

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ALICI FONKSİYONLAR VE YÜZEY DALGALARININ
BİRLİKTE TERS ÇÖZÜMÜNDEN
TBZ (TRABZON) SİSMİK İSTASYONUNUN KABUK YAPISI

727535

Jeof. Yük. Müh. Murat ERDURAN

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde

“Doktor”

Ünvanı Verilmesi için Kabul Edilen Tezdir.

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 17.06.2002

127535

Tezin Savunma Tarihi : 10.07.2002

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Özcan ÇAKIR

Özcan Çakır

Jüri Üyesi

: Doç. Dr. Ahmet YILMAZTÜRK

A. Yılmaztürk

Jüri Üyesi

: Doç. Dr. Cüneyt ŞEN

Cüneyt Şen

Jüri Üyesi

: Prof. Dr. Niyazi TÜRKELLİ

Niyazi Türkelli

Jüri Üyesi

: Yrd. Doç. Dr. Hüseyin GÖKALP

Hüseyin Gökalp

Enstitü Müdürü : Prof. Dr. Asım KADIOĞLU

A. Kadioğlu

Trabzon 2002

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora programında yapılmıştır. Çalışmada, Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümündeki Trabzon (TBZ) sismik istasyonunda 1996-2002 yılları arasında kayıt edilen tele-sismik ve yüzey dalgası deprem verileri kullanılarak TBZ sismik istasyonunun altındaki 1-Boyutlu kabuk yapısı belirlenmiştir. Kabuk yapısının belirlenmesinde alıcı fonksiyonlar ve yüzey dalgası bilgileri birlikte ters çözülmüş ve çok çözümlülük probleminden arındırılmış doğru ters çözüm yapıları elde edilmiştir. Teğetsel bileşen alıcı fonksiyonlar üzerindeki ilk gelen P dalga genlikleri Karadeniz' den Doğu Anadolu' ya geçişteki kabuksal kalınlaşmaya işaret edecek şekilde dizilmiştir. Bulunan sonuçların, bölgenin tektonizmasına yönelik yapılacak ileriki dönemlerdeki çalışmalara önemli katkılar sağlayacağı umulmaktadır.

Bu tez çalışması süresince, 2 adet uluslararası ve 2 adet ulusal makale yayınlanmış/veya yayınlanmakta olup, 3 adet uluslararası bildiri sunulmuştur.

Gerek Yüksek lisans ve gerekse Doktora tez danışmanlıklarımı üstlenerek, çalışmalarım sırasında hiçbir desteğini ve bilgisini esirgemeyen ve de yapıcı eleştirileriyle her zaman beni yönlendiren sayın hocam Yrd.Doç.Dr. Özcan ÇAKIR' a göstermiş olduğu katkılarından dolayı sonsuz teşekkür ederim. Her zaman manevi desteğini gördüğüm sevgili eşim Jeofizik Yük. Müh. Aygün ERDURAN' a minnettarlığımı bildiririm.

Çalışmalarımı yürüttüğüm K.T.Ü Jeofizik Mühendisliği bölümündeki bütün akademik ve idari personel arkadaşlarıma ayrı ayrı teşekkür ederim.

Murat ERDURAN

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET.....	IV
SUMMARY.....	V
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VI
TABLolar DİZİNİ.....	XI
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XII
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	5
1.3. Bölgenin Jeolojik ve Jeofizik Geçmişi.....	6
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	11
2.1. Zaman Ortamı Alıcı Fonksiyon Yöntemi.....	11
2.1.1. Alıcı Fonksiyonun Kuramı.....	15
2.2. Alıcı Fonksiyonun Ters Çözüm Yöntemi.....	20
2.2.1. Alıcı Fonksiyon Ters Çözümünün Kuramsal Testi.....	23
2.3. Yüzey Dalgası Dispersiyonu ve Ters Çözüm İşlemi.....	30
2.4. Alıcı Fonksiyon ve Yüzey Dalgası Bilgisinin Ağırlıklı Ters Çözüm Kuramı.....	41
2.4.1. Ağırlıklı Ters Çözümün Kuramsal Testi.....	47
2.5. Uygulamalar.....	67
2.5.1. Gözlemsel Alıcı Fonksiyon Sinyallerinin Analizi.....	67
2.5.2. Bölgesel Yüzey Dalgası Dispersiyon Analizi.....	76
2.5.3. Gözlemsel Alıcı Fonksiyon ve Bölgesel Yüzey Dalgası Dispersiyon Bilgilerinin Ağırlıklı Ters Çözüm Analizi.....	89
3. BULGULAR ve İRDELEME.....	103
4. SONUÇLAR.....	105
5. KAYNAKLAR.....	108
ÖZGEÇMİŞ.....	122

ÖZET

Bu çalışmanın öncelikli amacı TBZ (Trabzon) sismik istasyonunun altındaki kabuk hız yapısını ortaya çıkarmaktır. Bu amaçla, TBZ istasyonunda kayıt edilen tele-sismik P dalgaları ve bölgesel yüzey dalgaları birlikte kullanılmıştır. Tele-sismik P dalgalarının ters-evrişiminden hesaplanan alıcı fonksiyonlar tek başına ters-çözüm işleminde kullanıldığında, alışıla gelmiş çok çözümlülük sorunu ile karşılaşmaktadır. Bu sorunu aşmak için, son yıllarda kullanılmaya başlanılan bir çözüm yöntemi (alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası) başarılı bir şekilde uygulanmıştır. Yeni yöntemin en önemli avantajı, alıcı fonksiyon ile yüzey dalgası arasında bir ağırlık sisteminin kurulabilmesidir. Tez çalışmasında kullanılan deprem verileri tamamen tek-istasyon özelliğindedir ve literatürde benzer niteliğe sahip çalışmalar oldukça azdır.

Yüzey dalgaları ve alıcı fonksiyonları birlikte ters çözerken dikkat edilmesi gereken en önemli nokta, her iki veri grubunun yaklaşık benzer Jeolojik yapıyı örneklemesidir. Söz konusu veri gruplarının örneklediği kabuk kalınlıkları birbirinden önemli miktarda (örneğin, ± 10 km) farklı ise, bu çalışmada olduğu gibi, yorumlama aşamasında ayrıca dikkat etmek gerekmektedir. Böyle bir durumda, alıcı fonksiyonlar Moho süreksizliğinin derinliğini doğru olarak verebilir, ancak tekabül eden mutlak sismik hızlar büyük olasılıkla yanlıştır. Bu şekilde ortaya çıkabilecek yanlgı, yüzey dalgası ters-çözüm hız yapısına gerekli müdahale ile kolayca giderilebilir. Yüzey dalgalarının alıcı fonksiyon ters-çözüm işlemine katılmasının bir diğer avantajı ise, istasyon altındaki olası yanal Jeolojik düzensizliklerden kaynaklanan sismik etkileri bastırmasıdır.

TBZ sismik istasyonunun doğusunda 30 ± 2 km ve batısında ise, 36 ± 2 km kabuk kalınlığı saptanmıştır. İstasyonun altındaki sığ makaslama dalgası hızları oldukça düşüktür (2.45 ± 0.18 km/s). Üst kabukta, makaslama dalgası hızı 3.77 ± 0.18 km/s olan bir yüksek-hız zonu ve orta kabukta ise, sismik hızı 3.55 ± 0.18 km/s olan bir düşük-hız zonu saptanmıştır. Moho süreksizliğindeki hız atlaması 0.5 km/s' den küçüktür ve üst-manto Sn hızı 4.41 ± 0.18 km/s olarak karakterize edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Alıcı Fonksiyon, Çok Çözümlülük, Kabuk Hız Yapısı, Ters-çözüm, Yüzey Dalgası

SUMMARY

Joint Inversion of Receiver Functions and Surface Waves for Crustal Structure Beneath Station TBZ (Trabzon)

The current study is designed to invert shear-wave velocity structure beneath the seismic station TBZ (Trabzon). For this purpose both receiver functions and surface waves recorded at station TBZ are employed. Receiver functions are obtained from the deconvolution of three-component tele-seismic P waves, and frequently encounter multiple-solution problem when inverted alone. A joint inversion of both receiver functions and surface waves has recently been suggested to eliminate the multiple-solution, and is applied here efficiently. The new method provides a system of equations weighted properly for both data sets. This study is interesting to use all single-station data (both receiver function and surface wave) that is not frequently seen in the literature.

It is better if receiver functions and surface waves sample a relatively similar velocity structure when used together. If the crustal thickness both from receiver functions and surface waves is different as much as ± 10 km, the user of the method should be extra cautious against a possible misinterpretation such as experienced here. In this case, it is possible that the depth to the Moho discontinuity is estimated correctly, but not the corresponding absolute velocity thereon. One should then adjust the surface wave solution as much as necessary. The addition of relevant surface wave information to the inversion of receiver function is also effective to alleviate possible disturbances from Geological irregularities beneath the station.

The crustal thickness beneath station TBZ is estimated to be 30 ± 2 km to the east of the station, and 36 ± 2 km to the west. Shallow shear-wave velocities are extremely low (i.e. 2.45 ± 0.18 km/s). Upper crustal shear-wave velocities are estimated to be around 3.77 ± 0.18 km/s (high-velocity-zone), and those in mid-crustal levels, around 3.55 ± 0.18 km/s (low-velocity-zone). The velocity jump at Moho is relatively low (i.e. < 0.5 km/s), and the upper mantle S_n velocity is estimated to be 4.41 ± 0.18 km/s.

Key Words: Receiver Function, Multiple-solution, Crustal Velocity Structure, Inversion, Surface Wave

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

- Şekil 1. Tek tabakalı kabuk yapısı için P_s ve P_pPmp fazlarının ışın yörüngeleri (Ligorria, 2000).....5
- Şekil 2. Doğu Karadeniz bölgesinin tektonik haritası. İçi dolu üçgenlerle çizgiler orijinal dalma-batma polaritesi ile Neotetis süturlarını gösterir. İçi boş üçgenlerle çizgiler önemli Eosen-sonrası ters faylarıdır (Okay, Şahintürk, 1997).....8
- Şekil 3. Kuramsal yeraltı yapısı.....15
- Şekil 4. a) Alıcı fonksiyonun iki tabakalı kabuksal bir ortamdaki ışın yörüngeleri, b) iki yatay yavaşlık değerinde hesaplanan kuramsal alıcı fonksiyon izleri.....20
- Şekil 5. Grup 1' deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri.....25
- Şekil 6. Grup 2' deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri.....26
- Şekil 7. Grup 3' deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri.....27
- Şekil 8. Grup 4' deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri.....28
- Şekil 9. Kuramsal yeraltı yapısı etrafında 9 ve 18 numaralı başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi.....29
- Şekil 10. Kuramsal hesaplarda kullanılan, a) Mindevalli ve Mitchell (1989) kabuk hız yapısı, b) kaynak zaman fonksiyonu (üst) ve açısız frekansa göre fazın türevi (alt) gösteriliyor.....32
- Şekil 11. Deprem kaynak fazının, a) 300 km dış odak uzaklığında, b) 800 km dış odak

- uzaklığında Love ve Rayleigh grup hızlarına olan etkisi gösteriliyor.....35
- Şekil 12. 300 km dış odak uzaklığında ve farklı kırık mekanizmalarında üç bileşen sentetik sismogramın örnekleri. a) Doğrultu= 225^0 , eğim= 90^0 , kayma= 0^0 ve doğrultu= 225^0 , eğim= 70^0 , kayma= 20^0 , b) doğrultu= 270^0 , eğim= 90^0 , kayma= 180^0 ve doğrultu= 270^0 , eğim= 70^0 , kayma= 160^0 . Düşey bileşende Rayleigh dalgaları ve teğetsel bileşende Love dalgaları gösterilir.....36
- Şekil 13. 800 km dış odak uzaklığında ve farklı kırık mekanizmalarında üç bileşen sentetik sismogramın örnekleri. a) Doğrultu= 225^0 , eğim= 90^0 , kayma= 0^0 ve doğrultu= 225^0 , eğim= 70^0 , kayma= 20^0 , b) doğrultu= 270^0 , eğim= 90^0 , kayma= 180^0 ve doğrultu= 270^0 , eğim= 70^0 , kayma= 160^0 . Düşey bileşende Rayleigh dalgaları ve teğetsel bileşende Love dalgaları gösterilir.....37
- Şekil 14. Rayleigh yüzey dalgası grup ve faz hızlarına ait ters çözüm sonuçları. a) Ters çözüm ve kuramsal yeraltı yapısı, b) ters çözüm ve kuramsal dispersiyon eğrileri, c) alıcı fonksiyon izleri.....41
- Şekil 15. Alıcı fonksiyon ve ters çözüm işleminin başlangıç yapıya olan bağımlılığı: başlangıç 2 yapısı, doğru ortalama nedeniyle ters çözüm sonunda gerçek yapı ile çakışmaktadır. Başlangıç 1 ve 3 yapıları yanlış ters çözüm sonuçları vermiştir.....42
- Şekil 16. Yüzey dalgasının bölgesel ışın hatları (üst kısım), yüzey dalgasının olası ışın yörüngeleri (sol alt kısım) ve alıcı fonksiyonun olası ışın yörüngeleri (sağ alt kısım).....44
- Şekil 17. Sismik istasyon altındaki kuramsal kabuk yapısının (kesikli çizgi) ve istasyon etrafındaki farklı kabuksal yapıların (düz çizgi) gösterimi.....48
- Şekil 18. Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızı standart sapmaları (üst satır), grup hızı standart sapmalarının ters çözüm hızlarına yansımaları (orta satır) ve çözünürlük eğrileri (alt satır).....49
- Şekil 19. Sismik istasyon altındaki ve civarındaki kabuk yapılarının (Şekil 17) dispersiyon eğrileri arasındaki fark gösteriliyor.....51
- Şekil 20. Grup 1' deki yüzey dalgalarının ortalama grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözüm sonuçları (Gauss parametresi $\alpha=3$ olarak kullanılmıştır).....54
- Şekil 21. Grup 2' deki yüzey dalgalarının ortalama grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözüm sonuçları (Gauss parametresi $\alpha=3$ olarak kullanılmıştır).....56
- Şekil 22. Grup 3' deki yüzey dalgalarının ortalama grup hızları ile alıcı fonksiyonun

- birlikte ters çözüm sonuçları (Gauss parametresi $\alpha=3$ olarak kullanılmıştır).....57
- Şekil 23. Tüm grupların yüzey dalgalarının ortalama grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözüm sonuçları (Gauss parametresi $\alpha=3$ olarak kullanılmıştır).....58
- Şekil 24. Alıcı fonksiyon ve Şekil 19’ da verilen gruplara ait ortalama dispersiyon eğrilerinin birlikte ters çözüm sonuçları (Gauss parametresi $\alpha=2$ olarak kullanılmıştır).....59
- Şekil 25. Dört farklı yarı-sonsuz başlangıç ve üç farklı kabuk yapısının yardımıyla kademeli sönüm parametresinin sağladığı avantaj gösteriliyor.....61
- Şekil 26. Yüzey dalgası kabuk kalınlığının alıcı fonksiyon kabuk kalınlığından farklı olması durumunda elde edilen ters çözüm sonuçları.....62
- Şekil 27. Ters çözümde hatalı dört yatay yavaşlık (ışın parametresi) değerlerinin kullanılması durumunda elde edilen sonuçlar. Gerçek ışın parametresi 0.045 s/km olarak alınmıştır.....64
- Şekil 28. Alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğü ve yüzey dalgalarının yapıcı katkısının basit bir grafiksel gösterimi. a) Alıcı fonksiyon, b) alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası (doğru sonuç), c) alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası (yanlış sonuç).....65
- Şekil 29. Alıcı fonksiyon sinyallerinin veri-işlem aşamalarını gösteren akış diyagramı...70
- Şekil 30. Teğetsel bileşen alıcı fonksiyonların $t=0$ s’ deki polariteleri gösteriliyor. Moho süreksizliğinin olası eğim yönü işaretlenmiştir. Bu yönün sağında kalanlar eksi polariteli, solunda kalanlar ise artı polaritelidir. Eğim yönü doğrusunun iki tarafından seçilmiş 6 deprem verisinin ışınsal ve teğetsel bileşen alıcı fonksiyon izleri ayrıca gösteriliyor. Sinyal ayrımlılığı için Gauss parametresi geçici olarak $\alpha=2$ alınmıştır.....72
- Şekil 31. Işınsal (sol) ve teğetsel (sağ) bileşen alıcı fonksiyon izlerinin geri-azimut (BAZ) ve dış-odak uzaklığının (Δ) fonksiyonu olarak değişimi. Hesaplarda Gauss parametresi olarak $\alpha=1$ kullanılmıştır. En üstteki büyük dairelerde depremlerin BAZ ve Δ ’ ya göre dağılımı içi dolu daireler ile gösterilmiştir.....74
- Şekil 32. $\alpha=2$ kullanılarak hesaplanan ışınsal bileşen alıcı fonksiyon izlerinin benzer BAZ değerlerdeki değişimi. Düşey ince çizgiler dalga fazlarının varış zamanlarına göre uyumluluğu gösteriyor. Alıcı izlerindeki P_s (m) ve P_pP_m s fazlarının varış zamanları kalın düşey çizgiler ile temsil edilmiştir.....76
- Şekil 33. Türkiye’ nin tektonik birimleri (Şaroğlu vd., 1992) ve kullanılan depremlerin dış odak dağılımları. İçi taralı alan içerisindeki depremler istasyona-yakın ve

	dışarısındakiler ise istasyona-uzak olarak nitelendirilir.....	78
Şekil 34.	a) KAF, b) DAF ve c) graben tektonik birimlerini temsil eden Rayleigh dalgası grup hızı eğrilerinin kaynak faz değişiminden etkilenmesi. Kırık mekanizmaları doğrultu/eğim/kayma biçiminde şekiller üzerinde farklı çizgilerle gösterilmiştir.....	80
Şekil 35.	Yüzey dalgalarının veri-işlem aşamalarını gösteren akış diyagramı.....	81
Şekil 36.	(14), (28) ve (10) depremler için uygulanan veri işlem sonrasında temel mod Rayleigh (altta) ve Love (üstte) dalgalarının seçilmesi örneği. Faz-uyum filtre tekniğinin gözlemsel grup hızları üzerinde uygulanması da ortada verilmiştir	82
Şekil 37.	İstasyona-uzak (sağ) ve istasyona-yakın (sol) gözlemsel depremlerin Rayleigh ve Love grup hızı eğrilerinin ortalama (içi dolu daire) etrafında dağılımı gösterilmiştir.....	84
Şekil 38.	İstasyona-yakın, a) ortalama Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri ve ± 1 standart sapmaları, b) grup hızlarının ters çözüm sonuçları, c) yüzey dalgası grup hızlarının çözünürlük derinliği.....	85
Şekil 39.	İstasyona-uzak, a) ortalama Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri ve ± 1 standart sapmaları, b) grup hızlarının ters çözüm sonuçları, c) yüzey dalgası grup hızlarının çözünürlük derinliği.....	88
Şekil 40.	İstasyona-yakın (kesikli çizgi), istasyona-uzak (düz çizgi) yüzey dalgası ters çözümleri ve <i>değiştirilmiş</i> yeraltı yapısı (kalın çizgi) üst üste gösterilmiştir.....	89
Şekil 41.	73 tele-sismik depremin geri-azimut-dış odak uzaklığı düzleminde dağılımı. Alıcı fonksiyon ters çözümünde kullanılan yığma grupları ise (Grup 1, Grup 2, Grup 3) küçük daireler içerisine alınmıştır.....	91
Şekil 42.	Grup 1' i temsil eden yığma ışınsal ve teğetsel alıcı izleri ve ± 1 standart sapma sınırları.....	92
Şekil 43.	Grup 2' i temsil eden yığma ışınsal ve teğetsel alıcı izleri ve ± 1 standart sapma sınırları.....	93
Şekil 44.	Grup 3' i temsil eden yığma ışınsal ve teğetsel alıcı izleri ve ± 1 standart sapma sınırları.....	94
Şekil 45.	Grup 1' in alıcı izleri için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları (alt), sonuçların ışınsal alıcı fonksiyon bileşeni ile mukayesesi (üst) ve gözlemsel grup hızlarına uyumları.....	95

- Şekil 46. Grup 2' nin alıcı izleri için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları (alt), sonuçların ışınsal alıcı fonksiyon bileşeni ile mukayesesi (üst) ve gözlemsel grup hızlarına uyumları.....96
- Şekil 47. Grup 3' ün alıcı izleri için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları (alt), sonuçların ışınsal alıcı fonksiyon bileşeni ile mukayesesi (üst) ve gözlemsel grup hızlarına uyumları.....97
- Şekil 48. Grup 1, Grup 2 ve Grup 3 için değişik etki faktörleri kullanılarak ($0.1 \leq p \leq 0.9$) saptanan ağırlıklı ters çözüm sonuçları üst üste gösterilmiş.....98
- Şekil 49. İstasyona-uzak ve istasyona-yakın ortalama dispersiyon bilgileri alıcı fonksiyon ile birlikte kullanılarak değişik etki faktörlerindeki sonuçları gösterilmiştir.....100
- Şekil 50. Grup 1, Grup 2 ve Grup 3' ü temsil eden yığılmış alıcı fonksiyon sinyalleri. Moho' dan dönüşmüş Ps fazı ve PpPms tekrarlı yansımasının varış zamanları düşey çizgilerle temsil edilmiştir.....101

TABLULAR DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 1. Başlangıç yapılarının ortalama makaslama dalgası hızları ve ilk gelen P dalgası genlikleri.....	24
Tablo 2. Alıcı fonksiyon analizi için kullanılan depremlerin kaynak parametreleri.....	68
Tablo 3. Yüzey dalgası analizinde kullanılan depremlerin parametreleri.....	77
Tablo 4. Alıcı fonksiyon analizinde kullanılan tele-sismik depremler.....	90



SEMBOLLER DİZİNİ

a	: Gauss filtresinin genişliği
BAZ	: Geri-azimut
c	: Yatay faz hızı
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
$D_R(t)$: Işınsal bileşen yerdeğiştirme
$D_T(t)$: Teğetsel bileşen yerdeğiştirme
$D_V(t)$: Düşey bileşen yerdeğiştirme
$E_R(t)$: Yapının ışınsal darbe tepkisi
$E_T(t)$: Yapının teğetsel darbe tepkisi
$E_V(t)$: Yapının düşey darbe tepkisi
$I(t)$: Sismograf tepkisi
k	: Yatay yöndeki dalga sayısı
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
ℓ	: Düşey yöndeki P dalga sayısı
ℓ'	: Düşey yöndeki SV dalga sayısı
m_0	: Başlangıç yapısı
p	: Etki faktörü
$R(w)$: Kuramsal alıcı fonksiyon
u_x	: Yatay yerdeğiştirme
u_z	: Düşey yerdeğiştirme
w	: Açısal frekans
α	: P dalgasının yayılma hızı
β	: S dalgasının yayılma hızı
γ	: Sönüm parametresi
Δ	: Dış odak uzaklığı
Δt	: Kaynak fazından dolayı oluşan grup gecikme zamanı
θ	: Ara yüzeye gelen geliş açısı
κ	: Alıcı fonksiyon ağırlık faktörü

λ	:Yüzey dalgası ağırlık faktörü
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
ϕ_0	:Deprem kaynak fazı
ψ	:SV dalgası yerdeğiştirme potansiyeli



1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Deprem sismolojisi, kullanılan farklı Jeofiziksel yöntemler arasında üst-mantonun derin yapıları hakkında detaylı bilgiler sağlayan önemli bir bilim dalıdır. 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. Bu tekniklerden biri alıcı fonksiyon yöntemidir. Çalışılan bölgenin kabuk ve üst-manto S dalgası hız yapısını tespit etmek için yaygın olarak kullanılmaktadır (örneğin, Langston, 1979; Owens vd., 1984; Owens, 1987; Ammon vd., 1990; Cassidy, 1992; Ammon, Zandt, 1993; Kosarev vd., 1993; Mangino vd., 1993, Gürrola vd., 1994; Sheehan vd., 1995; Zhu vd., 1995; Peng, Humphreys, 1997; Sandvol vd., 1998; Julia vd., 1998; Mangino vd., 1999; Darbyshire vd., 2000; Çakır vd., 2000a). Yerkabuğu yapısı ve kalınlığı tek düze değildir ve bölgesel değişimler göstermektedir. Cisim dalgaları kullanılarak yapılan yerkabuğu çalışmaları, yer içerisindeki süreksizliklerde oluşan yansıma ve kırılmaları inceler. Fakat dalgalar bu süreksizliklerde sadece yansıyıp kırılmazlar, aynı zamanda faz dönüşümlerine de uğrarlar. Langston (1979) ve (1989)' e göre, kabuk ve üst-manto hız yapısının saptanmasında, kabuksal tekrarlı yansımalar ile Ps dönüşüm fazlarının nasıl kullanılabileceği gösterilmiştir.

Alıcı fonksiyon izleri, uzak alan P dalgalarının düşeye yakın varışlarını ve aynı zamanda P' den S' e (Ps) dönüşüm fazları ile bunların tekrarlı yansımalarını içerir. Ps dönüşüm fazları ve tekrarlı yansımalar istasyon altındaki hız süreksizlikleri ile doğrudan ilişkilidir. Dış odak uzaklığı 30° den daha büyük depremler için, tele-sismik P dalgaları yaklaşık düşey olarak istasyona gelir ve sismogramların düşey bileşeninde daha güçlü gözlenir. Bunun yanı sıra, yer hareketinin yatay bileşeninde ise Ps dönüşüm fazları baskındır. Üç-bileşen sismik istasyonda kayıt edilen uzak alan P dalgaları; deprem kaynak mekanizmasının, manto içinden yayınının, istasyon altındaki yapının ve sismograf tepkisinin etkilerini içermektedir. Deprem kaynağı, sismograf ve manto yörünge etkileri kabuk ve üst-manto etkilerinden ters-evrişim (dekonvolüsyon) yöntemiyle ayırt edilebilir. Bu işlem sonucunda elde edilen sismik izler ``alıcı fonksiyon`` olarak adlandırılır. Alıcı

fonksiyonun elde edilmesi için, ilk olarak kuzey-güney ve doğu-batı yatay bileşenlerinin kuramsal geri-azimut yönünde ışınsal ve teğetsel bileşenlere dönüştürülmesi gerekir. Işınsal ve teğetsel bileşenlerin düşey bileşenden ters evriştirilmesi sonucunda alıcı fonksiyon izleri kolayca ayırt edilebilir. Geri-azimut (BAZ), istasyondan kaynağa doğru bakıldığında kuzeyden saat yönünde yapılan açıdır. Ters-evrişim işlemi gerek zaman ortamında ve gerekse frekans ortamında yapılabilir. Frekans ortamı ters-evrişim işlemine yönelik matematiksel ifadeler Langston (1979) ve Erduran (1999)' da verilmiştir. Bu çalışmada ise, zaman ortamı ters-evrişim yönteminden yararlanılacaktır.

Alıcı fonksiyon yöntemi, doğal deprem kaynağını kullanmasından dolayı diğer sismik yöntemlere göre daha elverişlidir. Alıcı fonksiyon dalga biçimlerini doğal bir sismogram gibi yorumlama olanağı vardır. Alıcı fonksiyon izleri kabuktaki hız dağılımı, moho topoğrafyası, yön bağımlılık (anizotropi) ve eğimli tabaka gibi etkilere karşı duyarlıdır (Owens, 1987; Langston, 1989; Baker vd., 1996; McNamara, Owens, 1993). Yayınım ortamının fiziksel özelliklerine bağlı olarak sismik dalgalar yön bağımlılık şeklinde adlandırılan bir özellik gösterirler. Günümüzde yapılan çalışmalar kabuksal hız yapısındaki yön bağımlılığın alıcı fonksiyonlar ile araştırılabileceğini ortaya çıkarmıştır (McNamara, Owens, 1993; Levin, Park, 1997; Frederiksen, Bostock, 2000). Doğru genliklerin kullanımı sığ hız bilgisini korumakta olup, eğimli tabakaların varlığından dolayı oluşabilecek hatalardan kaçınmaya yardımcı olur (Ammon, 1991; Cassidy, 1992). Sinyal-gürültü oranını artırmak için, dış odak uzaklıkları ile geri-azimutları benzer olan alıcı fonksiyon izleri yığılabilir (Last vd., 1997, Sheehan vd., 1997).

Moho süreksizliğinin belli bir eğime sahip olması halinde ise, farklı azimutlu olayların bu süreksizliğe geliş açıları ve kabuk içerisinde izledikleri ışın yolları farklı olacaktır. Farklı geri-azimut gruplarından deprem verisinin bulunmasına bağlı olarak, alıcı fonksiyonlar yanal yapısal düzensizliklerin saptanmasında kullanılabilir (Zhu vd., 1995). Eğimli ara yüzeylerde, kabuksal yansıma ve kırılmalar nedeniyle ışın yolları gittikçe artarak bozulur ve bu olay tekrarlı yansımalarda belirsiz saçılmalara neden olur. İstasyon altındaki eğimli Moho ve yanal düzensizlikler, ışınsal ve teğetsel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin polarite, genlik ve varış zamanlarına bakılarak araştırılabilir (Owens vd., 1984; Owens, Crosson, 1988; Cassidy, 1992; Peng, Humphreys, 1997; Levin, Park, 1997; Baker vd., 1996). Eğer istasyonun altındaki tabakalar düzlemsel, kendi içinde tek düze ve yön bağımsız-izotropik ise, kuramsal olarak teğetsel bileşen tepkisi sıfır olacaktır. Teğetsel bileşen alıcı fonksiyon, yanal yapısal düzensizliğe karşı duyarlıdır ve bu nedenle yön

bağımlılık-anizotropi ile düzlemsel yapıdan sapmanın bir ölçüsünü yansıtır. Alıcı fonksiyonun teğetsel bileşeninde azimut dışı Ps dönüşüm fazlarının görülmesi istasyon altında kabuksal düzensizliğin varlığını gösterir.

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, ışınal 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 gözlem ile kıyaslanır. Gözlem ile kuramsal arasındaki uyumsuzluğu giderecek miktarda tekrarlı çözüm yapılır ve böyle bir yaklaşımda araştırmacının sahip olduğu deneyim önemli katkı sağlamaktadır. Ters-çözümde ise, kuramsal olarak hesaplanan Jeofizik belirti ile gözlemsel arasındaki uyumsuzluk denklemler sisteminin yardımı ile en-küçük-kareler anlamında otomatik olarak giderilir (Canitez, 1997; Başokur, 2001).

Geniş-bantlı alıcı fonksiyon izleri oldukça fazla detaya sahiptirler. Bu şekildeki dalga biçimini düz modelleme tekniği ile çözmek oldukça zor ve deneyim gerektiren bir işlemdir. Örneğin, Baker vd. (1996) Pinon-flat (California) altındaki kabuk yapısını tele-sismik alıcı fonksiyonların düz modellemesi ile incelemiştir. Çakır vd. (2000a) ise, Trabzon (TBZ) deprem istasyonu altındaki kabuk yapısı için Baker vd. (1996) tarafından önerilen sistematik yaklaşımı kullanmış ve makaslama dalgasının 1-boyutlu hız-derinlik değişimini tespit etmişlerdir. Alıcı fonksiyon yöntemi, daha çok hız süreksizliklerine ve tabaka içindeki göreceli seyahat zamanına duyarlıdır. Ayrıca, ortamın ortalama makaslama hızlarına ait bilgiler alıcı fonksiyonlarda çok zayıf bir şekilde içerilir. Bu nedenle, alıcı fonksiyonların çözümlenmesinde çok çözümlülük sorunuyla karşılaşılır. Örneğin, Lay ve Wallace (1995) birkaç farklı kabuksal hız yapısının benzer alıcı fonksiyon izleri ürettiğini göstermiştir. Alıcı fonksiyonların ters çözümünde başlangıç hız yapılarına gereksinim vardır. Bu başlangıç yapılarının makul olarak seçilmesi gerekir, aksi takdirde ise ters çözüm yanlış sonuç üretebilir.

Alıcı fonksiyonlar, kabuk ve üst-manto sismik hız bilgisini serbest yüzeye taşırlar ve bu bilgi en-küçük kareler ters çözüm yöntemiyle elde edilebilir. Yanal düzensizlik (heterojenite) ve gelişigüzel sismik gürültüler ters çözümdeki hata olasılığını yükseltmektedir (Lay, Wallace, 1995). Ters çözüm sırasında karşılaşılan sorunları

azaltmak için araştırmacılar tarafından farklı istatistiksel yaklaşımlar denenmiştir: Sandvol vd. (1998) çözüm uzayını tarama yöntemi, Julia vd. (1998) Monte Carlo yöntemi, Sambridge (1999) çözüm uzayında komşuluk yöntemi ve Clitheroe vd. (2000) bağışık yöntemi kullanmışlardır. Bu yöntemler arasında en yaygın olarak kullanılan ise, sönümlü en küçük kareler ters çözüm yöntemidir ve tabakalar arasındaki hız farklılıkları bir pürüzsüzlük parametresi ile kontrol edilmektedir (Owens vd., 1984; Ammon vd., 1990; Ammon, Zandt, 1993; Zhang, Langston, 1995). Bu çalışmada sönümlü en küçük kareler ters çözüm yönteminden yararlanılacaktır. 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, Çakır, 2001).

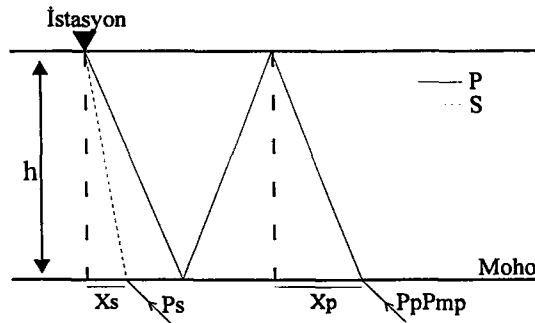
Alıcı fonksiyonlar sınırlı miktarda sismik ışından oluşmakta olup, çok az mutlak hız bilgisini içerirler. Bu nedenle, dalga biçimi daha çok yeraltı hız süreksizlikleri ve ortam içerisindeki seyahat zamanıyla ilişkilidir. Sismik dalga yayınında ışın sayısının yetersiz olması ortalama sismik hız dağılımına olan duyarlılığı azaltmakta ve böylece çok çözümlülük sorunu ortaya çıkmaktadır. Bunun aksine, sismik ışınlar açısından yeterli olan yüzey dalgası dispersiyonu çalışılan yapının ortalama hız dağılımına duyarlıdır ve çok çözümlü değildir. Bu nedenle, son zamanlarda yapılan çalışmalarda alıcı fonksiyon ile bölgesel depremlerin yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin birlikte yorumlanabileceği önerilmiştir (Last vd., 1997; Özalaybey vd., 1997; Due, Foulger, 1999; Julia vd., 2000; Zhou vd., 2000).

Yüzey dalgası dispersiyonu yeraltının çoğunlukla uzun dalga boylu S dalgası hızlarına duyarlıdır, fakat ara yüzeylerdeki hız süreksizliklerine fazla duyarlı değildir (Özalaybey vd., 1997; Çakır vd., 2000b; Julia vd., 2000). Yüzey dalgası dispersiyonu alıcı fonksiyonun içermediği ortalama hız bilgisini içermekte ve buna karşılık alıcı fonksiyon ise, yüzey dalgası dispersiyonun içermediği hız süreksizlikleri bilgisini içermektedir (Erduran, Çakır, 2001; Erduran vd., 2001). Böylece, bu iki sismik veri kaynağı birbirlerinin eksiklerini tamamlamaktadır. Alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası bilgisini etkin olarak bir araya getirmek için ise, her iki veri grubunun örnekledeği bölgenin yanal uzanımının birbirine benzer olması gerekir (Julia vd., 2000). Benzerliğin tam olmadığı durumlarda, matematiksel ağırlıklar yardımıyla, her iki veri grubunu birlikte çözmeye olanağı vardır.

1.2. Çalışmanın Amacı

Jeofizik çalışmaları yer kabuğunun fiziksel özelliklerinin ortaya çıkarılmasında önemli yararlar sağlayabilir. Yeraltının P veya S hız değişimleri bu amaçla kullanılan parametreler arasında en yaygın olanlarıdır. Kabuk hız-yapısı çalışmaları, tektonik blokların ve bu blokları sınırlayan fay zonlarının yapısal ve fiziksel özelliklerini saptamada yardımcı olabilir. Elde edilen kabuk yapısı bilgileri depremsellik, fay zonlarının mekanik ve dinamik özelliklerinin anlaşılması ve sismik değerlendirme çalışmalarında önemli bir rol oynamaktadır. Kıtasal özellikte kuzeydoğu Anadolu' dan okyanus özellikte Karadeniz havzasına yapısal geçiş söz konusudur. TBZ (Trabzon) istasyonu bu geçiş bölgesinin üzerinde yer almaktadır.

TBZ istasyonunda, 1996-2002 yılları arasını kapsayan önemli deprem kayıtları alınmıştır. Tez çalışmasının öncelikli amacı, alıcı fonksiyon yönteminin uygulanmasında karşılaşılan çok çözümlülük sorununun aşılmasına katkı sağlamak ve sonra Trabzon (TBZ) deprem istasyonu altındaki yerel sismik hız dağılımını ters çözmektir. Yerel kavramı, yaklaşık 70 km çaplı ve 70 km derinlikli düşey bir silindir hacim olarak alınabilir. Modellenen en derin ara yüzeyin ışın yörüngelerini saptamak için Snell kanunu kullanılabilir (Şekil 1). Alıcı fonksiyon ile modellenen yanal uzaklık en derin tekrarlı yansıma varışının seyahat ettiği yatay mesafeye kabaca eşittir. Ps dönüşüm fazı ise, istasyona çok yakın uzaklıkları modeller (Cassidy, 1992).



Şekil 1. Tek tabakalı kabuk yapısı için Ps ve PpPmp fazlarının ışın yörüngeleri (Ligorria, 2000).

Yapılan çalışma dört ana başlık halinde toplanabilir: 1) alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası ters çözüm işlemlerinde karşılaşılan sorunların kuramsal olarak incelenmesi, 2)

alıcı fonksiyon ters çözümüne yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin nasıl bir katkı sağlayacağını araştırılması, 3) irdelenen yöntemin tek-istasyon üç-bileşen gözlemsel verilere uygulanması, 4) TBZ deprem istasyonu için saptanan makaslama dalgası hız-derinlik profilinin önceki Jeolojik ve Jeofizik bulgularla ilişkilendirilmesi.

1.3. Bölgenin Jeolojik ve Jeofizik Geçmişi

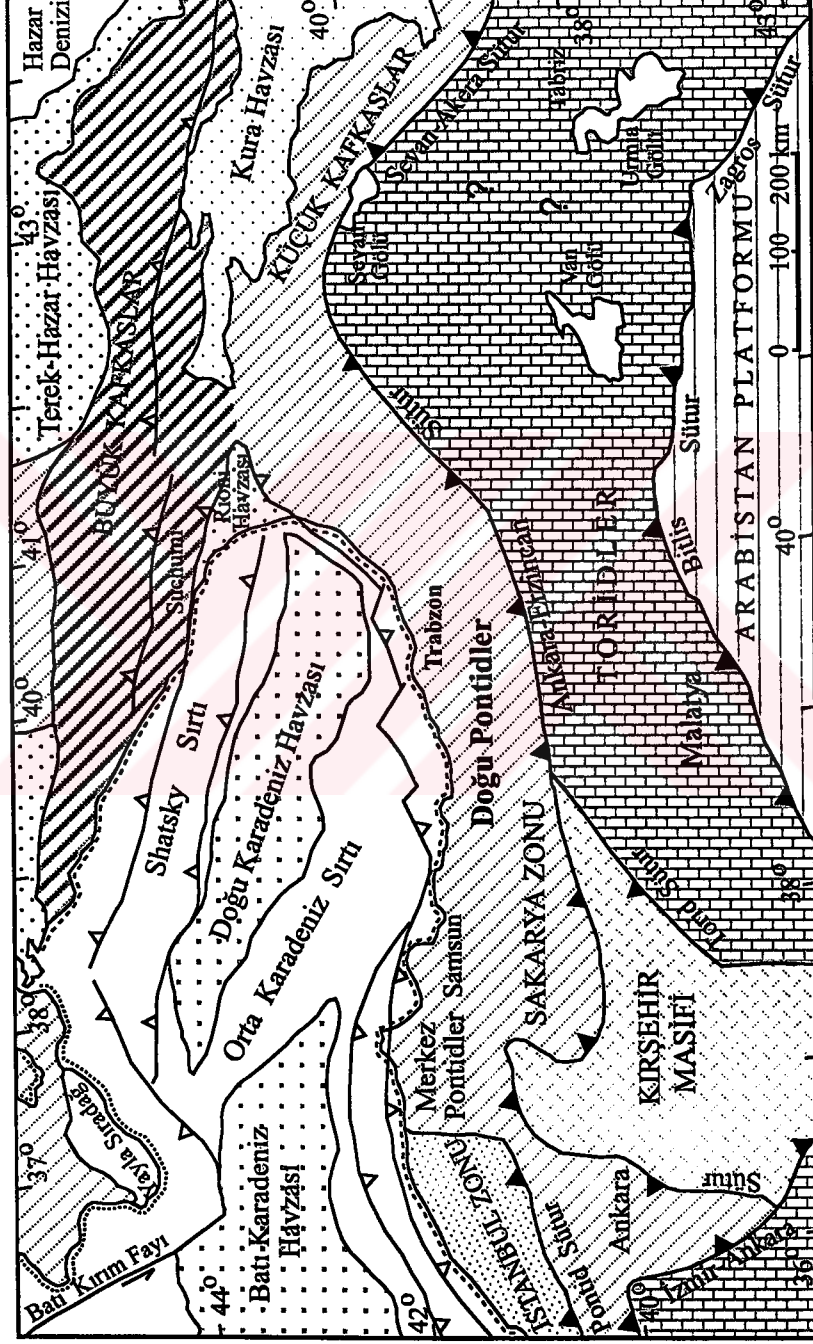
Çalışma bölgesi; batıda Ege plakası, kuzeyde Avrasya yada Karadeniz alt plakası ve güneyde ise, kuzeye doğru hareket halinde olan Afrika ve Arabistan plakaları tarafından sınırlandırılan Türkiye plakasında yer alır. Türkiye plakası kuzeyde Avrasya ve güneyde Gondwana ana karaları arasında yer alan ve Tetis olarak adlandırılan ve doğu-batı yönünde Mesozoyik ve Paleozoyik' de Pasifik ve Atlantik' i birleştiren iç deniz içerisindeki mikro plakaların Mesozoyik ve Senozoyikte birbirine kaynaşması sonucu oluşmuştur. Jeolojik bulgular, kalıntıları Alp-Himalaya sıradağlarında korunan Tetis okyanusal kabuğunun tekrarlanan yitim ve itme zonları boyunca kaybolduğunu işaret etmektedir (Adamia vd., 1981; Şengör, Yılmaz, 1981). Değişik araştırmacılar Tetis' in evrimi ve özelde de Türkiye plakasının kıtasal yapısı için farklı açılardan yaklaştığı için birçok değişik paleo-tektonik modeller sunulmuştur (Adamia vd., 1981; Şengör, Yılmaz, 1981; Dewey vd., 1986; Bektaş vd., 1999). Bu farklılıklar; yitim polaritesi (kuzeye veya güneye doğru), mevcut havzaların oluşumunu açıklayan plaka hareketleri (Akdeniz, Karadeniz ve Hazar Denizi) ve jeolojik yaşlar' dır.

Şengör ve Yılmaz (1981) ve Yılmaz vd. (1986)' a göre, Türkiye' nin tektonik evrimi başlıca iki ana evreye ayrılır; paleo-tektonik ve neo-tektonik (Şengör, Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1986). Bölgedeki tüm paleo-tektonik olayları neo-tektonik olaylar izlemiştir. Neo-tetis okyanusal tabanının yavaş yavaş kapanması sonucu yığılma prizmaları oluşmuştur ve bunlar doğu-batı yönelimli kıvrım ve kırık sistemleri ile uyumludur (Şengör, Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1986). Neo-tetis okyanus plakası kuzeye doğru Pontid plakasının altına dalmış ve bununla beraber oluşan yığılma prizması ilk olarak Alt Kretasede gelişmeye başlamıştır. Neo-tetis okyanus tabanının güney kısımları ise, Torid ve Arabistan karbonat platformlarının üzerine itilmiştir (Okay, Şahintürk, 1997). Alp-Himalaya orojenik sisteminin Doğu Akdeniz bölgesinde yer alan Türkiye kuzeyden güneye doğru bir magmatik yayı temsil eden Pontidler, ofiyolit ve bölgesel metamorfik kayaç birliğini içeren Anatolidler ve karbonat platformunu temsil eden Toridler olarak farklı

tektonik birliklere ayrılmıştır (Şekil 2). Mesozoyik boyunca Anatolid-Torid platformu, güneydeki duraylı karbonat platformunu (Gondwana); Pontidler, parçalanmış ve aktif kıta kenarına dönüşen kuzey (Avrasya) platformunu temsil eder. Söz konusu, paleo-tektonik plaka hareketlerinin geniş açıklamaları Yılmaz vd. (1996)' da verilmiştir.

İlgilenilen saha, Karadeniz kıyısı boyunca yer alan Doğu Pontidler sisteminin kuzey parçasında olan volkanik kısımdır. Doğu Karadeniz bölgesinde Alpin metalojen kuşağı içinde yer alan Doğu Pontidler; Jura, Üst Kretase ve Eosen' deki orojenik aktiviteler sonucu gelişmiş magmatik kayalardan oluşmuştur. Jeokimyasal ve saha verilerinden hareketle bölgede üç önemli dönem tanımlanmıştır; 1) Jurasik, 2) Üst Kretase ve 3) Tersiyer volkanik devri olarak adlandırılmıştır (Şengör, Yılmaz, 1981; Çamur vd., 1996; Şen vd., 1997). Akdeniz vd. (2000)' e göre Paleozoyik yaşlı granitoid-metamorfik temel yer yer, bunları transgresif olarak üstleyen Mesozoyik ve Tersiyer birimlerinin yaygın yüzeylendiği Kuzeydoğu Anadolu' da Karadeniz kıyı çizgisine paralel bir uzanım içinde üç ana fasiyes kuşağı ayırtlanmıştır (Kuzey zon, Güney zon ve Eksen zonu) (Bektaş vd., 1999). En yaşlı kayalar Pontid' lerin güneyinde bulunurken en genci ise kuzeyinde yer almıştır. Doğu Pontid' lerde her üç zonda da izlenen KD-GB ve KB-GD doğrultulu kırık sistemleri aktif olarak Kuzey Anadolu fayı ile Kuzeydoğu Anadolu fayına paralellik sunarlar (Bektaş vd., 1996, Bektaş vd., 1999).

Doğu Pontid' lerin Kuzey Zonu Mesozoyik-Senozoyik yaşlı magmatik yay özellikli bazalt-asidik volkanik kayalar ve granitik intrüzyonları kapsar. Doğu Pontid' lerin kuzeyindeki bu zonda, Geç Kretase yaşlı kalderalar ve granit stokları KB-GD ve KD-GD doğrultulu kırık sistemleri boyunca dizilmiştir. Çökel fasiyeslerin egemen olduğu güney zonda, granitoid ve birlikteki hornblendli-biyotitli kümülatif ultramafik kayalar içeren metamorfik masifler Hersinyen temeline karşılık gelir. Ultramafik kayalar (ofiyolitler) ve bunlarla sıkı ilişkili melanj veya ofiyolitik karmaşıklıkların yüzeylendiği üçüncü zon Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağıdır. Pontidler ile Anatolid-Torid platformunu birbirinden ayıran bu kuşak kapanmış bir okyanusa ilişkin bir kenet kuşağı olarak kabul edilir. Eksen zonunda yüzeyleme veren Alpin tip peridotitler, gabrolar ve metamorfik kayaç kalıntıları Kretase yaşlı derin pelajik tortulların (radyolarit ve kırmızı pelajik kireçtaşı) ve bazaltların taban kayalarını oluşturur. Kuzeydoğu Anadolu' nun tektono-stratigrafik evrimi Tetis' in kinematiki ile sıkı bağlantılıdır ve bu evrimin yorumlanmasında ortaya çıkan farklı görüş ve tartışmalar bir tarafa bırakılırsa bölge Mesozoyik-Alt Tersiyer süresince oldukça yoğun



Şekil 2. Doğu Karadeniz bölgesinin tektonik haritası. İçi dolu üçgenlerle çizgiler orjinal dalma-batma polaritesi ile Neotetis sınırlarını gösterir. İçi boş üçgenlerle çizgiler önemli Eosen-sonrası ters faylardır (Okay, Şahintürk, 1997).

bir orojenik aktivitenin etkisi altında olduğu anlaşılmaktadır (Bektaş vd., 1996; Akdeniz vd., 2000).

Karadeniz, güneyde Pontid ve kuzeyde Kafkaslar ile Kırım bölgesinin kıvrımlanmış metalojenik kuşaklarını ayıran (Şekil 2) bir çöküntü havzasıdır (Chekunov vd., 1994). Çöküntü sahası, havzanın kıyı kısımlarının faylanması ile oluşmuş ve şelf, havza yamacı, havza önlüğü ve abisal (derin deniz) düzlüğü ile tanımlanan dört önemli fizyografik özelliğe sahiptir (Ross, 1974). Karadeniz havzasını kaplayan önemli derin sismik yansıma ve kırılma profilleri bulunmaktadır (Neprochnov vd., 1970; Belousov vd., 1988; Finetti vd., 1988). Karadeniz' in derin kabuksal yapısı kıtasal ve okyanusal bölgelerin arasında yer almaktadır. Ortalama kabuksal yapı bazalta benzer sıkışma hızına (yaklaşık 6.8 km/s) sahip 18 km kalınlıklı malzemenin üzerinde uzanan 8-12 km kalınlıklı sedimentler (sıkışma hızı 2.6-4.0 km/s arasında) tabaka içerir. Kabuksal kalınlıklar, granitik kayaçların karakteristiği olan yaklaşık 6.0-6.4 km/s' li sıkışma hızlarına sahip malzemeden dolayı Karadeniz' in sınırına doğru artmıştır (Neprochnov vd., 1970). Buna ilaveten, manyetik veri, Kafkaslar ve Pontidler ile ilişkili kıyasal yapıların Karadeniz' e doğru kısmen uzandığını göstermiştir (Ross, 1974). Neprochnov vd. (1970) Akdeniz, Hazar ve Karadeniz' in kabuksal yapılarındaki benzerliklere işaret etmiştir. Neprochnov vd. (1970) Karadeniz' in kabuk ve sediment kalınlığını diğer iki havza (Hazar ve Akdeniz) ile kıyaslamış ve onların orta değerinde olduğunu belirtmiştir. Ayrıca sedimentler Karadeniz' de yaklaşık olarak yatayken, Hazar denizi derin havzasında kıvrımlıdır. Şiddetli çökme ve sediment yığılımı ilk önce Hazar denizinde başlamış ve daha sonra Karadeniz' e ve en sonunda ise, Akdeniz' e yayılmıştır (Neprochnov vd., 1970).

Chekunov vd. (1994) sismisite bilgisini kullanarak çöküntü ve çöküntü kenarları boyunca belirli zonlar tanımlamıştır. Sismisitenin dağılımı Karadeniz tektonosferini dört ana seviyede göstermiştir; bunlar, sediment tabakaları, kırılmalı kristalin kabuk, plastik üst manto ve homojen derin manto' dur. Hepsinin elastik ve sağlamlık özellikleri birbirinden farklıdır. Astenosfer ile bağlantılı gibi görünen plastik üst manto Karadeniz çöküntüsünün granitsiz kısmı altında yüzeye daha yakındır (Chekunov vd., 1994).

Karadeniz kabuk yapısının kökeni için genellikle iki hipotez öne sürülür; okyanusal kabuğun kalıntısı veya olduğu yerde yeniden biçimlenmiş olabilir (Ross, 1974). Eğer bazaltik malzemenin kökeni okyanusal ise, Karadeniz' in orta ve doğu kısımlarındaki okyanusal (bazaltik) malzemenin kalınlığı beklenenden daha fazladır (bazı yerlerde 14-18 km' den kalın). Eğer ikinci görüş doğru ise, düşük yoğunluklu ve kalın kıtasal kabuğun

fiziksel değişime uğraması veya kırık ve genişlemeler boyunca yükselen manto malzemesinin kıtasal kabuğun yerine geçmesi gerekir. Mevcut bilgiler ikinci yaklaşımı desteklemiştir. Genel olarak, Karadeniz havzası Tetis plakasının kuzeydoğu' ya doğru dalması ile ilişkili yay gerisi açılmanın bir sonucu olduğu düşünölmektedir (Spadini vd., 1996). Bu havzanın kökeni açılma rejimlerine bağlıdır, fakat Karadeniz kenarlarının çoğu sıkışma deformasyonu ile karakterize edilmiştir (Türkiye' nin kuzeyinde ve Kafkaslar' da Pontidler ile Rusya ve Ukrayna' da Kırım dağ kuşakları).

Spadini vd. (1996) yakın zamanda batı ve doğu Karadeniz havzalarında havza formasyonunun kinematikini çalışmış ve farklı jeofiziksel saha verilerini sayısal modelledikten sonra (yansıma ve kırılma sismiği, gravite, manyetik, kuyu ve saha çalışmaları) riftleşme öncesi reolojinin rolüne değinmiştir. Spadini vd. (1996)' nin model sonuçlarına göre, batı Karadeniz duraylı ve volkanizma içermeyen yay gerisi tektonizma ile oluşmuştur. Bu durumdaki litosfer hem kalın (200 km) hem de soğuk fiziksel özellikte olmalıdır. Doğu Karadeniz ise, daha önce var olan bir volkanik yayın tektonizmasına bağlı olarak gelişmiştir. Bu durumda ise, litosferin hem ince (80 km) hem de yüksek sıcaklıklarda olması gerekir. Bunlarla uyumlu olarak, gravite verileri de doğu ve batı Karadeniz için farklı yapılarla işaret etmektedir (Ross, 1974).

Trabzon (TBZ) istasyonu altındaki kabuk yapısı kuzeyde okyanusaldan güneyde kıtasala geçişlidir. Kuzeyde pozitif (Karadeniz havzası) ve güneyde negatif (Anadolu plakası) değerler gösteren gözlemsel Bouguer gravite anomalileri güneye doğru kabuksal kalınlaşma yorumuyla tutarlıdır (Çakır vd., 2000a). Spadini vd. (1997) gravite gözlemlerini sayısal olarak modellemiş ve Karadeniz havzasının merkezine doğru bir kabuksal incelmeyi ispatlamıştır. Dewey vd. (1986) tarafından Doğu Anadolu' da kabuk kalınlığının yaklaşık 52 km olduğu belirtilmiştir. Kiratzi (1993) Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı (DAF) boyunca aktif kabuksal deformasyonunu, sahanın sismisite parametreleri ve depremlerin moment tensörleri bilgisine dayandırarak vermiştir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Zaman Ortamı Alıcı Fonksiyon Yöntemi

Alıcı fonksiyon sinyalleri, düzlem P dalgası gelişi için istasyon altındaki hız yapısının tepkisinden oluşan zaman serileridir. Manto-kabuk geçişinde P' den S' e dönüşen dalgaların genliklerine duyarlı olan alıcı fonksiyonlar; yerin yüzeyi ve manto arasında seyahat eden P ve S dalgalarının yayınım zamanlarını ve kabuk kalınlığını incelemek için kullanılır (Zandt, Ammon, 1995; Sheehan vd., 1995; Zandt vd., 1995). Yöntem kolay ve ekonomik uygulama açısından güçlü bir araçtır; litosfer ve üst-manto geçiş zonundaki sismik hız değişimlerinin görüntülenmesini sağlar (Langston, 1979; Owens, 1987; Ammon vd., 1990; Gürrola vd., 1994). Alıcı fonksiyonların çözümlerinde en yaygınca kullanılan varışlar dik geliş açısıyla ($\Delta > 30^\circ$) sismik istasyona yaklaşan tele-sismik P dalgaları ve P-SV dönüşüm fazlarıdır. Tele-sismik P dalga treni kayıt istasyonu altındaki farklı ara yüzelerde dönüşmüş dalgaların yansımaları ve kırılmalarını içermektedir. Ortam içerisindeki dalga yayınımının yönü düşeye yakın olduğu için düşey bileşende P' den S' e dönüşmüş fazların genlikleri direk P dalga varışının genliğine göre zayıftır. Ayrıca hareketin düşey bileşeni kaynak civarı ve alt-manto yayınım etkilerini güçlüce içerir. Hareketin ışımsal bileşeninde ise, P-SV dönüşümlerinin genlikleri kendini daha güçlü gösterir. Belirtilen durum, düşey bileşenin deprem kaynağı ve alet tepkisinin evrişimi olarak dikkate alınabileceğini gösterir. Alıcı fonksiyonun esası, yer hareketinin yatay bileşenlerinden (Kuzey-Güney ve Doğu-Batı) alıcı yakınındaki etkileri ayırmak için yer hareketinin düşey bileşenini kullanmaya dayanır. Böylece, düşey bileşenle ışımsal bileşenin ters-evrişimi deprem istasyonu altındaki mod dönüşümlerine duyarlı olan alıcı fonksiyonu meydana getirir (Langston, 1979).

Langston (1979) Mount Rainer (Washington) altındaki yapılarda meydana gelen dönüşmüş fazları çalışmak için alıcı fonksiyon kaynak eşitlik yöntemini sunmuştur. Yöntemde gözlemsel sismogramlardan alıcı tepkisini ayırma işlemi frekans ortamı su-seviyesi (water-level) ters-evrişim tekniği ile yapılmıştır. Bu yöntem istasyon altındaki kabuksal yapının saptanması için geniş-bantlı veriye kolayca uygulanmıştır (Burdick, Langston, 1977; Owens, 1987; Owens vd., 1987; Ammon vd., 1990; Cassidy, 1992; Mangino vd., 1993; Randall, Owens, 1994; Cassidy, 1995). Bu tez çalışmasında

kullanılmayan frekans ortamı ters-evrişim yönteminin detayları Erduran (1999)' da verilmiştir. Frekans ortamı alıcı fonksiyon yönteminde, yatay bileşen spektrumun düşey bileşen spektruma oranı kullanılır. Gözlemsel sinyallerin gürültü veya zayıf spektral seviyeler içermesi sismogramın spektrumunda boşluklar yaratabilir. Alıcı fonksiyon hesaplanırken, spektral bölüm işlemindeki paydanın çok küçük veya sifıra yakın değerler içermesi hesaplamalarda küçük sayılara bölmeden dolayı sayısal problemlere neden olabilir. Bu problemlerden kaçınmak için kullanılan su-seviyesi yaklaşımı Langston (1979) tarafından kabul edilmiştir ve veri kalitesi iyi olduğu zaman çok iyi işlemektedir. Su-seviyesi parametresi maksimum düşey bileşen güç spektrumu ile orantılıdır ve deneme yanılma ile tespit edilir. Uygun su-seviyesi değeri düşey bileşen sismogramının doğası ve sinyal gürültü oranıyla kontrol edilir. Örneğin, 0.0001, 0.001, 0.01 ve 0.1 değerleri sıkça kullanılır. Kullanılacak deprem verisinin sinyal-gürültü oranı yüksek olduğu zaman bir çok ters-evrişim yöntemi başarıyla uygulanabilir. Ancak, tek istasyon için alıcı fonksiyon hesaplanırken her azimuttan yeterli kalitede ve büyüklükte gözlemsel verilere sahip olunamayacağından değerlendirme aşamasında ters-evrişim tekniğinin seçimi önem kazanmaktadır.

Alıcı fonksiyonları elde etmek için bahsedilen ters-evrişim işlemini zaman ortamında da yapabilme olanağı vardır (Gürrola vd., 1995; Sheehan vd., 1995, Bertrand, Deschamps, 2000). Zaman ortamı ters-evrişimin en önemli özelliklerinden birisi spektral çukurlukları doldurmak için kullanılan su-seviyesi parametresine gereksinimin olmamasıdır (Owens vd., 1984). Yarı-sonsuz ortam aşağısından yatay veya eğimli tabakalar yığına gelen düzlem P dalgası için zaman ortamındaki kuramsal yer değiştirmeler aşağıdaki evrişim denklemleri ile verilebilir (Langston, 1979).

$$\begin{aligned}
 D_V(t) &= I(t)*S(t)*E_V(t) \\
 D_R(t) &= I(t)*S(t)*E_R(t) \\
 D_T(t) &= I(t)*S(t)*E_T(t)
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

Burada $S(t)$ kabuk tabanına gelen dalganın etkin kaynak zaman fonksiyonu, $I(t)$ sismograf tepkisi, $E_V(t)$, $E_R(t)$ ve $E_T(t)$ sırasıyla yapının düşey, ışınsal (radyal) ve teğetsel (tanjansiyel) bileşen darbe tepkileridir.

Hesaplamalarda düşeye yakın gelen tele-sismik P dalgaları için $D_V(t)$ ' nin çoğunlukla bir Dirac-delta fonksiyonu gibi davrandığını düşünürüz. Bu durumda aşağıdaki ifade

$$I(t)*S(t) \approx D_V(t) \quad (2)$$

elde edilir. Bu ifade bizi denklem (3)' deki evrişim integrallerine götürür.

$$D_R(t) = \int_{-\infty}^{\infty} D_V(\tau) E_R(t-\tau) d\tau$$

$$D_T(t) = \int_{-\infty}^{\infty} D_V(\tau) E_T(t-\tau) d\tau \quad (3)$$

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. $E_R(t)$ ve $E_T(t)$ için ayrı zaman serilerinin uzunluğu M ve $M < N$ olarak kabul edilir. Evrişim integrallerine aşağıdaki toplam işlemi ile yaklaşılabilir.

$$a_i = \Delta t \sum_{j=1}^M b_j c_{i-j+1} \quad (4)$$

Burada eğer $i < 1$ veya $i > N$ ise $c_i = 0$ dır. Denklem (4)' deki ifade bilinmeyen b_j için doğrusaldır ve $\mathbf{d} = \mathbf{Gm}$ matris sistemi olarak yazılabilir (Menke, 1984). Denklem (4) aşırı tanımlı bir doğrusal sistemdir ve tekil değer ayrışım tekniği (Singular-S Value-V Decomposition-D) ile çözülebilir (Lawson, Hanson, 1974). Aşırı tanımlı problemler de genellikle ölçü sayısı, hesaplanması gereken parametre sayısından fazladır. Veride parametreleri çözmek için yeterli gözlemsel bilgi bulunmaz ise, buna da düşük tanımlı sistem diyoruz. 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 aşağıda verilen Gauss fonksiyonu ile çarpılabilir (Langston, 1979).

$$G(w) = \left(\frac{e^{-w^2}}{4a^2} \right) \quad (5)$$

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 bire eşittir. Denklem (5)' deki a sabiti yüksek frekans gürültüsünü ortadan kaldırmak için kullanılan Gauss filtresinin genişliğini kontrol eder. Gauss fitresinin yüksek frekans sınırı yaklaşık olarak $0.5*a$ ' ya eşittir. Ayrıca, zaman ortamındaki Gauss sinyalinin genişliği yaklaşık $1.7 * \sqrt{a}$ 'dır (Ammon, 1997). Genelde geniş-bantlı tele-sismik veriler için a değeri 3 ve 7 arasında alınır. $a=3$ değeri yaklaşık 1.5 Hz' den büyük frekansları ve $a=7$ değeri ise, yaklaşık 3.5 Hz' den büyük frekansları bastırır. Düşük a değerleri (1 ve 3) verinin düşük frekans bileşenlerini incelemek için uygundur (Cassidy, 1992).

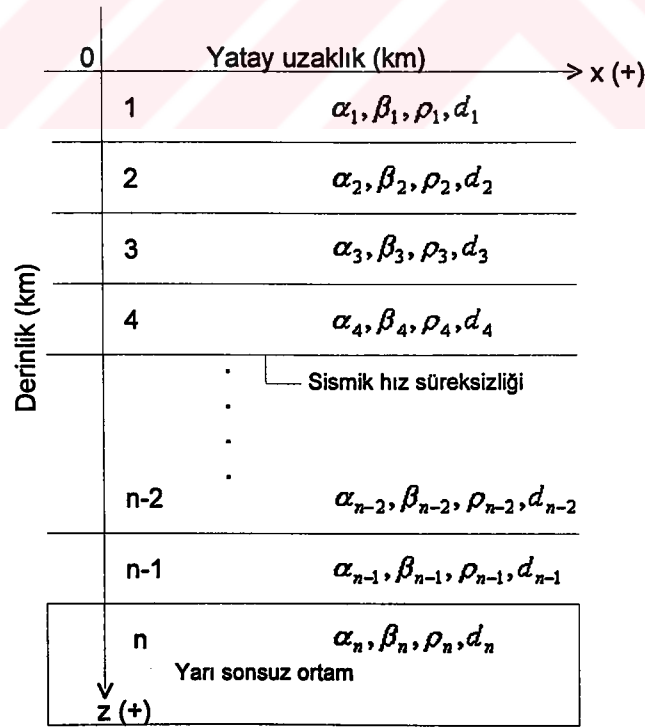
1991 yılı öncesinde alıcı fonksiyonlar birim genliğe normalize edilmekteydi (Bertrand, Deschamps, 2000). Daha sonra Ammon (1991) tarafından verilen ``değiştirilmiş ters-evrişim`` yöntemi; ilk gelen P dalgasının ışınsal ve düşey bileşenlerinin genlikleri arasındaki oranı korur ve yüzeye yakın hız dağılımına duyarlıdır. Ayrıca bu yeni teknik mutlak genlikli alıcı fonksiyonların elde edilmesini sağlar. Bu durum sayısal incelemelerle Cassidy (1992) tarafından açıklanmış ve bu çalışmada uygulanmıştır.

Zaman ortamı ters-evrişim tekniği gürültülü veri durumunda iyi uygulanmakta ve iyimser sonuçlar vermektedir (Gürrola vd., 1995). Zaman ortamı sinyalleri su-seviyesi ters-evrişim sonuçlarından farklı olarak uzun periyotlarda düz spektral seviyelere sahiptir. Böylece, hesaplanan alıcı fonksiyon ilk P varışının öncesindeki nedeni bilinmeyen sinyal anormalliklerinden zarar görmez. Ayrıca, uygulanan su-seviyesi alıcı fonksiyon sinyallerinde ilk birkaç varışın genliklerinde düşüşler meydana getirebilir, çünkü genlikte olan farklılık zaman ortamı ters-evrişimde kullanılan bant genişliğinin artırılmasıyla ilişkilidir. Sonuç olarak zaman ortamı ters-evrişim yöntemi alıcı fonksiyonlardaki nedensiz

spektral çukurları azaltmaya ve fazların mutlak genlik seviyelerini belirginleştirmeye yardım eder (Ligorria, 2000).

2.1.1. Alıcı Fonksiyonun Kuramı

Alıcı fonksiyon kuramsal olarak, n tane tekdüze, yatay ve izotropik tabakadan oluşan yeraltı yapıları için hesaplanabilir (Şekil 3). 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. n indisi ile tanımlı yarı sonsuz ortamın tabaka kalınlığı sonsuza uzanmaktadır ve böyle bir yaklaşım yarı sonsuz ortamdaki 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 yüzlerdeki 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.



Şekil 3. Kuramsal yeraltı yapısı

Aşağıda verilen kuram alıcı fonksiyon hesabı için Müller (1985)' den uyarlanarak düzenlenmiştir. Alıcı fonksiyonlar uzak alan P dalga varışlarının yaklaşık düşey gelişi ve P - SV faz dönüşümleri ve dolayısı ile makaslama dalgası hız yapısına duyarlıdırlar. P dalga hızları (α)' nın değerleri, (6) denklemi ile Poisson oranı 0.25 olmak üzere S dalga hızlarından (β) aşağıdaki gibi hesaplanır.

$$\alpha = \sqrt{3}\beta \quad (6)$$

Yoğunlukları (ρ) hesaplamak için ise, P dalga hızlarını kullanan denklem (7)' den yararlanılır (Ammon vd., 1990).

$$\rho = 0.32\alpha + 0.77 \quad (7)$$

Her bir tabaka içindeki yatay (u_x) ve düşey (u_z) yer değiştirmeler aşağıdaki diferansiyel ifadeler ile tanımlanabilir.

$$u_x = \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (8)$$

$$u_z = \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (9)$$

Burada; ϕ ve ψ sırasıyla P ve SV yer değiştirme potansiyelleridir. Her bir tabaka içindeki P ve SV yer değiştirme potansiyelleri $e^{j\omega t}$ (ω açısal frekans ve t zaman) karmaşık üstel zaman bağımlılığı dikkate alınmadan aşağıdaki gibi düzenlenebilir.

$$\phi = e^{-jkx} \left[A e^{-jlz} + B e^{jlz} \right] \quad (10)$$

$$\psi = e^{-jkx} \left[C e^{-j'lz} + D e^{j'lz} \right] \quad (11)$$

Burada, A ve C , pozitif yönde giden P ve SV dalga genliklerini göstermektedir. B ve D ise, negatif yönde giden P ve SV dalga genliklerine karşılık gelmektedir. k yatay dalga sayısını, ve l ve l' ise P ve SV düşey dalga sayılarını göstermektedir.

$$l = \left(-k^2 + w^2 / \alpha^2 \right)^{1/2} \quad (12)$$

$$l' = \left(-k^2 + w^2 / \beta^2 \right)^{1/2} \quad (13)$$

Sismik dalgalar hız süreksizliklerinde yansır, kırılır ve ayrıca P' den SV' e ve SV' den P' e döner. Yansıma ve kırılma katsayıları sismik süreksizliğin her iki tarafındaki gerilme ve yer değiştirmelerin süreklilik koşulundan türetilmektedir. Yansıma ve kırılma katsayılarına ait bağıntılar değişik araştırmacılar (Aki, Richards, 1980; Müller, 1985) tarafından verilmiştir. Yeraltı yapısının her bir sismik süreksizliğinde yansiyabilirlik ve kırılabilirlik özelliklerini tanımlamak için dört tane (2x2) boyutlu matris kullanılabilir.

$$\mathbf{R}^{d,u} = \begin{bmatrix} R_{pp}^{d,u} & R_{sp}^{d,u} \\ R_{ps}^{d,u} & R_{ss}^{d,u} \end{bmatrix} \quad (14)$$

$$\mathbf{T}^{d,u} = \begin{bmatrix} T_{pp}^{d,u} & T_{sp}^{d,u} \\ T_{ps}^{d,u} & T_{ss}^{d,u} \end{bmatrix} \quad (15)$$

Burada, $\mathbf{R}^{d,u}$ ve $\mathbf{T}^{d,u}$ pozitif ve negatif yönde giden dalgaların yansiyabilirlik ve kırılabilirlik matrislerini göstermektedir. Bu matrislerin elemanları ise, ara yüzeydeki yansıma ve kırılma katsayılarıdır. d ve u sırasıyla, pozitif ve negatif yönde giden anlamında kullanılmaktadır. Tabakalı ortamdaki bütün olası dalga yayınımları düşünülmekte ve aşağıdaki denklemler sistemi serbest yüzeydeki sismik genlikleri hesaplamak için kullanılmaktadır (Müller, 1985).

$$\mathbf{T}^u = \mathbf{G}_1 \mathbf{G}_2 \mathbf{G}_3 \dots \mathbf{G}_{n-1} \quad (16)$$

$$\mathbf{G}_i = \mathbf{E}_i \left[\mathbf{I} - \mathbf{R}_{i+1}^d \mathbf{N}_i \right]^{-1} \mathbf{T}_{i+1}^u \quad (17)$$

$$\mathbf{M}_{i+1} = \mathbf{R}_{i+1}^u + \mathbf{T}_{i+1}^u \left[\mathbf{I} - \mathbf{N}_i \mathbf{R}_{i+1}^d \right]^{-1} \mathbf{N}_i \mathbf{T}_{i+1}^u \quad (18)$$

$$\mathbf{N}_{i+1} = \mathbf{E}_{i+1} \mathbf{M}_{i+1} \mathbf{E}_{i+1}, \mathbf{N}_0 = 0, \mathbf{M}_1 = \mathbf{R}_1^u \quad (19)$$

Burada, $i = 1, 2, 3, \dots, n-1$ ' dir. Serbest yüzeyde gerilmeler sıfırdır ve E_i düşey faz matrisi olarak tanımlanır.

$$E_i = \begin{bmatrix} e^{-jl_i d_i} & 0 \\ 0 & e^{-jl'_i d_i} \end{bmatrix} \quad (20)$$

Burada, d_i tabaka kalınlığını ve j ise karmaşık sayıyı ifade etmektedir. Yukarıda verilen (16)-(19) numaralı denklemler, tabakalı ortamın transfer fonksiyonu olarak adlandırılır. Denklemlerden anlaşılacağı üzere, tabakalı ortamdaki herhangi bir hız süreksizliğinin her iki tarafındaki yer değiştirmeler süreklilik koşulu kullanılarak ilişkilendirilmekte ve bu işlem denklem (19)' da verilen faz matrisinin yardımıyla, bütün süreksizliklerde $(n-1)$ kez tekrarlanmaktadır. Sismometrelerin yerleştirildiği serbest yüzeydeki $(z = 0)$ yatay (u_x) ve düşey (u_z) yer değiştirmeler, denklem (16)' da verilen $(n-1)$ adımlı matris çarpımının kullanılmasıyla aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$u_x^o = -je^{-jkx} [kB_1 + l'D_1] \quad (21)$$

$$u_z^o = je^{-jkx} [lB_1 - kD_1] \quad (22)$$

Alıcı fonksiyon hesaplamaları için sadece yarı sonsuz ortamdaki negatif yönde gelen P dalgaları dikkate alınır ve böylece $B_n = 1$ ve $D_n = 0$ dir. Denklem (16)' daki T^u matrisi tekrar kullanılarak yarı sonsuz ortamdaki genlikler ilk tabakadaki genlikler ile aşağıdaki gibi ilişkilendirilebilir.

$$\begin{bmatrix} B_1 \\ D_1 \end{bmatrix} = T^u \begin{bmatrix} B_n \\ D_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} t_{11}^u \\ t_{21}^u \end{bmatrix} \quad (23)$$

$$u_x^o = -je^{-jkx} [kt_{11}^u + l't_{21}^u] \quad (24)$$

$$u_z^o = je^{-jkx} [lt_{11}^u - kt_{21}^u] \quad (25)$$

Ayrıca, u_x^o ve u_z^o yer değiştirmeleri yarı sonsuz ortamda negatif yönde giden P dalgası genlikleri ile normalize edilebilir (Haskell, 1962).

$$u_x^o = e^{-jkx} \left[kt_{11}^u + l't_{21}^u \right] \sin \theta / k \quad (26)$$

$$u_z^o = e^{-jkx} \left[lt_{11}^u - kt_{21}^u \right] \cos \theta / l \quad (27)$$

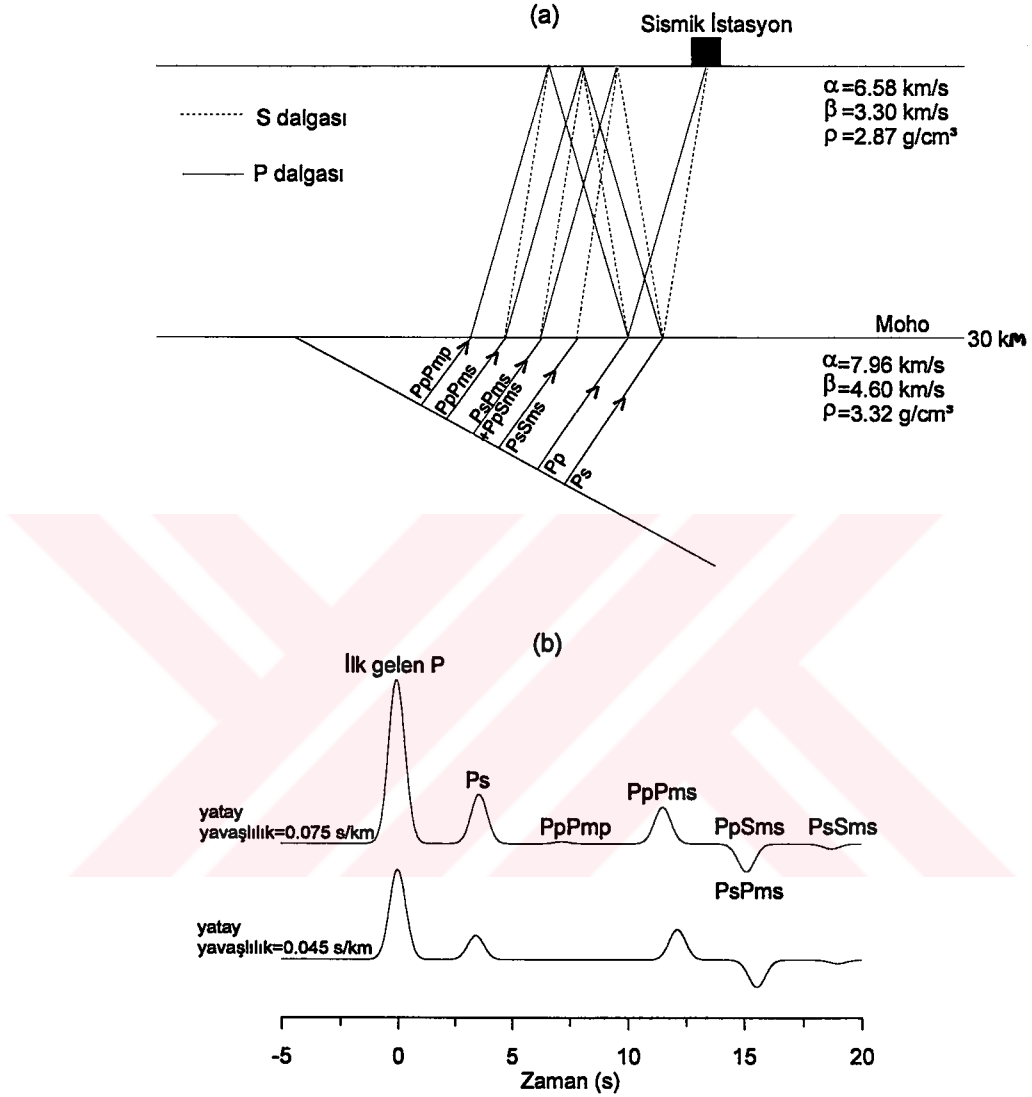
Burada, θ ara yüzey normaline göre geliş açısıdır. Frekans ortamındaki kuramsal alıcı fonksiyonu yatay yer hareketinin düşey yer hareketine oranı olarak tanımlanır ve $R(w)$ ile ifade edilir.

$$R(w) = \frac{u_x^o}{u_z^o} = \frac{\left[kt_{11}^u + l't_{21}^u \right] l}{\left[lt_{11}^u - kt_{21}^u \right] k} \tan \theta \quad (28)$$

Alıcı fonksiyon, birimleri birbirine eşit iki yer değiştirmenin birbirine oranı olarak tanımlandığı için, denklem (28)' deki alıcı fonksiyon ifadesi birimsizdir. Ayrıca yukarıdaki kısımlarda bahsedildiği gibi uygulamada yüksek frekanslı genlikleri bastırmak için denklem (5)' deki Gauss fonksiyonu ile alıcı fonksiyon frekans ortamında çarpılır.

Manto' dan yaklaşık düşey olarak gelen uzak alan P dalgaları karşılaştıkları sismik ara yüzeylerde yansır ve kırılırlar. Aynı zamanda, P' den S' e ve S' den P' e dönüşürler. Şekil 4a' da, yarı sonsuz ortamdan negatif yönde yukarı doğru gelen P dalgasının meydana getirdiği dönüşüm fazlarının ve saçılmalarının basit sismik ışın yörüngeleri ve ışınsal alıcı fonksiyon genliklerinin zamanla dağılımı gösterilmiştir. Yapay-sentetik alıcı fonksiyon izleri iki yavaşlık değerinde (0.075 s/km ve 0.045 s/km) üretilmiştir (Şekil 4b). Uzak alan olmasından dolayı ışının Moho süreksizliğine geliş açısı ve yavaşlık değeri küçüktür. Büyük yavaşlık değerinde ise, alıcı fonksiyonunun genliği, küçük yavaşlık değerine göre daha yüksektir. İlk gelen P dalgasını izleyen yüksek genlikler S dalga varışlarıdır. Süreksizliklerdeki makaslama dalgası hız farklılıklarının büyük olması izlerde yüksek genlikli faz varışlarına neden olur. Süreksizliklerin sayısı artırdığı zaman dalga biçimi çok daha karmaşık olacaktır. Alıcı fonksiyonda varışların genlikleri; gelen P dalgasının geliş açısına ve Ps dönüşümleri ve tekrarlı yansımaları meydana getiren ani hız değişimlerinin büyüklüğüne bağlıdır. Dönüşüm fazı ve tekrarlı yansımalarının varış

zamanları ise, yapıdaki hız değişimlerinin derinliğine, P ve S dalga hızlarına ve P dalgası geliş açısı veya ışın parametresine bağlıdır.



Şekil 4. a) Alıcı fonksiyonun iki tabakalı kabuksal bir ortamdaki ışın yörüngeleri, b) iki yatay yavaşlık değerinde hesaplanan kuramsal alıcı fonksiyon izleri

2.2. Alıcı Fonksiyonun Ters Çözüm Yöntemi

Bir ters çözüm probleminin sonucu parametreler için tam bir çözüm üretmek ise ve çözüm durağansa, matematik problem iyi durumudur. 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

üretim üretmeyeceği sorusu akla gelir. Bu olanaklı ise veri ile uyuşan farklı modellerin var olabileceği ve dolayısı ile çözümün tam olmadığı yani çok çözümlü olduğu sonucuna ulaşılır. Kullanılan verideki küçük değişimlerin parametrelerin çözümünde büyük değişiklikler oluşturması durumunda çözüm durağan değildir ve problem kötü durumludur. Temel ve mühendislik bilimlerinde çokça karşılaşıldığı gibi Jeofizikte ki problemlerinde büyük bölümü kötü durumludur. Bu sorun problemin bir ön bilgi çerçevesinde çözülmeye çalışılması ile aşılmaya çalışılır (Başokur, 2001).

Alıcı fonksiyonunun ters çözümü en küçük kareler yöntemi kullanılarak zaman veya frekans ortamında yapılabilir ve bu tez çalışmasında ise frekans ortamı sönümlü en küçük kareler yönteminden yararlanılmıştır (Ammon vd., 1990). Yöntem aşağıdaki biçimde ifade edilir.

$$d_j = F_j[m] \quad j=1,2,3,\dots,N \quad (29)$$

Burada d_j gözlemlenen veriyi, m ters çözülen hız yapısını ve F_j ise 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 (m_0)' ın yerin doğru hız yapısına yakın olduğu kabullenilir. 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.

$$F_j[m] = F_j[m_0] + (D, \delta m)_j + O(\|\delta m^2\|) \quad (30)$$

Bu ifadede, D terimi m_0 yapısındaki tabaka hızlarının değişimlerine ait dalga biçiminin kısmi türevlerini içeren matrisi ve δm ise yapı düzeltme vektörünü gösterir. F operatörü yapı ve alıcı fonksiyonu arasındaki doğrusal olmayan ilişkiyi gösterir. Taylor açılımındaki doğrusal olmayan terimler $O(\|\delta m^2\|)$ ifadesi içinde yer alır. Bu durumda denklem (30) tekrar düzenlenecek olursa bilinmeyen m vektörünü içeren aşağıdaki doğrusal sistem elde edilir.

$$(D, \delta m)_j \approx F_j[m] - F_j[m_0] \quad (31)$$

Denklem (31)' in sağ tarafı gözlem ile kuramsal arasındaki farkı-rezidüel ve sol tarafı ise basit bir matris çarpımını nitelendirir. Denklem (31)' in çözümü süresince daima düzeltme vektör normu küçülür. Bu eşitliğin her iki tarafına $(D, m_0)_j$ ifadesi eklendiğinde,

$$(D, \delta m)_j + (D, m_0)_j \approx F_j[m] - F_j[m_0] + (D, m_0)_j \quad (32)$$

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

$$(D, m)_j \approx d_j - F_j[m_0] + (D, m_0)_j \quad (33)$$

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

$$\begin{bmatrix} D \\ \sigma \Delta \end{bmatrix} m \approx \begin{bmatrix} r \\ 0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} Dm_0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (34)$$

Burada r rezidüel vektördür.

$$r_j = d_j - F_j[m_0]. \quad (35)$$

Δ matrisi ise ikinci dereceden pürüzsüzlük-sınırlama matrisidir.

$$\Delta = \begin{bmatrix} 1 & -2 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & 1 & -2 & 1 & \dots \\ 0 & 0 & 1 & -2 & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 1 & \dots \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \dots \end{bmatrix} \quad (36)$$

Burada, m_0 başlangıç hız yapısına ait M boyutlu bir dizin, m ters çözüm sonucunda bulunan yerin hız yapısına ait M boyutlu bir dizin, D ise başlangıç hız yapısına göre alıcı

fonksiyonunun kısmi türevlerini içeren $N \times M$ boyutlu bir dizindir. Kısmi türevler, ortamın tüm tepkisini göz önünde tutan frekans ortamı yaklaşımı ile hesaplanmaktadır. M , modeldeki tabakaların sayısını ve N ise, gözlemlenen frekansların sayısını temsil eder. 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 dizidir ve yapıdaki düzensizliği azaltır. σ ise ters çözüm sonucundaki dalga biçimi uyumu ile yeraltı yapı düzensizliği arasındaki ödünleşmeyi kontrol eden bir pürüzsüzlük sabiti olan sönüm değeridir. Ters çözüm sırasında küçük sönüm değerleri ile ($\sigma=0.3-0.1$) ortalama 5 tekrarlı çözüm yeterlidir. Kısaca, en küçük kareler tekrarlı çözümü başlangıç olarak tahmin edilen bir yeraltı hız-derinlik modelinden başlanarak her bir tekrarda gözlemlenen ve kuramsal spektral genlikler arasındaki farkın küçültülmesinin esasına dayandırılır. Bahsedilen yöntem benzer teknikler diğer araştırmacılar (Owens vd., 1984; Ammon, Zandt, 1993; Kosarev vd., 1993; Kind vd., 1995; Besana vd., 1995; Mangino vd., 1999; Zhang, Langston, 1995; Julia vd., 2000) tarafından kullanılmıştır.

Alıcı fonksiyonun ters çözümünde karşılaşılan başlıca zorluklar doğrusal olamama ve çok çözümlülüktür (Ammon vd., 1990). Yatay olarak tabakalı ortam yerine tabakalar ve ara yüzeyler de eğime izin verilirse doğrusal olmamanın etkisi daha çok şiddetli olur. Alıcı fonksiyonun ters çözümündeki çok çözümlülük ise, yeraltı yapı parametreleri (makaslama hızı ve derinlik) arasındaki ödünleşmeden dolayı artar (Frederiksen, 2000). Ters çözüm işlemi gelişmiş güzel dağılmış başlangıç yer yapıları için yapılabilmemesine rağmen, gözlemsel veriye en iyi uyan yeraltı yapılarının yeniden elde edilebilmesini sağlar.

2.2.1. Alıcı Fonksiyon Ters Çözümünün Kuramsal Testi

Alıcı fonksiyonlar öncelikle dalga yayılım ortamının makaslama dalgası hız yapısına duyarlıdır (Owens vd., 1984, Ammon, Zandt, 1993; Zhang, Langston, 1995). Yeraltındaki yapının basitleştirilmiş modeline dayanan doğrusallaştırılmış ters çözüm yaklaşımı makaslama dalgası hızlarına ait verinin kısmi türevlerinin hesaplanmasıyla yapılır. Ters çözüm yönteminde yüksek ayrımlılığı korumak için tabaka kalınlıklarının 1 km kadar ince alınmasında fayda vardır. Alıcı fonksiyonlar çok küçük mutlak hız bilgisini içerdiğinden, makaslama dalgası hız yapısını belirlemek için yapılan alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları tekil değildir. Alıcı fonksiyon yönteminde karşılaşılan en güç durum, çok

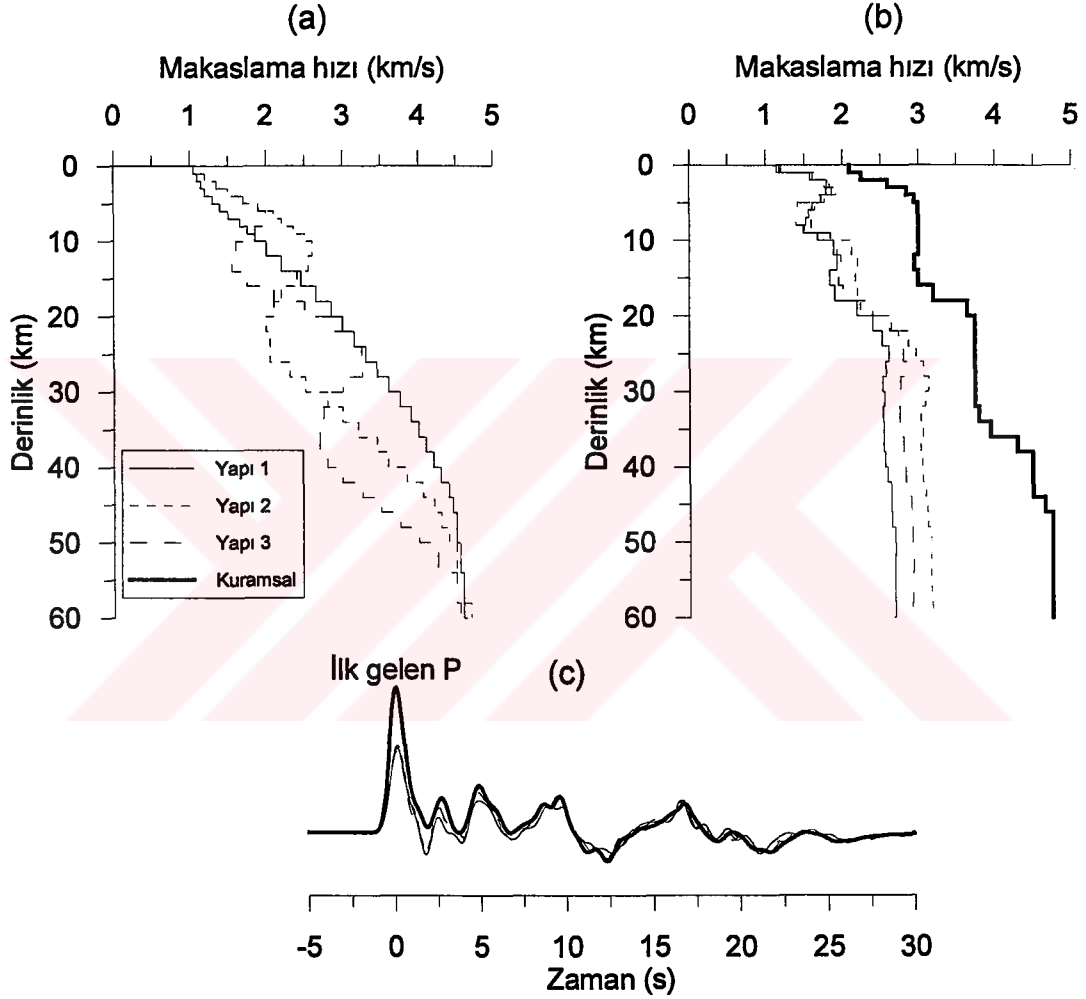
çözünürlük sorununun olmasıdır (Erduran, Çakır, 2001). Şekil 4' de görüldüğü gibi, alıcı fonksiyon izleri kısıtlı miktarda uzak alan sismik ışınlarından oluşmuştur ve yatay yavaşlık aralığı oldukça yetersizdir. Bu nedenle, alıcı fonksiyon izleri daha çok hız süreksizliklerine karşı duyarlıdır ve mutlak hız bilgisi yeteri kadar serbest yüzeye taşınmaz. Bunun sonucunda çok çözünürlük sorunu ile karşılaşılır. Başka bir deyişle; hızı düşük ve ince bir tabaka, hızı yüksek ve kalın bir tabakaya benzer bir alıcı fonksiyon üretmektedir. Hız ve derinlik ödünleşmesi olarak bilinen çok çözünürlük sorunu Ammon vd. (1990) tarafından farklı ortalama hızlara sahip başlangıç yapıları kullanılarak incelenmiştir. Alıcı fonksiyon ters çözüm yönteminde doğru başlangıç hız yapısının seçimi önemlidir.

Tablo 1. Başlangıç yapılarının ortalama makaslama dalgası hızları ve ilk gelen P dalgası genlikleri

	Başlangıç Yapıları	Ortalama makaslama dalgası hızları (km/s)	İlk gelen P genlikleri
Grup 1	Yapı 1	3.14	0.17
	Yapı 2	2.94	0.17
	Yapı 3	2.78	0.16
Grup 2	Yapı 4	3.36	0.22
	Yapı 5	3.46	0.25
	Yapı 6	3.40	0.23
	Yapı 7	3.32	0.23
	Yapı 8	3.17	0.22
Grup 3	Yapı 9	3.65	0.31
	Yapı 10	3.85	0.31
	Yapı 11	4.04	0.31
	Yapı 12	3.83	0.31
	Yapı 13	3.87	0.31
	Yapı 14	3.79	0.31
	Yapı 15	4.02	0.30
Grup 4	Yapı 16	3.74	0.29
	Yapı 17	3.72	0.29
	Yapı 18	3.92	0.29
	Yapı 19	3.68	0.29
	Kuramsal yapı	3.74	0.29

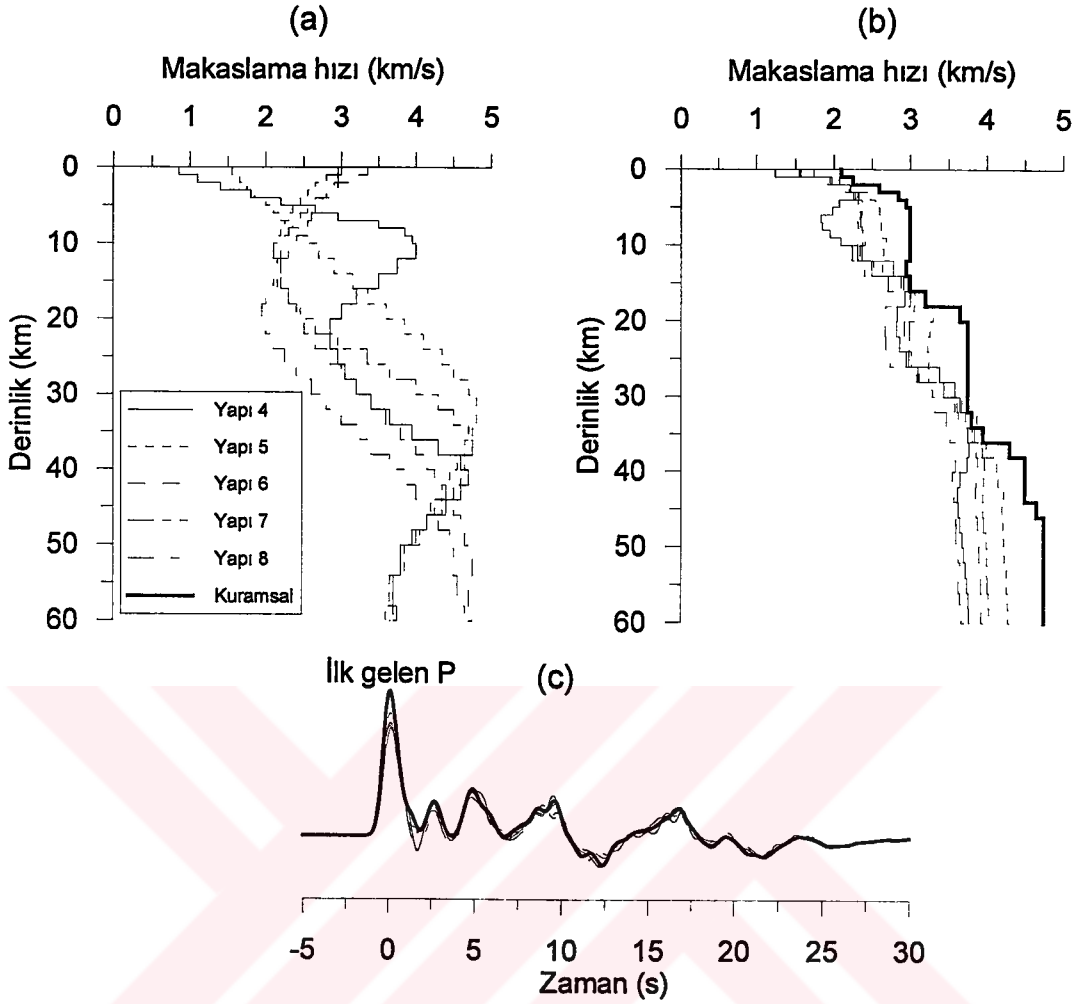
Alıcı fonksiyonun çok çözünürlüğünü denemek için birbirinden farklı 19 başlangıç hız yapısı dikkate alınmıştır. Ters çözüm sonuçları dört grup halinde sunulmuş ve grup yapılırken her bir yapının ortalama makaslama dalgası hızına dikkat edilmiştir. Yeraltı yapısı, yarı sonsuz ortam üzerinde ve 60 km kalınlığında kabul edilmiştir. İlk 10 km kalınlık 1 km' lik tabakalar ile temsil edilmiş ve daha alttaki kısım 2 km kalınlığında tabakalar şeklinde düşünülmüştür. Kuramsal olarak; bir yeraltı yapısı düşünülmüş ve

gerçek bir alıcı fonksiyonu temsil edecek şekilde yapay alıcı fonksiyon üretilmiştir. Değişik başlangıç hız yapılarının yapay alıcı fonksiyonu hangi ölçüde çözümleyebileceği incelenmiştir. Gösterilen sentetik alıcı fonksiyonlar sabit bir ışın parametresinde bir sismik istasyon aşağısına düşeye yakın gelen tele-sismik P dalga varışlarının kabuksal tepkisinden hesaplanılır (Ammon, 1991).



Şekil 5. Grup 1' deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri

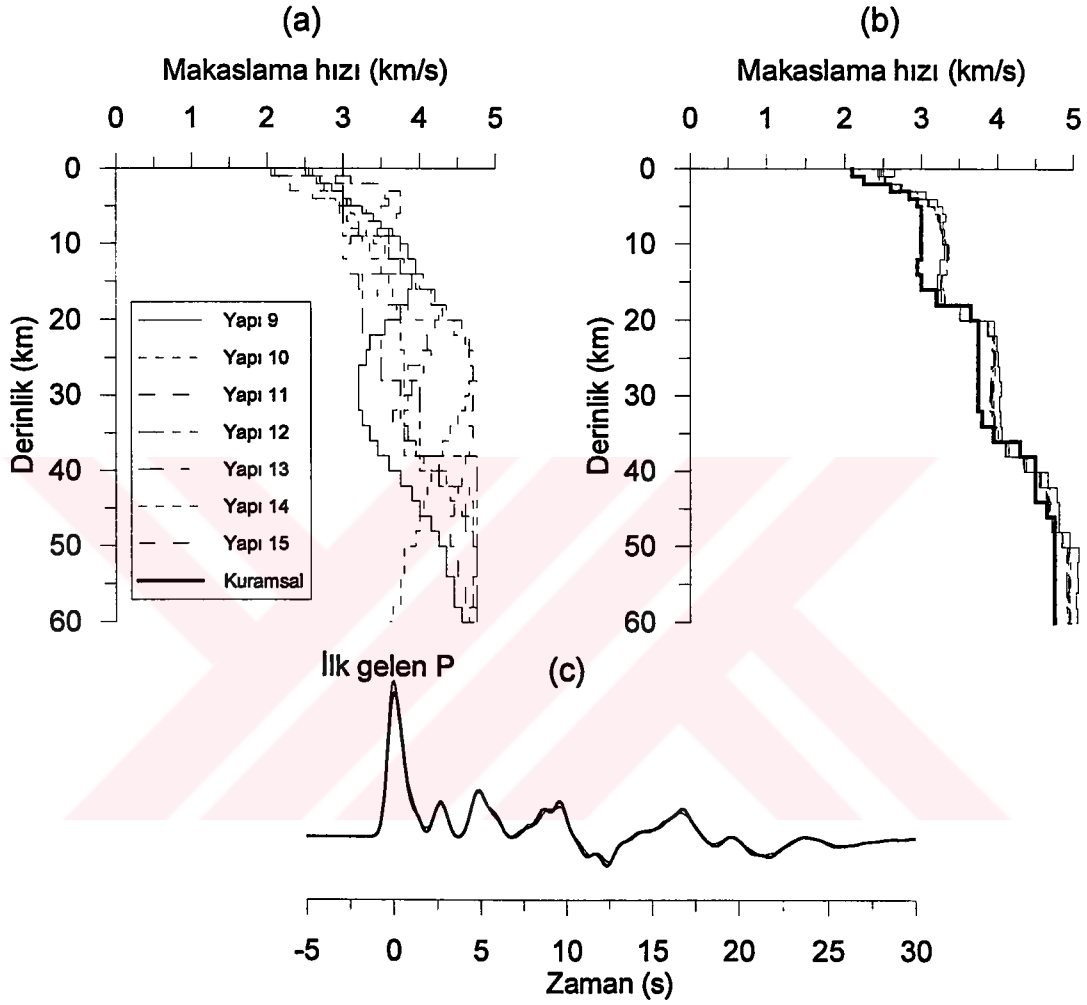
Şekil 5a' da Grup 1 olarak adlandırılan 3 başlangıç yeraltı yapısının hızının derinlikle değişimi gösterilmektedir. Şekil 5b alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçlarını ve gerçek yeraltını temsil edecek şekilde düşünülen kuramsal yapıyı (koyu çizgi) göstermektedir. Kuramsal yapının ortalama makaslama dalgası hızı 3.74 km/s olup, başlangıç yapılarının her birinin ortalama makaslama dalgası hızları ise Tablo 1' de



Şekil 6. Grup 2' deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri

verilmiştir. Grup 1' in yaklaşık ortalama makaslama dalgası hızı 2.95 km/s' dir. Şekil 5b' de her bir başlangıç yapısının ortalama makaslama dalgası hızı kuramsal yapının ortalama makaslama dalgası hızından çok düşük olduğu için, ters çözüm sonuçları kuramsal yapıdan oldukça düşük hızlar vermiştir. Şekil 5c' de ise, ters çözüm sonuçlarından hesaplanan alıcı fonksiyon izleri kuramsal alıcı fonksiyon izleri ile karşılaştırılmıştır. Kuramsal yapı ve ters çözüm sonucunda bulunan bütün yapılar için alıcı fonksiyon hesaplamalarında $a=2$ ve yatay yavaşlık=0.06 s/km değerleri kullanılmıştır. Ters çözüm sonuçlarından hesaplanan alıcı fonksiyon izlerinin tamamı genlik seviyesi ve varış zamanı olarak kuramsal izle (koyu çizgi) uyumlu değildir. Bu uyumsuzluk, özellikle izlerin ilk birkaç saniyesinde gözlenen genliklerde belirgindir. Kuramsal alıcı fonksiyonun ilk gelen P dalgası genliği 0.29

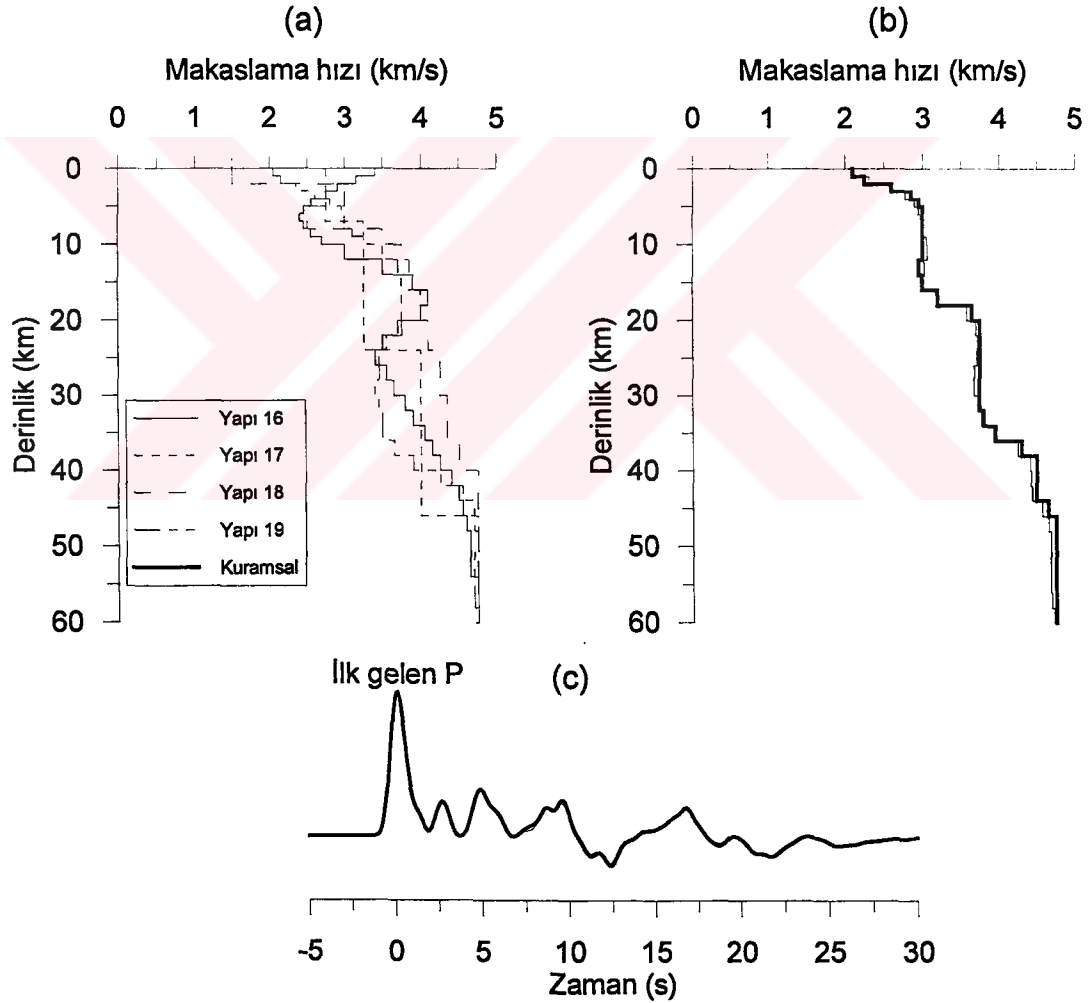
değerini alırken, Grup 1’ deki ters çözüm izleri 0.17 değerinde kalmaktadır (Tablo 1). Alıcı fonksiyon yönteminin özellikle ilk gelen P dalgasına ve doğru genliklerin korunmasına karşı duyarlı olduğu görülmüştür.



Şekil 7. Grup 3’ deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri

Şekil 6a, Grup 2’ de yer alan 5 başlangıç hız yapısını ve Şekil 6b ise ters çözüm sonuçlarını göstermektedir. Grup 2’ deki başlangıç yapılarının ortalama makaslama dalgası hızları Grup 1’ deki yapılara göre daha yüksektir (Tablo 1). Grup 2’ nin ortalama makaslama dalgası hızı yaklaşık olarak 3.34 km/s’ dir. Grup 1 ile karşılaştırıldığında, bulunan ters çözüm sonuçlarının kuramsal yapıya daha iyi yakınlık sağladığı görülmekle birlikte, bu sonuç yeterli değildir (Şekil 6b). Şekil 6c’ deki kuramsal (koyu çizgi) izin ilk

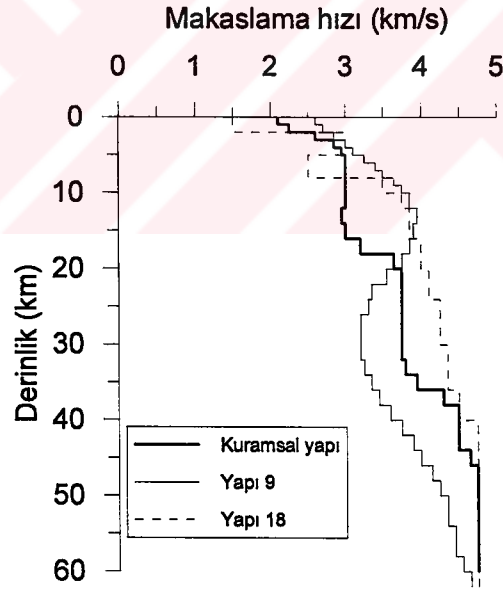
gelen P dalgası genliği ve bunu izleyen genlikleri ters çözüm sonuçlarıyla tam olarak temsil edilememiştir. Ters çözüm izlerinin ilk gelen P dalgası genlik değeri ortalama 0.24 ve kuramsal izden (0.29) düşük kalmaktadır (Tablo 1). Grup 1 ve 2' deki ters çözüm sonuçlarından anlaşılacağı üzere, seçilen başlangıç yapılarının ortalama makaslama dalgası hızları kuramsal yapının ortalama hızından düşük ise, ilk gelen ters çözüm P dalgası ve bunu izleyen bir kaç saniyedeki genlikler düşük kalmaktadır. Bu durumda ortalama makaslama dalgası hızının yüksek seçilmesi durumunda ters çözüm sonuçları yüksek mi çıkacaktı sorusu aklımıza geliyor. Bunu incelemek için ise Grup 3' deki yapıların ortalama makaslama dalgası hızları kuramsal yapının ortalama hızından yüksek seçilmiştir.



Şekil 8. Grup 4' deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri

Grup 3' de yer alan 7 başlangıç yapısının derinlikle-hız değişimi Şekil 7a' da gösterilmiştir. Başlangıç yapılarının ortalama makaslama dalgası hızları (3.86 km/s) kuramsal yapının ortalama makaslama dalgası hızından (3.74 km/s) yüksektir. Bu nedenle, Şekil 7b' de verilen ters çözüm sonuçları sismik hız olarak kuramsal yapıdan yüksek çıkmıştır. Ayrıca, kuramsal ve ters çözüm alıcı fonksiyon izleri birbirleriyle çok iyi bir uyum gösteriyor olmalarına rağmen, ilk gelen P dalgasının genliğinde yüksek hızlı başlangıç yapılarından dolayı artış gözlenmiştir (Şekil 7c).

Alıcı fonksiyonun başlangıç yapıya olan duyarlılığını daha iyi incelemek için, ortalama makaslama dalgası hızları yaklaşık 3.72 km/s olan Grup 4' deki başlangıç yapıları denenmiştir (Şekil 8a). Grup 4' deki her bir başlangıç yapısının ortalama makaslama dalgası hızları kuramsal yapıya çok yakındır (Tablo 1). Bu nedenle, Grup 4 için elde edilen ters çözüm sonuçları kuramsal yapıyla çok iyi bir uyum göstermektedir (Şekil 8b). Ayrıca, kuramsal ve ters çözüm alıcı fonksiyon izleri genlik ve varış zamanı olarak ise, tam bir çakışma göstermektedir (Şekil 8c).



Şekil 9. Kuramsal yeraltı yapısı etrafında 9 ve 18 numaralı başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi

Yapılan bu incelemeler, alıcı fonksiyon ters çözüm işleminin başlangıç yapısının seçimine karşı oldukça duyarlı olduğunu göstermiştir. Ortalama makaslama dalgası hızları benzer, ancak ortalama çevresinde hız dağılımı farklı olan iki başlangıç yer yapısının

benzer ters çözüm sonuçları verdiği görülmüştür. Seçilen başlangıç yapısı öncelikle doğru ortalama hızı içermeli ve ikinci olarak ise ortalama çevresindeki dağılıma dikkat edilmelidir. Bunun yanı sıra, vurgulanması gereken önemli bir durum tespit edilmiştir. Tablo 1’ de koyu simgeler ile gösterilen başlangıç yapıları (Yapı 9 ve 18), yukarıda açıklanan genel durumdan farklı bir özellik göstermektedir. Başlangıç Yapı 9’ un ortalama hızı 3.65 km/s ve başlangıç Yapı 18’ in ortalama hızı 3.92 km/s dir. Bu durumda, Yapı 9 için elde edilen ters çözüm sonuçlarının Grup 4’ de ve Yapı 18 için elde edilen ters çözüm sonuçlarının Grup 3’ de yer alması gerekir. Ancak ters çözüm sonuçları bunun tersini göstermiştir. Şekil 9’ da koyu çizgi ile gösterilen kuramsal yapının yanı sıra, başlangıç Yapı 9 ve 18’ in makaslama dalgası hızlarının derinlikle dağılımları gösterilmiştir. Yapı 9 ve 18’ in elde edilen genel durumdan farklı bir özellik göstermelerinin nedeni, yaklaşık 20 km derinliğin altında bu yapıların ortalama hızın tersine düşük veya yüksek hızlar içermesidir. Yani her iki başlangıç yapısında, hızın ortalama çevresinde yüksek dağılım göstermesi sorun yaratmaktadır.

Yapılan hesaplamalar sonucunda görüldüğü üzere, seçilen 19 başlangıç yapısından sadece dört tanesi doğru ters çözüm sonucunu vermiştir (Şekil 8a-c). Buna karşın, 15 tane başlangıç yapısı değişen oranlarda ters çözüm hataları içermektedir (Şekil 5a-c, 6a-c ve 7a-c). Başka bir deyişle, doğru başlangıç yapısını seçmenin oldukça güç olduğu ve bir çok başlangıç yapısının denenmesinin gerekliliği anlaşılmıştır.

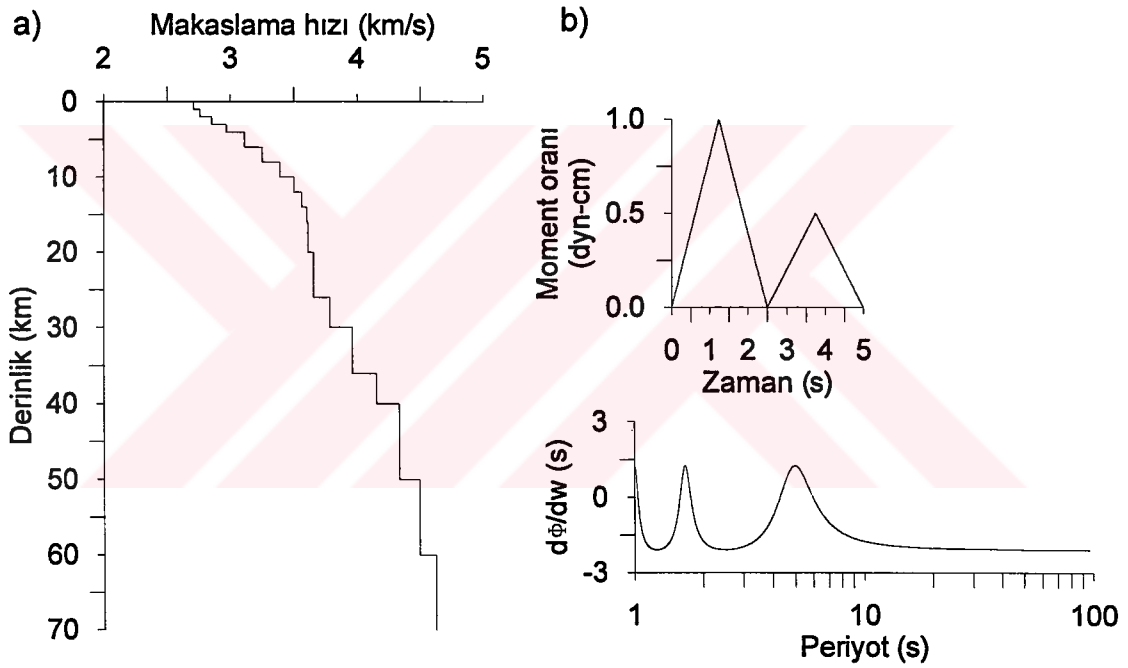
2.3. Yüzey Dalgası Dispersiyonu ve Ters Çözüm İşlemi

Bölgesel depremlerin yüzey dalgası kayıtları, üç bileşen yer hareketini kaydedebilen bir sismik istasyon civarındaki kabuksal yapıyı araştırmak için etkili olarak kullanılabilir. Gözlemlenen depremin uzaklığına bağlı olarak kabuğun derin sismik hızları yüzey dalgası ters çözüm işlemi ile iyileştirilebilir (Mindevalli, Mitchell, 1989; Mokhtar, Al-Saeed, 1994). 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 yayınımlı 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 teğetsel

bileşeninden elde edilir. Yüzey dalgalarının en önemli fiziksel özelliği dispersiyon göstermesidir. Love ve Rayleigh dalgaları tabakalı yapıya sahip olan yer içerisinde elastik özelliklerin değişmesi sonucunda dispersiyon gösterirler. Bu yayının hızlarının frekans bağımlı olduğunu yani frekans bandındaki her bir frekansın farklı hızlarla seyahat ettiği anlamına gelir. Farklı frekanslı yüzey dalgaları farklı dalga boyuna sahip olduğu için yeraltının farklı derinliklerine nüfuz eder. Yüzey dalgaları tabakalı ortamda farklı hızlarla yayıldığı için ortamın farklı kısımlarını modeller. Frekansla hızın bu değişimi dispersiyon olarak adlandırılır ve hem faz hızı hem de grup hızı bilgisine uygulanır (Zhao, 1998). 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 yayınım hızına sahiptir. Sismik dalga yayınımında büyük dalga periyotları yapısal özellikler boyunca ortamı çoğunlukla ortalama olarak örnekler, öte yandan düşük dalga periyotları hız yapısındaki süreksizlikleri ve Moho derinliği gibi daha çok ayrıntıya duyarlılık gösterir. Yüzey dalgalarında düşük periyotlar çoğunlukla yüksek modlarda olur. Ayrıca temel mod bazı düşük periyotları barındırır, fakat onların nüfuz derinliği belirli bir periyotta yüksek mod' dan çok daha sığdır (Chen, 1993).

Bölgesel yüzey dalgası dispersiyon verisini yorumlamak için tek istasyon yada çok istasyon yöntemleri kullanılmaktadır (Mindevalli, 1988; Mokhtar vd., 1988; Cong, Mitchell, 1998; Erduran vd., 2001). 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. Bunun başlıca nedeni, deprem kaynağında oluşan faz etkisi ve oluş zamanının belirlenmesinde yapılabilecek hatayı gözlemsel grup ve faz hızlarından ayırt etmektir (Dziewonski, Hales, 1972). Bir depremin iki ayrı istasyondaki kayıtlarını kullanarak çapraz ilişki hesaplanabilir. Bu işlemin sonucunda, kuramsal olarak birinci istasyonda yerleşik ve birim tepki şeklinde fazsız sismik enerji yayan bir depremin ikinci istasyondaki kaydı elde edilir. Çapraz ilişkiden hesaplanan sismik izin faz spektrumu ise, iki istasyon arasındaki seyahat zamanından kaynaklanır. İki-istasyon yönteminin avantajını kullanabilmek için gerekli iki koşul vardır. İlk olarak, deprem ve istasyonların aynı büyük daire üzerine düşmesi gerekir. İstasyonlar aynı büyük daire üzerine düşmezler ise, her ikisi arasındaki azimut farkından dolayı oluşacak başka bir faz etkisi ortaya çıkacaktır. Çoğunlukla, istasyonlar arasındaki azimut farkının 5° den fazla olmamasına dikkat edilmelidir (Larson,

Ekström, 2000). İkincisi ise, seçilen istasyonlar birbirinden yeteri kadar uzakta olmalıdır. Yüzeysel dalgalarının nüfuz derinliği dalga boyu ile artar ve böylece, daha derindeki sismik hız bilgisi yüzeyle taşınır. Deprem ve istasyon arasındaki uzaklık arttıkça daha derine inen büyük dalga boyu yüzeysel dalgaları çözülür. Başka bir deyişle; iki-istasyon yönteminde, birbirine çok yakın iki istasyon kullanıldığında, istasyonlar arası uzaklıktan daha büyük dalga boyu yüzeysel dalgaları tam olarak çözülmez (Erduran vd., 2001). Bu tez çalışmasında olduğu gibi iki-istasyon yönteminin uygulanması için gerekli şartların sağlanmadığı durumlarda mevcut deprem verisini analiz etmek için tek istasyon yönteminden yararlanılabilir.



Şekil 10. Kuramsal hesaplarda kullanılan, a) Mindevalli ve Mitchell (1989) kabuk hız yapısı, b) kaynak zaman fonksiyonu (üst) ve açısız frekansa göre fazın türevi (alt) gösteriliyor

Tek istasyon yaklaşımıyla kabuksal yapının tahmini için yerel (<100 km) ve bölgesel ($100 < \Delta < 1400$ km) yüzeysel dalgası yayılımını göz önünde tutulduğunda başlangıç deprem faz değişimi hesaplamada göz önüne alınması gereken önemli bir faktördür (Dziewonski, Hales, 1972). Deprem dalgaları özellikle kırık mekanizması ve kaynak-zaman fonksiyonundan dolayı (Levshin vd., 1999) kaynakta başlangıç fazı kazanırlar. Bu başlangıç faz değişiminin miktarı fay düzleminin gözlemsel azimutuna bağımlı değişir.

Verilen bir azimut için başlangıç kaynak fazı; kırık mekanizması, kaynak zaman fonksiyonu ve kaynak bölgesi civarında elastik parametrelerin bir fonksiyonudur (Frez, Schwab, 1976; Levshin vd., 1999; Çakır vd., 2000b). Faz etkisi, tek istasyon yüzey dalgalarının grup varış zamanlarında önemli sapmalara neden olabilir ve bu sebeple ters çözümde yapılan hata tahmin edilemeyebilir. Bu etki artan yüzey dalgası periyodu ve azalan dış odak uzaklığı ile artar. Faz fonksiyonu yerel ve bölgesel depremler için çok önemli olabilir, ancak $1400 < \Delta < 3000$ km gibi üst-manto ve daha uzak mesafelerde daha az etkilidir (Levshin vd., 1999).

Eğer deprem kaynak parametreleri ve sismik hız yapısı bilinirse, verilen bir azimut ve frekans için kaynak faz değişimi hesaplanabilir (Aki, Richards, 1980). Böylece kuramsal olarak hesaplanan faz etkisi gözlemsel deprem kayıtlarından yok edilebilir. Bu nedenle, Şekil 10' daki kabuksal yapı ve kaynak zaman fonksiyonu bilgileri kullanılarak yüzey dalgası yayılımı yapay olarak üretilip tek istasyon yönteminin kaynakta oluşan fazdan ne kadar etkilendiği incelenebilir (Şekil 11). Yüzey dalgasının serbest yüzeydeki enerji dağılımını hesaplamada Mindevalli ve Mitchell (1989) tarafından doğu Anadolu bölgesi için önerilen kabuksal hız yapısı kullanılmıştır (Şekil 10a). Bu hız yapısı derinlikle pozitif hız gradyenti özelliğindedir ve 15 km derinlik civarında makaslama hızı yaklaşık 3.6 km/s sabit değerine sahiptir. Mevcut kabuk hız yapısından yaklaşık 40 km bir kabuk kalınlığı tahmin edilmesine rağmen beklenen hız atlama belirgin değildir. Şekil 10b' de ise, her biri 2.5 s süreli basit iki üçgen darbeden oluşturulan kaynak zaman fonksiyonu (üstte) ve kaynak fazının açısız frekansa göre türevi (altta) gösteriliyor. Her bir olayın zaman geçmişi karmaşık, basit, kısa veya uzun süreli olarak biçimlenebilir. Kaynaktaki faz zamanı ise, faz spektrumunun açısız frekansa göre türevinden hesaplanabilir. Büyük magnitüdü olaylar küçük-orta magnitüdü olaylara göre daha uzun süreli kaynak zaman fonksiyonlarına sahiptir. Genelde, hesaplamalarda belli bir odak derinliğine yerleşmiş nokta (iki kuvvet çifti) kaynak ile doğadaki yüzey dalgası yayılımı yapay olarak üretilir. Yerel ve bölgesel uzaklıklardaki olaylar için yararlanılan nokta kaynak yaklaşımı büyük olaylar için yetersiz olacağı için çok yönlü kaynak yaklaşımının göz önünde tutulması gerekir (Lay, Wallace, 1995).

Şekil 11' deki hesapları yaparken, Abo-Zena (1979) ve Chen (1993) tarafından verilen normal mod kuramı kullanılmıştır. Ayrıca, Dziewonski ve Hales (1972) ve Levshin vd. (1999) tarafından verilen, deprem kaynağındaki fazın gözlemsel grup hızları üzerindeki

azimut bağımlı etkisine ait kuramsal bilgilerden yararlanılmıştır. Herhangi bir r dış odak uzaklığında ve θ istasyon azimutunda, yüzey dalgasının açısız frekans (ω) bağımlı fazı

$$\phi(r, \theta, \omega) = k(\omega)r - \phi_0(\theta, \omega) \quad (37)$$

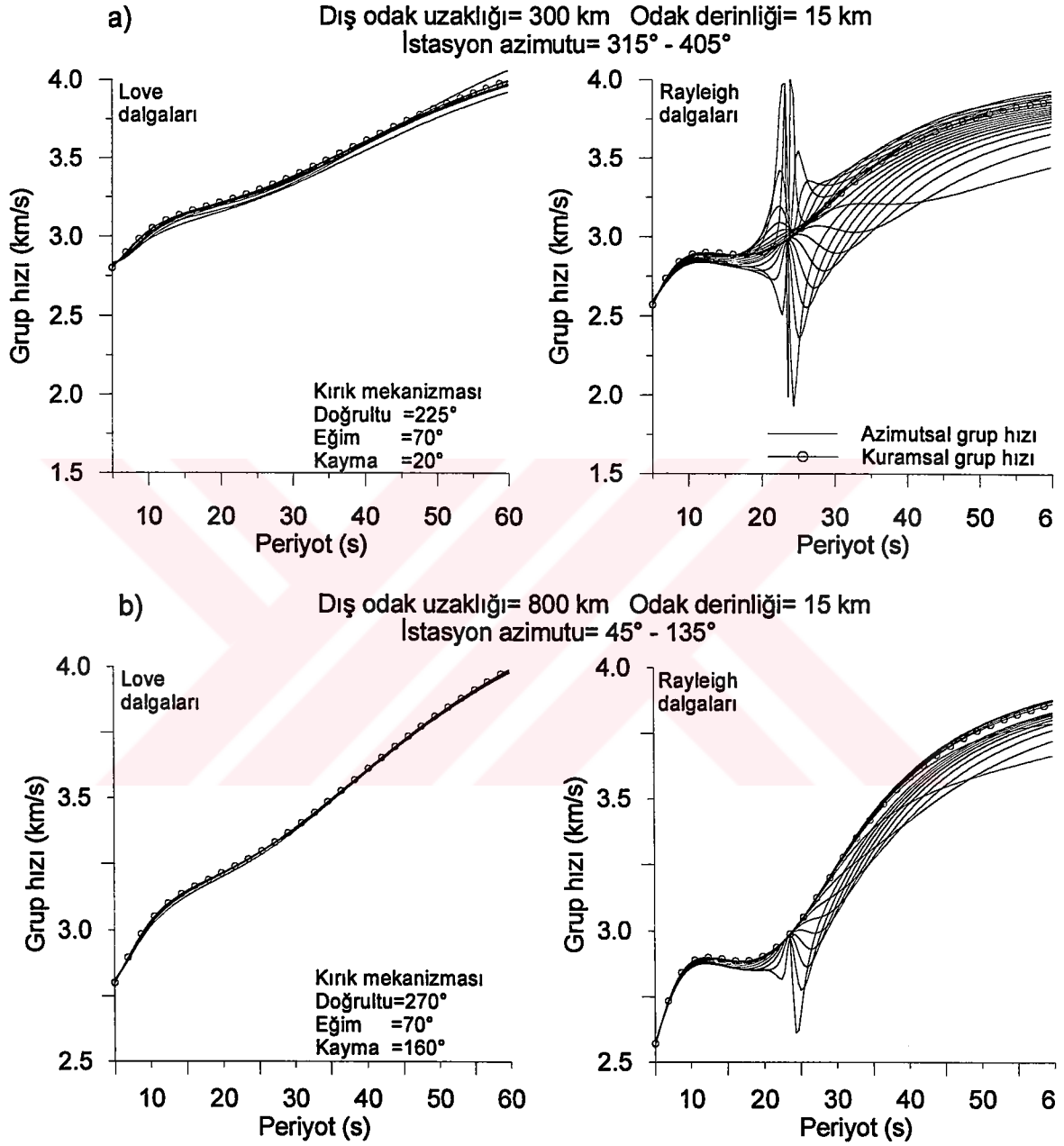
olarak verilebilir. Burada, k açısız frekans bağımlı yatay dalga sayısını ve ϕ_0 ise, azimut ve açısız frekans bağımlı deprem kaynak fazını göstermektedir. Sismometrenin faz etkisinin giderildiği düşünölmüş ve denklem (37)' ye ilave edilmemiştir. Denklem (37)' nin açısız frekansa göre türevini kullanarak, yüzey dalgasının deprem kaynağındaki fazdan etkilenmiş gözlemsel grup hızı

$$\bar{u} = r / [(r/u) - \Delta t] \quad (38)$$

şeklinde yazılabilir. Burada, u yüzey dalgasının gerçek grup hızını ve Δt ise, kaynak fazından dolayı oluşan grup-gecikme zamanını göstermektedir. Δt ifadesini hesaplamak için, ϕ_0 deprem kaynak fazının açısız frekansa göre türevi kullanılmıştır.

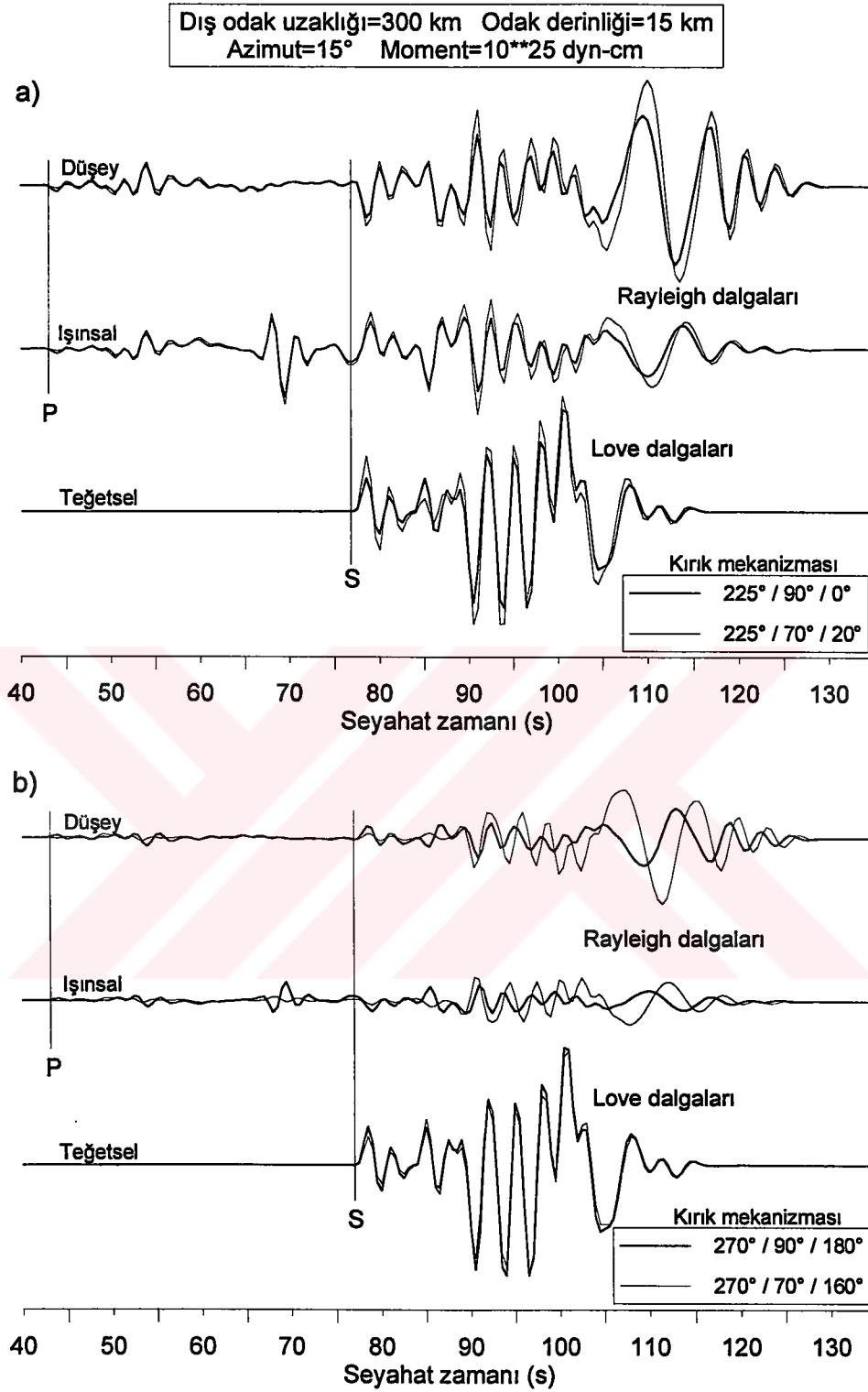
Şekil 11a ve b' de farklı iki dış odak uzaklığında Love ve Rayleigh grup hızlarının kaynak fazından azimut bağımlı olarak nasıl etkilendiği gösterilmiştir. Hesaplama kullanılan gerekli parametreler şekil üzerinde belirtilmiştir. Şekil 11a' da dış odak uzaklığı 300 km, sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu kırığını temsil edecek şekilde bir kırık mekanizması ve 315° - 405° aralığında istasyon azimutu dikkate alınmıştır. Şekil 11b' de ise, dış odak uzaklığı 800 km, sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu kırığını temsil edecek bir kırık mekanizması ve 45° - 135° aralığında istasyon azimutu seçilmiştir. Azimutsal grup hızı olarak adlandırılan eğriler, 5° azimut aralıklarında hesaplanmıştır. Şekil 11a' da Rayleigh grup hızları 20 s periyodun üzerinde deprem kaynağındaki fazdan dolayı büyük saçılma göstermektedir. Love dalgasında ise, fazla belirgin olmamakla birlikte kaynak fazının etkisi Rayleigh dalgasına göre çok düşüktür. Artan dış odak uzaklığı ile Love ve Rayleigh grup hızlarındaki saçılmanın miktarı Şekil 11b' de azalmıştır. Böylece, deprem kırığının geometrisine bağılı faz etkisinin Rayleigh dalgalarında çok daha fazla olmak üzere yüzey dalgaları yayınımlını periyot bağımlı olarak etkilediği görölmüştür. Rayleigh grup hızı eğrilerinde 20 s periyodun üzerinde görölen saçılmalar hatalı ters çözümlerin yapılmasına neden olmaktadır. Sunulan hesaplamalar

daha farklı deprem kaynak koşulları içinde denenmiş ve benzer sonuçlar elde edilmiştir (Çakır vd, 2000b; Çakır, Erduran, 2001).

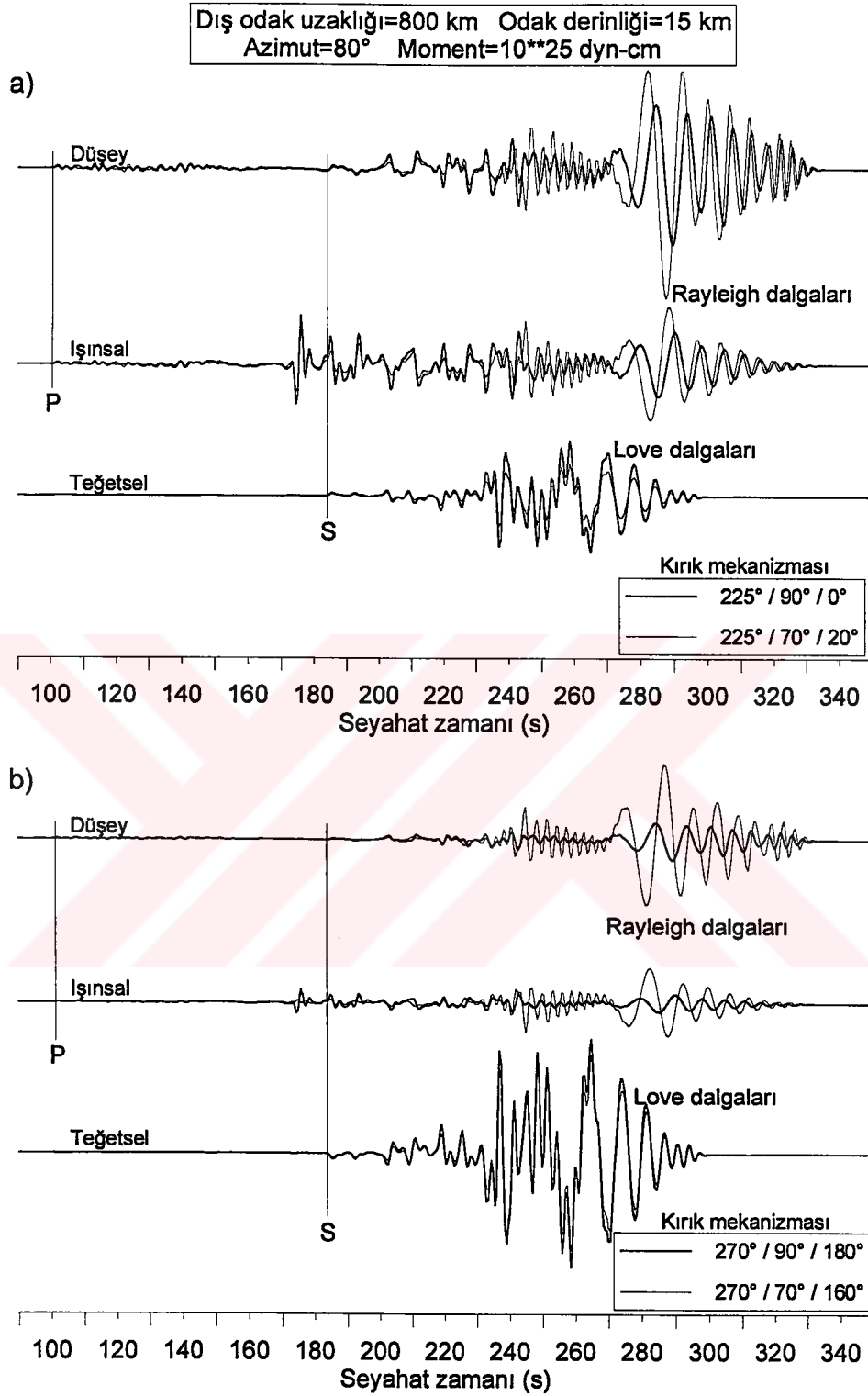


Şekil 11. Deprem kaynak fazının, a) 300 km dış odak uzaklığında, b) 800 km dış odak uzaklığında Love ve Rayleigh grup hızlarına olan etkisi gösteriliyor

Deprem kırık mekanizmaları; kaynakta meydana gelen faz spektrumlarına göre iki gruba ayrılabilir. İlk grup doğada nadir rastlanabilecek üç fay türünden oluşur: 45° eğimli normal fay, 45° eğimli ters fay ve 90° eğimli doğrultu atımlı fay'dır. Bu tür kırık



Şekil 12. 300 km dış odak uzaklığında ve farklı kırık mekanizmalarında üç bileşen sentetik sismogramın örnekleri. a) Doğrultu=225°, eğim=90°, kayma=0° ve doğrultu=225°, eğim=70°, kayma=20°, b) doğrultu=270°, eğim=90°, kayma=180° ve doğrultu=270°, eğim=70°, kayma=160°. Düsey bileşende Rayleigh dalgaları ve teğetsel bileşende Love dalgaları gösterilir



Şekil 13. 800 km dış odak uzaklığında ve farklı kırık mekanizmalarında üç bileşen sentetik sismogramın örnekleri. a) Doğrultu=225°, eğim=90°, kayma=0° ve doğrultu=225°, eğim=70°, kayma=20°, b) doğrultu=270°, eğim=90°, kayma=180° ve doğrultu=270°, eğim=70°, kayma=160°. Düşey bileşende Rayleigh dalgaları ve teğetsel bileşende Love dalgaları gösterilir

mekanizmaları kaynak fazı içermezler ve parametrelerinde ufak bir sapma olduğunda faz etkisi ortaya çıkar ve bu nedenle yukarıda ``nadir`` olarak adlandırılmıştır. Diğer bütün kırık mekanizmaları az veya çok kaynak faz etkisi içerirler (Levshin vd., 1999). Şekil 11' de görüldüğü gibi, nadir kırık mekanizmasından küçük bir sapma özellikle Rayleigh dalgalarının azimutsal grup hızlarında önemli saçılmalara neden olmaktadır (Çakır, Erduran, 2001). Kaynak faz etkisinin kırık mekanizmasına bağımlı bu durumunu sentetik sismogramlar üzerinde incelemek için iki farklı dış odak uzaklığında (300 ve 800 km) sayısal hesaplar yapılmıştır (Şekil 12 ve 13). Birinci mekanizmanın parametreleri: doğrultu=225°, eğim=90°, kayma=0° ve ikinci mekanizmanın parametreleri ise: doğrultu=270°, eğim=90°, kayma=180° dir. Ayrıca kabuksal hız yapısı (Şekil 10) ve 15 km odak derinliğine yerleştirilmiş kuramsal nokta kaynak bilgisi ile fay düzlemine ait kayıt istasyonunun yalnızca bir azimutu göz önünde bulundurulmuştur. Sentetik sismogramların hesap tekniği Müller (1985)' in yansıma metoduna dayandırılmaktadır.

Şekil 12 ve 13' de P ve S cisim dalgalarını ve bunları izleyen yüzey dalgalarını içeren sentetik sismogramların düşey, ışınsal ve teğetsel bileşenlerinin örnekleri verilmiştir. Şekil 12' deki hesaplamalarda sismik dalgalar istasyondan 15° azimutta ve dış odak uzaklığı 300 km' de gözlemlendi. Sismogramların düşey bileşeninde Rayleigh dalgaları ve teğetsel bileşeninde ise Love dalgaları kısmı gösterilmiştir. Şekil 12a' da kırık mekanizmaları 225°/90°/0° ve 225°/70°/20° (doğrultu/eğim/kayma) için sentetikler farklı çizgilerle üç bileşende üst üste gösterilmiştir. Şekil 12a ve b' de yüzey dalgaları yaklaşık olarak 80 s' den sonra gelmektedir. Her iki kırık mekanizması için Rayleigh ve Love dalgaları tüm sinyalde benzer davranış göstermektedir. Aynı dış odak uzaklığında kırık mekanizmaları 270°/90°/180° ve 270°/70°/160° için hesaplanan sinyaller Love dalgaları için aynı uyumu gösterirken Rayleigh dalgaları 90 s seyahat zamanından sonra uyumsuzdur (Şekil 12b). Şekil 13' de aynı kaynak parametreleri için dış odak uzaklığı 800 km ve kaynak azimutu 80° kullanılarak üretilen üç bileşen sentetik sismogram gösterilmiştir. Dış odak uzaklığı bir önceki şekle göre arttığından yüzey dalgaları yaklaşık 180 s seyahat zamanından sonra gözükmemektedir. Şekil 13a ve b' deki sinyallerde Rayleigh dalgaları fazları farklı kırık mekanizmalarında benzersiz varışlar gösterirken, Love dalgaları birbirlerine uyumlu hareket etmektedir. Sentetik sismogramlardan görüldüğü gibi özellikle Rayleigh dalgaları, kırık mekanizmalarının azimutuna bağımlı olarak (Şekil 12 ve 13) kaynaktan başlangıç faz değişimi kazanmıştır. Ayrıca, Şekil 12b ve 13b' deki uyum göz önünde bulundurularak tek istasyon yüzey dalgası incelemelerinde sadece Love dalgaları

bilgisinden yararlanmanın yetersiz ve yanlış sonuçlarla karşılaşmamıza sebep olacağı anlaşılmıştır. Bu nedenle, tek istasyon yüzey dalgası uygulamalarında Rayleigh dalgaları dispersiyon bilgilerinin de kullanılmasına ihtiyaç duyulmaktadır. Şekil 12 ve 13' deki sismogramlarda yüksek mod yüzey dalgası enerjisinin temel mod yüzey dalga enerjisinden daha önce vardığı açıkça belirgindir. Temel mod yüzey dalga analizlerinde sismogramlara ardışık filtre (Herrmann, 1973) ve faz-uyum filtre (Goforth, Herrin, 1979) teknikleri uygulanarak mevcut yüksek modlu enerji varışları temizlenebilir.

Tek istasyon yüzey dalgası grup hızlarının ters çözümü yayılım yörüngesi için elastik parametreleri tahmin etmek ve kabuksal yapıyı incelemek için güçlü bir araçtır. Gözlemsel grup hızlarının ters çözümünde Tarantola (1987) tarafından tanımlanan ardışık doğrusallaştırılmış sönümlü en küçük kareler ters çözüm biçimi ve Takeuchi ve Saito (1972) tarafından türetilen yeraltı makaslama hızlarına ait uygun kısmi türevler kullanılır. Yararlanılan en küçük kareler algoritması dalga yayılım problemine başarıyla uygulanmıştır (Hadiouche, Zürn, 1992). Yüzey dalgası dispersiyon problemi doğrusal değildir. Buna karşın, çözüm için seçilen bir başlangıç hız yapısı \mathbf{m}_0 etrafında oluşturulan doğrusallaştırma işleminin yardımıyla çözüme ardışık adımlarla yaklaşma olasılığı vardır.

Aşağıda verilen ardışık çözüm sistemi bu amaç için kullanılabilir.

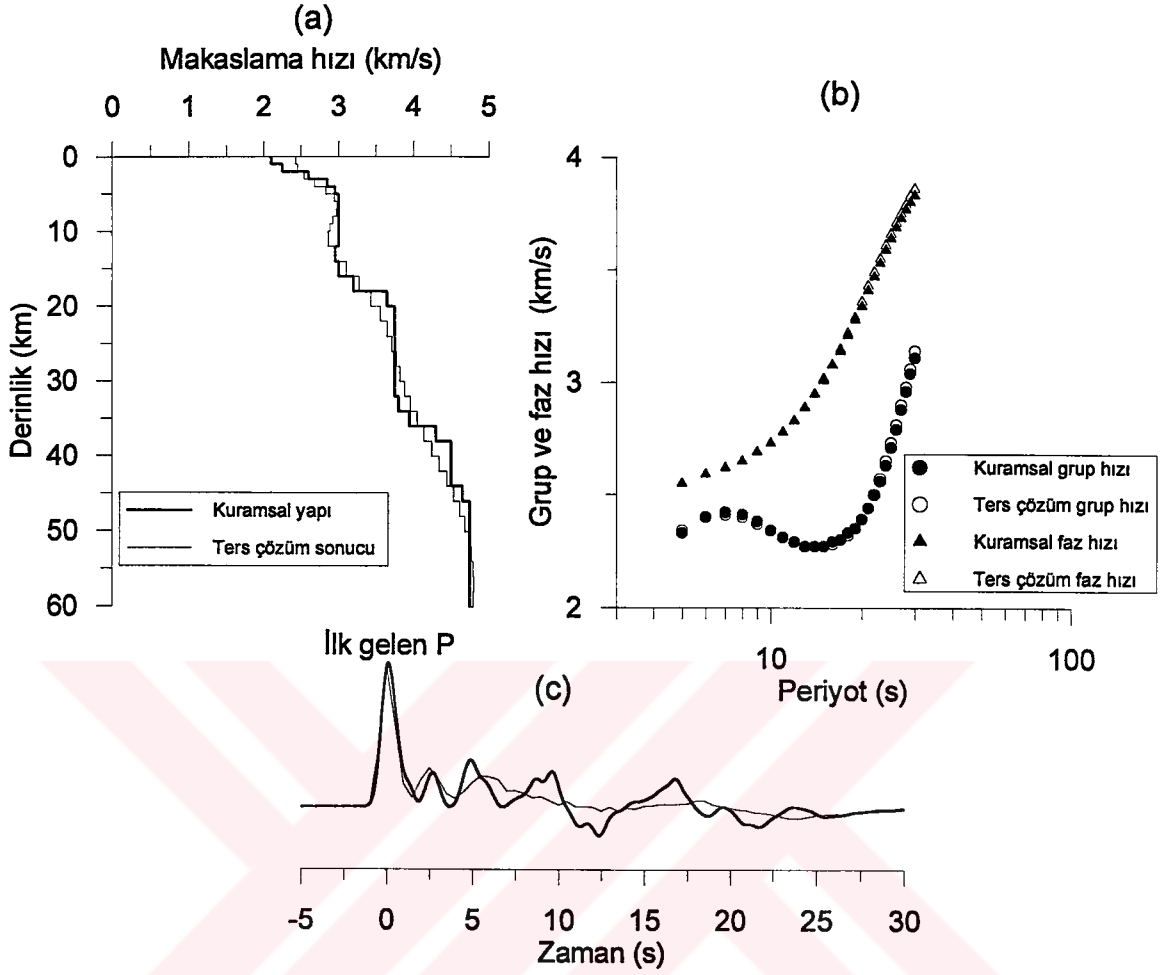
$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_0 - \mathbf{C}_M \mathbf{G}_n^t \left[\mathbf{C}_D + \mathbf{G}_n \mathbf{C}_M \mathbf{G}_n^t \right]^{-1} \left[\mathbf{g}(\mathbf{m}_n) - \mathbf{d}_{göz} - \mathbf{G}_n (\mathbf{m}_n - \mathbf{m}_0) \right] \quad (39)$$

Burada; koyu küçük harfler tek boyutlu ve koyu büyük harfler ise, çift boyutlu dizinleri göstermektedir. \mathbf{C}_M ve \mathbf{C}_D kovaryans dizinleri, sırasıyla, yeraltı hız yapısı ve gözlemsel verideki çözüm elemanlarının arasındaki ilişkiyi ve her bir elemana tanınan standart sapmayı içermektedir. \mathbf{G}_n dizini ise, dispersiyonun yeraltı sismik hızlarına göre kısmi türevlerini içermektedir. Her bir n ardışık çözüm adımında, kuramsal ve gözlemsel dispersiyon arasındaki fark olan $\mathbf{g}(\mathbf{m}_n) - \mathbf{d}_{göz}$ ifadesi küçültülmektedir. Bunlardan başka, yeraltı tabaka hızları arasındaki ilişki $\nu_1 = 0.8$ ve gözlemsel grup hızları arasındaki ilişki ise, $\nu_2 = 0.6$ olarak alınarak ters çözülen yeraltı hız yapısının pürüzsüzlüğü kontrol edilmektedir. Verinin kalitesine bağlı olarak, örneğin, $\nu_1 = 0.5$ ve $\nu_2 = 0.2$ gibi daha düşük pürüzsüzlük katsayı çiftleri kullanılabilir. Ayrıca, yeraltı tabaka hızlarının standart sapması $\delta_1 = 0.1$ ve gözlemsel grup hızı değerlerinin standart sapması ise, $\delta_2 = 0.1$ olarak

alınabilir. Belirtilen bu değerler deneme yanılma yolu ile en uygun biçimde seçilmekte ve her bir üç ardışık çözüm adımından sonra, δ_1 standart sapması 0.1 değerinde arttırılmaktadır. Genel olarak ise, toplam 12 ardışık adımdan sonra gerekli ters çözüm yapısına ulaşılmaktadır.

Yüzey dalgası dispersiyonu yeraltı derinliklerinde çoğunlukla ortalama makaslama dalgası hızlarına duyarlılık gösterirken ortamdaki ara yüzeylerin hız süreksizliklerine daha az duyarlıdır. Daha sonra açıklanacağı gibi, bu tez çalışmasının öncelikli amaçları arasında alıcı fonksiyon sinyallerinin modellenmesinde bölgesel yüzey dalgası dispersiyon ters çözüm sonuçlarının kullanılabilmesi yer almaktadır. Bu nedenle, dispersiyon bilgisinin ters çözümünden kazanılan yapısal ayrıntının nasıl olduğunu bilmenin önemi artmaktadır. Bu amaç doğrultusunda yukarıda bahsedilen ters çözüm yöntemine göre izlenen sayısal hesaplar yapılmıştır. Şekil 14' de yeraltı yapısının ayrıntılarının tespiti için hem alıcı fonksiyon hem de yüzey dalgası grup hızlarının duyarlılığı gösterilmiştir. Tablo 1' deki 19 başlangıç yer yapısı kullanılarak grup ve faz hızları ters çözüldü. Bulunan sonuçlardan yüzey dalgası ters çözüm sonuçlarının başlangıç yapıya bağımlı olmadığı görülmüştür (Şekil 14). Şekil 14a' da Rayleigh yüzey dalgasının temel modu için elde edilen ters çözüm hız derinlik dağılımı verilmiştir. Temel mod dispersiyon eğrileri yapıdaki ani hız değişimleri yerine yapının ortalama hız dağılımına duyarlıdır. Yüzey dalgası yayınının daha çok ortalama hıza duyarlı olması nedeniyle, yeraltı hız yapısındaki hız süreksizlikleri birkaç tabakadan oluşan hız dağılımları olarak çözülmüştür. Buna karşın, kuramsal dispersiyon ile ters çözüm dispersiyon eğrileri arasındaki fark çok düşüktür (Şekil 14b).

Şekil 14c' de görüldüğü gibi, birisi yeraltı yapısından ve diğeri grup hızı ters çözüm sonucundan hesaplanan alıcı fonksiyonlar birbirinden uzaktır. Kuramsal yapının ortalama hız dağılımı doğru olduğundan ilk gelen P dalgası genlik seviyeleri çakışmıştır. Ters çözüm yapısı gerçek yapıdaki keskin sınırları kaçırmaktadır. Alıcı fonksiyon ters çözümü ortalama makaslama dalgası hızına duyarlı değildir, ancak bölgesel depremlerin yüzey dalgası grup hız bilgileri bu eksiği gidermede büyük bir fayda sağlayacaktır. İzleyen bölümlerde gerek yüzey dalgası grup hızlarına gerekse alıcı fonksiyon sinyallerine yönelik daha ayrıntılı ters çözüm sonuçları sunulacaktır.

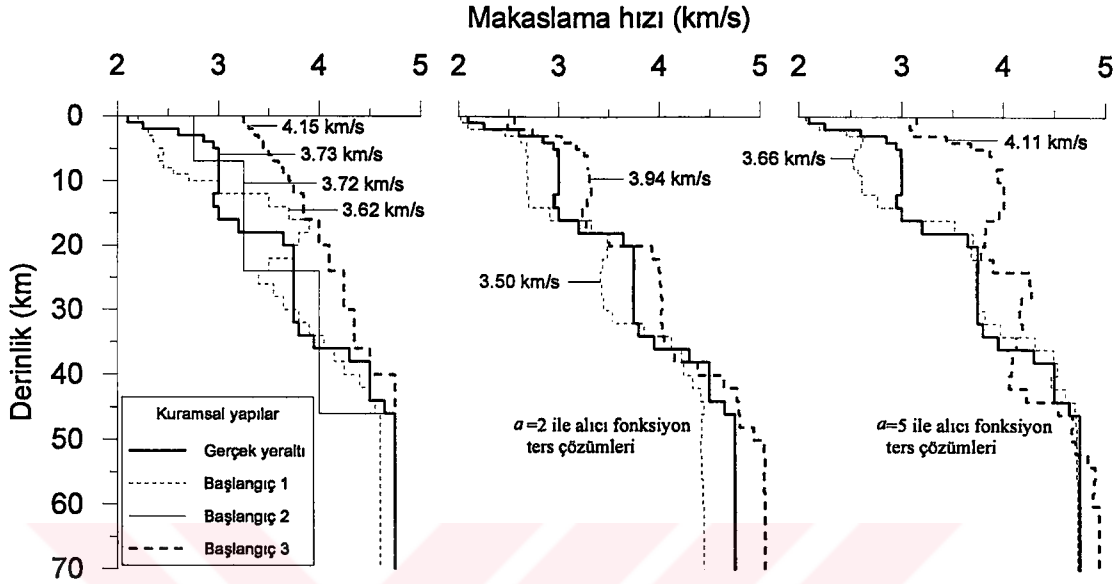


Şekil 14. Rayleigh yüzey dalgası grup ve faz hızlarına ait ters çözüm sonuçları. a) Ters çözüm ve kuramsal yeraltı yapısı, b) ters çözüm ve kuramsal dispersiyon eğrileri, c) alıcı fonksiyon izleri

2.4. Alıcı Fonksiyon ve Yüzey Dalgası Bilgisinin Ağırlıklı Ters Çözüm Kuramı

Uzak-alan alıcı fonksiyon izleri yeraltının makaslama dalgası hız yapısını ters çözmek için etkin olarak kullanılabilir. Ancak, bu yöntemin çok çözümlülük olarak bilinen önemli bir sorunu vardır. Çok çözümlülüğün yanı sıra, yaygın olarak karşılaşılan 3-boyutlu Jeolojik düzensizlikler ise, ters çözüm yapılarında önemli miktarda yanılgılara neden olmaktadır. Yüzey dalgalarının yapıcı katkısı her iki sorunun çözülmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Daha önceki bölümlerde irdelendiği gibi (Bölüm 2.2.1), alıcı fonksiyon ters çözüm işlemi tekil değildir ve verilen başlangıç hız yapısı yerin gerçek hız yapısına ne kadar yakınsa çok çözümlülük sorunu da o kadar az olmaktadır. Bunun başlıca nedeni,

alıcı fonksiyonların mutlak hızlar yerine daha çok hız süreksizliklerine ve göreceli seyahat zamanlarına duyarlı olmasıdır.



Şekil 15. Alıcı fonksiyon ve ters çözüm işleminin başlangıç yapıya olan bağımlılığı: başlangıç 2 yapısı, doğru ortalama nedeniyle ters çözüm sonunda gerçek yapı ile çakışmaktadır. Başlangıç 1 ve 3 yapıları yanlış ters çözüm sonuçları vermiştir

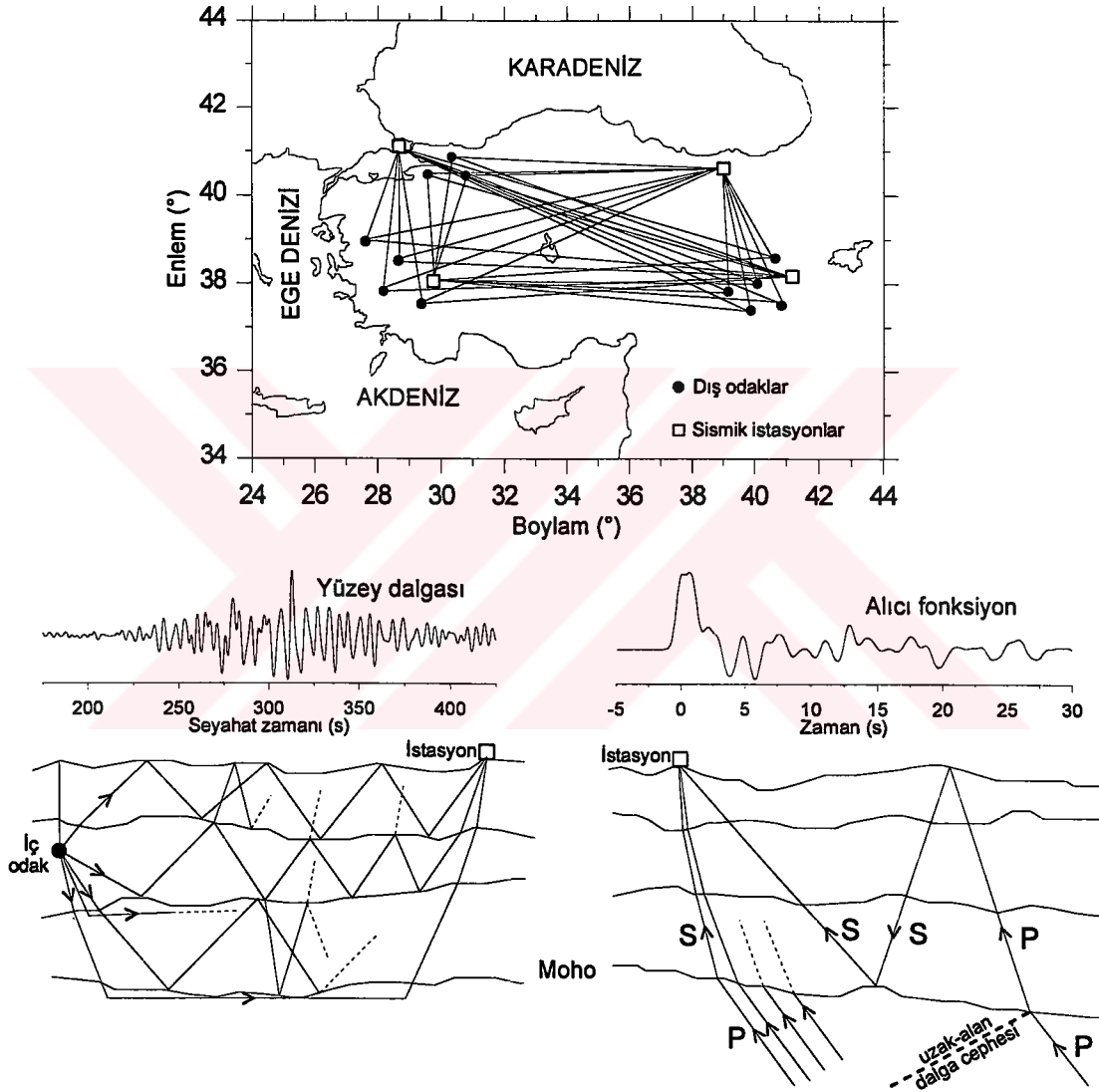
Alıcı fonksiyon ters çözüm yönteminin başlangıç yapının seçimine ne kadar çok duyarlı olduğunu göstermek için farklı Gauss parametrelerinde alıcı izleri için ters çözümler yapılmıştır. Şekil 15' de, farklı Gauss parametreleri ($\alpha=2$ ve $\alpha=5$) kullanılarak oluşturulan kuramsal alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları gösterilmektedir. Şekil 15' in ilk sütununda, ters çözümde kullanılan ve gerçek yeraltı hız-derinlik yapısını temsil ettiği düşünülen kuramsal yapı (kalın düz çizgi) ve üç olası başlangıç yeraltı yapıları kesikli ve düz ince çizgiler ile verilmiştir. Ayrıca, her bir yapının ortalama S dalgası hız değerleri şeklin üzerinde belirtilmiştir. Başlangıç 2 yapısı kullanılarak elde edilen ters çözüm sonuçları, her iki Gauss değerinde, gerçek yeraltı yapısını doğru bir şekilde vermiştir. Bunun nedeni, başlangıç 2 yapısının ortalama S dalgası hızının (3.72 km/s) gerçek yeraltı yapısının ortalama S dalgası hızına (3.73 km/s) çok yakın olmasıdır. Gerçek yapıdan daha düşük ortalama hıza sahip başlangıç 1 yapısı (3.62 km/s), her iki Gauss parametresi için de yanlış ters çözüm sonuçları vermiştir (Şekil 15' de ikinci ve üçüncü sütunlar, ince kesikli çizgi). Diğer taraftan, ortalama S dalgası hızı yüksek (4.15 km/s) olan başlangıç 3 yapısı da her iki

Gauss parametresi için yanlış sonuçlar vermiştir (Şekil 15' de ikinci ve üçüncü sütunlar, kalın kesikli çizgi). Başka bir deyişle; alıcı fonksiyon ortalama hıza duyarlı olsaydı, ters çözüm aşamasında, ortalama hızdaki yanlışlığı düzeltecek şekilde çözüm üretti. Şekil 15' de göze çarpan başka bir nokta ise, $\alpha=2$ ve $\alpha=5$ ters çözümlerinin gerçek yapıdan derinlikle farklı oranlarda yanlışlar içermesidir. Özellikle başlangıç 3 yapısından görüleceği üzere, hız yanlışlığının derinlikle değişimi her iki Gauss parametresi için farklı miktarlarda gelişmiştir. Yapılan bu hesaplar, alıcı fonksiyon ters çözüm işleminin başlangıç yapısının seçimine oldukça duyarlı olduğunu göstermektedir. Ters çözüm işleminde başlangıç yapısının ortalama hızının doğru seçilmesi ön koşulu vardır.

Söz konusu ön koşulu her zaman sağlama olanağı yoktur. Bu sakıncanın, alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin birlikte yorumuyla giderilebileceği önerilmiştir (Last vd., 1997; Özalaybey vd., 1997; Du, Foulger, 1999; Julia vd., 2000; Zhou vd., 2000). Yüzey dalgası dispersiyonu yeraltının çoğunlukla uzun dalga boylu S dalgası hızlarına duyarlıdır, fakat ara yüzeylerdeki hız süreksizliklerine fazla duyarlı değildir (Özalaybey vd., 1997; Çakır vd., 2000a; Julia vd., 2000). Yapılan incelemelerden, yüzey dalgası ters çözümünün başlangıç yapının seçimine bağımlı olmadığı ve yeraltı yapısını ortalama olarak çözdüğü görülmüştür (Bölüm 2.3). Buradan anlaşılacağı üzere; yüzey dalgası dispersiyonu alıcı fonksiyonun içermediği ortalama hız bilgisini içermekte ve buna karşılık alıcı fonksiyon ise, yüzey dalgası dispersiyonunun içermediği hız süreksizlikleri bilgisini içermektedir. Başka bir deyişle, her bir sismik veri kaynağının birbirlerinin eksiklerini tamamladığı anlaşılmaktadır.

Yüzey dalgası dispersiyonu deprem kaynağı ile sismik istasyon arasındaki yörtüngeye bağlıdır. Buna karşın, alıcı fonksiyon ise, istasyon altındaki yerel yapıyı örneklemektedir. Alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası bilgisini etkin olarak bir araya getirmek için ise, her iki veri grubunun örneklediği bölgenin yanal uzanımının birbirine benzer olması gerekir (Julia vd., 2000). Ancak, böyle bir benzerliği her zaman sağlama olanağı olmayabilir. Benzerliğin tam olmadığı durumlarda, matematiksel ağırlıklar yardımıyla, her iki veri grubunu birlikte çözmeye olanağı vardır. Tez çalışmasının bu bölümünde, böyle bir olasılığın yanıtı kuramsal yeraltı yapıları ve ters çözüm hesapları kullanılarak araştırılmıştır. Şekil 16' da ise, araştırılan problemin grafiksel bir senaryosu Anadolu plakası üzerinde örnek olarak düzenlenmiştir. Şekil 16' nın üst kısmında, sismik istasyonlar (kareler), deprem dış odakları (içi dolu daireler) ve gözlemsel yüzey dalgasının olası istasyon-odak hatları (düz çizgiler) gösterilmektedir (örneğin, Mokhtar, Al-Saeed,

1994). Şekil 16' nın sol alt kısmında, herhangi bir istasyon-odak hattı için, yüzey dalgalarını oluşturan olası ışın yörüngelerinin kabuksal yapı içindeki örnek dağılımı ve ayrıca örnek bir sismik kayıt sergilenmektedir. Benzer olarak, Şekil 16' nın sağ alt kısmında, herhangi bir istasyonda alıcı fonksiyonları oluşturan olası ışın yörüngeleri ve örnek bir alıcı fonksiyon izi verilmiştir.



Şekil 16. Yüzey dalgasının bölgesel ışın hatları (üst kısım), yüzey dalgasının olası ışın yörüngeleri (sol alt kısım) ve alıcı fonksiyonun olası ışın yörüngeleri (sağ alt kısım)

Şekil 16' nın üst kısmında gösterildiği gibi, her bir sismik istasyon (kareler) için kabuk yapısını ters çözme olanağı vardır. Bu işlemin yapılması esnasında, yüzey dalgası dispersiyon bilgilerinin ters çözüme katılması, yukarıda sözü edilen, çok çözümlülük

sorununun aşılmasında oldukça önemli katkılar sağlamaktadır. Yerel anlamda, her bir istasyonun altındaki kabuk yapısı bölgesel ortalamadan az veya çok fiziksel farklılık gösterebilir. Ayrıca, istasyon-odak hatlarının geçtiği bölgelerdeki yerel Jeolojik farklılıklar yüzey dalgası dispersiyon eğrilerinde belli oranda saçılmalara neden olacaktır. Böyle bir durum, yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonun birlikte çözümü esnasında, bazı belirsizlikler yaratmakta ve pek çok yüzey dalgası dispersiyon verisinin göz ardı edilmesine neden olmaktadır. Hem alıcı fonksiyon hem de yüzey dalgası verisini olabildiğince göz ardı etmeden, bu çalışmada tartışılan ters çözüm yöntemi bölgesel Jeodinamik çalışmalar yapabilmek için elverişli bir alternatif olarak görünmektedir. Alıcı fonksiyon çalışmalarında karşımıza çıkan en önemli sorunlardan biri çok çözümlülüktür. Bu nedenle, ağırlıklı ters çözüm yönteminin çok çözümlülük sorununun aşılmasında önemli katkılar sağlayacağı umulmaktadır.

Aşağıda verilen ters çözüm kuramı kullanılarak, alıcı fonksiyon izleri ve yüzey dalgası dispersiyon eğrileri birlikte çözülmektedir. Böyle bir ters çözüm yöntemi için düzenlenen doğrusallaştırılmış denklemler sistemi denklem (40)' daki gibi ifade edilebilir (Ammon vd., 1990; Julia vd., 2000). Denklem (40)' da verilen sistem alışıla gelmiş benzer bir sistem olan denklem (34)' den daha elverişlidir, çünkü içerdiği yüzey dalgası bilgisi ve ağırlık çarpanlarının sayesinde alıcı fonksiyon yada yüzey dalgasına gerektiği kadar ağırlık verilebilmektedir.

$$\begin{bmatrix} \kappa R \\ \lambda S \\ \gamma \Delta \end{bmatrix} m \approx \begin{bmatrix} \kappa r \\ \lambda s \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \kappa R \\ \lambda S \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} m_0 \quad (40)$$

Burada, $N \times M$ boyutlu R dizini, S dalgası hızlarına göre alıcı fonksiyonun kısmi türevlerini içermektedir. Sismik tabakaların sayısı M ve ters çözümde kullanılan gözlemsel alıcı fonksiyon frekanslarının sayısı ise, N ile gösterilmiştir. Alıcı fonksiyonun kısmi türevleri yeraltının frekans ortamındaki bütün karmaşık tepkisi dikkate alınarak hesaplanmıştır (Bölüm 2.1.1). $K \times M$ boyutlu S dizini dispersiyonun kısmi türevlerini tanımlamaktadır ve Takeuchi ve Saito (1972)' den alınmıştır. K ise, yüzey dalgası periyotlarının sayısını göstermektedir. Δ dizini ters çözüm hızları (m) arasındaki farklılığı sınırlayan pürüzsüzlük dizidir. Gözlemlere olan yaklaşım ile ters çözüm yapısının pürüzsüzlüğü arasındaki ödünleşme ise, negatif olmayan sönüm parametresi ($\gamma \geq 0$) tarafından kontrol

edilmektedir. Denklem (40)' da ki 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 ve gözlemsel ile kuramsal dispersiyon eğrileri arasındaki fark ise, s diziniyle gösteriliyor. r ve s dizinleri, L_2 normu kullanılarak ardışık adımlarla küçültülmektedir. Denklem (40)' da ki büyük koyu harfler iki boyutlu dizinleri, küçük koyu harfler bir boyutlu dizinleri ve diğer karakterler ise boyutsuz değerleri göstermektedir.

Denklem (40)' da ki sistem aşağıda tanımlanan ağırlık faktörleri ile çarpılmıştır.

$$\lambda^2 = \frac{p}{K\bar{\sigma}_s^2} \quad (41)$$

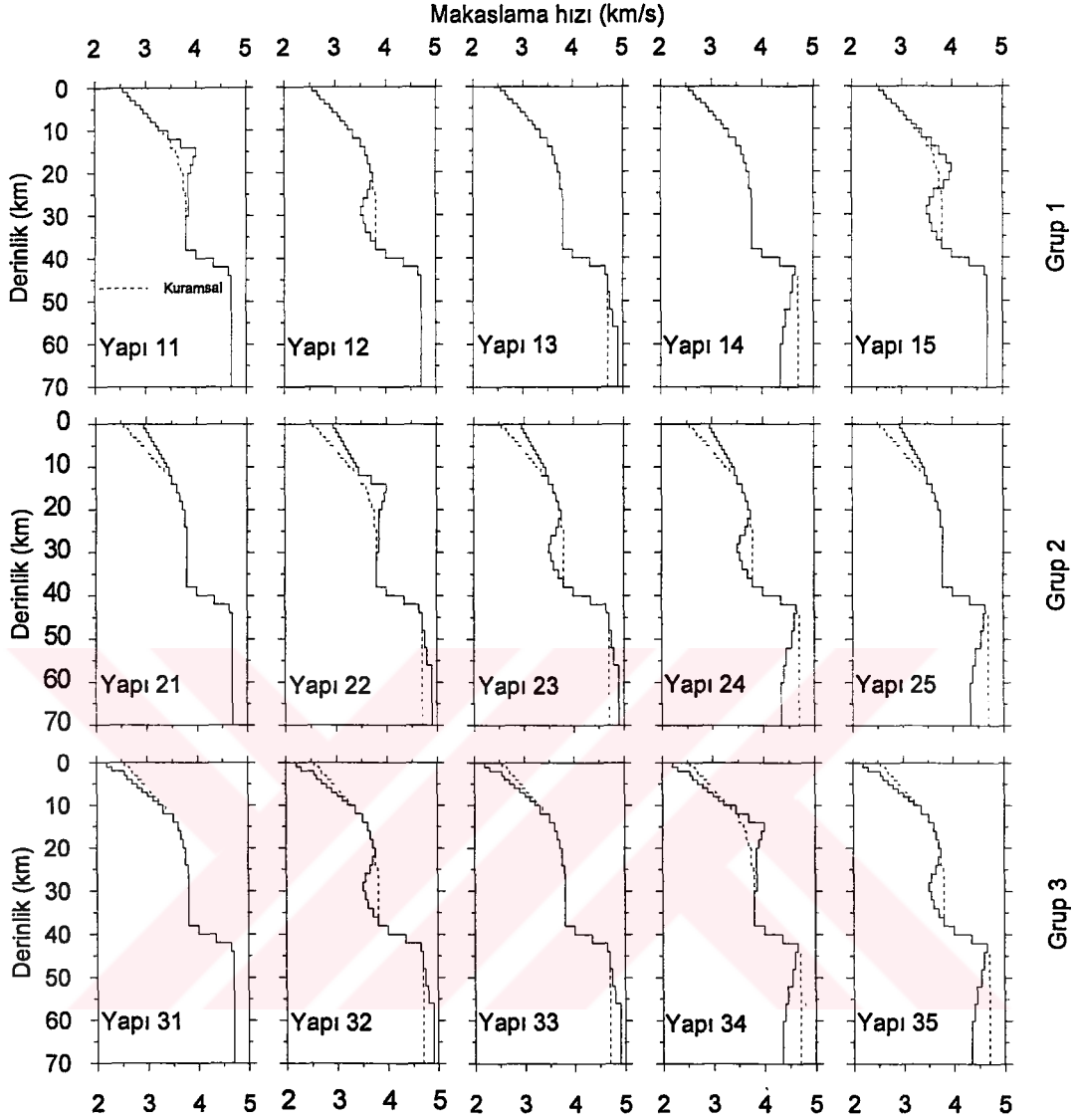
$$\kappa^2 = \frac{1-p}{N\bar{\sigma}_r^2} \quad (42)$$

Burada, $\bar{\sigma}_r^2$ ve $\bar{\sigma}_s^2$ sırasıyla, alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası dispersiyon eğrisi için ortalama değişebilirlik (varyans) değerleridir. Denklem (41) ve (42)' deki 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 $p=0.5$ ' de ise, alıcı fonksiyon ile yüzey dalgası eşit etkiye sahiptir. Ters çözülen yeraltı yapısının ve eldeki verinin özelliklerine bağlı olarak, değişik p değerlerinde çözüm yapılabilir ve bunların arasından uygun p değeri (örneğin, $p=0.25$) seçilebilir. Yukarıda verilen ağırlıklı çözüm yöntemi ilk olarak Julia vd. (2000) tarafından tanımlanmıştır. Kuramsal yeraltı yapılarının yardımıyla, yöntemin gözlemsel verilere uygulanması esnasında karşılaşılabilecek sorunlar izleyen bölümde irdelenmiştir.

2.4.1. Ağırlıklı Ters Çözümün Kuramsal Testi

Alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının birlikte ters çözümünü test etmek için 16 adet kuramsal kabuk yapısından yararlanılmıştır. Gerçek yeraltı hız yapısını temsil ettiği düşünülen bu hız yapıları Şekil 17' de gösterilmiştir. Sismik istasyonun altındaki kabuk yapısı kesikli çizgi ile ve istasyonun etrafında olduğu düşünülen farklı kabuk yapıları ise, düz çizgi ile verilmiştir. Toplam 70 km derinliğe sahip kabuksal yapıların ilk 10 km' si 1 km kalınlıklı ve altındakiler 2 km kalınlıklı tabakalardan oluşturulmuştur. İstasyonun altı ile istasyonu kuşatan bölgenin altındaki kabuk yapıları birbirinden belli oranda farklı olabilir. Bu farklılık üst ve alt kabukta ve aynı zamanda kabuk altı derinliklerde kendini gösterebilir. Tortullaşmanın içeriğine ve kalınlığına bağlı olarak, üst kabuktaki sismik hızlar bölgesel farklılık gösterebilir. Bu olası farklılık ilk 10 km' deki sismik hızların dağılımı ile temsil edilmiştir (Şekil 17). Benzer şekilde, alt kabuktaki (20-30 km civarında) sismik hızlar bölgeden bölgeye farklılık gösterebilir. Bu farklılığı temsil etmek için ise Şekil 17' de gösterilen alt kabuk hız değişimleri düşünülmüştür. Tektonik durağanlık veya manto yükselimi en üst mantodaki sismik hızların bölgeden bölgeye değişimine neden olabilir. Şekil 17' deki yüksek üst manto hızları tektonik durağanlığı ve düşük sismik hızlar ise, manto yükselimini temsil edecek şekilde düzenlenmiştir.

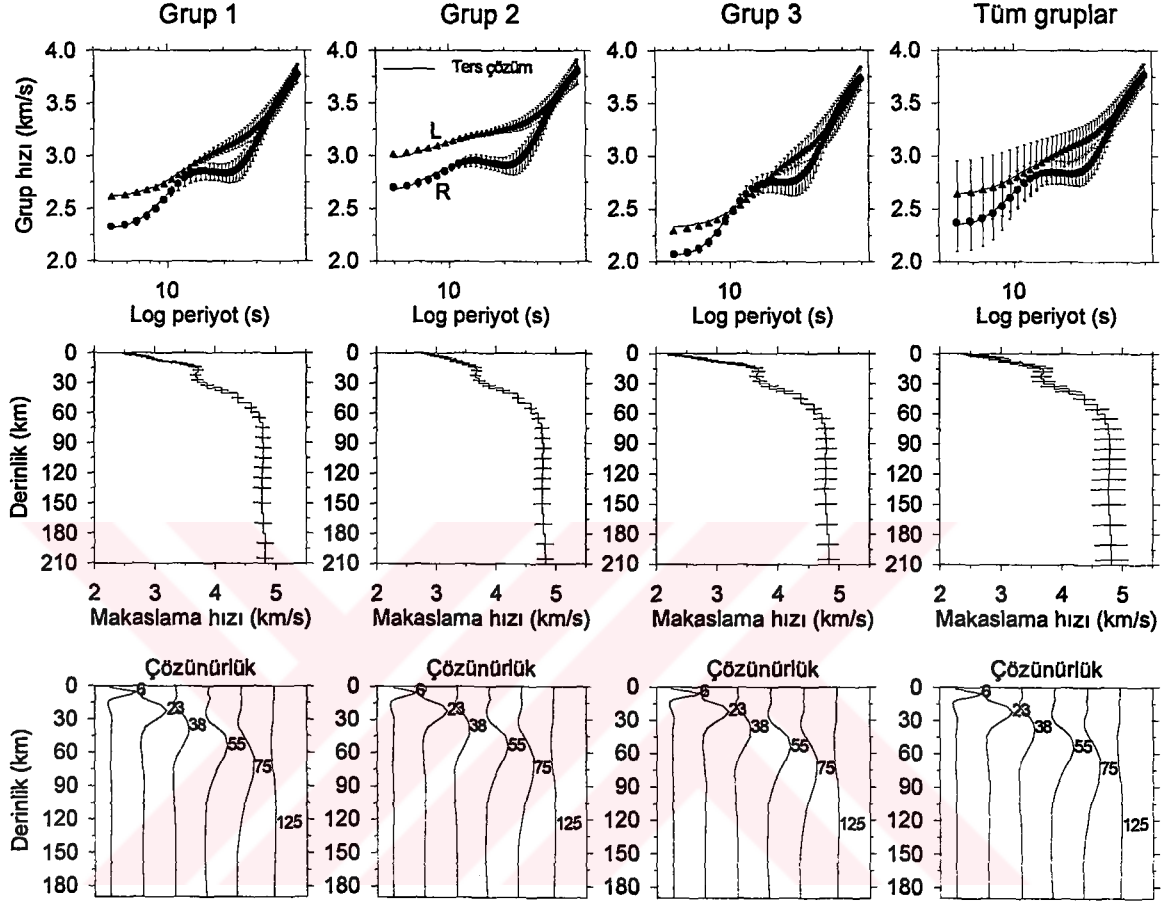
Göz önüne alınan kabuk yapıları 3 grup halinde gösterilmiştir. Her bir grup içindeki kabuk yapıları yukarıda sözü edilen bölgesel farklılıkları belli oranda içermektedir. Her bir gruptaki kabuk yapısı için kuramsal yüzey dalgası dispersiyon eğrileri üretilmiş ve bu eğriler istasyonun altındaki kabuk yapısını çözmek için alıcı fonksiyon izleriyle birlikte kullanılmıştır. Şekil 17' de verilen sismik yapılardaki hız farklılığı %5 civarındadır ve bu farklılığın, denklem (40)' da ki sistemi çözerken, ne tür etkiler yaratacağı araştırılacaktır. Denklemler (41) ve (42)' de verilen ağırlık bağıntıları (λ ve κ) hem alıcı fonksiyon (σ_r) hem de yüzey dalgası (σ_s) için standart sapmaların (yanılgıların) hesaplanmasını gerektiriyor. Yüzey dalgaları için hesaplanan standart sapmalar, periyot bağımlı güvenilirlik veya yanılgı aralıklarının yardımıyla, Şekil 17' deki her bir grup için Şekil 18' in üst satırında gösterilmiştir (düşey çubuklar, ± 1 standart sapma). Yüzey dalgaları deprem odağı ile istasyon arasında kalan bölgenin ortalama sismik özelliklerini yansıtacak şekilde bilgiler taşır. Yanal 3-boyutlu yapısal düzensizlikler, kabuk kalınlığının değişimi ve yerel hız anomalileri gibi etkiler dispersiyonun ortalama etrafında belli bir standart sapma ile dağılmasına neden olur. Güvenirlik aralığının genişliği grubun içindeki hız-derinlik



Şekil 17. Sismik istasyon altındaki kuramsal kabuk yapısının (kesikli çizgi) ve istasyon etrafındaki farklı kabuksal yapıların (düz çizgi) gösterimi

dağılımının şiddeti ile orantılıdır. Şekil 18' deki dispersiyon eğrileri Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızı eğrilerini yansıtmaktadır. Güvenirlik aralıklarını belirlemek için, her bir grubun içindeki yapıya ait kuramsal grup hızı eğrileri hesaplanmış ve bu eğrilerin toplamından ortalama ve standart yanılğı saptanmıştır. Grup 1 ve 2' deki ortalama standart yanılğı 0.07 km/s, Grup 3' deki standart yanılğı 0.09 km/s ve tüm gruplar için elde edilen ise, 0.14 km/s' dir. Yüzeğe yakın sismik hızların bir gruptan diğerine aşırı değişim göstermesi nedeniyle, özellikle düşük periyotlardaki standart yanılğular yüksek çıkmıştır (Şekil 18' de sağ üst kare). Şekil 18' in üst satırında verilen yanılğı hesapları,

yüzey dalgalarının örneklediği sismik hızların bölgesel dağılımı hakkında ön izlenimler sağlamaktadır.



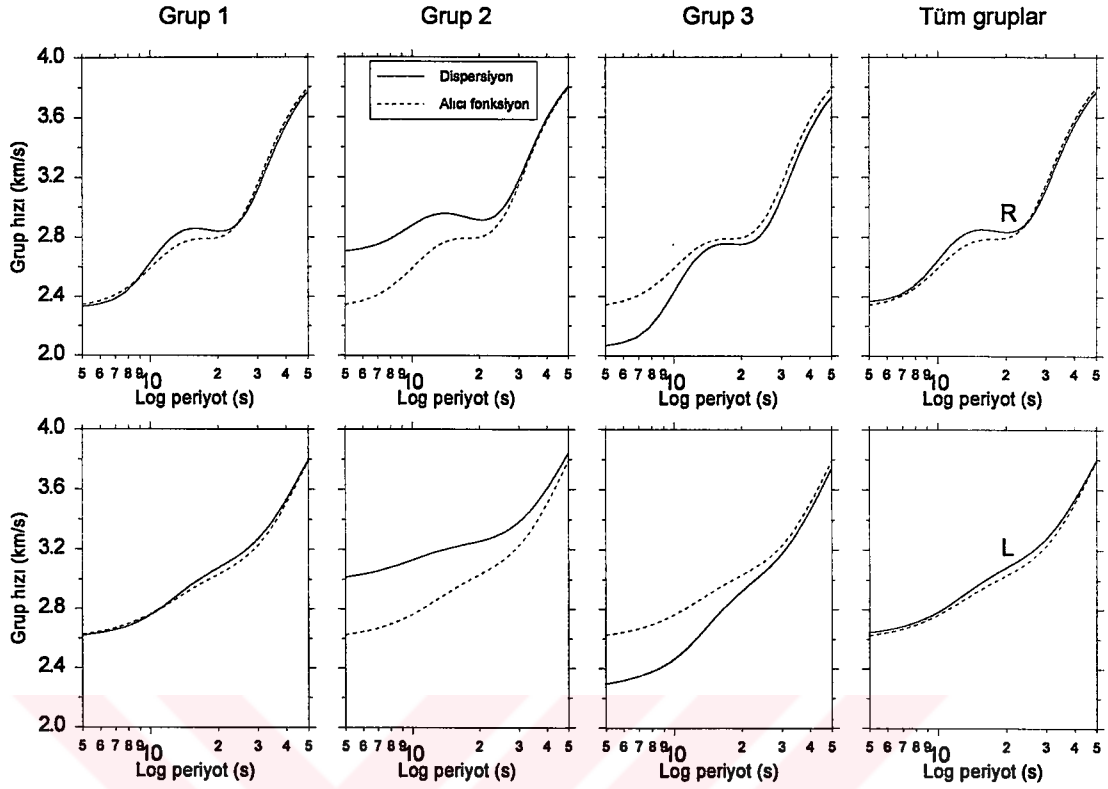
Şekil 18. Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızı standart sapmaları (üst satır), grup hızı standart sapmalarının ters çözüm hızlarına yansımaları (orta satır) ve çözünürlük eğrileri (alt satır)

Sözü edilen dispersiyon yanılgılarının doğal bir sonucu olarak, yüzey dalgasından elde edilen ters çözüm hız yapıları belli oranda yanılgılar içermektedir. Bunun kuramsal örnekleri Şekil 18' in orta satırında gösterilmiştir. Yatay çubuklar ile temsil edilen güvenilirlik aralıkları her bir tabakadaki ters çözüm sismik hızlarının ± 1 standart yanılgılarını vermektedir. Yanılgı bütün tabakalarda mevcut ve genel olarak ise, yanılgının miktarı derinlikle artış gösteriyor. Yüzey dalgaları düşey yönde duran ve yatay yönde seyahat eden normal modlardan oluşurlar (Chen, 1993). Duran dalgaların nüfuz derinliği periyotla artar ve normal mod genlikleri ise, üstel olarak derinlikle azalır. Bu üstel azalış nedeniyle, ters çözüm sismik hızları derinlikle artan belirsizlikler gösterirler. Alıcı

fonksiyonların ortalama standart sapması (σ_f) pek çok izin yığılması ile hesaplanabilir (Owens vd., 1984). Bu çalışmada, gerçek alıcı fonksiyonların yerine, ilk aşamada kuramsal alıcı fonksiyonlar kullanılmış ve standart sapma için 0.02 tipik değeri alınmıştır.

Yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonun birlikte çözümü esnasında yanıtlanması gereken başka bir soru ise, kullanılması gereken maksimum yüzey dalgası periyodunun hangi değerde seçilmesi gerektiğidir. Öncelikle, yüzey dalgalarının olabildiğince derin yeraltı yapısını örnekleme istenir. Bunu yapabilmeyen tek yolu ise, deprem odağı ile istasyon arasındaki uzaklığı olabildiğince büyük alabilmektir. Böylece, büyük dalga boylu veya büyük periyotlu yüzey dalgalarının oluşumu meydana gelmekte ve dolayısıyla, derin yeraltı yapılarının örneklenmesi oluşmaktadır. Ancak, istasyon-odak uzaklığının büyük seçilmesi alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının örneklemediği bölgelerin birbirinden gittikçe artan miktarda farklılık göstermesine neden olabilir. Böyle bir olasılığı engellemek için istasyon-odak uzaklığına bir sınırlama getirmek gerekiyor. Bu sorunun yanıtı soruna ters yönden yaklaşarak daha kolay bulunabilir. Alıcı fonksiyon yeraltının yaklaşık 70 km derinliğini uygun bir şekilde örnelemektedir (Julia vd., 1998; Du, Foulger, 2001). Yüzey dalgasının da bu derinliğe uygun bir maksimum periyot veya odak uzaklığı içermesi gerekmektedir.

Şekil 18' in alt satırında verilen yüzey dalgası çözünürlük eğrileri maksimum periyot sorusunun yanıtını içermektedir. Çözünürlük eğrileri üzerindeki rakamlar çözünürlük derinliklerini (km) göstermekte olup, eğrilerin bu derinlikler etrafında küçük veya büyük dağılım göstermesi çözünürlüğün duyarlı veya duyarsız olmasıyla orantılıdır. Örneğin, 23 km' deki çözünürlük 55 km' deki çözünürlükten daha yüksektir, çünkü çözünürlük eğrisinin 23 km' deki dağılımı 55 km' deki dağılımından daha düşüktür. Ayrıca, eğrilerin maksimum yaptığı derinliklerin rakamlarla belirtilen derinliklere karşılık gelmesi gerekir. Bütün çözünürlük eğrilerinden görüleceği üzere, çözünürlüğün en uygun maksimum derinliği 75 km civarındadır ve bu derinliğin altında ise (örneğin, 125 km), çözünürlük eğrileri gittikçe belirleyici özelliklerini kaybetmektedir. Yüzey dalgalarının 75 km' lik çözünürlük derinliği, Şekil 18' in üst satırında gösterildiği gibi, maksimum periyodu 50 s civarında olan dispersiyon eğrilerinden elde edilmiştir. Deneme amacıyla yapılan pek çok yapay sismogram hesabından sonra, 50 s' lik maksimum yüzey dalgası periyoduna yaklaşık 600 km ve daha yüksek istasyon-odak uzaklıkları ile kolayca erişilebildiği görülmüştür.



Şekil 19. Sismik istasyon altındaki ve civarındaki kabuk yapılarının (Şekil 17) dispersiyon eğrileri arasındaki fark gösteriliyor

Şekil 17' de, sismik istasyon altındaki kabuk yapısı ile istasyonu kuşattığı düşünülen üç farklı gruptaki kabuk yapıları gösterilmiştir. Denklem (40)' da ki sistemin çözümü esnasında, yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerinden yararlanılmaktadır. Dolayısıyla söz konusu yapısal farklılıkların dispersiyon eğrileri üzerinde nasıl göründüklerini tartışmak gerekiyor. Bu amaçla, Şekil 19' da verilen grup hızı eğrileri düzenlemiştir. Şekil 19' da ilk olarak göze çarpan nokta ise, yapısal farklılıkların dispersiyon eğrilerine bire bir yansımadağıdır. Örneğin, Grup 1' deki kabuk yapıları tek başlarına istasyon altındaki kabuk yapısından önemli farklılıklar içeriyor. Buna karşın, Grup 1' deki yapıları temsil eden ortalama dispersiyon eğrisi istasyonun dispersiyon eğrisinden çok fazla farklı değildir (Şekil 19' da ilk sütun). Benzer durum tüm grupları temsil eden ortalama dispersiyon eğrileri için de geçerlidir (Şekil 19' da son sütun). Başka bir deyişle; istasyona yakın bir tek Jeolojik bölgeyi örnekleyen yüzey dalgalarının yerine, istasyonu çevreleyen bir çok Jeolojik bölgeyi örnekleyen yüzey dalgalarını kullanmak ve aynı zamanda bunlardan ortalama bir dispersiyon verisi üretmek daha avantajlı görünmektedir. Gerçek sismik verilere yapılan uygulamalarda bu yaklaşımı sağlamanın basit ve kolay bir yolu vardır.

Şekil 16' nın üst kısmında gösterildiği üzere, bir çok istasyon ve dış odak dağılımından meydana gelen ışın yörüngeleri bölgesel ortalamayı iyi bir şekilde temsil edebilir. Öte yandan, Grup 2 ve Grup 3' deki dispersiyon eğrilerinden görüleceği üzere (Şekil 19' da ikinci ve üçüncü sütunlar), bu yaklaşım her zaman geçerli olmayabilir. Bu gruplarda, özellikle yüzeye yakın ortalama sismik hızların istasyon altındaki hızlardan önemli miktarda sapması nedeniyle, düşük periyotlu grup hızları 0.3 km/s' e varan yanılğı içermektedir. Söz konusu yanılğının ne kadar etkili olduğu ters çözüm sonuçlarında daha iyi gösterilecektir.

Çalışmanın bundan önceki kısımlarında özellikle yüzey dalgalarına önem verilmiş ve yüzey dalgası verisini oluştururken çıkabilecek sorunlara değinilmiştir. Bundan sonraki kısımlarda ise, denklem (40)' da verilen sistemin ters çözümü esnasında çıkabilecek sorunlara değinilecektir. Denklem (40)' da dikkat edilmesi gereken 3 parametre vardır; bunlar, alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının çözümdeki etkilerini dengeleyen etki faktörü (p), tabakalar arası hız farklılıklarını kontrol eden sönüm parametresi (γ) ve alıcı fonksiyonun spektral bandını sınırlayan Gauss parametresi (a)' dır. Bu 3 parametre denklem (40)' ın çözümü esnasında aynı anda kullanılmakta ve aralarında doğru bir dengenin oluşturulması gerekmektedir. Denklem (40)' da ki sistem, aslında doğrusal olmayan bir sistemin Taylor seri açılımının yardımıyla doğrusallaştırılmış bir biçimdir. Sözü edilen doğrusallaştırma işleminin amacı ise, aslında doğrusal olmayan bir işlemi daha kolay ve hızlı bir şekilde çözmektir. Bu şekilde bir yöntem izlemenin başka bir nedeni ise, bilgisayarda sayısal hesap olanaklarının kısıtlı olmasıdır. Doğrusallaştırma işlemi çözüme pek çok küçük ve ardışık adımlarla yaklaşma olanağı vermektedir. Böyle bir işlemde çözümün doğru yönden sapmasını engellemek için yukarıda bahsedilen 3 parametrenin uygun seçilmesine dikkat etmemiz gerekir.

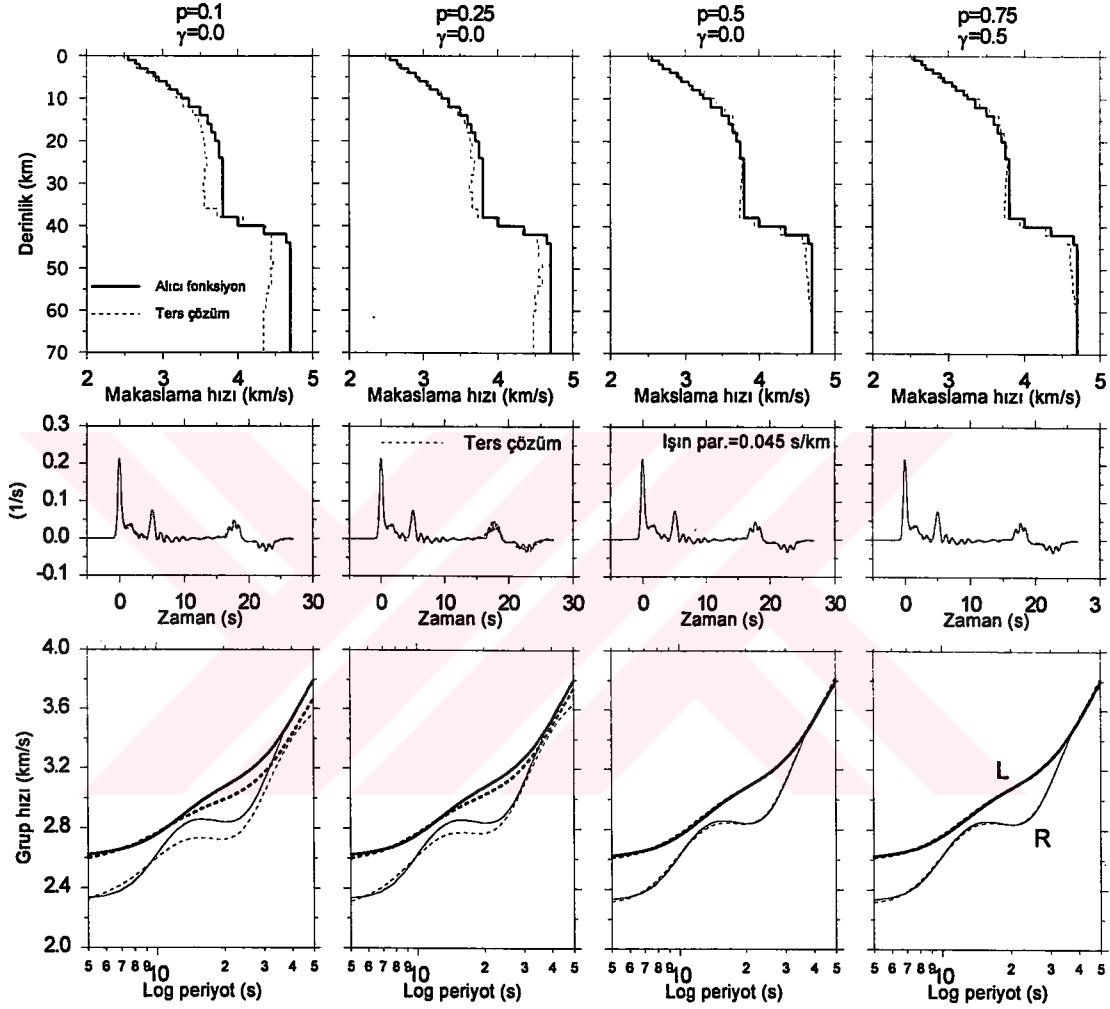
Birinci olarak, sönüm parametresi γ ' nın nasıl seçilmesi gerektiğine değinebiliriz. Denklem (40)' da verilen sistem tam tanımlı olsaydı; başka bir deyişle, yüzey dalgaları ortalama hızın yanı sıra hız süreksizliklerine ve alıcı fonksiyonda hız süreksizliklerinin yanı sıra ortalama hıza duyarlı olsaydı, kuramsal olarak sönüm parametresine gerek kalmayacaktı ($\gamma = 0$). Sözü edilen fiziksel veri eksiklikleri nedeniyle, çözüm uzayında yerel boşluklar oluşmakta ve ardışık adımlarla yaklaşan çözüm dizini (m) çoğu zaman bu boşluklarda kalmaktadır. Sönüm parametresinin sıfırdan büyük ($\gamma > 0$) seçilmesi bu boşluklardan sakınmamıza yardımcı olmaktadır. Bu durumda, sönüm parametresinin ne kadar büyük seçileceği gibi başka bir sorun karşımıza çıkmaktadır. Pek çok deneme

hesaplarından sonra, sönüm parametresine önce büyük değerlerden başlanması ve daha sonra kademeli olarak küçültülmesi geçerli bir yaklaşım olarak saptanmıştır. Örneğin, toplam 12 ardışık adımdan oluşan ve her bir 2 ardışık adımda bir sönüm parametresini 10, 5, 2.5, 1, 0.5 ve 0 şeklinde düşüren yaklaşım bu tez çalışmasında benimsenmiştir. Sözü edilen kademeli sönüm parametresinin yerine, ilk anda sönüm parametresini sıfır alarak başlamak çoğu zaman yanlış sonuçlar doğurmuştur. En büyük sönüm parametresi 10 olarak alınmıştır. Bunun yerine 50 veya 100 değerleri de alınabilir, ancak böyle bir seçim ardışık adımların sayısını gereksiz olarak arttırmaktadır. En küçük sönüm parametresi sıfır olarak alınmıştır. Ancak, izleyen hesaplarda değinileceği üzere, etki faktörünün (p) artmasıyla sıfırdan büyük (örneğin, $\gamma = 0.5$) sönüm değerleri gerekli olmaktadır.

Gerçek alıcı fonksiyon izlerinin ters çözümünde, Gauss parametresi olarak (denklem (5)), genellikle $a=1$ ile $a=5$ arasında değişen değerler kullanılır (Owens vd., 1984; Owens, 1987; Clitheroe vd., 2000; Darbyshire vd., 2000). Gauss parametresinin görevi, alçak geçişli bir süzgeç gibi davranarak, alıcı fonksiyon spektral genliklerini bastırmaktır. Bunun amacı, gelişigüzel Jeolojik düzensizliklerden kaynaklanan ve kuramsal olarak ters çözülemeyen yüksek frekanslı alıcı fonksiyon spektral genliklerinin geçişini engellemektir. Örneğin, Gauss parametresi $a=1$ kadar düşük ise, yaklaşık 0.5 Hz' den düşük spektral genliklerin geçmesine izin verir. Diğer taraftan, $a=5$ kadar büyük ise, yaklaşık 2.5 Hz' den düşük spektral genlikler geçebilir. Başka bir deyişle, geçiş bandının yüksek frekans sınırı yaklaşık $a/2$ Hz civarındadır. Bu çalışmada, uygulamadaki Gauss parametrelerinin ortasını temsil eden $a=2$ ve $a=3$ değerleri kullanılacaktır. Bu şekildeki Gauss parametreleri yeraltının yaklaşık 1-2 km kalınlıklı ince tabakalarını çözebilmemizi sağlar (Cassidy, 1992; Cassidy, 1995).

Daha önceki kısımlarda sözü edildiği gibi, tek bir etki faktörü p' nin yerine birden fazlasının kullanımı daha elverişlidir, çünkü p' nin çözüme olan etkisi görecelidir. Herhangi bir Jeolojik bölgedeki kabuksal yapıyı ters çözerken kullanılacak uygun p değeri 0.25 ve başka bir Jeolojik bölge için ise, uygun p değeri 0.5 olabilir. Söz konusu sorunun çözümüne ışık tutabilmek için dört farklı p değeri kullanılmıştır ($p=0.1, 0.25, 0.5$ ve 0.75). Etki faktörü p' nin değeri arttıkça yüzey dalgasının çözüme olan katkısı artmakta ve diğer taraftan alıcı fonksiyonun katkısı azalmaktadır. Daha önce sözü edildiği gibi, sönüm parametresi γ' 'nin değeri kademeli olarak 10' dan başlanıp aşağıya doğru düşürülmüştür. Şekiller üzerinde γ' 'nin son kademedeki kullanılan değeri verilmiştir. Denklem (40)' ın çözümü esnasında gerekli olan başlangıç hız yapısı (m_0) için, S hızı 3.5 km/s olan yarı-

sonsuz bir ortam düşünmüştür. P dalgası hızları ve yoğunlukları hesaplamak için denklem (6) ve denklem (7)'den yararlanılmıştır. Ayrıca, ışınal bileşen alıcı fonksiyon izlerinin Şekil 17' de kesikli ince çizgi ile verilen kuramsal yapıyı, $\alpha=3$ Gauss ve 0.045 s/km değerindeki ışın parametresiyle örneklediği düşünmüştür.



Şekil 20. Grup 1' deki yüzey dalgalarının ortalama grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözüm sonuçları (Gauss parametresi $\alpha=3$ olarak kullanılmıştır)

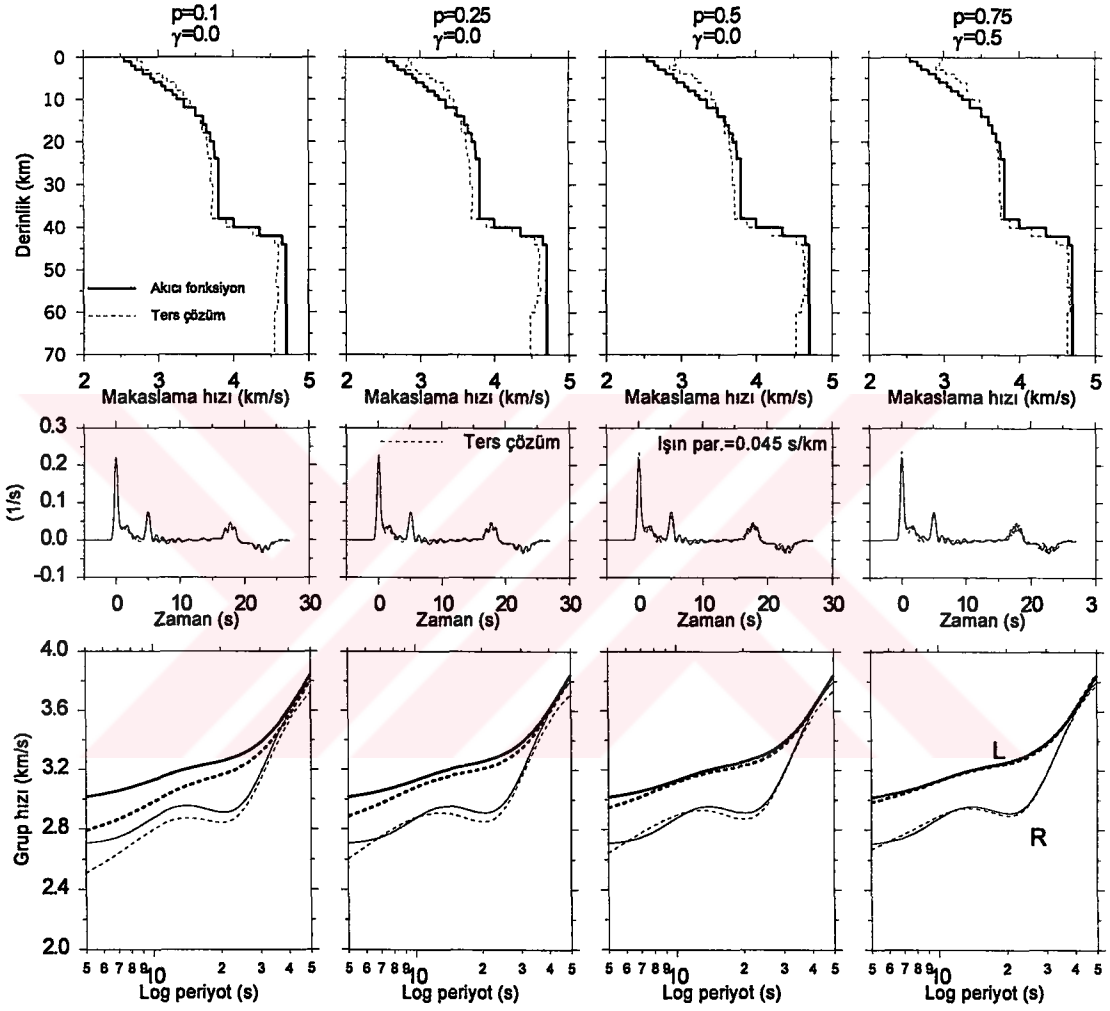
Yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümünü içeren ilk hesaplar Şekil 20' de verilmiştir. Yüzey dalgası grup hızı eğrileri Grup 1' deki yapıların ortalamasını temsil etmektedir. Daha önce sözü edildiği gibi, sönüm parametresi kullanmanın amacı çözüm uzayındaki eksikliklerin etkisini hafifletmektir. Yüzey dalgaları ise, yüksek dalga boylu çözünürlük nedeniyle benzer bir etkiye sahip olduğu için $p=0.1$, 0.25 ve 0.5

değerlerinde $\gamma = 0$ alınmıştır. Ancak, p ' nin artan değerlerinde ($p=0.75$) yüzey dalgasının hız süreksizliklerine olan zayıf duyarlılığı ön plana çıkmakta ve ayrıca alıcı fonksiyonun tamamlayıcı etkisi giderek kaybolmaktadır. Böylece, γ ' nin değerini artırma zorunluluğu ortaya çıkmaktadır. Aksi takdirde, özellikle yüzeye yakın ters çözüm hız yapısında beklenmeyen hız anomalileri oluşmaktadır.

Daha önce sözü edildiği gibi, Grup 1' deki yapıları temsil eden dispersiyon eğrisi ile istasyonu temsil eden dispersiyon eğrisi arasında önemli bir fark yoktur (Şekil 19). Bu nedenle, Grup 1' deki dispersiyonun yardımıyla alıcı fonksiyonu ters çözerken önemli bir sorun çıkmamaktadır. Şekil 20' nin son iki sütunundan görüleceği üzere, $p=0.5$ ve $p=0.75$ çözümleri önemli bir sorun olmadan doğru yapıyı vermişlerdir. Öte yandan, $p=0.1$ ve $p=0.25$ çözümleri (ilk iki sütun) özellikle derin sismik hızları doğru olarak yansıtmamaktadır. Başka bir deyişle; $p=0.1$ ve $p=0.25$ çözümleri, düşük p değerlerindeki kısıtlı yüzey dalgası katkısı nedeniyle, çok çözümlülük sorununu taşımaktadır. Şekil 20' nin orta satırında, kuramsal alıcı fonksiyon izi ile ters çözüm alıcı fonksiyon izi arasındaki uyum gösteriliyor. Üst satırda gösterilen kabuk yapılarındaki farklılığa rağmen alıcı fonksiyon izleri önemli bir farklılık göstermiyor. Bunun başlıca nedeni, alıcı fonksiyonun mutlak hızlara olan duyarlılığının zayıf olmasıdır. Şekil 20' nin alt satırında, kuramsal grup hızı ile ters çözüm grup hızı arasındaki uyum gösteriliyor. Etki faktörü p ' nin artmasıyla yüzey dalgalarının katkısı artıyor ve dolayısıyla kuramsal grup hızları ile ters çözüm grup hızları arasındaki uyum da artıyor.

Şekil 21' de, Grup 2' nin ortalama grup hızı eğrileri ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümünden elde edilen sonuçlar gösteriliyor. Şekil 19' un ikinci sütununda gösterildiği üzere, Grup 2' nin ortalama grup hızları istasyonun altına denk gelen grup hızlarından daha yüksek değerlerdedir. Grup hızlarındaki farklılık Love yüzey dalgalarının yüksek periyotlarına kadar uzanmaktadır. Bunun sonucu olarak, Şekil 21' deki ters çözüm hızları, yaklaşık 15 km' den sığ derinliklerde, doğru yeraltı hızlarından yüksek çıkmıştır. Bu farklılık bütün p değerlerinde kendini göstermektedir. Artan p değerleriyle yüzey dalgasının katkısı artmakta ve kuramsal dispersiyon ile ters çözüm dispersiyonu arasındaki uyum ise, daha belirgin hale gelmektedir (Şekil 21' de alt satır). Öte yandan, 15 km' nin altındaki derinliklerde ise, özellikle düşük p değerlerinde elde edilen ters çözüm sismik hızları gerçek hızlardan düşük kalmıştır (Şekil 21' de üst satır). Bunun başlıca nedeni, alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğünün yanı sıra, Grup 2' deki dispersiyonun istasyonun altındaki dispersiyondan önemli miktarda farklı olmasıdır. Derin sismik hızlardaki yanılğı

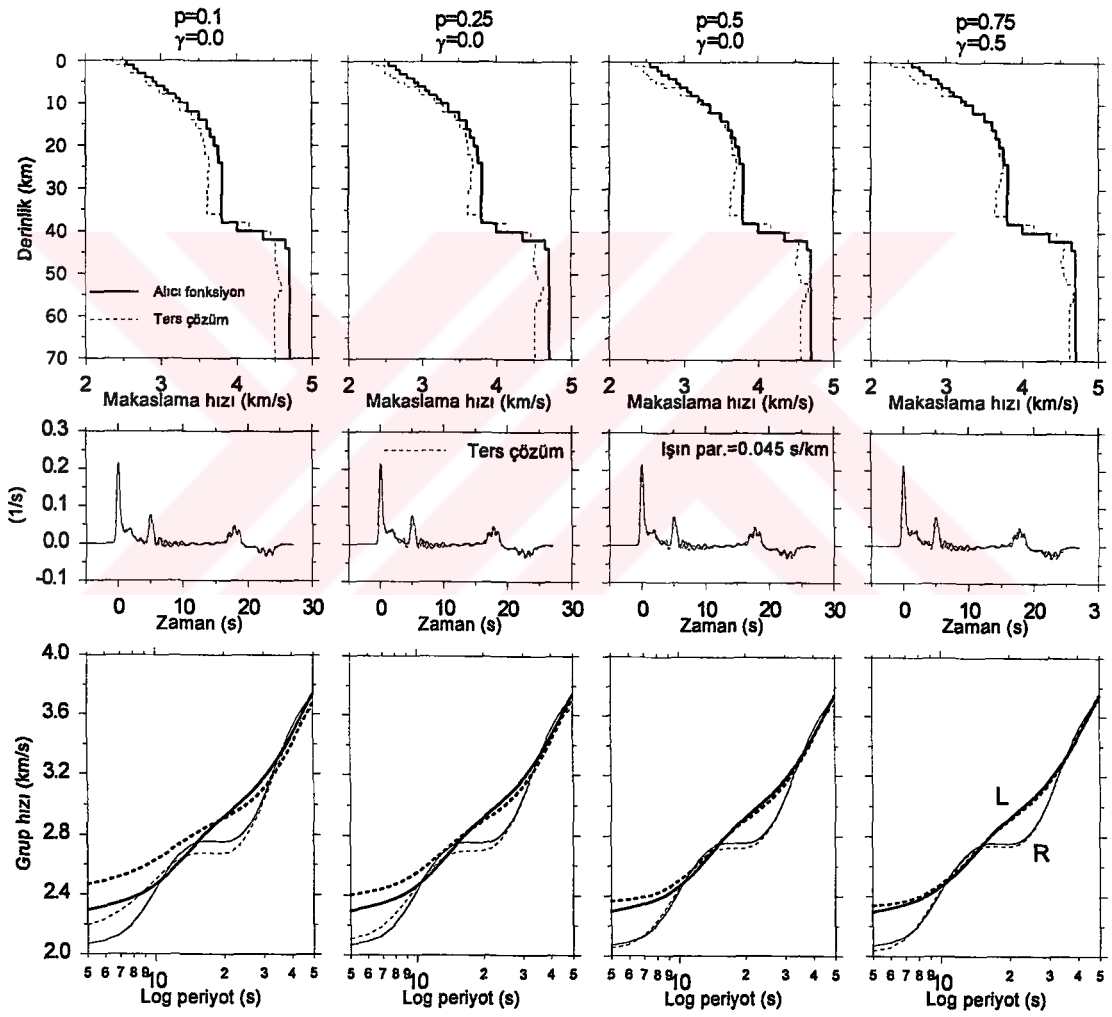
ancak yüksek p (örneğin, $p=0.75$) çözümünde hafiflemektedir. Bir önceki şekilde verilen ters çözüm sonuçlarında olduğu gibi, ters çözüm kabuk yapılarındaki yanılığın aksine, Şekil 21' in orta satırında gösterilen alıcı fonksiyon uyumları önemli miktarda yanılığı içermemektedir. Alıcı fonksiyonun mutlak hızlara olan zayıf duyarlılığı bu şekilde de açığa çıkmıştır.



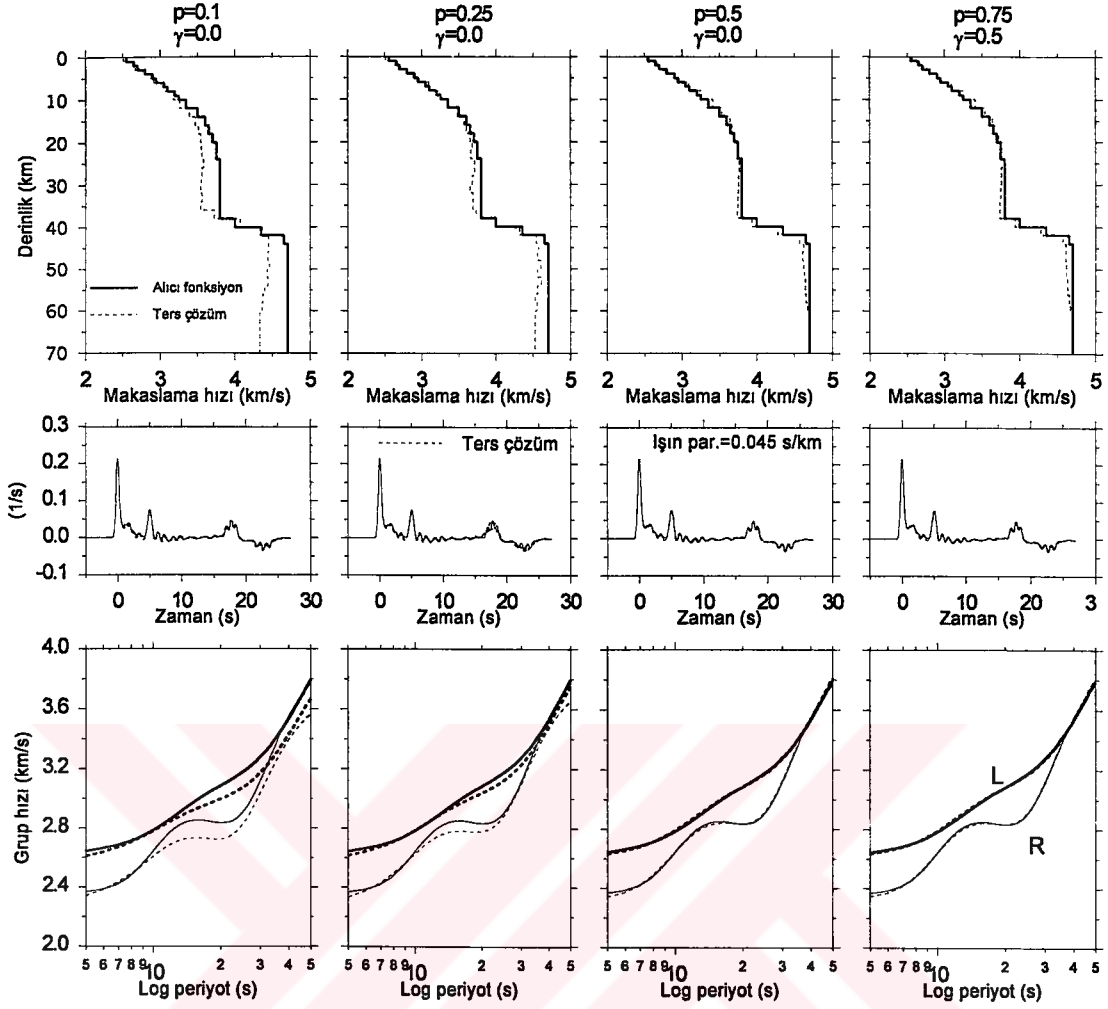
Şekil 21. Grup 2' deki yüzey dalgalarının ortalama grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözüm sonuçları (Gauss parametresi $\alpha=3$ olarak kullanılmıştır)

Şekil 22' de, Grup 3' ün ortalama dispersiyon eğrileri ile alıcı fonksiyon izinin birlikte ters çözümünden elde edilen sonuçlar verilmiştir. Grup 3' ün dispersiyonu, Grup 2' nin aksine, istasyon altındaki dispersiyondan daha düşük değerlerdedir (Şekil 19' da üçüncü sütun). Ancak, bu gruptaki dispersiyon eğrileri, Grup 2' e göre, daha çok düşük periyotlarda belirgin yanılığı içermektedir. Ayrıca, grup hızlarındaki farklılık Love yüzey

dalgalarının yine yüksek periyotlarına kadar uzanmaktadır. Bunların sonucu olarak, yaklaşık 10 km' den sığ derinliklerdeki ters çözüm hızları gerçek hızlardan düşük çıkmıştır. Bir önceki gruptaki sonuçlara benzer bir şekilde, derindeki ters çözüm hızları da gerçek hızlardan düşüktür. Hızlardaki bu düşüklük yüksek p değerlerinde de belirgindir. Söz konusu yüksek p değerleri Grup 2' deki kadar etkili olamamıştır. Alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğü ve ayrıca Grup 3' deki yüksek periyotlu dispersiyonun istasyonun altındaki dispersiyondan, sistematik olarak, düşük kalması ters çözüm hızlarının yanılması neden olmuştur.



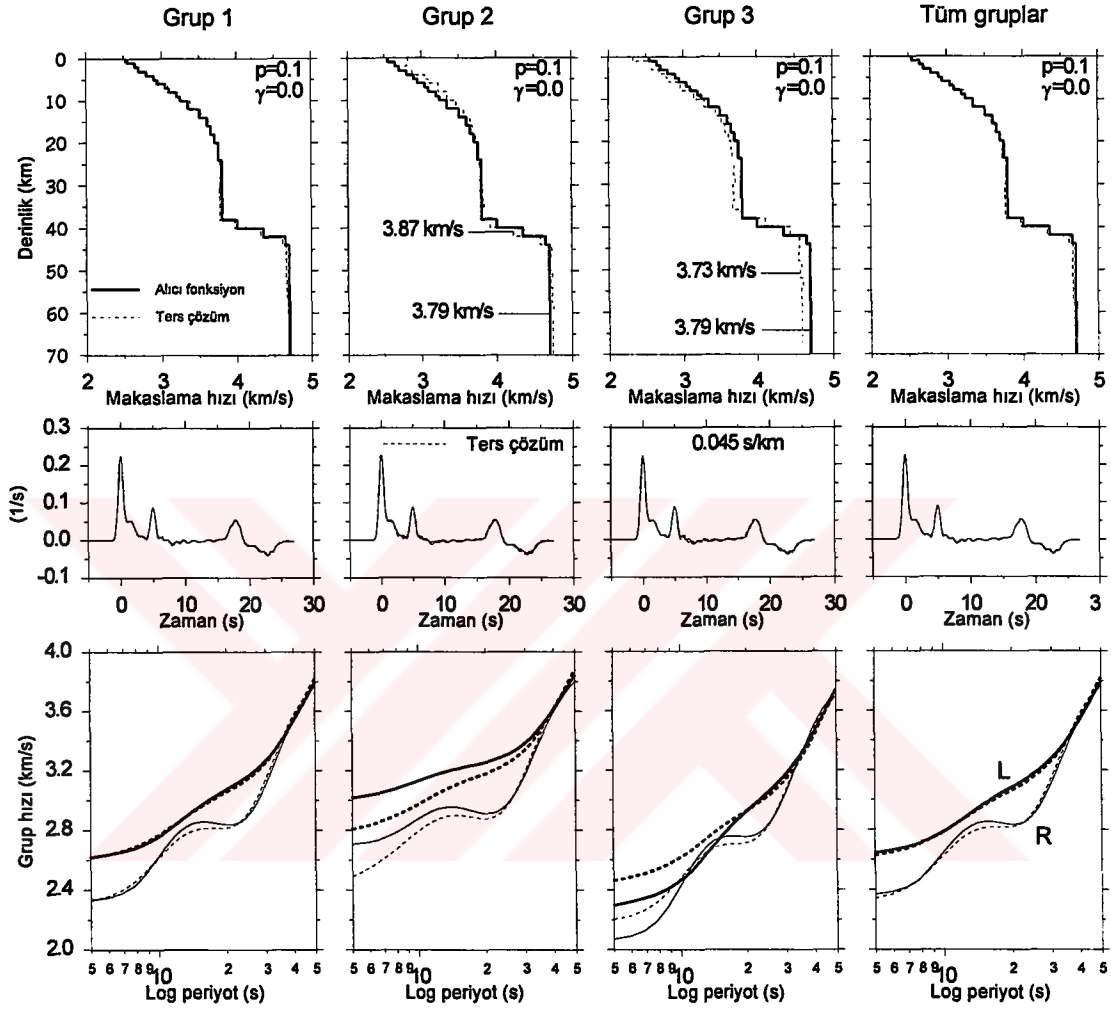
Şekil 22. Grup 3' deki yüzey dalgalarının ortalama grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözüm sonuçları (Gauss parametresi $\alpha=3$ olarak kullanılmıştır)



Şekil 23. Tüm grupların yüzey dalgalarının ortalama grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözüm sonuçları (Gauss parametresi $\alpha=3$ olarak kullanılmıştır)

Şekil 23' de tüm gruplara ait ortalama dispersiyon eğrileri kullanılarak elde edilen ters çözüm sonuçları gösterilmiştir. Tüm grupların ortalama dispersiyon eğrileri Grup 1' i temsil eden ortalama dispersiyon eğrilerine oldukça benzer (Şekil 19) olduğu için verilen ters çözüm sonuçları Şekil 20' deki Grup 1' in çözümlerine çok yakındır. $p=0.5$ ve $p=0.75$ çözümleri önemli bir fark olmadan doğru yapıyı vermiştir. $p=0.1$ ve $p=0.25$ çözümleri (ilk iki sütun) ise, kısıtlı yüzey dalgasının katkısıyla özellikle derin sismik hızları doğru olarak yansıtamamıştır. Kuramsal alıcı fonksiyon izleri ve grup hızları önceki şekillerde verilenlere benzer olarak ters çözüm sonuçlarına uyum gösteriyordur. Bundan önceki ters çözüm işlemlerinde, Gauss parametresi olarak, $\alpha=3$ değeri kullanılmıştır. Değişen α değerinin çözümler üzerine nasıl bir etki yaratacağını irdelemek için, Şekil 24' de verilen, $\alpha=2$ çözümleri yapılmıştır. Gauss parametresinin bu şekilde düşürülmesi ters çözümdeki 1.5 Hz' lik yüksek frekans sınırını yaklaşık 1.0 Hz' e indirmek anlamına gelmektedir. Bu

değişikliğinin sağladığı avantajı göstermek için, bundan önceki ters çözüm işlemlerinde en sakıncalı sonucu veren, $p=0.1$ etki faktörü kullanılmıştır.



Şekil 24. Alıcı fonksiyon ve Şekil 19’ da verilen gruplara ait ortalama dispersiyon eğrilerinin birlikte ters çözüm sonuçları (Gauss parametresi $\alpha=2$ olarak kullanılmıştır)

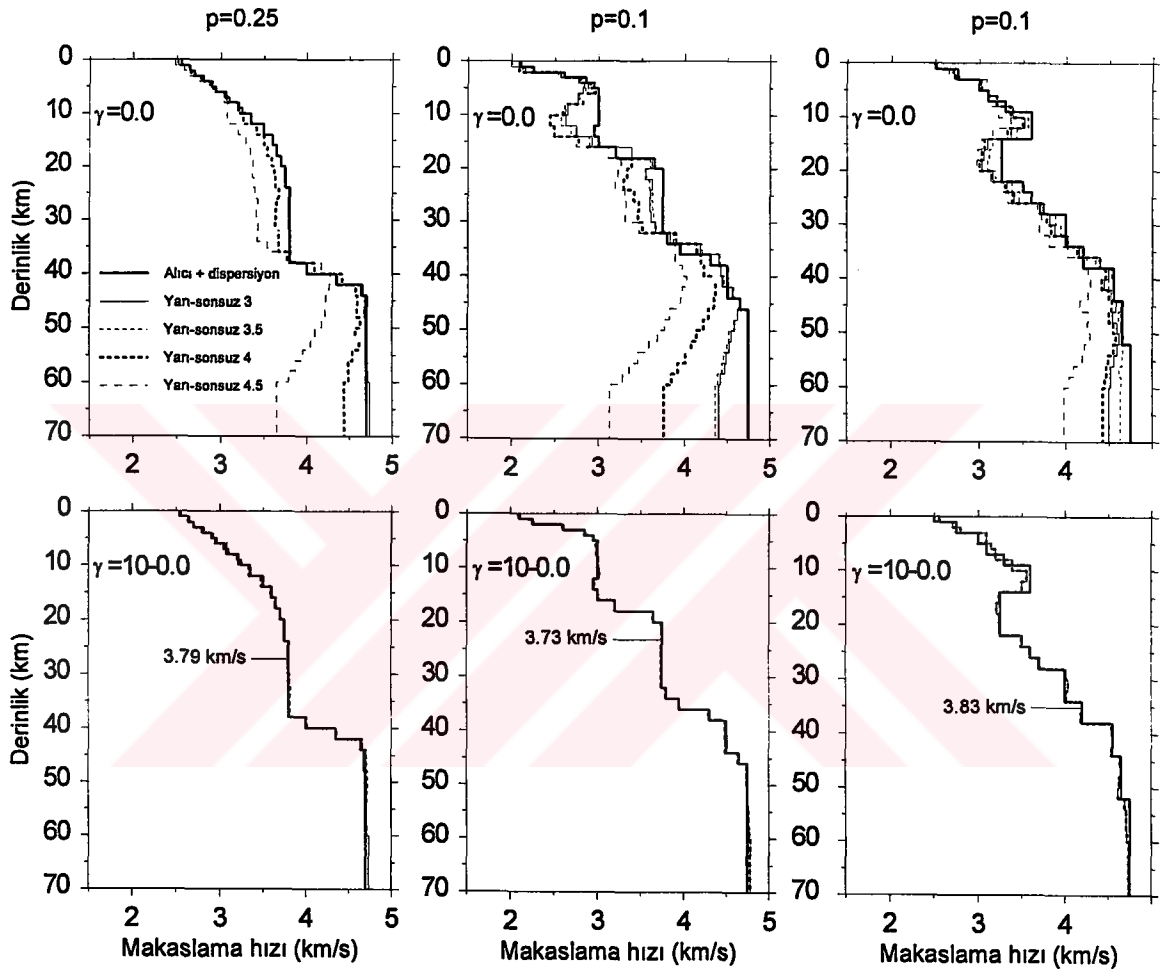
Şekil 24’ de ilk göze çarpan nokta ise, bütün ters çözüm hız yapılarının gerçek yeraltı hızlarını daha doğru bir şekilde temsil etmesidir. Gauss parametresinin $\alpha=3$ den $\alpha=2$ ’ e düşürülmesi, çok çözümlülük sorununun aşılmasında önemli bir etki yaratmıştır. Bu olumlu etkinin en açık sonuçları, ilk ve son sütunlarda verilen, Grup 1 ve tüm gruplar için elde edilen hız yapılarında görülmektedir. Özellikle derin sismik hızlarda görülen yanılıklar tamamen ortadan kalkmıştır. Öte yandan, Grup 2 ve Grup 3’ deki dispersiyon eğrileri kullanılarak elde edilen ters çözüm hız yapıları henüz belli oranda yanılıklar

içermektedir (Şekil 24' de ikinci ve üçüncü sütunlar). Bu yanılığın oluşmasında, alıcı fonksiyonun alışıla gelmiş çok çözümlülük sorunu ikinci planda kalmıştır. Başka bir deyişle, istasyonun altına denk gelen dispersiyon ile Grup 2 ve 3' deki ortalama dispersiyon arasındaki farklılık söz konusu hız yanılığının birinci nedenidir. Etki faktörünün düşük ($p=0.1$) seçilmesine rağmen, yüzey dalgalarının çözümdeki baskınlığı devam etmiştir. Bununla birlikte, Grup 2 ve 3' deki ters çözüm hız yapılarından gerçek hız yapılarına tam olarak geçme olanağı vardır. Etki faktörü $p=0$ alınarak, yüzey dalgalarının etkisi tamamen ortadan kaldırılabilir. Bu durumda, çok çözümlülük sorunu ile karşılaşmaz, çünkü ters çözümlerin son aşamadaki ortalama S hızları alıcı fonksiyonun gerektirdiği doğruluğa (± 0.1 km/s) ulaşmıştır.

Sönüm parametresi γ' 'nın uygulanmasında izlenecek yol gelişigüzel olmamalıdır. Daha önce sözü edildiği gibi, kademeli sönüm parametresi, söz konusu yöntemin doğru sonuçlara ulaşması bakımından oldukça önemlidir. Bu durumu daha iyi açıklamak için, Şekil 25' de verilen ters çözüm hesapları yapılmıştır. Bu şekilde, istasyonun altını temsil ettiği düşünülen iki farklı hız yapısı daha ele alınmıştır (Şekil 25' de ikinci ve üçüncü sütunlar). Ayrıca, yöntemin başlangıç (m_0) yapıya olan bağımlılığını sorgulamak için, dört farklı yarı-sonsuz ortam başlangıç yapısı olarak seçilmiştir. Bu yarı-sonsuz ortamların S hızları, sırasıyla 3.0, 3.5, 4.0 ve 4.5 km/s ve Gauss parametresi $a=3$ olarak alınmıştır. Bu koşullar altındaki alıcı fonksiyon ters çözümleri, yüzey dalgalarının yapıcı katkısı olmaksızın ($p=0$), çok çözümlülük sorunu ile karşılaşmaktadır, çünkü söz konusu yarı-sonsuz ortamların S hızları gerekli doğrulukta değildir. Kabuk yapılarının ortalama hızları ve seçilen yarı-sonsuz ortamlar Şekil 25' de işaretlenmiştir.

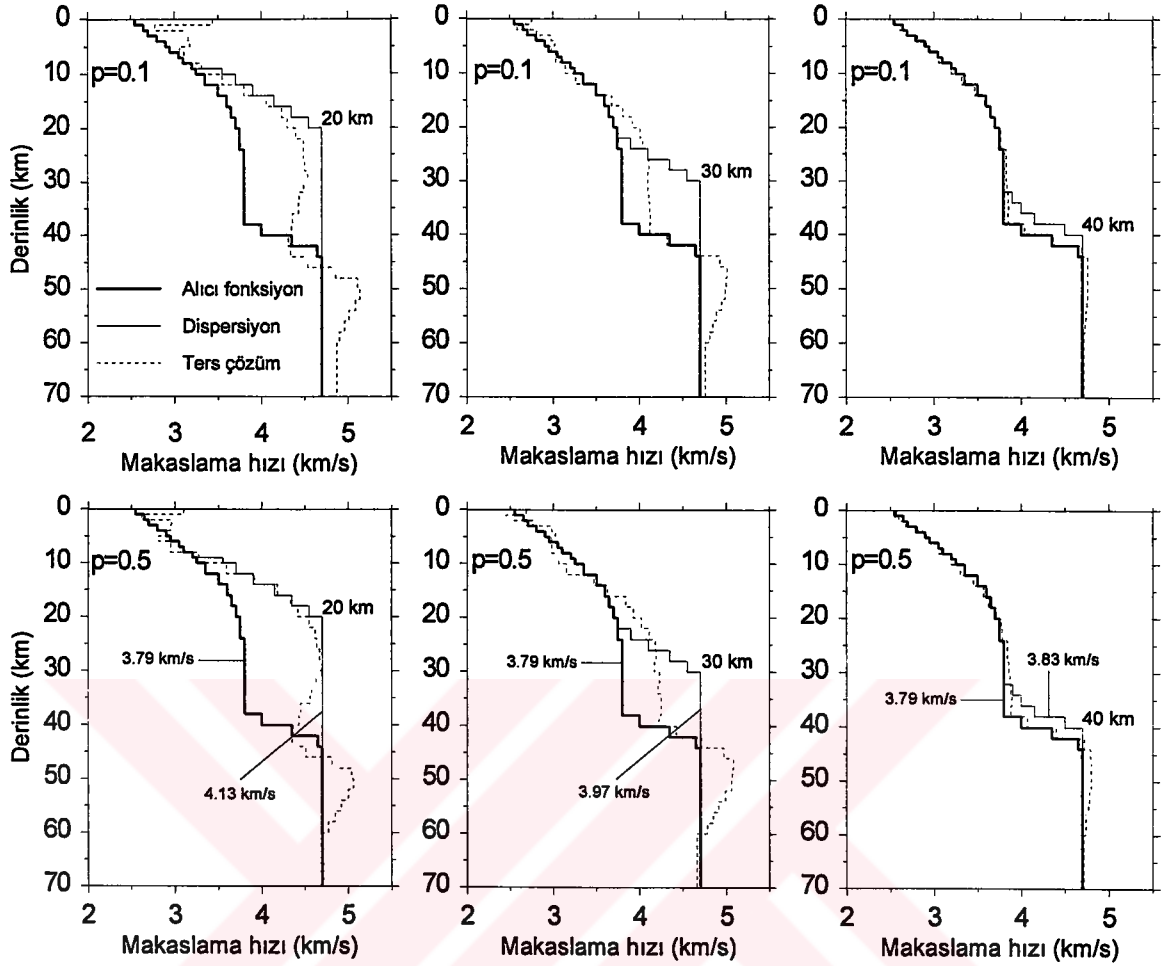
Şekil 25' in üst satırında, sönüm parametresi $\gamma=0$ alınarak elde edilen ters çözüm sonuçları gösterilmektedir. En küçük kareler ardışık adımlarının sayısı 12 olarak alınmış ve her bir adımda sabit sönüm parametresi ($\gamma=0$) kullanılmıştır. Yüzey dalgalarının yapıcı katkısına rağmen, ters çözüm hız yapıları gerçek hız yapısından önemli sapmalar içermektedir. Şekil 25' in üst satırında gösterilen durum, alıcı fonksiyonun alışıla gelmiş çok çözümlülük sorununu yansıtmaktadır. Bu sütundaki çözümlerin elde edilmesinde, bütün parametreler yerli yerinde kullanılmıştır, ancak sönüm parametresine yanlış değerden başlanılmıştır. Şekil 25' in alt satırında verilen ters çözüm sonuçları, doğru sönüm parametresi uygulandığında elde edilecek çarpıcı iyileştirmeyi göstermektedir. Başlangıç yapısının seçimine bağlı olmaksızın, bütün kabuk yapıları doğru olarak ters çözülmüştür. Sönüm parametresine 10' dan başlanmış ve toplam 12 ardışık adımdan

oluşmak üzere, her bir 2 ardışık adımda bir sönüm parametresi 10, 5, 2.5, 1, 0.5 ve 0 şeklinde küçültülmüştür. Böyle bir kademeli yaklaşımın yerine; örneğin, 10 ardışık adımdan oluşan 7.5, 3.5, 1.25, 0.6 ve 0 yaklaşımı da seçilebilir. Burada önemli olan, kademeli düşüşün sağladığı avantajı kullanabilmektir.



Şekil 25. Dört farklı yarı-sonsuz başlangıç ve üç farklı kabuk yapısının yardımıyla kademeli sönüm parametresinin sağladığı avantaj gösteriliyor

Bundan önceki kuramsal hesaplarda, sismik istasyonu kuşatan bölgelerdeki kabuk yapılarının %5' e varan hız yanılıgı içerdiği düşünölmüştür. Söz konusu yanılıgı miktarının doğru çözüm taktikleri ile aşılabilceği gösterilmiştir. Bununla birlikte, yüzey dalgalarının alıcı fonksiyonlar ile birlikte kullanılamayacağı durumlarda olabilir. Bunun en çarpıcı örneği, kabuk kalınlığının bölgesel olarak aşırı değişmesidir. Manto yükselimi ile kabuğun inceldeği bölgeler, dağ oluşumları ile kabuğun kalınlaştığı bölgeler ve okyanus



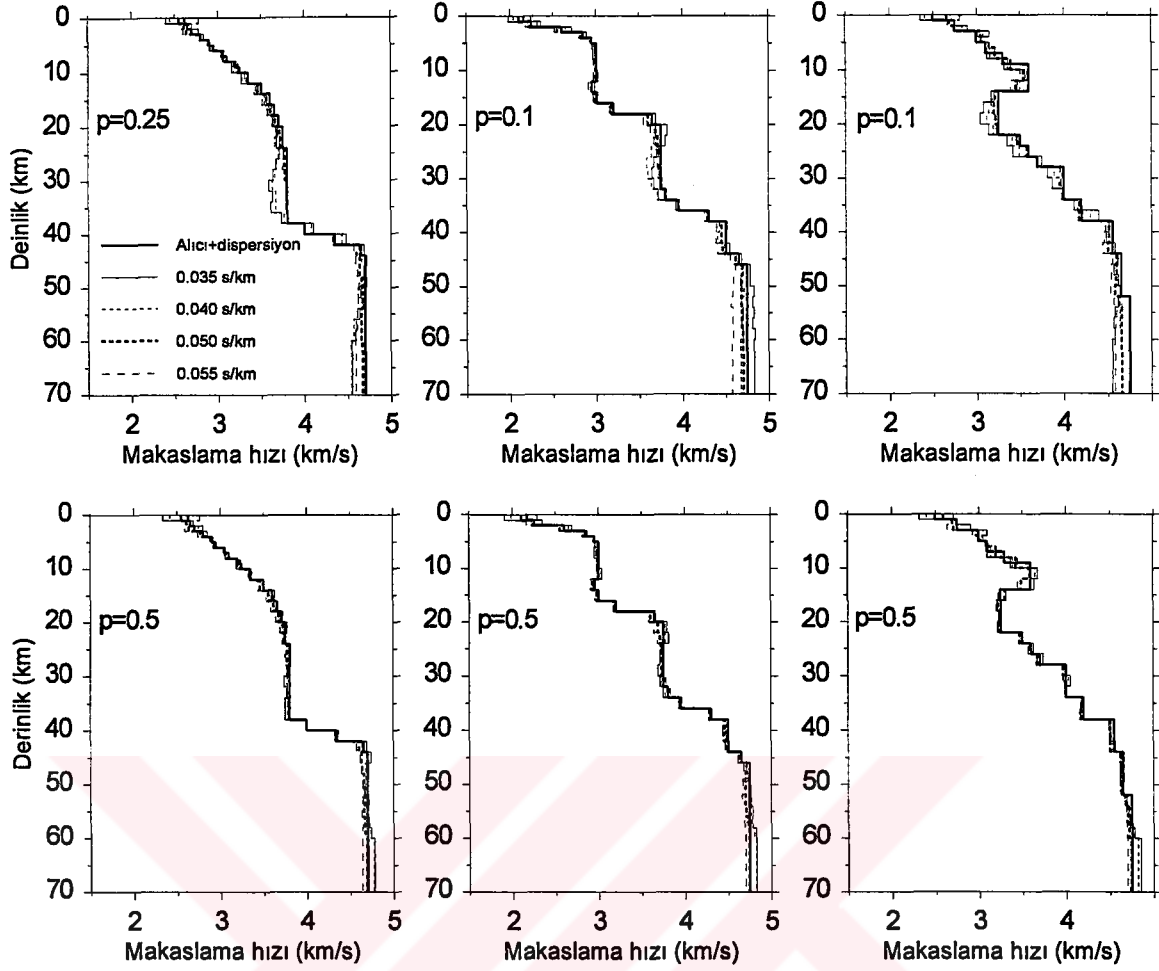
Şekil 26. Yüzeş dalgası kabuk kalınlığının alıcı fonksiyon kabuk kalınlığından farklı olması durumunda elde edilen ters çözüş sonuçları

kabuk oluşumları en tipik örneklerdir. Genel olarak, ince bir kabuğun ortalama hızı kalın bir kabuğun ortalama hızından daha yüksektir. Örneğin, kıtasal kabuk üzerine yerleştireilmiş sismik istasyondaki alıcı fonksiyonlar yorumlanıyor ise, civardaki okyanus kabuğunu geçene yüzey dalgalarını kullanmak oldukça sakıncalı olabilir. Her iki bölgedeki kabuk kalınlıkları arasında 10 km' e varan farklılıklar ve dolayısıyla ortalama sismik hızlarda önemli sapmalar olabilir. Sözü edilen kabuk koşullarındaki ters çözüşü yorumlamak için, Şekil 26' da verilen hesaplar yapılmıştır. Daha önceki iyimser hesaplardan dolayı (Şekil 23) Gauss parametresi olarak $\alpha=2$ değerinden yararlanılmıştır. İstasyonun altındaki kabuk kalınlığı 42 km ve dispersiyonu temsil eden kabuk kalınlıkları ise; sırasıyla 20, 30 ve 40 km olarak alınmıştır. Şekil 26' nın birinci ve ikinci sütununda verilen 20 ve 30 km çözüşleri, kabuk kalınlığının ne kadar önemli olduğunu gösteriyor. Her iki durumda da, istasyon altındaki kabuk yapısını ters çözüş olanağı görünmüyor.

Hem $p=0.1$ hem de $p=0.5$ çözümlerinde, ters çözüm hız yapısı daha çok yüzey dalgası tarafına kaymaktadır. Ayrıca, her iki durumda ki ters çözüm sonuçlarının yanlış olmasının yanı sıra istasyon altındaki kabuk kalınlığına yakın bir kabuk kalınlık seviyesi üretebildiği görülmüştür. Buna karşın, 40 km kabuk kalınlığında elde edilen sonuç ise, herhangi bir sorun içermemektedir (Şekil 26' da son sütun). Ters çözüm sonuçlarının ortalama makaslama hızlarının istasyon altındaki kabuksal yapının ortalama makaslama hızından (3.79 km/s) ne kadar farklı olduğu şekil üzerinde belirtilmiştir. Dispersiyonun örneklendiği kabuk kalınlığı ile istasyonun altındaki kabuk kalınlığı ± 5 km' e kadar farklı olabileceği durumunda doğru sonuçlara ulaşılabilceği anlaşılmıştır.

Ters çözüm sırasında kullanılan yatay yavaşlık değerinin hatalı olması durumunda nasıl bir sonuçla karşılaşacağımızı incelemek için Şekil 27' deki hesaplar yapılmıştır. Kuramsal alıcı fonksiyon hesabında, istasyon altındaki yapıyı temsil ettiği düşünülen üç farklı kabuk yapısı (Şekil 25), Gauss parametresi olarak $a=3$ değeri ve 0.045 s/km yatay yavaşlık değeri kullanılmıştır. Ters çözüm esnasında ise, dört farklı yatay yavaşlık değeri (0.035 s/km, 0.040 s/km, 0.050 s/km ve 0.055 s/km) bilinçli olarak hatalı kullanılmıştır. Şekil 27' nin üst satırında düşük etki faktörleri ($p=0.25$ ve $p=0.1$) ve alt satırında ise, $p=0.5$ kullanılmıştır. Etki faktörlerinin seçiminde $a=3$ için yapılan önceki ters çözüm sonuçları dikkate alınmıştır. $p=0.5$ ' deki ters çözüm sonuçları (alt satır) düşük etki faktörlerindeki sonuçlara (üst satır) göre daha iyi durumdadır. Düşük etki faktörleriyle elde edilen ters çözüm sismik hızları 20-30 km derinliklerini ve 40 km' nin altını tam doğru olarak çözememiştir. Yatay yavaşlık değerleri birbirlerinden farklı olmasına rağmen $p=0.5$ ' deki çözümler benzer davranış göstermiştir. Ters çözüm sonuçları tam olmamakla beraber doğru sonuca oldukça iyi yaklaşmıştır. Sonuçlarda görülen tam olmayan yaklaşımlar ise, özellikle ters çözüm Rayleigh ve Love grup hızlarının kuramsal grup hızlarına olan uyumsuzluğundan kaynaklanmaktadır. Böylece, yatay yavaşlık değerinin ± 0.01 s/km kadar (yaklaşık %20) hatalı olması fazla bir sorun yaratmamaktadır (Şekil 27' de alt satır).

Yeraltının ortalama hızını önceden gerekli doğrulukla tahmin etmek oldukça zaman alıcı ve çoğu kez başarısız bir işlemdir. Yapılan incelemelerden, bu zorluğun yüzey dalgalarının katkısıyla kolayca aşılabilceği gösterilmiştir. Yüzey dalgası verisi sismik istasyonu kuşatan bölgenin ortalama dispersiyonundan elde edilebilir. Ancak, yüzey dalgası ile alıcı fonksiyon verisini birlikte kullanmak için sağlanması gereken bazı koşullar vardır. Öncelikle, istasyondan daha ince veya daha kalın kabuk kalınlığına sahip olduğu

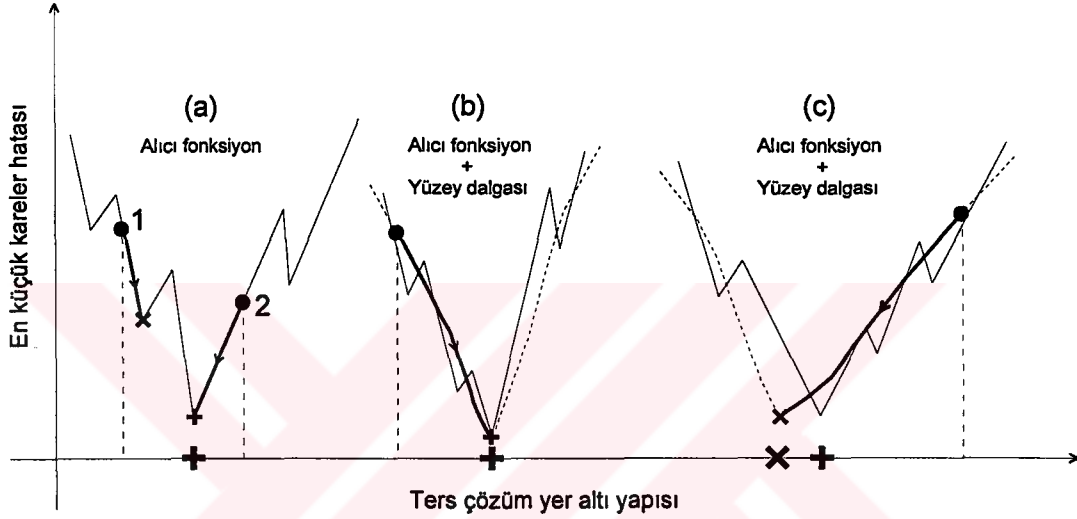


Şekil 27. Ters çözümde hatalı dört yatay yavaşlılık (ışın parametresi) değerlerinin kullanılması durumunda elde edilen sonuçlar. Gerçek ışın parametresi 0.045 s/km olarak alınmıştır

tahmin edilen bölgelerdeki yüzey dalgalarını kullanmak sorun yaratabilir. Kabuğun kalınlaşması veya incelmesi yeraltı ortalama hızını önemli ölçüde azaltır veya artırır. Bu tür bölgelerden toplanan dispersiyon verileri ortalama dispersiyon eğrisinden dikkat çekici sapmalar gösterir. Böylece, gerekli olduğu kadar ayıklama yapılabilir. Kabuğun incelmesi veya kalınlaştığı en tipik bölgeler ise, okyanus veya dağ oluşumlarıdır. Kabuk kalınlığında yapılacak kabul edilebilir yanılğı payı ise, yaklaşık ± 5 km civarındadır.

Sözü edilen koşullar altında, olabildiğince fazla yüzey dalgası dispersiyon eğrisi kullanılabilir. Böylece, istasyonu kuşatan bölgenin ortalama dispersiyon özelliklerini, istatistiksel olarak, daha iyi örnekleme şansı ortaya çıkmaktadır. Öte yandan, istasyona sadece belli azimuttan yaklaşan yüzey dalgaları kullanılırsa, ele alınan dispersiyon eğrileri istenmeyen bir şekilde meyilli olabilir. Örneğin, söz konusu azimuttan gelen yüzey

dalgaları, istasyonun altındaki kalın tortul tabakaya karşın, çok ince tortul tabakayı örnekleyebilir. Buna benzer çok çeşitli kabuk hız yapıları Şekil 17' de gösterilmiştir. Yeraltının ortalama hızını, sonucundan emin olmadan pek çok kere tahmin etmek yerine, yüzey dalgalarını sözü edilen koşullar altında kullanmak çok daha az zaman alıcı ve elverişlidir. Özellikle, yanal 3-boyutlu düzensizliklerin olduğu durumda, yüzey dalgalarının yapıcı katkısı çok daha fazla ön plana çıkmaktadır.



Şekil 28. Alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğü ve yüzey dalgalarının yapıcı katkısının basit bir grafiksel gösterimi. a) Alıcı fonksiyon, b) alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası (doğru sonuç), c) alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası (yanlış sonuç)

Yukarıda sözü edilen ters çözüm koşulları, Şekil 28' de verilen, basit bir grafik tasarım ile daha iyi açıklanabilir. Şekil 28a alıcı fonksiyonun tek başına ters çözümünü temsil etmektedir. Başlangıç yapısının ortalaması 1 konumunda (yanlış) seçildiğinde, ters çözüm hız yapısı çarpı ile gösterilen yalancı minimumda kalmaktadır. Öte yandan, 2 konumunda (doğru) seçildiğinde ise, ters çözüm hız yapısı artı ile gösterilen doğru sonuca ulaşmaktadır. Şekil 28b' de ise, alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının birlikte ters çözümü gösterilmiştir. Yüzey dalgasının katılması durumunda, yalancı minimumlar oluşmamakta (ince kesikli çizgi) ve ters çözüm hız yapısı ise, artı ile gösterilen doğru sonuca hiçbir sorun olmadan ulaşmaktadır. Şekil 28c' de, yine alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının birlikte ters çözümü veriliyor. Ancak, bu durumdaki yüzey dalgası istasyonun altında olmayan Jeolojik özellikler içeriyor (örneğin, daha kalın kabuk kalınlığı). Yüzey dalgasının ters çözümdeki baskınlığı nedeniyle, sonuçta elde edilen hız yapısı çarpı ile gösterilen

yanlış konumda çıkmıştır. Bu çalışmada üzerinde durulan seçenek Şekil 28b' de verilene benzerdir.

Gerçek alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası verileri, çalışmanın bundan önceki kısımlarında dikkate alınmayan, gelişigüzel sismik gürültüler içerir. Bu nedenle, çok çözümlülük sorununun yanı sıra, sismik gürültülerin istenmeyen etkilerine karşıda önlem alınmalıdır. Gürültü daha çok yüksek frekanslarda kendini gösterir ve farklı Gauss parametrelerinin (a) yardımıyla, gürültünün bozucu etkisi araştırılabilir. Tek bir Gauss parametresinin yerine, aynı anda birden fazlasının (örneğin, $a=1, 2, 3, 4$ ve 5) kullanılması çoğu zaman gerekli olabilir. Eğer gürültünün miktarı az ise, $a=5$ çözümünün sağladığı yüksek çözünürlüğün avantajı kullanılabilir. Diğer taraftan, aşırı 3-boyutlu düzensizlikler $a=2$ çözümü ile yetinmemize neden olabilir. $a=5$ gibi yüksek Gauss parametresinin değeri özellikle Moho süreksizliğindeki hız artışını daha duyarlı örneklememizi sağlamaktadır. Bu konuya yönelik çalışmalar Cassidy (1992) tarafından yapılmıştır.

Kademeli sönüm parametresi γ ' nın yardımıyla, farklı etki faktörlerinde (p) ters çözüm yapılabilir. Örneğin, $0.1 \leq p \leq 0.9$ aralığı $p=0.1$ adımıyla taranabilir. Yüzey dalgasının örneklediği kabuk yapısıyla istasyon altındaki kabuk yapısı benzer ise, bütün p değerlerinde elde edilen ters çözümler yaklaşık aynı sonuca gidecektir. Her iki kabuk yapısındaki farklılığa bağlı olarak, düşük etki faktörünün (örneğin, $p=0.3$) seçilmesi zorunlu olabilir. Bazı durumlarda ise, $p=0$ değeri aranılan çözümü verebilir. Bu durumda, yüzey dalgasının etkisi tamamen ortadan kalkmaktadır. Çok çözümlülük sonucu ile karşılaşmamak için p değeri kademeli olarak düşürülebilir. Bir önceki p değerinde (örneğin, $p=0.3$) elde edilen ters çözüm sonucu bir sonraki p değerinde (örneğin, $p=0.2$) başlangıç yapısı olarak kullanılabilir. Böylece, yüzey dalgasının etkisi kademeli olarak azaltılabilir ve son aşamada, çok çözümlülük sorunu olmaksızın, $p=0$ ters çözümü elde edilebilir. Bütün Jeofizik problemlerinde olduğu gibi, bu problemin çözümünde de araştırmacının deneyimi önemli bir faktördür. Söz konusu yöntemin bilgisayardaki sayısal uygulaması oldukça ekonomiktir. Bu avantaj kullanılarak, çözüm parametrelerinin olası aralığı taranabilir ve bunların arasından en uygun çözüm seçilebilir.

2.5. Uygulamalar

2.5.1. Gözlemsel Alıcı Fonksiyon Sinyallerinin Analizi

Alıcı fonksiyon yöntemi ile gözlemsel tele-sismik P dalgalarını analiz etmek için Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümündeki Trabzon (TBZ) deprem istasyonunda kaydedilen depremlerden yararlanılmıştır. TBZ deprem istasyonu 40.99° K enlemi ve 39.77° D boylamında yer almaktadır. Ayrıca, istasyon kıtasal kuzeydoğu Anadolu' dan okyanusal Karadeniz havzasına yapısal bir geçişin olduğu önemli bir konumda bulunmaktadır. Üç bileşen (K-G, D-B, Düşey) sayısal geniş-bant verilerin kayıt edildiği TBZ deprem istasyonunda 0.05-20 Hz arasında sabit kazançlı Güralp CMG-40s sismometreleri kullanılmaktadır.

Alıcı fonksiyon analizi için gerekli olan veriler TBZ deprem istasyonunda 1996-2002 yılları arasında kaydedilen depremlerden seçilmiştir. Alıcı fonksiyon analizinde ve özellikle modellemede kullanılan tele-sismik depremlerin dış odak uzaklıkları genellikle $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ ile sınırlandırılmıştır (Mangino vd., 1993; Zhang, Langston, 1995). Bunun yanı sıra, farklı geri-azimut ve dış-odak uzaklığından gelen alıcı fonksiyon sinyalleri istasyon altındaki yapının yanal düzensizliklerini test etmede kullanılabilir (Langston, 1979; Owens, Crosson, 1988; Cassidy, 1992; Zhu vd., 1995; Baker vd., 1996; Bertrand, Deschapms, 2000). Tez çalışmasında, yanal yapısal değişimi daha iyi inceleyebilmek için geniş bir yelpazeden gelen tele-sismik veriler kullanılmıştır (Tablo 2' de $17^\circ < \Delta < 127^\circ$). $\Delta < 30^\circ$ olması durumunda depremler üst-manto hız karmaşıklığı (100-800 km derinlikte) tarafından etkilenmekte ve farklı ışın parametresine sahip birkaç tele-sismik P dalgası birbirine yakın zamanlarda gelerek alıcı fonksiyonun sistematiğini bozmaktadır (Lay, Wallace, 1995). Üst-mantoda hız gradyentleri ve aynı zamanda hız süreksizlikleri bulunmaktadır. Böyle bir hız yapısında seyahat eden tele-sismik P dalgalarının bir kısmı derine nüfuz ederken, bir kısmı da daha sığ yapıları örnekleyip göreceli olarak daha geç gelmektedir. Bu durumdan sakınmak için, genel olarak, 30° ' den uzak tele-sismik olaylar alıcı fonksiyon analizlerinde kullanılır (Çakır vd., 2000a). $\Delta > 90^\circ$ olması durumunda ise, P dalgaları dış-çekirdek gölge zonu ($103^\circ < \Delta < 140^\circ$) tarafından etkilenir. Gölge zonuna tekabül eden P dalgası dış çekirdekten dolayı saçılmaya uğrar. Doğrudan gelen yüksek frekanslı P dalga enerjisi 103° uzaklığın ötesinde oldukça zayıflar ve 140° uzaklıktan sonra

tekrar gözlenir. Ayrıca, dış-çekirdek gölge zonu sismik hızlarda çarpıcı düşüşe neden olur (Lay, Wallace, 1995). Dış-çekirdek manto sınırı boyunca yayınan P dalga genlikleri manto' ya geri dönen saçılma ve elastik olmayan soğurma nedeniyle yüksek frekans bileşenlerini önemli ölçüde kaybeder (Wysession vd., 1992). Dış odak uzaklığının yanı sıra, depremlerin seçilmesinde enerji varışlarının güçlü olmasına, yani sinyal-gürültü oranının yüksek olmasına da önem verilmiştir. Özellikle, sismogramlar da ilk P dalga varışının belirginliğine ve ilk P varışından önceki ve sonraki kısımların sadeliğine (az gürültü) dikkat edilmiştir. Mümkün olduğunca gürültü içeriği düşük ve sinyal içeriği yüksek kayıtlar seçilmiştir. Belirtilen bu özelliklerde TBZ deprem istasyonunda kaydedilmiş sayısal üç bileşen geniş-bantlı 73 deprem verisi alıcı fonksiyon analizi için kullanılmıştır. Dünyanın değişik yerlerinde meydana gelmiş olan 73 depremin gerekli kaynak parametreleri liste halinde Tablo 2' de verilmiştir. Depremlerin kaynak parametreleri IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology)' den temin edilmiştir.

Tablo 2. Alıcı fonksiyon analizi için kullanılan depremlerin kaynak parametreleri

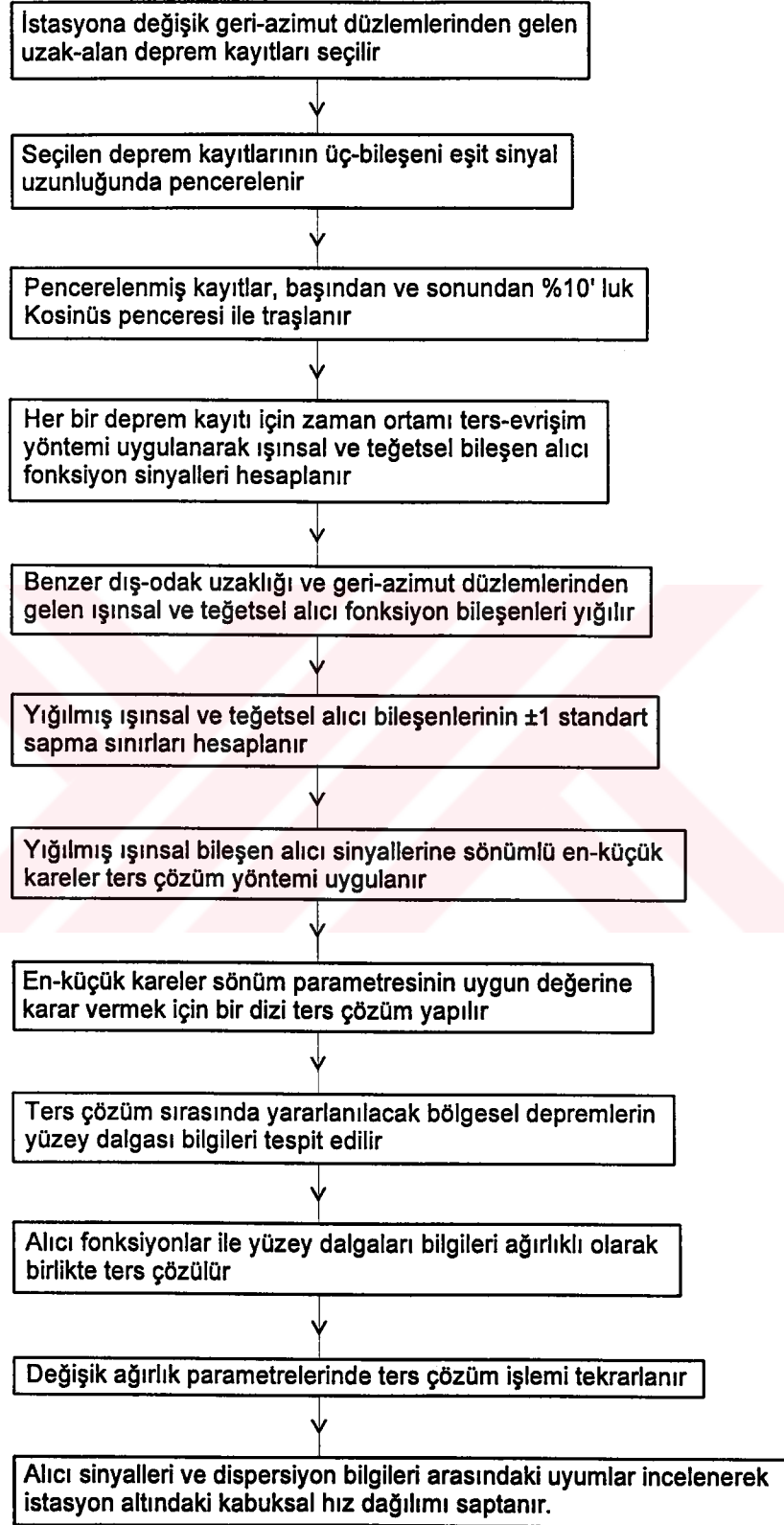
	Tarih (ay/gün/yıl)	Oluş zamanı (UTC)	Enlem (K°)	Boylam (D°)	BAZ (°)	Uzaklık (°)	Derinlik (km)	Büyükklük	Geliş Açısı (°)
1	05/07/1996	23:20:00.6	43.71	147.61	46	74	54	6.2	17.1
2	06/02/1996	02:52:09.5	10.80	-42.25	273	77	10	7.0	16.3
3	06/10/1996	15:24:56.0	51.48	-176.85	22	83	26	7.1	15.0
4	06/10/1996	04:03:35.4	51.56	-177.63	23	82	33	7.6	15.1
5	06/11/1996	18:22:55.7	12.61	125.15	83	78	33	7.1	16.0
6	06/17/1996	11:22:18.5	-7.14	122.59	100	89	587	7.9	13.4
7	10/01/1996	15:50:23.6	12.43	58.07	145	33	10	6.3	26.1
8	11/06/1996	20:00:00.0	28.00	143.60	60	82	9	6.5	15.3
9	11/12/1996	16:59:44.0	-14.99	-75.68	275	119	33	7.7	46.0
10	01/11/1997	20:28:26.0	18.22	-102.76	322	112	33	7.0	46.0
11	02/05/1997	11:26:54.6	54.84	162.04	31	73	33	7.6	17.3
12	02/27/1997	21:08:00.0	29.90	68.20	107	26	33	7.3	28.5
13	03/11/1997	19:22:00.0	7.80	127.60	86	83	33	6.7	14.8
14	06/25/1997	19:38:40.6	33.94	59.48	108	17	10	5.9	39.6
15	09/26/1997	00:33:00.0	43.00	12.90	285	20	10	5.9	33.0
16	09/26/1997	09:40:00.0	43.10	12.80	285	20	10	6.4	33.0
17	10/14/1997	15:23:00.0	42.90	12.90	284	20	10	5.7	33.0
18	10/15/1997	01:03:33.4	-30.93	-71.22	257	125	58	7.1	45.2
19	10/28/1997	06:15:17.3	-4.37	-76.68	285	113	112	6.6	43.5
20	11/08/1997	10:02:52.6	35.07	87.33	83	38	33	7.9	25.0
21	11/25/1997	12:14:33.6	1.24	122.54	94	84	24	6.8	14.8
22	12/05/1997	18:48:22.7	53.75	161.77	32	73	33	6.5	17.2
23	01/30/1998	12:16:09.0	-23.51	-69.83	264	120	44	6.4	45.6
24	02/04/1998	14:33:21.0	37.07	70.20	90	24	33	6.1	29.0
25	02/20/1998	12:18:06.0	36.45	71.07	90	25	234	5.9	27.9

Tablo 2' nin devamı

26	03/14/1998	19:40:27.0	30.15	57.61	121	18	9	6.9	38.1
27	04/12/1998	10:55:32.5	49.26	13.67	303	20	10	6.0	33.0
28	05/03/1998	23:30:22.0	22.49	123.30	77	71	33	7.3	17.7
29	05/30/1998	06:22:28.0	37.21	69.93	89	24	33	6.9	29.1
30	06/01/1998	05:34:01.0	52.94	159.83	33	73	33	6.2	17.2
31	09/20/1999	17:47:18.4	23.73	121.06	77	69	3	7.7	18.2
32	09/22/1999	00:14:40.3	23.77	121.20	77	67	33	6.4	18.2
33	09/26/1999	23:52:48.6	23.72	121.20	77	67	17	6.5	18.2
34	09/30/1999	16:31:13.0	16.04	-96.93	315	111	48	7.5	45.5
35	02/17/2000	23:53:19.0	53.72	33.61	311	49	10	6.6	23.0
36	03/28/2000	11:00:21.7	22.36	143.68	64	86	119	7.6	14.3
37	05/04/2000	04:21:16.2	-1.11	123.57	95	86	26	6.7	14.3
38	05/12/2000	18:43:23.8	-22.99	-66.74	262	117	244	7.2	39.9
39	05/28/2000	14:21:07.3	43.05	146.84	47	74	61	6.8	17.1
40	06/04/2000	16:28:25.8	-4.77	102.05	113	73	33	8.0	17.3
41	06/07/2000	21:46:55.8	26.84	97.22	88	49	33	6.5	22.9
42	06/07/2000	23:45:26.3	-4.65	101.98	113	73	33	6.7	17.3
43	06/10/2000	18:23:29.2	23.82	121.21	77	69	33	6.4	18.2
44	06/17/2000	15:40:41.5	64.03	-20.40	325	41	10	6.8	25.0
45	06/18/2000	14:44:12.7	-13.96	97.47	122	76	10	7.8	16.5
46	06/21/2000	00:51:46.7	63.97	-20.70	324	41	10	6.6	24.0
47	07/01/2000	07:01:55.0	34.32	139.04	58	75	10	6.1	16.9
48	0828/2000	05:05:47.9	-4.02	127.52	95	91	16	6.8	13.6
49	10/02/2000	02:25:27.0	-7.99	30.52	192	50	10	6.7	23.0
50	10/06/2000	04:30:23.0	35.60	133.00	60	70	33	6.5	17.9
51	01/16/2001	13:25:01.1	-3.94	101.81	112	72	33	6.8	17.4
52	02/13/2001	19:28:31.8	-4.618	102.94	112	73	36	7.4	17.2
53	02/24/2001	07:23:48.0	1.46	126.3	91	86	3	7.0	14.2
54	02/25/2001	02:21:59.0	36.44	70.91	91	25	202	6.1	14.2
55	02/28/2001	18:54:33.0	47.15	-122.72	348	91	52	6.8	13.5
56	03/19/2001	05:52:15.9	-4.03	128.02	94	91	33	6.5	13.5
57	04/09/2001	09:00:57.17	-32.67	-73.11	256	127	11	6.7	52.0
58	05/25/2001	22:18:22.1	18.03	39.99	180	23	10	5.0	29.4
59	05/25/2001	00:40:50.6	44.27	148.39	45	74	33	6.6	17.1
60	06/15/2001	16:19:07.6	13.90	51.68	155	29	10	6.0	26.7
61	06/23/2001	20:33:14.3	-16.27	-73.64	273	118	33	6.7	46.0
62	07/28/2001	07:32:42.6	59.04	-155.11	8	80	131	6.6	15.6
63	08/02/2001	23:41:05.4	56.26	163.80	29	72	10	6.3	17.4
64	08/05/2001	05:16:16.7	12.21	93.39	106	55	96	6.0	21.4
65	08/13/2001	20:11:23.3	41.06	142.29	51	72	38	6.4	17.4
66	10/08/2001	18:14:27.0	52.73	160.20	33	73	56	6.3	17.1
67	10/10/2001	23:53:39.0	47.94	154.94	39	75	55	5.9	16.9
68	10/12/2001	15:02:20.0	12.82	144.92	71	100	71	7.0	13.4
69	10/19/2001	03:28:41.0	-4.11	123.83	97	88	10	7.4	17.7
70	11/14/2001	09:26:10.3	35.95	90.54	80	40	10	8.0	24.7
71	11/23/2001	20:43:04.2	36.48	71.53	90	25	112	6.1	28.5
72	03/27/2002	08:52:51.0	35.92	69.28	93	24	10	5.4	29.1
73	03/31/2002	06:52:50.0	24.41	122.21	76	69	33	7.1	18.1

Parametreler IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology)' den sağlanmıştır.

Analizde ilk olarak, belirlenen depremlerin her biri için zaman ortamı ters-evrişim yaklaşımı (Bölüm 2.1) kullanılarak gözlemsel ışınsal ve teğetsel bileşen alıcı fonksiyon sinyalleri hesaplanmıştır (Sheehan vd., 1995). Yöntemin uygulanması için sinyallerin ilk

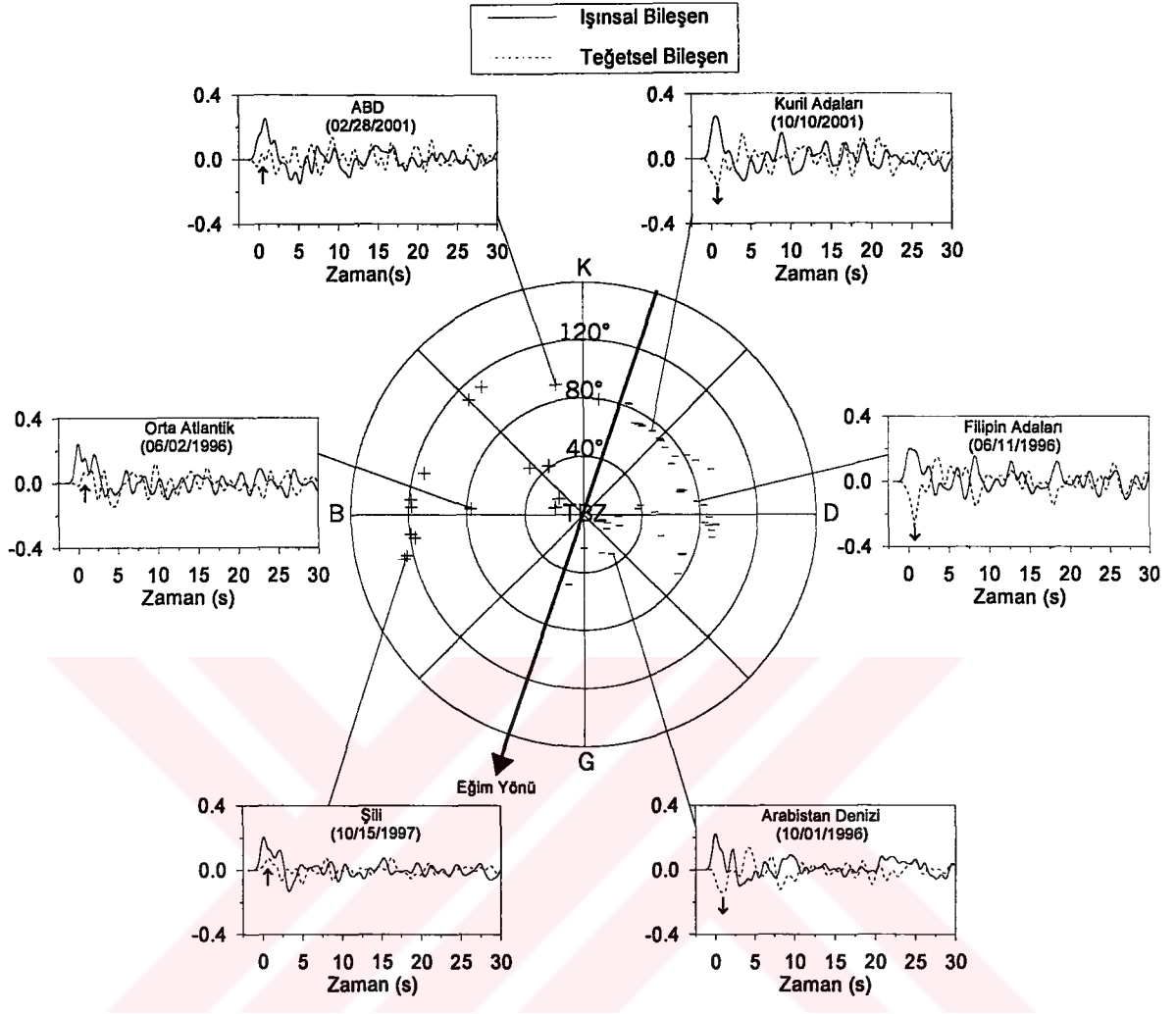


Şekil 29. Alıcı fonksiyon sinyallerinin veri-işlem aşamalarını gösteren akış diyagramı

P dalga varışı öncesi 40 s ve sonrası için ise, 60 s olmak üzere toplam 100 s' lik kısmı üç bileşen için seçilmiştir. Seçilen sinyallerin yatay bileşenleri (K-G ve D-B) geri-azimut değerlerine göre kuramsal ışınsal ve teğetsel bileşenlere dönüştürülmüştür. Gözlemsel düşey bileşen sismogramı ışınsal ve teğetsel bileşen sismogramlardan ters-evrişim yolu ile ayırt edilerek ışınsal ve teğetsel bileşen alıcı fonksiyon sinyalleri hesaplanmıştır. Ayrıca, zaman ortamında sinyallerin baş ve son kısımlarına %10' luk kosinüs penceresi uygulanmıştır. Gauss fonksiyonunun sönüm parametresi $\alpha=1$ olarak alınmıştır. Böyle küçük bir α değeri 1.0 Hz' den büyük frekansların geçmesine izin vermez ve dolayısıyla 3-boyutlu Jeolojik düzensizliklerden kaynaklanacak gürültüyü bastırarak daha sağlıklı ters çözüm yapmamıza olanak sağlar. Alıcı fonksiyon sinyallerinin elde edilmesinin ve işlenmesinin genel akışı Şekil 29' da ki diyagramda özetlenmiştir.

Teğetsel bileşen alıcı fonksiyon P ve S dalgalarının ışınsal ve düşey düzlemden sapması ile meydana gelir. Teğetsel bileşendeki genlikler geri-azimut bağımlıdır (Bertrand, Deschamps, 2000). Eğer istasyon altındaki yapı düz, homojen ve izotropik (yani 1-boyutlu) ise, kuramsal olarak teğetsel bileşen tepkisi sıfırdır. Moho süreksizliği 2-boyutlu olarak belli bir eğime sahip ise, farklı geri-azimutlu depremlerin bu süreksizliğe geliş açıları ve kabuk içerisindeki ışın yolları 1-boyutlu yapıdan farklı olacaktır. Farklı geri-azimut gruplarından verinin mevcut olmasına bağlı olarak alıcı fonksiyonlar yanal yapısal düzensizliğin belli koşullar altında saptanmasında kullanılabilir (Zhu vd., 1995). Işınsal ve teğetsel 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, çünkü Ps dönüşüm fazı normalde ışınsal olarak polarize olacaktır ve bu yüzden teğetsel enerjinin varlığı homojen olmayan yapının varlığını gösterir. Teğetsel bileşenlerdeki varışlar yanal hız değişimlerine duyarlı olduğu için kabuksal hız süreksizliklerinin eğimi hakkında bilgi vermektedir.

Gözlemsel alıcı fonksiyonlar istasyon altındaki yapısal karmaşıklıktan oldukça fazla etkilenir ve geri-azimut' un bir fonksiyonu olarak değişimler gösterir. Alıcı fonksiyon bileşenlerindeki karmaşıklık istasyon altındaki yatay olmayan süreksizliklerle veya alıcı yakınında olan saçılmalarla açıklanabilir. Analiz için seçilen 73 depreme ait gözlemsel teğetsel bileşen alıcı fonksiyon izleri ilk gelen P dalga polaritelerinin işaretine (- veya +) göre geri-azimut dış-odak uzaklık düzleminde sınıflandırılmıştır. TBZ istasyonunun doğusunda teğetsel alıcı fonksiyonların ilk hareketi eksi polariteli (-) ve batısında ise, artı



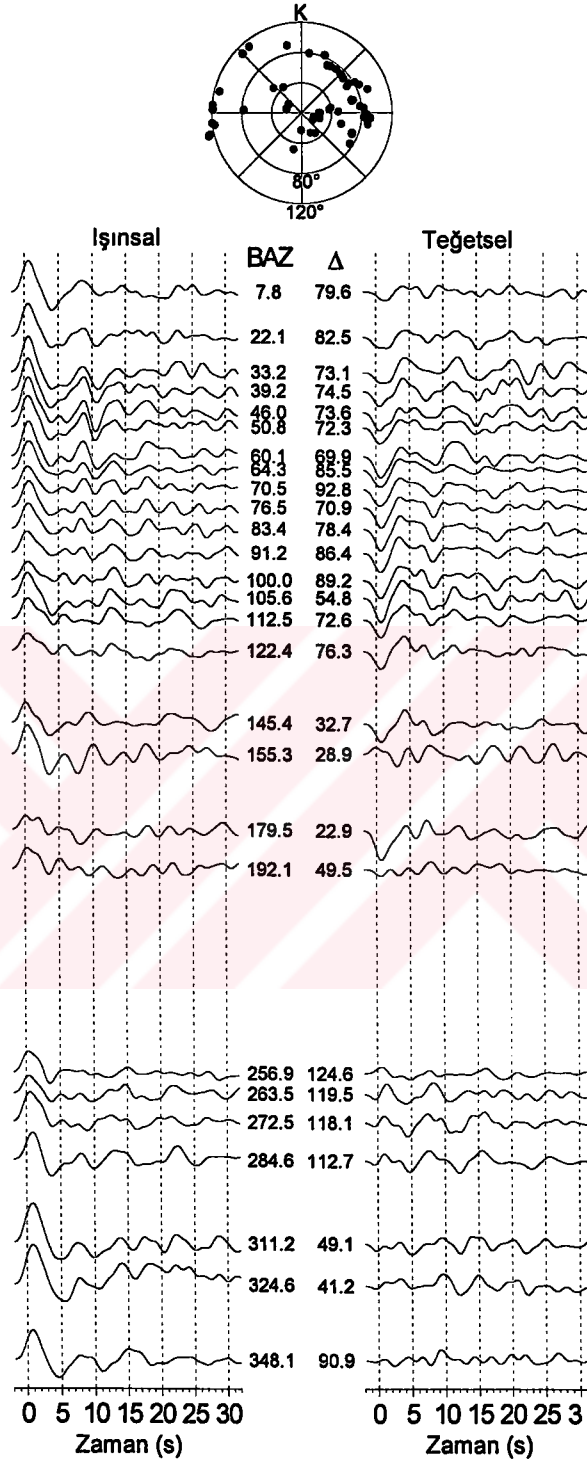
Şekil 30. Teğetsel bileşen alıcı fonksiyonların $t=0$ s' deki polariteleri gösteriliyor. Moho süreksizliğinin olası eğim yönü işaretlenmiştir. Bu yönün sağında kalanlar eksi polariteli, solunda kalanlar ise artı polaritelidir. Eğim yönü doğrusunun iki tarafından seçilmiş 6 deprem verisinin işınsal ve teğetsel bileşen alıcı fonksiyon izleri ayrıca gösteriliyor. Sinyal ayırmalılığı için Gauss parametresi geçici olarak $a=2$ alınmıştır

(+) polaritelidir. Bu durum, Şekil 30' da kalın düz çizgi ile gösterildiği gibi, Moho süreksizliğinin yaklaşık olarak güneybatıya doğru eğimli olduğuna işaret etmektedir. Kuzeydeki ince-okyanusal Karadeniz kabuğundan güneydeki kalın-kıtasa doğru Anadolu kabuğuna geçişin güzel bir örneğini teşkil etmektedir (Zhang, Langston, 1995). Eğim açısının tespiti ise, aynı dış odak uzaklığından işınsal ve teğetsel alıcı fonksiyon bileşenlerindeki ilk gelen P dalgası ve Ps dönüşüm fazlarının göreceli genliklerinin kıyaslanmasını gerektirir (Owens vd., 1988). Bu durumda, kullanılan deprem verileri dış-odak uzaklığı ve geri-azimut düzleminde yeteri kadar sayıda olmalıdır. Bu çalışmadaki

depremlerin geri-azimut dağılımları her yönden yeterli bilgiyi içermemektedir (Şekil 30). Mevcut gözlemsel alıcı fonksiyon izleriyle eğim açısına yönelik kesin bir değer söyleyebilmemiz güçtür.

Eğim yönünü gösteren doğrunun her iki tarafındaki geri-azimutlardan 3' er tane depremin ışınsal ve teğetsel bileşen alıcı fonksiyon sinyalleri örnek olarak Şekil 30' da gösterilmiştir. Alıcı fonksiyon sinyallerinin teğetsel bileşenlerindeki ilk gelen P dalgası polaritelerinin yönleri şekiller üzerine (eksi - ↓) ve (artı - ↑) simgeleri ile işaretlenmiştir. 6 adet depremin kaynak parametreleri Tablo 2' de verilmiştir. Örneklerden de görüldüğü gibi, TBZ istasyonunun doğusundaki depremlerin teğetsel bileşenleri batı' ya göre daha çok belirgin ve büyük genlikli ilk gelen P hareketi göstermiştir. Bununla birlikte, aynı kadrarlarda ki farklı depremlerin alıcı fonksiyon sinyalleri dış odak uzaklığından dolayı genlik seviyelerinde belirgin farklılıklar göstermiştir (Orta Atlantik ve Şili veya Arabistan Denizi ve Filipin Adaları). Alıcı fonksiyon genlikleri geliş açısının dikliğinin veya dış odak uzaklığının bir fonksiyonu olarak değişmiştir (Ammon, 1991). Bu nedenle, eğim yönünü gösteren zıt kadrarlardaki ilk gelen P dalgası ve Ps dönüşüm fazları genliklerini kıyaslayabilmek için aynı dış odak uzaklığından, fakat farklı geri-azimut düzlemlerinden depremlerin mevcut olması gerekir. Bu çalışmada böyle bir analiz yapmak için yeteri kadar elverişli veri dağılımı söz konusu değildir. Tüm depremlerin teğetsel bileşenlerinde gözlenen sinyal seviyeleri göz ardı edilemeyecek kadar büyüktür. Başka bir deyişle, TBZ sismik istasyonunun altındaki kabuk yapısı oldukça karmaşık Jeolojik düzensizlikler içermektedir.

Tele-sismik P dalga kodası, kabuk ve üst-mantodaki yerel makaslama dalgası hız süreksizliklerinden kaynaklanan Ps dönüşümlerini içerir. Bu dönüşüm fazlarının tanecik hareketi yaklaşık yataydır ve dalga biçiminin ışınsal bileşeninde hakimdir. Eğimli ara yüzeylerde meydana gelen Ps fazlarının varış zamanı ve genliği dış odak uzaklığı ve geri-azimutun bir fonksiyonu olarak değişir (Owens vd., 1988). Eğimin yukarı yönünde (örneğin, ara yüzeyin eğim yönünden yaklaşmak) seyahat eden P dalgaları en büyük genlikli Ps fazlarını ve eğimin aşağı yönünden yaklaşan P dalgaları ise, en küçük genlikli Ps fazlarını meydana getirir. Böylece dış odak uzaklığı ve geri-azimutun fonksiyonu olarak Ps dönüşüm fazlarının incelenmesi veya modellenmesi ile eğimli ara yüzeylerin eğim açısı ve eğim yönü saptanabilir (Langston, 1977; Langston, 1979; Cassidy, 1992; Cassidy, Ellis, 1993).



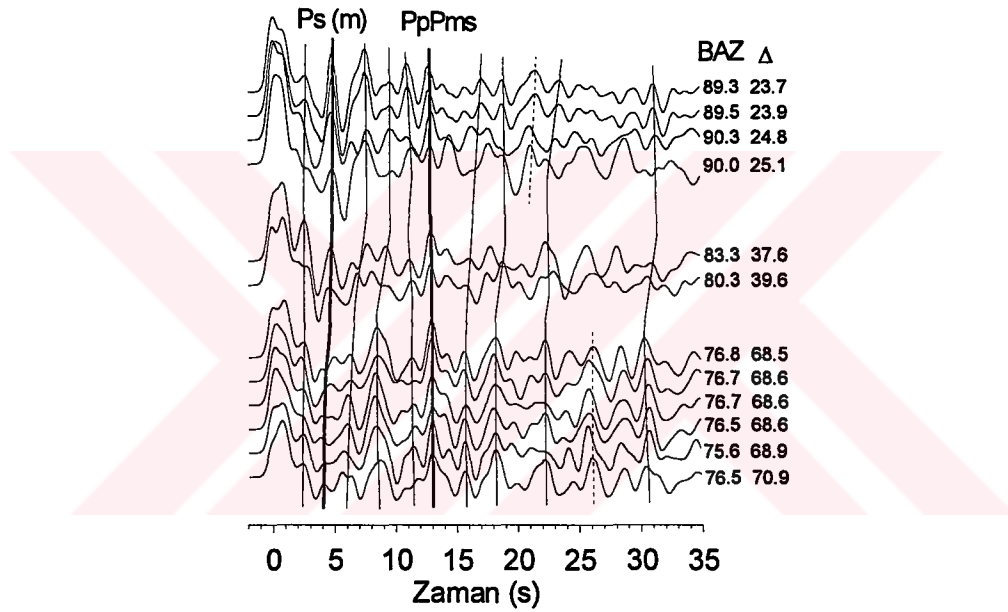
Şekil 31. Işınsal (sol) ve teğetsel (sağ) bileşen alıcı fonksiyon izlerinin geri-azimut (BAZ) ve dış-odak uzaklığının (Δ) fonksiyonu olarak değişimi. Hesaplarda Gauss parametresi olarak $\alpha=1$ kullanılmıştır. En üstteki büyük dairelerde depremlerin BAZ ve Δ ' ya göre dağılımı içi dolu daireler ile gösterilmiştir

Şekil 31' de gözlemsel ışınsal ve teğetsel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin artan geri-azimut değerlerine göre alt alta çizimi verilmiştir. Şekil 31' in üstündeki büyük daire depremlerin geri-azimut dış-odak uzaklığına göre (içi dolu daireler) dağılımını gösterir. Işınsal ve teğetsel bileşen alıcı fonksiyon izlerinin gösteriminde, benzer geri-azimut dış-odak uzaklığına sahip depremlerden biri gösterimde kullanılmıştır (Şekil 31). Alıcı izlerinin ortasında verilen değerlerden soldaki geri-azimut değerini sağdaki ise, dış-odak uzaklığını temsil etmektedir. Işınsal ve teğetsel alıcı izlerinde, $t=0$ s' deki varış ilk gelen P dalgası ve sonraki varışlar ise, P_s fazları ve bunlara karşılık gelen tekrarlı yansımalarıdır. Alıcı fonksiyon izlerinin varış zamanları ara yüzeyin derinliğine bağlıdır. Söz konusu sismik varışlara tekabül eden genliklerin boyutu ise, süreksizliğin her iki tarafındaki hızlara bağlıdır. Her bir ışınsal ve teğetsel alıcı fonksiyon izlerinin genlik seviyeleri aynı ölçekte çizilmiştir. Işınsal ve teğetsel alıcı fonksiyon izlerinde, özellikle ilk gelen P dalga genlikleri bir izden diğerine farklılıklar göstermektedir. Bu farklılık yüzeye yakın kayaç kütlelerinin gösterdiği yanal düzensizliklerden kaynaklanmaktadır. Bazı depremler için, $t=0$ ' deki sismik sinyalin genişliği diğer depremlerden elde edilenlere göre daha geniştir.

Teğetsel bileşen alıcı fonksiyon izleri ($t=0$ s civarında) hem eksi (-) hem de artı (+) polariteler göstermektedir (Şekil 31). Ayrıca, teğetsel alıcı fonksiyon izlerinin ilk gelen P ve onu izleyen fazlarının genlikleri istasyonun doğu tarafında batıya göre daha yüksektir. Alıcı fonksiyon izlerinde kararsızlığa neden olabilecek yüksek frekans içeriği $\alpha=1$ seçimi ile oldukça bastırılmıştır, buna rağmen teğetsel bileşendeki enerjiler güçlü görünmektedir. Hem düşük frekans içeriği ($\alpha=1$) hem de yüzeye yakın düşük sismik hızlı olası tortul malzeme nedeniyle, ilk gelen P fazı izleyen fazlardan çok iyi ayrılmamıştır. Farklı geri-azimutlardan gelen tele-sismik P dalgaları birbirleri arasında önemli derecede farklılık gösteriyor (özellikle varış zamanlarında). Bu farklılık istasyonun altında önemli miktarda 3-boyutlu kabuksal hız anomalisine işaret etmektedir (Cassidy, 1995; Zelt, Ellis, 1999).

Alıcı fonksiyon analizi dalma-batma zonu çevresindeki kullanım için ideal bir tekniktir. Bu teknik S dalgası ani hız değişimleri ve istasyon altındaki ara yüzeylerin yönelimini (eğim yönü ve eğim açısı) saptamaya izin verir. Dalma-batma zonu gibi karmaşık tektonik ortamda alıcı fonksiyon dalga fazları ilk gelen P, P_s fazları ve tekrarlı yansıma fazlarının yanı sıra saçılmış enerjiyi de kapsadığından karmaşıktır. Tekrarlı yansımalar yanal hız değişimlerine hassastır. Bu nedenle dalma-batma zonu çevresinde yalnızca ilk gelen P dalgası ve P_s dönüşüm fazları incelenir (Cassidy, Ellis, 1993). Işınsal alıcı fonksiyonlarda, ilk gelen P varışının en büyük pozitif ve negatif genlikleri eğim

yönünden saat ve saatin tersi yönünde 90° açı yapıldığında gözlenir (Cassidy, 1992; Zelt, Ellis, 1999). Bu nedenle alıcı izlerinde net görülmeyen fazların varışlarını daha iyi tespit edebilmek için ön görülen eğim düzlemine dik doğrultu üzerindeki depremlerin kabuk fazları ($\alpha=2$) incelenmiştir. Şekil 32’ de, benzer geri-azimuta (yaklaşık 76° - 90°) fakat farklı dış-odak uzaklıklarına sahip ışınsal bileşen alıcı fonksiyon izleri alt alta çizilmiştir. Geri-azimut ve dış-odak uzaklıkları izlerin kenarlarında verilmiştir. Moho’ dan dönuşen Ps fazları ilk gelen P varışından sonra yaklaşık 4-5 s’ de ve PpPms tekrarlı yansıması ise, 13 s civarında gözlenmiştir (kalın düşey çizgiler).



Şekil 32. $\alpha=2$ kullanılarak hesaplanan ışınsal bileşen alıcı fonksiyon izlerinin benzer BAZ değerlerdeki değişimi. Düşey ince çizgiler dalga fazlarının varış zamanlarına göre uyumluluğu gösteriyor. Alıcı izlerindeki Ps (m) ve PpPms fazlarının varış zamanları kalın düşey çizgiler ile temsil edilmiştir

2.5.2. Bölgesel Yüzey Dalgası Dispersiyon Analizi

Anadolu plakası altındaki sığ sismik aktivite oldukça yaygındır (Barka, Kadisky-Cade, 1988; Yılmaztürk vd., 1999) ve bu aktiviteden dolayı oluşan yüzey dalgaları Anadolu kabuk ve üst-manto yapısını araştırmak için uygundur. Böyle bir çalışma Mindevalli ve Mitchell (1989) tarafından ANTO istasyonunda kayıt edilen Rayleigh ve Love yüzey dalgaları kullanılarak Anadolu’ nun kabuk ve üst-manto hız yapısı için yapılmıştır. Tez çalışmasının bu bölümünde, Anadolu’ nun ortalama kabuk ve üst-manto

sismik hız yapısının tespiti için, tek-istasyon temel-mod yüzey dalgası dispersiyon yönteminin (Bölüm2.3) gözlemsel deprem verilerine uygulanması sunulmuştur. Tek-istasyon yüzey dalgası grup hızları ile Anadolu altındaki kabuk ve üst-manto makaslama dalgası hız yapısını analiz etmek için, TBZ deprem istasyonunda 1996-2002 yılları arasında kayıt edilen sinyal-gürültü oranı yüksek 33 bölgesel deprem verisi seçilmiştir. Seçilen depremlerin kaynak parametreleri Tablo 3' de verilmiştir.

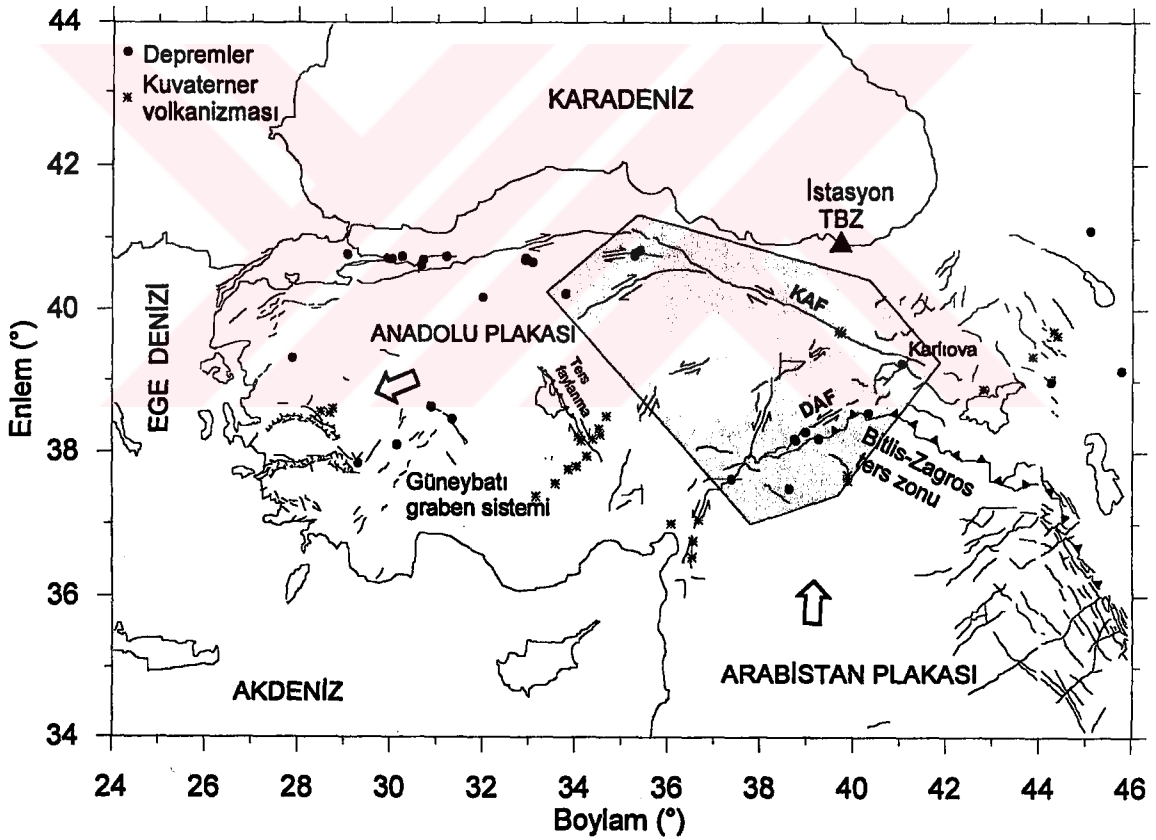
Tablo 3. Yüzey dalgası analizinde kullanılan depremlerin parametreleri

	Tarih	Oluş Zamanı (UTC)	Enlem (K°)	Boylam (D°)	Δ (km)	Derinlik (km)	Büyüklik (m_b)	Yüzey dalgası	Max. Periyot(s)
1	04/21/1996	14:13:56.59	38.54	40.33	276	10.0	3.6	L	32
2	06/18/1996	08:11:05.99	39.14	45.78	552	51.2	4.5	RL	43-51
3	08/14/1996	01:55:03.17	40.75	35.30	378	11.9	5.2	RL	32-32
4	08/14/1996	02:59:40.20	40.78	35.31	372	2.70	5.6	RL	32-32
5	08/21/1996	02:17:57.80	40.82	35.41	368	24.5	3.8	L	32
6	07/18/1997	07:33:53.57	41.10	45.11	449	2.70	4.1	L	43
7	10/02/1997	01:06:36.71	38.98	44.27	444	44.9	4.1	L	32
8	04/04/1998	16:16:47.07	38.10	30.16	886	10.0	5.1	RL	30-51
9	04/13/1998	15:14:33.53	39.24	41.06	223	33.0	4.8	RL	32-32
10	05/09/1998	15:38:00.48	38.28	38.99	309	10.0	4.9	RL	32-32
11	08/17/1999	03:14:00.37	40.62	30.69	767	10.0	5.1	RL	51-51
12	08/17/1999	09:02:09.70	40.74	31.23	721	10.0	4.6	RL	43-37
13	08/31/1999	08:10:49.53	40.71	29.95	829	10.0	5.2	RL	51-51
14	09/13/1999	11:55:28.18	40.71	30.05	821	13.0	5.8	RL	51-51
15	09/24/1999	19:08:03.64	37.49	38.63	401	10.0	4.3	RL	32-32
16	10/20/1999	23:08:19.54	40.77	29.09	901	10.0	4.6	R	43
17	11/07/1999	16:54:41.73	40.69	30.73	764	10.0	4.9	R	43
18	11/11/1999	14:41:25.61	40.74	30.27	802	22.0	5.5	R	51
19	04/02/2000	17:26:53.20	37.62	37.39	427	9.00	4.3	L	32
20	04/21/2000	12:23:10.51	37.84	29.33	964	33.0	4.9	RL	51-51
21	05/07/2000	09:08:44.52	38.18	38.75	324	1.60	4.2	R	32
22	05/07/2000	23:10:54.19	38.16	38.78	325	5.40	4.5	R	32
23	06/06/2000	02:41:49.80	40.69	32.99	573	10.0	5.5	RL	32-43
24	06/08/2000	21:27:58.65	40.72	32.94	577	36.4	4.5	R	43
25	06/09/2000	03:14:19.58	40.69	32.93	578	10.0	4.6	R	43
26	08/22/2000	11:40:12.85	40.17	32.02	663	10.0	4.4	R	43
27	08/23/2000	13:41:28.14	40.68	30.72	764	15.3	5.2	RL	51-51
28	12/15/2000	16:44:47.66	38.46	31.35	775	10.0	5.1	RL	51-51
29	02/18/2001	00:07:15.49	38.19	39.27	314	8.80	4.3	RL	26-30
30	03/22/2001	14:02:25.32	40.66	33.09	565	33.0	4.5	L	51
31	06/22/2001	11:54:50.96	39.31	27.90	1028	10.0	4.6	RL	40-40
32	08/12/2001	18:31:28.25	40.22	33.81	512	10.0	4.4	RL	32-32
33	02/03/2002	09:26:43.35	38.63	30.90	803	10.0	5.7	RL	37-51

Parametreler IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology)' den temin edilmiştir

Hem alıcı fonksiyonların hem de yüzey dalgalarının göreceli olarak benzer sismik yapıları modellediği bir sismik dalga yayılımı göz önüne alınmıştır. Bu amaçla, TBZ

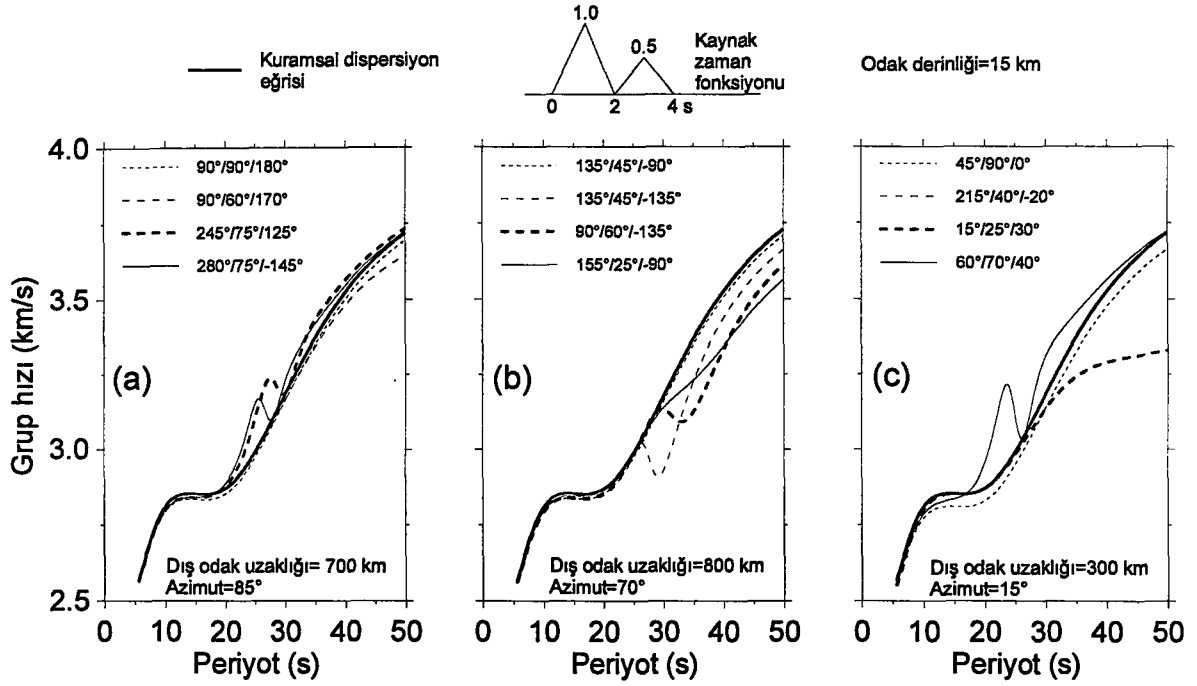
istasyonunun civarında meydana gelen ve yayılan yüzey dalgaları tercih edilmiştir. Ayrıca, Anadolu plakasını yüzey dalgaları ile geniş bir yelpazede görüntülemek için, farklı azimutlardan istasyona yaklaşan depremler kullanılmıştır. Tablo 3' de görüldüğü gibi depremlerin dış-odak uzaklıkları 223 km ile 1028 km arasında ve büyüklükleri ise, 3.6-5.8 arasında değişmektedir. Şekil 33' de, seçilen bölgesel depremlerin dış odak dağılımları (içi dolu daireler) gösterilmiştir. Ayrıca Şaroğlu vd. (1992) tarafından saptanan tektonik birimler Türkiye haritası üzerine işlenmiştir. Seçilen depremler çoğunlukla sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF), sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fayı (DAF) ve normal atımlı Güneybatı graben sisteminin sismik aktivitesinden dolayı oluşmuştur (Şekil 33). Diğer depremler ise daha geniş bir sahada yüzey dalgası modellemesinin yapılmasına olanak sağlamak için analize ilave edilmiştir (Şekil 33).



Şekil 33. Türkiye' nin tektonik birimleri (Şaroğlu vd., 1992) ve kullanılan depremlerin dış odak dağılımları. İçi taralı alan içerisindeki depremler istasyona-yakın ve dışarısındakiler ise istasyona-uzak olarak nitelendirilir

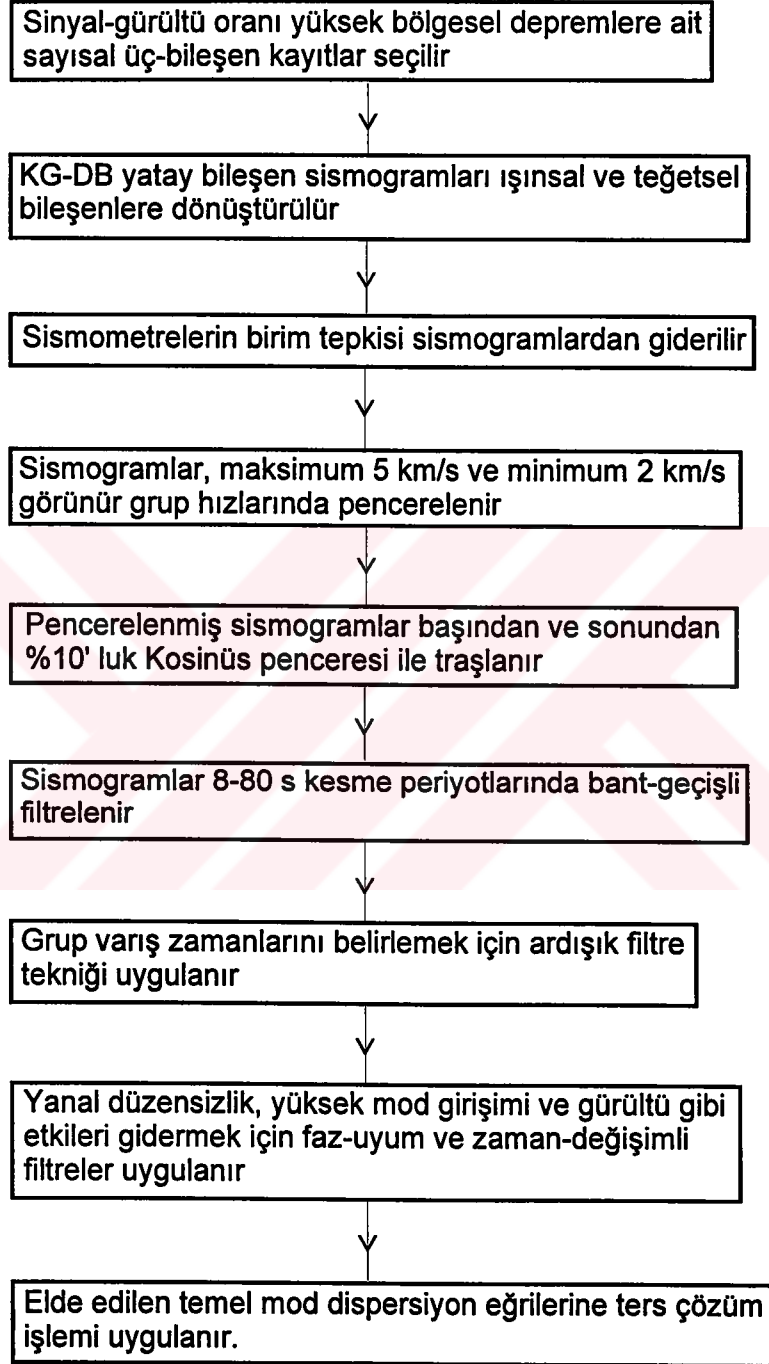
Deprem dalgaları özellikle kırık-mekanizması ve kaynak-zaman fonksiyonundan dolayı deprem kaynağında frekans bağımlı başlangıç fazı kazanırlar. Bu başlangıç faz değişiminin miktarı kırık mekanizmasının gözlemsel azimutuna bağımlı olarak değişir (Bölüm 2.3). Gözlemsel tek-istasyon Rayleigh grup hızında meydana gelebilecek kaynak faz değişiminin etkisi tektonik birimlerin özellikleri dikkate alınarak test edilmiştir (Şekil 34). Her bir tektonik sahadaki plaka hareketlerine yaklaşmak için KAF, DAF ve graben sisteminin yaklaşık tektonik özelliğini yansıtacak dört farklı kırık mekanizması kullanılmıştır. Bu mekanizmalar doğrultu, eğim ve kayma değerlerinde ki küçük farklılıklarla temsil edilmiştir. Ayrıca, Trabzon deprem istasyonu her üç tektonik bölgedeki depremlere göre farklı azimut değerlerine sahiptir. Yüzeysel dalgasının serbest yüzeydeki enerji dağılımını hesaplamada, Mindevalli ve Mitchell (1989) tarafından Anadolu bölgesi için önerilen kabuk ve üst- manto hız-derinlik dağılımı kullanılmıştır (Şekil 10). KAF depremlerinin ortalama dış-odak uzaklığı ve yaklaşık azimutu sırasıyla, 700 km ve 85° olarak alınmıştır. Graben sisteminden gelen depremlerin ortalama dış-odak uzaklığı 800 km ve yaklaşık azimutu 70° ve DAF' dan gelen depremler ise, 300 km ortalama dış-odak uzaklığı ve 15° yaklaşık azimut ile temsil edilmiştir. Tablo 3' deki depremler çoğunlukla sığ kabuksal derinliğe sahiptir, bu nedenle hesaplamalarda kuramsal nokta kaynak 15 km odak derinliğine yerleştirilmiştir. Her biri 2 s süreli basit iki üçgen darbe' den oluşturulan kaynak-zaman fonksiyonu çoğunlukla seçilen küçük-orta büyüklükteki depremlerin zaman geçişini temsil etmek için yeterlidir (Tablo 3). Bu amaçla hesaplamalarda birinci darbenin genliği 1.0 ve ikinci darbenin genliği ise, 0.5 olarak alınmıştır.

Şekil 34' de kaynak-faz değişiminden etkilenen temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrilerinin üç tektonik birim için kuramsal örnekleri gösterilmiştir. Ayrıca hesaplamalarda yararlanılan dört farklı kırık mekanizması doğrultu/eğim/kayma biçiminde şekiller üzerinde belirtilmiştir. Kuramsal olarak gösterilen kalın düz eğri kaynak faz etkisinin sıfır olduğu gerçek dispersiyon eğrisini temsil etmektedir. Kırık mekanizmasına göre farklı çizgilerle gösterilen diğer dispersiyon eğrileri ise, kaynak-grup zamanının bozucu etkisini göstermektedir. Şekil 34a, KAF' da ki depremleri temsil eden kuramsal grup hızı eğrilerinin fazdan etkilenmiş hallerini gösteriyor. İlk iki kırık mekanizmasını ($90^\circ/90^\circ/180^\circ$ ve $90^\circ/60^\circ/170^\circ$) temsil eden dispersiyon eğrileri kuramsal grup hızı eğrisine çok benzer davranış gösterir iken, $245^\circ/75^\circ/125^\circ$ ve $280^\circ/75^\circ/-145^\circ$ kırık mekanizmalarına ait grup hızları kuramsal dispersiyon eğrisinden belli periyot aralığında (25-35 s) sapmıştır.



Şekil 34. a) KAF, b) DAF ve c) graben tektonik birimlerini temsil eden Rayleigh dalgası grup hızı eğrilerinin kaynak faz değişiminden etkilenmesi. Kırık mekanizmaları doğrultu/eğim/kayma biçiminde şekiller üzerinde farklı çizgilerle gösterilmiştir

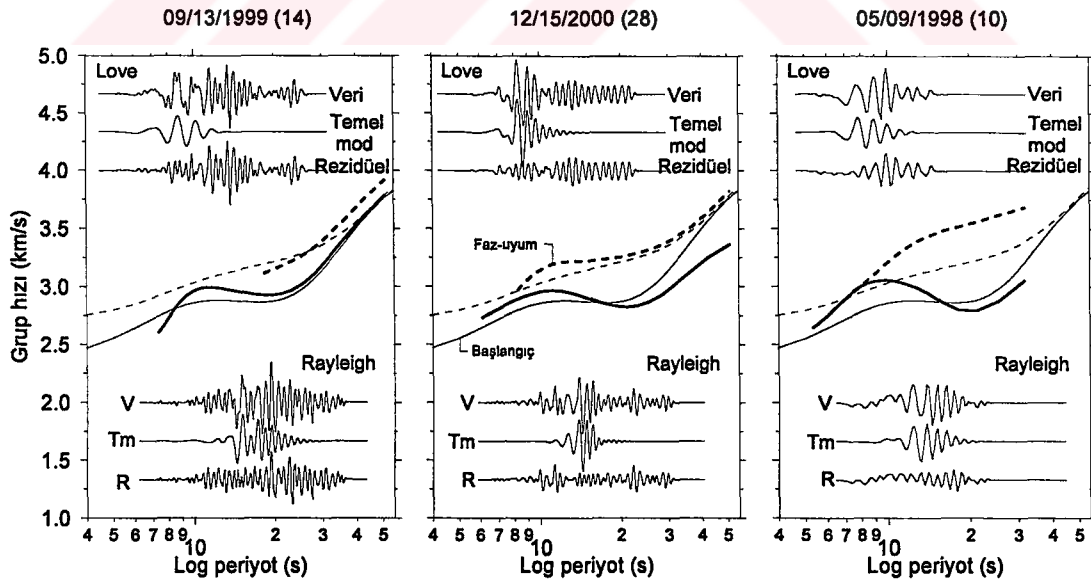
Şekil 34b' de graben sistemini temsil eden kırık mekanizmalarına ait Rayleigh grup hızı eğrilerinin kaynaktan etkilenmesi gösterilmiştir. $135^{\circ}/45^{\circ}/-90^{\circ}$ kırık mekanizmasına ait dispersiyon eğrisi sıfır fazlı kuramsal dispersiyon eğrisi gibi davranmıştır. Bu kırık mekanizmasının kaynak-grup zamanı yaklaşık sıfırdır. Diğer üç kırık mekanizmasına ($135^{\circ}/45^{\circ}/-135^{\circ}$, $90^{\circ}/60^{\circ}/-135^{\circ}$ ve $155^{\circ}/25^{\circ}/-90^{\circ}$) ait grup hızı eğrileri kuramsal dispersiyon eğrisinden özellikle yaklaşık 25 s periyodun üzerinde sapmalar göstermiştir. Böylece, graben sisteminden gelen gözlemsel Rayleigh dalgası grup hızları yaklaşık 25 s' den daha büyük periyotlar için kaynak-grup zamanı tarafından etkilenecektir. Şekil 34c ise, DAF' dan gelen olayları temsil eden kaynaktan etkilenmiş dispersiyon eğrilerini gösteriyor. $45^{\circ}/90^{\circ}/0^{\circ}$ ve $215^{\circ}/40^{\circ}/-20^{\circ}$ kırık mekanizmalarına ait dispersiyon eğrileri sıfır faz eğrisini yakından takip etmiş ve $60^{\circ}/70^{\circ}/40^{\circ}$ ile $15^{\circ}/25^{\circ}/30^{\circ}$ kırık mekanizmalarına ait grup hızı eğrileri ise, belirli periyot bandında doğru dispersiyon eğrisinden önemli miktarda sapmıştır. DAF' dan istasyona gelen depremlerin dış-odak uzaklıkları diğer iki gruba (KAF ve güneybatı graben) göre küçük olduğundan kaynak-fazı grup hızlarını özellikle 30 s periyottan sonra daha fazla etkilemiştir. Genel olarak, DAF' ın gözlemsel grup hızları 30 s' den düşük periyotlarda kullanılabilir görünüyor, ancak dikkatli olunmalıdır. Love yüzey



Şekil 35. Yüzeysel dalgaların veri-işlem aşamalarını gösteren akış diyagramı

dalgası grup hızları kaynak-faz değişiminden etkilenmiştir, ancak söz konusu etki Rayleigh yüzey dalgaları ile kıyaslandığında önemsizdir ve burada ayrıca gösterilmemiştir (Bölüm 2.3).

Rayleigh yüzey dalgası verisi düşey bileşenden ve Love yüzey dalgası verisi ise, teğetsel bileşenden elde edilir. Bu sebeple, veri işlem aşamasında yatay bileşen (KG ve DB) kayıtları geri-azimut değerleri kullanılarak ışınsal ve teğetsel bileşenlere dönüştürülmüştür. Gözlemsel grup hızlarını hesaplamadan önce, kayıtlardan sismometrenin birim tepkisi (Çakır vd., 2000a) ayırt edilmiş ve sonra kayıtlara görünür grup hızı sınırları maksimum 5 km/s ve minimum 2 km/s olan %10' luk kosinüs zaman penceresi uygulanmıştır. Özellikle kayıtların düşük periyotlarında ki sinyal-gürültü iyileşmesine bakmak için sismogramlar iki kutuplu ve çift taraflı Butterworth filtre ile 8-80 s kesme periyotlarında bant-geçişli filtre edilmiştir. Herrmann (1987) tarafından Sismolojide Bilgisayar Programları olarak adlandırılan bir bilgisayar program paketi ardışık-filtre (Herrmann, 1973), faz-uyum filtre (Goforth, Herrin, 1979) ve zaman-değişimli filtre (Mindevalli, 1988) teknikleri için kullanılmıştır. Bu yöntemle işlenen temel modlar daha az gürültülüdür, daha az yanal kırılma ve yüksek mod girişimleri içermektedir. Yüzey dalgası kayıtlarının işlenmesinin genel akışı Şekil 35' de verilmiştir.

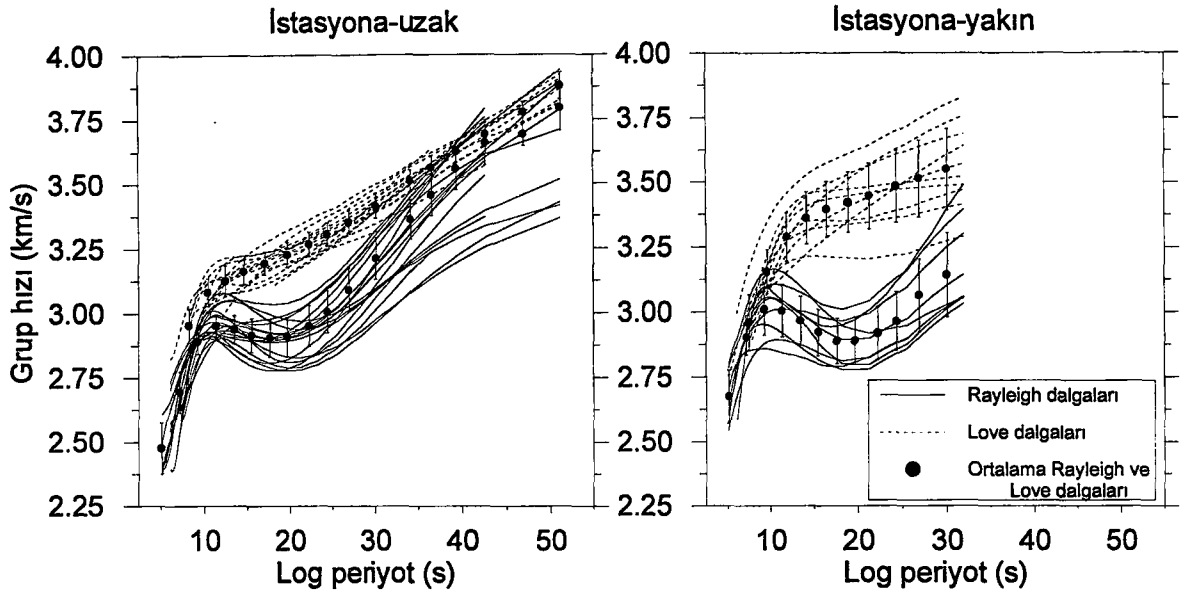


Şekil 36. (14), (28) ve (10) depremler için uygulanan veri işlem sonrasında temel mod Rayleigh (altta) ve Love (üstte) dalgalarının seçilmesi örneği. Faz-uyum filtre tekniğinin gözlemsel grup hızları üzerine uygulanması da ortada verilmiştir

Şekil 36' da (14), (28) ve (10) numaralı (Tablo 3) depremlere uygulanan filtre işlemi sonrası yüzey dalgalarının durumu gösterilmiştir. Dikdörtgen kutuların içerisinde, üstte sırası ile Love dalgası sismik verisi (V), temel mod (Tm) ve rezidüel (R) gösterilmiştir. Dikdörtgen kutuların ortasında faz-uyum filtre tekniğinin gözlemsel grup hızları üzerine uygulanması verilmiştir. Rayleigh dalgası için yapılan filtre uygulaması ise, Şekil 36' nın alt kısmında gösterilmiştir. Rayleigh ve Love yüzey dalgalarındaki temel modu etkileyen yüksek modlar ve sonra gelen ardışık yörünge etkileri (Şekil 36' da en üst izler) filtre işlemi sonunda temel mod sismogramlarından (Tm) ayırt edilmiştir. Faz-uyum filtresine ait öz-ilişki fonksiyonunun pencere genişliği, yüzey dalgaları maksimum periyodunun 2 katı alınmıştır. Bazı depremler göreceli olarak daha küçük dış-odak uzaklığına sahiptir ve ardışık-yörünge sinyallerinden fazla etkilenmiştir. Bu depremler için, zaman penceresinin genişliği bazen yüzey dalgası periyodunun 1.5 katına düşürülmüştür. Faz-uyum filtresinin tekrarlı adımlarına Mindevalli ve Mitchell (1989) tarafından verilen ters çözüm sonuçları ile başlanmıştır. Kaynak-faz değişiminin neden olduğu dispersiyon eğrilerindeki ani değişimler (örneğin, Şekil 34a' da $245^{\circ}/75^{\circ}/125^{\circ}$ ile $280^{\circ}/75^{\circ}/-145^{\circ}$ ve Şekil 34c' de $60^{\circ}/70^{\circ}/40^{\circ}$) ise, zaman-değişimli filtre tekniğinin yardımı ile giderilmiştir.

Tablo 3' deki son iki sütun her bir deprem kaydından elde edilen yüzey dalgasının türünü ve maksimum yüzey dalgası periyodunu göstermektedir. Gözlemsel grup hızlarındaki belirsizlikleri azaltmak için, sadece ardışık-filtre sonrasında uygun Rayleigh ve Love yüzey dalgası dispersiyon eğrileri gösteren depremler analize katılmıştır. Yüzey dalgalarının 50 s' lik maksimum periyodu bu tez çalışmasında ön görülen amaç için yeterlidir. Bu nedenle, gözlemsel grup hızlarının sadece 50 s ve daha küçük periyotları dikkate alınmıştır. Bazı uzak depremler için 80 s periyoduna varan grup hızları gözlenebile, maksimum periyodun istikrarlı olması açısından bu tür yüksek periyotlu yüzey dalgaları ihmal edilmiştir (Tablo 3). Çok küçük periyotlu gözlemsel dispersiyon eğrilerinin yüzeye yakın Jeolojik düzensizliklerden fazla miktarda etkilenmesi olasılığı vardır. Bu nedenle, periyotları 5 s' den küçük yüzey dalgaları analizde dikkate alınmamıştır.

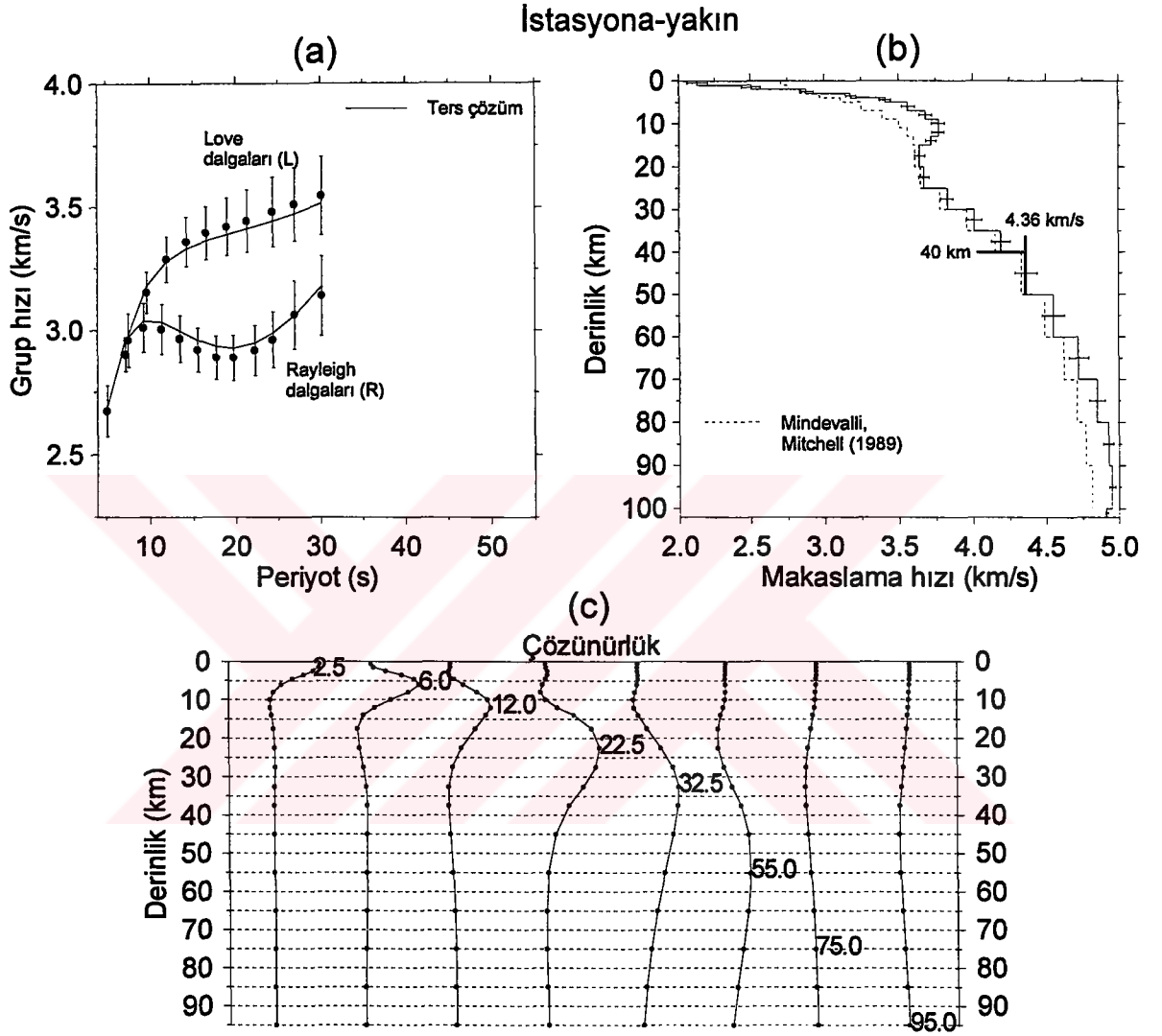
Rayleigh ve Love yüzey dalgaları deprem kaynağındaki faz belirsizliğinden farklı oranlarda etkilenmektedir. Bunun sonucu olarak, Rayleigh ve Love yüzey dalga ters çözüm sonuçları da belli bir saçılma ile bir depremden diğerine farklılık gösterebilir (Erduran vd., 2001). Böylece, tek-istasyon yüzey dalgası ters çözüm yöntemi ile kabuk ve üst-manto hız yapısını araştırır iken, benzer bölgeyi örnekleyen birden fazla depremin Rayleigh ve Love yüzey dalgası bilgisini kullanıp ortalama bir çözüm elde etmek istatistiksel açıdan daha



Şekil 37. İstasyona-uzak (sağ) ve istasyona-yakın (sol) gözlemsel depremlerin Rayleigh ve Love grup hızı eğrilerinin ortalama (içi dolu daire) etrafında dağılımı gösterilmiştir

elverişli olacaktır. Bu tez çalışmasında dikkate alınan 33 bölgesel depremin gözlemsel Rayleigh ve Love dalgası grup hızı eğrileri incelendiğinde, birbirine benzer davranış gösteren iki grupta hakimi olduğu görülmüştür. Bu iki grupla istasyona-yakın ve istasyona-uzak olarak adlandırılmıştır. Şekil 33’ de görüldüğü gibi, içi taranmış dörtgenel alan içerisindeki depremler istasyona-yakın ve onun dışında kalan depremler ise, istasyona-uzak olarak nitelendirilmiştir. Şekil 37’ de ise, istasyona-uzak (sol taraf) ve istasyona-yakın (sağ taraf) gözlemsel Rayleigh ve Love dalgaları grup hızı eğrilerinin değişimi gösterilmiştir. Ayrıca, ortalama Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri (içi dolu daireler) etrafında ± 1 standart sapma sınırları (düşey çubuklar) her bir periyot değerinde hesaplanmış ve şekil üzerinde işaretlenmiştir. İstasyona-uzak gözlemsel Love yüzey dalgası grup hızı eğrileri benzer gruptaki Rayleigh yüzey dalgası grup hızı eğrilerine oranlarda daha küçük standart hatalar içermektedir. İstasyona-uzak ortalama Rayleigh ve Love yüzey dalgaları grup hızı eğrileri 50 s periyodunda sırasıyla 3.75 km/s ve 3.90 km/s grup hızı değerlerine ulaşmıştır. İstasyona-yakın Rayleigh ve Love dalgası grup hızı eğrileri (Şekil 37’ de sağ taraf) istasyona-uzak olana göre daha fazla saçılmıştır. Şekil 37’ de taralı olarak gösterilen bölgedeki gerçek Jeolojik yapı Anadolu plakasının diğer bölgelerine göre daha fazla yerel değişim gösteriyor olmalıdır. İstasyona-yakın grup hızı

eğrileri 30 s periyotta yaklaşık 3.2 km/s (Rayleigh) ve 3.5 km/s (Love) grup hızlarına ulaşmıştır.



Şekil 38. İstasyona-yakın, a) ortalama Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri ve ± 1 standart sapmaları, b) grup hızlarının ters çözüm sonuçları, c) yüzey dalgası grup hızlarının çözünürlük derinliği

Her iki grupta ortalama grup hızı eğrileri elde edilirken anormal saçılmanın olduğu grup hızı eğrileri dikkate alınmamıştır. Böylece yüzey dalgası ters çözümünde grup hızlarının saçılmasından dolayı hatalı sonuçların elde edilmesi önemli ölçüde engellenmiştir. İstasyona-yakın ve istasyona-uzak depremlerin farklı Jeolojik yapıları izleyerek TBZ deprem istasyonuna ulaşması ortalama grup hızı eğrilerinde farklılıkların

olmasına neden olmuştur (Şekil 37). Ayrıca, her iki grup içinde yer alan depremlerin gözlemsel grup hızlarında görülen saçılmada deprem kaynak-fazı ve oluş zamanının saptanmasında yapılabilecek olası hatalarda etkili olabilir. Yeraltındaki yanal yapısal düzensizlikler ve yüksek modların temel mod ile girişimi saçılmanın başka nedenleri arasındadır. Söz konusu saçılmanın etkisi bir çok depremin gözlemsel grup hızı eğrilerinin ortalaması alınarak indirgenmiştir.

Şekil 38' de, istasyona-yakın gözlemsel Rayleigh ve Love dispersiyon eğrileri için elde edilen yüzey dalgası ters çözüm sonuçları gösterilmiştir. Şekil 38a ortalama Rayleigh (R) ve Love (L) dalgaları dispersiyon eğrileri ± 1 standart sapma ile birlikte gösteriliyor. Şekil 38b' de, ortalama Rayleigh ve Love grup hızı eğrilerinin ters çözümünden elde edilen kabuk ve üst-manto makaslama dalgası hız-derinlik yapısı verilmiştir. Bu şekil üzerinde ayrıca Mindevalli ve Mitchell (1989) tarafından doğu Anadolu için önerilen makaslama dalgası hız-derinlik yapısı da (kesikli çizgi) gösterilmiştir. Sismik hız yapısı üzerindeki yatay çubuklar ters çözülen makaslama hızındaki standart yanılırları (± 1 standart sapma) göstermektedir. Ters çözümün ürettiği kuramsal grup hızı eğrileri (düz çizgi) gözlemsel grup hızı eğrileriyle (içi dolu daire) tam uyumlu değildir (Şekil 38a). Özellikle uyumsuzluk Rayleigh dalgası grup hızında 10-20 s periyotları arasında belirgin iken, Love dalgası grup hızlarında artan periyotla hafif olarak artmıştır. Gözlemsel ile kuramsal arasındaki bu uyumsuzluk bölgenin özellikle yüzeye yakın karmaşık Jeolojisi ile orantılı olmalıdır. Genel olarak, yüzey dalgası analizinden tam olarak güvenilir kabuk kalınlığı tanımlamak zordur, çünkü yüzey dalgalarının dalga boyları Moho süreksizliğindeki hız atlamasını yeteri kadar hassasiyet ile örnekleyemez. Birkaç ince tabakadan oluşan uygun hız gradyentleri doğru makaslama dalgası hızının ortalama değerine yaklaşır. İstasyona-yakın grup hızı eğrilerinden yaklaşık 40 km kalınlığında (Sn hızı 4.36 km/s) bir kabuk yapısı tahmin edilmiştir. Şekil 38b' de tespit edilen ters çözüm yapısı yaklaşık 15 km derinlikte Mindevalli ve Mitchell (1989) yapısına göre daha yüksek makaslama hız değerlerine ulaşmıştır. İlk 10 km derinlikte makaslama hızı 2.13 km/s ' den 3.77 km/s' ye ulaşmıştır. Her iki yeraltı yapısı yaklaşık 15-50 km derinlik seviyelerine kadar benzer makaslama hız değerlerine sahip iken, 50 km derinliğin altında ters çözüm makaslama hızları artmıştır (100 km derinlikte makaslama hızı~ 4.91 km/s).

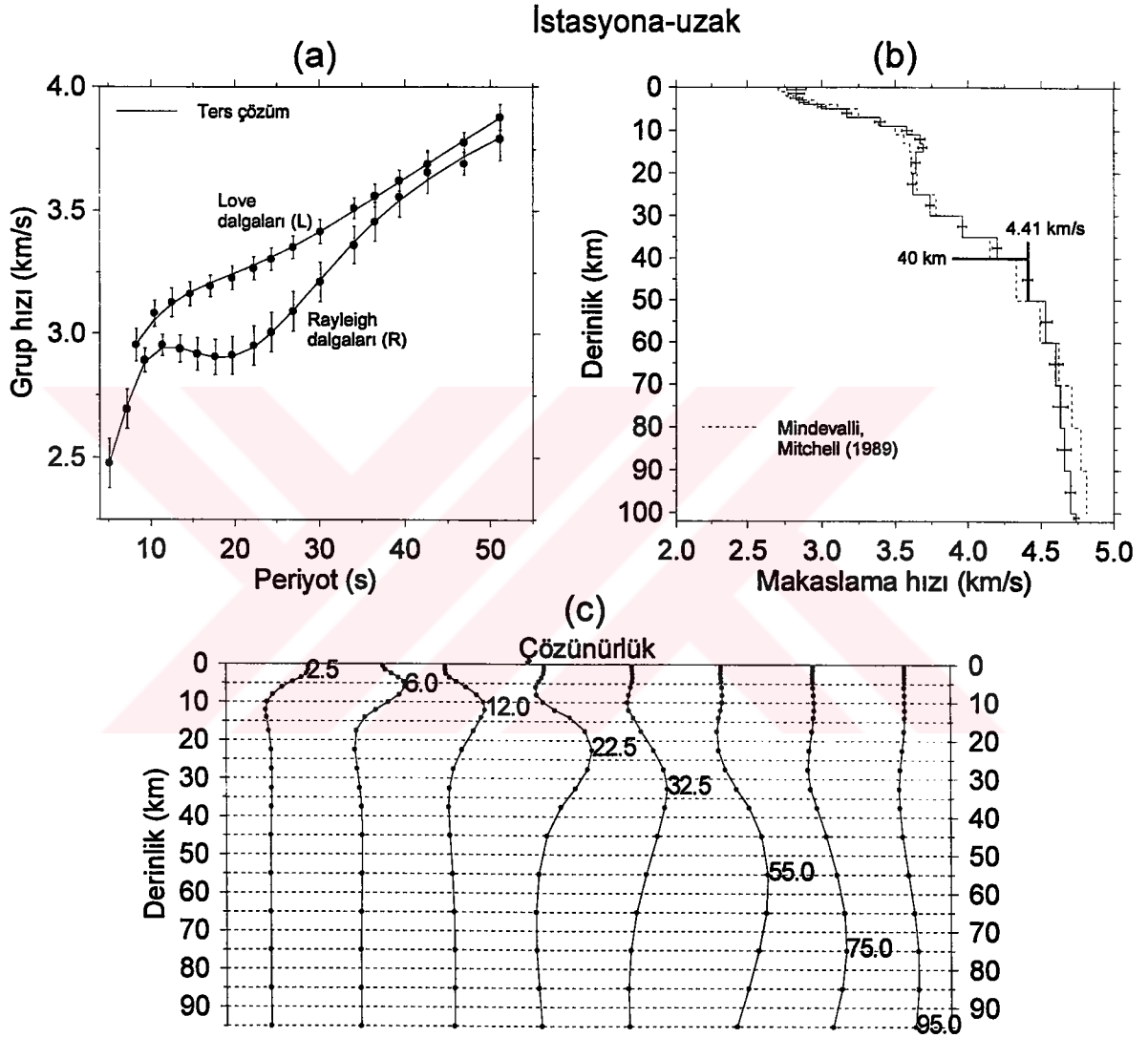
Şekil 38c' de yüzey dalgası çözünürlük eğrilerinin derinlikle değişimi gösterilmiştir. Bu çözünürlük eğrileri yüzey dalgası ters çözümünde yararlanılan maksimum yüzey dalgası periyodunun etkisini temsil eder. Çözünürlük eğrileri üzerindeki rakamlar

çözünürlük derinliklerini (km) gösterir. Eğrilerin maksimum yaptığı derinlikler rakamlarla belirtilen düşey eksende aynı derinlik seviyesine karşılık gelmiştir. Şekil 38c' de görüldüğü gibi, istasyona-yakın depremler için en uygun çözünürlük derinliği 55 km civarındadır. Çünkü bu derinliğin altında çözünürlük eğrileri eğrisellik ve belirleyici özelliğini yitirmiştir.

Bazı eski kıta kenarlarına özgü olan ofiyolitik melanjların okyanus kabuğu ve üst-manto malzemesinin itki (obducted) dilimlerini temsil ettiği düşünülür. Söz konusu melanjlar içindeki malzemenin okyanus ortası sırtlarda oluşan magma odaları ile ilişkili olduğu var sayılır. Pek çok ofiyolit kuşağının marjinal havzalarda gelişen ada yaylarına yakın okyanus kabuğundan türediği sanılır. Ofiyolit kuşakları pek çok kayaç türünün bir araya geldiği karmaşa olarak tanımlanabilir ve böyle bir karmaşanın içinde yastık lavlar, dayklar, sokulumlar, piroksen ve olivin gabro, tabakalı gabro ve peridotit, harzburjit ve dünit türünden kayaçlar bulunur (Anderson, 1991). Ofiyolitik kayaçların laboratuarda ölçülen sismik makaslama dalgası hızları 3.28 km/s (meta-bazalt)' dan 4.9 km/s (dünit)' e değişen geniş bir aralıkta bulunur. Laboratuarda ölçülen bu hız değerleri gerçekte doğada gözlenen okyanusal kabuk ve üst-manto hızları ile uyumludur. Şekil 38' de verilen istasyona-yakın depremlerin yüzey dalgası ışın yörüngeleri böyle bir ofiyolit kuşağını geçerek TBZ istasyonuna ulaşmaktadır (Okay, Şahintürk, 1997). Şekil 38b' de, 10 km derinlik civarında gözlenen yüksek sismik hızlar bu ofiyolit kuşağı ile ilişkili olmalıdır.

Yüzey dalgalarıyla olabildiğince derin yeraltı yapısını örneklemek için depremin dış-odak uzaklığının olabildiğince büyük olması gerekir. Bu sebeple, büyük dalga boylu veya büyük periyotlu yüzey dalgaları oluşmaktadır. İstasyona-uzak yüzey dalgası dispersiyonunun maksimum periyodu 50 s' dir (Şekil 39a). Şekil 39a' da istasyona-uzak gözlemsel (içi dolu daireler) ve ters çözüm (düz çizgi) dispersiyon eğrilerinin uyumu gösterilmiştir. Düşey çubuklar ± 1 standart sapma sınırlarını gösteriyor. Şekil 39b' de ortalama Rayleigh ve Love grup hızı bilgilerinin ters çözümünden elde edilen yeraltı yapısı verilmiştir. Yatay çubuklar ile temsil edilen standart sapma sınırları artan derinlikle artış gösteriyor. Ters çözüm makaslama hız-derinlik değerleri 60 km derinlik seviyelerine kadar Mindevalli ve Mitchell (1989) yapısı ile genel hatlarıyla uyumlu olmasına rağmen daha derinlerde bozulmuştur. Ters çözüm yapısının makaslama hızı 2.83 km/s' den 3.69 km/s' ye 13 km derinlikte ulaşır ve istasyona-yakın olana göre düşüktür. Bununla birlikte, gözlemsel ve kuramsal dispersiyon eğrileri arasındaki uyum oldukça iyidir. Ayrıca ters çözüm yapısı 40 km derinlikte (olası kabuk kalınlığı) 4.41 km/s (üst-manto Sn hızı)

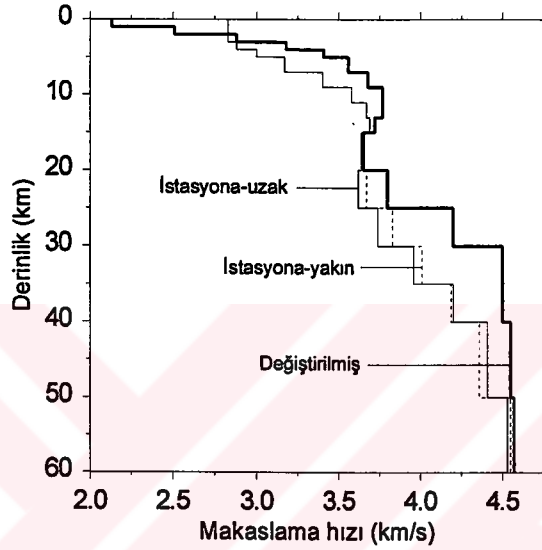
makaslama hızına sahiptir. Şekil 39c' de görüldüğü gibi, maksimum periyodu 50 s olan istasyona-uzak dispersiyon eğrilerinin en uygun çözünürlük derinliği 75 km' ye ve hatta 95 km' ye kadar inmiştir.



Şekil 39. İstasyona-uzak, a) ortalama Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri ve ± 1 standart sapmaları, b) grup hızlarının ters çözüm sonuçları, c) yüzey dalgası grup hızlarının çözünürlük derinliği

Şekil 40' da istasyona-uzak (düz çizgi) ve istasyona-yakın (kesikli çizgi) yüzey dalgası ters çözüm sonuçları birlikte üst üste çizilmiştir. Her iki yeraltı yapısının makaslama dalgası hızları 15 km derinlikten sıg derinliklerde oldukça farklıdır, fakat 15-60 km derinliklerinde belirgin bir uyumluluk vardır. Ayrıca, üçüncü bir hız yapısı *değiştirilmiş* adı altında şekil üzerinde verilmektedir (kalın çizgi). *Değiştirilmiş* yeraltı

yapısında istasyona-yakın hız yapısının ilk 15 km' si korunmuş ve Moho derinliği 30 km' ye, yani 40 km' ye oranla daha sığ derinliğe çekilmiştir. Moho ve yarı-sonsuz ortamın hızı yaklaşık 4.5 km/s ile temsil edildiği için, 20 km' den itibaren sismik hızlar kademeli olarak 4.5 km/s' e kadar arttırılmıştır. Böyle bir hız yapısı oluşturmanın amacı, izleyen bölümlerde yapılacak olan yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümü için hazırlık yapmaktır.



Şekil 40. İstasyona-yakın (kesikli çizgi), istasyona-uzak (düz çizgi) yüzey dalgası ters çözümleri ve *değiştirilmiş* yeraltı yapısı (kalın çizgi) üst üste gösterilmiş

2.5.3. Gözlemsel Alıcı fonksiyon ve Bölgesel Yüzey Dalgası Dispersiyon Bilgilerinin Ağırlıklı Ters Çözüm Analizi

Tez çalışmasının en önemli amaçlarından birini teşkil eden bu bölümde, sentetik testleri önceki kısımlarda verilen, ağırlıklı ters çözüm yöntemi (Bölüm 2.4.1) gözlemsel verilere uygulanmış ve TBZ istasyonu altındaki kabuk yapısı tespit edilmiştir. Yüzey dalgası dispersiyonu ile tele-sismik P dalga alıcı fonksiyonlarının birlikte yorumu makaslama hızının derinlikle değişiminde yararlı sınırlamalar sağlamıştır (Julia vd., 2000). Böylece ağırlıklı ters çözüm yöntemi şüpheli hız atlamaları yerine daha düzgün derinlikle değişen makaslama hız yapıları üretmiştir. Ters çözümde iki bağımsız (dispersiyon ve alıcı fonksiyon) veri grubu kullanılacağı için, her iki veri grubunun örneklediği yeraltı sismik hız yapısının benzer özellikler taşıması arzu edilir. Benzerliğin olmadığı durumlarda ise, matematiksel ağırlıklar yardımıyla her iki veri grubunun birlikte uygunca çözülebileceği

kuramsal testlerden görülmüştür. Bu amaç doğrultusunda, ters çözümde TBZ istasyonunda kaydedilen tele-sismik P dalga alıcı fonksiyonları ve bölgesel Rayleigh ve Love yüzey dalgası dispersiyon bilgileri birlikte kullanılmıştır.

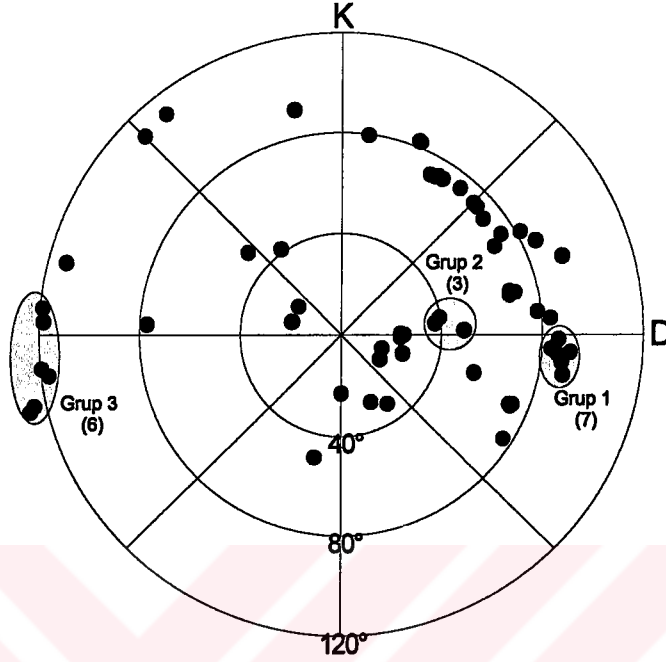
Tablo 4. Alıcı fonksiyon analizinde kullanılan tele-sismik depremler

Tarih	Geri-azimut (°)	Δ (°)	Derinlik (km)	Büyüklik
Grup 1				
02/24/2001	91.2	86.4	3	7.0
11/25/1997	93.8	83.7	24	6.8
03/19/2001	94.2	91.3	33	6.0
08/28/2000	94.5	90.9	16	6.8
05/04/2000	94.9	86.0	26	7.5
10/19/2001	97.0	88.2	10	7.4
06/17/1996	100.0	89.2	587	7.9
Grup 2				
11/14/2001	80.3	39.6	10	8.0
11/08/1997	83.3	37.6	33	7.9
06/07/2000	88.0	48.9	33	6.5
Grup 3				
04/09/2001	256.1	126.8	11	6.3
10/15/1997	256.9	124.6	58	7.1
01/30/1998	263.5	119.5	44	6.4
06/23/2001	272.5	118.1	33	6.7
11/12/1996	275.0	118.8	33	7.7
10/28/1997	284.6	112.7	112	6.6

Parametreler IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology)' den temin edilmiştir

Ters çözüm işleminde yararlanılan alıcı fonksiyonlar Tablo 2' deki gözlemsel tele-sismik deprem verileri arasından seçilmiştir. Seçilen gözlemsel 16 tele-sismik depremin kaynak parametreleri Tablo 4' de listelenmiştir. Depremlerin büyüklükleri 6.0-8.0 arasında değişir iken, dış-odak uzaklıkları 37.6°-126.8° arasında yer almıştır. Tele-sismik P dalga kayıtlarının belirlenmesinde literatüre bağlı kalınmıştır (Tablo 4). Veri seçiminde özellikle kayıtların sinyal-gürültü oranı, dış-odak uzaklığı ve geri-azimut (BAZ) dağılımı dikkate alınmıştır. Ayrıca, benzer dış-odak uzaklığına ve geri-azimut değerlerine sahip depremler kendi aralarında 3 ayrı grup halinde yığılma olarak temsil edilmiştir (Tablo 4). Şekil 41' de, 73 tele-sismik depremin (Tablo 2) dış-odak uzaklığı ve geri-azimutu daire dilimleri üzerinde gösterilmiştir (içi dolu daireler). Her bir daire dilimi 40° lik dış-odak uzaklığını temsil ediyor. Tablo 4' de verilen yığılma işlemindeki depremlerin geri-azimut ve dış-odak uzaklıkları Şekil 41 üzerinde taralı alanlar ile işaretlenmiştir (Grup1, 2 ve 3). Grup

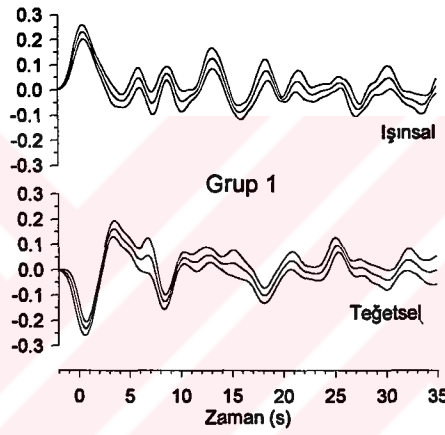
yazılarının altında verilen rakamlar ise, yığılma işleminde kullanılan depremlerin her bir gruptaki sayısını belirtiyor.



Şekil 41. 73 tele-sismik depremin geri-azimut-dış odak uzaklığı düzleminde dağılımı. Alıcı fonksiyon ters çözümünde kullanılan yığılma grupları ise (Grup 1, Grup 2 ve Grup 3) küçük daireler içerisinde alınmıştır

Depremleri gruplara ayırmadaki amaç, sinyal-gürültü oranını iyileştirmektir. Genel olarak, alıcı fonksiyon izlerinin modellenmesinde her bir depremin başlı başına kullanılması yerine gruplardaki izlerin yığılması tercih edilir. Dönüşmüş dalgaların ve tekrarlı yansımaların varış zamanları ışın parametresinin bir fonksiyonudur, bu nedenle grup yapılırken benzer geri-azimutlu ve dış-odak uzaklıklı depremlerin bir araya getirilmesine dikkat edilir. Farklı dış-odak uzaklıklarından gelen depremler bir araya getirilirse, yığılma sonucunda elde edilen alıcı fonksiyon izlerinde bozulmalara sebep olabilir. Yığılma işleminde, geri-azimut ve dış-odak uzaklıkları için öngörülen depremler arası farklılık genelde 10° - 20° civarındadır (Owens, 1987, Cassidy, 1992; Zelt, Ellis, 1999). Yığılma işleminin bir başka amacı ise, ışın parametresinde olabilecek hafif değişikliklerden kaynaklanan fazların genliklerindeki farklılıkları düzeltmek, saçılma ve yarıltıcı varışların etkisini azaltmaktır (Ligorria, 2000). Bu işlem alıcı fonksiyon izindeki fazların mutlak genliğini etkilerken varış zamanlarını korumuştur.

Her bir deprem kaydı için zaman ortamı ters-evrişim yöntemi (Bölüm 2.1) kullanılarak ışınsal ve teğetsel bileşen alıcı fonksiyon izleri hesaplanmıştır. Elde edilen alıcı fonksiyon izlerindeki olası yüksek frekans gürültüleri Gauss filtresi ile bastırılmıştır. Önceki bölümde tartışıldığı gibi, teğetsel bileşen alıcı fonksiyonlar üzerindeki yüksek genlikler TBZ sismik istasyonunun altında oldukça yaygın yanal Jeolojik düzensizliklerin varlığına işaret etmektedir. Gauss parametresi $\alpha=1$ (maksimum frekans 0.5 Hz) olarak alınmış ve yanal düzensizliğin etkisi olabildiğince bastırılmıştır. Ayrıca, önceki bölümlerde yapılan kuramsal test sonuçlarından düşük Gauss parametresi ile doğru ters çözüm sonuçlarına kolayca ulaşılabildiği görülmüştür.

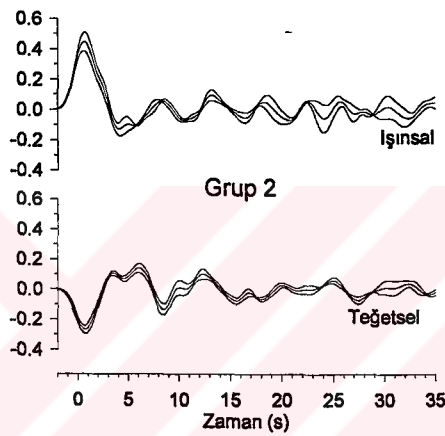


Şekil 42. Grup 1' i temsil eden yığma ışınsal ve teğetsel alıcı izleri ve ± 1 standart sapma sınırları

Şekil 42' de, Grup 1 için yığma işlemi sonrasında elde edilen ortalama ışınsal (üst) ve teğetsel (alt) bileşen alıcı fonksiyon izleri eşit ölçekte çizilmiştir. Ayrıca, her bir bileşenin ortalama izinin altında ve üstünde ± 1 standart sapma sınırları da gösterilmiştir. Grup 1' deki yığma izi, TBZ deprem istasyonunun en doğusundan gelen 7 tele-sismik P dalgası kaydını içerir. Her bir depremin ara-yüzeye geliş açılarının ortalamasından Grup 1' in ortalama geliş açısı 15° (yatay yavaşlık=0.035 s/km) olarak saptanmıştır. Işınsal ve teğetsel bileşende ilk gelen P dalgası ($t=0$ s) polariteleri birbirine ters yöndedir. Dış-odak uzaklığı büyük olmasına rağmen, teğetsel bileşen alıcı fonksiyon izinin genlik seviyeleri ışınsal bileşen alıcı fonksiyon kadar güçlüdür.

Şekil 43' de Grup 2' yi temsil eden depremlerin ışınsal ve teğetsel bileşen yığma alıcı fonksiyon izleri ± 1 standart sapma ile gösterilmiştir. TBZ istasyonunun doğusundan

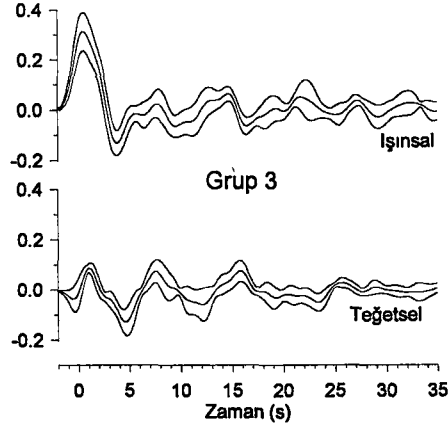
ve Grup 1' in batısından depremleri içeren Grup 2' nin dış-odak uzaklığı Grup 1' e göre daha düşüktür (Tablo 4). Grup 2' nin ortalama geliş açısı 3 tele-sismik kayıttın ara-yüzeye geliş açısından 30° (yatay yavaşlık=0.065 s/km) olarak saptanmıştır. Işınsal ve teğetsel alıcı fonksiyon izlerinin ilk gelen P dalgası genlikleri ($t=0$ s) dış-odak uzaklığının düşük olmasından dolayı Grup 1' e göre daha yüksek seviyedir. Bunun aksine, tekrarlı yansımalar biraz daha düşük enerji seviyeleri göstermiştir. Grup 1' e benzer olarak, teğetsel bileşen alıcı fonksiyon izinin enerji seviyesi kabarıktır ve ışınsal-teğetsel bileşen ilk gelen P dalgası polariteleri ($t=0$ s) ters yönlere yönelmiştir.



Şekil 43. Grup 2' yi temsil eden yığma ışınsal ve teğetsel alıcı izleri ve ± 1 standart sapma sınırları

İstasyonun batısında yer alan Grup 3' ün yığılmış alıcı fonksiyon izleri ise, Şekil 44' de gösterilmiştir. Büyük dış-odak uzaklığına sahip 6 tele-sismik deprem verisini içeren bu grubun yatay yavaşlık değeri 0.045 s/km ile karakterize edilmiştir. Bu gruptaki depremler, dış-odak uzaklığının büyük olması nedeniyle, dış çekirdekten saçılmış P dalga varışları tarafından etkilenmiştir. Işınsal ve teğetsel alıcı fonksiyon izlerinde görüldüğü gibi, doğudaki grupların aksine Ps varışlarının ve tekrarlı yansımaların genlik seviyeleri düşük kalmıştır. Teğetsel bileşendeki ilk gelen P dalgası genliği ($t=0$ s) küçük olmakla beraber, polaritesi ışınsal bileşenle aynı yöndedir. Daha öncede bahsedildiği gibi, ışınsal bileşen kadar güçlü teğetsel alıcı fonksiyon bileşenlerinin istasyonun doğu ve batısındaki polarite davranışı TBZ istasyonu altındaki Moho süreksizliğinin yaklaşık güney batıya doğru eğimli olduğuna işaret etmektedir. Dış-odak uzaklığının küçük olmasından dolayı, Grup 2' deki depremler istasyondan yanal olarak daha uzak yeraltı yapısını örnekler iken,

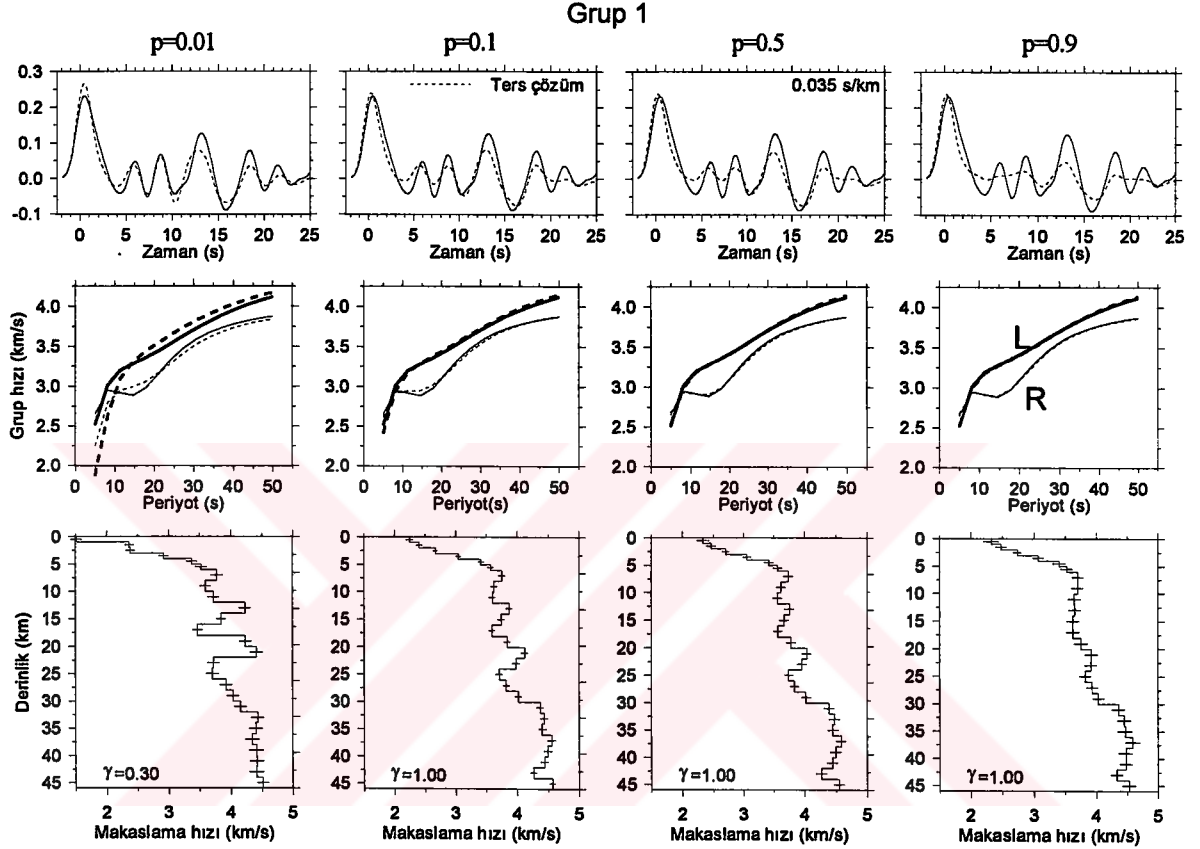
Grup 1 ve 4 depremleri büyük dış-odak uzaklığı nedeniyle istasyona daha yakın yapıyı örneklemiştir.



Şekil 44. Grup 3'ü temsil eden yığma ışımsal ve teğetsel alıcı izleri ve ± 1 standart sapma sınırları

Ağırlıklı ters çözümde, alıcı fonksiyon bilgisi olarak yukarıda bahsedilen üç gruba ait yığılmış ışımsal alıcı fonksiyon izleri kullanılmıştır. Yüzey dalgası olarak ise, istasyonun etrafında farklı azimutlarda olmuş ve Anadolu plakasında yayılan Rayleigh ve Love yüzey dalgaları grup hızı bilgilerinden yararlanılmıştır (Bölüm 2.5.3). Çözüm sırasında yararlanılan ağırlık bağıntıları (denklem (41) ve (42)) hem alıcı fonksiyon hem de yüzey dalgası için ortalama standart hataların bilinmesini gerektirir. Alıcı fonksiyonların standart sapması birçok ışımsal alıcı fonksiyon izlerinin yığılmasından hesaplanmıştır. Buna göre, ışımsal bileşen alıcı fonksiyon genliklerinin standart sapması $\bar{\sigma}_r = 0.05$ olarak tahmin edilmiştir. İstasyona-uzak ve istasyona-yakın yüzey dalgaları için hesaplanan standart sapmalar periyot bağımlı güvenilirlik veya yanılğı aralıklarının yardımıyla Şekil 37' de gösterilmiştir. Yüzey dalgalarının gözlemsel ortalama standart sapması ise, $\bar{\sigma}_s = 0.075$ km/s olarak belirlenmiştir. Frekans ortamındaki karmaşık alıcı fonksiyon genliklerinin sayısı $N=512$ ve yüzey dalgası grup hızı noktalarının sayısı ise, $K=30$ olarak alınmıştır. Ters çözüm tekrarlı çözümlerini başlatmak için kullanılan başlangıç hız yapısı ise, makaslama dalgası hızı 4.0 km/s olan yarı-sonsuz bir ortam olarak seçilmiştir. Ters çözüm işleminde, her bir 2 ardışık adımda bir sönüm parametresini (γ) 10, 5, 2.5, 1, 0.5, 0 şeklinde düşüren yaklaşımdan yararlanılmıştır (Şekil 25). Ayrıca, etki faktörü p ' nin çözüme olan katkısı göreceli olduğundan, 4 farklı etki faktöründe ($p=0.01, 0.1, 0.5$ ve 0.9)

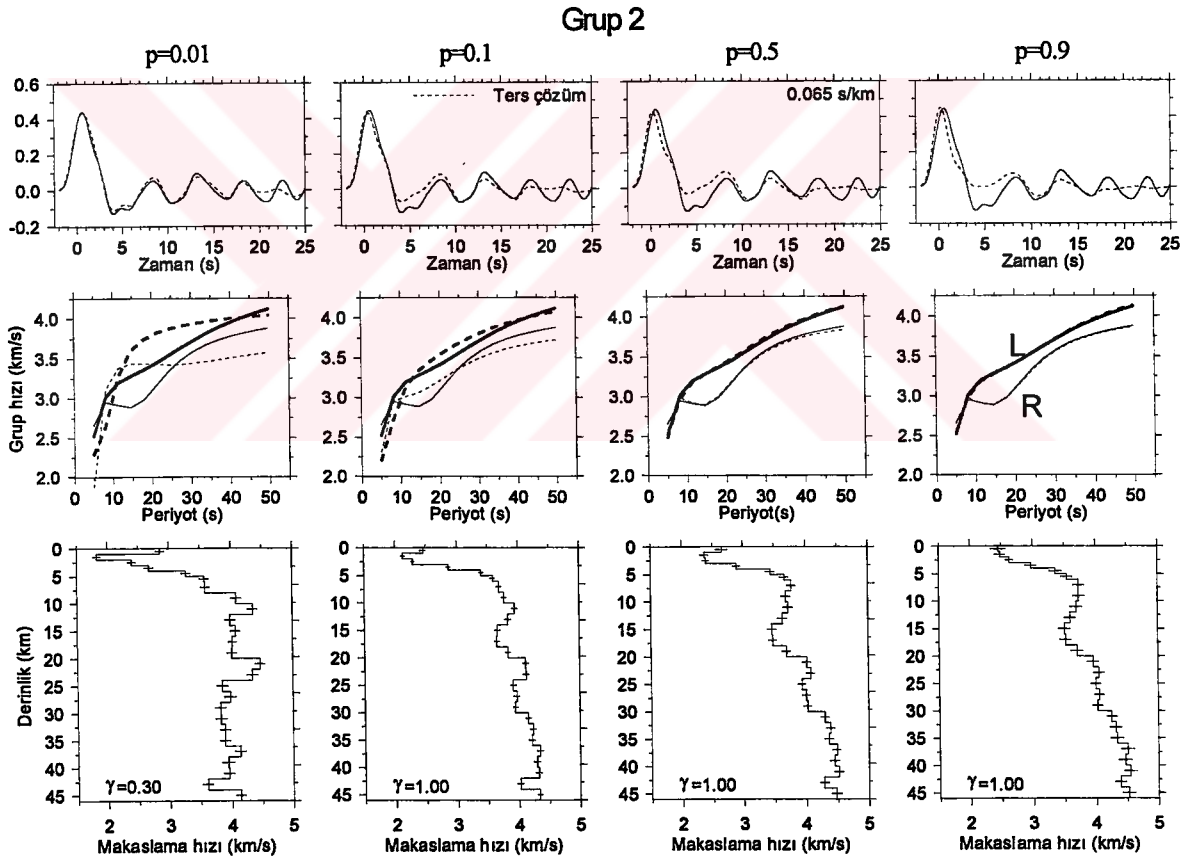
hesaplama yapılmıştır. Gözlemsel grup hızları, Şekil 40' da verilen ve *değiştirilmiş* olarak adlandırılan kabuk yapısından kuramsal olarak üretilmiştir. Böyle bir uygulamanın amacı bu kısmın sonunda açıklanacaktır.



Şekil 45. Grup 1' in alıcı izleri için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları (alt), sonuçların ışımsal alıcı fonksiyon bileşeni ile mukayesesi (üst) ve gözlemsel grup hızlarına uyumları

Şekil 45' de, Grup 1 depremleri için elde edilen ters çözüm kabuk hız yapıları (alt) ve sonuçların gözlemsel ışımsal alıcı fonksiyonlara (üst) ve gözlemsel grup hızlarına (orta) uyumları gösterilmiştir. Yararlanılan sönüm parametresinin en son değeri ve etki faktörleri şekiller üzerinde belirtilmiştir. Düşük etki faktöründe ($p=0.01$) sönüm parametresi $\gamma = 0.30$ olarak alınır iken, diğer büyük etki faktörlerinde ($p=0.1, 0.5$ ve 0.9) sönüm parametresi $\gamma = 1.00$ olarak alınmıştır. Etki faktörü p ' nin değeri arttıkça yüzey dalgasının çözüme olan katkısı artmış ve diğer taraftan alıcı fonksiyonun katkısı azalmıştır. Şekil 45' in ilk sütununda verilen ters çözüm ($p=0.01$) gözlemsel alıcı fonksiyona oldukça uyumlu görünüyor, ancak ters çözüm sismik hız yapısı Jeolojik olarak beklenmeyen hız atlamaları

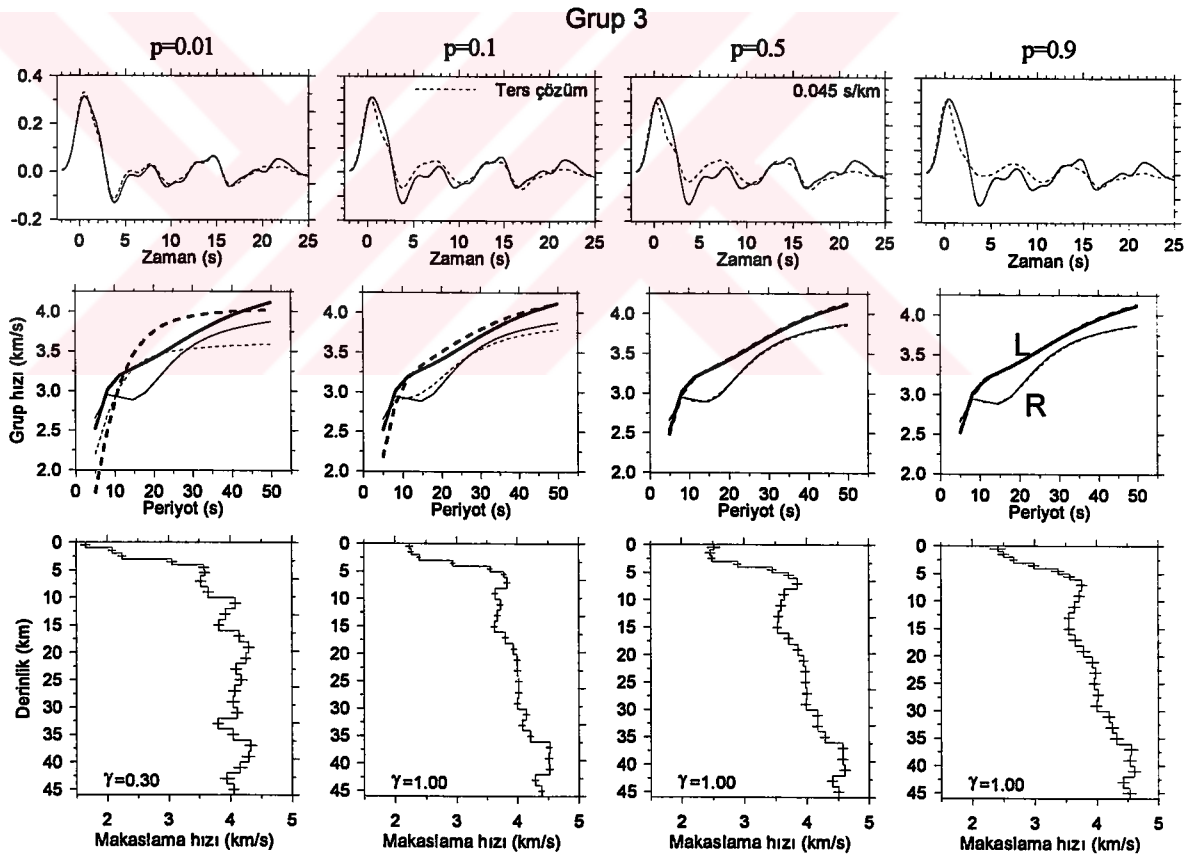
(10-23 km derinlikleri) içermektedir. Bunun iki türlü nedeni vardır: ilk olarak, alıcı fonksiyon ters çözümü eksik tanımlı bir problemdir ve $p=0.01$ ' deki yüzey dalgası katkısının düşük olması nedeniyle ters çözüm tipik çok çözümlülük sorunu ile karşılaşmıştır; ikinci olarak ise, teğetsel bileşen alıcı fonksiyonlardan anlaşılacağı üzere, istasyon altındaki kabuk yapısı 3-boyutlu düzensizlikler içermektedir ve mevcut uygulanan ters çözüm tekniği bu tür etkileri kontrol edememiştir. Artan p değerleri ile ters çözümde dispersiyonun etkisi artmış ve ters çözümlerde Jeolojik olarak daha anlamlı sonuçlar elde edilmiştir. Ayrıca, $p=0.01$ ' deki ani hız atlamaları yerine daha düzgün makaslama hız geçişleri gözlenmiştir. Ters çözüm hız yapıları üzerinde her bir tabakanın güvenilirlik aralığını (%95) işaret eden yatay çubuklar ± 2 standart yanlıgıları göstermektedir.



Şekil 46. Grup 2' nin alıcı izleri için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları (alt), sonuçların ışınsal alıcı fonksiyon bileşeni ile mukayesesi (üst) ve gözlemsel grup hızlarına uyumları

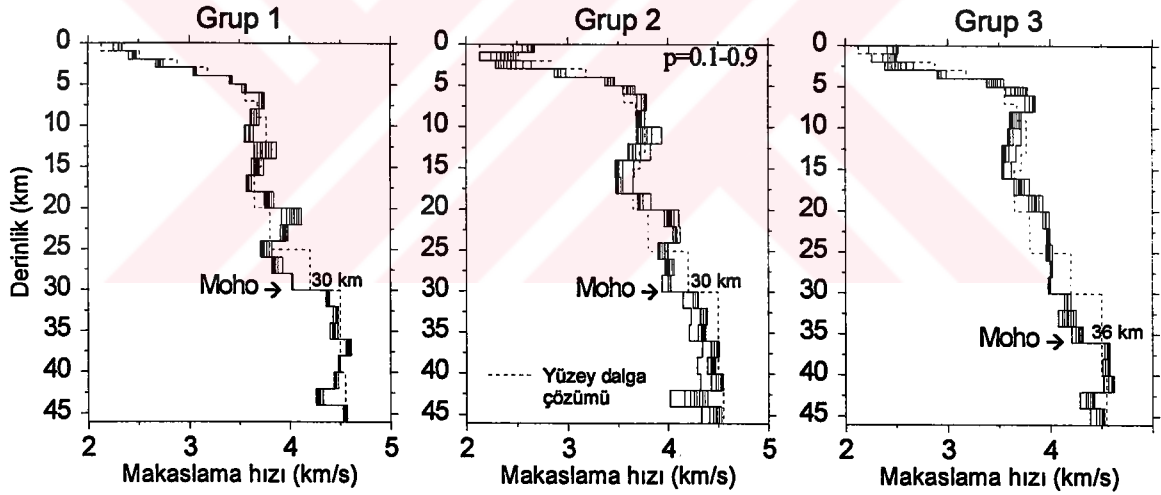
Şekil 46' da Grup 2 için elde edilen ters çözüm sonuçları gösterilmiştir. Grup 2' yi temsil eden ışınsal alıcı fonksiyon yığıma izi Grup 1' e göre daha sakin, ancak yine de $p=0.01$ ' de beklenmeyen makaslama hızına sahip ters çözüm sonucuyla karşılaşmıştır.

Ters çözüm yapısında, yaklaşık 10 ve 20 km derinlikleri civarında makaslama hızları 4.5 km/s' ye ulaşmış ve 25 km derinlikten sonra ise, yaklaşık sabit ve aynı zamanda düşük kalmıştır (~3.9 km/s). Grup 1' in aksine, ters çözüm Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri gözlemselden uzak kalmıştır. Kuramsal ışınsal alıcı fonksiyon izi gözlemsel ile oldukça iyi bir uyum gösteriyor, ancak buna tekabül eden hız yapısı beklenmeyen hız-derinlik dağılımı içermektedir. Yine, artan etki faktörleriyle daha düzgün ve Jeolojik olarak anlamlı makaslama hız yapıları elde edilmiştir ($p=0.1, 0.5$ ve 0.9). TBZ sismik istasyonunun doğu tarafındaki kabuksal yapıyı temsil eden Grup 1 ve 2 depremlerinden elde edilen ters çözüm sonuçları ($p=0.1$ ve 0.5) birbirine çok benzer hız-derinlik dağılımı göstermiştir (Şekil 45 ve 46). Bu iki grubun ters çözümleri istasyonun doğusu için 30 km kalınlıklı bir kabuk yapısına işaret etmektedir.



Şekil 47. Grup 3' ün alıcı izleri için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları (alt), sonuçların ışınsal alıcı fonksiyon bileşeni ile mukayesesi (üst) ve gözlemsel grup hızlarına uyumları

Şekil 47' de ise, TBZ istasyonunun batısındaki Grup 3 için bulunan ters çözüm sonuçları gösterilmiştir. Bu grup için elde edilen sonuçlar ($p=0.1$ ve 0.5) genel hatlarıyla diğer iki gruba benzer davranış sergilemiştir. Ancak ters çözüm yapıları Grup1 ve 2' deki kadar keskin makaslama hız değişimlerine sahip olmayıp, sakin bir değişim sunmuştur. Yine, $p=0.01$ ' den saptanan ters çözüm yapısını temsil eden alıcı fonksiyon izi gözlemsel ile oldukça uyumlu iken, etki faktörünün artmasıyla bazı varışlarda uyum bozulmuştur, ancak ters çözüm hız yapısı Jeolojik olarak daha anlamlı hale gelmiştir. Alıcı fonksiyonlar üzerindeki modellenemeyen sismik fazlar daha çok yanal düzensizliklerden kaynaklanmış olmalıdır; başka bir deyişle, yanal yapısal düzensizliklerden kaynaklanan sismik varışlar normalde sıfıra çok yakın enerji seviyesi içermesi gereken teğetsel bileşen alıcı fonksiyonları ve aynı zamanda istasyon altındaki hız yapısı ile doğrudan ilişkili olan ışımsal bileşen alıcı fonksiyonları bozmuştur. Grup 3' deki depremlerin örneklediği kabuk yapısı 36 km kalınlığa sahiptir (istasyonun batısında daha kalın bir kabuk anlamına gelmektedir).



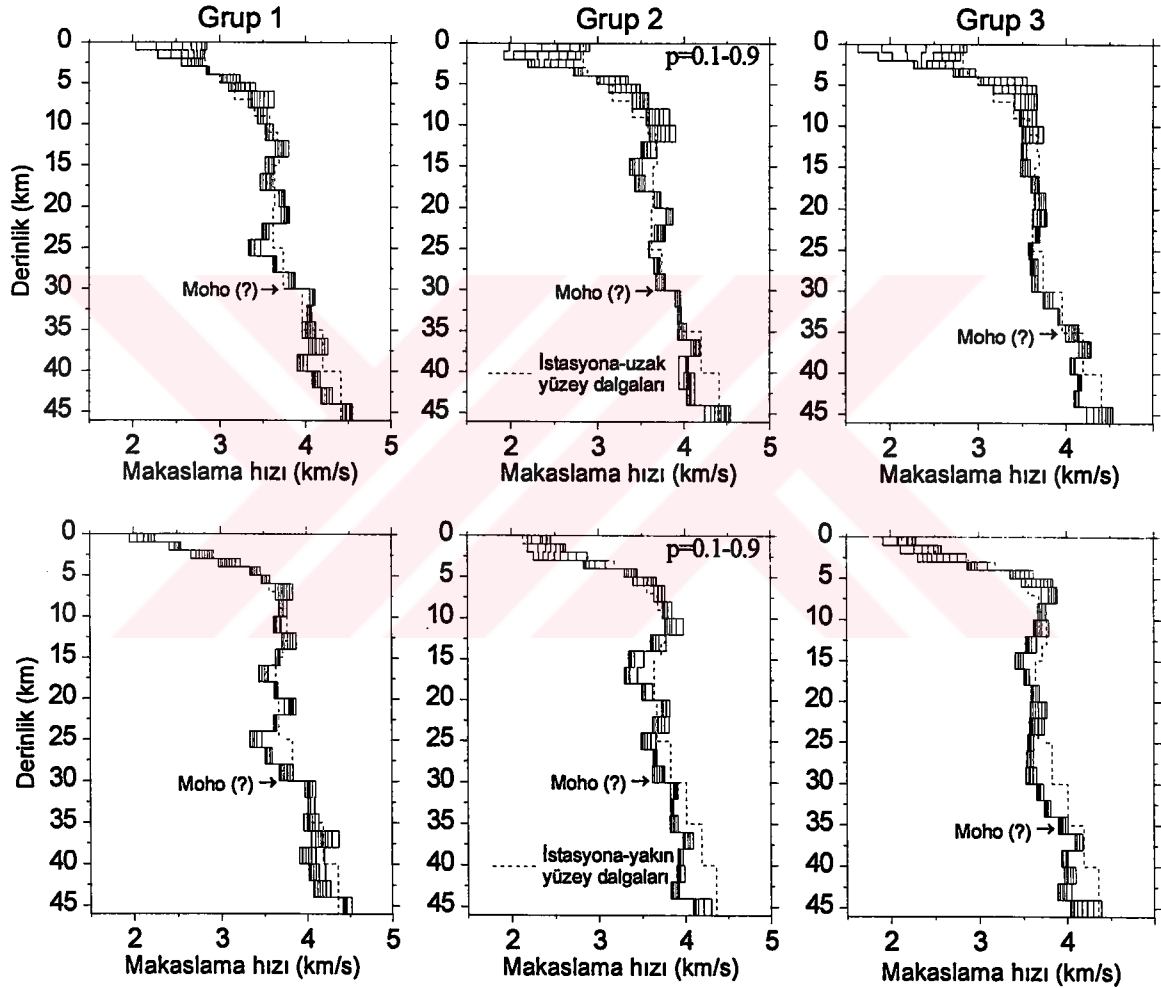
Şekil 48. Grup 1, Grup 2 ve Grup 3 için değişik etki faktörleri kullanılarak ($0.1 \leq p \leq 0.9$) saptanan ağırlıklı ters çözüm sonuçları üst üste gösterilmiş

Grup1, 2 ve 3 için saptanan ters çözüm yapıları, $p=0.1$ etki faktöründen itibaren ($p=0.5$ ve 0.9) düzgün ve uygun makaslama hız değişimleri sunmuştur (Şekil 45, 46 ve 47). Çalışmanın amacı, TBZ istasyonu altındaki kabuk yapısını yeterli doğrulukla tespit etmek olduğu için, değişik etki faktörlerinde ki sonuçlar incelenerek kesin bir kabuksal yapının belirlenmesi gerekmiştir. Bu nedenle 9 etki faktöründe ($0.1 \leq p \leq 0.9$) 0.1 adımla çözüm yaparak, TBZ istasyonu altındaki kabuk hız yapısı tespit edilmiştir (Şekil 48). Her

bir etki faktöründeki çözüm sonuçları üst üste çizilerek gösterilmiştir. Gruplardaki ters çözüm sonuçları değişik etki faktörlerinde yapılmasına rağmen saçılmamışlardır. Genel hatlarıyla bakıldığında, istasyonun doğusunu (Grup 1 ve 2) ve batısını (Grup 3) temsil eden makaslama hız yapıları arasında çok anormal bir farklılık yoktur. Ancak, Grup 1' i temsil eden yığma ışınal alıcı fonksiyon izinin genlik seviyeleri oldukça kabarıktır ve dolayısıyla, elde edilen ters çözüm sonucundaki hız yapısı bazı tabakalarda ani değişimler göstermiştir. Ayrıca, yüzeye yakın sismik hızlar, yüzeye yakın kısımdaki tortul malzeme ve atmosferik etkilerden dolayı oldukça düşük elde edilmiştir. Hızlı bir gradyent ile, düşük yüzey sismik hızlarından yüksek üst-kabuk sismik hızlarına geçiş vardır. Kabuğun orta kısımlarında, istasyona-yakın yüzey dalgaları (Şekil 38b) ile uyumlu düşük-hız-zonu gözlenmiştir. TBZ istasyonunun altındaki üst-manto hızları 4.5 km/s civarında görünüyor. Farklı etki faktörleri değerlerinde Grup 1, Grup 2 ve Grup 3 için tespit edilen makaslama hız değerlerinin derinlikle değişimleri incelendiğinde fazla saçılma olmamasına rağmen makaslama hızlarında değişimler gözlenmektedir. Bu değişimlerden belli bir hata miktarının tespit edilerek modelleme sonucunda ortalama yeraltı yapısına yansıtılması gerekir. Bu nedenle, her bir grubu temsil eden farklı etki (p) faktörlerindeki ters çözümlerin ortalamalarının etrafında saçılan (her bir tabakadaki) makaslama hız değerlerinin ortalamasından ± 0.18 km/s hata miktarı tespit edilmiştir.

Şekil 49' da, daha önce sözü edilen *değiştirilmiş* kabuk yapısına (Şekil 40) neden gereksinim olduğu açıklanmaktadır. Gözlemsel yüzey dalgası grup hızlarından iki türlü kabuk yapısı ters çözülmüştür: istasyona-yakın (Şekil 38) ve istasyona-uzak (Şekil 39). Bu her iki kabuk yapısı alıcı fonksiyonlar ile birlikte kullanılmış ve her iki türden gözlemsel veriyi (yüzey dalgası ve alıcı fonksiyon) ortak olarak açıkladığı düşünülen ters-çözüm kabuk hız yapıları elde edilmiştir. Şekil 49' da böyle bir uygulamanın sonuçları verilmiştir; şeklin üst satırında, istasyona-uzak gözlemsel yüzey dalgaları kullanılarak ters çözülen kabuk hız yapıları ($0.1 \leq p \leq 0.9$) ve alt satırda ise, istasyona-yakın gözlemsel yüzey dalgaları kullanılarak bulunan ters-çözüm kabuk hız yapıları ($0.1 \leq p \leq 0.9$) gösteriliyor. İstasyona-uzak yüzey dalgalarının örneklediği sığ Jeolojik yapı TBZ istasyonunun altındaki sığ sismik yapı ile çok fazla uyumlu değildir ve bu nedenle, değişen p değerlerinde elde edilen sığ ters-çözüm sismik hızları tutarsızlığa işaret edecek şekilde geniş bir aralıkta değişmiştir (Şekil 49' da üst satır). İstasyona-yakın yüzey dalgaları kullanılarak elde edilen ters-çözüm sığ sismik hızları daha istikrarlı sonuçlar üretmiştir; p değerinin değişimi daha az etkilidir (Şekil 49' da üst satır).

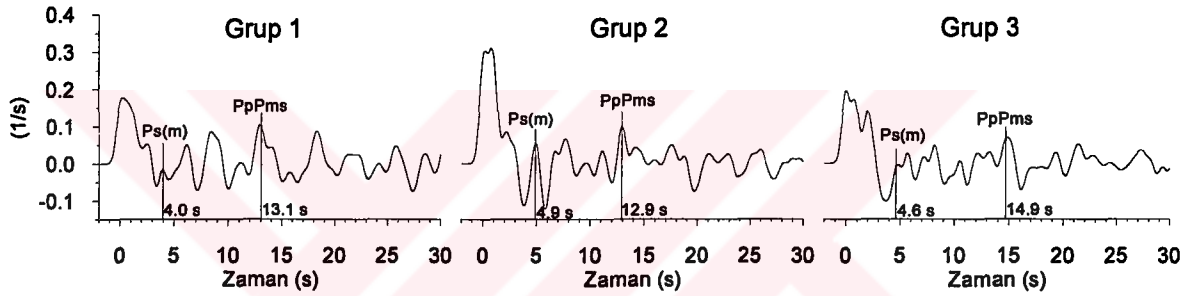
Şekil 49’ da dikkat edilmesi gereken konu kabuk kalınlığıdır. Grup 1 ve 2’ deki ters çözümler 30 km’ e yerleşik kabuk kalınlığına (Şekil 49’ da ilk ve orta sütunlar) ve Grup 3’ deki ters çözüm ise, 36 km’ ye yerleşik kabuk kalınlığına işaret etmektedir (Şekil 49’ da son sütun). Ancak söz konusu derinliklere tekabül eden üst-manto Sn hızları beklenen seviyenin (yüzey dalgası çözümlerinden ~ 4.5 km/s) altında kalmıştır (~ 4.1 km/s). Böyle bir yanılmanın iki nedeni vardır: ilk olarak, alıcı fonksiyonların mutlak hız duyarlılığı zayıftır, fakat hız atlamalarına olan duyarlılık fazladır ve böylece, söz konusu



Şekil 49. İstasyona-uzak ve istasyona-yakın ortalama dispersiyon bilgileri alıcı fonksiyon ile birlikte kullanılarak değişik etki faktörlerindeki sonuçları gösterilmiştir

derinliklerdeki Moho süreksizliği tutarlı bir şekilde modellenmiştir, ancak tekabül eden sismik hızlar tam doğru değildir; ikinci olarak ise, yüzey dalgaları mutlak ortalama hızlara duyarlıdır ve söz konusu sismik hız (~ 4.1 km/s) yüzey dalgalarının örneklediği ortamın

tekabül eden derinliklerdeki mutlak hızdır (Şekil 40). Yüzeysel dalgaları Anadolu plakasının ortalama sismik hız yapısını vermiştir; kabuk kalınlığı yaklaşık 40 km, ancak TBZ istasyonunun altındaki kabuk kalınlığı Şekil 49' dan görüleceği üzere, daha sıgıdır. Bu çelişkiyi gidermek için, Şekil 40' da verilen *değiştirilmiş* kabuk yapısı ön görülmüştür ve söz konusu değişim değişen p değerlerinde daha tutarlı ters-çözüm kabuk hız yapıları vermiştir (Şekil 46, 47 ve 48). Şekil 49' da başka bir nokta göze çarpmaktadır; ters-çözüm hız yapıları yaklaşık 44 km' e yerleşik bir Moho süreksizliğini andırmaktadır. Bu olasılık göz ardı edilmiştir, çünkü TBZ istasyonu ince-okyanus (Karadeniz) kabuğundan kalın-kıta (doğu Anadolu) kabuğuna geçiş bölgesinde yer almaktadır ve böyle bir geçiş için, 44 km kalınlığı oldukça fazla olmalıdır.



Şekil 50. Grup 1, Grup 2 ve Grup 3' ü temsil eden yığılmış ışınsal alıcı fonksiyon sinyalleri. Moho' dan dönüşmüş Ps fazı ve PpPms tekrarlı yansımalarının varış zamanları düşey çizgilerle temsil edilmiştir

Alıcı fonksiyon sinyallerinde fazların varış zamanı ve genliği, yeraltındaki arayüzeylerin derinliği ve hız kontrastı hakkında bilgi sağlamaktadır. Alıcı fonksiyonlar ile yeraltındaki yapıların modellenmesinde arayüzeyin derinliği ile arayüzey yukarısındaki ortalama dalga hızı arasında önemli bir ödünleşme bulunmaktadır (Langston, 1979; Ammon vd., 1990). Yeraltının ortalama kabuksal kalınlığının hesabında Ps moho dönüşüm fazı ve PpPms tekrarlı yansımaları gözönünde tutulur. Bu nedenle, TBZ istasyonu altındaki kabuk kalınlığının belirlenmesinde (Şekil 48) yapılacak hata miktarını belirlemek için Şekil 50' dikkate alınmıştır. Şekil 50' de Grup1, Grup2 ve Grup 3 için yığılmış ışınsal bileşen alıcı fonksiyon izleri gösterilmiştir. Alıcı izlerindeki varışları daha iyi tanımlayabilmek için ters çözümde kullanılan aksine $\alpha=2$ Gauss faktöründen yararlanılmıştır. Moho' dan dönüşen Ps fazları ve PpPms tekrarlı yansımaları varış zamanları (düşey çizgiler) şekil üzerinde işaretlenmiştir. Grup 1 için moho' da dönüşen Ps

4.0 s sonrayı gösterirken Grup 3 için yaklaşık 4.6 s' yi işaret eder. PpPms tekrarlı yansımaları ise sırasıyla, 13.1 s ve 14.9 s' de belirgindir. Grup 1 ile benzer kabuk yapısını modelleyen Grup 2' de ise Ps dönüşüm fazı 4.9 s' de geniş bir pik vermiştir. Bu durum bize gerçek Ps dönüşümünün yerini yansıtamamıştır, çünkü gerçek Ps dönüşümü düşük genlik seviyesinden ve Gauss faktöründen dolayı büyük pikin içerisinde kalmıştır. Bu nedenle, Şekil 48' de bulunan sonuçlardaki hata miktarını belirlemek için PpPms tekrarlı yansımalarının varış zamanları da dikkate alınarak, Grup 1 ve Grup 3 ışınal alıcı izlerindeki Ps dönüşüm fazlarının varış zamanları incelenmiştir (Şekil 50). Yeraltındaki süreksizliklerin derinlikleri, alıcı fonksiyon sinyalini oluşturan fazların varış zamanlarındaki değişimlerden sonuçlanırken genlikleri ise, süreksizlikleri geçen hız kontrastlarıyla ilişkilidir. Bu nedenle, ağırlıklı ters çözümde moho derinliğini belirleyen Ps dönüşüm fazlarının varış zamanlarındaki değişimler derinlik tespitlerinde yanılığara neden olmaktadır. Şekil 48' deki her üç grup için yapılan ters çözüm sonuçlarının hepsi aynı kabuk kalınlığını (istasyonun doğusu için 30 km ve batısı için 36 km) belirtmesine rağmen belli bir hata miktarının dikkate alınması gerekmektedir. Grup 1 ve Grup 3' deki moho' da dönüşmüş Ps fazlarını gösteren piklerin genişlikleri (zaman) dikkate alındığında istatistiksel bir yaklaşım kurulabilmektedir (Bertrand, Deschamps, 2000). Grup1 ve Grup 3' ü temsil eden alıcı sinyallerindeki Ps dönüşüm varış zamanları arasındaki 0.6 s' lik fark modelleme esnasında kabuk kalınlıkları arasında 6 km' lik bir farka sebep olduğu için, Ps dönüşüm pikinin varış zamanında (genişliğinde) yapılacak ± 0.2 s' lik hatanın moho derinliğinin tespitinde ± 2 km hataya karşılık geleceği anlaşılmıştır. Böylece belirlenen hata miktarının ters çözüm sonuçlarında dikkate alınması gerekmektedir.

3. BULGULAR ve İRDELEME

Bu çalışmada, alıcı fonksiyon yönteminin uygulanmasında karşılaşılan çok çözümlülük problemi analiz edilerek Trabzon (TBZ) deprem istasyonu altındaki makaslama hızının derinlikle değişimi saptanmıştır. Üç bileşen olarak kayıt edilen tele-sismik cisim dalgaları, deprem istasyonunun altındaki kabuksal ve üst-manto sismik hızlarının derinlikle değişimini tespit etmek için kullanılmıştır. Kullanılan yöntem, cisim dalgalarının ters-evrişim işlemine dayanır ve ters-evrişim sonucunda elde edilen sismik izler alıcı fonksiyon olarak adlandırılır. İstasyon altındaki yapının makaslama hız dağılımı, alıcı fonksiyona uygulanan en küçük kareler ters-çözüm işlemiyle bulunabilir. Çalışmada yararlanılan alıcı fonksiyon ve yüzey dalgaları analizine yönelik yöntemler, öncelikle kuramsal olarak test edilmiş ve sonra tek-istasyon gözlemsel deprem kayıtlarına uygulanmıştır.

Alıcı fonksiyon sinyalleri, ilk gelen P dalgası gelişi için istasyon altındaki hız yapısının tepkisinden oluşan zaman serileridir. Manto-kabuk geçişinde P' den S' e dönüşen dalgaların genliklerine duyarlı olan alıcı fonksiyonlar; yerin yüzeyi ve manto arasında seyahat eden P ve S dalgalarının yayılım zamanlarını ve kabuk kalınlığını incelemek için kullanılmıştır.

Kuramsal hesaplarda ve ters çözüm işleminde yararlanılan yeraltı yapısının birçok yatay ve tekdüze tabakadan oluştuğu düşünülmüştür. Bununla birlikte, tekdüze olmayan durum yalnızca düşey yönde göz önüne alınmıştır. Uzak-alan alıcı fonksiyon izleri yeraltının makaslama dalgası hız yapısını ters çözüm ile tespit etmek için etkin olarak kullanılmıştır. Alıcı fonksiyonlar çok küçük mutlak hız bilgisine duyarlı olduğundan, makaslama dalgası hız yapısını belirlemek için yapılan alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları tekil değildir. Alıcı fonksiyon yönteminde karşılaşılan en güç durum, çok çözümlülük sorununun olmasıdır. Makaslama hızı ve derinlik ödünleşmesi olarak bilinen çok çözümlülük sorunu farklı ortalama hızlara sahip başlangıç yapıları kullanılarak incelenmiştir. Kuramsal olarak; bir yeraltı yapısı düşünülmüş ve gerçek bir alıcı fonksiyonu temsil edecek şekilde yapay alıcı fonksiyon üretilmiştir. Böylece değişik başlangıç hız yapılarının (19 tane) yapay alıcı fonksiyonu hangi ölçüde çözümleyebileceği araştırılmıştır. Alıcı fonksiyon ters çözüm işleminin başlangıç yapısının seçimine karşı oldukça duyarlı olduğu görülmüştür. Ortalama makaslama dalgası hızları benzer olup

derinlik ile hız dağılımı farklı olan başlangıç yer yapıları benzer ters çözümler vermiştir. Böylece ters çözümde kullanılacak başlangıç yapısının gerçek yer yapısına yakın olması ve doğru ortalama makaslama hızını içermesi gerektiği görülmüştür. Bunun başlıca nedeni, alıcı fonksiyonların mutlak hızlar yerine daha çok hız süreksizlikleri ve göreceli seyahat zamanlarına duyarlı olmasıdır.

Bölgesel yüzey dalgası dispersiyon verisini yorumlamak için tek-istasyon yada çok istasyon yöntemleri kullanılmaktadır. 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. Bunun başlıca nedeni, deprem kaynağında oluşan faz etkisini ve oluş zamanının belirlenmesinde yapılabilecek hataları gözlemsel grup ve faz hızlarından ayırt etmektir. Yapılan çalışmada, iki-istasyon yönteminin uygulanması için gerekli gözlemsel koşullar sağlanamadığı için tek-istasyon yönteminden yararlanılmıştır.

Kuramsal kabuk hız yapısı ve kaynak parametreleri kullanılarak yüzey dalgası yayılımı yapay olarak üretilmiş ve tek-istasyon yönteminin kaynakta oluşan fazdan ne kadar etkilendiği incelenmiştir. Love ve Rayleigh yüzey dalgaları grup hızlarının kaynak fazından azimut-bağımlı olarak ne kadar etkilendiğini araştırmak için, farklı dış-odak uzaklıklarında hesaplar yapılmıştır. Deprem kırığının geometrisine bağlı faz etkisinin Rayleigh dalgalarında çok daha fazla olmak üzere, yüzey dalgaları yayılımını periyot-bağımlı olarak etkilediği görülmüştür. Rayleigh grup hızı eğrileri 20 s periyodun üzerinde kaynak-grup zamanından dolayı saçılmıştır. Love dalgası grup hızı eğrilerinde kaynak-faz etkisinin çok düşük olduğu görülmüştür. Artan dış-odak uzaklığı ile Love ve Rayleigh grup hızlarındaki saçılmanın miktarı azalmıştır. Ayrıca, kırılma süresi ile orantılı faz etkisi ise, daha çok düşük periyotlarda etkili olmak üzere, kırık geometrisine göre daha az faz etkisi yaratmıştır.

Alıcı fonksiyonlarda olduğu gibi, yüzey dalgası ters çözümünün başlangıç yapıya bağımlılığı 19 başlangıç yer yapısı kullanılarak incelenmiştir. Bulunan sonuçlardan yüzey dalgası ters çözüm sonuçlarının başlangıç yapıya bağımlı olmadığı görülmüştür. Yüzey dalgası yayılımının daha çok ortalama hıza duyarlı olması nedeniyle, yeraltı hız yapısındaki hız süreksizlikleri birkaç tabakadan oluşan hız dağılımları olarak çözülmüştür. Yapılan kuramsal incelemelerden, yüzey dalgası dispersiyonunun alıcı fonksiyonun içermediği ortalama hız bilgisini içerdiği ve buna karşılık alıcı fonksiyonun ise, yüzey dalgası dispersiyonunun içermediği hız süreksizlikleri bilgisini içerdiği görülmüştür.

Böylece, her bir sismik veri kaynağının diğerinin eksiklerini tamamladığı anlaşılmıştır. Alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası bilgisini etkin olarak bir araya getirmek için, her iki veri grubunun örneklediği bölgenin yanal uzanımının birbirine benzer olması gerekir. Ancak böyle bir benzerliği her zaman sağlama olanağı olmayabilir. Benzerliğin tam olmadığı durumlarda matematiksel ağırlıklar yardımıyla her iki veri grubunu birlikte çözme olanağı doğmuştur. Alıcı fonksiyon çalışmalarında karşımıza çıkan en önemli sorunlardan biri çok çözümlülüktür. Bu nedenle, ağırlıklı ters çözüm yöntemi çok çözümlülük sorununun aşılmasında önemli katkılar sağlamıştır. Ağırlıklı ters çözümde yapılan kuramsal testlerden, istasyona yakın bir tek jeolojik bölgeyi örnekleyen yüzey dalgaları yerine istasyonu çevreleyen birçok jeolojik bölgeyi örnekleyen yüzey dalgalarının ortalamasını kullanmanın avantajlı olduğu görülmüştür.

Ağırlıklı ters çözümde dikkat edilmesi gereken 3 parametre vardır; alıcı fonksiyon ile yüzey dalgalarının çözümdeki etkilerini dengeleyen etki faktörü (p), tabakalar arası hız farklılıklarını kontrol eden sönüm parametresi (γ) ve alıcı fonksiyonun spektral bandını sınırlayan Gauss parametresi (a)'dır. Bu parametrelerin her birinin ters çözümdeki etkisini araştırmak için bir dizi kuramsal testler yapılmıştır.

Sönüm parametresine (γ) önce büyük değerden başlanması ve daha sonra kademeli olarak küçültülmesi gerektiği ters çözüm sonuçlarından anlaşılmıştır. Çalışmada, toplam 12 adımdan oluşan ve her bir 2 adımda bir sönüm parametresini 10, 5, 2.5, 1, 0.5, 0 şeklinde düşüren yaklaşım benimsenmiştir. Bu kademeli düşüşün yerine $\gamma = 0$ alındığında, ters çözümlerin yanlış sonuçlara gittiği ve alıcı fonksiyonun alışıla gelmiş çok çözümlülük sorununu yansıttığı görülmüştür. Kademeli sönüm parametresi uygulandığında, ağırlıklı ters çözümün başlangıç yapının seçimine bağlı olmadığı görülmüştür.

Kabuksal yapıyı ters çözerken kullanılacak uygun p değeri jeolojik bölgeye göre değişebilir. Etki faktörü p 'nin değeri arttıkça yüzey dalgasının çözüme olan katkısı artmış ve alıcı fonksiyonun katkısı azalmıştır. Böylece kuramsal grup hızları ile ters çözüm grup hızları arasındaki uyumunda arttığı görülmüştür.

Gauss parametresinin $a=3$ 'den $a=2$ 'e düşürülmesi çok çözümlülük sorununun aşılmasında önemli bir etki yaratmış ve ağırlıklı ters çözümde düşük Gauss parametresi kullanılmasının önemi görülmüştür. Böylece ters çözüm yapısının derin sismik hızlarında görülen yanılgılar ortadan kalkmıştır.

Kabuk kalınlığının bölgesel olarak aşırı değişmesi durumunda ise, yüzey dalgalarının alıcı fonksiyonlar ile birlikte kullanılması sakıncalı olmuştur. Dispersiyonun

örneklediği kabuk kalınlığı ile istasyonun altındaki kabuk kalınlığının ± 5 km' den az olması durumunda doğru ters çözüm sonuçlarına ulaşıldığı görülmüştür.

Teğetsel bileşen alıcı fonksiyon P ve S dalgalarının kuramsal ışınsal ve düşey düzlemden sapması ile meydana gelir. İstasyon altındaki yapı düz, homojen ve izotropik ise, kuramsal olarak teğetsel bileşen tepkisi sıfırdır. Işınsal ve teğetsel 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. Teğetsel bileşenlerdeki varışlar yanal hız değişimlerine duyarlı olduğu için, kabuksal hız süreksizliklerinin eğimi hakkında bilgi vermektedir. Alıcı fonksiyon analizi için seçilen 73 tele-sismik depreme ait teğetsel bileşen alıcı fonksiyonun ilk gelen P dalga polariteleri istasyonunun doğusunda eksi (-) ve batısında ise, artı (+) olarak tespit edilmiştir. Bu durum Moho süreksizliğinin yaklaşık olarak güney-batıya doğru eğimli olduğuna işaret etmiştir. Ayrıca, tüm depremlerin teğetsel bileşenlerinde gözlenen sinyal seviyeleri oldukça büyük olup, TBZ istasyonu altındaki yapının karmaşıklığını yansıtmıştır. Gözlemsel ışınsal alıcı fonksiyon izlerinden yaklaşık 4-5 s' de Moho Ps fazı ve 13 s civarında ise, PpPms tekrarlı yansımaları tespit edilmiştir.

Anadolu altındaki kabuk yapısını tek-istasyon yüzey dalgası ters-çözüm yöntemi ile araştırırken, bölgeyi örnekleyen birden fazla depremin Rayleigh ve Love yüzey dalgası kayıtları kullanılmış ve böylece ortalama bir çözüm elde edilmiştir. 33 bölgesel yüzey dalgası depreminin gözlemsel Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri incelenmiş ve eğrilerin birbirine yakın davranış gösterdiği iki gruplaşma (istasyona-yakın ve istasyona-uzak) belirlenmiştir. Bu gruplardaki dispersiyon eğrilerinin ortalaması belirlenmiş ve ters-çözümde kullanılmıştır. Ortalama Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri belirlenirken, ortalamadan şüpheli bir şekilde sapan grup hızı eğrileri dikkate alınmamıştır. Böylece, yüzey dalgası ters çözümünde grup hızlarının saçılmasından dolayı yapılacak hatalı ters çözümlerin sonuçlarından kaçınılmıştır.

İstasyona-uzak ve istasyona-yakın grup hızı eğrilerini temsil eden depremler farklı yörüngelerden TBZ istasyonuna gelmiştir. Dış-odak uzaklığı küçük olan istasyona-yakın grup hızı eğrileri, istasyona-uzak olana göre, daha fazla saçılmıştır. Bu durumda, istasyona-yakın grup hızlarını temsil eden bölgenin, Anadolu plakasının diğer bölgelerine göre, daha karmaşık yeraltı yapısına sahip olduğu anlaşılmıştır.

Her iki mesafedeki gruplar için, yüzey dalgası grup hızı ters çözümleri yapılmıştır. İstasyona-yakın ve istasyona-uzak bölgeler için, yaklaşık 40 km kabuk kalınlığı tahmin

edilmiştir. İstasyona-yakın depremlerin yüzey dalgası yörüngeleri karmaşık kayaç türlerinin olduğu ofiyolit kuşağını geçerek TBZ istasyonuna ulaştığı için, yüzeye yakın kısımda gözlenen yüksek hız değerleri ofiyolit kuşağı ile ilişkilendirilmiştir. Yüzey dalga analizinden tam olarak güvenilir kabuk kalınlığını saptamanın zor olduğu anlaşılmıştır.

Anadolu altındaki kabuk yapısını temsil eden istasyona-yakın ve istasyona-uzak ters çözüm sonuçları, özellikle yüzeye yakın kısımlarda birbirinden oldukça farklılık göstermiştir. Alıcı fonksiyon ile birlikte kullanılacak yüzey dalgaları, alıcı fonksiyonun örneklediği sismik ortama yakın bölgeleri örneklemelidir. Her iki veri grubu farklı kalınlıktaki kabuk yapılarını örnekleyebilir ve bu durumda kabuk kalınlığındaki farklılıktan kaynaklanacak olan hatanın giderilmesi gerekir.

Ağırlıklı ters-çözüm yöntemi, gözlemsel alıcı fonksiyon ve yüzey dalgalarına uygulanmış ve TBZ istasyonu altındaki kabuksal hız yapısı tespit edilmiştir. Ters-çözüm işleminde kullanılan alıcı fonksiyonlar dış-odak uzaklığı ve geri-azimut dağılımlarına göre 3 grup halinde yığılmıştır. Her bir gruptaki ortalama alıcı fonksiyon izleri için, ters çözümler yapılmış ve grupları temsil eden makaslama hız-derinlik değişimleri tespit edilmiştir. Grup 1 ve Grup 2 istasyonun doğusundan ve Grup 3 ise, batısından gelen tele-sismik P dalgası kayıtlarını içermiştir. Ters çözümde, artan etki faktörü (p) değerleri ile dispersiyonun etkisi artmış ve makaslama hız-derinlik yapıları daha doğru sonuçlara gitmiştir. Ters çözümler, TBZ istasyonunun doğusu için 30 ± 2 km ve batısı için ise, 36 ± 2 km kabuk kalınlığı vermiş ve üst-manto makaslama hızları 4.41 ± 0.18 km/s civarında çıkmıştır. TBZ istasyonu altındaki düşük yüzeye yakın hızlardan (2.45 ± 0.18 km/s) hızlı bir gradyent ile, yüksek üst-kabuk makaslama hızlarına (3.77 ± 0.18 km/s) geçiş olmuş ve kabuğun orta kısımlarında düşük-hız zonu (3.55 ± 0.18 km/s) gözlenmiştir.

4. SONUÇLAR

Alıcı fonksiyonu ters çözmek için oluşturulan denklem takımı doğrusal değildir ve her bir tekrarlı adımda doğrusallaştırma yapılarak sonuca ulaşılır. Bu durumda başlangıç noktasının nasıl seçildiği önemli olmaktadır. Uzak-alan alıcı fonksiyon izi kabuğun S dalga hız yapısını ters çözmek için tek başına kullanılırsa, alışıla gelmiş çok çözümlülük sorunu ortaya çıkmaktadır. Bu sorunun birinci nedeni, alıcı fonksiyonların yeraltının ortalama hızına duyarlı olmamasıdır. Bu eksiklik ortalamayı önceden çok iyi tahmin etmekle aşılabilir. Ancak, yapılan tahminde her zaman yanılma olasılığı vardır. Kuramsal hesaplar yardımıyla, kabul edilebilir yanılmanın miktarı yaklaşık ± 0.1 km/s olarak saptanmıştır (Erduran ve Çakır, 2001). İstasyon altındaki kabuk yapısı aşırı miktarda 3-boyutlu düzensizlikler içerir ise (Langston, 1989; Abers, 1998), kabul edilebilir yanılmanın miktarı ± 0.05 km/s' e kadar düşebilir. Söz konusu Jeolojik düzensizliklerin varlığı teğetsel bileşen alıcı fonksiyondaki sismik enerjinin şiddetinden anlaşılabilir. İstasyon altındaki kabuk yapısı düzenli ise (Mangino vd., 1993; Zhou vd., 2000), teğetsel bileşen alıcı fonksiyon tepkisi sıfıra yakın enerji içerir.

Yeraltının ortalama hızını önceden gerekli doğrulukla tahmin etmek oldukça zaman alıcı ve çoğu kez başarısız bir işlemdir. Bu zorluğun, yüzey dalgalarının katkısıyla, kolayca aşılabileceği gösterilmiştir. Alıcı fonksiyonlar daha çok yeraltı hız süreksizlikleri ve ortam içerisindeki seyahat zamanı ile ilişkili olduğu için ortalama sismik hız dağılımına duyarlılığı azalmaktadır. Bunun aksine, sismik ışınlar açısından yeterli olan yüzey dalgası dispersiyonu çalışılan yapının ortalama hızına duyarlıdır ve çok çözümlü değildir. Bu nedenle yapılan çalışmada alıcı fonksiyon ile bölgesel depremlerin yüzey dalgası dispersiyon bilgisi birlikte yorumlanmıştır (Özalaybey vd., 1997; Due, Foulger, 1999; Julia vd., 2000). Böylece her iki sismik veri kaynağı birbirlerinin boşluklarını doldurmuş ve matematiksel ağırlıklar yardımıyla çözüme müdahale edilmiştir. Alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası kayıtları, TBZ istasyonunda 1996-2001 yılları arasında kaydedilmiş depremler arasından seçilmiştir.

Ters çözümde yararlanılacak alıcı fonksiyonlar, TBZ istasyonunun doğusundan 2 ve batısından 1 olmak üzere 3 grup halinde yığma olarak temsil edilmiştir. Alıcı fonksiyon izlerinin modellenmesinde, her bir depremin başlı başına kullanılması yerine gruplardaki izlerin yığılması tercih edilmektedir. Yığılmış alıcı fonksiyonlar ve Anadolu plakasını

temsil eden yüzey dalgası bilgileri, TBZ istasyonu altındaki kabuk yapısı için birlikte ters çözülmüştür. TBZ istasyonu altındaki kabuk kalınlığının istasyonun doğusunda 30 ± 2 km ve batısında ise, 36 ± 2 km olduğu saptanmıştır. İstasyonun altındaki sığ makaslama dalgası hızları (2.45 ± 0.18 km/s) oldukça düşüktür. Üst kabukta, makaslama dalgası hızı 3.77 ± 0.18 km/s olan bir yüksek-hız zonu ve orta kabukta ise, sismik hızı 3.55 ± 0.18 km/s olan bir düşük hız zonu saptanmıştır. Moho süreksizliğindeki hız atlama hızı 0.5 km/s' den küçüktür ve üst-manto Sn hızı 4.41 ± 0.18 km/s olarak karakterize edilmiştir.

Alıcı fonksiyon yöntemi, doğal deprem kaynağını kullanmasından dolayı diğer sismik yöntemlere göre daha elverişlidir. Ayrıca, alıcı fonksiyon dalga biçimlerini doğal bir sismogram gibi yorumlama olanağı da vardır. Farklı geri-azimut gruplarından verinin mevcut olmasına bağlı olarak, alıcı fonksiyonlar yanal yapısal düzensizliğin belli koşullar altında saptanmasında kullanılabilir (Zhu vd., 1995). Işınsal ve teğetsel bileşen alıcı fonksiyonlardaki ilk gelen P dalga varışları ($t=0$ s) polarite açısından geri-azimut düzleminde incelenmiş ve TBZ istasyonu altındaki Moho süreksizliğinin güney-batıya doğru eğimli olduğu gözlenmiştir. Teğetsel bileşen alıcı fonksiyonlarda gözlenen güçlü sinyal seviyeleri, TBZ sismik istasyonu altındaki yapının oldukça fazla Jeolojik düzensizlikler içerdiğini yansıtmıştır.

Sonuç olarak, bu çalışmanın bundan sonra yapılacak araştırmalarda çok çözümlülük sorununun aşılmasına katkı sağlayacağı ve bölgenin tektonizmasına yönelik yapılacak çalışmalarda bilgi açısından yararlanılacağı umulmaktadır.

Deprem kuşağında yer alan ülkemizde, depremlerin çoğunlukla kabuk içi deformasyondan dolayı oluşması alıcı fonksiyon çalışmalarının önemini ülkemiz adına daha da arttırmaktadır. Alıcı fonksiyon çalışmaları ile yerel bir Jeolojik yapının kabuksal sismik özelliklerini ortaya çıkarma olanağının olduğu yapılan çalışmadan anlaşılmaktadır. Günümüz teknolojik koşullarında, herhangi bir yerde sismik istasyon kurmak ve uzun süre çalıştırarak sismik veri toplamak eskiye oranla düşük harcamalı bir işlem haline gelmiştir. Bunun yanı sıra, alıcı fonksiyon işlemi yapay sismik kaynaklar yerine doğal sismik kaynaklar kullanılmaktadır. Söz konusu bu iki avantaj kullanılarak, ülkemizde daha yaygın alıcı fonksiyon çalışmaları yapılması olanağı bulunmaktadır. Önemli olan deprem istasyonlarının sayısını artırmak ve olabildiğince fazla sayıdaki bölgenin sismik hız yapısını saptamaktır. Bu durumda, jeotektonik çalışmalar açısından oldukça önemli olan bölgesel kabuk yapıları saptanabilecek ve dolayısıyla tektonik birimleri yorumlamak daha güvenilir olacaktır.

5. KAYNAKLAR

- Abers, G.A., 1998, Array Measurements of Phases Used in Receiver Function Calculations: Importance of Scattering, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 1, 313-318.
- Abo-Zena, A., 1979, Dispersion Function Computations for Unlimited Frequency Values, J. Royal Ast. Soc., Geophysics Section, 58, 91-105.
- Adamia, Sh.A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., Shaviahvili, I., Zakariadze, G., 1981, Tectonics of the Caucasus and Adjoining Regions: Implications for the Evaluation of the Tethy Ocean, Journal of Structural Geology, 3, 437-447.
- Akdeniz, N., Hasanov, H.M., Nağiyev, V.N., 2000, Kuzeydoğu Anadolu ile Küçük Kafkasların Korelasyonu: Pontidleri' in Jeolojisine Yeni Bir Bakış, Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, MTA-Ankara, 173-191.
- Aki, K., Richards, P.G., 1980, Quantitative Seismology: Theory and Methods. W. H. Freeman and Company, San Francisco, CA.
- Ammon, C.J., Randall, G.E., Zandt, G., 1990, On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversions, J. Geophys. Res., 95, 15303-15318.
- Ammon, C.J., 1991, The Isolation of Receiver Effects from Teleseismic P Waveforms, Bull. Seism. Soc. Am., 81, 2504-2510.
- Ammon, C.J., Zandt, G., 1993, Receiver Structure Beneath the Southern Mojave Block, California, Bull. Seism. Soc. Am., 83, 737-755.
- Ammon C.J., 1997, Receiver Function Analysis, Research Notes, Penstate University.
- Anderson, D.L., 1991, Theory of the Earth, Blackwell Scientific Publications, Brookline Village, MA, 45-62.
- Bank, C.G., Bostock, M.G., Ellis, R.M., Cassidy, J.F., 2000, A Reconnaissance Teleseismic Study of the Upper Mantle and Transition Zone Beneath the Archean Slave, Tectonophysics, 319, 151-166.
- Baker, G.E., Minster, J.B., Zandt, G., Gurrola, H., 1996, Constraints on Crustal Structure and Complex Moho Tomography Beneath Pinon Flat, California, from Teleseismic Receiver Functions, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1830-1844.

- Barka, A.A., Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-Slip Fault Geometry in Turkey and its Influence on Earthquake Activity, Tectonics, 7, 663-684.
- Başokur, A.T., 2001, Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters-Çözümü, Kozan Ofset, İstanbul, Eğitim Yayınları No:4, 166 s.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taşlı, K., Akdağ, K., Özgür, S., 1995, Cretaceous Rifting of the Eastern Pontide Carbonate Platform (NE Turkey): the Formation of Carbonate Breccias and Turbidites as Evidence of a Drowned Platform, Giornale di Geo., 57, 233-244.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taşlı, K., 1996, Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Derin Yayılma Çukurlarının Oluşumu (KD Türkiye): Neo-tethys' in Pasif Kıta Kenarı Evrimi, Jeoloji Müh. Bölümü 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri, KTÜ-Trabzon, 263-273.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y., Köprübaşı, N., 1999, Migration of the Upper Cretaceous Subduction Related Volcanism Towards the Bac-Arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), Geological Journal, 34, 95-106.
- Bertrand, E., Deschamps, A., 2000, Lithospheric Structure of the Southern French Alps Inferred from Broadband Analysis, Phys. Earth Plan. Int., 122, 79-102.
- Besena, G.M., Shibutani, T., Hirano, N., Ando, M., Bautista, B., Narag, I., Punongbayan, R.S., 1995, The Shear Velocity Structure of the Crust and Uppermost Mantle Togaytay, Philippines Informed from Receiver Function Analysis, Geophy. Res. Let., 27, 3143-3146.
- Belousov, V.V., vd., 1988, Structure and Evolution of the Earth's Crust and Upper Mantle of the Black Sea, in Monograph on the Black Sea, ed. Finetti, R., Boll. Geofis., XXX, 109-196.
- Brinkmann, R., 1974, Geological Relations Between Black Sea and Anatolia, in the Black Sea - Geology, Chemistry and Biology, eds. E.T. Degens & D.A. Ross, Am. Assos. Petr. Geol. Mem., Vol. 20, 63-67.
- Burdick, L.J., Langston, C.A., 1977, Modelling Crustal Structure Through the Use of Converted Phases in the Teleseismic Body Waveforms, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 677-692.
- Canitez, N., 1997, Jeofizikte Modelleme, Yönmat Matbaası, İstanbul, 368 s.
- Cassidy, J.F., 1992, Numerical Experiments in Broadband Receiver Function Analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1453-1474.

- Cassidy, J.F., Ellis, R.M., 1993, S Wave Velocity Structure of the Northern Cascadia Subduction Zone, J. Geophys. Res., 98, B3, 4407-4421
- Cassidy, J.F., 1995, A Comparison of the Receiver Structure beneath Stations of the Canadian National Seismograph Network, Can. J. Earth Science, 32, 938-951.
- Cassidy, J.F., Ellis, R.M., Karavas, C., Rogers, G.C., 1998, The Northern Limit of the Subducted Juan de Fuca Plate System, J. Geophys. Res., 103, B11, 26949-26961.
- Chen, X., 1993, A Systematic and Efficient Method of Computing Normal Modes for Multilayered Half-Space, Geophys. J. Int., 115, 391-409.
- Chekunov, A.V., Pustovitenko, B.G., Kul'chitskiy, V.E., 1994, Seismicity and Deep Tectonics of the Black Sea Depression and its Margins, Geotectonics, 28, 221-225.
- Chevrot, S., van der Hilst, R.D., 2000, The Poisson Ratio of the Australian Crust: Geological and Geophysical Implications, Earth and Plan. Sci. Let., 183, 121-132.
- Clitheroe, G., Gudmundsson, O., Kennett, B.L.N., 2000, The Crustal Thickness of Australia, J. Geophys. Res., 105, 13697-13713.
- Cong, L., Mitchell, B.J., 1998, Seismic Velocity and Q Structure of the Middle Eastern Crust and Upper Mantle from Surface-Wave Dispersion and Attenuation, Pure Appl. Geophys., 153, 503-538.
- Çakır, Ö., Erduran, M., 1999, Regional Surface Wave Inversion and the Effect of Initial Source Phase Shift, Second Balkan Geophysical Congress and Exhibition, İstanbul, Turkey, Book of Abstracts, 52.
- Çakır, Ö., Erduran, M., Çınar, H., Yılmaztürk, A., 2000a, Forward Modelling Receiver Functions for Crustal Structure Beneath Station TBZ (Trabzon, Turkey), Geophys. J. Int., 140, 341-356.
- Çakır, Ö., Erduran, M., Livaoğlu, S., 2000b, The Effect of the Earthquake Phase Shift on the Inversion of Regional Surface Wave Recordings for the Estimation of Crustal Structure, Journal of the Balkan Geophysical Society, 3, 20-36.
- Çakır, Ö., Erduran, M., 2001, Effect of Earth Structure and Source Time Function on Inversion of Single-Station Regional Surface Waves for Rupture Mechanism and Focal Depth, Journal of the Balkan Geophysical Society, 4, 69-90.

- Çamur, M.Z., Güven, I.H., Er, M., 1996, Geochemical Characteristics of the Eastern Pontide Volcanics, Turkey: Example of Multiple Volcanic Cycles in the Arc Evolution, Turkish Journal of Earth Sciences, 5, 123-144.
- Darbyshire, F.A., Priestley, K.F., White, R.S., Stefansson, R., Gudmundsson, G.B., Jakobsdottir, S.S., 2000, Crustal Structure of Central and Northern Iceland from Analysis of Teleseismic Receiver Functions, Geophys. J. Int., 143, 163-184.
- Darbyshire, F.A., White, R.S., Priestley, K.F., 2000, Structure of the Crust and Uppermost Mantle of Iceland from a Combined Seismic and Gravity Study, Earth and Plan. Sci. Let., 181, 409-428.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1986, Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia-a Young Collision Zone, in *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Special Pub., eds. Coward, M.P. & Ries, A.C., 19, 3-36.
- Di Bona, M., 1998, Variance estimate in Frequency-Domain Deconvolution for Teleseismic Receiver Function Computation, Geophys. J. Int., 134, 634-646.
- Du, Z., Foulger, G.R., 1999, The Crustal Structure Beneath the Northwest Fjords, Iceland, from Receiver Functions and Surface Waves, Geophys. J. Int., 139, 419-432.
- Du, Z., Foulger, G.R., 2001, Variation in the Crustal Structure Across Central Iceland, Geophys. J. Int., 145, 246-264.
- Dueker, K.G., Sheehan, A.F., 1998, Mantle Discontinuity Structure beneath the Colorado Rocky Mountains and High Plains, J. Geophys. Res., 103, B4, 7153-7169.
- Dziewonski, A.M., Hales, A.L., 1972, Numerical Analysis of Dispersed Seismic Waves, in *Methods in Computational Physics*, ed Bolt, B.A., Academic Press, New York, NY, 11, 39-85.
- Erduran, M., Çakır, Ö., 1998, Receiver Function Analysis for the Station TBZ, Turkey. European Geophysical Society, Annales Geophysica, Nice, France, C40.
- Erduran, M., 1999, Uzak Alan Deprem Kayıtlarından Trabzon (TBZ) Deprem İstasyonunun Altındaki Litosfer Yapısı, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Trabzon.
- Erduran, M., Çakır, Ö., 1999, Non-Uniqueness of Receiver Function Analysis, Second Balkan Geophysical Congress and Exhibition, İstanbul, Turkey, Book of Abstracts, 53.

- Erduran, M., Çakır, Ö., 2001. Kabuk ve Üst-Manto Hız Yapısının Saptanmasında Alıcı Fonksiyonun Çok Çözümlülüğü, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Bülteni, Yerbilimleri, Sayı:23, 99-112.
- Erduran, M., Çakır, Ö., Çınar, H., 2001, Anadolu Kabuk Yapısının Bölgesel Rayleigh ve Love Yüzeysel Dalgaları ile Yorumu, Jeofizik, 15, 51-62.
- Finetti, I.R., Bricchi, G., Del Ben A., Pipan, M., Xuan, Z., 1988, Geophysical Study of the Black Sea, in Monograph on the Black Sea, ed. Finetti, I.R., Boll. Geofis., XXX, 197-324.
- Frederiksen, A.W., Bostock, M.G., 2000, Modelling Teleseismic Waves in Dipping Anisotropic Structures, Geophys. J. Int., 141, 401-412.
- Frederiksen, A.W., 2000, Seismic Imaging of the Canadian Upper Mantle, The University of British Columbia, Ph.D. Thesis.
- Frez, J., Schwab, F., 1976, Structural Dependence of the Apparent Initial Phase of Rayleigh Waves, Geophys. J. R. Astr. Soc., 44, 311-331.
- Goforth, T., Herrin, E., 1979, Phase-Matched Filters: Application to the Study of Love Waves, Bull. Seism. Soc. Am., 69, 27-44.
- Gossler, J., Kind, R., Sobolev, S.V., Kampf, H., Wylegalla, K., Stiller, M., TOR Working Group, 1999, Major Crustal Features between the Harz Mountains and the Baltic Shield Derived from Receiver Functions, Tectonophysics, 314, 321-333.
- Gürrola, H., Minster, J.B., Owens, T., 1994, The Use of Velocity Spectrum for Stacking Receiver Functions and Imaging Upper Mantle Discontinuities, Geophys. J. Int., 117, 427-440.
- Gürrola, H., Baker, G.E., Minster, J.B., 1995, Simultaneous Time Domain Deconvolution with Application to the Computation of Receiver Functions, Geophys. J. Int., 120, 537-543.
- Gürrola, H., Minster, J.B., 2000, Evidence for Local Variations in the Depth to the 410 km Discontinuity beneath Albuquerque, New Mexico, J. Geophys. Res., 105, B5, 10847-10856.
- Hadiouche, O., Zürn, W., 1992, On the Structure of the Crust and Upper Mantle beneath the Afro-Arabian Region from surface wave dispersion, Tectonophysics, 209, 179-196.

- Hales, A.L., Helsley, C.E., Nation, J.B., 1970, P Travel Times of an Oceanic Path, J. Geophys. Res., 75, 7362-7381.
- Haskell, N.A., 1953, The Dispersion of Surface Waves on Multilayered Media, Bull. Seism. Soc. Am., 43, 17-34.
- Haskell, N.A., 1962, Crustal Reflection of Plane P and SV Waves, J. Geophys. Res., 67, 4751-4767.
- Herrmann, R.B., 1973, Some Aspects of Band-Pass Filtering of Surface Waves, Bull. Seism. Soc. Am., 63, 663-671.
- Herrmann, R.B., 1987, Computer Programs in Seismology, User's Manual. Vol. IV, Saint Louis University, Missouri.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Villari, L., 1982, Anatolian and North-Western Iran: In Andesites, ed Thorpe, R.S., John Wiley & Sons, 327-349.
- Jones, C.H., Phinney, R.A., 1998, Seismic Structure of the Lithosphere from Teleseismic Converted Arrivals Observed at Small Arrays in the Southern Sierra Nevada, J. Geophys. Res., 103, B5, 10065-10090.
- Julia, J., Vila, J., Macia, R., 1998, The Receiver Structure Beneath the Ebro Basin, Iberian Peninsula, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 1538-1547.
- Julia, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Correig, A.M., 2000, Joint Inversion of Receiver Function and Surface Wave Dispersion Observations, Geophys. J. Int., 143, 99-112.
- Kanao, M., 1997, Variations in the Crustal Structure of the Lützow-Holm Bay Region, East Antarctica Using Shear Wave Velocity, Tectonophysics, 270, 43-72.
- Kennett, B.L.N., 1983, Seismic Wave Propagation in Stratified Media, Cambridge University Press, Cambridge.
- Kilbride, F.E.A., 2000, Receiver Function Studies in the Southwestern United States and Correlation Between Stratigraphy and Poisson's Ratio southwestern Washington State, Ph.D. Thesis, University of Texas At El Paso.
- Kind, R., Kosarev, G.L., Petersen, N.V., 1995, Receiver Functions of the Stations of the German Regional Seismic Network (GRSN), Geophys. J. Int., 121, 191-202.

- Kiratzi, A., 1993, A Study on the Active Crustal Deformation of the North and East Anatolian Fault Zones, Tectonophysics, 225, 191-203.
- Koçyiğit, A., 1991, An Example of an Accretionary Forearc Basin from Northern Central Anatolia and its Implications for the Subduction of Neo-Tethys in Turkey, Geological Society of America Bulletin, 103, 22-36.
- Kosarev, G.L., Petersen, N.V., Vinnik, L.P., 1993, Receiver Functions for the Tien Shan Analog Broadband Network: Contrasts in the Evolution of Structures Across the Talasso-Fergana Fault, J. Geophys. Res., 98, 4437-4448.
- Lanczos, C., 1961, Linear Differential Operators, D. Van Nostrand Co., London.
- Langston, C.A., 1977, The Effect of Planar Dipping Structure on Source and Receiver Responses for Constant Ray Parameters, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 1029-1050.
- Langston, C.A., 1979, Structure Under Mount Rainier, Washington, Inferred from Teleseismic Body Waves, J. Geophys. Res., 84, 4749-4762.
- Langston, C.A., 1981, Evidence for the Subducting Lithosphere Under Southern Vancouver Island and Western Oregon from Teleseismic P wave Conversions, J. Geophys. Res., 86, B5, 3857-3866.
- Langston, C.A., 1989, Scattering of Teleseismic Body Waves Under Pasadena, California, J. Geophys. Res., 94, 1935-1951.
- Larson, E.W.F., Ekström, G., 2000, Global Models of Surface-Wave Group Velocity, Preprint submitted to Pure and Applied Geophysics.
- Last, R.J., Nyblade, A.A., Langston, C.A., 1997, Crustal Structure of the East African Plateau from Receiver Functions and Rayleigh Wave Phase Velocities, J. Geophys. Res., 102, 24469-24483.
- Lay, T., Wallace, T.C., 1995, Modern Global Seismology. Academic Press. Inc., San Diego, CA.
- Lawson, C.L., Hanson, R.J. 1974, Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ, 107-120.
- Levin, V., Park, J., 1997, Crustal anisotropy in the Ural Mountains Foredeep from Teleseismic Receiver Functions, Geoph. Res. Lett., 24, 11, 1283-1286.

- Levshin, A.L., Ritzwoller, M.H., Resovsky, J.S., 1999, Source Effects on Surface Wave Group Travel Times and Group Velocity Maps, Physics of Earth Planet Interior, 115, 293-312.
- Li, X., Sobolev, S.V., Kind, R., Yuan, X., Estabrook, Ch., 2000, A Detailed Receiver Function Image of the Upper Mantle Discontinuities in the Japan Subduction Zone, Earth and Plan. Sci. Let., 183, 527-541.
- Ligorria, J.P., 2000, An Investigation of the Mantle-Crust Transition Beneath North America & Poisson's Ratio of the North America Crust, Ph.D. Thesis, Saint Louis University.
- Mangino, S.G., Zandt, G., Ammon, C.J., 1993, The Receiver Structure Beneath Mina, Nevada, Bull. Seism. Soc. Am., 83, 542-560.
- Mangino, S., Priestley, K., Ebel, J., 1999, The Receiver Structure Beneath the China Digital Seismograph Network Stations, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 1053-1076.
- McNamara, D.E., Owens, T.J., 1993, Azimuthal Shear Wave Velocity Anisotropy in the Basin and Range Province Using Moho Ps Converted Phases, J. Geophys. Res., 98, 12003-12017.
- Menke, W., 1984, Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory. Academic Press, Inc., Orlando, FL.
- Mindevalli, Ö.Y., 1988, Crust and Upper Mantle Structure of Turkey and the Indian Sub-Continent from Surface Wave Studies. Ph.D. Thesis, Saint Louis University, Missouri.
- Mindevalli, Ö.Y., Mitchell, B.J., 1989, Crustal Structure and Possible Anisotropy in Turkey from Seismic Surface Wave Dispersion, Geophys. J. Int., 98, 93-106.
- Midzi, V., Ottemöller, L., 2001, Receiver Function Structure beneath Three Southern Africa Seismic Broadband Stations, Tectonophysics, in press.
- Mokhtar, T.A., Herrmann, R.B., 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.
- Mokhtar, T.A., Al-Saeed, M.M., 1994, Shear Wave Velocity Structures of the Arabian Peninsula, Tectonophysics, 230, 105-125.
- Müller, G., 1985, The Reflectivity Method: A Tutorial, J. Geophys., 58, 153-174.

- Neprochnov, Yu.P., Kosminskaya, I.P., Malovitsky, Ya.P., 1970, Structure of the Crust and Upper mantle of the Black and Caspian Seas, Tectonophysics, 10, 517-538.
- Okay, A.I., Şahintürk, Ö., 1997, Geology of the Eastern Pontides, in Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, ed A.G. Robinson, Am. Ass. Petr. Geo., Memoir 68, 291-311.
- Owens, T.J., Zandt, G., Taylor, S.R., 1984, Seismic Evidence for an Ancient Rift Beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A Detailed Analysis of Broadband Teleseismic P Waveforms, J. Geophys. Res., 89, 7783-7795.
- Owens, T.J., 1987, Crustal Structure of the Adirondacks Determined from Broadband Teleseismic Waveform Modelling, J. Geophys. Res., 92, 6391-6401.
- Owens, T.J., Taylor, S.R., Zandt, G., 1987, Crustal Structure at Regional Seismic Test Network Stations Determined from Inversion of Broadband Teleseismic P Waveforms, Bull. Seism. Soc. Am., 77, 631-662.
- Owens, T.J., Crosson, R.S., 1988, Shallow Structure Effects on Broadband Teleseismic P Waveforms, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 1, 96-108.
- Owens, T.J., Crosson, R.S., Hendrickson, M.A., 1988, Constraints on the Subduction Geometry Beneath Western Washington from Broadband Teleseismic Waveform Modeling, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 3, 1319-1334.
- Owens, T.J., Nyblade, A.A., Gürrola, H., Langston, C.A., 2000, Mantle Transition Zone Structure Beneath Tanzania, East Africa, Geophys. Res. Lett., 27, 6, 827-830.
- Özalaybey, S., Savage, M.K., Sheehan, A.F., Louie, J.N., Brune J.N., 1997, Shear Wave Velocity Structure in the Northern Basin and Range Province from the Combined Analysis of Receiver Functions and Surface Waves, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 183-199.
- Peng, X., Humphreys, E.D., 1997, Moho Dip and Crustal Anisotropy in Northwestern Nevada from Teleseismic Receiver Functions, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 745-754.
- Randall, G.E., Owens, T.J., 1994, Array Analysis of the Large-Aperture Array of the 1988-89 PASSCAL Basin and Range Passive-Source Seismic Experiment, Geophys. J. Int., 116, 618-636.
- Robinson, A.G., Banks, C.J., Rutherford, M.M., Hirst, J.P.P., 1995, Stratigraphic and Structural Development of the Eastern Pontides, Turkey, Journal of the Geological Society, London, 152, 861-872.

- Rondenay, S., Bostock, M.G., Hearn, T.M., White, D.J., Wu, H., Senechal, G., Ji, S., Mareschal, M., 2000, Teleseismic Studies of the Lithosphere Below the Abitibi-Grenville Lithoprobe Transect, Can. J. Earth Sci., 37, 415-426.
- Rondenay, S., Bostock, M.G., Hearn, T.M., White, D.J., Ellis, R.M., 2000, Lithospheric Assembly and Modification of the SE Canadian Shield: Abitibi-Grenville Teleseismic Experiment, J. Geophys. Res., 105, B6, 13735-13754.
- Ross, D.A., 1974, The Black Sea, in the Geology of Continental Margins, eds. Burk, C.A. And Drake, C.L., Springer Verlag, the Netherlands, 669-682.
- Sambridge, M., 1999, Geophysical Inversion With a Neighbourhood Algorithm-I. Searching a Parameter Space, Geophys. J. Int., 138, 479-494.
- Sandvol, E., Seber, D., Calvert, A., Barazangi, M., 1998, Grid Search Modeling of Receiver Functions: Implications for Crustal Structure in the Middle East and North Africa, J. Geophys. Res., 103, 26899-26917.
- Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Vernon, F., Mellors, R., Al-Amri, A., 1998, Lithospheric Seismic Velocity Discontinuities beneath the Arabian Shield, Geophys. Res. Lett., 25, 15, 2873-2876.
- Sambridge, M., 1999, Geophysical Inversion with a Neighbourhood Algorithm-I. Searching a Parameter Space, Geophys. J. Int., 138, 479-494.
- Savage, M.K., 1998, Lower Crustal Anisotropy or Dipping Boundaries? Effects on Receiver Functions and a Case Study in New Zealand, J. Geophys. Res., 103, B7, 15069-15087.
- Sheehan, A.F., Abers, G.A., Jones, C.H., Lerner-Lam, A., 1995, Crustal Thickness Variations Across the Colorado Rocky Mountains from Teleseismic Receiver Functions, J. Geophys. Res., 100, 20391-20404.
- Sheehan, A.F., Jones, C.H., Savage, M.K., Özalaybey, S., Dueker, K.G., Scneider, J.M., Bartsch, J.E., 1997, Contrasting Lithospheric Structure beneath the Colorado Plateau and Great Basin: Initial results from Colorado Plateau-Great Basin PASSCAL experiment, Geophys. Res. Lett., 24, 2609-2612.
- Spadini, G., Robinson, A., Cloetingh, S., 1996, Western Versus Eastern Black Sea Tectonic Evolution: Pre-Rift Lithospheric Controls on Basin Formation, Tectonophysics, 266, 139-154.
- Spadini, G., Robinson, A.G., Cloetingh, S.A.P.L., 1997, Thermomechanical Modeling of Black Sea Basin Formation, Subsidence and Sedimentation in Regional and

Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, ed A.G. Robinson, Am. Ass. Petr. Geo., Memoir 68, 19-38.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., Kuşçu, İ., 1992, Map of Active Faults in Turkey, General Directorate of Turkish Mineral Research and Exploration Institute, Ankara, Turkey.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, Tectonophysics, 75, 181-241.

Şen, C., Arslan, M., Van, A., 1997, Geochemical and Petrological Characteristics of the Pontide Eocene Alkaline Volcanic Province, NE Turkey, in Proceeding of Tübitak-Bayg/Nato-D Program on Alkaline Magnetism, Sivas, Turkey, 76-84.

Takeuchi, H., Saito, M., 1972, Seismic Surface Waves in Methods In Computational Physics, ed. Bolt, B.A., Academic Press, New York, NY, vol. 11, 217-294.

Tarantola, A., 1987, The Least-Squares Criterion: In Inverse Problem Theory. Elsevier Science Company Inc., New York.

Terekhov, A.A., Shimkus, K.M., 1989, Young Sediments and Young Overthrust Structures in the Peri-Crimeand and Peri-Caucasus Zones of the Black Sea Basin, Geotectonics, 23, 54-59.

Wyession, M.E., Okal, E.A., Bina, C.R., 1992, The Structure of the Core-Mantle Boundary from Diffracted Waves, J. Geophys. Res., 97, 8749-8764.

Yılmaz, Y., Şaroğlu, F., Güner, Y., 1986, Initiation of the Neomagmatism in East Anatolia, Tectonophysics, 134, 177-199.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C., 1997, Geology and Tectonic Evolution of the Pontides, In: Robinson, A.G. (Editor), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, Am. Ass. Petr. Geo., Memoir 68, 183-226.

Yılmaztürk, A., Bayrak, Y., Çakır, Ö., 1999, Crustal Seismicity in and Around Turkey, Natural Hazards, 18, 253-267.

Zandt, G., Ammon, C.J., 1995, Continental Crust Composition by Measurements for Crustal Poisson's Ratio, Nature, 374, 152-154.

- Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., 1995, Crust and Mantle Structure Across the Basin and Range –Colorado Plateau Boundary at 37° N Latitude and implications for Cenozoic Extensional Mechanism, J. Geophys. Res., 100, 10529-10548.
- Zandt, G., Owens, T.J., 1986, Comparison of Crustal Velocity Profiles Determined by Seismic Refraction and Teleseismic Methods, Tectonophysics, 128, 155-161.
- Zelt, B.C., Ellis, R.M., 1999, Receiver-Function Studies in the Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan, Can. J. Earth. Science, 36, 585-603.
- Zhang, J., Langston, C.A., 1995, Dipping Structure Under Dourbes, Belgium, Determined by Receiver Function Modeling and Inversion, Bull. Seism. Soc. Am., 85, 254-268.
- Zhao, M., 1998, Southern Africa Seismic Structure and Source Studies, Ph.D. Thesis, Pennsylvania State Univeristy.
- Zhou, L., Wang-Ping, C., Özalaybey, S., 2000, Seismic Properties of the Central Indian Shield, Bull. Seism. Soc. Am., 90, 1295-1304.
- Zhu, L., Owens, T.J., Randall, G.E., 1995, Lateral Variation in Crustal Structure of the Northern Tibetan Plateau Inferred from Teleseismic Receiver Functions, Bull. Seism. Soc. Am., 85, 1531-1540.
- Zhu, L., 2000, Crustal Structure across the San Andreas Fault, Southern California from Teleseismic Converted Waves, Earth and Plan. Science Let., 179, 183-190.
- Zhu, L., Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in Southern California from Teleseismic Receiver functions, J. Geophys. Res., 105, B2, 2969-2980.

ÖZGEÇMİŞ

09.10.1972 tarihinde Kırıkkale' de doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Kırıkkale' de tamamladı. 1991 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümün' de üniversite öğrenimine başladı. Haziran-1995 yılında lisans eğitimini tamamlayarak Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu.. Aynı yıl K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans eğitimine başladı. 1996 yılında Fen Bilimleri Enstitüsünce ve 1999 yılında Mühendislik-Mimarlık Fakültesince Araştırma Görevlisi kadrosuna atandı ve de halen bu görevini sürdürmektedir. Ocak-1999 yılında yüksek lisans programını tamamlayarak Jeofizik Yüksek Mühendisi unvanı aldı. Şubat-1999 yılında doktora çalışmalarına başladı. Murat ERDURAN evli ve Nazif Anıl adında bir erkek çocuk babasıdır. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası üyesidir ve İngilizce bilmektedir.

**T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MEMBERSİ**