

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**POLARİZASYON ÖZELLİKLERİNE DAYALI YÜZEY DALGASI
AYIRIM SÜZGEÇİ VE UYGULAMALARI**

DOKTORA TEZİ

Jeof. Yük. Müh. Yusuf Arif KUTLU

**AĞUSTOS 2006
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**POLARİZASYON ÖZELLİKLERİNE DAYALI YÜZEY DALGASI
AYIRIM SÜZGEÇİ VE UYGULAMALARI**

Jeof. Yük. Müh. Yusuf Arif KUTLU

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
"Doktor"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 09.06.2006
Tezin Savunma Tarihi : 14.08.2006**

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Nilgün SAYIL

Jüri Üyesi : Prof. Dr. Osman BEKTAŞ

Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Hüseyin GÖKALP

Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Yusuf BAYRAK

Jüri Üyesi : Prof. Dr. İlhan OSMANŞAHİN

Enstitü Müdürü : Prof. Dr. Emin Zeki BAŞKENT

Trabzon 2006

ÖNSÖZ

Sabri, Emeği ve Yüreği için Sayın Yrd.Doç.Dr.Nilgün SAYIL'a Önünde Eğilerek İçtenlikle Çok Teşekkür Ederim.

Tez Konumun Seçimindeki ve Çalışmalarımın Yürütülmesindeki Katkılarından Dolayı Sayın Prof.Dr. İlhan OSMANŞAHİN'e Teşekkür Ederim.

Evren'e, Yerküre'ye ve İnsanlığa Hizmet Eden Tüm Bilim Adamlarına Teşekkür Ederim.

Türkiye Cumhuriyeti Devleti'ne, Karadeniz Teknik Üniversitesi'ne, Fen Bilimleri Enstitüsü'ne, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne, Aileme, Arkadaşlarıma ve Kendime Teşekkür Ederim.

Yusuf Arif KUTLU
Trabzon 2006

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET.....	V
SUMMARY.....	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VII
TABLolar DİZİNİ.....	XIII
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XIV
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Yüzey Dalgaları ve Yüzey Dalgalarının Temel Özellikleri.....	8
1.3. Kabuk ve Üst-Manto Araştırmalarında Yüzey Dalgalarının Kullanılması.....	13
1.4. Farklı Tektonik Yapılara Ait Dispersiyon Verileri ve Ters Çözüm Sonuçları.....	14
1.5. Anadolu'nun Aktif Tektoniği ve Depremselliği.....	17
1.6. Çalışmanın Amacı.....	19
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	21
2.1. Ana Mod Love ve Rayleigh Dalga Şekilleri ile İlgili Çalışmalar.....	21
2.1.1. Love ve Rayleigh Dalgalarının Kuramı.....	22
2.1.1.1. Love Dalgaları.....	23
2.1.1.2. Rayleigh Dalgaları.....	29
2.1.2. Uygulamalar.....	37
2.2. Ana Mod Love ve Rayleigh Dalga Ayrırlılığı ile İlgili Çalışmalar.....	59
2.2.1. Polarizasyon Süzgeçleri.....	60
2.2.2. Polarizasyon Özelliklerine Dayalı Yüzey Dalgası Ayrım Süzgeci.....	63
2.2.3. Yüzey Dalgası Ayrım Süzgeci Düzenlemeleri.....	65
2.2.3.1. Yüzey Dalgası Ayrım Süzgeçlerinin Denenmesi.....	80
2.2.4. Uygulamalar.....	88

2.3.	Bölgesel Grup Hızı Hesaplamaları ve Ters Çözümü ile ilgili Çalışmalar.....	98
2.3.1.	Ardışık Süzgeç Tekniği.....	99
2.3.2.	Kirpi (Hedgehog) Yöntemi ile Ters Çözüm.....	101
2.3.3.	Uygulamalar.....	102
3.	BULGULAR VE İRDELEME.....	108
4.	SONUÇLAR.....	111
5.	KAYNAKLAR.....	113
	ÖZGEÇMİŞ.....	

ÖZET

Yüzey dalgası ayırım süzgeci düzenlemede Love ve Rayleigh dalgalarının polarizasyon özelliklerinden yararlanılmaktadır. Süzgeçleme işlemi seçilen bir pencere boyu ve kaydırma aralığı için her bir frekanstaki genliklerin, orijinal faz değerleri değiştirilmeden, kuramsal Love ve Rayleigh dalga modelleri için belirlenen üç boyutlu tanecik hareketi yörüngesine yakınlığına göre ağırlıklandırılması şeklinde olur. Bu çalışmada, ağırlıklandırma fonksiyonları yaklaşık olarak 20° den daha küçük episantr uzaklıkları için hesaplanan yapay sismogramlardan elde edilen polarizasyon parametrelerinin açisal dağılımı ile uyumlu olacak şekilde yeniden düzenlenmiştir. Yeniden düzenlenen yüzey dalgası ayırım süzgeci üç bileşen yapay sismogramlar ve geniş bantlı sayısal deprem kayıtları üzerinde denenmiştir. Yöntemin bu episantr uzaklıkları için ana mod Love ve Rayleigh dalgalarını ayrımlı hale getirebilmek amacıyla kullanılabileceği görülmüştür. Yüzey dalgası ayırım süzgeci kullanılarak Güneybatı Anadolu'da meydana gelen depremlerin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kayıtları üzerinde ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri ayrımlı hale getirilmiştir. Ardışık Süzgeç Tekniği uygulanarak ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinden grup hızı dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. Grup hızı dispersiyon eğrilerindeki saçılmaların yanlış ters çözüm sonuçlarına neden olmaması için sınırlandırılmış periyod aralıklarındaki aritmetik ortalamaları kullanılmıştır. Kirpi (Hedgehog) Yöntemi ile ana mod Love ve Rayleigh ortalama grup hızı dispersiyon eğrilerinin ayrı ayrı ters çözümü yapılmıştır. Her bir dalga için ters çözüm sonuçlarının aritmetik ortalaması kullanılmıştır. Ters çözümleme sonucunda, Güneybatı-Kuzeydoğu Anadolu doğrultusunda Moho süreksizliği üstünde 3.90 km/sn 'lik S-dalga hızı, 6.74 km/sn 'lik P-dalga hızı ve 2.77 gr/cm^3 'lük yoğunluk değeri ile Moho süreksizliği altında 4.63 km/sn 'lik S-dalga hızı, 8.02 km/sn 'lik P-dalga hızı, 3.17 gr/cm^3 'lük yoğunluk değeri ve yaklaşık 40 km 'lik kabuk kalınlığı elde edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Yüzey Dalgası Ayırım Süzgeci, Ardışık Süzgeç Tekniği, Kirpi (Hedgehog) Yöntemi

SUMMARY

Surface Wave Discrimination Filter Based on Polarization Properties and Its Applications

The polarization properties of Love and Rayleigh waves are utilized to design Surface Wave Discrimination Filter. Filtering process for a selected window length and moving interval is applied with the following way. The amplitude coefficients at each frequency are weighted according to how closely the three-dimensional particle motion pattern at that frequency corresponds to theoretical Love and Rayleigh wave patterns, but weights are not applied to their original phase values. In this study, the weighted functions have been modified to corresponding with angular distribution of polarization parameters obtained from computed synthetic seismograms for epicentral distances smaller than about 20° . Modified Surface Wave Discrimination Filter has been tested on three-components synthetic seismograms and digital broadband earthquake records. It is shown that this method can be used to discriminate fundamental mode Love and Rayleigh waves for these epicentral distances. Using Surface Wave Discrimination Filter, fundamental mode Love and Rayleigh waveforms had been discriminated on three-components broadband seismograms recorded at TBZ Station of the earthquakes occurred in Southwestern Anatolian region. Group velocity dispersion curves have been obtained from fundamental mode Love and Rayleigh waveforms applying Multiple Filter Technique. Arithmetical means of group velocity dispersion curves at the restricted period range are used to avoid wrong inversion results because of scattering values. Nonlinear inversion procedure with Hedgehog Method have been applied to mean group velocity dispersion curves of fundamental mode Love and Rayleigh waves, one by one. The arithmetical mean of inversion results have been used for each wave. In the result of inversion, it has been obtained S-wave velocity of 3.90 km/sec, P-wave velocity of 6.74 km/sec and density of 2.77 g/cm^3 above Moho discontinuity and S-wave velocity of 4.63 km/sec, P-wave velocity of 8.02 km/sec and density of 3.17 g/cm^3 below Moho discontinuity and the crust-mantle boundary of about 40 km on the Southwest-Northeast Anatolian profile.

Key Words: Surface Wave Discrimination Filter, Multiple Filter Technique, Hedgehog Method.

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1. Yatay doğrultuda ana mod Love ve Rayleigh dalgası yer değiştirmeleri.....	8
Şekil 2. Her iki ucu sabitlenmiş l uzunluğundaki bir ipin ilk üç modundaki titreşimleri.....	9
Şekil 3. Dispersiyon olayı; a) Düşük hız değişimi ve normal dispersiyon, b) Yüksek hız değişimi ve normal dispersiyon, c) Düşük hız değişimi ve ters dispersiyon.....	10
Şekil 4. Faz hızı, grup hızı ve periyoda göre değişimleri; a) Dalga treni üzerinde faz ve grup hızı, b) Love dalgası için dispersiyon eğrileri, c) Rayleigh dalgası için dispersiyon eğrileri.....	11
Şekil 5. Ana mod Love ve Rayleigh dalgaları kıtasal ve okyanusal dispersiyon eğrileri.....	14
Şekil 6. Farklı tektonik yapılar için Rayleigh dalgası faz hızlarının periyoda göre değişimleri.....	15
Şekil 7. Farklı tektonik yapılar için S-dalga hızlarının derinliğe göre değişimleri.....	15
Şekil 8. Anadolu'nun en önemli neotektonik yapıları ve provenenleri.....	18
Şekil 9. Paralel tabakalardan oluşan yarı-sonsuz ortam modeli ve bu modele ait koordinat sistemi.....	22
Şekil 10. $k=0.5, 1.0$ ve 2.0 için hesaplanmış a) Yakın alan ve b) Uzak alan yapay yer değiştirme sismogramları için kullanılan kaynak moment fonksiyonları ve genlik spektrumları.....	39
Şekil 11. $k=0.5$ (maksimum momente ulaşma süresi $\cong 10-12$ sn) için hesaplanmış a) Yakın alan ve b) Uzak alan yapay yer değiştirme sismogramları için basit ve aynı zamanda uzun kırılma süresine sahip kaynak moment fonksiyonları ve genlik spektrumları.....	40
Şekil 12. $k=1.0$ (her bir kırılma için maksimum momente ulaşma süresi $\cong 5-6$ sn) için hesaplanmış a) Yakın alan ve b) Uzak alan yapay yer değiştirme sismogramları için karmaşık ve aynı zamanda uzun kırılma süresine sahip kaynak moment fonksiyonları ve genlik spektrumları.....	41

Şekil 13.	k=2.0 (her bir kırılma için maksimum momente ulaşma süresi $\cong 2-3$ sn) için hesaplanmış a) Yakın alan ve b) Uzak alan yapay yer değiştirme sismogramları için karmaşık ve aynı zamanda uzun kırılma süresine sahip kaynak moment fonksiyonları ve genlik spektrumları.....	42
Şekil 14.	Basit kaynak moment fonksiyonları (Şekil 10) kullanılarak 1200 km episantr uzaklığında k=0.5, 1.0 ve 2.0 için elde edilen üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.....	43
Şekil 15.	k=0.5 için hesaplanmış basit, k=1.0 ve 2.0 için hesaplanmış karmaşık kaynak moment fonksiyonları (Şekil 11, 12 ve 13) kullanılarak 2400 km episantr uzaklığı için elde edilen üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.....	44
Şekil 16.	k=0.5 için hesaplanmış basit, k=1.0 ve 2.0 için hesaplanmış karmaşık kaynak moment fonksiyonları (Şekil 11, 12 ve 13) kullanılarak 1200 km episantr uzaklığı için elde edilen üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.....	45
Şekil 17.	k=0.5 için hesaplanmış basit, k=1.0 ve 2.0 için hesaplanmış karmaşık kaynak moment fonksiyonları (Şekil 11, 12 ve 13) kullanılarak 600 km episantr uzaklığı için elde edilen üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.....	46
Şekil 18.	Doğrultu Atımlı Fay, Eğim Atımlı Fay, Normal Fay ve Ters Fay modelleri için 2400 km episantr uzaklığında hesaplanmış üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.....	47
Şekil 19.	Doğrultu Atımlı Fay, Eğim Atımlı Fay, Normal Fay ve Ters Fay için 1200 km episantr uzaklığında hesaplanmış üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.....	48
Şekil 20.	Doğrultu Atımlı Fay, Eğim Atımlı Fay, Normal Fay ve Ters Fay için 600 km episantr uzaklığında hesaplanmış üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.....	49
Şekil 21.	Doğrultu Atımlı Fay modeli için 1200 km episantr uzaklığında h=10, 20 ve 30 km odak derinliklerinde hesaplanmış üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.....	50
Şekil 22.	Tablo 3’de verilen Model 9 için hesaplanmış düşey bileşen yapay sismogramların azimuta göre değişimleri.....	51
Şekil 23.	Tablo 3’de verilen Model 9 için hesaplanmış ışınsal bileşen yapay sismogramların azimuta göre değişimleri.....	52

Şekil 24.	Tablo 3’de verilen Model 9 için hesaplanmış teğetsel bileşen yapay sismogramların azimuta göre değişimleri.....	53
Şekil 25.	Tablo 3’de verilen modellere ait yoğunluk (kesikli çizgi) ve hız (kesiksiz çizgi) değerlerinin derinlikle değişimleri.....	56
Şekil 26.	Farklı kaynak ve yapı modelleri (Tablo 3 ve Şekil 25) için hesaplanmış düşey bileşen yapay sismogramlar.....	57
Şekil 27.	Farklı kaynak ve yapı modelleri (Tablo 3 ve Şekil 25) için hesaplanmış ışımsal bileşen yapay sismogramlar.....	58
Şekil 28.	Farklı kaynak ve yapı modelleri (Tablo 3 ve Şekil 25) için hesaplanmış teğetsel bileşen yapay sismogramlar.....	59
Şekil 29.	Polarizasyon elipsoidi.....	61
Şekil 30.	Yer hareketinin üç dik bileşeni ve bu bileşenler arasındaki ilişkiler.	64
Şekil 31.	Yapay deneme izleri üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Love dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerin açısal dağılımı ile uyumlu olan eski ağırlıklandırma fonksiyonları.....	67
Şekil 32.	Yapay deneme izleri üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Rayleigh dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerin açısal dağılımı ile uyumlu olan eski ağırlıklandırma fonksiyonları.....	68
Şekil 33.	Yapay deneme izleri üzerinde polarizasyon parametreleri ile uyumlu olan eski ağırlıklandırma fonksiyonlarının denenmesi.....	69
Şekil 34.	Yapay deneme izleri üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Love ve Rayleigh dalgaları için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle tam olarak uyumlu olmayan eski ağırlıklandırma fonksiyonları (kırmızı çizgi).....	70
Şekil 35.	Yapay deneme izleri üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Love ve Rayleigh dalgaları için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonları (mavi çizgi).....	71
Şekil 36.	Yapay deneme izleri üzerinde polarizasyon parametreleri ile uyumlu olmayan eski ve daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının denenmesi.....	72

Şekil 37.	Üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Love dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle uyumlu olmayan eski ağırlıklandırma fonksiyonları (kırmızı çizgi).....	73
Şekil 38.	Üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Love dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonları (mavi çizgi).....	74
Şekil 39.	Üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Rayleigh dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle uyumlu olmayan eski ağırlıklandırma fonksiyonları (kırmızı çizgi).....	75
Şekil 40.	Üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Rayleigh dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonları (mavi çizgi).....	76
Şekil 41.	Üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde polarizasyon parametreleri ile uyumlu olmayan eski ve daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının denemesi.....	77
Şekil 42.	Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgecinde kullanılan, eski (sol taraf) ve daha uyumlu yeni (sağ taraf) ağırlıklandırma fonksiyonları ($M_1=M_2=14$ ve $\theta/2=0.33$ olarak seçilmiştir).....	79
Şekil 43.	Pencerelemenin, yuvarlatmanın ve alçak geçişli Butterworth süzgecinin dalga şekli üzerindeki etkileri.....	80
Şekil 44.	Model 1 için 2400 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denemesi..	81
Şekil 45.	Model 1 için 1200 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denemesi..	82
Şekil 46.	Model 1 için 600 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denemesi..	83
Şekil 47.	Model 1 ve karmaşık kaynak için 1200 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denemesi.....	84
Şekil 48.	Model 9 için 1200 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denemesi..	85

Şekil 49.	Model 5 için 1200 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denenmesi..	86
Şekil 50.	Model 8 için 1200 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denenmesi..	87
Şekil 51.	Pencere boyu ve kaydırma aralığı arasındaki 16, 4.4 ve 1.25 oranlarının dalga şekli üzerinde denenmesi.....	89
Şekil 52.	Tablo 4'deki 6 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.....	90
Şekil 53.	Tablo 4'deki 3 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.....	91
Şekil 54.	Tablo 4'deki 1 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.....	92
Şekil 55.	Tablo 4'deki 2 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.....	93
Şekil 56.	Tablo 4'deki 5 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.....	94
Şekil 57.	Tablo 4'deki 4 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.....	95
Şekil 58.	Tablo 4'deki 8 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.....	96
Şekil 59.	Tablo 4'deki 7 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.....	97
Şekil 60.	Kirpi (Hedgehog) Yöntemi ile ters çözüm işleminin akış çizelgesi..	102
Şekil 61.	Tablo 4'de odak parametreleri verilen 4, 5, 7 ve 8 nolu depremlerin episantr koordinatları ve ışın yörüngeleri.....	103

Şekil 62.	Ardışık Süzgeç Tekniği kullanılarak Tablo 4'deki 4, 5, 7 ve 8 nolu depremlerin TBZ istasyonundaki ana mod Love ve Rayleigh dalgası kayıtlarından belirlenen grup hızı değerleri; a) Love dalgası grup hızı değerleri, b) Rayleigh dalgası grup hızı değerleri.	103
Şekil 63.	a) Ardışık Süzgeç Tekniği kullanılarak Tablo 4'deki 4, 5, 7 ve 8 nolu depremlerin TBZ istasyonundaki ana mod Love ve Rayleigh dalgası kayıtlarından belirlenen grup hızı değerlerinin aritmetik ortalamaları. b) Gözlemsel ve ters çözüm sonucu elde edilen kuramsal grup hızı değerleri.....	104
Şekil 64.	Grup hızı ters çözüm sonuçları; a) Rayleigh dalgası ve b) Love dalgası grup hızı verilerinin ters çözüm sonuçlarına göre P ve S-dalga hızlarının ve yoğunluğun derinlikle değişimi, c) Grup hızı ters çözüm sonuçlarının aritmetik ortalamalarının derinlikle değişimi.....	105

TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Referans model.....	38
Tablo 2. Farklı fay modelleri.....	47
Tablo 3. Üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramlarının (şekil 26, 27 ve 28) hesaplamalarında kullanılan model parametreleri.....	54
Tablo 4. Uygulamada kullanılan depremlerin odak parametreleri (IRIS).....	88
Tablo 5. Love ve Rayleigh dalgalarına ait grup hızı ters çözüm sonuçları.....	106
Tablo 6. Karşılaştırılmalı ters çözüm sonuçları.....	112

SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ

BL	: Süzgeç Fonsiyonunun Band Genişliği
c	: Faz Hızı
C_{Pd} ve C_{Pu}	: Aşağıya ve Yukarıya Giden P-Dalga Genliği
C_{SHd} ve C_{SHu}	: Aşağıya ve Yukarıya Giden SH-Dalga Genliği
C_{SVd} ve C_{SVu}	: Aşağıya ve Yukarıya Giden SV-Dalga Genliği
G^{love} ve G^{rayleigh}	: Green Fonsiyonunun Love ve Rayleigh Dalgası Terimleri
h	: Odak Derinliği
I₁, I₂, I₃ ve I₄	: Enerji İntegralleri
k	: Yatay Dalga Sayısı
I₁ ve I₂	: Love Dalgası Düşey Yerdeğiştirme ve Gerilme Vektörleri
M	: Deprem Kaynağının Momenti
r₁, r₂, r₃ ve r₄	: Rayleigh Dalgası Düşey Yerdeğiştirme ve Gerilme Vektörleri
rect ve plan	: Doğrusallık ve Düzlemsellik
u	: Grup Hızı
u, v ve w	: X, Y ve Z Doğrultularındaki Yerdeğiştirmeler
U^{love}	: Love Dalgası için Yerdeğiştirme
U_{z, r}^{rayleigh}	: Rayleigh Dalgası için Yerdeğiştirmeler
w	: Açısal Frekans
WF₁ ve WF₂	: Yeni Yüzey Dalgası Ayrım Süzgeci Ağırlık Fonsiyonları
W_L ve W_H	: Süzgeç Fonsiyonunun Köşe Frekansları
z	: Tabaka Kalınlığı
Z, R ve T	: Yer Hareketinin Düşey, Işımsal ve Teğetsel Bileşenleri
ρ	: Yoğunluk
β	: S-Dalga Hızı
α	: P-Dalga Hızı
v	: Düşey S-Dalga Sayısı
γ	: Düşey P-Dalga Sayısı
Δ	: Episantr Uzaklığı
ε	: Rezidüel Vektör

σ	: Sönüm Faktörü
λ ve μ	: Lamé sabitleri
$\beta(\eta f)$: Görünür Yatay Azimut
$\psi(\eta f)$: Polarizasyon Elipsoidinin Büyük Ekseninin Düşeyle Yaptığı Açısı
$\alpha(\eta f)$: Düşey ve Işımsal Bileşenler Arasındaki Faz Farkı
λ, δ, θ ve Az	: Kayma Yönü, Eğim, Doğrultu ve Azimut
λ_i ve ϵ_i	: Özdeğerler ve Özvektörler
τ_{ij}	: Gerilmeler
γ_{ij}	: Yamulmalar
$\langle L \rangle$: Lagrangian Yoğunluğu

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Yüzey dalgalarının teorisi ilk olarak Rayleigh (1885), Lamb (1903) ve Love (1911) tarafından yapılan çalışmalara dayanır. Daha sonraki yıllarda yapılan diğer çalışmalar bunları izlemiştir.

Gutenberg (1924; 1926), ilk olarak kabuk ve üst-manto yapısının araştırılmasında yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerini kullanmıştır. Byerly (1930), yüzey dalgaları dispersiyon eğrilerini kullanarak kıtasal kabuğun okyanusal kabuktan daha kalın olduğunu ortaya koymuştur. Wilson (1940), yüzey dalgaları dispersiyon verilerinden yararlanarak okyanusların kabuksal yapılarının benzer olduğunu tespit etmiştir. Pekeris (1948), sığ sulardaki patlatmalardan yayılan dalgalarla ilgili yaptığı kuramsal çalışmalar ile yüzey dalgaları araştırmalarına katkıda bulunmuştur. Haskell (1953), tabakalı yarı-sonsuz bir ortamda kuramsal yüzey dalgalarının dispersiyonunu incelemiştir. Evernden (1953; 1954), ilk defa gözlemsel Rayleigh dalgası faz hızlarının hesaplanmasında üç istasyon yöntemini kullanmıştır. Ewing ve Press (1954), yerin serbest salınımlarına karşılık gelen yaklaşık 400 sn periyodlarındaki ana mod yüzey dalgalarına ait grup hızlarının çözümlemelerinden Gutenberg yer modeliyle uyumlu sonuçlar elde etmişlerdir. Sato (1955; 1956a; 1956b), ilk olarak dispersif yüzey dalgalarının çözülmesinde Fourier Tekniği'ni kullanmıştır. Press (1956; 1957), gözlemsel Rayleigh dalgası faz hızlarını hesaplamak için üç istasyon yöntemini kullanmış ve yaptığı çözümlemelerle yerkabuğu yapısını araştırmıştır. Press vd. (1956), yüzey dalgası dispersiyon eğrilerinden Afrika'nın kabuk yapısını incelemiştir. Ewing vd. (1957), tek istasyon kayıtlarına doruk-çukur yöntemini uygulayarak elde ettikleri yüzey dalgası grup hızı eğrilerinden yararlanarak kaynak ile istasyon arasında kalan yapının fiziksel özelliklerini araştırmışlardır. Richter (1958), kuramsal grup hızı ve faz hızı arasında kurduğu ilişkiden faz hızının grup hızından daha büyük değerlere sahip olduğunu göstermiştir.

Brune vd. (1960), dispersif dalga trenlerini çözmek için basit bir yöntem geliştirmişlerdir. Aki (1961), üç istasyon yöntemini birden çok istasyon için genelleştirmiş ve Rayleigh dalgası faz hızı ters çözümlerinden Japonya'nın altındaki kabuk yapısını araştırmıştır. Alexander (1963), Batı Amerika altındaki yüzey dalgalarının yayılımı

incelemiştir. Anderson (1963), o zamana kadar yapılan kabuk ve üst-manto yapısı ile ilgili çalışmaları ve yüzey dalgası kuramsal dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan yöntemleri derlemiştir. Brune ve Dorman (1963), yüzey dalgaları faz hızı dispersiyon eğrilerinin ters çözümünden ilk ayrıntılı manto yapısını elde etmişlerdir. Harkrider (1964; 1968; 1970), bir nokta kaynak için tabakalı elastik ortamlarda yayılan ana ve yüksek modlu yüzey dalgaları üzerine kuramsal çalışmalar yapmıştır. Pilant ve Knopoff (1964), ilk olarak yüzey dalgalarını modlarına ayırarak çözümlenmek amacıyla zaman değişkenli sayısal süzgeçlerden yararlanmışlardır. Toksöz ve Anderson (1966), uzun periyodlu yüzey dalgalarına ait faz hızlarını kullanarak üst-manto yapısını araştırmışlardır. Knopoff vd. (1966), Rayleigh dalgası faz hızı çözümlenmelerini kullanarak Alpler'in kabuk ve üst-manto yapısını araştırmışlardır. Keilis-Borok ve Yanovskaya (1967), sismolojide ters çözüm problemi kapsamında yüzey dalgaları faz ve grup hızı ters çözümlerini ele almışlardır. Knopoff vd. (1967), yanal olarak heterojen olan yapılar üzerinde faz hızı gözlemleri ile ilgili bir çalışma yapmışlardır. Bu çalışmada gözlemsel faz hızı hesaplamalarında kullanılan iki istasyon yönteminin üç istasyon yöntemine göre daha başarılı sonuçlar verdiğini göstermişlerdir. Landisman vd. (1968), yüzey dalgaları çözümlenmelerinde o zamana kadar olan gelişmeler üzerine bir çalışma yapmışlardır. Backus vd. (1968; 1970), gözlemsel faz ve grup hızlarının doğrusal ters çözümünü, ters çözümün çözünürlüğünü ve tekilliğini araştırmışlardır. Yüzey dalgası gözlemsel grup hızlarını hesaplamak amacıyla Landisman vd. (1969), Hareketli Pencere Tekniği'ni ve Dziewonski vd. (1969), Ardışık Süzgeç Tekniği'ni geliştirmişlerdir.

Dorman (1969), aynı kıtasal levhalar üzerinde yüzey dalgası dispersiyon özelliklerinin bölgesel farklılıklara sahip olduğunu göstermiştir. Papazachos (1969), Doğu Akdeniz ve Güney Doğu Avrupa'daki gözlemsel Rayleigh dalgası faz hızları üzerine bir çalışma yapmıştır. Canitez (1969), Türkiye ve civarındaki depremlere ait ana mod yüzey dalgalarını incelemiştir. Valyus vd. (1969), ilk olarak yüzey dalgası grup ve faz hızlarının ters çözümünde Kirpi (Hedgehog) yöntemini kullanmışlardır. Neprochov vd. (1970), yüzey dalgalarını kullanarak Karadeniz'in ve Hazar Denizi'nin kabuk ve üst-manto yapısını araştırmışlardır. Pilant ve Knopoff (1970), faz ve grup hızı verilerinin ters çözüm problemini irdelemişlerdir. Dziewonski vd. (1972), dispersif sismik dalgaların sayısal çözümlenmeleri ile ilgili bir çalışma yapmışlardır. Wiggins (1972), genel doğrusal ters çözümü yerkürenin serbest salınımlarına karşılık gelen çok uzun periyodlu yüzey dalgalarının ters çözüm problemlerine uygulamıştır. Knopoff (1972), farklı jeolojik

yapıları sınıflandırmak amacıyla 160 sn'yi aşan uzun periyotlu Rayleigh dalgası faz hızlarını incelemiştir. Herrmann (1973), yüzey dalgalarının band geçişli süzgeçlenebilmesi ile ilgili bir çalışma yapmıştır. Biswas vd. (1974), Rayleigh dalgası dispersiyon eğrilerinin ters çözümünden Amerika'nın altındaki üst-manto yapısını araştırmışlardır. Panza vd. (1973; 1975a; 1975b), kuramsal olarak değişik kaynak mekanizmaları için çok modlu yüzey dalgalarının faz ve grup hızlarındaki değişimleri araştırmışlardır. Panza (1976), ana mod Love ve Rayleigh dalgalarının faz hızlarının belirlenmesi ile ilgili bir çalışma yapmıştır. Knopoff ve Chang (1977), faz hızlarının grup hızlarına göre yapısal parametrelere daha fazla duyarlı olduğunu ortaya koymuşlardır. Herrin ve Goforth (1977), sismogramlar üzerinde ana mod Rayleigh dalgası şeklini belirginleştirmek amacıyla Faz-Uyumlu Süzgeç Tekniği'ni geliştirmişlerdir. Kovach (1978), kabuk ve üst-manto yapısı ve sismik yüzey dalgaları üzerine bir çalışma yapmıştır. Pilant (1979), katı yer fiziğindeki gelişmeler kapsamında yerküredeki elastik yüzey dalgaları kuramını ele almıştır. Goforth ve Herrin (1979), sismogramlar üzerinde ana mod Love dalgası şeklini belirginleştirmek amacıyla Faz-Uyumlu Süzgeç Tekniği'ni kullanmışlardır.

Aki ve Richards (1980), daha önce yapılan çalışmalarını da kullanarak yüzey dalgalarının ve yüzey dalgaları ile ilgili kavramların kuramını ve analitik çözümlerini ayrıntılı olarak incelemiştir. Panza (1981), kabuk ve üst-manto yapısının araştırılmasında kullanılan yüzey dalgası verilerinin ters çözümlülüğü üzerine bir çalışma yapmıştır. Girardin ve Jacoby (1979), Reykjanes sırtı boyunca Rayleigh dalgası grup hızı ters çözümünden kabuk ve üst-manto yapısını araştırmışlardır. Patton (1980), yüzey dalgalarının Q soğurma ve faz hızlarından Asya kıtasının üst-manto yapısını belirlemeye çalışmıştır. Taylor (1980), yüzey dalgalarını kullanarak Kuzey Doğu Amerika'nın kabuk ve üst-manto yapısını incelemiştir. Cara (1982), ana mod yüzey dalgalarından hesaplanan faz hızlarının çok uzun periyotlarda bile kabuk yapısına duyarlı olduklarını göstermiştir. Knopoff (1983), farklı yapılar üzerinde yapılan yüzey dalgası çalışmalarından elde edilen sonuçları gruplandırmıştır. Calcagnile vd. (1984), Rayleigh dalgalarını kullanarak Güneydoğu Avrupa'nın manto yapısını araştırmışlardır. Bullen ve Bolt (1985), daha önce yapılan çalışmalardan yola çıkarak kuramsal sismolojiye giriş kapsamında yüzey dalgalarını incelemiştir. Panza (1985), Rayleigh dalgaları kuramsal hesaplamaları için yüksek frekanslarda sayısal açıdan daha duraylı ve etkin çalışabilen bir algoritma geliştirmiştir. Bolt ve Drake (1986), dalma-batma zonlarında Love dalgası dispersiyon eğrilerini sonlu elemanlar yöntemini kullanarak modellemiştir. Gobarenko vd. (1987),

Güneydoğu Avrupa, Küçük Asya ve Doğu Akdeniz için Rayleigh dalgalarının iki ve üç boyutlu grup hızı modellerini oluşturmuşlardır. Wielandt vd. (1987), Rayleigh ve Love Dalgası faz hızlarından Bohemian Masifi'nin altındaki derin manto yapısını araştırmışlardır. Russell vd. (1988), yüzey dalgası genliklerinin periyoda göre değişimini çözümlmek için frekans değişkenli süzgeçler tasarlamışlardır. Yanovskaya vd. (1998), Karadeniz'i, Anadolu'yu ve Balkanlar'ı içine alan bir bölge için civar istasyonlarda kaydedilen yüzey dalgalarının grup hızlarını kullanarak kabuk yapısının yanal ve düşey değişimini ayrıntılı olarak araştırmışlardır.

Menke ve Levin (2002), Rayleigh dalgaları faz hızlarını kullanarak Kuzeydoğu Amerika'nın altındaki litosfer-astenosfer sınırının eğimini incelemiştir. Karagianni vd. (2002), Ege Denizi'nde Rayleigh dalgası grup hızı tomografisi üzerine bir çalışma yapmışlardır. Xia vd. (2003), yüksek frekanslı ana ve yüksek modlu Rayleigh dalgalarına ait faz hızlarının ters çözümünü incelemiştir. Karagianni vd. (2005), Rayleigh dalgası grup hızı verilerinin ters çözümünden Ege Denizi altındaki makaslama dalga hızı yapısını araştırmışlardır.

Anadolu'nun kabuk ve üst-manto yapısı ile ilgili ilk çalışma Canitez (1962) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmaya göre Kuzey Anadolu için 36 km, Karadeniz'in güneyi için 25-26 km ve Anadolu için ortalama 31 km kabuk kalınlığı hesaplanmıştır. Öcal (1963), uzun periyodlu Love ve Rayleigh dalgalarının grup hızı çözümlerinden batıdan doğuya doğru Anadolu'nun kabuk kalınlığının arttığını göstermiştir. Kenar (1978), sismik P-dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak İstanbul ve civarında 4 km tortul, 7-10 km granitik ve 14-16 km bazaltik tabaka kalınlıkları elde etmiştir.

Canitez ve Toksöz (1980), yüzey dalgalarına ait faz ve grup hızlarını ve P-dalgalarının yayılım zamanlarını kullanarak üst-mantodaki P-dalga hızını Batı Anadolu için 8.1 km/sn ve Doğu Anadolu için 7.9 km/sn olarak bulmuşlardır. Chen vd. (1980), Anadolu için tekdüze bir kabuk modeli, ortalama 25 ± 3.2 km kabuk kalınlığı ve 7.73 km/sn P-dalga hızı tesbit etmişlerdir. Gürbüz ve Üçer (1980), taş ocağı patlatmalarından elde ettikleri sismik kayıtları kullanarak İstanbul için yaklaşık 24.6 km lik bir kabuk kalınlığının olduğunu ortaya koymuşlardır. Necioğlu vd. (1981), P-dalgası yayılma zamanı gözlemlerinden Kuzeybatı Anadolu için 28.4 ± 3.45 km kabuk kalınlığı ve 8.05 ± 0.17 km/sn üst-manto P-dalga hızı hesaplamışlardır. Cermak ve Zahradnik (1982), Avrupa için ısı akışı ve kabuk kalınlığının iki boyutlu korelasyonu üzerinde çalışmışlardır. Bu araştırmaya göre Anadolu için yaklaşık olarak 35-45 km arasında değişen bir kabuk kalınlığı

önerilmiştir. Ezen (1983), Love dalgaları dispersiyon eğrilerini kullanarak Kuzey ve Doğu Anadolu için ortalama 38 km kabuk kalınlığı bulmuştur. Türkeli (1985), telesismik P-dalgalarını kullanarak Orta Anadolu için 30 km lik bir kabuk kalınlığı ve 8.1 km/sn üst-manto P-dalga hızı belirlemiştir. Dewey vd. (1986), Doğu Anadolu için yaklaşık 52 km'lik bir kabuk kalınlığı önermişlerdir. Kalafat vd. (1987), yayılma zamanlarını kullanarak yaptıkları çalışmada Batı Anadolu için ortalama 29-32 km kabuk kalınlığı hesaplamışlardır. Kenar ve Toksöz (1989), Anadolu yarımadası üzerinde yüzey dalgalarının dispersiyonunu ve ortamın soğurma özelliklerini inceleyerek İstanbul-Tebriz arasında kalan yapı için 41 km kabuk kalınlığı önermişlerdir. Mindevalli (1988), sismik yüzey dalgası dispersiyonundan Türkiye'deki kabuksal yapının ve anizotropinin araştırılması üzerine yaptığı çalışmaya göre Anadolu altındaki üst-manto için 4.2 km/sn S-dalga hızı ve ortalama 40 km kabuk kalınlığı hesaplamıştır. Osmanşahin (1989), yüzey dalgası ortam tepki fonksiyonlarından yararlanarak Anadolu ve civarında kabuk ve üst-manto yapısının belirlenmesi üzerine bir çalışma yapmıştır. Bu çalışmaya göre Güneydoğu-Kuzeybatı Anadolu boyunca kabuk kalınlığı 40 km olarak belirlenmiştir. Özer (1989), İstanbul ve civarı için cisim dalgası kabuksal mod dönüşümlerini kullanarak 30 km kabuk kalınlığı hesaplamıştır. Sayıl (1992), Rayleigh dalgası dispersiyon verilerinin ters çözümünden Doğu Anadolu için yaklaşık 38.5 km kabuk kalınlığı elde etmiştir. Osmanşahin ve Sayıl (1996), ilk P-dalgası varış zamanlarından yararlanarak Anadolu altındaki P_n-dalgası yayılım hızları üzerine bir çalışma yapmışlardır. Mooney vd. (1998), küresel kabuk modeli çalışması kapsamında Anadolu için ortalama 40-45 km'lik bir kabuk kalınlığı belirlemişlerdir. Sayıl (1998) ile Sayıl ve Osmanşahin (2000), yüzey dalgaları grup hızı eğrilerinin ters çözümü yardımıyla Karadeniz ve civarının kabuk ve üst-manto yapısını araştırmışlardır. Bu çalışmalara göre Kuzey Anadolu için 38 km kabuk kalınlığı önerilmiştir. Osmanşahin ve Sayıl (2001), yakın alan yayılma zamanlarını kullanarak yaptıkları çözümlerden Anadolu için ortalama 38 km kabuk kalınlığı bulmuşlardır. Kuleli vd. (2001), tarafından yapılan çalışmada Anadolu için ortalama 36-37 km'lik bir kabuk kalınlığı önerilmiştir.

Sismik dalgaların, çevresel ve sinyal kökenli gürültülerin farklı polarizasyon özelliklerine (doğrusallık ve yönsellik) sahip olması sismogramlar üzerinde istenilen sismik dalga fazlarının ayrıştırılabilmesine olanak sağlamaktadır. Sismik dalgaların doğrusallık, yönsellik ve düzlemsellik niteliklerinin belirlenmesine dayalı polarizasyon çözümleriyle ilgili ilk çalışma Gal'perin ve Frolova (1960) tarafından yapılmıştır.

Daha sonraki yıllarda yapılan diğer çalışmalar bunları izlemiştir. Shimshoni ve Smith (1964), zaman-ortalama iç çarpım tekniğini yer hareketinin düşey ve ıımsal bileşenlerine uygulayarak sismogramlar üzerinde sismik sinyalin güçlendirilmesi üzerine bir çalışma yapmışlardır. Flinn (1965), eliptiklik ve yönsellik parametrelerini elde etmek amacıyla giriş verisini kullanan, kovaryans matrisine dayalı istatistiksel bir yöntem geliştirmiştir. Mercado (1968) tarafından yapılan çalışmada serbest yüzeyde yer hareketinin düşey bileşeni ile yatay bileşenleri arasındaki faz ilişkisinin her bir mod için farklı olduğu gösterilmiştir. Bu farklılık doğrusal süzgeç algoritmalarının geliştirilmesi amacıyla kullanılmıştır. Simons (1968), yüzey dalgalarının polarizasyon özelliklerine dayalı olarak geliştirdiği süzgeci uzun peryodlu üç bileşen sismogramlar üzerinde ana mod Love ve Rayleigh dalgalarını mikrosismik gürültülerden ayırmak amacıyla kullanmıştır.

Kanasewich (1973), ayrıık zaman serilerinin çözümülemesi üzerine yaptığı çalışmada yüzey dalgası ayırım süzgecine de yer vermiştir. Alkaz vd. (1977), eliptiklik ve yönsellik parametrelerine göre elde edilen frekans bağımlı ağırlık fonksiyonları üzerinde çalışmışlardır. Samson ve Olson (1981), sinyal ve gürültüyü birbirinden ayırabilmek amacıyla çok kanallı sismik veri ile uyumlu polarizasyon süzgeçlerini kullanmışlardır. Esmersoy (1984) tarafından yapılan çalışmada istenilen sismik dalgaların ayrıımlılığını artırmak amacıyla üç bileşen sismik veri üzerine polarizasyon çözümüleme teknikleri uygulanmıştır. Vidale (1986), üç bileşen sismogramlar üzerinde sismik dalga fazlarının tanımlanabilmesi amacıyla tanecik hareketinin karmaşık polarizasyon çözümülemesine dayalı bir çalışma yapmıştır. Beedle (1987), sığ sismik yansıma çalışmalarında polarizasyon süzgeçlerinin kullanılması ile ilgili bir doktora çalışması yapmıştır. Park vd. (1987) tarafından yüksek frekanslı sismogramların frekans bağımlı polarizasyon çözümülemesi ile ilgili bir çalışma yapılmıştır. Jurkevics (1988), Norveç'in güneyindeki NORESS'te kaydedilen bölgesel depremlere ait sismogramlar üzerinde P_n , S_n ve L_g -dalgalarının polarizasyon özelliklerini ayrııntılı bir şekilde incelemiştir. Benhama vd. (1988), üç boyutlu tanecik hareketinden cisim dalgalarının ve mikrosismik gürültülerin polarizasyon özelliklerini elde etmişlerdir.

Shieh ve Herrmann (1990), sismik veriden Ground-Roll dalgalarını arındırmak amacıyla polarizasyon süzgeçlerini kullanmışlardır. Paulssen vd. (1990), yanal heterojenitenin yüzey dalgaları polarizasyon özelliklerine etkilerini araştırmak için zaman ve frekans bağımlı polarizasyon çözümülemesi ile ilgili bir çalışma yapmışlardır. Greenhalgh vd. (1990), yaptıkları çalışmada çok bileşenli polarizasyon süzgeçlerini, sismik

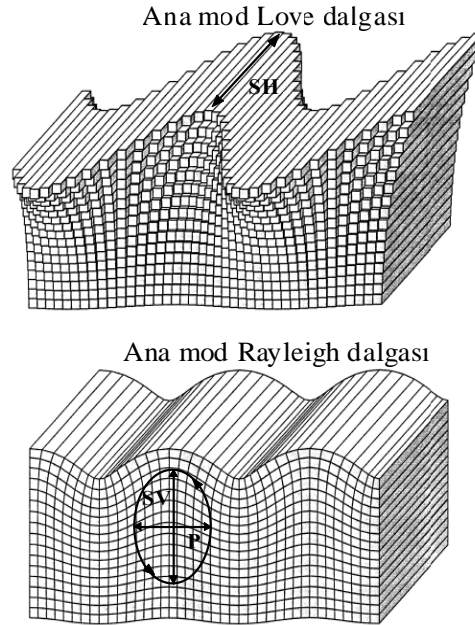
dalga alanlarının ayrımı amacıyla kullanmışlardır. Rector (1992) tarafından yapılan çalışmada gürültüyü karakterize edebilmek amacıyla polarizasyon çözümlemesi kullanılmıştır. Perelberg ve Hornbostel (1994) tarafından yapılan çalışmada eliptiklik ve yönsellik parametreleri yardımıyla elde edilen ağırlık fonksiyonları çok bileşenli sismik veri üzerindeki Ground-Roll, dönüşmüş dalgalar ve kırılmaların ayrımında kullanılmıştır. Basa (1994), sismik dalgalar ile gürültüler arasındaki polarizasyon farklılıklarından yararlanarak sismogramlar üzerinde dalga fazlarının tanınması üzerine bir çalışma yapmıştır. Zheng (1995) tarafından yapılan doktora çalışmasında cisim dalgası polarizasyon yönüne gürültünün etkisi incelenmiştir. Shieh (1996) tarafından yapılan çalışmada tüm polarizasyon özellikleri, farklı istasyonlardaki farklı depremlere ait sinyallerin benzerliğinin araştırılmasında kullanılmıştır. Knowlton ve Spencer (1996), üç farklı kaynağın kullanıldığı üç bileşen düşey sismik profil çalışmalarında kaynaklar arasındaki azimut açılarını belirlemek amacıyla polarizasyon çözümlemelerini kullanmışlardır. Erdemir (1997) tarafından yapılan doktora tezinde etkileşimli polarizasyon süzgeçleri dokuz bileşenli düşey sismik kesitlere uygulanmıştır. Patane ve Ferrari (1997), P ve S-dalgalarının sismogramlar üzerinde tanınması ve ayrılmı hale getirilebilmesi için polarizasyon özelliklerinin kovaryans matris ayrışım yöntemine göre hesaplandığı bir çalışma yapmışlardır. Morozov vd. (1997) tarafından yapılan çalışmada polarizasyon bağımlı hız süzgeçleri sismik kesitler üzerinde P ve SV-dalgalarının ayrımı amacıyla kullanılmıştır. Hearn ve Hendrick (1999), tek istasyon zaman ortamı polarizasyon çözümleme tekniklerinin yeniden gözden geçirilmesi ve elde edilen sonuçların çok bileşenli yansıma kesitlerine uygulanması ile ilgili bir çalışma yapmışlardır. Patane ve Ferrari (1999) tarafından yazılan bir paket programda polarizasyon süzgecinin P ve S-dalgalarının sismogramlar üzerinde tanımlanmasına yönelik bir uygulamaya da yer vermişlerdir.

Du vd. (2000), veri uyumlu polarizasyon süzgeçlerini kullanarak geniş bandlı üç bileşen sismogramlar üzerindeki mikrosismik gürültülerin giderilmesi üzerine bir çalışma yapmışlardır. Rocca vd. (2001), polarizasyon çözümlemesini kullanarak yüzey dalgası saçılımına yeraltı topoğrafyasının etkisi araştırmışlardır. Bai ve Kennett (2001), polarizasyon özelliklerini uzak alan geniş band sismogramlar üzerindeki sismik dalga faz çözümlemeleri için farklı yöntemleri bir arada kullanmışlardır. Franco ve Musacchio (2001), Tekil Değer Ayrışım Tekniği'ne dayalı olarak düzenlenen polarizasyon süzgeçleri ve bu süzgeçlerin sismik veri üzerine uygulanması ile ilgili bir çalışma yapmışlardır.

1.2. Yüzey Dalgaları ve Yüzey Dalgalarının Temel Özellikleri

Kayaçlarda biriken deformasyon enerjisi kayaçların elastik sınırını aştığı zaman kayaç kütleleri aniden yer değiştirir ve oluşan kırılmadan sismik enerji titreşimler halinde yayılmaya başlar. Kırılma fay düzlemine paralel olarak yayılır ve aktif hale geçen fay düzlemi boyunca biriken deformasyon enerjisi serbest bırakılır. Kırılma esnasında fay düzlemi üzerindeki her bir noktadan boşalan deformasyon birikimi, sonuç olarak faydan yayılmaya başlayan sismik enerjiyi oluşturur (Kulhanek, 1990).

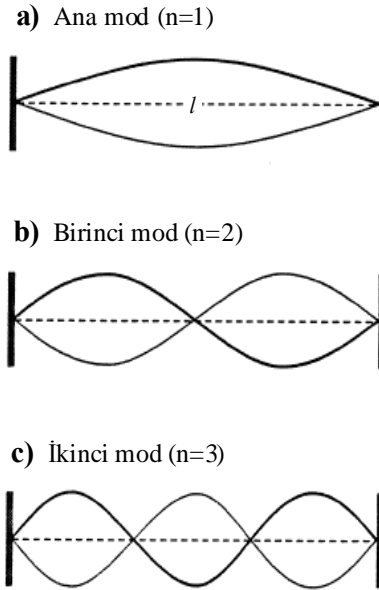
Kaynaktan çıkan cisim dalgaları her yöne yayılır ve sismik hız veya yoğunluk değişiminin olduğu arayüzeylerden yansır ve kırılırlar. Hızın derinlikle arttığı tabakalı bir ortamda süreksizlikler boyunca kırılan, kırılan, yansıyan ve dönüşen cisim dalgalarının yapıcı girişimleri yüzey dalgalarını oluşturur. Rayleigh dalgası yarı-sonsuz bir ortamın yüzeye yakın kısımlarında P ve SV-dalgalarının girişimiyle, Love dalgası ise S-dalga hızının derinlikle arttığı tabakalı ortamlarda SH-dalgasının yapıcı girişimiyle oluşur. Rayleigh dalgası yayılım 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 (Şekil 1).



Şekil 1. Yatay doğrultuda ana mod Love ve Rayleigh dalgası yer değiştirmeleri (Shearer, 1999'dan uyarlanmıştır).

Yüzey dalgaları cisim dalgalarından farklı olarak yerin serbest yüzeyi boyunca yeryüzüne paralel bir doğrultuda yayınırlar. Bu nedenle yüzey dalgalarının genlikleri herhangi bir derinlikte durağandır. Yüzey dalgaları sismogramlar üzerinde yüksek genliğe ve uzun kayıt süresine sahiptir. Ayrıca yerkürenin yüzeyi ve yüzeye yakın düşük hız zonu boyunca kanalize olarak seyahat ettikleri için yayılım hızları cisim dalgalarına göre daha düşüktür ve sismogramlar üzerinde cisim dalgası varışlarından sonra gözlenirler (Bath, 1973).

Yüzey dalgaları değişik modlarda seyahat edebilir. Ana ve yüksek modlarda seyahat eden yüzey dalgaları farklı frekans içeriğiyle sismogramlar üzerinde gözlenebilir. Ana ve yüksek modlu yüzey dalgalarının oluşum mekanizmasını açıklamak ve tabakalı yer modeli ile ilişkilendirmek için her iki ucu sabitlenmiş l uzunluğunda bir ip kullanılabilir. İpin sabit olan her iki ucu yer içinde cisim dalgalarının seyahat ettikleri tabakanın alt ve üst sınırları ve ipin uzunluğu ise tabakanın kalınlığı olarak alınabilir. İpin herhangi bir kuvvet altındaki titreşiminin dalga boyu ile ipin uzunluğu arasındaki ilişki $l=n\lambda/2$ olarak verilebilir. İp $n=1$ için ana modda ve $n>1$ için ise yüksek modlarda titreşim hareketi yapar (Şekil 2).



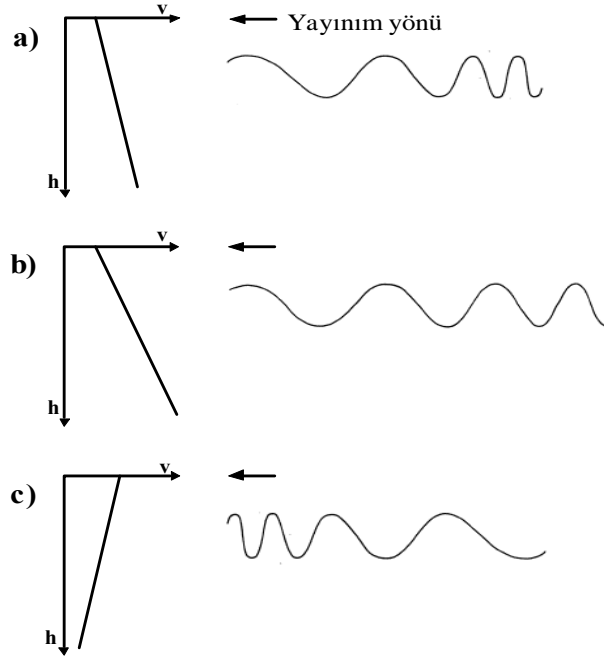
Şekil 2. Her iki ucu sabitlenmiş l uzunluğundaki bir ipin ilk üç modundaki titreşimleri (Lowrie, 1997'den uyarlanmıştır).

Bu ilişkiden yola çıkarak yüzey dalgasının dalgaboyu, içinde seyahat ettiği tabakanın kalınlığından büyük olduğunda ana mod yüzey dalgası, eşit veya küçük olması halinde ise yüksek modlu yüzey dalgalarından söz edilebilir. Ana mod yüzey dalgaları düşük frekanslı ve yüksek genlikli olarak sismogramlar üzerinde gözlenirler. Yüksek modlu yüzey

dalgaları ise ana mod yüzey dalgalarına göre düşük genlikli ve yüksek frekanslı olarak gözlenirler ve de ana mod yüzey dalgalarına göre daha yüksek yayılım hızına sahiptirler. Okyanusal ve kıtasal plaka sınırları yüksek soğurucu özelliğe sahiptir. Okyanusal plakayı geçerek kıtasal plakaya ulaşan yüksek modlu yüzey dalgaları dağ köklerini geçmeden soğuruldukları için okyanusal ve kıtasal plakalardan oluşan ışın yolları üzerinde yer alan istasyonlarda gözlenmeyebilirler.

Yüzey dalgalarının en önemli özelliği olan dispersiyon, Moho süreksizliğinin altındaki ve üstündeki sismik dalga hızlarındaki belirgin farklılıklardan kaynaklanan periyoda bağlı olarak yayılma zamanında meydana gelen değişimle tanımlanabilir. Diğer bir ifadeyle dispersif yüzey dalgalarının yayılım hızlarının frekans bağımlı olduğu ve frekans bandındaki her bir frekansın farklı hızlarla seyahat ettiği anlamına gelir.

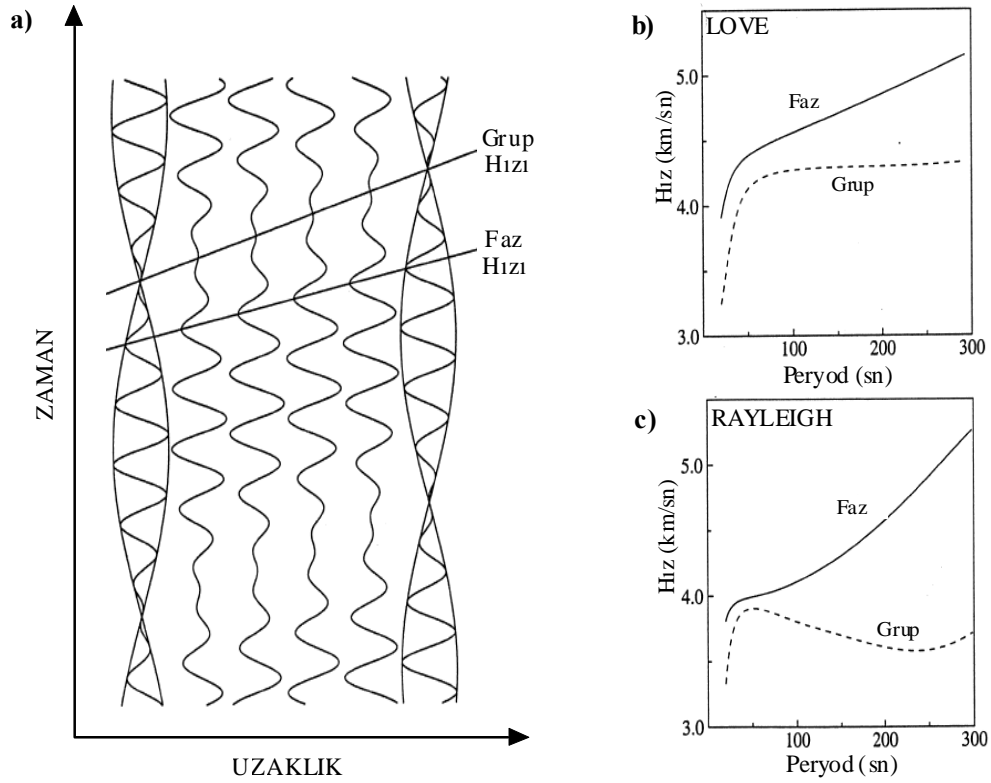
Yüzey dalgalarının nüfuz derinliği frekansla üstel olarak azalmaktadır. Hızın derinlikle arttığı ortamlarda büyük dalga boylu olaylar kısa dalga boylu olaylardan daha erken deprem kayıt istasyonlarına varırlar ve sismogramlar üzerinde kısa dalga boylu olaylardan daha önce kayıt edilirler. Bu durum normal dispersiyon olarak tanımlanır. Diğer taraftan hızın derinlikle azaldığı ortamlarda ise kısa dalga boylu olaylar uzun dalga boylu olaylardan daha önce kayıt edilirler. Bu durum ise ters dispersiyon olarak adlandırılır (Şekil 3).



Şekil 3. Dispersiyon olayı; a) Düşük hız değişimi ve normal dispersiyon, b) Yüksek hız değişimi ve normal dispersiyon, c) Düşük hız değişimi ve ters dispersiyon (Bath, 1973'den uyarlanmıştır).

Yüzey dalgalarının dispersiyon özelliği faz hızı ve grup hızı kavramlarını ortaya çıkarmaktadır. Tek bir frekansla seyahat eden yüzey dalgası hızı grup hızı, seyahat eden herhangi bir yüzey dalgası fazının hızı ise faz hızı olarak adlandırılabilir (Şekil 4a). $u(w)=c(w)+k(w)dc(w)/dk(w)$ ve $u(w) < c(w)$ olmak üzere, burada u ve c frekansla değişim gösteren grup ve faz hızlarıdır (Bullen, 1985). Diğer bir ifadeyle grup hızı kaynakta belirli bir yelpazeden çıkarak yayılan dalga treninin hızı ve faz hızı ise sismik dalga cephesinin yüzeydeki görünür seyahat hızı olarak açıklanabilir.

Artan dalga boyu ile birlikte yüzey dalgasının nüfuz derinliği ve yayılım hızı artar. Bu etki dalga dispersiyonunu, dolayısıyla farklı periyotlarda yayılan dalgaların farklı grup ve faz hızlarına sahip olduğu sonucunu ortaya çıkarır. Faz ve grup hızının frekansa veya periyoda göre değişimi ise dispersiyon eğrilerini verir (Şekil 4b ve 4c).



Şekil 4. Faz hızı, grup hızı ve periyoda göre değişimleri; a) Dalga treni üzerinde faz ve grup hızı, b) Love dalgası için dispersiyon eğrileri, c) Rayleigh dalgası için dispersiyon eğrileri (Shearer, 1999'dan uyarlanmıştır).

Love ve Rayleigh dalgaları sismogramlar üzerinde en çok karşılaşılan yüzey dalgası türleridir. Genel olarak Love dalgası LQ, Rayleigh Dalgası ise LR sembolü ile gösterilir. LQ ve LR-dalgaları yerkürenin yüzeyinde veya yerkabuğu ve üst-manto içerisinde yer alan hız süreksizlikleri boyunca yayınırlar. LQ-dalgasının yayılım hızı LR-dalgasının yayılım

hızına göre daha yüksektir. LQ tipi manto dalgası G, LR tipi manto dalgası ise R sembolü ile gösterilir. G_n ve R_n -manto dalgaları sismogramlar üzerinde gözlenme sayılarına göre değişen n indisi ile adlandırılırlar. Yatay bileşen kayıtlarında LQ-dalgası LR-dalgasına göre daha belirgindir. Her iki tip yüzey dalgası da yakın alan deprem kayıtlarında yüksek genlikli S varışları nedeniyle gözükmezler. Düşey bileşen kayıtlarında ise LR-dalgası maksimum genliğe sahiptir. Lokal uzaklıklarda ise kaydedilen kısa periyodlu Rayleigh tipi R_g -dalgası ve Love tipi L_g -dalgası sığ odaklı depremlerde meydana gelirler. R_g ve L_g -dalgaları yüksek frekans içeriğini kaybetmeden uzun mesafeler boyunca seyahat edebilirler.

Denizel volkanik patlamalar sonucu kaydedilen yüzey dalgası türü T fazı olarak adlandırılır. Sismogramlar üzerinde T fazının varlığı ve bu fazda gözlenen değişimler okyanus tabanı topoğrafyasının ve stratigrafisinin özelliklerini belirtir. Ara yüzeyler boyunca yayılan, ara yüzeylerden uzaklaştıkça enerjileri azalan ve dispersif özelliğe sahip olmayan yüzey dalgası türü ise Stonley dalgaları olarak bilinir.

Soğurma kaynaktan çıkan sismik dalgaların kayaçların mükemmel olmayan elastik özellikleri, küresel açılma, yansıma, kırılma, kırınma, saçılma ve mod dönüşümleri sonucunda enerji kaybına uğramaları olarak tanımlanabilir. Soğurma frekans bağımlıdır ve sismik enerjinin düşük genlikli olarak kayıt edilmesine neden olur. Aynı zamanda kaynak mekanizması ve kaynak yayılım özellikleri de sismik sinyalin genliğini etkileyen diğer faktörlerdendir.

Değişik insan aktiviteleri sonucu oluşan ve genellikle 1 Hz'in üstünde hakim frekanslara sahip olaylar çevresel gürültü olarak adlandırılır. Mikrosismik gürültüler ise okyanusal ve kıtasal kökenli atmosferik olaylar sonucu oluşur ve genellikle 0.01 ile 0.5 Hz arasında değişim gösteren bir frekans bandına sahiptir. Çevresel gürültüler yüksek frekans bandında seyahat ederler. Bu nedenle 1000 km'ye kadar olan episantral uzaklıklarda meydana gelen yakın alan deprem kayıtlarını etkileyebilirler. Mikrosismik gürültüler ise çevresel gürültülere göre daha düşük frekans bandında seyahat ederler. Bu nedenle 1000 km'den daha büyük episantral uzaklıklarda meydana gelen uzak alan deprem kayıtlarının ayrımlılığını etkileyebilirler.

Tabakalar içinde rastgele dağılım gösteren küçük boyutlu inhomojeniteler ile dalga alanlarının etkileşimi saçılma olayını meydana getirir. Küçük çaptaki inhomojenitelerin neden olduğu saçılma olayı yüksek frekanslı dalga alanlarını koda dalgaları adı verilen ardışık ve karmaşık varışlara dönüştürebilir. Soğurmanın ve heterojenitenin yüksek olduğu

ortamlarda seyahat eden sismik dalgalar sismogramlar üzerinde belirgin varışlar olarak gözlenmeyebilir (Lay ve Wallace, 1995).

1.3. Kabuk ve Üst-Manto Araştırmalarında Yüzey Dalgalarının Kullanılması

Tipik bir kıtasal kabuk sediment, granitik ve bazaltik tabakalardan ve tipik bir okyanusal kabuk ise su, sediment ve bazaltik tabakalardan meydana gelir. Ayrıca granitik-bazaltik tabaka sınırı Conrad süreksizliği ve bazaltik-ultrabazaltik (manto) tabaka sınırı ise Mohorovicic süreksizliği olarak adlandırılır. Gerçekte, yerkabuğu yapısı birbirine paralel ve kendi içinde homojen özellikler taşıyan tabakalardan oluşmayabilir. Genellikle yerkabuğu model çalışmalarında, yerkabuğunu meydana getiren tabakaların birbirine paralel olduğu ve her bir tabaka için tabaka parametrelerinin (h , α , β , Q_α , Q_β , ρ) yanal olarak değişmediği kabul edilir. Yapılan model çalışmalarında farklı bölgelerde farklı tabaka parametrelerinin saptanması bölgeden bölgeye yerkabuğu yapısının değiştiğini gösterir.

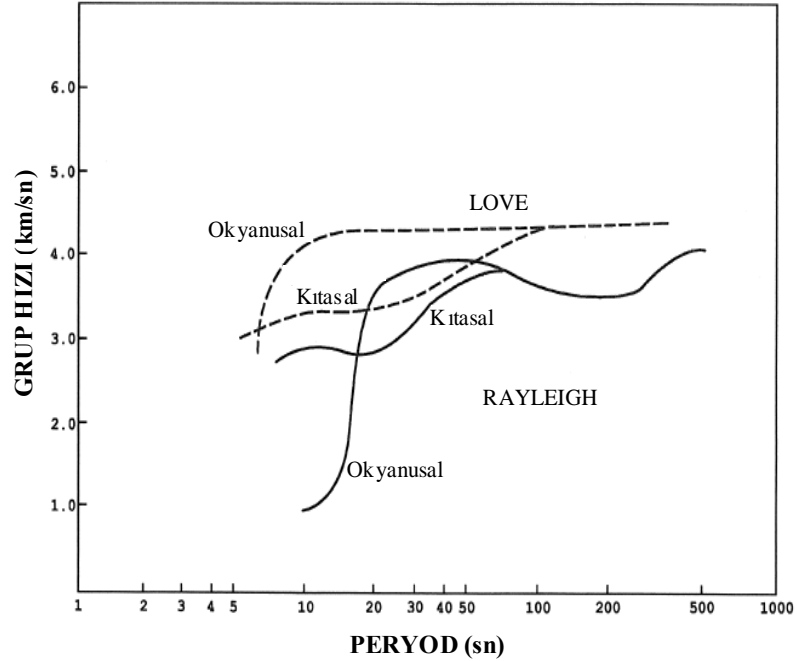
Sismolojide yerel ve bölgesel yerkabuğu ve üst-manto yapısı araştırmalarında yüzey dalgalarından yararlanılabilir. Sığ odaklı ve büyük magnitudlü depremlerde açığa çıkan enerjinin büyük bir kısmını ana ve yüksek modlu yüzey dalgaları taşır. Dolayısıyla sismogramlar üzerinde deprem kaynak mekanizması, yerkabuğu ve üst-manto ile ilgili bilgilerin çoğunu yüzey dalgaları içerir. Depremi meydana getiren kaynağın, yerkabuğunun ve üst-mantonun araştırılmasında 10-200 sn periyod aralığındaki ana ve yüksek modlu yüzey dalgaları kullanılabilir. Yüzey dalgaları ile ilgili çalışmaların çoğunda kayıtlar üzerindeki ayrımlılığı nedeniyle ana mod Love ve Rayleigh dalgaları tercih edilmektedir.

Yerkabuğu ve üst-manto yapısının araştırılmasında ana mod Love ve Rayleigh dalgalarının dispersiyon özelliklerinden yararlanılabilir. Dispersif yüzey dalgaları depremin olduğu yer ile istasyon arasında kalan ortamın elastik özellikleriyle ilgili bilgiler içerir. Love ve Rayleigh dalgalarının grup ya da faz hızı eğrilerinin ters çözümünden kaynak ile istasyon arasındaki kabuk ve üst-manto yapısı belirlenebilir. Artan derinlikle birlikte yüzey dalgalarının dalgalı boylarının büyüyor olması uzun dalgalı boylu yüzey dalgalarının yerin derin hız yapısıyla ilgili ve kısa periyodlu yüzey dalgalarının ise yerin sığ hız yapısıyla ilgili bilgiler taşıdığı sonucuna varılabilir. Yaklaşık olarak 10-50 sn periyod aralığındaki yüzey dalgaları kabuk yapısını ve 50 sn den büyük periyodlu yüzey dalgaları

ise manto yapısını araştırmak için kullanılabilir. Bu amaçla yüzey dalgalarına ait gözlemsel faz ve grup hızları hesaplanmaktadır. Faz ve grup hızlarının hesaplanmasında çeşitli yöntemler kullanılmaktadır. Esas olarak tek istasyon ve birden çok istasyon kayıtlarından yararlanmak üzere, Tek-İstasyon yöntemi, İki-İstasyon yöntemi, Üç-İstasyon yöntemi, Ardışık Süzgeç yöntemi ve Hareketli Pencere yöntemi en çok kullanılan yöntemlerdendir. Çoğunlukla, birden çok istasyona ait kayıtların kullanıldığı faz ve grup hızı hesaplamalarında iki istasyon yöntemi ve tek istasyona ait kayıtların kullanıldığı faz ve grup hızı hesaplamalarında ise ardışık süzgeç yöntemi tercih edilmektedir. Bu yöntemlerden yapılan çalışmaya uygun olanı seçilerek gözlemsel faz ve grup hızları hesaplanabilir. Elde edilen faz ve grup hızlarının düz veya ters çözümüyle yerkağu ve üst-manto yapısını tanımlayan fiziksel parametreler hakkında bilgi edinilebilir. Yerkağu model çalışmalarının sağlıklı sonuçlar üretebilmesi için birden fazla istasyonda kaydedilen sismik dalgaların kullanılması gerekmektedir.

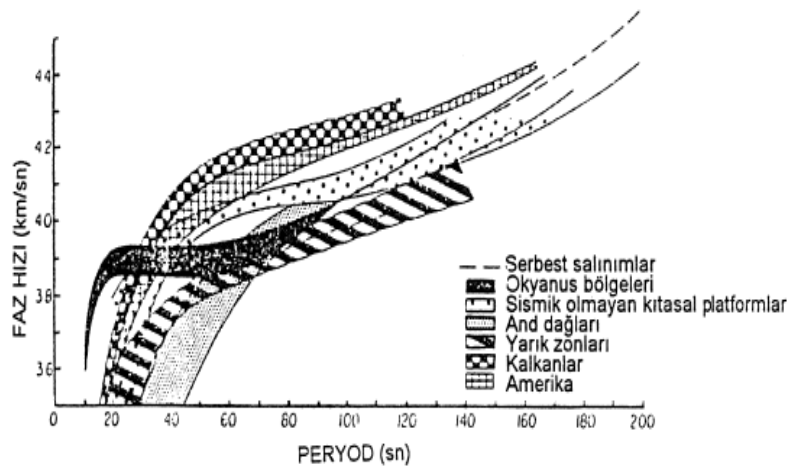
1.4. Farklı Tektonik Yapılara Ait Dispersiyon Verileri ve Ters Çözüm Sonuçları

Yüzey dalgaları dispersiyon verileriyle yapılan ilk araştırmalar kıtasal ve okyanusal kabuğun farklı yapılarına sahip olduğunu göstermiştir (Şekil 5).

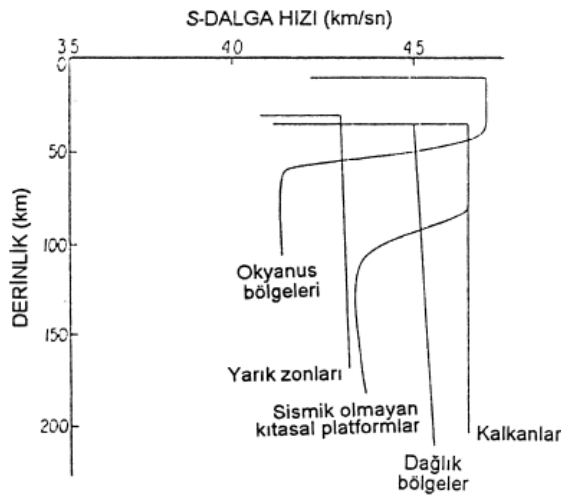


Şekil 5. Ana mod Love ve Rayleigh dalgaları kıtasal ve okyanusal dispersiyon eğileri (Bullen ve Bolt, 1985'den uyarlanmıştır).

Kıtasal kabuk okyanusal kabuğa göre daha kalın ve daha heterojen bir yapıya sahiptir. Bu durum kıtasal kabuk üzerindeki gözlemsel faz ve grup hızı değerlerinin artan periyodla birlikte gösterdiği yavaş değişimi açıklayabilir. Okyanusal kabuk ise daha ince ve daha homojendir. Peryod arttıkça (Love dalgası için yaklaşık 10 sn periyodundan Rayleigh dalgası için ise yaklaşık 20 sn periyodundan sonra) belirli bir uzaklıktan sonra yüzey dalgaları birden düşük hızlı su tabakasını ve yerkabuğunu geçerek yüksek hızlı mantonun içinde seyahat etmeye başlar. Bu durum okyanuslar üzerinde değişen periyodla birlikte gözlenen faz ve grup hızı verilerindeki ani artışları açıklayabilir (Bullen ve Bolt, 1985).



Şekil 6. Farklı tektonik yapılar için Rayleigh dalgası faz hızlarının periyoda göre değişimleri (Knopoff, 1972'den uyarlanmıştır).



Şekil 7. Farklı tektonik yapılar için S-dalga hızlarının derinliğe göre değişimleri (Knopoff, 1972'den uyarlanmıştır).

Yaşlı kalkanlar üzerinde yapılan yüzey dalgası çalışmalarında, diğer yapı türleri ile karşılaştırıldığında kalkan bölgeleri üzerinde artan periyodla birlikte her bir periyod için

gözlenen faz ve grup hızlarının en yüksek değerlere sahip olduğu görülmüştür (Şekil 6). Şekil 7’de görüldüğü gibi, dispersiyon verilerine yapılan ters çözümler kalkanlar altındaki kabuk ve üst-manto yapısı içinde düşük hız zonunun olmadığını ve yaklaşık 300 km civarındaki derinliklerde yüksek S-dalga hızı değerlerinin var olduğunu göstermiştir (Knopoff, 1972; Knopoff, 1983).

Kalkanlara göre daha genç ve sismik açıdan aktif olmayan kıtasal bölgeler üzerindeki gözlemsel yüzey dalgası faz ve grup hızı değerlerinin 60 sn den daha büyük periyodlar için yaşlı kalkanlar üzerinde alınan değerlerden daha düşük olduğu görülmüştür (Şekil 6). Şekil 7’de görüldüğü gibi, dispersiyon verilerine yapılan ters çözümlerden elde edilen sonuçlar ise yaklaşık 100 km civarındaki derinliklerde mantodaki kısmi ergimelerin neden olduğu çok düşük S-dalga hızlarının varlığını göstermiştir (Knopoff, 1972; Knopoff, 1983; Kovach, 1978).

Okyanusal bölgeler üzerinde gözlenen dispersiyon verileri artan periyodla birlikte ani artışlar göstermiştir (Şekil 6). Bunun yüzey dalgalarının düşük hızlı su tabakasını ve ince kabuğu geçerek yüksek hızlı mantonun içine dalmasından kaynaklandığı düşünülmüştür. Şekil 7’de görüldüğü gibi, okyanusal faz ve grup hızlarının ters çözümü ise kıtasal bölgelerle kıyaslandığında daha sığ derinliklerde (yaklaşık 50 km civarında) başlayan bir düşük hız tabakasının varlığını ortaya çıkarmıştır. Çok uzun periyodlarda Love dalgaları okyanusal dispersiyon eğrileri üzerinde G dalgalarının etkileri görülmüştür. Okyanus ortası sırtlar, ada yayları, derin deniz çukurları ve dalma batma zonları gibi genç tektonik yapılar üzerinde ise düşük faz ve grup hızı değerleri gözlenmiştir. Bu durumun aktif tektonizma, deniz tabanı volkanik aktiviteleri, magma sokulumları ve kısmen ergimiş manto içinde seyahat eden düşük sismik dalga hızlarından kaynaklandığı düşünülmüştür (Schwab ve Knopoff, 1971; Knopoff, 1972; Kovach, 1978).

Derin yapılarla ifade edilen yarık zonları üzerinde gözlenen dispersiyon verilerinin farklı coğrafik bölgelerde yer alsalar bile, artan periyodla birlikte benzer değerler aldıkları görülmüştür. Yarık zonları üzerinde yaşlı kalkanlardan ve aktif olmayan sismik bölgelerden daha düşük faz ve grup hızı değerleri gözlenmiştir (Şekil 6). Şekil 7’de görüldüğü gibi, dispersiyon verilerine yapılan ters çözüm sonuçlarından yararlanılarak manto içinde bir düşük hız zonunun olmadığı sonucuna varılmıştır (Knopoff ve Schlue, 1972; Knopoff, 1972; Kovach, 1978).

Dağlık bölgeler üzerinde elde edilen faz ve grup hızlarının kısa periyodlarda çok düşük değerlere ve yaklaşık 80 sn civarındaki periyodlardan sonra da artan değerlere sahip

olduğu görülmüştür (Şekil 6). Şekil 7’de görüldüğü gibi, ters çözüm sonuçlarından yararlanılarak dağlık bölgeler altındaki manto yapısı içinde belirgin bir düşük hız zonunun var olmadığı ve artan tabaka kalınlığının büyük peryodlarda faz ve grup hızı değerlerini azalttığı ortaya konulmuştur. Dağlık bölgeler altındaki kalın kabuk yapısının ve magmatik sokulumların küçük peryodlardaki düşük S-dalga hızlarına neden olduğu düşünülmüştür. Yüksek peryodlarda artan faz ve grup hızı değerlerinin ise dağlık bölgeler altında manto içindeki yüksek S- dalga hızlarından kaynaklandığı ifade edilmiştir (Brune ve Dorman, 1963; Knopoff, 1972; Kovach, 1978).

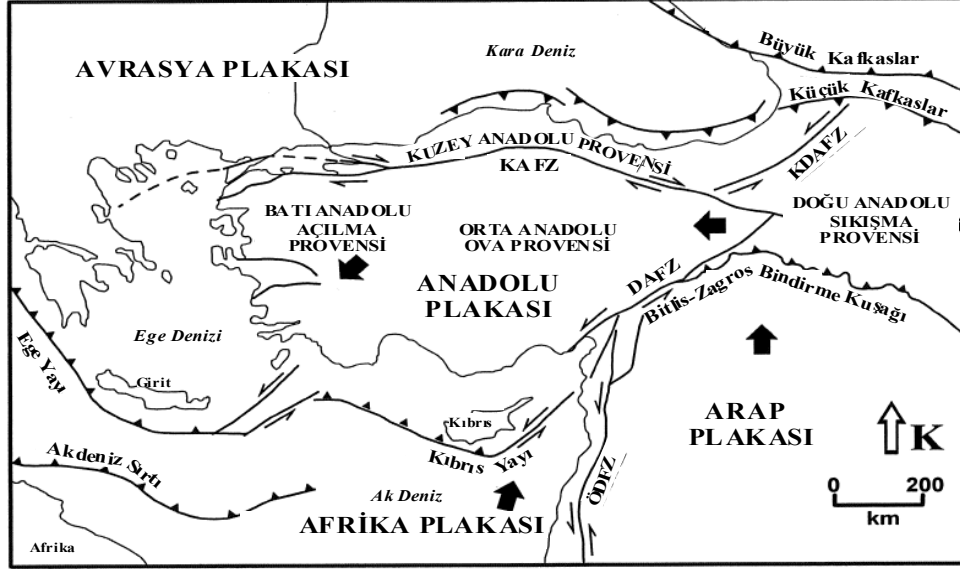
1.5. Anadolu’nun Aktif Tektoniği ve Depremselliği

Tetis Okyanusu’nun Miyosen ortasında kapanması sonucunda kıtasal çarpışmanın etkisiyle Anadolu’da neotektonik dönem başlamıştır. Neotektonik dönemin gelişimi, Arap plakasının kuzeye ilerlemesi, Anadolu plakası ile çarpışması ve Doğu Anadolu’da meydana gelen sıkışma rejiminin batıya doğru genişleme rejimine dönüşmesi şeklinde olmuştur (McKenzie, 1972; McKenzie, 1978; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Kasapoğlu ve Toksöz, 1983; Jakson ve McKenzie, 1984; Şengör vd., 1985; Barka, 1992; Reilinger ve Barka, 1997; Dilek vd., 1999; Bozkurt, 2001; Huguen vd., 2001; Zitter vd., 2003). Anadolu merkezli kıtasal çarpışmalardan kaynaklanan karmaşık deformasyonlar sonucunda, Türkiye sismik açıdan dünyanın en aktif bölgelerinden biri haline gelmiştir.

Anadolu, Alp-Himalaya orojenik sisteminin Doğu Akdeniz kısmında yer almaktadır. Anadolu, sıradağların oluşumuna göre dört ana orojenik kuşaktan meydana gelmektedir. Bunlar Pontidler (Kuzey Anadolu Sıradağları), Anatolidler (İç Anadolu Sıradağları), Toridler (Güney Anadolu Sıradağları) ve Kenar Kıvrımları (Güneydoğu Anadolu Sıradağları) olarak sıralanabilir (Ketin, 1966; Ketin, 1984).

McKenzie (1972)’e göre, jelojik konumu nedeniyle birkaç mikro plaka üzerinde yer alan Anadolu’nun en önemli neotektonik yapıları, Afrika ve Arap plakalarının kuzey yönlü hareketi ile Anadolu plakasını sıkıştırması, Anadolu bloğunun dönerek batıya ve Kuzeydoğu Anadolu bloğunun ise doğuya kaçması sonucunda şekillenmiştir (Şekil 8). Arap plakasının Anadolu’ya çarpması ile Anadolu’nun doğusu sıkışarak kalınlaşmış ve kıtasal kabuğun kalınlaşmasının etkisiyle Anadolu batıya doğru hareket etmeye başlamıştır (Şengör ve Natal’in, 1996; Armijo vd., 1999). Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) boyunca oluşan sağ yönlü hareket ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca oluşan sol yönlü

hareket Anadolu plakasını döndürerek batıya doğru hareket ettirmektedir (Dewey, 1976; Rotstein, 1984). Arap plakası Avrasya plakasına göre kuzey-kuzeybatı yönünde yaklaşık olarak yılda 18-25 mm, Afrika plakası Avrasya plakasına göre ise kuzeye doğru yılda 10 mm hareket etmektedir (McClusky vd., 2000).



Şekil 8. Anadolu'nun en önemli neotektonik yapıları ve provensleri (Şengör vd., 1985 ve Barka, 1992'den uyarlanmıştır).

Arap ve Anadolu plakalarının kıtasal çarpışması Doğu Anadolu'nun kuzey-güney yönünde sıkışmasına ve Anadolu plakasının, kısmen durağan olan Karadeniz plakasına göre batıya hareketi, Batı Anadolu'nun doğu-batı yönünde sıkışmasına ve kuzey-güney yönünde de açılmasına neden olmuştur (McKenzie, 1972; McKenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1980; Şengör vd. 1985; Dewey vd., 1986; Reilinger ve Barka, 1997). Batı Anadolu'da elde edilen normal fay düzlemi çözümleri kuzey-güney yönündeki kabuk genişlemesini (Canitez ve Üçer, 1967; Alptekin, 1973; Eyidoğan, 1988) ve Doğu Anadolu'da elde edilen ters fay çözümleri (Canitez ve Üçer, 1967; Osmaşahin, 1983; Eyidoğan, 1983) de kuzey-güney yönündeki kabuk sıkışmasını doğrulamaktadır. Anadolu'nun doğusundaki sıkışma ve batısındaki açılma rejimlerinin sonucunda oluşan sismik açıdan aktif neotektonik yapılar; Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ), Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ), Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı, Batı Anadolu Graben Sistemleri olarak sıralanabilir (Şekil 8). Şengör (1980), Anadolu'yu doğudan batıya doğru birtakım neotektonik bölgelere ayırmıştır. Anadolu'nun neotektonik provensleri ise; Kuzey Anadolu

Provensi, Orta Anadolu Ova Provensi, Doğu Anadolu Sıkışma Provensi ve Batı Anadolu Açılma Provensi'dir (Şekil 8). Depremselliği ile belirginleşen bu neotektonik yapılar ve bölgeler, günümüzde de sismik açıdan aktif olan doğrultu atımlı faylar, bindirmeler, kıvrımlar ve grabenlerden meydana gelmiştir.

Neotektonik gelişim ve depremsellik açısından Anadolu'nun en aktif tektonik yapılarından olan sağ yönlü doğrultu atım karakterli Kuzey Anadolu Fay Zonu ve sol yönlü doğrultu atım karakterli Doğu Anadolu Fay Zonu birçok kırıkta meydana gelmiştir (Dewey, 1976; Şengör, 1979; Barka, 1981; Barka ve Kandisky-Cade, 1988; Barka, 1992; Taymaz vd., 1992; Şaroğlu vd., 1992; Barka, 1996). Her iki fay zonu Erzincan baseninin güneydoğu kenarı olan Karlıova civarında birleşirler. Kuzey Anadolu Fay Zonu Bolu civarında ikiye ayrılır ve her bir kolu Marmara denizini geçerek Saroz Körfezi'nde birleşerek Anadolu'yu terk ederler. Ege plakası kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı uzantısı ile sınırlanmıştır. Bu sınır Anadolu çöküntüsü olarak bilinmektedir (Allan ve Morelli, 1971; McKenzie, 1972). Arap plakası ile Anadolu plakasının çarpışma alanı olan Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı, Ketin (1966) tarafından Toridler ve Kenar Kıvrımları olarak adlandırılan neotektonik yapıların da sınırını oluşturmaktadır (Şekil 8). İskenderun ve Karlıova arasında kalan Doğu Anadolu Fay Zonu bu bölgenin kuzeybatı tarafında yer almaktadır. Bu bölgede bindirmeler genel olarak Toroslar'ın güney kenarını izlemekte ve doğuda Bitlis-Zagros Bindirme kuşağına bağlanmaktadır. (Dewey vd., 1973; Dewey ve Şengör, 1979; Osmaşahin, 1983; Eyidoğan, 1983; Şengör vd., 1985; Dewey vd., 1986).

1.6. Çalışmanın Amacı

Tek istasyon üç bileşen geniş bantlı sayısal kayıtların kullanıldığı çalışmalarda sismik dalgaların ayrımlılığı istenilen sonuçların duyarlılığını doğrudan etkilemektedir. Yüzeysel dalgalarından yararlanılarak yapılan çalışmalarda periyodun bir fonksiyonu olarak faz ve grup varış zamanları belirlenmeye çalışılır. Sayısal sismogramlardan doğrudan elde edilebilen bu parametreler yerkürenin elastik özelliklerinin araştırılmasında önemli bir veri grubunu oluşturmaktadır. Yüzeysel dalgası kayıtlarının kullanılabilirliğinin araştırılması yerkabuğu ve üst-manto yapısının daha doğrulukla belirlenebilmesine olanak sağlayacaktır. Bu nedenle sismolojik çalışmalarda kullanılması düşünülen sismogramlar üzerinde kaydedilen yüzeysel dalgası şekillerinin mümkün olduğunca ayrımlı hale getirilebilmesi gerekmektedir. Sismogramlar üzerinde kaydedilen Love ve Rayleigh

dalgalarının ayrımlılığını etkileyen faktörler (kayıtçı sistemleri, çevresel ve sinyal kökenli gürültülere bağlı olarak kayıtların frekans içeriği, faylanma mekanizmaları, deprem kaynak geometrisine göre istasyonun konumu, odak derinliği ve episantr uzaklığı, deprem odağı ile istasyon arasında kalan yeraltı yapısının karmaşıklığı, elastik parametrelerin yanal ve düşey değişimi vs.) tanecik hareketine dayalı olarak tasarlanabilecek ağırlıklandırma fonksiyonları ile ilişkilendirilerek ana mod yüzey dalgalarının sismogramlar üzerindeki ayrımlılığı artırılabilir. Simons (1968) ve Osmaşahin vd. (1994) tarafından yapılan çalışmalar polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgecinin tek istasyon üç bileşen kayıtlar üzerinde kaydedilen ana mod Love ve Rayleigh dalgalarını daha ayrımlı hale getirebileceğini göstermiştir.

Bu çalışmada üç boyutlu yer hareketinin bileşenleri arasındaki açılara bağlı olarak elde edilen ağırlıklandırma fonksiyonlarının ana mod Love ve Rayleigh dalgalarının ayrımlılığını etkileyen faktörlerle ilişkilendirilerek, yaklaşık olarak episantr uzaklığı 20° den daha küçük deprem kayıtları için yeniden düzenlenmesi ve yeniden tasarlanan yüzey dalgası ayırım süzgecinin TBZ (Trabzon) deprem istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı deprem kayıtları üzerindeki ana mod yüzey dalgalarını daha ayrımlı hale getirebilmesi amaçlanmaktadır. Ayrımlı hale getirilen ana mod yüzey dalgası şekilleri Ardışık Süzgeç Tekniği ve Kirpi (Hedgehog) ters çözüm yöntemi kullanılarak çözümlenebilir. Yapılan grup hızı çözümlenmeleri sonucunda Anadolu ve civarında meydana gelen depremlerin TBZ deprem istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı sayısal kayıtları üzerindeki ana mod yüzey dalgası şekilleri kullanılarak Anadolu'nun kabuk yapısı hakkında yeni bir yaklaşımla daha sağlıklı sonuçlar elde edilebilir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Ana Mod Love ve Rayleigh Dalga Şekilleri ile İlgili Çalışmalar

Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgecini $\approx 20^0$ 'den daha küçük episantr uzaklıkları için yeniden düzenlemek amacıyla; Love ve Rayleigh dalgası kuramları ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu kuramlara göre farklı yapı modelleri ve odak parametreleri için hesaplanan yapay sismogramlar yardımıyla ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri irdelenmiştir. Yüzey dalgası ayırım süzgeci düzenlemelerinde kullanmak amacıyla farklı durumlar için üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları elde edilmiştir.

Bu bölüm kuramsal ve uygulamalı çalışmalar olmak üzere iki ana kısımdan meydana gelmektedir.

1- Kuramsal Çalışmalar; Love ve Rayleigh dalgalarının kuramsal açıdan irdelenmesi.

a- Love dalgaları için düşey gerilme ve yer değiştirme vektörlerinin, SH-dalgası yansıma ve iletim katsayılarının, kuramsal faz ve grup hızı bağıntılarının ve Green fonksiyonunun Love dalgası terimini kullanarak teğetsel bileşendeki yer değiştirmelerin elde edilmesi.

b- Rayleigh dalgaları için düşey gerilme ve yer değiştirme vektörlerinin, P ve SV-dalgaları yansıma ve iletim katsayılarının, kuramsal faz ve grup hızı bağıntılarının ve Green fonksiyonunun Rayleigh dalgası terimini kullanarak düşey ve ışınsal bileşenlerdeki yer değiştirmelerin elde edilmesi.

2- Uygulamalı Çalışmalar; Ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinin yapay sismogram hesaplamaları ile irdelenmesi.

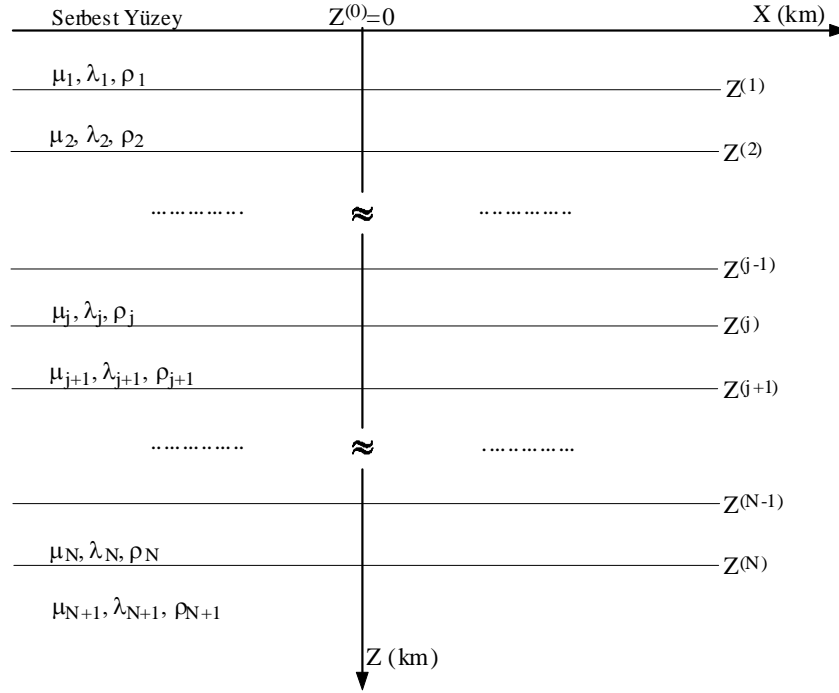
a- Kaynak moment fonksiyonunun, kırılma ve faylanma mekanizmalarının, model yapıdaki belirsizliklerin, azimut, episantr uzaklığı ve odak derinliğindeki değişimlerin hesaplanan teğetsel yapay yer değiştirme sismogramlarındaki ana mod Love dalga şekilleri üzerine etkilerinin araştırılması.

b- Kaynak moment fonksiyonunun, kırılma ve faylanma mekanizmalarının, model yapıdaki belirsizliklerin, azimut, episantr uzaklığı ve odak derinliğindeki değişimlerin hesaplanan düşey ve ışınsal yapay yer değiştirme sismogramlarındaki ana mod Rayleigh dalga şekilleri üzerine etkilerinin araştırılması.

2.1.1. Love ve Rayleigh Dalgalarının Kuramı

Yüzey dalgalarının özdeğerlerinin ve özfonksiyonlarının hesaplanması Love ve Rayleigh dalgalarının modellenmesinde ve dalga yayılımının incelenmesinde kullanılabilir.

Thomson-Haskell yöntemi (Thomson, 1950; Haskell, 1953) özfonksiyonların ve özdeğerlerin hesaplanmasında etkin olmasına karşın yüksek frekanslarda sayısal duraylılığa sahip değildir. Chen (1993), Şekil 9'da gösterilen çok tabakalı yarı-sonsuz bir ortam modeli için Love ve Rayleigh dalgalarına ait transfer fonksiyonlarının hesaplanmasına yönelik sistematik ve etkili bir yöntem geliştirmiştir. Yöntemin esası yarı-sonsuz ortam üzerinde paralel tabakalardan meydana gelen bir yer modeli için elastodinamik denklemin sınır koşulları altında çözümüne dayanır. Normal modların fiziksel mekanizmasını açıklamak için kurulan algoritmanın yüksek frekanslarda daha duraylı davranmasını sağlamak gerekmektedir. Bu nedenle hesaplamalarda Luco ve Apsel (1983) tarafından verilen genelleştirilmiş yansıma ve iletim katsayıları kullanılır.



Şekil 9. Paralel tabakalardan oluşan yarı-sonsuz ortam modeli ve bu modele ait koordinat sistemi (Chen, 1993'den uyarlanmıştır).

Tabakalı, yarı-sonsuz ve izotropik bir ortamda yüzey dalgalarına ait sismik transfer fonksiyonları sınır koşulları altında aşağıda verilen serbest elastodinamik denklemin (1) çözümü sonucunda elde edilebilir (Aki ve Richards, 1980).

$$-\rho^{(j)}w^2u^{(j)}(x,w) = [\lambda^{(j)} + 2\mu^{(j)}]\nabla\nabla \cdot u^{(j)}(x,w) - \mu^{(j)}\nabla x\nabla x u^{(j)}(x,w) \quad (1)$$

Burada $\rho^{(j)}$, $\lambda^{(j)}$ ve $\mu^{(j)}$ j. tabakaya ait yoğunluk ve Lamé sabitleridir. (1) denklemini her bir tabaka için analitik olarak çözmek amacıyla aşağıdaki sınır koşulları kullanılabilir.

a) Serbest yüzeyde gerilmeler sıfır;

$$l_2^{(1)} = r_3^{(1)} = r_4^{(1)} = 0 \quad (2a)$$

b) Hız süreksizliklerinde, gerilmeler ve yer değiştirmeler sürekli;

$$f^{(j)}(z^{(j)}) = f^{(j+1)}(z^{(j)}) \quad (2b)$$

c) Yarı-sonsuz ortamdaki geriye enerji dönüşü yoktur;

$$l_1^{(N)} = r_1^{(N)} = r_2^{(N)} = 0 \quad z \rightarrow +\infty \quad (2c)$$

2.1.1.1. Love Dalgaları

Love dalgalarının oluşabilmesi için τ_{xx} , τ_{yy} , τ_{zz} , τ_{zx} gerilmelerinin sıfır, τ_{xy} ve τ_{yz} gerilmelerinin ise sıfırdan farklı olması gerekir. Love dalgası hareket denklemi τ_{xy} ve τ_{yz} gerilmeleri cinsinden aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (3)$$

Love dalgası hareket denklemi için (2a), (2b) ve (2c) sınır koşulları altında aşağıdaki gibi bir çözüm kabul edilebilir.

$$u = 0 \quad (4a)$$

$$v = l_1(k,z,w)e^{i(kx-wt)} \quad (4b)$$

$$w = 0 \quad (4c)$$

Burada u ışınal doğrultudaki (x), v teğetsel doğrultudaki (y) ve w düşey doğrultudaki (z) yer değiştirmeleri ifade etmektedir.

Love dalgaları için homojen, izotrop ve elastik bir ortamda τ_{xy} , τ_{yz} gerilme bileşenleri etkin oldukları düzlemlerdeki γ_{xy} , γ_{yz} elastik yamulmaları ile aşağıdaki gibi ilişkilendirilebilir.

$$\tau_{xx} = \tau_{yy} = \tau_{zz} = \tau_{zx} = 0. \quad (5)$$

$$\tau_{xy} = \mu\gamma_{xy} = \mu \frac{\partial v}{\partial x} = ik\mu l_1 e^{i(kx-wt)} \quad (6)$$

$$\tau_{yz} = \mu\gamma_{yz} = \mu \frac{\partial v}{\partial z} = \mu \frac{\partial l_1}{\partial z} e^{i(kx-wt)} \quad (7)$$

Love dalgalarının oluşabilmesi için düşey doğrultuda yer değiştirmenin sıfır ve düşey doğrultuda τ_{yz} gerilme bileşeninin sürekli olması gerekir (2b). Buna bağlı olarak yeni bir τ_{yz} gerilme bileşeni fonksiyonu tanımlanabilir.

$$\tau_{yz} = l_2 e^{i(kx-wt)} \quad (8)$$

Love dalgası yer değiştirme-gerilme vektörlerine ait birinci eşitlik; τ_{yz} gerilme bileşeni ile ilgili (7) ve (8) bağıntıları kullanılarak elde edilebilir.

$$\frac{\partial l_1}{\partial z} = \frac{l_2}{\mu(z)} \quad (9)$$

Love dalgası yer değiştirme-gerilme vektörlerine ait ikinci eşitlik; (4b), (6), (7) ve (9) bağıntıları (3) denkleminde yerine konularak elde edilebilir.

$$\frac{\partial l_2}{\partial z} = \left[k^2 \mu(z) - w^2 \rho(z) \right] l_1(k, z, w) \quad (10)$$

Sonuç olarak (9) ve (10) bağıntıları matris şeklinde yazılabilir. (l_1 , l_2) Love dalgası yer değiştirme-gerilme vektörü olarak tanımlanır.

$$\frac{\partial}{\partial z} \begin{pmatrix} l_1 \\ l_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & \mu(z)^{-1} \\ k^2 \mu(z) - w^2 \rho(z) & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} l_1 \\ l_2 \end{pmatrix} \quad (11)$$

Yarı-sonsuz yer modeline göre j. tabaka için (11) denklemini (12)'de olduğu gibi yeniden yazılabilir.

$$\frac{d}{dz} \mathbf{f}_L^{(j)}(z) = \mathbf{A}_L^{(j)} \mathbf{f}_L^{(j)}(z) \quad (12)$$

\mathbf{A}_L matrisinin özdeğerleri ve karşılık gelen özvektörleri aşağıda olduğu gibi elde edilebilir.

$$|A_L - \lambda I| = \begin{vmatrix} -\lambda & \mu^{-1} \\ k^2 \mu - w^2 \rho & -\lambda \end{vmatrix} = 0 \quad (13)$$

\mathbf{A}_L matrisinin özdeğerleri;

$$\lambda_{1,2} = \pm \left(k^2 - \frac{w^2}{\beta^2} \right)^{1/2} = \pm v \quad (14)$$

\mathbf{A}_L matrisinin özvektörleri;

$$e_{1,2} = \left\{ \begin{pmatrix} 1 \\ -v\mu \end{pmatrix}, \begin{pmatrix} 1 \\ +v\mu \end{pmatrix} \right\} \quad (15)$$

Yarı sonsuz ortam modeline göre i. tabaka için elde edilen; aşağıya ve yukarıya giden dalga alanları ($C_{SH}^{(j)}, C_{SHu}^{(j)}$), \mathbf{A}_L matrisinin özdeğerleri (λ_1, λ_2) ve özvektörleri (e_1, e_2) kullanılarak (12) denkleminin analitik çözümü aşağıdaki gibi yazılabilir (Aki ve Richards, 1980).

$$\mathbf{f}^{(j)}(z) = \mathbf{E}^{(j)} \mathbf{\Lambda}^{(j)}(z) \mathbf{C}^{(j)} \quad (16)$$

Yukarıda yazılan analitik çözüm şekli Love dalgaları ve Rayleigh dalgaları için geçerlidir. Love ve Rayleigh dalgalarını birbirinden ayırt edebilmek için L ve R alt indisleri kullanılabilir. Love dalgasına ait analitik çözüm şekli aşağıdaki gibi yeniden yazılabilir.

$$\mathbf{f}_L^{(j)}(z) = \mathbf{E}_L^{(j)}(z) \mathbf{\Lambda}_L^{(j)}(z) \mathbf{C}_L^{(j)} \quad (17)$$

$$\mathbf{f}_L^{(j)}(z) = \begin{pmatrix} I_1^{(j)}(k, z, w) \\ I_2^{(j)}(k, z, w) \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{E}_L^{(j)}(z) = \begin{pmatrix} 1 & 1 \\ -\mu^{(j)}(z)v^{(j)} & \mu^{(j)}(z)v^{(j)} \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{\Lambda}_L^{(j)}(z) = \begin{pmatrix} e^{-v^{(j)}z} & 0 \\ 0 & e^{+v^{(j)}z} \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{C}_L^{(j)} = \begin{pmatrix} C_{SHd}^{(j)} \\ C_{SHu}^{(j)} \end{pmatrix}$$

Burada μ ortamın rijititesi, v düşey S-dalga sayısı, k yatay dalga sayısı, w açılal frekans, β ortamın S-dalga hızı, C_{SHd} aşağıya giden düzlem SH-dalgasının genliği ve C_{SHu} yukarıya giden düzlem SH-dalgasının genliği olarak tanımlanabilir.

Aşağıya ve yukarıya giden SH-dalgalarının genlik değerlerinden oluşan $\mathbf{C}_L^{(j)}$ matrisi j . arayüze ait yansıma ($R_{SHdu}^{(j)} = R_{SHud}^{(j)}$) ve iletim katsayıları ($T_{SHu}^{(j)}, T_{SHd}^{(j)}$) olmak üzere Chen (1993) 'e göre elde edilebilir.

$$C_{SHd}^{(j+1)} = T_{SHd}^{(j)} C_{SHd}^{(j)} + R_{SHud}^{(j)} C_{SHu}^{(j+1)} \quad (18a)$$

$$C_{SHu}^{(j)} = R_{SHdu}^{(j)} C_{SHd}^{(j)} + T_{SHu}^{(j)} C_{SHu}^{(j+1)} \quad (18b)$$

$$T_{SHd}^{(j)} = (1 - R_{SHud}^{(j)} R_{SHdu}^{(j+1)})^{-1} T_{SHd}^{(j)} \quad (19a)$$

$$R_{SHdu}^{(j)} = R_{SHdu}^{(j)} + T_{SHu}^{(j)} R_{SHdu}^{(j+1)} T_{SHd}^{(j)} \quad (19b)$$

Matris şeklindeki (17) eşitliği kullanılarak j . tabaka için $l_1^{(j)}(k, z, w)$ ve $l_2^{(j)}(k, z, w)$ aşağıda gibi yazılabilir.

$$l_1^{(j)}(k, z, w) = C_{SHd}^{(j)} e^{-vz} + C_{SHu}^{(j)} e^{vz} \quad (20)$$

$$l_2^{(j)}(k, z, w) = C_{SHd}^{(j)} v \mu^{(j)} e^{-vz} + C_{SHu}^{(j)} v \mu^{(j)}(z) e^{vz} \quad (21)$$

Love dalgasına ait kuramsal faz hızı ve grup hızı hesaplamalarında yer değiştirme ve gerilme ifadelerinin gerçel kısımları kullanılır. (20) ve (21) bağıntılarının gerçel bileşenleri; v düşey S-dalga sayısı ile aşağıya ve yukarıya giden düzlem dalgaların gerçel ve sanal kısımları ($v_r, v_i, C_{SHdr}, C_{SHdi}, C_{SHur}, C_{SHui}$) kullanılarak (22) ve (23) bağıntılarında olduğu gibi elde edilebilir;

$$l_{1r}^{(j)}(k, z, w) = e^{-v_r z} \left[C_{SHdr}^{(j)} \cos v_i z + C_{SHdi}^{(j)} \sin v_i z \right] + e^{-v_r(d-z)} \left[C_{SHur}^{(j)} \cos v_i(d-z) + C_{SHui}^{(j)} \sin v_i(d-z) \right] \quad (22)$$

$$l_{2r}^{(j)}(k, z, w) = e^{-v_r z} \left[(v_i C_{SHdi}^{(j)} - v_r C_{SHdr}^{(j)}) \cos v_i z - (v_r C_{SHdi}^{(j)} + v_i C_{SHdr}^{(j)}) \sin v_i z \right] + e^{-v_r(d-z)} \left[(v_r C_{SHur}^{(j)} - v_i C_{SHui}^{(j)}) \cos v_i(d-z) + (v_r C_{SHdi}^{(j)} + v_i C_{SHdr}^{(j)}) \sin v_i(d-z) \right] \quad (23)$$

Elastik deformasyon enerjisini minimize eden kinetik enerji Lagrangian yoğunluğu olarak tanımlanır. Elastik, izotrop ve düşey yönde heterojen olan bir ortam için Love dalgalarına ait Lagrangian yoğunluğu aşağıdaki gibi yazılabilir (Aki ve Richards, 1980);

$$\langle L \rangle = \frac{1}{4} \rho w^2 l_1^2 - \frac{1}{4} \mu \left[k^2 l_1^2 + \left(\frac{dl_1}{dz} \right)^2 \right] \quad (24)$$

Cisim kuvvetleri ve yüzey gerilmeleri sıfır olduğunda Hamilton prensibine göre l_1 'deki küçük değişimler için $\langle L \rangle$ 'nin 0'dan $+\infty$ 'a integrali sabit olmalıdır.

$$2 \int_0^{+\infty} \langle L \rangle dz = \frac{w^2}{2} \int_0^{+\infty} \rho l_1^2 dz - \frac{k^2}{2} \int_0^{+\infty} \mu l_1^2 dz - \frac{1}{2} \int_0^{+\infty} \mu \left(\frac{dl_1}{dz} \right)^2 dz = w^2 I_1 - k^2 I_2 - I_3 = 0 \quad (25)$$

$$I_1 = \frac{1}{2} \int_0^{+\infty} \rho l_1^2 dz$$

$$I_2 = \frac{1}{2} \int_0^{+\infty} \mu l_1^2 dz$$

$$I_3 = \frac{1}{2} \int_0^{+\infty} \mu \left(\frac{dl_1}{dz} \right)^2 dz$$

Burada I_1 , I_2 ve I_3 Love dalgaları enerji integralleridir. I_1 , I_2 , I_3 , l_1 , w , k , μ , ve ρ 'daki küçük değişimler δI_1 , δI_2 , δI_3 , δl_1 , δw , δk , $\delta \mu$ ve $\delta \rho$ olarak ifade edilebilir.

(25) eşitliğinin sağ tarafında I_1 , I_2 , I_3 , w ve k yerine $I_1 + \delta I_1$, $I_2 + \delta I_2$, $I_3 + \delta I_3$, $w + \delta w$ ve $k + \delta k$ koyup gerekli düzeltmeler yapılırsa enerji integralleri yardımıyla Love dalgası grup hızı (u) bağıntısı elde edilir.

$$u = \frac{\delta w}{\delta k} = \frac{k I_2}{w I_1} = \frac{I_2}{c I_1} \quad (26)$$

Benzer şekilde (25) eşitliğinin sol tarafında l_1 , k , μ ve ρ yerine $l_1 + \delta l_1$, $k + \delta k$, $\mu + \delta \mu$ ve $\rho + \delta \rho$ koyup gerekli düzeltmeler yapılırsa enerji integralleri yardımıyla Love dalgası faz hızı (c) bağıntısı belirlenir.

$$\left(\frac{\delta c}{c}\right)_w = \frac{\int_0^{+\infty} \left[k^2 l_1^2 + \left(\frac{dl_1}{dz}\right)^2 \right] \delta \mu dz - \int_0^{+\infty} w^2 l_1^2 \delta \rho dz}{2k^2 \int_0^{+\infty} \mu l_1^2 dz} \quad (27)$$

Düşey heterojen bir ortama ait Green fonksiyonunun Love dalgası terimi ve faylanma tipi kaynak modellerine ait moment tensör bileşenleri kullanılarak teğetsel doğrultudaki (y) yüzey dalgası hareketi aşağıdaki bağıntı yardımıyla elde edilebilir (Saito, 1967).

$$U_y(x, w) = M_L(w) \frac{\partial}{\partial \xi_q} G^{Love}(x; \xi; w) \quad (28)$$

Tabakalı yarı-sonsuz bir ortam modeli için Green fonksiyonunun Love dalgası terimi aşağıdaki gibi yazılabilir (Aki ve Richards, 1980).

$$G^{LOVE} = \sum_n \frac{l_1(z)l_1(h)}{8cUI_1} \begin{pmatrix} \sin^2 \phi & -\sin \phi \cos \phi \\ -\sin \phi \cos \phi & \cos^2 \phi \end{pmatrix} \left(\frac{2}{\pi k_n r}\right)^{1/2} \exp\left[i\left(k_n r + \frac{\pi}{4}\right)\right] \quad (29)$$

Love dalgaları için faylanma tipi bir kaynak modeline ait moment tensör bileşenleri aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\mathbf{M}_L = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (30)$$

Sonuç olarak (28), (29) ve (30) bağıntıları kullanılarak tabakalı yarı-sonsuz bir ortamda faylanma tipi bir kaynak modeli için teğetsel doğrultudaki (y) Love dalgası hareketi (31) bağıntısı ile ifade edilebilir.

$$U^{LOVE}(x, w) = \sum_n \frac{l_1(z)}{8cUI_1} \left(\frac{2}{\pi k_n r}\right)^{1/2} \exp\left[i\left(k_n r + \frac{\pi}{4}\right)\right] x \Gamma_{love} \quad (31)$$

$$\Gamma_{love} = \left\{ ik_n l_1 (h) \left[M_{xx} \sin \phi \cos \phi - M_{yx} \cos^2 \phi + M_{xy} \sin^2 \phi - M_{yy} \sin \phi \cos \phi \right] - \frac{dl_1}{dz} \Big|_h \left[M_{xz} \sin \phi - M_{yz} \cos \phi \right] \right\}$$

2.1.1.2. Rayleigh Dalgaları

Rayleigh dalgalarının oluşabilmesi için τ_{xy} ve τ_{yz} gerilmelerinin sıfır, τ_{xx} , τ_{yy} , τ_{zz} , τ_{zx} gerilmelerinin ise sıfırdan farklı olması gerekir. Rayleigh dalgası hareket denklemi τ_{xx} , τ_{zz} ve τ_{zx} gerilmeleri cinsinden aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (32a)$$

$$\frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \quad (32b)$$

Rayleigh dalgası hareket denklemi için (2a), (2b) ve (2c) sınır koşulları altında aşağıdaki gibi bir çözüm kabul edilebilir.

$$u = r_1(k, z, w) e^{i(kx - wt)} \quad (33a)$$

$$v = 0 \quad (33b)$$

$$w = ir_2(k, z, w) e^{i(kx - wt)} \quad (33c)$$

Burada u ışınsal doğrultudaki (x), v teğetsel doğrultudaki (y) ve w düşey doğrultudaki (z) yer değiştirmeleri ifade etmektedir.

Rayleigh dalgaları için homojen, izotrop ve elastik bir ortamda τ_{xx} , τ_{yy} , τ_{zz} , τ_{zx} gerilme bileşenleri etkin oldukları düzlemlerdeki γ_{xx} , γ_{yy} , γ_{zz} ve γ_{zx} elastik yamulmalar ile aşağıdaki gibi ilişkilendirilebilir.

$$\tau_{xy} = \tau_{yz} = 0 \quad (34)$$

$$\tau_{xx} = (\lambda + 2\mu)\gamma_{xx} + \lambda\gamma_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda \frac{\partial w}{\partial z} = i \left[\lambda \frac{\partial r_2}{\partial z} + k(\lambda + 2\mu)r_1 \right] e^{i(kx - wt)} \quad (35)$$

$$\tau_{yy} = \lambda(\gamma_{xx} + \gamma_{zz}) = \lambda \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda \frac{\partial w}{\partial z} = i \left[\lambda \frac{\partial r_2}{\partial z} + k\lambda r_1 \right] e^{i(kx - wt)} \quad (36)$$

$$\tau_{zz} = \lambda\gamma_{xx} + (\lambda + 2\mu)\gamma_{zz} = \lambda \frac{\partial u}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial w}{\partial z} = i \left[(\lambda + 2\mu) \frac{\partial r_2}{\partial z} + k\lambda r_1 \right] e^{i(kx - wt)} \quad (37)$$

$$\tau_{zx} = \mu\gamma_{zx} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) = \mu \left[\frac{\partial r_1}{\partial z} - kr_2 \right] e^{i(kx - wt)} \quad (38)$$

Rayleigh dalgalarının oluşabilmesi için yer değiştirmenin teğetsel doğrultuda sıfır, ışımsal doğrultuda sıfırdan farklı ve τ_{zx} , τ_{zz} gerilme bileşenlerinin düşey doğrultuda sürekli olması gerekir (2b). Buna bağlı olarak iki yeni gerilme bileşeni fonksiyonu tanımlanabilir.

$$\tau_{zx} = r_3 e^{i(kx - wt)} \quad (39)$$

$$\tau_{zz} = r_4 e^{i(kx - wt)} \quad (40)$$

Rayleigh dalgası yer değiştirme-gerilme vektörlerine ait birinci eşitlik; τ_{zx} gerilme bileşeni ile ilgili (38) ve (39) bağıntıları, ikinci eşitlik; τ_{zz} gerilme bileşeni ile ilgili (37) ve (40) bağıntıları kullanılarak elde edilebilir.

$$\frac{\partial r_1}{\partial z} = kr_2 + \frac{1}{\mu(z)} r_3 \quad (41)$$

$$\frac{\partial r_2}{\partial z} = \frac{-k\lambda(z)}{\lambda(z) + 2\mu(z)} r_1 + \frac{1}{\lambda(z) + 2\mu(z)} r_4 \quad (42)$$

Rayleigh dalgası yer değiştirme-gerilme vektörlerine ait üçüncü eşitlik; (33a), (35), (38), (41) ve (42) bağıntıları (32a) denkleminde, dördüncü eşitlik; (33c), (37), (38), (41) ve (42) bağıntıları (32b) denkleminde yerine konularak elde edilebilir.

$$\frac{\partial r_3}{\partial z} = \left[\frac{4k^2 \mu(z)(\lambda(z) + \mu(z))}{\lambda(z) + 2\mu(z)} - w^2 \rho(z) \right] r_1 + \frac{k\lambda(z)}{\lambda(z) + 2\mu(z)} r_4 \quad (43)$$

$$\frac{\partial r_4}{\partial z} = -w^2 \rho(z) r_2 - kr_3 \quad (44)$$

Sonuç olarak (41), (42), (43) ve (44) bağıntıları (45)'de olduğu gibi matris şeklinde yazılabilir.

$$\frac{\partial}{\partial z} \begin{pmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & k & \mu(z)^{-1} & 0 \\ -k\lambda(z)\xi(z) & 0 & 0 & \xi(z) \\ k^2\zeta(z) - w^2\rho(z) & 0 & 0 & k\lambda(z)\xi(z) \\ 0 & -w^2\rho(z) & -k & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{pmatrix} \quad (45)$$

Burada $\zeta(z)=4\mu(z)[\lambda(z)+\mu(z)]/[\lambda(z)+2\mu(z)]$ ve $\xi(z)=[\lambda(z)+2\mu(z)]^{-1}$ dir. (r_1, r_2, r_3, r_4) Rayleigh dalgası yer değiştirme-gerilme vektörü olarak tanımlanır. Yarı-sonsuz yer modeline göre j. tabaka için (45) denklemi (41) şeklinde yeniden yazılabilir.

$$\frac{d}{dz} \mathbf{f}_R^{(j)}(z) = \mathbf{A}_R^{(j)} \mathbf{f}_R^{(j)}(z) \quad (46)$$

\mathbf{A}_R matrisinin özdeğerleri ve karşılık gelen özvektörleri aşağıda olduğu gibi elde edilebilir.

$$|A_R - \lambda I| = \begin{vmatrix} -\lambda & k & \mu^{-1} & 0 \\ -k\lambda\xi & -\lambda & 0 & \xi \\ k^2\zeta - w^2\rho & 0 & -\lambda & k\lambda\xi \\ 0 & -w^2\rho & -k & -\lambda \end{vmatrix} = 0 \quad (47)$$

\mathbf{A}_R matrisinin özdeğerleri;

$$\lambda_{1,3} = \mp \left(k^2 - \frac{w^2}{\alpha^2} \right)^{1/2} = \mp \gamma, \quad \lambda_{2,4} = \mp \left(k^2 - \frac{w^2}{\beta^2} \right)^{1/2} = \mp v \quad (48)$$

$X=k^2+v^2$ olmak üzere \mathbf{A}_R matrisinin özvektörleri;

$$e_{1,2,3,4} = \frac{1}{w} \left\{ \begin{pmatrix} \alpha k \\ \alpha \gamma \\ -2\alpha\mu k \gamma \\ -\alpha\mu X \end{pmatrix}, \begin{pmatrix} \beta v \\ \beta k \\ -\beta\mu X \\ -2\beta\mu k v \end{pmatrix}, \begin{pmatrix} \alpha k \\ -\alpha \gamma \\ 2\alpha\mu k \gamma \\ -\alpha\mu X \end{pmatrix}, \begin{pmatrix} \beta v \\ -\beta k \\ \beta\mu X \\ -2\beta\mu k v \end{pmatrix} \right\} \quad (49)$$

şeklindedir. Yarı sonsuz ortam modeline göre i. tabaka için elde edilen; aşağıya ve yukarıya giden dalga alanları ($C_{Pd}^{(j)}, C_{Svd}^{(j)}, C_{Pu}^{(j)}, C_{Svu}^{(j)}$), \mathbf{A} matrisinin özdeğerleri ($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \lambda_4$) ve özvektörleri (e_1, e_2, e_3, e_4) kullanılarak (46) denkleminin analitik çözümü aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\mathbf{f}_R^{(j)}(z) = \mathbf{E}_R^{(j)}(z) \mathbf{\Lambda}_R^{(j)}(z) \mathbf{C}_R^{(j)} \quad (50)$$

$$\mathbf{f}_R^{(j)}(z) = \begin{pmatrix} r_1^{(j)}(k, z, w) \\ r_2^{(j)}(k, z, w) \\ r_3^{(j)}(k, z, w) \\ r_4^{(j)}(k, z, w) \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{E}_R^{(j)}(z) = \begin{pmatrix} \alpha^{(j)}k & \beta^{(j)}v^{(j)} & \alpha^{(j)}k & \beta^{(j)}v^{(j)} \\ \alpha^{(j)}\gamma^{(j)} & \beta^{(j)}k & -\alpha^{(j)}\gamma^{(j)} & -\beta^{(j)}k \\ -2\alpha^{(j)}\mu^{(j)}(z)k\gamma^{(j)} & -\beta^{(j)}\mu^{(j)}(z)\mathcal{X}^{(j)} & 2\alpha^{(j)}\mu^{(j)}(z)k\gamma^{(j)} & \beta^{(j)}\mu^{(j)}(z)\mathcal{X}^{(j)} \\ -\alpha^{(j)}\mu^{(j)}(z)\mathcal{X}^{(j)} & -2\beta^{(j)}\mu^{(j)}(z)kv^{(j)} & -\alpha^{(j)}\mu^{(j)}(z)\mathcal{X}^{(j)} & -2\beta^{(j)}\mu^{(j)}(z)kv^{(j)} \end{pmatrix} w^{-1}$$

$$\mathbf{\Lambda}_R^{(j)}(z) = \begin{pmatrix} e^{-\gamma^{(j)}z} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & e^{-v^{(j)}z} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & e^{+\gamma^{(j)}z} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & e^{+v^{(j)}z} \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{C}_R^{(j)} = \begin{pmatrix} C_{Pd}^{(j)} \\ C_{SVd}^{(j)} \\ C_{Pu}^{(j)} \\ C_{SVu}^{(j)} \end{pmatrix}$$

Burada μ ortamın rijititesi, v düşey S-dalga sayısı, γ düşey P-dalga sayısı, k yatay dalga sayısı, β ortamın S-dalga hızı, α ortamın P-dalga hızı, w açılal frekans, C_{Pd} aşağıya giden düzlem P-dalgasının genliği, C_{Pu} yukarıya giden düzlem P-dalgasının genliği, C_{SVd} aşağıya giden düzlem SV-dalgasının genliği ve C_{SVu} yukarıya giden düzlem SV-dalgasının genliği olarak tanımlanabilir.

Aşağıya ve yukarıya giden P ve SV-dalgalarının genlik değerlerinden oluşan $\mathbf{C}_R^{(j)}$ matrisi j . arayüze ait yansıma ($R_{Pdu}^{(j)}=R_{Pud}^{(j)}, R_{SVdu}^{(j)}=R_{SVud}^{(j)}$) ve iletim katsayıları ($T_{Pu}^{(j)}, T_{Pd}^{(j)}, T_{SVu}^{(j)}, T_{SVd}^{(j)}$) olmak üzere Chen (1993) 'e göre elde edilebilir.

$$C_{Pd}^{(j+1)} = T_{Pd}^{(j)} C_{Pd}^{(j)} + R_{Pud}^{(j)} C_{Pu}^{(j+1)} \quad (51a)$$

$$C_{SVd}^{(j+1)} = T_{SVd}^{(j)} C_{SVd}^{(j)} + R_{SVud}^{(j)} C_{SVu}^{(j+1)} \quad (51b)$$

$$C_{Pu}^{(j)} = R_{Pdu}^{(j)} C_{Pd}^{(j)} + T_{Pu}^{(j)} C_{Pu}^{(j+1)} \quad (51c)$$

$$C_{SVu}^{(j)} = R_{SVdu}^{(j)} C_{SVd}^{(j)} + T_{SVu}^{(j)} C_{SVu}^{(j+1)} \quad (51d)$$

$$T_{Pd}^{(j)} = (1 - R_{Pud}^{(j)} R_{Pdu}^{(j+1)})^{-1} T_{Pd}^{(j)} \quad (52a)$$

$$T_{SVd}^{(j)} = (1 - R_{SVud}^{(j)} R_{SVdu}^{(j+1)})^{-1} T_{SVd}^{(j)} \quad (52b)$$

$$R_{Pdu}^{(j)} = R_{Pdu}^{(j)} + T_{Pu}^{(j)} R_{Pdu}^{(j+1)} T_{Pd}^{(j)} \quad (52c)$$

$$R_{SVdu}^{(j)} = R_{SVdu}^{(j)} + T_{SVu}^{(j)} R_{SVdu}^{(j+1)} T_{SVd}^{(j)} \quad (52d)$$

Matris şeklindeki (50) eşitliği kullanılarak j. tabaka için $r_1^{(j)}(k, z, w)$, $r_2^{(j)}(k, z, w)$, $r_3^{(j)}(k, z, w)$ ve $r_4^{(j)}(k, z, w)$ aşağıda gibi yazılabilir.

$$r_1^{(j)}(k, z, w) = \frac{1}{w} \left[C_{Pd}^{(j)} \alpha^{(j)} k e^{-\gamma z} + C_{SVd}^{(j)} \beta^{(j)} v e^{-\nu z} \right] + \frac{1}{w} \left[C_{Pu}^{(j)} \alpha^{(j)} k e^{-\gamma(d-z)} + C_{SVu}^{(j)} \beta^{(j)} v e^{-\nu(d-z)} \right] \quad (53)$$

$$r_2^{(j)}(k, z, w) = \frac{1}{w} \left[C_{Pd}^{(j)} \alpha^{(j)} \gamma e^{-\gamma z} + C_{SVd}^{(j)} \beta^{(j)} k e^{-\nu z} \right] - \frac{1}{w} \left[C_{Pu}^{(j)} \alpha^{(j)} \gamma e^{-\gamma(d-z)} - C_{SVu}^{(j)} \beta^{(j)} k e^{-\nu(d-z)} \right] \quad (54)$$

$$r_3^{(j)}(k, z, w) = \frac{1}{w} \left[-C_{Pd}^{(j)} \alpha^{(j)} \gamma k e^{-\gamma z} - C_{SVd}^{(j)} \beta^{(j)} v^2 e^{-\nu z} \right] + \frac{1}{w} \left[C_{Pu}^{(j)} \alpha^{(j)} \gamma e^{-\gamma(d-z)} + C_{SVu}^{(j)} \beta^{(j)} v^2 e^{-\nu(d-z)} \right] \quad (55)$$

$$r_4^{(j)}(k, z, w) = \frac{1}{w} \left[-C_{Pd}^{(j)} \alpha^{(j)} \gamma^2 k e^{-\gamma z} - C_{SVd}^{(j)} \beta^{(j)} v k e^{-\nu z} \right] - \frac{1}{w} \left[C_{Pu}^{(j)} \alpha^{(j)} \gamma^2 e^{-\gamma(d-z)} - C_{SVu}^{(j)} \beta^{(j)} v k e^{-\nu(d-z)} \right] \quad (56)$$

Rayleigh dalgalarına ait kuramsal faz hızı ve grup hızı hesaplamalarında yer değiştirme ve gerilme ifadelerinin gerçel kısımları (r_{1r} , r_{2r} , r_{3r} , r_{4r}) kullanılır. (53), (54), (55) ve (56) bağıntılarının gerçel bileşenleri; ν düşey S-dalga sayısının, γ düşey P-dalga sayısının, aşağıya ve yukarıya giden düzlem P ve SV-dalgalarının gerçel ve sanal kısımları ($\nu_r, \nu_i, \gamma_r, \gamma_i$, $C_{Pdr}, C_{Pdi}, C_{Pur}, C_{Pui}, C_{SVdr}, C_{SVdi}, C_{SVur}, C_{SVui}$) kullanılarak aşağıdaki gibi elde edilebilir.

$$\begin{aligned}
r_{1r}^{(i)}(k, z, w) &= \frac{ke^{-\gamma_r z}}{w} [C_{Pdr}^{(i)} \cos \gamma_i z + C_{Pdi}^{(i)} \sin \gamma_i z] + \\
&\frac{e^{-v_r z}}{w} [(C_{SVdr}^{(i)} v_r - C_{SVdi}^{(i)} v_i) \cos v_i z + (C_{SVdr}^{(i)} v_i + C_{SVdi}^{(i)} v_r) \sin v_i z] + \\
&\frac{ke^{-\gamma_r(l-z)}}{w} [C_{Pur}^{(i)} \cos \gamma_i(l-z) + C_{Pui}^{(i)} \sin \gamma_i(l-z)] + \\
&\frac{e^{-v_r(l-z)}}{w} [(C_{SVur}^{(i)} v_r - C_{SVui}^{(i)} v_i) \cos v_i(l-z) + (C_{SVur}^{(i)} v_i + C_{SVui}^{(i)} v_r) \sin v_i(l-z)]
\end{aligned} \tag{57}$$

$$\begin{aligned}
r_{2r}^{(i)}(k, z, w) &= \frac{e^{-\gamma_r z}}{w} [(C_{Pdr}^{(i)} \gamma_r - C_{Pdi}^{(i)} \gamma_i) \cos \gamma_i z + (C_{Pdr}^{(i)} \gamma_i + C_{Pdi}^{(i)} \gamma_r) \sin \gamma_i z] + \\
&\frac{ke^{-v_r z}}{w} [C_{SVdr}^{(i)} \cos v_i z + C_{SVdi}^{(i)} \sin v_i z] + \\
&\frac{e^{-\gamma_r(l-z)}}{w} [(C_{Pur}^{(i)} \gamma_r - C_{Pui}^{(i)} \gamma_i) \cos \gamma_i(l-z) + (C_{Pur}^{(i)} \gamma_i + C_{Pui}^{(i)} \gamma_r) \sin \gamma_i(l-z)] + \\
&\frac{ke^{-v_r(l-z)}}{w} [C_{SVur}^{(i)} \cos v_i(l-z) + C_{SVui}^{(i)} \sin v_i(l-z)]
\end{aligned} \tag{58}$$

$$\begin{aligned}
r_{3r}^{(j)}(k, z, w) &= \frac{-ke^{-\gamma_r z}}{w} [(C_{Pdr}^{(j)} \gamma_r - C_{Pdi}^{(j)} \gamma_i) \cos \gamma_i z + (C_{Pdr}^{(j)} \gamma_i + C_{Pdi}^{(j)} \gamma_r) \sin \gamma_i z] + \\
&\frac{-e^{-v_r z}}{w} [(C_{SVdr}^{(j)} v_r^2 - C_{SVdr}^{(j)} v_i^2 - 2C_{SVdi}^{(j)} v_r v_i) \cos v_i z] + \\
&\frac{-e^{-v_r z}}{w} [(2C_{SVdr}^{(j)} v_r v_i + C_{SVdi}^{(j)} v_r^2 - C_{SVdi}^{(j)} v_i^2) \sin v_i z] + \\
&\frac{ke^{-\gamma_r(l-z)}}{w} [(C_{Pur}^{(j)} \gamma_r - C_{Pui}^{(j)} \gamma_i) \cos \gamma_i(l-z) + (C_{Pur}^{(j)} \gamma_i + C_{Pui}^{(j)} \gamma_r) \sin \gamma_i(l-z)] + \\
&\frac{e^{-v_r(l-z)}}{w} [(C_{SVur}^{(j)} v_r^2 - C_{SVur}^{(j)} v_i^2 - 2C_{SVui}^{(j)} v_r v_i) \cos v_i(l-z)] + \\
&\frac{e^{-v_r(l-z)}}{w} [(2C_{SVur}^{(j)} v_r v_i + C_{SVui}^{(j)} v_r^2 - C_{SVui}^{(j)} v_i^2) \sin v_i(l-z)]
\end{aligned} \tag{59}$$

$$\begin{aligned}
r_{4r}^{(j)}(k, z, w) = & \frac{-e^{-\gamma z}}{w} \left[(C_{Pdr}^{(j)} \gamma_r^2 - C_{Pdr}^{(j)} \gamma_i^2 - 2C_{Pdi}^{(j)} \gamma_r \gamma_i) \cos \gamma_i z \right] + \\
& \frac{-e^{-\gamma z}}{w} \left[(2C_{Pdr}^{(j)} \gamma_r \gamma_i + C_{Pdi}^{(j)} \gamma_r^2 - C_{Pdi}^{(j)} \gamma_i^2) \sin \gamma_i z \right] + \\
& \frac{-ke^{-\gamma_r z}}{w} \left[(C_{SVdr}^{(j)} v_r - C_{SVdi}^{(j)} v_i) \cos v_i z + (C_{SVdr}^{(j)} v_i + C_{SVdi}^{(j)} v_r) \sin v_i z \right] + \\
& \frac{-e^{-\gamma_r(l-z)}}{w} \left[(C_{Pur}^{(j)} \gamma_r^2 - C_{Pur}^{(j)} \gamma_i^2 - 2C_{Pui}^{(j)} \gamma_r \gamma_i) \cos \gamma_i(l-z) \right] + \\
& \frac{-e^{-\gamma_r(l-z)}}{w} \left[(2C_{Pur}^{(j)} \gamma_r \gamma_i + C_{Pui}^{(j)} \gamma_r^2 - C_{Pui}^{(j)} \gamma_i^2) \sin \gamma_i(l-z) \right] + \\
& \frac{-ke^{-\gamma_r(l-z)}}{w} \left[(C_{SVur}^{(j)} v_r - C_{SVui}^{(j)} v_i) \cos v_i(l-z) + (C_{SVur}^{(j)} v_i + C_{SVui}^{(j)} v_r) \sin v_i(l-z) \right]
\end{aligned} \tag{60}$$

Elastik, izotrop ve düşey yönde heterojen olan bir ortam için Rayleigh dalgalarına ait Lagrangian yoğunluğu aşağıdaki gibi yazılabilir (Aki ve Richards, 1980).

$$\langle L \rangle = \frac{1}{4} \rho w^2 (r_1^2 + r_2^2) - \frac{1}{4} \left[\lambda \left(kr_1 + \frac{dr_2}{dz} \right)^2 + \mu \left(\frac{dr_1}{dz} - kr_2 \right)^2 + 2\mu k^2 r_1^2 + 2\mu \left(\frac{dr_2}{dz} \right)^2 \right] \tag{61}$$

Cisim kuvvetleri ve yüzey gerilmeleri sıfır olduğunda Hamilton prensibine göre r_1 ve r_2 'deki küçük değişimler için $\langle L \rangle$ 'nin 0'dan $+\infty$ 'a integrali sabit olmalıdır.

$$\begin{aligned}
2 \int_0^{+\infty} \langle L \rangle dz = & \frac{w^2}{2} \int_0^{+\infty} \rho (r_1^2 + r_2^2) dz - \frac{k^2}{2} \int_0^{+\infty} [(\lambda + 2\mu)r_1^2 + \mu r_2^2] dz - k \int_0^{+\infty} \left[\lambda r_1 \frac{dr_2}{dz} - \mu r_2 \frac{dr_1}{dz} \right] dz \\
& - \frac{1}{2} \int_0^{+\infty} \left[(\lambda + 2\mu) \left(\frac{dr_2}{dz} \right)^2 + \mu \left(\frac{dr_1}{dz} \right)^2 \right] dz = w^2 I_1 - k^2 I_2 - k I_3 - I_4 = 0
\end{aligned} \tag{62}$$

$$I_1 = \frac{1}{2} \int_0^{+\infty} \rho (r_1^2 + r_2^2) dz$$

$$I_2 = \frac{1}{2} \int_0^{+\infty} [(\lambda + 2\mu)r_1^2 + \mu r_2^2] dz$$

$$I_3 = \int_0^{+\infty} \left[\lambda r_1 \frac{dr_2}{dz} - \mu r_2 \frac{dr_1}{dz} \right] dz$$

$$I_4 = \frac{1}{2} \int_0^{+\infty} \left[(\lambda + 2\mu) \left(\frac{dr_2}{dz} \right)^2 + \mu \left(\frac{dr_1}{dz} \right)^2 \right] dz$$

Burada I_1, I_2, I_3 ve I_4 Rayleigh dalgaları enerji integralleridir. $I_1, I_2, I_3, I_4, r_1, r_2, w, k, \mu, \lambda$ ve ρ 'daki küçük değişimler $\delta I_1, \delta I_2, \delta I_3, \delta I_4, \delta r_1, \delta r_2, \delta w, \delta k, \delta \mu, \delta \lambda$ ve $\delta \rho$ olarak ifade edilebilir.

(62) eşitliğinin sağ tarafında I_1, I_2, I_3, I_4, w ve k yerine $I_1 + \delta I_1, I_2 + \delta I_2, I_3 + \delta I_3, I_4 + \delta I_4, w + \delta w$ ve $k + \delta k$ koyup gerekli düzeltmeler yapılırsa enerji integralleri yardımıyla Rayleigh dalgası grup hızı (u) bağıntısı elde edilir.

$$U = \frac{\delta w}{\delta k} = \frac{I_2 \frac{I_3}{2k}}{c I_1} \quad (63)$$

(62) eşitliğinin sol tarafında $r_1, r_2, k, \mu, \lambda$ ve ρ yerine $r_1 + \delta r_1, r_2 + \delta r_2, k + \delta k, \lambda + \delta \lambda, \mu + \delta \mu$ ve $\rho + \delta \rho$ koyup gerekli düzeltmeler yapılırsa enerji integralleri yardımıyla Rayleigh dalgası faz hızı (c) bağıntısı belirlenir.

$$\left(\frac{\delta c}{c} \right)_w = \frac{1}{4k^2 U c I_1} \left\{ \int_0^{+\infty} \left(k r_1 + \frac{dr_2}{dz} \right)^2 \delta \lambda dz + \int_0^{+\infty} \left[2k^2 r_1^2 + 2 \left(\frac{dr_2}{dz} \right)^2 + \left(k r_2 - \frac{dr_1}{dz} \right)^2 \right] \delta \mu dz - \int_0^{+\infty} w^2 (r_1^2 + r_2^2) \delta \rho dz \right\} \quad (64)$$

Düşey heterojen bir ortama ait Green fonksiyonunun Rayleigh dalgası terimi ve faylanma tipi kaynak modellerine ait moment tensör bileşenleri kullanılarak ışınal doğrultudaki (x) ve düşey doğrultudaki (z) yüzey dalgası hareketi aşağıdaki bağıntı yardımıyla elde edilebilir (Saito, 1967).

$$U_{x,z}(x, z; w) = M_R(w) \frac{\partial}{\partial \xi_q} G^{Rayleigh}(x, z; \xi; w) \quad (65)$$

Tabakalı yarı-sonsuz bir ortam modeli için Green fonksiyonunun Rayleigh dalgası terimi (66) bağıntısında olduğu gibi yazılabilir (Aki ve Richards, 1980).

$$G^{RAYLEIGH} = \sum_n \frac{1}{8cUI_1} \mathbf{G}\Gamma x \left(\frac{2}{\pi k_n r} \right)^{1/2} \exp \left[i \left(k_n r + \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (66)$$

$$\mathbf{G}\Gamma = \begin{pmatrix} r_1(z)r_1(h)\cos^2\phi & r_1(z)r_1(h)\cos\phi\sin\phi & -ir_1(z)r_2(h)\cos\phi \\ r_1(z)r_1(h)\sin\phi\cos\phi & r_1(z)r_1(h)\sin^2\phi & -ir_1(z)r_2(h)\sin\phi \\ ir_2(z)r_1(h)\cos\phi & ir_2(z)r_1(h)\sin\phi & r_2(z)r_2(h) \end{pmatrix}$$

Rayleigh dalgaları için faylanma tipi bir kaynak modeline ait moment tensör bileşenleri aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\mathbf{M}_L = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \quad (67)$$

Sonuç olarak (65), (66) ve (67) bağıntıları kullanılarak tabakalı yarı-sonsuz bir ortamda faylanma tipi bir kaynak modeli için ışımsal (x) ve düşey (z) doğrultudaki Rayleigh dalgası hareketi aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$U_z^{RAYLEIGH}(x, w) = \sum_n \frac{r_2(z)}{8cUI_1} \left(\frac{2}{\pi k_n r} \right)^{1/2} \exp \left[i \left(k_n r + \frac{\pi}{4} \right) \right] x \Gamma_{rayleigh} \quad (68a)$$

$$U_r^{RAYLEIGH}(x, w) = \sum_n \frac{r_1(z)}{8cUI_1} \left(\frac{2}{\pi k_n r} \right)^{1/2} \exp \left[i \left(k_n r - \frac{\pi}{4} \right) \right] x \Gamma_{rayleigh} \quad (68b)$$

$$\Gamma_{rayleigh} = \left\{ k_n r_1(h) \left[M_{xx} \cos^2\phi + (M_{xy} + M_{yx}) \sin\phi \cos\phi + M_{yy} \sin^2\phi \right] + \right. \\ \left. i \frac{dr_1}{dz} \Big|_h \left[M_{xz} \cos\phi + M_{yz} \sin\phi \right] - ik_n r_2(h) \left[M_{zx} \cos\phi + M_{zy} \sin\phi \right] + \frac{dr_2}{dz} \Big|_h M_{zz} \right\}$$

2.1.2. Uygulamalar

Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci üç bileşen kayıtlar üzerinde kaydedilen yüzey dalgalarının ayrımlı hale getirilmesi amacıyla kullanılabilir. Bu süzgeç yer hareketinin bileşenleri arasındaki genlik oranları kullanılarak tasarlanabilir. Love ve Rayleigh dalga şekillerini etkileyen faktörler (basit ve karmaşık kaynak, fay geometrisi, yapı modeli, odak derinliği ve azimut, vs.) episantr uzaklığına bağlı olarak bileşenler arasındaki genlik oranlarını etkileyebilir. Bu bölümde yüzey dalgası ayırım

süzgecini episantr uzaklığına ($2200 \text{ km} \cong 20^0$ 'den küçük) bağlı olarak yeniden düzenlemek amacıyla ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri farklı model parametreleri için hesaplanan üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları yardımıyla irdelenmeye çalışılmıştır.

Yapay sismogram hesaplamaları yüzey dalgalarının kuramına göre belirlenen referans model (Tablo 1) ve bu model yardımıyla elde edilen yeni modeller kullanılarak yapılmıştır. Yüzey dalgası ayırım süzgeci hesaplamalarında üç bileşendeki genlikler maksimum genlik 1 olmak üzere indirgenerek kullanıldığı için genellikle elde edilen yapay sismogramlar üzerindeki genlikler 1'e indirgenerek sadece dalga şekli açısından çözümlenmiştir. Farklı durumlar için hesaplanan yapay sismogramlar yüzey dalgası ayırım süzgeci çözümlenmelerinde, düzenlemelerinde ve denemelerinde kullanılmıştır.

Tablo 1. Referans model (Osmanşahin, 1989'dan uyarlanmıştır).

Model Adı	Kalışık (km)	P-dalga hızı (km/sn)	S-dalga hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm^3)	Kalite Faktörü		Odak Parametreleri	
					Q_α	Q_β		
Referans Model (Osmanşahin 1989'dan uyarlanmıştır)	2.0	4.8	2.9	2.3	300	150	Kayma ($^\circ$)=	180
	4.0	5.5	3.3	2.5	250	125	Eğim ($^\circ$)=	90
	6.0	5.8	3.6	2.6	200	100	Doğrultu ($^\circ$)=	90
	10.0	6.2	3.9	2.8	150	75	Azimut ($^\circ$)=	180
	20.0	6.7	4.2	3.0	100	50	Kırılma Sayısı =	1
	∞	8.1	4.7	3.4	50	25	Odak Der. (km)=	10
							Episantr Uz. (km)=	1200

Üç bileşen sismogramlar üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri maddeler halinde yapılan hesaplamalar yardımıyla irdelenmiştir:

1- Yapay yer değiştirme sismogram hesaplamalarında kullanılan kaynak moment fonksiyonlarının irdelenmesi (Şekil 10, 11, 12 ve 13);

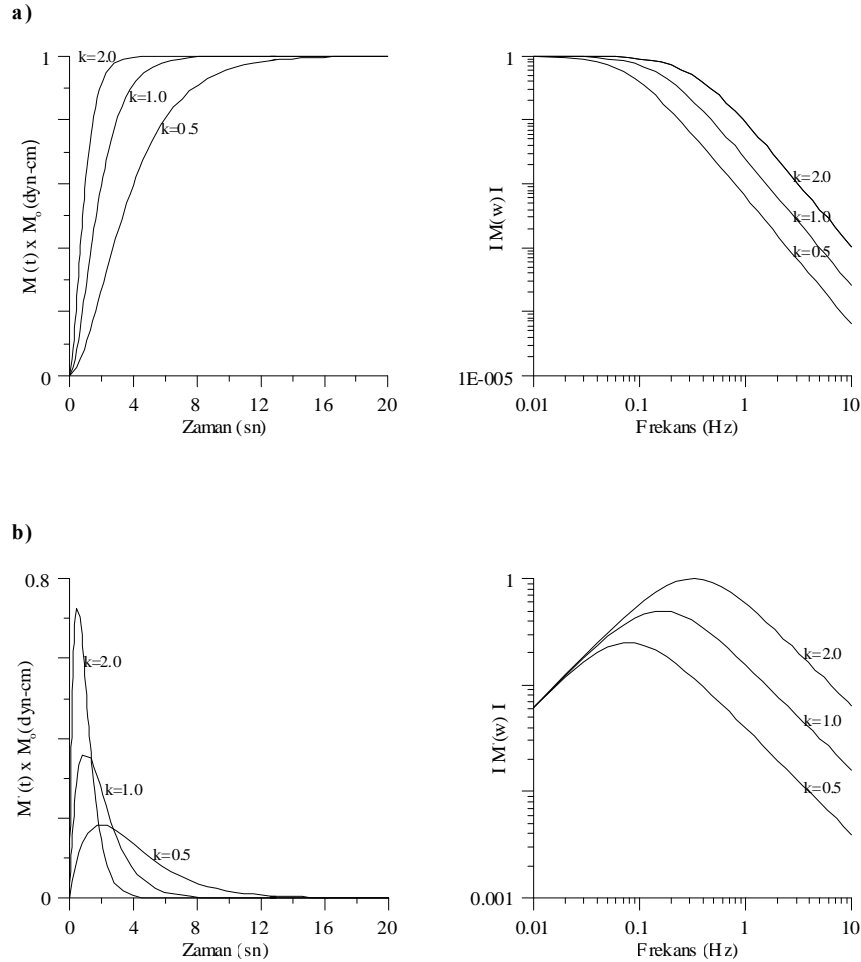
Yapay sismogram hesaplamalarında, Ohnaka (1973) tarafından önerilen kaynak moment fonksiyonları kullanılmıştır.

$$M(t) = M_0 [1 - (1 + kt)e^{-kt}], \quad M(w) = \frac{M_0 k^2}{(k + iw)^2} \quad (69)$$

$$M'(t) = M_0 k^2 t e^{-kt}, \quad M'(w) = \frac{M_0 i w k^2}{(k + iw)^2} \quad (70)$$

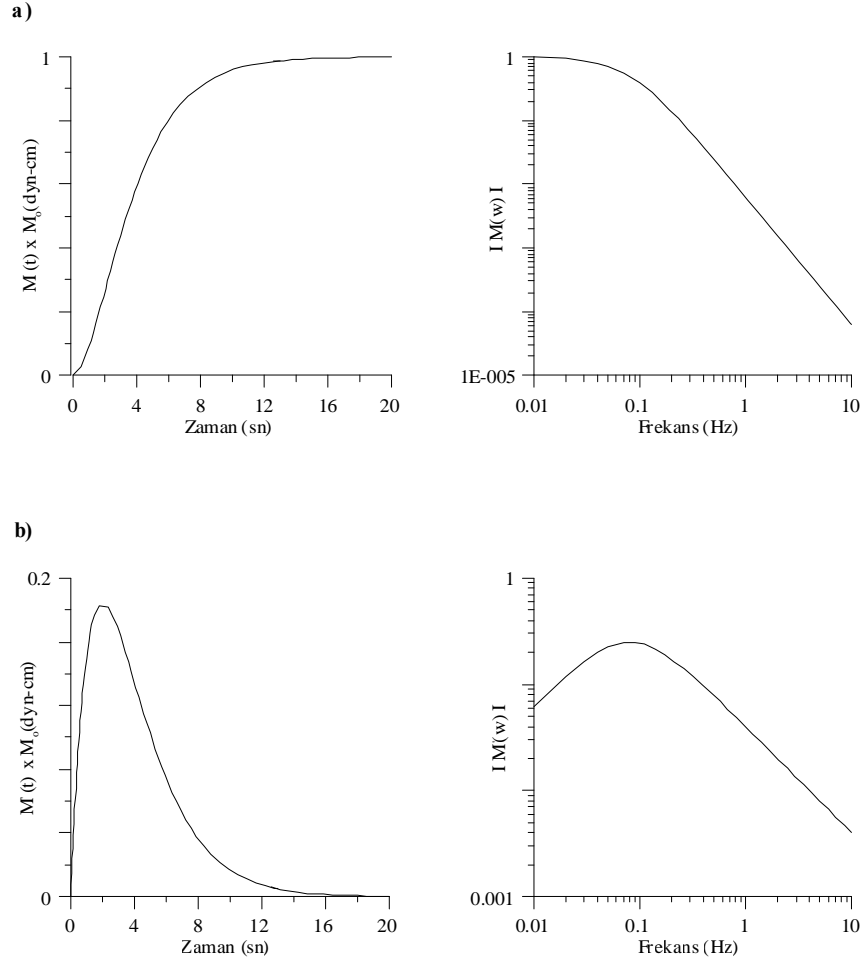
Burada M_0 kaynağın başlangıç momenti ve k kaynak moment fonksiyonu parametresi olarak ifade edilebilir. $M(t)$ ve $M(w)$ yakın alan yapay yer değiştirme sismogramlarının hesaplanmasında kullanılan kaynak moment zaman ve frekans fonksiyonları (69) olarak ifade edilebilir. $M'(t)$ ve $M'(w)$ uzak alan yapay yer değiştirme sismogramlarının hesaplanmasında kullanılan kaynak moment zaman ve frekans fonksiyonları (70) olup yakın alan yapay yer değiştirme sismogramları için tanımlanan kaynak moment fonksiyonlarının zamana ve frekansa göre türevlerinden elde edilebilirler.

Şekil 10'da $k=0.5, 1.0$ ve 2.0 için yakın ve uzak alan yapay yer değiştirme sismogram hesaplamalarında kullanılan kaynak moment fonksiyonları elde edilmiştir. Kaynağın, k büyüdükçe maksimum momente ulaşma süresinin kısaltıldığı ve frekans içeriğinin yüksek frekanslara doğru kaydığı görülebilir.



Şekil 10. $k=0.5, 1.0$ ve 2.0 için hesaplanmış a) Yakın alan ve b) Uzak alan yapay yer değiştirme sismogramları için kullanılan kaynak moment fonksiyonları ve genlik spektrumları.

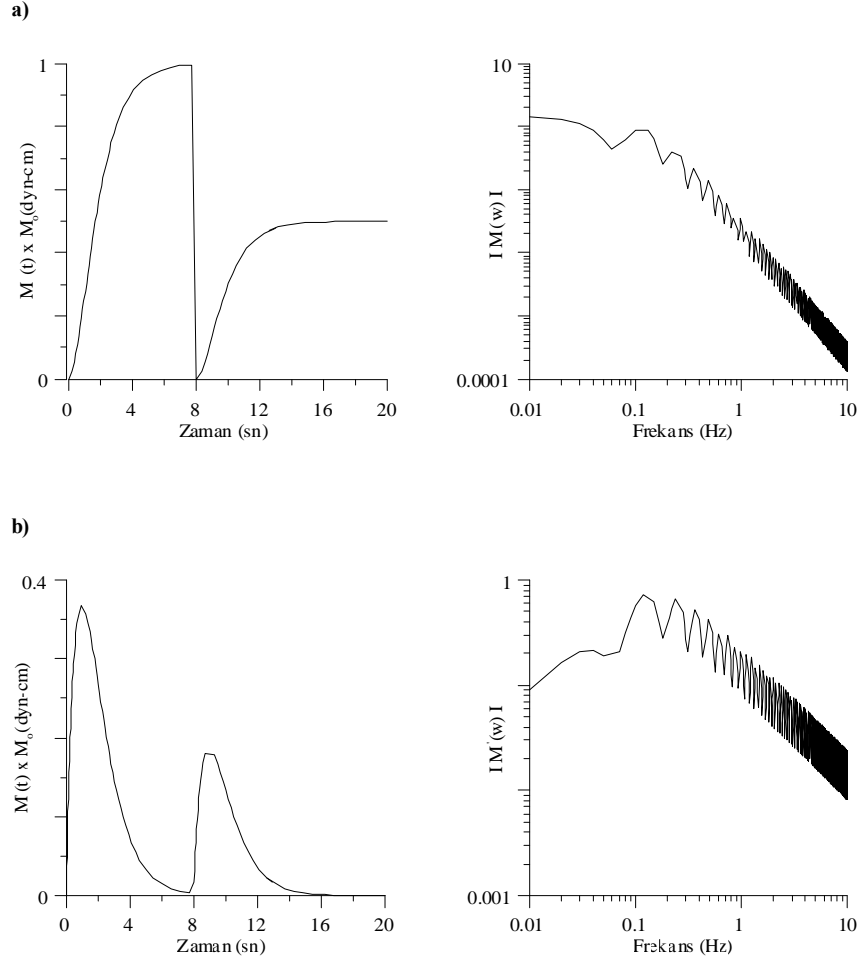
Şekil 11’de $k=0.5$ için yakın ve uzak alan yapay yer değiştirme sismogram hesaplamalarında kullanılan basit ve uzun kırılma süresine sahip kaynak moment fonksiyonları elde edilmiştir. Kaynağın, maksimum momente ulaşma süresinin yaklaşık olarak 10-12 sn’ye karşılık geldiği ve frekans içeriğinde düzgün bir değişimin hakim olduğu görülebilir.



Şekil 11. $k=0.5$ (maksimum momente ulaşma süresi $\cong 10-12$ sn) için hesaplanmış a) Yakın alan ve b) Uzak alan yapay yer değiştirme sismogramları için basit ve aynı zamanda uzun kırılma süresine sahip kaynak moment fonksiyonları ve genlik spektrumları.

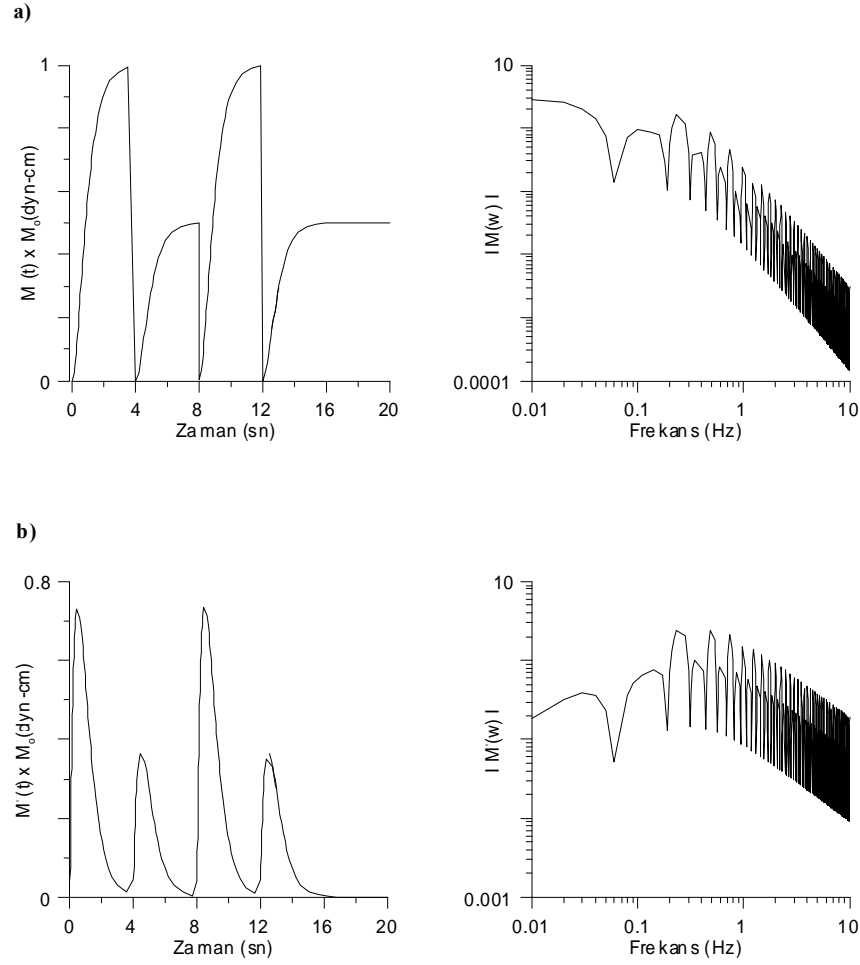
Şekil 12’de $k=1.0$ için yakın ve uzak alan yapay yer değiştirme sismogram hesaplamalarında kullanılan karmaşık (iki kırılma sayısı) ve uzun kırılma süresine sahip kaynak moment fonksiyonları elde edilmiştir. Karmaşık kaynak modellerinde her bir kırılma için maksimum momente ulaşma süreleri, yaklaşık olarak $k=1.0$ için 5-6 sn olup ardışık kırılma için farklı başlangıç momenti seçilmiştir. Basit bir kaynak ile kıyaslandığında karmaşık bir kaynağın, kırılma sayısı arttıkça düşük frekans içeriğinde

genliklerinin arttığı ve yüksek frekans içeriğinde ise karmaşık bir değişimin hakim olduğu görülebilir.



Şekil 12. $k=1.0$ (her bir kırılma için maksimum momente ulaşma süresi $\cong 5-6$ sn) için hesaplanmış a) Yakın alan ve b) Uzak alan yapay yer değiştirme sismogramları için karmaşık ve aynı zamanda uzun kırılma süresine sahip kaynak moment fonksiyonları ve genlik spektrumları.

Şekil 13'de ise $k=2.0$ için yakın ve uzak alan yapay yer değiştirme sismogram hesaplamalarında kullanılan karmaşık (iki'den daha fazla kırılma sayısı) ve uzun kırılma süresine sahip kaynak moment fonksiyonları elde edilmiştir. Karmaşık kaynak modellerinde her bir kırılma için maksimum momente ulaşma süreleri, yaklaşık olarak $k=2.0$ için 2-3 sn olup ardışık kırılmalar için farklı başlangıç momentleri seçilmiştir. Basit bir kaynak ile kıyaslandığında karmaşık bir kaynağın, kırılma sayısı arttıkça düşük frekans içeriğinde genliklerinin arttığı ve yüksek frekans içeriğinde ise karmaşık bir değişimin hakim olduğu görülebilir.

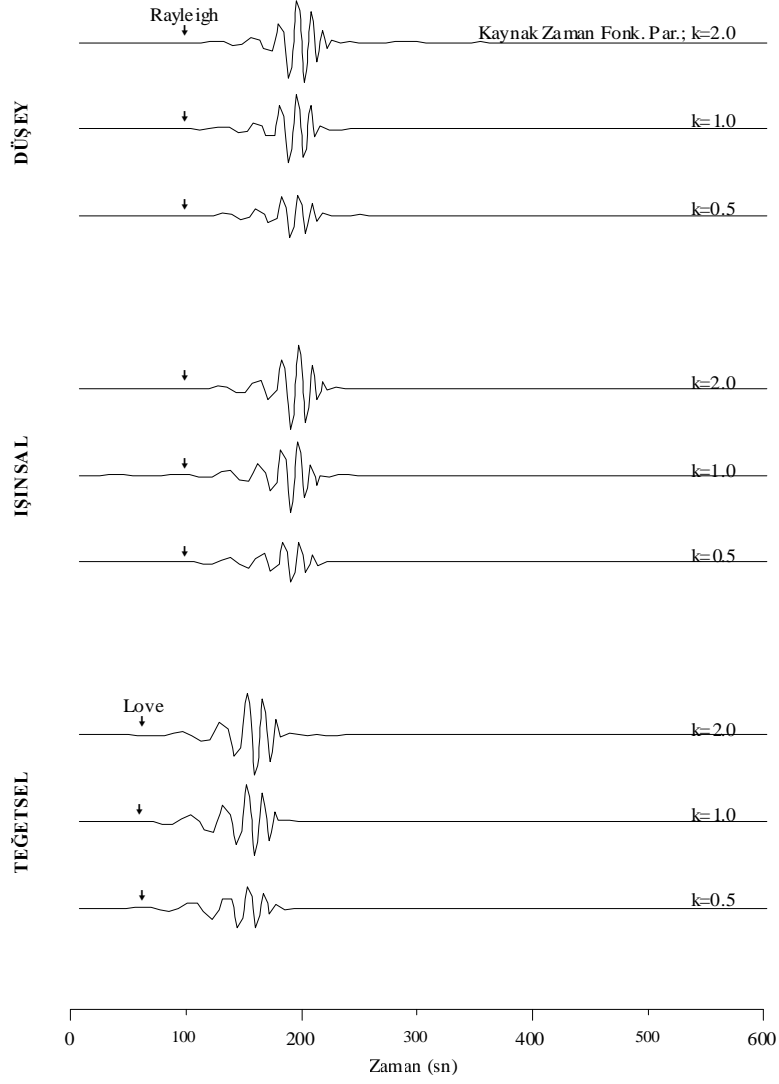


Şekil 13. $k=2.0$ (her bir kırılma için maksimum momente ulaşma süresi $\cong 2-3$ sn) için hesaplanmış a) Yakın alan ve b) Uzak alan yapay yer değiştirme sismogramları için karmaşık ve aynı zamanda uzun kırılma süresine sahip kaynak moment fonksiyonları ve genlik spektrumları.

2- Kaynak moment fonksiyonlarının üç bileşen yapay sismogramlar üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerine etkilerinin irdelenmesi (Şekil 14, 15, 16 ve 17);

Basit ve karmaşık kaynak mekanizmasının ve maksimum momente ulaşma süresinin ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri üzerindeki etkilerini çözümlmek amacıyla, episantr uzaklığına bağlı olarak farklı kırılma mekanizmalarını ve kırılma sürelerini ifade eden kaynak moment fonksiyonları kullanılarak üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları elde edilmiştir.

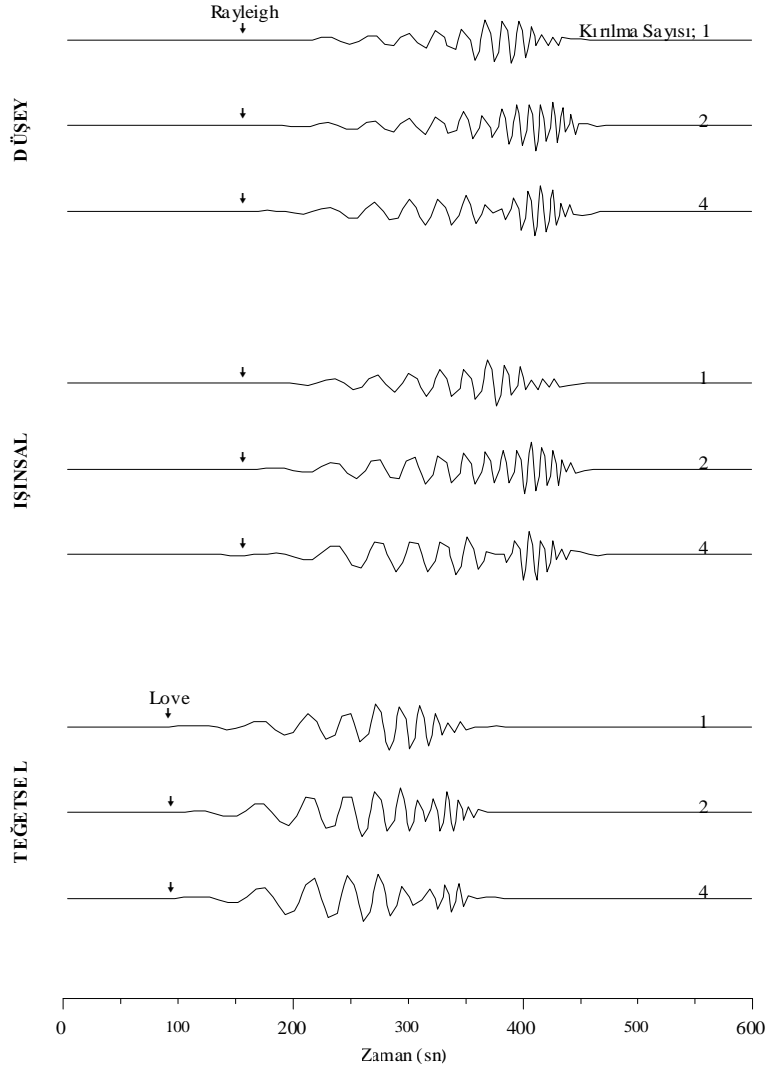
Şekil 14'deki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları 1200 km episantr uzaklığı için Tablo 1'de verilen referans model ve Şekil 10'da verilen basit kaynak moment fonksiyonları kullanılarak hesaplanmıştır.



Şekil 14. Basit kaynak moment fonksiyonları (Şekil 10) kullanılarak 1200 km episantr uzaklığında $k=0.5$, 1.0 ve 2.0 için elde edilen üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.

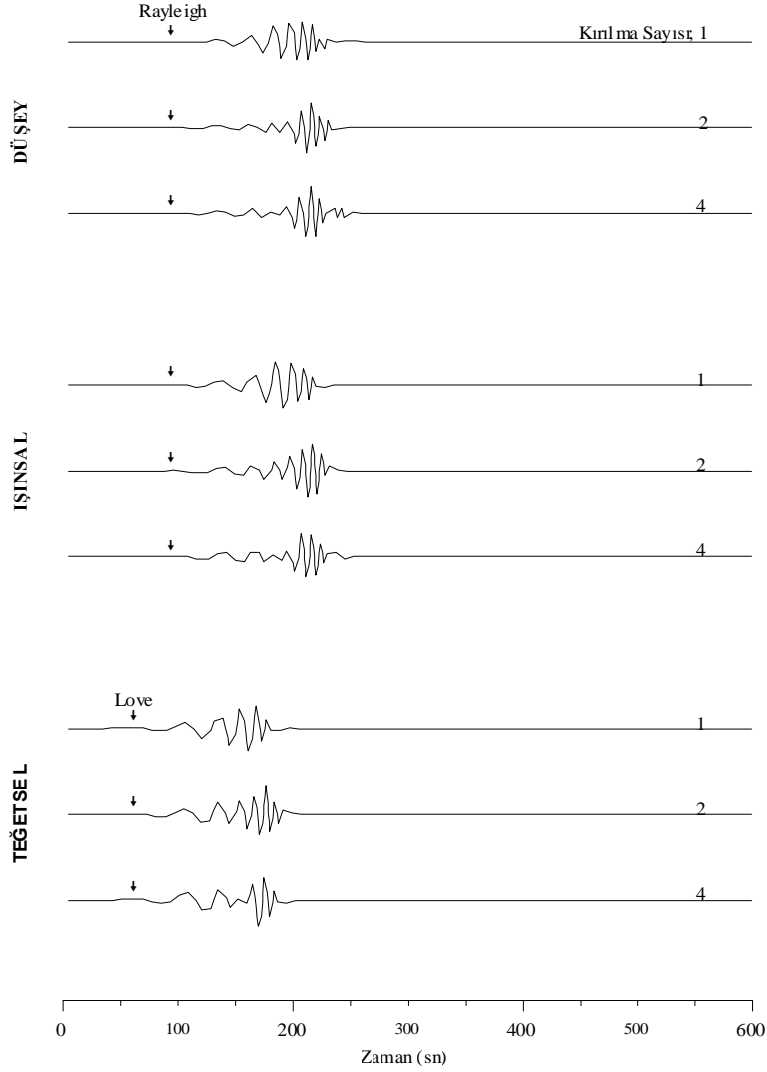
Her bir durum için ($k=0.5$, 1.0 ve 2.0) düşey, işımsal ve teğetsel bileşenler üzerindeki genlikler hesaplanan en büyük genlik değerine göre indirgenmiştir. Bileşenler üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinin genliklerinin, k büyüdükçe kaynağın maksimum momente ulaşma süresinin kısalmasına bağlı olarak küçük periyotlarda daha fazla olmak üzere arttığı görülebilir (Şekil 14).

Şekil 15, 16 ve 17'deki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları ise 2400, 1200 ve 600 km episantr uzaklıkları için Tablo 1'de verilen referans model ve Şekil 11, 12 ve 13'deki verilen basit ve karmaşık kaynak moment fonksiyonları kullanılarak hesaplanmıştır.



Şekil 15. $k=0.5$ için hesaplanmış basit, $k=1.0$ ve 2.0 için hesaplanmış karmaşık kaynak moment fonksiyonları (Şekil 11, 12 ve 13) kullanılarak 2400 km episantr uzaklığı için elde edilen üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.

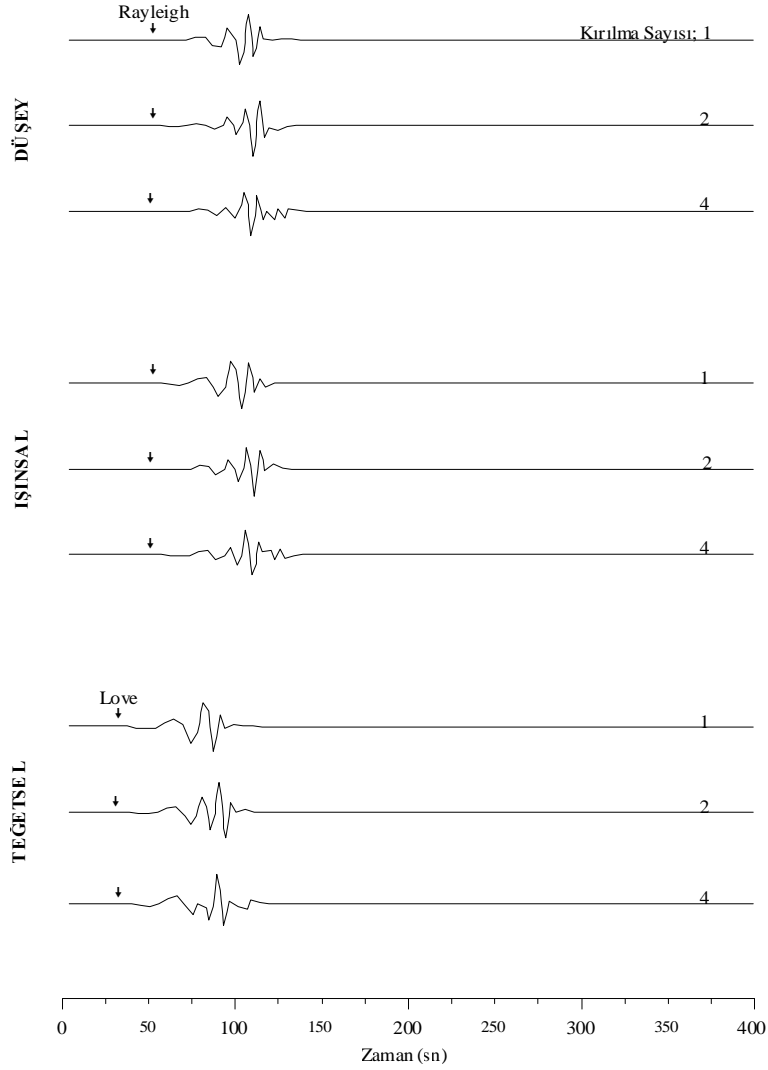
Episantr uzaklığına ve kırılma sayısına bağlı olarak yapay ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri elde edilmiştir. Aynı toplam kırılma süresine sahip basit kaynak modeli ile karmaşık kaynaklar kıyaslandığında, karmaşıklığı oluşturan ardışık kırılmaların sayısı arttıkça ve başlangıç momentleri değiştikçe ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinin bozulduğu görülebilir. Bozulma eğilimi artan kırılma sayısı ile birlikte, karmaşıklığın yapıcı girişimi ile yüzey dalgası şeklinin büyük periyodlu içeriğinin genliklerindeki artış, küçük periyodlarda gruplanma ve bozucu girişimi ile büyük periyodlardan küçük periyodlara geçişte dispersif dalga şeklinin süreksizliliği ile ifade edilebilir. Episantr uzaklığı küçüldükçe, karmaşıklığın yapıcı girişimi ile yüzey dalgası şeklinin büyük periyodlu



Şekil 16. $k=0.5$ için hesaplanmış basit, $k=1.0$ ve 2.0 için hesaplanmış karmaşık kaynak moment fonksiyonları (Şekil 11, 12 ve 13) kullanılarak 1200 km episantr uzaklığı için elde edilen üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.

içeriğinin genliklerinde meydana gelen artışın küçük periyodlara doğru kaydığı ve kaynak karmaşıklığının bozucu etkisi ile dispersif dalga şekli üzerindeki belirgin süreksizliğin ise büyük periyodlu içeriğin içinde gittikçe kaybolduğu görülmüştür (Şekil 15, 16 ve 17).

Episantr uzaklığına ve kırılma sayısına bağlı olarak hesaplanan üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları üzerinde kaynak modellerin toplam kırılma süreleri, kırılma sayıları, maksimum momente ulaşma süreleri, başlangıç momentlerine ve maksimum momente ulaşma sürelerine bağlı olarak ardışık kırılmaların biçimi ana mod Love ve Rayleigh dalgalarının dispersif dalga şekillerini bozduğu söylenebilir.



Şekil 17. $k=0.5$ için hesaplanmış basit, $k=1.0$ ve 2.0 için hesaplanmış karmaşık kaynak moment fonksiyonları (Şekil 11, 12 ve 13) kullanılarak 600 km episantr uzaklığı için elde edilen üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.

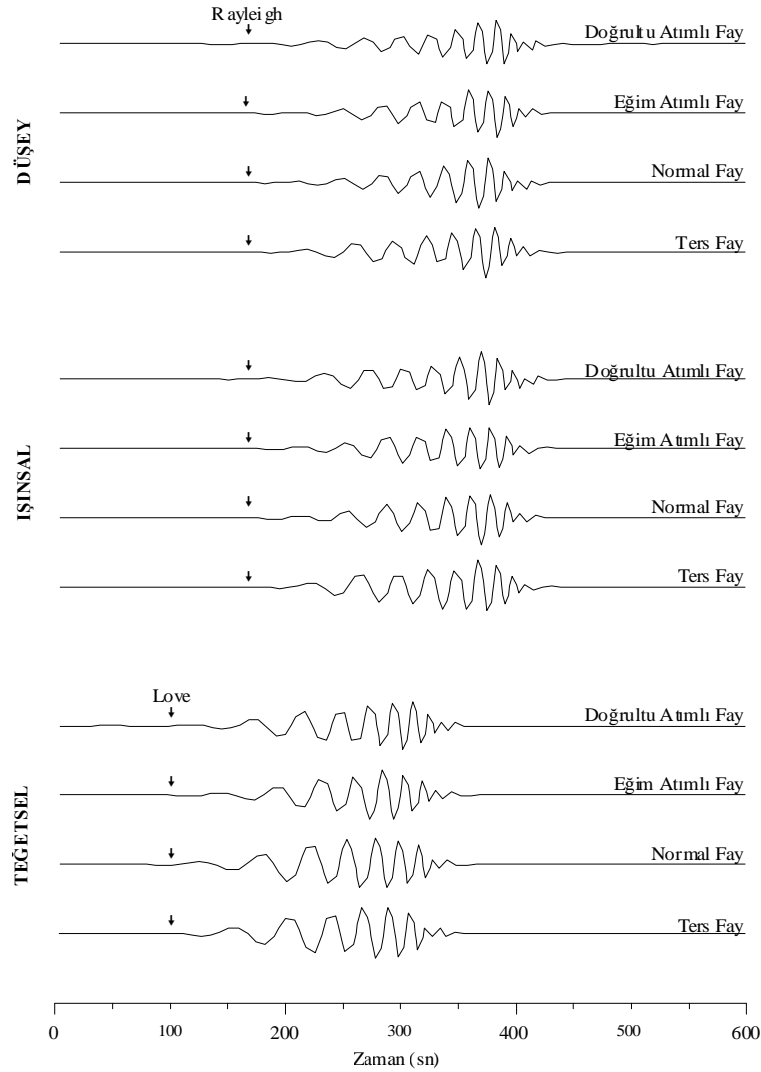
3- Fay geometrisinin üç bileşen yapay sismogramlar üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerine etkilerinin irdelenmesi (Şekil 18, 19 ve 20);

Fay geometrisinin ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerine etkilerini çözümlenmek amacıyla farklı fay modelleri (Tablo 2) için yapay sismogramlar elde edilmiştir. Fay geometrisi, odak derinliği, episantr uzaklığı, azimut, vs. düşey, ışınsal ve teğetsel bileşenlerdeki genlik değerlerini değiştirebilir. Hesaplanan üç bileşen yapay sismogramlar için 1'e indirgenen genlik değerleri kullanılarak sadece dispersif dalga şekli açısından irdelenmiştir.

Tablo 2. Farklı fay modelleri.

Fay Modeli	Kayma (λ^0)	Eğim (δ^0)	Doğrultu (θ^0)	Azimet (Az^0)
Doğrultu Atımlı Fay	180	90	90	180
Eğim Atımlı Fay	270	90	90	180
Normal Fay	270	45	90	180
Ters Fay	45	45	90	180

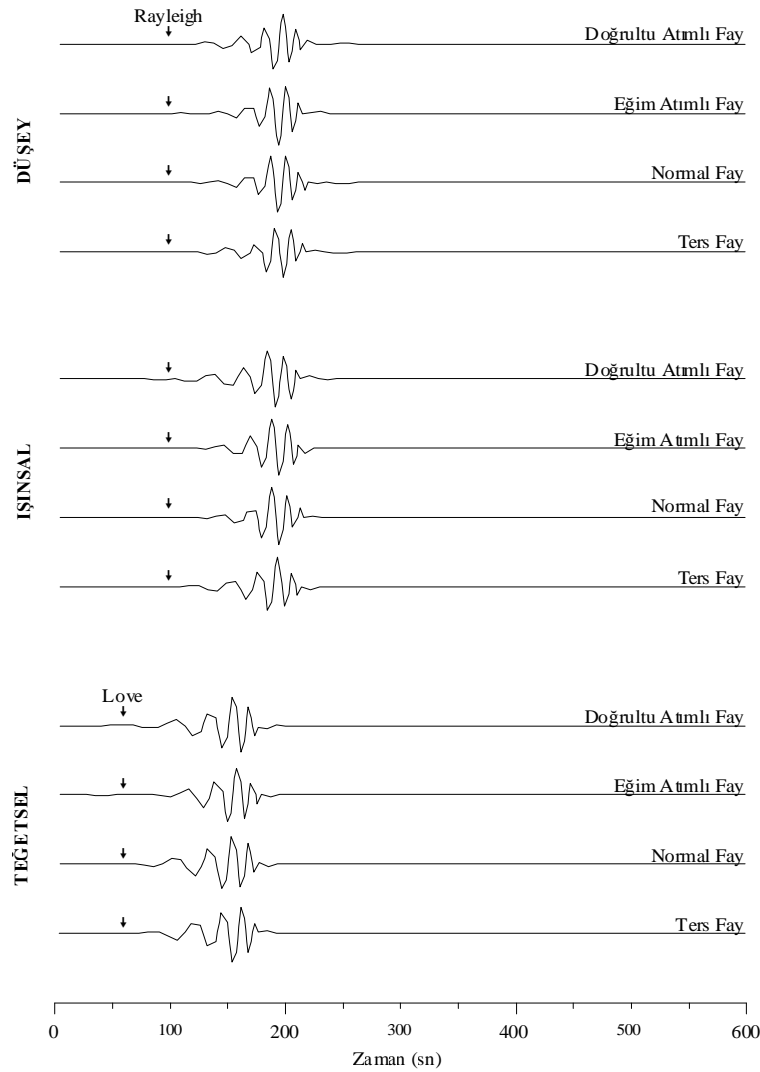
Şekil 18'deki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları basit bir kaynak moment fonksiyonu (Şekil 11), Tablo 1'de verilen referans model, Tablo 2'deki fay modelleri kullanılarak 2400 km episantr uzaklığı için elde edilmiştir.



Şekil 18. Doğrultu Atımlı Fay, Eğim Atımlı Fay, Normal Fay ve Ters Fay modelleri için 2400 km episantr uzaklığında hesaplanmış üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.

Üç bileşen yapay sismogramlar üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalgaları, dispersif dalga şekilleri açısından değerlendirildiğinde değişen fay modellerinden (Tablo 2) çok fazla etkilenmedikleri ve birbirleri ile kıyaslandığında dalga şekilleri polaritelerinin değiştiği görülmüştür (Şekil 18).

Şekil 19'daki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları basit bir kaynak moment fonksiyonu (Şekil 11), Tablo 1'de verilen referans model, Tablo 2'deki fay modelleri kullanılarak 1200 km episantr uzaklığı için elde edilmiştir.

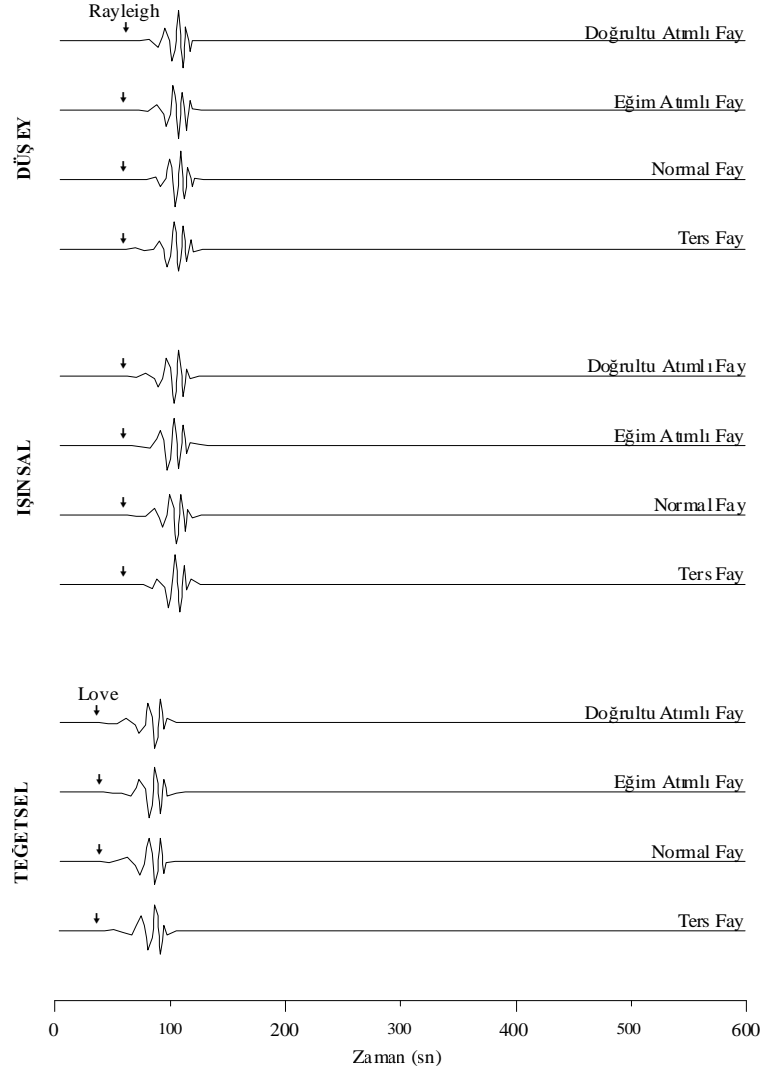


Şekil 19. Doğrultu Atımlı Fay, Eğim Atımlı Fay, Normal Fay ve Ters Fay için 1200 km episantr uzaklığında hesaplanmış üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.

Üç bileşen yapay sismogramlar üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalgaları, dispersif dalga şekilleri açısından değerlendirildiğinde, Şekil 18'de olduğu gibi değişen fay

modellerinden (Tablo 2) çok fazla etkilenmedikleri ve birbirleri ile kıyaslandığında dalga şekilleri polaritelerinin değiştiği görülmüştür (Şekil 19).

Şekil 20'deki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları basit bir kaynak moment fonksiyonu (Şekil 11), Tablo 1'de verilen referans model, Tablo 2'deki fay modelleri kullanılarak 1200 km episantr uzaklığı için elde edilmiştir.

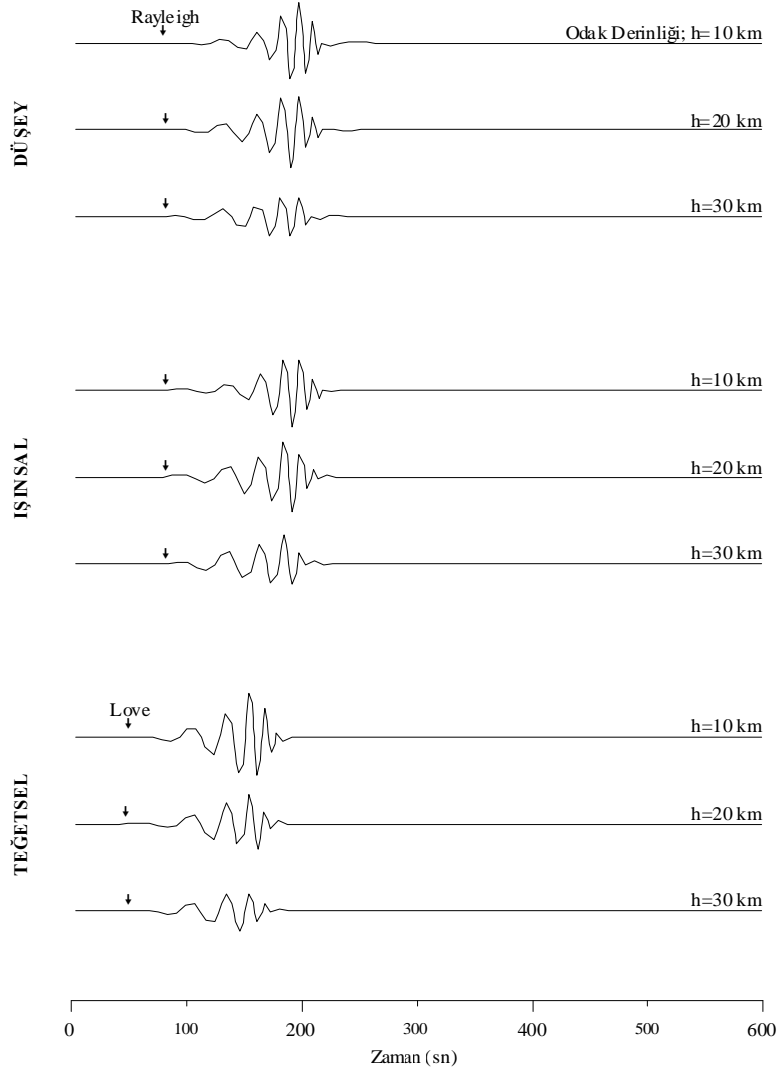


Şekil 20. Doğrultu Atımlı Fay, Eğim Atımlı Fay, Normal Fay ve Ters Fay için 600 km episantr uzaklığında hesaplanmış üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.

Üç bileşen yapay sismogramlar üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalgaları, dispersif dalga şekilleri açısından değerlendirildiğinde, Şekil 18 ve 19'da olduğu gibi değişen fay modellerinden (Tablo 2) çok fazla etkilenmedikleri ve birbirleri ile kıyaslandığında dalga şekilleri polaritelerinin değiştiği görülmüştür (Şekil 20).

4- Odak derinliğinin üç bileşen yapay sismogramlar üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerine etkilerinin irdelenmesi (Şekil 21);

Şekil 21'deki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları basit bir kaynak moment fonksiyonu (Şekil 11), Tablo 1'de verilen referans model kullanılarak 1200 km episantr uzaklığında 10, 20 ve 30 km odak derinlikleri için hesaplanmıştır.



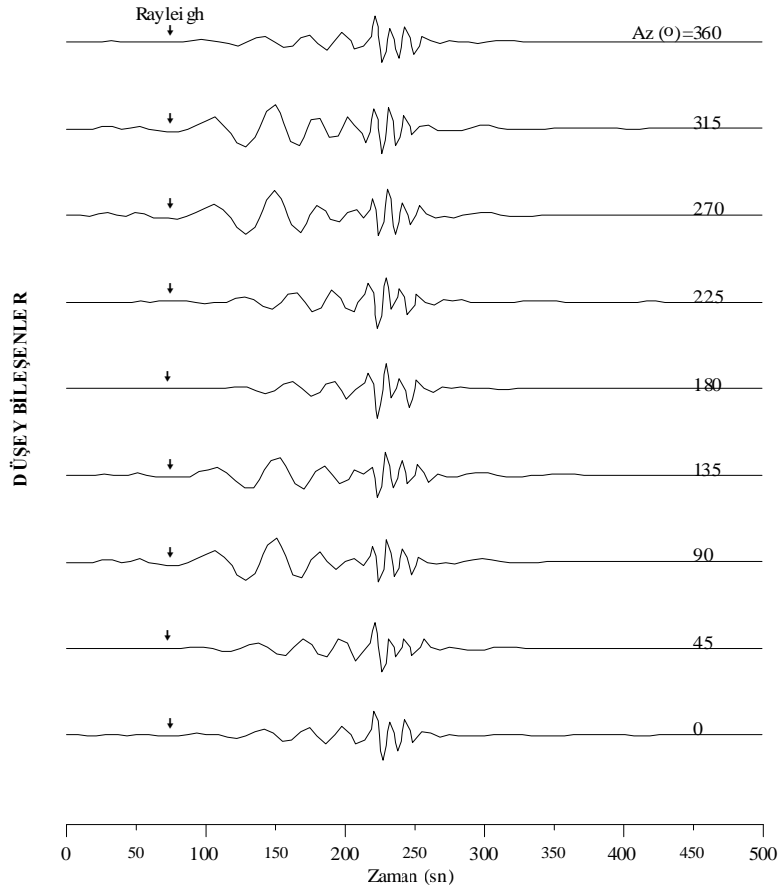
Şekil 21. Doğrultu Atımlı Fay modeli için 1200 km episantr uzaklığında h=10, 20 ve 30 km odak derinliklerinde hesaplanmış üç bileşen yapay sismogramlardaki değişimler.

Şekil 21'de odak derinliği arttıkça dalga şeklinin yüksek frekans içeriğini kaybetme eğiliminde olduğu görülebilir. Bu durum, sığ derinliğe sahip deprem kaynaklarının yüzey dalgası oluşumuna derin olanlara göre daha fazla katkı sağladığı ve artan derinlikle soğrulan yüksek frekanslar nedeniyle sinyalin daha çok büyük periyod içeriğini koruma eğiliminde olduğu şeklinde açıklanabilir.

5- Azimut açısındaki değişimlerin üç bileşen yapay sismogramlar üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerine etkilerinin irdelenmesi (Şekil 22, 23 ve 24);

Fay geometrisine bağlı olarak azimut değişimin ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri üzerindeki etkilerini çözümlmek amacıyla yapı ve odak parametreleri bakımından en karmaşık olan Model 9 (Tablo 3) seçilmiştir. Hız yapısındaki belirsizlikler, karmaşık kaynak fonksiyonu ve azimut hesaplamalarda düşey ve ışınsal bileşenler üzerinde orta peryodlu küçük salınımlara neden olmuştur. Elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar için 1'e indirgenen genlik değerleri kullanılarak sadece dispersif dalga şekli açısından irdeleme yapılmıştır.

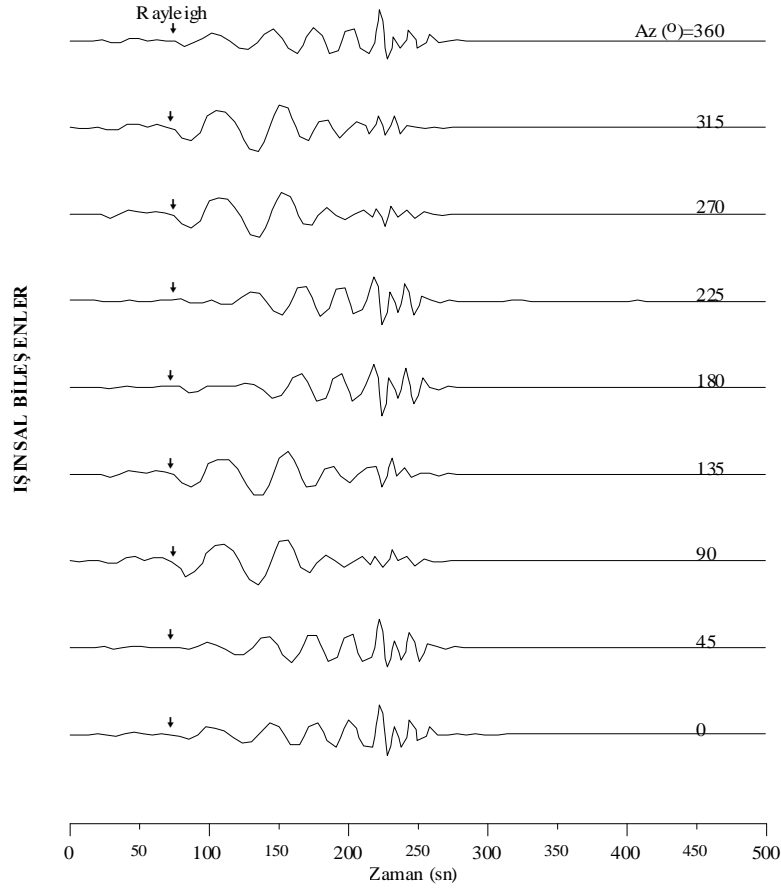
Şekil 22'deki düşey bileşen yapay yer değiştirme sismogramları karmaşık bir kaynak moment fonksiyonu (Şekil 13) ve Tablo 3'de verilen Model 9'a ait yapı ve odak parametreleri kullanılarak 1200 km episantr uzaklığında 0° , 45° , 90° , 135° , 180° , 225° , 270° , 315° ve 360° azimut açılıarı için elde edilmiştir.



Şekil 22. Tablo 3'de verilen Model 9 için hesaplanmış düşey bileşen yapay sismogramların azimuta göre değişimleri.

Düsey bileşenler üzerindeki ana mod Rayleigh dalga şekilleri incelendiğinde azimut açısına bağlı olarak dalga şekillerinin polaritelerinin değiştiği ve dalga şekillerinin büyük peryod içeriklerinin genliklerinde belirgin artışların olduğu görülebilir. Bu durum değişen azimutla birlikte kullanılan fay geometrisine bağlı olarak kayma açısı ve fay düzlemi eğiminin oluşan ana mod Rayleigh dalgası üzerine etkisi ile açıklanabilir (Şekil 22).

Şekil 23'deki ışımsal bileşen yapay yer değiştirme sismogramları karmaşık bir kaynak moment fonksiyonu (Şekil 13) ve Tablo 3'de verilen Model 9'a ait yapı ve odak parametreleri kullanılarak 1200 km episantr uzaklığında 0° , 45° , 90° , 135° , 180° , 225° , 270° , 315° ve 360° azimut açıları için elde edilmiştir.

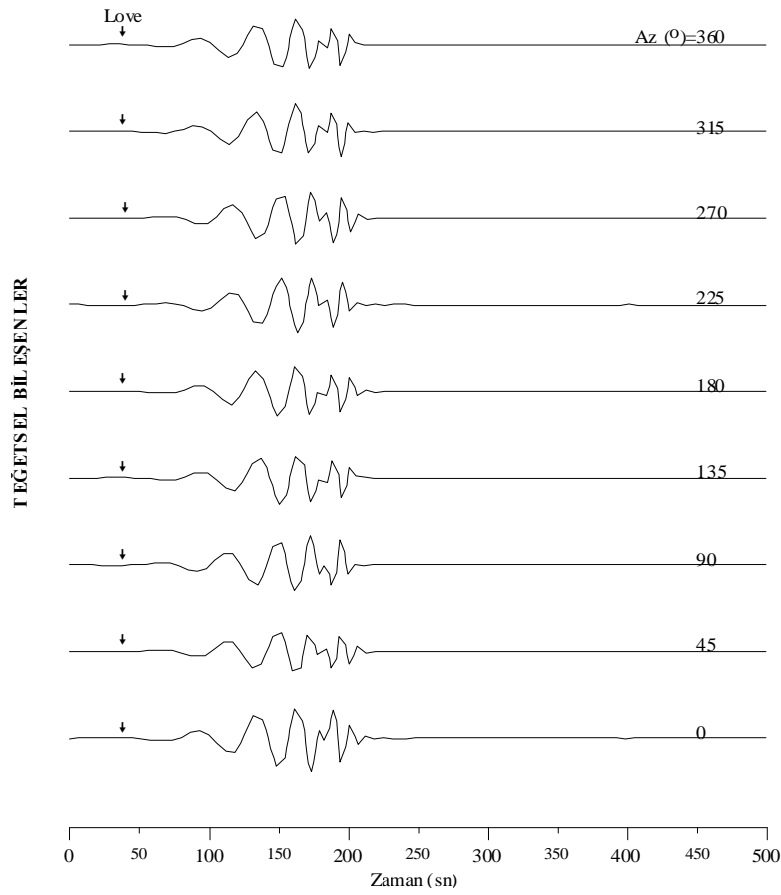


Şekil 23. Tablo 3'de verilen Model 9 için hesaplanmış ışımsal bileşen yapay sismogramların azimuta göre değişimleri.

Şekil 23'de ışımsal bileşenler üzerindeki ana mod Rayleigh dalga şekilleri incelendiğinde, Şekil 22'de olduğu gibi azimut açısına bağlı olarak dalga şekillerinin polaritelerinin değiştiği ve dalga şekillerinin büyük peryod içeriklerinin genliklerinde belirgin artışların olduğu görülebilir. Bu durum da değişen azimutla birlikte kullanılan fay geometrisine bağlı

olarak kayma açısı ve fay düzlemi eğiminin oluşan ana mod Rayleigh dalgası üzerine etkisi ile açıklanabilir.

Şekil 24'deki teğetsel bileşen yapay yer değiştirme sismogramları karmaşık bir kaynak moment fonksiyonu (Şekil 13) ve Tablo 3'de verilen Model 9'a ait yapı ve odak parametreleri kullanılarak 1200 km episantr uzaklığında 0° , 45° , 90° , 135° , 180° , 225° , 270° , 315° ve 360° azimut açıları için elde edilmiştir. Teğetsel bileşen üzerindeki ana mod Love dalga şekilleri birbirleri ile kıyaslandığında, sadece dalga şekilleri polaritelerinin değiştiği görülebilir.



Şekil 24. Tablo 3'de verilen Model 9 için hesaplanmış teğetsel bileşen yapay sismogramların azimuta göre değişimleri.

6- Yapı ve faylanma modelinin üç bileşen yapay sismogramlar üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerine etkilerinin irdelenmesi (Şekil 26, 27 ve 28);

Yapı ve faylanma modellerinin ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri üzerindeki etkilerini çözümlenmek amacıyla, Referans Model (Tablo 1) kullanılarak değişik dalga şekilleri üreten farklı yapı (Şekil 25) ve odak parametreleri için Tablo 3'deki deneme modelleri elde edilmiştir.

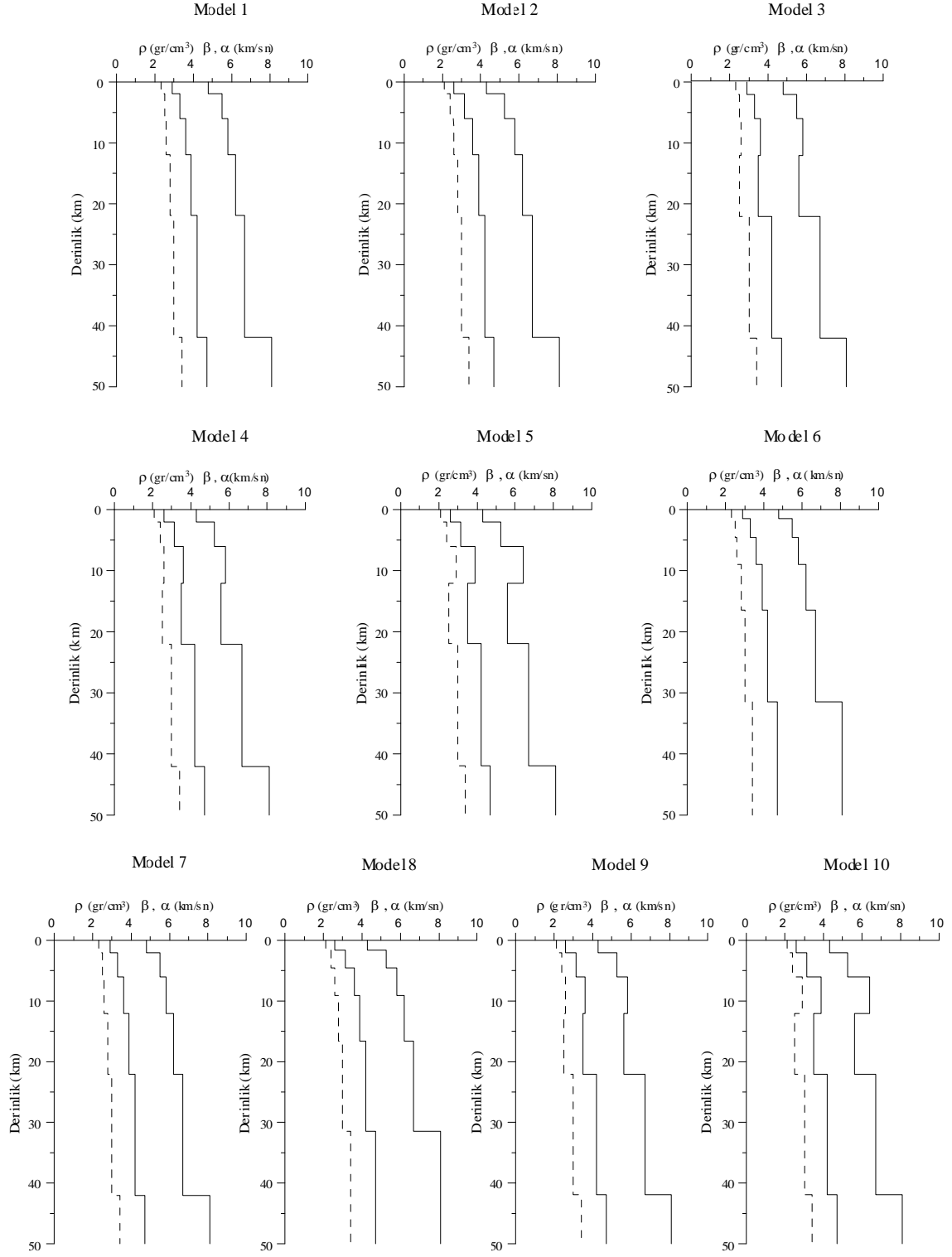
Tablo 3. Üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramlarının (Şekil 26, 27 ve 28) hesaplamalarında kullanılan model parametreleri.

Model Adı	Kalınlık (km)	P-dalga hızı (km/sn)	S-dalga hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)	Kalite Faktörü		Odak Parametreleri	
					Q _α	Q _β		
Model 1	2.0	4.8	2.9	2.3	300	150	Kayma (°)= 180 Eğim (°)= 90 Doğrultu (°)= 90 Azimut (°)= 180 Kırılma Sayısı = 1 Odak Der. (km)= 10 Episantr Uz. (km)= 1200	
	4.0	5.5	3.3	2.5	250	125		
	6.0	5.8	3.6	2.6	200	100		
	10.0	6.2	3.9	2.8	150	75		
	20.0	6.7	4.2	3.0	100	50		
	∞	8.1	4.7	3.4	50	25		
Model 2	2.0	4.3	2.6	2.1	300	150	Kayma (°)= 180 Eğim (°)= 90 Doğrultu (°)= 90 Azimut (°)= 180 Kırılma Sayısı = 1 Odak Der. (km)= 10 Episantr Uz. (km)= 1200	
	4.0	5.25	3.15	2.4	250	125		
	6.0	5.8	3.6	2.6	200	100		
	10.0	6.2	3.9	2.8	150	75		
	20.0	6.7	4.2	3.0	100	50		
	∞	8.1	4.7	3.4	50	25		
Model 3	2.0	4.8	2.9	2.3	300	150	Kayma (°)= 180 Eğim (°)= 90 Doğrultu (°)= 90 Azimut (°)= 180 Kırılma Sayısı = 1 Odak Der. (km)= 10 Episantr Uz. (km)= 1200	
	4.0	5.5	3.3	2.5	250	125		
	6.0	5.8	3.6	2.6	200	100		
	10.0	5.6	3.5	2.5	150	75		
	20.0	6.7	4.2	3.0	100	50		
	∞	8.1	4.7	3.4	50	25		
Model 4	2.0	4.3	2.6	2.1	300	150	Kayma (°)= 180 Eğim (°)= 90 Doğrultu (°)= 90 Azimut (°)= 180 Kırılma Sayısı = 1 Odak Der. (km)= 10 Episantr Uz. (km)= 1200	
	4.0	5.25	3.15	2.4	250	125		
	6.0	5.8	3.6	2.6	200	100		
	10.0	5.6	3.5	2.5	150	75		
	20.0	6.7	4.2	3.0	100	50		
	∞	8.1	4.7	3.4	50	25		
Model 5	2.0	4.3	2.6	2.1	300	150	Kayma (°)= 180 Eğim (°)= 90 Doğrultu (°)= 90 Azimut (°)= 180 Kırılma Sayısı = 1 Odak Der. (km)= 10 Episantr Uz. (km)= 1200	
	4.0	5.25	3.15	2.4	250	125		
	6.0	6.4	3.9	2.9	200	100		
	10.0	5.6	3.5	2.5	150	75		
	20.0	6.7	4.2	3.0	100	50		
	∞	8.1	4.7	3.4	50	25		

Tablo 3'ün devamı.

Model Adı	Kalınlık (km)	P-dalga hızı (km/sn)	S-dalga hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)	Kalite Faktörü		Odak Parametreleri	
					Q _α	Q _β		
Model 6	1.5	4.8	2.9	2.3	300	150	Kayma (°)= 180 Eğim (°)= 90 Doğrultu (°)= 90 Azimut (°)= 180 Kırılma Sayısı = 1 Odak Der. (km)= 10 Episantr Uz. (km)= 1200	
	3.0	5.5	3.3	2.5	250	125		
	4.5	5.8	3.6	2.6	200	100		
	7.5	6.2	3.9	2.8	150	75		
	15.0	6.7	4.2	3.0	100	50		
	∞	8.1	4.7	3.4	50	25		
Model 7	2.0	4.8	2.9	2.3	225	112.5	Kayma (°)= 180 Eğim (°)= 90 Doğrultu (°)= 90 Azimut (°)= 180 Kırılma Sayısı = 1 Odak Der. (km)= 10 Episantr Uz. (km)= 1200	
	4.0	5.5	3.3	2.5	187.5	93.75		
	6.0	5.8	3.6	2.6	150	75		
	10.0	6.2	3.9	2.8	112.5	56.25		
	20.0	6.7	4.2	3.0	75	37.5		
	∞	8.1	4.7	3.4	37.5	18.75		
Model 8	1.5	4.3	2.6	2.1	300	150	Kayma (°)= 180 Eğim (°)= 90 Doğrultu (°)= 90 Azimut (°)= 180 Kırılma Sayısı = 1 Odak Der. (km)= 10 Episantr Uz. (km)= 1200	
	3.0	5.25	3.15	2.4	250	125		
	4.5	5.8	3.6	2.6	200	100		
	7.5	6.2	3.9	2.8	150	75		
	15.0	6.7	4.2	3.0	100	50		
	∞	8.1	4.7	3.4	50	25		
Model 9	2.0	4.3	2.6	2.1	300	150	Kayma (°)= 45 Eğim (°)= 45 Doğrultu (°)= 90 Azimut (°)= 45 Kırılma Sayısı = 4 Odak Der. (km)= 10 Episantr Uz. (km)= 1200	
	4.0	5.25	3.15	2.4	250	125		
	6.0	5.8	3.6	2.6	200	100		
	10.0	5.6	3.5	2.5	150	75		
	20.0	6.7	4.2	3.0	100	50		
	∞	8.1	4.7	3.4	50	25		
Model 10	2.0	4.3	2.6	2.1	300	150	Kayma (°)= 180 Eğim (°)= 90 Doğrultu (°)= 90 Azimut (°)= 45 Kırılma Sayısı = 4 Odak Der. (km)= 10 Episantr Uz. (km)= 1200	
	4.0	5.25	3.15	2.4	250	125		
	6.0	6.4	3.9	2.9	200	100		
	10.0	5.6	3.5	2.5	150	75		
	20.0	6.7	4.2	3.0	100	50		
	∞	8.1	4.7	3.4	50	25		

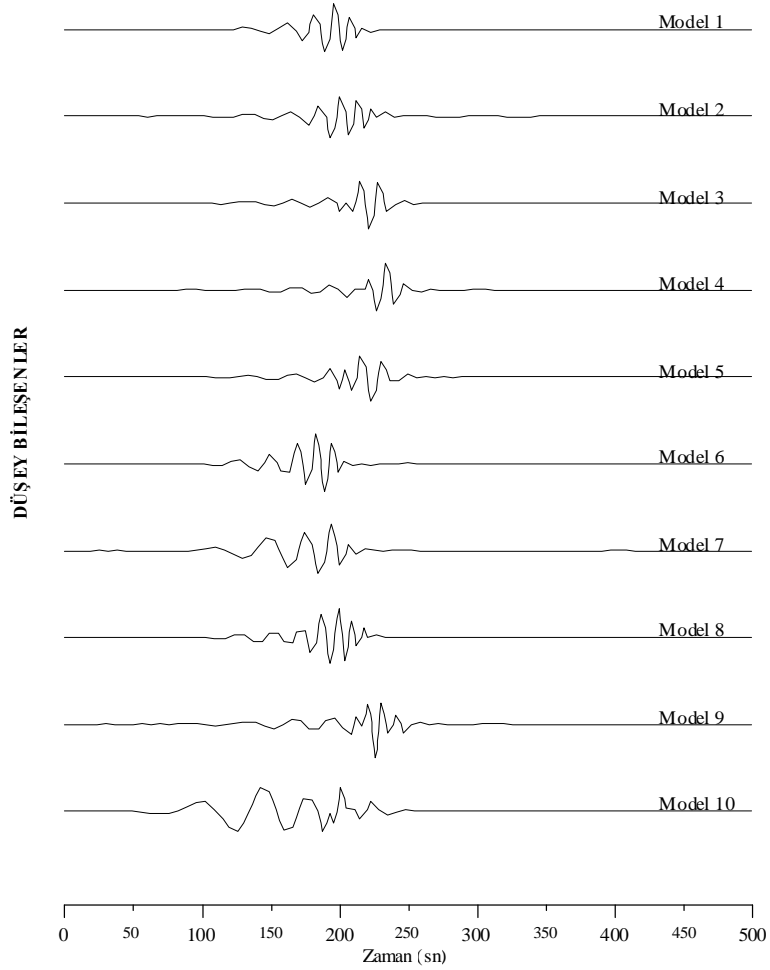
Tablo 3’de verilen modellere ait fiziksel parametrelerin (P-dalga hızı, S-dalga hızı ve yoğunluk) derinlikle değişimleri Şekil 25’de gösterilmiştir.



Şekil 25. Tablo 3’de verilen modellere ait yoğunluk (kesikli çizgi) ve hız (kesiksiz çizgi) değerlerinin derinlikle değişimleri.

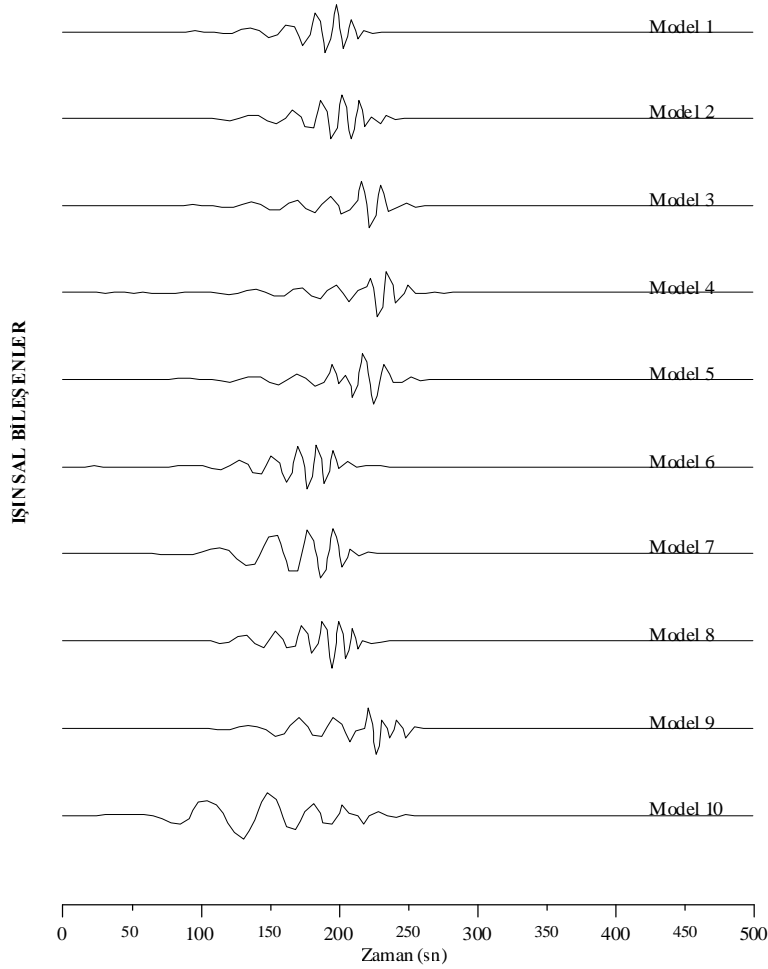
Tablo 3’de verilen yapı (Şekil 25) ve kaynak modelleri kullanılarak Şekil 26, 27 ve 28’deki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları hesaplanmıştır. Hesaplamalar sonucunda bileşenler üzerinde 1’e indirgenen genlikler kullanılarak sadece ana mod yüzey dalgası şekli açısından irdeleme yapılmıştır.

Yüzeye yakın düşük tabaka hızları ve yoğunlukları, her üç bileşendeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinin açılarak uzamasına ve daha geç gelmesine neden olmuştur (Model 2). Düşük hız zonu etkisiyle her üç bileşendeki ana mod yüzey dalgası şekilleri üzerinde varış zamanlarına göre büyük, küçük ve orta periyodlu varışların sıralandığı ve dalga treninin daha geç geldiği görülmüştür (Model 3). Yüzeye yakın düşük tabaka hızları, yoğunlukları ve düşük hız zonu her üç bileşen üzerindeki ana mod yüzey dalgası şekilleri üzerinde, Model 2 ve Model 3 için elde edilen dalga şekillerinde meydana gelen değişimlerin toplamına neden olmuştur (Model 4).

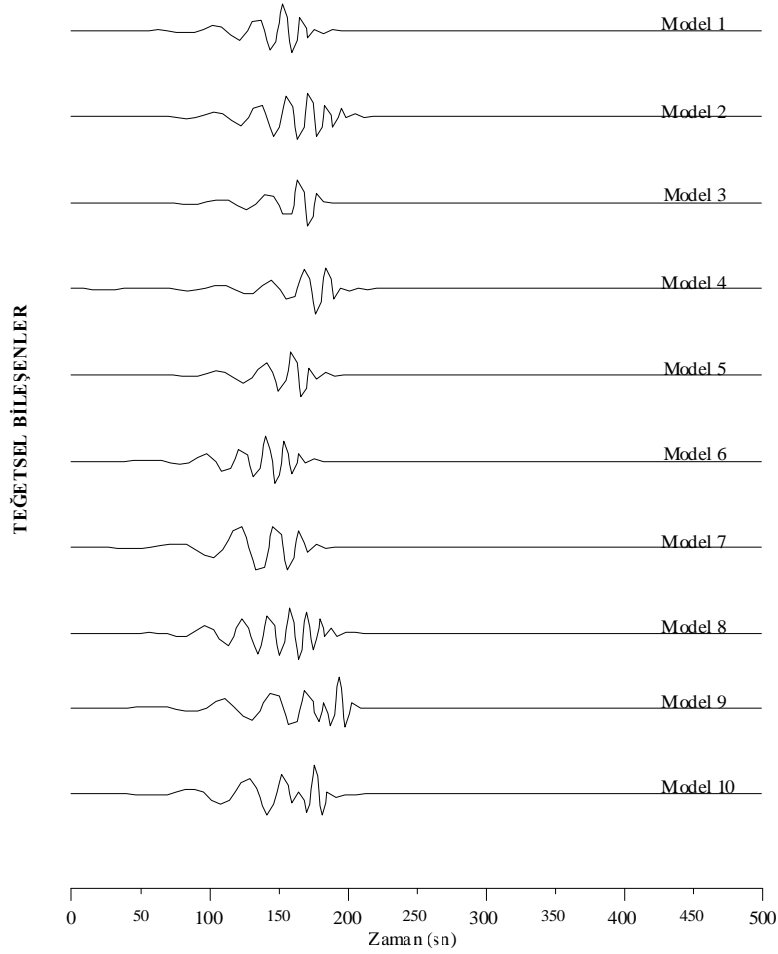


Şekil 26. Farklı kaynak ve yapı modelleri (Tablo 3 ve Şekil 25) için hesaplanmış düşey bileşen yapay sismogramlar.

Yüzeye yakın düşük tabaka hızları, yoğunlukları ve belirgin bir düşük hız zonu ise, Model 3 için elde edilen ana mod yüzey dalgası şekilleri ile kıyaslandığında küçük ve orta periyodlu olayların daha erken gelerek daralan dalga şekilleri oluşturduğu görülmüştür (Model 5). Azalan kabuk kalınlığı her üç bileşendeki ana mod yüzey dalgası şekillerinin değişmeden daha erken gelmesine neden olmuştur (Model 6). Kalite faktörlerinin düşürülmesi sonucunda, her üç bileşende ana mod yüzey dalgası şekillerinin içeriğindeki küçük periyodlar soğrularak büyük periyodlar daha da belirginleşmiştir (Model 7). Yüzeye yakın düşük tabaka hızları, yoğunlukları ve azalan kabuk kalınlığı, Model 2 için elde edilen dalga şekilleri ile kıyaslandığında dispersif dalga şekillerinin daha da açılarak uzamasına ve erken gelmesine neden olmuştur (Model 8). Model 4 ve 5’de kullanılan hız yapıları ve farklı odak parametreleri ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerini belirgin bir şekilde değiştirmiştir (Model 9 ve Model 10).



Şekil 27. Farklı kaynak ve yapı modelleri (Tablo 3 ve Şekil 25) için hesaplanmış ışınsal bileşen yapay sismogramlar.



Şekil 28. Farklı kaynak ve yapı modelleri (Tablo 3 ve Şekil 25) için hesaplanmış teğetsel bileşen yapay sismogramlar.

Sonuç olarak yapı ve kaynak modelinin ana mod Love ve Rayleigh dalgaların şekillerini belirlediği söylenebilir. Farklı modeller (Tablo 3 ve Şekil 25) için elde edilen yapay ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgecinin çözümlerinde, düzenlemelerinde ve denemelerinde kullanılabilir (Şekil 26, 27 ve 28).

2.2. Ana Mod Love ve Rayleigh Dalga Ayrımlılığı ile İlgili Çalışmalar

Episantr uzaklığı küçüldükçe düşey, ışınsal ve teğetsel bileşenlerde artan kayıt süresine bağlı olarak ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinin her bir frekanstaki genlik oranları değişebilmektedir. Bu bölümde, ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri ile ilgili yapılan çalışmalarda elde edilen sonuçlar kullanılarak polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci yaklaşık olarak 2200 km'den daha küçük episantr

uzaklıklarında kaydedilen üç bileşen deprem kayıtları için değişen genlik oranları ile uyumlu olacak şekilde yeniden düzenlenmiştir.

Bu bölüm kuramsal-süzgeç düzenlemeleri ve uygulamalı çalışmalar olmak üzere iki ana kısımdan meydana gelmektedir.

1- Kuramsal Çalışmalar; Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci ve düzenlemeleri.

a- Yapay deneme izleri (yanlış varış zamanlarına sahip ana mod yüzey dalgası şekilleri kullanılarak oluşturulan sismogramlar) ve üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerin açısız dağılımı ile tam olarak uyum göstermeyen eski ve daha uyumlu yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının elde edilmesi ve irdelenmesi.

b- Eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları kullanılarak tasarlanan yüzey dalgası ayırım süzgeçlerinin farklı yapı ve faylanma modelleri için elde edilen üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları üzerinde denenmesi.

2- Uygulamalı Çalışmalar; Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeçlerinin tek istasyon üç bileşen geniş bandlı deprem kayıtlarına uygulanması.

Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeçlerinin Anadolu ve çevresinde meydana gelmiş farklı episantr uzaklıklarına sahip yakın ve uzak alan depremlerin TBZ (Trabzon) istasyonuna ait üç bileşen geniş bandlı sayısal kayıtları üzerine uygulanması ve elde edilen sonuçların karşılaştırılması.

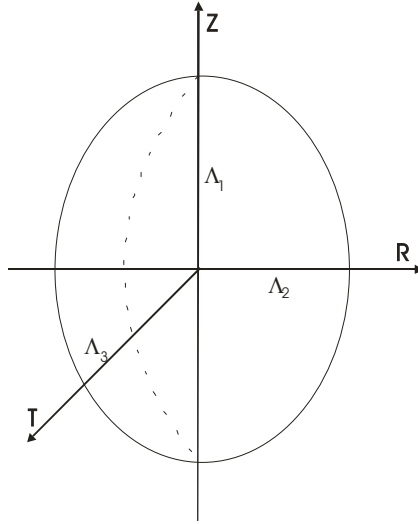
2.2.1. Polarizasyon Süzgeçleri

Çevresel gürültüler, yanal heterojeniteye bağlı olarak cisim dalgalarının yüzey dalgalarına dönüşmeleri sonucunda meydana gelen sinyal kökenli gürültüler, büyük geliş açıları nedeniyle sismik enerjilerin bileşenler arasında eşit paylaşımı ve diğer etkenler sismogramların Sinyal/Gürültü oranını doğrudan etkilemektedir. Sismik dalgalar ile çevresel ve sinyal kökenli gürültülerin farklı polarizasyon özelliklerine sahip olması kayıtlar üzerinde istenilen sismik dalga fazının ayrımlı hale getirilmesine yardımcı olabilir.

Her bir sismik dalga türü belirli bir tanecik hareketine ve her bir tanecik hareketi de farklı polarizasyon özelliklerine sahiptir. Flinn (1965)'e göre polarizasyon özellikleri kaydırılan zaman pencereleri için hesaplanan (71) matrisi kullanılarak elde edilebilir.

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} S_{zz} & S_{zn} & S_{ze} \\ S_{zn} & S_{nn} & S_{ne} \\ S_{ze} & S_{ne} & S_{ee} \end{bmatrix} \quad (71)$$

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.



Şekil 29. Polarizasyon elipsoidi.

S matrisinin özdeğerleri polarizasyon elipsoidinin düşey, ışımsal ve teğetsel bileşen vektör doğrultularındaki büyüklüklerini göstermektedir (Şekil 29). Bu matrisin özdeğerleri ve özvektörleri (72)'de verilen denklem takımlarının çözümüyle elde edilebilir.

$$(\mathbf{S} - \lambda \mathbf{I})\boldsymbol{\eta} = 0, \quad |\mathbf{S} - \lambda \mathbf{I}| = 0 \quad (72)$$

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, ışımsal 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 ve düzlemsellik olarak tanımlanabilir. Samson ve Olson (1980), kovaryans matrisinin özdeğerlerini kullanarak doğrusallık ve düzlemsellik parametrelerini aşağıdaki bağıntılar yardımıyla hesaplamıştır.

$$rect = \left[(\lambda_1 - \lambda_2)^2 + (\lambda_1 - \lambda_3)^2 + (\lambda_3 - \lambda_2)^2 / 2(\lambda_1 + \lambda_2\lambda_3) \right]^{1/2} \quad (73)$$

$$plan = 1 - \left[2\lambda_3 / (\lambda_1 + \lambda_2) \right] \quad (74)$$

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 özelliklerine sahip olması esasına dayanan zamana veya frekansa bağımlı doğrusal olmayan ağırlıklandırma fonksiyonlarıdır.

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

$$RL(t_0) = (rect)^i \quad (75)$$

$$D_i(t_0) = (e_i)^k, \quad i=R, T, Z \quad (76)$$

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

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

$$RL^*(t_0) = \frac{1}{M} \sum_{\tau=-L}^L RL(t_0 + \tau), \quad M = N/2, L = (M-1)/2 \quad (77)$$

$$D_i^*(t_0) = \frac{1}{M} \sum_{\tau=-L}^L D_i(t_0 + \tau), \quad M = N/2, L = (M-1)/2 \quad (78)$$

(77) ve (78)'de verilen kazanç kontrol fonksiyonları kullanılarak herhangi bir t zamanı için süzölmüş üç bileşen sismogramlar aşağıdaki gibi elde edilebilir.

$$R_f(t) = R(t).RL^*(t).D_R^*(t) \quad (79a)$$

$$T_f(t) = T(t).RL^*(t).D_T^*(t) \quad (79b)$$

$$Z_f(t) = Z(t).RL^*(t).D_Z^*(t) \quad (79c)$$

Burada, Z, R ve T yer hareketinin üç dik bileşeni, Z_f , R_f ve T_f ise yer hareketinin ağırlıklandırılmış üç dik bileşeni olarak ifade edilebilir.

Cisim dalgaları doğrusal polarizasyon, gürültüler ise eliptik polarizasyon gösterirler. Bazen gürültüler doğrusal olarak polarize olsalar da yönleri rasgeledir. Dolayısıyla polarizasyon süzgeçleri sinyal ve gürültüler arasındaki bu farklılığı kullanarak, S/G oranının düşük olduğu kayıtlar üzerinde sismik dalga fazlarını daha ayrımlı hale getirmek amacıyla kullanılabilir.

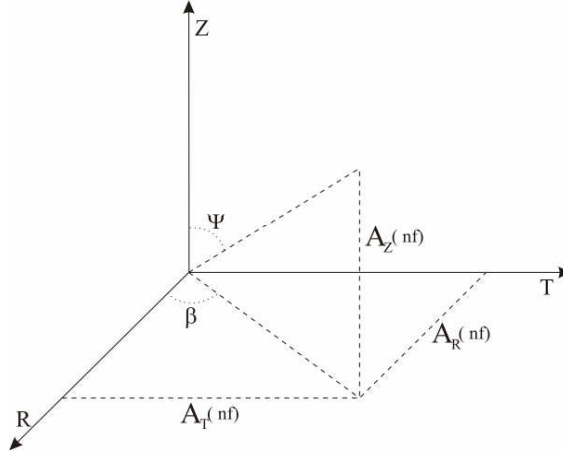
2.2.2. Polarizasyon Özelliklerine Dayalı Yüzey Dalgası Ayırım Süzgeci

Cisim dalgalarında olduğu gibi yüzey dalgası çözümlerinde de ayırım süzgeçlerinin düzenlenmesi için polarizasyon özelliklerinden yararlanılmaktadır. Yüzey dalgalarının ve gürültülerin 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. Simons (1968), uzun peryod sismogramlar üzerinde ana mod Love ve Rayleigh dalgalarını mikro-sismik gürültülerden (2-100 sn peryodlu okyanusal ve kıtasal kökenli atmosferik olaylar) arındırmak amacıyla, aradaki farklılığı esas alarak polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci düzenlemiştir. Osmanşahin vd. (1994), uzun peryod, Kutlu vd. (2004), geniş band olmak üzere sayısal üç bileşen kayıtlara yüzey dalgası ayırım süzgecini uygulayarak, yöntemin yakın ve uzak deprem kayıtları üzerinde ana mod Love ve Rayleigh dalgalarını ayrımlı hale getirebilmek amacıyla kullanılabileceğini göstermişlerdir.

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 30). Her bir pencere için ağırlıklandırılan kısımlar zaman ortamına aktarılır ve üst üste düşen genlik değerlerinin aritmetik ortalaması alınarak süzölmüş sinyal elde edilir.



Şekil 30. Yer hareketinin üç dik bileşeni ve bu bileşenler arasındaki ilişkiler (Osmanşahin vd., 1994).

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

$$A_i(\eta f) = [a_i^2(\eta f) + b_i^2(\eta f)]^{1/2}, \quad \eta = 0, 1, 2, \dots, N/2 \quad (80)$$

$$\Phi_i(\eta f) = \arctan \left[\frac{b_i(\eta f)}{a_i(\eta f)} \right], \quad \eta = 0, 1, 2, \dots, N/2 \quad (81)$$

$$a_i(\eta f) = \frac{2}{T} \int_0^T C_i(\tau) \cdot \cos 2\pi \eta f \tau \, d\tau, \quad b_i(\eta f) = \frac{2}{T} \int_0^T C_i(\tau) \cdot \sin 2\pi \eta f \tau \, d\tau$$

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.

$$\beta(\eta f) = \arctan \left[\frac{A_T(\eta f)}{A_R(\eta f)} \right] \quad (82)$$

$$\psi(\eta f) = \arctan \left[\frac{A(\eta f)}{A_Z(\eta f)} \right] \quad (83)$$

$$\alpha(\eta f) = \phi_R(\eta f) - \phi_Z(\eta f) \quad (84)$$

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

$$A'_Z(\eta f) = A_Z(\eta f) \cdot \cos^M[\beta(\eta f)] \cdot \cos^K[\psi(\eta f) - \theta] \cdot \sin^N[\alpha(\eta f)] \quad (85a)$$

$$A'_R(\eta f) = A_R(\eta f) \cdot \cos^M[\beta(\eta f)] \cdot \cos^K[\psi(\eta f) - \theta] \cdot \sin^N[\alpha(\eta f)] \quad (85b)$$

$$A'_T(\eta f) = A_T(\eta f) \cdot \sin^M[\beta(\eta f)] \cdot \sin^K[\psi(\eta f)] \quad (85c)$$

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 üslerine deneysel olarak 8, 8 ve 4 değerleri verilmiştir. 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; Kutlu vd., 2004).

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.

2.2.3. Yüzey Dalgası Ayrım Süzgeci Düzenlemeleri

Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgecinin ağırlıklandırma fonksiyonları, episantr uzaklığı küçüldükçe artan kayıt süresine bağlı olarak her bir frekansta bileşenler arasındaki genlik oranlarının açısal dağılımı ile uyumlu olmayabilir. Bu durum yüzey dalgası ayırım süzgeci uygulamalarında, gürültülerden farklı polarizasyon özelliklerine sahip olması ile üç bileşen sismogramlar üzerinde ayrımlı hale getirilen ana

mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinin bozulmasına neden olabilir. Bu çalışmada, polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci yaklaşık olarak 2200 km'den daha küçük episantr uzaklıklarında kaydedilen üç bileşen deprem kayıtları için değişen genlik oranları ile uyumlu olacak şekilde yeniden düzenlenmiştir.

Bu amaçla üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri için yapılan ağırlıklandırma çözümlerinden yararlanılmıştır. Bu çözümlerinde (82), (83) ve (84) eşitliklerinde verilen yer hareketi bileşenleri arasındaki genlik oranlarına bağlı olarak elde edilen polarizasyon parametrelerinin açısal değişimi ile yüzey dalgası ayırım süzgecini oluşturan ağırlıklandırma fonksiyonlarının uyumu araştırılmıştır. Polarizasyon parametreleri olarak ifade edilen; β teğetsel ve ışınsal bileşenlerdeki spektral genliklerin oranından, ψ ise yatay düzlemdeki bileşke spektral genliklerin düşey bileşen ile oranından elde edilen açılardır. α ışınsal ile düşey bileşenlerdeki spektral genliklerin faz farkı, γ ise teğetsel ve düşey bileşenlerdeki spektral genliklerin faz farkı olarak ifade edilebilir. α açısı kullanılarak yapılan ağırlıklandırmaların doğrulunu göstermek amacıyla ağırlıklandırmada kullanılmayan γ parametresi de incelenmiştir. Yapay polarizasyon çözümlerinde, daha iyi ayrımlılık sağlamak amacıyla polarizasyon parametrelerinin birikimli toplamları veya birikimli toplamlarının kareleri kullanılmıştır.

Yapay deneme izleri ve yapay yer değiştirme sismogramları üzerinde seçili zaman aralığında ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri için polarizasyon parametrelerinin açısal değişimi ile ağırlıklandırma fonksiyonlarının uyumu araştırılarak yüzey dalgası ayırım süzgeci yeniden düzenlenmeye çalışılmıştır.

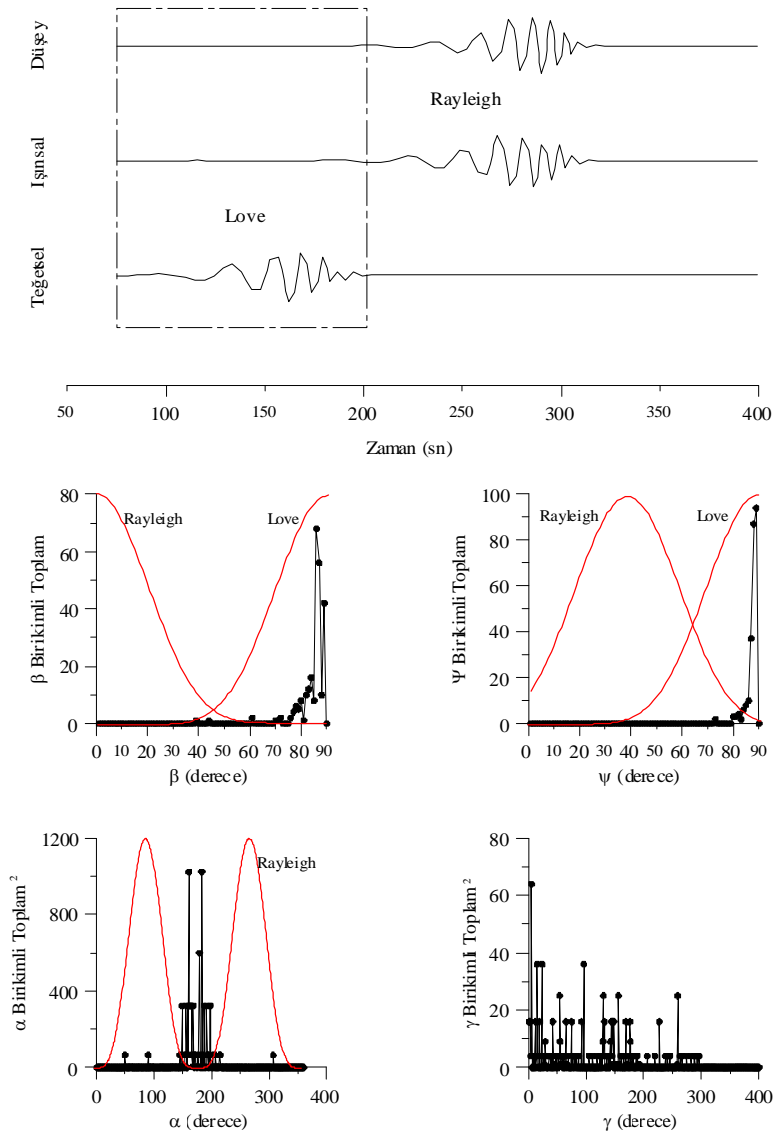
Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci düzenlemeleri için yapılan yapay polarizasyon ve ağırlıklandırma çözümlerini maddeler halinde irdelenmiştir.

1- Sadece ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri (yapay deneme izleri) için elde edilen yapay polarizasyon parametrelerinin açısal dağılımı ile eski ağırlıklandırma fonksiyonlarının (Simons, 1968) irdelenmesi (Şekil 31, 32 ve 33);

Tablo 1'de verilen referans model kullanılarak 1200 km episantr uzaklığı için elde edilen yapay sismogramlar yardımıyla sadece ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri (yapay deneme izleri) için α , β , ψ ve γ polarizasyon parametrelerinin açısal dağılımı ile eski ağırlıklandırma fonksiyonlarının uyumu araştırılmıştır. Şekil 31, 32 ve 33'deki yapay

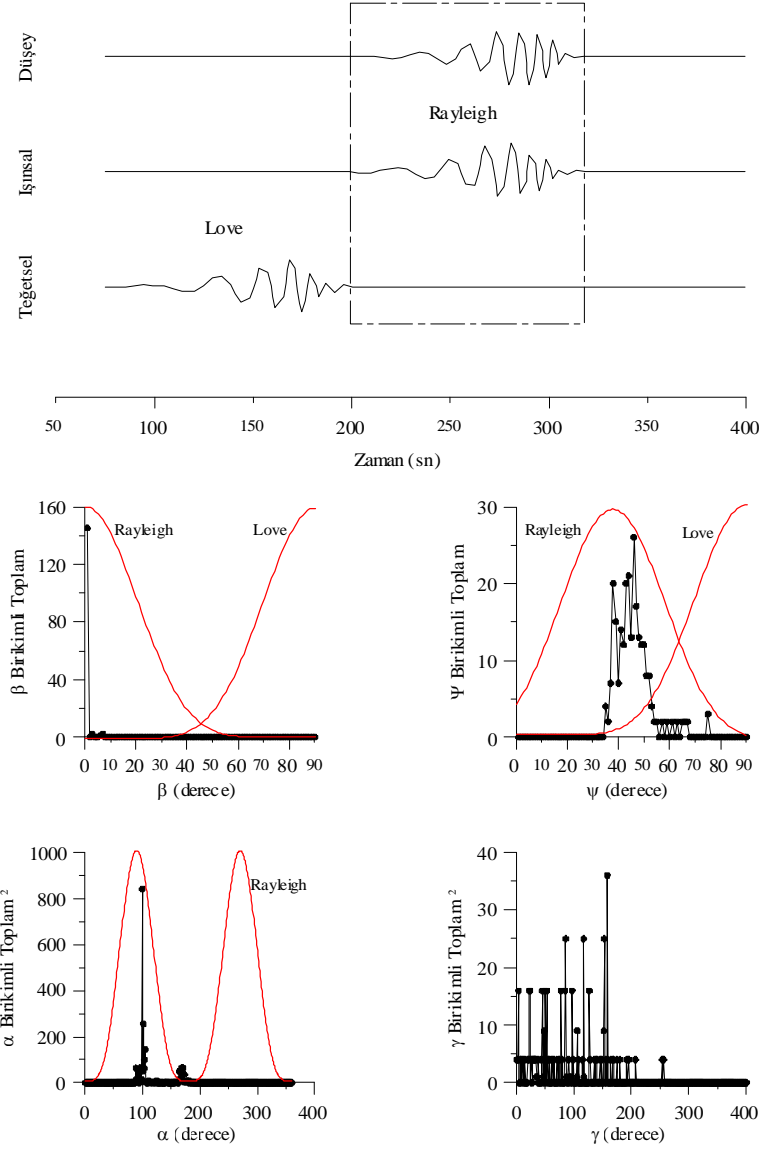
deneme izleri, varış zamanlarına göre ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerini birbirinden tamamiyle ayırmak için teğetsel bileşendeki dalga şekli diğer bileşenlere göre yaklaşık 75 sn kaydırılarak elde edilmiştir.

Sadece ana mod Love ve sadece ana mod Rayleigh dalgasının (yapay deneme izi) var olduğu zaman aralığında (kesikli çizgilerle seçilmiş kısım) elde edilen yapay polarizasyon parametrelerinin (β ve ψ için birikimli toplam, α için birikimli toplamın karesi) açısıl dağılımı ile (85a), (85b) ve (85c)'deki eski ağırlıklandırma fonksiyonlarının uyumlu olduğu görülmüştür (Şekil 31 ve 32).



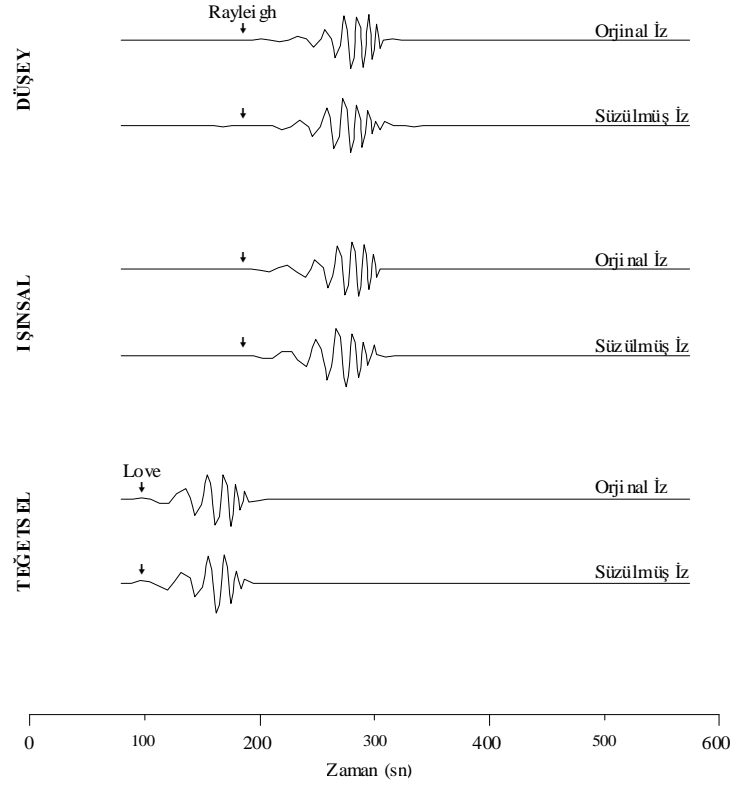
Şekil 31. Yapay deneme izleri üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Love dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerin açısıl dağılımı ile uyumlu olan eski ağırlıklandırma fonksiyonları.

Bire bir eski ağırlıklandırma fonksiyonları ile yapay polarizasyon parametrelerinin çarpımı sonucunda her frekanstaki genlik değerlerinin tamamı kazanç olarak bozulmadan kalabilir. Ayrıca α parametresi ile kıyaslandığında, γ 'nin birikimli toplamının karesinin açılal dağılımı ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri (yapay deneme izleri) için belirgin bir gruplaşma göstermemektedir (Şekil 31 ve 32).



Şekil 32. Yapay deneme izleri üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Rayleigh dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerin açılal dağılımı ile uyumlu olan eski ağırlıklandırma fonksiyonları.

Şekil 33'deki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri (yapay deneme izleri) üzerinde yapay polarizasyon parametreleri ile uyumlu olan eski ağırlıklandırma fonksiyonları denenmiştir.

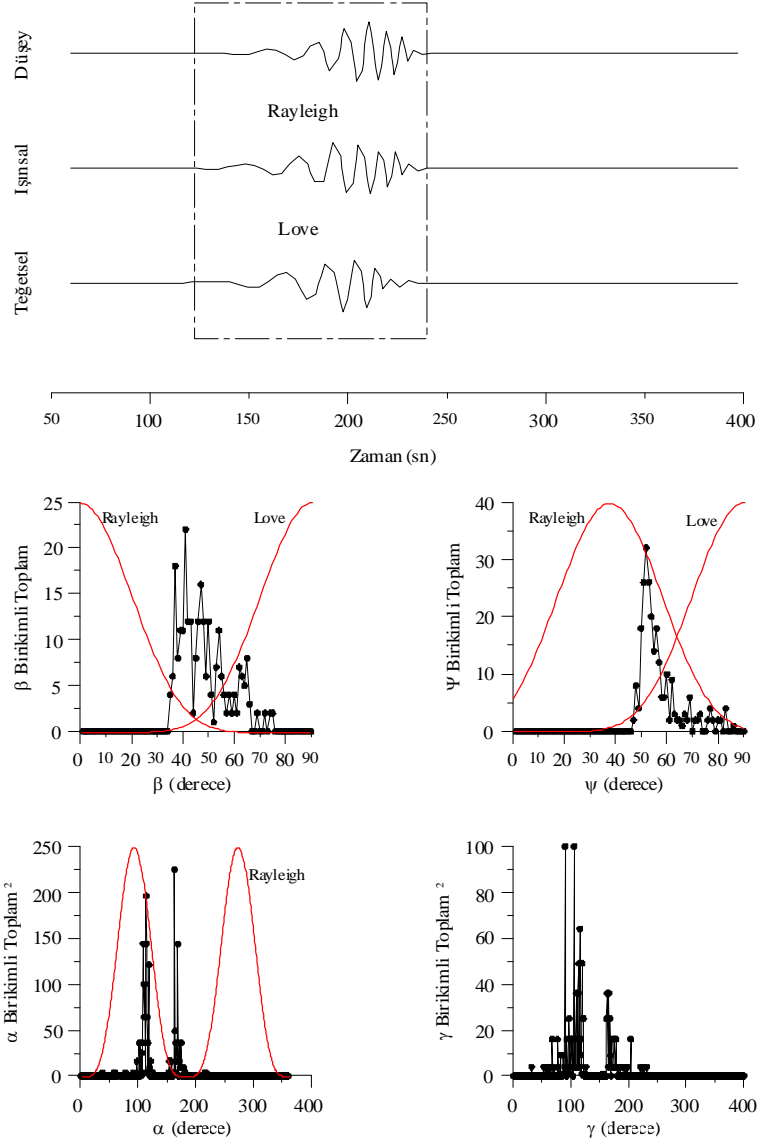


Şekil 33. Yapay deneme izleri üzerinde polarizasyon parametreleri ile uyumlu olan eski ağırlıklandırma fonksiyonlarının denenmesi.

Sadece ana mod Love dalga şeklinin veya sadece ana mod Rayleigh dalga şeklinin var olduğu zaman aralıklarında, süzgeçleme sonucunda dalga şekilleri bozulmadığından yüzey dalgası ayırım süzgecine ait eski ağırlıklandırma fonksiyonlarının başarılı olduğu söylenebilir (Şekil 33).

2- Aynı varış zamanlı ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri (yapay deneme izleri) için elde edilen yapay polarizasyon parametrelerinin açılal dağılımı ile eski (Simons, 1968) ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının irdelenmesi (Şekil 34, 35 ve 36);

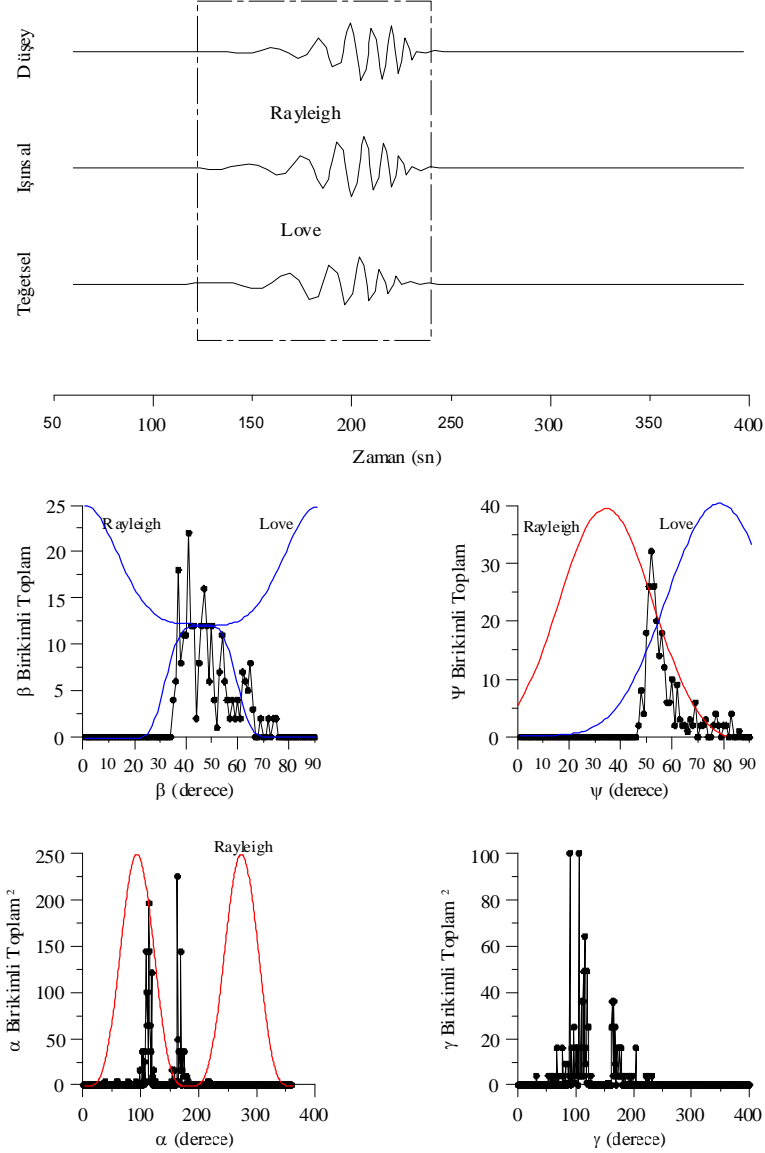
Tablo 1’de verilen referans model kullanılarak 1200 km episantr uzaklığında hesaplanan yapay sismogramlardan elde edilen aynı varış zamanlı ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri (yapay deneme izleri) için α , β , ψ ve γ polarizasyon parametrelerinin açılal dağılımı ile eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının uyumu araştırılmıştır. Şekil 34, 35 ve 36’daki yapay deneme izleri, varış zamanlarına göre ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerini tamamıyla üst üste çakıştırmak için düşey ve ışınsal bileşenlerdeki dalga şekilleri teğetsel bileşene göre yaklaşık 35 sn kaydırılarak elde edilmiştir.



Şekil 34. Yapay deneme izleri üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Love ve Rayleigh dalgaları için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle tam olarak uyumlu olmayan eski ağırlıklandırma fonksiyonları (kırmızı çizgi).

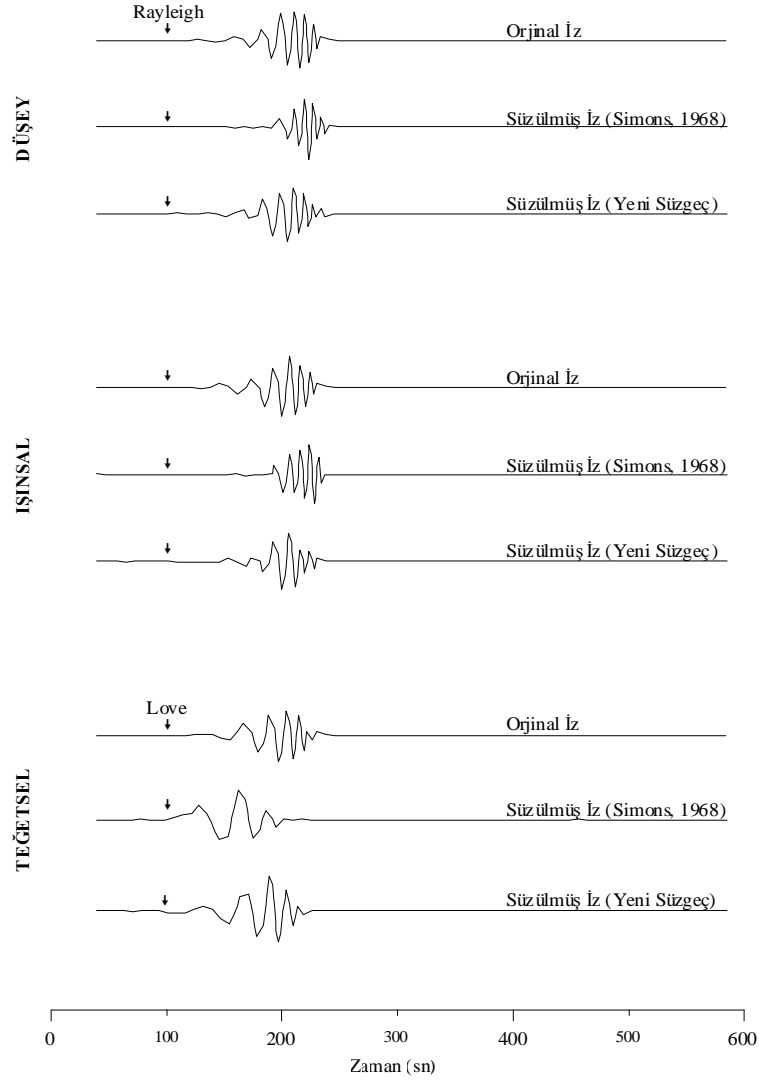
Ana mod Love ve Rayleigh dalgalarının (yapay deneme izleri) var olduğu aynı zaman aralığı (kesikli çizgilerle seçilmiş kısım) için elde edilen yapay polarizasyon parametrelerinin (β ve ψ için birikimli toplam, α için birikimli toplamın karesi) açısız dağılımı ile (85a), (85b) ve (85c)'deki eski ağırlıklandırma fonksiyonlarının (kırmızı çizgi) uyumlu olmadığı (Şekil 34) ve (86a), (86b) ve (86c)'deki yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının (mavi çizgi) daha uyumlu olduğu (Şekil 35) görülmüştür. Bire bir eski ağırlıklandırma fonksiyonları ile yapay polarizasyon parametrelerinin çarpımı sonucunda her frekanstaki genlik değerlerinin tamamının kazanç olarak elde edilemediği, yeni

ağırlıklandırma fonksiyonları ile yapay polarizasyon parametrelerinin çarpımı sonucunda ise her frekanstaki genlik değerlerinin tamamına yakını kazanç olarak bozulmadan kaldığı görülebilir. Ayrıca α parametresi ile kıyaslandığında, γ parametresi de belirgin bir açılmal gruplaşma göstermektedir (Şekil 34 ve 35).



Şekil 35. Yapay deneme izleri üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Love ve Rayleigh dalgaları için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonları (mavi çizgi).

Şekil 36'daki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri (yapay deneme izleri) üzerinde yapay polarizasyon parametreleri ile uyumlu olmayan eski ve daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonları denenmiştir.

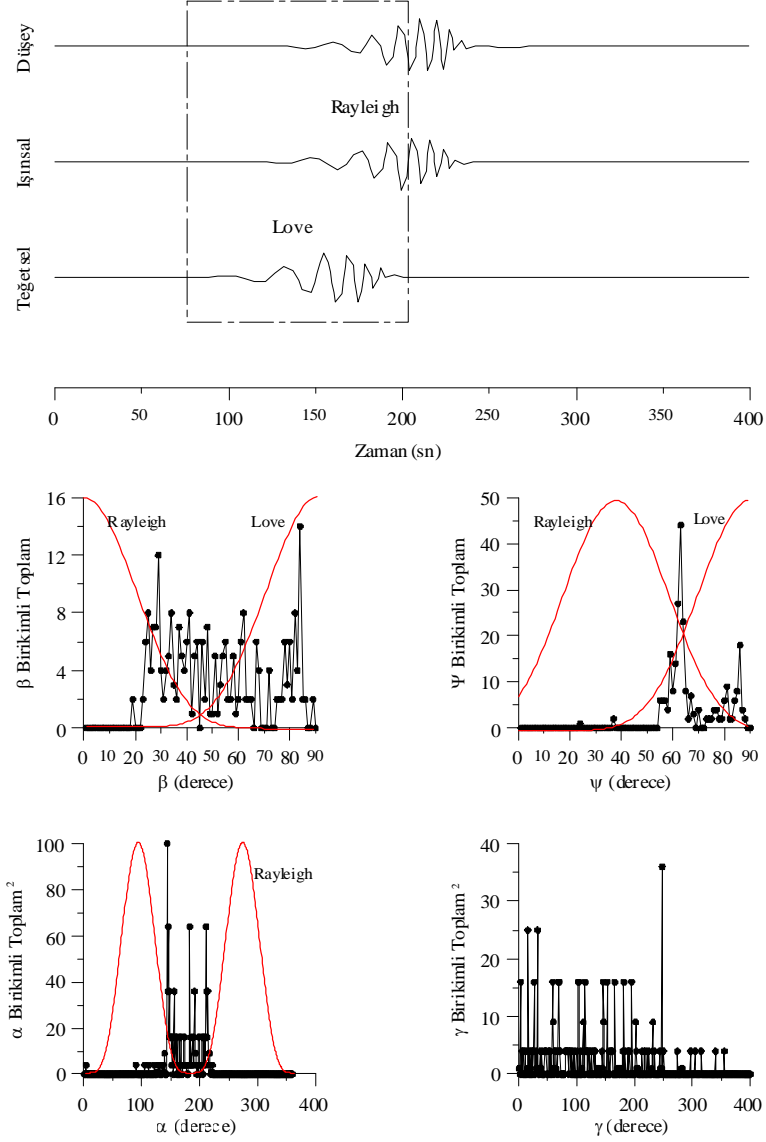


Şekil 36. Yapay deneme izleri üzerinde polarizasyon parametreleri ile uyumlu olmayan eski ve daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının denenmesi.

Aynı varış zamanlı ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri için yapılan süzgeçleme sonucunda, orijinal iz ile kıyaslandığında süzülen izlerde, Rayleigh dalga şekillerinin başlangıçları ve Love dalga şeklinin başlangıç ve sonu bozulduğu için eski ağırlıklandırma fonksiyonlarının başarısız olduğu ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının ise daha başarılı olduğu söylenebilir (Şekil 36).

3- Üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri için elde edilen yapay polarizasyon parametrelerinin açılal dağılımı ile eski (Simons, 1968) ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının irdelenmesi (Şekil 37, 38, 39, 40 ve 41);

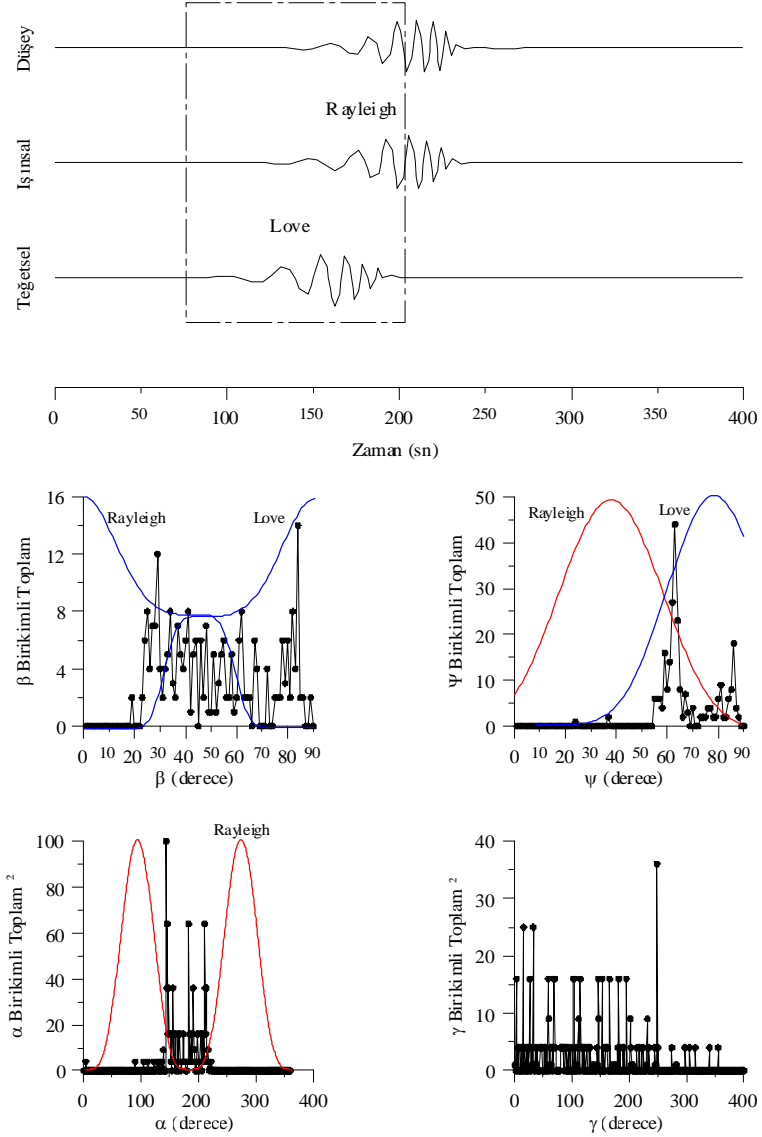
Tablo 1’de verilen referans model kullanılarak 1200 km episantr uzaklığında hesaplanan yapay sismogramlar (Şekil 37, 38, 39 ve 40) üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri için elde edilen α , β , ψ ve γ polarizasyon parametrelerinin açısal dağılımı ile eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının uyumu araştırılmıştır.



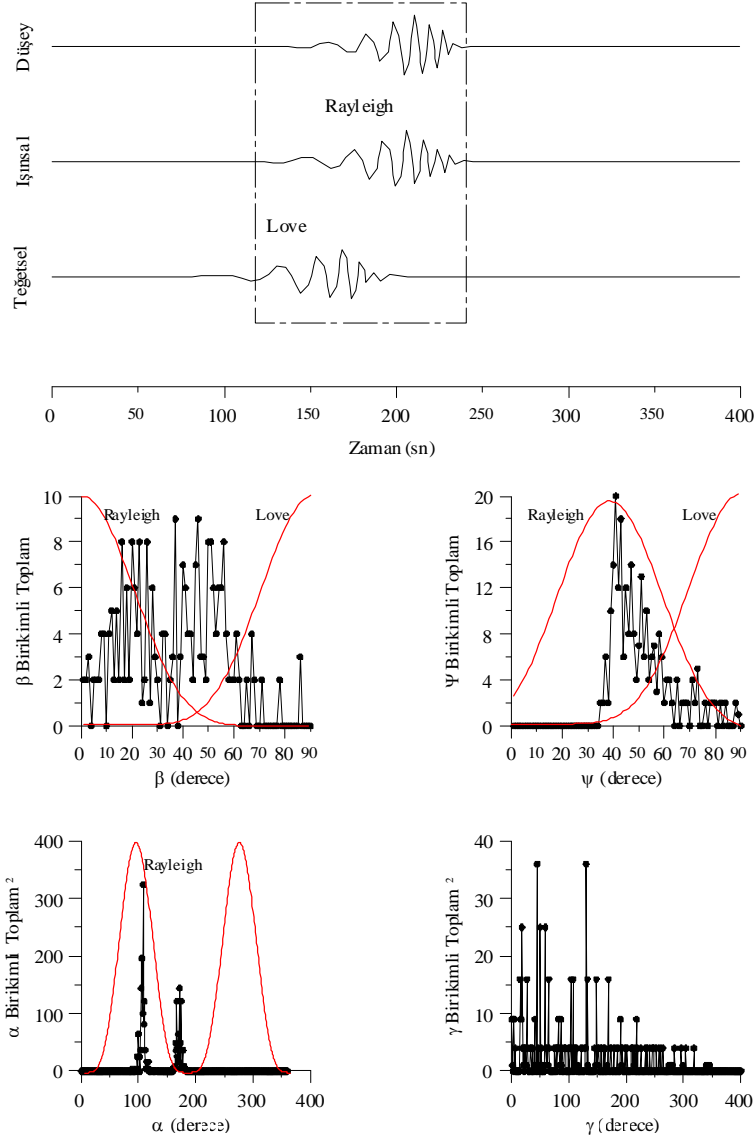
Şekil 37. Üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Love dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle uyumlu olmayan eski ağırlıklandırma fonksiyonları (kırmızı çizgi).

Ana mod Love dalgasının yer aldığı zaman aralıklarında (Şekil 37 ve 38’de kesikli çizgilerle seçilmiş kısımlar) elde edilen yapay polarizasyon parametrelerinin (β ve ψ için birikimli toplam, α için birikimli toplamın karesi) açısal dağılımı ile (85a), (85b) ve (85c)’deki eski ağırlıklandırma fonksiyonlarının (kırmızı çizgi) uyumlu olmadığı ve (86a),

(86b) ve (86c)'deki yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının (mavi çizgi) daha uyumlu olduğu görülmüştür. Bire bir eski ağırlıklandırma fonksiyonları ile yapay polarizasyon parametrelerinin çarpımı sonucunda her frekanstaki genlik değerlerinin tamamının kazanç olarak elde edilemediği, yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile yapay polarizasyon parametrelerinin çarpımı sonucunda ise her frekanstaki genlik değerlerinin tamamına yakınının kazanç olarak bozulmadan kalabildiği görülebilir (Şekil 37 ve 38).



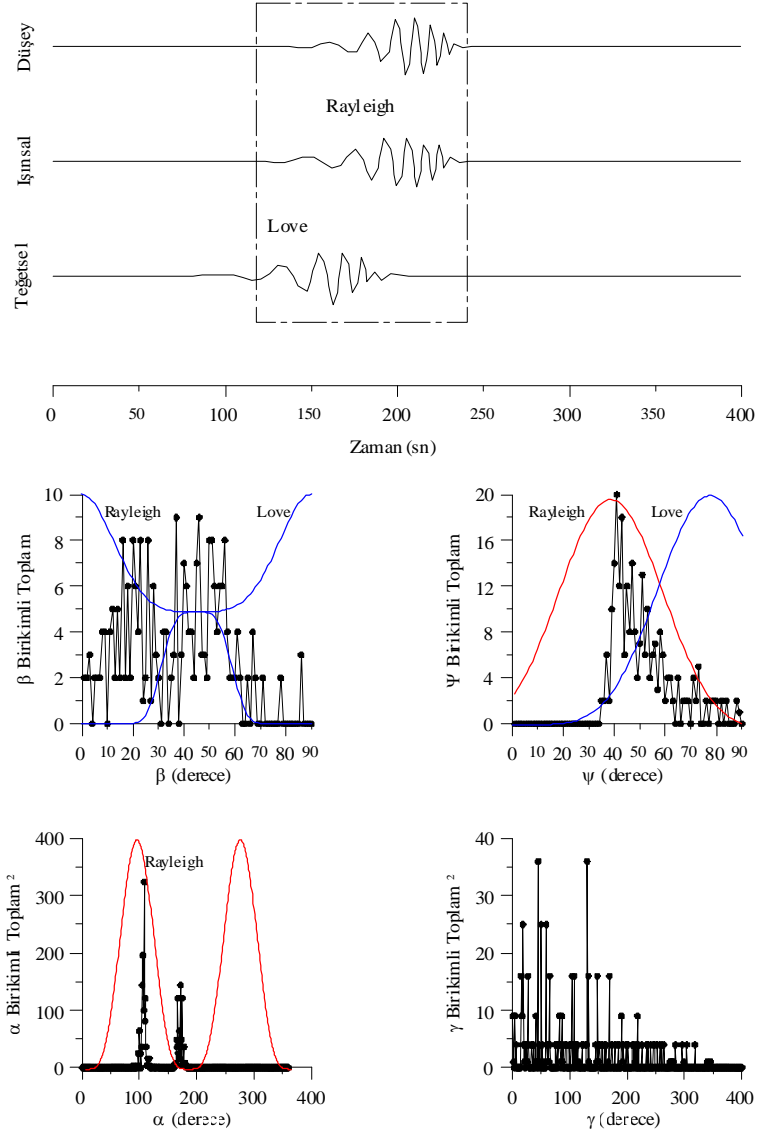
Şekil 38. Üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Love dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonları (mavi çizgi).



Şekil 39. Üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Rayleigh dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle uyumlu olmayan eski ağırlıklandırma fonksiyonları (kırmızı çizgi).

Ana mod Rayleigh dalgasının yer aldığı zaman aralıklarında (Şekil 39 ve 40'da kesikli çizgilerle seçilmiş kısımlar) elde edilen yapay polarizasyon parametrelerinin (β ve ψ için birikimli toplam, α için birikimli toplamın karesi) açısal dağılımı ile (85a), (85b) ve (85c)'deki eski ağırlıklandırma fonksiyonlarının (kırmızı çizgi) uyumlu olmadığı ve (86a), (86b) ve (86c)'deki yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının (mavi çizgi) daha uyumlu olduğu görülmüştür. Bire bir eski ağırlıklandırma fonksiyonları ile yapay polarizasyon parametrelerinin çarpımı sonucunda her frekanstaki genlik değerlerinin tamamının kazanç olarak elde edilemediği, yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile yapay polarizasyon

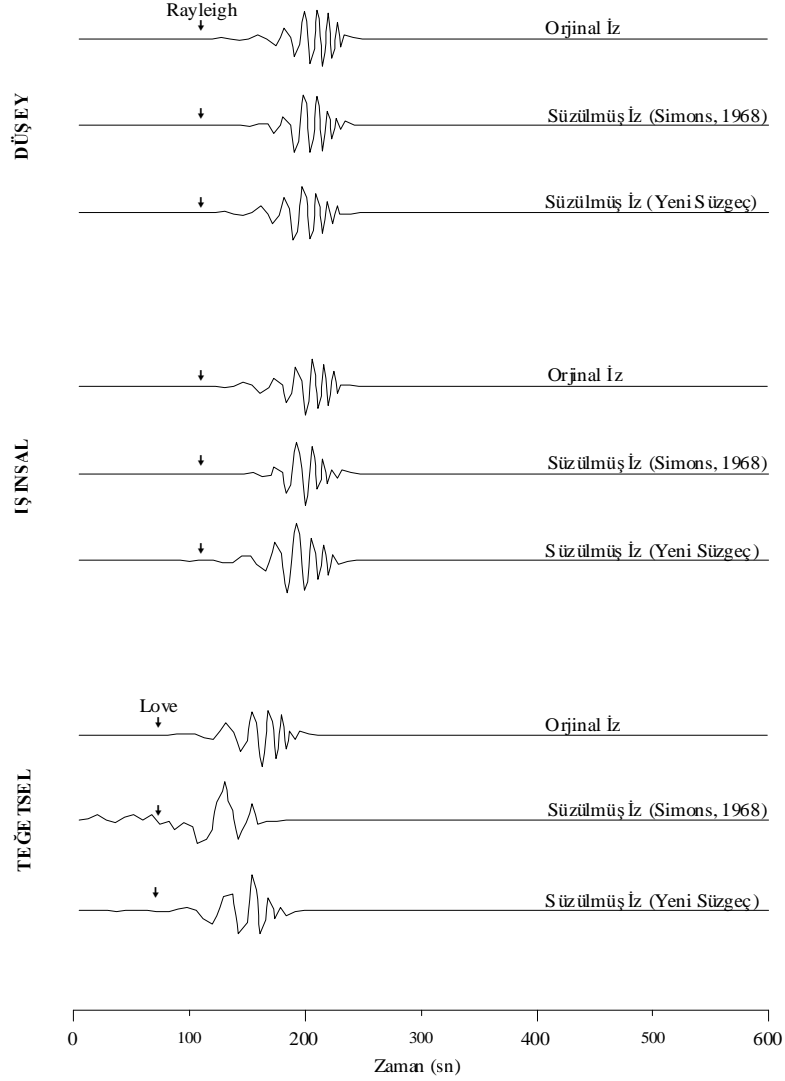
parametrelerinin çarpımı sonucunda ise her frekanstaki genlik değerlerinin tamamına yakınının kazanç olarak bozulmadan kalabildiği görülebilir (Şekil 39 ve 40).



Şekil 40. Üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde seçili kısımda (kesikli çizgili dikdörtgen) ana mod Rayleigh dalgası için elde edilen yapay polarizasyon parametreleri ve bu parametrelerle daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonları (mavi çizgi).

Bu son durum için de, yeni fonksiyonlar kullanılarak ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri için yapılabilecek ağırlıklandırmaların daha başarılı olacağı söylenebilir. Ayrıca α parametresi ile kıyaslandığında, γ parametresi belirgin bir açısız gruplaşma göstermemektedir. Yapılan denemelerin tümünde α parametresi ana mod Love ve Rayleigh dalgaları ile uyumlu açısız gruplaşmalar göstermiştir. Bu nedenle yüzey dalgası

ayrım süzgeci düzenlemelerinde de ağırlıklandırma faktörü olarak kullanılmalıdır (Şekil 37, 38, 39 ve 40).



Şekil 41. Üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde polarizasyon parametreleri ile uyumlu olmayan eski ve daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının denenmesi.

Şekil 41'deki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri üzerinde yapay polarizasyon parametreleri ile uyumlu olmayan eski ve daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonları denenmiştir. Yapılan süzgeçlemeler sonucunda, orijinal izler ile kıyaslandığında, ana mod Love dalga şeklini ve ana mod Rayleigh dalga şekillerinin başlangıçlarını bozduğu için eski fonksiyonların ağırlıklandırmada başarısız olduğu ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının ise daha başarılı olduğu söylenebilir.

4- Üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları üzerinde ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri için elde edilen yapay polarizasyon parametrelerinin açısal dağılımı ile daha uyumlu yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının irdelenmesi (86a, 86b, 86c ve Şekil 42).

Bu çalışmada, yaklaşık olarak 2200km ($\approx 20^\circ$) den daha küçük episantr uzaklıklarında ana mod Love ve Rayleigh dalgaları için hesaplanan üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde pencerelenen her bir zaman aralığında (82), (83) ve (84) bağıntılarıyla verilen frekans bağımlı polarizasyon parametreleri hesaplanarak bunların açısal dağılımları elde edilmiştir. Ağırlıklandırmada kullanılan bu dağılımlar ile (85a), (85b) ve (85c) bağıntılarında verilen ağırlıklandırma fonksiyonlarının ($\cos^M[\beta(\eta f)]$, $\sin^M[\beta(\eta f)]$ ve $\sin^K[\beta(\eta f)]$) yeterince uyumlu olmadığı görülmüştür. Yapılan hesaplamalar sonucunda, polarizasyon parametrelerinin açısal değişimi ile çok daha iyi uyum sağlayan $WF_1^{M1}[\beta(\eta f)]$, $WF_2^{M2}[\beta(\eta f)]$ ve $\sin^K[\beta(\eta f) + \theta/2]$ şeklinde yeni ağırlıklandırma fonksiyonları saptanmış ve böylece polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci yeniden düzenlenmiştir.

$$A'_Z(\eta f) = A_Z(\eta f) \cdot WF_1^{M1}[\beta(\eta f)] \cdot \cos^K[\psi(\eta f) - \theta] \cdot \sin^N[\alpha(\eta f)] \quad (86a)$$

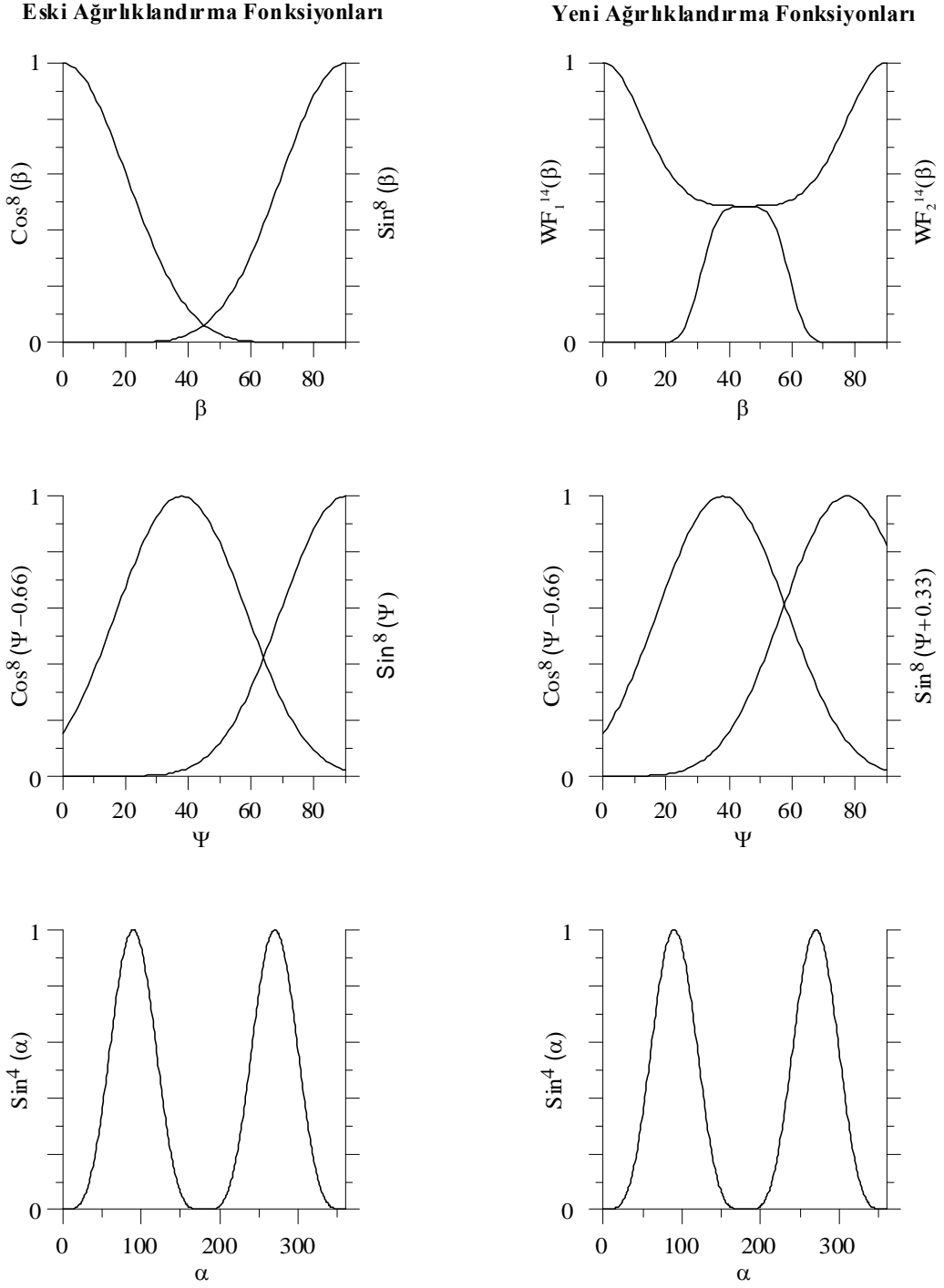
$$A'_R(\eta f) = A_R(\eta f) \cdot WF_1^{M1}[\beta(\eta f)] \cdot \cos^K[\psi(\eta f) - \theta] \cdot \sin^N[\alpha(\eta f)] \quad (86b)$$

$$A'_T(\eta f) = A_T(\eta f) \cdot WF_2^{M2}[\beta(\eta f)] \cdot \sin^K\left[\beta(\eta f) + \frac{\theta}{2}\right] \cdot 1 \quad (86c)$$

$$WF_1^{M1}[\beta(\eta f)] = \begin{cases} 0.95 + (+0.05 \cdot \cos^4(2 \cdot \beta(\eta f))) & \beta(\eta f) \leq \pi/4 \\ 0.95 + (-0.95 \cdot \cos^4(2 \cdot \beta(\eta f))) & \beta(\eta f) > \pi/4 \end{cases}$$

$$WF_2^{M2}[\beta(\eta f)] = \begin{cases} 0.95 + (-0.95 \cdot \cos^4(2 \cdot \beta(\eta f))) & \beta(\eta f) \leq \pi/4 \\ 0.95 + (+0.05 \cdot \cos^4(2 \cdot \beta(\eta f))) & \beta(\eta f) > \pi/4 \end{cases}$$

$WF_1^{M1}[\beta(\eta f)]$ ve $WF_2^{M2}[\beta(\eta f)]$ ağırlıklandırma fonksiyonları sinüs ve kosinüs fonksiyonları kullanılarak deneme-yanılma yoluyla yapay polarizasyon parametrelerinin açısal değişimi ile her durumda uyum gösterebilecek şekilde elde edilmeye çalışılmıştır. Yeni ağırlıklandırma fonksiyonları için M_1 , M_2 , K ve N üsleri ve yatay/düşey yerdeğiştirme oranı θ deneysel olarak belirlenmiştir. Şekil 42'de gösterilen ağırlıklandırma fonksiyonları için $M_1=M_2=14$, $K=8$, $N=4$ ve $\theta=0.66$ olarak seçilmiştir.

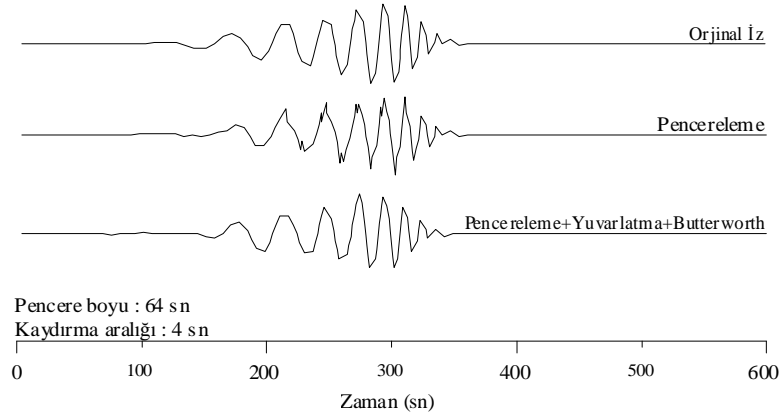


Şekil 42. Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgecinde kullanılan, eski (sol taraf) ve daha uyumlu yeni (sağ taraf) ağırlıklandırma fonksiyonları ($M_1=M_2=14$ ve $\theta/2=0.33$ olarak seçilmiştir).

2.2.3.1. Yüzey Dalgası Ayrım Süzgeçlerinin Denenmesi

Bu bölümde eski (Simons, 1968) ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları kullanılarak tasarlanan yüzey dalgası ayırım süzgeçleri, ana mod Love ve Rayleigh dispersif dalga şekillerinin zamana göre frekans içeriğini ve bileşenler arasındaki spektral genlik oranlarını etkileyen farklı modeller için elde edilen üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları üzerinde denenmiştir (Şekil 44, 45, 46, 47, 48, 49 ve 50).

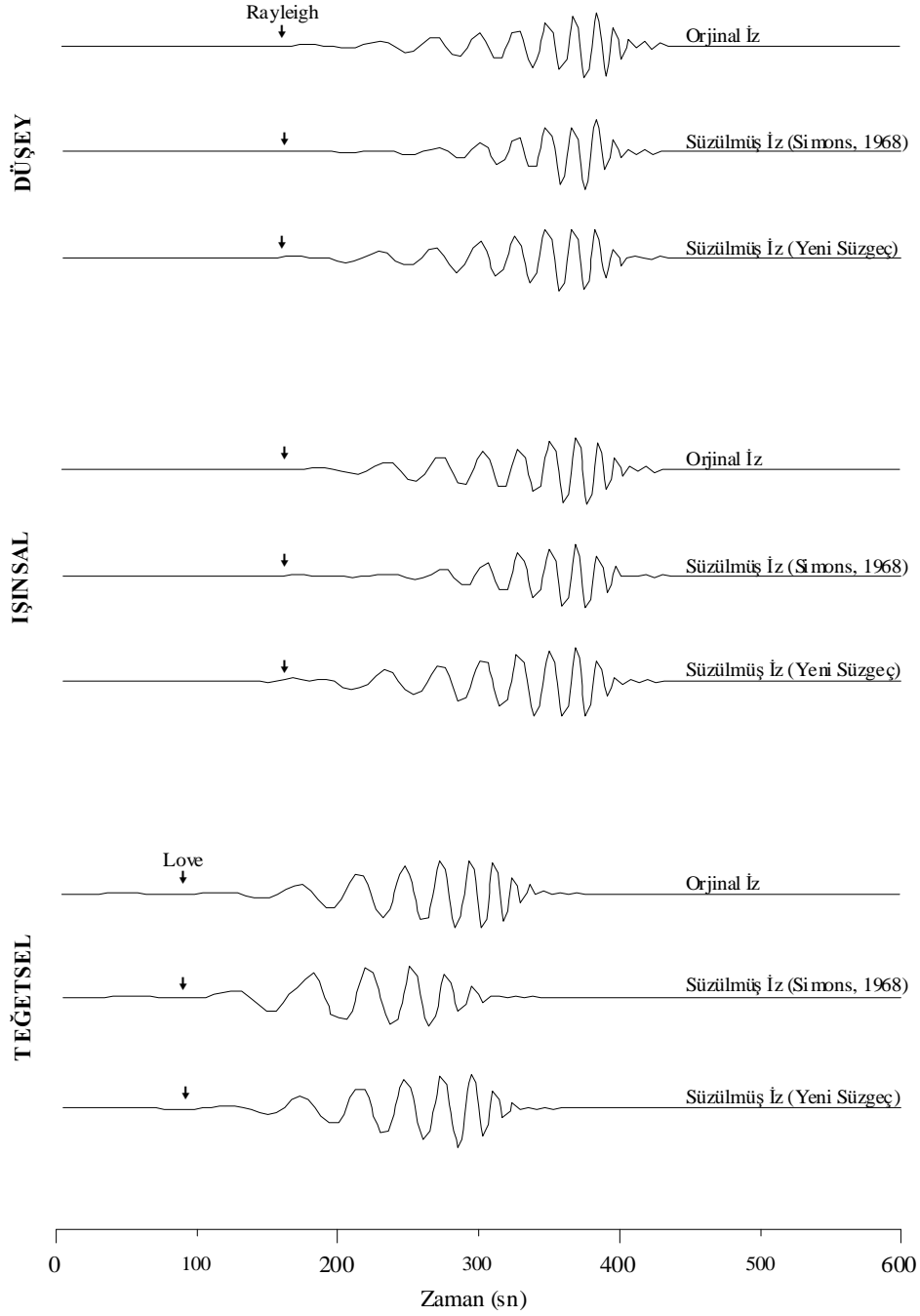
Simons (1968) tarafından yapılan çalışmaya göre belirlenen pencere boyu ve kaydırma aralığı arasındaki 16'lık bir oran, Osmanşahin vd. (1994) tarafından yapılan çalışmaya göre belirlenen 4.4'lük bir oran ve istenen ana mod yüzey dalgası şeklinin maksimum periyodunun 1.25 katı kadar pencere boyu ve maksimum periyod kadar kaydırma aralığı değerleri denenmiştir. Yapay denemelerde eski süzgeçle uyumlu olması açısından Simons (1968) tarafından önerilen 16 oranı kullanılmıştır. Pencere boyu ve kaydırma aralığı arasındaki bu orana göre 2400 km episantr uzaklığı için pencere boyu 96 sn ve kaydırma aralığı 6 sn, 1200 km episantr uzaklığı için pencere boyu 80 sn ve kaydırma aralığı 5 sn ve 600 km episantr uzaklığı için pencere boyu 64 sn ve kaydırma aralığı 4 sn olarak alınmıştır.



Şekil 43. Pencerelemenin, yuvarlatmanın ve alçak geçişli Butterworth süzgecinin dalga şekli üzerindeki etkileri.

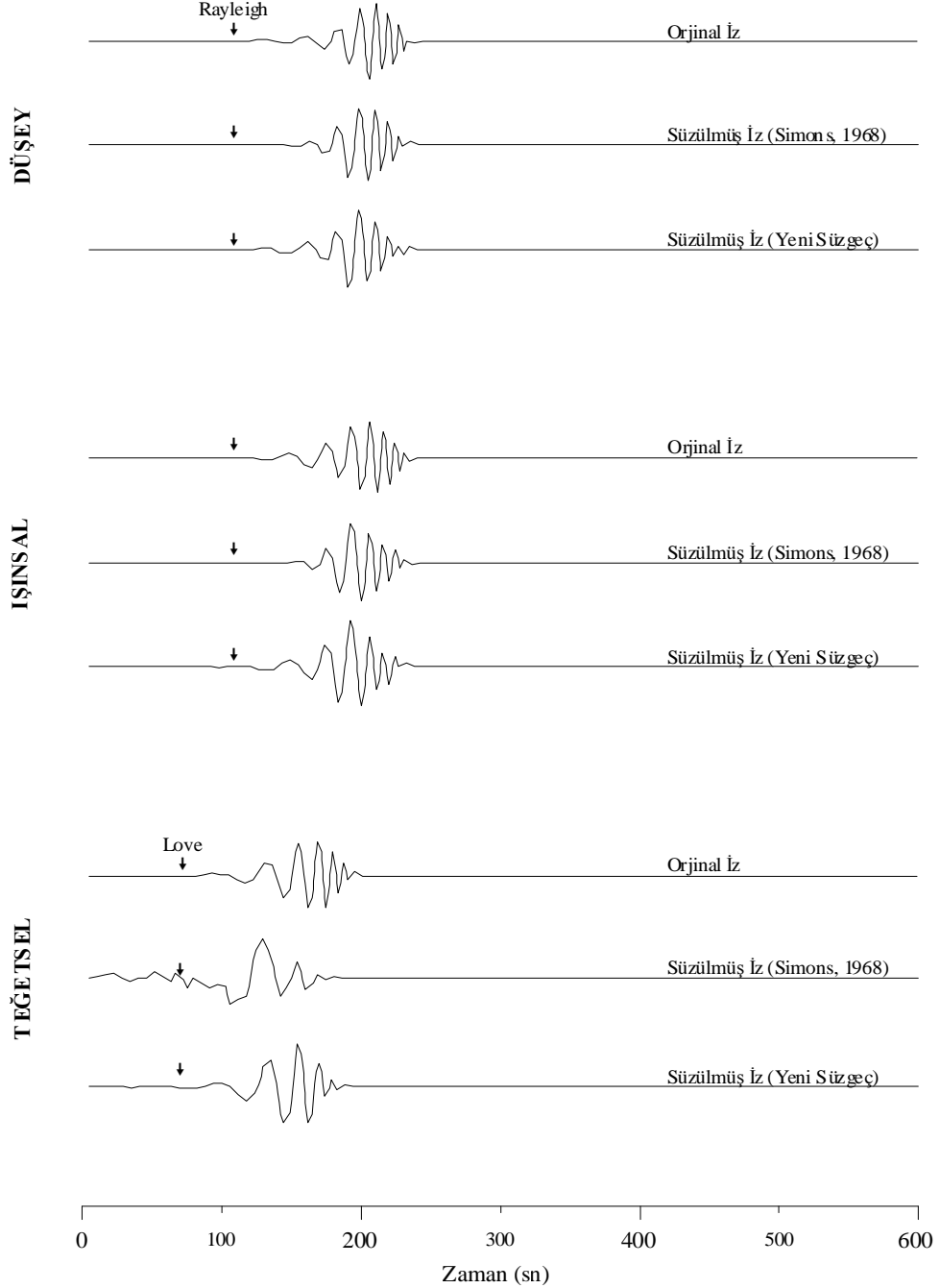
Pencerelemenin ve kaydırma aralığının dalga şekli üzerindeki olumsuz etkileri Şekil 43'de gösterilmiştir. Bu etkileri en aza indirmek amacıyla yuvarlatma işlemi ve 4-8 kutuplu 0.1-0.2 Hz köşe frekansına sahip alçak geçişli Butterworth süzgeci kullanılmıştır. Bu durumda yuvarlatmanın ve alçak geçişli süzgecin sinyal üzerinde meydana getirdiği değişim kabul edilerek süzülen dalga şekilleri değerlendirilmelidir.

Şekil 44'deki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları, Model 1 (Tablo 3) kullanılarak 2400 km episantr uzaklığı için elde edilmiştir. Yapılan denemeler, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şeklinin başlangıcını, ana mod Love dalga şeklinin başlangıç ve sonunu algılamakta yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülebilir.



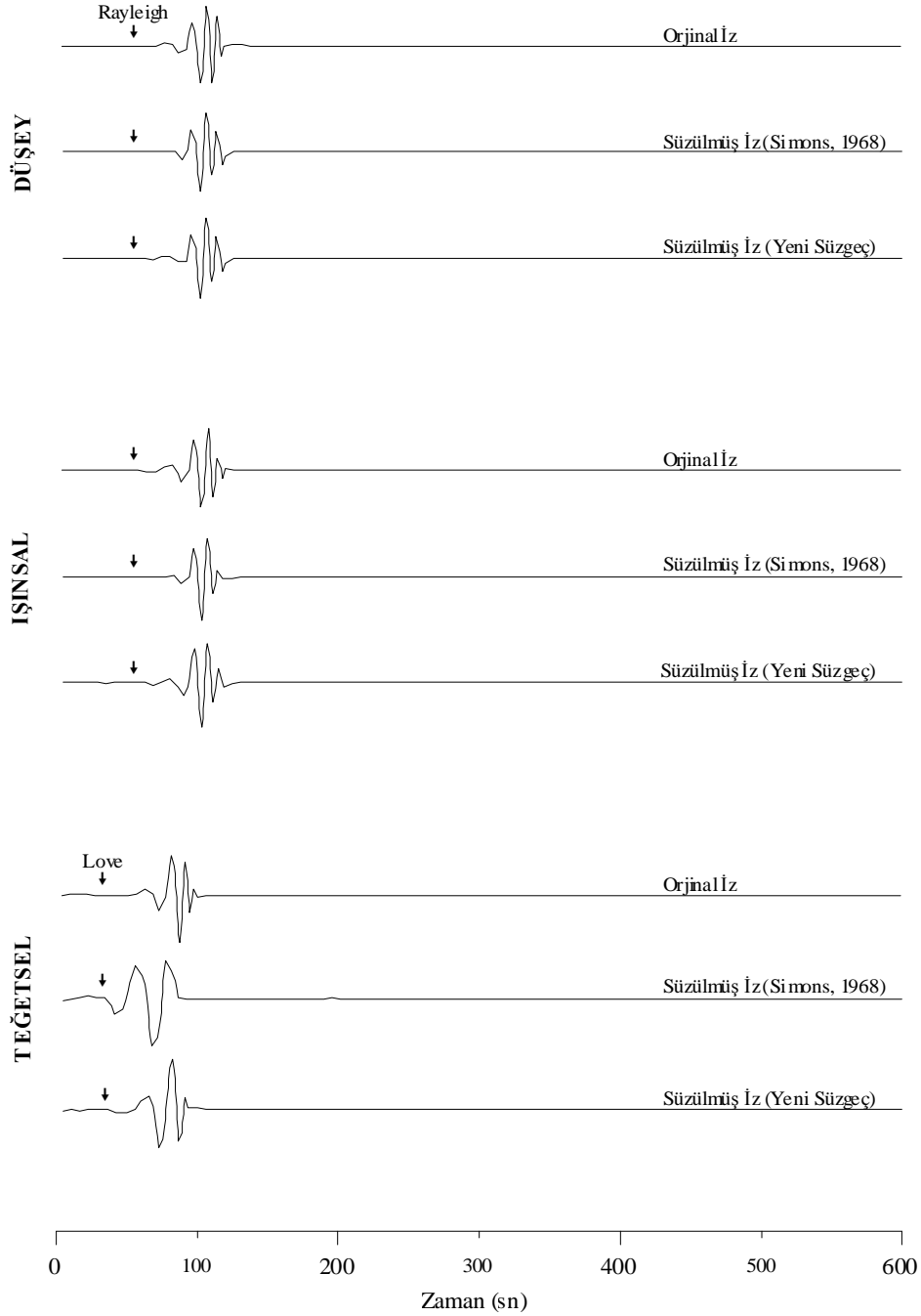
Şekil 44. Model 1 için 2400 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denemesi.

Şekil 45'deki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları, Model 1 (Tablo 3) kullanılarak 1200 km episantr uzaklığı için elde edilmiştir. Yapılan denemeler, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şeklinin başlangıcını, ana mod Love dalga şeklini algılamakta yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülebilir.



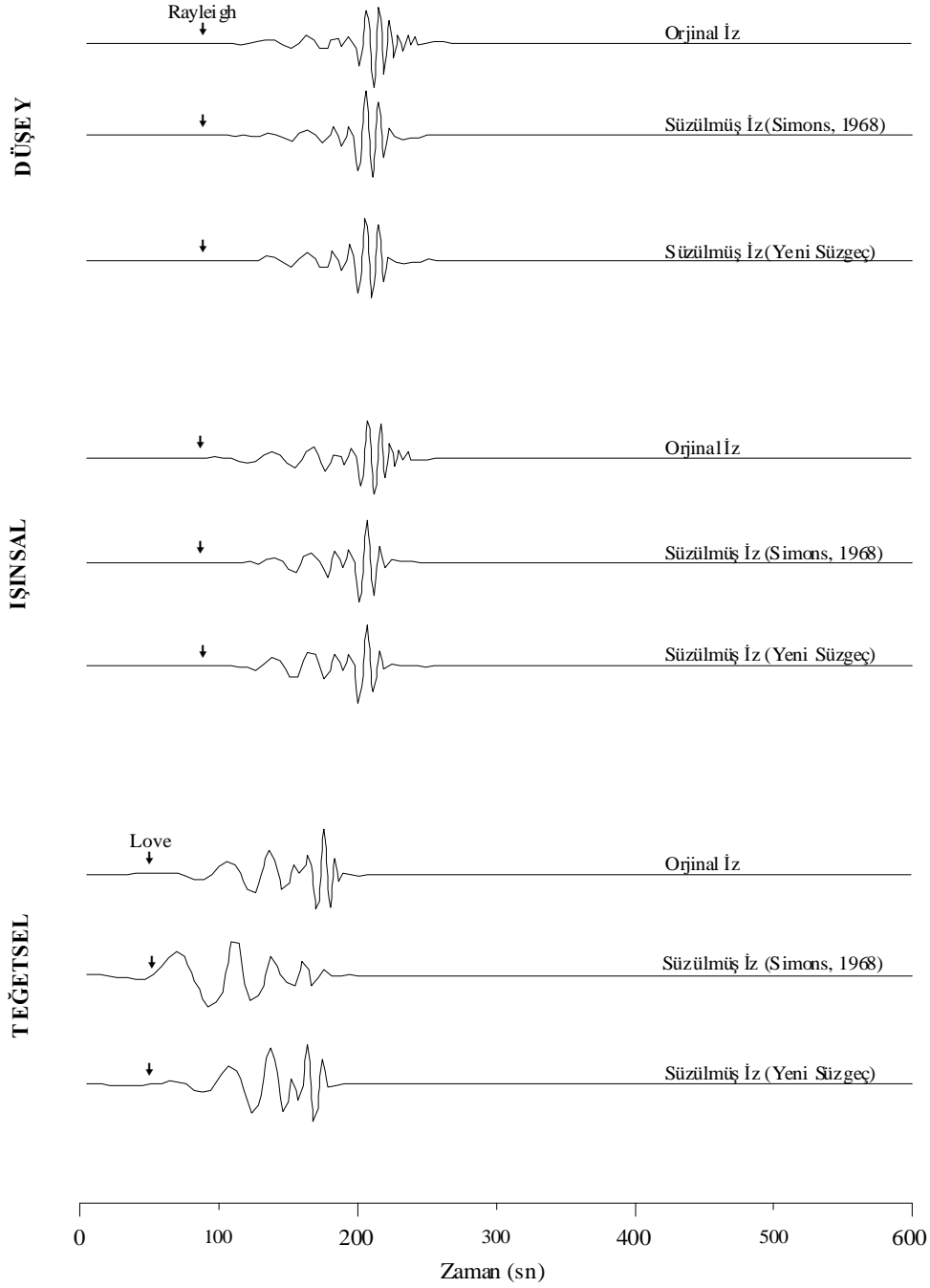
Şekil 45. Model 1 için 1200 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denemesi.

Şekil 46'daki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları, Model 1 (Tablo 3) kullanılarak 600 km episantr uzaklığı için elde edilmiştir. Yapılan denemeler, Şekil 45'de olduğu gibi eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şeklinin başlangıcını, ana mod Love dalga şeklini algılamakta yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülebilir.



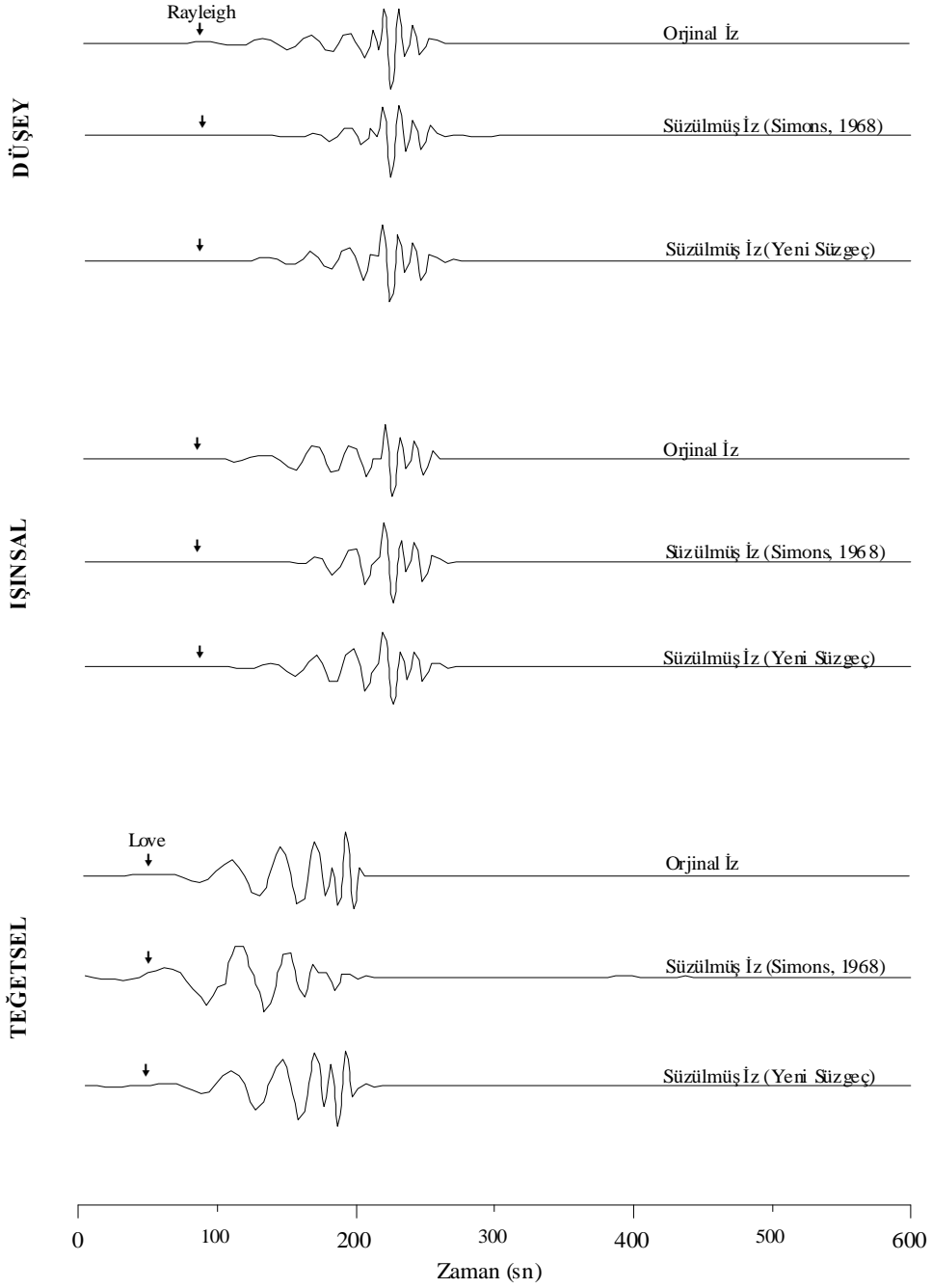
Şekil 46. Model 1 için 600 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denenmesi.

Şekil 47'deki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları, Model 1 (Tablo 3) ve karmaşık kaynak kullanılarak 1200 km episantr uzaklığı için elde edilmiştir. Yapılan denemeler, her iki süzgecin pencereleme, yuvarlatma ve Butterworth etkisi nedeniyle dalga şekillerinin yüksek frekans içerikli son kısımlarını, eski süzgecin ise ana mod Love dalga şeklini algılamakta yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin daha başarılı olduğu görülebilir.



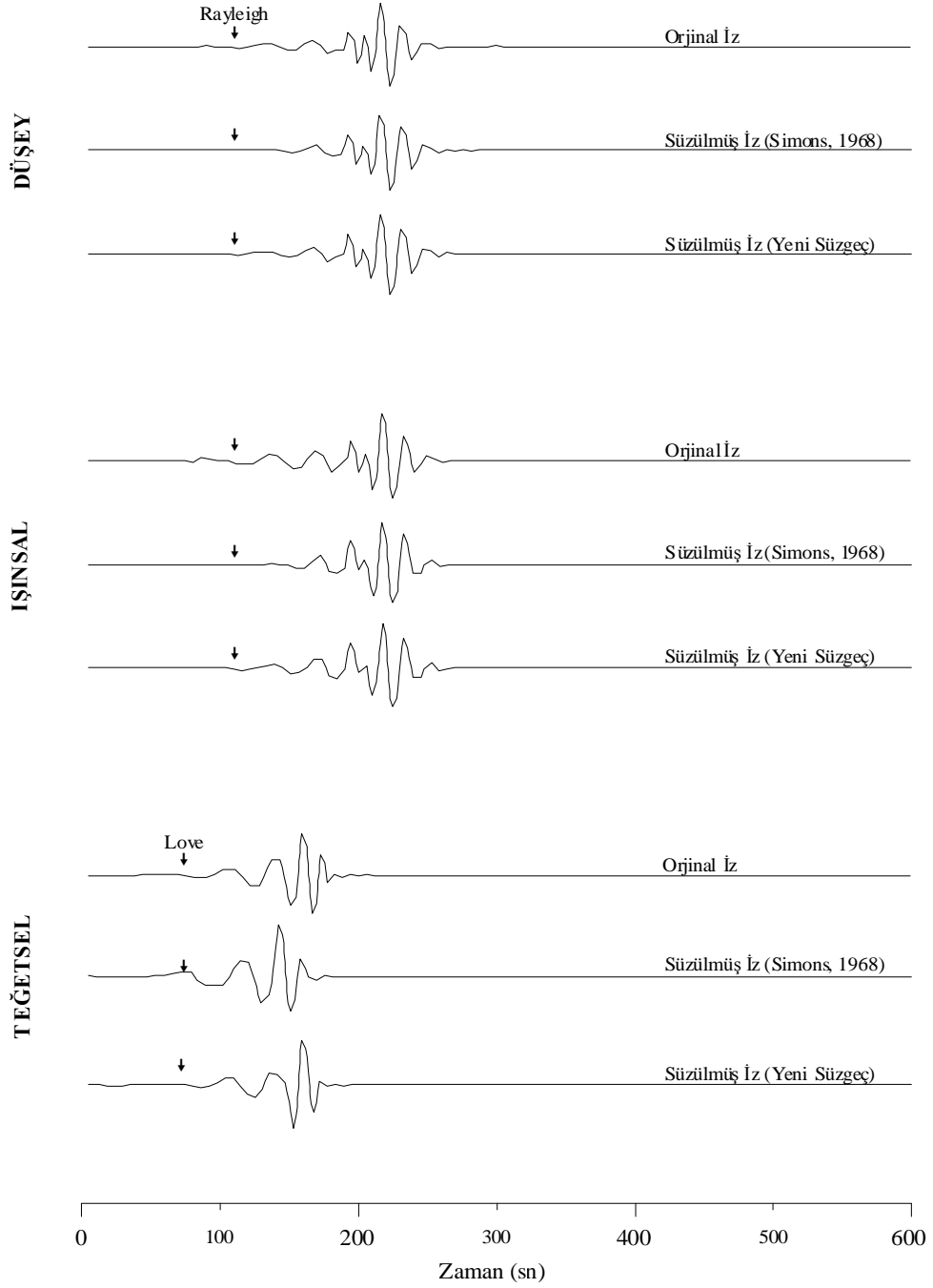
Şekil 47. Model 1 ve karmaşık kaynak için 1200 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denenmesi.

Şekil 48'deki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları, Model 9 (Tablo 3) kullanılarak 1200 km episantr uzaklığı için elde edilmiştir. Yapılan denemeler, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şeklinin başlangıcını, ana mod Love dalga şeklinin başlangıç ve sonunu algılamakta yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülebilir.



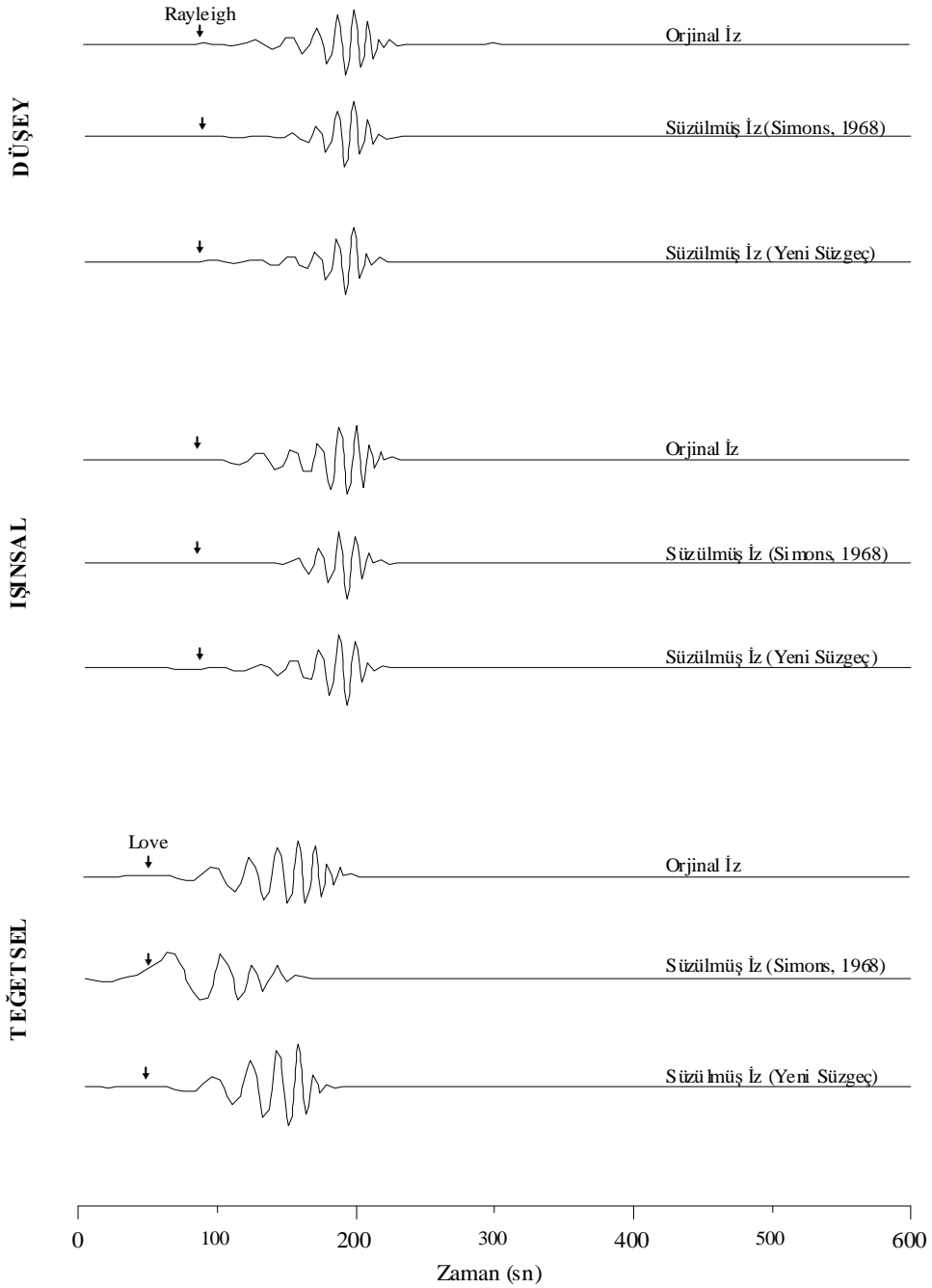
Şekil 48. Model 9 için 1200 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denemesi.

Şekil 49'daki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları, Model 5 (Tablo 3) kullanılarak 1200 km episantr uzaklığı için elde edilmiştir. Yapılan denemeler, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şeklinin başlangıcını ve ana mod Love dalga şeklinin başlangıç ve sonunu algılamakta yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülebilir.



Şekil 49. Model 5 için 1200 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denenmesi.

Şekil 50'deki üç bileşen yapay yer değiştirme sismogramları, Model 8 (Tablo 3) kullanılarak 1200 km episantr uzaklığı için elde edilmiştir. Yapılan denemeler, her iki süzgecin pencereleme, yuvarlatma ve Butterworth etkisi nedeniyle dalga şekillerinin yüksek frekans içerikli son kısımlarını, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şeklinin başlangıcını ve ana mod Love dalga şeklini algılamakta yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin daha başarılı olduğu görülebilir.



Şekil 50. Model 8 için 1200 km episantr uzaklığında elde edilen üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde eski ve yeni süzgeçlerin denemesi.

Sonuç olarak yapılan denemeler, her iki süzgecin pencereleme, yuvarlatma ve Butterworth etkisiyle ana mod yüzey dalgası şekillerinin yüksek frekans içerikli son kısımlarını, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şekillerinin başlangıçlarını ve ana mod Love dalga şekillerini algılamakta yetersiz kaldığı ve eski süzgeçle (Simons, 1968) kıyaslandığında yeniden düzenlenen yüzey dalgası ayırım süzgecin daha başarılı olduğu söylenebilir (Şekil 44, 45, 46, 47, 48, 49 ve 50).

2.2.4. Uygulamalar

Bu bölümde eski (Simons, 1968) ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları kullanılarak tasarlanan polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeçleri, Tablo 4'de odak parametreleri verilen farklı episantr uzaklıklarına sahip depremlerin TBZ (Trabzon) istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı sayısal kayıtları üzerine uygulanmıştır (Şekil 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58 ve 59). Uygulamada kullanılan depremlerin odak parametreleri IRIS'den (Incorporated Research Institutions For Seismology) alınmıştır.

Tablo 4. Uygulamada kullanılan depremlerin odak parametreleri (IRIS).

Sıra	Tarih (ay/gün/yıl)	Zaman (sa:dak:sn)	Enlem (K°)	Boylam (D°)	Derinlik (km)	Magnitüd (Ms)
1	11/27/1997	17:34:29	41.85	45.36	30	5.1
2	09/13/1999	11:55:28	40.70	30.04	10.4	5.8
3	06/23/2001	06:52:42	35.55	28.157	50	5.0
4	02/03/2002	07:11:28	38.58	31.24	5	6.0
5	04/10/2003	00:40:15	38.22	26.96	10	5.6
6	12/26/2003	01:56:56	29.01	58.27	33	6.7
7	01/23/2005	22:36:08	35.95	29.71	31.9	5.4
8	01/30/2005	16:23:51	35.89	29.67	36	4.9

Tek istasyon üç bileşen geniş bantlı sayısal deprem kayıtları aşağıdaki veri işlem adımları uygulandıktan sonra süzgeç uygulamalarına hazır hale getirilmiştir;

- 1- Sayısal verilerin kayıt formatından ASCII koda dönüştürülmesi.
- 2- Sayısal hız kayıtlarından yer değiştirme kayıtlarının elde edilmesi ve sayısal integral hesaplama etkilerinin giderilmesi.

3- Yatay bileşenlerin (Doğu-Batı ve Kuzey-Güney) geri azimuta göre ışınsal ve teğetsel dönüşümleri.

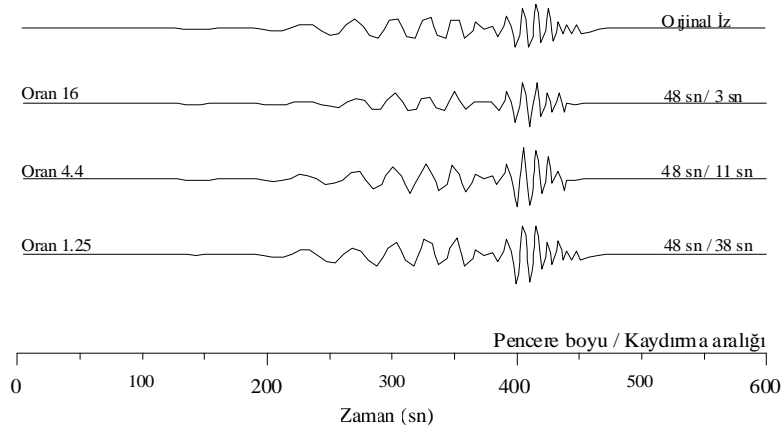
4- Deprem oluş zamanı düzeltmesi.

5- Alet tepkisinin (köşe frekansları 0.05 Hz ve 20 Hz) giderilmesi.

6- Sayısal verilerin istenilen frekans aralığında (0.01-1 Hz) seçimi.

7- Sayısal verilerin istenilen örnekleme aralığında (kayıt formatı örnekleme aralığı 0.05 sn ve yeni örnekleme aralığı 0.5 sn) örneklenmesi.

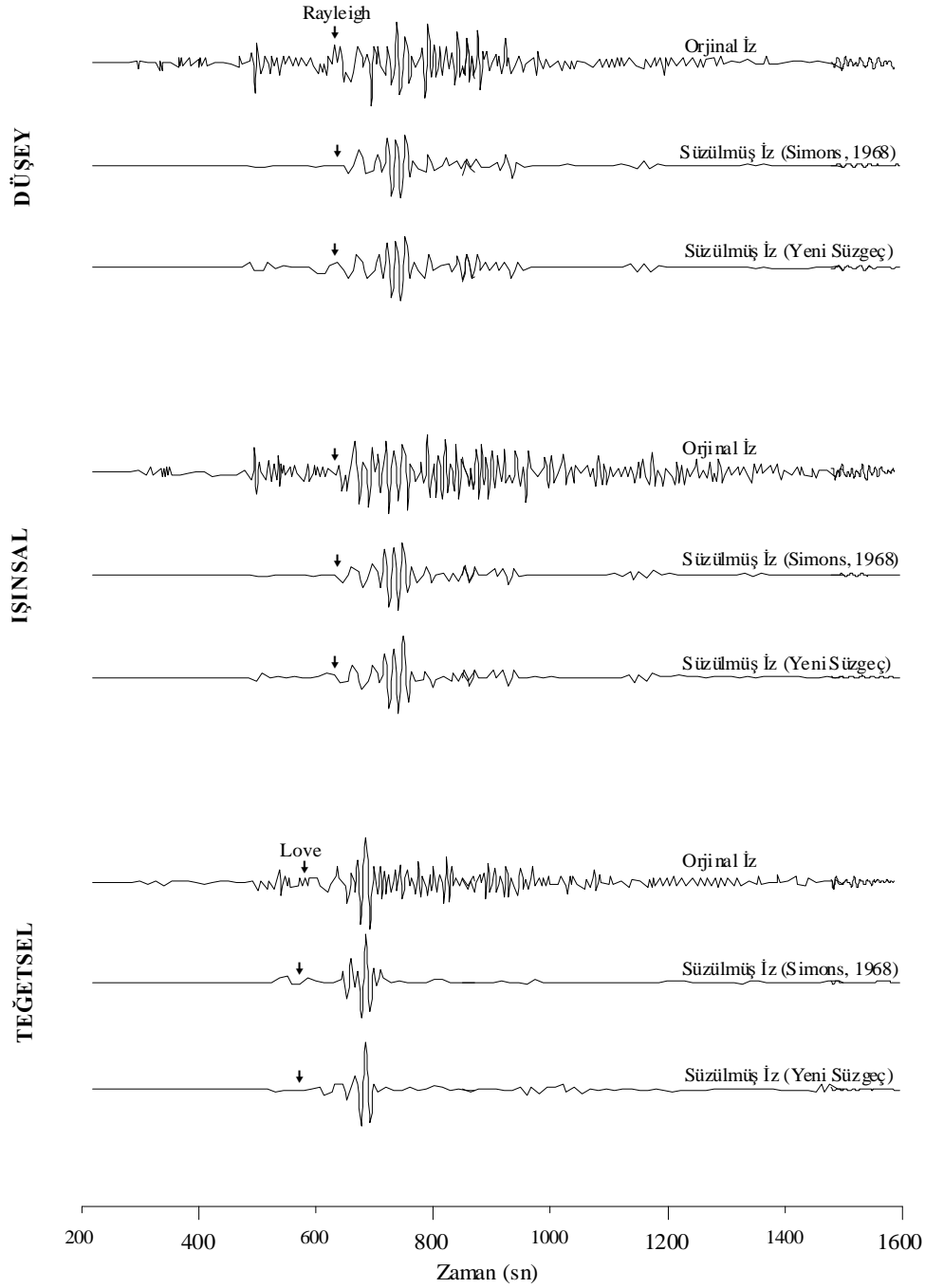
Simons (1968) ve Osmanşahin vd. (1994) tarafından önerilen pencere boyu ve kaydırma aralığı arasındaki oranlar 16 ve 4.4 ile istenilen dalga şeklinin maksimum periyoduna karşılık gelen kaydırma aralığı ve bu periyodun 5/4 katına karşılık gelen pencere boyu arasındaki oran 1.25 denenmiştir. Yapılan denemeler sonucunda 16 ve 4.4 oranları seçilen pencere boyu ve kaydırma aralığının dalga şekli genliğinin azalmasına ve bozulmasına neden olmuştur. Oran 1.25'e göre seçilen pencere boyu ve kaydırma aralığının dalga şekli üzerindeki bozucu etkisinin 16 ve 4.4 oranlarına göre seçilenlerden çok daha az olduğu görülmüştür (Şekil 51).



Şekil 51. Pencere boyu ve kaydırma aralığı arasındaki 16, 4.4 ve 1.25 oranlarının dalga şekli üzerinde denenmesi.

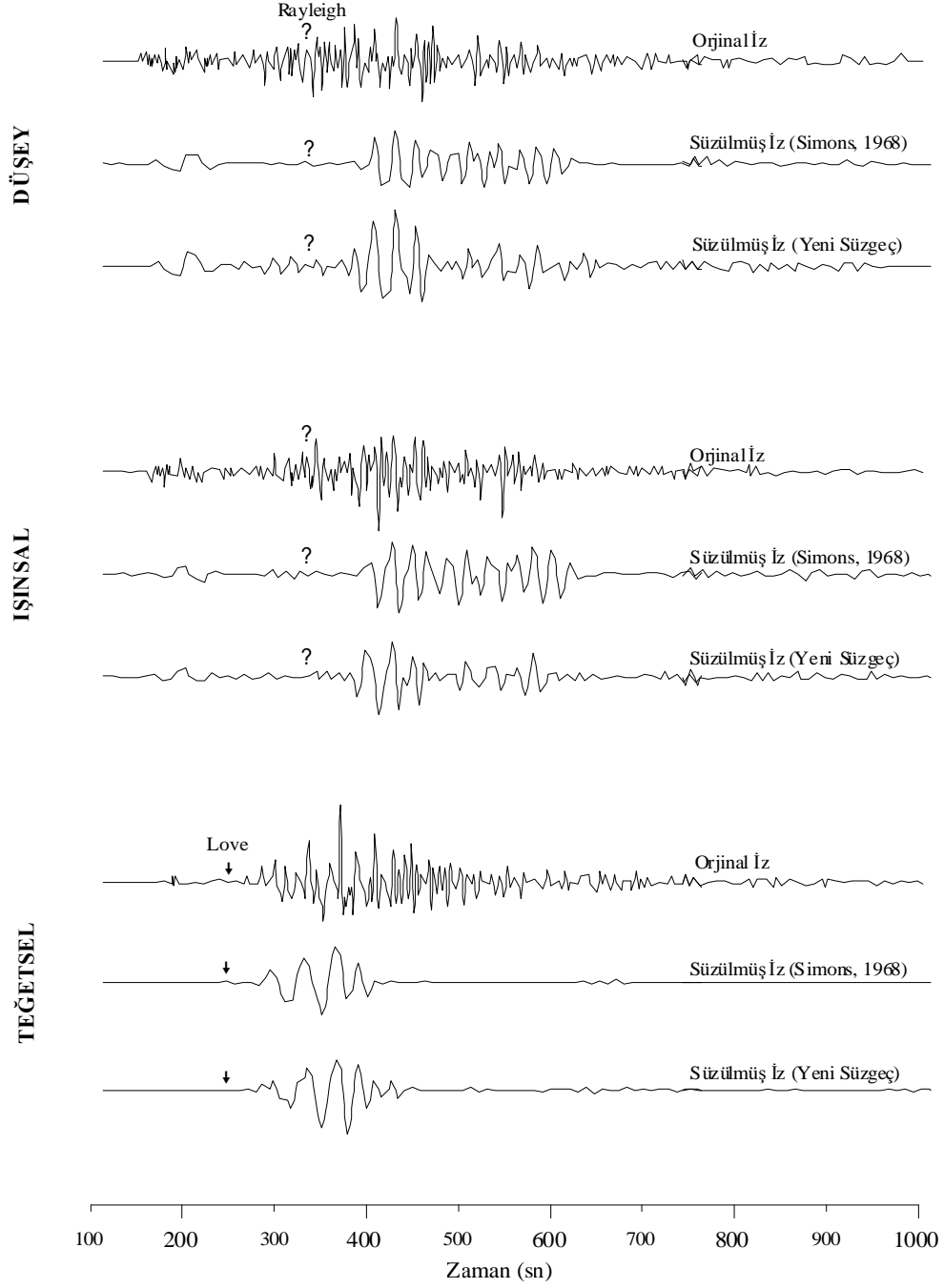
Farklı episantr uzaklıkları göz önüne alınarak yapılan uygulamalı çalışmalarda pencere boyu ve kaydırma aralığı için ana mod Love ve Rayleigh dalgası kayıtları üzerinde yeterli kadar zaman-frekans ayrımlılığı sağladığı ve 16, 4.4 oranlarına göre sinyal şeklini çok daha az etkilediği görülen 1.25 oranı kullanılmıştır. Bileşenler arasındaki dengesiz genlik oranlarından kaynaklanabilecek hatalar nedeniyle, yüzey dalgası ayırım süzgeci hesaplamalarında üç bileşen kayıtlar üzerindeki genlikler maksimum genliğe göre 1'e indirgenerek sadece dalga şekli açısından çözümlenmiştir.

Şekil 52’de 2137 km episantr uzaklığına sahip 6 nolu depremin (Tablo 4) üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumlarında, her iki süzgecin de ana mod Rayleigh dalga şekillerini ağırlıklandırmada başarılı, eski süzgecin ana mod Love dalga şeklinin başlangıcını algılamakta yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görölebilir.



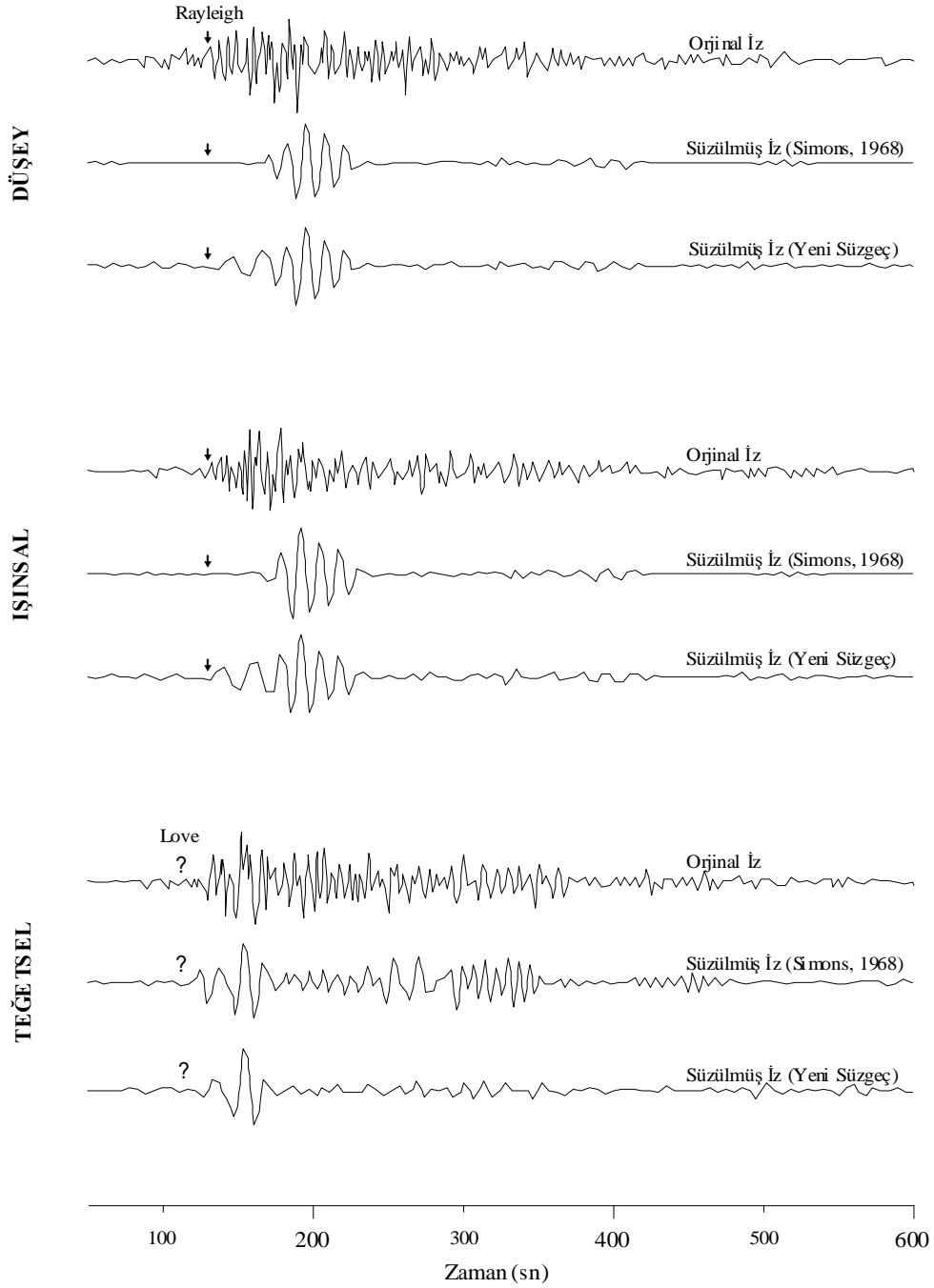
Şekil 52. Tablo 4’deki 6 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.

Şekil 53'de 1178 km episantr uzaklığına sahip 3 nolu depremin (Tablo 4) üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumlarında, her iki süzgecin de ana mod Rayleigh dalga şekillerini ağırlıklandırmada başarısız, eski süzgecin ana mod Love dalga şeklinin sonunu algılamakta yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görölebilir.



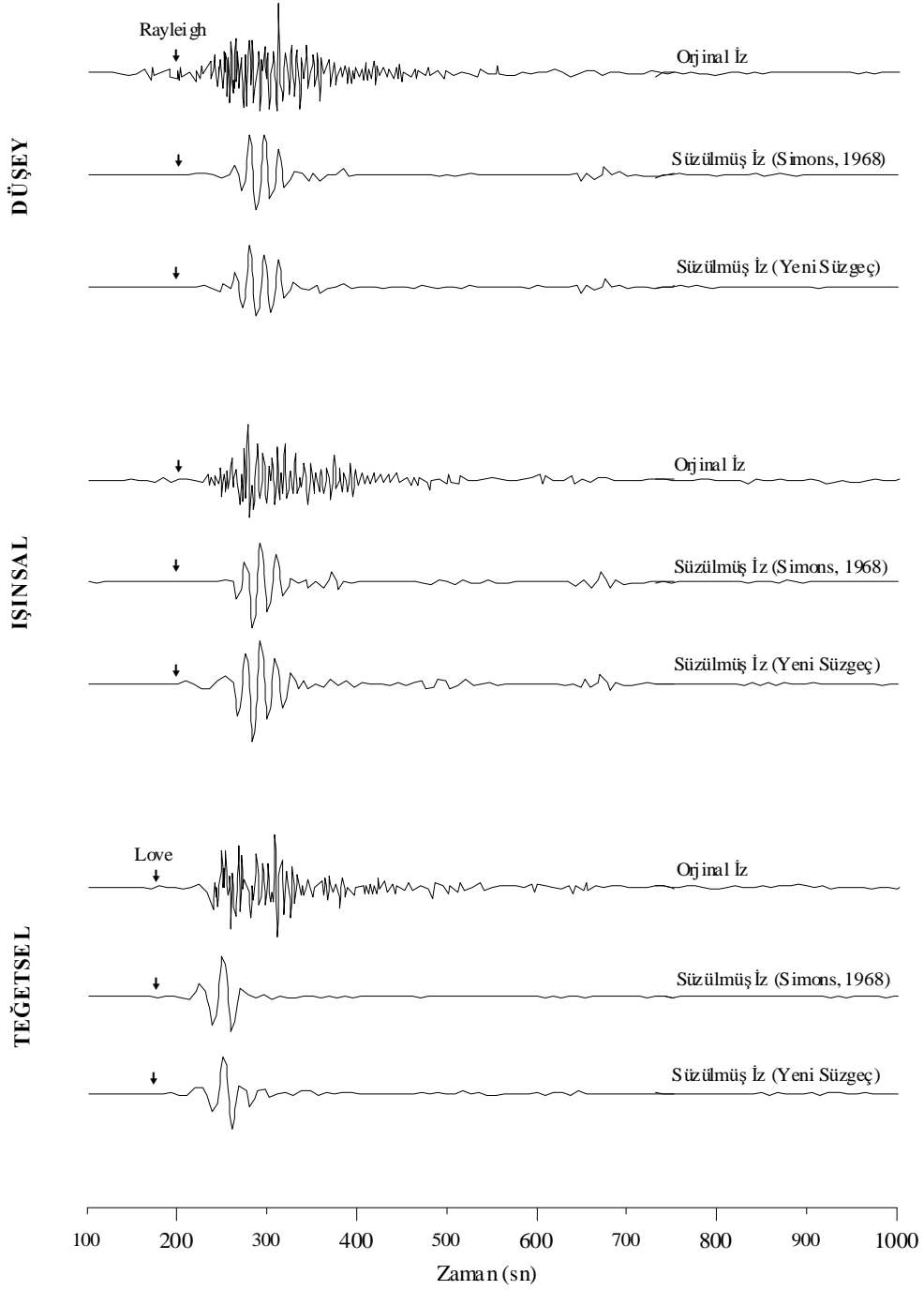
Şekil 53. Tablo 4'deki 3 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.

Şekil 54'de 475 km episantr uzaklığına sahip 1 nolu depremin (Tablo 4) üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumlarında, her iki süzgecin de ana mod Love dalga şeklini ağırlıklandırmada yetersiz kaldığı, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şekillerinin başlangıcını algılamakta yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görölebilir.



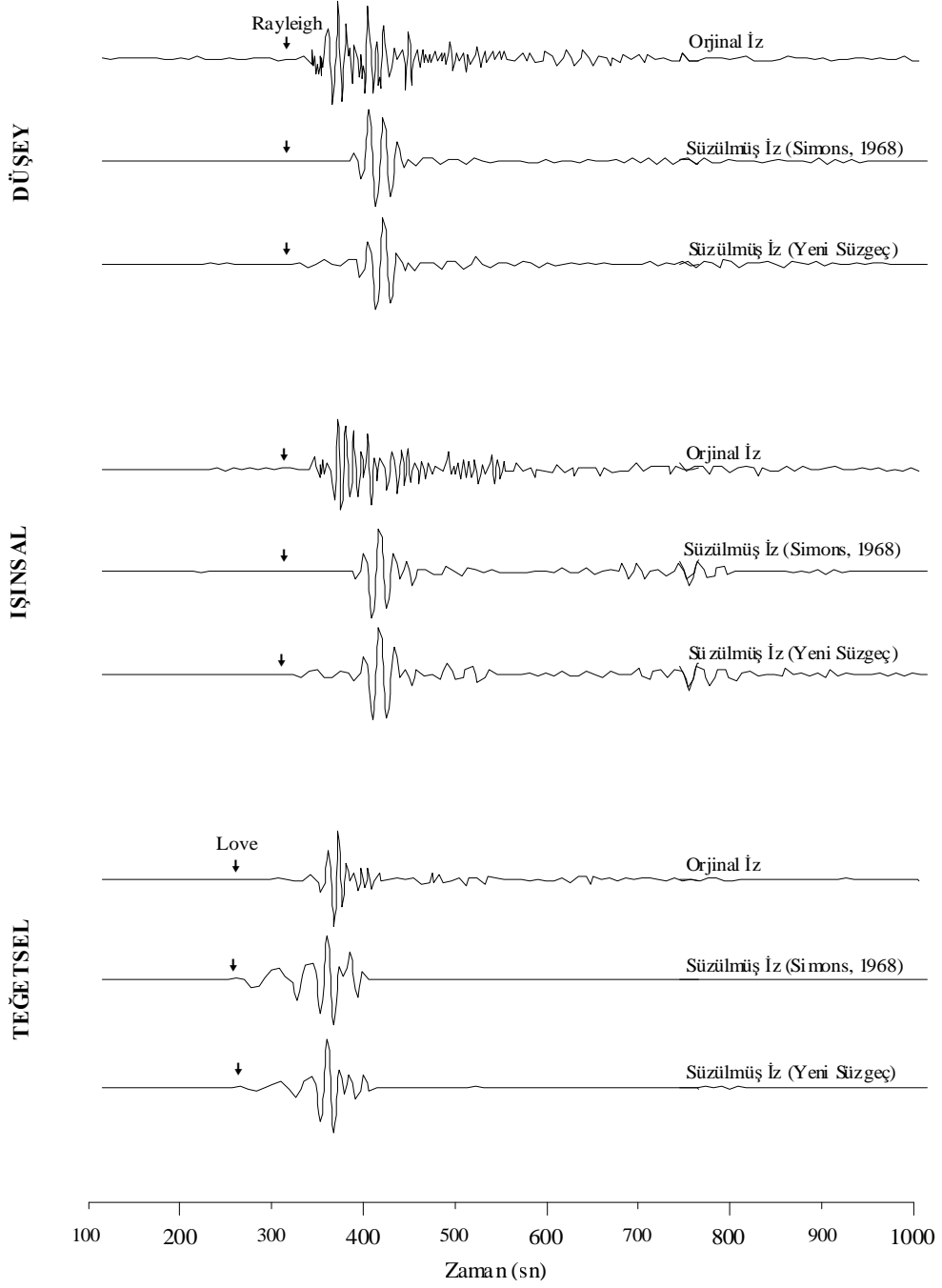
Şekil 54. Tablo 4'deki 1 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.

Şekil 55'de 818 km episantr uzaklığına sahip 2 nolu depremin (Tablo 4) üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumlarında, eski süzgeçle kıyaslandığında yeni süzgecin, ışımsal bileşende ana mod Rayleigh dalga şeklinin başlangıcını ve ana mod Love dalga şeklinin başlangıcını algılamakta daha başarılı olduğu görölebilir.



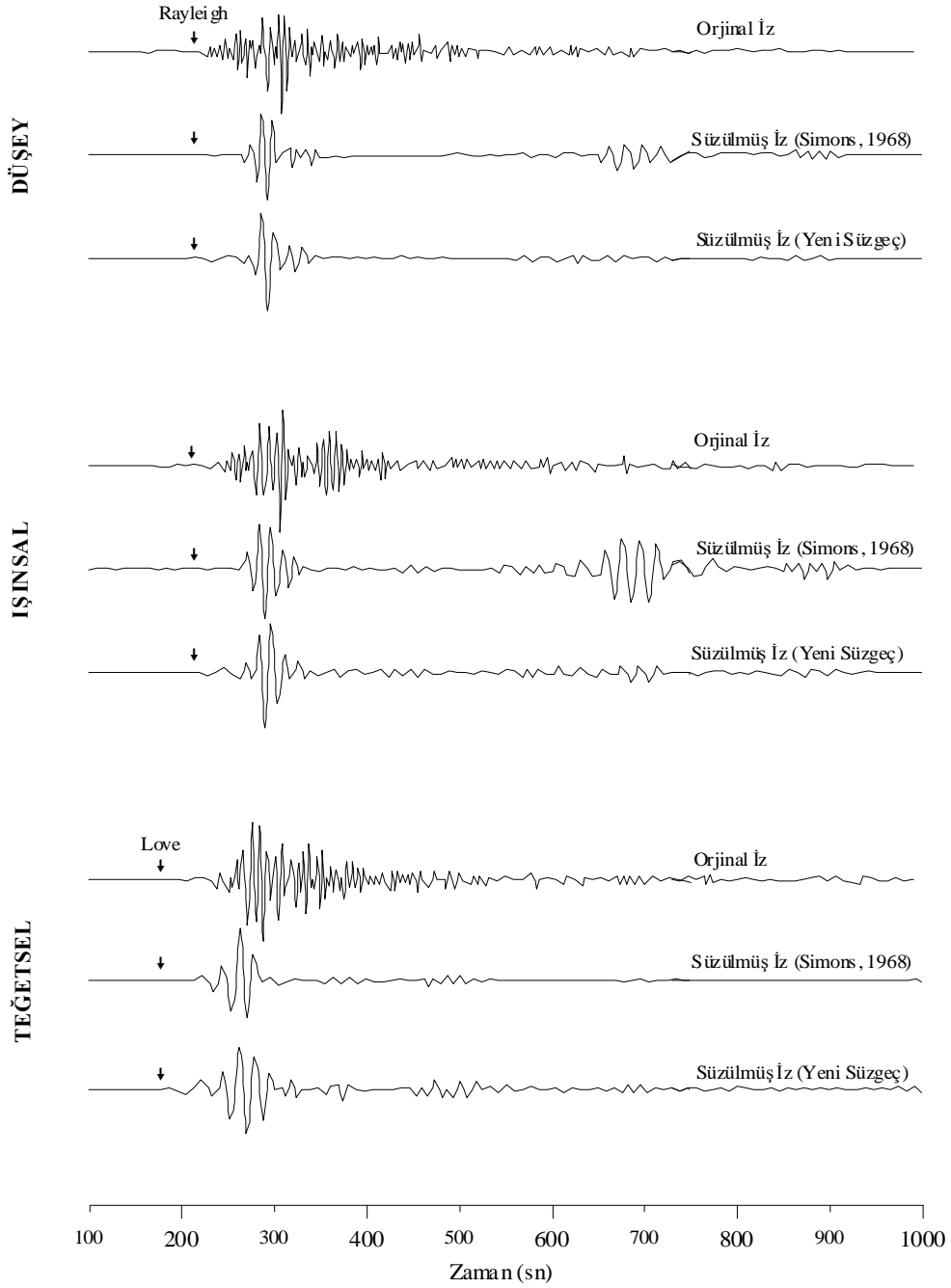
Şekil 55. Tablo 4'deki 2 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.

Şekil 56'da 1138 km episantr uzaklığına sahip 5 nolu depremin (Tablo 4) üç bileşen geniş bantlı kayıtlarının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzülmüş durumlarında, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şekillerinin başlangıçlarını ve ana mod Love dalga şekillerin başlangıçlarını ve sonlarını algılamakta yetersiz kaldığı, yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülebilir.



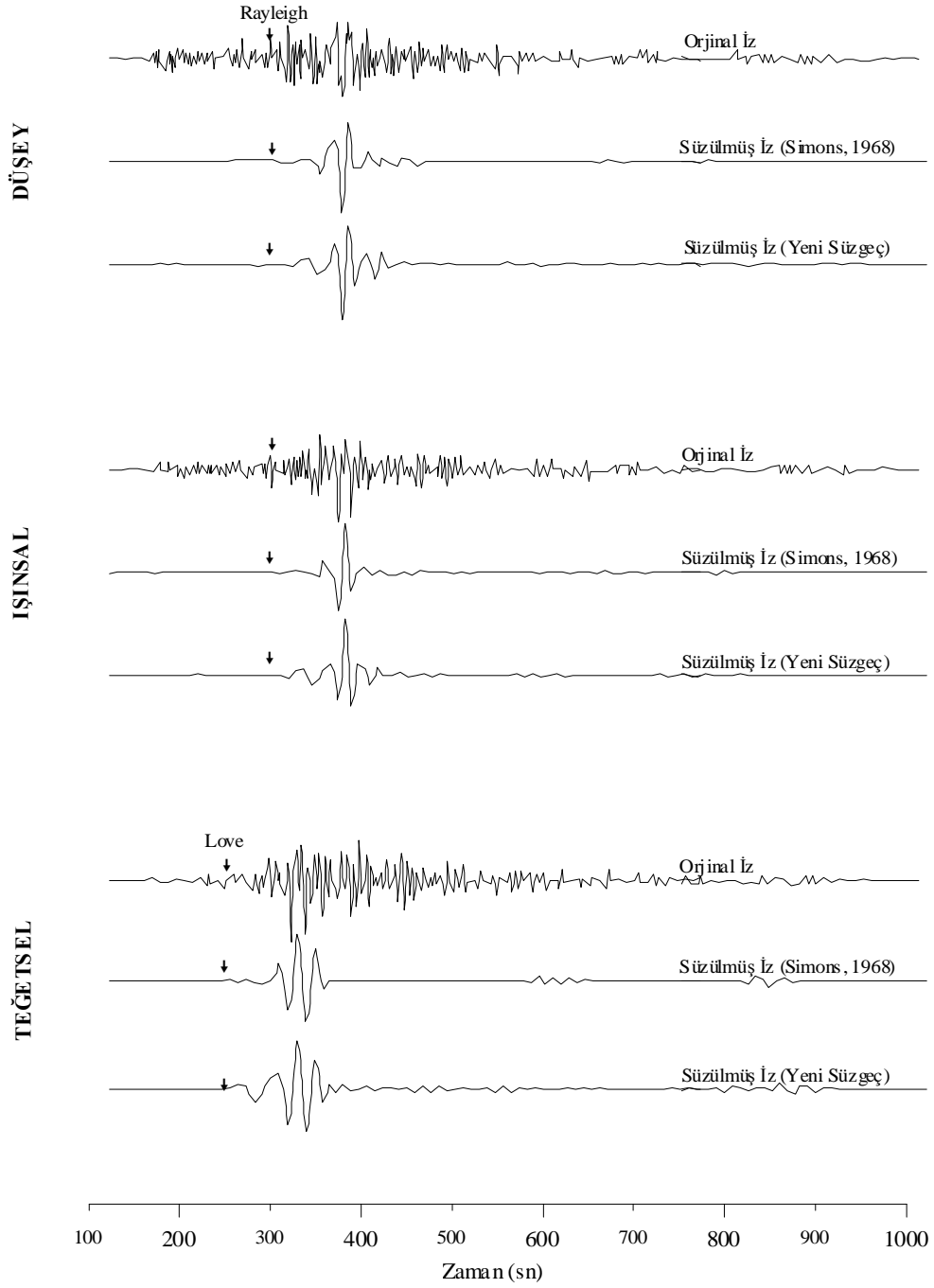
Şekil 56. Tablo 4'deki 5 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzülmüş durumları.

Şekil 57’de 776 km episantr uzaklığına sahip 4 nolu depremin (Tablo 4) üç bileşen geniş bantlı kayıtlarının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumlarında, Şekil 56’de olduğu gibi eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şekillerinin başlangıçlarını ve ana mod Love dalga şekillerin başlangıçlarını ve sonlarını algılamakta yetersiz kaldığı, yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülebilir.



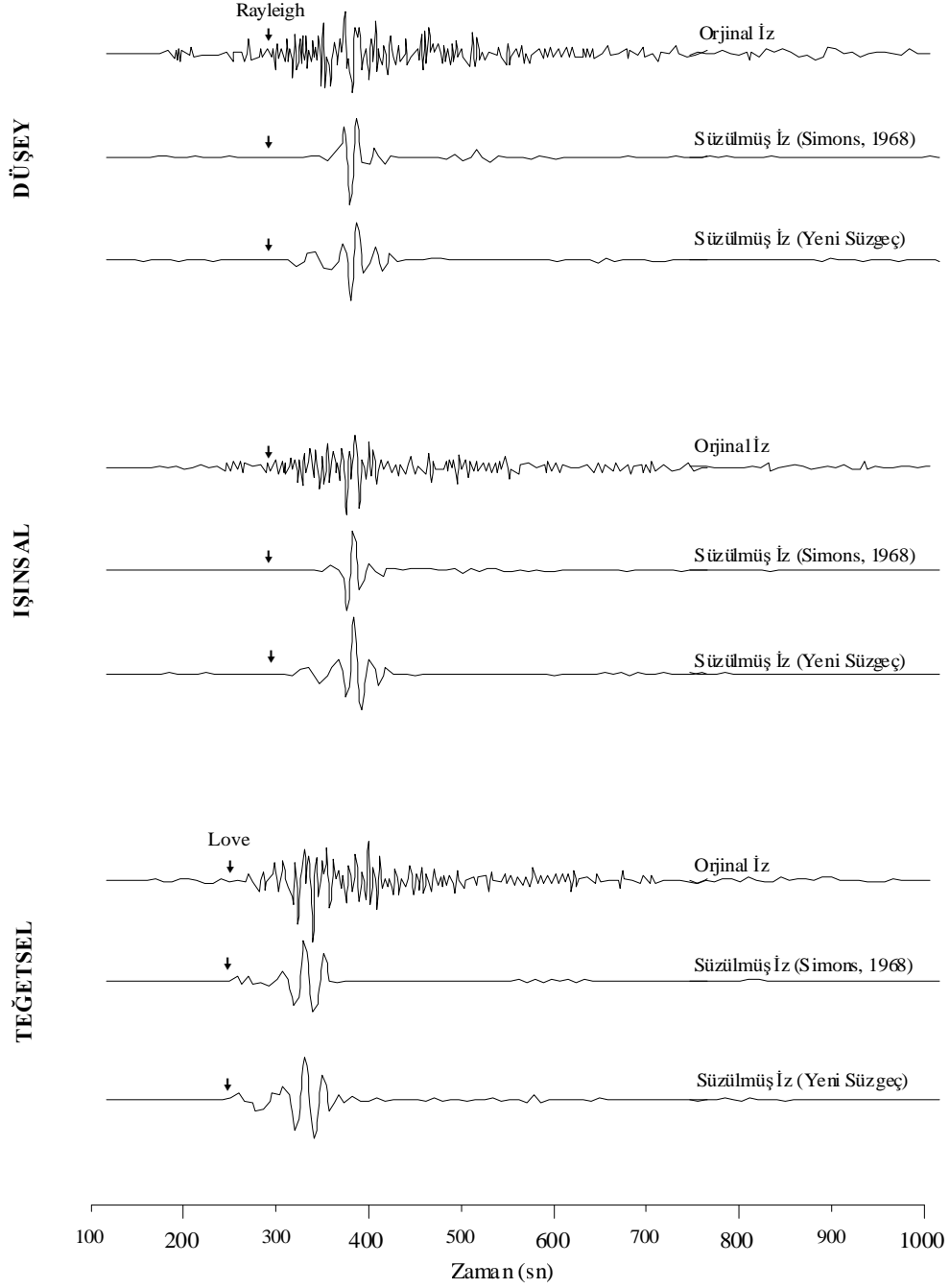
Şekil 57. Tablo 4’deki 4 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.

Şekil 58'de 1045 km episantr uzaklığına sahip 8 nolu depremin (Tablo 4) üç bileşen geniş bantlı kayıtlarının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumlarında, Şekil 56 ve 57'de olduğu gibi eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şekillerinin başlangıçlarını ve ana mod Love dalga şekillerin başlangıçlarını ve sonlarını algılamakta yetersiz kaldığı, yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülebilir.



Şekil 58. Tablo 4'deki 8 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.

Şekil 59'de 1038 km episantr uzaklığına sahip 7 nolu depremin (Tablo 4) üç bileşen geniş bantlı kayıtlarının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumlarında, Şekil 56, 57 ve 58'de olduğu gibi eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şekillerinin başlangıçlarını ve ana mod Love dalga şekillerin başlangıçlarını ve sonlarını algılamakta yetersiz kaldığı, yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülebilir.



Şekil 59. Tablo 4'deki 7 nolu depremin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı kaydının eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları ile süzölmüş durumları.

Sonuç olarak üç bileşen geniş bantlı sayısal kayıtlar üzerinde yapılan süzgeçlemelerde, daha önce yapılan yapay denemeler ile uyumlu olacak şekilde, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şekillerinin başlangıçlarını, ana mod Love dalga şekillerinin başlangıçlarını ve sonlarını algılamakta daha yetersiz kaldığı, eski süzgeçle kıyaslandığında yeniden düzenlenen yüzey dalgası ayırım süzgecin ise daha başarılı olduğu söylenebilir (Şekil 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58 ve 59).

2.3. Bölgesel Grup Hızı Hesaplamaları ve Ters Çözümü ile İlgili Çalışmalar

Bu çalışmada Anadolu ve civarında meydana gelmiş depremlerin (Şekil 61) TBZ (Trabzon) istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı sayısal kayıtları üzerinde, yeniden düzenlenen yüzey dalgası ayırım süzgeci kullanılarak ayrımlı hale getirilebilen ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinden (Şekil 56, 57, 58 ve 59) elde edilen bölgesel ortalama grup hızı değerlerinin ters çözümü yardımıyla Güneybatı-Kuzeydoğu Anadolu boyunca kabuk ve üst-manto yapısı araştırılmıştır.

Bu bölüm kuramsal-kullanılan yöntemler ve uygulamalı çalışmalar olmak üzere iki ana kısımdan meydana gelmektedir.

- 1- Kuramsal Çalışmalar; Ardışık Süzgeç Tekniği ve Kirpi (Hedgehog) Yöntemi.**
 - a- Ardışık Süzgeç Tekniği ile grup hızı hesaplamaları.**
 - b- Kirpi (Hedgehog) Yöntemi ile faz ve grup hızı dispersiyon eğrilerinin ters çözümü.**
- 2- Uygulamalı Çalışmalar; Gözlemsel ortalama ana mod Love ve Rayleigh dalgası grup hızı dispersiyon eğrilerinin ters çözümünden güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda Anadolu altındaki kabuk ve üst-manto yapısının araştırılması.**
 - a- Ardışık Süzgeç Tekniği kullanılarak Anadolu'nun güneybatısında meydana gelmiş depremlerin (Şekil 61) TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı sayısal kayıtları üzerinde ayrımlı hale getirilen ana mod Love ve Rayleigh dalgalarından, bölgesel grup hızlarının hesaplanması, ortalama grup hızı dispersiyon eğrilerinin elde edilmesi ve bu eğriler için grup hızı ters çözüm periyod aralığının belirlenmesi.**
 - b- Ters çözüm periyod aralığında, bölgesel ortalama grup hızı dispersiyon eğrilerinin Kirpi (Hedgehog) Yöntemi kullanılarak ters çözümü ve sonuçlarının güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda Anadolu altındaki kabuk ve üst-manto yapısı için değerlendirilmesi.**

2.3.1. Ardışık Süzgeç Tekniği

Ardışık Süzgeç Tekniği sismogramlar üzerinde kaydedilen ana mod yüzey dalgalarına ait grup hızı dispersiyon eğrilerinin elde edilmesi amacıyla kullanılabilir. Yöntem sinyal içeriğini, grup hızının ve periyodun bir fonksiyonu olarak zaman ortamında inceleme ve eş zamanlı olarak kaydedilen birkaç hakim periyoddan oluşan karmaşık sinyalleri çözümleme esasına dayanır (Dziewonski vd., 1969).

Ardışık Süzgeç Tekniğinde zaman ortamında sinyal içeriğine ait anlık genlik ve fazları periyodun ve grup hızının bir fonksiyonu olarak belirlemek için, frekans ortamında sinyalin frekans içeriğine ardışık dar bantlı süzgeçler uygulanır. Bir başka deyişle sinyalin frekans içeriği, her bir hakim frekansı birbirini izleyen noktalar boyunca eşit aralıklarla kaydırılan bir pencere fonksiyonu yardımıyla pencerelenir. Ardışık noktalarda elde edilen hakim frekanslar sinyalin zaman ortamındaki anlık genlik ve fazına karşılık gelir. Her bir frekansa karşılık gelen dalgacıkların varış zamanları kullanılarak grup hızı dispersiyon eğrileri elde edilebilir.

Dispersif özelliğe sahip bir sinyalin zamana göre frekans içeriğinde istenilen ayrırlılığın sağlanması için kullanılacak süzgeç fonksiyonunun frekans ortamında tasarlanması gerekir. Bu nedenle istenilen düzeyde zaman-frekans ayrırlılığını kontrol edebilir bir süzgeç olarak Gauss fonksiyonu seçilebilir.

$$H_n(w) = \begin{cases} 0 & w_L > w \\ \exp\left\{-\alpha\left[(w - w_n)/w_n\right]^2\right\} & w_L \leq w \leq w_H \\ 0 & w > w_H \end{cases} \quad (87)$$

Süzgeç tasarımında karşılaşılabilecek sayısal duraysızlıklardan kurtulmak için Gauss fonksiyonunun yan salınımları seçilen frekans bandı dışında tutulmuştur. Frekans ortamında tasarlanan süzgeç fonksiyonunun ters Fourier dönüşümünü alarak zaman ortamında tanımlanabilen süzgeç fonksiyonu elde edilebilir.

$$h_n(t) = \frac{\sqrt{\pi w_n}}{2\alpha} \exp(-w_n t / 4\alpha) \cdot \cos(w_n t) \quad (88)$$

Burada w_n merkez frekansları ve α sinyalin dispersiyon özelliklerine bağlı olarak zaman ortamındaki ayrırlılığını kontrol eden bir parametredir. Bu parametre frekans

ortamında tasarlanan Gauss süzgeç fonksiyonunun her bir pencereleme adımı için band genişliği (BL) sınır frekansları, merkez frekansları ve bu frekanslara ait genlikler kullanılarak ardışık olarak hesaplanabilir. β ise pencere fonksiyonunun gecikmesi yani süzgecin kazancıdır.

$$\alpha = \frac{\beta}{|BL|^2} \quad (89)$$

$$\beta = \ln \left[\frac{H_n(w_n)}{H_n(w_L)} \right] = \ln \left[\frac{H_n(w_n)}{H_n(w_H)} \right]$$

$$w_L = (1 - BL)w_n, \quad w_H = (1 + BL)w_n$$

Uygulamada zaman-frekans ayrırlılığı için $10 < \alpha < 50$ ve $\beta = 0.25$ alınabilir. Kuadratür fonksiyonu $q_n(t)$, anlık spektral genliklerin $A_n(t)$ ve fazların $\varphi_n(t)$ hesaplanabilmesi için süzgeç fonksiyonu $h_n(t)$ 'nin ortogonalı olarak tanımlanan bir fonksiyondur. Anlık genlik ve fazlardan oluşan karmaşık sinyal, kuadratür fonksiyon $q_n(t)$ ile süzgeç fonksiyonu $h_n(t)$ 'nin karmaşık toplamına eşittir.

$$A_n(t)e^{i\varphi_n(t)} = h_n(t) + iq_n(t) \quad (90)$$

$$h_n(t) = A_n(t)\cos\varphi_n(t)$$

$$q_n(t) = A_n(t)\sin\varphi_n(t)$$

$q_n(t)$ ve $h_n(t)$ ortogonal fonksiyon oldukları için kuadratür fonksiyonunun frekans spektrumu $Q_n(w)$ süzgecin frekans spektrumundan elde edilebilir.

$$Q_n(w) = H_n(w)e^{i\pi/2} \quad (91)$$

(91) eşitliğinin ters Fourier dönüşümü alınarak kuadratür zaman fonksiyonu bulunabilir. (90) eşitliğinde verilen $h_n(t)$ ve $q_n(t)$ bağıntılarının kareleri alınıp toplanırsa, zaman ortamında ardışık merkez frekanslara karşılık gelen desibel cinsinden anlık genlikler, $h_n(t)$ ve $q_n(t)$ bağıntıları oranlanırsa anlık fazlar elde edilebilir.

$$A_n(t) = \left[h_n^2(t) + q_n^2(t) \right]^{1/2} \quad (92)$$

$$\varphi_n(t) = \tan^{-1}[q_n(t)/h_n(t)] \quad (93)$$

Frekans ortamındaki her bir hakim merkez frekansa zaman ortamında karşılık gelen anlık genlik ve faz değerleri kullanılarak elde edilen dalgacıkların varış zamanları, episantr uzaklığına bölünerek grup hızı değerleri hesaplanabilir. Sonuç olarak anlık genlikler grup hızlarının ve hakim periyodların bir fonksiyonu olarak çizilerek grup hızı dispersiyon eğrileri elde edilir.

2.3.2. Kirpi (Hedgehog) Yöntemi ile Ters Çözüm

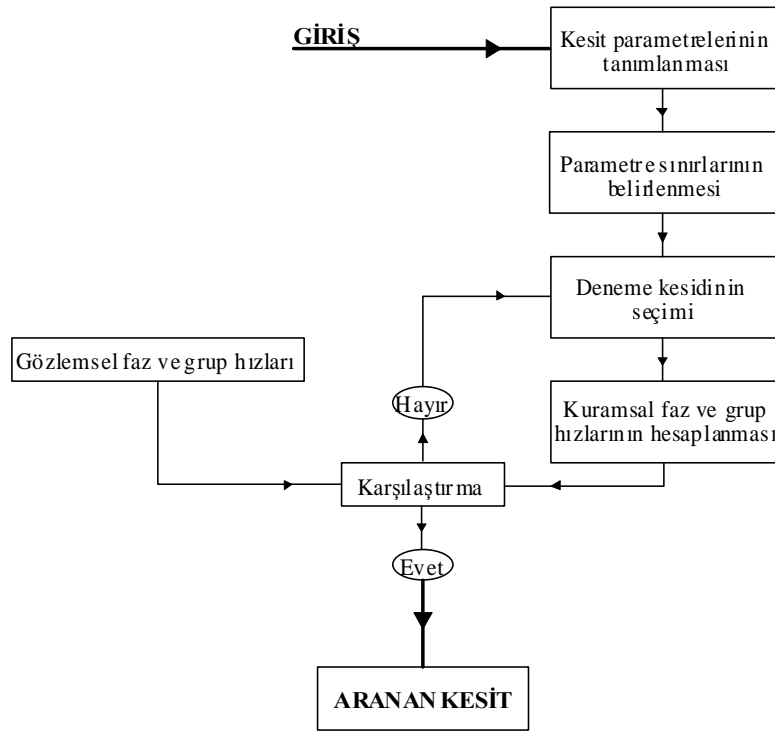
Kirpi (Hedgehog) Yöntemi, gözlemsel dispersiyon verilerini kullanarak yerin düşey hız ve yoğunluk yapısını saptamak amacıyla uygulanan doğrusal olmayan bir ters çözüm yöntemidir (Keilis-Borok ve Yanovskaya, 1967; Valyus, 1968; Knopoff, 1972; Biswas ve Knopoff, 1974; Calcagnile ve Panza, 1980; Panza, 1981; Karagianni vd., 2002; Karagianni vd., 2005).

Kirpi (Hedgehog) yönteminde yapılması gereken ilk işlem başlangıç model parametreleri (tabaka kalınlıkları, P-dalga hızları, S-dalga hızları ve yoğunluklar) ve bu parametrelerin alt ve üst sınırlarının belirlenmesidir. Başlangıç modelinin çok basit veya çok karmaşık seçilmesi anlamsız sonuçların elde edilmesine neden olabilir. Bu nedenle ters çözüm probleminin fiziği ile başlangıç parametrelerinin seçimi arasındaki ilişkinin iyi kurulması gerekir.

Yer modeli, derinliğe bağlı olarak değişim gösteren tabaka kalınlıkları, yoğunluklar, P ve S-dalga hızları kullanılarak oluşturulur. Ters çözüm işleminde yer modelini oluşturan parametreler değişken veya sabit ve bağımlı veya bağımsız olabilir. Bağımsız parametreler bağımlı olan parametreler ile ilişkilendirilerek değerlendirilir. Grup hızlarının S-dalga hızına göre kısmi türevleri, P-dalga hızına ve yoğunluğa göre olan türevlerinden çok daha büyük olduğu için S-dalga hızları ve tabaka kalınlıkları bağımsız parametreler olarak seçilir. Her bir parametre için alt ve üst sınırlar belirlenir. Parametrelerin alt ve üst sınırları eldeki bilgiler, beklenen değerler ve model parametreleri arasındaki ilişkiler (Örneğin $\alpha=1.73\beta$) kullanılarak belirlenmeye çalışılır.

Oluşturulan başlangıç yer modeli için kuramsal grup hızı veri grubu Knopoff (1964), Schwab ve Knopoff (1972) ve Schwab vd. (1984)'e göre hesaplanır. Grup hızlarının ters çözümünde seçilen parametre grubuyla tanımlı kuramsal modelden hesaplanan grup hızları gözlemsel verilerden elde edilenlerle kıyaslanarak aradaki fark hata

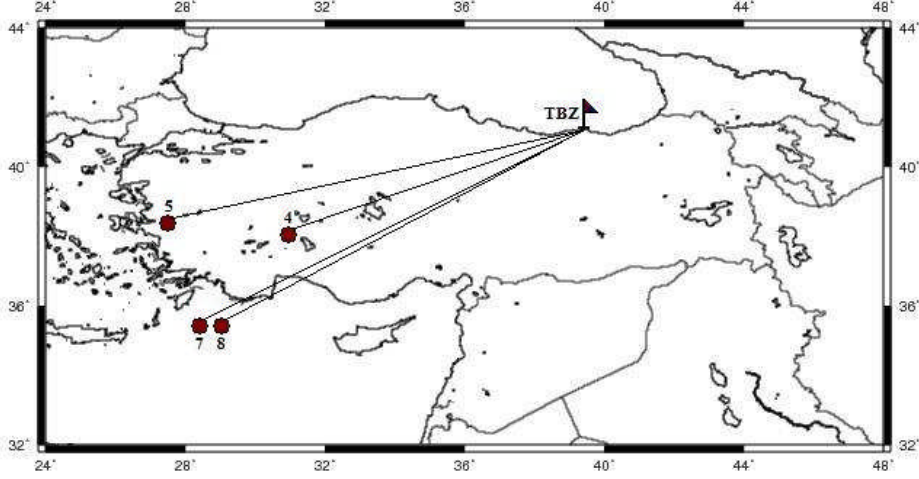
(hata enerjisi ve mutlak değer farkları vs.) olarak tanımlanır. Buna göre en büyük periyoddan başlanarak hesaplanan kuramsal grup hızı değerleri gözlemsel değerler ile kıyaslanır. Aralarındaki fark istenilen hata sınırları içinde ise daha küçük periyoda ait kuramsal grup hızı değerinin hesaplanmasına geçilir. Herhangi bir periyotta hata miktarı istenilen sınırları içerisinde değil ise başlangıç modeli komşuluğunda yeni bir model oluşturularak en büyük periyoddan başlamak üzere ters çözüm işlemi yenilenir. Tüm periyodlar için gözlemsel veri ile modelden hesaplanan veri arasındaki fark yeterince küçük olduğunda aranan yapı kesidi bulunmuş olur (Şekil 60).



Şekil 60. Kirpi (Hedgehog) Yöntemi ile ters çözüm işleminin akış çizelgesi (Osmanşahin, 1989'dan uyarlanmıştır).

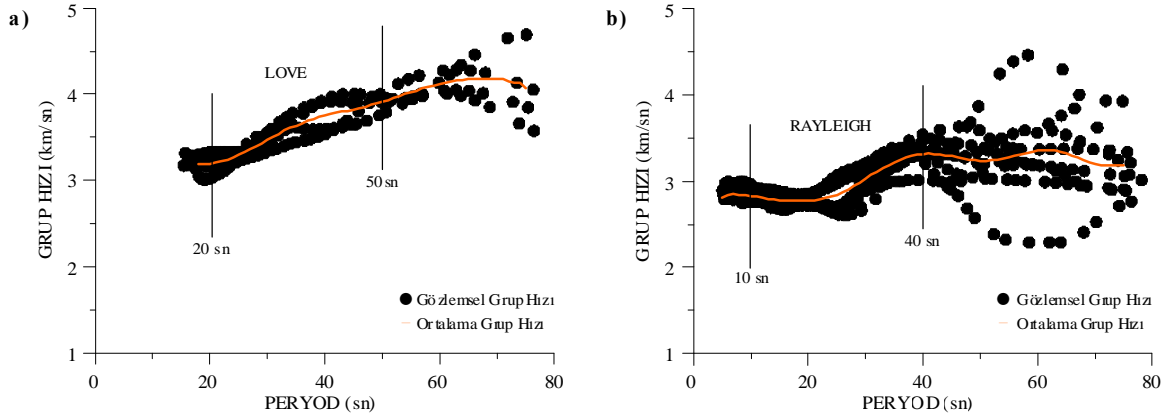
2.3.3. Uygulamalar

Bu bölümde Şekil 61'de episantr koordinatları gösterilen ve Tablo 4'de odak parametreleri verilen 4, 5, 7 ve 8 nolu depremlerin TBZ (Trabzon) istasyonuna ait üç bileşen geniş bantlı sayısal kayıtları üzerindeki ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri kullanılarak Güneybatı-Kuzeydoğu Anadolu boyunca kabuk ve üst-manto yapısı hakkında bilgi edinilmeye çalışılmıştır.



Şekil 61. Tablo 4’de odak parametreleri verilen 4, 5, 7 ve 8 nolu depremlerin episentr koordinatları ve ışın yörüngeleri.

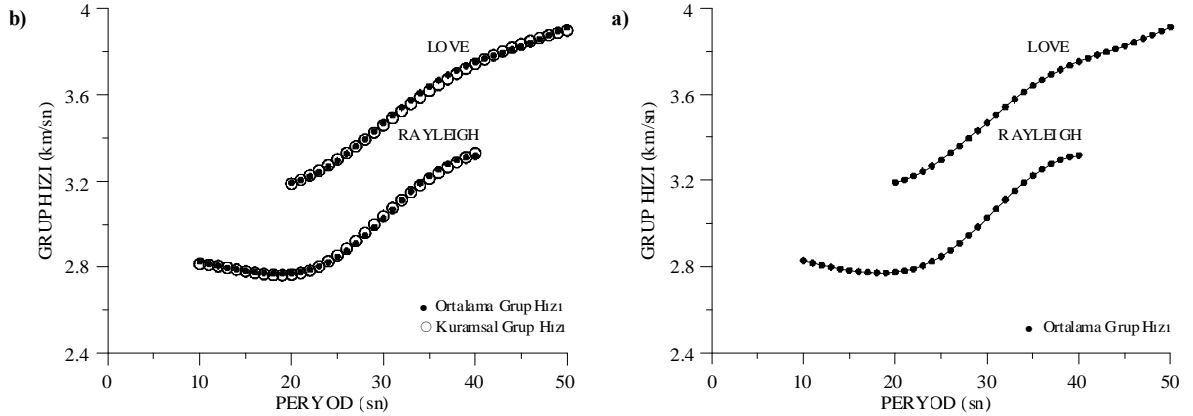
Bu amaçla, yeniden düzenlenen polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci kullanılarak kayıtlar üzerinde ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri ayrımlı hale getirilmiştir (Şekil 56, 57, 58 ve 59). Her bir kayıt için ayrımlı hale getirilen düşey ve ışınsal bileşenlerdeki ana mod Rayleigh dalga şekilleri ve teğetsel bileşendeki ana mod Love dalga şekili için Ardışık Süzgeç Tekniği kullanılarak grup hızları hesaplanmıştır. Ortalama ana mod Love ve Rayleigh dalgası grup hızlarının ters çözümü yapılarak Güneybatı-Kuzeydoğu Anadolu boyunca kabuk ve üst manto yapısı araştırılmaya çalışılmıştır (Şekil 62, 63, 64 ve Tablo 5).



Şekil 62. Ardışık Süzgeç Tekniği kullanılarak Tablo 4’deki 4, 5, 7 ve 8 nolu depremlerin TBZ istasyonundaki ana mod Love ve Rayleigh dalgası kayıtlarından belirlenen grup hızı değerleri; a) Love dalgası grup hızı değerleri, b) Rayleigh dalgası grup hızı değerleri.

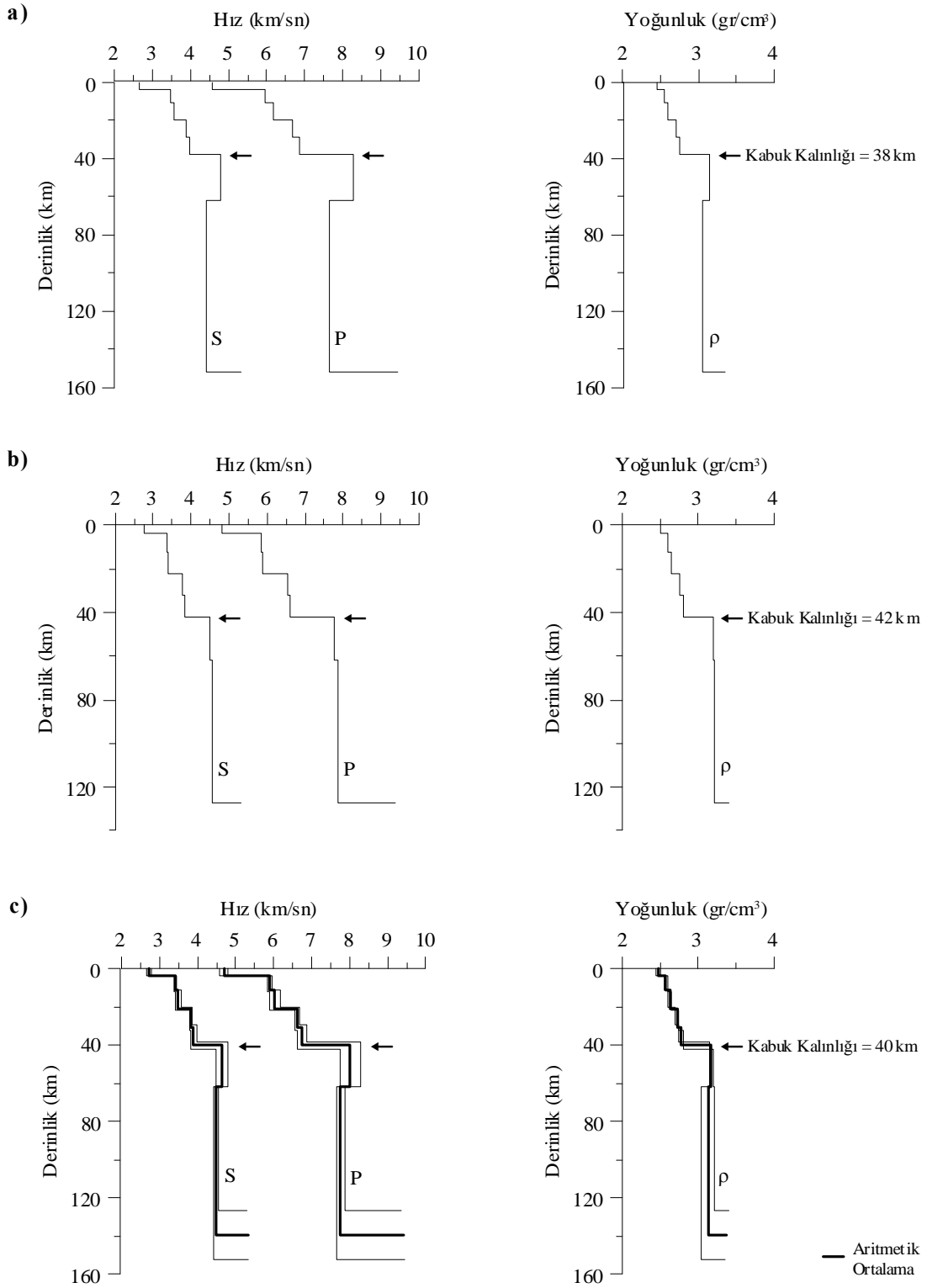
Her bir bileşende hesaplanan grup hızı değerlerine 10. mertebeden bir polinom uydurularak eşit aralıkta (1 sn) örneklenmiştir. Deprem kaynağının faz etkisi, kırılma geometrisine bağlı etkiler, yanlış oluş zamanı okuması ve yanlış kayıt zamanı bilgileri aynı bölge için elde edilen grup hızı değerlerinde saçılmalara neden olabilir. Bu nedenle her bir periyotta ana mod Love ve Rayleigh dalgası grup hızı değerlerinin aritmetik ortalamaları alınarak bölgesel ortalama grup hızı dispersiyon eğrileri (turuncu çizgiler) elde edilmiştir. Grup hızı eğrileri Love dalgası için saçılımın olmadığı 20-50 sn periyod aralığında ve Rayleigh dalgası için 10-40 sn periyod aralığında sınırlandırılmıştır (Şekil 62).

Grup hızlarının ters çözümü için, Love dalgası için saçılımın olmadığı 20-50 sn periyod aralığı ve Rayleigh dalgası için 10-40 sn periyod aralığı kullanılmıştır (Şekil 63a). Kirpi (Hedgehog) Yöntemi ile grup hızı dispersiyon eğrilerinin ters çözüm işlemi Şekil 60'de verilen akış çizelgesine göre yapılmıştır. İlk deneme kesidi beş ve sonuncu deneme kesidi sekiz tabakalı bir yer modeli (paralel tabakaların kalınlıkları, P-dalga hızları, S-dalga hızları ve yoğunlukları) ve hata sınırı %5 (Şekil 63b) olarak belirlenmiştir.



Şekil 63. a) Ardışık Süzgeç Tekniği kullanılarak Tablo 4'deki 4, 5, 7 ve 8 nolu depremlerin TBZ istasyonundaki ana mod Love ve Rayleigh dalgası kayıtlarından belirlenen grup hızı değerlerinin aritmetik ortalamaları. b) Gözlemsel ve ters çözüm sonucu elde edilen kuramsal grup hızı değerleri.

Ters çözüm işlemi Love ve Rayleigh dalgaları için ayrı ayrı yapılmıştır. Rayleigh dalgası ortalama grup hızı dispersiyon eğrisi için elde edilen ters çözüm sonuçları Love dalgası ortalama grup hızı dispersiyon eğrisinin ters çözümünde ilk deneme kesidi olarak kullanılmıştır. Ters çözüm sonuçlarının doğruluğunu artırmak için Love ve Rayleigh dalgası için elde edilen sonuçların aritmetik ortalaması alınmıştır (Şekil 64 ve Tablo 5).



Şekil 64. Grup hızı ters çözüm sonuçları; a) Rayleigh dalgası ve b) Love dalgası grup hızı verilerinin ters çözüm sonuçlarına göre P ve S-dalga hızlarının ve yoğunluğun derinlikle değişimi, c) Grup hızı ters çözüm sonuçlarının aritmetik ortalamalarının derinlikle değişimi.

Tablo 5. Love ve Rayleigh dalgalarına ait grup hızı ters çözüm sonuçları.

Çözüm Türü	Kalınlık (km)	P-Dalga Hızı (km/sn)	S-Dalga Hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)
Love	4.00	4.58	2.65	2.45
	7.00	5.97	3.45	2.55
	9.00	6.16	3.55	2.60
	9.00	6.69	3.86	2.70
	9.00	6.87	3.97	2.75
	24.0	8.28	4.79	3.15
	90.0	7.65	4.42	3.05
	∞	9.44	5.32	3.35
Rayleigh	4.00	4.80	2.78	2.50
	8.00	5.84	3.37	2.60
	10.0	5.90	3.41	2.65
	10.0	6.55	3.79	2.75
	10.0	6.61	3.83	2.80
	20.0	7.76	4.49	3.20
	65.0	7.87	4.55	3.25
	∞	9.36	5.30	3.40
(Love + Rayleigh)/2	4.00	4.69	2.72	2.47
	7.50	5.90	3.42	2.57
	9.50	6.03	3.48	2.62
	9.50	6.62	3.83	2.72
	9.50	6.74	3.90	2.77
	22.0	8.02	4.63	3.17
	77.5	7.76	4.49	3.13
	∞	9.41	5.32	3.37

Ana mod Love dalgası ortalama grup hızı dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda, Moho süreksizliği üstünde S-dalga hızı 3.97 km/sn ve P-dalga hızı 6.86 km/sn, Moho süreksizliği altında S-dalga hızı 4.78 km/sn ve P-dalga hızı 8.27 km/sn ve 38 km'lik bir kabuk kalınlığı elde edilmiştir. Ayrıca yüzeye yakın 4 km kalınlığında düşük hızlı bir tabakanın ve 62 km derinliğinde başlayan bir düşük hız zonunun varlığı görülmektedir. Ana mod Rayleigh dalgası ortalama grup hızı dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda, Moho süreksizliği üstünde S-dalga hızı 3.82 km/sn ve P-dalga hızı 6.60 km/sn, Moho süreksizliği altında S-dalga hızı 4.48 km/sn ve P-dalga hızı 7.76 km/sn ve 42 km'lik bir kabuk kalınlığı elde edilmiştir. Ayrıca yüzeye yakın 4 km kalınlığında düşük hızlı bir tabakanın ve 62 km derinliğinde başlayan düşük hız zonu eğilimli bir tabakanın varlığı görülmektedir (Şekil 64 ve Tablo 5).

Ters çözümlerin aritmetik ortalaması sonucunda ise, Moho süreksizliği üstünde S-dalga hızı 3.90 km/sn ve P-dalga hızı 6.74 km/sn, Moho süreksizliği altında S-dalga hızı

4.63 km/sn ve P-dalga hızı 8.02 km/sn ve 40 km'lik bir kabuk kalınlığı elde edilmiştir. Ayrıca yüzeye yakın 4 km kalınlığında düşük hızlı bir tabakanın ve 62 km derinliğinde başlayan 77.5 km kalınlığında bir düşük hız zonunun varlığı söz konusudur (Şekil 64 ve Tablo 5).

3. BULGULAR VE İRDELEME

Kaynak moment fonksiyonu parametresi k , kaynağın maksimum momente ulaşma süresini kontrol etmektedir. k büyüdükçe sinyalin frekans içeriğinin yüksek frekanslara doğru kaydığı görülmüştür. Karmaşık kaynak moment zaman fonksiyonu ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri üzerinde bozucu etki yapmaktadır. Kırılma süresine ve sayısına bağlı olarak kaynağın karmaşıklığı arttıkça ve episantr uzaklığı azaldıkça ana mod yüzey dalga şekillerinin bozulma eğiliminde olduğu görülmüştür (Şekil 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16 ve 17).

Fay modelleri için yapılan denemelerde, episantr uzaklığına bağımlı olmaksızın dispersif dalga şekli üzerinde bozucu bir etki yapmadığı ve sadece ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinin polaritelerini değiştirdiği görülmüştür (Şekil 18, 19 ve 20).

Odak derinliğinin değişimi ana mod yüzey dalga şekillerinin genliklerini etkilemektedir. Kaynak derinliği arttıkça sinyalin yüksek frekans içeriğine ait genliklerin düşük frekans içeriğine ait genliklere göre daha fazla etkilendiği görülmüştür (Şekil 21).

Episantr uzaklığı ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerini etkileyen en önemli parametrelerdendir. Dalga şekli açısından irdelendiğinde, kaynak ile istasyon arasındaki mesafenin artmasıyla ana mod yüzey dalga zarfının uzadığı ve kaynak ile alıcı arasındaki uzaklığın azalmasıyla da sinyal süresinin kısaldığı görülmüştür (Şekil 15, 16, 17, 18, 19 ve 20).

Fay düzleminin eğimine bağlı olmak üzere azimutun değişiminin ana mod yüzey dalga şekillerinin polaritelerini ve düşey, ışımsal ve teğetsel bileşenler arasındaki genlik oranlarını değiştirdiği görülmüştür (Şekil 22, 23 ve 24).

Farklı kaynak ve yer modelleri üzerine yapılan yapay çalışmalar ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinin kırılma süresine ve kırılma sayısına bağlı kaynak karmaşıklığına, faylanma mekanizmasına ve düşey yer modelindeki belirsizliklere (P ve S-dalga hızlarının, yoğunlukların ve soğurma faktörlerinin derinliğe bağlı olarak düzensiz değişimleri) karşı duyarlı olduğunu göstermiştir (Şekil 26, 27 ve 28).

Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgecinin tasarımında kullanılan ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinin bileşenler arasındaki genlik oranları dalga şekillerini etkileyen faktörlere ve episantr uzaklığına bağlı olarak değişim gösterebilir. Bu durum yüzey dalgası ayırım süzgeci uygulamalarında üç bileşen

sismogramlar üzerinde ayrımlı hale getirilmek istenen ana mod yüzey dalga şeklinin bozulmasına neden olabilir. Sadece ana mod Love ve Rayleigh dalga şekli (yapay deneme izi) olması halinde, hesaplanan yapay polarizasyon parametrelerinin (yüzey dalgası ayırım süzgeci ağırlıklandırmalarında kullanılan parametreler) açısall dağılımı ile Simons (1968) tarafından önerilen ağırlıklandırma fonksiyonlarının uyumlu olduğu görülmüştür. Yapay deneme izleri üzerinde yapılan süzgeçlemeler de polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci ana mod yüzey dalga şekillerini ağırlıklandırmada başarılı olmuştur (Şekil 31, 32 ve 33). Ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinin (yapay deneme izleri) varış zamanına bağlı olarak üst üste gelmesi halinde, eski ağırlıklandırma fonksiyonlarının yapay polarizasyon parametrelerinin açısall dağılımı ile uyumlu olmadığı, yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının ise daha uyumlu olduğu ve yapay denemelerde eski süzgecin dalga şekillerinin başlangıçlarını ve sonlarını algılamakta yetersiz kaldığı, yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülmüştür (Şekil 34, 35 ve 36). Benzer yapay polarizasyon çözümlenmeleri gerçek varış zamanlarına sahip üç bileşen yapay sismogramlar üzerine de uygulanmıştır. Buna göre sadece ana mod Love, sadece ana mod Rayleigh ve ana mod Love ve Rayleigh dalga şekillerinin birlikte kayıt edildiği zaman aralıkları için hesaplanmış yapay polarizasyon parametrelerinin açısall dağılımı ile Simons (1968) tarafından önerilen ağırlıklandırma fonksiyonlarının uyumlu olmadığı görülmüştür. Her durumda ana mod Love ve Rayleigh dalgaları için elde edilen yapay polarizasyon parametrelerinin açısall dağılımı ile daha uyumlu olan yeni ağırlıklandırma fonksiyonlarının üç bileşen sismogramlar üzerinde yapılan süzgeçleme denemeleri, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şekillerinin başlangıçlarını, ana mod Love dalga şekillerini ağırlıklandırmada yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülmüştür (Şekil 37, 38, 39, 40 ve 41).

Yapay polarizasyon parametrelerinin açısall dağılımı ile daha uyumlu olan yeni (86a, 86b ve 86c) ve eski (85a, 85b ve 85c) ağırlıklandırma fonksiyonları farklı yapı ve kaynak modelleri için hesaplanan üç bileşen yapay sismogramlar üzerinde denenmiştir. Yapay denemelerin sonucunda, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şekillerinin başlangıçlarını, ana mod Love dalga şekillerinin başlangıçlarını ve sonlarını ağırlıklandırmada yetersiz kaldığı ve yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülmüştür (Şekil 44, 45, 46, 47, 48, 49 ve 50).

Simons (1968) tarafından önerilen 16'luk ve Osmaşahin vd. (1994) tarafından önerilen 4.4'lük pencere boyu ve kaydırma aralığı arasındaki oranlar ile bu çalışmada

kullanılan 1.25 oranı yapay ve gerçek sismogramlar üzerinde denenmiştir. Kaydırma aralığı ve pencere boyu arasındaki 1.25 oranının ana mod yüzey dalga şekilleri üzerinde yeteri kadar zaman-frekans ayrımlılığını sağladığı, 16 ve 4.4 oranlarına göre sinyal şeklini çok daha az etkilediği görülmüştür (Şekil 51).

Eski ve yeni ağırlıklandırma fonksiyonları Tablo 4’de odak parametreleri verilen farklı episantr uzaklıklarına sahip üç bileşen geniş bandlı sayısal kayıtlar üzerine uygulanmıştır. Gerçek kayıtlar üzerinde elde edilen karşılaştırmalı sonuçlar yüzey dalgası ayırım süzgecinin yeniden düzenlenmesi aşamasında elde edilen yapay sonuçlar ile uyumlu olduğu görülmüştür (Şekil 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58 ve 59).

Ardışık Süzgeç Tekniği kullanılarak Tablo 4’de odak parametreleri verilen 4, 5, 7 ve 8 nolu depremlerin düşey, ışınsal ve teğetsel bileşen kayıtları üzerinde ayrımlı hale getirilen ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri için grup hızı dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. Grup hızı dispersiyon eğrilerinin kaynak etkilerine bağlı olarak Love için yaklaşık 50 sn periyodundan ve Rayleigh için 40 sn periyodundan sonra saçılmalar gösterdiği görülmüştür (Şekil 62).

Ana mod Love dalgaları gözlemsel ortalama grup hızı değerlerine Kirpi (Hedgehog) yöntemi kullanılarak yapılan ters çözüm sonucunda, Moho süreksizliği üstünde S-dalga hızı 3.97 km/sn ve P-dalga hızı 6.86 km/sn, Moho süreksizliği altında S-dalga hızı 4.78 km/sn ve P-dalga hızı 8.27 km/sn ve 38 km’lik bir kabuk kalınlığı elde edilmiştir. Ana mod Rayleigh dalgaları gözlemsel ortalama grup hızı değerlerine Kirpi (Hedgehog) yöntemi kullanılarak yapılan ters çözüm sonucunda, Moho süreksizliği üstünde S-dalga hızı 3.82 km/sn ve P-dalga hızı 6.60 km/sn, Moho süreksizliği altında S-dalga hızı 4.48 km/sn ve P-dalga hızı 7.76 km/sn ve 42 km’lik bir kabuk kalınlığı elde edilmiştir. Ters çözümlerin aritmetik ortalaması sonucunda ise, Moho süreksizliği üstünde S-dalga hızı 3.90 km/sn ve P-dalga hızı 6.74 km/sn, Moho süreksizliği altında S-dalga hızı 4.63 km/sn ve P-dalga hızı 8.02 km/sn ve 40 km’lik bir kabuk kalınlığı elde edilmiştir (Şekil 64 ve Tablo 5).

4. SONUÇLAR

1- Polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci (85a, 85b ve 85c), episantr uzaklığına bağlı olarak üç bileşen yapay sismogramlardan elde edilen polarizasyon parametrelerinin (82, 83 ve 84) açısız dağılımı ile her durumda daha uyumlu olacak şekilde yeniden düzenlenmiştir. Yaklaşık olarak 2200 km ($\sim 20^\circ$) den daha küçük episantr uzaklıkları için yüzey dalgası ayırım süzgeci düzenlemeleri aşağıda verilmiştir.

$$A'_Z(\eta f) = A_Z(\eta f) \cdot WF_1^{M1}[\beta(\eta f)] \cdot \cos^K[\psi(\eta f) - \theta] \cdot \sin^N[\alpha(\eta f)] \quad (86a)$$

$$A'_R(\eta f) = A_R(\eta f) \cdot WF_1^{M1}[\beta(\eta f)] \cdot \cos^K[\psi(\eta f) - \theta] \cdot \sin^N[\alpha(\eta f)] \quad (86b)$$

$$A'_T(\eta f) = A_T(\eta f) \cdot WF_2^{M2}[\beta(\eta f)] \cdot \sin^K\left[\beta(\eta f) + \frac{\theta}{2}\right] \cdot 1 \quad (86c)$$

$$WF_1^{M1}[\beta(\eta f)] = \begin{cases} 0.95 + (+0.05 \cdot \cos^4(2 \cdot \beta(\eta f))) & \beta(\eta f) \leq \pi/4 \\ 0.95 + (-0.95 \cdot \cos^4(2 \cdot \beta(\eta f))) & \beta(\eta f) > \pi/4 \end{cases}$$
$$WF_2^{M2}[\beta(\eta f)] = \begin{cases} 0.95 + (-0.95 \cdot \cos^4(2 \cdot \beta(\eta f))) & \beta(\eta f) \leq \pi/4 \\ 0.95 + (+0.05 \cdot \cos^4(2 \cdot \beta(\eta f))) & \beta(\eta f) > \pi/4 \end{cases}$$

Yeni süzgeç için M_1 , M_2 , K ve N üsleri ve yatay/düşey yerdeğiştirme oranı θ deneysel olarak belirlenebilir. Yeni ağırlıklandırma fonksiyonları yapay dalga şekillerinden elde edilen polarizasyon parametrelerinin açısız dağılımı ile uyumlu olacak şekilde ortogonal sin ve cos fonksiyonları kullanılarak deneme-yanılma yoluyla elde edilmiştir (Şekil 42).

Üç bileşen yapay sismogramlar ve geniş bantlı sayısal kayıtlar üzerinde yapılan süzgeçlemelerde, eski süzgecin ana mod Rayleigh dalga şekillerinin başlangıçlarını, ana mod Love dalga şekillerinin başlangıçlarını ve sonlarını ağırlıklandırmada yetersiz kaldığı, eski süzgeçle kıyaslandığında yeni süzgecin ise daha başarılı olduğu görülmüştür (Şekil 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58 ve 59).

Simons (1968) ve Osmanşahin vd. (1994) tarafından önerilen pencere boyu ve kaydırma aralığı arasındaki 16 ve 4.4'lük oranlar ile bu çalışmada önerilen 1.25'lik oran yapay dalga şekilleri üzerinde denenmiştir (Şekil 51). Yapay denemeler ve uygulamalı çalışmalar, 16 ve 4.4'lük oranlar ile kıyaslandığında 1.25'lik oranın ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri üzerinde yeteri kadar zaman-frekans ayrımlılığı sağladığı ve dalga şeklini çok daha az etkilediği görülmüştür.

2- Yeniden düzenlenen polarizasyon özelliklerine dayalı yüzey dalgası ayırım süzgeci kullanılarak Tablo 4’de odak parametreleri verilen 4, 5, 7 ve 8 nolu depremlerin TBZ istasyonuna ait üç bileşen geniş band kayıtları üzerinde ana mod Love ve Rayleigh dalga şekilleri ayrımlı hale getirilmiştir (Şekil 56, 57, 58 ve 59). Her bir kayıt üzerinde ayrımlı hale getirilen, düşey ve ışınsal bileşenlerdeki ana mod Rayleigh dalga ve teğetsel bileşenlerdeki ana mod Love dalga şekillerinden Ardışık Süzgeç Tekniği kullanılarak grup hızı dispersiyon eğrileri elde edilmiştir (Şekil 62). Grup hızı dispersiyon eğrilerindeki saçılmaların yanlış ters çözüm sonuçlarına neden olmaması için sınırlandırılmış periyod aralıklarında aritmetik ortalama değerleri kullanılmıştır (Şekil 63). Kirpi (Hedgehog) Yöntemi ile ana mod Love ve Rayleigh dalgası grup hızı dispersiyon eğrilerinin ayrı ayrı ters çözümü yapılmış ve sonuçların aritmetik ortalaması alınmıştır (Şekil 64 ve Tablo 5). Ortalama ters çözüm sonuçlarına göre, Güneybatı-Kuzeydoğu Anadolu doğrultusunda Moho süreksizliği üstünde 3.90 km/sn’lik S-dalga hızı, 6.74 km/sn’lik P-dalga hızı ve 2.77 gr/cm³’lük yoğunluk değeri ile Moho süreksizliği altında 4.63 km/sn’lik S-dalga hızı, 8.02 km/sn’lik P-dalga hızı, 3.17 gr/cm³’lük yoğunluk değeri ve 40 km’lik bir kabuk kalınlığı elde edilmiştir (Tablo 5).

Mindevalli (1988), Batı Anadolu için bu çalışmadaki 4 ve 5 nolu depremlerin, Güneybatı Anadolu için bu çalışmadaki 7 ve 8 nolu depremlerin episantr koordinatları civarında yer alan depremlerin ANTO (Ankara) istasyonu kayıtlarını kullanarak ana mod Love ve Rayleigh dalgalarını ağırlıklandırarak yaptığı ortak çözümlerin aritmetik ortalaması ile bu çalışmada ana mod Love ve Rayleigh dalgalarından elde edilen sonuçların aritmetik ortalamaları Moho süreksizliği için Tablo 6’da karşılaştırmalı olarak verilmiştir.

Tablo 6. Karşılaştırmalı ters çözüm sonuçları.

	S-dalga hızı (km/sn)	P-dalga hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)	
Midevalli (1988)	7.17	4.14	3.03	Moho Süreksizliği 40 km
Bu Çalışma	6.74	3.90	2.77	
Midevalli (1988)	7.70	4.32	3.20	
Bu Çalışma	8.02	4.63	3.17	

Karşılaştırmalı ters çözüm sonuçlarına göre, bu çalışmada elde edilen değerler Moho’nun üstünde Mindevalli (1988)’e göre çok daha küçük ve Moho’nun altında ise yoğunluk değeri dışında çok daha büyüktür. Aynı bölge için yapılan her iki çalışmada da Güneybatı-Kuzeydoğu Anadolu için yaklaşık olarak 40 km’lik bir kabuk kalınlığı saptanmıştır.

5. 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. and 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.
- Alkaz, V.G., Onofrash, N.I. and Perelberg, A.I., 1977. Polarization Analysis of Seismic Waves, Shtiintca Pres, Russian.
- Allan, T.D. and Morelli, C., 1971. Geophysical Study of The Mediterranean Sea, Bull. Geol. Teor. Appl., 13, 50, 99-142.
- Alptekin, Ö., 1973. Focal Mechanism of Earthquake in Western Turkey and Their Tectonic Implication, Ph.D. Thesis, New Mexico Inst. Of Mining and Tech. Socorro, New Mexico.
- Anderson, D.L., 1963. Recent Evidence Concerning The Structure and Composition of The Earth Mantle, Physics and Chemistry of the Earth, Pergamon Press, 6, London.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A.A., 1999. Propagation of The North Anatolian Fault into The North Aegean: Timing and Kinematics. Geology, 27, 267-270.
- Backus, G.E. and Gibert, J.F., 1968. The Resolving Power of Gross Earth Data, Geophys. J. R. Astr. Soc., 16, 169-205.
- Backus, G.E. and Gibert, J.F., 1970. Uniqueness in The Inversion of Inaccurate Gross Earth Data, Phil. Trans. R. Soc., 266, 123-192, London.
- Bai, C.Y. and Kennett, B.L.N., 2001. Phase Identification and Attribute Analysis of Broadband Seismograms at Far-Regional Distances, Journal of Seismology, 5, 2, 217-231.
- Barka, A.A., 1981. Seismo-Tectonic Aspects of The North Anatolian Fault Zone, PhD Thesis, University of Bristol.
- Barka, A.A. and Kandisky-Cade, K., 1988. Strike-Slip Fault Geometry in Turkey and Its Influence on Earthquake Activity, Tectonics, 7, 3, 663-684.

- Barka, A.A., 1996. Slip Distribution Along The North Anatolian Fault Associated with Large Earthquakes of The Period 1939-1967, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1238-1254.
- Barka, A.A., 1992. The North Anatolian Fault Zone, Ann. Tecton., 6, 164-195.
- Basa, S., 1994. Zaman Ortamı Polarizasyon Süzgeçleri, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Bath, M., 1973. Introduction to Seismology, Natur Och Kultur Stockholm.
- Beedle, M.A.S., 1987. The Application of Polarization Filters to Shallow Seismic Reflection Studies, PHD, University of Leeds.
- Benhama A., Cllet C. and Dubesset M., 1988. Study and Applications of Spatial Directional Filtering in Three-Component Recordings, Geophysical Prospecting, 36, 6, 591-613.
- Biswas, N.N. and Knopoff, L., 1974. The Structure of Upper Mantle under The United States from The Dispersion of Rayleigh Waves, Geophys. J. R. Astr. Soc., 36, 515-539.
- Bolt, B.A. and Drake, L.A., 1986. Love Mode Dispersion Across Subduction Zones by Finite Element Modelling, Geophys. J. R. Astr. Soc., 84, 515-528.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey-a Synthesis, Geodin Acta, 14, 3-30.
- Brune, J., Nafe, J.E. and Oliver, J.E., 1960. A Simplified Method for The Analysis and Synthesis of Dispersed Wave Trains., J. Geophys. Res., 65, 287-304.
- Brune, J. and Doman, J., 1963. Seismic Waves and Earth Structure in The Canadian Shield, Bull. Seism. Soc. Am., 53, 167-209.
- Bullen, K.E. and 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. and Panza, G.F., 1980. The Main Characteristics of The Lithosphere-Asthenosphere System in Italy and Surrounding Regions, Pure Appl. Geophys., 119, 865-879.
- Calcagnile, G., Mascia, U., Gaudio, V.D. and Panza, G.F., 1984. Deep Structure of Southeastern Europe from Rayleigh Waves, Tectonophysics, 110, 189-200.

- Canitez, N., 1962. Gravite Anomalileri ve Sismolojiye Göre Kuzey Anadolu'da Arz Kabuğunun Yapısı, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi.
- Canitez, N. and 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 Yüzeysel Dalgaları Üzerine İncelemeler, Tübitak Proje No: MAG-150.
- Canitez, N. and 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.
- Cermak, V. and Zahradnik, J., 1982. Two-Dimensional Correlation of Heat Flow and Crustal Thickness in Europe, Geothermics and Geothermal Energy, 17-25.
- Chen, C.Y., Chen, W.P. and Molnar, P., 1980. The Uppermost Mantle P Wave Velocities Beneath Turkey and Iran, Geophys. Res. Lett., 7, 1, 77-80.
- Chen, X., 1993. A Systematic and Efficient Method of Computing Normal Modes for Multilayered Half-Space, Geophys. J. Int., 115, 391-409.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. and Bonnin, J., 1973. Plate Tectonics and Evolution of The Alpine System, Bull. Geol. Soc. Am., 84, 3137-3180.
- Dewey, J.F., 1976. Seismicity of Northern Anatolia, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 843-868.
- Dewey, J.F. and 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. and 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.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. and Grundvig, S., 1999. Structure and Petrology of Tauride Ophiolites and Mafic Dike Intrusions (Turkey): Implications for The Neotethyan Ocean, Bull. Geol. Soc. Am., 111, 8, 1192-1216.
- Dorman, J., 1969. Seismic Surface Wave Data on The Upper Mantle, The Earth's Crust and Upper Mantle, Ed. P.J. Hart Am. Geophys. Union, Monograph, 13, 257-265.
- Du, Z., Foulger, G.R. and Weijian, M., 2000. Noise Reduction for Broad-Band, Three-Component Seismograms Using Data-Adaptive Polarization Filters, Geophys. J. Int., 141, 820-828.

- Dziewonski, A.M., Bloch, S. and Landisman, M., 1969. A Technique for The Analysis of Transient Seismic Signals, Bull. Seism. Soc. Am., 59, 427-444.
- Dziewonski, A.M. and 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.
- Erdemir, C., 1997. Interactive Polarization Filtering and Pre-Stack Imaging of Nine-Component, Multiple-Offset VSP Data, PHD, Colorado School of Mines, U.S.A..
- Esmersoy, C., 1984. Polarization Analysis, Rotation and Velocity Estimation in Three-Component VSP, in Toksöz, M.N. and Stewart, R.R., Eds., *Vertical Seismic Profiling-Part B: Advanced Concepts*, Geophysical Press.
- 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. and Press, F., 1954. An Investigation of Mantle Rayleigh Waves, Bull. Seism. Soc. Am., 44, 127-147.
- Ewing, M., Jardetzky, W., and 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, İ.T.Ü. Maden Fakültesi.
- Eyidoğan, H., 1988. Rates of Crustal Deformation in Western Turkey as Deduced from Major Earthquakes, Tectonophysics, 148, 83-92.
- Ezen, Ü., 1983. Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love Dalgalarının Dispersiyonu ve Yerkabuğu 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.
- Franco, R. and Musacchio, G., 2001. Polarization Filter with Singular Value Decomposition, Geophysics, 66, 3, 932-938.
- Gal'perin, E.I. and Frolova, A.V., 1960. Azimuth-Phase Correlation for Elliptically Polarized Waves, Izv. Sov. Acad. of Sciences, Geophysics Series 2, 195-208.
- Girardin, N. and Jacoby, W.R., 1979. Rayleigh Wave Dispersion Along Reykjanes Ridge, Tectonophysics, 55, 155-171.

- Gobarenko, V.S., Nikolova, S.B. and Yanovskaya, T.B., 1987. 2-D and 3-D Velocity Patterns in Southeastern Europe, Asia Minor and The Eastern Mediterranean from Seismological Data, Geophys. J. R. Astr. Soc., 90, 473-484.
- Goforth, T. and Herrin, E., 1979. Phase-Matched Filters: Application to The Study of Love Waves, Bull. Seism. Soc. Am., 69, 1, 27-44.
- Greenhalgh, S.A., Mason, I.M., Mosher, C.C. and Lucas, E., 1990. Seismic Wavefield Separation by Multicomponent Tau-P Polarisation Filtering, Tectonophysics, 173, 1, 4, 53-61.
- Gutenberg, B., 1924. Dispersion und Extinktion von seismischen Oberflächenwellen 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.
- Harkrider, D.G., 1964. Surface Waves in Multi-Layered Elastic Media, I: Rayleigh and Love Waves for Buried Sources in Multi-Layered Elastic Half-Space, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 627-629.
- Harkrider, D.G., 1968. The Perturbation of Love Wave Spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 58, 861-880.
- Harkrider, D.G., 1970. Surface Waves in Multi-Layered Elastic Media, II: Higher Mode Spectra and Spectral Ratios for Point Sources in Plane-Layered Elastic Earth Models, Bull. Seism. Soc. Am., 60, 1937-1987.
- Haskell, N.A., 1953. The Dispersion of Surface Waves on Multilayered Media, Bull. Seism. Soc. Am., 43, 17-34.
- Hearn, S., and Hendrick, N., 1999. A Review of Single-Station Time-Domain Polarisation Analysis Techniques, Journal of Seismic Exploration, 8, 2, 181-202.
- Herrin, E. and Goforth, T., 1977. Phase-Matched Filters: Application to The Study of Rayleigh Waves, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 5, 1259-1276.
- Herrmann, R.B., 1973. Some Aspects of Band-Pass Filtering of Surface Waves, Bull. Seism. Soc. Am., 63, 663-671.
- Huguen, C., Mascle, J., Chaumillion, E., Woodside, J.M., Benkhelil, J., Kopf, A. and Volkonskaya, A., 2001. Deformational Styles of The Eastern Mediterranean Ridge and Surroundings from Combined Swath Mapping and Seismic Reflection Profiling, Tectonophysics, 343, 21-47.

- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984. Active Tectonics of The Alpine-Himalayan Belt Between Western Turkey and Pakistan, Geophys. J.R. Astr. Soc., 77, 185-264.
- Jurkevics, A., 1988. Polarisation Analysis of Three-Component Array Data, Bull. Seis. Soc. Am., 78, 1725-1743.
- 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. and 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.
- Karagianni, E.E., Panagiotopoulos, D.G., Panza, G.F., Suhadolc, P., Papazachos, C.B., Papazachos, B.C., Kiratzi, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Priestley, K. and Vuan, A., 2002. Rayleigh Wave Group Velocity Tomography in The Aegean Area, Tectonophysics, 358, 187-209.
- Karagianni, E.E., C.B., Papazachos, Panagiotopoulos, D.G., Suhadolc, P., Vuan, A. and Panza, G.F., 2002. Shear Velocity Structure in The Aegean Area Obtained by Inversion of Rayleigh Waves, Geophys. J. Int., 160, 127-143.
- Kasapoğlu, E.K. and Toksöz, M.N., 1983. Tectonic Consequences of The Collision of The Arabian and Eurasian Plates: Finite Element Models, Tectonophysics, 100, 71-95.
- Keilis-Borok, V.I. and Yanovskaya, T.B., 1967. Inverse Problems of Seismology, Geophys. J. R. Astr. Soc., 13, 223- 234.
- Kenar, Ö., 1978. Sismik P Dalgalarının Genlik Spektrumlarından Yararlanarak İstanbul ve Civarında Yerkabuğu Yapısı, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi.
- Kenar, Ö. ve Toksöz, M.N., 1989. Anadolu Yarımadasında Yüzeysel Dalgalarının Dispersiyonu ve Ortamın Soğurma Özellikleri, Jeofizik, 3, 2.
- Ketin, I., 1966. Anadolunun Tektonik Birlikleri, M.T.A. Dergisi, 66, 23-34.
- Ketin, I., 1984. Türkiyenin Jeolojisi, İ.T.Ü. Yayını.
- Knopoff, L., 1964. A Matrix Method for Elastic Wave Problems, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 431-438.
- Knopoff, L., Mueller, S. and 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. and Schwab, F.A., 1967. Tripartite Phase Velocity Observations in Laterally Heterogenous Regions, J. Geophys. Res., 72, 2595-2601.
- Knopoff, L. and 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.
- Knowlton, K.B. and Spencer, T.W., 1996. Polarization Measurement Uncertainty on Three-Component VSP, Geophysics, 61, 2, 594-599.
- 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., Türkeli, N., Sandvol, E., Seber, D. and Barazangi, N., 2001. The IMS Belbaşı Seismic Array in Central Turkey, Seismological Research Letters, 72, 1, 60-69.
- Kulhanek, O., 1990. Anatomy of Seismograms, Elsevier Science Pub. Co..
- Kutlu, Y.A., Sayıl, N. ve Osmanşahin, İ., 2004. Polarizasyon Özelliklerine Dayalı Yüzey Dalgası Ayrım Süzgecinin TBZ (Trabzon) İstasyonuna Ait Geniş-Band Üç-Bileşen Kayıtlara Uygulanması, Türkiye 16. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi Bildiri Özetleri Kitabı, 97-101.
- 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. and Wallace, T.C., 1995. Modern Global Seismology, Academic Pres. Inc.
- Love, A.E.H., 1911. Some Problems of Geodynamics, Cambridge.
- Lowrie, W., 1997. Fundamental of Geophysics, Institute of Geophysics Swiss Federal Institute of Technology, Zürich.

- Luco, J.E. and Apsel, R.J., 1983. On the Green's Function for a Layered Half-Space, Part I, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 909-929.
- McClusky, S., et al., 2000. Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in The Eastern Mediterranean and Caucasus, J. Geophys. Res., 105, 5695-5719.
- 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.
- Menke, W. and Levin, V., 2002. Anomalous Seaward Dip of The Lithosphere-Asthenosphere Boundary Beneath Northeastern USA Detected Using Differential-Array Measurement of Rayleigh Waves, Geophys. J. Int., 149, 413-421.
- Mercado, B.J., 1968. Linear Filtering of Multicomponent Seismic Data, Geophysics, 33, 926-935.
- Mindevalli, Ö.Y., 1988. Crust and Upper Mantle Structure of Turkey and The Indian Sub-Continent Surface Wave Studies, Ph.D. Dissertation, Saint Louis Univ.
- Mooney, W.D., Laske, G. and Masters, T.G., 1998. Crust 5.1: A Global Crustal Model at 5x5, J. Geophysical Res., 103, 727-747.
- Morozov, I.B., Carr, B.J. and Smithson, S.B., 1997. P- and SV-Wave Separation by Polarization-Dependent Velocity Filtering: Application to Vertical Seismic Profiles from Kola Superdeep Borehole, Computer and Geosciences, 23, 10, 1051-1061, Russia.
- Necioğlu, A., Maddison, B. and Turkelli, N., 1981. A Study of Crustal and Upper Mantle Structure of Northwestern Turkey, Geophysical Research Letters, 8, 33-35.
- Neprochnov, Y., Kosminskaya, I. and Malovitsky, Y., 1970. Structure of The Upper Mantle of The Blacksea and Caspian, Tectonophysics, 10, 517538.
- Ohnaka, M., 1973. A Physical Understanding of The Earthquake Source Mechanism, J. Phys. Earth, 21, 39-59.
- Osmanşahin, İ., 1983. Güneydoğu Anadolu'nun Depremselliği, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Osmanşahin, İ., Özer, M.F. ve Sayıl, N., 1994. Polarizasyon Özelliklerine Dayalı Yüzeysel Dalgası Ayrım Süzgeci, Jeofizik, 8, 99-104.
- Osmanşahin, İ., 1989. Yüzeysel Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto Yapısının Belirlenmesi, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.

- Osmanşahin, İ. and Sayıl, N., 1996. Pn-Wave Velocity Beneath Anatolia from The First Arrivals, Bull. Inter. Inst. Seism. And Earthq. Eng., 30, 77-86.
- Osmanşahin, İ. and Sayıl, N., 2001. Near Field Travel-Time Solutions for Anatolia, Journal of Balkan Geophysical Society, 4, 1, 3-8.
- Öcal, N., 1963. Aufbau Der Erdkruste in Anatalien, Zeitschrift Fur Geophysik Bd., 29, 227-232.
- Özer, M.F., 1989. Dönüşmüş Fazlarla Yerkabuğu Modellemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Panza, G.F., Schwab, F. and Knopoff, L., 1973. Multimod Surface Waves for Selected Focal Mechanism, I, Dip-Slip Sources on a Vertical Fault Plane, Geophys. J. R. Astr.Soc., 34, 265-278.
- Panza, G.F., Schwab, F. and Knopoff, L., 1975a. Multimod Surface Waves for Selected Focal Mechanism, II, Dip-Slip Sources, Geophys. J. R. Astr.Soc., 42, 931-943.
- Panza, G.F., Schwab, F. and 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.
- Panza, G.F., 1976. Phase Velocity Determination of Fundamental Love and Rayleigh Waves, Pure Appl. Geophys., 114, 753-763.
- Panza, G.F., 1981. The Resolving Power of Seismic Surface Waves with Respect to Crust and Upper Mantle Structural Models, The Solution of The Inverse Problem in Geophysical Interpretation, Ed. R. Cassinis, Plenum Publishing Corporation, 39-77.
- Panza, G.F., 1985. Synthetic Seismograms: The Rayleigh Waves Modal Summation, J. Geophys., 58, 125-145.
- Papazachos, B., 1969. Phase Velocities of Rayleigh Waves in Southeastern Europe and Eastern Mediterranean Sea, Pure Appl. Geophys., 54, 678-345.
- Park, J., Vernon, F.L. and Lindberg, C.R., 1987. Frequency Dependent Polarization Analysis of High-Frequency Seismograms, Journal of Geophysical Research, 92, 12, 664-674.
- Patane, D. and Ferrari, F., 1997. Seismpol_A Visual-Basic Computer Program for Interactive and Automatic Earthquake Waveform Analysis, Computers and Geosciences, 23, 9, 1005-1012.
- Patane, D. and Ferrari, F., 1999. ASDP: A PC-Based Program Using a Multi-Algorithm Approach for Automatic Detection and Location of Local Earthquakes, Physics of The Earth and Planetary Interiors, 133, 1, 4, 57-74.

- Patton, H., 1980. Crust and Upper Mantel Structure of the Eurasian Continent from The Phase Velocity and Q of Surface Waves, Rev. Geophys. Space Phys., 18, 605-625.
- Paulssen, H., Levshin, A.L., Lander, A.V. and Snieder, R., 1990. Time- and Frequency-Dependent Polarization Analysis: Anomalous Surface Wave Observations in Iberia, Geophysical Journal International, 103, 2, 483-496.
- Pekeris, C.L., 1948. Theory of Propagation of Explosive Sound in Shallow Water, Geol. Soc. Am. Mem., 27.
- Perelberg, A.I. and Hornbostel, S.C., 1994. Applications of Seismic Polarisation Analysis, Geophysics, 59, 119-130.
- Pilant, W.L. and Knopoff, L., 1964. Observations of Multiple Seismic Events, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 19-39.
- Pilant, W.L., and Knopoff, L., 1970. Inversion of Phase and Group Slowness Dispersion, J. Geophys. Res., 75, 2135-2136.
- 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, Southern California.
- Press, F., Ewing, M. and Oliver, J., 1956. Crustal Structure and Surface Wave Dispersion in Africa, Bull. Seism. Soc. Am., 46, 97-103.
- Press, F., 1957. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, Part II, Bull. Seism. Soc. Am., 47, 87-88, San Francisco.
- Rayleigh, L., 1885. On Waves Propagated Along The Plane Surface of An Elastic Solid, Proc. London Math. Soc., 17, 4-11.
- Rector, J.W., 1992. Noise Characterisation and Attenuation in Drill Bit Recordings, Journal of Seismic Exploration, 1, 4, 379-393.
- Reilinger, R. and Barka, A., 1997. GPS Constraints on Fault Slip Rates in The Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone: Implications for Earthquake Recurrence Times, in Giardini, D., and Balassanian, S., Eds. Historical and Pre-Historical Earthquakes in The Caucasus:, Kluwer, 91-108.
- Richter, C.F., 1958. Elementary Seismology, W.H. Freeman, San Francisco.
- Rocca, M.L., Pezzo, E.D., Simini, M., Scarpa, R. and Luca, G.D., 2001. Array Analysis of Seismograms from Explosive Sources: Evidence for Surface Waves Scattered at The Main Topographical Features, Bulletin of Seismological Society of America, 91, 2, 219-231.

- Rotstein, Y., 1984. Counterclockwise Rotation of Anatolian Block, Tectonophysics, 108, 71-91.
- Russell, D.R., Hermann, R.B. and Hwang, H.J., 1988. Application of Frequency Variable Filters to Surface Wave Amplitude Analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 1, 339-354.
- Saito, M., 1967. Excitation of Free Oscillations and Surface Waves by A Point Source in A Vertically Heterogeneous Earth, Journal of Geophysical Research, 72, 3689-3699.
- Samson, J.C. and Olson, J.V., 1980. Some Comments on The Descriptions or The Polarization States of Waves, Geophys. J.R. Astr. Soc., 61, 115-130.
- Samson, J.C. and Olson, J.V., 1981. Data-Adaptive Polarization Filters for Multichannel Geophysical Data, Geophysics, 46, 10, 1423-1431.
- Sato, Y., 1955. Analysis of Dispersed Surface Waves I, Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 33, 33-47.
- Sato, Y., 1956a. Analysis of Dispersed Surface Waves II, Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 34, 9-18.
- Sato, Y., 1956b. Analysis of Dispersed Surface Waves III, Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 34, 131-138.
- Sayı1, L.N., 1992. Rayleigh Dalgası Dispersiyon Verileriyle Doğu Anadolu ve Civarında Yerkabuğu ve Üst Manto Yapısının İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Sayı1, L.N., 1998. Karadeniz ve Civarında Kabuk ve Üst Manto Yapısının İncelenmesi, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Sayı1, N. and 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. and Knopoff, L., 1971. Surface Waves on Multilayered Anelastic Media, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 893-912.
- Schwab, F.A. and Knopoff, L., 1972. Fast Surface Wave and Free Mode Computations, in, Methods in Computational Physics, Academic Press, New York.
- Schwab, F.A., Nakanishi, K., Cuscito, M., Panza, G.F. and Liang, G., 1984. Surface-Wave Computations and The Synthesis of Theoretical Seismograms at High Frequencies, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1555-1578.
- Shearer, P.M., 1999. Introduction to Seismology, Cambridge University Press, University of California, San Diego.

- Shieh, C.F. and Herrmann, R.B., 1990. Ground roll; Rejection Using Polarization Filters, Geophysics, 55, 1216-1222.
- Shieh, C.F., 1996. Polarized Correlation Between Three-Component Seismograms, Physics of The Earth and Planetary Interiors, 97, 1, 4, 197-204.
- Shimsoni, M. and Smith, S.W., 1964. Seismic Signal Enhancement Three-Component Detectors, Geophysics, 24, 664-671.
- Simons, R.S., 1968. A Surface Wave Particle Motion Discrimination Process, Bull. Seis. Soc. Am., 58, 629-637.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Kuşçu, İ., 1992. Active Fault Map of Turkey, General Directorate of Mineral and Research Exploration of Turkey Publication.
- Şengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance, J. Geol. Soc., 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., 1980. Principles of Turkey Neotectonics, Turkish Geol. Assoc. Conf., 2, 40.
- Şengör, A. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985. Strike-Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: 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.
- Şengör, A.M.C. and Natal'in, B.A., 1996. Turkiye-Type Orogeny and Its Role in The Making of The Continental Crust, Ann. Rev. Earth Sci., 24, 263-337.
- Taylor, S.R., 1980. Crust and Upper Mantle Structure of The Northeastern United States, PH.D. Thesis, Massachusetts.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. and Jackson, J., 1992. Source Parameters of Large Earthquakes in the East Anatolian Fault Zonu (Turkey), Geophys. J. Int., 106, 537-550.
- Thomson, W.T., 1950. Transmission of Elastic Waves through a Stratified Solid Medium, J. Appl. Phys., 21, 89-93.
- Toksöz, M.N. and Anderson, D.L., 1966. Phase Velocities of Long-Period Surface Waves and Structure of The Upper Mantle, I Great-Circle Love and Rayleigh Wave Data, J. Geophys. Res., 71, 1649-1658.
- Türkeli, N., 1985. Seismic Investigations of The Crustal Structure in Central Anatolia, PHD Dissertation, Middle East Technical University, Ankara.

- Valyus, V.P., 1968. Determining Seismic Profiles from a set of Observations (in Russian), *Vychislitel'naya Seismologiya*, 4, 3-14. English Translation in Valyus, V.P., 1972. *Computational Seismology*, ed. Keilis-Borok, V.I., Consultants Bureau, New York, 114-118.
- Valyus, V.P., Keilis-Borok, V.I. and Levshin, A., 1969. Determination of The Upper Mantle Velocity Cross-Section for Europe, *Proc. Acad. Sci. USSR*, 185, 3, Russian.
- Vidale, J.E., 1986. Complex Polarization Analysis of Particle Motion, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 76, 5, 1393-1405.
- Wielandt, E., Sigg, A., Plesinger, A. and Horalek, J., 1987. Deep Structure of The Bohemian Masif from Phase Velocities of Rayleigh and Love Waves, *Studia Geoph. Et Geod.*
- 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.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., and Tian, G., 2003. Inversion of High frequency Surface Waves with Fundamental and Higher Modes, *Journal of Applied Geophysics*, 52, 45-57.
- Yanovskaya, T.B., Kizima, E.S. and Antonova, L.M., 1998. Structure of The Crust in The Black Sea and Adjoining Regions from Surface Wave Data, *Journal of Seismology*, 2, 303-316.
- Zheng, Y., 1995. *Seismic Polarization Filtering: Noise Reduction and Off-Line Imaging*, MSC, University of Galgary, Canada.
- Zitter, T.A.C., Woodside, J.M. and Mascle, J., 2003, The Anaximander Mountains: A Clue to The Tectonics of Southwest Anatolia, *Geol. J.*, 38, 375-394.

ÖZGEÇMİŞ

27.10.1973 tarihinde Trabzon'un Vakfikebir ilçesinde doğdu. 1997-1998 eğitim öğretim yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği anabilim dalında yüksek lisans öğrenimini başarıyla tamamlayıp "Yüksek Jeofizik Mühendisi" unvanını almaya hak kazandı. Askerlik görevini tamamladıktan sonra 2000-2001 eğitim öğretim yılından itibaren aynı üniversitede başladığı doktora öğrenimine devam etmektedir.

Yusuf Arif KUTLU