

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ORTA ANADOLU’NUN KABUKSAL HIZ YAPISININ ARAŞTIRILMASI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Aytek ERSAN

**OCAK 2010
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ORTA ANADOLU’NUN KABUKSAL HIZ YAPISININ ARAŞTIRILMASI

Jeofizik Müh. Aytek ERSAN

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
“Jeofizik Yüksek Mühendisi”
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 29. 12. 2009
Tezin Savunma Tarihi : 15. 01. 2010**

**Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Murat ERDURAN
Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Hakan ÇINAR
Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. İbrahim UYSAL**

Enstitü Müdürü: Prof. Dr. Salih TERZİOĞLU

Trabzon 2010

ÖNSÖZ

Bu çalışmada Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı bünyesinde aktif olarak çalıştırılan 5 geniş-bantlı deprem istasyonunda 1992-2009 yılları arasında kayıt edilen uzak alan deprem verileri kullanılarak istasyonlar altındaki kabuksal hız yapısı belirlenmeye çalışılmıştır. Bulunan sonuçların gelecekte Orta Anadolu Bölgesi'nde yapılacak çalışmalarda ön bilgi eksikliğini gidermesi bakımından faydalı olacağı düşünülmektedir.

Yüksek lisans tez danışmanlığımı üstlenerek, gerek konu seçiminde gerekse çalışmaların yürütülmesi sırasında hoşgörüsünü, yardımını, bilimsel katkılarını ve desteğini hiçbir zaman esirgemeyen değerli hocam Sn. Yrd. Doç. Dr. Murat ERDURAN'a içtenlikle teşekkür ederim.

Çalışmaların sağlıklı bir şekilde başlayabilmesi ve sürdürülebilmesi için gerekli olan verileri sağlayan Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı, Sismoloji Şubesi yönetimine ve yakın ilgisinden dolayı Jeof. Yük. Müh. Timur TEZEL'e, öneri ve görüşlerinden yararlandığım Doç. Dr. Özcan ÇAKIR ve Uzm. Dr. Yusuf Arif KUTLU'ya şükranlarımı sunarım.

Ayrıca jeolojik ve tektonik bilgilerin geliştirilmesinde yardımlarını esirgemeyen Yrd. Doç. Dr. Reyhan KARA GÜLBAY ve Yrd. Doç. Dr. İbrahim UYSAL'a, arkadaşlarım Öğr. Gör. Yıldırım ÇELİK, Uzm. Mustafa ŞEN, Jeol. Yük. Müh. Murat KETENCİ ve İnş. Yük. Müh. Sedat ŞEN'e, kadim dostlarım Tufan TOKSOY ve Ferdi Furkan ÇELİK'e müteşekkirim.

Öğrenim hayatım boyunca daima yanımda olan, maddî-manevî desteğini hiçbir zaman esirgemeyen babam Ekrem ERSAN ve annem Züriyet ERSAN'a minnettarım.

Aytek ERSAN
Trabzon 2010

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET	V
SUMMARY	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ	VII
SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ	X
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	5
1.3. Bölgenin Jeolojik ve Tektonik Yapısı.....	6
2. YÖNTEM	12
2.1. Alıcı Fonksiyon Kuramı	12
2.2. Telesismik Alıcı Fonksiyon Hesabında Dekonvolüsyon Teknikleri	19
2.2.1 Frekans Ortamı Alıcı Fonksiyon Yöntemi	20
2.2.2. Zaman Ortamı Alıcı Fonksiyon Yöntemi.....	23
2.3. Alıcı Fonksiyonun Ters Çözüm Yöntemi.....	26
2.4. Bölgesel Yüzey Dalgası Grup Hızı Bilgisi.....	30
3. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	34
3.1. Orta Anadolu'da Kabuksal Yapı.....	34
3.2. ANTO İstasyonu Altında Hız Yapısı	36
3.2.1. Grup 1.....	42
3.2.2. Grup 2.....	44
3.2.3. Grup 3.....	46
3.2.4. Grup 4.....	48
3.2.5. Grup 5.....	50
3.2.6. Grup 6.....	52
3.3. BBAL İstasyonu Altında Hız Yapısı.....	53

3.3.1.	Grup 1.....	56
3.3.2.	Grup 2.....	57
3.4.	CDAG İstasyonu Altında Hız Yapısı.....	59
3.4.1.	Grup 1.....	63
3.4.2.	Grup 2.....	65
3.4.3.	Grup 3.....	67
3.4.4.	Grup 4.....	69
3.4.5.	Grup 5.....	70
3.4.6.	Grup 6.....	72
3.4.7.	Grup 7.....	74
3.5.	ELDT İstasyonu Altında Hız Yapısı.....	76
3.5.1.	Grup 1.....	78
3.5.2.	Grup 2.....	80
3.5.3.	Grup 3.....	82
3.6.	ILGA İstasyonu Altında Hız Yapısı.....	83
3.6.1.	Grup 1.....	86
3.6.2.	Grup 2.....	88
3.6.3.	Grup 3.....	90
4.	BULGULAR VE TARTIŞMA.....	92
5.	SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	98
6.	KAYNAKLAR.....	100
	ÖZGEÇMİŞ.....	109

ÖZET

Bu tez çalışmasında Orta Anadolu altında kabuk ve üst-manto hız yapısının tespiti için P dalgası alıcı fonksiyon analizi kullanılmıştır. Bu amaçla Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı bünyesinde aktif olarak çalıştırılan geniş-bantlı ANTO (Ankara), BBAL (Ankara), CDAG (Kırşehir), ELDT (Çankırı) ve ILGA (Çankırı) deprem istasyonlarında kaydedilen telesismik depremlerin zaman ortamı P alıcı fonksiyonları hesaplanmıştır. Ayrıca bölgesel yüzey dalgası grup hızı bilgileri ile her deprem istasyonunda hesaplanan radyal alıcı fonksiyon sinyalleri birlikte ağırlıklı ters çözülerek çok çözümlülük sorunu da giderilmiştir.

Ters çözüm sonuçlarından ANTO istasyonu altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.33 km/sn, BBAL istasyonu altında kabuksal kalınlık 38 km ve makaslama hızı 4.28 km/sn, CDAG istasyonu altında kabuksal kalınlık 40 km ve makaslama hızı 4.33 km/sn, ELDT istasyonu altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.21 km/sn, ILGA istasyonu altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.20 km/sn elde edilmiştir. Bu durum Orta Anadolu'da kuzeyden güneye doğru bir kabuksal kalınlaşmanın olduğunu gösterir. Bölgenin tektonik bakımdan Ezinepazarı-Tuz Gölü Fayı, Ecemiş Fayı, Kırıkkale-Erbaa Fayı ve kuzeyden İzmir-Ankara-Erzincan ile güneyden Toroslar'ın paleosütur kuşaklarının sıkıştırma etkisi altında olması, güneydeki bu kabuksal kalınlık artışının nedenidir. İstasyonlar altında üst-kabuk makaslama hızları 2.20-3.49 km/sn arasında değişmektedir ve üst-manto hızı <7.8 km/sn'dir. Orta-kabuk ve üst-kabukta anormal düşük hızlı (LVZ) bir durum gözlenmemiştir.

Anahtar Kelimeler: Alıcı Fonksiyon, Kabuk Hız Yapısı, Orta Anadolu, Ters Çözüm, Yüzey Dalgası

SUMMARY

Investigation of the Crustal Velocity Structures in the Central Anatolia

In this thesis P receiver function analysis is used to estimate the crustal and the upper mantle velocity structures beneath the Central Anatolia. To reach this goal, time domain P receiver of teleseismic events are computed, which are recorded by a total number of 5 broad-band stations, namely ANTO (Ankara), BBAL (Ankara), CDAG (Kırşehir), ELDT (Çankırı) and ILGA (Çankırı) which belong to actively operating General Directorate of Disaster Affairs, Earthquake Research Department, Seismology Division of Ankara. Moreover, computed radial receiver functions and regional surface wave group velocities are inverted as weighted in each individual earthquake station; thus, non-uniqueness problem is solved.

Inversion results show that crustal thicknesses and shear velocities beneath the stations ANTO, BBAL, CDAG, ELDT, ILGA are stated 36 km, 4.33 km/s; 38 km, 4.28 km/s; 40 km, 4.33 km/s; 36 km, 4.21 km/s and 36 km, 4.20 km/s, respectively. This result indicates that crustal thickening is present from the north to the south. The reason of rising crustal thickening to south is that the area is compressed by paleosutures of Toroids from south and of Izmir-Ankara-Erzincan from north and Ezinepazarı-Tuz Gölü Fault, Ecemiş Fault, Kırıkkale-Erbaa Fault tectonically. Upper-mantle shear velocities vary from 2.20 to 3.49 km/s beneath the stations and upper-mantle velocity is <7.8 km/s. No abnormal low velocity zone (LVZ) at middle-crust and upper-crust is observed.

Key Words: Central Anatolia, Crustal Velocity Structure, Inversion, Receiver Function, Surface Wave

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1.1.	Türkiye’de tektonik birimleri gösteren harita.....	7
Şekil 1.2	ANTO, BBAL, CDAG, ELDT ve ILGA istasyonları civarında bulunan önemli tektonik yapıları gösteren harita.....	11
Şekil 2.1.	İstasyonda kaydedilen yatay bileşenlerin radyal ve tanjansiyel bileşenlere dönüşümünün basit gösterimi.....	14
Şekil 2.2.	Kuramsal hesaplanan radyal alıcı fonksiyon izi	15
Şekil 2.3.	Alıcı fonksiyon izleri üzerinde gözlemlenen P’den S’ye dönüşen fazların farklı varış zamanlarını gösteren ışın diyagramı: a) Doğrudan gelen P fazı ve P’den S’ye dönüşen faz, b) Tekrarlı yansıma PpPs fazı, c) Tekrarlı yansıma PpSs fazı ve tekrarlı yansıma PsSs fazı, d) Tekrarlı yansıma PsPs fazı.....	15
Şekil 2.4.	x - z düzleminde düzlem bir dalga seyahati.....	17
Şekil 2.5.	P dalgası yayılımının geometrik gösterimi	19
Şekil 2.6.	Orta Anadolu ve çevresinde: a) Gözlemsel Rayleigh dalgası grup hızı dispersiyon eğrileri, b) Gözlemsel Love dalgası bölgesel grup hızı dispersiyon eğrileri, c) Gözlemsel bölgesel grup hızı eğrilerinin ortalamaları.....	33
Şekil 3.1.	ANTO, BBAL, CDAG, ELDT ve ILGA istasyonlarını ve bu istasyonların çevresinde bulunan önemli merkezleri gösteren yer bulduru haritası	35
Şekil 3.2.	ANTO istasyonundan elde edilen 146 telesismik deprem verisi için radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri	38
Şekil 3.3.	ANTO istasyonundan elde edilen telesismik 146 depremin geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzleminde dağılımı	41
Şekil 3.4.	Grup 1’i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	42
Şekil 3.5.	Grup 1’i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları.....	44
Şekil 3.6.	Grup 2’yi oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	45
Şekil 3.7.	Grup 2’yi oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları.....	46
Şekil 3.8.	Grup 3’ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	47
Şekil 3.9.	Grup 3’ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları.....	48
Şekil 3.10.	Grup 4’ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	49
Şekil 3.11.	Grup 4’ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları.....	50
Şekil 3.12.	Grup 5’i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	51

Şekil 3.13. Grup 5’i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları.....	51
Şekil 3.14. Grup 6’yı oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	53
Şekil 3.15. Grup 6’yı oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları.....	53
Şekil 3.16. BBAL istasyonundan elde edilen 8 telesismik deprem verisi için radyal ve tanjansiyel sinyaller	55
Şekil 3.17. BBAL istasyonundan elde edilen telesismik 8 depremin geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzleminde dağılımı	55
Şekil 3.18. Grup 1’i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	57
Şekil 3.19. Grup 1’i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları.....	57
Şekil 3.20. Grup 2’yı oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	58
Şekil 3.21. Grup 2’yi oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	59
Şekil 3.22. CDAG istasyonundan elde edilen 69 telesismik deprem verisi için radyal ve tanjansiyel sinyaller	61
Şekil 3.23. CDAG istasyonundan elde edilen telesismik 69 depremin geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzleminde dağılımı	63
Şekil 3.24. Grup 1’i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	64
Şekil 3.25. Grup 1’i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları.....	65
Şekil 3.26. Grup 2’yi oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	66
Şekil 3.27. Grup 2’yi oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	67
Şekil 3.28. Grup 3’ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	68
Şekil 3.29. Grup 3’ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	68
Şekil 3.30. Grup 4’ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	70
Şekil 3.31. Grup 4’ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	70
Şekil 3.32. Grup 5’i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	71
Şekil 3.33. Grup 5’i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	72
Şekil 3.34. Grup 6’yı oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	73
Şekil 3.35. Grup 6’yı oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	74
Şekil 3.36. Grup 7’yi oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	75
Şekil 3.37. Grup 7’yi oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	75

Şekil 3.38. ELDT istasyonundan elde edilen 6 telesismik deprem verisi için radyal ve tanjansiyel sinyaller	77
Şekil 3.39. ELDT istasyonundan elde edilen telesismik 6 depremin geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzleminde dağılımı	78
Şekil 3.40. Grup 1'i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	79
Şekil 3.41. Grup 1'i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	80
Şekil 3.42. Grup 2'yi oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	81
Şekil 3.43. Grup 2'yi oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	81
Şekil 3.44. Grup 3'ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	83
Şekil 3.45. Grup 3'ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	83
Şekil 3.46. ILGA istasyonundan elde edilen 15 telesismik deprem verisi için radyal ve tanjansiyel sinyaller	85
Şekil 3.47. ILGA istasyonundan elde edilen telesismik 15 depremin geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzleminde dağılımı	86
Şekil 3.48. Grup 1'i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	87
Şekil 3.49. Grup 1'i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	88
Şekil 3.50. Grup 2'yi oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	89
Şekil 3.51. Grup 2'yi oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	89
Şekil 3.52. Grup 3'ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri.....	91
Şekil 3.53. Grup 3'ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları	91
Şekil 4.1. Sırasıyla ANTO, BBAL, CDAG, ELDT ve ILGA istasyonlarına ait hız modelleri.....	97

SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ

AFZ	: Almus Fay Zonu
ÇKFZ	: Çerkeş-Kurşunlu Fay Zonu
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
DFZ	: Dodurga Fay Zonu
EFZ	: Eldivan Fay Zonu
EKTK	: Eldivan-Elmadağ Kısırılmış Tektonik Kaması
ETGFZ	: Ezinepazarı-Tuz Gölü Fay Zonu
GA	: Geri-azimut
GVB	: Galatya Volkanik Bölgesi
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
LVZ	: Düşük Hız Zonu
OAFZ	: Orta Anadolu Fay Zonu
ODFZ	: Orta-Devrez Fay Zonu
a	: Gauss filtresinin genişliği
c	: Yatay faz hızı
$D_R(t)$: Işınsal bileşen yerdeğiştirme
$D_T(t)$: Teğetsel bileşen yerdeğiştirme
$D_V(t)$: Düşey bileşen yerdeğiştirme
$P_R(t)$: Yapının radyal darbe tepkisi
$P_T(t)$: Yapının tanjansiyel darbe tepkisi
$P_V(t)$: Yapının düşey darbe tepkisi
$I(t)$: Sismograf tepkisi
m_0	: Başlangıç yapısı
p	: Etki faktörü
w	: Açısal frekans

α	: P dalgasının yayılma hızı
β	: S dalgasının yayılma hızı
γ	: Sönüm parametresi
Δ	: Dış-odak uzaklığı
c_x	: Görünür hız
k	: Dalga vektörü
s	: Yavaşlık vektörü
p	: Yatay yavaşlık
η	: Düşey yavaşlık
c	: Su seviyesi parametresi
κ	: Alıcı fonksiyon ağırlık faktörü
λ	: Yüzey dalgası ağırlık faktörü
i	: Arayüzeeye gelen geliş açısı
ρ	: Yoğunluk
σ	: Pürüzsüzlük parametresi
$\bar{\sigma}_r^2$: Alıcı fonksiyon dispersiyon eğrisi için varyans değeri
$\bar{\sigma}_s^2$: Yüzey dalgası dispersiyon eğrisi için varyans değeri
ϕ	: P dalgası yerdeğiştirme potansiyeli
ψ	: SV dalgası yerdeğiştirme potansiyeli

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

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). Deprem istasyonları yer yüzeyinde farklı ortamlarda çalıştırılmakta ve yer hareketlerini sürekli kaydetmektedirler. Kaydedilen yer hareketleri; yer içinin fiziksel özelliklerinin, kaynak bilgilerinin ve kaynak-alıcı yolu üzerindeki yer yapısının anlaşılması için kullanılmaktadır (Rumpfhuber, 2008).

Son zamanlarda sayısal üç bileşen geniş-bantlı sismik istasyonların sayısında önemli artışlar olmuştur. Böylece, elverişli deprem verileri alınmaya başlanmış ve bununla orantılı olarak da değişik dalga analiz teknikleri geliştirilmiştir (Erduran, 1999). Çalışılan bölgenin kabuk ve üst-manto S dalgası hız yapısını tespit etmek için yaygın olarak kullanılan bu tekniklerden biri alıcı fonksiyon yöntemidir (Langston, 1979; Owens vd., 1984; Owens, 1987; Ammon vd., 1990; Cassidy, 1992; Ammon ve Zandt, 1993; Kosarev vd., 1993; Mangino vd., 1993; Gürrola vd., 1994; Sheehan vd., 1995; Zhu vd., 1995; Özalaybey vd., 1997; Peng ve Humphreys, 1997; Julia vd., 1998; Sandvol vd., 1998; Saunders vd., 1998; Mangino vd., 1999; Çakır vd., 2000; Darbyshire vd., 2000; Julia vd., 2000; Julia vd., 2003; Marone vd., 2003; Reading ve Kennett, 2003; Çakır ve Erduran, 2004; Al-Damegh vd., 2005; Shiomi vd., 2006; Li vd., 2008; Erduran, 2009; Harland vd., 2009; Zhou vd., 2009).

Yerkabuğu yapısı ve kalınlığı tekdüze değildir ve bölgesel değişimler göstermektedir. Cisim dalgaları kullanılarak yapılan yerkabuğu çalışmaları, yer içerisindeki süreksizliklerde oluşan yansıma ve kırılmaları inceler. Buna ilâveten, dalgalar bu süreksizliklerde sadece yansıyıp kırılmazlar, aynı zamanda faz dönüşümlerine de uğrarlar. Langston (1979; 1989), kabuk ve üst-manto hız yapısının saptanmasında, kabuksal tekrarlı yansımalar ile Ps dönüşüm fazlarının kullanılabileceğini göstermiştir. Alıcı fonksiyon yöntemi telesismik depremlerin geniş-bant üç bileşen kayıtlarından, kayıt istasyonu altında kabuk ve üst-mantonun 1-boyutlu hız-derinlik profilinin çıkarılmasını sağlamaktadır. Alıcıda yer yapısındaki sismik hız süreksizliklerinden dolayı enerji paylaşımı olmakta, P dalga enerjisinden S dalga enerjisine bir geçiş olmaktadır. Bu S dalga

enerjisi çoğunlukla yatay bileşenlerde kaydedilir ve radyal bileşen ile düşey bileşenin dekonvolüsyonuyla kaynaktaki enerjiden ayrılmış olabilir. Mohoda P'den S'ye dönüşen enerji alıcı fonksiyon dalga şekillerinde açıkça görülebilir. S dalgası, alıcı istasyonu altında kabuk boyunca çok yavaş seyahat eder ve böylece P dalga enerjisinden birkaç saniye sonra varır. Moho pikinin genliği ve genişliği moho boyunca makaslama dalgası hızının doğasıyla ilişkilidir (Reading ve Kennett, 2003).

Alıcı fonksiyon analiz tekniği homojen ve yatay olarak tabakalanmış yapılara kolaylıkla uygulanmıştır (Langston, 1979; Owens vd., 1984; Owens, 1987; Langston, 1989; Ammon vd., 1990; Ammon, 1991; Cassidy, 1992). Kabuksal özellikleri kabaca ortaya çıkarmak için yapılan bu çalışmaların bir çoğunda uzun periyot verisi kullanılmıştır. Lee ve Langston (1983), üç boyutlu arayüzeyler ile ayrılmış homojen tabakalardan oluşan yer altı modellerinde ışın izleme yöntemini kullanarak alıcı fonksiyon sinyallerini modellemeye çalışmıştır. Lee ve Langston (1983)'un bu çalışması erken varışlar için veriyi açıklamaya yetmiştir. Öte yandan yöntem, gizlenmiş dalgaları ve sinyal sürekliliğini açıklamak için yetersiz kalmıştır.

Özalaybey vd. (1997), yüzey dalgası faz hızları ile alıcı fonksiyonların birlikte ters çözümüne dayalı yeni bir metodu Nevada Havzası'nda makaslama dalgası hız yapısını belirlemek amacıyla kullanmışlardır. Benzer şekilde Julia vd. (2000), Arabistan Kalkanı üzerinde alıcı fonksiyon ve yüzey dalga dispersiyonunu gözlemleyerek bölgeye ait makaslama dalgası hız yapısını ortaya çıkarmışlardır. Marone vd. (2003); yerel, bölgesel ve telesismik verilerin ağırlıklı ters çözümünden Avrasya-Afrika plakaları sınır bölgesindeki kabuksal kalınlıkların tespiti için çalışmışlardır. Julia vd. (2003) ise, Julia vd. (2000)'in çalışmalarını bir adım daha geliştirerek Arabistan Kalkanı'nın litosferik yapısını ortaya koymuşlardır. Reading ve Kennett (2003), Batı Avustralya, Yilgarn Kratonu ve Oğlak Orojeni, Pilbara Kratonu'nun kabuk ve üst-mantodaki sismik hız yapısını telesismik alıcı fonksiyonların ters modellenmesi ile incelemişlerdir. Al-Damegh vd. (2005), alıcı fonksiyon analizlerine yeni sınırlamalar getirerek Arap Plakası için ortalama kabuksal kalınlıkları hesaplamışlardır. Shiomi vd. (2006), alıcı fonksiyonları doğrusallaştırılmış zaman ortamı ters çözüm yöntemi ile modelleyerek güneybatı Japonya altındaki moho derinlik değişimlerini ortaya koymuşlardır. Li vd. (2008) ise, telesismik alıcı fonksiyonlar, Rayleigh dalgalarının temel modundaki faz ve grup hızları olarak üç bağımsız veri setinin ağırlıklı ters çözümünden Çin Plakası güneyinde bulunan Yunnan altındaki kabuk ve üst-manto yapısını ortaya koymuşlardır. Ayrıca, Harland vd. (2009), telesismik alıcı

fonksiyonların düz modellenmesi ile Faroe Adaları altındaki kabuksal yapıyı ortaya koymuşlardır. Zhou vd. (2009) de, telesismik alıcı fonksiyonlar ve yüzey dalgalarının ağırlıklı ters çözümünden kuzeybatı Beijing'de bulunan Yanqing-Huailai Havzası altındaki kabuksal hız yapısını ortaya çıkarmışlardır.

Alıcı fonksiyonların modellenmesinde, genellikle yeraltı yapısı birçok yatay tabaka ile temsil edilir, fakat bu varsayım aşırı düzensiz jeolojik yapılar için geçerli olmayabilir (Langston, 1989). Aşırı eğimli tabakaların bulunduğu durumlar hariç, yaklaşık 2 km kalınlıklı, düz uzanan tabakalardan oluşan yapılar ortamı temsil etmek için genellikle yeterlidir (Owens, 1987). Yeraltının sismik hız dağılımı, radyal alıcı fonksiyon izlerine uygulanan düz çözüm veya en küçük kareler ters çözüm yöntemleri ile saptanabilir. Düz çözümde, kuramsal yer yapısının vereceği jeofizik belirti hesaplanır ve gözlemsel ile kıyaslanır. Gözlemsel ile kuramsal arasındaki uyumsuzluğu giderecek miktarda tekrarlı çözüm yapılır ve böyle bir yaklaşımda araştırmacının sahip olduğu deneyim önemli katkı sağlamaktadır. Geniş-bantlı alıcı fonksiyon izleri oldukça fazla detaya sahiptir. Bu şekildeki dalga biçimini düz modelleme tekniği ile çözmek oldukça zor ve deneyim gerektiren bir işlemdir. Ters çözümde ise, kuramsal olarak hesaplanan jeofizik belirti ile gözlemsel arasındaki uyumsuzluk, denklemler sisteminin yardımı ve en küçük kareler adımı ile otomatik olarak giderilir (Canitez, 1997; Başokur, 2001). Bu çalışmada sönümlü en küçük kareler ters çözüm yönteminden yararlanılacaktır ve tabakalar arasındaki hız farklılıkları bir pürüzsüzlük parametresi ile kontrol edilmektedir (Owens vd., 1984; Ammon vd., 1990; Ammon ve Zandt, 1993; Zhang ve Langston, 1995; Erduran, 2002). Alıcı fonksiyonu ters çözmek için oluşturulan denklem takımı doğrusal değildir ve her bir ardışık adımda doğrusallaştırma yapılarak sonuca ulaşılır. Seçilen başlangıç hız yapısı yerin gerçek hız yapısına ne kadar yakınsa çok çözümlülük sorunu da o kadar az olmaktadır (Ammon vd., 1990; Erduran ve Çakır, 2001). Bu nedenle, son zamanlarda yapılan çalışmalarda alıcı fonksiyon ile bölgesel depremlerin yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin birlikte yorumlanabileceği önerilmiştir (Last vd., 1997; Özalaybey vd., 1997; Du ve Foulger, 1999; Julia vd., 2000; Zhou vd., 2000; Çakır ve Erduran, 2004; Erduran, 2009). Alıcı fonksiyonlar ve dispersiyon eğrilerinin her ikisi de aynı ortam parametrelerine duyarlı olduğu için iki yöntemin birlikte ters çözümü her bir veri grubunun başlı başına ters çözümüyle ilişkili belirsizlikleri ve ters çözüm sonuçlarının başlangıç modele bağımlılığını azaltmaktadır.

İstasyon altındaki makaslama dalgası hız yapısı için alıcı fonksiyon ters çözümleri çok düşük mutlak hız bilgisine sahip olduğu için çok çözümlüdür. Çok çözümlülük problemi sismik hız-derinlik ödünleşmesi olarak bilinmektedir (hızları ve uzaklıkları hesaplamak için seyahat zamanlarının kullanımı) ve benzer varış zamanlı alıcı fonksiyon sinyallerini üretecektir (düşük hızlı ince tabaka ile yüksek hızlı kalın tabaka gibi). Gözlemler ile aynı özellikli sentetik alıcı fonksiyonları hesaplamak için gerekli model parametrelerinin sayısının artması çok çözümlülüğün şiddetini arttıracaktır. Bu durum, alıcı fonksiyonların ters çözümünün dezavantajıdır. Alıcı fonksiyon yöntemi, daha çok hız süreksizliklerine ve tabaka içindeki göreceli seyahat zamanına duyarlıdır. Lay ve Wallace (1995), birkaç farklı kabuksal hız yapısının benzer alıcı fonksiyon izleri ürettiğini göstermişlerdir. Öte yandan Erduran ve Çakır (2001), kabuk ve üst-manto hız yapısının saptanmasında alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğüne değinerek, yerel yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin var olduğu ortamlarda çok çözümlülük sorununun asgariye indiğini belirtmişlerdir.

Anadolu Plakası karmaşık bir tektonizmaya sahiptir ve büyük plaka sınırlarıyla çevrilidir. Bu plakanın ortasındaki çalışma bölgesi, önemli aktif fayların ve plaka içi deformasyonların etkisi altındadır. Bölgede yapılan jeofiziksel çalışmalar az sayıdadır ve bunlar arasında derin hız bilgisine yönelik olanları sınırlıdır. Necioğlu vd. (1981), batı Anadolu'daki 43 depremin seyahat zamanlarını analiz ederek Ankara çevresinde Pn hızını 7.83 ± 0.17 km/sn olarak bulmuşlardır. Mindevalli (1988) ve Mindevalli ve Mitchell (1989), ANTO istasyonuna ait temel modlu Rayleigh ve Love dalgası grup hızlarını belirlemişlerdir ve bölgesel makaslama hızı ve kabuksal kalınlığı tespit etmişlerdir. Gürbüz ve Evans (1991), Ankara'nın güney-güneydoğusunda (150 km'de) Tuz Gölü Havzası'nda 6 ilâ 10 km derinlikler arasında hızların 6.15 km/sn olduğunu göstermişlerdir. Hearn ve Ni (1994), Anadolu ve çevresindeki bölgeler için tomografi yöntemini kullanarak Ankara çevresinde Pn hızlarını ~ 7.8 km/sn olarak hesaplamışlardır. Froger vd. (1998), Kapadokya çevresinde yaptıkları çalışmada uydu görüntüleri ve sayısal yükseklik modellerine jeofiziksel gravite verilerini de ekleyerek bölgede iki büyük kalderayı tanımlamışlardır. Sandvol vd. (1998), Orta Anadolu'da alıcı fonksiyon yöntemini kullanarak kabuksal hız ve kalınlık modelini tespit etmişlerdir. Saunders vd. (1998), Batı Anadolu'da Anadolu Plakası üzerindeki KULA, USAK ve ANTO istasyonları altındaki kabuksal yapıyı telesismik alıcı fonksiyonları ve yüzey dalgası grup ve faz hızı bilgilerini kullanarak araştırmışlardır. Toksöz vd. (2002) ve (2003), Orta Anadolu'da kalibrasyon patlatmaları ile bölgenin 3-

boyutlu seyahat zamanı kabuksal modellerini sentetik sismogramlar hesaplayarak belirlemişlerdir. Al-Lazki vd. (2004); Arap, Avrasya ve Afrika plakalarının birleşim yerindeki Pn dalga hızı ve anizotropik yapıları haritalamışlar ve Anadolu Plakası'ndaki düşük Pn anizotropisinin hızlı eksenlerini bulmuşlar ve Orta Anadolu altında <7.8 km/sn'li Pn hızı tespit etmişlerdir. Aydemir ve Ateş (2008); gravite, havadan manyetik ve kuyudan aldıkları jeofiziksel verileri kullanarak 3-boyutlu gravite modellerinden Tuz Gölü Havzası'nda hidrokarbon açısından muhtemel alanları tespit etmişlerdir. Ayrıca Aydemir (2009), gravite ve havadan manyetik verilerini sismik kesitler ile karşılaştırarak Orta Anadolu'daki topografik değişimleri ortaya koymaya çalışmıştır. Şapaş ve Boztepe-Güney (2009) ise, ISP ve ANTO istasyonunda gözlemlenen SKS analiz sonuçlarını ve mantodaki anizotropik karmaşıklığı göstermişlerdir. Gans vd. (2009), 39 geniş-bantlı sismik istasyondaki Pn seyahat zamanlarının ters çözümünü kullanarak Orta Anadolu altındaki üst-manto hız yapısını yüksek çözünürlükte görüntülemişlerdir.

1.2. Çalışmanın Amacı

Bölgesel deprem odak parametrelerinin hesaplanması, moment tensörlerinin elde edilmesi ve tektonik yorumların daha güvenilir yapılabilmesi için, yer içinin derinliklerini en iyi temsil eden sismik hız yapısının ve kabuksal kalınlığın bilinmesi gerekmektedir. Anadolu Plakası'nın merkezinde hız süreksizliklerinin derinlikle detaylı değişimini içeren çalışmalar artan istasyon sayısına rağmen yeterli seviyede değildir. Bu nedenle, Anadolu Plakası'nın ortasında ve çevresinde çalıştırılmakta olan deprem istasyonlarının altındaki makaslama dalgası hız yapılarının derinlikle değişiminin elde edilmesi hedeflenmiştir.

Bu çalışmanın amacı, Ankara'nın kuzey ve güneyinde geniş-bantlı deprem istasyonları altındaki kabuk ve üst-manto hız yapısını belirlemek ve tektonik ilişkisini yorumlamaktır. Bunun için Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı bünyesinde aktif olarak çalıştırılan 5 geniş-bantlı deprem istasyonu kullanılmıştır. Bu çalışmanın önemli bir avantajı ise, 4 geniş-bantlı deprem istasyonunun yeni ve daha önceden çalışılmamış olmasıdır. Her bir deprem istasyonunda dış-odak uzaklığı 20°'den büyük olan deprem verilerine son zamanlarda sıkça kullanılan zaman ortamı alıcı fonksiyon yöntemi (Ligorria ve Ammon, 1999) uygulanmıştır.

Çok çözümlülük probleminden kaçınmak için yüzey dalgası grup hızı bilgileri ile her deprem istasyonunda hesaplanan radyal alıcı fonksiyon sinyalleri birlikte ağırlıklı ters çözülmüştür. Ters çözümde kullanılan yüzey dalgası bilgisi ise önceki yıllarda yapılmış ve bölgeyi ortalama temsil eden gözlemsel grup hızı çalışmalarından alınmıştır.

Elde edilecek makaslama hız-derinlik modellerinin bundan sonra yapılacak Jeofiziksel-Jeolojik çalışmalarda ön bilgi eksikliğinin giderilmesine ve sağlıklı neotektonik yorumların yapılmasına katkı sağlayacağı düşünülmektedir.

1.3. Bölgenin Jeolojik ve Tektonik Yapısı

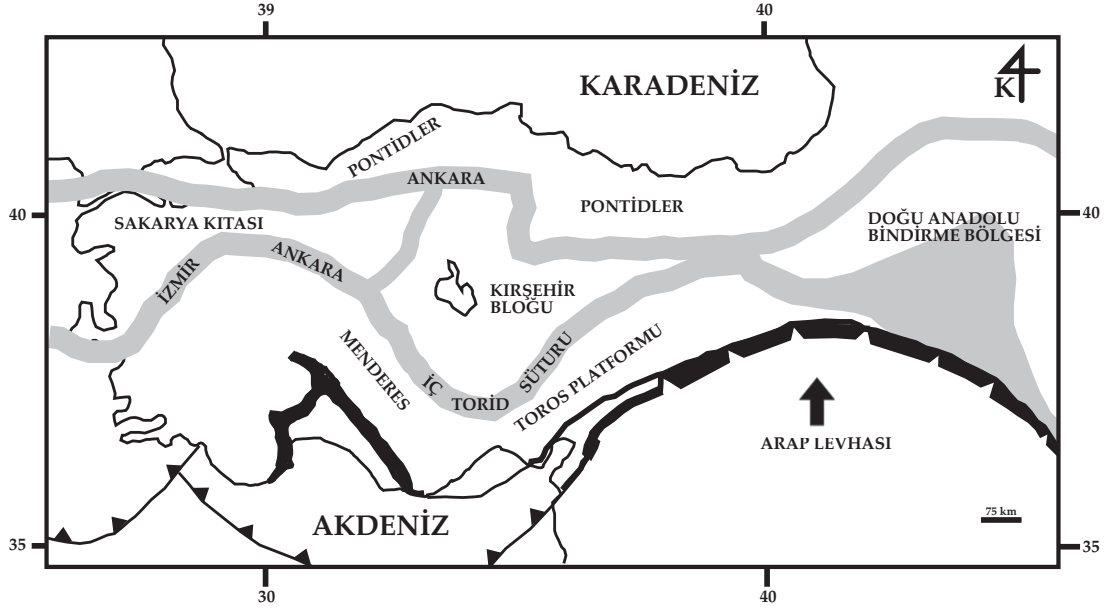
Ketin (1961; 1983), orojenik gelişme esasına dayanarak tektonik birimleri gözden geçirmiş ve kuzeyden güneye doğru şu şekilde sıralayarak isimlendirmiştir:

- Pontidler: Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu Sıradağları
- Anatolidler: Anadolu Sıradağları
- Toroslar: Güney ve Doğu Anadolu Sıradağları
- Kenar Kıvrımları Bölgesi veya Güneydoğu Anadolu Sıradağları

Çalışma alanının kuzey-kuzeybatı kesimi Pontidler, güney kesimi ise Anatolidler içinde yer almaktadır. Anatolidler'in jeolojik ve tektonik gelişiminin Pontidler'den çok farklı olduğunu söyleyen Ketin (1966), Anatolidler'in esas itibarıyla Orta ve Batı Anadolu kristalin masiflerini veya metamorfik serilerini ihtiva etmekte, ayrıca metamorfik serilere bağlı olarak ortaya çıkan ofiyolitik fasiyeste, serpantin ve radyolaritli Üst Kretase ile bunları uyumsuz olarak örten Tersiyer formasyonlarını içerisine aldığı da belirtmiştir. Türkiye'de bulunan önemli tektonik birimler Şekil 1.1'de gösterilmektedir.

Anatolidler'de Üst Kretase'ye kadar olan bütün Paleozoyik ve Alt Mesozoyik formasyonlar metamorfizmaya uğramış devamlı seriler halinde bulunurlar. Kısmen ofiyolitik ve kısmen volkanik fasiyeste gelişmiş olan Üst Kretase, metamorfik serileri uyumlu bir şekilde örter. Her iki durum arasında bir uyumsuzluğa veya bir aşınmaya rastlanmaz. Ancak Alt Eosen, belirli açılı uyumsuzluk ve kalın taban konglomerası ile Kretase ve daha eski metamorfik serileri örter. Üst Eosen'den itibaren Oligosen ve Miyosen, karasal fasiyeste gelişmiştir ve bu nedenden dolayı İç Anadolu'nun jipsli ve tuzlu Tersiyer formasyonları ortaya çıkmıştır. Üst Miyosen'de epirojenik-kratojenik yükselme ile ilgili olarak, güney bölgesinde yerüstü volkanizma faaliyete geçmesinden dolayı (Hasan

Dağı, Erciyes Dağı) tüflü Neojen sedimanlar birikmiştir. Miyo-Pliyosen tabakaları genel olarak yatay durumludur, ancak yer yer kırılmış ve eğilmişlerdir. Anatolidler içinde Kaledoniyen veya Hersiniyen gibi Alpin öncesi orojenik hareketlerin izlerine rastlanmamıştır. Bundan ötürü, Paleozoyik ile Mesozoyik arasında orojenik bir uyumsuzluk mevcut değildir (Ketin, 1966).



Şekil 1.1. Türkiye’de tektonik birimleri gösteren harita (Aydemir, 2009).

İlk şiddetli ve tesirli orojenik hareket Kretase sonunda, Laramiyen safhası ile başlamış, bunu zamanla Pireneyen ve Helvetik safhaları takip etmiştir. Miyosen’den itibaren kıvrılma olayları sona ermiştir ve orojenik gelişme tamamlanmıştır. Magmatik faaliyet, Laramiyen kıvrılma safhasına bağlı olarak ortaya çıkmıştır. Mastrohtiyen tabakaları Orta Anadolu’nun büyük kısmını kaplayan asidik ve bazik sokulumlarla kesilerek Lütesiye tarafından transgresif olarak örtülmüştür. Bu durum Yozgat ile Kırşehir arasında, Çiçekdağı masifinde açık olarak görülmektedir. Kaman-Yerköy arasındaki Çiçekdağı bölgesinde ise, diyoritik ve siyenitik sokulumların Üst Kretase (Senonien)’ye ait kalker ve marn tabakalarını kestikleri ve kontakta termik tesirler yaptıkları (kalsit ve grena varlığı) incelenmiş ve tespit edilmiştir (Ketin, 1966).

Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı, Kretase izotopik yaşı ile geniş bir metamorfik ve granitik kayaç bölgesidir. Geniş bir Neojen sedimanı ve volkanik örtü, Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı’nın üç alt masife ayrılmasına yol açar, bunlar; Kırşehir, Akdağ ve

Niğde masifleridir. Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı, Anatolid-Torid levhacığının metamorfizmaya uğramış kuzey kenarı veya İç Torid Süturu tarafından Anatolid-Torid'den kopmuş ayrık bir levhacık değildir. Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı'nın metamorfik kayaçları izoklinal olarak katlanmıştır ve şekil değiştirerek yayılarak uyumlu bir kalk-silikat, mermer, metakuvarsit ve gnaysların metasedimanter dizisini oluşturur. Bölgesel metamorfizma yeşil şistten granülite kadar değişir ve yüksek sıcaklık-düşük/orta basınç tipindedir. Metamorfizma sırasında ~20 km civarında en yüksek basınç değeri ~6 kbar'dır. Bu düşük/orta basınç metamorfizması, birçok alt masifte sokulumun yerleşmesi ile ilişkili düşük basınç metamorfizması tarafından etkilenmiştir. Bölgesel metamorfizmanın yaşı, monazit ve zirkon minerallerindeki U-Pb yaşlandırma sonuçlarına göre Geç Kretase (91-85 my) olarak belirlenmiştir. Metamorfik kayaçlar tektonik olarak metamorfizmaya uğramamış Geç Kretase bazalt, radyolarit, şist ve pelajik kireçtaşının eklenme karmaşığı tarafından örtülmüştür. Eklenme karmaşığı tıpkı metamorfik kayaçlarda olduğu gibi, Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı içinde geniş alanlar kaplayan granitik kayaçlar tarafından kesilmiştir. Plütonik kayaçlar genelde kalk-alkalin bir karakter ile monzodiyorit, monzonit, kuvarslı-monzodiyorit ve kuvarslı-monzonitlerdir. Ayrıca yapısal olarak küçük volkanik plütonlar da vardır. Granitik kayaçlardaki biyotit, hornblend, titanit ve zirkon yaşları genel olarak 85 ilâ 70 my arasındadır. Granitik magmatizmanın ve bununla birlikte bölgesel metamorfizmanın yaşı, granitik ve metamorfik kayaçlar üzerinde uyumsuz olarak bulunan Üst Mastrohtiyen yaşlı karasal ve sığ deniz kıvrıntılıları ve karbonat kayaçlarına bağlı olarak belirlenmiştir (Okay, 2008).

Kırşehir masifi düşük basınç, orta sıcaklık koşullarında oluşmuş metamorfik bir seridir. Taban ilişkisi görülmeyen metamorfik seri, Santoniyen-Kampaniyen yaşlı asidik sokulumlar tarafından kesilmiştir. Kırşehir masifi Alt Eosen-Kuvaterner yaşlı sedimanlar tarafından uyumsuzlukla örtülür. Kaman Yöresi'nde ise Kırşehir masifi Senomaniyen-Santoniyen yaşlı volkano-tortul seri tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Çavumirza vd., 2003).

Öte yandan daha kuzeyde; gerek Daday masifinde, gerekse Ilgaz ve daha doğuda Amasya ve Tokat masiflerinde, ofiyolitik fasiyesteki Üst Kretase formasyonunun metamorfik seriler arasında geniş sahalar işgal etmiş oldukları açık şekilde görülmektedir (Ketin, 1966).

Ankara ili ve çevresinde Paleozoyik'ten günümüze kadar, kesikli bir istifin varlığı söz konusudur. Ankara ve çevresinde Paleozoyik; metamorfik şistler, kloritli-serizitli

kalkıştılar, ince yataklar halinde grovaklar ve yarı mermerler halinde seri oluşturan Ankara Paleozoyik masifi ve bu serinin üzerinde Permo-Karbonifer'e ait kalker tabakaları tarafından temsil edilir. Bölgede Mesozoyik, Permo-Karbonifer üzerine transgresif olarak gelen ve Permo-Karbonifer, Permo-Triyas, Triyas ve Jura yaşlı olduğu düşünülen yarı kristalize dolomitik kalkerler, Kretase yaşlı serpantin, radyolarit, split ve diyabazlı ofiyolitik seri ve yine Kretase yaşlı neritik ortamda gelişmiş kalkerler tarafından temsil edilir (İleri, 2007).

Çankırı ili ve çevresinde Triyas yaşlı metamorfik kayalar temeli oluştururken; doğuda Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanj, batıda ise Alt Miyosen yaşlı andezit, bazalt ve piroklastik kayalar; Alt-Üst Miyosen yaşlı kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşlarından oluşan karasal çökel kayalar; Pliyosen yaşlı çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşından karasal çökeller ile Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yer almaktadır (Demirtaş vd., 2000).

Orta Anadolu havzaları, İç Anadolu'nun kuzeybatısında Kretase-Eosen zaman aralığında Sakarya Kıtası ve Kırşehir Bloğu'nun çarpışmasına bağlı olarak tektonik gelişimini Paleotektonik ve Neotektonik dönemlerde tamamlamıştır (İleri, 2007).

Sediman birimleri, Sakarya kıtasının Kırşehir metamorfileri ve Menderes-Toros platformunun Kütahya-Bolkar Dağı metamorfileri tarafından kuşatılmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Aydemir, 2009).

Şekil 1.2'de çalışma alanı ve çevresinin tektonik yapıları gösterilmiştir. Çalışma alanında gözlenen başlıca tektonik yapılar; Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu (KEFZ), Eldivan-Elmadağ Kısırılmış Tektonik Kaması (EKTK) ve Ezinepazarı-Tuz Gölü Fay Zonu (ETGFZ)'dur. Bunun yanı sıra; Dodurga Fay Zonu (DFZ), Çerkeş-Kurşunlu Fay Zonu (ÇKFZ), Eldivan Fay Zonu (EFZ), Orta-Devrez Fay Zonu (ODFZ), Laçın Fay Zonu (LFZ), Almus Fay Zonu (AFZ) ve Orta Anadolu Fay Zonu (OAFZ) da çalışma alanı ve çevresinde gözlenen diğer tektonik yapılarıdır (Taymaz vd., 2007; Seyitoğlu vd., 2000; Seyitoğlu vd., 2009).

Sağ yönlü doğrultu atımlı bir karaktere sahip KAFZ, doğuda Karlıova'dan batıda Ege Denizi'ne kadar uzanmaktadır. KAFZ'nin yaş aralığı Miyosen ile Pliyosen arasındadır. Zon üzerinde günümüz atım miktarı sismik verilerden 25 ilâ 80 mm/yıl, GPS verilerinden de 17 ilâ 26 mm/yıl olarak belirlenmiştir (Seyitoğlu vd., 2009).

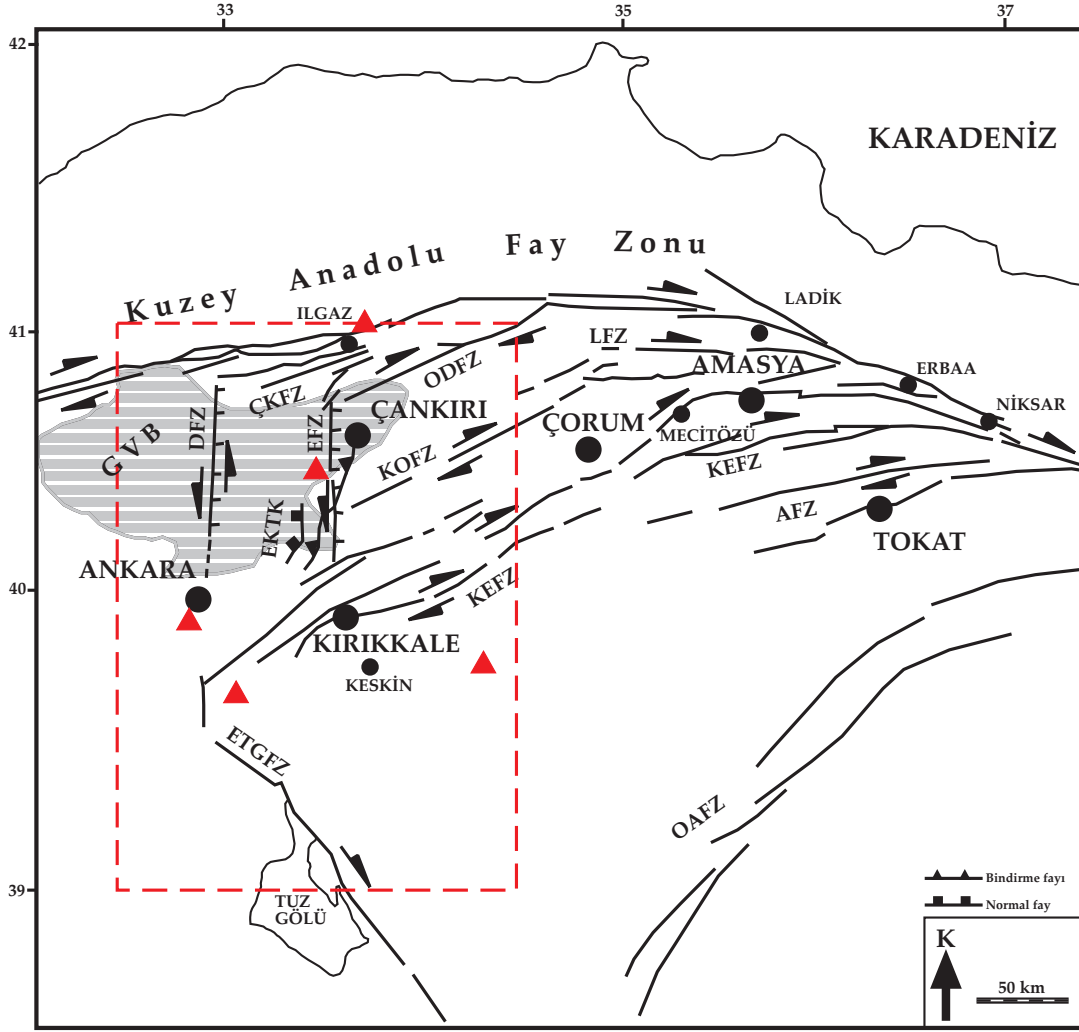
KAFZ, KD-GB trendinde birkaç kola sahiptir ve KEFZ de bu önemli kollardan biridir. Fayın batı ucu 1939 Erzincan depremi ile hareketlenmiş ve KAFZ'ye bağlanmıştır.

Fayın güneybatı ucu Kırıkkale'nin güneyine, Keskin'in de kuzey bölgesine kadar uzanır (Şekil 1.2) ve KAFZ'nin aktif bir neotektonik elemanıdır (Seyitoğlu vd., 2009).

EKTK'nın oluşumundan hemen önce, Kretase-Eosen zaman aralığında Sakarya Kıtası ve Kırşehir Bloğu'nun çarpışması sonucu Çankırı Havzası oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür vd., 1984; Koçyiğit, 1991). Havzada etkili olan çarpışma sonrası sıkışmalı rejim, Erken Miyosen'de yerini orojenik çökmeye bağlı genişlemeli tektonik rejime bırakmıştır. Geç Pliyosen'den günümüze kadar ise, KAFZ ve onun bir kolu olan KEFZ arasındaki etkileşimden doğan sıkışmalı bir rejim hâkim olmuştur (Seyitoğlu vd., 1997; Seyitoğlu vd., 2000). Bu sıkışmanın etkisiyle Neo-Tetis kenet zonu kayaçları doğu kenarı bindirmeli, batı kenarı normal faylı bir tektonik kama (EKTK) şeklinde sokularak Neojen birimlerini deforme etmiştir. Ayrıca güncel olarak aktif bir yapı olan EKTK, Orta Anadolu'nun özellikle başkent Ankara ve Çankırı'nın deprem riski değerlendirilmesinde potansiyel kaynak olarak algılanmalıdır (Seyitoğlu vd., 2000; Seyitoğlu vd., 2009).

Esat (2004), Çankırı ve Eldivan arasında bu büyük tektonik kamanın doğusunda ayrıca iki küçük tektonik kama gözlemiş ve haritalamıştır. Bu kamalar büyük tektonik kamanın bindirmeli kenarı önünde gelişmiş küçük kama modelleridir. Bağlıca Tektonik Kaması ve Aşağıyanlar Tektonik Kaması olarak adlandırılan bu yapılar, tıpkı EKTK'da olduğu gibi normal faylı ve bindirmeli sınırlara sahiptir. KB-GD doğrultulu sıkışmanın etkisiyle daha yaşlı birimler, üzerlerinde yer alan genç birimleri kama şekline döndürmüşlerdir.

Çalışma alanı ve çevresi Jeolojik evrim süresince önemli tektonik hareketler geçirmiştir ve bu jeolojik evrim günümüzde hâlen popüler bir araştırma konusudur. Örneğin; Platzman vd. (1998), Orta Anadolu'nun Neojen saat yönü aksine dönüşünü paleomanyetik verileri kullanarak ortaya koyarlarken, Gürsoy vd. (1999) de Anadolu Bloğu'nun kuzey sınırındaki Neojen deformasyonunu Galatya Volkanik Bölgesi'ndeki (Şekil 1.2) paleomanyetik verilerden hareketle açıklamışlardır. Benzer şekilde Kaymakçı vd. (2003), Çankırı Havzası'nda paleomanyetik belirtiler üzerinde çalışarak havzanın batı ve güneydoğu kenarının Kırşehir Bloğu'na göre hareketinin var olduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 1.2. ANTO, BBAL, CDAG, ELDT ve ILGA istasyonları çevresinde bulunan önemli tektonik yapıları gösteren harita (Taymaz vd., 2007'den değiştirilerek alınmıştır). Burada KAFZ; Kuzey Anadolu Fay Zonu, KEFZ; Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu, ETKK; Eldivan-Elmadağ Kısıtlanmış Tektonik Kaması, ETGFZ; Ezinepazarı-Tuz Gölü Fay Zonu, DFZ; Dodurga Fay Zonu, ÇKFZ; Çerkeş-Kurşunlu Fay Zonu, EFZ; Eldivan Fay Zonu, ODFZ; Orta-Devrez Fay Zonu, LEFZ; Laçın Fay Zonu, AFZ; Almus Fay Zonu, OAFZ; Orta Anadolu Fay Zonu ve GVB (Toprak vd., 1994); Galatya Volkanik Bölgesi'dir. Çalışma bölgesi kesikli çizgilerle gösterilmiştir.

2. YÖNTEM

2.1. Alıcı Fonksiyon Kuramı

Alıcı fonksiyonlar deprem sismolojisinde yerin kabuk ve manto yapısının belirlenmesi için kullanılan popüler bir tekniktir. Alıcı fonksiyon analizinin, kullanımının ve uygulamasının ekonomik olması ayrıca en önemli avantajıdır (Rumpfhuber, 2008).

Yerkabuğu yapısı ve kalınlığı homojen bir yapıda olmayıp bölgesel olarak değişim göstermektedir. Cisim dalgalarından yararlanılarak yapılan yerkabuğu incelemelerinde kullanılan yöntemlerin çoğunda yer içerisindeki süreksizliklerde meydana gelen yansıma ve kırılmalar incelenir. Oysaki dalgalar bu süreksizliklerde yansıyıp kırılmakla kalmaz, aynı zamanda faz dönüşümlerine de uğrarlar. Yapılan çalışmalar sonucunda bu faz dönüşümlerinin yansımalarla birlikte yer yapısı hakkında önemli bilgiler verdiği görülmüştür (Erduran, 2002).

Son yıllarda sayısal üç bileşen geniş-bantlı sismik istasyonların artmasıyla birlikte kalitesi yüksek deprem kayıtları alınmaya başlanmıştır. Bu deprem verileri kullanılarak yapılan kabuk yapısı çalışmalarında dönüşmüş fazların kullanılmasıyla elde edilen sonuçların diğer yapı çalışmalarına göre daha duyarlı olduğu görülmüştür. Langston (1977), kabuk ve üst-manto yapısının belirlenmesinde düşey ve radyal P dalga şeklinin ters çözümünü kullanmıştır. Bu çalışmada kabuksal tekrarlı yansımalar ve Ps dönüşümlerinin de iyi bir şekilde kullanılabilmesi gösterilmiştir. Daha sonra, Langston (1979), Hebert ve Langston (1985) ve bunları izleyen çalışmalar kabuk yapısının belirlenmesi için Ps dönüşüm fazlarından yararlanmıştır.

Bir telesismik cisim dalgasının yer yüzeyine varışını birçok sayıda bilinmeyen nicelik etkilemektedir (örn. kaynak-zaman fonksiyonu, kaynak çevresindeki hız yapısı, dalganın seyahat ettiği ortamın hız yapısı ve alet etkisi). Gelişen teknoloji ile bir dizi teknik bu etkileri bertaraf etmek amacıyla geliştirilmiştir ve böylece dalga şeklinin yorumlanması daha da kolaylaştırılmıştır (Rumpfhuber, 2008).

Alıcı fonksiyon analiz işlemi, dış-odak uzaklığı 30°'den büyük sayısal üç bileşen deprem kayıtlarının kullanılmasıyla yapılır. Dış-odak uzaklığı 30°'den büyük ve derin depremler için yer hareketinin düşey bileşeni, birim darbe şeklindeki kaynak fonksiyonu ile alet tepkisi ve daha sonraki önemsiz varışların konvolüsyonu gibi davranır (Langston,

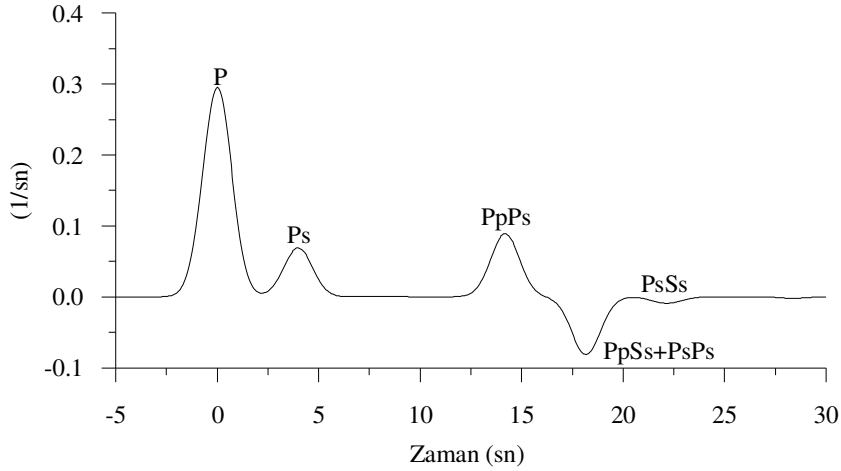
1979). Çünkü olayların uzak ve derin olması durumunda ışının moho süreksizliğine geliş açısı çok küçük olacaktır. Yani, ışın arayüzeye hemen hemen dik gelecektir. Bundan dolayı telesismik derin depremler için P dalgasının düşey bileşeni, sonraki kabuksal fazların dışında kaynak fonksiyonu gibi davranır. P'den S'ye dönüşen S dalgaları ise yatay bileşen sismogramlarında hâkim olarak kaydedilir. Alıcı fonksiyon işlemi ilk olarak radyal ve tanjansiyel bileşenleri elde etmek için teorik geri-azimutta P dalga varışının yatay bileşenlerde vektörel döndürülmesini içerir. Yatay bileşen sismogramları radyal ve tanjansiyel bileşenlere (2.1) denklemiyle dönüşmektedir. Buna göre;

$$\begin{aligned} R(t) &= KG(t) \cos(GA) + DB(t) \sin(GA) \\ T(t) &= -KG(t) \sin(GA) + DB(t) \cos(GA) \end{aligned} \quad (2.1)$$

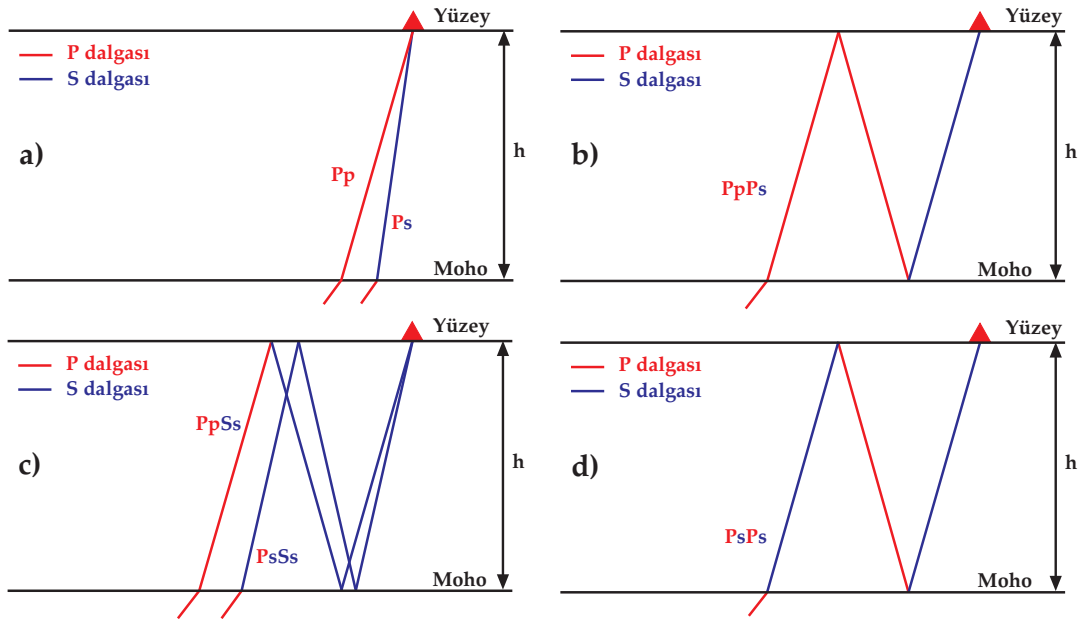
Burada $R(t)$; radyal ve $T(t)$; tanjansiyel bileşenler, KG ; kuzey-güney, DB ; doğu-batı ve GA ; geri-azimuttur.

Geri-azimut (GA), deprem istasyonundan deprem kaynağına bakıldığında saat yönünde yapılan açıdır (Şekil 2.1). Sismogramların dönüşünün sebebi yatay olarak polarize olmuş S (SH) dalgasından düşey olarak polarize olmuş S (SV) dalgası dönüşümünü ayırmaktır. SV fazı arayüzeyde P'den S'ye dönüşmüş dalgalardan ortaya çıkar ve özellikle kayıt istasyonu altında düz uzanan tabakalar bulunuyorsa düşey ve radyal bileşenlerde en belirgin olur. Bu fazlar alıcı istasyonu altındaki hız yapısında moho gibi süreksizliklerde P'den S'ye dönüşen mekanizma tarafından meydana getirilmektedir.

Yarı sonsuz ortamın tabaka kalınlığı sonsuza uzanmaktadır ve böyle bir yaklaşım yarı sonsuz ortamdan tabakalı ortama enerji dönüşümünün olmadığı koşulunu sağlamak için gereklidir. Hesaplamalarda tekdüze olmayan durum yalnızca düşey yönde göz önüne alınmaktadır. Hesaplanan alıcı fonksiyonlarda fazların varış zamanları ve genlikleri; ara yüzeylerdeki hız atlamaları, derinlik ve dalganın yeryüzüne seyahat zamanının bir fonksiyonu olarak değişim gösterir. Her tabakadaki yatay ve düşey yer değiştirmeler olası P ve SV yer değiştirmeleriyle ilişkilidir (Erduran, 2002).



Şekil 2.2. Kuramsal hesaplanan radyal alıcı fonksiyon izi



Şekil 2.3. Alıcı fonksiyon izleri üzerinde gözlemlenen P'den S'ye dönüşen fazların farklı varış zamanlarını gösteren ışın diyagramı: a) Doğrudan gelen P fazı ve P'den S'ye dönüşen faz, b) Tekrarlı yansımaya PpPs fazı, c) Tekrarlı yansımaya PpSs fazı ve tekrarlı yansımaya PsSs fazı, d) Tekrarlı yansımaya PsPs fazı.

Alıcı fonksiyon kuramsal olarak, n tane tekdüze, yatay ve izotropik tabakadan oluşan yeraltı yapıları için hesaplanabilir. Kuramsal yapıda, her bir tabakanın P dalga hızı (α_i), S dalga hızı (β_i), yoğunluğu (ρ_i) ve kalınlığı (d_i) göz önüne alınmıştır. Sentetik alıcı fonksiyon hesabı Müller (1985)'den uyarlanarak düzenlenmiştir ve ayrıntılı olarak Erduran

(2002)'da verilmiştir. Bu çalışmada tekrar değinilmemiştir. Hesaplamalarda P dalga hızları (α)'nın değerleri, (2.2) denklemi ile Poisson oranı 0.25 olmak üzere S dalga hızlarından (β) aşağıdaki gibi hesaplanır.

$$\alpha = \sqrt{3}\beta \quad (2.2)$$

Yoğunlukları (ρ) hesaplamak için ise, P dalga hızlarını kullanan denklem (2.3)'ten yararlanılır (Berteussen, 1977). Buna göre;

$$\rho = 0.32\alpha + 0.77 \quad (2.3)$$

Alıcı fonksiyonda varışların genlikleri; gelen P dalgasının geliş açısına, Ps dönüşümleri ve tekrarlı yansımaları meydana getiren ani hız değişimlerinin büyüklüğüne bağlıdır. Dönüşüm fazı ve tekrarlı yansımaların varış zamanları, yer altı yapısındaki hız değişimlerinin derinliğine, P ve S dalga hızlarına ve P dalgası geliş açısı veya ışın parametresine (yatay yavaşlılığa) bağlıdır.

x - z düzleminde P-SV dalga yayılımını dikkate aldığımızda skaler dalga denklemlerinin harmonik düzlem çözümleri şu şekilde ifade edilir;

$$\begin{aligned} (P) \quad \phi(x, z, t) &= A \exp(i(\omega t - k_x x \pm k_{z_\alpha} z)) \\ (SV) \quad \psi(x, z, t) &= B \exp(i(\omega t - k_x x \pm k_{z_\beta} z)) \end{aligned} \quad (2.4)$$

Dalga yayılımının yönü dalga cephesine normal olan dalga vektörü tarafından ifade edilmektedir. x - z düzleminde yayılım için, yön k_x ve k_z ile verilmektedir çünkü k_y sıfırdır. Böylece denklem (2.4), $+x$ ile $+z$ ve $-z$ yönlerinde dalga yayılımını temsil eder ($-k_x x$ 'in negatif işaretinden dolayı).

Dalga vektörünün büyüklüğü P ve SV dalgaları üzerinde farklılık gösterdiği için k_x ve k_z 'deki indislere gereksinim vardır. Bu geometri içinde k_x , P ve SV dalgaları için aynıdır. Dalga vektörünün bileşenleri;

$$|k_\alpha|^2 = k_x^2 + k_{z_\alpha}^2 = \frac{w^2}{\alpha^2} \quad (2.5)$$

$$|k_\beta|^2 = k_x^2 + k_{z_\beta}^2 = \frac{w^2}{\beta^2}$$

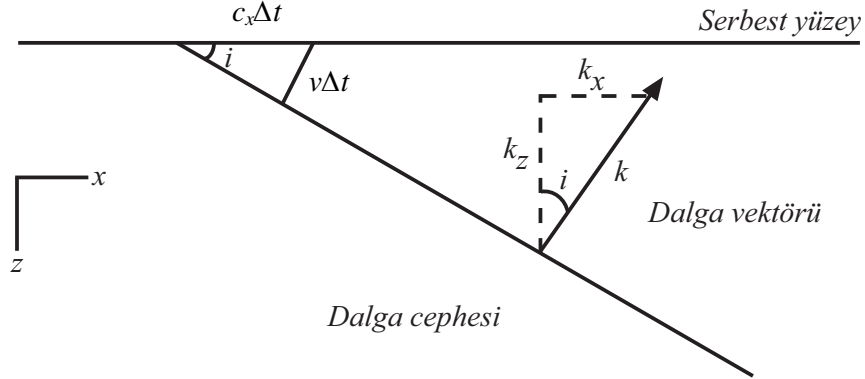
Burada $k_y = 0$ ve k_x de dalga vektörünün yatay bileşenidir.

Yayılmının yönü, dalga vektörünün düşey ile yaptığı geliş açısı tarafından karakterize edilir (Şekil 2.4). Dalga vektörleri geliş açılarını, P ve SV dalgaları farklı olduğundan i 'yi P dalgası geliş açısı, j 'yi de S dalgası geliş açısı olarak kabul edebiliriz. Buna göre;

$$\sin i = \frac{k_x}{(k_x^2 + k_{z_\alpha}^2)^{1/2}} = \frac{k_x}{|k_\alpha|} \quad (2.6)$$

ve

$$\sin j = \frac{k_x}{(k_x^2 + k_{z_\beta}^2)^{1/2}} = \frac{k_x}{|k_\beta|} \quad (2.7)$$



Şekil 2.4. k ; dalga vektörü dalga cephesine normaldir ve yayılma doğrultusunda gösterilir. x - z düzleminde düzlem bir dalga seyahati, yayılma doğrultusu, dalga vektörleri (k_x , k_z) veya dalga vektörü ve düşey arasındaki geliş açısı (i) tarafından verilir. Bir Δt zaman artışında dalga cephesi bir $v\Delta t$ yolunu kat eder. Burada v ; ortam hızıdır ve $c_x\Delta t$ yüzeyi boyunca bir uzaklıkta yol alır. Burada c_x yüzey boyunca görünür hızdır (Stein ve Wysession, 2003'ten değiştirilerek alınmıştır).

c_x ; görünür hız olarak bilinir ve bir düzlem dalganın yatay yüzey boyunca olan hızı olarak tanımlanır. Şekil 2.4'te bir Δt zaman aralığında ve hızlı bir ortamda i açısına sahip bir düzlem dalga, $v\Delta t$ uzaklığında ilerler ve $c_x\Delta t$; yatay yüzey uzaklığı boyunca hareket eder.

$$c_x = \frac{v}{\sin i} \quad (2.8)$$

P dalgası için α , S dalgası için β olan görünür hız, daima ortam hızından büyüktür veya ortam hızına eşittir. Yatay olarak $i=90^\circ$ ile yayılan bir dalga ortam hızına eşit bir görünür hızla sahiptir. Düşey olarak gelen düzlem dalga aynı zaman içinde yüzeyde her yöne ulaşır, yani sonsuz görünür hızla sahiptir (Stein ve Wysession, 2003).

Yatay görünür yavaşlık dalga vektörünün yatay bileşeni cinsinden denklemler (2.6), (2.7) ve (2.8) kullanılarak yazılabilir. Buna göre;

$$c_x = \frac{w}{k_x} \quad (2.9)$$

Bir dalganın ışın yolunu karakterize eden parametre dalganın yatay görünür hızının tersi olan ışın parametresi p 'dir ve Şekil 2.5'te gösterilmiştir. Buna göre;

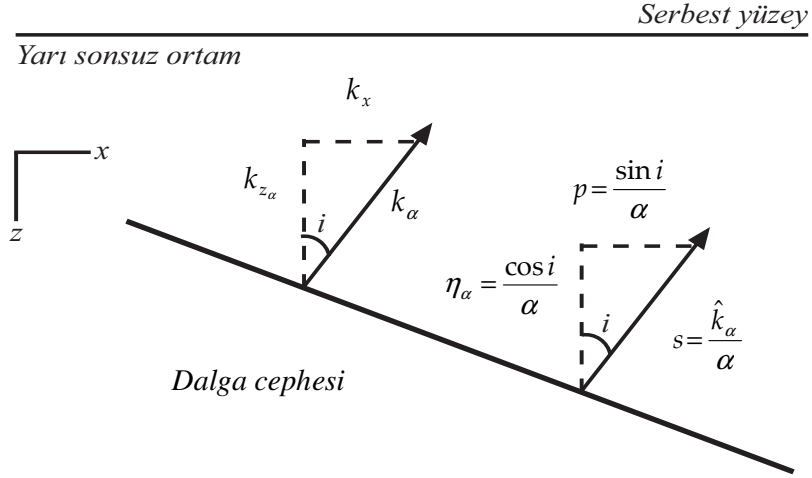
$$p = \frac{1}{c_x} = \frac{\sin i}{v} = \frac{k_x}{w} \quad (2.10)$$

Burada i , P veya S dalgasına ait geliş açısıdır ve v ise karşılık gelen hızdır.

Dalga vektörleri k_x 'in yatay bileşeni ve dolayısıyla c_x yatay görünür hızı arayüzeyde süreklidir. Aksine, k_z 'de ($k_z = k_x r_\alpha$) dalga vektörlerinin düşey bileşenleri ile ilişkili terimler tabakalar arasında ve P ve S dalgaları için değişmiştir. Yavaşlık cinsinden karşılık gelen kesin ifade, ışın parametresi veya yatay yavaşlık p 'nin arayüzeyde, yansıyan ve kırılan dalgalar için aynı olduğunu belirtir, hâlbuki düşey yavaşlık ortama ve dalga tipine bağlıdır (Stein ve Wysession, 2003).

Radyal ve tanjansiyel bileşenlerden düşey bileşenin basit bir dekonvolüsyon işlemine dayandırılan alıcı fonksiyon analiz yönteminin aslı ilk olarak Langston (1979)

tarafından tanımlanmıştır. Dekonvolüsyona tabi tutulan sismogramlar alçak geçişli Gauss fonksiyonu ile konvole edilir. Sonuçlanan yatay alıcı fonksiyonlar başlıca deprem istasyonu altındaki bir boyutlu S hız yapısına duyarlıdır (Owens vd., 1984).



Şekil 2.5. i geliş açısı, k_α dalga vektörü, s yavaşlık vektörü, p yatay yavaşlık ve η_α düşey yavaşlık arasındaki ilişki cinsinden P dalgası yayılımının geometrik gösterimi (Stein ve Wyssession, 2003'ten değiştirilerek alınmıştır).

2.2. Telesismik Alıcı Fonksiyon Hesabında Dekonvolüsyon Teknikleri

Radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyonun hesaplanmasında sıkça iki farklı dekonvolüsyon yöntemi kullanılmaktadır. İkisi arasındaki temel farklılık birisinin zaman ortamında, diğzerinin ise frekans ortamında uygulanmasıdır.

Telesismik dalga şekillerinin modellenmesi veya alıcı fonksiyon analizi, kabuk ve üst-manto yapısını açıklamaya yönelik bir yöntemdir. Alıcı fonksiyon yöntemi, sismologlar tarafından üç bileşen geniş-bantlı sismik istasyonlar altında hem kabuk hem de üst-mantonun bir boyutlu S dalga hız yapılarını tahmin etmek için kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonlar yatay olarak tabakalanmış yapılarda ideal darbe serileri olduğu için tercih edilmektedir. Gözlemsel P dalgalarından yararlanarak kaynak fonksiyonunun dekonvolüsyon yöntemiyle elde edilmesi yaygın olarak uygulanan bir yöntemdir. Sismometre tepkisi, yerin soğurma etkisi ve yer kabuğu tepkisinin gözlemsel P dalgasından dekonvolüsyonu sonucu kalan, kaynak-zaman fonksiyonudur.

Alıcı fonksiyonların hesabında dekonvolüsyon tekniğinin kullanımı, ışın etkilerini ve deprem kaynağını gizli tutmak için ilk defa Langston (1979) tarafından önerilmiştir. Bu nedenle, alıcı fonksiyon tekniği tekrarlı yansımaların ve yerel olarak meydana gelen Ps dalga dönüşüm fazlarının ayırt edilmesinde kullanılabilir. Konvolüsyon bir çıkış sinyali üretmek için bir giriş sinyali üzerinde var olan lineer bir sistemin etkilerini ifade etmede kullanılan bir terimdir. İzleyen bölümlerde alıcı fonksiyon hesabında kullanılan frekans ortamı dekonvolüsyonu ve zaman ortamı dekonvolüsyonu ayrıntılı olarak verilecektir.

2.2.1. Frekans Ortamı Alıcı Fonksiyon Yöntemi

Telesismik alıcı fonksiyon tekniği ilk olarak Phinney (1964), Helmberger ve Wiggins (1971) ve Langston (1979) tarafından tanıtılmıştır. Bu teknikte telesismik olaylar 30° ilâ 60° arasında bir kaynak-alıcı uzaklığı ile kullanılmaktaydı. Olayların bu uzaklık aralığı ile en temel avantajı kayıt istasyonunda geliş açısının düşük olmasıdır. Böylece, P dalga enerjisinin çoğu düşey bileşende kaydedilmektedir ve dönüşmüş S dalga enerjisinin çoğu da yatayda, özellikle radyal bileşen sismogram üzerinde belirlenmektedir (Rumpfhuber, 2008).

Langston (1979), sismogramları zaman ortamında yorumlamış ve dönüşmüş fazların büyük süreksizliklerde oluşması hususu ile özellikle ilgilenmiştir. Kabuk-manto sınırı (moho) gibi arayüzeylerden dönüşen fazlar kayıt istasyonu çevresindeki hız ve yapı için belirti teşkil eder. Langston, dönüşmüş fazların en çok derin depremlerden (> 100 km) elde edilen sismogramlar üzerinde gözlemlendiğini, ancak sığ olaylardan elde edilen sismogramlarda da nadiren görünür olduğunu farketmiştir. Sonuçta, derin olayların çoğu minimum fazlı bir kaynak dalgacığına yakın, nispeten basit bir kaynak-zaman fonksiyonuna sahiptir. Bu sonuçlar daha basit sismogramlarda iken, sığ depremler (< 100 km) tipik olarak dönüşmüş fazlara benzeyen daha karmaşık kaynak-zaman fonksiyonlarına sahiptir. Böylece, tercihen yalnızca ~ 100 km'den daha derin bir kaynağa sahip depremler değerlendirilebilir, fakat bu olaylar çok nadirdir ve bu nedenle çoğu karmaşık dalga şekilleri değerlendirme içine dâhil edilmelidir. Öyleyse Langston (1979), açık bir şekilde kayıt istasyonu çevresindeki litosferik yapıda basit bir yöntem ileri sürmüştür. Yöntem, temelde P dalga enerjisinin güçlendirilmesine dayanan bir dekonvolüsyon prosedürüne bağlıdır (Rumpfhuber, 2008).

Alıcı fonksiyon tekniği araştırma ortamında ortak olarak kullanılan iğnecik/ön kestirim dekonvolüsyon tekniği ile yakından ilişkilidir (örn., Yılmaz, 2001). Dekonvolüsyon presedürü bir filtre olarak davranış gösterir. Böylece ana bileşenler; bir giriş sinyali, bir filtre operatörü ve sonuç çıktısı şeklinde oluşur. İki teknik arasındaki temel farklılık istenen bir çıktıya göre iğnecik/ön kestirim dekonvolüsyonunda hesaplanmak zorunda olunan filtre operatörüdür (iğnecik veya ön kestirim), hâlbuki düşey bileşen sismogramı alıcı fonksiyon tekniğinde filtre operatörü olarak davranış sergilemektedir. Bu uygulama P dalga enerjisinin çoğunun düşey bileşen sismogram üzerinde kaydedildiği, buna rağmen hem P hem de P'den S'ye dönüşmüş fazların da yatay bileşen sismogram üzerinde hâkim olduğu varsayımını içerir. Öyleyse, gelen dalga cephesi düşük bir açıda olduğu için telesismik uzaklılardaki (30°-90°) deprem-alıcı çiftleri alıcı fonksiyon tekniğinde kullanılmaktadır ve sonuç olarak P dalga enerjisi düşey bileşen sismogramı üzerinde kaydediliyorken, P'den S'ye dönüşmüş dalga enerjisi de yatay bileşen sismogramı üzerinde kaydedilmektedir (Rumpfhuber, 2008).

Bir $D(t)$ yer değiştirme sismogramı yalnızca kaynak, yayılım ve aletin bir konvolüsyonu olarak yazılabilmektedir;

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t) * S(t) * P_V(t) \\ D_R(t) &= I(t) * S(t) * P_R(t) \\ D_T(t) &= I(t) * S(t) * P_T(t) \end{aligned} \quad (2.11)$$

Burada, $I(t)$; sismograf tepkisi, $S(t)$; bir depremin kaynak-zaman fonksiyonu, $P(t)$; yayılım etkileri, Green fonksiyonu veya ortamın darbe yanıtıdır. V , R ve T indisleri sırasıyla düşey, radyal ve tanjansiyel bileşenlerdir (Mejia, 2001; Rumpfhuber, 2008).

Langston (1979)'un amacı, kaynak etkilerini ve yatay sismogramların sismograf tepkisini elemine edebilecek bir teknik tanımlamaktır; böylece dönüşmüş fazlar tanımlanabilecek ve yorumlanabilecektir. Derin telesismik kayıtlarından elde edilen gözlemler, yer hareketinin düşey bileşeninin darbe şeklindeki kaynak fonksiyonu ile sismometre ve daha sonraki önemsiz varışların konvolüsyonu gibi davranmaktadır. Düşey bileşende kaydedilmiş dik geliş açılı veya dik geliş açısına yakın P dalgalarının dönüşmüş fazlarının daha önemsiz olduğu varsayılmıştır ve böylece düşey bileşende kaydedilen dalga

şekli kaynak-zaman fonksiyonu ile konvole edilmiş alet tepkisini temsil etmektedir. Buna göre;

$$I(t) * S(t) \approx D_V(t) \quad (2.12)$$

Yani Langston (1979); düşey bileşenden elde edilen, yatay bileşen dalga şekliinden ileri gelen kaynak ve alet tepkilerini bastırmak ve dolayısıyla dönüşmüş fazları güçlendirmek için bir dekonvolüsyon ileri sürmüştür. Fourier dönüşümünden sonra, dekonvolüsyon basit bölme işlemleriyle gerçekleştirilir. Buna göre;

$$\begin{aligned} P_R(w) &= \frac{D_R(w)}{S(w) \cdot I(w)} \approx \frac{D_R(w)}{D_V(w)} \\ P_T(w) &= \frac{D_T(w)}{S(w) \cdot I(w)} \approx \frac{D_T(w)}{D_V(w)} \end{aligned} \quad (2.13)$$

Ancak bant-sınırlı sinyaller ve rastgele gürültülerden dolayı dekonvolüsyon veya frekans ortamı bölme işlemi nispeten sabit değildir. Helmberger ve Wiggins (1971) tarafından geliştirilen ve genellikle su seviyesi dekonvolüsyonu (water level deconvolution) olarak bilinen yöntem dekonvolüsyonu sabitleştirmek için gerçekleştirilir (Rumpfhuber, 2008). Frekans ortamında;

$$P'_R(w) = \frac{D_R(w) \cdot \bar{D}_V(w)}{\phi_{SS}(w)} \quad (2.14)$$

Burada $P'_R(w)$ konvole edilmiş radyal yer tepkisini, \bar{D}_V ise karmaşık eşleniğini gösterir. ϕ_{SS} fonksiyonu c parametresine bağlı olan bir seviyeyi dolduran herhangi bir spektral çukurluk ile $D_R(w)$ yer değiştirmesinin öz ilişkisi olarak düşünülebilir (Langston, 1979). c değeri su seviyesi parametresi olarak da bilinir ve 0 ilâ 1 arasında değişir. Eğer c=1 ve ϕ_{SS} de sabit ise orantılı çapraz ilişki elde edilir. Ayrıca;

$$\phi_{SS}(w) = \max\{D_V(w) \cdot \bar{D}_V(w), c \cdot \max[D_V(w) \cdot \bar{D}_V(w)]\} \quad (2.15)$$

Eğer $c \ll 1$ ise, sonuç yaklaşık olarak $D_R(w)/D_V(w)$ veya gürültüsüz dekonvolüsyondur. c 'nin 0 ilâ 1 arasındaki herhangi değeri iki uç nokta arasında orta seviyede bir sonuç üretir. Çapraz ilişki izi ($c=1$) bireysel varışlar için çok düşük zaman çözünürlüğüne sahipken, dekonvolüsyon izi ($c=0$) nispeten yüksek bir zaman çözünürlüğüne sahiptir. Öyleyse, c ne kadar düşükse zaman çözünürlüğü o kadar yüksek elde edilir (HelMBERGER ve Wiggins, 1971). c 'nin değeri sismogramların kalitesine ve gürültü seviyesine bağlıdır. Kalite ne kadar yüksekse, c değeri o kadar düşük olur. c 'nin optimum değeri 0.01'dir. Zaman ortamına dönüşümden sonra sonuçlanan zaman serileri doğrudan bir sismogram olarak yorumlanabilir.

Hesaplanan alıcı fonksiyonlar gürültüleri hariç tutmak için Gauss fonksiyonu ile çarpılabilir (Langston, 1979);

$$G(w) = e^{-\frac{w^2}{4a^2}} \quad (2.16)$$

Burada w açısal frekansı ($2\pi f$) gösterir. Alçak geçişli Gauss filtresi basit biçimli, sıfır fazlı ve kenar salınımlar içermediği için tercih edilmektedir. Bir Gauss fonksiyonunun Fourier dönüşümü yine bir Gauss fonksiyonudur. Fonksiyonun $w=0$ 'da filtre kazancı 1'e eşittir.

Frekans ortamı su seviyesi dengeleme işlemi alıcı fonksiyon çalışmalarında çok sık kullanılmaktadır ve uygun verilere sahip kalıcı istasyonlar için çok iyi çalışmaktadır. Ancak birçok geçici istasyon tüm azimutların gözlemleri için yeterli değildir ve böylece daha küçük olaylardan ileri gelen gürültülü alıcı fonksiyonlara neden olmaktadır. Bu sebepten, alıcı fonksiyon analizinde istasyon durumu ve veri kalitesine göre uygun dekonvolüsyon yöntemi seçilmelidir (Mejia, 2001).

2.2.2. Zaman Ortamı Alıcı Fonksiyon Yöntemi

Zaman ortamı dekonvolüsyon tekniği, gözlemsel dalga şekillerinden elde edilen sentetik sismogramların dekonvolüsyonundan, karmaşık cisim dalgalarının kaynak-zaman fonksiyonunu elde etmek için Kikuchi ve Kanamori (1982) tarafından ileri sürülmüştür. Ligorría ve Ammon (1999) sismik istasyonda alıcı fonksiyonlar hesaplamak için üç bileşen

sismogramlara zaman ortamı dekonvolüsyon tekniğini ilk olarak başarıyla uygulamışlardır (Mejia, 2001).

Ligorria ve Ammon (1999)'un zaman ortamı dekonvolüsyonu frekans ortamı su seviyesi dengeleme yönteminin zaman ortamına açılmış hâlini temsil eder. Temel fark; yatay bileşen sismogramı ile yinelenen alıcı fonksiyon arasındaki uyumsuzluk hesabıdır. Düşey bileşen sismogram ile konvole edilen bir alıcı fonksiyon yatay bileşen sismogramının hesabında sonuçlanır ve bu prosedür zaman ortamı durumda iğnecik-iğnecik olarak sürer. İlk olarak, düşey bileşen sismogramı ile alıcı fonksiyon arasında sinyaldeki birinci ve en geniş iğnecik (P dalgası ilk varışı) gecikmesi hesaplanır. Alıcı fonksiyonun bu hesabı daha sonra düşey bileşen sismogramı ile konvole edilir ve radyal bileşen sismogramından türetilir. Bu süreç uyumsuzluğu hesaplar ve prosedür birçok iğnecik ve genlik için tekrarlandığında her ilâve iğnecik, uyumsuzluğa denk düşer. İlâve iğneciklerle uyumsuzluk içindeki azalma önemsiz olduğunda yineleme duraklar (Rumpfhuber, 2008).

Ligorria ve Ammon (1999), alıcı fonksiyonunun genellikle gözlenen uzun periyot durağansızlığını göstermediği için yöntemin gürültülü sinyallerde frekans ortamı yaklaşımından daha iyi sonuç verdiğini bulmuşlardır. Ayrıca frekans ortamı dekonvolüsyonu için su seviyesini tanımlamak amacıyla, ilâve optimum dengeleme parametresine gereksinim duymadığı için de zaman ortamı dekonvolüsyon yaklaşımını tercih etmişlerdir (Mejia, 2001). Sismogramlardan istasyon yakınındaki yer tepkisini gidermek için radyal ve tanjansiyel sismogramlardan düşey bileşen dekonvolüsyona maruz bırakılır (Langston, 1979) ve sonuç sinyali alıcı fonksiyon olarak bilinir.

Yarı-sonsuz ortamdan yatay veya eğimli tabakalar yığımına doğru gelen düzlem P dalgası için zaman ortamındaki kuramsal yer değiştirmeler denklem (2.11)'deki konvolüsyon denklemleri ile verilebilir (Langston, 1979; Ammon, 1991; Sheehan vd., 1995; Ligorria ve Ammon, 1999;). Hesaplamalarda düşeye yakın gelen telesismik P dalgaları için D_V 'nin çoğunlukla bir Dirac-delta fonksiyonu gibi davrandığını düşünürüz. Bu durumda ifade denklem (2.12)'deki gibidir. Bu ifade bizi denklem (2.17)'deki konvolüsyon integrallerine götürür. Buna göre;

$$\begin{aligned}
D_R(t) &= \int_{-\infty}^{\infty} D_V(\tau)P_R(t-\tau)d\tau \\
D_T(t) &= \int_{-\infty}^{\infty} D_V(\tau)P_T(t-\tau)d\tau
\end{aligned}
\tag{2.17}$$

Yukarıda verilen her bir fonksiyon Δt zaman aralığında sayısı N tane olmak üzere örneklenmiştir. Sinyaller süre sınırlıdır; $D_R(t)$, $D_V(t)$ ve $D_T(t)$ yer değiştirmeleri N uzunluklu zaman serileri ile gösterilebilir. $P_R(t)$ ve $P_T(t)$ için ayrık zaman serilerinin uzunluğu M ve $M < N$ olarak kabul edilir. Konvolüsyon integrallerine aşağıdaki toplam işlemi ile yaklaşılabilir.

$$a_i = \Delta t \sum_{j=1}^M b_j c_{i-j+1}
\tag{2.18}$$

Burada eğer $i < 1$ veya $i > N$ ise $c_i = 0$ 'dır. Denklem (2.18)'deki ifade bilinmeyen b_j için doğrusaldır ve $\mathbf{d} = \mathbf{Gm}$ matris sistemi olarak yazılabilir (Menke, 1984). Denklem (2.18) aşırı tanımlı bir doğrusal sistemdir ve tekil değer ayrışım tekniği (Singular-S Value-V Decomposition-D) ile çözülebilir (Lawson ve Hanson, 1974). Aşırı tanımlı problemlerde genellikle ölçü sayısı, hesaplanması gereken parametre sayısından fazladır. Veride parametreleri çözmek için yeterli gözlemsel bilgi bulunmaz ise, buna da düşük tanımlı veya eksik tanımlı sistem denmektedir. En küçük kareler yöntemi uygulanarak bir çözüm üretilebilmektedir. Doğrusal veya doğrusal olmayan problemlerin çözümleri çeşitli matrislerin terslerinin sayısal olarak hesaplanmasını gerektirmektedir. Tekil değer ayrışımı (SVD), verilen bir matrisi üç matrisin çarpımı şeklinde ifade eder ve bu matrisler üzerinde yapılan işlemler ile matris tersi hesaplanabilir (Lanczos, 1961; Menke, 1984). Ayrıca hesaplanan alıcı fonksiyonlar, gürültüleri hariç tutmak için denklem (2.16)'da verilen Gauss fonksiyonu ile çarpılabilir (Langston, 1979).

Denklem (2.16)'daki a sabiti yüksek frekans gürültüsünü ortadan kaldırmak için kullanılan alçak geçişli etki ile Gauss filtresinin genişliğini kontrol eden parametredir. Gauss fitresinin yüksek frekans sınırı yaklaşık olarak $0.5a$ 'ya eşittir. $a=1$ sıklıkla kullanılmaktadır ve istasyon altındaki yapılar için daha kararlı sonuçlar vermektedir (Darbyshire vd., 2000; Erduran, 2009).

Zaman ortamı dekonvolüsyon yöntemi alıcı fonksiyonlardaki nedensiz spektral çukurları azaltmaya ve fazların mutlak genlik seviyelerini belirginleştirmeye yardım eder (Ligorria, 2000). Hesaplanan alıcı fonksiyon, ilk P varışının öncesindeki nedeni bilinmeyen sinyal anormalliklerinden zarar görmez. Ayrıca bu çalışmada kullanılan zaman ortamı dekonvolüsyon yöntemi ile ilk gelen P dalgalarının radyal ve düşey bileşenlerinin genlikleri arasındaki oran korunarak yüzeye yakın hız dağılımına duyarlılık kazandırılmıştır (Ammon, 1991; Cassidy, 1992; Çakır ve Erduran, 2004).

2.3. Alıcı Fonksiyonun Ters Çözüm Yöntemi

Bir ters çözüm probleminin sonucu parametreler için tam bir çözüm üretmek ise ve çözüm kararlıysa, matematik problem iyi durumludur. Ancak yer bilimlerinde bu tür problemler çok rastlanır değildir. Ters çözümün temel düşüncesi, ölçülen veri ile belirli bir ölçüt çerçevesinde çakışan kuramsal veriyi üretecek bir parametre kümesini hesaplamaktır. Bu noktada, başka bir parametre kümesinin de çakışma ölçütünü sağlayan kuramsal veri üretip üretmeyeceği sorusu akla gelir. Bu olanaklı ise veri ile uyuşan farklı modellerin var olabileceği ve haliyle çözümün tam olmadığı, yani çok çözümlü olduğu sonucuna ulaşılır. Kullanılan verideki küçük değişimlerin parametrelerin çözümünde büyük değişiklikler oluşturması durumunda çözüm kararlı değildir ve problem kötü durumludur. Temel ve mühendislik bilimlerinde sıkça karşılaşıldığı gibi Jeofizik problemlerinin de büyük bölümü kötü durumludur. Bu sorun problemin bir ön bilgi çerçevesinde çözülmeye çalışılması ile aşılmaya çalışılır (Başokur, 2001; Erduran, 2002).

Alıcı fonksiyonunun ters çözümü en küçük kareler yöntemi kullanılarak zaman veya frekans ortamında yapılabilir (Ammon vd., 1990). Yöntem aşağıdaki biçimde ifade edilir.

$$d_j = F_j[\mathbf{m}] \quad j=1,2,3,\dots,N \quad (2.19)$$

Burada, d_j gözlemlenen veriyi, \mathbf{m} ters çözülen hız yapısını ve F_j ise \mathbf{m} hız yapısına ait dalga biçimini üretmek için kullanılan doğrusal olmayan fonksiyonu gösterir. Tabaka hızları bir vektör ile gösterilir. Ters çözüm yönteminde başlangıç hız yapısı (\mathbf{m}_0)'ın yerin doğru hız yapısına yakın olduğu varsayılır. Ayrıca, yeraltı hız yapısı ve dalga biçimi

arasındaki doğrusal olmayan ilişki, başlangıç hız yapısı etrafında alıcı fonksiyonun Taylor serisine açılması ile doğrusal hale getirilebilir. Taylor seri açılımındaki yüksek dereceden ifadeler göz ardı edilir ve çözüm, bir başlangıç hız yapısından başlanılarak tekrarlı olarak iyileştirilerek bulunur.

$$F_j[\mathbf{m}] = F_j[\mathbf{m}_0] + (\mathbf{R}, \delta \mathbf{m})_j + O\|\delta \mathbf{m}^2\| \quad (2.20)$$

Bu ifadede, \mathbf{R} terimi \mathbf{m}_0 yapısındaki tabaka hızlarının değişimlerine ait dalga biçiminin kısmî türevlerini içeren matrisi ve $\delta \mathbf{m}$ ise yapı düzeltme vektörünü gösterir. F operatörü, yapı ve alıcı fonksiyonu arasındaki doğrusal olmayan ilişkiyi gösterir. Taylor açılımındaki doğrusal olmayan terimler $O\|\delta \mathbf{m}^2\|$ ifadesi içinde yer alır. Bu durumda denklem (2.20) tekrar düzenlenecek olursa bilinmeyen \mathbf{m} vektörünü içeren aşağıdaki doğrusal sistem elde edilir.

$$(\mathbf{R}, \delta \mathbf{m})_j \approx F_j[\mathbf{m}] - F_j[\mathbf{m}_0] \quad (2.21)$$

Denklem (2.21)'in sağ tarafı gözlemsel ile kuramsal arasındaki farkı-rezidüel ve sol tarafı ise basit bir matris çarpımını nitelendirir. Denklem (2.21)'in çözümü süresince daima düzeltme vektör normu küçülür. Bu eşitliğin her iki tarafına $(\mathbf{R}, \mathbf{m}_0)$ ifadesi eklendiğinde,

$$(\mathbf{R}, \delta \mathbf{m})_j + (\mathbf{R}, \mathbf{m}_0)_j \approx F_j[\mathbf{m}] - F_j[\mathbf{m}_0] + (\mathbf{R}, \mathbf{m}_0)_j \quad (2.22)$$

sonucu elde edilir (Ammon vd., 1990; Mangino vd., 1993). Daha basit olarak ise,

$$(\mathbf{R}, \mathbf{m})_j \approx d_j - F_j[\mathbf{m}_0] + (\mathbf{R}, \mathbf{m}_0)_j \quad (2.23)$$

biçiminde ifade edilebilir. Elde edilen ifade standart en küçük kareler çözüm teknikleri kullanılarak çözülebilir. Bu yöntemde oluşan denklem takımı aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\begin{bmatrix} \mathbf{R} \\ \gamma\Delta \end{bmatrix} \mathbf{m} \approx \begin{bmatrix} \mathbf{r} \\ 0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \mathbf{R}\mathbf{m}_0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (2.24)$$

Burada \mathbf{r} rezidüel vektördür.

$$r_j = d_j - F_j[\mathbf{m}_0]. \quad (2.25)$$

Δ matrisi, ikinci dereceden bir pürüzsüzlük-sınırlama matrisidir. Buna göre;

$$\Delta = \begin{bmatrix} 1 & -2 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & 1 & -2 & 1 & \dots \\ 0 & 0 & 1 & -2 & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 1 & \dots \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \dots \end{bmatrix} \quad (2.26)$$

Burada, \mathbf{m}_0 başlangıç hız yapısına ait M boyutlu bir dizin, \mathbf{m} ; ters çözüm sonucunda bulunan yerin hız yapısına ait M boyutlu bir dizin, \mathbf{R} ise S dalgası başlangıç hız yapısına göre alıcı fonksiyonun kısmî türevlerini içeren $N \times M$ boyutlu bir dizindir. Kısmî türevler, ortamın tüm tepkisini göz önünde tutan frekans ortamı yaklaşımı ile hesaplanmaktadır. M , modeldeki tabakaların sayısını ve N ise, ters çözümde kullanılan gözlemlenen frekansların sayısını temsil eder. \mathbf{r} gözlemsel ve kuramsal alıcı fonksiyon dalga biçimleri arasındaki farkı (rezidüel) gösteren N boyutlu bir dizindir. Δ ters çözüm sonucunda tabaka hızları arasındaki farklılığı sınırlayan $(M-2) \times M$ boyutlu bir pürüzsüzlük dizindir ve yapıdaki düzensizliği azaltır. γ ise ters çözüm sonucundaki dalga biçimi uyumu ile yeraltı yapı düzensizliği arasındaki ödünleşmeyi kontrol eden bir pürüzsüzlük sabiti olan sönüm değeridir.

Alıcı fonksiyonun ters çözümünde karşılaşılan başlıca zorluklar doğrusal olmama ve çok çözümlülüktür (Ammon vd., 1990). Alıcı fonksiyonun ters çözümündeki çok çözümlülük, yeraltı yapı parametreleri (makaslama hızı ve derinlik) arasındaki ödünleşmeden dolayı artar (Frederiksen, 2000). Denklem (2.24), alıcı fonksiyon izlerinin ters çözümü için etkin olarak kullanılmasına rağmen çok çözümlülük probleminden arındırılmamaktadır. Böylece ters çözüm yapılarında önemli miktarlarda yanlılgılar ortaya çıkmaktadır. Alıcı fonksiyonlar yeraltındaki hız süreksizliklerine ve göreceli seyahat

zamanlarına çok duyarlı olduğu için çok çözümlülük artmaktadır ve azaltmak için ise verilen başlangıç hız yapısının (m_0) yerin gerçek hız yapısına çok yakın olması gerekmektedir. Bu şartı her zaman sağlama olanağı bulunmamaktadır. Bu nedenle alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası dispersiyon bilgilerinin birlikte değerlendirilmesi gerektiği araştırmacılarca önerilmiştir (Özalaybey vd., 1997; Julia vd., 2000).

Yüzey dalgası dispersiyonu yeraltının çoğunlukla uzun dalga boylu S dalgası hızlarına duyarlıdır. Fakat arayüzeydeki hız süreksizliklerine fazla duyarlı değildir (Özalaybey vd., 1997; Julia vd., 2000; Gök vd., 2007; Gök vd., 2008). Böylece yüzey dalgası dispersiyonu alıcı fonksiyonun içermediği ortalama hız bilgisini içermekte ve alıcı fonksiyon ise yüzey dalgası dispersiyonunun içermediği hız süreksizlikleri bilgisini içermektedir. Her iki veri grubu birbirlerinin eksikliklerini tamamlamaktadırlar.

Bu tez çalışmasında kullanılan ve aşağıda verilen ters çözüm kuramı, matematiksel ağırlıkların da ayrıca Denklem (2.24)'e eklenmesiyle çok çözümlülük sorununun aşılmasında önemli katkılar sağlamaktadır (Ammon vd., 1990; Julia vd., 2000; Çakır ve Erduran, 2004; Erduran, 2009). Elde edilen ters çözüm sistemi Denklem (2.27)'de verilmektedir ve Denklem (2.24)'ten daha kullanışlıdır. Çünkü içerdiği yüzey dalgası bilgisi ve ağırlık çarpanlarının sayesinde alıcı fonksiyon ya da yüzey dalgasına gerektiği kadar ağırlık verilebilmektedir.

$$\begin{bmatrix} \kappa R \\ \lambda S \\ \gamma \Delta \end{bmatrix} m \approx \begin{bmatrix} \kappa r \\ \lambda s \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \kappa R \\ \lambda S \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} m_0 \quad (2.27)$$

Alıcı fonksiyonun kısmî türevleri yeraltının frekans ortamındaki bütün karmaşık tepkisi dikkate alınarak hesaplanmıştır. $K \times M$ boyutlu S dizini, dispersiyonun kısmî türevlerini tanımlamaktadır ve Takeuchi ve Saito (1972)'dan alınmıştır. K ise, yüzey dalgası periyotlarının sayısını göstermektedir. Denklem (2.27)'deki doğrusal sistem matematiksel olarak aşırı boyutludur ve m_0 başlangıç yapısı kullanılarak en küçük kareler yöntemiyle çözülebilir. Gözlemsel ile kuramsal alıcı fonksiyon spektral genlikleri arasındaki fark r diziniyle, gözlemsel ile kuramsal dispersiyon eğrileri arasındaki fark ise s diziniyle gösterilmektedir. r ve s dizinleri, L_2 normu kullanılarak ardışık adımlarla küçültülmektedir. Denklem (2.27)'deki büyük koyu harfler iki boyutlu dizinleri, küçük

koyu harfler bir boyutlu dizinleri ve diğer karakterler ise boyutsuz değerleri göstermektedir.

Denklem (2.27)'deki sistem aşağıda tanımlanan ağırlık faktörleri ile çarpılmıştır.

$$\lambda^2 = \frac{p}{K\bar{\sigma}_s^2} \quad (2.28)$$

ve

$$\kappa^2 = \frac{1-p}{N\bar{\sigma}_r^2} \quad (2.29)$$

Burada, $\bar{\sigma}_r^2$ ve $\bar{\sigma}_s^2$ sırasıyla, alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası dispersiyon eğrisi için ortalama değişebilirlik (varyans) değerleridir. Denklem (2.28) ve (2.29)'daki ağırlık faktörleri (λ ve κ), ters çözüme katılan her iki veri grubunun katkısını dengelemek için kullanılan parametrelerdir. Bu parametrelerde, K ve N veri sayılarını kontrol etmekte ve $\bar{\sigma}_r^2$ ile $\bar{\sigma}_s^2$ ise, varyansları farklı fiziksel birimlerin etkisini eşitlemektedir. Ağırlık tanımlarındaki etki faktörü ($0 \leq p \leq 1$) ise, her bir veri grubunun göreceli etkileri arasındaki ödünleşmeyi sağlamaktadır; örneğin, $p=0$ 'da dispersiyonun etkisi sıfırdır, $p=1$ 'de alıcı fonksiyonun etkisi sıfırdır ve $p=0.5$ 'te ise, alıcı fonksiyon ile yüzey dalgası eşit etkiye sahiptir. Bu tez çalışmasında her iki veri grubunun etkisinin eşit paylaşıldığı ve literatürde sıkça kullanılan $p=0.5$ değeri çözüm olarak seçilmiştir.

2.4. Bölgesel Yüzey Dalgası Grup Hızı Bilgisi

Yüzey dalgaları yerin serbest yüzeyi boyunca ve yeryüzüne paralel bir yörünge üzerinde yayınırlar. Sığ odaklı depremlerde açığa çıkan enerjinin büyük bir kısmını yüzey dalgaları taşır. Yüzey dalgaları sismogramlar üzerinde yüksek genliğe ve uzun kayıt süresine sahiptir. Rayleigh ve Love olmak üzere iki çeşit yüzey dalgası yayınımları vardır. Bunlardan Love dalgaları, yeraltının sadece S dalgası hız yapısına duyarlıdır. Buna karşın, Rayleigh dalgaları alıcı fonksiyonda olduğu gibi yeraltının P ve S hız yapısına duyarlıdır.

Rayleigh yüzey dalgası hareketin düşey bileşeninden ve Love yüzey dalgası ise tanjansiyel bileşeninden elde edilir.

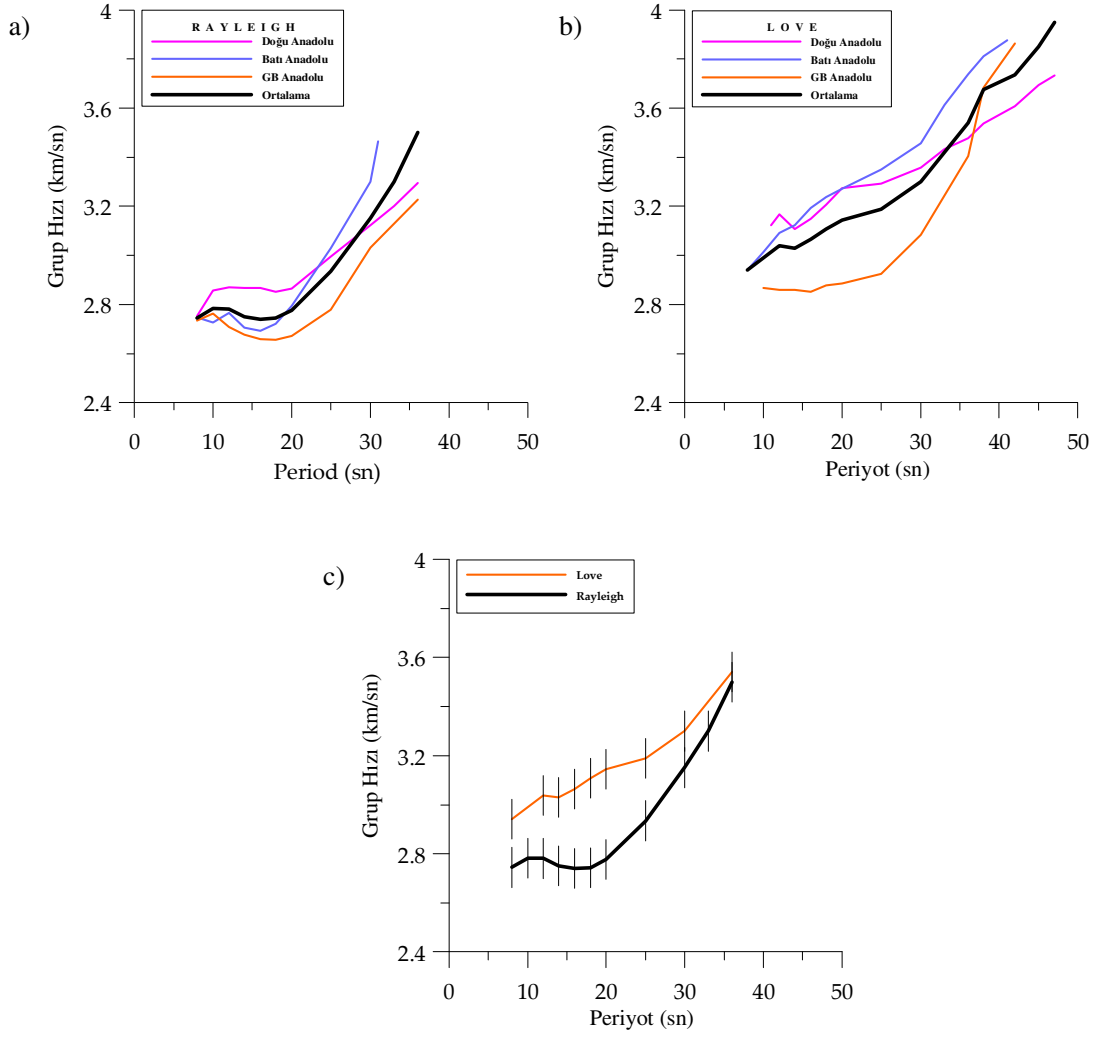
Dispersiyon, yüzey dalgalarının en önemli fiziksel özelliğidir ve tabakalı yapıya sahip olan yer içerisinde elastik özelliklerin değişmesi sonucunda ortaya çıkar. Temel ve yüksek modlu yüzey dalgaları farklı frekans içeriği ile sismogramlar üzerinde gözlenirler. Temel mod yüzey dalgaları düşük frekanslı ve yüksek genliklidir. Yüksek mod yüzey dalgaları ise düşük genlikli, yüksek frekanslıdır ve temel mod yüzey dalgalarına göre daha yüksek yayılım hızına sahiptir (Chen, 1993; Erduran, 2002).

Bölgesel yüzey dalgası dispersiyon verisini yorumlamak için tek-istasyon ya da çok-istasyon yöntemleri kullanılmaktadır (Mindevalli, 1988; Mokhtar vd., 1988; Cong ve Mitchell, 1998; Erduran vd., 2001; Erduran vd., 2007). Tek-istasyon yöntemi kullanıldığında deprem kaynağında oluşan frekans bağımlı başlangıç fazının, dispersiyon eğrisini bozması söz konusudur. Genel olarak, yüzey dalgası ters çözüm işlemlerinde iki-istasyon yöntemi tercih edilir (Erduran vd., 2008). Bunun başlıca nedeni, deprem kaynağında oluşan faz etkisi ve oluş zamanının belirlenmesinde yapılabilecek hatayı gözlemsel grup ve faz hızlarından ayırt etmektir (Dziewonski ve Hales, 1972). İki-istasyon yönteminin uygulanması için gerekli şartların sağlanmadığı durumlarda mevcut deprem verisini analiz etmek için tek-istasyon yöntemi de yaygınca kullanılmaktadır.

Bu çalışmada kullanılan temel modlu Rayleigh ve Love grup hızları Mindevalli (1988) ve Mindevalli ve Mitchell (1989) çalışmalarından alınmıştır (Şekil 2.6). Mindevalli (1988) ve Mindevalli ve Mitchell (1989) tarafından ANTO istasyonunda kayıt edilen Rayleigh ve Love yüzey dalgaları kullanılarak Batı ve Doğu Anadolu'nun kabuk ve üst-manto hız yapısı tespit edilmiştir. 1981-1985 yılların arasında ANTO istasyonunda büyüklüğü $M_b < 4.8$ olan sığ derinlikli 22 bölgesel deprem verisi kullanılmıştır. Depremlerin dış-odak uzaklıkları ise 400-1100 km arasında değişmektedir. Grup hızları ardışık-filtre tekniği (Dziewonski vd., 1969) kullanılarak elde edilmiştir. Çalışmada depremlerin dış-odak uzaklıkları büyük seçilerek tek istasyon grup hızlarının hesaplanmasında bozucu etki olarak karşılaşılan frekansla başlangıç fazının değişiminden kaçınılmaya çalışılmıştır. ANTO istasyonu çevresinde periyotları 8 ilâ 50 sn arasında değişen Batı, Güneybatı ve Doğu Anadolu yörüngelerine ait temel modlu Rayleigh ve Love dalgası grup hızlarının değişimi Şekil 2.6a ve b'de verilmiştir. ANTO istasyonu çevresinde ortalama bölgesel grup hızı eğrilerini temsil etmek için Rayleigh ve Love dalgası grup hızı değerlerinin her bir periyottaki ortalamaları alınmıştır (Şekil 2.6a ve b'de

kalın çizgiler). Böylece ortalama grup hızı eğrileri ile grup hızlarının bölgesel saçılma etkisi azaltılmıştır. Rayleigh ve Love dalgası grup hızı eğrilerinde 35 sn'den sonra saçılma etkilerinin fazla olmasından dolayı kullanacağımız grup hızı eğrileri 8-36 sn ile sınırlandırılmıştır (Şekil 2.6c).

Yüzey dalgalarının 36 sn'lik maksimum periyodu bu tez çalışmasında öngörülen amaç için yeterlidir. Çok küçük periyotlu gözlemsel dispersiyon eğrileri yüzeye yakın yapısal düzensizliklerden fazla etkileneceğinden, minimum periyodun 5 sn'den büyük olması çalışma için önem arz etmektedir. Alıcı fonksiyon izleri ile birlikte ters çözümde kullanılacak olan gözlemsel ortalama grup hızı eğrileri Şekil 2.6c'de standart sapmaları ile birlikte verilmiştir. Rayleigh yüzey dalgası grup hızı eğrisi 8 sn periyodunda 2.74 km/sn hız değerinden 36 sn periyodunda 3.50 km/sn hız değerine ulaşmıştır. Love yüzey dalgası grup hızı eğrisi ise 8 sn periyodunda 2.94 km/sn hız değerinden 36 sn periyodunda 3.54 km/sn hız değerine ulaşmıştır. Rayleigh ve Love dalgası grup hızlarının ortalama standart sapmaları ise sırasıyla ± 0.100 ve ± 0.126 km/sn'dir.



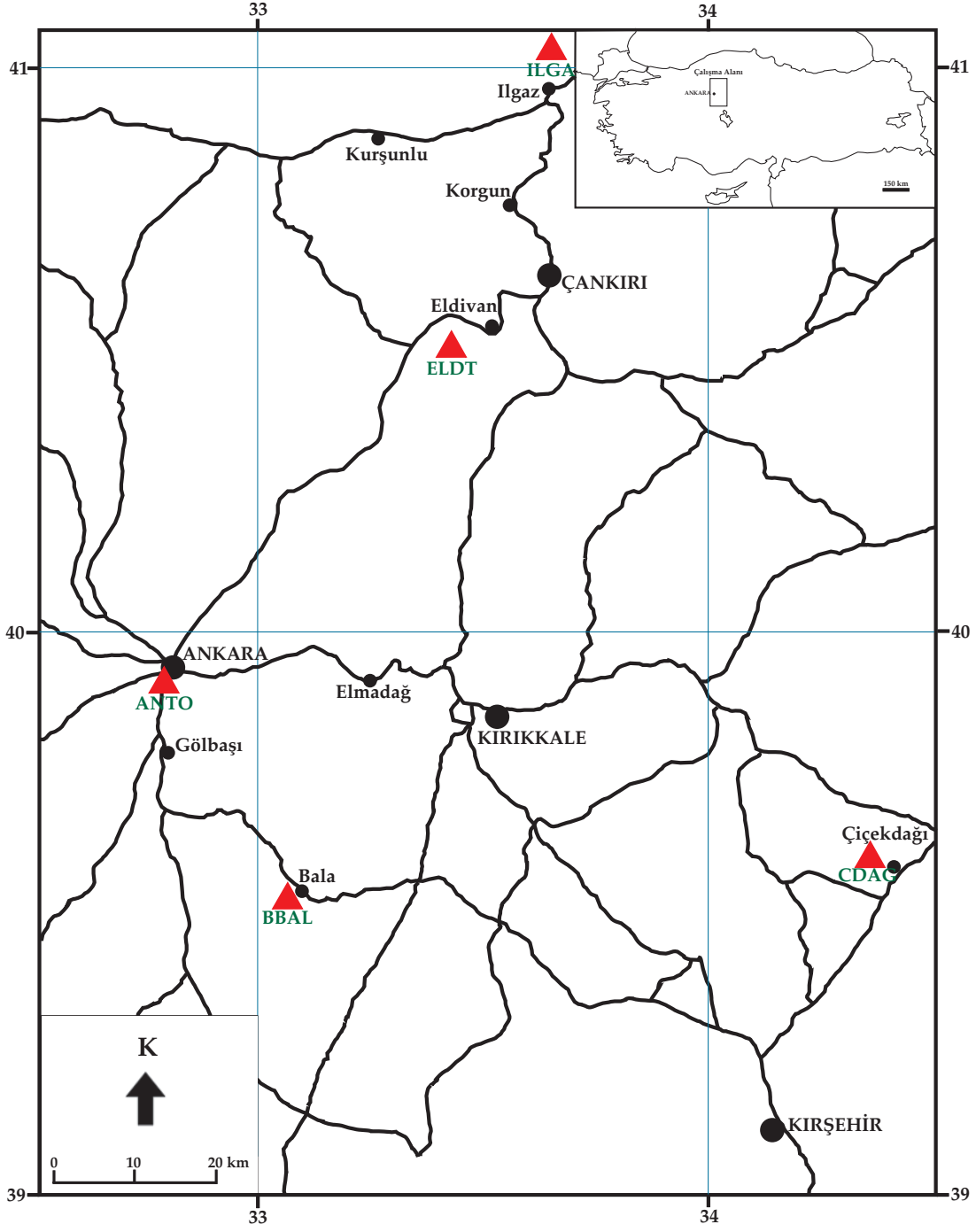
Şekil 2.6. Orta Anadolu ve çevresinde: a) Gözlemsel Rayleigh dalgası bölgesel grup hızı dispersiyon eğrileri, b) Gözlemsel Love dalgası bölgesel grup hızı dispersiyon eğrileri, c) Gözlemsel bölgesel grup hızı eğrilerinin ortalamaları.

3. YAPILAN ÇALIŞMALAR

3.1. Orta Anadolu'da Kabuksal Hız Yapısı

Alıcı fonksiyon yöntemi ile Orta Anadolu altındaki kabuksal yapıyı araştırmak için Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı, Sismoloji Şubesi bünyesinde çalıştırılmakta olan 5 deprem istasyonunda kaydedilen telesismik depremlerin P dalgaları kullanılmıştır. Çalışma alanı içerisinde yer alan söz konusu istasyon kodları ANTO (Ankara), BBAL (Bala), CDAG (Çiçekdağı), ELDT (Eldivan) ve ILGA (İlgaz)'dır. Çalışma alanı Anadolu Plakası içerisinde yaklaşık olarak 32.31°-34.44°D boylamları ile 41.05°-39.00°K enlemleri arasında bulunmaktadır. Çalışma alanı ve içerisindeki geniş-bantlı istasyonların lokasyonları Şekil 3.1'de gösterilmektedir.

Bölgenin jeolojik ve tektonik yapısı Bölüm 1.3'te, alıcı fonksiyonun hesaplanması yöntemi ve kullanılacak grup hızları bilgileri ise Bölüm 2'de verilmiştir. Söz konusu geniş-bantlı istasyonlarda, kuruluşlarından Eylül 2009'a kadar kaydedilen dış-odak uzaklıkları 20°den büyük depremler kabuksal yapı çalışması için analiz edilmiştir. Farklı geri-azimut ve dış-odak uzaklığından gelen alıcı fonksiyon sinyalleri istasyon altındaki yapının yanal düzensizliklerini test etmede kullanılabilir (Owens ve Crosson, 1988; Cassidy, 1992; Zhu vd., 1995; Baker vd., 1996; Bertrand ve Deschapms, 2000). Bu tez çalışmasında, yanal yapısal değişimi de daha iyi inceleyebilmek için her istasyonda geniş bir yelpazeden gelen telesismik veriler kullanılmıştır ($20^\circ < \Delta < 150^\circ$). Çalışmada toplam 803 telesismik P dalgası gözlemsel veri grubu olarak kullanılmıştır. Bu bölümde her bir geniş-bantlı istasyona ait radyal alıcı fonksiyonlar ile bölgesel yüzey dalgası dispersiyon bilgilerinin birlikte ters çözümünden Orta Anadolu altında kabuksal hız yapıları değişimi elde edilmiştir. Yapılan çalışmada Erduran (2002), Çakır ve Erduran (2004) ve Erduran (2009)'da kullanılan yöntem ve bilgisayar programları esas alınmıştır.



Şekil 3.1. ANTO, BBAL, CDAG, ELDT ve ILGA istasyonlarını ve bu istasyonların çevresinde bulunan önemli merkezleri gösteren yer bulduru haritası

3.2. ANTO İstasyonu Altında Hız Yapısı

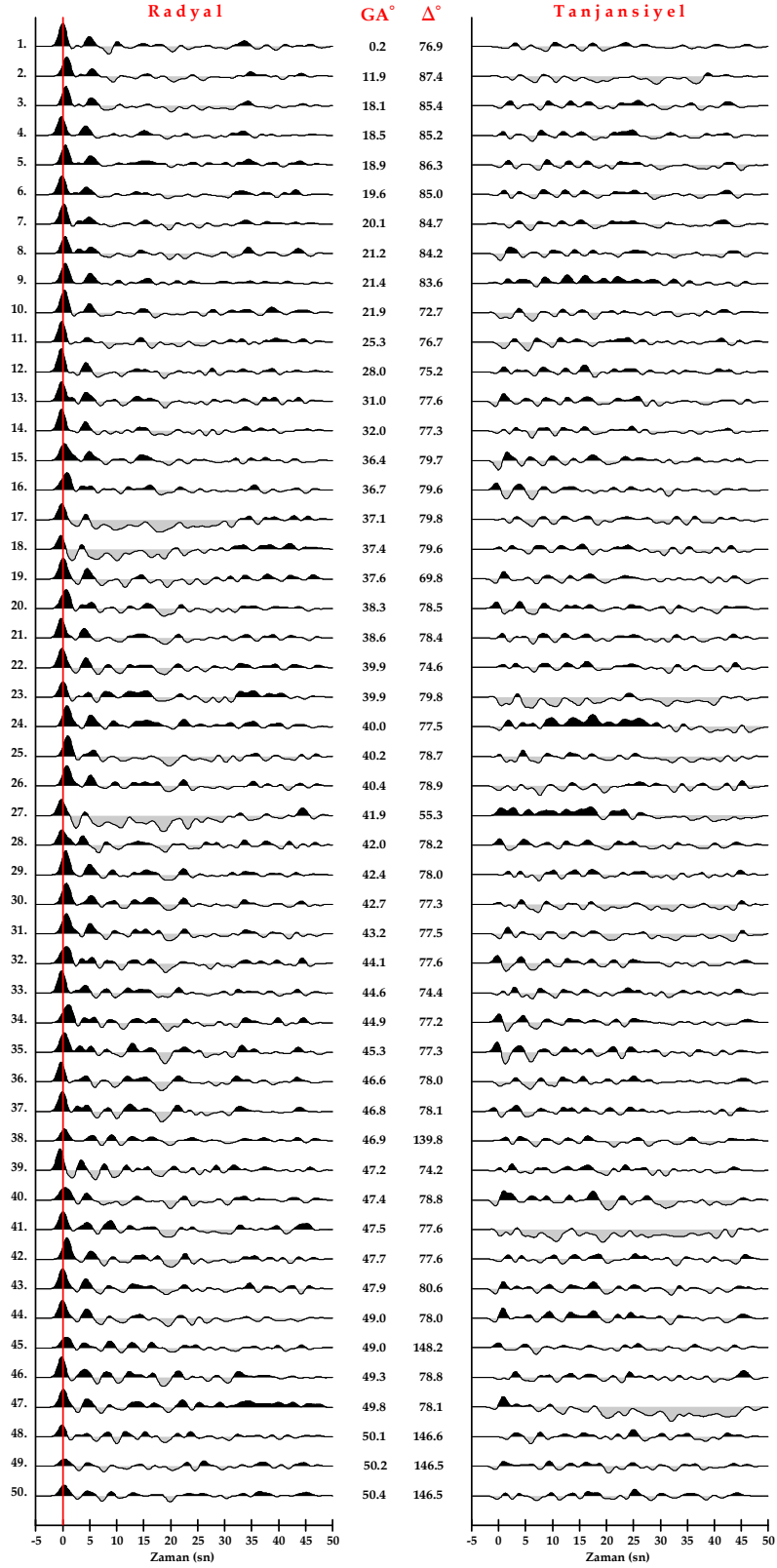
Ankara'nın merkezinde kurulu olan ANTO istasyonu, 39.8689°K enlemi ve 32.7936°D boylamının kesiştiği noktada bulunmaktadır. 10 Ekim 1992 tarihinden itibaren aktif veri sağlayan ANTO istasyonu 883 metre yükseklikindedir (Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı, Sismoloji Şubesi). Üç bileşen (K-G, D-B, düşey) sayısal geniş-bant verilerin kaydedildiği ANTO istasyonunda GEOTECH 3600s tipi sismometre ile Q690 tipi sayısallaştırıcı kullanılmaktadır.

ANTO deprem istasyonunda 1992-2009 yılları arasında kaydedilen $M_b \geq 6.5$ ve dış-odak uzaklığı 20°'den büyük 592 deprem verisi alıcı fonksiyon analizi için seçilmiştir. Seçilen depremlerin gürültü içerikleri, ilk P varışlarının kalitesi ve aletsel etki bozuklukları dikkate alındığında alıcı fonksiyon analizi için dünyanın değişik yerlerinde meydana gelmiş olan 146 deprem verisi belirlenmiştir. Her bir depreme ait kaynak parametreleri IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology; URL-1)'ten alınmıştır. Bu depremlerin dış-odak uzaklıkları 30° ilâ 150° arasında değişmektedir.

Belirlenen depremlerin her biri için ilk olarak radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon sinyalleri hesaplanmıştır. Yöntemin uygulanması için sinyallerin ilk P dalga varışı öncesi 10 sn, sonrası için ise 90 sn olmak üzere toplam 100 sn'lik kısım üç bileşen için seçilmiştir. Seçilen sinyallerin yatay bileşenleri (K-G ve D-B) geri-azimut değerlerine göre kuramsal radyal ve tanjansiyel bileşenlere dönüştürülmüştür. Gözlemsel düşey bileşen sismogramı radyal ve tanjansiyel bileşen sismogramlardan dekonvolüsyon yolu ile ayırt edilerek radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon sinyalleri hesaplanmıştır. Ayrıca zaman ortamında sinyallerin baş ve son kısımlarına %10'luk kosinüs penceresi uygulanmıştır. Gauss fonksiyonunun sönüm parametresi $a=1$ olarak alınmıştır ve 0.5 Hz'den büyük frekansların geçmesine izin vermez. Yöntem adımları bundan sonra irdelenecek dört grup için aynıdır.

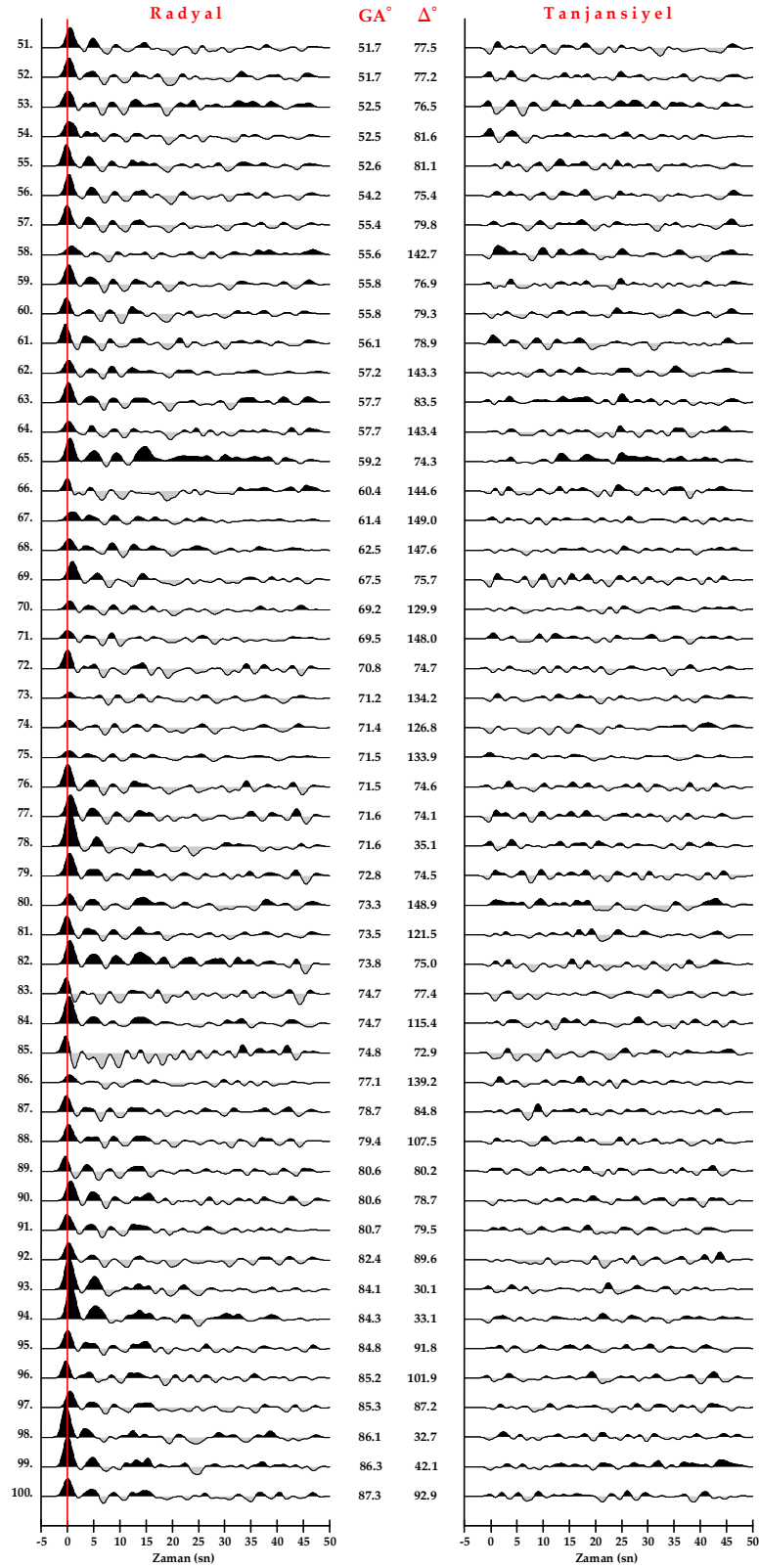
Şekil 3.2'de hesaplanan gözlemsel radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin geri-azimut değerine göre alt alta çizimleri verilmiştir. Alıcı fonksiyon izlerinin ortasında verilen değerlerden soldaki geri-azimut (GA), sağdaki ise dış-odak uzaklığını (Δ) temsil etmektedir. Radyal ve tanjansiyel alıcı izlerinde $t=0$ sn'deki varış ilk gelen P dalgası (kırmızı düz çizgi) ve sonraki varışlar ise P_s fazları ve bunlara karşılık gelen tekrarlı yansımalarıdır. Her bir radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon izlerinin genlik seviyeleri aynı

ölçekte çizilmiştir. Radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon izlerinde ilk gelen P dalga genlikleri seviye ve genişlik olarak bir izden diğerine dış-odak uzaklığı ve yüzeye yakın kayaç düzensizliklerinden dolayı farklılık göstermektedir. Tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri istasyon altındaki yapının karmaşıklığının bir göstergesidir. Eğer istasyon altındaki yapı düz, homojen ve izotropik ise kuramsal olarak tanjansiyel bileşen tepkisi sıfır olmalıdır (Bertrand ve Deschapms, 2000). Bunun tersi durum ise yer altı yapısının karmaşıklığını yansıtır. Şekil 3.2’de tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin ilk P varışları bazı geri-azimutlarda farklı polarite göstermekteyken, sinyal seviyeleri çok güçlü değildir.

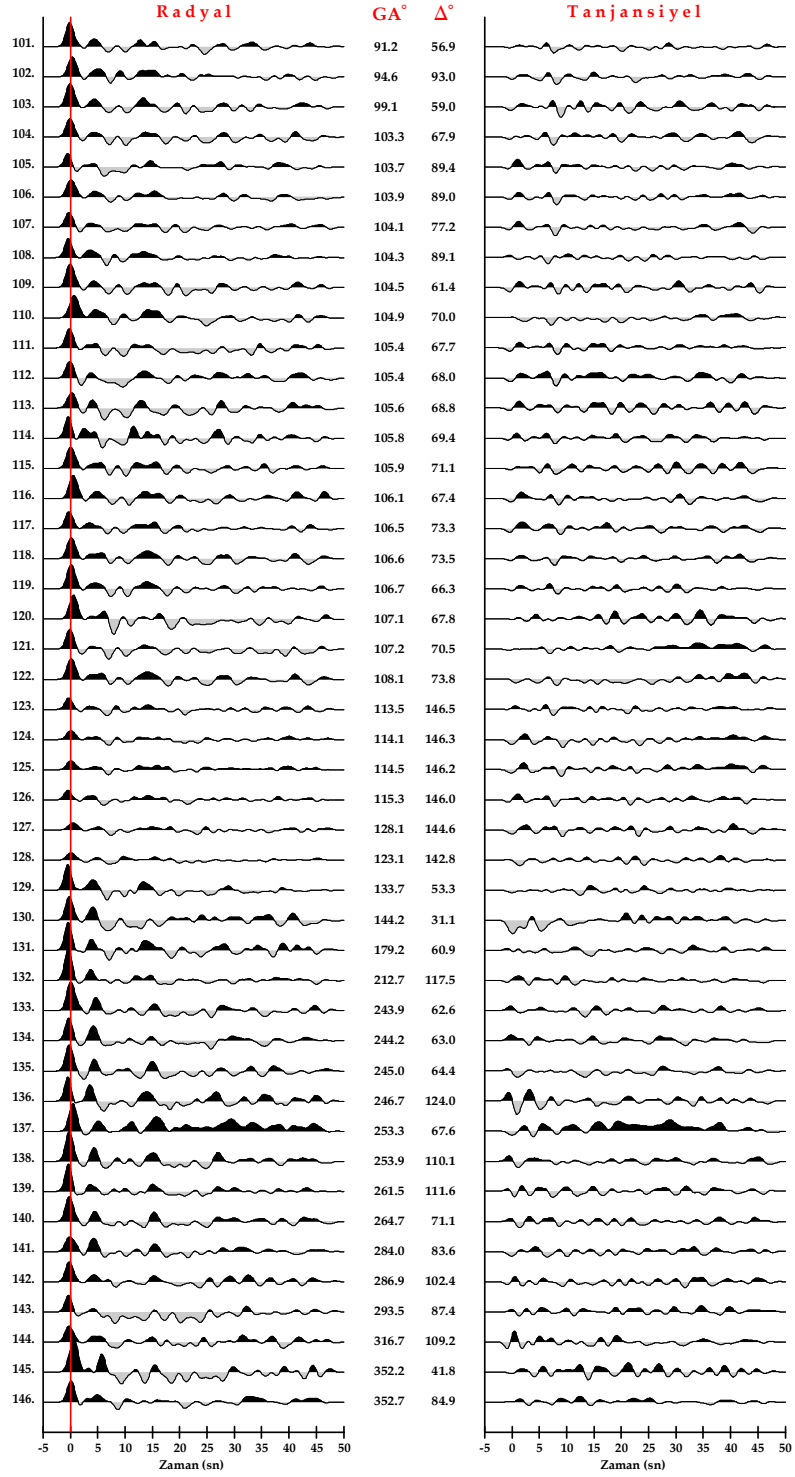


Şekil 3.2. ANTO istasyonundan elde edilen 146 telesismik deprem verisi için radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri

Şekil 3.2'nin devamı

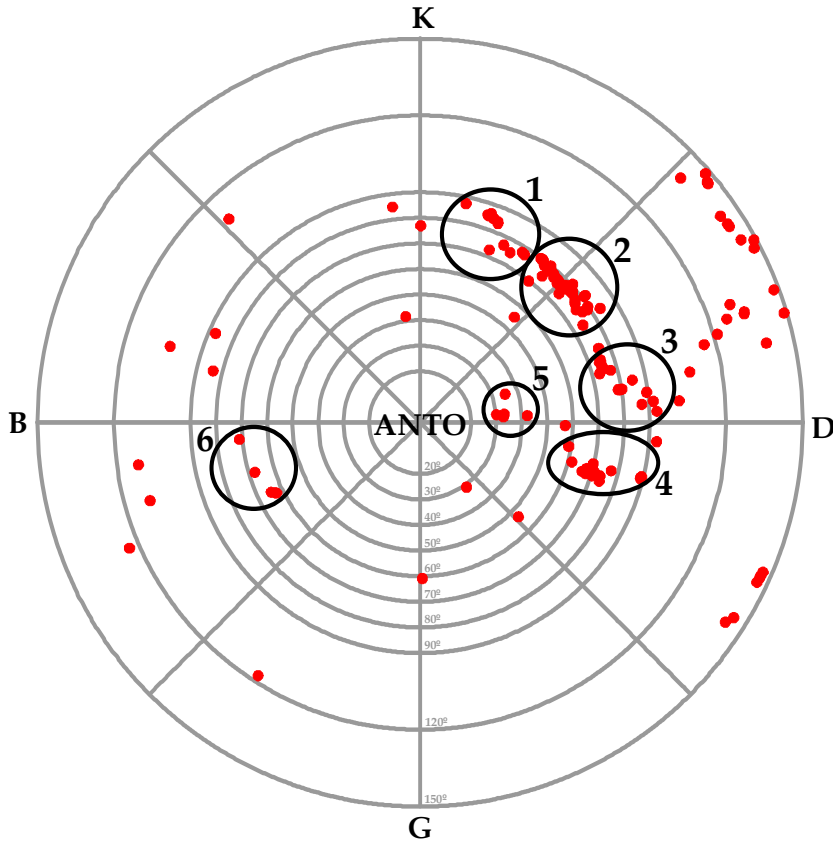


Şekil 3.2'nin devamı



Şekil 3.3'te telesismik 146 depremin geri-azimut ve dış-odak uzaklık dağılımı iç içe daire dilimleri halinde gösterilmiştir (içi kırmızı ile dolu simgeler).

Alıcı fonksiyon izlerinin modellenmesinde her bir depremin başlı başına kullanılması yerine, yığılmış izlerin kullanılması tercih edilmektedir. Dönüşmüş dalgaların ve tekrarlı yansımaların varış zamanları ışın parametresinin bir fonksiyonu olduğu için benzer geri-azimutlu ve dış-odak uzaklı depremlerin bir araya getirilerek gruplandırılması sağlanır. Böylece radyal ve tanjansiyel alıcı izlerinin sinyal-gürültü oranı yükseltilecektir. Bunun tersi durum olursa alıcı izlerinde bozulmalar olur. Yığma işleminde geri-azimut aralığı 10° ilâ 20° arasında değişmektedir (Owens, 1987; Cassidy, 1992; Zelt ve Ellis, 1999). Bu işlem alıcı fonksiyon izlerindeki dalga fazlarının mutlak genliğini değiştirirken varış zamanlarını korumaktadır.

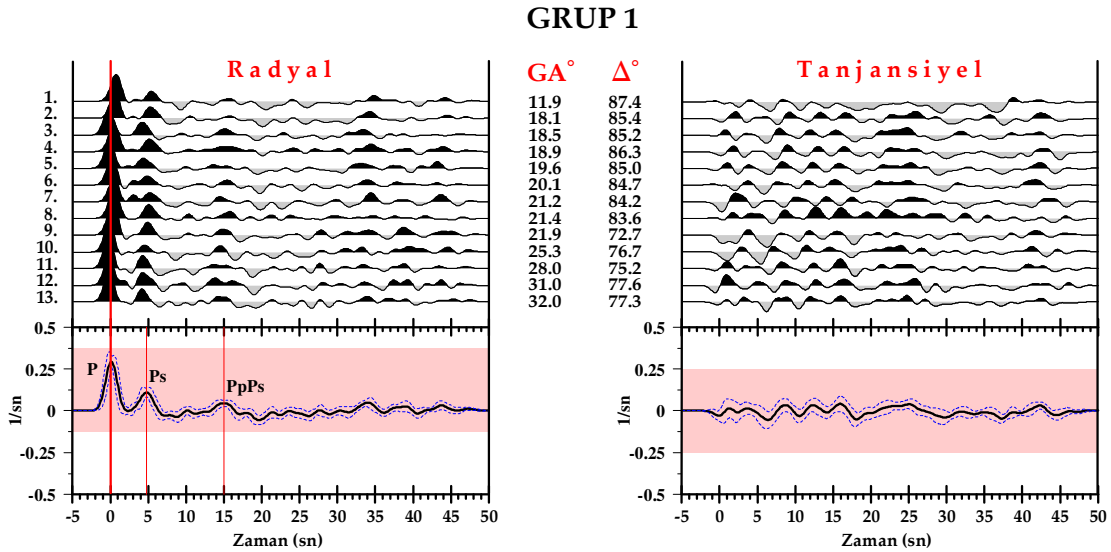


Şekil 3.3. ANTO istasyonundan elde edilen telesismik 146 depremin geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzleminde dağılımı. Alıcı fonksiyon ters çözümünde kullanılan yığma grupları (Grup 1, Grup 2, Grup 3, Grup 4, Grup 5 ve Grup 6) küçük daireler ile gösterilmektedir.

ANTO istasyonuna ait dış-odak uzaklığı ve geri-azimut değeri değişimleri dikkate alındığında depremler için 6 farklı yığma grubunun olduğu tespit edilmiştir (Şekil 3.3'te siyah büyük daireler). Telesismik P dalga kayıtlarının belirlenmesinde dış-odak uzaklığı maksimum 90° ile sınırlandırılarak literatürde yapılan benzer çalışmalara uyulmuştur.

3.2.1. Grup 1

Grup 1'i temsil eden 13 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.4'te verilmiştir. Grup 1'deki alıcı izleri geri-azimut değerleri 11.9° ilâ 32.0° ve dış-odak uzaklıkları 72.7° ilâ 87.4° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 1'in ortalama geliş açısı 22° (yatay yavaşlık= 0.047 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi yığma izinde düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönmüş Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.0 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 15.0 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Grup 1'i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri

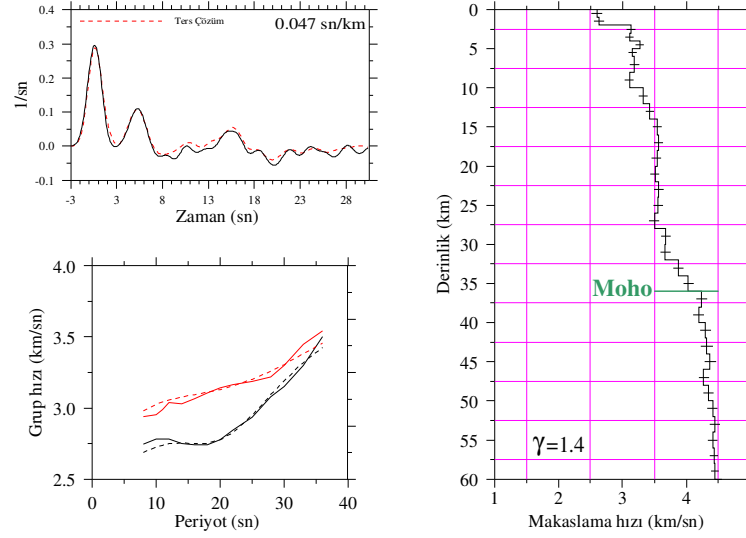
Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.4'te verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok

radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.046$ 'dır.

Yüzey dalgalarının gözlemsel ortalama standart sapması Şekil 2.6'da gösterilmiştir, buradan yüzey dalgalarının gözlemsel ortalama standart sapması $\bar{\sigma}_s = 0.113$ 'tür. Ters çözüm için kullanılan başlangıç hız yapısı ise makaslama dalgası hızı 5.0 km/sn olan yarı-sonsuz bir ortam olarak seçilmiştir. Ters çözüm işleminde her bir 3 ardışık adımda sönüm parametresini (γ) 10, 7.5, 5, 2.5, 1.4, 0 şeklinde düşüren yaklaşımdan yararlanılmıştır. Etki faktörü p 'nin değeri arttıkça yüzey dalgasının çözüme olan katkısının arttığı ve diğer taraftan alıcı fonksiyonun katkısının azaldığı bilinmektedir (Erduran, 2002). Bu nedenle grup hızı ve alıcı izi etkisinin yarı yarıya paylaşıldığı $p=0.5$ etki faktöründeki çözümü bu çalışmada dikkate alınmıştır ve bundan sonra irdelenecek olan gruplar için aynı veri grubu ve değerleri kullanılacaktır.

Şekil 3.5'te Grup 1 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.5'in sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona oldukça uyumludur. Sol alt sütunda verilen grup hızı eğrilerinde ters çözüm, nispeten düşük periyotlarda (~8-14 sn) sapma göstermiştir. Genel olarak sismik hız yapısı derinlikle yavaş yavaş değişim göstermiş ve moho derinliğinin olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir. İlk 10 km için makaslama hızı 2.60-3.11 km/sn arasında değişmektedir. 10 ilâ 35 km derinlikler 3.32-4.03 km/sn arasında kademeli olarak artan bir hız yapısına sahiptir. 36 km'deki moho hızı ise 4.24 km/sn'dir.

GRUP 1



Şekil 3.5. Grup 1'i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

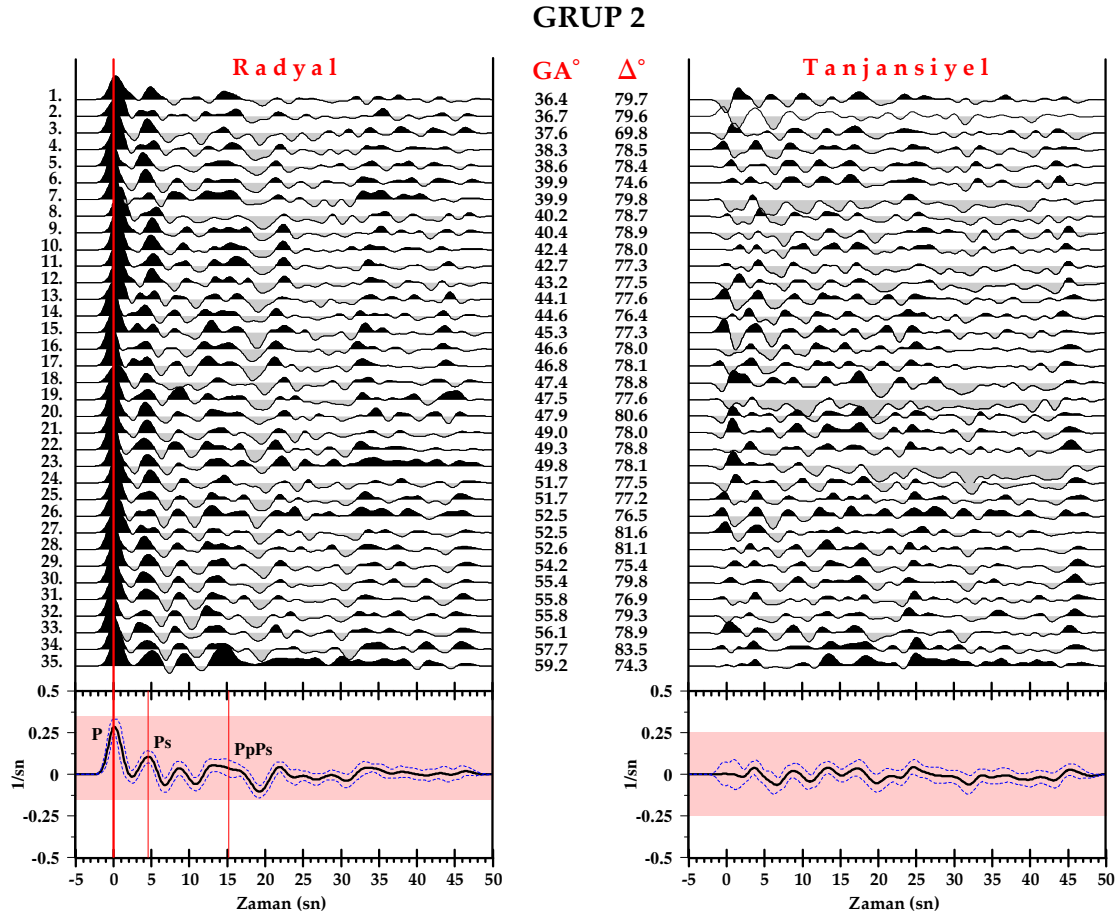
3.2.2. Grup 2

Grup 2'yi temsil eden 35 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.6'da verilmiştir. Grup 2'deki alıcı izleri geri-azimut değerleri 36.4° ilâ 59.2° ve dış-odak uzaklıkları 69.8° ilâ 83.5° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 2'nin ortalama geliş açısı 22° (yatay yavaşlık=0.046 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirleriyle aynı yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi yığma izinde düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönmüş Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 4.5 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 15.1 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.6).

Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.6'da verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.052$ olarak tahmin edilmiştir.

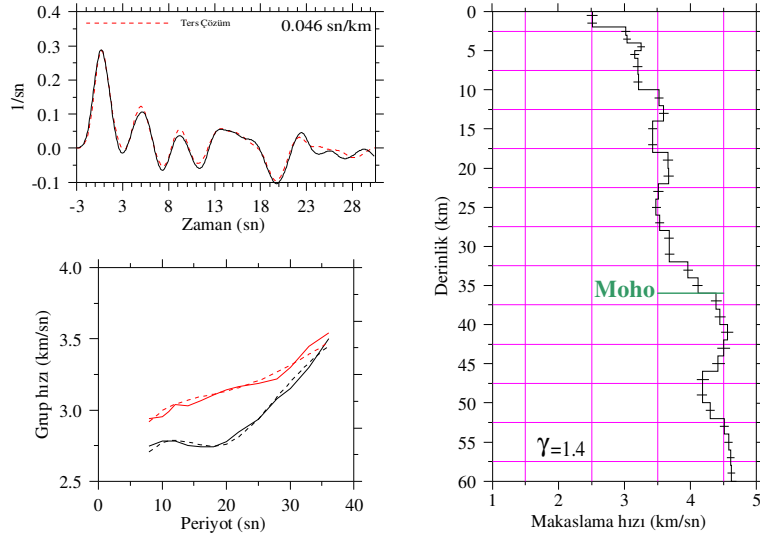
Şekil 3.7'de Grup 2 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.7'nin sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı

fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona oldukça uyumludur. Yansıma Ps varışında ters çözüm yüksek kalmıştır. Genel olarak sismik hız yapısı derinlikle yavaş yavaş değişim göstermiş ve moho derinliğinin olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir. İlk 10 km için makaslama hızı 2.51-3.21 km/sn arasında değişmektedir. 10 ilâ 35 km derinlikler 3.52-4.11 km/sn arasında kademeli olarak artan bir hız yapısına sahiptir. 36 km'deki moho hızı ise 4.39 km/sn'dir.



Şekil 3.6. Grup 2'yi oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri

GRUP 2



Şekil 3.7. Grup 2’yi oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

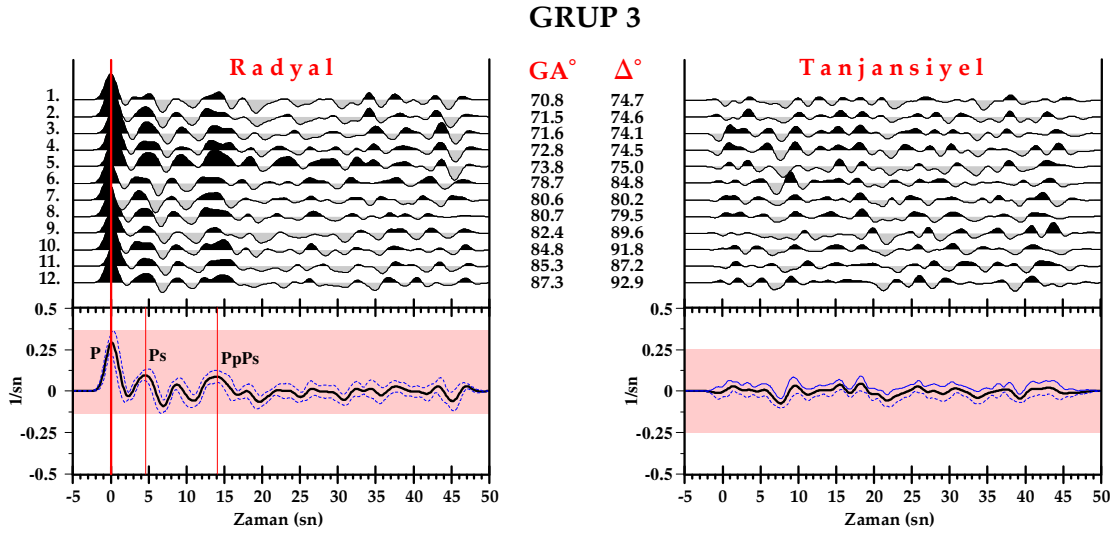
3.2.3. Grup 3

Grup 3’ü temsil eden 12 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.8’de verilmiştir. Grup 3’teki alıcı izleri geri-azimut değerleri 70.8° ilâ 87.3° ve dış-odak uzaklıkları 74.1° ilâ 92.9° arasında değişmektedir. Yığılma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 3’ün ortalama geliş açısı 22° (yatay yavaşlık= 0.047 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönuşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 4.5 sn’de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 14.1 sn’de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.8).

Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.8’de verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.054$ ’tür.

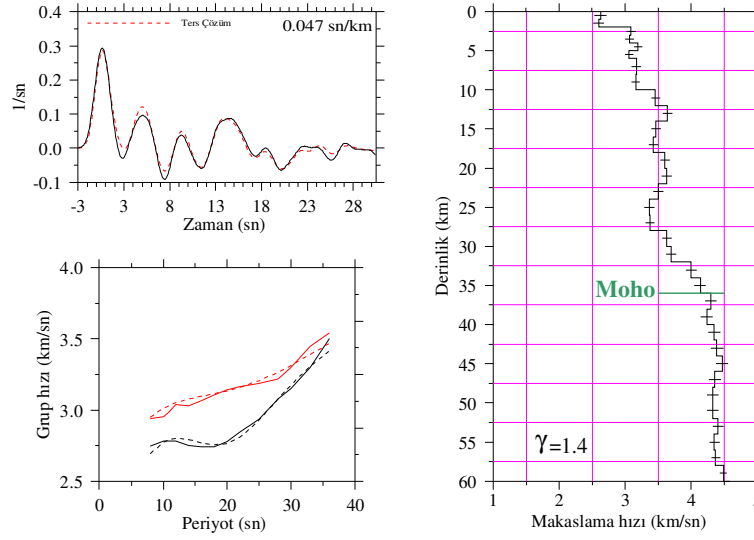
Şekil 3.9’da Grup 3 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.9’un sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı

fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona uyumludur. Yansıma Ps varışında ters çözüm yüksek kalmıştır. Genel olarak sismik hız yapısı derinlikle yavaş yavaş değişim göstermiş ve moho derinliğinin olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir. İlk 10 km için makaslama hızı 2.63-3.16 km/sn arasında değişmektedir. 10 ilâ 35 km derinlikler 3.46-4.14 km/sn arasında kademeli olarak artan bir hız yapısına sahiptir. 36 km'deki moho hızı ise 4.30 km/sn'dir.



Şekil 3.8. Grup 3'ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri

GRUP 3



Şekil 3.9. Grup 3'ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

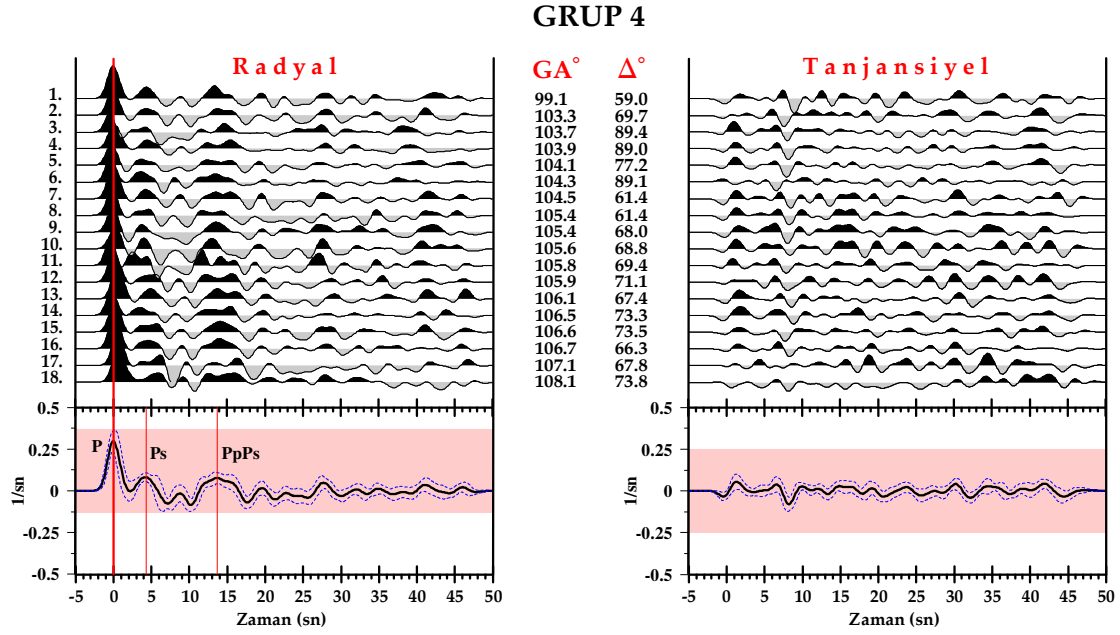
3.2.4. Grup 4

Grup 4'ü temsil eden 18 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.10'da verilmiştir. Grup 4'teki alıcı izleri geri-azimut değerleri 99.1° ilâ 108.1° ve dış-odak uzaklıkları 59.0° ilâ 89.4° arasında değişmektedir. Yığılma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 4'ün ortalama geliş açısı 22° (yatay yavaşlık=0.047 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönmüş Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 4.3 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 13.8 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.10).

Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.10'da verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.053$ olarak tahmin edilmiştir.

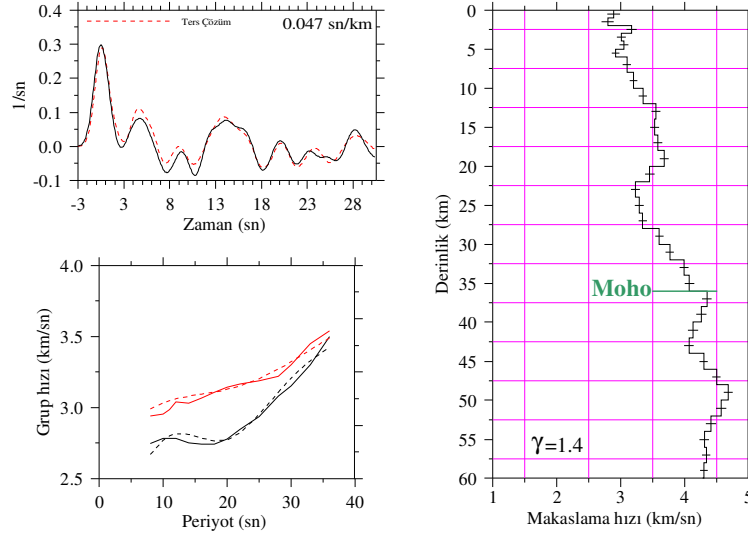
Şekil 3.11'de Grup 4 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.11'in sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı

fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Yansıma Ps varışında ters çözüm yüksek kalmıştır. Ters çözüm, sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde yüksek periyotlarda (~30 sn) sapma göstermiştir. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. Hız, derinliğin ancak 22 km olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir. İlk 10 km için makaslama hızı 2.89-3.20 km/sn arasında, 10 ilâ 35 km derinlikler ise 3.35-4.07 km/sn arasında değişmektedir. 36 km'deki moho hızı 4.35 km/sn'dir.



Şekil 3.10. Grup 4'ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri

GRUP 4



Şekil 3.11. Grup 4'ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

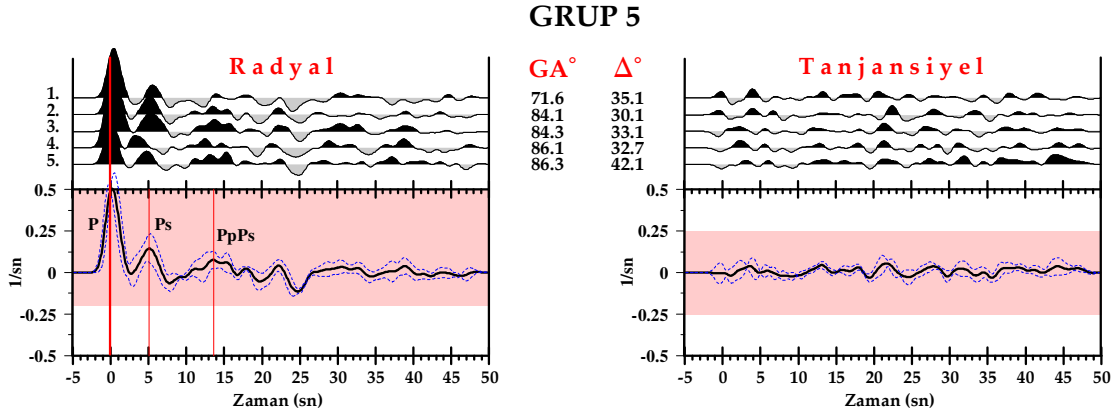
3.2.5. Grup 5

Grup 5'i temsil eden 5 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.12'de verilmiştir. Grup 5'teki alıcı izleri geri-azimut değerleri 71.6° ilâ 86.3° ve dış-odak uzaklıkları 30.1° ilâ 42.1° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 5'in ortalama geliş açısı 37° (yatay yavaşlık=0.075 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönüşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.0 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 13.6 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.12).

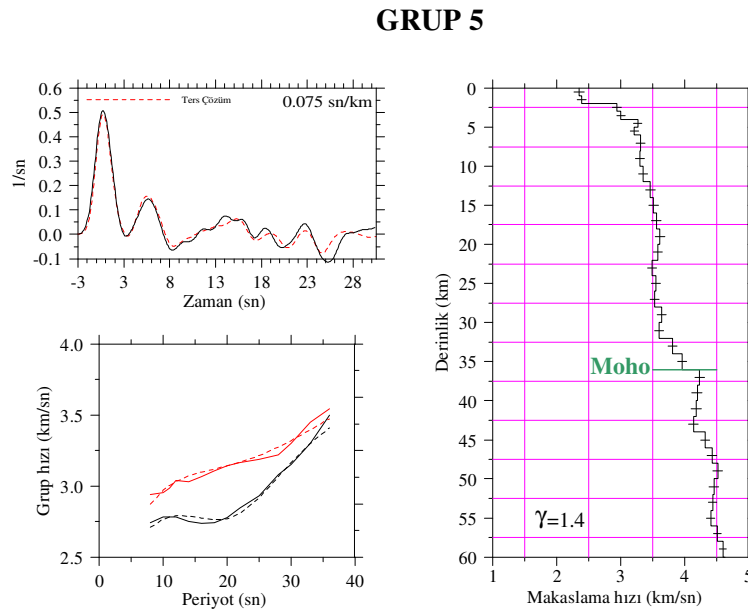
Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.12'de verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.078$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.13'te Grup 5 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.13'ün sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı

fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona oldukça uyumludur. Genel olarak sismik hız yapısı derinlikle yavaş yavaş değişim göstermiş ve moho derinliğinin olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir. İlk 10 km için makaslama hızı 2.35-3.30 km/sn arasında değişmektedir. 10 ilâ 35 km derinlikler 3.35-3.96 km/sn arasında kademeli olarak artan bir hız yapısına sahiptir. 36 km'deki moho hızı ise 4.23 km/sn'dir.



Şekil 3.12. Grup 5'i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyaller ile yığma izleri



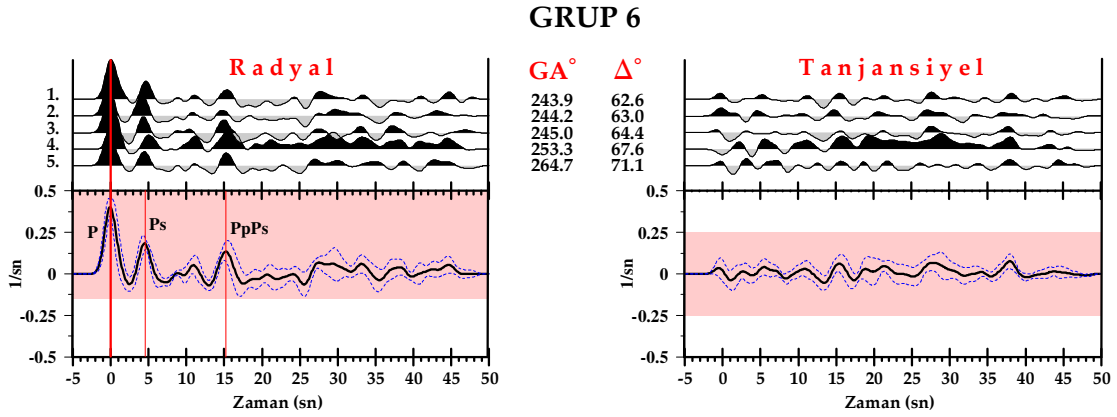
Şekil 3.13. Grup 5'i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

3.2.6. Grup 6

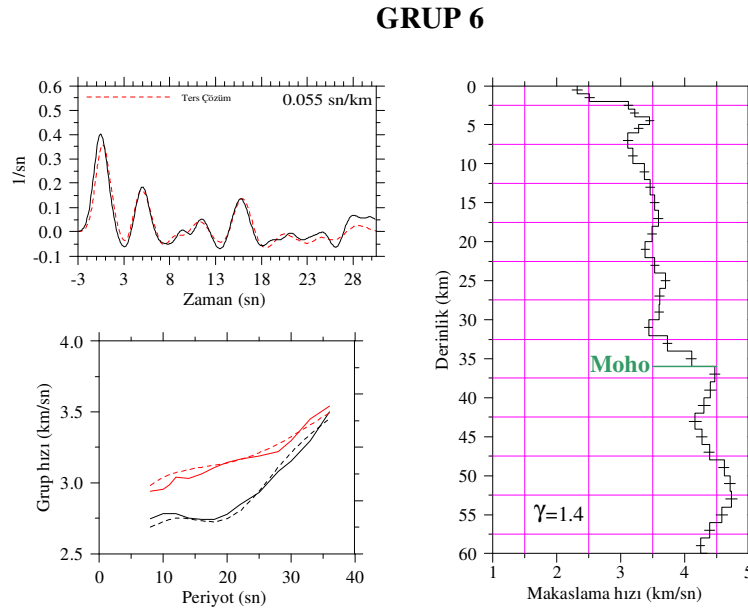
Grup 6'yı temsil eden 5 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.14'te verilmiştir. Grup 6'daki alıcı izleri geri-azimut değerleri 243.9° ilâ 264.7° ve dış-odak uzaklıkları 62.6° ilâ 71.1° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 6'nın ortalama geliş açısı 26° (yatay yavaşlık=0.055 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbiriyle aynı yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönüşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 4.5 sn'de ve PpPs tekrarı yansıması ise ~ 15.1 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.14).

Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.14'te verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.069$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.15'te Grup 6 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.15'in sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona oldukça uyumludur. Genel olarak sismik hız yapısı derinlikle yavaş yavaş değişim göstermiş ve moho derinliğinin olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir. İlk 10 km için makaslama hızı 2.32-3.19 km/sn arasında değişmektedir. 10 ilâ 35 km derinlikler 3.37-4.11 km/sn arasında kademeli olarak artan bir hız yapısına sahiptir. 36 km'deki moho hızı ise 4.47 km/sn'dir.



Şekil 3.14. Grup 6'yı oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyaller ile yığma izleri



Şekil 3.15. Grup 6'yı oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

3.3. BBAL İstasyonu Altında Hız Yapısı

Ankara'nın güneyinde Bala ilçesinde kurulu olan BBAL istasyonu $39.5437^\circ K$ enlemi ve $33.1230^\circ D$ boylamının kesiştiği noktada bulunmaktadır. 5 Mart 2008 tarihinden itibaren aktif veri sağlayan BBAL istasyonu 1312 metre yüksekliktedir (Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı, Sismoloji Şubesi). Üç bileşen (K-G, D-B, düşey) sayısal geniş-bant verilerin kaydedildiği

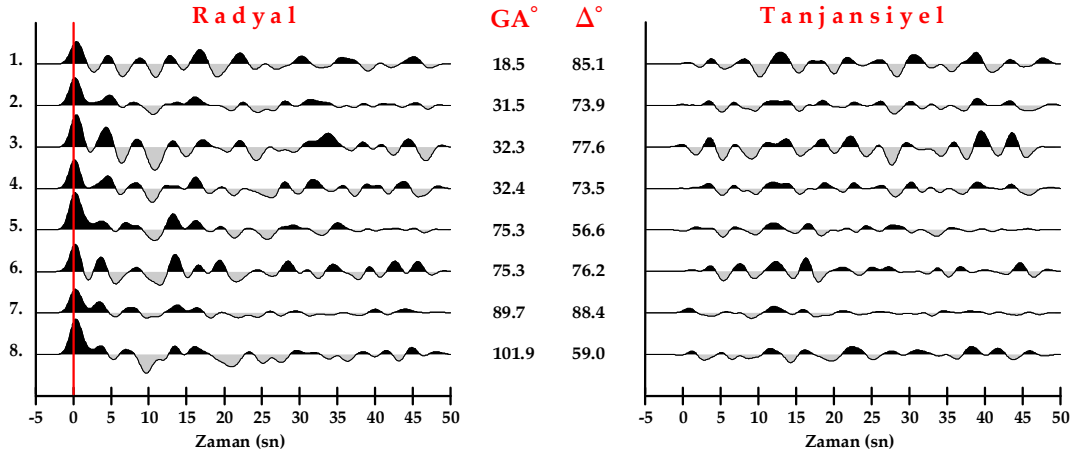
BBAL istasyonunda CMG-3TD 120 sn tipi sismometre ile CMG-MK3 tipi sayısallaştırıcı kullanılmaktadır.

BBAL deprem istasyonunda 2008-2009 yılları arasında kaydedilen $M_b \geq 6.0$ ve dış-odak uzaklığı 20° den büyük 17 deprem verisi alıcı fonksiyon analizi için seçilmiştir. Seçilen depremlerin gürültü içerikleri, ilk P varışlarının kalitesi ve aletsel etki bozuklukları dikkate alındığında alıcı fonksiyon analizi için dünyanın değişik yerlerinde meydana gelmiş olan 8 deprem verisi belirlenmiştir. Her bir depreme ait kaynak parametreleri IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology; URL-1)'ten alınmıştır. Bu depremlerin dış-odak uzaklıkları 56.6° ilâ 88.4° arasında değişmektedir.

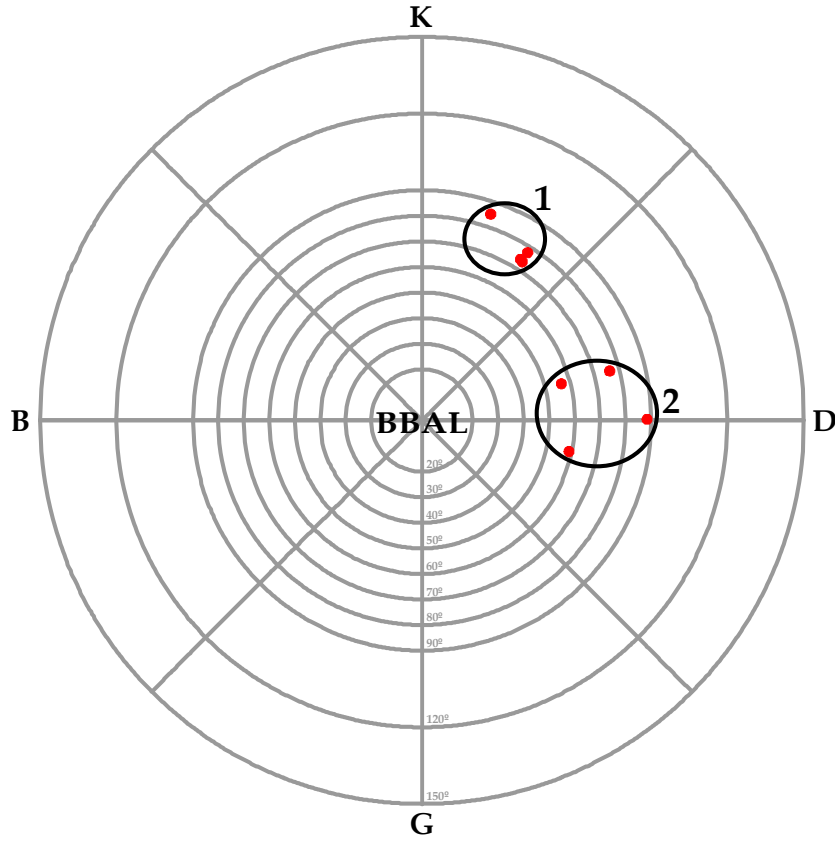
Şekil 3.16'da hesaplanan gözlemsel radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin geri-azimut değerine göre alt alta çizimleri verilmiştir. Alıcı fonksiyon izlerinin ortasında verilen değerlerden soldaki geri-azimut (GA), sağdaki ise dış-odak uzaklığını (Δ) temsil etmektedir. Radyal ve tanjansiyel alıcı izlerinde $t=0$ sn'deki varış ilk gelen P dalgası (kırmızı düz çizgi) ve sonraki varışlar ise Ps fazları ve bunlara karşılık gelen tekrarlı yansımalarıdır. Her bir radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon izlerinin genlik seviyeleri aynı ölçekte çizilmiştir. Radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon izlerinde ilk gelen P dalga genlikleri seviye ve genişlik olarak bir izden diğerine dış-odak uzaklığı ve yüzeye yakın kayaç düzensizliklerinden dolayı farklılık göstermektedir. Tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri istasyon altındaki yapının karmaşıklığının bir göstergesidir. Eğer istasyon altındaki yapı düz, homojen ve izotropik ise kuramsal olarak tanjansiyel bileşen tepkisi sıfır olmalıdır (Bertrand ve Deschamps, 2000). Bunun tersi durum ise yer altı yapısının karmaşıklığını yansıtır. Şekil 3.16'da tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin ilk P varışlarının bazı geri-azimutlarda farklı polarite göstermekteyken, sinyal seviyeleri çok güçlü değildir.

Şekil 3.17'de telesismik 8 depremin geri-azimut ve dış-odak uzaklık dağılımı iç içe daire dilimleri halinde gösterilmiştir (içi kırmızı ile dolu simgeler).

BBAL istasyonuna ait dış-odak uzaklığı ve geri-azimut değeri değişimleri dikkate alındığında ve Bölüm 3.2'de açıklanan yığma adımlarına uyulduğunda; depremler için 2 farklı yığma grubunun olduğu tespit edilmiştir (Şekil 3.17'de siyah büyük daireler). Telesismik P dalga kayıtlarının belirlenmesinde dış-odak uzaklığı maksimum 90° ile sınırlandırılarak literatürde yapılan benzer çalışmalara uyulmuştur.



Şekil 3.16. BBAL istasyonundan elde edilen 8 telesismik deprem verisi için radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri



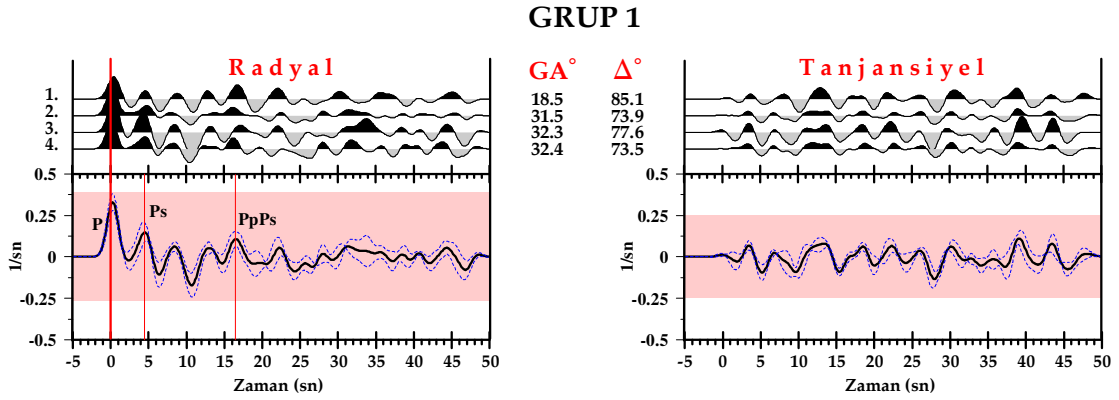
Şekil 3.17. BBAL istasyonundan elde edilen telesismik 8 depremin geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzleminde dağılımı. Alıcı fonksiyon ters çözümünde kullanılan yığıma grupları (Grup 1 ve Grup 2) küçük daireler ile gösterilmektedir.

3.3.1. Grup 1

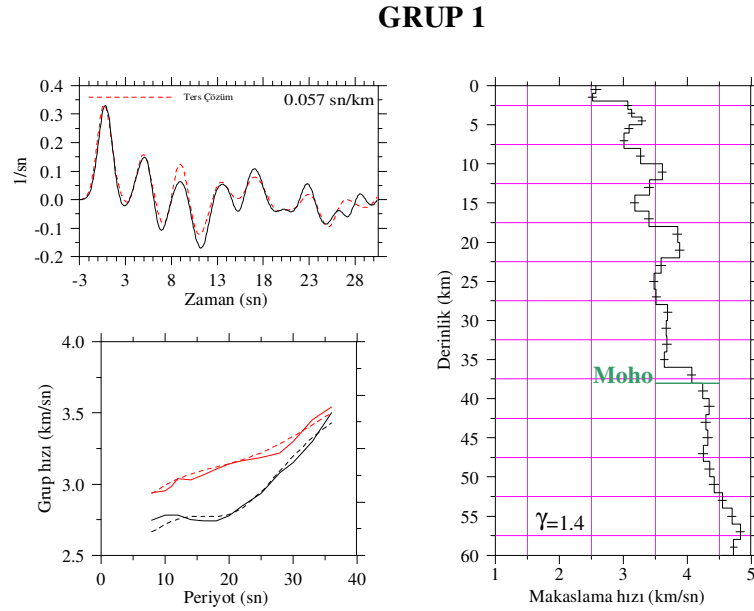
Grup 1'i temsil eden 4 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.18'de verilmiştir. Grup 1'deki alıcı izleri geri-azimut değerleri 18.5° ilâ 32.4° ve dış-odak uzaklıkları 73.5° ilâ 85.1° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 1'in ortalama geliş açısı 27° (yatay yavaşlık=0.057 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbiriyle aynı yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönüşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 4.5 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 16.3 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.18).

Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.18'de verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.064$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.19'da Grup 1 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.19'un sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Yansıma PpPs varışında ters çözüm yüksek kalmıştır. Ayrıca ters çözüm, sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde düşük periyotlarda (~ 10 sn) ve yüksek periyotlarda (~ 30 sn) sapma göstermiştir. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. Bu durumu BBAL istasyonu alıcı fonksiyon analizi için belirlenen veri sayısının azlığı da etkilemektedir. Hız, derinliğin ancak 26 km olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir. İlk 10 km için makaslama hızı 2.57-3.27 km/sn arasında, 10 ilâ 37 km derinlikler 3.61-4.07 km/sn arasında değişmektedir. 38 km'deki moho hızı 4.24 km/sn'dir.



Şekil 3.18. Grup 1'i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri



Şekil 3.19. Grup 1'i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

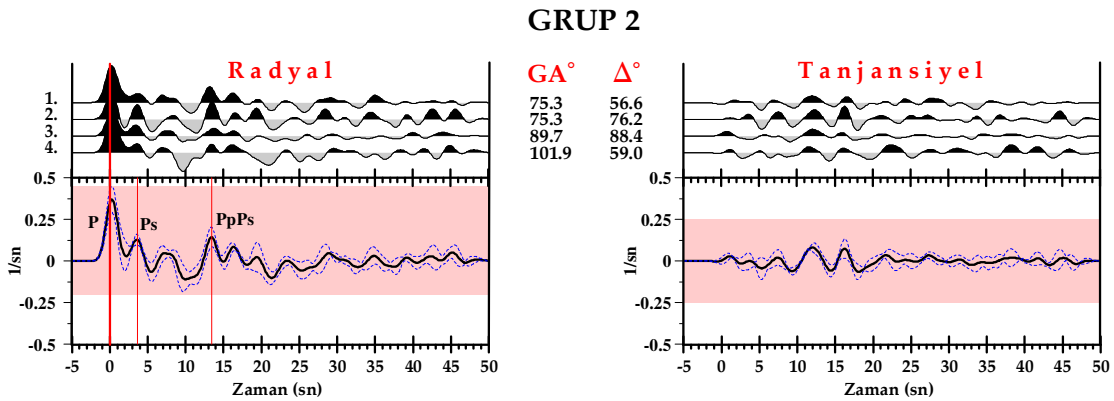
3.3.2. Grup 2

Grup 2'yi temsil eden 4 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.20'de verilmiştir. Grup 2'deki alıcı izleri geri-azimut değerleri 75.3° ilâ 101.9° ve dış-odak uzaklıkları 56.6° ilâ 88.4° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 2'nin ortalama geliş açısı 26° (yatay yavaşlık=0.054

sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbiriyle aynı yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönüşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~3.7 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~13.4 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.20).

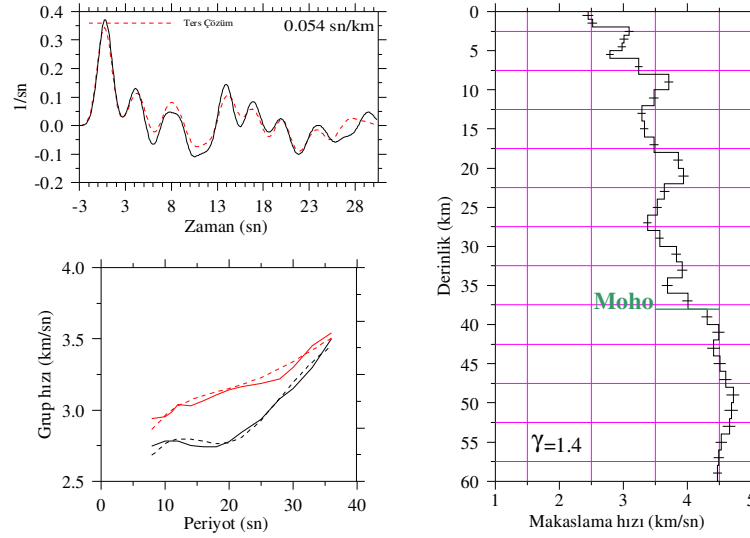
Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.20'de verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.064$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.21'de Grup 2 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.21'in sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Ters çözüm, sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde yüksek periyotlarda (~28 sn) sapma göstermiştir. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. Bu duruma BBAL istasyonu alıcı fonksiyon analizi için belirlenen veri sayısının azlığı neden olmaktadır. Hız, derinliğin ancak 27 km olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir İlk 10 km için makaslama hızı 2.89-3.20 km/sn arasında, 10 ilâ 35 km derinlikler ise 3.35-4.07 km/sn arasında değişmektedir. 38 km'deki moho hızı 4.35 km/sn'dir.



Şekil 3.20. Grup 2'yi oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığıma izleri

GRUP 2



Şekil 3.21. Grup 2'yi oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

3.4. CDAG İstasyonu Altında Hız Yapısı

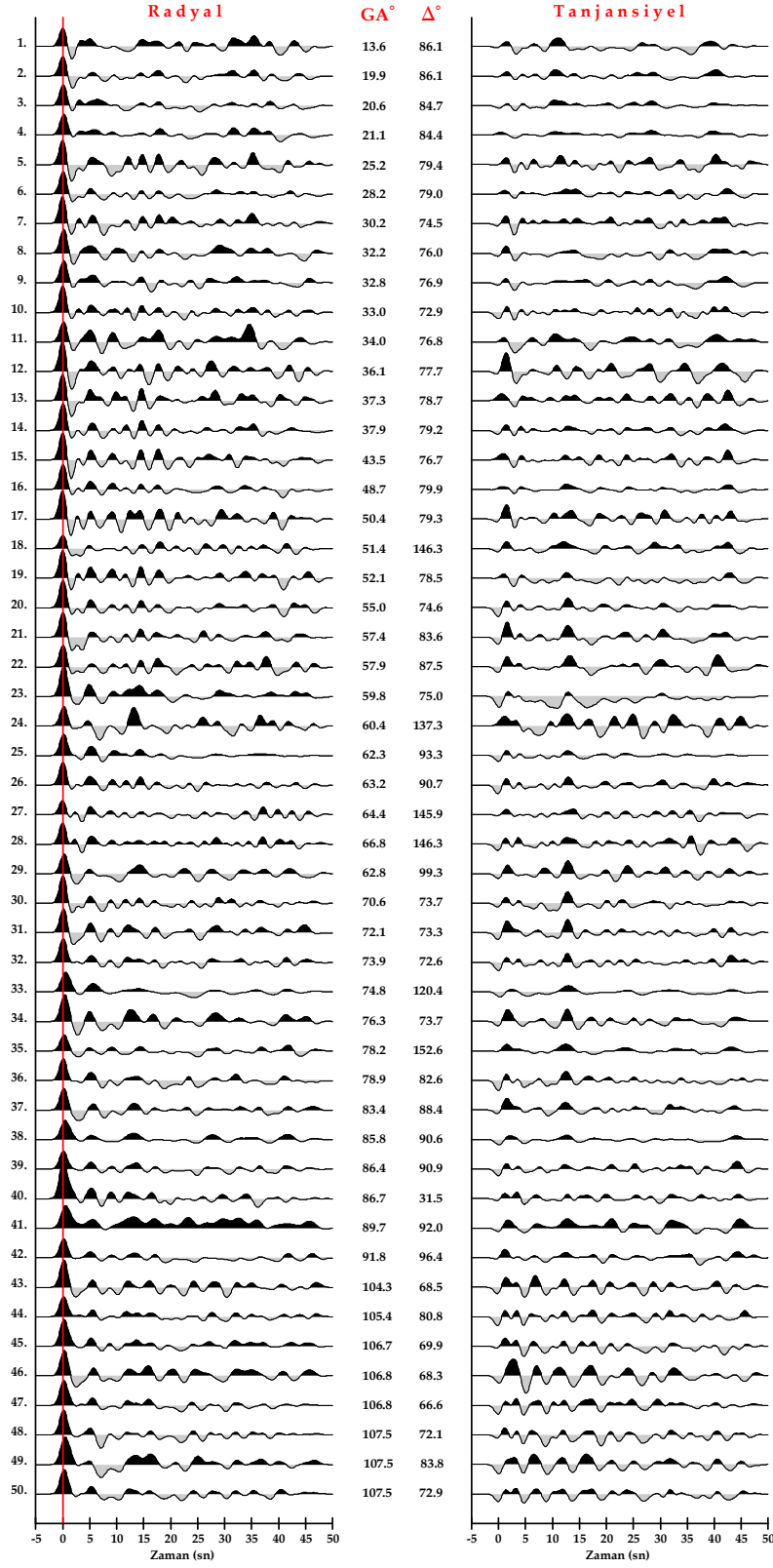
Kırşehir'in kuzeyinde Çiçekdağı ilçesinde kurulu olan CDAG istasyonu 39.6236°K enlemi ve 34.3719°D boylamının kesiştiği noktada bulunmaktadır. 23 Mart 2005 tarihinden itibaren aktif veri sağlayan CDAG istasyonu 1136 metre yüksekliktedir (Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı, Sismoloji Şubesi). Üç bileşen (K-G, D-B, düşey) sayısal geniş-bant verilerin kaydedildiği CDAG istasyonunda CMG-3TD 120 sn tipi sismometre ile CMG-MK2 tipi sayısallaştırıcı kullanılmaktadır.

CDAG deprem istasyonunda 2005-2009 yılları arasında kaydedilen $M_b \geq 6.0$ ve dış-odak uzaklığı 20° 'den büyük 159 deprem verisi alıcı fonksiyon analizi için seçilmiştir. Seçilen depremlerin gürültü içerikleri, ilk P varışlarının kalitesine ve aletsel etki bozuklukları dikkate alındığında alıcı fonksiyon analizi için dünyanın değişik yerlerinde meydana gelmiş olan 69 deprem verisi belirlenmiştir. Her bir depreme ait kaynak parametreleri IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology; URL-1)'ten alınmıştır. Bu depremlerin dış-odak uzaklıkları 31.5° ilâ 152.6° arasında değişmektedir.

Şekil 3.22'de hesaplanan gözlemsel radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin geri-azimut değerine göre alt alta çizimleri verilmiştir. Alıcı fonksiyon izlerinin

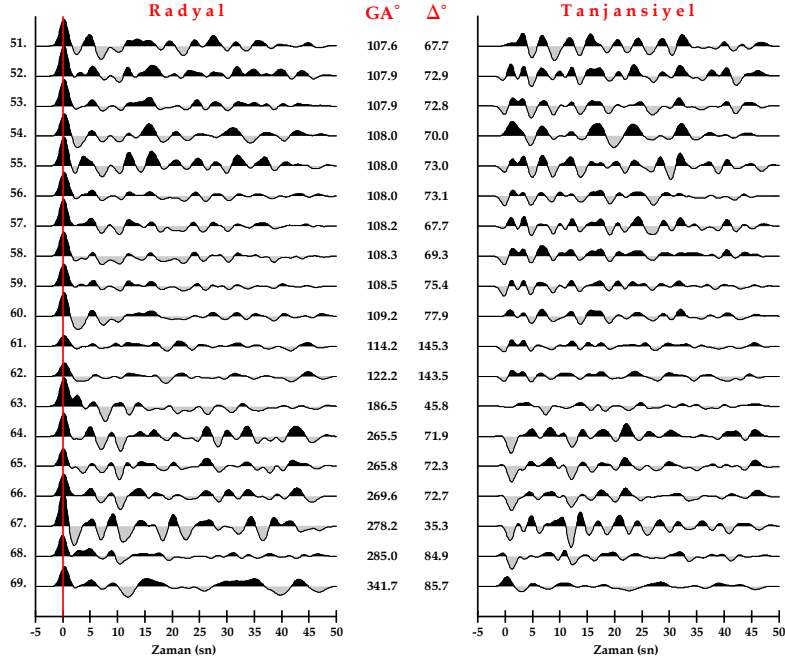
ortasında verilen değerlerden soldaki geri-azimut (GA), sağdaki ise dış-odak uzaklığını (Δ) temsil etmektedir. Radyal ve tanjansiyel alıcı izlerinde $t=0$ sn'deki varış ilk gelen P dalgası (kırmızı düz çizgi) ve sonraki varışlar ise Ps fazları ve bunlara karşılık gelen tekrarlı yansımalarıdır. Her bir radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon izlerinin genlik seviyeleri aynı ölçekte çizilmiştir. Radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon izlerinde ilk gelen P dalga genlikleri seviye ve genişlik olarak bir izden diğerine dış-odak uzaklığı ve yüzeye yakın kayaç düzensizliklerinden dolayı farklılık göstermektedir. Tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri istasyon altındaki yapının karmaşıklığının bir göstergesidir. Eğer istasyon altındaki yapı düz, homojen ve izotropik ise kuramsal olarak tanjansiyel bileşen tepkisi sıfır olmalıdır (Bertrand ve Deschapms, 2000). Bunun tersi durum ise yer altı yapısının karmaşıklığını yansıtır. Şekil 3.22'de tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin ilk P varışlarının bazı geri-azimutlarda farklı polarite göstermekteyken, sinyal seviyeleri çok güçlü değildir.

Şekil 3.23'te telesismik 69 depremin geri-azimut ve dış-odak uzaklık dağılımı iç içe daire dilimleri halinde gösterilmiştir (içi kırmızı ile dolu simgeler).

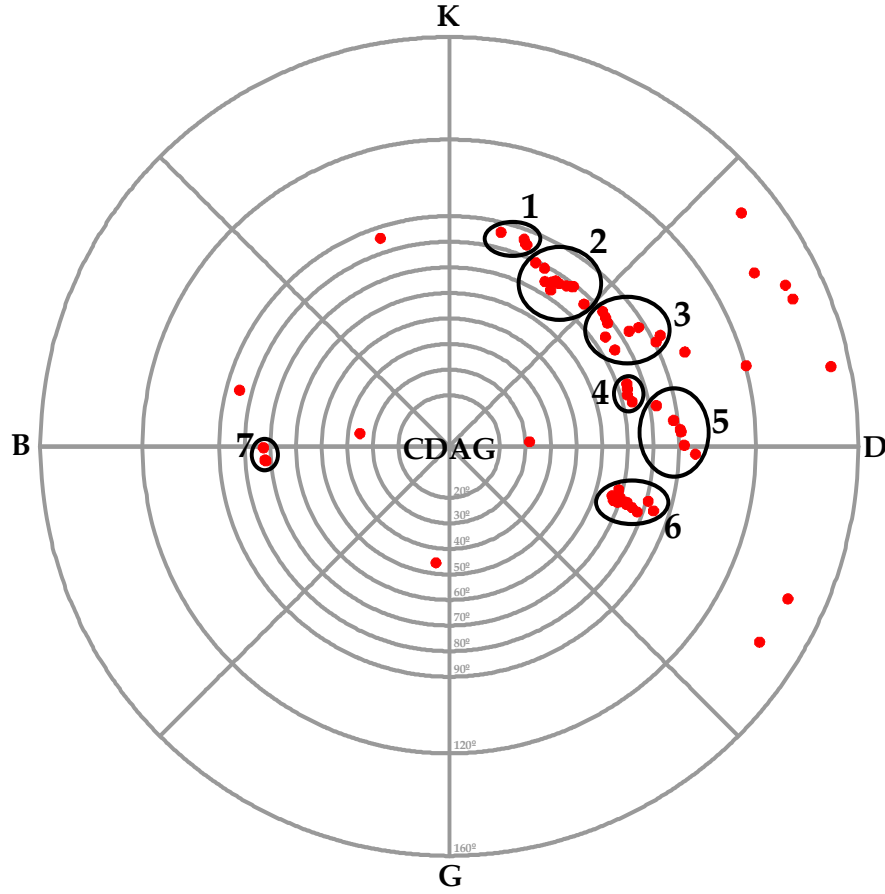


Şekil 3.22. CDAG istasyonundan elde edilen 69 telesismik deprem verisi için radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri

Şekil 3.22'nin devamı



CDAG istasyonuna ait dış-odak uzaklığı ve geri-azimut değeri değişimleri dikkate alındığında ve Bölüm 3.2'de açıklanan yığma adımlarına uyulduğunda; depremler için 7 farklı yığma grubunun olduğu tespit edilmiştir (Şekil 3.23'te siyah büyük daireler). Telesismik P dalga kayıtlarının belirlenmesinde dış-odak uzaklığı maksimum 90° ile sınırlandırılarak literatürde yapılan benzer çalışmalara uyulmuştur.



Şekil 3.23. CDAG istasyonundan elde edilen telesismik 69 depremin geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzleminde dağılımı. Alıcı fonksiyon ters çözümünde kullanılan yığma grupları (Grup 1, Grup 2, Grup 3, Grup 4, Grup 5, Grup 6 ve Grup 7) küçük daireler ile gösterilmektedir.

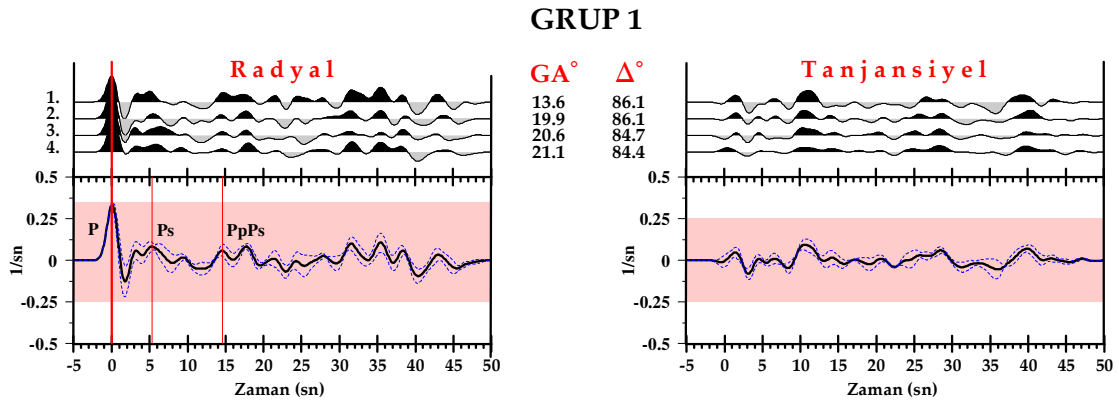
3.4.1. Grup 1

Grup 1'i temsil eden 18 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.24'te verilmiştir. Grup 1'deki alıcı izleri geri-azimut değerleri 13.6° ilâ 21.1° ve dış-odak uzaklıkları 84.4° ilâ 86.1° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 1'in ortalama geliş açısı 22° (yatay yavaşlık=0.046 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirleriyle aynı yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür.

Radyal bileşende mohodan dönuşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~5.2 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~14.8 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.24).

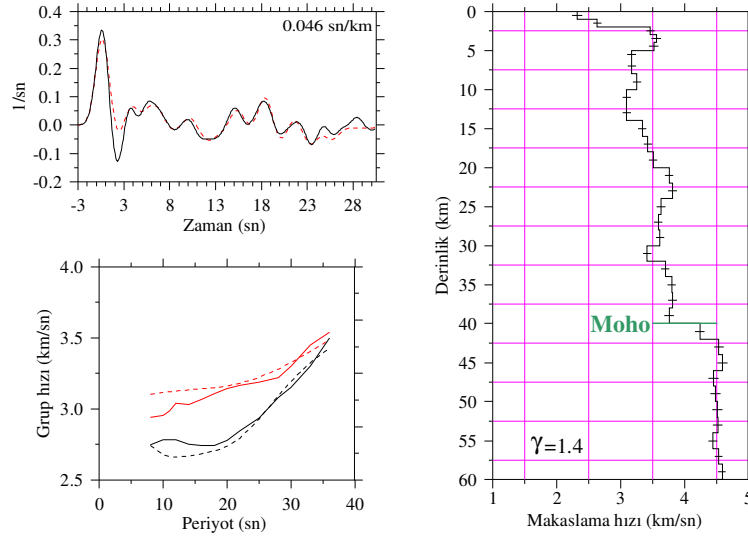
Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.24'te verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.054$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.25'te Grup 1 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.25'in sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Benzer uyumsuzluk sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde de bulunmaktadır ve ters çözüm, bilhassa düşük periyotlarda (~8-15 sn) sapma göstermiştir. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. İlk 10 km için makaslama hızı 2.21-3.25 km/sn arasında, 10 ilâ 39 km derinlikler ise 3.09-3.76 km/sn arasında değişmektedir. 40 km'deki moho hızı 4.24 km/sn'dir. Hız, derinliğin ancak 40 km olduğu moho seviyelerinde kademeli bir artışa geçmiştir.



Şekil 3.24. Grup 1'i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığıma izleri

GRUP 1



Şekil 3.25. Grup 1'i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

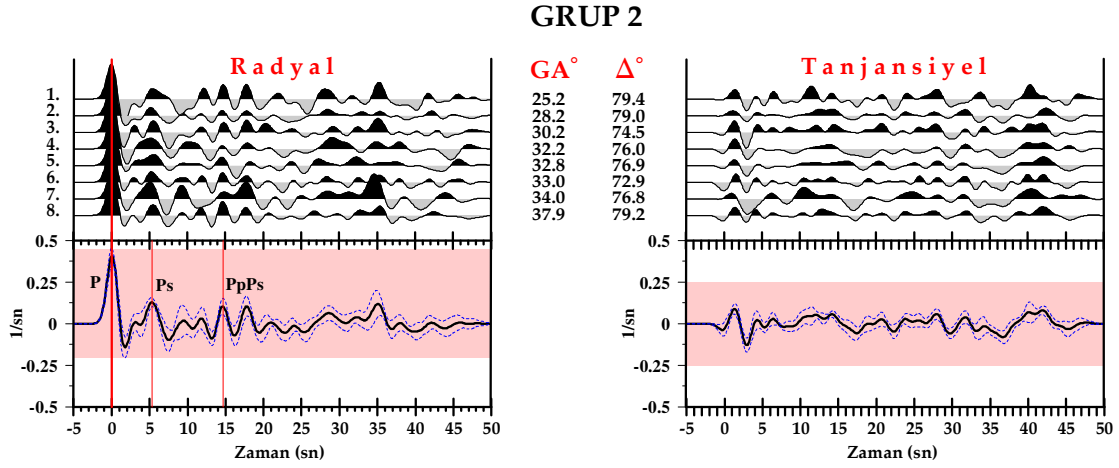
3.4.2. Grup 2

Grup 2'yi temsil eden 8 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.26'da verilmiştir. Grup 2'deki alıcı izleri geri-azimut değerleri 25.2° ilâ 37.9° ve dış-odak uzaklıkları 72.9° ilâ 79.4° arasında değişmektedir. Yığılma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 2'nin ortalama geliş açısı 26° (yatay yavaşlık=0.056 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönmüş Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.2 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 14.8 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.26).

Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.26'da verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.065$ olarak tahmin edilmiştir.

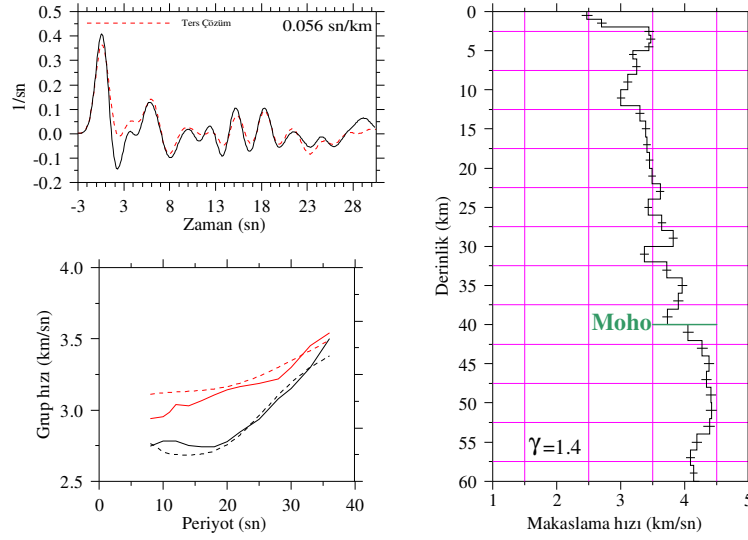
Şekil 3.27'de Grup 2 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.27'nin sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı

fonksiyon izi, gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Benzer uyumsuzluk sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde de bulunmaktadır ve ters çözüm düşük periyotlarda (~8-20 sn) sapma göstermiştir. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. İlk 10 km için makaslama hızı 2.47-3.11 km/sn arasında, 10 ilâ 39 km derinlikler ise 3.00-3.73 km/sn arasında değişmektedir. 40 km'deki moho hızı 4.05 km/sn'dir. Hız, derinliğin ancak 40 km olduğu moho seviyelerinde kademeli bir artışa geçmiştir.



Şekil 3.26. Grup 2'yi oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri

GRUP 2



Şekil 3.27. Grup 2’yi oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

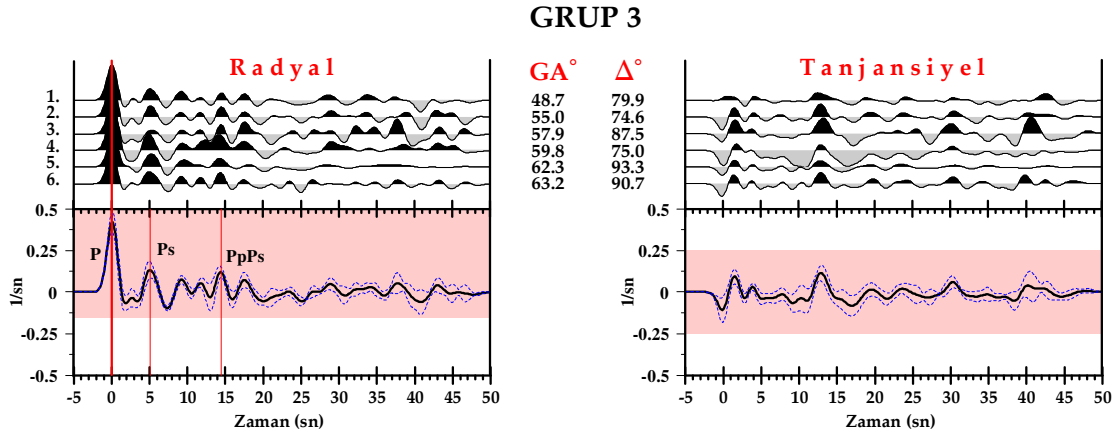
3.4.3. Grup 3

Grup 3’ü temsil eden 6 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.28’de verilmiştir. Grup 3’teki alıcı izleri geri-azimut değerleri 48.7° ilâ 63.2° ve dış-odak uzaklıkları 74.6° ilâ 93.3° arasında değişmektedir. Yığılma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 3’ün ortalama geliş açısı 26° (yatay yavaşlık=0.056 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönmüş Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.0 sn’de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 14.5 sn’de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.28).

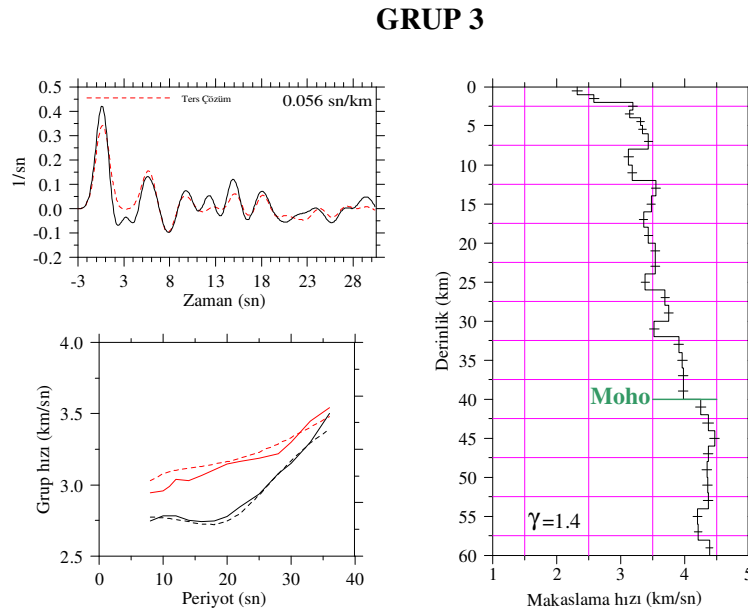
Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.28’de verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.060$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.29’da Grup 3 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.29’un sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı

fonksiyon izi, gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Ters çözüm sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde düşük ve orta periyotlarda (~8-25 sn) sapma göstermiştir. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. İlk 10 km için makaslama hızı 2.32-3.12 km/sn arasında, 10 ilâ 39 km derinlikler ise 3.18-3.98 km/sn arasında değişmektedir. 40 km'deki moho hızı 4.25 km/sn'dir. Hız, derinliğin ancak 32 km olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir.



Şekil 3.28. Grup 3'ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri



Şekil 3.29. Grup 3'ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

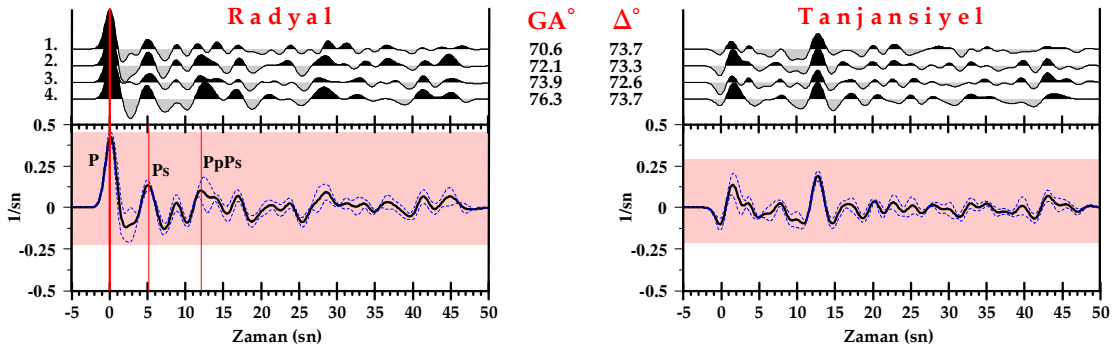
3.4.4. Grup 4

Grup 4'ü temsil eden 4 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.30'da verilmiştir. Grup 4'teki alıcı izleri geri-azimut değerleri 70.6° ilâ 76.3° ve dış-odak uzaklıkları 72.6° ilâ 73.7° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 4'ün ortalama geliş açısı 26° (yatay yavaşlık=0.056 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönuşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.0 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 12.1 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.30).

Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.30'da verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.066$ olarak tahmin edilmiştir.

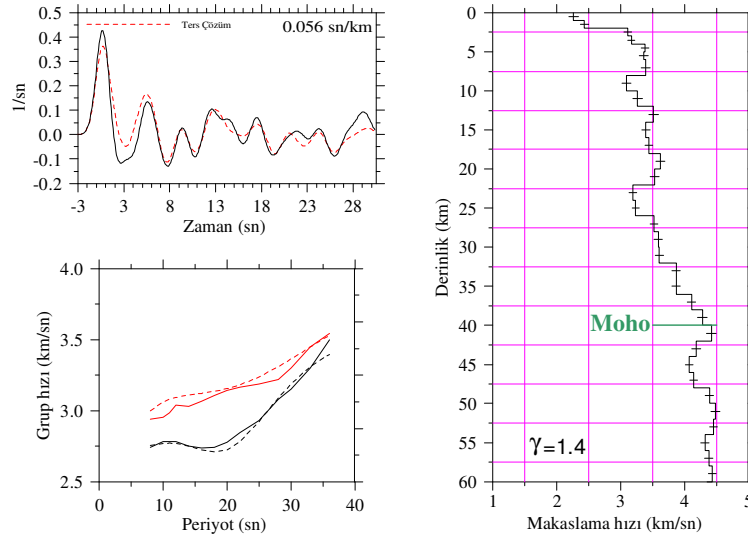
Şekil 3.31'de Grup 4 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.31'in sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi, gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Yansıma Ps varışında ters çözüm yüksek kalmıştır. Benzer uyumsuzluk, sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde düşük ve orta periyotlarda ($\sim 8-20$ sn) göze çarpmaktadır. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. İlk 10 km için makaslama hızı 2.26-3.09 km/sn arasında, 10 ilâ 39 km derinlikler ise 3.26-4.28 km/sn arasında değişmektedir. 40 km'deki moho hızı 4.42 km/sn'dir. Hız, derinliğin ancak 26 km olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir.

GRUP 4



Şekil 3.30. Grup 4'ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri

GRUP 4



Şekil 3.31. Grup 4'ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

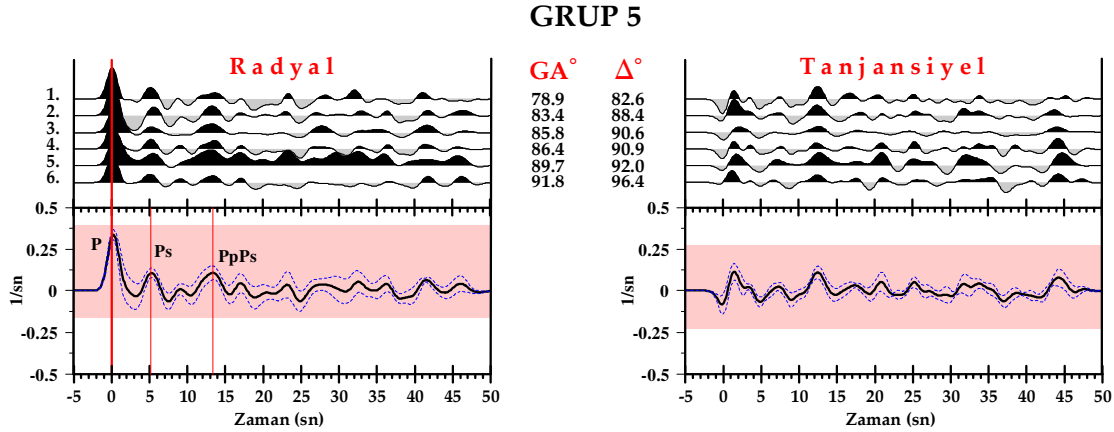
3.4.5. Grup 5

Grup 5'i temsil eden 6 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.32'de verilmiştir. Grup 5'teki alıcı izleri geri-azimut değerleri 78.9° ilâ 91.8° ve dış-odak uzaklıkları 82.6° ilâ 96.4° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 5'in ortalama geliş açısı 26° (yatay yavaşlık=0.055

sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönüşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~5.1 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~13.3 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.32).

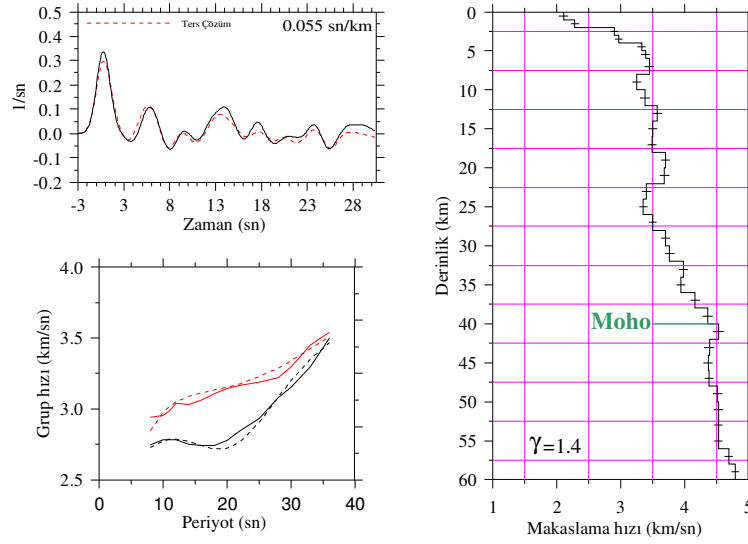
Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.32'de verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.058$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.33'te Grup 5 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.33'ün sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona oldukça uyumludur. Uyum, sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde de görülmektedir. Genel olarak sismik hız yapısı derinlikle yavaş yavaş değişim göstermiş ve moho derinliğinin olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir. İlk 10 km için makaslama hızı 2.11-3.25 km/sn arasında değişmektedir. 10 ilâ 39 km derinlikler 3.38-4.36 km/sn arasında kademeli olarak artan bir hız yapısına sahiptir. 40 km'deki moho hızı ise 4.53 km/sn'dir.



Şekil 3.32. Grup 5'i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri

GRUP 5



Şekil 3.33. Grup 5'i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

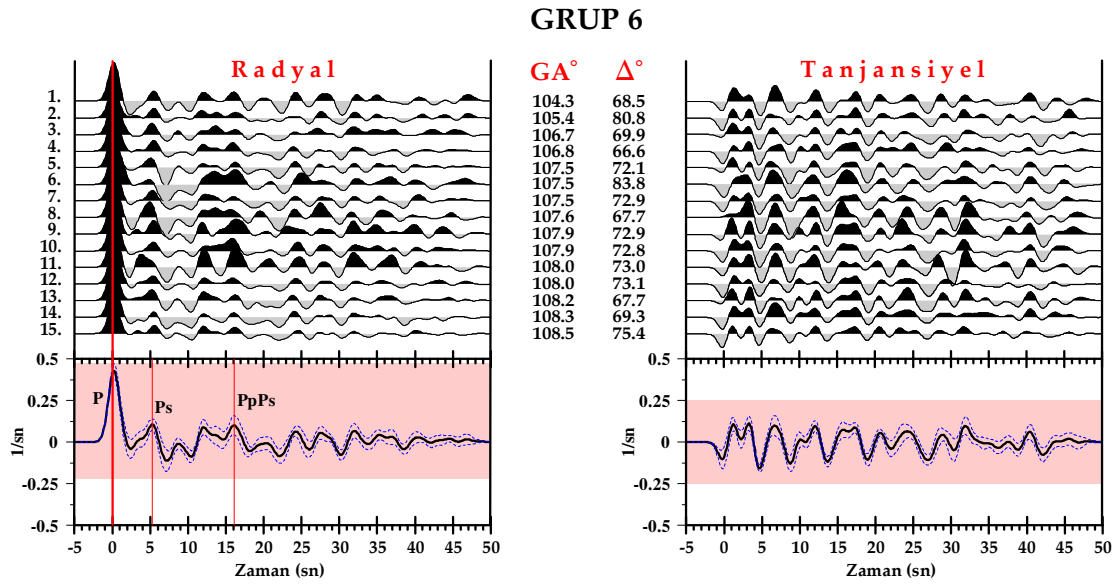
3.4.6. Grup 6

Grup 6'yı temsil eden 15 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.34'te verilmiştir. Grup 6'daki alıcı izleri geri-azimut değerleri 104.3° ilâ 108.5° ve dış-odak uzaklıkları 66.6° ilâ 83.8° arasında değişmektedir. Yığılma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 6'nın ortalama geliş açısı 26° (yatay yavaşlık=0.055 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönuşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.2 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 16.1 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.34).

Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.34'te verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.064$ olarak tahmin edilmiştir.

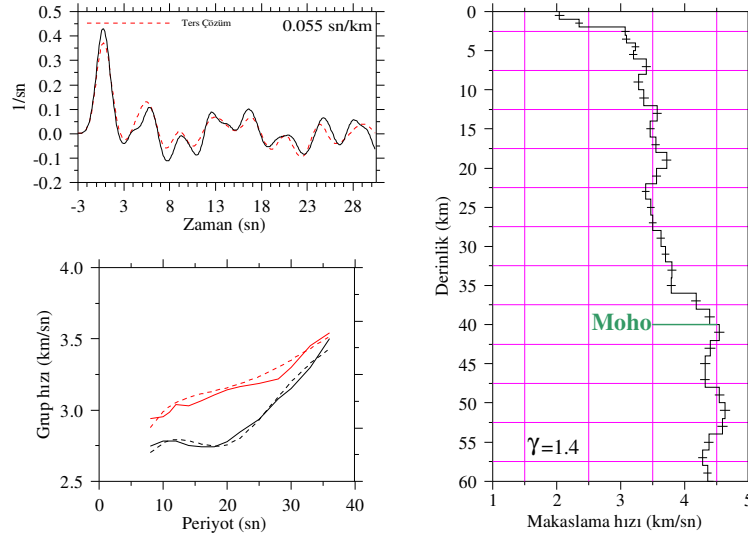
Şekil 3.35'te Grup 6 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.35'in sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı

fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona uyumludur. Yansıma Ps varışında ters çözüm yüksek kalmıştır. Bunun yanı sıra ters çözüm, sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde yüksek periyotlarda (~22-32 sn) yüksek kalmıştır. Genel olarak sismik hız yapısı derinlikle yavaş yavaş değişim göstermiş ve moho derinliğinin olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir. İlk 10 km için makaslama hızı 2.04-3.28 km/sn arasında değişmektedir. 10 ilâ 39 km derinlikler 3.36-4.39 km/sn arasında kademeli olarak artan bir hız yapısına sahiptir. 40 km'deki moho hızı ise 4.54 km/sn'dir.



Şekil 3.34. Grup 6'yı oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri

GRUP 6



Şekil 3.35. Grup 6'yı oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

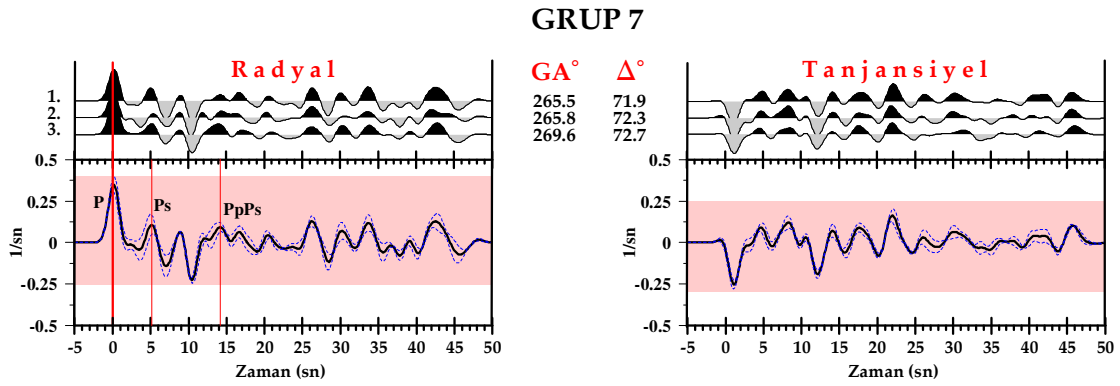
3.4.7. Grup 7

Grup 7'yi temsil eden 3 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.36'da verilmiştir. Grup 7'deki alıcı izleri geri-azimut değerleri 265.5° ilâ 269.6° ve dış-odak uzaklıkları 71.9° ilâ 72.7° arasında değişmektedir. Yığılma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 7'nin ortalama geliş açısı 24° (yatay yavaşlık=0.050 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.1 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 14.1 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.36).

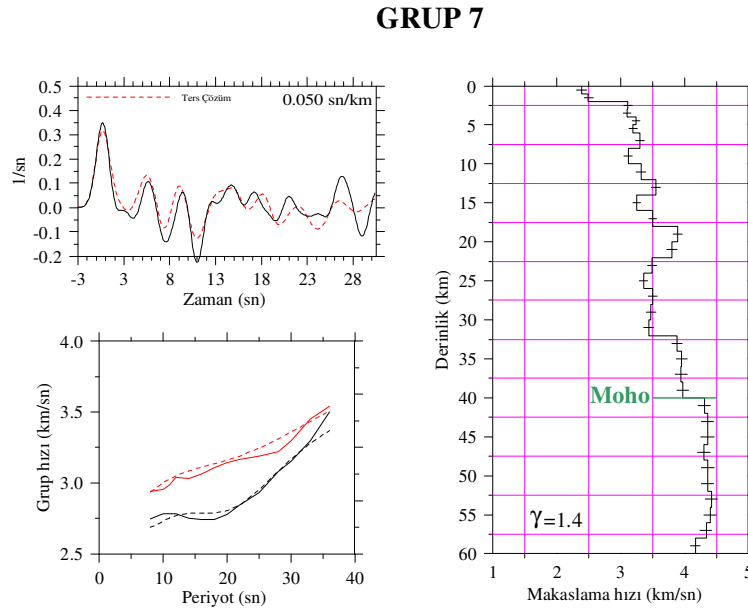
Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.36'da verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.065$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.37'de Grup 7 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.37'nin sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı

fonksiyon izi, gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Yansıma Ps varışında ters çözüm yüksek kalmıştır. Ayrıca ters çözüm, sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde düşük periyotlarda (~8-20) düşük ve yüksek periyotlarda (~22-32 sn) yüksek kalmıştır. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. İlk 10 km için makaslama hızı 2.39-3.12 km/sn arasında, 10 ilâ 39 km derinlikler ise 3.32-3.97 km/sn arasında değişmektedir. 40 km'deki moho hızı 4.31 km/sn'dir. Hız, derinliğin ancak 32 km olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir.



Şekil 3.36. Grup 7'yi oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri



Şekil 3.37. Grup 7'yi oluşturan alıcı izleri için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

3.5. ELDT İstasyonu Altında Hız Yapısı

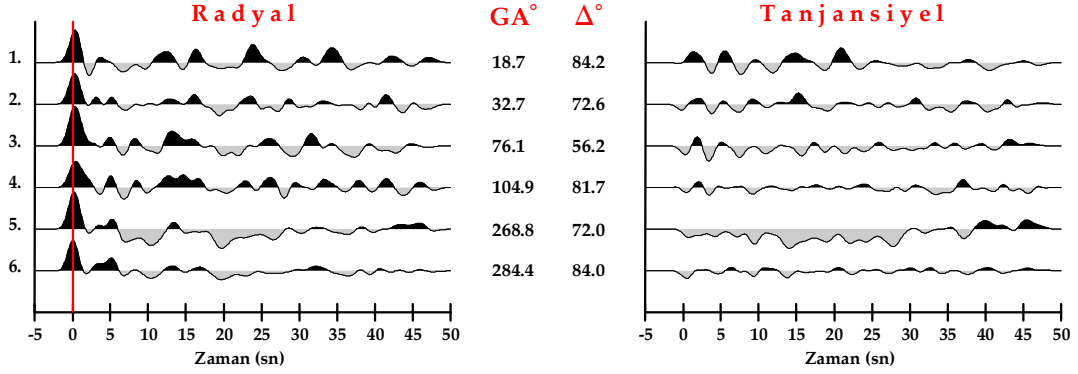
Çankırı'nın güneybatısında Eldivan ilçesinde kurulu olan ELDT istasyonu 40.4897°K enlemi ve 33.4294°D boylamının kesiştiği noktada bulunmaktadır. 4 Mayıs 2007 tarihinden itibaren aktif veri sağlayan ELDT istasyonu 1596 metre yüksekliktedir (Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı, Sismoloji Şubesi). Üç bileşen (K-G, D-B, düşey) sayısal geniş-bant verilerin kaydedildiği ELDT istasyonunda CMG-3ESPD 120 sn tipi sismometre ile CMG-MK3 tipi sayısallaştırıcı kullanılmaktadır.

ELDT deprem istasyonunda 2007-2009 yılları arasında kaydedilen $M_b \geq 6.0$ ve dış-odak uzaklığı 20°'den büyük 11 deprem verisi alıcı fonksiyon analizi için seçilmiştir. Seçilen depremlerin gürültü içerikleri, ilk P varışlarının kalitesi ve aletsel etki bozuklukları dikkate alındığında alıcı fonksiyon analizi için dünyanın değişik yerlerinde meydana gelmiş olan 6 deprem verisi belirlenmiştir. Her bir depreme ait kaynak parametreleri IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology; URL-1)'ten alınmıştır. Bu depremlerin dış-odak uzaklıkları 56.2° ilâ 84.2° arasında değişmektedir.

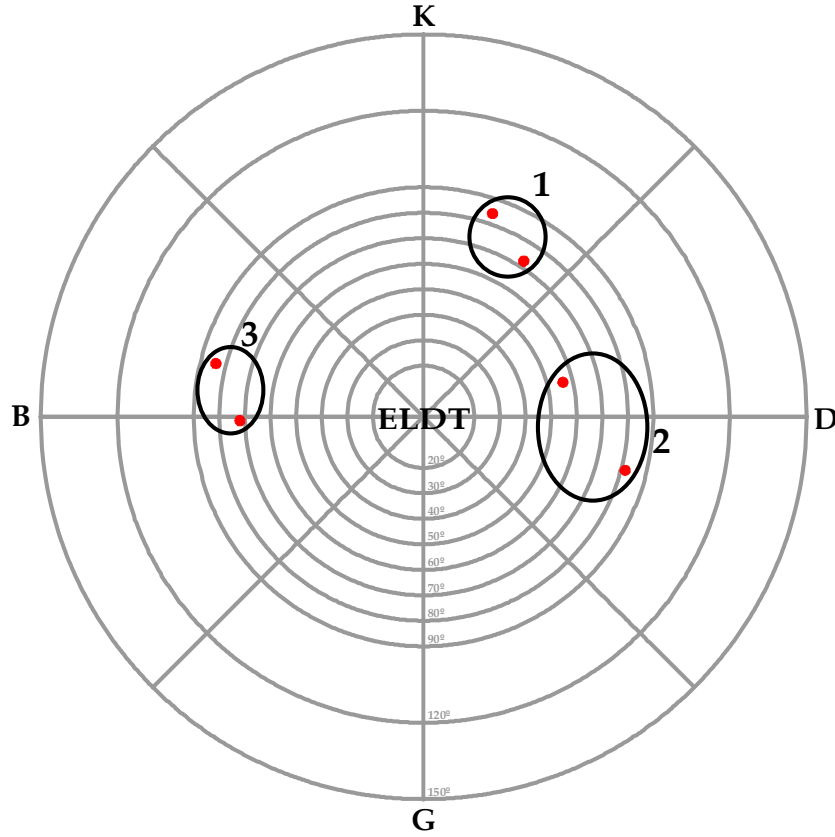
Şekil 3.38'de hesaplanan gözlemsel radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin geri-azimut değerine göre alt alta çizimleri verilmiştir. Alıcı fonksiyon izlerinin ortasında verilen değerlerden soldaki geri-azimut (GA), sağdaki ise dış-odak uzaklığını (Δ) temsil etmektedir. Radyal ve tanjansiyel alıcı izlerinde $t=0$ sn'deki varış ilk gelen P dalgası (kırmızı düz çizgi) ve sonraki varışlar ise Ps fazları ve bunlara karşılık gelen tekrarlı yansımalarıdır. Her bir radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon izlerinin genlik seviyeleri aynı ölçekte çizilmiştir. Radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon izlerinde ilk gelen P dalga genlikleri seviye ve genişlik olarak bir izden diğerine dış-odak uzaklığı ve yüzeye yakın kayaç düzensizliklerinden dolayı farklılık göstermektedir. Tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri istasyon altındaki yapının karmaşıklığının bir göstergesidir. Eğer istasyon altındaki yapı düz, homojen ve izotropik ise kuramsal olarak tanjansiyel bileşen tepkisi sıfır olmalıdır (Bertrand ve Deschapms, 2000). Bunun tersi durum ise yer altı yapısının karmaşıklığını yansıtır. Şekil 3.38'de tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin ilk P varışlarının bazı geri-azimutlarda farklı polarite göstermekteyken, sinyal seviyeleri çok güçlü değildir.

Şekil 3.39'da telesismik 6 depremin geri-azimut ve dış-odak uzaklık dağılımı iç içe daire dilimleri halinde gösterilmiştir (içi kırmızı ile dolu simgeler).

ELDT istasyonuna ait dış-odak uzaklığı ve geri-azimut değeri değişimleri dikkate alındığında ve Bölüm 3.2’de açıklanan yığma adımlarına uyulduğunda; depremler için 3 farklı yığma grubunun olduğu tespit edilmiştir (Şekil 3.39’da siyah büyük daireler). Telesismik P dalgası kayıtlarının belirlenmesinde dış-odak uzaklığı maksimum 90° ile sınırlandırılarak literatürde yapılan benzer çalışmalara uyulmuştur.



Şekil 3.38. ELDT istasyonundan elde edilen 6 telesismik deprem verisi için radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri



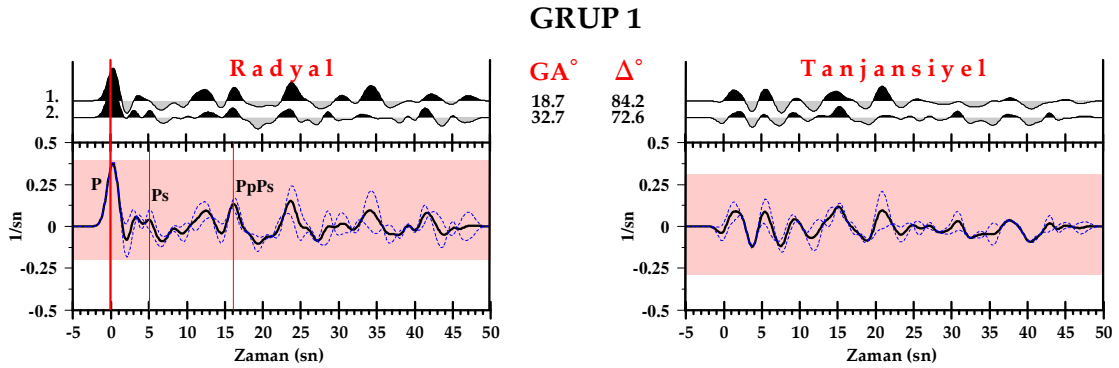
Şekil 3.39. ELDT istasyonundan elde edilen telesismik 6 depremin geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzleminde dağılımı. Alıcı fonksiyon ters çözümünde kullanılan yığma grupları (Grup 1, Grup 2 ve Grup 3) küçük daireler ile gösterilmektedir.

3.5.1. Grup 1

Grup 1'i temsil eden 2 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.40'ta verilmiştir. Grup 1'deki alıcı izleri geri-azimut değerleri 18.7° ilâ 32.7° ve dış-odak uzaklıkları 72.6° ilâ 84.2° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 1'in ortalama geliş açısı 28° (yatay yavaşlık=0.058 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönüşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.0 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 16.1 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.40).

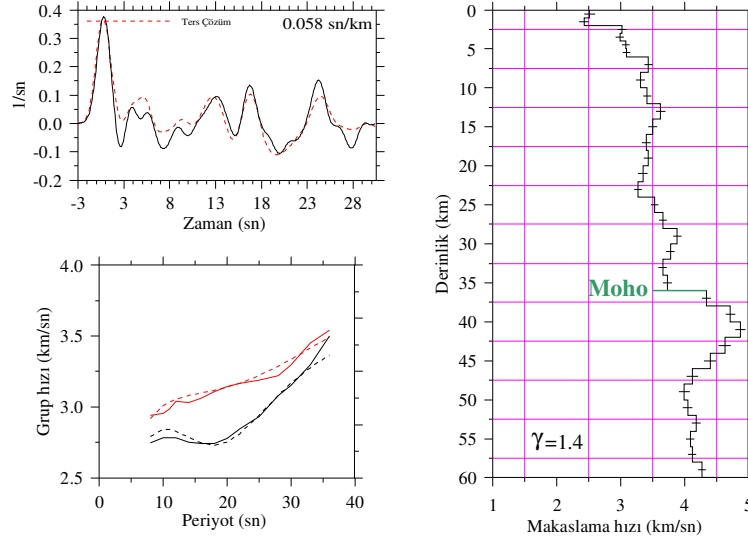
Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.40'ta verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.066$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.41'de Grup 1 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.41'in sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi, gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Ters çözüm, yansıma Ps varışında yüksek kalmıştır. Bu duruma ELDT istasyonu alıcı fonksiyon analizi için belirlenen veri sayısının azlığı da neden olmaktadır. Grup hızı eğrilerinde ters çözüm, yüksek periyotlarda (~25-36 sn) yüksek kalmıştır. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. İlk 10 km için makaslama hızı 2.51-3.31 km/sn, 10 ilâ 35 km derinlikler ise 3.41-3.73 km/sn arasında değişmektedir. 36 km'deki moho hızı 4.34 km/sn'dir. Hız, ancak moho seviyelerinden sonra derinlikle kademeli bir artışa geçmiştir.



Şekil 3.40. Grup 1'i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri

GRUP 1



Şekil 3.41. Grup 1'i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

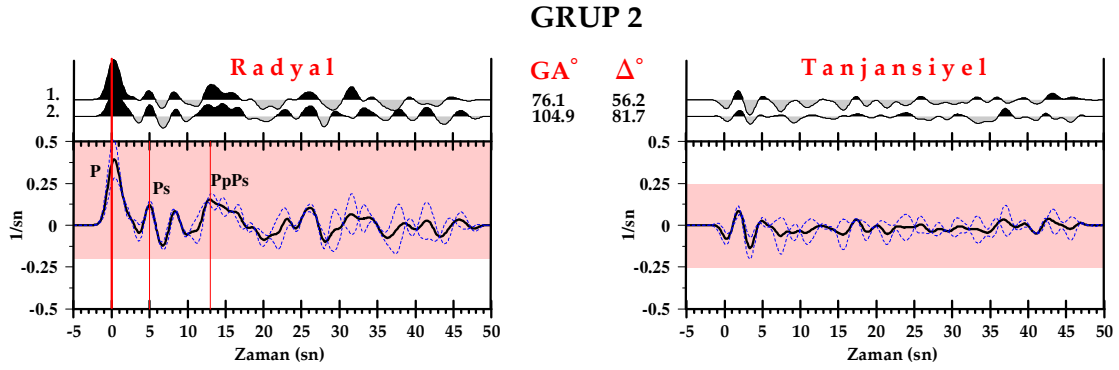
3.5.2. Grup 2

Grup 2'yi temsil eden 2 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.42'de verilmiştir. Grup 2'deki alıcı izleri geri-azimut değerleri 76.1° ilâ 104.9° ve dış-odak uzaklıkları 56.2° ilâ 81.7° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 2'nin ortalama geliş açısı 22° (yatay yavaşlık= 0.047 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.0 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 13.0 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.42).

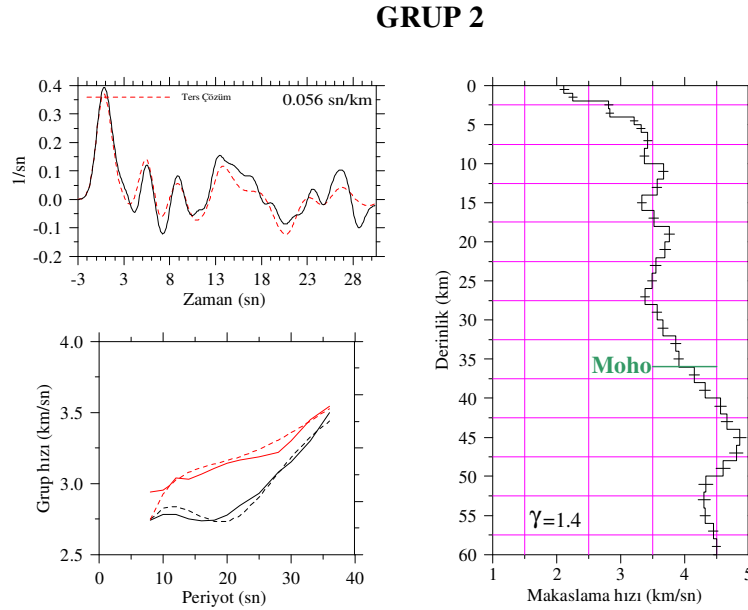
Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.42'de verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.073$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.43'te Grup 2 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.43'ün sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı

fonksiyon izi, gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Bu duruma ELDT istasyonu alıcı fonksiyon analizi için belirlenen veri sayısının azlığı da neden olmaktadır. Ters çözüm, sol alt sütündeki grup hızı eğrilerinde bilhassa düşük periyotlarda (~8-16 sn) yüksek kalmıştır. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. İlk 10 km için makaslama hızı 2.11-3.37 km/sn arasında, 10 ilâ 35 km derinliklerde ise 3.67-3.91 km/sn arasında değişmektedir. 36 km'deki moho hızı 4.15 km/sn'dir. Hız, derinliğin ancak 26 km olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir.



Şekil 3.42. Grup 2'yi oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri



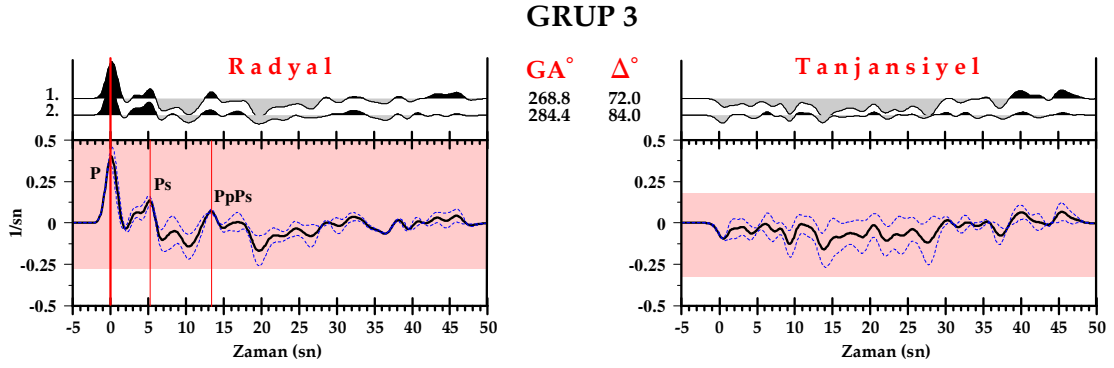
Şekil 3.43. Grup 2'yi oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

3.5.3. Grup 3

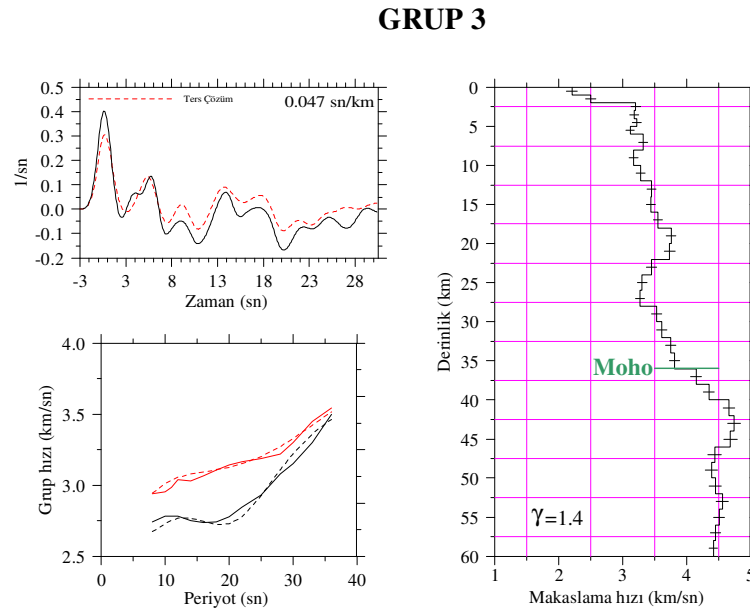
Grup 3'ü temsil eden 2 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.44'te verilmiştir. Grup 3'teki alıcı izleri geri-azimut değerleri 268.8° ilâ 284.4° ve dış-odak uzaklıkları 72.0° ilâ 84.0° arasında değişmektedir. Yığılma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 3'ün ortalama geliş açısı 22° (yatay yavaşlık=0.047 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönüşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.2 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 13.4 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.44).

Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.44'te verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.068$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.45'te Grup 3 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.45'in sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi, gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. ELDT istasyonu alıcı fonksiyon analizi için belirlenen veri sayısının azlığı, bu uyumsuzluğa katkı sağlamıştır. Sismik hız yapısındaki saçılmalar, enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluktan dolayıdır. İlk 10 km için makaslama hızı 2.21-3.17 km/sn arasında, 10 ilâ 35 km derinlikler ise 3.28-3.82 km/sn arasında değişmektedir. 36 km'deki moho hızı 4.14 km/sn'dir. Hız, derinliğin ancak 26 km olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir.



Şekil 3.44. Grup 3'ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri



Şekil 3.45. Grup 3'ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

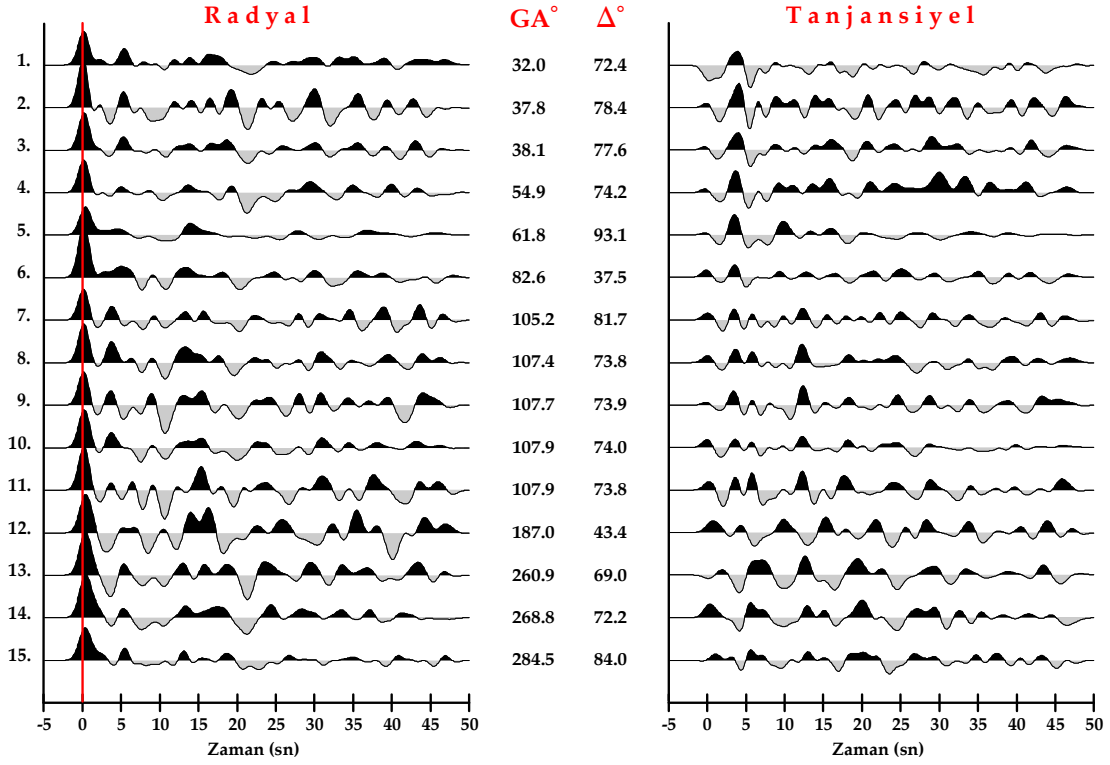
3.6. ILGA İstasyonu Hız Yapısı

Çankırı'nın kuzeyinde Ilgaz ilçesinde kurulu olan ILGA istasyonu 41.0521°K enlemi ve 33.7165°D boylamının kesiştiği noktada bulunmaktadır. 2 Temmuz 2007 tarihinden itibaren aktif veri sağlayan ILGA istasyonu 2069 metre yüksekliktedir (Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı, Sismoloji Şubesi). Üç bileşen (K-G, D-B, düşey) sayısal geniş-bant verilerin

kaydedildiği ILGA istasyonunda CMG-3ESPD 120 sn tipi sismometre ile CMG-MK3 tipi sayısallaştırıcı kullanılmaktadır.

ILGA deprem istasyonunda 2007-2009 yılları arasında kaydedilen $M_b \geq 6.0$ ve dış-odak uzaklığı 20° den büyük 24 deprem verisi alıcı fonksiyon analiz için seçilmiştir. Seçilen depremlerin gürültü içerikleri, güçlü ilk P varışları ve aletsel etki bozuklukları dikkate alındığında alıcı fonksiyon analizi için dünyanın değişik yerlerinde meydana gelmiş olan 15 deprem verisi belirlenmiştir. Her bir depreme ait kaynak parametreleri IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology; URL-1)'ten alınmıştır. Bu depremlerin dış-odak uzaklıkları 37.5° ilâ 93.1° arasında değişmektedir.

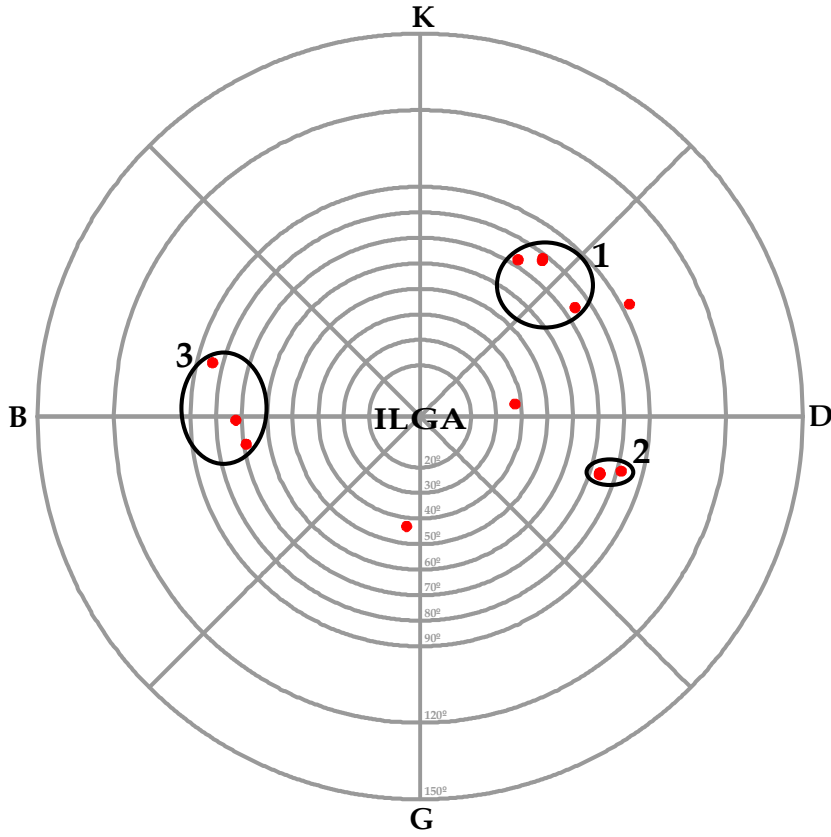
Şekil 3.46'da hesaplanan gözlemsel radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin geri-azimut değerine göre alt alta çizimleri verilmiştir. Alıcı fonksiyon izlerinin ortasında verilen değerlerden soldaki geri-azimut (GA), sağdaki ise dış-odak uzaklığını (Δ) temsil etmektedir. Radyal ve tanjansiyel alıcı izlerinde $t=0$ sn'deki varış ilk gelen P dalgası (kırmızı düz çizgi) ve sonraki varışlar ise Ps fazları ve bunlara karşılık gelen tekrarlı yansımalarıdır. Her bir radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon izlerinin genlik seviyeleri aynı ölçekte çizilmiştir. Radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon izlerinde ilk gelen P dalga genlikleri seviye ve genişlik olarak bir izden diğerine dış-odak uzaklığı ve yüzeye yakın kayalık düzensizliklerinden dolayı farklılık göstermektedir. Tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri istasyon altındaki yapının karmaşıklığının bir göstergesidir. Eğer istasyon altındaki yapı düz, homojen ve izotropik ise kuramsal olarak tanjansiyel bileşen tepkisi sıfır olmalıdır (Bertrand ve Deschamps, 2000). Bunun tersi durum ise yer altı yapısının karmaşıklığını yansıtır. Şekil 3.46'da tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin ilk P varışlarının bazı geri-azimutlarda farklı polarite göstermekteyken, sinyal seviyeleri çok güçlü değildir.



Şekil 3.46. ILGA istasyonundan elde edilen 15 telesismik deprem verisi için radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri

Şekil 3.47’de telesismik 15 depremin geri-azimut ve dış-odak uzaklık dağılımı iç içe daire dilimleri halinde gösterilmiştir (içi kırmızı ile dolu simgeler).

ILGA istasyonuna ait dış-odak uzaklığı ve geri-azimut değeri değişimleri dikkate alındığında ve Bölüm 3.2’de açıklanan yığma adımlarına uyulduğunda; depremler için 3 farklı yığma grubunun olduğu tespit edilmiştir (Şekil 3.47’de siyah büyük daireler). Telesismik P dalgası kayıtlarının belirlenmesinde dış-odak uzaklığı maksimum 90° ile sınırlandırılarak literatürde yapılan benzer çalışmalara uyulmuştur.



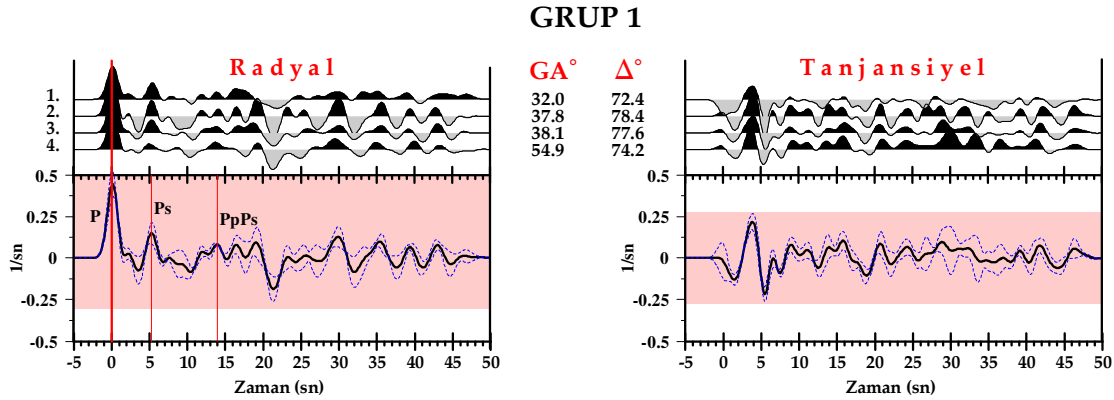
Şekil 3.47. ILGA istasyonundan elde edilen 15 telesismik depremin geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzleminde dağılımı. Alıcı fonksiyon ters çözümünde kullanılan yığma grupları (Grup 1, Grup 2 ve Grup 3) küçük daireler ile gösterilmektedir.

3.6.1. Grup 1

Grup 1'i temsil eden 4 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.48'de verilmiştir. Grup 1'deki alıcı izleri geri-azimut değerleri 32.0° ilâ 54.9° ve dış-odak uzaklıkları 72.4° ilâ 78.4° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 1'in ortalama geliş açısı 28° (yatay yavaşlık=0.059 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbirine zıt yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönüşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.2 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 14.0 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.48).

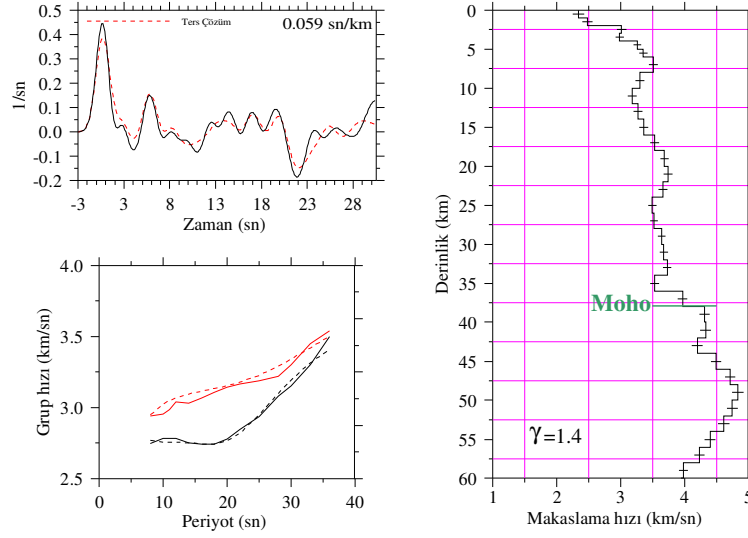
Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.48’de verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.073$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.49’da Grup 1 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.49’un sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi, gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Uyumsuzluğa sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde de rastlanmaktadır. Bu duruma ILGA istasyonu alıcı fonksiyon analizi için belirlenen veri sayısının azlığı da neden olmaktadır. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. İlk 10 km için makaslama hızı 2.34-3.30 km/sn arasında değişmektedir. 10 ilâ 37 km derinlikler ise 3.18-3.97 km/sn arasında değişen bir hız karakteristiğine sahiptir. 38 km’deki moho hızı 4.31 km/sn’dir. Hız, moho derinliği seviyelerinden 48 km derinliğine kadar kademeli bir artışa geçmiştir. Daha sonra derinlikle azalma görülmüştür.



Şekil 3.48. Grup 1’i oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığıma izleri

GRUP 1



Şekil 3.49. Grup 1’i oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

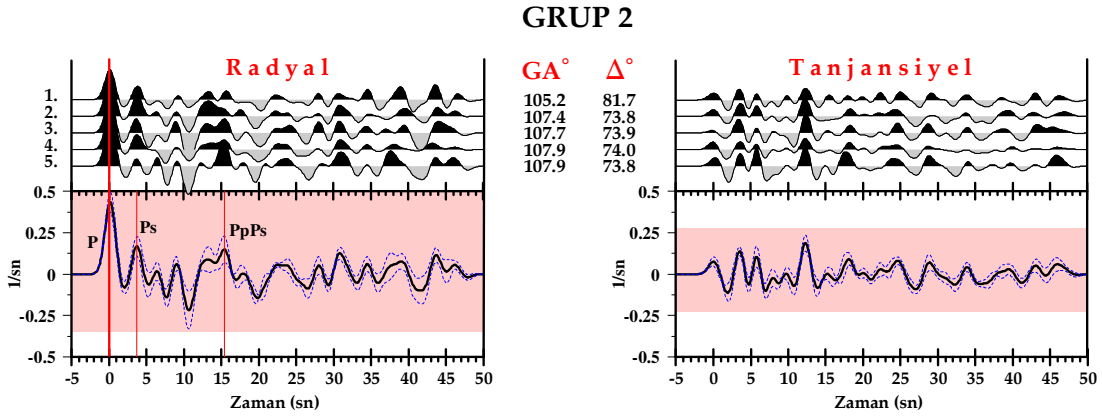
3.6.2. Grup 2

Grup 2’yi temsil eden 5 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.50’de verilmiştir. Grup 2’deki alıcı izleri geri-azimut değerleri 105.2° ilâ 107.9° ve dış-odak uzaklıkları 73.8° ilâ 81.7° arasında değişmektedir. Yığılma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 2’nin ortalama geliş açısı 29° (yatay yavaşlık= 0.060 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbiriyle aynı yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönüşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 3.7 sn’de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 15.3 sn’de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.50).

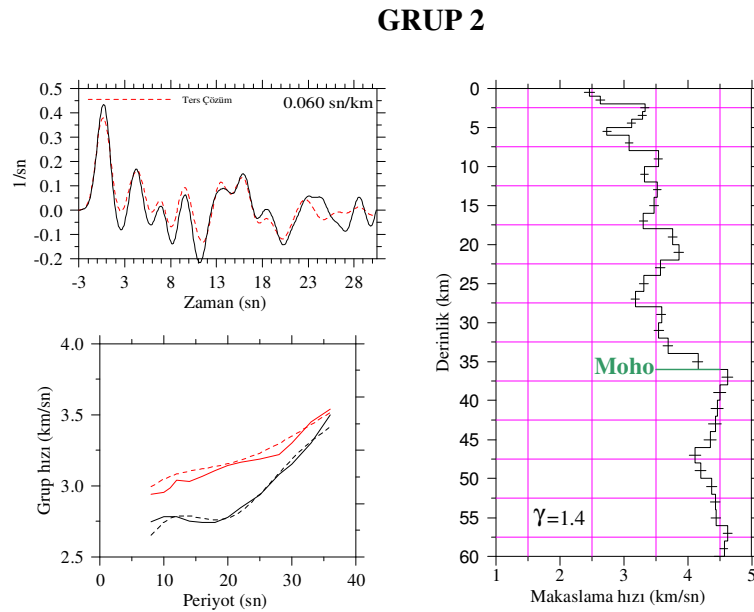
Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.50’de verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.078$ olarak tahmin edilmiştir.

Şekil 3.51’de Grup 2 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.51’in sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı

fonksiyon izi, gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Ters çözüm, sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde düşük, orta ve yüksek periyotlarda (~8-32 sn) yüksek kalmıştır. Bu duruma ILGA istasyonu alıcı fonksiyon analizi için belirlenen veri sayısının azlığı da neden olmaktadır. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. İlk 10 km için makaslama hızı 2.46-3.54 km/sn arasında değişmekteyken, 10 ilâ 35 km derinlikler 3.32-4.15 km/sn arasında değişmektedir. 36 km'deki moho hızı 4.60 km/sn'dir. Moho derinliğinden sonraki seviyelerde de hız saçılmaları görülmüştür.



Şekil 3.50. Grup 2'yi oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri



Şekil 3.51. Grup 2'yi oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

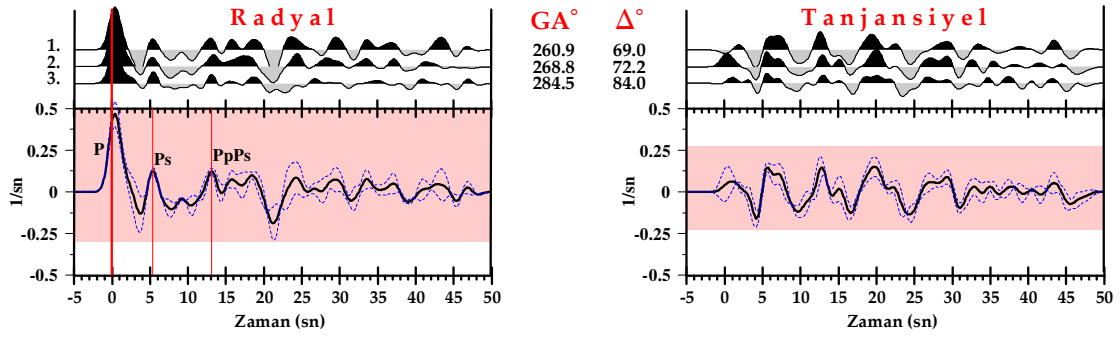
3.6.3. Grup 3

Grup 3'ü temsil eden 3 depremin radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta Şekil 3.52'de verilmiştir. Grup 3'teki alıcı izleri geri-azimut değerleri 260.9° ilâ 284.5° ve dış-odak uzaklıkları 69.0° ilâ 84.0° arasında değişmektedir. Yığma işlemi sonucunda elde edilen radyal ve tanjansiyel izler, bileşenlerin en altında ± 1 standart sapma sınırları ile gösterilmiştir. Grup 3'ün ortalama geliş açısı 28° (yatay yavaşlık=0.058 sn/km) olarak saptanmıştır. Radyal ve tanjansiyel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri birbiriyile aynı yöndedir ve tanjansiyel bileşendeki genlik seviyesi oldukça düşüktür. Radyal bileşende mohodan dönüşen Ps varışı ilk P varışından sonra ~ 5.2 sn'de ve PpPs tekrarlı yansıması ise ~ 13.1 sn'de gözlenmiştir (kırmızı düz çizgiler) (Şekil 3.52).

Ağırlıklı ters çözümde alıcı fonksiyon bilgisi olarak Şekil 3.52'de verilen yığılmış radyal alıcı fonksiyon izi kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok radyal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre; radyal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.079$ olarak tahmin edilmiştir.

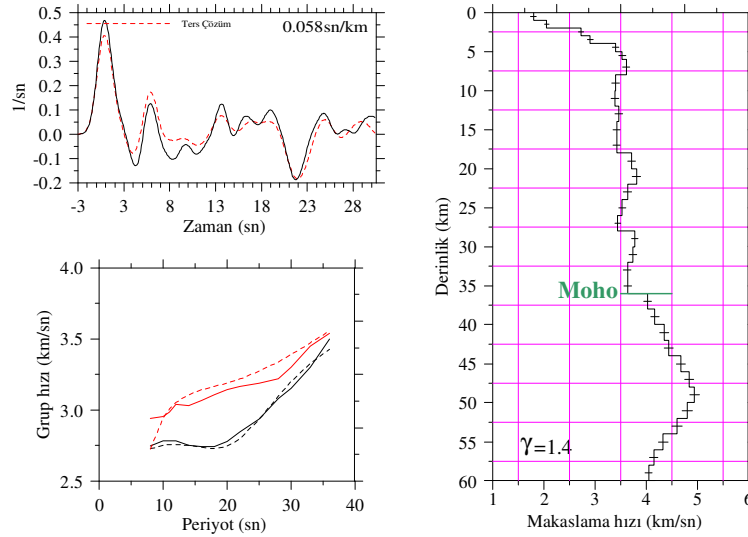
Şekil 3.53'te Grup 3 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı (sağ) ve sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları gösterilmiştir. Şekil 3.53'ün sol üst sütununda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi, gözlemsel alıcı fonksiyona uyumlu değildir. Yansıma Ps varışında ters çözüm yüksek kalmıştır. Aynı zamanda sol alt sütundaki grup hızı eğrilerinde ters çözüm, düşük periyotlarda ($\sim 8-12$ sn) düşük, orta ve yüksek periyotlarda ($\sim 12-30$ sn) yüksek kalmıştır. Bu duruma ILGA istasyonu alıcı fonksiyon analizi için belirlenen veri sayısının azlığı da neden olmaktadır. Enerji seviyelerindeki bu uyumsuzluk sismik hız yapısında saçılmalara neden olmuştur. İlk 10 km için makaslama hızı 1.79-3.40 km/sn arasında, 10 ilâ 35 km derinlikler ise 3.39-3.64 km/sn arasında değişmektedir. 36 km'deki moho hızı 4.03 km/sn'dir. Hız, derinliğin ancak 32 km olduğu seviyelerden sonra derinlikle kademeli bir artışa geçmiştir. Ayrıca derinliğin 50 km olduğu seviyelerden sonra hız saçılmalarına rastlanmıştır.

GRUP 3



Şekil 3.52. Grup 3'ü oluşturan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri ile yığma izleri

GRUP 3



Şekil 3.53. Grup 3'ü oluşturan alıcı izi için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları

4. BULGULAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmada üç bileşen olarak kaydedilen telesismik cisim dalgalarına zaman ortamı alıcı fonksiyon yöntemi uygulanarak ANTO, BBAL, CDAG, ELDT ve ILGA deprem istasyonları altındaki kabuksal ve üst-manto sismik hızlarının derinlikle değişimi tespit edilmiştir.

Hesaplanan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyonlar geri-azimutlarına göre sıralanmış ve geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzlemine işlenmiştir. Daha sonra her bir istasyondaki depremler, benzer geri-azimut ve dış-odak uzaklık dağılımlarına göre gruplandırılmıştır. ANTO istasyonunda 6, BBAL istasyonunda 2, CDAG istasyonunda 7, ELDT istasyonunda 3 ve ILGA istasyonunda 3 olmak üzere toplam 21 grup analiz edilmiştir. Bu işlemde öncelikli olarak zaman ortamı dekonvolüsyon yöntemi kullanılarak alıcı fonksiyon radyal ve tanjansiyel bileşen izleri hesaplanmış ve yığma işlemi ile de ortalama radyal ve tanjansiyel alıcı izleri standart sapmaları ile birlikte elde edilmiştir (Bölüm 3). Bölgesel yüzey dalgası bilgisi her bir grubu temsil eden ortalama alıcı fonksiyon radyal izleri ile birlikte ağırlıklandırılmış ters çözüm işlemine tabi tutulmuştur. Her bir istasyondaki her bir gruba ait S hızının derinlikle değişimi tespit edilmiştir. Belirlenen söz konusu hız-derinlik modelleri istasyon altındaki ~60 km yüksekliğinde, yarıçapı ~40 km olan bir silindirik hacmi temsil etmektedir.

ANTO istasyonuna ait alıcı fonksiyon izlerinde Ps varışları ilk P varışından 4.50-5.00 sn sonra gözlenmiştir. Saunders vd. (1998), P ve Ps varış zamanları farkını 4.68 sn, PpPs varışını da 14.87 sn olarak belirlemişlerdir. Radyal alıcı fonksiyon izlerinde Ps varışları güçlüyken, tanjansiyel alıcı izlerinde sinyal seviyesi oldukça düşüktür. Bu durum ANTO istasyonu altındaki yapının heterojen olmadığının bir göstergesidir. Radyal alıcı izlerinde Ps varışlarından sonra gözüken PpPs varışları Ps'lerin genlikleri kadar güçlü olmasa da 13.6-15.1 sn arasında pozitif pik olarak belirlenmiştir. Bu durumlar Saunders vd. (1998) ve Park ve Levin (2002)'in çalışmaları ile tutarlıdır.

BBAL istasyonuna ait alıcı fonksiyon izlerinde Ps varışları ilk P varışından 3.7-4.5 sn sonra gözlenmiştir. Gerek radyal gerekse tanjansiyel alıcı izlerinde sinyal seviyeleri ANTO istasyonuna göre daha yüksek saçılma göstermektedir. Bu durum, gruplarda kullanılan veri sayısının yetersiz olması ile ilişkilendirilebilir. PpPs varışları ise ilk P varışından 13.4-16.3 sn sonra radyal alıcı izlerde gözlenmiştir.

CDAG istasyonuna ait alıcı fonksiyon izlerinde Ps varışları ilk P varışından 5.0-5.2 sn sonra gözlenmiştir. Radyal alıcı fonksiyon izlerinde Ps varışları güçlüyken, tanjansiyel alıcı izlerinde sinyal seviyesi oldukça düşüktür (Grup 7 hariç). PpPs varışları ise ilk P varışından 12.1-16.1 sn sonra radyal alıcı izlerde gözlenmiştir.

ELDT istasyonuna ait alıcı fonksiyon izlerinde Ps varışları ilk P varışından 5.0-5.2 sn sonra gözlenmiştir. Özellikle Grup 1 ve Grup 3'te Ps varışı güçlü bir genlik seviyesinden ziyade çift tepeli görünüme sahiptir. Bu sebepten dolayı tam olarak yerini söylemek zordur. Veri eksikliğinin bir neticesi olarak gözükmemektedir. PpPs varışları ilk P varışından 13.0-16.1 sn sonra gözlenmiştir.

ILGA istasyonuna ait alıcı fonksiyon izlerinde güçlü Ps varışları ilk P varışından 3.7-5.2 sn sonra gözlenmiştir. PpPs varışlarının gruplar içerisinde belirlenmesi zordur ve ilk P varışından 13.1-15.1 sn sonra gözlenmiştir.

Alıcı fonksiyon analizinde veri sayısının fazla olması; radyal alıcı izindeki sinyallerin güçlendirilmesi, gürültülerin bastırılması ve mutlak genliklerin ortaya çıkartılması açısından çok önemlidir. Yapılan bu tez çalışmasında bu durumun önemi CDAG ve ANTO istasyonları dışında kendisini göstermiştir. Her bir istasyondaki ilk P genlik seviyesinin azimut bağımsız fakat dış-odak uzaklığına bağlı olarak değiştiği belirlenmiştir. ELDT ve ILGA istasyonlarında ilk P radyal alıcı fonksiyonu varışı polariteleri diğer istasyonlara göre daha yüksektir. Bu duruma ya istasyon altındaki yapının yüzeye yakın derinliklerindeki yapısal karmaşıklığı ya da veri sayısının eksikliği neden olmaktadır.

Tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon, P ve S dalgalarının kuramsal radyal ve düşey düzlemden sapması ile meydana gelir. İstasyon altındaki yapı düz, homojen ve izotropik ise, kuramsal olarak tanjansiyel bileşen tepkisi sıfırdır. Radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon bileşenlerinin birbirlerine göre farklı polaritede olması ve büyük bir azimut dışı Ps fazını göstermesi istasyon altında büyük ölçüde kabuksal düzensizliğin varlığına işaret eder. Alıcı fonksiyon analizi için seçilen her bir istasyondaki radyal ve tanjansiyel P varışlarına bakıldığında ANTO istasyonunda polariteler; Grup 1'de (-), Grup 2'de (?/standart sapması büyük), Grup 3'te (-), Grup 4'te (-), Grup 5'te (-) ve Grup 6'da (+)'dir. CDAG istasyonunda polariteler; Grup 1'de (+), Grup 2'de (-), Grup 3'te (-), Grup 4'te (-), Grup 5'te (-), Grup 6'da (-) ve Grup 7'de (?/veri yetersiz)'dir. Özellikle CDAG-Grup 7'de sinyal seviyesinin yüksek olması, istasyon altındaki yapının batı tarafında karmaşıklığını yansıtmıştır. Diğer gruplarda ise veri geri-azimut dağılımları yetersiz olduğundan polarite

değişimleri dikkate alınmamıştır ve genel olarak moho süreksizliğinin yaklaşık eğim yönü hakkında bir sonuca ulaşılmamıştır.

Başlangıç modelin seçimine bağlı olmayan radyal alıcı fonksiyon izi ve yüzey dalgası bilgilerinin birlikte ters çözümü tüm istasyon altları için yarı-sonsuz 5.0 km/sn'lik yer altı modeliyle belirlenmiştir. Her bir istasyondaki gruplara ait ters çözüm hız yapıları Şekil 4.1'de üst üste gelecek şekilde çizilerek (farklı renkler) verilmiştir. Her bir istasyona ait ters çözüm yapıları bir diğerine göre anormal sapma göstermemektedir. Bu durum istasyon altlarındaki yapıların jeolojik karmaşıklığa sahip olmadığına bir göstergesidir. Buna rağmen hızlardaki sapma miktarını minimum seviyeye indirmek ve beş istasyona ait birer ortalama S hızı derinlik değişimini elde etmek için her bir derinlik seviyesindeki hızların ortalaması alınmıştır (Şekil 4.1'de siyah koyu çizgiler). Hızların genel gidişatı açısından istasyonlar arası fark yoktur. Çalışma bölgesini temsil eden kabuk kalınlık seviyesi belirlenirken diğer etki faktörlerindeki ($p=0.1, 0.5, 0.9$) çözümler de dikkate alınmıştır. Bu tez çalışmasında $p=0.5$ çözümü literatüre uygun olarak seçilmiş ve kullanılmıştır.

ANTO istasyonunda ilk 10 km'de hızlar 2.55-3.20 km/sn, 10 ilâ 35 km arasındaki hızlar 3.40-4.07 km/sn arasında değişmektedir. Kademeli hız artışı ile manto 36 km derinlikte ve 4.33 km/sn makaslama hızı ile temsil edilmektedir. Bu derinlikten sonra hızlar 60 km'ye kadar ani bir değişime uğramamıştır ve ortalama 4.5 km/sn hıza sahiptir.

BBAL istasyonunda ilk 10 km'de hızlar 2.51-3.49 km/sn'ye ulaşmaktadır. 10 ilâ 20 km arasındaki hızlar ~3.30 km/sn seviyelerine düşmektedir ve 38 km derinlikte 4.28 km/sn hızına ulaşmıştır. Orta-kabukta gözlenen bu düşük hız Jeolojik yapıdan ziyade yüksek genlikli alıcı izindeki ani değişimden kaynaklanmaktadır. Veri sayısının artırılmasıyla izdeki bu seviye düzleşecek ve modeldeki ani sapmalar da azalacaktır. 38 km derinliğindeki moho seviyesinden makaslama hızları ortalama 4.60 km/sn hızla 60 km derinliğe ulaşmaktadır.

CDAG istasyonunda elde edilen sonuçlar genel yapı olarak ANTO istasyonundan elde edilen sonuçlara çok benzerdir. İlk 10 km'de hızlar 2.27-3.17 km/sn, 10 ilâ 40 km arasındaki hızlar 3.23-4.33 km/sn arasında değişmektedir. Kabuk kalınlığı 40 km derinlikte yer almaktadır. Bu derinlikten sonra hızlar 60 km'ye kadar ani bir değişime uğramamıştır ve ~4.5 km/sn'dir.

ELDT istasyonunda ilk 10 km'de hızlar 2.28-3.28 km/sn, 10 ilâ 36 km arasındaki hızlar da 3.45-4.21 km/sn arasında değişmektedir. Kabuk kalınlığı 36 km derinlikte yer

almaktadır. Bu derinlikten sonra hızlar kademeli artış ile 42 km'de 4.74 km/sn'ye ulaşmıştır ve 44 km derinlikten 60 km derinliğe hızlar ~4.40 km/sn'li düşük hız bölgesine sahiptir.

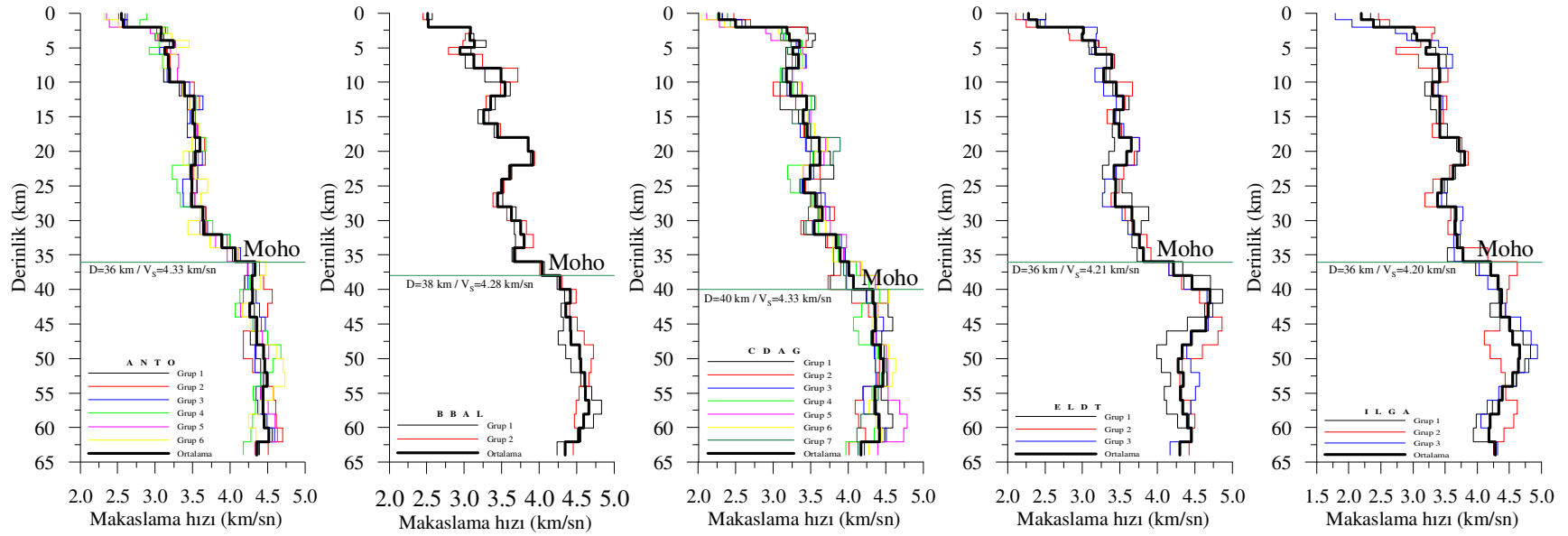
ILGA istasyonunda ilk 10 km'de hızlar 2.20-3.41 km/sn, 10 ilâ 36 km arasındaki hızlar 3.30-4.20 km/sn arasında değişmektedir. Kabuk kalınlığı 36 km derinlikte yer almaktadır. Bu derinlikten sonra hızlar kademeli artış gösterir ve manto hızı 4.20 km/sn'dir. Moho altı hızlar 50 km derinliğe kadar sürekli bir artış göstererek 4.66 km/sn'li yüksek hız değerine ulaşmıştır. Bu derinlikten itibaren 4.37 km/sn'li düşük bir hıza sahiptir.

Çalışma alanına denk gelen istasyonlar altında üst-kabuk makaslama hızları 2.20-3.49 km/sn arasında değişmektedir. Orta-kabuk ve üst-kabukta anormal düşük hızlı (LVZ) bir durum gözlenmemiştir. Bu durum BBAL istasyonu altında kısmen kendisini göstermiştir ve verideki noksanlıkla ilişkilendirilmiştir. S hız yapılarının tüm istasyonlarda benzer davranış göstermesi istasyonlar altındaki birimlerin benzer metamorfik yapıya sahip olduğu ile ilişkilidir.

Şekil 4.1'de ANTO, BBAL ve CDAG istasyonlarını temsil eden ilk 3 modelden moho altı hızlarının 60 km derinliğe yaklaşık 4.50 km/sn hızla devam etmesi litosferin Orta Anadolu altında ince olduğunu göstermektedir. Tok vd. (2008), litosfer-astenosfer sınırı için yaklaşık 100 km derinlik önermişlerdir. Mindevalli ve Mitchell (1989), Rayleigh ve Love yüzey dalgası verilerinin ters çözümünden üst-mantoda pozitif bir makaslama dalgası hız gradyentinin olduğunu belirtmişlerdir.

Ankara ve Ankara'nın kuzeyinde 36 km, güney ve güneydoğusunda 38-40 km kabuksal kalınlık tespit edilmiştir. Bu durum Orta Anadolu'da kuzeyden güneye doğru bir kabuksal kalınlaşmanın olduğunu gösterir. Kırşehir masifi içerisinde yer alan BBAL ve CDAG istasyonları metamorfik kayaçların etkisi altındadır. Ayrıca tektonik bakımdan Ezinepazarı-Tuz Gölü Fayı, Ecemiş Fayı, Kırıkkale-Erbaa Fayı ve kuzeyden İzmir-Ankara-Erzincan ile güneyden Toroslar'ın paleosütür kuşaklarının sıkıştırma etkisi altında olması kabuksal kalınlaşmayı arttırmıştır. Mindevalli ve Mitchell (1989), ANTO istasyonu altındaki kabuksal kalınlığı 40 km ve makaslama dalgası hızını 4.20 km/sn olarak bulmuşlar ancak keskin bir kabuk-manto hız geçişini belirleyememişlerdir. ANTO istasyonu altında Sandvol vd. (1998), 37 km ve Saunders vd. (1998) de 37.5 km kabuk kalınlığı bulmuşlardır. Adıyaman vd. (2009), S dalgası alıcı fonksiyon analizini kullanarak Orta Anadolu'dan Kuzey Anadolu'ya litosferik yapıyı incelemiştir. Tüm istasyonlarda

moho süreksizliği varışını 4.00-5.00 sn'de gözlemlemiş ve kabuksal kalınlığın 35-40 km arasında değiştiğini ve önemli bir kabuksal kalınlık değişiminin de olmadığını tespit etmişlerdir. Büyüksaraç vd. (2009), gravite anomalilerini kullanarak moho derinliğini Orta Anadolu'da 34 km tespit etmişlerdir. Orta Anadolu altında Pn dalga hızı Necioğlu vd. (1981) tarafından 7.8 km/sn, Hearn ve Ni (1994) tarafından 7.8 km/sn, Al-Lazki vd. (2004) tarafından <7.8 km/sn ve Gans vd. (2009) tarafından >8.1 km/sn olarak bulunmuştur. Bu çalışmada moho hızlarının 4.20-4.33 km/sn arasında ve üst-manto hızlarının ise ~4.50 km/sn olduğu belirlenmiştir. Şapaş ve Boztepe-Güney (2009) ve Özacar vd. (2009), ANTO istasyonu altında üniform bir manto anizotropisinin olduğunu ve bu manto anizotropisinin astenosferik akışın hızlı eksen yönelimlerinden ve GPS verilerinden kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda olduğunu söylemişlerdir. Bu durum anizotropinin kaynağının astenosferde olduğu ile ilişkilendirilmiştir.



Şekil 4.1. Sırasıyla ANTO, BBAL, CDAG, ELDT ve ILGA istasyonlarına ait hız modelleri

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu tez çalışmasında Orta Anadolu'nun kabuksal hız yapısının araştırılması amacıyla, Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı bünyesinde aktif olarak çalıştırılan ANTO, BBAL, CDAG, ELDT ve ILGA geniş-bantlı deprem istasyonlarında 1992-2009 yılları arasında kayıt edilen dış-odak uzaklığı 20°'den büyük telesismik deprem verilerine son zamanlarda sıkça kullanılan zaman ortamı alıcı fonksiyon yöntemi (Ligorria ve Ammon, 1999; Erduran, 2002; Erduran 2009) uygulanmıştır. Yüzey dalgası grup hızı bilgileri ile her deprem istasyonunda hesaplanan radyal alıcı fonksiyon sinyalleri birlikte ağırlıklı ters çözümlerle çok çözümlülük sorunu giderilmiştir.

Ters çözüm sonuçlarından elde edilen makaslama hız-derinlik modelleri Ankara'nın kuzey ve güneyindeki geniş-bantlı deprem istasyonları altındaki kabuk ve üst-manto hız yapısı ve tektonik ilişkisi hakkında önemli bilgiler sağlamıştır. Buna göre:

1- ANTO istasyonu altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.33 km/sn'dir. BBAL istasyonu altında kabuksal kalınlık 38 km ve makaslama hızı 4.28 km/sn'dir. CDAG istasyonu altında kabuksal kalınlık 40 km ve makaslama hızı 4.33 km/sn'dir. ELDT istasyonu altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.21 km/sn'dir. ILGA istasyonu altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.20 km/sn'dir. Bu durum Orta Anadolu'da kuzeyden güneye doğru bir kabuksal kalınlaşmanın olduğunu gösterir. Güney ve güneydoğudaki bu kabuksal kalınlık artışının nedeni, bölgenin tektonik bakımdan Ezinepazarı-Tuz Gölü Fayı, Ecemiş Fayı, Kırıkkale-Erbaa Fayı ve kuzeyden İzmir-Ankara-Erzincan ile güneyden Toroslar'ın paleosütür kuşaklarının sıkıştırma etkisi altında olmasıdır.

2- İstasyonlar altında üst-kabuk makaslama hızları 2.20-3.49 km/sn arasında değişmektedir. Orta-kabuk ve üst-kabukta anormal düşük hızlı (LVZ) bir durum gözlenmemiştir.

3- ANTO, BBAL ve CDAG istasyonlarını temsil eden ilk 3 modelden moho altı hızlarının 60 km derinliğe yaklaşık 4.50 km/sn hızla devam etmesi litosferin Orta Anadolu altında ince olduğunu göstermektedir.

4- İstasyonlar altındaki üst-manto hızı <7.8 km/sn'dir.

5- BBAL, ELDT ve ILGA istasyonlarının değerlendirilmesinde veri sayısı az kalmıştır. Bu duruma neden olan başlıca etkenler arasında istasyonların kuruluş tarihlerinin günümüze yakın olması, yeterli sayıda istenen deprem kaydını içermemesi ve verinin sinyal içeriğinin beklenenden çok daha fazla gürültülü olmasıdır. Bu istasyonlarda daha güvenilir sonuçlara ulaşabilmek amacıyla geri-azimut ve dış-odak uzaklık dağılımına göre veri sayısının arttırılması gerekebilir.

6- Çalışma alanı içerisinde bulunan Bala, Çankırı ve Kırıkkale-Kırşehir hattı yoğun deprem aktivitesine sahip değildir ve meydana gelen depremlerin Kuzey Anadolu Fayı ile bir ilişkisi olmamasına rağmen blok içi deformasyon etkisi sonucu çok parçalı birçok diri fay mevcuttur ve zaman zaman deprem ürettikleri gözlenmektedir. Örneğin, Kırşehir ve çevresinde 19 Nisan 1938'de $M=6.6$ büyüklüğünde, 21 Temmuz 2004'te $M=4.4$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir (Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi; URL-2). Bala'da 31 Temmuz 2005'te $M=5.3$, 20 Aralık 2007'de $M=5.7$, 27 Aralık 2007'de $M=5.5$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir (Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi; URL-2). Ayrıca Çankırı, Orta'da 6 Haziran 2000'de $M=6.0$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir (Taymaz vd., 2007).

7- Bulunan sonuçlar bölgede bundan sonra yapılacak olan çalışmalara yardımcı olması bakımından bir başlangıç noktası olarak kullanılacaktır. Ayrıca bölgenin neotektonik yorumunun yapılmasında da önemli katkılar sağlayacaktır.

8- Bu çalışmadan bulunan hız süreksizliklerinin derinlikle değişim modelleri, mikro deprem aktivitesi ve moment tensörü çözüm çalışmalarında güvenilir ön bilgi olarak kullanılacaktır.

6. KAYNAKLAR

- Adıyaman, H. E., Beck, S. L., Zandt, G., Biryol, C. B., Warren, L. M., Özacar, A. ve Taymaz, T., 2009. NAF Experiment: Lithospheric Structure of the Central North Anatolia from S-Wave Receiver Function Analysis, 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: September, İstanbul-Turkey, Bildiriler Kitabı, 277-285.
- Al-Damegh, K., Sandvol, E. ve Barazangi, M., 2005. Crustal Structure of the Arabian Plate: New Constraints from the Analysis of Teleseismic Receiver Functions, Earth and Planetary Letters, 231, 177-196.
- Al-Lazki, A. I., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Türkelli, N. ve Mohamad, R., 2004. Pn Tomographic Imaging of Mantle Lid Velocity and Anisotropy at the Junction of the Arabian, Eurasian and African Plates, Geophysical Journal International, 158, 1024-1040.
- Ammon, C. J., Randall, G. E. ve Zandt, G., 1990. On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversions, Journal of Geophysical Research, 95, 15303-15318.
- Ammon, C. J., 1991. The Isolation of Receiver Effects from Teleseismic P Waveforms, Bulletin of the Seismological Society of America, 81, 2504-2510.
- Ammon, C. J. ve Zandt, G., 1993. Receiver Structure beneath the Southern Mojave Block, California, Bulletin of the Seismological Society of America, 83, 737-755.
- Aydemir, A. ve Ateş, A., 2008. Determination of Hydrocarbon Prospective Areas in the Tuzgözü (Saltlake) Basin, Central Anatolia, by Using Geophysical Data, Journal of Petroleum Science and Engineering, 62, 36-44.
- Aydemir, A., 2009. Tectonic Investigation of Central Anatolia, Turkey, Using Geophysical Data, Journal of Applied Geophysics, 68, 321-334.
- Baker, G. E., Minster, J. B., Zandt, G. ve Gürolla, H., 1996. Constraints on Crustal Structure and Complex Moho Tomography beneath Pinon Flat, California, from Receiver Functions, Bulletin of the Seismological Society of America, 86, 1830-1844.
- Başokur, A. T., 2001. Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters Çözümü, Kozan Ofset, İstanbul, Eğitim Yayınları, 4.
- Berteussen, K. A., 1977. Moho Depth Based on Spectral-Ratio Analysis of NOSAR Long-Period P Waves, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 15, 13-27.

- Bertrand, E. ve Deschamps, A., 2000. Lithospheric Structure of the Southern French Alps Inferred from Broadband Analysis, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 122, 1-2, 79-102.
- Büyüksaraç, A., Taymaz, T., Ateş, A., Bilim, F., Aydemir, A., Bektaş, Ö., Yolsal, S. ve Çubuk, Y., 2009. Gravity Anomalies and Crustal Structure of 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: September, İstanbul-Turkey, Bildiriler Kitabı, 107-112.
- Cantez, N., 1997. Jeofizikte Modelleme, Yönmat Matbaası, İstanbul.
- Cassidy, J. F., 1992. Numerical Experiments in Broadband Receiver Function Analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, 82, 1453-1474.
- Chen, X., 1993. A Systematic and Efficient Method of Computing Normal Modes for Multilayered Half-Space, Geophysical Journal International, 115, 391-409.
- Cong, L. ve Mitchell, B. J., 1998. Seismic Velocity and Q Structure of the Middle Eastern Crust and Upper Mantle from Surface Wave Dispersion and Attenuation, Pure and Applied Geophysics, 153, 503-538.
- Cristensen, N. I. ve Mooney, W. D., 1995. Seismic Velocity Structure and Composition of the Continental Crust: A Global View, Journal of Geophysical Research, 100, 9761-9788.
- Çakır, Ö., Erduran, M., Çınar, H. ve Yılmaztürk, A., 2000. Forward Modeling Receiver Functions for Crustal Structure beneath Station TBZ (Trabzon, Turkey), Geophysical Journal International, 140, 341-356.
- Çakır, Ö. ve Erduran, M., 2004. Constraining Crustal and Uppermost Mantle Structure beneath Station TBZ (Trabzon, Turkey) by Receiver Function and Dispersion Analyses, Geophysical Journal International, 158, 955-971.
- Çavumirza, M., Kılıç, Ö. ve Anıl, M., 2003. Türkiye 5. Mermer Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 117-126.
- Darbyshire, F. A., White, R. S. ve Priestley, K. F., 2000. Structure of the Crust and Uppermost Mantle of Iceland from A Combined Seismic and Gravity Study, Earth and Planetary Letters, 181, 409-428.
- Demirtaş, R., İravul, Y., Erkmen, C., Baranı, B., Yaman, M., Baykal, M. ve Kılıç, T., 2000. Çankırı Depremi, Jeoloji Mühendisleri Odası Haber Bülteni, 1-15.
- Du, Z. J. ve Foulger, G. R., 1999. The Crustal Structure beneath Northwest Fjords, Iceland, from Receiver Functions and Surface Waves, Geophysical Journal International, 139, 419-432.

- Dziewonski, A. M., Bloch, S. ve Landisman, M., 1969. A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals, Bulletin of the Seismological Society of America, 59, 427-444.
- Dziewonski, A. M. ve Hales, A. L., 1972. Numerical Analysis of Dispersed Seismic Waves: In *Methods in Computational Physics*: Bolt, B. A. (ed), Academic Press, New York, 11, 39-84.
- Erduran, M., 1999. Uzak Alan Deprem Kayıtlarından Trabzon (TBZ) Deprem İstasyonunun Altındaki Litosfer Yapısının Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Erduran, M. ve Çakır, Ö., 2001. Kabuk ve Üst-Manto Hız Yapısının Saptanmasında Alıcı Fonksiyonun Çok Çözümlülüğü, Yerbilimleri, 23, 99-112.
- Erduran, M., 2002. Alıcı Fonksiyon ve Yüzey Dalgalarının Birlikte Ters Çözümünden TBZ (Trabzon) Sismik İstasyonunun Kabuk Yapısı, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Erduran M., Çakır, Ö., Tezel, T., Şahin, Ş. ve Alptekin, Ö., 2007. Anatolian Surface Wave Evaluated at GEOFON Station ISP Isparta, Turkey, Tectonophysics, 434, 39-54.
- Erduran, M., Endrun, B. ve Meier, T., 2008. Continental vs. Oceanic Lithosphere beneath the Eastern Mediterranean Sea-Implications from Rayleigh Wave Dispersion Measurements, Tectonophysics, 457, 42-52.
- Erduran, M., 2009. Teleseismic Inversion of Crustal S-Wave Velocities beneath the Isparta Station, Journal of Geodynamics, 47, 225-236.
- Esat, K., 2004. Çankırı-Eldivan Arasının Stratigrafisi ve Tektoniği, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Frederiksen, A. W., 2000. Seismic Imaging of the Canadian Upper Mantle, Ph.D. Thesis The University of British Columbia, Vancouver.
- Froger, J.-L., Lenat, J.-F., Chorowicz, J., Le Pennec, J.-L., Bourdier, J.-L., Köse, O., Zimitoğlu, N. M. ve Gourgaud, A., 1998. Hidden Calderas Evidenced by Multisource Geophysical Data; Example of Cappadocian Calderas, Central Anatolia, Journal of Volcanology Geothermal Research, 185, 99-128.
- Gans, C. R., Beck, S. L., Zandt, G., Biryol, C. B. ve Özacar, A. A., 2009. Detecting the Limit of Slab Break-Off in Central Turkey: New High-Resolution Pn Tomography Results, Geophysical Journal International, 179, 3, 1566-1572.
- Gök, R., Pasyanos, M. E. ve Zor, E., 2007. Lithospheric Structure of the Continent-Continent Collision Zone: Eastern Turkey, Geophysical Journal International, 169, 1079-1088.

- Gök, R., Mahdi, H., Al-Shukr, H. ve Rodgers, A. J., 2008. Crustal Structure of Iraq from Receiver Functions and Surface Wave Dispersion: Implications for Understanding the Deformation History of the Arabian-Eurasian Collision. Geophysical Journal International, 172, 1179-1187.
- Gürbüz, C. ve Evans, J. R., 1991. A Seismic Refraction Study of Western Tuz Gölü Basin, Central Turkey, Geophysical Journal International, 106, 239-293.
- Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, I. ve Şengör, A. M. C., 1984. Paleotectonic Evolution of the Tuzgölü Basin Complex, Central Turkey: Sedimentary Record of a Neo-Tethyan Closure, In: Dixon, J. E. ve Robertson, A. H. F. (eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society, Special Publication, 17, 467-482.
- Gürrola, H., Minster, J. B. ve Owens, T. J., 1994. The Use of Velocity Spectrum for Stacking Receiver Functions and Imaging Upper Mantle Discontinuities, Geophysical Journal International, 117, 427-440.
- Gürsoy, H., Piper, J. D. A. ve Tatar, O., 1999. Paleomagnetic Study of the Galatean Volcanic Province, North-Central Turkey: Neogene Deformation of the Anatolian Block, Geological Journal, 34, 7-23.
- Harland, K. E., White, R. S. ve Soosalu, H., 2009. Crustal Structure beneath the Faroe Islands from Teleseismic Receiver Functions, Geophysical Journal International, 177, 115-124.
- Hearn, T. M. ve Ni, J. F., 1994. Pn Velocities beneath Continental Collision Zones: The Turkish-Iranian Plateau, Geophysical Journal International, 117, 273-283.
- Hebert, L. ve Langston, C. A., 1985. Crustal Thickness Estimate at AAE (Addis-Ababa, Ethiopia) and NAI (Nairobi, Kenya) Using Teleseismic P-wave Conversions, Tectonophysics, 111, 299-327.
- Helmberger, D. ve Wiggins, R. A., 1971. Upper Mantle Structure of Midwestern United States, Journal of Geophysical Research, 76, 3229-3245.
- İleri, İ., 2007. Eldivan-Elmadağ Tektonik Kaması Güney Sınırının Yapısal Özellikleri, Yüksel Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Julia, J., Vila, J. ve Macia, R., 1998. The Receiver Structure beneath the Ebro Basin, Iberian Peninsula, Bulletin of the Seismological Society of America, 88, 1538-1547.
- Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B. ve Correig, A. M., 2000. Joint Inversion of Receiver Function and Surface Wave Dispersion Observations, Geophysical Journal International, 143, 99-112.

- Julia, J., Ammon, C. J. ve Herrmann, R. B., 2003. Lithospheric Structure of the Arabian Shield from Joint Inversion of Receiver Functions and Surface-Wave Group Velocities, Tectonophysics, 371, 1-21.
- Kaymakçı, N., Duemeijer, C. E., Langeries, C., White, S. H. ve Van Dijk, P. M., 2003. Paleomagnetic Evolution of the Çankırı Basin (Central Anatolia, Turkey): Implications for Oroclinal Bending due to Indentation, Geological Magazine, 140, 343-355.
- Ketin, İ., 1961. Über die Magmatischen Erscheinungen in der Türkei, Bulletin of the Geological Society of Turkey, 7, 2.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, 66, 20-34.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İTÜ Vakfı, Kitap Yayın, 32.
- Kikuchi, M. ve Kanamori, H., 1982. Inversion of Complex Body Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, 72, 491-506.
- Koçyiğit, A., 1991. An Example of an Accretionary Forearc Basin from Northern Central Anatolia and Its Implications for the History of Subduction of Neo-Tethys in Turkey, Geological Society of America Bulletin, 103, 22-36.
- Kosarev, G. L., Petersen, N. V. ve Vinnik, L. P., 1993. Receiver Functions for the Tien Shan Analog Broadband Network: Contrast in the Evolution of Structures Across the Talasso-Fergana Fault, Journal of Geophysical Research, 98, 4437-4962.
- Lanczos, C., 1961. Linear Differential Operators: D. Van Nostrand Co.
- Langston, C. A., 1977. The Effect of Planar Dipping Structure on Source and Receiver Responses for Constant Ray Parameters, Bulletin of the Seismological Society of America, 67, 1029-1050.
- Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, Inferred from Teleseismic Body Waves, Journal of Geophysical Research, 84, 4749-4762.
- Langston, C. A., 1989. Scattering of Teleseismic Body Waves under Pasadena, California, Journal of Geophysical Research, 94, 1935-1951.
- Last, R. J., Nyblade, A. A. ve Langston, C. A., 1997. Crustal Structure of the East African Plateau from Receiver Functions and Rayleigh Wave Phase Velocities, Journal of Geophysical Research, 102, 24469-24483.
- Lawson, C. L. ve Hanson R. J., 1974. Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall, Englewood, Chffs, New Jersey.
- Lay, T. ve Wallace., 1995. Modern Global Seismology, Academic Press Inc., San Diego, California.

- Lee, J.-J. ve Langston, C. A., 1983. Three-Dimensional Ray Tracing and The Method of Principal Curvature for Geometric Spreading, Bulletin of the Seismological Society of America, 73, 765-780.
- Li, Y., Wu, Q., Zhang, R., Tian, X. ve Zeng, R., 2008. The Crust and Upper Mantle Structure beneath Yunnan from Joint Inversion of Receiver Functions and Rayleigh Wave Dispersion Data, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 170, 134-146.
- Ligorria, J. P. ve Ammon, C. J., 1999. Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation, Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 1395-1400.
- Ligorria, J. P., 2000. An Investigation of the Mantle-Crust Transition beneath North America and Poisson's Ratio of the North American Crust, Ph.D Thesis, Saint Louis University, Saint Louis.
- Mangino, S. G., Zandt, G. ve Ammon, C. J., 1993. The Receiver Structure beneath Mina, Nevada, Bulletin of the Seismological Society of America, 83, 542-560.
- Mangino, S. G., Priestley, K. ve Ebel, J., 1999. The Receiver Structure beneath the China Digital Seismograph Network Stations, Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 1053-1076.
- Marone, F., Van der Meijde, M., Van der Lee, S. ve Giardini, D., 2003. Joint Inversion of Local, Regional and Teleseismic Data for Crustal Thickness in the Eurasia-Africa Plate Boundary Region, Geophysical Journal International, 154, 499-514.
- Mejia, J. A., 2001. Lithospheric Structure beneath the Tibetan Plateau Using Simultaneous Inversion of Surface Wave Dispersion and Receiver Functions, Ph.D Thesis, Faculty of the Graduate School of Saint Louis University, Saint Louis.
- Mindevalli, Ö. Y., 1988. Crust and Upper Mantle Structure of Turkey and the Indian Sub-Continent Surface Wave Studies: Ph.D Thesis, Saint Louis University, Saint Louis.
- Mindevalli Ö. Y. ve Mitchell, B. J., 1989. Crustal Structure and Possible Anisotropy in Turkey from Seismic Surface Wave Dispersion, Geophysical Journal International, 98, 93-106.
- Menke, W., 1984. Geophysical Data Analysis-Discrete Inversion Theory, Academic Press, New York.
- Mokhtar, T. A., Herrmann, R. B. ve Russel, D. R., 1988. Seismic Velocity and Q Model for the Shallow Structure of the Arabian Shield from Short-Period Rayleigh Waves, Geophysics, 53, 1379-1387.
- Müller, G., 1985. The Reflectivity Method: A Tutorial, Journal of Geophysics, 58, 153-174.

- Necioğlu, A., Maddison B. ve Türkelli, N., 1981. A Study of Crustal and Upper Mantle Structure of Northwestern Turkey, Geophysical Research Letters, 8, 1.
- Okay, A. I., 2008. Geology of Turkey: A Synopsis, Anschnitt, 21, 19-42
- Owens, T. J., Zandt, G. ve Taylor, S. R., 1984. Seismic Evidence for An Ancient Rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A Detailed Analysis of Broadband Teleseismic P Waveforms, Journal of Geophysical Research, 89, 7783-7795.
- Owens, T. J., 1987. Crustal Structure of the Adirondacks Determined from Broadband Teleseismic Waveform Modeling, Journal of Geophysical Research, 92, 6391-6401.
- Owens, T. J. ve Crosson R. S., 1988. Shallow Structure Effects on Broadband Teleseismic P Waveforms, Bulletin of the Seismological Society of America, 78, 96-108.
- Özacar, A. A., Biryol, C. B., Adıyaman, H. E., Gans, C. R., Zandt, G., Beck, S. L., Warren, L. M. ve Taymaz, T., 2009. North Anatolian Fault (NAF) Passive Seismic Experiment-Continental Lithospheric Deformation along a Major Strike-Slip Fault (Central 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: September, İstanbul-Turkey, Bildiriler Kitabı, 236-237.
- Özalaybey, S., Savage, M. K., Sheehan, A. F., Louie, J. N. ve Brune, J. N., 1997. Shear-Wave Velocity Structure in the Northern Basin and Range Province from Combined Analysis of Receiver Functions and Surface Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, 87, 1, 183-199.
- Park, J. ve Levin V., 2002. Seismic Anisotropy: Tracing Plate Dynamics in the Mantle, Science, 296, 485-489.
- Peng, X. ve Humphreys, E. D., 1997. Moho Dip and Crustal Anisotropy in Northwestern Nevada from Teleseismic Receiver Functions, Bulletin of the Seismological Society of America, 87, 745-754.
- Phinney, R. A., 1964. Structure of the Earth's Crust from Spectral behaviour of Long-Period Body Waves, Journal of Geophysical Research, 69, 2997-3018.
- Platzman, E. S., Tapırdamaz, C. ve Sanver, M., 1998. Neogene Anticlockwise Rotation of Central Anatolia (Turkey): Preliminary Paleomagnetic and Geochronological Results, Tectonophysics, 299, 175-189.
- Reading, A. M. ve Kennett, B. L. N., 2003. Lithospheric Structure of the Pilbara Craton, Copricorn Orogen and Yilgarn Craton, Western Australia from Teleseismic Receiver Functions, Australian Journal of Earth Sciences, 50, 439-445.

- Rumpfhuber, E.-M., 2008. An Integrated Analysis of Controlled and Passive Source Seismic Data, Ph.D, Faculty of the Graduate School of The University of Texas, Texas.
- Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Vernon, F., Mellors, R. ve Al-Amri, A., 1998. Lithospheric Seismic Velocity Discontinuities beneath the Arabian Shield, Geophysical Research Letters, 25, 15, 2873-2876.
- Saunders, P., Priestley, K. ve Taymaz, T., 1998. Variations in the Crustal Structure beneath Western Turkey, Geophysical Journal International, 194, 373-389.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karakuş, K., Fodor, L., Araz, H. ve Karadenizli, L., 1997. Does Continuous Compressive Tectonic Regime Exist during Late Paleogene to Late Neogen in NW Central Anatolia, Turkey? Preliminary Observations. Tr. Journal of Earth Sciences, 6, 77-83.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karadenizli, L., Şen, Ş., Varol, B. ve Karabıykoğlu, T., 2000. Rockfall Avalanche Deposits Associated with Normal Faulting in the NW of Çankırı Basin: Implications for the Postcollisional Tectonic of the Neo-Tethyan Suture Zone, Terra Nova, 12, 245-251.
- Seyitoğlu, G., Karadenizli, L., Şen, Ş., Kazancı, N., Varol, B., Saraç, G., Işık, V., Esat, K., Özcan, F., Savaşçı, D. ve İleri, İ., 2009. Late Pliocene-Quaternary Pinched Crustal Wedge in NW Central Anatolia, Turkey: A Neotectonic Structure Accommodating the Internal Deformation of the Anatolian Plate, Geological Bulletin of Turkey, 52, 1, 121-154.
- Sheehan, A. F., Abers, G. A., Lerner-Lam, A. L. ve Jones, C. H., 1995. Crustal Thickness Variations across the Rocky Mountain Front from Teleseismic Receiver Functions, Journal of Geophysical Research, 100, 20391-20404.
- Shiomi, K., Obara, K. ve Sato, H., 2006. Moho Depth Variation beneath Southwestern Japan Revealed from Velocity Structure based on Receiver Functions Inversion, Tectonophysics, 420, 205-221.
- Stein, S. ve Wysession, M., 2003. An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure, Blackwell Publishing, 2003.
- Şapaş, A. ve Boztepe-Güney A., 2009. Shear Wave Splitting in the Isparta Angle, Southwestern Turkey: Anisotropic Complexity in the Mantle, Journal of Earth System Science, 118, 1, 71-80.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Takeuchi H. ve Saito, M., 1972. Seismic Surface Waves, Methods in Computational Physics, 11, 271-295.

- Taymaz, T., Wright, T. J., Yolsal, S., Tan, O., Fielding, E. ve Seyitoğlu, G., 2007. Source Characteristics of the 6 June 2000 Orta-Çankırı (Central Turkey) Earthquake: A Synthesis of Seismological, Geological and Geodetic (InSAR) Observations, and Internal Deformation of the Anatolian Plate, Geological Society of London, 291, 259-290.
- Tok, H. E., Beck, S. L., Zandt, G., Biryol, C. B., Warren, L. M., Özacar, A. A. ve Taymaz, T., 2008. NAF Experiment: Lithospheric Structure of the Central North Anatolia from S-Wave Receiver Function Analysis, American Geophysical Union, Fall Meeting, Bildiriler Kitabı, T21A-1917.
- Toksöz, M. N., Kuleli, S., Schultz, C. A., Harris, D. B., Gürbüz, C., Kalafat, D. ve Işıkkara, A. M., 2002. Calibration of Regional Seismic Stations in the Middle East with Shots in Turkey, 24th Seismic Research Review, 200-208.
- Toksöz, M. N., Kuleli, S., Gürbüz, C., Kalafat, D., Bekler, T., Zor, E., Yılmaz, M., Öđütçü, Z., Schultz, C. A. ve Harris, D. B., 2003. Calibration of Regional Seismic Stations in the Middle East with Shots in Turkey, 25th Seismic Research Review, 162-171.
- Toprak, V., Keller, J. ve Schumacher, R., 1994. Volcano-Tectonic Features of the Cappadocian Volcanic Province, Excursion Guide Book, International Volcanological Congress, IAVCEI, Ankara.
- Yılmaz, O., 2001. Seismic Data Analysis, Investigations in Geophysics, Society of Exploration Geophysicist, 10.
- Zhang, J. ve Langston, C. A., 1995. Dipping Structure under Dourbes, Belgium, Determined by Receiver Function Modelling and Inversion, Bulletin of the Seismological Society of America, 85, 254-268.
- Zhou, L., Chen, W. ve Özalaybey, S., 2000. Seismic Properties of the Central Indian Shield, Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 1295-1304.
- Zhou, R.-M., Stump, W., Herrmann, R. B., Yang, Z.-X. ve Chen, Y.-T., 2009. Teleseismic Receiver Function and Surface-Wave Study of Velocity Structure beneath the Yanqing-Huailai Basin Northwest of Beijing, Bulletin of the Seismological Society of America, 99, 1937-1952.
- Zhu, L., Owens, T. J. ve Randall, G. E., 1995. Lateral Variation in Crustal Structure of the Northern Tibetan Plateau Inferred from Teleseismic Receiver Functions, Bulletin of the Seismological Society of America, 85, 6, 1531-1540.
- Zelt, B. C. ve Ellis, R. M., 1999. Receiver-Function Studies in the Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan, Canadian Journal of Earth Science, 36, 585-603.
- URL-1, <http://www.iris.edu/hq/>, 1 Şubat 2009.
- URL-2, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/>, 15 Aralık 2009.

ÖZGEÇMİŞ

6 Ağustos 1984'te Çarşamba, Samsun'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini 1990-2002 yılları arasında Çarşamba'da tamamladı. 2002 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Lisans öğrenimine başladı. 2006 yılında Lisans öğrenimini tamamladıktan sonra aynı yıl Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans öğrenimine başladı. Kasım 2007'de Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Yer Fiziği Anabilim Dalı'na Araştırma Görevlisi olarak atandı. Bu görevi hâlen sürdürmekte olup, iyi derecede İngilizce bilmektedir.