

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**TEK İSTASYON YÜZEY DALGASI VERİLERİ İLE
ANADOLU'NUN KABUK YAPISININ BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeof. Müh. Vildan ALTUNIŞIK

**EKİM 2010
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**TEK İSTASYON YÜZEY DALGASI VERİLERİ İLE
ANADOLU'NUN KABUK YAPISININ BELİRLENMESİ**

Jeof. Müh. Vildan ALTUNIŞIK

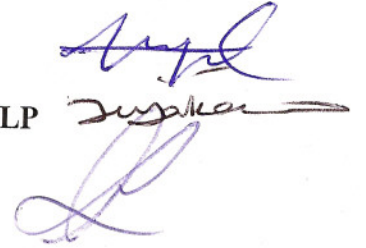
**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünce
“Jeofizik Yüksek Mühendisi”
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 13.09.2010
Tezin Savunma Tarihi : 25.10.2010**

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Nilgün SAYIL

Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Hüseyin GÖKALP

Jüri Üyesi : Prof. Dr. Osman BEKTAŞ



Enstitü Müdürü : Prof. Dr. Salih TERZİOĞLU

Trabzon 2010

ÖNSÖZ

Bu çalışma Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

“Tek İstasyon Yüzey Dalgası Verileri İle Anadolu'nun Kabuk Yapısının Belirlenmesi” isimli tez çalışmasını bana öneren ve her aşamasında gerek bilgi ve tecrübelerini gerekse maddi ve manevi desteğini benden esirgemeyen Hocam Sayın Doç. Dr. Nilgün SAYIL'a en içten teşekkürlerimi sunarım.

Akademik hayatım boyunca bana destek olan Hocalarıma çok teşekkür ederim.

Öğrenim hayatım süresince bana her türlü desteği veren babam Kemal FİDAN'a, annem Huriye FİDAN'a ve kardeşim Ömer FİDAN'a müteşekkir olduğumu belirtmek isterim. Ayrıca, tüm desteğiyle yanımda olan eşim Ahmet Can ALTUNIŞIK'a göstermiş olduğu sabırdan dolayı teşekkür eder, bu çalışmanın, yeni çalışmalara ışık tutmasını ve Ülkemize faydalı olmasını temenni ederim.

Vildan ALTUNIŞIK
Trabzon 2010

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET	V
SUMMARY	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ	VII
TABLolar DİZİNİ.....	XI
SEMBOLLER DİZİNİ	XII
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
2. YÜZEY DALGALARI VE POLARİZASYON SÜZGEÇLERİ.....	3
2.1. Yüzey Dalgaları.....	3
2.1.1. Model Dispersiyon, Faz Hızı ve Grup Hızı.....	4
2.1.2. Yüzey Dalgalarının Temel Özellikleri	6
2.1.2.1. Love Dalgaları.....	7
2.1.2.2. Rayleigh Dalgaları.....	12
2.2. Polarizasyon Süzgeçleri	18
2.2.1. Polarizasyon Özelliklerine Dayalı Yüzey Dalgası Ayırım Süzgeci.....	21
3. YÜZEY DALGASI VERİLERİNDEN FAZ VE GRUP HIZLARININ HESAPLANMASI.....	25
3.1. Giriş.....	25
3.2. Yüzey Dalgası Verilerinin Sınıflandırılması.....	26
3.3. Faz ve Grup Hızlarının Hesaplanması.....	27
3.3.1. Köprü Tek İstasyon Yöntemi	27
3.3.1.1. Hareketli Pencere Çözümlemesi	31
3.3.1.2. Ardışık Süzgeç Yöntemi	33
3.4. İki İstasyon Yöntemi	38
3.5. Üç İstasyon Yöntemi	39
3.6. Faz ve Grup Hızlarının Ters Çözümlemesi.....	39
3.6.1. Hedgehog Yöntemi ile Ters Çözümleme İşlemi	40

3.7.	Farklı Tektonik Yapılarda Gözlenen Dispersiyon Eğrileri	42
3.7.1.	Yaşlı Prekambriyen Kalkanlar	42
3.7.2.	Aktif Olmayan Genç Kıtasal Bölgeler	43
3.7.3.	Okyanus Bölgeleri	43
3.7.4.	Yarık Zonları	45
3.7.5.	Dağlık Bölgeler	46
4.	TEK İSTASYON YÖNTEMİ KULLANILARAK ANADOLU’NUN KABUK VE ÜST MANTO YAPISININ BELİRLENMESİ	48
4.1.	Giriş	48
4.2.	Anadolu ve Çevresinin Tektoniği	48
4.3.	Anadolu’da Yerkabuğu Çalışmaları	50
4.4.	Çözümlemede Kullanılan Veriler	55
4.5.	Verilere Yüzey Dalgası Polarizasyonu Uygulanışı	60
4.6.	Düzeltilmiş Verilerden Dispersiyon Eğrilerinin Belirlenmesi	63
4.7.	Dispersiyon Eğrisinden Faydalanılarak Ters Çözüm Yöntemi ile Anadolu’nun Kabuk Yapısının Belirlenmesi	69
5.	SONUÇLAR	73
6.	KAYNAKLAR	75
ÖZGEÇMİŞ		

ÖZET

Bu çalışmada Anadolu'nun kabuk ve üst manto yapısının incelenmesi amacıyla, tek istasyona ait uzun peryot üç-bileşen kayıtları üzerinden yüzey dalgalarının grup hızlarının hesaplanması ve ters çözümleme işlemlerinin uygulanması hedeflenmiştir. Bu amaç doğrultusunda, Anadolu'da oluşmuş depremlerin İstanbul (IST) ve Trabzon (TBZ) istasyonundaki uzun peryod üç-bileşen sismogramları incelenerek, kayıtları incelenebilir özellikte dört deprem kaydı seçilmiştir. Depremlerle istasyon arasındaki profiller yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı ve kuzeybatı-güneydoğu doğrultularındadır ve Anadolu'nun büyük bir kesimini kapsamaktadır. Ele alınan dört depremin yatay ve/veya düşey bileşenlerine önce polarizasyona dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci uygulanmış ve Love ve Rayleigh dalgaları ayrımlı hale getirilmiş ve ardışık süzgeç tekniği kullanılarak grup hızları hesaplanmıştır. TBZ ve IST istasyon kayıtları kullanılarak oluşturulan profiller için, Love ve Rayleigh dalgası grup hızı dispersiyon eğrilerinin ortalamaları kullanılarak yapı belirlenmeye çalışılmıştır. Belirlenen sonuçlar mevcut bilgilerle kıyaslanarak, uyumlu ve uyumsuz bilgiler ortaya koyulmuş ve bunların bir değerlendirmesi yapılmıştır.

Yaklaşık 1000 km episanrt uzaklığına sahip kayıtlara polarizasyona dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci uygulanmış ve 4.2-4.5 aralığında değişen pencere boyu/kaydırma aralığı oranı için filtreleme işleminin yüzey dalgalarının ayrımlı hale geldiği belirlenmiştir. Ayrımlı hale getirilen yüzey dalgalarından ardışık süzgeç tekniği ile 10-60 sn lik peryod aralığında grup hızı dispersiyon eğrileri elde edilmiş, ters çözümlemede Hedgehog yöntemi kullanılarak yapı belirlemesi yapılmıştır. İncelenen tüm profillerde üç tabakadan oluşan bir kabuk yapısı saptanmıştır. Tortul tabaka kalınlığı 5 km, granit tabakası 15 km ve bazalt tabakası 20 km olarak belirlenmiştir. Profiller benzer kıtasal yolları izledikleri için tüm modellerde tabakaların yoğunlukları aynı alınmıştır. Her iki istasyon için oluşturulan profillerden kabuk ve üst manto hızları belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler : Anadolu'nun kabuk yapısı, Polarizasyon süzgeci, Yüzey dalgası.

SUMMARY

Determination of the Crustal Structure of the Anatolia with Single-Station Surface Wave Data

In this study, with the aim of investigation crust and upper mantle structure of Anatolia, it has been dealt to compute group velocities of surface waves from the single-station long-period three-component records and to apply inversion schemes. In the direction of this aim, long-period three-component seismograms at the stations of Istanbul (IST) and Trabzon (TBZ) of the earthquakes occurred in Anatolia have been searched and four earthquakes of which records were usable have been selected. The profiles between events and station were approximately in the NE-SW and NW-SE directions and across Anatolia. After computing the group velocities from the vertical and/or horizontal component records of four selected earthquakes by using Multiple Filter Technique, structure for the profiles between event and station (IST and TBZ) have been determined with inversion process by making use these mean velocity values. Results of this study have been compared with previously determined results, and it has been criticized if they were convenient.

Surface wave discrimination filter based on polarization properties have been applied to records which have got 1000 km epicenter distance and filtering process for a selected window length and moving interval range of 4.2-4.5 performed discrimination of surface waves. Group velocity dispersion curves have been determined in the period interval of 10-60 sec with multiple filter technique from discriminated surface waves, structure has been determined with Hedgehog inversion method. A three layered crustal model has been determined for all the investigated profiles. Sediment layer has got 5 km, granit layer has got 15 km and basalt layer has got 20 km. Densities in the layers have been taken the same for all profiles passed similar continental paths. Velocity of crust and upper mantle structure have been determined for all profiles in both stations (TBZ and IST).

Key Words : Crust structure of Anatolia, Polarization filter, Surface waves.

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

- Şekil 2.1. Yüzey dalgalarının yayılımını. (a) Rayleigh dalgalarının tanecik hareketi. β ; S-dal-gası hızını gösterir. (b) Love dalgaları, serbest yüzey ve ara yüzey arasında defalarca yansıyan üst tabakadaki dalgaların yapıcı girişimleriyle oluşur. Love dalgalarının tanecik hareketi şekildeki düzleme diktir. 4
- Şekil 2.2. Dispersif bir dalga treninde u grup hızı; dalga paketi zarfının hızını; c faz hızı ise yalnız dalga doruklarının hızını göstermektedir..... 6
- Şekil 2.3. Yarı-sonsuz ortamın üstündeki bir tabakada tekrarlı yansımaya uğrayan SH dalgalarının geometrisi. Serbest yüzeyde $x_3=0$ ve tabaka kalınlığı H dir. $x_3=H$ sınırında oluşan etkiler gelen (SH_i), yansıyan (SH_R) ve alt tabakaya geçen (SH_T) SH dalgalarını içerir. $\beta_1 < \beta_2$ için $j_c = \sin^{-1}(\beta_1/\beta_2)$ kritik açı tabakada tutulacak SH tekrarlı yansımalarının ($j_1 \geq j_c$) dışında oluşacaktır 7
- Şekil 2.4. (a) (2.12) bağıntısının grafik çözümü, burada kesikli ve düz çizgilerin kesişme noktaları farklı modları vermektedir. (b) Tabaka üzerindeki yarı-sonsuz ortamda ana ve yüksek modlar için faz hızı dispersiyon eğrileri (Lay ve Wallace, 1995)..... 11
- Şekil 2.5. Serbest bir yüzey boyunca yatay olarak ilerleyen çok küçük P ve SV-dalga enerjilerinin eşzamanlı olarak oluşması Rayleigh dalgası olarak adlandırılan girişen yüzey dalgasını meydana getirmektedir 13
- Şekil 2.6. Üstte $(kx_1 - \omega t)$ faz bileşeninin bir fonksiyonu olarak (2.30) bağıntısının çizimi, altta zamanın fonksiyonu olarak tek partikülün davranışı. Tanecik hareketi retrograt eliptiktir (Lay ve Wallace, 1995)..... 17
- Şekil 2.7. Altta derinliğin fonksiyonu olarak ve yüzey boyunca bir dalgaboyu üzerinde Rayleigh dalgası tanecik hareketleri. Homojen yarı-sonsuz ortamda Rayleigh dalgasının yatay (u) ve düşey (w) yerdeğiştirmeleri. Tanecik hareketi h derinliği üstünde retrograt eliptik, daha büyük derinliklerde prograt eliptiktir (Sheriff ve Geldart, 1982)..... 18
- Şekil 2.8. Polarizasyon elipsoidi 20
- Şekil 2.9. Yer hareketinin üç dik bileşeni ve bu bileşenler arasındaki ilişkiler..... 22
- Şekil 3.1. Doruk numarası-variş zamanı eğrisinden grup hızlarının hesaplanması..... 29

Şekil 3.2.	Frekans ve zaman ortamındaki süzgeçleme sonuçlarının karşılaştırması. (a) sismogram, (b) 10 sn periyodu için frekans ortamında süzölmüş sismogram (c) zaman ortamında süzölmüş sismogram, (d) b ve c izleri arasındaki farktır (Archambeau ve diğ., 1966).....	35
Şekil 3.3.	Ardışık süzgeç yönteminin akış çizelgesi (Dziewonski ve diğ. 1969).....	37
Şekil 3.4.	Üç-istasyon açılımının geometrisi.....	39
Şekil 3.5.	Deneme-yanıma yöntemi ile ters çözümleme işlemlerinin akış çizelgesi (Osmanşahin, 1989).....	41
Şekil 3.6.	Ana mod Love ve Rayleigh dalgaları kıtasal ve okyanusal dispersiyon eğrileri (Bullen ve Bolt, 1985)	42
Şekil 3.7.	Farklı tektonik yapılar için (a) Rayleigh dalgası faz hızlarının periyoda göre değişimleri, (b) S-dalga hızlarının derinliğe göre değişimleri (Knopoff, 1972'den uyarlanmıştır)	47
Şekil 4.1.	Anadolu'nun en önemli tektonik yapıları (Şengör vd., 1985 ve Barka 1992'den uyarlanmıştır)	49
Şekil 4.2.	Depremlerin ve istasyonların konumları	56
Şekil 4.3.	Eşit aralıklı hale getirilmiş, trendi giderilmiş, alet düzeltmesi uygulanmış 1.olay; Episantr uzaklığı:1157km, Azimut:82°, Geri Azimut:88°, oluş zamanı:20:10:13, kayıt başlangıcı: 20:15:33.585, veri sayısı: 13446 (672.3sn), örnekleme oranı:20sample/sn.....	57
Şekil 4.4.	Eşit aralıklı hale getirilmiş, trendi giderilmiş, alet düzeltmesi uygulanmış 2.olay;Episantr uzaklığı:1147km, Azimut:70°, Geri Azimut:101°, oluş zamanı: 00:40:16, kayıt başlangıcı: 00:42:10.618, veri sayısı: 26726 (1336.3sn), örnekleme oranı:20sample/sn.....	57
Şekil 4.5.	Eşit aralıklı hale getirilmiş, trendi giderilmiş, alet düzeltmesi uygulanmış 3.olay; Episantr uzaklığı: 1086 km, Az:62°, Geri Az:110°, oluş zamanı:23:02:13, kayıt başlangıcı: 23:03:22.235, veri sayısı: 1801 (1800.1sn), örnekleme oranı:10sample/sn.....	58
Şekil 4.6.	Eşit aralıklı hale getirilmiş, trendi giderilmiş, alet düzeltmesi uygulanmış 4.olay; Episantr uzaklığı: 927km, Azimut:°, Geri Azimut:8.35°, oluş zamanı:11:05:28, kayıt başlangıcı: 11:05:00, veri sayısı: 30400 (1520sn), örnekleme oranı:20sample/sn.....	58
Şekil 4.7.	1.olayın (06.07.2003) yatay bileşenlerine vektörel döndürme işlemi uygulanarak elde edilen radyal (R) ve tanjansiyel (T) bileşenler ve düşey (Z) bileşen	59

Şekil 4.8. 2.olayın (10.04.2003) yatay bileşenlerine vektörel döndürme işlemi uygulanarak elde edilen radyal (R) ve tanjansiyel (T) bileşenler ve düşey (Z) bileşen	59
Şekil 4.9. 3.olayın (20.12.2004) yatay bileşenlerine vektörel döndürme işlemi uygulanarak elde edilen radyal (R) ve tanjansiyel (T) bileşenler ve düşey (Z) bileşen	60
Şekil 4.10. 4.olayın (21.02.2007) yatay bileşenlerine vektörel döndürme işlemi uygulanarak elde edilen radyal (R) ve tanjansiyel (T) bileşenler ve düşey (Z) bileşen	60
Şekil 4.11. 1.olaya (06.07.2003) ayırım süzgeci uygulandıktan sonra elde edilen süzgeçlenmiş üç bileşen kayıtlar (2N:512, kaydırma aralığı:11.11).....	62
Şekil 4.12. 2. olaya (10.04.2003) ayırım süzgeci uygulandıktan sonra elde edilen süzgeçlenmiş üç bileşen kayıtlar (2N:1024, kaydırma aralığı:15.6).....	62
Şekil 4.13. 3. olaya (20.12.2004) ayırım süzgeci uygulandıktan sonra elde edilen süzgeçlenmiş üç bileşen kayıtlar (2N:1024, kaydırma aralığı:18.6).....	63
Şekil 4.14. 4.olaya (21.02.2007) ayırım süzgeci uygulandıktan sonra elde edilen süzgeçlenmiş üç bileşen kayıtlar (2N:512, kaydırma aralığı:11.9).....	63
Şekil 4.15. 1.olayın Ardışık süzgeç ve ters çözümde kullanılan düşey ve radyal bileşenleri (kayıt başlangıç zamanı=20:15:336, veri boyu =200sn)	64
Şekil 4.16. 2.olayın Ardışık süzgeç ve ters çözümde kullanılan radyal ve tanjansiyel bileşenleri (Rayleigh dalgası için kayıt başlangıç zamanı= 00:45:306 ve Love dalgası için kayıt başlangıç zamanı= 00:44:156 ve veri boyu =200sn).....	65
Şekil 4.17. 3.olayın Ardışık süzgeç ve ters çözümde kullanılan düşey ve yatay bileşenleri (kayıt başlangıç zamanı= 23:06:222, veri boyu =240sn)	65
Şekil 4.18. 4.olayın Ardışık süzgeç ve ters çözümde kullanılan düşey ve radyal bileşenleri (kayıt başlangıç zamanı= 11:08:30, veri boyu = 240sn)	66
Şekil 4.19. Trabzon (TBZ) istasyonunda kaydedilen depremlerin (1, 2 ve 3.olay) Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri (içi dolu daireler) ve bunlardan elde edilen ortalama eğri (sürekli çizgi)	66
Şekil 4.20. Trabzon (TBZ) istasyonunda kaydedilen depremlerin (2 ve 3.olay) Love dalgası dispersiyon eğrileri (içi dolu daireler) ve bunlardan elde edilen ortalama eğri (sürekli çizgi)	67

Şekil 4.21. Trabzon (TBZ) istasyonunda kaydedilen depremlerin (2 ve 3. olay) Love ve Rayleigh dalgalarına ait gözlemsel ortalama dispersiyon eğrileri.....	67
Şekil 4.22. İstanbul (ISK) istasyonunda kaydedilen depremin (4.olay) Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri (içi dolu daireler) ve bunlardan elde edilen ortalama eğri (sürekli çizgi)	68
Şekil 4.23. İstanbul (ISK) istasyonunda kaydedilen depremin (4.olay) Rayleigh dalgasına ait gözlemsel ortalama dispersiyon eğrisi	68
Şekil 4.24. Trabzon (TBZ) istasyonunda kaydedilen depremlerle (1, 2 ve 3.olay) istasyon arasındaki 1, 2 ve 3. profil için Rayleigh ve Love dalgalarından ardışık süzgeç tekniği ile hesaplanan gözlemsel ortalama grup hızları ve ters çözümleme işleminden elde edilen yapı modeline ait kuramsal grup hızları	69
Şekil 4.25. İstanbul (ISK) istasyonunda kaydedilen deprem (4.olay) ile istasyon arasındaki 4. profil için Rayleigh dalgasından ardışık süzgeç tekniği ile hesaplanan gözlemsel ortalama grup hızları ve ters çözümleme işleminden elde edilen yapı modeline ait kuramsal grup hızları	70
Şekil 4.26. Trabzon (TBZ) istasyonunda kaydedilen depremlerle (1, 2 ve 3.olay) istasyon arasındaki 1, 2 ve 3. profiller için a) Rayleigh dalgası b) Love dalgası ortalama grup hızı dispersiyon eğrisinin ters çözümleme işleminden elde edilen yapı modelleri. P-dalgası (—) ve S-dalgası (--) hızları	71
Şekil 4.27. İstanbul (ISK) istasyonunda kaydedilen depremlerle (4.olay) istasyon arasındaki 4. profil için a) Rayleigh dalgası ortalama grup hızı dispersiyon eğrisinin ters çözümleme işleminden elde edilen yapı modeli. P-dalgası (—) ve S-dalgası (--) hızları. b) yoğunluğun derinlikle değişimi (tüm profiller için aynı alınmıştır)	72

TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 4.1. Uygulamada kullanılan depremlerin odak parametreleri	56
Tablo 4.2. Verilere Polarizasyona dayalı ayırım süzgeci uygulanmasında kullanılan parametreler	62
Tablo 4.3. Anadolu'yu yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı yönünde geçen profiller oluşturmak amacıyla TBZ istasyonunda kaydedilen depremlerin (1, 2 ve 3. olay) Rayleigh dalgası kayıtları kullanılarak elde edilen ortalama grup hızlarının ters çözümlemesi sonucu elde edilen yapı modeli	70
Tablo 4.4. Anadolu'yu yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı yönünde geçen profiller oluşturmak amacıyla TBZ istasyonunda kaydedilen depremlerin (2 ve 3. olay) Love dalgası kayıtları kullanılarak elde edilen ortalama grup hızlarının ters çözümlemesi sonucu elde edilen yapı modeli	71
Tablo 4.5. Anadolu'yu yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı yönünde geçen profiller oluşturmak amacıyla ISK istasyonunda kaydedilen depremlerin (4.olay) Rayleigh dalgası kayıtları kullanılarak elde edilen ortalama grup hızlarının ters çözümlemesi sonucu elde edilen yapı modeli	71

SEMBOLLER DİZİNİ

A	Faz ve grup hızlarının kısmi türevlerinin matrisi
a_k	Faz spektrumunun kosinüs katsayısı
$A_n(t)$	Anlık spektral genlik
b_k	Faz spektrumunun sinüs katsayısı
c	Faz hızı
H	Genelleştirilmiş ters matris
$h_n(t)$	Faz zaman fonksiyonu
j_c	Kritik açı
k	Dalga sayısı
My	Milyon yıl
N	Dalga devir sayısı
p	Işın parametresi
$Q(\omega, W)$	Pencere fonksiyonunun spektral tepkisi
$Q_n(\omega)$	Kuadratur spektrum
$q(t)$	Simetrik modülasyon fonksiyonu
$q_n(t)$	Kuadratur zaman fonksiyonu
R	Ayrımlılık matrisi
T	Kinetik enerji
T_n	Dalga periyodu
U	Grup hızı
u	Yatay yer değiştirme
U^T	Satırları A matrisinin kolonlarıyla ilişkili özvektör
V	Potansiyel enerji
W	Sabit pencere faktörü
$W(t)$	Dikdörtgen zaman penceresi
w	Düşey yer değiştirme
x_{EW}	Yer hareketinin doğu-batı bileşeni
x_{NS}	Yer hareketinin kuzey-güney bileşeni
x_R	Yer hareketinin radyal bileşeni
x_T	Yer hareketinin enine bileşeni

ΔX	Episantr uzaklıkları arasındaki fark
Δt	İstasyonlar arası yayılma zamanı farkı
α	P-dalga hızı
β	S-dalga hızı
ω	Frekans
Ψ	SV-dalgasının potansiyeli
ν	Poisson oranı
λ	Dalga boyu
$\varphi_n(t)$	Anlık spektral faz
ϕ	Episantr ve istasyondan geçen büyük dairenin kuzeyle doğuya doğru yaptığı açı
ϕ_H	Sinyalin fazı
ϕ	Kaynağın fazı
μ	Ortamın rijiditesi
η_α	P-dalga enerjisi
η_β	S-dalga enerjisi
τ_i	Faz gecikme zamanı
\vee	A matrisinin satırları ile ilişkili özvektör
\wedge^{-1}	Diyagonal matris
ρ	Yoğunluk

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Jeofizik mühendisliğinin önemli bir dalı olan sismolojinin temelini elastik dalga yayılımını oluşturur. Sismolojik verilerden yararlanılarak yerkürenin ayrıntılı bölgesel yapısı hakkında ilk belirlemeler 20. yüzyılla birlikte başlar. 1908 de Mohorovicic cisim dalgalarının yer içinde yayılımını gözleyerek kabuk-manto sınırını saptamıştır. Wichert ve arkadaşları tarafından 1910'larda ileri sürülen ilk yerküre modeline ait bazı sonuçlar günümüzde de geçerliliğini korumaktadır.

Deprem verilerinin kullanıldığı sismolojik araştırmalarda yerel ve bölgesel ölçekteki yerkabuğu ve üst manto yapısı için uzak ve yakın depremlere ait değişik veri gruplarının kullanıldığı ters çözümleme teknikleri uygulanmaktadır. Bunlar cisim dalgalarının yayılma zamanları ile sönümlenmelerinin ve yüzey dalgalarının dispersiyon özelliklerinin incelendiği yöntemlerdir.

Yapısal çalışmalarda cisim dalgalarına paralel olarak yüzey dalgalarından da geniş ölçüde yararlanılmaktadır. Yüzey dalgası çalışmalarında, periyodun bir fonksiyonu olarak grup varış zamanları, faz açısı ve genlik belirlenmeye çalışılır. Bu parametreler, kabuk ve üst-manto yapısının, deprem kaynak mekanizmalarının ve yerkürenin elastik özelliklerinin incelenmesinde önemli bir veri grubu oluştururlar. Bunların belirlenmesinde tek istasyon, iki istasyon ve üç veya çok istasyon yöntemlerinden yararlanılır.

Yüzey dalgaları ile ilgili ilk çalışmaların çoğunluğu grup hızı ölçümlerini kapsar. Bu çalışmalarda tek istasyon kayıtlarındaki dalga trenleri üzerinden doruk-çukur yöntemi ile grup hızının değişimi hesaplanır ve kaynak ile istasyon arasındaki yapı çözümlenmeye çalışılır (Ewing ve diğ., 1957). Faz hızı hesaplamasında da tek istasyon yöntemi kullanılmıştır (Brune ve diğ., 1960). Daha sonra Fourier çözümleme tekniği kullanılarak, okyanusal G dalgalarından yararlanılarak, sinyal çok az dispersiyon gösterdiğinde bile faz hızı, grup hızı ve soğurma aynı anda ölçülebilmştir (Sato, 1958). Brune ve Dorman (1963), ayrıntılı manto yapısını elde etmek için yüzey dalgası faz hızı dispersiyon verilerinin ters çözümlemesini Kanada kalkanında yapmışlardır. Faz hızlarının ölçümü için Press (1956, 1967) tarafından önerilen üç istasyon yöntemi yerine Knopoff ve diğ. (1967) iki istasyon yöntemini kullanmışlardır.

Press (1956,1957) üç istasyon açılımı ile doruk-çukur yöntemini kullanarak sınırlı jeolojik bölgeler için bazı faz hızı sonuçları tanımlamıştır. Mod ayrımı yapmak için sayısal süzgeçleri kullanan araştırmacılar (Alexander, 1963; Pilant ve Knopoff, 1964; Knopoff ve diğ., 1966; Landisman ve diğ., 1969) kaynak tekrarlaması veya çok yol izlemenin neden olduğu girişim etkilerini en iyi şekilde azaltmayı başarmışlardır. Pilant ve Knopoff (1964) ilk olarak bölgesel faz hızı ölçümleri için zaman değişkenli süzgeçleri (time variable filter) kullanmışlardır. Landisman ve diğ. (1968) gürültü ve mod girişimlerini içeren sinyallerin çözümlemesinde kullanılan hareketli pencere (moving window) yöntemini tanımlamışlardır.

1960'dan sonra uluslararası sismograf ağına (World Wide Seismograph Station Network) ait istasyonların kurulması ve aynı özellikte uzun peryod üç bileşen sismografların çalıştırılmasıyla sismik yüzey dalgaları daha yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Birkaç yüzden birkaç bin kilometreye kadar sadece yatay ölçek üzerinde değişen birkaç parametre klasik çalışmalardan hesaplanmıştır. Ayrıca gelişen bilgisayar yöntemleriyle istenilen yer yapısı modeline uygun yüzey dalgası dispersiyonu ve verilen episantr uzaklıklarındaki istasyonlar için yapay sismogramlar hesaplanabilmektedir. Böylece kuramsal hesaplamalar gözlemsel sonuçlarla birlikte kullanılabilir hale gelmiştir.

Bu çalışmada Anadolu'da oluşmuş yüzey dalgası magnitüdü 4'den büyük olan depremlerin İstanbul (ISK) ve Trabzon (TBZ) istasyonlarındaki kayıtları kullanılarak sismik yüzey dalgalarının temel türleri olan Love ve Rayleigh dalgası grup hızlarının ters çözümlemesi yapılarak Anadolu için kabuk ve üst-manto yapısı belirlenmeye çalışılmıştır.

2. YÜZEY DALGALARI VE POLARİZASYON SÜZGEÇLERİ

2.1. YüzeY Dalgaları

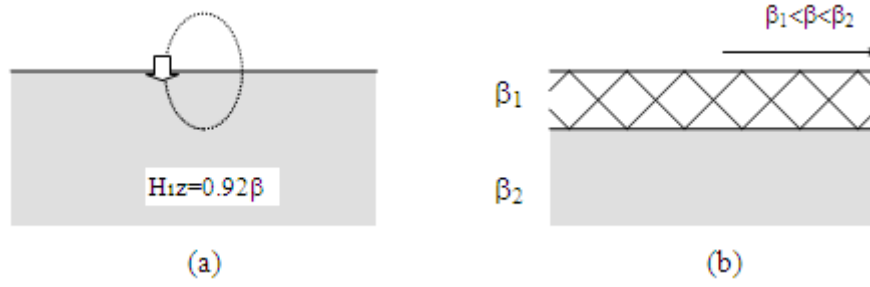
YüzeY dalgalarının kuramsal temelleri Rayleigh (1885) ve Lamb (1903) ile daha sonra bunları izleyen Love (1911)'in çalışmalarıyla kurulmuştur. Daha sonra Pekeris(1948), kuramsal çalışmalara önemli katkılarda bulunmuştur. Gutenberg (1926) yerkabuğu yapısının saptanmasında yüzeY dalgası dispersiyon verilerini kullanmıştır. Ewing ve diğ. (1957), kuramsal çalışmalarla gözlemsel araştırmalardaki gelişmeleri ayrıntılı bir şekilde derlemiştir. Sonraki yıllarda Richter (1958), Aki ve Richards (1980), Bullen ve Bolt (1985) gibi araştırmacılar yüzeY dalgaları ile ilgili geniş bilgileri içeren eserler ortaya koymuştur.

YüzeY dalgaları cisim dalgalarından farklı olarak yerin serbest yüzeyi boyunca ve sadece yeryüzüne paralel bir yörünge üzerinde yayınırlar. Dolayısıyla bu dalgaların genlikleri herhangi bir derinlikte durağandır Bu nedenle, cisim dalgaları ile kıyaslandıklarında geometrik yayınımdan çok daha az etkilenirler. Uzun periyotlu sismografların kayıtları üzerinde büyük bir bölümü kapsayan yüzeY dalgaları, özellikle sığ odaklı ve büyük magnitudlü depremlere ait kayıtlarda sinüzoidal dalga trenleri şeklinde gözlenmektedir. Magnitudün büyüklüğüne bağlı olarak kayıt süreleri saatlerce olabilmektedir.

YüzeY dalgalarının temel türleri isimlerini kaşiflerinden alan Love (L) ve Rayleigh (R) dalgalarıdır. Rayleigh dalgaları tekdüze, elastik yarı-sonsuz bir ortamın serbest yüzeyinde veya tabakalı ortamlarda oluşabilmektedir. Rayleigh dalgası yarı sonsuz bir ortamın yüzeye yakın kısımlarında P ve SV-dalgalarının girişimiyle ve Love dalgası ise S-dalgası hızının derinlikle arttığı tabakalı ortamlarda SH-dalgasının yapıcı girişimiyle oluşurlar. Rayleigh dalgası yayınımla doğrultusuna dik bir düşey düzlemde saat yönünün tersinde eliptik bir yörünge çizerek titreşim hareketi yapar. Love dalgası düşey doğrultuda titreşim hareketi yapmazken yatay doğrultuda enine cisim dalgası gibi titreşim hareketi yapar. Love dalgaları ise sadece tabakalı ortamlarda oluşur (Şekil 2.1).

10-200 sn periyod aralığındaki yüzeY dalgası kayıtları, yerkürenin yapısı ve sismik kaynak mekanizması hakkında önemli bilgiler içermektedir. YüzeY dalgalarının faz ve grup hızları ve yerin soğurma özelliklerinden yararlanarak yerkabuğu ve üst-manto yapısı

araştırılır. Uzak depremlerin odak derinliklerinin belirlenmesinde ve ayrıca kaynak spektrumları ve yayılım modellerinden sismik moment ve odak mekanizması bulunmasında yararlanılmaktadır. Ayrıca yeraltı patlatmalarının depremlerden ayırt edilmesinde de önemli veriler sağlar.



Şekil 2.1. Yüzeysel dalgaların yayılımı. (a) Rayleigh dalgalarının tanecik hareketi. β ; S-dalgası hızını gösterir. (b) Love dalgaları, serbest yüzey ve ara yüzey arasında defalarca yansıyan üst tabakadaki dalgaların yapıcı girişimleriyle oluşur. Love dalgalarının tanecik hareketi şekildeki düzleme diktir.

2.1.1. Dispersiyon, Faz Hızı ve Grup Hızı

Yüzeysel dalgalarının en önemli fiziksel özelliği 'dispersiyon' olayıdır. Dispersiyon, Moho süreksizliğinin altında ve üstünde elastik özelliklerdeki dolayısıyla, sismik dalga hızlarındaki belirgin farklılıklardan kaynaklanan ve periyoda bağlı olarak yayılma zamanında meydana gelen değişimdir. Rayleigh dalgaları hariç diğer tüm yüzeysel dalgalarının görünür hızları frekansa bağlıdır yani dispersiyon gösterirler. Hızın derinlikle artışı ne kadar fazla ise farklı periyotlardaki dalgaların yayılma hızları arasındaki farkta o kadar büyük olacaktır. Dolayısıyla hızın derinlikle arttığı ortamlarda, uzun periyotlu dalgalar daha derine yüksek hızlı mantoya etkir ve daha sığ derinliklere etkiyebilen kısa periyotlu dalgalar önce kaydedilirler. Buna "*normal dispersiyon*" denir. Hızın derinlikle azaldığı ortamlarda kısa periyotlu dalgalar daha önce algılanır. Bu ise "*ters dispersiyon*" olarak adlandırılır.

Dispersiyon olayı sonucu yüzeysel dalgalarında iki ayrı hız kavramı ortaya çıkar. Bunlar faz ve grup hızlarıdır. Faz hızı (c), dalga treni üzerindeki herhangi bir fazın yani noktanın hızıdır. Grup hızı (U) ise, dalga zarfına yani tüm dalga grubuna ait hızdır (Şekil 2.2). Faz hızı ortam parametreleri ile (tabaka uzunlukları, P ve S-dalgası hızları, rijidite,

vs.) ve ilişkili sınır şartları için özel bir harmonik bileşenin geometrik uyumuyla doğrudan kontrol edilir. Grup hızı ise ortam parametrelerine bağlı olduğu gibi, farklı harmonikler arasındaki girişimi kontrol eden faz hızının frekansa bağlı değişimine de bağlıdır. Bunu anlamak için genlikleri aynı fakat frekansları (ω', ω''), dalga sayıları ve faz hızları ($k' = \omega'/c', k'' = \omega''/c''$) biraz farklı iki harmonik dalga düşünülebilir. Bunların toplanması sonucu;

$$u = \cos(\omega't - k'x) + \cos(\omega''t - k''x) \quad (2.1)$$

şeklinde bir toplam yerdeğiştirme elde edilir (Lay ve Wallace, 1995).

ω , ω' ve ω'' nün bir ortalaması olarak tanımlansın, yani $\omega' + \delta\omega = \omega = \omega'' - \delta\omega$ ve $k = \omega/c$ yani $k' + \delta k = k = k'' - \delta k$ olsun. Burada $\delta\omega \ll \omega$, $\delta k \ll k$ dır. Bunlar (2.1) bağıntısında yerine konur ve $2 \cos x \cos y = \cos(x + y) + \cos(x - y)$ şeklindeki kosinüs yasası uygulanırsa aşağıdaki ifade elde edilir:

$$u = 2 \cos(\omega t - kx) \cos(\delta\omega t - \delta kx) \quad (2.2)$$

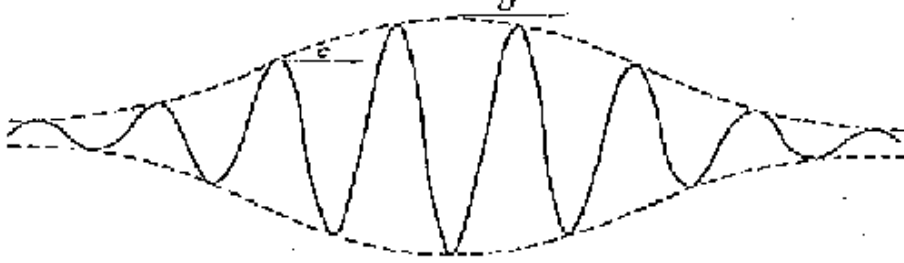
Bu ise ikincisi birinciden çok daha yavaş değişen iki kosinüsün çarpımıdır. Modülasyona uğramış sinyalin zarfı ortalama harmonik terimin faz hızı c den farklı bir hızla yayılır ve bu grup hızı U olarak tanımlanır:

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k} \quad (2.3)$$

Sınırdaki $\delta\omega$ ve $\delta k \rightarrow 0$ olarak alınır. $\omega = ck = \frac{2\pi c}{\lambda}$ olduğundan;

$$U = \frac{d\omega}{dk} = \frac{d(ck)}{dk} = c + k \frac{dc}{dk} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} \quad (2.4)$$

yazılabilir. (2.4) bağıntısından grup hızının, hem faz hızına hem de faz hızının dalga sayısına göre değişimine bağlı olduğu görülür. $dc/dk=0$ ise, faz ve grup hızı birbirine eşittir. Genelde faz hızı tek düze olarak frekansla artmaktadır, böylece $dc/dk<0$ ve $U<c$ dir.



Şekil 2.2. Dispersif bir dalga treninde u grup hızı; dalga paketi zarfının hızını; c faz hızı, yalnız dalga doruklarının hızını göstermektedir

Faz ve grup hızlarının periyoda bağlı değişimlerini gösteren eğrilere ‘dispersiyon eğrileri’ denir. Eğer faz hızı dispersiyon eğrisi bilinirse, türev alma yoluyla grup hızı dispersiyon eğrisi de belirlenebilir.

2.1.2. Yüzey Dalgalarının Temel Özellikleri

Dalga yayılımı fiziğinin anlaşılmasında en basit yol, düzlem dalgaların Şekil 2.3’ de gösterilen homojen, izotrop iki tabakalı ortam modeli için yayılımı, x_1 yatay doğrultuda yayılım yönünü ve x_3 düşey eksen aşağıya doğru pozitif olarak derinliği göstermek üzere ω frekansına bağlı olarak,

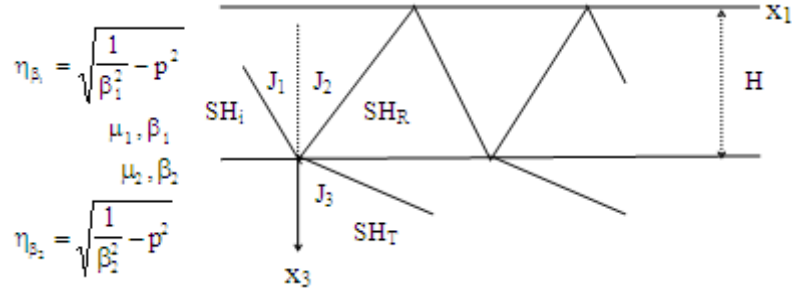
$$u = A \exp[i(kx_1 - \omega t)] \quad (2.5)$$

bağıntısının üç sınır koşulu altında çözülmesi gerekir. Bu sınır koşulları şunlardır:

1. Serbest yüzeyde ($x_3=0$, yeryüzü) kesme gerilmeleri sıfırdır,
2. Ara yüzeyde ($x_3=H$) yer değiştirmeler süreklidir,
3. Ara yüzeyde gerilmeler süreklidir.

Aynı zamanda hareket denklemleri de sınır koşullarını sağlamak zorundadır. Bu koşullar altında, rastgele seçilen bir ω frekansı ve k dalga sayısı için (2.5) bağıntısının doğrudan çözümü yoktur. Bununla birlikte verilen bir ω frekansı için dalga sayısı $k_n(\omega)$

gibi özel bir değer alıyorsa çözüm bulunabilir. Bu bir özdeğer problemidir ve verilen bir ω frekansı için birden çok k değeri (2.5) bağıntısının çözümü olabilir. Burada $k_n(\omega)$ bir özdeğer ve buna karşılık gelen çözüm de özfonksiyon olarak adlandırılır (Aki ve Richards, 1980). Dolayısıyla verilen bir ω frekansı için yüzey dalgaları $k_0(\omega)$, $k_1(\omega)$, $k_2(\omega)$,..... gibi farklı dalga sayıları belirlemiş olmaktadır. Diğer bir deyişle, faz hızları ($c_n = \omega/k_n$) verilen bir frekans için durağandır.



Şekil 2.3. Yarı-sonsuz ortamın üstündeki bir tabakada tekrarlı yansımaya uğrayan SH dalgalarının geometrisi. Serbest yüzeyde $x_3=0$ ve tabaka kalınlığı H dir. $x_3=H$ sınırında oluşan etkiler gelen (SH_i), yansıyan (SH_R) ve alt tabakaya geçen (SH_T) SH dalgalarını içerir. $\beta_1 < \beta_2$ için $j_c = \sin^{-1}(\beta_1/\beta_2)$ kritik açı, tabakada tutulacak SH tekrarlı yansımalarının ($j_1 \geq j_c$) dışında oluşacaktır

Love ve Rayleigh dalgalarının yayılım özelliklerini incelemek için bu dalgalara ait dalga denklemlerinin belirtilen sınır koşulları altında çözümleri gerekir. Love dalgalarının oluşabilmesi için tabakalı bir ortam gerekmektedir. Rayleigh dalgaları ise homojen yarı-sonsuz ortamda oluşabilirler. Tüm bu kavramlar dikkate alınarak her iki tür yüzey dalgası için yayılım özelliklerini belirleyen ‘periyot denklemleri’ incelenebilir.

2.1.2.1. Love Dalgaları

Love dalgaları yatay yönde polarize olmuş SH türü dalgaların kabuk içerisindeki tekrarlı yansımalarının yapıcı girişimlerinden oluşur. Dolayısıyla, bu dalgalar tabakalı bir ortamda oluşabilirler ve tabakalı bir ortamda hız değişimi olacağından daima dispersiyon gösterirler. S-dalgasının yüzeye paralel yer değiştirmelerine sahip SH bileşeni sadece serbest yüzeyden olan toplam yansımalara sahip olabilir. Yüzeye yakın SH enerjisini

tutmak için derindeki hız yapısı yüzeye doğru dönen enerjiyi tutmak zorundadır. Eğer S-dalgası hızı derinlikle artıyorsa, ışınlar yüzey ile derindeki yansıma noktaları arasında tekrarlı yansımalara uğrayacak ve Love dalgası oluşacaktır. Eğer ışınlar yansıma yüzeyine kritik açıdan büyük bir açı ile geliyorsa, enerjinin tümü dalga kanalı içinde tutulur. Yüzeye yakın dalga kanalı içinde tutulan SH-dalgasının özelliği ilk kez A.E.H. Love tarafından 1911'de bulunmuştur ve bu dalgalar Love dalgaları olarak adlandırılmıştır.

Şekil 2.3 de görüldüğü gibi, yarı-sonsuz ortam üzerinde yer alan daha düşük hızlı H kalınlığında bir tabaka içinde SH dalgalarının tutulması problemi, yarı-sonsuz ortam için Rayleigh dalgası çözümünde mevcut olmayan bir problemdir. Bu farklı yapısal model, S-dalgası hızı β_1 frekans bağımlı olmasa bile, Love dalgası olarak adlandırılan girişimler için hızın frekans bağımlı olmasına yol açar. SH yer değiştirmeleri dalga denklemi için yeterlidir. Bu yüzden düzlem dalga çözümleri aşağıdaki gibi yazılabilir (Lay ve Wallace,1995):

$$V_1 = A \exp\left[i\omega\left(\rho x_1 + \eta_{\beta_1} x_3 - t\right)\right] + B \exp\left[i\omega\left(\rho x_1 - \eta_{\beta_1} x_3 - t\right)\right] \quad (2.6a)$$

$$V_2 = C \exp\left[i\omega\left(\rho x_1 + \eta_{\beta_2} x_3 - t\right)\right] \quad (2.6b)$$

$\beta_1 > \beta_2$ ise $j_3 < j_1$ olur ve iletilen yani sınırı geçen dalga, tekrarlı yansımalar ilerledikçe zayıflayacak şekilde yüksek hızlı tabakadan uzaklaşarak ilerleyecektir. $\beta_1 < \beta_2$ için $j_3 > j_1 = j_2$ dir ve iletilen dalga baş dalgası olarak sınır boyunca ilerleyecek şekilde kırıldığı $j_1 = j_c = \sin^{-1}(\beta_1/\beta_2)$ kritik açıya kadar ara yüzeye yaklaşarak kırılrsa da enerji üstteki daha düşük hızlı tabakanın dışına çıkacaktır. Kritik açıya eşit veya daha büyük j_1 açıları için S-dalgası yansıma katsayısı B/A birim büyüklüğe ve bir faz kaymasına sahiptir. Kritik açıdan daha büyük açılı SH dalgaları serbest yüzeyde ve ara yüzeyde tam yansımaya uğrayacağından enerjinin tamamı tabakanın içinde kalacaktır. Bu problem için sınır şartları;

$$\sigma_{32}\big|_{x_3} = \mu_1 \frac{\partial V_1}{\partial x_3}\bigg|_{x_3=0} = 0 \quad (\text{serbest yüzey}) \quad (2.7a)$$

$$\sigma_{32}\Big|_{x_3=H^-} = \sigma_{32}\Big|_{x_3=H^+} \quad (\text{sınırdaki gerilme sürekli}) \quad (2.7b)$$

$$V_2\Big|_{x_3=H^-} = V_2\Big|_{x_3=H^+} \quad (\text{sınırdaki yer değiştirme sürekli}) \quad (2.7c)$$

şeklinindedir. (2.7) bağıntıları (2.6) bağıntılarına uygulanırsa aşağıdaki üç denklem elde edilir:

$$A=B \quad (2.8)$$

$$A\mu_1\eta_{\beta_1} \left[\exp(i\omega\eta_{\beta_1} H) - \exp(-i\omega\eta_{\beta_1} H) \right] = C\mu_2\eta_{\beta_2} \exp(i\omega\eta_{\beta_2} H) \quad (2.9)$$

$$A \left[\exp(i\omega\eta_{\beta_1} H) + \exp(-i\omega\eta_{\beta_1} H) \right] = C \exp(i\omega\eta_{\beta_2} H) \quad (2.10)$$

Tüm SH hareketlerinin yatay görünür hızı $c = 1/p = k_1/\omega$ dır. Kompleks üstel fonksiyonlar trigonometrik fonksiyonlar şeklinde tekrar yazılarak (2.9) bağıntısının (2.10) bağıntısına oranı alınır;

$$\tan(\omega\eta_{\beta_1} H) = \frac{\mu_2\eta_{\beta_2}}{i\mu_1\eta_{\beta_1}} = \frac{\mu_2\hat{\eta}_{\beta_2}}{\mu_1\eta_{\beta_1}} \quad (2.11)$$

elde edilir. Burada, gerçel olan $\hat{\eta}_{\beta_2}$ için $\eta_{\beta_2} = i\hat{\eta}_{\beta_2}$ koşulunu sağlayan $c = 1/p < \beta_2$ şeklindeki kritik üstü durum düşünülür. (2.11) bağıntısı, yatay olarak yayınan durağan bir dalgayı verecek ω ve c ile ilişkili bir durumdur. c dalga hızı ω frekansına bağlı olduğu için (2.11) bağıntısı "*dispersiyon denklemi*" veya "*periyod denklemi*" olarak adlandırılır. Bu denklem μ_1 , μ_2 , β_1 ve β_2 parametreleri ve ω , c değişkenleriyle tekrar yazılırsa;

$$\tan\left(H\omega\sqrt{1/\beta_1^2 - 1/c^2}\right) = \frac{\mu_2\sqrt{1/c^2 - 1/\beta_2^2}}{\mu_1\sqrt{1/\beta_1^2 - 1/c^2}} \quad (2.12)$$

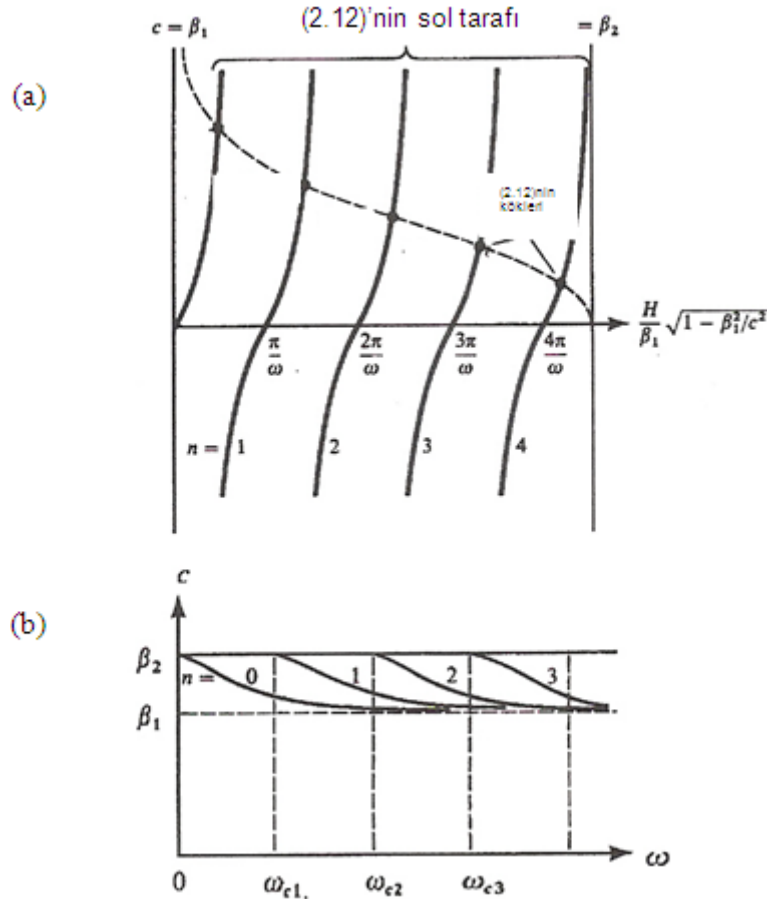
elde edilir. (2.12) bağıntısının çözümleri $\beta_1 < c < \beta_2$ koşulunda sağlanır. Love dalgası dispersi-yon denklemi (2.12) için çözümler klasik olarak bir grafik yöntem kullanılarak gösterilebilir. $y = H\left[\left(1/\beta_1^2\right) - \left(1/c^2\right)\right]^{1/2}$ olarak yazılabilir. Burada y $0 < y < H\left[\left(1/\beta_1^2\right) - \left(1/\beta_2^2\right)\right]^{1/2}$ aralığı için tanımlanır. Şekil 2.4a da y 'nin tanımlanan aralığı için (2.12) bağıntısının sağ tarafına karşı $\tan(\omega y)$ 'nin çizimi gösterilmektedir. $\tan(\omega y)$ fonksiyonu, (2.12) bağıntısının çözümlerini veren ω ve c değerlerinin kombinasyonlarına karşılık gelen, iki fonksiyonun ayırık kesişmeleriyle sonuçlanan periyodik bir fonksiyondur. Verilen bir ω değeri için $n=0$ ile başlayıp soldan sağa n tane değer kullanıldığı sınırlı sayıda çözüm vardır. $n=0$ çözümü bu frekans için ana mod olarak adlandırılır ve n 'in daha büyük değerleri sistemin yüksek modlarını tanımlar. Farklı modlar Şekil 2.3 de gösterilen basit bir fiziksel öneme sahiptir. Tekrarlı yansıyan bir SH için ışın yolları üzerindeki $V(x_2)$ harmonik yerdeğiştirmeleri düşünülürse, ana mod yüzeyden sınıra yayılan yarım bir harmonik devire karşılık gelir. Böylece, yol boyunca tüm tabaka derinliklerinde hareketin duyarlılığı düzgün olarak $\mp x_2$ doğrultusundadır. Yüksek modlar, $x_3 = 0$ 'dan $x_3 = H$ ya kadar yol boyunca tabaka içindeki harmonik tekrarlı yansımaların n düğümüne (sıfırı kesen) sahip olduğu çözümlere karşılık gelir. (2.12) bağıntısında ω artarken tanımlanan y aralığına düşen tanjant fonksiyonlarının sayısı da artmaktadır. Bunun anlamı ω artarken çözümlerin sayısı (çok daha yüksek modlar) artmaktadır. n .inci yüksek mod sadece

$$\omega_{c_n} = \frac{n\pi}{H\sqrt{\left(1/\beta_1^2\right) - \left(1/\beta_2^2\right)}} \quad (2.13)$$

ye eşit veya daha büyük frekanslar için yatay olarak ilerleyen dalgalar olarak vardır. Burada ω_{c_n} n . mod için kesme frekansıdır. n . yüksek modun faz hızı ω_{c_n} de $c = \beta_2$ dir ve ω artarken $c = \beta_1$ 'e yaklaşmaktadır (Şekil 2.4b). Bu ise çok yüksek frekanslı dalgaların yüzey yakınında yoğunlaşan yer değiştirmelere sahip olduğunu gösterir. Ancak aynı mod için daha düşük frekanslı bileşenler $x_2 = H$ yakınında yoğunlaşan yer değiştirmelere sahiptir. Love dalgası yer değiştirmeleri yarı-sonsuz ortamı kapsar, fakat bunların genlikleri $x_3 = H$ den aşağıda üstel olarak sönümlenir. Bu dispersiyonun, düzlem dalgalardan nasıl oluştuğunu canlandırmak kolay değildir. Çünkü birçok aşağı ve yukarı

giden düzlem dalgaların yanal girişimlerini içermektedir. Esas olarak kritik açıya yakın açılı dalgalar baş dalgalarının hızı olan β_2 'ye yakın hızla yayılır ve arayüzeye yakın ilerleyen dalgalar tabakanın hızı olan β_1 'e yakın hızlarda yayılır.

Farklı modların algılanabilmesi derinliğe ve sismik kaynağın doğasına bağlıdır. Örneğin, sığ kaynaktan elde edilen uzun peryot kayıtlarda $n=0$ olarak tanımlanan ana moda hakim durumdadır. Farklı modları ayırmak için bunların büyük episantr uzaklıklarındaki istasyon kayıtları gerekmektedir, çünkü bunlar farklı grup hızları ile yayındıklarından farklı zamanlarda istasyona varacaklardır. Love dalgaları daima dispersiyon gösterir, çünkü oluşmaları için yarı-sonsuz ortam üzerinde daha düşük hızlı tabakanın bulunması gerekir. Love dalgalarının tanecik hareketi yüzeye paralel olduğundan, Love ve Rayleigh dalgalarına ait yüzeydeki hareketlerin tam olarak ayrımı söz konusudur. Love dalgaları daha hızlı yayınarak yatay bileşende Rayleigh dalgasının önünde kaydedilir.



Şekil 2.4. (a) (2.12) bağıntısının grafik çözümü, burada kesikli ve düz çizgilerin kesişme noktaları farklı modları vermektedir. (b) Tabaka üzerindeki yarı-sonsuz ortamda ana ve yüksek modlar için faz hızı dispersiyon eğrileri (Lay ve Wallace,1995).

2.1.2.2. Rayleigh Dalgaları

Rayleigh dalgaları homojen bir yarı-sonsuz ortamın serbest yüzeyinde veya tabakalı bir ortamda oluşabilmektedir. Bu dalgaların yayınımlarında tanecik hareketi büyük eksenini düşey olan elips şeklinde bir yörünge izler. Elipsin küçük eksenini büyük ekseninin 1/3'ü kadardır. Hareket yayınımlarının yönünün tersinedir. Yerdeğiştirmenin genliği derinlikle üstel olarak azalmaktadır. Tekdüze bir yarı-sonsuz ortamın serbest yüzeyinden birkaç dalga boyu derinlikte genlikler ihmal edilebilir.

Şekil 2.5 de son derece küçük P ve SV-dalgalarının eş zamanlı olarak ilerledikleri kabul edilmektedir. Sahip oldukları potansiyeller aşağıdaki şekilde yazılabilir:

$$\begin{aligned}\phi &= A \exp[i\omega(px_1 + \eta_\alpha x_3 - t)] = A \exp[-\omega \hat{\eta}_\alpha x_3] \exp[i\omega(px_1 - t)] \\ \psi &= B \exp[i\omega(px_1 + \eta_\beta x_3 - t)] = B \exp[-\omega \hat{\eta}_\beta x_3] \exp[i\omega(px_1 - t)]\end{aligned}\quad (2.14)$$

Burada yatay görünür hız, $c = (1/p) \langle \beta / \alpha \rangle$ dır. Bu, $x_3 = 0$ yüzeyinden uzakta potansiyellerin üs-tel olarak sönümlenmesi şeklinde yüzey boyunca ilerleyen enerjiyi sınırlar:

$$\begin{aligned}\eta_\alpha &= \sqrt{\frac{1}{\alpha^2} - p^2} = i \hat{\eta}_\alpha = i \sqrt{p^2 - \frac{1}{\alpha^2}} = i \sqrt{\frac{1}{c^2} - \frac{1}{\alpha^2}} \\ \eta_\beta &= \sqrt{\frac{1}{\beta^2} - p^2} = i \hat{\eta}_\beta = i \sqrt{p^2 - \frac{1}{\beta^2}} = i \sqrt{\frac{1}{c^2} - \frac{1}{\beta^2}}\end{aligned}\quad (2.15)$$

Burada $1/p = c \langle \beta / \alpha \rangle$ dır. Eğer $\beta < \alpha$ ise, SV enerjisi bir cisim dalgası gibi serbest yüzeyden ötede ilerleyecek ve yüzey sınır şartını sağlamanın tek yolu son kısımda görüldüğü gibi eşza-manlı olarak SV gelişine sahip olmaktır. Lord Rayleigh (2.14) bağıntısındaki sistemi 1887'de incelemiş ve yüzey sınır şartının, yüzeyden uzaklaştıkça üstel olarak sönümlenen genliklerle yüzey boyunca S-dalgası hızından daha düşük bir hızla yayılan P-SV dalga çiftinin varlığıyla sağlanabileceğini göstermiştir. Bu dalgalar yüzeyde silindirik olarak yayılır ve bu yüzden cisim dalgaları için geçerli olan $(1/r)$ üç boyutlu genlik azalımına benzer şekilde kaynaktan r yarıçaplı genlikte $1/\sqrt{r}$ ile orantılı iki boyutlu geometrik genlik azalımına sahiptir. Sonuçta oluşan Rayleigh dalgaları uzun periyodlu veya geniş bantlı sismogramlarda gözlenen en büyük varışlardır.

$$U = U_P + U_S = \left(\frac{\partial \phi}{\partial x_1} - \frac{\partial \psi_2}{\partial x_3} \right) \hat{x}_1 + \left(\frac{\partial \psi_1}{\partial x_3} - \frac{\partial \psi_3}{\partial x_1} \right) \hat{x}_2 + \left(\frac{\partial \phi_3}{\partial x_1} - \frac{\partial \psi_2}{\partial x_1} \right) \hat{x}_3 \quad (2.16)$$

ifadesi ve (2.14) bağıntısı kullanılarak $\sigma_{33}|_{x_3=0} = 0$ durumu

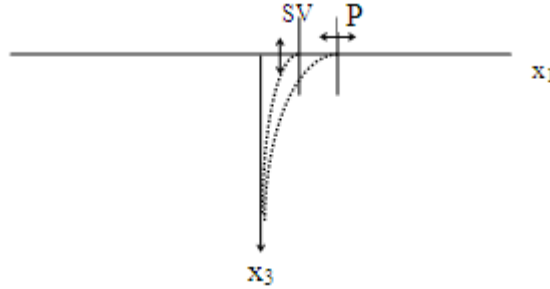
$$A[(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + \lambda p^2] + B(2\mu\eta_\beta) = 0 \quad (2.17)$$

ve $\sigma_{13}|_{x_3=0} = 0$ durumu ise

$$A(2p\eta_\alpha) + B(p^2 - \eta_\beta^2) = 0 \quad (2.18)$$

eşitliğini vermektedir. (2.17) ve (2.18) eşitlik çifti matris formunda yazılabilir;

$$\begin{bmatrix} (\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + \lambda p^2 & 2\mu\eta_\beta \\ 2p\eta_\alpha & p^2 - \eta_\beta^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (2.19)$$



Şekil 2.5. Serbest bir yüzey boyunca yatay olarak ilerleyen çok küçük P ve SV-dalga enerjilerinin eşzamanlı olarak oluşması Rayleigh dalgası olarak adlandırılan girişen yüzey dalgasını meydana getirmektedir

$A=B=0$ dışındaki çözümler matris determinantının yok edilmesiyle verilir;

$$[(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + \lambda p^2][p^2 - \eta_\beta^2] - 4\mu p^2 \eta_\alpha \eta_\beta = 0 \quad (2.20)$$

(2.20) bağıntısı hızlar cinsinden $\rho\alpha^2 = (\lambda + 2\mu)$ ve $\rho\beta^2 = \mu$ olarak tekrar yazılırsa

$$\left[\alpha^2 \left(\frac{\eta_\alpha^2}{p^2} + 1 \right) - 2\beta^2 \right] \left(1 - \frac{\eta_\beta^2}{p^2} \right) - \left(\frac{4\beta^2 \eta_\alpha \eta_\beta}{p^2} \right) = 0 \quad (2.21)$$

elde edilir. (2.15) bağıntısının sağlanması gerektiğinden, η_α ve η_β için karşı gelen ifadeler (2.21) bağıntısında yerine yazılırsa;

$$(c^2 - 2\beta^2) \left(2 - \frac{c^2}{\beta^2} \right) + 4\beta^2 \sqrt{1 - \frac{c^2}{\alpha^2}} \sqrt{1 - \frac{c^2}{\beta^2}} = 0 \quad (2.22)$$

bulunur. Bu bağıntı uygun son şeklin verilmesi için aşağıdaki şekilde düzenlenebilir:

$$\frac{c^2}{\beta^2} \left[\frac{c^6}{\beta^6} - 8 \frac{c^4}{\beta^4} + c^2 \left(\frac{24}{\beta^2} - \frac{16}{\alpha^2} \right) - 16 \left(1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2} \right) \right] = 0 \quad (2.23)$$

α ve β nin verilen değerleri için $(0 < c < \beta)$ (2.23) bağıntısının daima bir çözümü vardır. Örneğin Poisson katası için $(\lambda = \mu$ ve $\alpha^2 = 3\beta^2)$ (2.23) bağıntısı

$$\left[\frac{c^6}{\beta^6} - 8 \frac{c^4}{\beta^4} + \frac{56}{3} \frac{c^2}{\beta^2} - \frac{32}{3} \right] = 0 \quad (2.24)$$

olur, yani $\frac{c^2}{\beta^2}$ de kübiktir ve kökler $\frac{c^2}{\beta^2} = 4, (2 + 2/\sqrt{3}), (2 - 2/\sqrt{3})$ dür. Sadece sonuncu kök $(c/\beta) < 1$ koşulunu sağlar ve yarı-sonsuz ortamda yayılan Rayleigh dalga hızını $c = 0.9194\beta$ olarak verir. Poisson oranının özel değerleri için $(0.2 < \nu < 0.4)$ Rayleigh dalga hızı 0.9β ile 0.95β arasındadır.

Rayleigh dalgasıyla ilişkili tanecik hareketi göz önüne alınırsa, yüzey dalgası hareketinin A ve B genlikleriyle P ve SV hareketlerinin bir karışımını içerdiği görülür. (2.17) bağıntısı yeniden yazılırsa;

$$B = \frac{-A \left[\left(\frac{c^2}{\beta^2} \right) - 2 \right]}{2c\eta_\beta} \quad (2.25)$$

elde edilir ve sonra (2.14) ile (2.25) bağıntıları kullanılarak Rayleigh dalgası yer değiştirmeleri hesaplanır;

$$u_1 = \frac{\partial \phi}{\partial x_1} - \frac{\partial \psi}{\partial x_3}, \quad u_3 = \frac{\partial \phi}{\partial x_3} - \frac{\partial \psi}{\partial x_1} \quad (2.26)$$

$$u_1 = Ae^{i\omega(px_1 - t)} \cdot i\omega p \times \left[e^{-\omega \hat{\eta}_\alpha x_3} + \frac{1}{2} \left(\frac{c^2}{\beta^2} - 2 \right) e^{-\omega \hat{\eta}_\beta x_3} \right] \quad (2.27a)$$

$$u_3 = -Ae^{i\omega(px_1 - t)} \cdot \omega \times \left[\hat{\eta}_\alpha e^{-\omega \hat{\eta}_\alpha x_3} + \frac{1}{2c^2 \hat{\eta}_\beta} \left(\frac{c^2}{\beta^2} - 2 \right) \times e^{-\omega \hat{\eta}_\beta x_3} \right] \quad (2.27b)$$

Rayleigh dalgası yer hareketi gerçel olacağından,

$\exp[i\omega(px_1 - t)] = \cos[\omega(px_1 - t)] + i \sin[\omega(px_1 - t)]$ eşitliği kullanılır ve sadece aşağıdaki gerçel terimler kalır;

$$u_1 = -A\omega p \sin[\omega(px_1 - t)] \times \left[e^{-\omega \hat{\eta}_\alpha x_3} + \frac{1}{2} \left(\frac{c^2}{\beta^2} - 2 \right) e^{-\omega \hat{\eta}_\beta x_3} \right] \quad (2.28a)$$

$$u_3 = -A\omega p \cos[\omega(px_1 - t)] \times \left[c\hat{\eta}_\alpha e^{-\omega \hat{\eta}_\alpha x_3} + \frac{1}{2c\hat{\eta}_\beta} \left(\frac{c^2}{\beta^2} - 2 \right) \times e^{-\omega \hat{\eta}_\beta x_3} \right] \quad (2.28b)$$

Poisson katısı için, $c = 0.919\beta = 0.531\alpha$ dır ve $k = \omega p = \frac{\omega}{c}$ olduğundan (2.28) bağıntıları aşağıdaki gibi yazılabilir:

$$u_1 = -Ak \sin(kx_1 - \omega t) \times \left(e^{-0.85kx_3} - 0.58e^{-0.39kx_3} \right) \quad (2.29a)$$

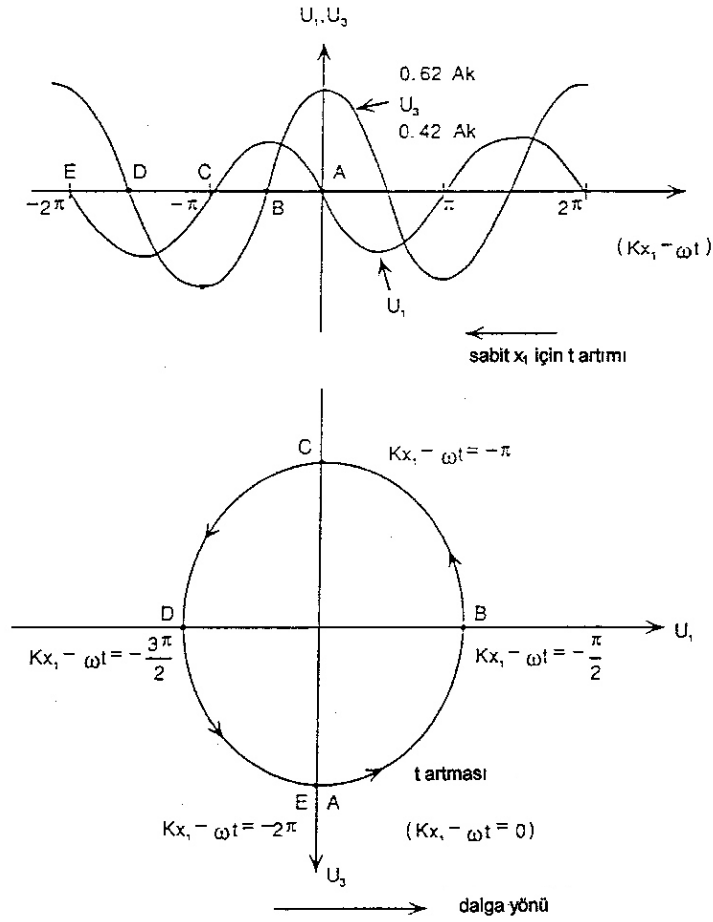
$$u_3 = -Ak \cos(kx_1 - \omega t) \times (0.85e^{-0.85kx_3} - 1.47e^{-0.39kx_3}) \quad (2.29b)$$

Poisson katısının yüzeyinde $x_3 = 0$ ve

$$\begin{aligned} u_1 &= -0.42Ak \sin(kx_1 - \omega t) \\ u_3 &= 0.62Ak \cos(kx_1 - \omega t) \end{aligned} \quad (2.30)$$

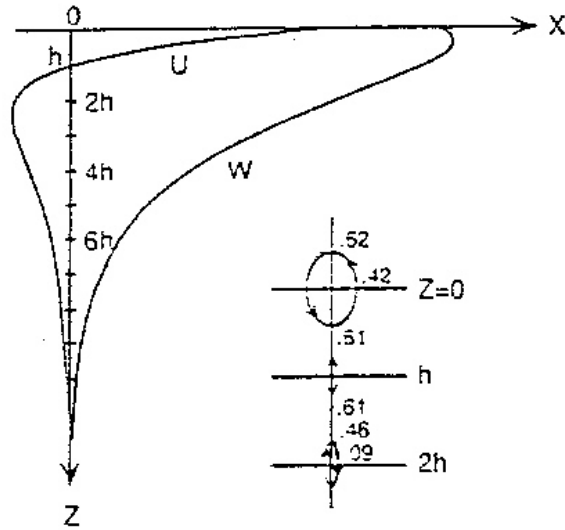
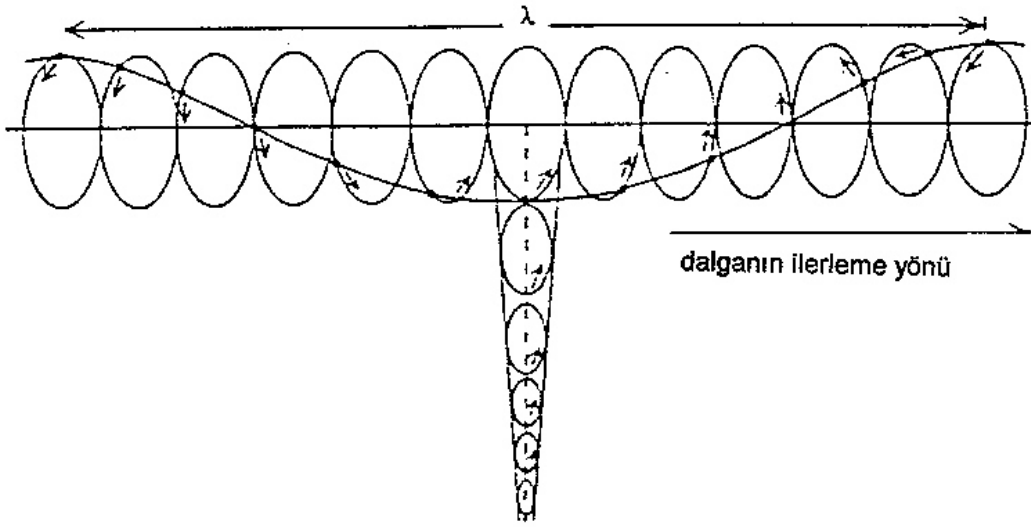
elde edilir. (2.29) bağıntıları ile verilen Rayleigh dalgası yer değiştirmeleri harmonik olarak x_1 'e ve üstel olarak x_3 'e (derinliğe) bağlıdır. u_1 ve u_3 yer değiştirmeleri 90° lik fazın dışındadır ve bu yüzden elipsoidal tanecik hareketi oluşturmak için Şekil 2.6 da görüldüğü gibi toplanır. Yüzey düşey hareket 1.5 gibi bir çarpanla yatay hareketten daha büyüktür. Devinim en üstünde ($-x_3$ yönünde) yüzey yatay hareket ilerleme yönüne terstir ve eliptik hareket retrograttır.

Şekil 2.7 de yüzeyde ve Rayleigh dalgasının geçtiği derinlikte bitişik taneciklerin hareketi gösterilmektedir. Eliptik devirlerde aynı noktadaki yüzey tanecik hareketleri arasındaki yatay uzaklık Rayleigh dalgasının dalga boyu λ 'yı tanımlar. Yaklaşık $\lambda/5$ 'lik derinlikte yatay hareket sıfıra yaklaşır ve daha büyük derinlikte eliptik hareket prograd bir duruma gelir. $\lambda/2$ 'lik derinlikte yatay tanecik hareketi yüzeydeki yatay hareketin yaklaşık %10'udur ve düşey hareket yüzeydeki düşey hareketin %30'udur. Rayleigh dalgası hareketinin tümü düşey düzlemedir (x_1, x_3), teğetsel (u_2) bileşeni yoktur.



Şekil 2.6. Üstte $(kx_1 - \omega t)$ faz bileşeninin bir fonksiyonu olarak (2.30) bağıntısının çizimi, altta zamanın fonksiyonu olarak tek partikülün davranışı. Tanecik hareketi retrograd eliptiktir (Lay ve Wallace, 1995).

Rayleigh dalgası genlikleri $e^{-kx_3} = e^{(-2\pi/\lambda)x_3}$ şeklinde derinlikle üstel bağımlı olduklarından, uzun dalga boylu Rayleigh dalgaları daha büyük derinliklerde daha kısa dalga boylu dalgalardan daha büyük yer değiştirmelere sahiptirler. Homojen yarı-sonsuz ortamda, Rayleigh dalgası hızı frekansa bağlı değildir. Fakat tabakalı veya düşey olarak homojen olmayan yapılar için Rayleigh dalgası dispersiftir. Genelde yer içinde hız derinlikle arttığından büyük dalga boylu bileşenler için daha yüksek Rayleigh dalga hızları verecektir. Rayleigh dalgaları sadece hareket denklemlerinin geçerli çözümü olabilecek serbest bir yüzeyi gerektirir, fakat sadece yarı-sonsuz ortamda dispersif olmayan Rayleigh grubu meydana gelir.



Şekil 2.7. Alttı derinliğin fonksiyonu olarak ve yzzyey boyunca bir dalgaboyu zzerinde Rayleigh dalgası tanecik hareketleri. Homojen yarı-sonsuz ortamda Rayleigh dalgasının yatay (u) ve dzzyey (w) yerdeğistirmeleri. Tanecik hareketi h derinliği zstznde retrograt eliptik, daha bzyzyk derinliklerde prograt eliptiktir (Sheriff ve Geldart, 1982).

2.2. Polarizasyon Szyzgeçleri

Polarizasyon szyzgeçleri zaman değişken lineer olmayan szyzgeçlerdir. Bu szyzgeçlerin temeli dalgaların polarizasyonlarına (doğrusallık ve yzzyenmelerine) bağlı olduğundan bir znsel band-geçili szyzgeç olarak davranırlar.

Doğrusallık ve yzzyon değerlerinin elde edilmesinde, polarizasyon niteliklerinin hesaplanmasında olduğu gibi, yer hareketinin zzy bileşeninin her biri zzerinde alınan N

noktadan oluşan bir zaman penceresi için kovaryans matrisinden yararlanılır. Hesaplanan kovaryans matrisinden doğrusallık hesaplanır. Daha sonra polarizasyonun doğrusallığı ve yönüne bağlı olarak türetilen kazanç fonksiyonları süzülecek sismogramlar boyunca kaydırılıp orijinal izlerle çarpılarak süzgeçleme işlemi gerçekleştirilir. Bugüne kadar düzenlenmiş olan farklı birkaç polarizasyon süzgeci arasında ayırım, doğrusallık ve bu kazanç fonksiyonlarının hesabındaki farklılığa dayanır.

Her bir sismik dalga türü belirli bir tanecik hareketine sahiptir. Her bir tanecik hareketi de farklı polarizasyon özelliği gösterir. Flinn (1965)'e göre, polarizasyon özellikleri kaydırılan zaman pencereleri için hesaplanan kovaryans matrisi (2.31) kullanılarak elde edilebilir.

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} S_{zz} & S_{zn} & S_{ze} \\ S_{zn} & S_{nn} & S_{ne} \\ S_{ze} & S_{ne} & S_{ee} \end{bmatrix} \quad (2.31)$$

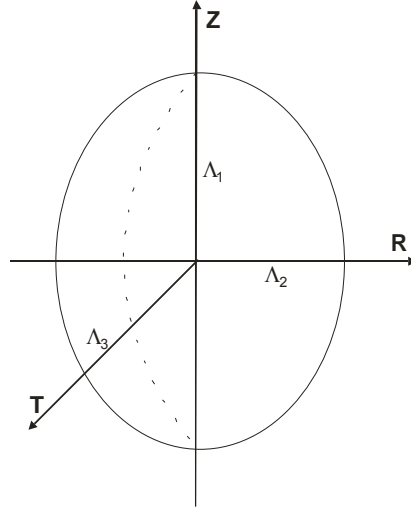
Burada z, n ve e indisleri yer hareketinin düşey, kuzey-güney ve doğu-batı bileşenlerini, S_{zz} , S_{nn} ve S_{ee} yer hareketi bileşenlerinin varyanslarını, S_{zn} , S_{ze} ve S_{ne} ise kovaryanslarını ifade etmektedir.

S matrisinin özdeğerleri polarizasyon elipsoidinin düşey, ışınsal ve teğetsel bileşen vektör doğrultularındaki büyüklüklerini göstermektedir (Şekil 2.8).

$$\begin{aligned} (\mathbf{S} - \lambda \mathbf{I})\boldsymbol{\eta} &= 0 \\ |\mathbf{S} - \lambda \mathbf{I}| &= 0 \end{aligned} \quad (2.32)$$

Burada λ_1 , λ_2 ve λ_3 S kovaryans matrisinin özdeğerlerini, her bir λ_i 'ye karşılık gelen $\boldsymbol{\eta}_i$ 'ler ise düşey, ışınsal ve teğetsel doğrultu vektörlerini ifade etmektedir. $\lambda_1 \neq 0$, $\lambda_2 = \lambda_3 = 0$ ise doğrusal polarizasyon, $\lambda_1 \geq \lambda_2 > 0$, $\lambda_3 = 0$ ise eliptik polarizasyon ve $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3 > 0$ ise dairesel polarizasyon söz konusudur.

Sinyalin polarizasyon özellikleri doğrusallık (rectilinearity) ve düzlemsellik (planarity) olarak tanımlanabilir. Samson ve Olson (1980)'a göre kovaryans matrisinin özdeğerlerini kullanarak doğrusallık ve düzlemsellik parametreleri (2.33) ve (2.34) bağlantıları yardımıyla hesaplanabilir.



Şekil 2.8. Polarizasyon elipsoidi

$$rect = \left[(\lambda_1 - \lambda_2)^2 + (\lambda_1 - \lambda_3)^2 + (\lambda_3 - \lambda_2)^2 / 2(\lambda_1 + \lambda_2\lambda_3) \right]^{1/2} \quad (2.33)$$

$$plan = 1 - [2\lambda_3 / (\lambda_1 + \lambda_2)] \quad (2.34)$$

Doğrusallık ve düzlemsellik 0 ile 1 arasında değerler alır. Bir sinyalin doğrusallık ve düzlemsellik değerleri eliptiklik derecesiyle orantılıdır. Polarizasyon daireselliğe yaklaştıkça doğrusallık küçülür ve aynı zamanda düzlemsellik artar.

Polarizasyon süzgeçleri sinyal ve gürültülerin farklı polarizasyon nitelikleri (doğrusallık ve düzlemsellik)' ne sahip olması esasına dayanan, zamana bağımlı ve doğrusal olmayan ağırlık fonksiyonlarıdır.

Kanasewich ve Montalbetti (1970)'ye göre bir polarizasyon süzgeci (2.35) ve (2.36)' da verilen bağıntılar yardımıyla düzenlenebilir.

$$RL(t_0) = (rect)^i \quad (2.35)$$

$$D_i(t_0) = (e_{ii})^k, \quad i=R, T, Z \quad (2.36)$$

Burada t_0 , uygulanan zaman penceresinin orta noktasını ve $e_i=(e_1, e_2, e_3)$ ise en büyük özdeğerlere karşılık gelen öz vektörleri ifade etmektedir. Üstel katsayılar i ve k deneysel

olarak belirlenebilir. M noktadan oluşan bir zaman penceresi için kazanç kontrol fonksiyonları aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$RL^*(t_0) = \frac{1}{M} \sum_{\tau=-L}^L RL(t_0 + \tau) \quad (2.37)$$

$$D_i^*(t_0) = \frac{1}{M} \sum_{\tau=-L}^L D_i(t_0 + \tau) \quad (2.38)$$

(2.37) ve (2.38) de verilen kazanç kontrol fonksiyonları kullanılarak herhangi bir t zamanı için süzölmüş üç bileşen sismogramlar aşağıdaki gibi elde edilebilir.

$$R_f(t) = R(t).RL^*(t).D_R^*(t) \quad (2.39a)$$

$$T_f(t) = T(t).RL^*(t).D_T^*(t) \quad (2.39b)$$

$$Z_f(t) = Z(t).RL^*(t).D_Z^*(t) \quad (2.39c)$$

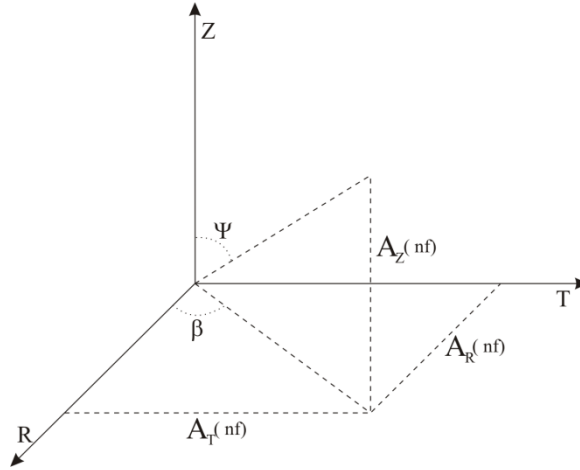
Cisim dalgaları doğrusal polarizasyon, gürültüler ise eliptik polarizasyon gösterirler. Bazen gürültüler doğrusal olarak polarize olsalar da yönleri rastgeledir. Dolayısıyla polarizasyon süzgeçleri sinyal ve gürültüler arasındaki bu farklılığı kullanarak S/G oranının düşük olduğu kayıtlar üzerinde sismik dalga fazlarının ayırmlaştırılabilmesi olanağını sağlamaktadır.

2.2.1. Polarizasyon Özelliklerine Dayalı Yüzey Dalgası Ayırım Süzgeci

Cisim dalgalarında olduğu gibi yüzey dalgası çözümlerinde de ayırım süzgeçlerinin düzenlenmesi için polarizasyon özelliklerinden yararlanılmaktadır. Yüzey dalgalarının ve mikrosismik gürültülerin (2-100 sn periyodlu okyanusal ve kıtasal kökenli atmosferik olaylar) polarizasyon özelliklerindeki farklılıklar üç bileşen kayıtlar üzerinde istenilen yüzey dalgası türünün süzgeçlenebilmesine olanak sağlamaktadır.

Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgecinin esasları Simons (1968) tarafından ortaya koyulmuştur. Buna göre düşey-ışımsal düzlemde eliptik tanecik hareketi yapan Rayleigh dalgası ve teğetsel-yatay düzlemde doğrusal tanecik hareketi yapan Love dalgası düzenlenen ağırlık fonksiyonları yardımıyla sismogramlar üzerinde belirginleştirilebilir. Osmanşahin vd. (1994) episantır uzaklıkları farklı üç büyük depremin uzun peryod üç bileşen sayısal kayıtları üzerine polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgecini uygulamışlar ve kaydedilen yüzey dalgaları yeterince büyük genlikli olduklarında polarizasyon özelliklerinden yararlanılarak iyi bir şekilde süzgeçlenebileceği sonucuna varmışlardır.

Süzgeçleme işlemi yüzey dalgalarının dispersif özelliğe sahip olması nedeniyle frekans ortamında gerçekleştirilir. Seçilen bir pencere boyu ve kaydırma aralığı için yer hareketinin düşey (Z), ışımsal (R) ve teğetsel (T) bileşenlerine ait ayrık Fourier dönüşümleri hesaplanır. Her bir frekanstaki genlik katsayıları, orijinal faz değerleri korunarak, kuramsal Love ve Rayleigh dalga modelleri için belirlenen üç boyutlu tanecik hareketi yörüngesine yakınlığına göre ağırlıklandırılır (Şekil 2.9). Her bir pencere için ağırlıklandırılan kısımlar zaman ortamına aktarılır ve üst üste düşen genlik değerlerinin aritmetik ortalaması alınarak süzölmüş sinyal elde edilir.



Şekil 2.9. Yer hareketinin üç dik bileşeni ve bu bileşenler arasındaki ilişkiler

Δt örnekleme aralığı olmak üzere boyu $N \cdot \Delta t$ olan bir yer hareketinin bileşenleri ayrık Fourier katsayıları $a_i(\eta f)$ ve $b_i(\eta f)$ cinsinden aşağıdaki bağıntılar kullanılarak hesaplanabilir.

$$A_i(\eta f) = [a_i^2(\eta f) + b_i^2(\eta f)]^{1/2}, \quad \eta = 0, 1, 2, \dots, N/2 \quad (2.40)$$

$$\Phi_i(\eta f) = \arctan \left[\frac{b_i(\eta f)}{a_i(\eta f)} \right], \quad \eta = 0, 1, 2, \dots, N/2 \quad (2.41a)$$

$$\Phi_i(\eta f) = \arctan \left[\frac{b_i(\eta f)}{a_i(\eta f)} \right], \quad \eta = 0, 1, 2, \dots, N/2 \quad (2.41b)$$

$$\Phi_i(\eta f) = \arctan \left[\frac{b_i(\eta f)}{a_i(\eta f)} \right], \quad \eta = 0, 1, 2, \dots, N/2 \quad (2.41c)$$

Burada $i=Z, R, T$ yer hareketinin sırasıyla düşey, ışımsal ve teğetsel bileşenlerini ifade etmektedir. Görünür yatay azimut $\beta(\eta f)$, tanecik hareketi elipsi büyük ekseninin düşey bileşenle yaptığı açı $\psi(\eta f)$ ve yer hareketinin ışımsal bileşeniyle düşey bileşeni arasındaki faz farkı $\alpha(\eta f)$ aşağıdaki bağıntılar kullanılarak hesaplanabilir.

$$\beta(\eta f) = \arctan \left[\frac{A_T(\eta f)}{A_R(\eta f)} \right] \quad (2.42)$$

$$\psi(\eta f) = \arctan \left[\frac{A(\eta f)}{A_Z(\eta f)} \right] \quad (2.43)$$

$$\alpha(\eta f) = \phi_R(\eta f) - \phi_Z(\eta f) \quad (2.44)$$

Yer hareketinin bileşenlerine ait her bir harmoniğin genlik katsayısı $\alpha(\eta f)$, $\beta(\eta f)$ ve $\psi(\eta f)$ fonksiyonları kullanılarak ağırlıklandırılabilir.

$$A'_Z(\eta f) = A_Z(\eta f) \cdot \cos^M[\beta(\eta f)] \cdot \cos^K[\psi(\eta f) - \theta] \cdot \sin^N[\alpha(\eta f)] \quad (2.45a)$$

$$A'_R(\eta f) = A_R(\eta f) \cdot \cos^M[\beta(\eta f)] \cdot \cos^K[\psi(\eta f) - \theta] \cdot \sin^N[\alpha(\eta f)] \quad (2.45b)$$

$$A'_T(\eta f) = A_T(\eta f) \cdot \sin^M[\beta(\eta f)] \cdot \sin^K[\psi(\eta f)] \quad (2.45c)$$

Burada $A'_Z(\eta f)$, $A'_R(\eta f)$ ve $A'_T(\eta f)$ yer hareketinin sırasıyla ağırlıklandırılmış düşey, ışınsal ve teğetsel bileşenlerini ifade etmektedir. $\alpha(\eta f)$, $\beta(\eta f)$ ve $\psi(\eta f)$ fonksiyonları 0-1 aralığında değişmektedir. M, K ve N üsleri 8, 8 ve 4 olarak deneysel olarak seçilmiştir. θ açısı Gutenberg yer modeline göre temel mod Rayleigh dalgaları için teorik yatay/düşey yerdeğiştirme oranına karşılık gelecek şekilde 0.21π olarak alınmıştır (Simons, 1968; Osmaşahin vd, 1994).

Ağırlıklandırma faktörlerinin toplam etkisi deprem kayıt istasyonlarına ulaşan bazı periyotlardaki Rayleigh veya Love dalgalarını güçlendirmektedir. Diğer bir ifadeyle yatay düzlemdeki hareket tam olarak ışınsal olması halinde yer hareketinin düşey ve ışınsal bileşenlerine ait genlik katsayılarının değerlerini koruduğu ve teğetsel bileşendeki genlik katsayılarının azaldığı görülmektedir. Bu durum Rayleigh dalgası tanecik hareketinden kaynaklanmaktadır. Diğer taraftan bazı periyotlardaki hakim varışın teğetsel bileşen üzerinde yer alması ve aynı zamanda düşey bileşen üzerindeki genliklerin çok küçük olması Love dalgası tanecik hareketi ile ilişkilidir.

3. YÜZEY DALGASI VERİLERİNDEN FAZ VE GRUP HIZLARININ HESAPLANMASI

3.1. Giriş

Depremler sonucu oluşan sismik dalgaların herhangi bir istasyonda algılanan kayıtları deprem mekanizmasının parametrelerine (derinlik, hareketin konumu, başlangıç fazı), dalgaların yayındıkları ortamın elastik özelliklerine ve kayıt aletinin yani sismografin frekans tepki fonksiyonuna bağlı olarak değişir. Bunlardan alet tepkisi önceden bilinir. Ancak, aletin kaliteli olması ve tepki fonksiyonunun doğruluğu çok önemlidir. Kaynağın ve ortamın etkilerinin araştırılmasında Dziewonski ve Hales (1972) tarafından belirtildiği gibi, aynı olay için çok sayıda kayıt bulunsa bile bilinmeyen parametrelerin tümünü birden belirleyebilecek bir çözüm yoktur. Bununla birlikte, sadece kaynağa veya ortama bağlı parametre grupları için farklı dalga fazlarından yararlanılan çeşitli yöntemler uygulanmaktadır. Dispersiyon özellikleri yerkürenin yapısına bağlı olarak değişen yüzey dalgalarının kullanıldığı yöntemler bunlardan biri olup kabuk ve üst-manto yapısının araştırılmasında önemli bir yer tutar. Yapı çözümlemesine yönelik bu tür çalışmalarda kaynak parametreleri bir başka deyişle kaynağın etkisi, elimine edilerek sadece ortamın kayıtlar üzerindeki etkisi incelenir. Bu amaçla yüzey dalgası çalışmalarında ayrıntıları izleyen bölümlerde verildiği üzere gözlemsel verilerden faz ve grup hızları hesaplanmakta ve ters çözümleme ile yapısal parametreler elde edilmektedir. Grup hızlarıyla yapılan çözümlemelerden ortalama bir yapı modeli elde edilebilir. Faz hızları yapısal parametrelere daha duyarlıdır yani ayrımlılıkları daha fazladır (Knopoff ve Chang, 1977).

Yüzey dalgalarının tanımlanması ve sismogramlar üzerinde ayrımlanabilmesi 20. yüzyılın hemen ilk yıllarında başlamış, yerkabuğu yapısının araştırılmasında kullanılması 1920 sonralarına rastlamaktadır. Bu tür çalışmalar özellikle 1930'dan sonra yaygınlaşmış ve 1950'den bu yana artan bir hızla önemli gelişmeler kaydedilmiştir. Gutenberg (1924;1926) yerkabuğu yapısının saptanmasında yüzey dalgası dispersiyon gözlemlerini kullanan ve gözlemsel verilerden elde edilen sonuçları kuramsal modellerden elde edilen sonuçlarla karşılaştıran ilk araştırmacılardan biridir. Byerly (1930), Love dalgası dispersiyon çalışmaları sonucunda kıtasal kabuk kalınlığının okyanusal kabuk kalınlığına göre çok daha büyük olduğu bulmuştur. Yine aynı şekilde, dünya üzerindeki üç büyük

okyanus için kabuk yapısının benzer olduğu Wilson (1940) tarafından ortaya konmuştur. Geçen zaman içinde uygulamalı ve kuramsal çalışmalar çoğalmış ve bilgi birikimi artmıştır. Pekeris (1948)'in sığ sulardaki patlatmalar üzerinde yaptığı kuramsal çalışmalar yüzey dalgaları ile yapılan araştırmalara önemli katkılar sağlamıştır. Böylece, günümüze kadar pek çok çalışma yapılmış ve elde edilen bilgiler dönem dönem bazı araştırmacılar tarafından derlenerek yayınlanmıştır (Ewing ve diğ., 1957; Kovach, 1966; 1978; Knopoff, 1972; 1983).

3.2. Yüzey Dalgası Verilerinin Sınıflandırılması

Bugüne kadar yapılan yüzey dalgası çalışmalarının çoğunda, zaman ve frekans ortamında daha iyi ayrılabilirliklerinden dolayı ana mod Love ve Rayleigh dalgalarından yararlanılmıştır. Bunlar arasında en çok kullanılan ise ana mod Rayleigh dalgalarıdır. Bunun iki nedeni vardır. Birincisi, yer hareketinin düşey bileşeni üzerindeki sinyal/gürültü oranını yatay bileşene göre daha yüksektir. İkinci nedeni ise, yatay bileşen kayıtları üzerinde Love dalgası ile Rayleigh dalgası yatay bileşeninin ayrılmasının gerekliliğidir.

30-40 sn ye kadar periyotları içeren ana mod yüzey dalgası kayıtları kabuk ile birlikte mantonun en üst kısımlarının araştırılmasında yeterlidir. Ancak ana mod yüzey dalgalarından hesaplanan faz hızları çok uzun periyotlara kadar kabuk yapısına duyarlıdır (Cara, 1982). Aynı şekilde, yer kabuğunun en üst katmanını oluşturan sedimanter yapı dispersiyon özelliklerini 20 sn nin üzerindeki periyotlara kadar etkileyebilmektedir. 40-50 sn nin üzerindeki periyotlar için ana mod yüzey dalgalarında üst-manto yapısı etkindir.

Özellikle üst-manto yapısının ayrıntılarına yönelik araştırmalarda ana modların yanı sıra yüksek modlardan da yararlanılmaktadır. Mantoya etkiyen yüksek modlar için durum ana modlardan daha farklıdır. 30-100 sn aralığında periyotlar içeren yüksek mod yüzey dalgaları kabuğu oluşturan katmanlara daha az duyarlıdır. Nüfuz derinliği mod derecesi yükseldikçe artacağından, ana modlarla kıyaslandığında nispeten düşük periyotlu yüksek mod verileri ile üst-mantonun derinlikleri incelenebilir. Kuramsal olarak durum böyle olmakla beraber, manto yapısının araştırılmasında yüksek modların kullanılabilmesi için birkaç bin kilometrelik açılımlar üzerinde olmak üzere çok duyarlı kayıtlar gerekir. Bu durumda uzaklığın artması yanal değişimlerin etkisini artıracaktır. Ewing ve Press (1954), yerin serbest salınımlarına karşılık gelen 400 sn'lik uzun periyotlara kadar ana mod yüzey

dalgası grup hızlarını incelemişlerdir. Elde ettikleri sonuçlarda, Gutenberg'in verdiği S-dalgası hızlarının derinlikle dağılımı verilerine göre sadece küçük uyumsuzluklar vardır.

3.3. Faz ve Grup Hızlarının Hesaplanması

3.3.1. Tek-İstasyon Yöntemi

Faz ve grup hızları bir istasyona ait uzun periyot yüzey dalgası kaydından yararlanılarak hesaplanabilir. Herhangi bir periyodun grup hızı, episantr uzaklığının periyodun yayılma zamanına yani periyod orta noktasının varış zamanından depremin oluş zamanının farkına oranıdır. Ancak, kayıt üzerindeki rastgele bir noktanın hangi periyoda ait olduğunu anlamak ve sürekli bir dispersiyon eğrisi elde edebilmek için en basit olarak doruk-çukur yöntemi kullanılır. Bu yöntemde, kayıt üzerindeki dorukların veya çukurların sıra numaraları düşey eksene, karşılık gelen varış zamanları yatay eksene gelecek şekilde belirlenen eğrinin ele alınan noktalardaki eğiminin tersinden her bir periyot için varış zamanı okunarak bundan orjin zamanı çıkarılmak suretiyle o periyodun yayılma zamanı bulunur (Şekil 3.1). Grup hızının periyoda göre değişimi ise;

$$U(T) = \frac{x}{t(T)} \quad (3.1)$$

bağıntısıyla hesaplanır. Burada T; periyodu, x; episantr uzaklığını ve t; yayılma zamanını göstermektedir. Tek bir dalgaının yer değiştirmesi genel olarak yazılabilir (Pilant, 1979);

$$u_j = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} A[k_j(\omega)] \exp[i(\phi(\omega) + k_j x - \omega t)] d\omega \quad (3.2)$$

burada $A(\omega)\exp[i\phi(\omega)]$ kaynağın, ortamın ve aletin toplam tepkisine karşılık gelir. (3.2) bağıntısının Fourier dönüşümü alınır;

$$\begin{aligned}
\Phi &= \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega\tau) d\tau \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} A[k(\omega')] \exp\{i[\phi(\omega') + k(\omega')x - \omega'(t_0 + \tau)]\} d\omega' \\
&= A[k(\omega)] \exp[\phi(\omega) + k(\omega)x - \omega t_0] \\
&= A[k(\omega)] \exp[i(\phi_H - 2\pi N)]
\end{aligned} \tag{3.3}$$

elde edilir. Burada $u=d\omega/dk$ bağıntısından yararlanarak grup hızı ifadesi şu şekilde elde edilir.

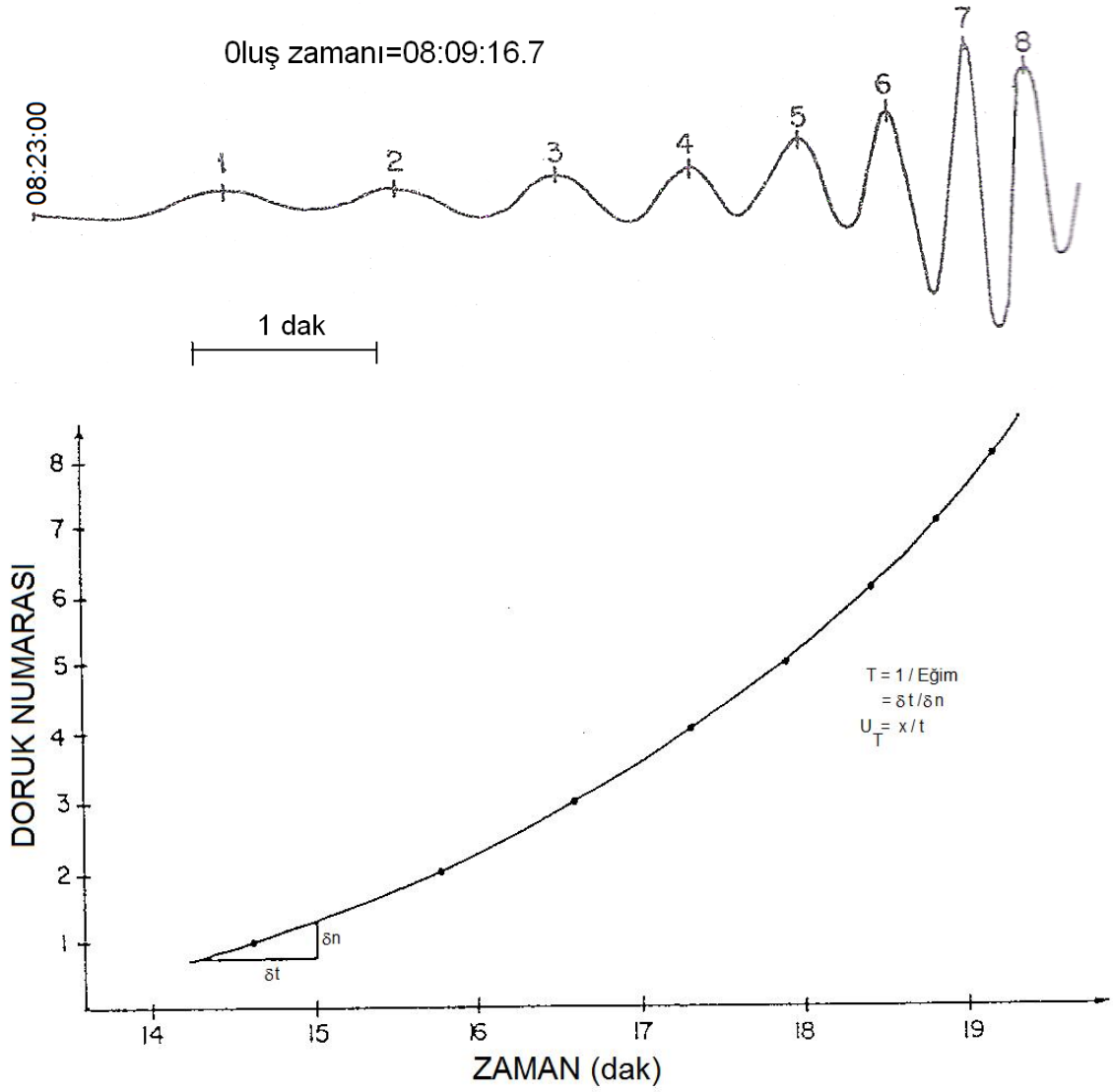
$$\frac{d\phi_H}{d\omega} = \frac{d\phi}{d\omega} + \frac{x}{u} - t_0 \tag{3.4a}$$

$$u = \frac{x}{t_0 + (d\phi_H - d\phi)/d\omega} \tag{3.4b}$$

Faz hızı ifadesi (3.3) bağıntısından yararlanarak bulunur:

$$\frac{\phi_H}{\omega} = \frac{\phi}{\omega} + \frac{x}{c} - t_0 + \frac{2\pi N}{\omega} \tag{3.5}$$

Burada ϕ_H sinyalin fazına, ϕ ise aletin etkisinin başlangıçta giderildiği düşünülürse kaynağın fazına karşılık gelir. N , dalga devir sayısını gösteren bir tamsayıdır ve beklenen hız değerine göre saptanabilir. (3.4) ve (3.5) bağıntılarındaki gibi tek istasyon kayıtlarından yararlanarak faz ve grup hızlarının belirlenmesinde kaynağın başlangıç fazının bilinmesi gerekir (Pilant, 1979; Panza ve diğ., 1975b). Ancak verilen bir odak mekanizması için başlangıç fazı belirlenebilir. Kaynağa ait bilgilerin bulunmasında yapay sismogramlardan da yararlanılır.



Şekil 3.1. Doruk numarası-variş zamanı eğrisinden grup hızlarının hesaplanması

Bununla birlikte okyanusal yapıları geçen profiller boyunca Love dalgalarının ana modu ve ilk iki yüksek mod geniş bir periyot aralığında (~30-100 sn) üst üste biner. Bu nedenle tek istasyon kaydı ile grup hızlarının mod ayrımı olanaksızdır. Forsyth (1975), herbir bileşen sinyalin faz hızını çıkarmayı ve odak mekanizmaları bilinen deprem kaynaklarından yararlanarak farklı uzunluktaki profiller üzerinde gözlemlerin nasıl yapıldığını göstermiştir. Yöntemin esası modların herbirinin farklı faz hızlarına sahip olmasına dayanır. Sinyal girişimi profil uzunluğuna bağlıdır. Ayrıca yayılma yolu boyunca iki mod bir noktada aynı fazda ise bu profil boyunca daha uzak noktada aynı fazda olmayacaktır. Genliği, kaynağın başlangıç fazı ve herbir modun faz hızı biliniyorsa eklenen sinyalin fazı kestirilebilir.

Tek istasyon verileriyle grup hızı belirlenmesinde grup gecikme zamanı yöntemi de kullanılmaktadır. Genlik ve faz spektrumunu elde etmek için dispersif dalga trenine basit bir harmonik çözümleme uygulanabilir. Faz eğrisinin eğiminden grup gecikme zamanı

$$t_i = \frac{d\phi}{d\omega_i} = \tau_i + \omega_i \frac{\partial \tau}{\partial \omega_i} \quad (3.6)$$

bağıntısından hesaplanır. Burada $\tau_i = \phi(\omega_i)/\omega_i$ faz gecikme zamanıdır. Grup gecikme zamanı grup hızı ile ilerleyen dalga grubunun yayılma zamanına eşittir.

Pilant ve Knopoff (1964) çok varışlarla karışmış yüzey dalgası trenlerini çözümlmek için zaman değişkenli süzgeçlemeyi (Time-variable filtering) tanımlamışlardır. Zaman değişkenli süzgeçler, grup hızı dispersiyon eğrisinden yararlanarak karmaşık bir sinyalden bir dalga treninin çıkarılmasını sağlar. Yani bir ayırlama süzgecidir. Hareketli pencere yönteminin (Moving Window Analysis) ve ardışık süzgeç tekniğinin (Multiple Filter Technique) bu şekilde uygulamaları Knopoff ve diğ. (1966), Berry ve Knopoff (1967), Dziewonski ve Landisman (1967), Dziewonski ve diğ. (1969) tarafından yapılmıştır.

Hareketli pencere çözümlmesi, birden çok mod içeren kayıtlarda grup hızlarının ölçülmesi için kullanılabilir. Bu çözümleme tekniği alışlagelmiş zaman serilerini logaritmik periyod düzlemine göre hız üzerinde desibellerin iki boyutlu gösterimine dönüştürür.

Genliğin azalması ve çoğalması gözlenen modların herbiri için incelenebilir. Birbirine karşılıklı olarak dik alıcıların kayıtları için bu çözümleme yönteminin uygulanması yanal kırılma ölçümlerine, Love dalgalarının Rayleigh dalgalarından ayrılmasına ve ayrıca ana ve yüksek modların belirlenmesine yarar. Kayıt yerinde alınan modlar zaman değişkenli süzgeçlerle gözlenen karışık sinyallerden ayrılabilir. Bu süzgeçler hareketli pencere çözümlmesinde elde edilen dispersiyona dayandırılırsa, sinyal-gürültü oranında önemli bir artma elde edilebilir.

Ardışık süzgeç yöntemi çok modlu dispersiyona uğramış sinyalleri çözümlenmenin hızlı ve etkin bir yolu olarak gösterilir. Bir dizi dar bantlı süzgeçten geçirilen sinyallerin genlik ve fazları, grup hızı, periyod ve hızın fonksiyonları olan genliğin bağıl azalım ve çoğalmasını, yanal kırılmayı, yüzeyin şekilsel titreşimlerini ve bir olay için bir tek istasyonda kaydedilen modların bir karışımı ile ilişkilenen diğer dalga parametrelerinin ölçülmesi için kullanılabilir. Ardışık süzgeç yöntemi ile doruk-çukur yönteminden farklı olarak kayıtlarda bulunan dispersiyonun daha geniş kısımları kazanılabilir.

3.3.1.1. Hareketli Pencere Çözümlemesi

Hareketli pencere yöntemi çok modlu sinyallerin geniş band kayıtlarını çözümleyebilir. Peryod ve grup varış zamanının fonksiyonu olan spektral genlik ve fazlar grup hızına, tanecik hareket oranlarına, faz farklarına ve herbir mod yayınımları ile ilişkili olarak diğer dalga parametrelerine bağlı bir şekilde yorumlanabilir.

Hareketli pencere yöntemi grup hızının kontur şeklinde gösterimini vermektedir. Çözümlemeye $u_n(T)$ grup hızına karşılık gelen τ_n zamanında merkezlenen $w(t)$ dikdörtgen zaman penceresi kullanılarak $f(t)$ sayısallaştırılmış sismogramın istenilen kısmının çıkarılmasıyla başlanır. Çıkarılan kısmın uzunluğu, sabit pencere faktörü W ve çözümlemede geçerli olan dalga periyodu T_n ile orantılı olacak şekilde değişkendir. Bu durum aşağıdaki gibi ifade edilebilir (Landisman ve diğ., 1968):

$$w(t) = 1 \quad \tau_n - \frac{1}{2}WT_n < t < \tau_n + \frac{1}{2}WT_n \quad (3.7a)$$

$$w(t) = 0 \quad \text{bunun dışında} \quad (3.7b)$$

$$s(t) = f(t)w(t) \quad (3.7c)$$

Deneyisel çözümler, pencere boyu ilgili periyodun 4-6 katı olduğunda güvenilir sonuçlar elde edil-diğini göstermiştir. Hareketli pencere çözümlemesinde bir sonraki adım eşit aralıklı hız dizisinde belirli grup hızına karşı gelen zamanlarda merkezlenen $q(t)$ simetrik modülasyon fonksiyonu ile pencerelenmiş sismogramın çarpılmasıdır. Birkaç tür modülasyon fonksiyonu kullanılabilir. Pratikte uygulanan genel fonksiyon

$$q(t) = \cos^2(\pi t/WT) \quad (3.8)$$

şeklindedir ve bunun spektral tepkisi

$$Q(\omega, W) = \frac{W}{2\pi} \left\{ \sin\left(\frac{\omega_0 + \omega}{\omega}\right) \left[\left(\frac{\omega_0 + \omega}{\omega} W\right) \left(\frac{\omega_0 + \omega}{\omega} W - 1\right) \left(\frac{\omega_0 + \omega}{\omega} W + 1\right) \right]^{-1} \right. \\ \left. + \sin\left(\frac{\omega_0 + \omega}{\omega} W\pi\right) \left[\left(\frac{\omega_0 + \omega}{\omega} W\right) \left(\frac{\omega_0 + \omega}{\omega} W - 1\right) \left(\frac{\omega_0 + \omega}{\omega} W + 1\right) \right]^{-1} \right\} \quad (3.9)$$

dir. Bir zaman serisinin bir pencere fonksiyonu ile çarpımı frekans ortamında karşılık gelen spektrumun konvolüsyonuna eşdeğerdir ve zaman serilerinin her bir spektral bileşeni uygulanan pencerenin Fourier dönüşümünün benzer şekline sahip olacaktır. Modülasyon fonksiyonunun amacı ilgili grup hızına karşılık gelen sismogram parçasına daha büyük ağırlık verilmesidir. Modülasyon, kesilmiş bir sinyalin çözümlemesinde frekans ortamında oluşan kenar loblarını azaltır. Hareketli pencere çözümlemesinin son adımı $h(t)$ sinyalinin Fourier dönüşümünün alınmasıdır.

$$F_{nm} = \int_{(-1/2)WT_n}^{(1/2)WT_n} h(t) \exp(-2\pi jt/T_n) dt \quad (3.10)$$

Spektral genlik ve fazlar aşağıda verilmektedir.

$$A_{nm} = |F_{nm}| \quad (3.11)$$

$$Q_{nm} = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(F_{nm})}{\text{Re}(F_{nm})} \right] \quad (3.12)$$

Daha sonra veriler logaritmik periyot düzlemine karşı grup hızının bir fonksiyonu olarak spektral genlik (desibel) iki boyutlu olarak çizilir ve konturlanır. Mills ve Hales (1977) herbir sismogramın,

$$h(t, \omega_n) = \frac{\pi^{1/2} \omega_n}{2\alpha} \exp \left[- \left(\frac{\omega_n t}{2(\alpha)^{1/2}} \right)^2 \right] \cos(\omega_n t) \quad (3.13)$$

şeklinde verilen Gauss süzgeciyle konvolve (konvolüsyona tabi tutulduğu) edildiği “doğrudan süzgeçleme yöntemi” ni kullanmışlardır. Gauss süzgecinin frekans tepkisi

$$H(\omega, \omega_n) = \exp \left[-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2 \right] \quad (3.14)$$

şeklindedir. Burada ω_n süzgecin değişebilir açılal frekansıdır. Grup hızı değerlerinin doğrulukla elde edilebilmesi bakımından geçiş bandının oldukça dar olmasını sağlamak için, süzgeç parametresi α 'nın yeterince büyük olması gerekir. α yeterince büyük değilse, süzgeçlenmiş sismogramın zarfının maksimumu bazen ω_n de önemli derecede farklı frekanslarda oluşabilir.

3.3.1.2. Ardışık Süzgeç Yöntemi

Bu yöntemde, genlik ve fazlarını periyodun ve hızın fonksiyonu olarak belirlemek için ele alınan sinyale, birbirini izleyen noktalar boyunca bu noktalarda merkezlenen dar bantlı sayısal süzgeçler uygulanır. Bir başka deyişle, sismik sinyal belirli aralıklarla her bir frekans için pencerelenmektedir. Bu şekilde, her bir merkez frekansta genliğin yani enerjinin iyi bir ayrımlılıkla elde edilmesine çalışılır. Süzgeçleme işlemi zaman ortamında veya frekans ortamında yapılabilir. Kuramsal olarak eşdeğer olmalarına rağmen Ardışık süzgeç yöntemi (Multiple Filter Technique), hemen hemen eş zamanlı olarak kayıt istasyonuna ulaşan birkaç hakim periyoddan ibaret karmaşık sinyalleri çözebilir. Periyod ve grup hızının fonksiyonu şeklinde desibel olarak gösterilen anlık spektral genlik, çok modlu grup hızına dayanarak açıklanabilir. Hareketin birbirine dik bileşenleri çözümlendiğinde, sonuçlar gözlenen yayılım modlarının herbiri için faz ve eliptisiteye bağlı olarak kayıt yerindeki üç bileşenli titreşimi incelemek için kullanılabilir. Ayrıca, yanal kırılmaların nicel olarak belirlenmesi ve dalga türlerinin ayrılması da olasıdır.

Ardışık süzgeç yöntemi, hız (veya zaman) ve periyodun (veya frekansın) bir fonksiyonu olarak sinyalin genliğindeki (veya enerjideki) değişimlerini incelemek için kullanılır. Bunun için süzgeç fonksiyonunu herbir merkez frekans ve hız değişimlerinin iyi bir ayrımlılığa sahip olması istenir. Bunu sağlayabilmek için süzgeç fonksiyonu olarak Gauss fonksiyonu kullanılmaktadır. Çünkü Gauss fonksiyonu çok iyi bir frekans-zaman ayrımlılığına sahiptir. Eğer ω_n , n.kolon için merkez frekansı gösteriyorsa pencere fonksiyonu;

$$H_n(\omega) = \exp\left[-\alpha\left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n}\right)^2\right] \quad (3.15)$$

şeklinde yazılabilir. $H_n(\omega)$ 'nın Fourier dönüşümü alınır;

$$h_n = \frac{\sqrt{\pi}\omega_n}{2\alpha} \exp\left[-\frac{\omega_n^2 t^2}{4\alpha}\right] \cos(\omega_n t) \quad (3.16)$$

olur. Çözüm α parametresiyle kontrol edilir. Bir ortamda ayrımlılığın artması diğerinde ters etkiye neden olur. α parametresi için seçilen değer sismogramdaki dispersiyonun doğasına bağlıdır.

Uygulamada gereksiz hesaplamalardan kaçınmak için (4.29) fonksiyonunun sonunda bulunan düşük genlikli kısmı atmak uygundur. Band-sınırlı süzgeç fonksiyonuna karşılık gelen en yüksek enerji yoğunluklu impuls cevabının, süzgecin kesilmiş bir sferoidal dalga fonksiyonu olduğunda elde edildiği gösterilmiştir (Slepian ve diğ., 1961). Eğer Gauss fonksiyonu maksimumdan 30 db aşağı bir değer dizisinde kesilirse, bunun impuls cevabının enerji yoğunluğu sadece karşı gelen sferoidal dalga fonksiyonunkinden %1 daha düşüktür. Bu yüzden daha kolay değerlendirilen Gauss fonksiyonu, en uygun süzgeç fonksiyonuna eşdeğer düşünülen bütün uygulamalar için kullanılabilir.

Band genişliği, BAND; simetrik süzgecin en düşük ve en yüksek band sınırları, sırasıyla $\omega_{l,n}$ ve $\omega_{u,n}$ ile gösterilmektedir:

$$\begin{aligned} \omega_{l,n} &= (1 - \text{BAND})\omega_n \\ \omega_{u,n} &= (1 + \text{BAND})\omega_n \end{aligned} \quad (3.17)$$

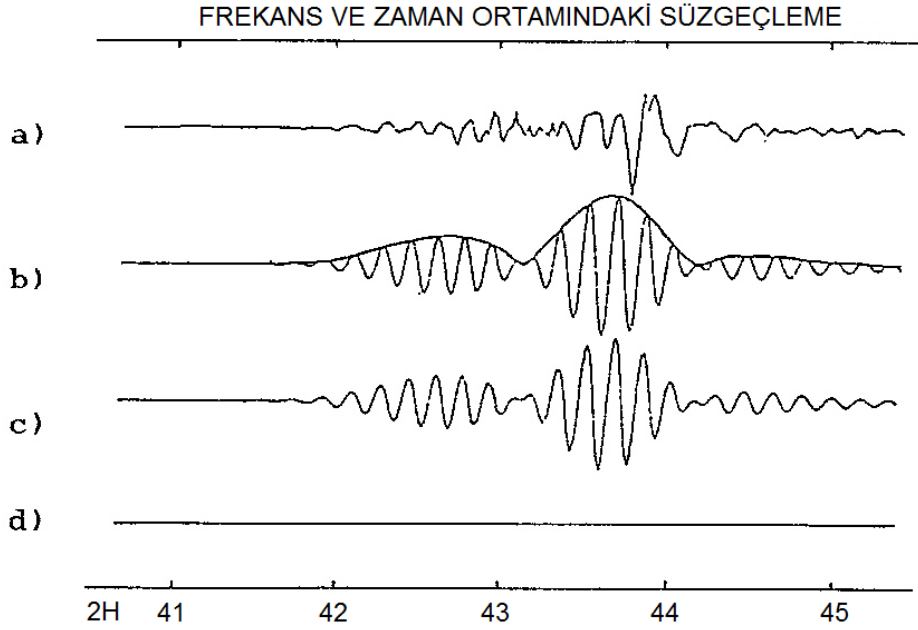
Pencere fonksiyonunun gecikmesi olarak tanımlanan β parametresi, band sınırlarında fonksiyonun istenen değeri için hesaplanabilir.

$$\beta = \ln\left[\frac{H_n(\omega_n)}{H_n(\omega_{l,n})}\right] = \ln\left[\frac{H_n(\omega_n)}{H_n(\omega_{u,n})}\right] \quad (3.18)$$

(3.15) ve (3.16) eşitliklerindeki α parametresi BAND ve β 'ya bağlı olarak $\alpha=\beta/|\text{BAND}|^2$ ilişkisiyle açıklanabilir. Pencere fonksiyonu şu şekilde yazılabilir:

$$H_n(\omega) = \begin{cases} 0 & \omega < (1 - \text{BAND})\omega_n \\ \exp\left[-\alpha\left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n}\right)^2\right] & (1 - \text{BAND})\omega_n \leq \omega \leq (1 + \text{BAND})\omega_n \\ 0 & \omega > (1 + \text{BAND})\omega_n \end{cases} \quad (3.19)$$

Şekil 3.2 deki (b) izi süzgeçlenmiş ve sonra uçlarından kesilmiş bir Gauss fonksiyonu (3.19) ile frekans ortamında pencerelemiş olan bir sismogramdır. Parametreler $\omega_n=0.628$, $\text{BAND}=0.25$, $\beta=3.15$ ($\alpha=50.3$) dir. Şekil 3.2 deki (c) izi (3.16) eşitliğinden çıkarılan ağırlık fonksiyonu ile (a) izinin konvolüsyonunu gösterir ve merkezlenen 200 sn aralık üzerinde simetrik olarak dağılan 1001 nokta ile hesaplanır.



Şekil 3.2. Frekans ve zaman ortamındaki süzgeçleme sonuçlarının karşılaştırması. (a) sismogram, (b) 10 sn periyodu için frekans ortamında süzölmüş sismogram, (c) zaman ortamında süzölmüş sismogram, (d) b ve c izleri arasındaki farktır (Archambeau ve diğ., 1966).

(3.19) fonksiyonu ile pencerelenen sismik spektrumun ters Fourier dönüşümü her için sadece aynı fazlı süzgeçlenmiş sinyali verir. Kuadratur zaman fonksiyonu bilgisi anlık spektral genliklerin $A_n(t)$ ve fazların $Q_n(t)$ değerini belirlemek için gereklidir:

$$A_n(t) \exp[i\phi_n(t)] = h_n(t) + iq_n(t) \quad (3.20)$$

Faz ve kuadratur zaman fonksiyonları $h_n(t)$ ve $q_n(t)$ ile gösterilir. Kuadratur spektrum $Q_n(\omega)$, faz spektrumundan kolayca bulunabilir:

$$Q_n(\omega) = H_n(\omega) \exp[i\pi/2] \quad (3.21)$$

Fourier serilerine dayanarak, a_k ve b_k , faz spektrumunun kosinüs ve sinüs katsayılarını, a'_k ve b'_k , $Q_n(\omega)$ kuadratur spektrumunun katsayılarını göstermek üzere aşağıdaki bağıntılar yazılabilir:

$$a'_k = -b_k \quad , \quad b'_k = a_k \quad (3.22)$$

Ters dönüşümden sonra anlık genlik ve fazlar;

$$\begin{aligned} A_n(t) &= [h_n^2(t) + iq_n^2(t)]^{\frac{1}{2}} \\ \phi_n(t) &= \tan^{-1}[q_n(t)/h_n(t)] \end{aligned} \quad (3.23)$$

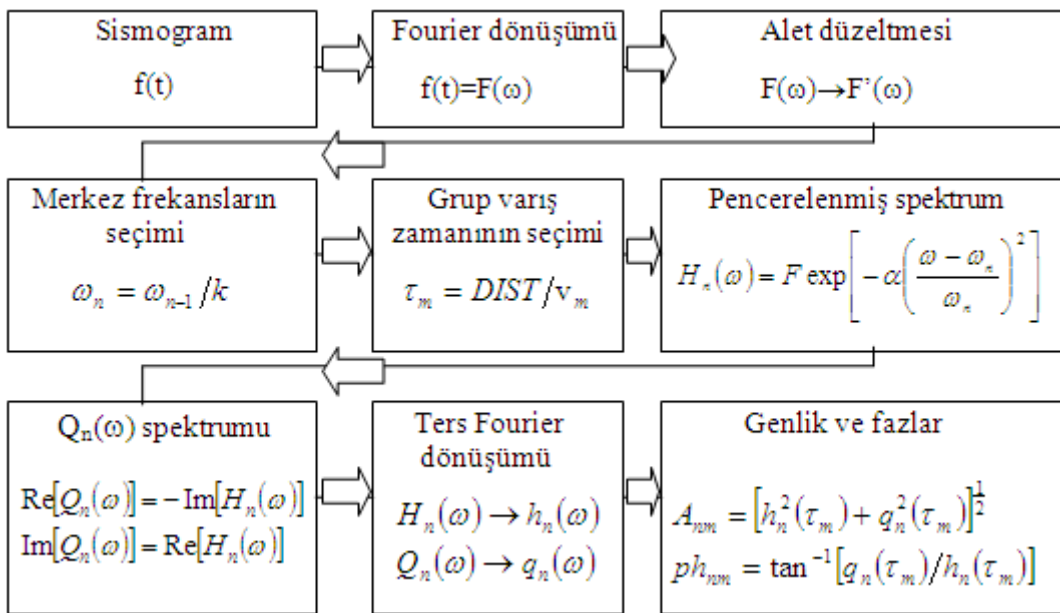
şeklini alır. $A_n(t)$ 'nin anlatımına uygun bir örnek Şekil 3.2 de (b) izinin dorukları boyunca çizilerek gösterilmektedir.

Ardışık süzgeç yönteminin akış şeması Şekil 3.3 de gösterilmiştir.

1. Eşit aralıkla örneklenmiş sismogram bilgisayara girilerek, gürültü ve doğrusal eğim giderilir. Örnekleme aralığı sismogramda bulunan çok yüksek frekanslarla katlanmayı önlemek için yeterli olmalıdır.
2. Gözlenen zaman serileri uygun sayıdaki sıfır ilave edilerek ikinin uygun bir kuvveti için genişletilir. Genişletilen uzunluk gerekli frekans ayrımlılığına göre saptanır.

Zaman fonksiyonu hızlı Fourier dönüşümü için Cooley ve Tukey (1965) tarafından verilen algoritma kullanılarak sinüs ve kosinüs serilerine dönüştürülür.

3. Bu aşamada alet tepkisinin gerçel ve sanal kısımları için düzeltme yapılarak, kompleks or-tamda faz ve genliğin aletsel değişimleri giderilebilir.
 4. Sabit bir oranla ilişkilendirilen merkez frekanslar arası, sonraki adımlarda kullanılacak süz-geçer için belirlenir. Zaman serilerinin uzunluğu ve örnekleme oranı, Fourier serilerinden elde edilen harmonik bileşenlerin frekansını belirler. Bu harmonikler içinde aralık elemanlarının tam karşılığını bulmak genellikle olanaksızdır. Dziewonski ve diğ. (1969)'nın ele aldığı durumlarda harmoniklerin aralık frekanslarından maksimum sapma miktarı %1.5'tan daha küçüktür.
 5. Grup hızının önceden seçilmiş değeri için zaman aralığı belirlenir.
 6. Süzgeçleme geçerli merkez frekans civarında simetrik olan bir süzgeç fonksiyonu ile sismik spektrumun pencerelemesi şeklinde elde edilir.
 7. Kuadratür spektrum $Q_n(\omega)$, anlık spektral genlik ve fazların hesaplanması için düzenlenir.
 8. Faz ve kuadratür spektrumun ters Fourier dönüşümü ikinci adımdaki hızlı Fourier dönüşümü için kullanılan algoritma ile hesaplanır.
 9. Anlık spektral genlik ve fazlar, grup varış zamanının herbiri için hesaplanır.
- 6-9 arasındaki maddelerde tanımlanan yöntem herbir merkez frekans için tekrarlanır.



Şekil 3.3. Ardışık süzgeç yönteminin akış çizelgesi (Dziewonski ve diğ. 1969).

3.4. İki İstasyon Yöntemi

Deprem kaynağı ile aynı büyük daire üzerinde yer alan iki istasyona ait kayıtlar bulunduğunda, faz hızlarını direkt olarak istasyonlar arasındaki faz farkından hesaplayabiliriz. Dolayısıyla, kaynağın başlangıç fazıyla ilgili ön bilgiye gerek kalmaz. Yani, kaynaktan x ve $x+\delta x$ uzaklıklarındaki iki istasyon için

$$\delta\phi_H = \phi_H(x + \delta x) - \phi_H(x) + 2\pi\delta N = kx - w\delta t \quad (3.24a)$$

$$\delta\Phi_H = \Phi_H(x + \delta x) - \Phi_H(x) + 2\pi\delta N = k\delta x - w\delta t \quad (3.24b)$$

denilirse, faz hızı

$$c = \frac{\delta x}{\delta t + (\delta\phi_H \pm 2\pi N)/w} \quad (3.25)$$

olarak elde edilir. Grup hızı içinde benzer şekilde aşağıdaki bağıntı yazılabilir;

$$\frac{d(\delta\phi_H)}{dw} = \frac{\delta x}{u} - \delta t \quad (3.26)$$

ve buradan

$$u = \frac{\delta x}{\delta t + d(\delta\phi_H)/dw} \quad (3.27)$$

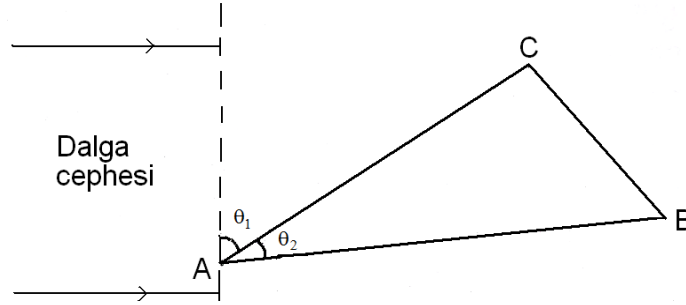
şeklinde elde edilir. Ancak, $\delta\Phi_H$ nin frekansa göre türevlerini gerektiren işlemlerden dolayı özellikle gürültülü verilerde (3.27) bağıntısıyla belirlenecek grup hızları kesin olarak durağan olmayacaktır. Dolayısıyla, iki-istasyon verilerinden yararlanılarak bu yolla grup hızı hesaplaması duyarlı olmamaktadır. İki-istasyon yönteminde faz ve grup hızlarının belirlenmesi için izlenebilecek en güzel yol, istasyonlar arasındaki ortamın tepki fonksiyonunun hesaplanması ve direkt olarak bu fonksiyonun fazlarının ve grup gecikmelerinin kullanılmasıdır.

3.5. Üç İstasyon Yöntem

Üç-istasyon yöntemi ilk defa Evernden (1953; 1954) ve Press (1956) tarafından Rayleigh dalgalarının faz hızlarını hesaplamak için kullanılmıştır. Daha sonra Aki (1961) yöntemi çok istasyon için genellemiştir. Üç-istasyon kayıtlarından

$$c = \frac{d_{AC} \sin \theta_1}{t_{AC}} = \frac{d_{AB} \sin(\theta_1 + \theta_2)}{t_{AB}} \quad (3.28)$$

bağıntısı ile faz hızları hesaplanabilir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Üç-istasyon açılımının geometrisi

Fakat, üç-istasyon yönteminde açılımlar birkaç dalga boyundan daha fazla olmamalıdır. Eğer açılımlar birkaç dalga boyunu aşarsa istasyonların her birinde doruk ve çukurların belirlenmesi güçleşeceği gibi faz hızları da tek düze olmaktan uzaklaşır. İstasyon açılımlarının küçük olması durumunda ise varış zamanı farkları yeterli duyarlılıkta belirlenemeyecektir. Ayrıca yanal heterojnlük söz konusu olduğunda iki-istasyon yöntemi, üç-istasyon yöntemine göre daha avantajlıdır (Knopoff ve diğ., 1967).

3.6. Faz ve Grup Hızlarının Ters Çözülmesi

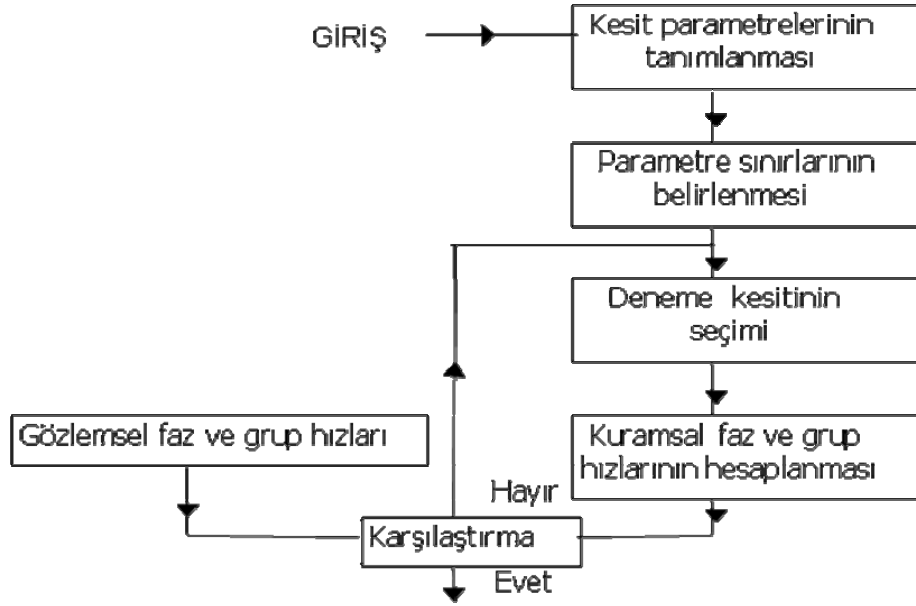
Jeofizik yöntemlerde, her biri yeryapısının bir fonksiyonu olarak değişen ve sürekli veya sayısal olarak elde edilen kayıtların fiziksel anlamından yararlanmak suretiyle yapı kesitinin görüntülenmesine çalışılır. Bu amaçla çoğu kez, kullanılan yöntemin gerektirdiği biçimde cebirsel veya geometrik yaklaşımlarla çözümü daha basite indirgeyecek olan

kuramsal parametreler için fizik yasa ve kuralları uygulanarak gözlenen değerlere karşılık gelen kuramsal sonuçlar hesaplanır. Kuramsal parametre değerlerinin değiştirilmesiyle elde edilen farklı sonuçlar arasında gözlemsel verilere en yakın olanını veren parametre grubu sağlanmak istenir. Bu şekilde, olası sınırlar içerisindeki kuramsal parametre değerlerinden yola çıkarak yapı belirleme çalışmalarına ‘ters çözümleme’ (inversion) denir.

Sismolojide ters çözümlenmeleri için genel olarak iki yaklaşım izlenmektedir. Bunlardan birincisinde, herhangi bir dalga fazının ayrımı yapılmadan zamanın bir fonksiyonu sismik kayıtlar veya bu kayıtların belli parçaları ele alınır. İkinci yaklaşımda ise, tek bir dalga fazının yayınındaki fizik yasalarını karakterize eden yayılma zamanları, soğurmanın, faz ve grup hızlarının frekansa bağlı değişimleri gibi fonksiyonlardan yararlanılmaktadır. Her iki yaklaşım için iki ayrı yöntem uygulanabilir. Lineer veya doğrusal çözümleme olarak adlandırılan ilk yöntemde, tanımlanan bir parametre grubundan başlayıp bunları her defasında küçük değişimlerle yenileyerek fonksiyonlara matematiksel olarak yaklaştırılmaya çalışılır. İstenen yaklaşım sağlandığında irdelenen fonksiyon yapıya dönüştürülür. (Backus ve Gilbert, 1968; 1970; Wiggins, 1972). Diğer yöntem ise deneme-yanılma yöntemidir. Bu yöntemde, gözlemsel verilerle uyumlu kuramsal sonuçları veren yapı kesiti aranır. Lineer ters çözümleme yönteminde olduğu gibi, deneme-yanılma yönteminde de parametrelerin başlangıç için bir ön kestirimi yapılır. Bu noktada iki yöntem arasındaki fark, lineer ters çözümlemede karakteristik eğriyi belirleyen parametreler tanımlanırken, deneme yanılma yönteminde yapıyı belirleyen parametreler tanımlanmaktadır. Ayrıca, deneme yanılma yönteminde her bir parametre için çözüm aranacak olası sınırlarında tespit edilmesi gerekir. Bu olası sınırlar içinde her defasında denenecek olan yapısal kesite ait parametre grupları ‘Hedgehog Yöntemi’ ile veya ‘Monte-Karlo’ gibi rastgele erişme yöntemi ile belirlenir.

3.6.1. Hedgehog Yöntemi ile Ters Çözümleme İşlemi

Yapısal parametrelerin belirlenmesiyle aranan kesit bilinmeyen parametreler uzayında tanımlı bir nokta olarak gösterilmiş olur. Bu parametrelerin sınırları ise noktanın yani aranan kesite ait parametrelerin yer aldığı bölgeyi belirler. Ters çözümleme işleminin amacı, gözlemlerin olası kıldığı ölçüde bu bölgeyi sınırlamaktır.

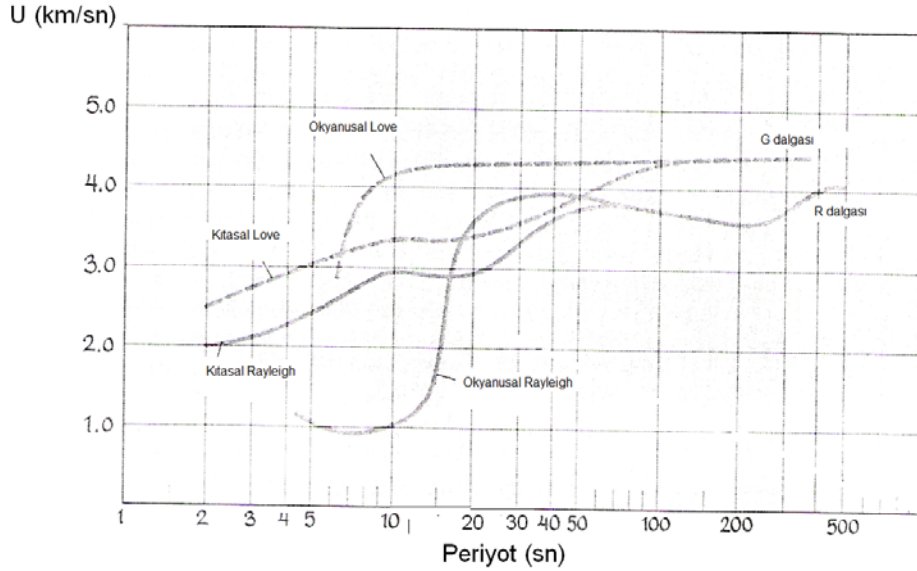


Şekil 3.5. Deneme-yanılma yöntemi ile ters çözümleme işlemlerinin akış çizelgesi

Hedgehog yöntemi deneme-yanılma ile ters çözümleme yapılması işlemlerini içerir. Deneme-yanılma ile ters çözümlemede uygulanan işlemlerin genel akışı Şekil 3.5 de gösterilmiştir. Önce başlangıç parametrelerinin belirlenmesi gerekir. Bu ise yer içindeki hız ve yoğunluk dağılımlarının eldeki jeofizik bilgilere göre tanımlanmasıdır. İkinci olarak bu parametrelerin beklenen alt ve üst sınırlarının belirlenmesi ve ayrıca bu sınırlar içerisinde her bir adım için uygulanacak değişim miktarının kararlaştırılması gerekir. Üçüncü olarak belirli aralıklar içerisinde tanımlanan parametrelerin oluşturduğu çok boyutlu alanın bir ağ şeklinde bölündüğü düşünülürse, her bir kesişme noktasındaki karşılık gelen değerlerden oluşan parametreler grubu ters çözümleme işleminin her adımında kullanılan yapı kesitini (deneme kesitini) tanımlar. Dördüncü işlem, çözümleri denenecek olan yapı modellerine ait parametre grupları belirlendikten sonra, her adımda bir model için faz ve grup hızlarının hesaplanmasıdır. Daha sonra bu hızlar gözlemsel verilerden hesaplanmış olan faz ve grup hızları ile kıyaslanarak hata testi yapılır. Yapılan test sonucunda hata miktarı istenen sınırların içine düşüyorsa, çözümlemede kullanılan kuramsal yapı aranılan yapı olarak alınır.

3.7. Farklı Tektonik Yapılarda Gözlenen Dispersiyon Eğrileri

Yüzeysel dalgası dispersiyon verilerinin değerlendirilmesiyle bölgesel yapılarla ilgili olarak elde edilen önemli bilgilerden birisi, kıtasal ve okyanusal kabuk yapılarının farklı olmasıdır (Şekil 3.6). Brune (1969) ve Knopoff (1972) farklı tektonik oluşumlarda gözlenen yüzeysel dalgası dispersiyon verilerini incelemişlerdir. 60 sn ve daha uzun periyotlu dalgaların alındığı birkaç profil için Rayleigh dalgası faz hızı gözlemleri belirgin olarak beş farklı grup içermektedir. Bu gruplar; yaşlı prekambriyen kalkanlar, genç fakat günümüzde sismik olarak durağan kıtasal bölgeler, okyanus bölgeleri, yarık zonları ve dağlık bölgelerdir.



Şekil 3.6. Ana mod Love ve Rayleigh dalgaları kıtasal ve okyanusal dispersiyon eğrileri (Bullen ve Bolt, 1985).

3.7.1. Yaşlı Prekambriyen Kalkanlar

Kalkan bölgeler için gözlenen dispersiyon eğrilerinin belirli bir özelliği, 5-100 sn periyot aralığında yüksek değerli faz ve grup hızlarının bulunmasıdır. Bu durum uzun periyotlar için üst-manto'da yüksek S-dalgası hızına (4.7 km/sn) sahip malzemenin varlığını gösterebilir. Kısa periyotlarda yüksek hız görülmesinin nedeni ise düşük hızlı sedimanter tabakanın mevcut olmamasıdır. Kalkan bölgelerdeki kabuk kalınlığı 35 km

civarındadır ve Rayleigh dalgalarının 1. ve 2. yüksek modlarına ait grup hızı eğrilerinin göreceli konumu bu kabuk kalınlığını yansıtmaktadır (Kovach, 1978).

Kanada, Baltık ve Avustralya gibi kalkanlarda, kuzey Hindistan, güneydoğu Afrika ve kuzey Amerika'nın orta bölgelerinin büyük kesiminde faz hızları tipik olarak yüksek ve benzer değerlere sahiptir. Gözlenmiş en yüksek değerler bu grup için bulunmuştur. 80 sn periyotta 4.2 km/sn lik faz hızı değerleri elde edilmiştir. Knopoff (1972), Amerika'nın merkez bölgesinde aldığı bir profilin Kanada kalkanı ile önemli ölçüde uyumlu bir dispersiyon eğrisine sahip olduğunu, ancak daha uzun periyotlarda farklılık gösterdiğini bulmuştur (Şekil 3.7a). Bu faz hızı gözlemleriyle uyumlu yapı, S-dalgaları için az gelişmiş bir düşük hız kanalı içermektedir. Düşük hız zonu ile kabuk arasında kalan mantonun üst kısmındaki kapak yapıda S-dalgası hızının yüksek ve 4.6 km/sn civarında olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.7b).

3.7.2. Aktif Olmayan Genç Kıtasal Bölgeler

Aktif olmayan kıtasal bölgeler için gözlenen veriler kalkan bölgeler için gözlenenlerden biraz daha düşük Rayleigh dalgası faz hızına sahiptir. Faz hızları 60 sn lik periyotta yaklaşık 4.02 km/sn dir. Kabuk kalınlığı genellikle 38 km civarında ve üst-manto S-dalgası hızı ayırıcı özellikte olarak 4.6 km/sn dir (Kovach, 1978). Daha kısa periyotlarda gözlenen veriler mevcut sedimanların kalınlığına bağlı olarak bölgeden bölgeye biraz değişir. Bu düşük hızların bulunduğu bölgeler orta Amerika'nın güney kısmını, Fransa'nın güneyini, Arap yarımadasını, doğu Avustralya'yı ve güney-batı Afrika'yı içermektedir. Bu bölgeler kalkanlara kıyasla daha gençtir ve henüz sismik olarak oldukça sakinidir. Güney Amerika bölgesinde alınan bir profilde yüksek hızlı bir kapak yapı belirlenmiştir. Burada 100-120 km arasındaki derinlikte S-dalgası hızı 4.1-4.3 km/sn civarında olan iyi gelişmiş bir kanalın başladığı bulunmuştur (Knopoff, 1972).

3.7.3. Okyanus Bölgeleri

Derin okyanus havzaları için batı Pasifikte elde edilen tipik bir Rayleigh dalgası grup hızı eğrisi 30-40 sn periyot aralığında ~4.1 km/sn lik bir maksimum değere yükselmekte, su tabakası sebebiyle kısa periyotlarda önemli bir şekilde azalmaktadır. Sedimanların az

fakat sınırlı rijitliği ana mod Rayleigh dalgası dispersiyonunda az etkilidir. Fakat, Rayleigh dalgalarının yüksek modları ve Love dalgaları için çok önemli etkiye sahiptir.

Ana mod Love dalgası için dispersiyon eğrisi 20-300 sn peryod aralığında hemen hemen sabit bir grup hızına sahiptir ve uzun okyanus profilleri için G dalgaları gözlenebilir. Ayrıntılı hesaplamalar yapılmadan da gözlenen 4.4 km/sn lik düşük grup hızı üst-mantoda okyanus altında kıtaların altındakine göre daha sığ olan bir düşük hız kanalının varlığını gösterir. Love dalgaları, su tabakası nedeniyle etkili değildir ve 5 sn den 10 sn ye kadar grup hızı eğrisi deniz tabanındaki sağlamlaşmamış sedimanter tabakanın kalınlığı ve rijiditesiyle kontrol edilir. Schwab ve Knopoff (1971), okyanusal mantoda iyi gelişmiş bir düşük hız kanalı düşüncesinin okyanusu geçen kısa peryodlarda Lg nin kaybolmasıyla uyumlu olduğunu göstermişlerdir. Kıtasal kısa peryodlu Lg fazı kabuğu temsil etmektedir, okyanusal kısa peryodlu Lg mevcut olsaydı manto dalgası olacaktı.

Okyanus havzaları arasında dispersiyon verileri normalden farklı olan bölgeler vardır. Bu bölgeler okyanus ortası sırtlar, ada yayları, derin deniz çukurları ve kıtasal sınırlardır. Bunların herbiri gözlenen yüzey dalgası dispersiyonunda belirgin özellikler meydana getirmektedir. Knopoff (1972), iki istasyon yöntemi ile Akdeniz profilini ve tek istasyon yöntemiyle de Pasifik profillerini incelemiştir. Elde edilen dispersiyon eğrilerinde 20-70 sn arasında aşırı düz bir kısım görülmüştür. 50-75 sn peryod aralığında 3.9 km/sn civarında, platformlar veya kalkanlar için belirlenenden çok daha düşük bir faz hızı bulunmuştur. James (1971), Pasifik okyanusunu geçen bir profil üzerinde yapmış olduğu ölçümlerde Rayleigh dalgası faz hızının diğer bölgeler için bulunandan yaklaşık 0.1 km/sn kadar yüksek olduğunu belirlemiştir. Knopoff (1972), Nazca levhasını geçen bir profil üzerinde yaptığı çalışmada yapının homojen olduğunu kabul etmiştir. Love ve Rayleigh dalgası verilerine 'kirpi işlemi' uygulamıştır. Kirpi programı ile parametre uzayında birden çok uyumlu yapı elde edilebilecek olmasına rağmen, seçilen grid boyutu için sadece tek bir uyumlu yapı bulunmuştur. Grid boyutu içerisinde yani ± 10 km kapak yapı kalınlığı, ± 25 km kanal kalınlığı, kapak ve kanalda ± 0.1 km/sn S-dalgası hızı ve son derece belirgin bir kabuk ve manto yapısı için, kapak yapıda hızın düşük (4.1 km/sn) olduğunu ve kanalın deniz seviyesinin altında 50 km lik bir derinlikte başladığını ifade etmiştir. 20-200 sn peryod aralığında okyanusal profiller üzerindeki Love ve Rayleigh dalgası dispersiyonu gözlemleri önemli bir ölçüde de okyanus tabanının yaşına bağlıdır (Kausel ve diğ., 1974; Leeds, 1975). Özellikle okyanus tabanının yaşının artmasıyla faz ve grup hızları sistematik olarak artar. 60 sn peryotta genç okyanus tabanını (0-10 my) geçen profiller 3.85 km/sn lik

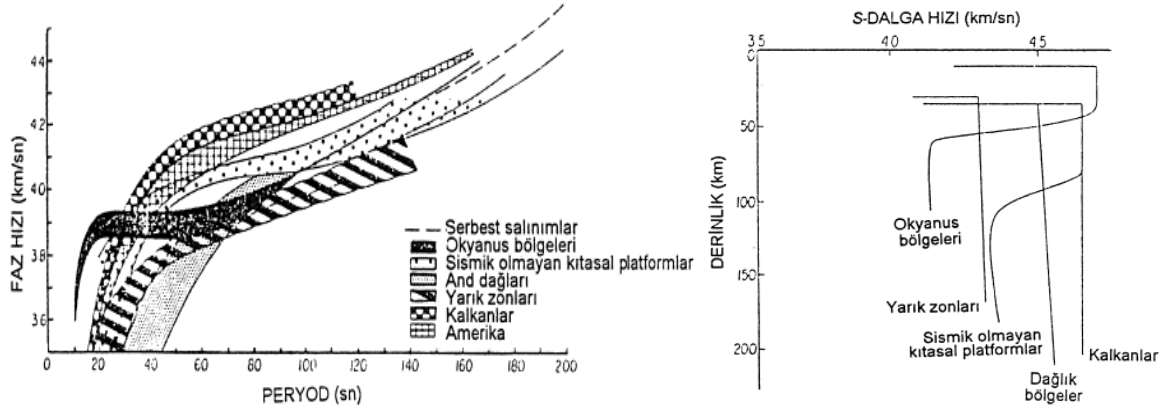
Rayleigh dalgası faz hızına sahiptir. Yaşlı okyanus tabanını (>100 my) geçen profiller için hız 4.06 km/sn ye yükselmektedir. Benzer bir ilişki Rayleigh dalgası grup hızları için de gözlenmiştir (Kovach, 1978).

3.7.4. Yarık Zonları

Doğu Afrika yarık zonu, doğu Pasifik sırtı ve batı Amerika'nın havza-dağ zinciri oluşumu için gözlenen dispersiyon verileri oldukça benzerdir. Derin yapıları ile ifade edilen bu yarık zonu bölgeleri için gözlenen Rayleigh dalgası faz hızı dispersiyon eğrileri farklı coğrafik alanlarda yer alsalar bile benzer özelliklere sahiptirler (Kovach, 1978). Knopoff (1972), Amerika'nın batı kesimini, doğu Afrika yarık zonunun kuzey bölümünü ve küçük bir açı ile Kızıl Deniz'i kesen bir profili incelemiştir. Batı Amerika'nın jeolojik bölgeleri örneğin havza ve dağ zinciri, Colorado platosu ve benzeri bölgeler arasında önemli farklılıklar olmasına rağmen bu çalışmada ele alınan beş profilin benzer olduğu bulunmuştur. Tektonik yapılar için faz hızları 80 sn periyotta 3.9 km/sn gibi bir değerle oldukça düşüktür; 80 sn ye yakın dy/dT eğimi kalkanlar için elde edilene benzerdir. Amerika'nın batısındaki değerlerin doğu Afrika yarığınıninkine benzerliği, Amerika'nın batısındaki derin yapının doğu Pasifik sırtının karaya doğru açılmasına uygun olduğunu göstermektedir. Knopoff ve Schlue (1972), doğu Afrika yarık zonu için bir düşük hız kanalı tanımlamanın gerekli olmadığını belirtmişlerdir. Kirpi yönteminin uygulandığı bu araştırmanın sonunda yüksek hızlı bir kapak yapının uygun sonuç verdiği görülmüştür. Bilgisayarların yüksek hızlı bir kapak yapı ile iyi bir uyum bulduğu çoğu durumda aşırı derecede iyi gelişmiş bir düşük hız kanalı da yer almaktadır. İlave olarak ince, derin ve çok düşük hızlı bir kanalın varlığı olasılığının göz ardı edilemeyeceği belirtilmiştir. Bu bölgede elde edilen düşük Pn-dalgası hız değerleriyle uyumlu en basit model hemen hemen kanalı olmayan ve kapak yapıda hızın düşük olduğu bir modeldir (Griffiths ve Blundell, 1970). Tercih edilen çözümler Moho süreksizliğinin altında oldukça büyük derinliklere kadar uzanan bölgede $\beta=4.2-4.3$ km/sn lik bir hıza sahip ve aşağıya doğru kaybolacak şekilde incelen bir platform yapı üzerinde bulunan kapağı göstermektedir.

3.7.5. Dağlık Bölgeler

Dünya üzerindeki dağlık bölgeler çok düşük faz hızlarına sahiptir. And dağları için kısa peryodlarda aşırı derecede düşük faz hızları gözlenmiştir. 80 sn lik peryodlarda bu değerler aniden yükselir. 60 sn lik peryotta 3.75-3.95 km/sn arasında Rayleigh dalgası faz hızları gözlenmiştir. Söz edilen dispersiyon farklılığı, dağlık bölgelerle kalkan yapılar için gözlenen Love dalgalarında da açıkça izlenmektedir (Kovach, 1978). Knopoff (1972), Alp dağları ve Andlar olmak üzere ele aldığı iki dağlık bölgenin iki tür faz hızı eğrisine karşılık gelen önemli ölçüde farklı yapılara sahip olduğunu belirlemiştir. And dağları için alınan bir profilin kirpi yöntemiyle ters çözülmesi 60 km civarında Moho derinliği yani nispeten kalın bir kabuğu göstermektedir. And dağlarının farklı topoğrafik yükselimli kesimlerinden geçen profiller kıyaslandığında ortalama yüksekliği daha az bölgelerden geçen profillerin daha yüksek faz hızlarına sahip olduğu anlaşılmaktadır. Buradan, daha ince bir kabuk veya daha sığ bir kök yapısı olduğu sonucuna varılır. Alp dağları bölgesi dispersiyon eğrileri aktif olmayan bölge profillerine benzer. Fakat 50-80 sn peryodlarda Rayleigh dalgası hızı yaklaşık 0.1 km/sn kadar daha düşüktür. Bu en az 80-125 km derinlikler arasındaki S-dalgası hızlarının aktif olmayan yapılardan yaklaşık 0.1 km/sn kadar daha az olduğunu göstermektedir. 35-80 sn peryod aralığındaki değerler kıtasal bölgeden çok Akdeniz gibi bir bölge için daha uygundur. Bu profildeki faz hızları kabuk etkisi nedeniyle kısa peryodlarda birden bire düşmektedir. Knopoff (1972), Alp dağlarından uzakta almış olduğu profile kabuğun oldukça incelmeye karşın, Alpler'de gözlenen düşük hız kanalının bu profilin altında da devam ettiğini belirlemiştir. Burada yapılan gruplamanın doğru olduğu Şekil 3.7a'da görülmektedir. Gözlem sınırlarına bakıldığında özellikle 40-120 sn arasındaki peryodlar için dispersiyon eğrilerinin önemli ölçüde üst üste gelmediği görülmüştür. 60 sn civarındaki peryottaki faz hızı yapı türü ayrımı için oldukça iyi bir nitelik olarak gözükmektedir. Knopoff (1972)'a göre Kalkanlar en yüksek faz hızlarına sahiptir. Brune ve Dorman (1963) modeline göre yorumlanırsa; derin, zayıf gelişmiş bir düşük hız kanallı manto kapak ve yüksek hızlı bir kabuğu temsil etmektedir. Aktif olmayan bölgeler, özellikle 60-120 sn peryod aralığındaki kalkanlardan daha düşük faz hızlarına sahiptir. Yarık zonları için faz hızları manto peryodlarında kalkanlardaki değerlerden 0.3 km/sn kadar azdır. Okyanuslar ince bir kabuk yapısına ve önemli hız farkına sahip bir kanal ile bunun üzerini örten bir kapak yapı gösterirler. Bütün bu türlerin karşılaştırması Şekil 3.7b'de gösterilmiştir.



(b)

Şekil 3.7. Farklı tektonik yapılar için (a) Rayleigh dalgası faz hızlarının periyoda göre değişimleri, (b) S-dalga hızlarının derinliğe göre değişimleri (Knopoff, 1972'den uyarlanmıştır).

4. TEK İSTASYON YÖNTEMİ KULLANILARAK ANADOLU’NUN KABUK VE ÜST MANTO YAPISININ BELİRLENMESİ

4.1. Giriş

Bu bölümde Anadolu’nun doğu ve batısında yer alan deprem kayıt istasyonlarından yararlanılarak tek-istasyon Love ve Rayleigh dalgası grup hızları hesaplanmış ve hesaplanan bu grup hızlarının ters çözümlenmesinden yapı belirlenmeye çalışılmıştır.

Oldukça karmaşık bir kabuk ve üst manto yapısının gözlemlendiği Anadolu yarımadası ve civarı, dünya üzerindeki aktif deprem zonlarından biri olan Alp-Himalaya orojenik kuşağı üzerinde bulunmaktadır. Deprem verilerinin yetersiz olması, yapay patlatmalarla uygulanabilecek çalışmaların ise büyük organizasyon gerektirmesi ve pahalı olması nedeniyle günümüze kadar ne yazık ki uygulanamamış olması, bölgenin kabuk ve üst manto yapısı hakkındaki ayrıntılı bilgilerin sağlanmasında güçlük yaratmaktadır. Bu çalışmada doğu ve batıda yer alan istasyonların bölgede oluşmuş deprem kayıtları kullanılarak, kuzeydoğu-güneybatı ve kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı profiller oluşturacak yayılım yollarını kat eden yüzey dalgası tek istasyon kayıtlarının grup hızı çözümlenmesi yapılarak yapı belirlenmeye çalışılmıştır.

4.2. Anadolu ve Çevresinin Tektoniği

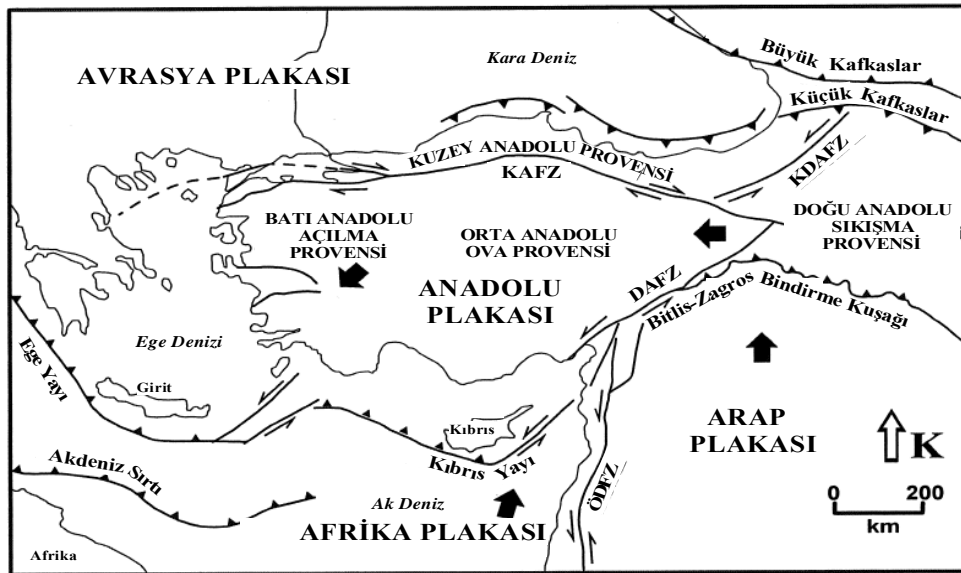
Alpin sıradağlar kuşağı içinde yer alan Türkiye, değişik araştırmacılar tarafından jeolojik olarak değişik birliklere ayrılmıştır. Tektonik birliklere ayırma denemeleri çok önceleri başlamıştır. İlk olarak Argand (1924) Anadolu’nun orojenik kuşaklarını Alplere benzeterek kuzeyden güneye doğru, Pontidler, Ara Masifler, ve Toridler olmak üzere üç birliğe ayırmıştır. Daha sonraları Arni (1939), Blumenthal (1946) ve Egeran (1947) Anadolu’yu üçten fazla birliğe ayırmışlardır. Ketin (1961,1983) ise tektonik birlik sayısını dört olarak sınırlamıştır. Dağ kuşaklarının orojenik gelişmeleri esasına dayalı olan bu dörtlü birlik kuzeyden güneye doğru;

1. Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu Sıradağları veya PONTİDLER,
2. İç Anadolu Sıradağları veya ANATOLİDLER,
3. Güney ve Doğu Anadolu Sıradağları veya TORİDLER,

4. Güneydoğu Anadolu Sıradağları veya KENAR KIVRIMLARI bölgesidir.

Jeolojik konumu nedeniyle birkaç levha üzerinde yer alan Türkiye'nin Neotektonik yapısı (Şekil 4.1) Afrika ve Arap Levhalarının Anadolu Levhasını sıkıştırması ve Arap Levhası ile Anadolu bloğunun batıya ve Kuzeydoğu Anadolu bloğunun doğuya kaçmasına ve bunun sonucu olarak Doğu Anadolu'da bir sıkışmaya neden olmuştur (Ketin,1949; Mc Kenzie,1972). Anadolu Levhasının Karadeniz Levhasına göre batıya hareketi, Batı Anadolu'da doğu-batı yönünde sıkışmaya ve kuzey-güney yönünde de açılmaya neden olmaktadır (Alptekin, 1973; Mc Kenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979). Bunun bir sonucu olarak deprenselliği ile belirginleşen önemli sismotektonik yapılar Batı Anadolu graben bölgesi, KAF, KDAF, DAF, ve Güneydoğu Anadolu bindirmesidir. (Bitlis Bindirme Kuşağı).

Türkiye ve dolayındaki Neotektonik olaylar ve Anadolu'nun bugünkü deprenselliği Arap, Afrika, ve Avrasya levhalarının göreceli hareketleri sonucunda oluşmuştur (Mc Kenzie, 1972). Ege levhası kuzeydeki Kuze Anadolu Fayı'nın batı uzantısı ile sınırlanmış olup bu sınır Anadolu çöküntüsü yada hendeği olarak bilinmektedir (Allan ve Morelli, 1971; Mc Kenzie; 1972). Arap levhası ile Anadolu levhasının çarpışması sonucu, Kuze Anadolu Fay'ı boyunca sağ yönlü, Doğu Anadolu Fay'ı boyunca sol yönlü hareket, Anadolu levhasını batıya doğru hareket ettirmektedir (Dewey, 1976).



Şekil 4.1. Anadolu'nun en önemli tektonik yapıları (Şengör vd., 1985 ve Barka, 1992'den uyarlanmıştır).

Arap levhası ile Anadolu levhasının çarpışma alanı olan Güneydoğu Anadolu Bindirme zonu, Ketin (1966) tarafından Toridler ve Kenar Kıvrımları olarak adlandırılan tektonik birliklerin de sınırını oluşturmaktadır. Bu bölgedeki bindirmeler genellikle Toroslar'ın güney kenarını izlemekte ve doğuda Bitlis-Zagros Bindirme kuşağına bağlanmaktadır. Zagros kuşağında oluşan depremlerin çoğu KD-GB yönlü sıkışmaya neden olan ters faylanma mekanizmalarına sahiptir (Canitez, 1969; Mc Kenzie, 1972; Eyidoğan, 1983; Osmaşahin, 1983).

4.3. Anadolu'da Yerkabuğu Çalışmaları

Anadolu'da yerkabuğu çalışmaları ilk kez Canitez (1962) tarafından yapılmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonu'na kuzey-güney doğrultusunda faya dik kesitlerde yapmış olduğu jeofizik ölçümler sonucu, fayın kuzeyinde yerkabuğunun ince, güneyinde daha kalın olduğunu saptamış ve Anadolu yarımadasında yer kabuğunun ortalama kalınlığını 31 km olarak hesaplamıştır. Gravite ve sismoloji verileri kullanılarak yapılan bu çalışmada kuzeye doğru gidildikçe 150 mGal'e varan gravite anomalisinin olduğu belirlenmiştir. Canitez (1962), gravite yöntemiyle hesapladığı yerkabuğu yapısında, Kuzey Anadolu için kabuk kalınlığının 35 km olduğunu, Karadeniz'e yaklaşıldığında 25-26 km'ye kadar incelendiğini ileri sürmüştür.

Daha sonra birçok araştırmacı değişik bölgelerin kabuk yapısı değerlerini incelemiştirler (Öcal, 1963; Canitez, 1969; Özelçi, 1973; Canitez ve Üçer, 1975; Kenar, 1978; Ezen, 1979; Canitez ve Toksöz, 1980; Chen vd., 1980; Ergin, 1981; İlkışık, 1980,1981,1990; Necioğlu vd., 1981; Ezen, 1983; Türkelli, 1984; Gürbüz ve Üçer, 1985; Dewey vd., 1986; Kenar ve Toksöz, 1989; Mindevalli ve Mitchell, 1989; Osmaşahin, 1989; Özer, 1989; Osmaşahin ve Alptekin, 1990; Gürbüz vd.,1992; Kalafatvd., 1992; Sayıl vd., 1992; Osmaşahin ve Sayıl, 1996; Mooney vd., 1998; Kuleli vd., 2001; Maden ve Gelişli, 2001; Osmaşahin ve Sayıl, 2001; Erduran, 2002; Maden vd., 2002; Maden vd., 2003). Bu çalışmaların bir kısmı yerel kabuk yapısına yönelik ise de, bir kısmı oldukça geniş bölgeleri içine alan çalışmalardır. Yapılan çalışmalarda Anadolu için yaklaşık 40 km kabuk kalınlığı verilmektedir. Bu değer kuzeye Karadeniz'e yaklaşıldıkça 25 km'ye kadar azalmaktadır. Daha doğuda İran için yapılan çalışmalarda saptanan kabuk modelleri daha kalın olup 45 km civarındadır (Neprechov vd., 1970; Islami, 1972; Patton, 1980; Feng ve Teng, 1983; Osmaşahin ve Alptekin, 1990; Maden vd., 2003).

Öcal (1963), uzun peryodlu sismograf kayıtlarından Love ve Rayleigh dalgalarının dispersiyon özelliğinden faydalanarak kabuk kalınlığının Doğu Anadolu'dan Ege'ye doğru incelendiğini ifade etmiştir.

Özelçi (1973), Anadolu gravite anomalilerinin izostatik şartlar altında beklenilenden 100 mGal daha pozitif olduğunu belirlemiştir. Burada gravite anomalilerinin 100 mGal yüksek olmasının sıcak manto malzemesinin yukarı doğru yükseliminden ileri gelebileceğini söylemiştir. Özelçi (1973) yaptığı çalışmada aldığı gravite profilleri ile topoğrafik yükselim arasında pozitif bir ilişkinin olduğunu da tespit etmiştir.

Canitez (1969) ve Ezen (1979), Yunanistan'ın batısında oluşan depremlerin İstanbul istasyonundaki Rayleigh dalgası kayıtlarını incelemişler ve bu dalgaların girişime uğradıklarını belirlemişlerdir. Ezen (1979), bu girişimin yapısal değişimlerden ileri geldiği sonucuna ulaşmıştır. Taner (1962) Yunanistan, Ege ve Türkiye'nin batı kıyıları için toplam kabuk kalınlığını 35 km, P- dalgası hızını kabuk için 5.8 km/sn, manto için ise 8.2 km/sn olarak tespit etmiştir. Ayrıca Calcagnile vd., (1984) Ege'de yaptıkları çalışmada 30-35 km civarında bir kabuk kalınlığının varlığını tespit etmiş, güneye doğru bu değer 20 km'ye kadar düştüğünü, Anadolu ve Yunanistan'a doğru ise 40-45 km değerlerine ulaştığını belirlemişlerdir.

Crampin ve Üçer (1975), Marmara bölgesinin sismik etkinliğini incelerken kabuk kalınlığını 18-24 km, P-dalgası hızını da 8.1 km/sn olarak bulmuşlardır. Kenar (1978), İstanbul ve civarında P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak yerkabuğunun 3 farklı tabakadan oluştuğunu, bu tabakaların kalınlıklarını 4 km tortul, 7-10 km granitik, 14-16 km bazaltik olarak ve bu tabakalardaki P dalgası hızlarını 4.0, 6.0, 7.0 ve 8.1 km/sn olarak saptamıştır.

Chen vd., (1980) Pn dalgası hızını 7.7 km/sn olarak saptayarak, Türkiye için kabuk kalınlığını İran'ın güney kısmında 49 km, kuzey kısmında 34 km ve Anadolu'da 30 km olarak bulmuşlardır. Ayrıca üst mantoda belirgin bir düşük hız zonunun varlığını ortaya koymuştur. Gürbüz ve Üçer (1985), İstanbul'da yapılan taş ocağı patlatmalarından elde edilen kayıtların değerlendirilmesiyle Marmara Bölgesinde toplam yerkabuğu kalınlığını 24.6 km, Pn dalgası hızını da 8.0 km/sn olarak vermişlerdir.

Kandinsky-Cade vd. (1981) 20°'den yakın depremlerin değişik sismik faz hızlarını ve Orta Doğunun Sn dalgalarının soğurma özelliklerini incelemişlerdir. Buna göre Türkiye ve İran'ın birçok yerinde Sn dalgasının iyi yayıldığı gözlenirken Kuzey Anadolu, Kafkaslar ve Kuzey İran boyunca iyi yayılmamışlar ya da algılanamamışlardır. Sn

dalgalarının iyi yayılmadığı alanlar üst mantoda yüksek bir soğurma olgusunun varlığı yani oldukça sıcak bir ortamın varlığı olarak yorumlanmıştır.

Necioğlu vd. (1981) Türkiye’de oluşmuş 43 depremin 14 istasyondan alınmış P dalgası kayıtlarını kullanarak kuzeybatı Türkiye için kabuk kalınlığını 28 ± 3.45 km olarak hesap etmiştir.

Avrasya kıtasının kabuk ve üst manto yapısını inceleyen Patton (1980) ile Feng ve Teng (1983), İran platosu için kabuk kalınlığını 45 km olarak belirlemişlerdir. Patton (1980) Kafkasya’da ve Hazar Denizi’nin güneybatısında oluşmuş iki depremin Rayleigh dalgası kayıtlarından yararlanılarak, kaynak-istasyon arası yer kabuğu yapısının üç tabakadan oluştuğunu saptamıştır. Yapılan çalışmada farklı iki profil için yer kabuğu kalınlığını 36 km ve 38.5 km civarında belirlemiştir. Çalışmada üst mantodaki P ve S dalgası hızları ise sırasıyla 8.12 ve 4.63 km/sn olarak bulunmuştur.

Ezen (1983), Love ve Rayleigh dalgalarının dispersiyon özelliklerini inceleyerek Kuzey ve Doğu Anadolu Platosunda yer kabuğu yapısının dört tabakalı olduğunu ve bunların kalınlıklarının 2.5, 6.5, 12 ve 17 km olmak üzere toplam 38 km’lik kabuk kalınlığını tespit etmiştir. Türkelli (1985), Ankara için yaptığı çalışmada 30 km’lik bir kabuk kalınlığı belirlemiştir. Dewey vd. (1986), Doğu Anadolu için kabuk kalınlığını 52 km olarak belirlemiştir.

Kalafat vd. (1987) 0-1100 km uzaklıklar arasındaki depremlerin Batı Türkiye’deki deprem istasyonlarından elde edilen yayılma zamanları yardımıyla kabuk ve üst manto yapısını araştırmışlardır. Yaptıkları çalışmada tortul tabaka kalınlığını 3.8 ile 6.6 km olmak üzere toplam kabuk kalınlığını 29-32 km ve üst mantoda 69-89 km derinlikleri arasında bir süreksizliğin varlığını ortaya çıkarmışlardır.

Kenar ve Toksöz (1989), Love dalgalarının grup ve faz hızlarından yararlanarak, İstanbul-Tebriz arasında 41 km kalınlığında ve üç tabakalı bir yer kabuğu modeli saptamışlardır. Tabaka hızlarını sırasıyla 4.6, 5.8, 7.0 km/sn, Pn-dalgası hızını da 8.0 km/sn olarak bulmuşlardır.

Mindevalli ve Mitchell (1989) yüzey dalgalarının dispersiyon özelliklerinden yararlanarak Türkiye’deki kabuk yapısını ve olası anizotropiyi incelemişlerdir. Yaptıkları çalışmalarında Türkiye için kesme dalgası hızını 4.2 km/sn ve Moho derinliğini 40 km olarak hesaplamışlardır.

Osmanşahin (1989), Tebriz ve İstanbul istasyonlarına ait uzun periyot kuze-güney bileşenli Love dalgası kayıtlarından yararlanarak sırasıyla 5,15 ve 20 km kalınlıklarına

sahip üç tabakadan oluşan bir kabuk modeli belirlemiştir. Osmanşahin (1989), İstanbul-Atina profili için faz ve grup hızlarının ters çözümlemesinden toplam 30 km'lik bir kabuk kalınlığı elde etmiştir. Meşhed-Tebriz profili için yer kabuğu kalınlığını 43 km olarak belirlemiştir. En üst mantodaki P ve S- dalgası hızları ise sırasıyla, 8.15km/sn ve 4.67 km/sn olarak bulunmuştur.

Özer (1989), cisim dalgalarının kabuksal mod dönüşümlerini diğer kabuksak fazlarla birlikte inceleyerek İstanbul ve civarında yer kabuğu yapısı için 4,14 v e 12 km kalınlıklarında üç tabakadan oluşan bir kabuk modeli belirlemiştir. P ve S- dalgası hızlarını ise sırasıyla birinci tabakada 4.0,2.3 km/sn; ikinci tabakada 5.6, 3.25 km/sn ve üçüncü tabakada 6.8,3.9 km/sn olarak belirlemiştir.

Özer ve Kenar (1992), İstanbul ve civarındaki yer kabuğu yapısını belirlemek için cisim dalgalarının P'den S'ye ve S'den P'ye faz dönüşümlerini ve diğer kabuksal fazları inceleyerek modellemiştir. S-Sp zaman farkı, P ve S dalga şekillerinin modellenmesi sonucu İstanbul ve civarında toplam 30 km'lik 3 tabakalı bir kabuk yapısı elde etmişlerdir.

Sayı vd. (1992), Kafkasya ve Hazar Denizi'nin güney batısında oluşmuş iki farklı depremin Kudüs istasyonundan elde edilen Rayleigh dalgası kayıtlarını kullanarak Doğu Anadolu ve civarının kabuk yapısını iki farklı profil için incelemiştir. Yapılan çalışmada her iki profil için üç tabakalı bir kabuk yapısı saptanmıştır. Bu tabakaların kalınlıklarını sırasıyla 2.5,13,23 km ve 3, 10, 23 km olarak bulmuşlardır. Her iki profilden elde edilen toplam kalınlıklar 36 km ve 38.5 km olarak hesaplanmıştır. Üst manto hızları ise 8.12 ve 4.63 km/sn olarak tespit edilmiştir.

Mooney vd. (1998), dünyayı 28 farklı bölgeye ayırarak her bir bölgenin ortalama kabuk kalınlıklarını incelemiştir. Yaptıkları çalışma sonucunda Türkiye platosu için ortalama kabuk kalınlığını 40-45 km ve 5 km kalınlığında tortul tabaka; Doğu Anadolu ve Güney Kafkaslar için ise kabuk kalınlığını 40-45 km ve tortul tabaka kalınlığını 4 km olarak hesap etmiştir.

Necioğlu (1999), Türkiye ve İran arasındaki bölgenin kabuk ve üst manto yapısını belirlemek için 1978-1979 yılları arasında oluşmuş İran'daki 8, Türkiye'deki 1 depremin SRO-ANTO istasyonunda kaydedilmiş Rayleigh dalgası düşey bileşen kayıtlarını incelemiştir. Yaptığı çalışmasında ortalama kabuk kalınlığını doğu İran-ANTO profili için 52-56 km, batı İran-ANTO profili için 45-48 km ve doğu Türkiye ile kuzeybatı İran-ANTO profili için 42-44 km olarak hesaplamıştır.

Canbay (2000), Türkiye Bouguer gravite anomali verisinin iki boyutlu Fourier dönüşümlerini kullanarak tüm Türkiye'nin kabuk kalınlığı haritasını oluşturmuştur. Ayrıca gravite haritası üzerinde kuzey-güney yönlü profiller olarak çeşitli bölgeler için kabuk kalınlığı değerlerini elde etmiştir. Canbay (2000), yaptığı çalışmada Doğu Anadolu için 43 km, iç Ege için 35 km, Orta Anadolu'da 40 km kabuk kalınlığı değerleri hesaplamıştır. Ayrıca yaptığı çalışmada Batı Anadolu'nun aktif bir çekme gerilmesi altında Doğu Anadolu bölgesinin ise sıkışma rejimi altında olduğunu tespit etmiştir. Doğu Anadolu'daki sıkışma rejiminin kabuk kalınlaşmasına ve litosferin incelmesine neden olacağını belirtmiştir.

Osmanşahin ve Sayıl (2001), 1977-1989 tarihleri arasında oluşmuş 84 depremin 22 istasyondaki zaman-uzaklık verilerini kullanarak yaptıkları çalışmalarında Anadolu için kabuk kalınlığını 38 km ve Pn hızını 8.0 km/sn olarak hesaplamıştır.

Kuleli vd. (2001), Çin'de 1977 yılında meydana gelen 6.2 büyüklüğündeki deprem ile 1966 yılında yapılan nükleer patlatmaların Ankara, Belbaşı sismik istasyonu kayıtlarını kullanarak yaptıkları çalışmalarında Anadolu için 36-37 km'lik kabuk kalınlığı değeri bulmuşlardır.

Maden ve Gelişli (2001), Erzurum ve civarına ait gravite verilerini kullanarak yaptıkları çalışmada bölgede kabuk kalınlığını 42.9 km olarak tespit etmişlerdir. Bölgede gözledikleri 100 mGal pozitif anomali farkının Moho'nun Astenosferle birlikte yukarı doğru yükseliminden ileri gelebileceği sonucuna varmışlardır.

Erduran (2002), yüzey dalgalarının ters çözümünden Türkiye levhasının doğusu için ortalama 40 km Moho derinliği ve 4.36 km/sn makaslama hızı hesap etmiştir.

Maden vd. (2002) Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verisine Worzel ve Shurbert (1955) tarafından önerilen ampirik bağıntı ve güç spektrumu yöntemleriyle kabuk kalınlığı değerlerini hesaplamışlardır. Yapılan çalışmada bölgede 180 mGal değerinde bölgesel bir anomali gözlenmiş ve kabuk kalınlığının kuzeyde 30 km ile güneyde 45 km arasında değiştiğini tespit etmişlerdir.

Maden vd. (2003) Doğu Pontidlerin gravite ve manyetik verilerine iki boyutlu fourier dönüşümü uygulayarak bölgedeki Moho ve Curie derinliğinin değişimini incelemişlerdir. Yaptıkları çalışmada gravite verilerinin yatay türevleri hesaplanarak Doğu Pontidlerin üç alt tektonik birlikten oluştuğunu göstermişlerdir. Bölgenin gravite ve manyetik verilerinin güç spektrumlarını hesaplayarak Moho derinliğinin 35.6 km ile 45.1 km arasında Curie derinliğinin ise 17.4 km ile 31.2 km arasında değiştiğini belirlemişlerdir. Yapılan

çalışmalar sonucunda Curie noktası derinliğinin sığ olduğu yerlerin kabuğun ince olduğu yerler üzerine düştüğü anlaşılmıştır.

Tezel vd. (2007) yaptıkları çalışmada Türkiye'nin batısında 25 km, doğusunda ise 40 km kabuk yapısının olduğunu ortaya çıkarmışlardır.

Adıyaman vd. (2009), S dalgası alıcı fonksiyon analizini kullanarak Orta Anadolu'dan Kuzey Anadolu'ya litosferik yapıyı incelemişlerdir. Tüm istasyonlarda moho süreksizliği varışını 4.00-5.00 sn'de gözlemlemiş ve kabuksal kalınlığın 35-40 km arasında değiştiğini ve önemli bir kabuksal kalınlık değişiminin de olmadığını tespit etmişlerdir.

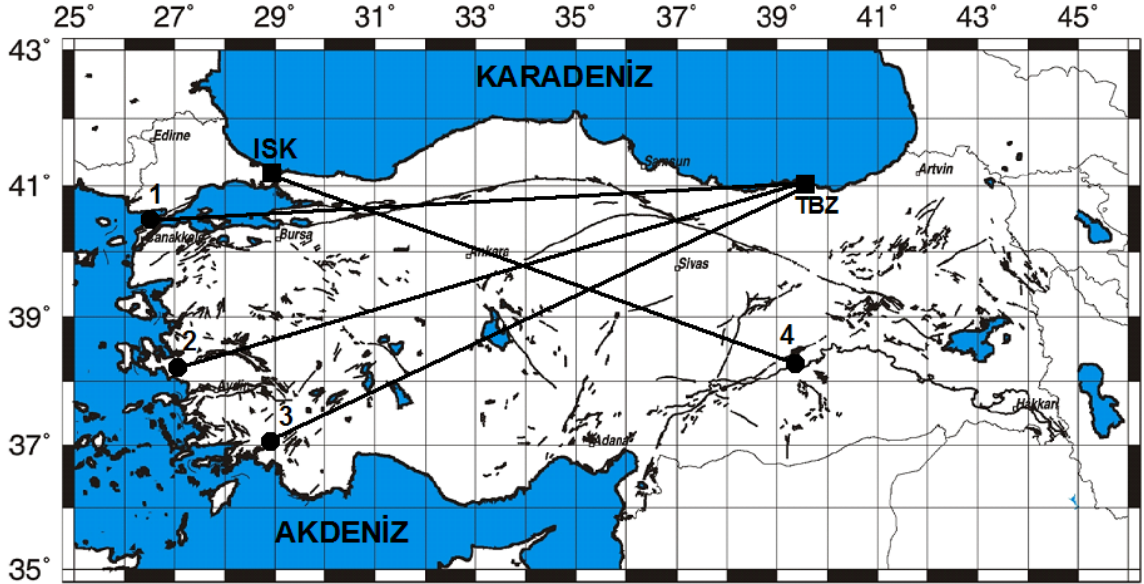
4.4. Çözümlemede Kullanılan Veriler

Anadolu'yu yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı ve kuzeybatı-güneybatı doğrultularında kat edecek profilleri oluşturabilmek bakımından en uygun konumlu istasyonlardan doğuda Karadeniz Teknik Üniversitesi'ne ait TBZ (Trabzon) istasyonu (40.9944°K, 39.7761°D) ve batıda Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesine ait ISK (İstanbul) istasyonu (41.0656°K, 29.0592°D) seçilmiştir. Kullanılacak olan verileri sağlamak amacıyla 2000-2005 yılları için Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi tarafından yayınlanan veriler, 2005-2009 yılları için ISC, USGS ve NEIC veri merkezleri taranarak bölgede oluşmuş 4.5 ve daha büyük magnitüdü ve sığ odaklı depremler belirlenmeye çalışılmıştır. Anadolu'nun kabuk yapısının belirlenmesinde uygun profiller oluşturmak amacıyla Türkiye'nin batısında oluşmuş 40 depremin Trabzon (TBZ), Pazar (PZR), Espiye (ESPY) ve Bayburt (BAYT) istasyonlarına ait uzun peryod ve/veya geniş band üç bileşen kayıtları KTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü Sismoloji Laboratuvarından, doğuda oluşmuş 47 depremin İstanbul (ISK), Yalova (YLVX), Kilyos (KLYT), İznik (ADVT) ve Gemlik (GEMT) istasyonlarına ait geniş band üç bileşen kayıtları Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezinden (UDİM) istenmiştir. Gelen kayıtlar incelendiğinde bu çalışmada kullanılacak yani çözümlenebilecek nitelikte dört kayıt seçilebilmiştir. Bu kayıtlara ait parametreler Tablo 4.1 de verilmiştir. İncelenen bölgede belirlenen kaynak-istasyon çiftlerinin oluşturduğu profillerin konumları Şekil 4.2 deki haritada gösterilmiştir. Diğer kayıtlar yeterli derecede seçilebilir değildir, yani bazı kayıtlarda sinyal/gürültü oranı küçük, bazılarında ise sinyal kaydı kesilmiştir. Ayrıca incelenen bölgede alınan deprem kayıtlarının bazıları çok fazla

sönümlenmiştir. Buna deprem dalgalarının geçtiği ortamın yapısal özelliklerinin neden olduğu düşünülmektedir.

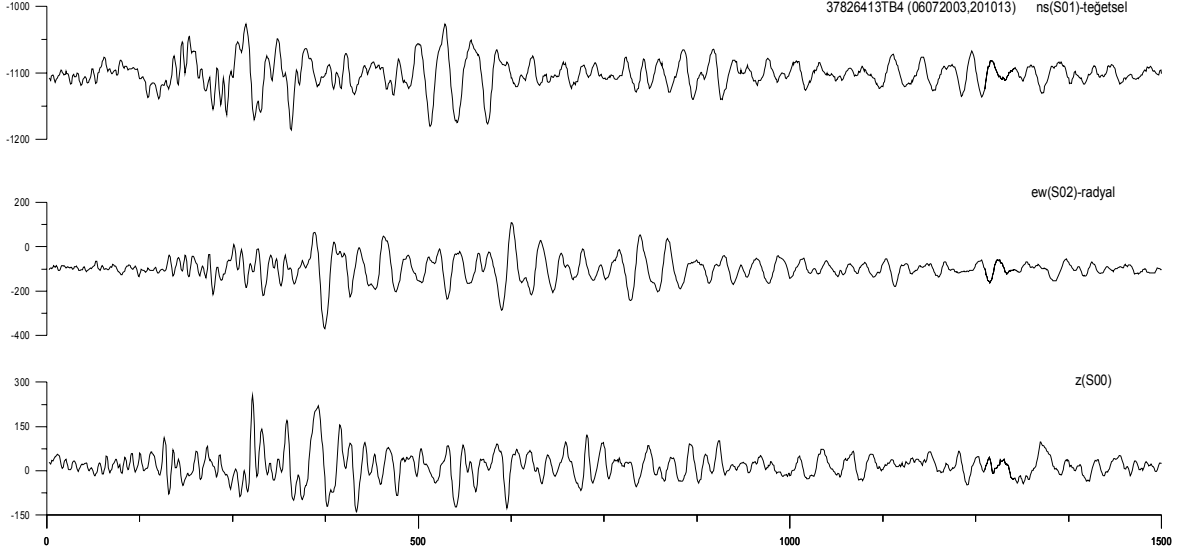
Tablo 4.1. Uygulamada kullanılan depremlerin odak parametreleri

Sıra No	Tarih (ay/gün/yıl)	Zaman (sa:dk:sn)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Derinlik (km)	Magnitüd (Ms)
1	06.07.2003	20:10:13	40.52	26.02	6.9	4.9
2	10.04.2003	00:40:16	38.26	26.84	15.8	5.6
3	20.12.2004	23:02:13	37.05	28.25	10.4	5.1
4	20.02.2007	11:05:28	41.06	29.05	6.0	5.9

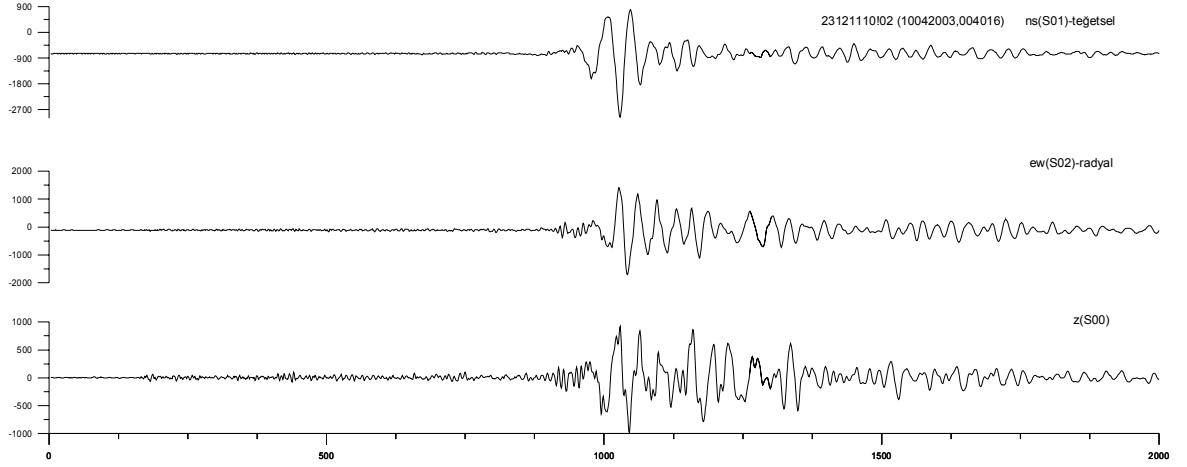


Şekil 4.2. Depremlerin ve istasyonların konumları

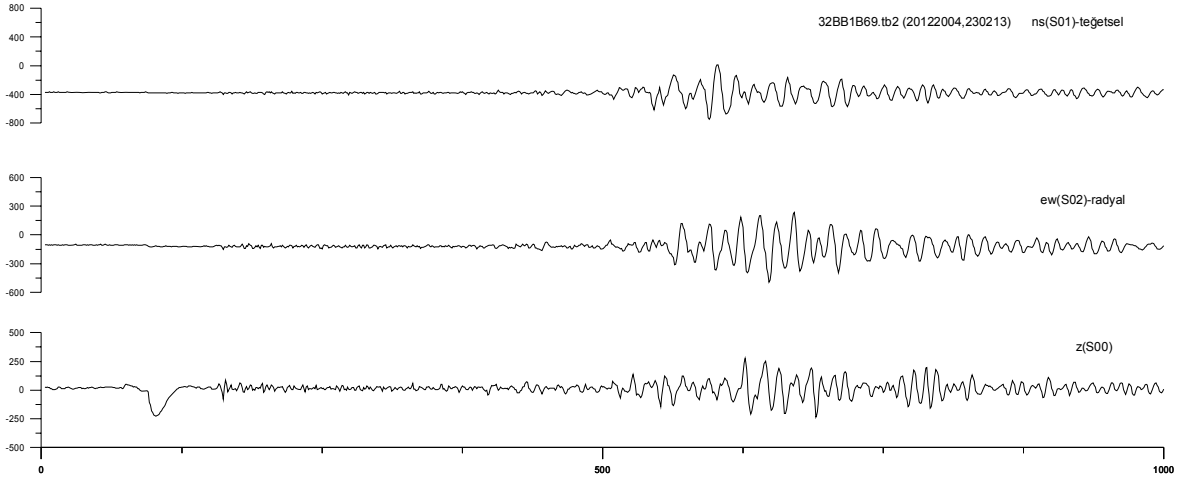
Uzun periyot ve/veya geniş band yüzey dalgası kayıtlarının çözümlenmesinde veriler yaklaşık olarak en yüksek frekansların iki katına karşılık gelen 1 sn örnekleme aralığına göre doğrusal ara değer bulma yöntemi ile örneklenmiş, kayıtlar üzerinden en küçük kareler yöntemiyle hesaplanan trend doğruları sinyallerden çıkarılarak trendleri giderilmiş ve alet düzeltmesi uygulanmıştır. Bu işlemlerden sonra elde edilen verilerin düşey (Z) ve yatay (NS, EW) bileşenleri Şekil 4.3-4.6 da gösterilmiştir.



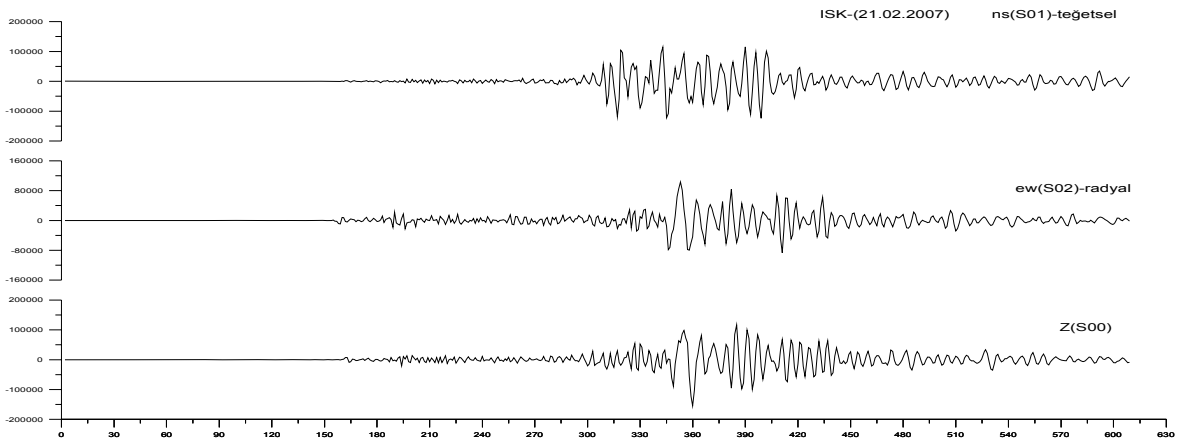
Şekil 4.3. Eşit aralıklı hale getirilmiş, trendi giderilmiş, alet düzeltmesi uygulanmış 1.olay; Episantr uzaklığı:1157km, Azimut:82°, Back Azimut:88°, oluş zamanı:20:10:13, kayıt başlangıcı: 20:15:33.585, veri sayısı: 13446 (672.3sn), örnekleme oranı:20sample/sn



Şekil 4.4. Eşit aralıklı hale getirilmiş, trendi giderilmiş, alet düzeltmesi uygulanmış 2.olay; Episantr uzaklığı:1147km, Azimut:70°, Back Azimut:101°, oluş zamanı:00:40:16, kayıt başlangıcı: 00:42:10.618, veri sayısı: 26726 (1336.3sn), örnekleme oranı:20sample/sn



Şekil 4.5. Eşit aralıklı hale getirilmiş, trendi giderilmiş, alet düzeltmesi uygulanmış 3.olay; Episantr uzaklığı: 1086 km, Az:62°, Back Az:110°, oluş zamanı:23:02:13, kayıt başlangıcı: 23:03:22.235, veri sayısı: 1801 (1800.1sn), örnekleme oranı:10sample/sn



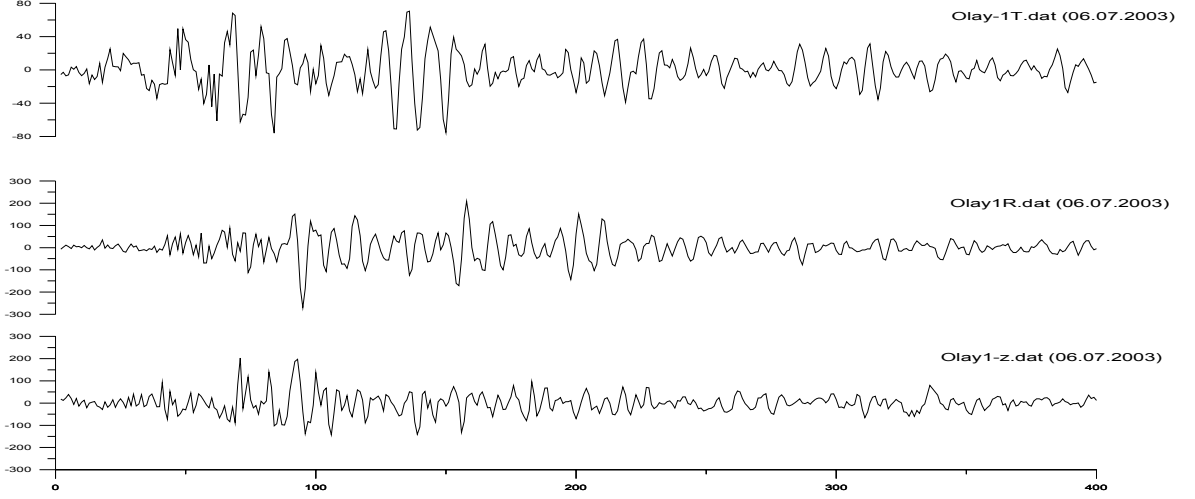
Şekil 4.6. Eşit aralıklı hale getirilmiş, trendi giderilmiş, alet düzeltmesi uygulanmış 4.olay; Episantr uzaklığı: 927km, Azimut:°, Back Azimut:8.35°, oluş zamanı:11:05:28, kayıt başlangıcı: 11:05:00, veri sayısı: 30400 (1520sn), örnekleme oranı:20sample/sn

Yatay bileşenler (4.1) bağıntıları kullanılarak vektörel döndürme işlemi ile radyal (xR) ve tanjansiyel (xT) bileşenlere çevrilmiştir (Şekil 4.7-4.10).

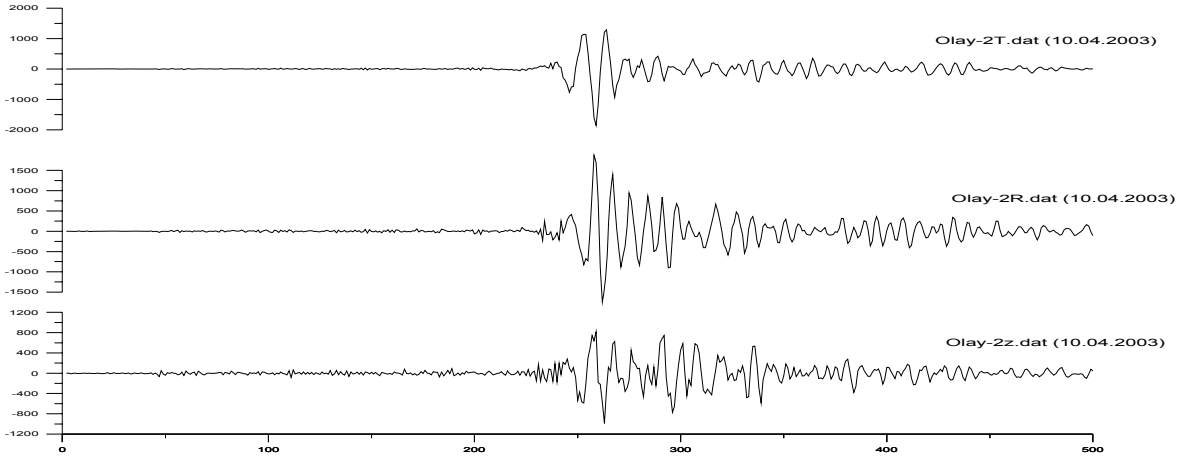
$$x_R = x_{NS} \cos\phi + x_{EW} \sin\phi \quad (4.1a)$$

$$x_T = x_{NS} \sin\phi - x_{EW} \cos\phi \quad (4.1b)$$

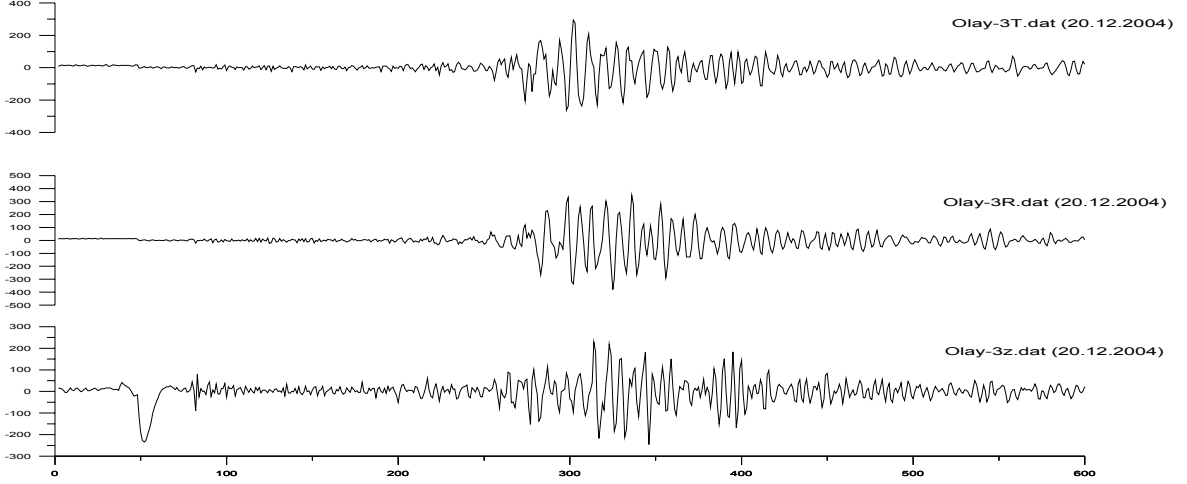
Burada x_{NS} ve x_{EW} yer hareketinin kuzey-güney ve doğu-batı bileşenleri, ϕ ; episantr ve istasyondan geçen büyük dairenin kuzeyle doğuya doğru yaptığı (istasyondaki) açıdır. Radyal doğrultu kaynaktan uzaklaşan yatay düzlem üzerindeki hareket, enine doğrultu buna dik yatay harekettir. Bu nedenle yatay bileşenlere döndürme işlemi uygulandıktan sonra Love dalgası olarak enine bileşen alınmıştır.



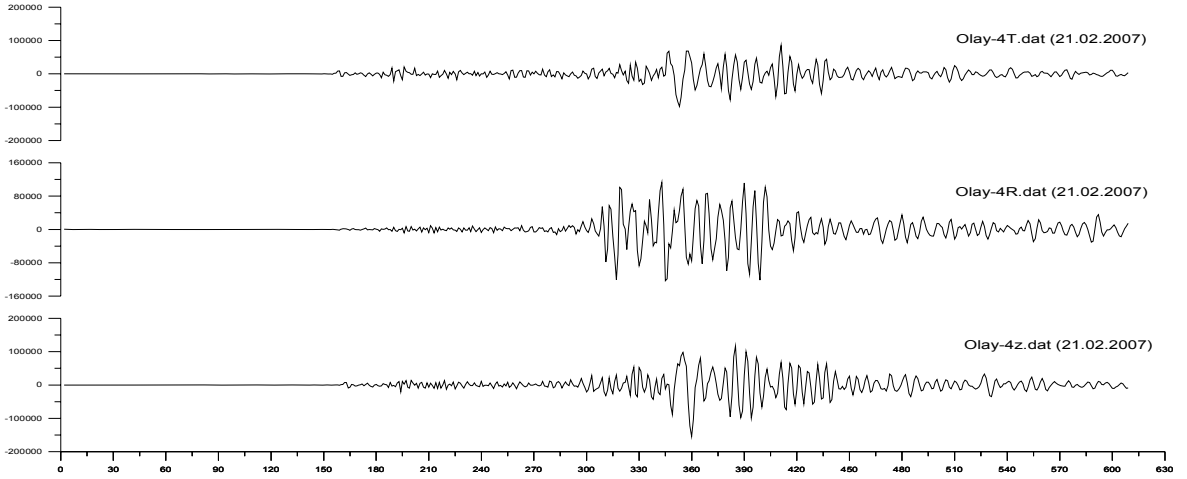
Şekil 4.7. 1.olayın (06.07.2003) yatay bileşenlerine vektörel döndürme işlemi uygulanarak elde edilen radyal (R) ve tanjansiyel (T) bileşenler ve düşey (Z) bileşen



Şekil 4.8. 2.olayın (10.04.2003) yatay bileşenlerine vektörel döndürme işlemi uygulanarak elde edilen radyal (R) ve tanjansiyel (T) bileşenler ve düşey (Z) bileşen



Şekil 4.9. 3.olayın (20.12.2004) yatay bileşenlerine vektörel döndürme işlemi uygulanarak elde edilen radyal (R) ve tanjansiyel (T) bileşenler ve düşey (Z) bileşen



Şekil 4.10. 4.olayın (21.02.2007) yatay bileşenlerine vektörel döndürme işlemi uygulanarak elde edilen radyal (R) ve tanjansiyel (T) bileşenler ve düşey (Z) bileşen

4.5. Verilere Yüzey Dalgası Polarizasyonu Uygulanışı

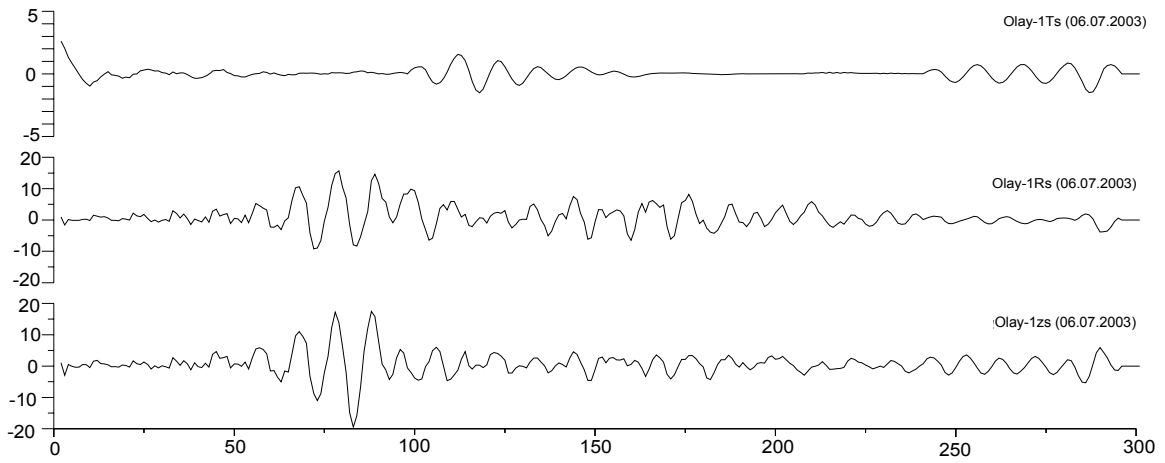
Seçilen kayıtlar üzerinde tüm bu işlemler yapıldıktan sonra yüzey dalgalarının net bir şekilde elde edilmesi için uygulanacak olan polarizasyona dayalı ayırım süzgeci çözümlenmeleri yapılmıştır. Burada en iyi dispersif yüzey dalgası trenlerinin elde edilebilmesi çeşitli pencere boyları kullanılarak denemeler yapılmıştır. Bu denemeler de kayıtlara Simons (1968) tarafından geliştirilen yüzey dalgası ayırım süzgeci uygulanmıştır. Süzgecin uygulama aşamaları aşağıda verilmiştir:

- Farklı episantr uzaklıklarına sahip kayıtlar üzerinde çeşitli pencere boyu ve kaydırma aralığı değerleri için denemeler yapılmıştır,
- Önce her bir bileşen için zaman ortamında seçilen bir pencere boyu kadar veri alınmıştır,
- Olabilecek süreksizliklerin ortaya çıkaracağı faz etkilerini gidermek için verinin baş ve sonundan %10'luk kısımlar kosinüs penceresiyle traşlanarak frekans ortamına geçilmiştir,
- Burada her bir bileşene ait genlik spektrumu değerleri (2.45a, 2.45b, 2.45c) bağıntılarında belirlenen şekilde ölçeklenmiştir. Bu bağıntıdaki M, K ve N sabitleri için Simons (1968) tarafından önerilen 8, 8 ve 4, yatay/düşey yer değiştirme oranına karşılık gelecek olan θ için 0.8 değeri kullanılmıştır,
- Faz değerlerine dokunulmamıştır. Orijinal faz değerleri ve ölçeklenmiş genlik değerleri ile zaman ortamına dönülmüştür.
- Seçilmiş olan kaydırma aralığına göre bir sonraki pencereleme için aynı işlemler yapılmış ve bu işlemler sinyalin tümü tamamlanıncaya kadar tekrarlanmıştır,
- Sonuç olarak, süzölmüş sinyal her bir pencereleme sonrası zaman ortamında üst üste gelen noktaların aritmetik ortalaması alınarak belirlenmiştir.

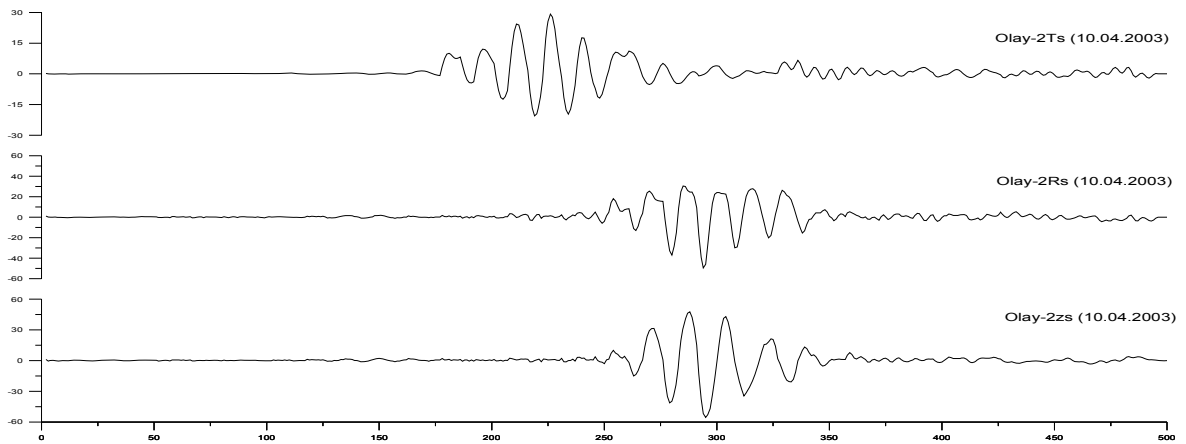
Uygulanan denemeler sonucunda frekans ve zaman ortamı polarizasyon çözümlerini inceleyen diğer araştırmacılar (Kanasewich, 1973; Basa ve diğ., 1994) tarafından da belirtildiği gibi kullanılan pencere boyu ve kaydırma aralığının sonuçları önemli ölçüde etkilediği saptanmıştır. Herbir kayıt için ayırım süzgeci uygulamasında kullanılan değerler Tablo 4.2 de ve elde edilen ayrımlanmış yüzey dalgası kayıtları Şekil-4.11-4.14 de gösterilmektedir. Bu çözümlemede bulunan pencere boyu ve kaydırma aralığı arasındaki oran 4.2 - 4.5 arasında değişmektedir. Bulunan bu değer aralığı farklı episantr uzaklıkları için daha önce yapılan çalışmalarla (oran \cong 4.4, Osmanşahin ve diğ., 1994; oran \cong 3.0, Basa ve diğ., 1994) da uyumludur.

Tablo 4.2. Verilere Polarizasyona dayalı ayırım süzgeci uygulanmasında kullanılan parametreler

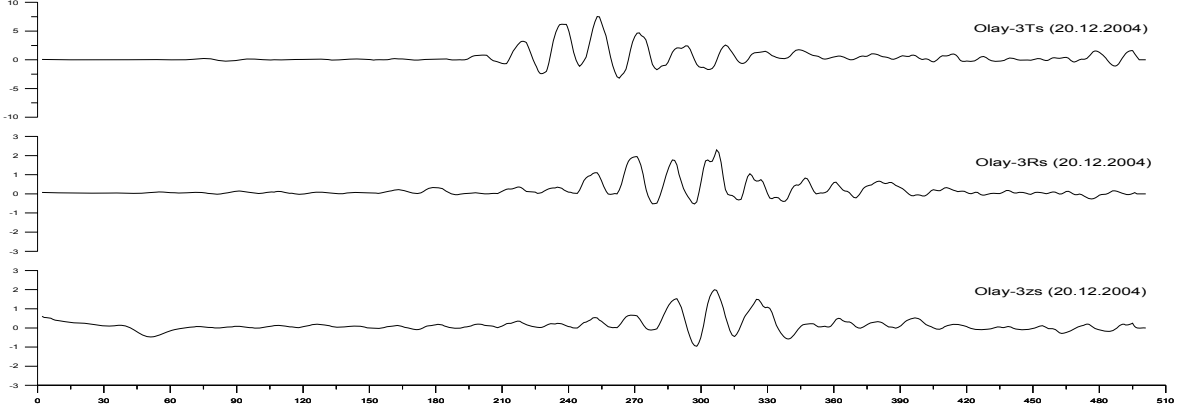
Olay No	Uzaklık Δ (km)	Veri Boyu (sn)	Pencere Boyu (sn)	Pen.Boy/Kaydırma Aralığı oranı	Yuvarlatma İşleci
1	1157	300	50	4.50	5
2	1147	500	70	4.49	9
3	1086	500	80	4.30	9
4	927	608	50	4.20	5



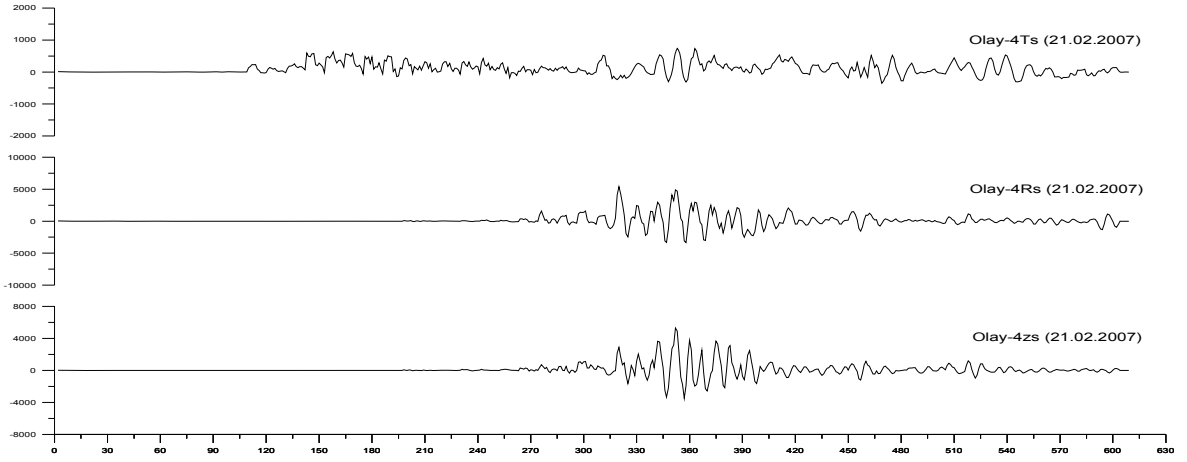
Şekil 4.11. 1.olaya (06.07.2003) ayırım süzgeci uygulandıktan sonra elde edilen süzgeçlenmiş üç bileşen kayıtlar (2N:512, kaydırma aralığı:11.11).



Şekil 4.12. 2. olaya (10.04.2003) ayırım süzgeci uygulandıktan sonra elde edilen süzgeçlenmiş üç bileşen kayıtlar (2N:1024, kaydırma aralığı:15.6).



Şekil 4.13. 3. olaya (20.12.2004) ayırım süzgeci uygulandıktan sonra elde edilen süzgeçlenmiş üç bileşen kayıtlar (2N:1024, kaydırma aralığı:18.6).



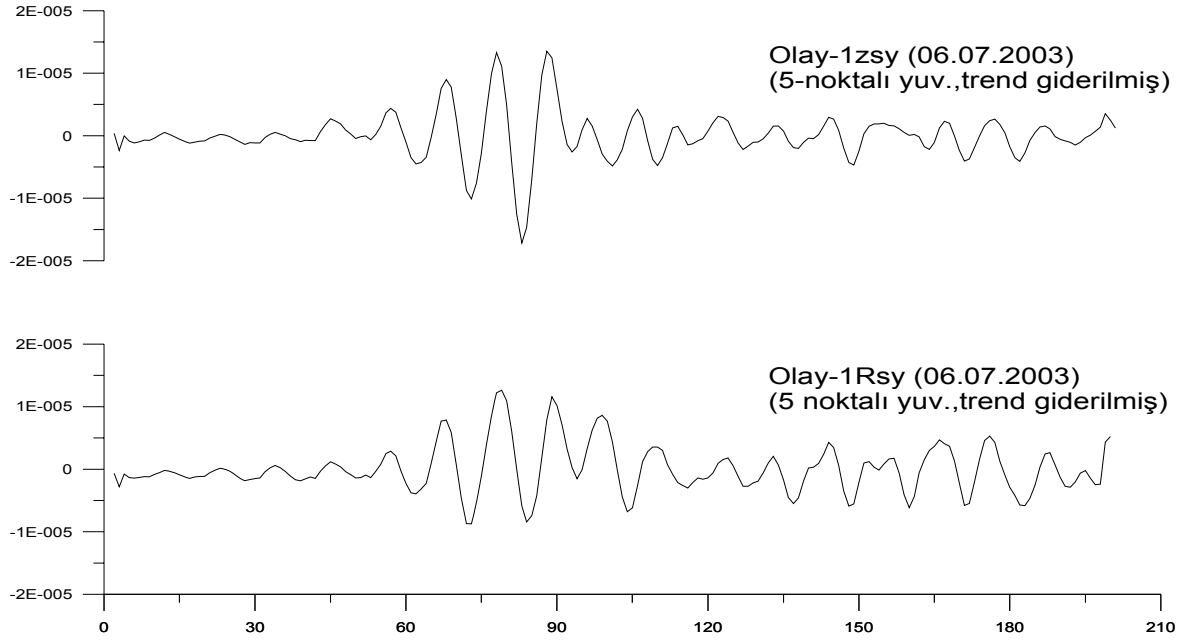
Şekil 4.14. 4.olaya (21.02.2007) ayırım süzgeci uygulandıktan sonra elde edilen süzgeçlenmiş üç bileşen kayıtlar (2N:512, kaydırma aralığı:11.9).

4.6. Düzeltilmiş Verilerden Dispersiyon Eğrilerinin Belirlenmesi

Polarizasyona dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci ile ayrılmı hale getirilen deprem kayıtlarından dispersiyon eğrilerini belirlemek için yüzey dalgası kısımları yani Love ve Rayleigh dalgaları belirlenerek ayrılmıştır. Burada ayrılmı hale getirilen dört depremin üç bileşen kayıtları incelenmiş ve grup hızı dispersiyon eğrisi belirlemede kullanılacak bileşenler seçilmiştir. Seçilen bu kayıtlarda Love ve Rayleigh dalgalarının dispersifliğini belirgin hale getirmek için ilave yuvarlatma işlemi uygulanmış ve daha sonra trend giderilmiştir.

1.olay için düşey (Z) ve radyal (R) bileşenlerde dispersif özelliği ile belirgin olan Rayleigh dalgası, grup hızı hesabında kullanılmıştır (Şekil 4.15). Teğetsel (enine) bileşende Love dalgası belirgin olarak seçilemediğinden kullanılmamıştır.

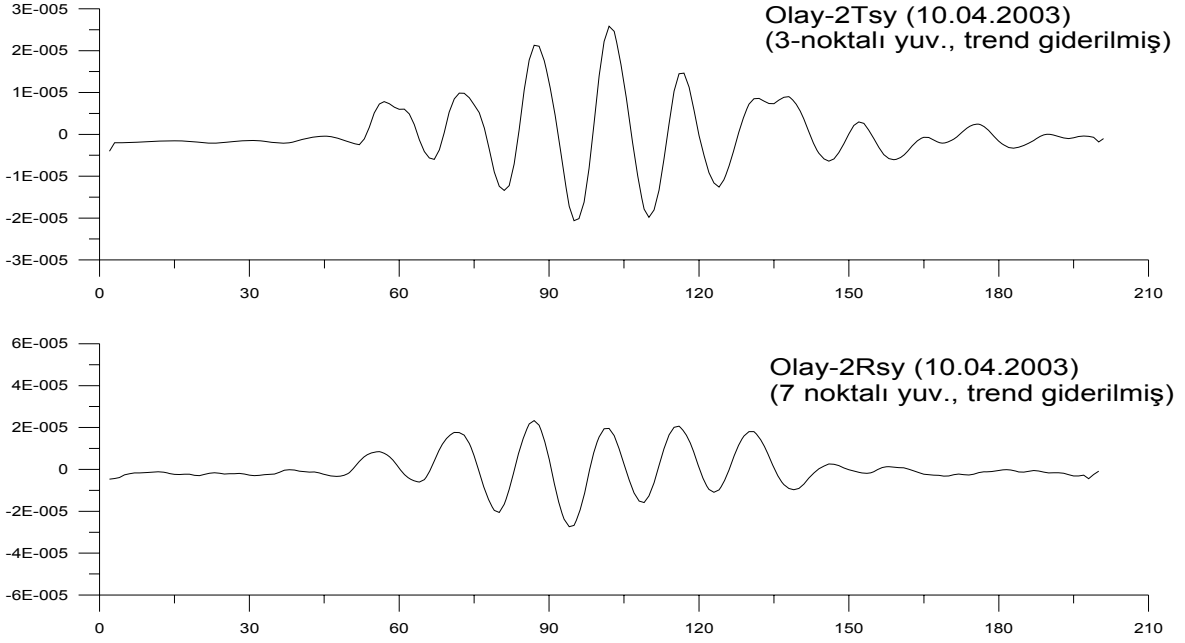
2.olayda radyal (R) ve tanjansiyel (T) bileşenlerde dispersif özelliği ile belirgin olan Rayleigh ve Love dalgaları grup hızı hesabında kullanılmıştır (Şekil 4.16). Düşey (z) bileşende Rayleigh dalgası belirgin olarak seçilemediğinden dispersiyon eğrisi belirlemede ve ters çözümde kullanılmamıştır.



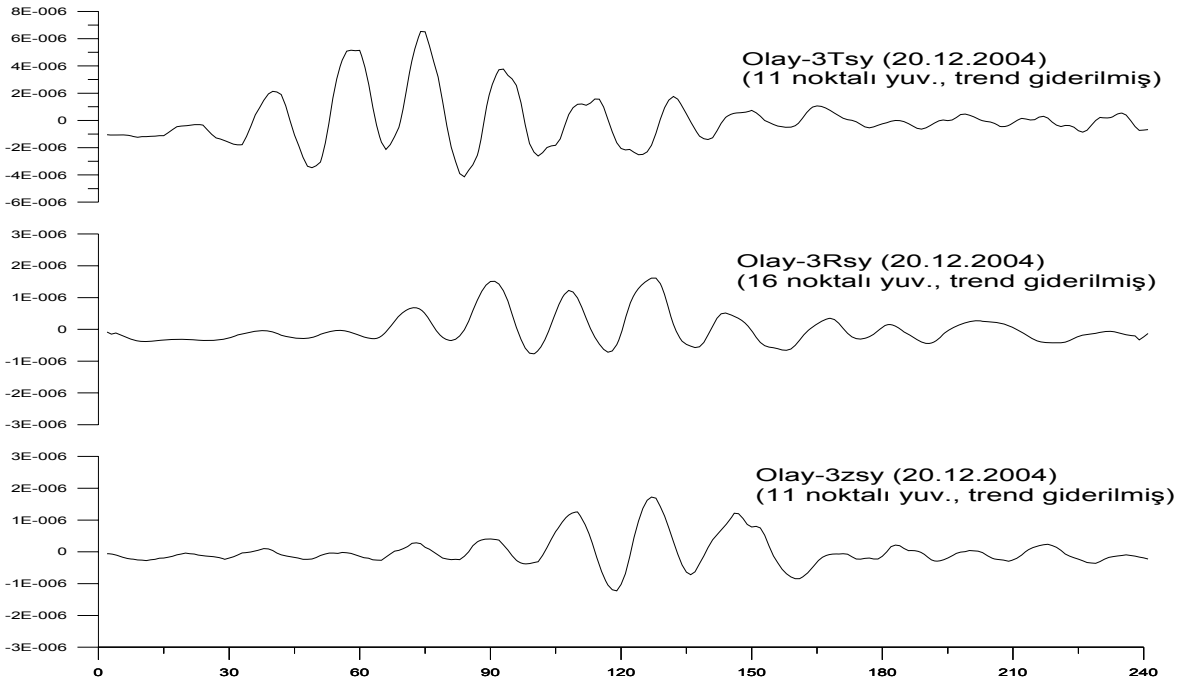
Şekil 4.15. 1.olayın Ardışık süzgeç ve ters çözümde kullanılan düşey ve radyal bileşenleri (kayıt başlangıç zamanı= 20:15:336, veri boyu =200sn).

3.olay için düşey (z) ve radyal (R) bileşenlerde dispersif özelliği ile belirgin olan Rayleigh dalgası, tanjansiyel (T) bileşende Love dalgası grup hızı hesabında kullanılmıştır (Şekil 4.17).

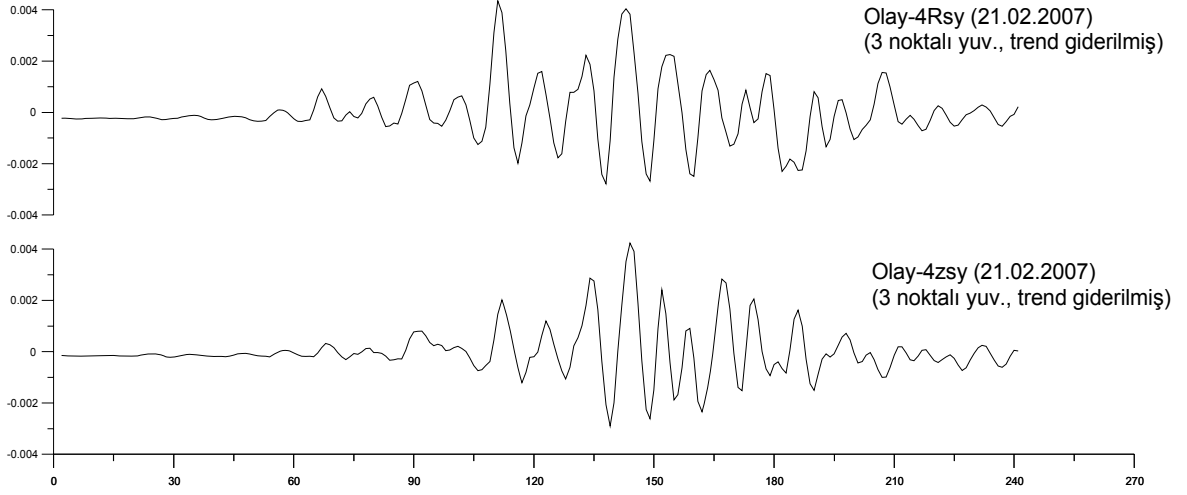
4.olayda ise düşey (z) ve radyal (R) bileşenlerde dispersif özelliği ile belirgin olan Rayleigh dalgası, grup hızı hesabında kullanılmıştır (Şekil 4.18). Tanjansiyel (T) bileşende Love dalgası belirgin olarak seçilemediğinden kullanılmamıştır.



Şekil 4.16. 2.olayın Ardışık süzgeç ve ters çözümde kullanılan radyal ve tanjansiyel bileşenleri (Rayleigh dalgası için kayıt başlangıç zamanı= 00:45:306 ve Love dalgası için kayıt başlangıç zamanı= 00:44:156 ve veri boyu =200sn).

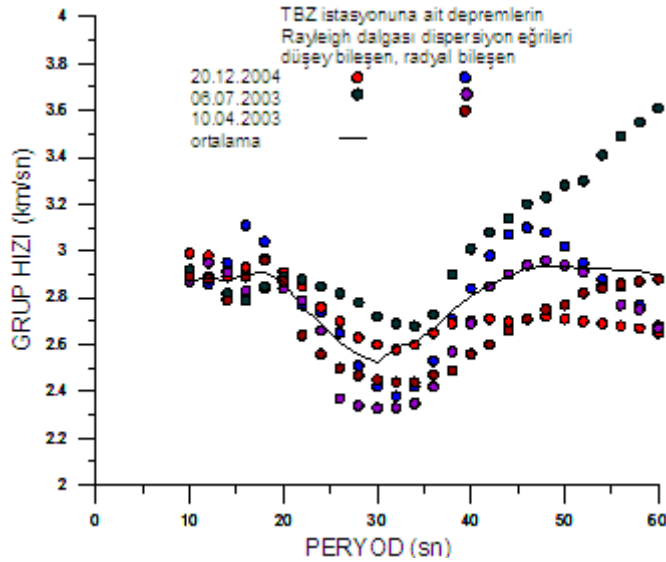


Şekil 4.17. 3.olayın Ardışık süzgeç ve ters çözümde kullanılan düşey ve yatay bileşenleri (kayıt başlangıç zamanı= 23:06:222, veri boyu =240sn).

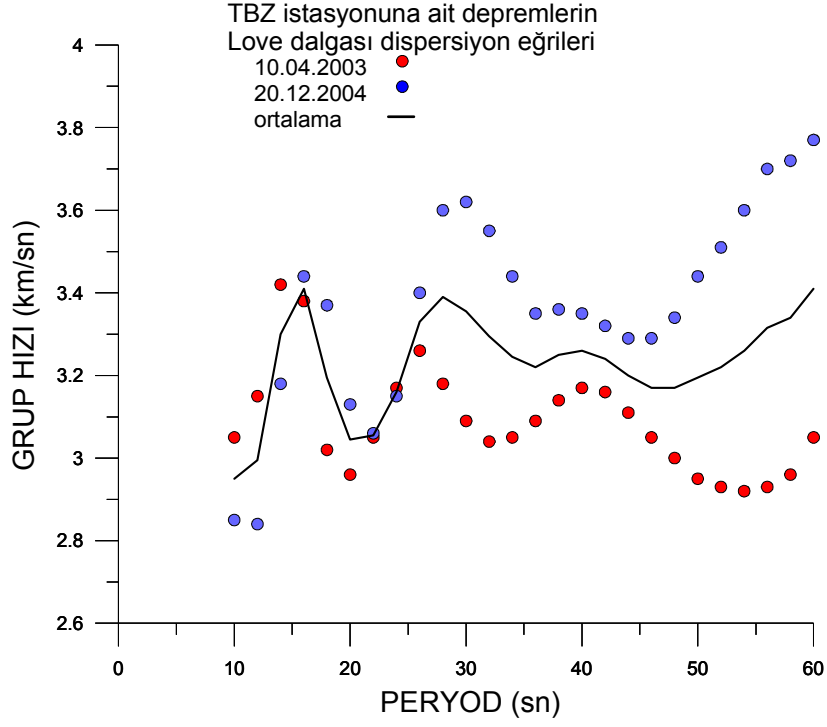


Şekil 4.18. 4.olayın Ardışık süzgeç ve ters çözümde kullanılan düşey ve radyal bileşenleri (kayıt başlangıç zamanı= 11:08:30, veri boyu = 240sn).

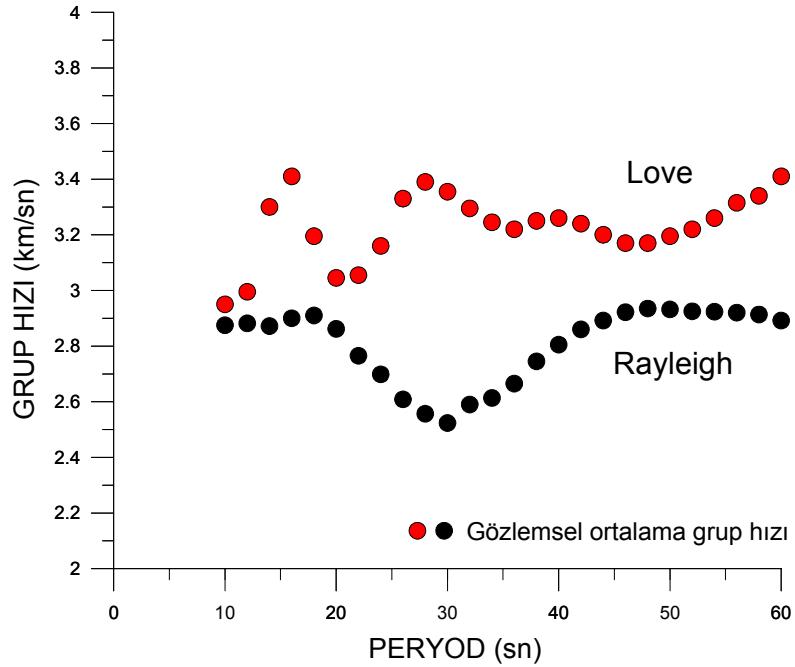
Elde edilen sayısal kayıtlar üzerinden grup hızlarının hesaplanması teorik esasları 3.Bölümde anlatılan ardışık süzgeç yöntemiyle (Multiple Filter Technique) yapılmıştır. Trabzon (TBZ) istasyonuna ait depremler (1, 2 ve 3.olay) kullanılarak elde edilen Rayleigh ve Love dalgası dispersiyon eğrileri Şekil 4.19 ve Şekil 4.20 de gösterilmiştir. Tüm dispersiyon eğrilerinin ortalamaları alınarak hesaplanan Rayleigh ve Love dalgasına ait gözlemsel ortalama dispersiyon eğrileri Şekil 4.21 de gösterilmiştir.



Şekil 4.19. Trabzon (TBZ) istasyonunda kaydedilen depremlerin (1, 2 ve 3.olay) Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri (içi dolu daireler) ve bunlardan elde edilen ortalama eğri (sürekli çizgi).

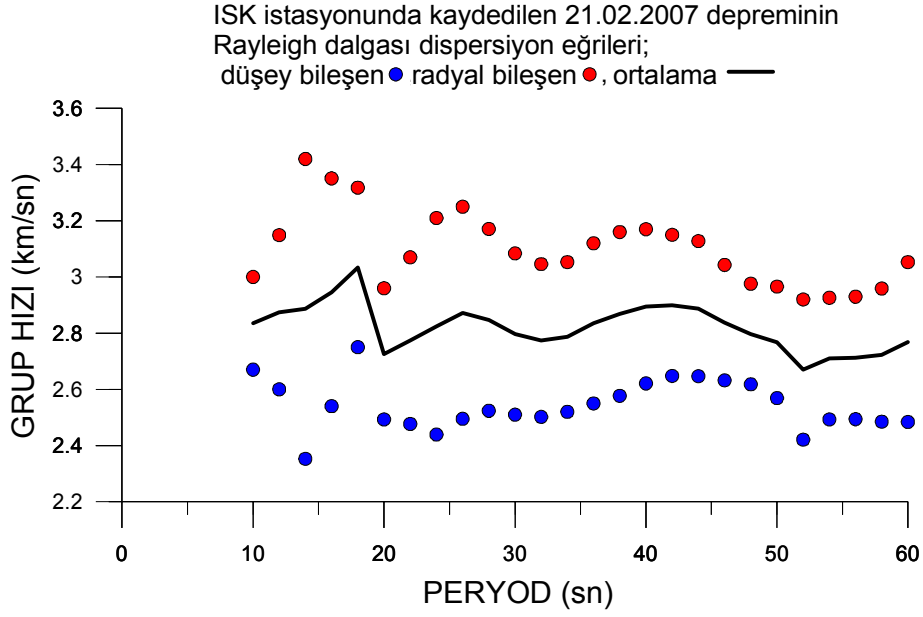


Şekil 4.20. Trabzon (TBZ) istasyonunda kaydedilen depremlerin (2 ve 3.olay) Love dalgası dispersiyon eğrileri (içi dolu daireler) ve bunlardan elde edilen ortalama eğri (sürekli çizgi).

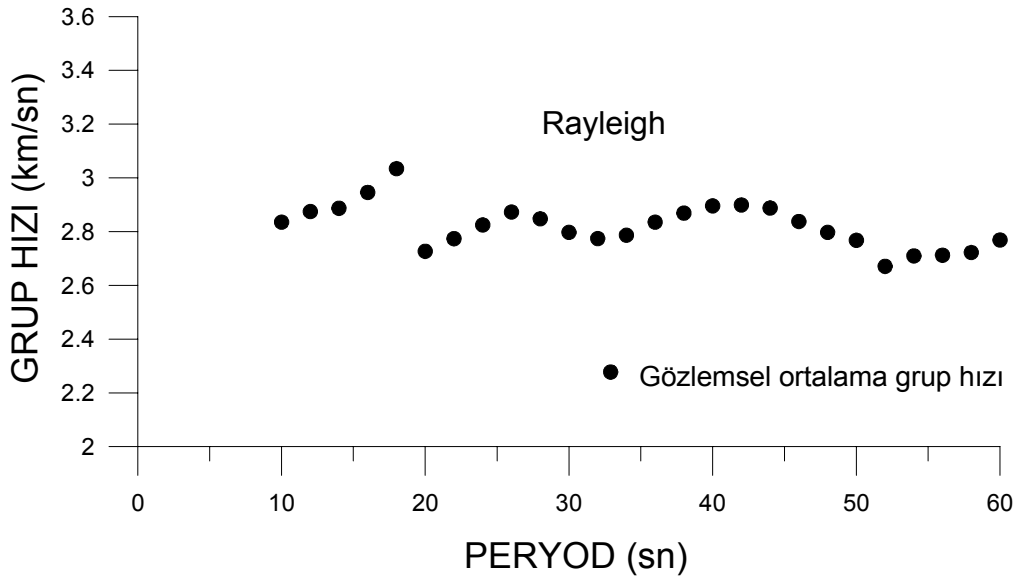


Şekil 4.21. Trabzon (TBZ) istasyonunda kaydedilen depremlerin (2 ve 3. olay) Love ve Rayleigh dalgalarına ait gözlemsel ortalama dispersiyon eğrileri.

İstanbul (ISK) istasyonuna ait deprem (4.olay) kullanılarak elde edilen Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri Şekil 4.22 de gösterilmiştir. Tüm dispersiyon eğrilerinin ortalamaları alınarak hesaplanan Rayleigh dalgasına ait gözlemsel ortalama dispersiyon eğrisi Şekil 4.23 de gösterilmiştir.



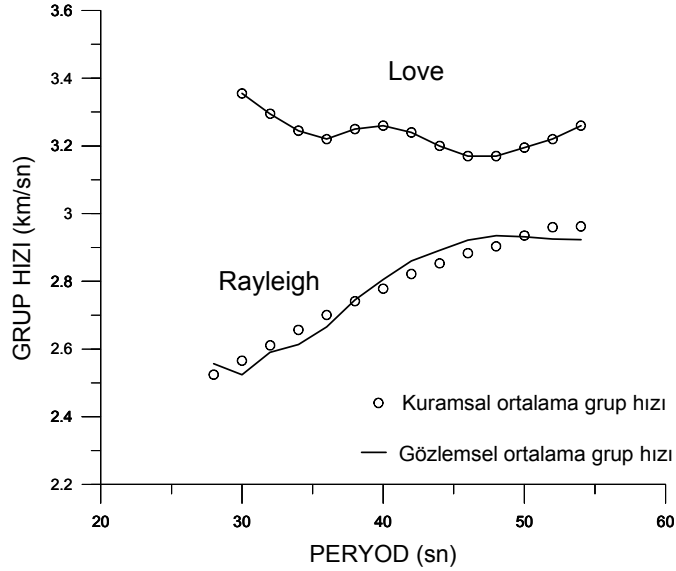
Şekil 4.22. İstanbul (ISK) istasyonunda kaydedilen depremin (4.olay) Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri (içi dolu daireler) ve bunlardan elde edilen ortalama eğri (sürekli çizgi).



Şekil 4.23. İstanbul (ISK) istasyonunda kaydedilen depremin (4.olay) Rayleigh dalgasına ait gözlemsel ortalama dispersiyon eğrisi

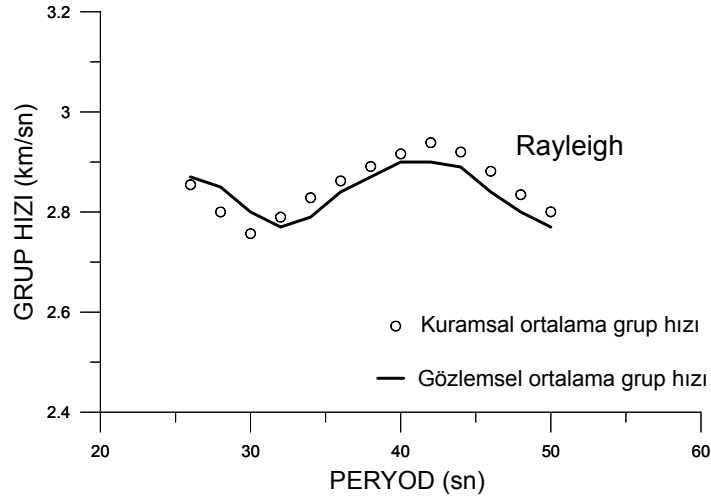
4.7. Dispersiyon Eğrisinden Faydalanılarak Ters Çözüm Yöntemi İle Anadolu'nun Kabuk Yapısının Belirlenmesi

Anadolu'nun kabuk yapısını belirlemek amacıyla Şekil 4.21 ve 4.23 de gösterilen ardışık süzgeç yöntemiyle elde edilen Love ve Rayleigh dalgalarına ait gözlemsel ortalama dispersiyon eğrileri kullanılarak ters çözüm yöntemi uygulanmıştır. Yapı belirleme amacıyla uygulanan ters çözüm işleminde deneme-yanılma yolunun izlendiği Hedgehog yöntemi kullanılmıştır. Anadolu bölgesinde bugüne kadar yapılan jeofizik çalışmalarda elde edilen bilgilere dayanarak ters çözümde kullanılacak olan başlangıç parametreleri yani tahmini yapı modelleri tanımlanmıştır. Bu modellerin alt ve üst sınırları saptanarak her bir adımda uygun bir değişim miktarı belirlenerek, oluşan modeller için grup hızları hesaplanmıştır. Bulunan bu hızlar gözlemsel hız değerleriyle kıyaslanarak hata testi yapılmış, aradaki fark 0.05 km/sn den büyük olmayacak şekilde uygulanmıştır. Ardışık süzgeç yöntemiyle elde edilen ortalama grup hızı değerleri ters çözümleme sonucu bulunan yapı modeline ait grup hızı değerleri (kuramsal değerler) ile birlikte Şekil 4.24 ve 4.25 de gösterilmiştir. Trabzon ve İstanbul istasyonlarında kaydedilen depremlerden elde edilen Love ve Rayleigh dalgası gözlemsel dispersiyon eğrileri için ayrı yapı modelleri belirlenmiştir.



Şekil 4.24. Trabzon (TBZ) istasyonunda kaydedilen depremlerle (1, 2 ve 3. olay) istasyon arasındaki 1, 2 ve 3. profil için Rayleigh ve Love dalgalarından ardışık süzgeç tekniği ile hesaplanan gözlemsel ortalama grup hızları ve ters çözümleme işleminden elde edilen yapı modeline ait kuramsal grup hızları

Bulunan yapı modellerine ait parametreler Tablo 4.3-4.5 de verilmiştir. Elde edilen yapı modellerine göre P ve S-dalgası hızları ve yoğunluğun yer içindeki derinlikle değişimleri Şekil 4.26 ve 4.27 de gösterilmiştir. Bu profiller benzer ve birbirine yakın kıtasal yolları geçtikleri için tüm modellerde tabakaların yoğunluk değerleri aynı alınmıştır.



Şekil 4.25. İstanbul (ISK) istasyonunda kaydedilen deprem (4.olay) ile istasyon arasındaki 4. profil için Rayleigh dalgasından ardışık süzgeç tekniği ile hesaplanan gözlemsel ortalama grup hızları ve ters çözümleme işleminden elde edilen yapı modeline ait kuramsal grup hızları

Tablo 4.3. Anadolu'yu yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı yönünde geçen profiller oluşturmak amacıyla TBZ istasyonunda kaydedilen depremlerin (1, 2 ve 3. olay) Rayleigh dalgası kayıtları kullanılarak elde edilen ortalama grup hızlarının ters çözümlemesi sonucu elde edilen yapı modeli

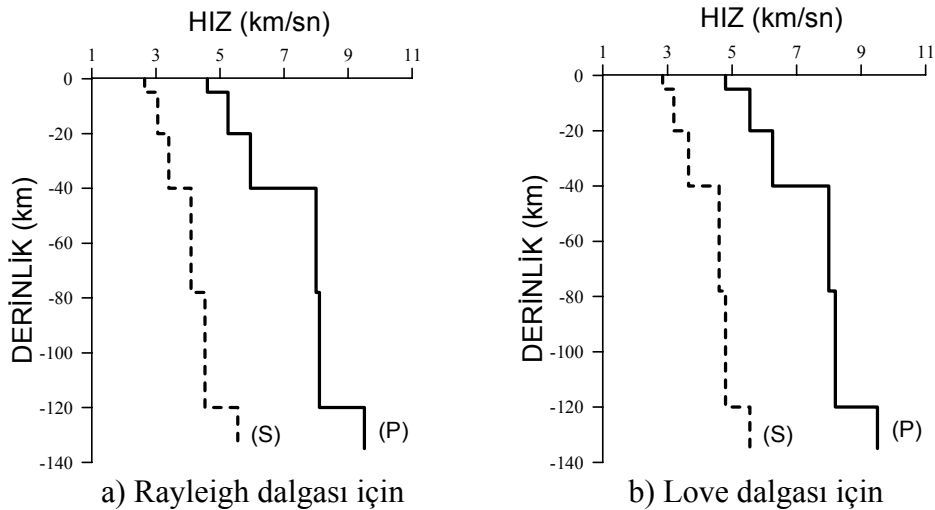
Kalınlık (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)
5	4.60	2.65	2.60
15	5.25	3.05	2.65
20	5.95	3.40	2.75
38	8.00	4.10	3.30
42	8.10	4.53	3.40
∞	9.50	5.55	3.45

Tablo 4.4. Anadolu'yu yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı yönünde geçen profiller oluşturmak amacıyla TBZ istasyonunda kaydedilen depremlerin (2 ve 3.olay) Love dalgası kayıtları kullanılarak elde edilen ortalama grup hızlarının ters çözümü sonucu elde edilen yapı modeli

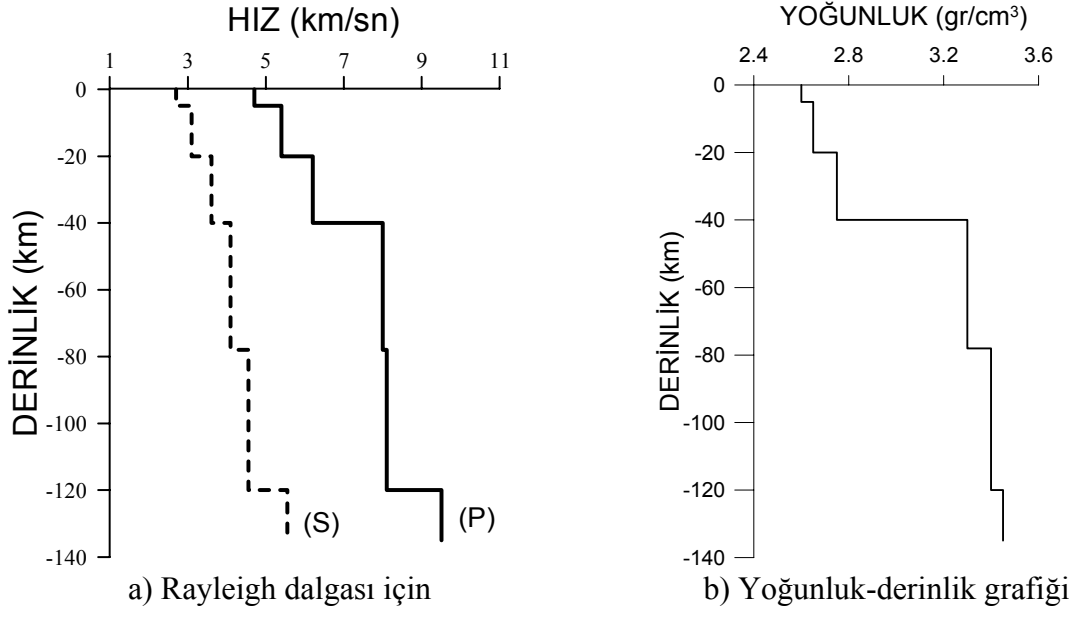
Kalınlık (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)
5	4.80	2.85	2.60
15	5.50	3.20	2.65
20	6.25	3.65	2.75
38	8.00	4.60	3.30
42	8.20	4.80	3.40
∞	9.50	5.55	3.45

Tablo 4.5. Anadolu'yu yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı yönünde geçen profiller oluşturmak amacıyla ISK istasyonunda kaydedilen depremlerin (4.olay) Rayleigh dalgası kayıtları kullanılarak elde edilen ortalama grup hızlarının ters çözümü sonucu elde edilen yapı modeli

Kalınlık (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)
5	4.70	2.70	2.60
15	5.40	3.10	2.65
20	6.20	3.60	2.75
38	8.00	4.10	3.30
42	8.10	4.55	3.40
∞	9.50	5.55	3.45



Şekil 4.26. Trabzon (TBZ) istasyonunda kaydedilen depremlerle (1, 2 ve 3.olay) istasyon arasındaki 1, 2 ve 3. profiller için a) Rayleigh dalgası b) Love dalgası ortalama grup hızı dispersiyon eğrisinin ters çözümü işleminden elde edilen yapı modelleri. P-dalgası (—) ve S-dalgası (--) hızları



Şekil 4.27. İstanbul (ISK) istasyonunda kaydedilen depremle (4.olay) istasyon arasındaki 4. profil için a) Rayleigh dalgası ortalama grup hızı dispersiyon eğrisinin ters çözümüyle elde edilen yapı modeli. P-dalgası (—) ve S-dalgası (--) hızları. b) yoğunluğun derinlikle değişimi (tüm profiller için aynı alınmıştır).

5. SONUÇLAR

Anadolu'daki tek-istasyon verilerinden yararlanarak Love ve Rayleigh dalgası grup hızı dispersiyon eğrilerinin hesaplandığı ve bu grup hızlarının ters çözümlenmesinden yararlanarak kabuk ve üst manto yapısının araştırıldığı bu çalışmada, 4 profil için çözüm sağlanmıştır. Oluşturulan profiller Anadolu'nun doğusunda meydana gelen depremlerin batıda yer alan Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'ne ait (UDİM) ISK istasyon kayıtları kullanılarak yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu, batıda meydana gelen depremlerin doğuda yer alan KTÜ Jeofizik Mühendisli Bölümüne ait TBZ istasyon kayıtları kullanılarak yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı doğrultusundadır ve Anadolu'nun büyük bölümünü kat etmektedirler.

İnceleme alanı olarak seçilen Anadolu Kuzey Anadolu Fay Zonu, Doğu Anadolu Fay zonu, Bitlis Bindirme Zonu, Batı Anadolu graben Bölgesi gibi önemli kırık kuşaklarının yer aldığı aktif bir bölgedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Bitlis Bindirme Zonu arasında kalan bölge sıkışma bölgesi olup, bu bölgede kabuk batıya göre daha kalındır.

Bu çalışmada yapı çözümlenmesinde kullanılan deprem kayıtlarına Simons (1968) tarafından ortaya konulan polarizasyona dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci uygulanarak veriler ayrımlı hale getirilmiştir. Uygulanan denemeler sonucunda frekans ve zaman ortamı polarizasyon çözümlenmelerini inceleyen diğer araştırmacılar (Kanasewich, 1973; Basa ve diğ., 1993) tarafından da belirtildiği gibi kullanılan pencere boyu ve kaydırma aralığının sonuçları önemli ölçüde etkilediği saptanmıştır. Çözümlemede kullanılan depremlerin episantr uzaklıkları yaklaşık 1000 km civarında seçilmiş, pencere boyu değerleri de 50-80 aralığında alınmıştır. Buradaki çözümlemede bulunan pencere boyu ve kaydırma aralığı arasındaki oran 4.2-4.5 arasında değişmektedir. Bulunan bu değer aralığı farklı episantr uzaklıkları için daha önce yapılan çalışmalarla (oran \approx 4.4, Osmanşahin ve diğ., 1994; oran \approx 3.0, Basa ve diğ., 1994, Sayıl, 2009) da uyumludur.

Ayrımlı hale getirilen Love ve Rayleigh dalgası kayıtlarının kullanıldığı yapı belirleme çalışmalarında tüm profiller için toplam 40 km kalınlığa sahip üç tabakalı bir kabuk yapısı belirlenmiştir. Tüm profiller benzer kıtasal yolları kat ettiği için tabakaların yoğunluk değerleri değiştirilmemiştir. Tortul tabaka için 5 km, granit tabakası için 15 km ve bazalt tabakası için 20 km'lik kalınlık değerleri bulunmuştur. Bulunan kabuk kalınlığı değeri daha önce yapılan çalışmalarla da (Canitez, 1962, 1969; Ezen, 1983; Türkelli, 1985;

Dewey vd., 1986; Mindevalli ve Mitchell, 1989; Kenar ve Toksöz, 1989; Osmansahin ve Alptekin, 1990; Sayıl, 1998; Sayıl ve Osmaşahin, 2000) uyumludur.

Kabuk (tortul, granit ve bazalt) için en yüksek hızlar 2 ve 3. profilde (TBZ istasyonunda kaydedilen Love dalgası için ortalama grup hızı dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile), tortul ve granit için en düşük hızlar 1, 2 ve 3. profilde (TBZ istasyonunda kaydedilen Rayleigh dalgası için ortalama grup hızı dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile) elde edilmiştir. Hız değerleri daha önce yapılan çalışmalardan elde edilen sınırlar arasındadır (Bakınız 4.3).

Kabuğun altında 38 km kalınlığa sahip üst-manto tabakası bulunmuştur. Bilgi edinilebilen 78 km derinliğe kadar belirgin bir düşük hız zonu izlenmemiştir. Üst-manto'da P-dalgası hızı tüm profiller için 8.0 km/sn değerinde, S-dalgası hızı ise TBZ istasyonu ile oluşturulan 2 ve 3. profil (Love dalgası için) hariç tüm profiller için 4.1 km/sn olarak normalden daha düşük değerdedir.

6. KAYNAKLAR

- Aki, K., 1961. Crustal Structure in Japan From The Phase Velocity of Rayleigh Waves, Tokyo University Bull. Earthquake Res. Inst., 39, 255-283.
- Aki, K. ve Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods, W.H. Freeman.
- Alexander, S.S., 1963. Surface Wave Propagation in The Western United States, Unpublished Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Al-Lazki, A., Seber, D., Sandvol, E., Türkeli, N., Mohamad, R. ve Barazangi, M., 2003. Tomographic Pn Velocity and Anisotropy Structure Beneath the Anatolian Plateau (Eastern Turkey) and The Surrounding Regions, Geophys. Res. Lett., 30, 8043-8046.
- Alptekin, Ö., 1973. Focal Mechanism of Earthquake in Western Turkey and Their Tectonic Implication, Doktora Tezi, New Mexico Inst. Of Mining and Tech. Socorro, New Mexico.
- Archambeau, C.B., Flinn, E.A. ve Lambert, D.G., 1966. Detection Analysis and Interpretation of Teleseismic Signals, 1, Compressional Phase from the Solmon Event, J. Geophys. Res., 71, 3483-3501.
- Backus, G.E. ve Gibert, J.F., 1968. The Resolving Power of Gross Earth Data, Geophys. J. R. Astr. Soc., 16, 169-205.
- Backus, G.E. ve Gibert, J.F., 1970. Uniqueness in The Inversion of Inaccurate Gross Earth Data, Phil. Trans. R. Soc., 266, 123-192.
- Barka, A.A. ve Kandisky-Cade, K., 1988. Strike-Slip Fault Geometry in Turkey and Its Influence on Earthquake Activity, Tectonics, 7, 3, 663-684.
- Barka, A.A., 1992. The North Anatolian Fault Zone, Ann. Tecton., 6, 164-195.
- Basa, H.S., Özer, M.F., Osmaşahin, İ. ve Kenar, Ö., 1994. Üç Bileşen Sismik Verilerin Polarizasyon Analizi, Jeofizik, 8, 1, 77-89.
- Berry, M.J. ve Knopoff, L., 1967. Structure of the Upper Mantle Under the Western Mediterranean Basin, J. Geophys. Res., 72, 3613-3626.
- Brune, J., Nafe, J.E. ve Oliver, J.E., 1960. A Simplified Method for The Analysis and Synthesis of Dispersed Wave Trains., J. Geophys. Res., 65, 287-304.
- Brune, J. ve Doman, J., 1963. Seismic Waves and Earth Structure in The Canadian Shield, Bull. Seism. Soc. Am., 53, 167-209.

- Brune, J.N., 1969. Surface Waves and Crustal Structure, in the Earth's Crust and Upper Mantle, Geophys. Monogr. Ser., 13.
- Bullen, K.E. ve Bolt, B.A., 1985. An Introduction to The Theory of Seismology, Fourth Edition, Cambridge University Press.
- Byerly, P., 1930. The Dispersion of Seismic Waves of The Love Type and Thickness of The Surface Layer of The Earth under The Pacific, Gerland Beitr. Z. Geophysik, 26, 27-33.
- Calcagnile, G., Mascia, U., Gaudio, V.D. ve Panza, G.F., 1984. Deep Structure of Southeastern Europe from Rayleigh Waves, Tectonophysics, 110, 189-200.
- Canbay, M., 2000. Türkiyenin Kabuk Kalınlığının Çalışması, Uygulamalı Yer Bilimleri Dergisi, 4, 85-97.
- Canitez, N., 1962. Gravite Anomalileri ve Sismolojiye Göre Kuzey Anadolu'da Arz Kabuğunun Yapısı, Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- Canitez, N. ve Üçer, B., 1967. A Catalogue of Focal Mechanism Diagrams for Turkey and Adjoining Areas, İ.T.Ü. Arz Fiziği Enstitüsü Yayını.
- Canitez, N., 1969. Türkiye ve Civarındaki Depremlere ait Fundamental Moddan Yüzey Dalgaları Üzerine İncelemeler, Tübitak Proje No: MAG-150.
- Canitez, N. ve Toksöz, M.N., 1980. Crustal Structure Beneath Turkey, EOS TRANS. AGU., 61, 290.
- Cara, M., 1982. Crust-Mantle Structure Inferred from Surface Waves, Earthquakes: Observations, Theory and Interpretation, Ed. H. Kanamori, North Holland Publishing Company, 319-329, Amsterdam, New-York, Oxford.
- Çavşak, H., Jacoby, W.R. ve Şeren, A., 2002, Eastern Pontides and Black Sea: Gravity Inversion, Crustal Structure, Isostasy and Geodynamics, J. Geodynamics, 33, 201-218.
- Chen, C.Y., Chen, W.P. ve Molnar, P., 1980. The Uppermost Mantle P Wave Velocities Beneath Turkey and Iran, Geophys. Res. Lett., 7, 1, 77-80.
- Cooley, J.W. ve Tukey, J.W., 1965. An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Series, Math. Comput., 19, 297-301.
- Crampin, S. ve Üçer, S.B., 1975. The Seismicity of the Marmara Sea Region of Turkey, Geophys. J. R. Astro. Soc., 40, 269-288.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A., 1979. Aegean and Surrounding Regions: Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone, Geol. Soc. Am. Bull., 90, 84-92

- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. ve Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia-A Young Collision Zone, Collision Tectonics. Geol. Soc. Special Pub., 19, 3-36.
- Dziewonski, A.M., Bloch, S. ve Landisman, M., 1969. A Technique for The Analysis of Transient Seismic Signals, Bull. Seism. Soc. Am., 59, 427-444.
- Dziewonski, A.M. ve Hales, A.L., 1972. Numerical Analysis of Dispersed Seismic Waves, in Methods in Computational Physics, ed. Bolt, B.A., Academic Pres, New York, 11, 39-85.
- Dziewonski, A.M. ve Landisman, M., 1967. Analysis of Surface Wave Dispersion Observed in Australia (Abstract), Eos Trans. AGU, 48, 206-207.
- Erduran, M., 2002. Alıcı Fonksiyonlar ve Yüzey Dalgalarının Birlikte Çözümünden TBZ (Trabzon) Sismik İstasyonunun Kabuk Yapısı, Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Türkiye.
- Evernden, J.F., 1953. Direction of Approach of Rayleigh Waves and Related Problems, Part I, Bull. Seism. Soc. Am., 43, 335-374.
- Evernden, J.F., 1954. Direction of Approach of Rayleigh Waves and Related Problems, Part II, Bull. Seism. Soc. Am., 44, 159-184.
- Ewing, M. ve Press, F., 1954. An Investigation of Mantle Rayleigh Waves, Bull. Seism. Soc. Am., 44, 127-147.
- Ewing, M., Jardetzky, W. ve Pres, F., 1957. Elastic Waves in Layered Media, Mc Graw-Hill, New York.
- Eyidoğan, H., 1983. Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağının Sismotektonik Özellikleri, Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- Ezen, Ü., 1983. Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love Dalgalarının Dispersiyonu ve Yer kabuğu Yapısı, Deprem Araş. Bülteni, 43, 42-62.
- Flinn, E.A., 1965. Signal Analysis Using Rectilinearity and Direction of Particle Motion, Proc. IEEE, 12, 1874-1876.
- Forsyth, D.W., 1975. A New Method for the Analysis of Multi-mode Surface Wave Dispersion; Application to Love-wave Propagation in the East Pacific, Bull. Seismol. Soc. Amer., 65, 323-342.
- Gökalp, H., 2007. Local Earthquake Tomography of The Erzincan Basin and The Surrounding Area in Turkey, Annals of Geophysics, 50, 6, 707-724.
- Griffiths, D.H. ve Blundell, D.J., 1970. Seismic Refraction Survey in the Gregory Rift, R. Soc. Inf. Sheet on the Upper Mantle Project, 5, 14-16.

- Gutenberg, B., 1924. Dispersion und Extinktion von Seismischen Oberflachenwellen und der Aufbau der Obersden Erdschichten, Physikalische Zeitschrift 25 Jahrgang, 377-381.
- Gutenberg, B., 1926. Untersuchungen zur Frage, bis zu Welcher Tiefe die Erde Kristallin ist, Zeitschr. Für Geophys., 2, 24-29.
- Gürbüz, C. ve Üçer, S.B., 1980. Anadolu Kavağında Yapılan Taşocağı Patlatmalarından Elde Edilen Sismik Kayıtların Değerlendirilmesi, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 49, 39-49.
- Gürbüz, C., Püskülcü, S. ve Üçer, S.B., 1992. A Study of Crustal Structure in the Marmara Region Using Earthquake Data in Multi Disciplinary Research on Fault Activity in the Western Part of the North Anatolian Fault Zone (4), Boğaziçi University Publication, January.
- İlkışık, O.M., 1980. Trakya'da Yerkabuğunun Elektrik Yapısının Magnetotelürik Yöntemle İncelenmesi, Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- İlkışık, O.M., 1990. Heat Flow Pattern of Western Anatolia, 15. Gen. Assmby, 23-27 April, Copenhagen, Denmark.
- Jackson, J. ve McKenzie, D., 1984. Active Tectonics of The Alpine-Himalayan Belt Between Western Turkey and Pakistan, Geophys. J.R. Astr. Soc., 77, 185-264.
- James, D.E., 1971. Andean Crustal and Upper Mantle Structures Waves, J. Geophys., 6, 115-117.
- Kadinsky-Cade, K., Barazangi, M., Oliver, J. ve Isacks, B., 1981. Lateral Variations of High-Frequency Seismic Wave Propagation at Regional Distances Across the Turkish and Iranian Plateaus, Journal of Geophys. Research, 86, 10, 9377-9396.
- Kalafat, D., Gürbüz, C. ve Üçer, S.B., 1987. Batı Türkiyede Kabuk ve Üst Manto Yapısının Araştırılması, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 59, 43-64.
- Kanasewich, E.R. ve Montalbetti, J.M., 1970. Enhancement of 8-Dainty and Teleseismic Body Phases with a Polarisation Filter, Proc. I.E.E.E., 53, 1876-1884.
- Kanasewich, E.R., 1973. Time Sequence Analysis in Geophysics, The University of Alberta Pres.
- Kausel, E.G., Leeds, A.R. ve Knopoff, L., 1974. Variations of Rayleigh Wave Phase Velocities Across the Pacific Ocean, Science, 186, 139-141.
- Kenar, Ö., 1978. Sismik P Dalgalarının Genlik Spektrumlarından Yararlanarak İstanbul ve Civarında Yerkabuğu Yapısı, Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.

- Ketin, I., 1966. Anadolunun Tektonik Birlikleri, M.T.A. Dergisi, 66, 23-34.
- Ketin, I., 1977. Genel Jeoloji, C.I., İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını, İstanbul.
- Ketin, I., 1984. Türkiyenin Jeolojisi, İ.T.Ü. Yayını, İstanbul.
- Knopoff, L., Mueller, S. ve Pilant, W.L., 1966. Structure of Crust and Upper Mantle in The Alps from The Phase Velocity of Rayleigh Waves, Bull. Seism. Soc. Am., 56, 1009-1044.
- Knopoff, L., Berry, M.J. ve Schwab, F.A., 1967. Tripartite Phase Velocity Observations in Laterally Heterogenous Regions, J. Geophys. Res., 72, 2595-2601.
- Knopoff, L. ve Schlue, J.W., 1972. Rayleigh Wave Phase Velocities for The Path Addis Ababa-Nairobi, Tectonophysics.
- Knopoff, L., 1972. Observation and Inversion of Surface-wave Dispersion, Tectonophysics, 13, 497-519.
- Knopoff, L. and Chang, F.S., 1977. The Inversion of Surface Dispersion Data with Random Errors, J. Geophys., 43, 298-309.
- Knopoff, L., 1983. The Thickness of The Lithosphere from The Dispersion of Surface Waves, Geophys. J. R. Astr. Soc., 74, 55-81.
- Kovach, R.L., 1966. Seismic Surface Waves, Some Observations and Recent Developments, Physics and Chemistry of the Earth, 6, Pergamon Pres, New York.
- Kovach, R.L., 1978. Seismic Surface Waves and Crustal and Upper Mantle Structure, Rev. Geophys. and Space Phys., 16, 1-14.
- Kuleli, S., Zor, E., Türkelli, N., Sandvol, E., Seber, D. ve Barazangi, N., 2001. The IMS Belbaşı Seismic Array (BRAR) in Central Turkey, Seismological Research Letters, 72, 1, 60-69.
- Lamb, H., 1903. On The Propagation of Tremors over The Surface of An Elastic Solid, Phil. Trans., 203, 1-42.
- Landisman, M., Dziewonski, A., Sato, Y. and Masse, R., 1968. Preliminary Report on Recent Improvements in The Analysis of Surface Wave, Proceeding of The Fourth International Symposium on Geophysical Theory and Computers Nuovo Cim., Suppl., 6, 126-131.
- Landisman, M., Dziewonski, A. and Sato, Y., 1969. Recent Improvements in The Analysis of Surface Wave Observations, Geophys. J., 17, 369-403.
- Lay, T. ve Wallace, T.C., 1995. Modern Global Seismology, Academic Pres. Inc.

- Leeds, A.R., 1975. Lithospheric Thickness in the Western Pacific, Phys. Earth Planet. Interiors, 11, 61-64.
- Love, A.E.H., 1911. Some Problems of Geodynamics, Cambridge.
- Maden, N., 2004. Doğu Pontid Orojenik Kuşağının Yapı Stillerinin ve Kabuk Yapısının Jeofizik Yöntemlerle İncelenmesi, Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Türkiye.
- Maden, N., Gelişli, K. ve Bektaş, O., 2002. Tectonic Structure of the Eastern Pontides (NE Turkey) and Its Geophysical and Geological Significance, Third Balkan Geophysical Congress and Exhibition, 24-28 June, Sofia, Bulgaria.
- Maden, N., Gelişli, K. ve Bektaş, O., 2003. Determination of Tectonic and Crustal Structure of the Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey), The 3th International Congress on Earth Sciences and Electronics, 23-24 October, Istanbul, Turkey.
- Maggi, A. ve Priestley, K., 2005. Surface Waveform Tomography of The Turkish-Iranian Plateau, Geophys. J.Int., 160, 1068-1080.
- McKenzie, D., 1972. Active Tectonics of Mediterranean Region, Geophys. J.R.A. Soc., 30, 109-185.
- McKenzie, D., 1978. Active Tectonics of The Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding Regions, Geophys. J.R.A. Soc., 55, 217-254.
- Mills, J.M. ve Hales, A.L., 1977. Great Circle Rayleigh Wave Attenuation and Group Velocity, 1, Observations for Periods Between 150 and 600 Seconds for Seven Great Circle Paths, Phys. Earth Planet. Interiors, 14, 109-119.
- Mindevalli, Ö.Y. ve Mitchell, B.J., 1989. Crustal Structure and Possible Anisotropy in Turkey from Seismic Surface Wave Dispersion, Geophys. J. Int., 98, 93-106.
- Mooney, W.D., Laske, G. ve Masters, T.G., 1998. CRUST 5.1: A Global Crustal Model at 5x5, J. Geophysical Res., 103, 727-747.
- Necioğlu, A., 1999. Determination of Crustal and Upper Mantle Structure between Iran and Turkey from the Dispersion of Rayleigh Waves, Journal of the Balkan Geophysical Society, 2, 4, 139-150.
- Necioğlu, A., Maddison, B. ve Turkelli, N., 1981. A Study of Crustal and Upper Mantle Structure of Northwestern Turkey, Geophysical Research Letters, 8, 33-35.
- Osmanşahin, İ., 1989. Yüzey Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto Yapısının Belirlenmesi, Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- Osmanşahin, İ., Özer, M.F. ve Sayıl, N., 1994. Polarizasyon Özelliklerine Dayalı Yüzey Dalgası Ayrım Süzgeci, Jeofizik, 8, 99-104.

- Osmanşahin, İ. ve Sayıl, N., 1996. Pn-Wave Velocity Beneath Anatolia from The First Arrivals, Bull. Inter. Inst. Seism. and Earthq. Eng., 30, 77-86.
- Osmanşahin, İ. ve Sayıl, N., 2001. Near Field Travel-Time Solutions for Anatolia, Journal of the Balkan Geophysical Society, 4, 1, 3-8.
- Öcal, N., 1963. Aufbau Der Erdkruste in Anatalien, Zeitschrift Fur Geophysik Bd., 29, 227-232.
- Özelçi, F.H., 1973. Doğu Akdeniz Bölgesi Gravite Anomalileri, MTA Dergisi, 80, 59-79.
- Özer, M.F., 1989. Dönüşmüş Fazlarla Yerkağu Modellemesi, Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Türkiye.
- Özer, M.F. ve Kenar, Ö., 1992. Crustal Structure Modeling Through the Use of Body Wave Conversions Beneath İstanbul, Jeofizik, 6, 113-124.
- Panza, G.F., Schwab, F. ve Knopoff, L., 1975b. Multimod Surface Waves for Selected Focal Mechanism, III, Strike-Slip Sources on a Vertical Fault Plane, Geophys. J. R. Astr.Soc., 42, 945-955.
- Papazachos, B.C. ve Comminakis, P.E., 1982. A Catalogue of Earthquake in Greece and Surrounding Area for The Period 1901-1980, Univ. Of Thessaloniki, Geophys. Lab., 5, Greece.
- Pekeris, C.L., 1948. Theory of Propagation of Explosive Sound in Shallow Water, Geol. Soc. Am. Mem., 27.
- Pilant, W.L. ve Knopoff, L., 1964. Observations of Multiple Seismic Events, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 19-39.
- Pilant, W.L., 1979. Elastic Waves in The Earth, Developments in Solid Earth Geophysics, Elsevier, 11, 493, Holland.
- Press, F., 1956. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, Part I, Bull. Geol. Soc. Am., 67, 1647-1658.
- Press, F., 1957. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, Part II, Bull. Seism. Soc. Am., 47, 87-88.
- Rayleigh, L., 1885. On Waves Propagated Along The Plane Surface of An Elastic Solid, Proc. London Math. Soc., 17, 4-11.
- Richter, C.F., 1958. Elementary Seismology, W.H. Freeman, San Francisco.
- Samson, J.C. ve Olson, J.V., 1980. Some Comments on The Descriptions or The Polarization States of Waves, Geophys. J.R. Astr. Soc., 61, 115-130.

- Sato, Y., 1958. Attenuation, Dispersion and the Wave Guide of the G Wave, Bull. Geol. Soc. Am., 48, 231-251.
- Sayı, L.N., 1992. Rayleigh Dalgası Dispersiyon Verileriyle Doğu Anadolu ve Civarında Yerkabuğu ve Üst Manto Yapısının İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Türkiye.
- Sayı, N. ve Osmanşahin, İ., 2000. Investigation of Crust and Upper Mantle Structure at The Black Sea with Group Velocity Data, Bull. Seism. Soc. Am., 90, 870-875.
- Schwab, F.A. ve Knopoff, L., 1971. Surface Waves on Multilayered Anelastic Media, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 893-912.
- Simons, R.S., 1968. A Surface Wave Particle Motion Discrimination Process, Bull. Seis. Soc. Am., 58, 629-637.
- Sheriff, R.E. ve Geldart, L.P., 1982. Exploration Seismology, Volume 1. History, Theory, and Data Acquisition. Cambridge University, Pres Cambridge.
- Slepian, D., Pollack, H.O. and Landau, H.J., 1961. Prolate Spheroidal Wave Functions, Fourier Analysis and Uncertainty, Bell Telephone Ssystem Tech. Publ., Monograph, 3746.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985. Strike-Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study, in Strike-Slip Faulting and Basin Formation, 227-264, eds Biddle, K.T. & Christie-Blick, N., Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sec. Pub., 37, 227-264.
- Tezel, T., Erduran, M. ve Alptekin, Ö., 2007. Crustal Shear Wave Velocity Structure of Turkey by Surface Wave Dispersion Analysis, Annals of Geophysics, 50, 2, 177-190.
- Türkeli, N., 1985. Seismic Investigations of The Crustal Structure in Central Anatolia, Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara, Türkiye.
- Wiggins, R.A., 1972. The General Linear Inverse Problem: Implication of Surface Waves and Free Oscillations for Earth Structure, Rev. Geophys. Space Phys., 10, 251-285.
- Wilson, J.T. 1940. The Love Waves of The South Atlantic Earthquake of August 28, 1933, Bull. Seism. Soc. Am., 30, 273-301.

ÖZGEÇMİŞ

Vildan ALTUNIŞIK, 1984 yılında Antalya’da doğdu. İlkokulu Antalya Bağyaka İlkokulu’nda, ortaokulu Antalya Emin Akın Ortaokulunda, liseyi Antalya Cumhuriyet Çok Programlı Lisesi’nde tamamladı. 2002 yılında girdiği Öğrenci Seçme Sınavı’nda gösterdiği başarı sonucu Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü’nde “Lisans” eğitimi almaya hak kazandı. Lisans eğitimini 18/06/2006 tarihinde tamamladı. 18/09/2007 tarihinde Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı’nda “Yüksek Lisans” eğitimine başladı. İyi derecede İngilizce bilen ALTUNIŞIK evli ve bir çocuk annesidir.