin kuzey batısında (EAL noktası altındaki) nispeten düşük özdirençli ve biraz daha güney doğuda (EAR noktası altındaki) yüksek özdirençli zon dikkat çekmektedir. 6,7 ve 8. profillerdeki *P*-hızı ve *V_p/V_s* oranı kesitleri ile karşılaştırıldığında iyi bir uyum görülmektedir. Bu uyum faylanma nedeniyle oluşmuş kırık ve çatlakların gerek yüzey suları gerekse yer altı sularıyla doygun olması ve yüksek gözenek basıncı etkisiyle ilişkilendirilebilir. Yüksek özdirençli, düşük *V_p/V_s* oranı ve yüksek *V_p* oranı veren bölgelerin (6., 7. ve 8. Profillerdeki) kristalin temel kayalarla ilişkili olduğu düşünülmektedir (Hauksson ve Haase, 1997).

Honkura ve diğ. (2000), 17 Ağustos Kocaeli depreminin meydana geldiği bölgede sismolojik ve MT gözlemlerde bulunmuşlardır. Bu ölçümler 16-17 Ağustos 1999 tarihinde alınmıştır. Anaşokun odak noktasının yüksek özdirençli alanda olduğu gözlenmiştir. Bedrosian ve diğ. (2004), San Andreas Fayı (SAF) 'nın akışkan rejiminin sismik davranışla olan ilişkisi iki senaryo ile açıklamaktadır. Birincisi: akışkanlar sismik davranışı kontrol ediyor olabilir. İkincisi ise; SAF etrafındaki akışkanlar kontrol faktöründen çok fay kayması sonucu oluşmuştur. Tuzlu yer altı suyunun kırık ve boşlukları doldurmasıyla özdirenç azalmış olabilir.

Ogawa ve diğ. (2002) kuzey doğu Japonya'da bindirme kuşağının üzerinde yaptığı MT ölçümleriyle bu bölgede son 100 yıl içinde büyük bir depremin arkasından gelen arçı şokları ilişkilendirmiştir. Bu çalışmaya göre iletkenler, sismik saçılımlar ve düşük

sismik hız anomalilerine karşılık geldiğinden akışkan zonlarını temsil etmektedirler. İletken sınırları yakınlarındaki deprem kümelenmeleri, tabaka içi depremlerin yapısal sınırların yakınındaki gerilme yoğunluğundan veya daha az geçirgen kabuğa olan akışkan göçünden kaynaklandığını belirtmektedir. Ogawa ve diğ. (2002), depremlerin iletken zonların sınırına yakın dirençli alanda meydana geldiğini tespit etmişlerdir. Bu çalışmada da benzer bir sonuç gözlenmiştir. Bu gözlem ise Ogawa ve diğ. (2002) tarafından akışkanların geçirimli iletken zonlardan daha az geçirimli iletken zonlara göçü ile açıklanmaktadır.

Fay zonları genellikle kırıklı makaslama zonlarından oluşur; elastik özellikler ve elektriksel iletkenlikler porozite kil içeriği ve gözenek geometrisi ve sıvı faz miktarına bağlıdır (Avşar ve diğ., 2012). Genellikle yüksek porozite ve kil içeriği yüksek V_p/V_s değeri ve hız azalımı ile ilişkilendirilebilir (Han ve diğ., 1986; Eberhart-Philips ve diğ., 1995; Olowofela ve diğ., 2004). Takei (2002), Gözeneklerdeki sulu sıvıların varlığının, düşük V_p/V_s değerlerine neden olduğunu belirlemiştir. Böylece düşük resistivite, düşük V_p/V_s değerleri sulu akışkanlar ile ilişkilendirilebilir (Kurashimo ve Hirata, 2004).

Yüksek kabuksal iletkenliğe bilinen dört faktör neden olmaktadır: metalik maden cevheri bağlantıları, karbon şeritler, kısmi erimeler, sulu akışkanlar (Chen ve diğ., 1996). Eğer bu iletkenlik ve düşük hızlı zon uyumu daha derinde alt kabuk civarında (yaklaşık 20-35 km) gözlenseydi, Ercan ve diğ. (1985) tarafından önerilen Batı Anadolu' nun hala açılma rejimi altında olması (Barka ve Reilinger, 1997) ve çok hızlı bir deformasyona tabi tutulmasıyla kısmi ergime ve (örneğin İlkışık, 1995, Gürer ve diğ., 2001, %50, bölgesel ortalama yaklaşık 110 mW/m^2 ile ve 300 mW/m^2 ye ulaşan dünya ortalamasında daha yüksek) Batı Anadolu' da yüksek ısı akışı düzeyi önerisi desteklenebilirdi. Fakat yüzeye yakın bu iletken yapı ve düşük hızlı zonu faylanma nedeniyle oluşmuş sıvı içerikli kırık ve çatlaklarla ilişkilendirilebilir. Aktif faylanmalar kabuk içinde yüksek deformasyonlu akışkan ilişkili iletken zonları oluşturabilir (Sahnkland ve Ander, 1983).

Odaksal deprem dağılımı ile tomografi ve elektrik özdirenç sonuçları iyi bir uyum göstermektedir (Örn: Gürer ve Bayrak, 2007; Avşar ve diğ., 2012). Sismik olarak aktif zonlar ve dirençli çekirdekler arasındaki benzer bir ilişki Türkiye'nin batısında gözlemlenmiştir (Bayrak ve Nalbant, 2001). Yüksek dirençli ve yüksek hızlı, sismik

olarak aktif zonlar uyumludur. Bu korelasyon depremlerin üst kabukta rezistivitenin ve hızın yüksek olduğu yerlerde meydana geldiği anlamına gelir. Bu, yüksek hızlı ve elektriksel olarak dirençli ($>2000 \Omega \text{ m}$) kayaların, depremlerin oluşması için yeterli gerilme toplanmasına elverişli olması için muhtemelen mekanik olarak güçlü olmaları gerektiği anlamına gelebilir (Gürer ve diğ., 2004).

Gravite yöntemi, jeolojik birimler arasındaki yoğunluk farkı özelliklerini kullanarak taban topografyasını, yapısını, derinliğini çıkarmak, magmatik sokulumların yerini, yayılımını saptamak ve tektonik hatları belirlemek amacıyla uygulanır (Özgüler ve diğ., 1984).

Bu çalışmada faylarla paralel olan profillerde (1, 2, 3, 4 ve 5 no lu profiller) depremler, sedimanın inceden başlayıp kalına doğru geçtiği bölgelerde gözlenmektedir. Bu durum fay yapısını yansıttığı düşünülmektedir. Depremler tomografi yöntemindeki gibi yani yoğunluğu fazla olan bölgeden az olan bölgeye geçiş sınırında meydana gelmektedir. Faylara dik olan profillerin (6, 7 ve 8 nolu profiller) 2-B modellemesinde ise gravite haritasından da görüleceği üzere profiller boyunca gravite değerleri havza yapısını yansıtmaktadır. Pedrera ve diğ. (2009)'daki gibi gravite çalışması sonucu, sedimanter dolgu ve tektonik yapı ile uyumlu bulunmuştur.

Pedrera ve diğ., (2009) İspanya 'nın güneyindeki sismik aktiviteyi, manyetotellürik, gravite ve manyetik metot ile birlikte yorumlayarak bölgeye ait üst kabuk yapısını incelemiştir. Gravite yöntemi ile sediman kalınlığını fayların yapılarını, manyetik yöntem ile çalışma alanındaki temel kaya yapısını tespit edilip, MT yöntem ile sedimanter ve temel kaya lokasyonları tayin edilmiş ve tüm bu bulgular faylanma ve depremsellik ile ilişkilendirilmiştir.

Sonuç olarak, Gorbaticov ve diğ. (2004) 'ün Lanzarote Adasında bulunduğu sonuçla uyumlu olarak bu çalışmada da, sismik aktivitenin çoğu yüksek hız düşük hız geçiş zonunda ve daha çok yüksek hız zonunda ve yine yüksek V_p/V_s oranı ile düşük V_p/V_s oranı geçişinde meydana gelmiştir. Gravite yöntemiyle elde edilen 2-B modeller (Şekil 4.42-44) dikkate alındığında yine depremlerin yüksek yoğunluk düşük yoğunluk sınırında meydana geldiği gözlenmiştir.

Gorbatikov ve diğ. (2013) El Hierro Adasında (Canaries) yaptığı çalışmada gravite yöntemi, tomografi yöntemi ile sismik aktiviteyi ilişkilendirmişlerdir. Böylece adadaki soğumuş yoğun ve hızı yüksek olan bölgeleri ve hızın ve yoğunluğun düşük olduğu mağma yükselimini belirlemişlerdir.

3-B çökel derinlik modeli (Şekil 4.46) incelendiğinde çalışma alanında çökel kalınlığının ortalama 1-5 km arasında değiştiği belirlenmiştir. Bu da yüzeye yakın bölgelerdeki özellikle ilk 5 km deki gözlenen düşük hızların nedenini açıklamaktadır.

Tufan ve Ateş (1995b), Sivas, Erzincan, Malatya ve Kayseri arasında kalan bölgenin gravite ve havadan manyetik anomalilerini inceleyerek, bölgedeki gravite ve manyetik etki oluşturan kütlelerin yayılım ve uzanımlarını, özellikle üzerleri genç jeolojik birimlerle örtülü olan yerlerdeki fayların ve tektonik uzanımların sürekliliklerini araştırmış, çizgisellik haritaları oluşturarak ana tektonik hatların doğrultu ve yönlerini tespit etmişlerdir. Gravite anomalilerinin yatay gradyanlarının en büyük yerlerinden çalışma bölgesiyle ilgili önemli tektonik hatları vermişlerdir. Büyüksaraç (2007), İç Doğu Anadolu'nun burkulma tektoniğini potansiyel alan verileriyle incelediği çalışmasında gravite anomalilerinin yatay gradyanlarından elde edilen maxspot değerlerini hesaplamış ve bilinen fayların yanı sıra yeni çizgiselliklerin de yerlerini ortaya koymuştur.

Bu çalışmada Tufan ve Ateş (1995b) ve Büyüksaraç (2007) çalışmalarına benzer olarak Şekil 4.47 incelendiğinde çalışma alanındaki ve dolayındaki faylar (Sarıkavak-Kumafşarı, Uzunluk-Çameli ve Dirmil fayları) net bir şekilde görülebilmektedir. Bu faylara dik uzanan süreksizlikler, çalışma alanının makaslama kuvveti altında kaldığının ve bölgenin tektoniğini etkilediğinin bir kanıtı olduğu ve deprem oluşumunu tetiklediği düşünülmektedir. Ayrıca çalışma alanı kuzeyindeki (37.2° ve 37.6° enlemleri arası) havza yapısı da açıkça görülebilmektedir. Buradaki haritada çalışma alanı yapı sınırları özellikle faylar yatay gradyan Blakely ve Simpson (1986) sonucuyla uyumlu çıkmış ve uzanımları tespit edilmiştir.

Manyetik yöntemle yer manyetik alanın düşey, yatay ve toplam bileşenleri saptanır. Ayrıca bu yöntemle yer manyetik alan şiddetindeki farklılıklar ölçülür. Bu farklılıklarla; mıknatıslanma özelliğine sahip cisimlerle, mıknatıslanma özelliğine sahip olmayan

cisimler birbirinden ayrılır. Böylelikle manyetik yöntemle, yöntemin bazı özelliklerinden yararlanılarak, mıknatıslanma duyarlılığı yüksek olan kayaçlar belirlenebilir (Zorlu, 2005).

Analitik sinyal haritası (Şekil 4.51) incelendiğinde yuvarlak içine alınmış yüksek genlikli iki anomali göze çarpmaktadır. Analitik sinyal haritaları sığ yapılardan uzaklaşıp derin manyetik sınırları verdiği için bu yüksek genlikli anomalileri daha derinde bulunan manyetik özelliği yüksek cisimleri vermektedir (Ateş ve diğ., 2008b). Diğer bölgeler ise mıknatıslanma özelliği taşımayan sedimanter birimlerin varlığını temsil etmektedir. Bu nedenle Çameli bölgesinde çalışma alanındaki sedimanter yapının arasında yer alan büyük kütleli bazik, ultra bazik kayaçların (Altınlı, 195; Bingöl, 1989) yüksek manyetik duyarlılığa sahip yüksek manyetik anomali kaynağı olduğu düşünülebilir. Bu anomaliler Vp katman haritalarında (Şekil 4.6'da) gösterilen P - dalga hızlarının yükseldiği temel kaya birimlerinin olduğu bölgelerle uyumlu olduğu görülmektedir.

Feng-Li, (2011) Japonya'daki Nankai dalma-batma zonu'nda yaptıkları ısı akışı, gravite ve manyetik çalışmada deprem oluşumunu, araştırmışlardır. Gravite ve manyetik verisinden mantonun serpantinleştiği alanlar tespit edilmiştir. Manto serpantinleşmesi dalan levhanın dehidratasyonu (suyunun çekilmesi) ve mantonun hidrasyonuna neden olmaktadır (Hyndman ve Peacock, 2003; Blakely ve diğ., 2005). Bölgedeki sismojenik davranış ile plaka sınırında özellikle dalan levhada gravite ve manyetik anomalisi uyumlu bulunmuştur. Yüksek manyetik ve gravite anomalisine aynı kaynağın neden olduğu önerilmiştir. Bu kaynakların ise okyanusal kabuktaki yüksek yoğunluk ve yüksek manyetizasyon olduğu düşünülmektedir. Bu büyük manyetik sınırların, dalma-batma zonu boyunca sismojenik davranışı tetikleyen levha yırtılmaları için muhtemel zayıf yerler oldukları öngörülmektedir. Ateş ve diğ. (2008b) çalışmada Kuzey Anadolu Fayı'nın kolları olan fayların yeraltında manyetik özellik taşıyan volkanik ve mağmatik kayaçları etkilediğini ileri sürmüştür. Çünkü bu fayların yeraltında mağmanın yerleşmesi için zayıf zonları oluşturduklarını düşünmektedir.

Bu çalışmada da Şekil 4.6'da 1, 2 ve 3 nolu manyetik anomali sınırlarının depremlerin meydana geldiği yerde bulunduğu ve böylece birbirleriyle ilişkili olduğu düşünülmektedir. Bu uyum ya sismojenik davranışı tetikleyen sedimanter ve temel

kaya arasındaki geçişin olduğu yukarıda da değinildiği gibi akışkan akışının da etkisiyle deformasyon enerjisinin biriktiği yerler veya ikinci ve zayıf bir ihtimalle daha önceden oluşmuş fayların mağmatik malzeme ile dolmasından kaynaklanabilir.

Pedretera ve diğ. (2009), İspanya'nın güneyinde aktif tektonik bir bölgede (Betic Cordillera) yaptığı multidisipliner çalışmada bazı derin bölgelerde çok düşük özdirenç ve manyetik anomali tespit etmiştir. Pedretera ve diğ. (2009), bu iletken manyetik anomalilere bölgede bulunan metabazitlerin içindeki metalik minerallerin varlığı, tektonik kırılma nedeniyle metalik mineralce zenginleşen akışkan sirkülasyonu, kısmi ergime veya şistçe zengin grafit artıklarının neden olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Bu çalışmada ise Gürer ve diğ., 2004'ün özdirenç kesiti dikkate alınacak olursa derinde iki tane iletken yapı ile aynı yere denk gelen 2 numaralı anomali ile uyumlu olduğu görülmektedir. Daha önceki bulgulardan da bu uyumun bu derinlikte metalik mineral içeren temel kaya birimlerinin bulunduğu düşüncesini güçlendirmektedir. Çalışma alanının tektonik evrimi metalik mineralce zengin akışkan sirkülasyonuna da neden olmuş olabilir.

2007 Çameli depremi kaynak parametreleri ve odak mekanizması incelendiğinde bu depremin meydana geldiği fayın KB-GD yönünde olduğu (Over ve diğ., 2010) tespit edilmiş ve sonrasında meydana gelen artçı depremlerin dağılımı da yine bu doğrultuda olduğu gözlenmiştir. Dolayısıyla b -değerinin hesaplanacağı yüzey alanı derinlik kesiti bu doğrultu dikkate alınarak seçilmiştir. Şekil 4.34 ve 4.35'de görüldüğü gibi b -değerinin yükseldiği alanlar depremlerin en yoğun olduğu alan ile çakışmaktadır. Çameli depremi artçı depremlerinden belirlenen b -değeri kuzeydoğuya doğru pürüzlerden uzaklaştıkça düşmektedir. Bu durum Wiemer ve Katsumata (1999)' un önerdiği pürüzlerin üzerinde artçı depremler tarafından belirlenen b -değerlerinin yüksek olduğu, pürüz çevresindeki alanlar üzerinde artçı depremlerden belirlenen b -değerinin göreceli olarak düşük olduğu tezi ile uyuşmaktadır. Ancak sadece pürüzler artçı depremlerden elde edilen b -parametresinde belirleyici faktör olmayıp, b -değeri aynı zamanda depremlerin meydana geldiği alan içindeki materyallerin yerel özelliklerine de bağlıdır (Wiemer ve Katsuma, 1999).

Nitekim bu çalışmada b -değerinin Çameli depremine uzak bölgelerde yani çalışma alanının güneybatısında yükselmesi bu bölgedeki deprem oluşumunun ortamın materyal özellikleri ilişkili olduğunu düşündürmektedir.

Reyners ve Eberhart-Philips (2009) yüksek b -değerleri sınırların varlığından kaynaklandığını savunmaktadır. Van Stiphout ve diğ. (2009)'un Alaska dalma-batma zonunda yaptıkları b -değeri analizinde sedimanlar ve dalan okyanus kıtası içinde dehidrasyon reaksiyonu sonucu salınan akışkanların varlığı ve heterojenite nedeniyle yüksek b -değeri zonu tespit etmişlerdir. Ayrıca Montuori ve diğ. (2010)'nun Yeni Zellanda 'daki Wellington bölgesinde bulunan dalma-batma zonunda yaptıkları tomografi ve b -değeri çalışmasında çok yüksek b -değeri elde edilen bölgelerde aynı zamanda düşük V_p değerleri ve yüksek V_p/V_s oranı değerleri elde etmişlerdir. Üst plakada akışkanca zengin olmayan ve heterojen olmayan kabukta düşük b -değeri gözlemişlerdir. Montuori ve diğ. (2010) akışkan varlığının küçük magnitüdü depremlere neden olduğunu ve bu zonlardaki az sayıdaki büyük magnitüdü depremlerin oranını arttırmakta olduğunu savunmuşlardır.

Bu çalışmada ise Çameli depremi artçı şokları için hesaplanan b -değeri 1.6 ile 2.0 arasında değişmektedir. Şekil 4.35'de anaşok yakınında ve kuzeye doğru gidildikçe b -değeri 1.5 değerine kadar düşmektedir. b -değerinin düştüğü bu bölgeleri Wiemer ve Wyss (1997)'nin önerdiği gibi gerilme artışı ve pürüzlerle ve Montuori ve diğ., (2010)'nun önerdiği gibi akışkan varlığı ve heterojenite ile ilişkilendirilebilir. Anaşokun güneyinde b -değeri 1.6 civarındadır. Güneybatı kısmında ise b -değeri nispeten yükselmiştir ve 2.0 değerine ulaşmıştır. Bu bölgeleri Frohlich ve Davis (1993)'ün önerdiği gibi yüksek b -değeri nedeniyle genişleme gerilmesinin etkin olduğu, heterojenitenin nispeten arttığı yerler olduğu düşünülebilir.

b -değeri yüzeysel dağılımı (Şekil 4.35) ve her iki profil (Şekil 4.38, 4.39) için de koyu mavi renkli alanlar (b -değerinin düştüğü) gerilmenin arttığı, pürüzlü alanlar olarak, kırmızı renkli alanlar ise (b -değerinin yükseldiği) gerilmenin düştüğü, heterojenitenin arttığı alanlar olarak düşünülebilir. 29 Ekim 2007 Çameli depremi artçı şokları ile elde edilen b -değeri dağılımı ile 2008-2011 yıllarında aynı bölgede meydana gelen deprem dağılımı (Şekil 4.40) karşılaştırıldığında; depremlerin daha çok bu ara geçiş bölgesinde

(açık mavi alan) özellikle de b -değerinin düşük olduğu alanlarda meydana geldiği gözlenmiştir.

b -değeri değişimi ile hız değişimi Montuori ve diğ. (2010)'da olduğu gibi uyumlu çıkmıştır. Böylece hem tomografi hem elektrik hem de gerilme birbiriyle uyumlu bulunmuş olup bölgedeki depremleri akışkan varlığının etkilediği söylenebilir. Ancak, Elitez ve Yaltrak (2014) Çameli bölgesindeki büyük ve küçük ölçekli fayların KD-GB doğrultulu sol yanal ve sol yanal oblik normal faylar ile yaklaşık KB-GD doğrultulu sol yanal oblik normal ve normal fayların tipik bir sol yanal makaslama rejimini göstermekte olduğunu savunmaktadırlar. Bu faylanma doğrultuları, çalışmada elde edilen yatay gradyan haritasındaki (4.47) yapı sınırlarıyla gözlenmektedir. Çameli Bölgesi Güneybatı Anadolu'da, tektonik olarak oldukça aktif bir bölge olan Burdur-Fethiye Makaslama Zonu'nun (BFMZ) orta kesiminde bulunmaktadır (Elitez ve Yaltrak, 2014). Çalışma alanındaki depremlerin bu gerilme kuvvetlerinin etkisi ile meydana geldiği muhtemeldir. Fakat bu depremleri, çalışma alanının temelini oluşturan Likya Napları olarak da adlandırılan yukarıdaki parametrelerden de tahmin edilen suya doymun çatlaklı kireçtaşı birimlerinin, ayrıca yine suya doymun sediman birikiminin oluşturduğu basınç değişimini tetiklemekte olduğu düşünülmektedir.

Yegorova ve diğ. (2013) ve Pedrera ve diğ. (2009)' un yaptığı çalışmalarda olduğu gibi bu tezde de multidisipliner bir araştırma yapılmıştır. Bu çalışmada her ne kadar bölgedeki akışkan varlığının deprem oluşumunda önemli bir etken olduğu ortaya çıkarılsa da genel olarak çalışma alanının tektonik geçmişi, kabuktaki ve üst mantodaki malzemelerin litolojisi, akışkan içeriği, madde heterojenitesi gibi tüm fiziksel ve mekanik özelliklerin bir arada deprem oluşumunu tetiklediği sonucuna ulaşılmıştır.

Bu çalışma deprem araştırmaları çalışmaları için bir alt yapı niteliğindedir. Çameli bölgesi için daha sonra yapılması planlanan çalışmalarda daha derinden bilgi sağlayan ve daha geniş alanı kapsayan multidisipliner çalışmaların yapılması elde edilen bilgileri pekiştirme ve geliştirme açısından önerilmektedir.

Yukarıdaki fiziksel parametreler bir bütün olarak değerlendirilecek olursa; Odaksal deprem dağılımı ile tomografi, elektrik öz direnç, gravite, manyetik ve b -değeri sonuçları iyi bir uyum göstermektedir. Bu çalışmada, depremlerin çoğu yüksek hız

düşük hız geçiş zonunda ve daha çok yüksek hız zonunda ve yine yüksek V_p/V_s oranı ile düşük V_p/V_s oranı geçişinde ve iletken zonların sınırına yakın dirençli alanda meydana geldiği tespit edilmiştir. Bu uyum depremlerin, üst kabukta rezistivitenin ve hızın yüksek olduğu yerlerde meydana geldiği anlamına gelir. Ogawa ve diğ. (2002), iletken sınırları yakınlarındaki deprem kümelenmeleri, tabaka içi depremlerin yapısal sınırların yakınındaki gerilme yoğunluğundan veya daha az geçirgen kabuğa olan akışkan göçünden kaynaklandığını belirtmektedir.

Gravite çalışması sonucunda depremlerin, sedimanın inceden başlayıp kalına doğru geçtiği bölgelerde gözlemlendiği tespit edilmiştir. Yani depremlerin yüksek yoğunluk düşük yoğunluk sınırında meydana geldiği gözlenmiştir. Ortamdaki materyallerin yoğunluğunun artmasıyla hızının artması doğru orantılı olduğundan bu uyum beklenen bir uyumdur. Aynı zamanda öz direnç de yoğunluğu yüksek ortamdaki kayaçların yapısı ve mineral içeriği (sıvı içerikli çatlaklı, kırıklı olması veya demir, bakır vb. gibi mineralleri içermesi) elektriksel iletkenliği sağlamıyorsa rezistivite yükselir ve yine hem gravite hem de tomografi sonucuyla uyumlu hale gelmiş olur.

Çameli bölgesinde çalışma alanındaki sedimanter yapının arasında yer alan büyük kütleli bazik, ultra bazik kayaçların (Altınlı, 195; Bingöl, 1989) yüksek manyetik duyarlılığa sahip yüksek manyetik anomali kaynağı olduğu düşünülebilir. Bu anomaliler V_p katman haritalarında (Şekil 4.6'da) gösterilen P -dalga hızlarının yükseldiği temel kaya birimlerinin olduğu bölgelerle uyumlu olduğu görülmektedir.

Bu çalışmada Şekil 4.6'da 1, 2 ve 3 nolu manyetik anomali sınırlarının depremlerin meydana geldiği yerde bulunduğu ve böylece birbirleriyle ilişkili olduğu düşünülmektedir. Bu uyum ya sismojenik davranışı tetikleyen sedimanter ve temel kaya arasındaki geçişin olduğu, yukarıda da değinildiği gibi akışkan akışının da etkisiyle deformasyon enerjisinin biriktiği yerler veya ikinci ve zayıf bir ihtimalle daha önceden oluşmuş fayların mağmatik malzeme ile dolmasından kaynaklanabilir. Manyetik anomaliler ile öz direnç kesiti (Şekil 5.2) birlikte ele alındığında derinde iki tane iletken yapı ile Şekil 4.51'de aynı yere denk gelen deprem dağılımının azaldığı 2 numaralı anomali ile uyumlu olduğu görülmektedir. Daha önceki bulgulardan da bu uyumun bu derinlikte metalik mineral içeren temel kaya birimlerinin bulunduğu düşüncesini güçlendirmektedir. Çalışma alanının tektonik evrimi metalik mineralce

zengin akışkan sirkülasyonuna da neden olmuş olabilir. Özellikle manyetik analitik sinyal haritasındaki yüksek genlikli anomalilerin yakınında depremlerin meydana gelmesi ve gravite yöntemindeki depremlerin ise yüksek yoğunluk düşük yoğunluk bölgesinde meydana gelmesi ikinci bir ihtimali akla getirmektedir. Bu özellikler derinde mağmatik bir sokulumla ilişkili olabilir. Çameli bölgesine yakın jeotermal alanların (Kızıldere, Tekkehamam-Sarayköy, Bölmekaya, Yenice-Kamara, Gölemezli) yer alması bu düşüncenin bir kanıtı olabilir. Zira bölge için elde edilen derindeki P hızı ve VP/VS oranının artışı da bu muhtemel mağma odacığının zaman içerisinde soğumakta olduğunun bir belirtisi olabilir. Bu yüksek hızlı yapılar da aynı zamanda yoğunluk farkının bir kanıtıdır. Bölgedeki depremlerin oluşumunu, muhtemelen bu yoğunluk farkı sonucu oluşan gerilme değişimleri tetiklemektedir. Çameli bölgesinin önemli özelliklerinden biri KD-GB uzanımlı bir makaslama sistemi etkisi altında olmasıdır. Fakat Çameli'de son yıllarda meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümü sonucu bölgedeki faylanma doğrultusunun KD-GB yönünde değil, D-B doğrultusunda olması da dikkat çekicidir.

b-değeri değişimi ile hız değişimi Montuori ve diğ., (2010)'da olduğu gibi uyumlu çıkmıştır. Böylece sismik hız, elektriksel iletkenlik, yoğunluk, manyetik anomali ve *b*-değeri birbiriyle uyumlu bulunmuş olup Çameli bölgesinde meydana gelen depremlerin çoğu yüksek V_p , V_p/V_s veya yüksek V_p düşük V_p oranı geçiş bölgesinde, yüksek öz dirençli, yüksek yoğunluk düşük yoğunluk geçiş bölgesindeki yüksek yoğunluklu, analitik sinyal haritasındaki yüksek genlikli anomalilere yakın yerde ve *b*-değerinin düşük (gerilmenin büyük) olduğu bölgelerde meydana geldiği tespit edilmiştir. Bu uyum depremlerin oluşması için yeterli gerilme toplanmasına elverişli olan mukavemeti yüksek ortamları gerektirdiği anlamına gelir. Başka bir deyişle bu fiziksel özellikteki ortam muhtemel yamulma enerjisinin biriktiği ve ileride kırılarak açığa çıkabileceği potansiyel deprem üretecek bölgeleri (Barış ve diğ., 2005) oluşturmaktadır.

KAYNAKLAR

- Alçıçek, M.C., Kazancı, N., Özkul, M. ve Şen, Ş., 2004, Çameli (Denizli) Neojen havzasının tortul dolgusu ve jeolojik evrimi, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 128, 99-123.
- Alkan, B., Beyhan, G., Teoman, U.M., 2007, Sakarya Baseninin üç-boyutsu sismik tomografisi, *International Earthquake Symposium Kocaeli 2007*.
- Amelung, F. and King, G., 1997, Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults, *Geophys. Research Letters*, 24, 507-510.
- Aki, K., and Lee, W.H.K., 1976, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival time from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model, *Geophysical Research Letters*, 81, 4381-99.
- Aki, K., Christoffersson, A. and Husebye, E.S., 1977, Determination of the three – dimensional seismic structure of the lithosphere, *Geophysical Research Letters*, 82, 2; 277 - 296.
- Aki, K., 1982, Three-dimensional seismic in homogeneities in the lithosphere and asthenosphere, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, 161-70.
- Aki, K., 1993, Theory and Practice, Iyer, H.M. and Hirahara, K.(ed.), Chapman and Hall, London, *Overview, in Seismic Tomography*, pp1-8.
- Aktar, M., Dorbath, C., Arpat, E., 2004, The seismic velocity and fault structure of the Erzincan basin, Turkey, using local earthquake tomography, *Geophysical Journal International*, 156, 497-505.
- Ateş, A., Büyüksaraç, A., Bilim, F., Bektaş, Ö., Şendur, Ç. and Komanovalı, G. 2008b, Spatial correlation of the aeromagnetic anomalies and seismogenic faults in the Marmara region, NW Turkey, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.09.25.
- Avşar, Ü., Türkoğlu, E., Unsworth, M., Çağlar, İ., Kaypak, B., 2012. Geophysical Images of the North Anatolian Fault Zone in the Erzincan Basin, Eastern Turkey, and their Tectonic Implications, *Pure and Applied Geophysics*, DOI 10.1007/s00024-012-0521-5.
- Bayrak, M., And Nalbant, S. S., 2001, Conductive Crust İmaged İn Western Turkey By MT, *Geophysical Research Letters*, V. 28, P. 3521–3524.
- Bayrak, Y. and Öztürk, S., 2004, Spatial and temporal variations of the aftershock sequences of the 1999 Izmit and Duzce earthquakes, *Earth, Planets and Space*, 56(10), 933-944.

- Barka, A., and Reilinger, R., 1997, Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali di Geofisica*, XI, 3.
- Bedrosian, P. A., M. J. Unsworth, and G. D. Egbert, 2002, Magnetotelluric imaging of the creeping segment of the San Andreas Fault near Hollister, *Geophys. Research Letters*, 29, 1506, doi:10.1029/2001GL012119.
- Bedrosian, P., Unsworth, M., Egbert, G. & Thurber, C. 2004, Geophysical images of the creeping segment of the San Andreas Fault: Implications for the role of crustal fluids in the earthquake process, *Tectonophysics*, 385, 137-158.
- Berryman, J.G., 1991, Convexity properties of inverse problems with variational constraints, *Journal of Franklin Institute*, Vol. 328, Issue 1, P. 1-13.
- Bilim, F., 2007, Investigations into the tectonic lineaments and thermal structure of Kutahya–Denizli region, western Anatolia, from using aeromagnetic, gravity and seismological data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 165(3), 135-146.
- Bingöl, E., 1989. *Geological Map of Turkey* (Scale: 1/2.000.000): General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), Ankara.
- Birch, F., 1961, The velocity of compressional wave in rock to 10 kbars, part 2, *Geophys. Research Letters*, 66, 2199-2224.
- Blakely, R. J., 1995, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press, 441 pp.
- Blakely, R.J. and Simpson, R.W., 1986, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, *Geophysics*, 51, 7, 1494-1498.
- Bott, M.H.P., 1960, The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins, *Geophysical Journal International*, 3(1), 63-67.
- Büyüksaraç, A., 2007. Investigation into the regional wrench tectonics of inner East Anatolia Turkey) using potential field data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 160, p. 86-95.
- Canbay, E., 2009, *Fethiye Burdur Fay Kuşağının Güneybatı Uzantısının Kinematik Özellikleri*, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Christensen, N. I., and Mooney, W. D., 1995, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *Geophys. Research Letters*, 100, 9761-9788.
- Chen, L., Booker, J.R., Jones, A.G., Wu, N., Unsworth, M.J., Wenbo, W. and Tan, H., 1996, Electrically Conductive Crust in Southern Tibet from in-depth magnetotelluric surveying, *Science*, 274, 1694.

- Clayton, R.W. and Comer, R.P., 1983, A tomographic analysis of mantle heterogeneities from body wave travel time (abstract), *Eos: Trans Am Geophys Union*, 64, 776.
- Cordell, L. and Grauch, V.J.S., 1982, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin; New Mexico: Presented at the 52nd Annual International Meeting, *Society of Exploration Geophysicists*, 246-247.
- Cordell, L. and Henderson, R.G., 1968, Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer, *Geophysics*, 33(4), 596-601.
- Çetin, C., Utkucu, M. ve Alptekin, Ö., 2005, 17 Ağustos 1999 İzmit depremi kırılma zonu boyunca artçı depremlerin etkinlik parametrelerinin (b ve P-değerleri) uzaysal dağılımının incelenmesi, *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, C. 18, S. 2, SS. 123-138.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geological Society of America Bulletin*, 190, 84-92.
- Dinç, A.N., 2003, *Afyon-Sultandağı bölgesi hız yapısının yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi*, Yüksel Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, FenBilimleri Enstitüsü.
- Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L., 1984, Seismic tomography of the Earth's interior, *American Scientist*, 721, 483-94.
- Eberhart-Phillips, D., 1986, Three-dimensional velocity structure in northern California coast-ranges from inversion of local earthquake arrival times, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1025-1052.
- Eberhart-Phillips, D., 1990, Three-dimensional P-and S velocity structure in the Coalinga region, California, *Journal of Geophysical Research*, 95, 15343-15363.
- Eberhart-Phillips, D., Stanley, W.D., Rodriguez, B.D., and Lutter, W.J. 1995, Surface seismic and electrical methods to detect fluids related to faulting. *Journal of Geophysical Research* Vol. 100, No. B7, 12, 919-1293.
- Elitez, İ., Yaltrak, C. ve Akkök, R., 2009. Morphotectonic Evolution of the Middle of Burdur-Fethiye Fault Zone: Acıpayam, Gölhisar and Çameli Area, SW Turkey. *International Symposium on Historical Earthquakes and Conservation of Monuments and Sites in the Eastern Mediterranean Region 500th Anniversary Year of the 1509 September 10 Marmara Earthquake*, 10-12 Eylül 2009, İstanbul, Proceedings, 296-297.
- Elitez, İ. Ve Yaltrak, C., 2014, Çameli Havzası'nın Miyosen-Kuvaterner Jeodinamiği, Burdur-Fethiye Makaslama Zonu (GB Türkiye), *Geological Bulletin of Turkey*, Vol. 57, Is. 3.

- Enescu, B. and Ito, K., 2002, Spatial analysis of the frequency-magnitude distribution and decay rate of aftershock activity of the 2000 Western Tottori earthquake, *Earth Planets Space*, 54, 847–859.
- Ercan T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. and Can, B. 1985. Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 121-136.
- Evans, J.R. and Zucca, J.J., 1988, Active high-resolution seismic tomography of compressional wave velocity and attenuation, structure of Medicine Lake Volcano, Northern California Cascade Range, *Journal of Geophysical Research*, 93,15,016-15,036.
- Foulger, G.R. and Toomay, D.R., 1989, Structure and evolution of the Hengill-Greindalur Volcanic Complex, Iceland: geology, geophysics and seismic tomography, *Journal of Geophysical Research*, 94, 17511-94,17522.
- Fronlich, C. And Davis, S.D., 1990, Teleseismic b values; Or, much ado about 1.0, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, Is B1, 631-644.
- Gill, P.E., Murray, W. and Wright, M., 1981, Practical optimization, *Academic Press, Inc, San Diego*, 401p.
- Gorbatikov, A.V., Kalinina, A.V., Volkov, V.A., Arnoso, J., Vieira, R., Velez, E., 2004, Results of analysis of the data of microseismic survey at Lanzarote Island, Canary, Spain. *Pure and Applied Geophysics* 161 (7), 1561–1578.
- Gorbatikov, A. V., F. G. Montesinos, J. Arnoso, M. Yu Stepanova, M. Benavent and A. A. Tsukanov, 2013, New Features in the subsurface structure model of El Hierro Island (Canaries) from low-frequency microseismic sounding: an insight into the 2011 seismovolcanic crisis, *Surveys in Geophysics*, 34 (4), 463-489, doi: 10.1007/s10712-013-9240- 4.
- Gökalp, H., 1995, *Yerel Deprem Tomografisi ile Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin Üç Boyutlu Hız Yapısının Belirlenmesi*, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Gökce, V., 2007, *Güneybatı Türkiye'de depremsellik ve deprem tehlike analizi*, Doktora Tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Gürer, A., Gürer, Ö.F., Pinçe, A., İlkışık, O.m., 2001, Conductivity structure along the Gediz graben, west Anotolia, Turkey: Tectonic implications, *International Geology Rewiew*, 43, 1129-1144.
- Gürer A, Bayrak M, Gürer ÖF., 2004, Magnetotelluric images of the crust and mantle in the southwestern Taurides. Turkey, *Tectonophysics* 391:109–120.
- Gürer, A., And Bayrak, M. 2007, Relation between electrical resistivity and earthquake generation in the crust of West Anatolia, Turkey, *Tectonophysics* 445, 49–65.

- Han, De-Hua., Nur, A., and Morqan, D. 1986, Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones, *Geophysics* Vol. 51. No. 11, P. 2093-2107,13.
- Hauksson, E., Haase, J., 1997, Three-dimensional Vp and Vp/Vs velocity models of the Los Angeles basin and central Transverse Ranges, California, *Journal of Geophysical Research* 102, 5423 – 5453.
- Hawley, B.W., Zand, G., Smith, R.B., 1981, Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: an iterative solution with a layered model, *Journal of Geophysical Research*, 86, 7073-7076.
- Hirahara, K., 1977, A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japan Islands and the sea of Japan”, *Journal of Physics of the Earth*, 25, 393-417.
- Hirahara, K., 1990, Inversion method of body-wave data for three-dimensional earth structure, *Zisin*, 43, 291-306.
- Hirahara, K., Iyer, H.M., 1993, Tomography using both local earthquake and teleseisms; velocity and anisotropy-theory, *Seismic Tomography: Theory and Practice, Springer Science and Business Media*, 842.
- Honkura, Y., A. M. Işıkara, N. Oshiman, A. Ito, B. Uçer, Ş. Barış, M. K. Tunçer, M. Matsushima, R. Pektaş, C. Çelik, S. B. Tank, F. Takahashi, M. Nakanishi, R. Yoshimura, Y. Ikeda, and T. Komut, 2000, Preliminary results of multidisciplinary observations before, during and after the Kocaeli (Izmit) earthquake in the western part of the North Anatolian Fault Zone, *Earth Planets Space*, 52, 293–298.
- Hoversten, G.M., Dey, A. and Morrison, H.F., 1982, Comparison of five least squares inversion techniques in resistivity sounding, *Geophysical Prospecting*, 30(5), 688-715.
- Humphreys, E. And Clayton, R.W., 1988, Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems, *Journal of Geophysical Research*, 93, 1073-1085.
- Husen, S., 1999, *Local earthquake tomography of a convergent margin, north Chile: A combined on- and offshore study*, Ph.D. Thesis, Christian-Albrechts-Universitat Kiel, Germany.
- Husen, S. and Kissling, E., 2001, Local Earthquake Tomography between rays and waves: Fat Ray Tomography”, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 123, 129-149.
- Ishimoto, M. and Iida, K., 1939, Observations sur les seisms enregistre par le microseismograph construite dernièrement, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 17, 443-478.
- İlkışık, O. M., 1986, Batı Toroslar Manyetotellürik ölçme ve değerlendirme projesi, TPAO, *Teknik Rapor*, 80 sayfa.

- İlkışık, O.M., 1991, Magnetotelluric investigations in the western Taurides region. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*, Proceedings, 40-50.
- İlkışık, O.M., 1995, Regional heat flow in western Anatolia using silica temperature estimates from thermal springs, *Tectonophysics*, 244, 175-184.
- Kagan, Y.Y. and Knopoff, L., 1981, Stochastic synthesis of earthquake catalogs, *Journal of Geophysical Research*, 86, 2853–2862.
- Kaypak, B., 2002, *Erzincan Havzası 3-B Hız Yapısının Yerel Deprem Tomografisi İle Belirlenmesi*, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Kaypak, B., 2008. Three-dimensional Vp and Vp/Vs structure of the upper crust in the Erzincan basin (eastern Turkey), *Journal of Geophysical Research*, 113, doi:10.1029/2006JB004905.
- Keller, G. V., 1987, Rock and mineral properties, Electromagnetic methods in applied geophysics theory: (ed., Nabighian, M.N.) Tulsa, Okla., *Society of Exploration Geophysicists*, 1987 v. 1, p. 13-51.
- Kissling, E., 1988, Geotomography with earthquake data, *Reviews of Geophysics*, 26, 659-698.
- Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhard-Phillips, D., Kradolfer, U., 1994, Initial reference models in local earthquake tomography, *Journal of Geophysical Research*, 99, 19,635-19,646.
- 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, *Journal of Geophysical Research*, 56, 160-73.
- Kuleli, S., 1992, *Ege bölgesinin sismik tomografi ile üç boyutlu modellenmesi*, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Kurashimo, E., And Hirata, N. 2004, Low Vp and Vp/Vs zone beneath the northern Fossa Magna basin, central Japan, derived from a dense array observation, *Earth Planets Space*, 56, 1301–1308.
- Lanczos, C., 1961, Linear Differential Operators, Van Nostrand, *Princeton*, pp. 665-679.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench systems: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Laske, G., Masters, G., 1996, Constraints on global phase velocity maps from long period polarization data”, *Journal of Geophysical Research*, 101, 16059-16075.

- Lawson, C. and Hanson, R.J., 1974, Solving Least Squares Problems, *Prentice-Hall Inc.*, New Jersey, 75, 853.
- Less, J.M. and Crosson, R.S., 1989, Tomographic Inversion for three dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data, *Journal of the Geophysical Research*, 5716-5728.
- Lin, C.H. and Roecker, S.W., 1990, Determination of earthquake hypocenters, focal mechanisms and velocity structure in the Morgan Hill area through 3-B circular ray tracing, *Eos. Trans. American Geophysical Union*, 71, 1445.
- Menke, W., 1989, Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, International Geophysics Series, Second Edition, *Academic Press Inc*, 45.
- Michelini, A., McEvelly, T.V., 1991, Seismological studies at Parkfield, I, Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic B-splines parameterization, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 524-552.
- Mogi, K., 1962, Study of the elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 40, 125-173.
- Montuori, M., Di Matteo, P., Lehnert, M. D., Combes, F., Semelin, B., 2010, *Astronomy and Astrophysics*, 518A, 56, 11.
- Nakamura, A., Hasegawa, A., Ito, A., Üçer, B., Barış, S., Honkura, Y., Konu, T., Hori, S., Pektaş, R., Komut, T., Çelik, C., Işıkara, M., 2002, P-wave velocity structure of the crust and its relationship to the occurrence of the 1999 İzmit, Turkey, earthquake and aftershocks, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 91, 1, pp. 330-338.
- Nolet, G., 1990, Partitioned waveform inversion and two-dimensional structure under the Network of Autonomously Recoding Seismographs, *Journal of the Geophysical Research*, 95, 8499-512.
- O'Connell, R.J. and Budiansky, B. 1974, Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, *Journal of the Geophysical Research*, 79, 5412-5426.
- Ogawa, Y., S. Takakura, and Y. Honkura, 2002, Resistivity structure across Itoigawa-Shizuoka tectonic line and its implications for concentrated deformation, *Earth Planets Space*, 54, 1115-1120.
- Olowofela, J.A., Kamiyole I, C., And Adegoke, J.A. 2004, Effects of Clay content and porosity on wave velocities in unconsolidated Media using Empirical relations, *Journal of Geophysics and Engineering*, I, 234-239.
- Olsson, R., 1999, An estimation of the maximum *b*-value in the Gutenberg-Richter relation, *Journal of Geodynamics*, Vol. 27, Is. 4-5, pp. 547-552.

- Över, S., Pınar, A., Özden, S., Yılmaz, H., Ünlügenç, U. C. ve Kamacı, Z., 2010, Late cenozoic stress field in the Cameli Basin, SW Turkey. *Tectonophysics*, 492(1).
- Özgüler, M.E., Turgay, M.I., Şahin, H., 1984, Denizli jeotermal alanlarında jeofizik çalışmalar. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, Sayı 99-100. 129-142. 60-72.
- Paige, C.C. and Saunders, M.A., 1982, LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM Transaction Mathematical Software*, 8, 43-71.
- Palacky, G.J., 1987, Resistivity characteristics of geologic targets, in Nabighian, M.N., ed., Electromagnetic methods in applied geophysics: Tulsa, Okla., *Society of Exploration Geophysicists*, v. 1, p. 53-129.
- Pedreira, A., Perez-Pena, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azanon, J.M., Azor, A., 2009, Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain), *Geomorphology*, 105, 218–231.
- Podvin, P. and Lecomte, I., 1991, Finite difference computation of travel times in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools, *Geophysical Journal International*, 105, 271-284.
- Rasaussen, R., Pedersen, L.B., 1979, End correction Ln potential field modeling, *Geophysical Prospecting*, 27, 749-760.
- Reasenber, P.A. and Jones, L.M., 1989, Earthquake Hazard After a Mainshock in California, *Journal of the Geophysical Research*, Vol. 243, no. 4895 pp. 1173-1176.
- Reyners, M., and D. Eberhart-Phillips, Small earthquakes provide insight into plate coupling and fluid distribution in the Hikurangi subduction zone, New Zealand, *Earth Planet Science Letters*, 282, 299-305, 2009.
- Romanowicz, B., 1995, A Global tomographic model of shear attenuation in the upper mantle, *Journal of the Geophysical Research*, 100, 12 375–12 394.
- Sambridge, M.S. and Kennett, B.L.N., 1990, Boundary value ray tracing in a heterogeneous medium: a simple and versatile algorithm, *Geophysical Journal International*, 101, 157-68.
- Shankland, J. T., and Ander, M. E., 1983, Electrical conductivity, temperatures and fluids in the lower crust: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, B11, p. 9475–9484.
- Sanders, C. O., Location and configuration of magmabodies beneath Long Valley, California, determined from anomalous earthquake signals, *Journal of Geophysical Research*, 89, (1984), 8287-8302.
- Sanders, C. O., 1993, Local earthquake tomography: attenuation theory and results, *Seismic Tomography: Theory and practice*, H. M. Iyer and K. Hirehara, Chapman&Hall, London, UK, pp. 676-694.

- Scholz, C. H., 1968, The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 399-416.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., 1991, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey, *Geological Magazine*, 128, 155-166.
- Shearer, P., 1988. Cracked media, Poisson's ratio and the structure of the upper oceanic crust. *Geophysical Journal International*, 92, 357-362.
- Shuey, R.T. and Pasquale, A.S., 1973, End correction in magnetic profile interpretation, *Geophysics* 38, 507-512.
- Spakman, W., Wortel, M.J.R. and Vlaar, N.J., 1988, The Hellenic Subduction Zone: A Tomographic Image And Its Geodynamic Implications, *Geophysical Research Letters*, Vol. 15, No. 1, Pages 60-63
- Stirling, M.W., Wesnousky, S.G. and Shimazaki, K., 1996, Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of magnitude-frequency distribution for strike-slip faults: a global survey, *Geophysical Journal International*, 124: 833-868.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance, *Journal of Geological Society* 13, 268-282.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: as a case study, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 37, 227-264.
- Takei, Y. 2002, Effect of pore geometry on V_p/V_s : From equilibrium geometry to crack, *J. Geophys. Res.* 107(B2), 2043. doi: 10.129/2001JB000522.
- Talwani, M. and Heirtzler, J.R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape, In *Computers in the mineral industries*, Part 1, *Stanford Univ. Publ.* 9, 464-480.
- Taymaz, T. and Price, S.P., 1992, The 12.05.1971 Burdur earthquake sequence: a synthesis of seismological and geological observations, *Geophys. J. Int.*, 108, 589-603.
- Teoman, U.M., Türkeli, N., Gök, R., 2005, Doğu Anadolu Bölgesi Üst kabuk Yapısının Üç-Boyutlu yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi, *Deprem Sempozyumu Kocaeli*.
- Thurber, C.H., 1981, *Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake Area, Central California*, Ph.D. Thesis, M.I.T.

- Thurber, C. H., 1983, Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in Coyote Lake, central California, *Journal of Geophysical Research*, 88, 8226-8236.
- Thurber, C.H., 1985, Nonlinear Earthquake Location: Theory And Examples, *Bulletin Seismological Society of America*, 75, 779-790.
- Thurber, C.H., Aki, K., 1987, Three-Dimensional Seismic Imaging, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 15, p.115
- Thurber, C., 1993, Local Earthquake Tomography: Velocities and Vp/Vs-Theory, in Seismic Tomography, Theory and Practice, In: Iyer, H. and Hirahara, K. (ed.) *CRC Press, Boca Raton*, Pp.563-583.
- Thurber, C., Roecker, S., Ellsworth, W., Chen, Y., Lutter, W. & Sessions, R., 1997, Two dimensional seismic image of the San Andreas Fault in the Northern Gabilan Range, Central California: evidence for fluids in the fault zone, *Geophysical Research Letter*, 24, 1591–1594.
- Tufan, S. ve Ateş, A., 1995b, Sivas, Erzincan, Malatya ve Kayseri arasında kalan bölgenin rejyonel gravite ve havadan manyetik anomalilerinin incelenmesi. *Jeofizik*, 9,10. 61-65.
- Tunç, B., 2008, *Marmara Bölgesi'nin Üç-Boyutlu Hız Yapısının Sismik Tomografi Yöntemiyle Belirlenmesi*, Doktora Tezi, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Um, J. And Thurber, C.H., 1987, A fast algorithm for two points seismic ray tracing, *Bulletin of Seismological Society America*, 77,792-796.
- Urbancic, T.I., Trifu, C.I., Long, J.M. and Young, R.P., 1992, Space-time correlations of *b* values with stress release, *J. Geophys. Res.*, Vol. 139, Is. 3-4, pp 449-462.
- Unsworth, M. J., P. E. Malin, G. D. Egbert, And J. R. Booker 1997, Internal structure of the san andreas fault zone at parkfield, California, *Geology*, 25, 359–362.
- Utsu, T., 1971, Aftershock and earthquake statistics 111, J. Faculty of Science, *Hokkaido University, Series VZZ*, 3,379-441.
- Van der Sluis, A. and Van der Vorst, H.A., 1987, Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems, in Seismic Tomography, In: *Nolet Guust*, pp. 49-83.
- Vanorio, T., Virieux, J., Capuano, P., and Russo, G. 2005, Three dimensional seismic tomography from P wave and S wave microearthquake travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera, *Journal of Geophysical Research*, 110, B03201. doi: 10.1029/2004JB003102
- Vidale, J.E., 1990, Finite-difference calculations of travel times in three-dimensions, *Geophysics* 55, 2057-2069.

- Yegorova, T., Valentina, G. and Tatyana, Y., 2013, Lithosphere structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and seismic tomography. *Geophysical Journal International*, *Advance Access published*, doi: 10.1093/gji/ggs098.
- Walck, M.C. and Clayton, R.W., 1987, P-wave velocity variations in the Coso Region, California, derived from local earthquake travel times, *Journal of Geophysical Research*, 92, 393- 405.
- Walck, M.C., 1988, Three-dimensional Vp/Vs ratio variation for the Coso Region, California, *Journal of Geophysical Research*, 93, 2047–2052.
- Wesnousky, S.G., I 986, Earthquakes, Quaternary faults and seismic hazard in California, *Journal of geophysical research*, 91: 12587-12631.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 1997, Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times, *Journal of Geophysical Research*, 102, 15115–15128.
- Wiemer, S., McNutt, S R. And Wyss, M., 1998, Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California., *Geophysical Journal International*, 134, 409-421
- Wiemer, S. and Katsumata, K., 1999, Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, *Journal of Geophysical Research*, 104(B6), 13135–13151.
- Woodhouse, J.H. and Dziewonski, A.M., 1984, Mapping the upper mantle: Three-dimensional modelling of earth structure by inversion of seismic waveforms, *Journal of Geophysical Research*, 89, 5953-5986.
- Yomogida, K., Aki, K., 1987, Amplitude phase data inversion for phase velocity anomalies in the Pacific Ocean Basin, *Royal Astronomical Society*, 88, 161-204.
- Zhao, D., 1990, *A tomographic study of Seismic Velocity Structure in the Japan Islands*, Ph.D. Thesis, Tohoku University.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., 1992, Tomographic imaging of P-and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, *Journal of Geophysical Research*, 97, 19909-19928.
- Zhao, D., 2007, Multiscale seismic tomography of mantle plumes and subducting slabs. In: Yuen, D., Maruyama, S., Karato, S., Windley, B. (eds.) *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*, Springer, pp. 7-30.
- Zorlu, O., 2005, *Balçova-Narlidere Jeotermal Alanının CSAMT Yöntemiyle Araştırılması*. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

EKLER

Ek 1: Tezde Kullanılan Kavramlar

Ayrımlılık matrisinin köşegen elemanı:	Diagonal resolution element
Dalma-batma zonu:	Subduction zone
Düğüm noktası:	Nodus
Eğme yöntemi:	Bending methods
En küçük kareler yöntemi:	Least squares methods
En büyük olasılık yöntemi:	Maximum likelihood methods
Eşzamanlı çözüm:	Simultaneous solution
Hassas modelleme:	Finer gridding
Işın izleme:	Ray tracing
Işın sayısı:	Hit count
İç değer bulma:	Interpolation
Kaba modelleme:	Coarse gridding
Odak derinliği-modeli ödünleşmesi:	Hypocenter-model coupling
Pürüz:	Asperity
Seyhat zamanı:	Treval time
Sonlu farklar yöntemi:	Finite difference methods
Sönüm değeri:	Damping value
Ters çözüm:	Inversion
Türevsel ağırlıklar toplamı:	Derivative weight sum
Yavaşlık:	Slowness

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler

Adı Soyadı	Fahriye AKAR
Uyruğu	T.C.
Doğum tarihi, Yeri	1982, Çanakkale
Telefon	05464242417
E-mail	fhrykcmzb@gmail.com

Eğitim

Derece	Kurum/Anabilim Dalı/Programı	Yılı
Doktora	İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü/ Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı/ Jeofizik Mühendisliği Programı	2015
Yüksek Lisans	C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü/ Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı / Uygulamalı Jeofizik Programı	2009
Lisans	C.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü	2005
Lise	Çan Lisesi (Y.D.A.)	2000