

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİ KABUK HIZ YAPISININ ARKA – ALAN
SİSMİK GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ**

Batuğhan YIKMAZ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2022**

Her hakkı saklıdır

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİ KABUK HIZ YAPISININ ARKA – ALAN SİSMİK GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ

Batuğhan YIKMAZ

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Bülent KAYPAK

Bu tez çalışmasında, aktif tektonizmaya sahip olan Gökova Körfezi ve çevresinin kabuk hız yapısının arka-alan sismik gürültü verileri ile belirlenmiştir. Çalışma alanında yer alan AFAD, KOERİ ve NOA geniş-bant istasyonlarının düşey bileşenleri kullanılarak 2017-2019 yıllık arka-alan gürültü verileri elde edilmiştir. Bu verilerin önsel veri işlem adımları yapılarak, her bir istasyon çiftleri çapraz ilişkiye sokularak Green Fonksiyonları hesaplanmıştır. Hesaplanan Green Fonksiyonlarını FTAN (Frekans-Zaman Analizi) yöntemi ile dar bantlı Gauss filtresi uygulanarak 228 dispersiyon ölçüleri (periyot-hız) elde edilmiştir. Elde edilen grup hızlarını kullanarak alanın bir boyutlu (1-B) Vs kabuk hız modeli hesaplanmıştır. Bu tez kapsamında elde edilen 1-B Vs hız modeli diğer çalışmalarla karşılaştırılmış ve model jeolojik olarak yorumlanmıştır. Gökova Körfezi ve çevresi için hesaplanan 1-B hız modeli üst-alt kabuk, manto sınırlarını ve jeolojik birimlerini ayırt etmemize yardımcı olmuştur. Yaklaşık 220 x 120 km’lik alanı kapsayan Gökova Körfezi ve çevresinin arka-alan sismik gürültü verilerinden elde edilen grup hızlarından yararlanarak bölgenin yüzey dalga tomografisi yöntemi ile çalışma alanının grup hız haritaları oluşturulmuştur. Yüzey dalga tomografisi sonucu 3 ile 10 s periyotları arasında grup hızı tomografik haritaları elde edilmiştir. Ayrıca çözümü kalitesini gösterebilmek adına her bir periyoda ait ışın yoğunluğu haritaları ve yine her bir periyoda ait istasyonlar arası ışın yolları kapsama haritaları elde edilmiştir. Tomografi haritaları incelendiğinde bölgenin düşük ve yüksek grup hızlarına sahip jeolojik birimlerden oluştuğu gözlenmektedir. Gökova Körfezi ve çevresinin, 1-B Vs kabuk hızı modeli ve 2-B yüzey dalgası grup hızı tomografi haritaları olmak üzere iki model ile bölgenin derin sismik hız yapısı ortaya konulmuştur.

Temmuz 2022, 79 sayfa

Anahtar Kelimeler: Arka-Alan, Tomografi, Arka-Alan Sismik Gürültü Tomografisi, Yüzey Dalga Tomografisi, İnterferometri, 1-B Vs Hız Modeli, Kabuk, Gökova Körfezi

ABSTRACT

Master Thesis

DETERMINATION OF THE CRUSTAL VELOCITY STRUCTURE OF GULF OF GÖKOVA AND IT'S SURROUNDINGS USING AMBIENT SEISMIC NOISE TOMOGRAPHY METHOD

Batuğhan YIKMAZ

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Bülent KAYPAK

In this thesis, the crustal velocity structure of Gökova Bay and its surroundings, which has active tectonism, was determined by ambient noise seismic data. By using the vertical components from AFAD, KOERİ and NOA broadband stations in the study area, ambient noise data spanning 3-year were obtained. The Green's Functions were calculated by making a priori data processing steps of these data and cross-correlating each pairs of stations. 228 dispersion measures (period-velocity) were obtained by applying the calculated Green's Functions with the FTAN (Frequency-Time Analysis) method and applying a narrow-band Gaussian filter. Using the obtained group velocities, the 1-D Vs crustal velocity model of the area was calculated. The 1-D Vs velocity model obtained within the scope of this thesis was compared with other studies and the model was interpreted geologically. 1-D model calculated for Gökova Bay and its surroundings; The upper-lower crust helped us distinguish between mantle boundaries and geological units. Group velocity maps of the study area were created by using the group velocities obtained from the ambient seismic noise data of Gökova Bay and its surroundings, covering an area of approximately 220 x 120 km, by using the surface wave tomography method of the region. By using this method, group velocity tomography maps between 3 and 10 sec periods were obtained. In addition, in order to show the quality of the solution, beam intensity maps and inter-station beam path coverage maps for each period were obtained. When the tomography maps are examined, it is observed that the region consists of geological units with low and high group velocities. The deep seismic velocity structure of Gökova Bay and its surroundings was revealed with two models, 1-D Vs crustal velocity model and 2-D surface wave group velocity tomography maps.

July 2022, 79 pages

Key words: Ambient Noise, Tomography, Ambient Noise Tomography, Interferometry, Surface Wave Tomography, 1-D Vs Velocity Model, Crustal, Gulf of Gökova

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Başta eğitim öğretim sürecimin lisans eğitimimi aldığım Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümümdeki tüm hocalarıma bana kazandırdıkları her şey için teşekkürü bir borç bilirim. Yüksek lisansım boyunca benden desteğini esirgemeyen ve her daim sabır gösteren danışmanım Prof. Dr. Bülent KAYPAK’a (Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü) teşekkürlerimi sunarım. Bu süreçte gerek moral gerek teknik olarak yardımlarını esirgemeyen değerli hocam Dr. Begüm Çıvgın’a (Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü) teşekkürlerimi sunarım. Tezimin zorlu süreçlerinde tanıştığım, zaman mekan fark etmeksizin destek veren Doktora Öğretim üyesi Diğdem ACAREL’e (Gebze Teknik Üniversitesi) teşekkür ederim. Tezim için kullandığı ve düzenlediğim programı iyileştirmemde bana yardımcı olan Faruk GÜRBÜZ’e (Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü) teşekkür ederim. Tez sürecim içerisinde tanıştığım Buse TURUNÇTUR’a (Australian National University) teşekkür ederim. Sayısal yükseklik modeli (DEM-SRTM) haritalarını çıkarmamda yardımcı olan değerli arkadaşlarım Onur Şükrü KARACA ve Gültekin ERTEN’e teşekkürlerimi sunarım. Lisans eğitimimden itibaren her konuda ve her şartta yardım ve desteğini esirgemeyen ve sürekli hissettiren, yüksek lisans eğitimine beraber başladığım, kadim dostum Oğuzhan BÜYÜKYENEREL’e çok teşekkür ederim. Tez çalışmalarımın son zamanlarına bulunduğum Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü’nün Ağrı – Diyadin arazi çalışmasında, bana kolaylık sağlayan kamp şeflerime ve çalışma arkadaşlarıma teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Bu tez, Prof. Dr. Bülent KAYPAK’ın yürütücülüğünde devam eden AFAD Ulusal Deprem Araştırma Programı (UDAP) kapsamında imzalanan UDAP-Ç-19-20 kod numaralı ve “Gökova Körfezi ve Çevresi Derin Sismik Hız Yapısının Tomografik Araştırılması ve Bölgenin Tektonik Yapısal Unsurları ile İlişkilendirilmesi” başlıklı projenin bir ayağını oluşturmaktadır. Veri setini sağladığım AFAD (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı), KRDAE (Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü) ve GEIN-NOA’ya (Yunanistan Deprem Araştırma Merkezi) teşekkürlerimi sunarım. AFAD Ulusal Deprem Araştırma Programı (UDAP) kapsamında projenin yürütülmesinde emeği geçenlere ayrıca teşekkürlerimi sunarım.

Zorlu eğitim araştırma sürecim boyunca maddi ve manevi tüm desteklerini her anımda gösteren sevgili aileme; yaşadıkları tüm sağlık sorunlarını aşıp varlıkları ile hayatıma güç ve neşe kattıkları için teşekkürlerimi sunarım. Beni ve eşimi çocukluğumuzdan beri sevgi ve saygı ortamında büyüterek sağlam temelli yeni bir aile kurmamıza vesile oldukları için GENCEROĞLU, SEVGİCAN ve YIKMAZ ailelerine minnettarlığımı belirtmek isterim. Tabi ki tüm başarılarımın ortağı eşim Dila YIKMAZ'a çok teşekkür ederim. Bu bilimsel araştırma, hazırlanma sürecinde yaşadığım en derin kayıp olan sevgili anneannem HATİCE SEVGİCAN'ın saygıdeğer anısında ithaf edilmiştir.

Batuğhan YIKMAZ
Ankara, Temmuz 2022

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAYI

ETİK.....	i
ÖZET.....	ii
ABSTRACT	iii
ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR.....	iv
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ	x
ÇİZELGELER DİZİNİ	xiii
1. GİRİŞ.....	1
2. SİSMİK DALGALAR.....	6
2.1 Cisim Dalgaları.....	7
2.1.1 P - dalgaları	7
2.1.2 S - dalgaları	7
2.2 Yüzey Dalgaları.....	8
2.2.1 Love dalgaları.....	9
2.2.2 Rayleigh dalgaları.....	10
3. GRUP HIZI, FAZ HIZI VE DİSPERSİYON KAVRAMI.....	12
4. ARKA-ALAN SİSMİK GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİ.....	15
4.1 Arka-Alan Sismik Gürültü	15
4.2 Arka – Alan Sismik Gürültü Tomografisi, Green Fonksiyonu İşlevi ve Veri İşlem Adımları.....	18
5. ÇALIŞMA ALANI	27
5.1 Tektonik Yapısı ve Jeolojik Özellikleri	28
6. VERİ	32
7. VERİ İŞLEM	35
7.1 Verilerin Çapraz İlişkisi ve Green Fonksiyon'unun Elde Edilmesi	35
7.2 Dispersiyon Ölçümleri	39
7.3 1-B S Dalga Hız Modelinin Elde Edilmesi	40
7.4 2-B Yüzey Dalgası Grup Hız Tomografi Haritalarının Elde Edilmesi	47
8. TERS ÇÖZÜM SONUCU ELDE EDİLEN 1-B KABUK HIZ MODELİNİN YORUMLANMASI.....	61
9. 2-B GRUP HIZ TOMOGRAFİ HARİTALARININ YORUMLANMASI	63

10. SONUÇLAR.....	70
KAYNAKLAR	72
ÖZGEÇMİŞ.....	79



SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

T	Sismik Dalganın Seyahat Süresi
ds	Yol Uzunluğu
t	Sismik Dalganın Varış Zamanı
x_0	Enlem
y_0	Boylam
z_0	Derinlik
ω	Açısal Frekans
π	Pi
f	Frekans
λ	Dalga Boyudur
$\phi_0(\omega)$	Gözlenen Fazı
$\phi_s(\omega)$	Kaynak Fazı
$\phi_i(\omega)$	Alıcının fazı
$\phi_p(\omega)$	Yayıma fazı
k	Dalga Sayısı
U	Grup Hızı
c	Faz Hızı
t_k^{calc}	Hesaplanan Seyahat Zamanı
d_{kj}	Işın Yolu Uzunluğu
s_j	Yavaşlık Vektörü
N	Aralık Sayısı
t	Artık Zaman Seyahat Süresinin Vektörü
h	Odak Parametrelerine Ait Düzeltme Vektörü
m	Hız Parametrelerine Ait Düzeltme Vektörü
e	Hata Vektörü
A	Kısmi türevlerin matrisi
d	Odak Ve Model Parametrelerinin Vektörü

Kısaltmalar

1-B	Bir Boyutlu
2-B	İki Boyutlu
s	Saniye
Mw	Moment (Aleysel) Büyüklüğü
M _L	Lokal (Yerel) Büyüklük
M _s	Yüzey Dalgası Büyüklüğü
P	P Dalgası
S	S Dalgası
SH	S Dalgaları Partikül Hareketine Göre Yatay Bileşeni
SV	S Dalgaları Partikül Hareketine Göre Düşey Bileşeni
P&S	P ve S Dalgası
K	Dış Çekirdekten Geçen P Dalgası
P	Odaktan Derine Doğru Yayılan P Dalgası
V _p	P Dalgası Hız Modeli

Vs	S Dalgası hız Modeli
Vp/Vs	Sismik Hız Oranı
EL	Love Dalgalarının Enerjisi
ER	Rayleigh Dalgalarının Enerjisi
EP	P Dalgalarının Enerjisi
ESV	SV Dalgalarının Enerjisi
ESH	SH Dalgalarının Enerjisi
RMS	Ters çözüm sırasında gözlemsel anomali ile kuramsal anomali arasındaki küresel hata değeri
Hz	Hertz
mHz	Mili Hertz
GAP	Gözlem istasyonları arası en büyük azimutal açıklık (boşluk)
DEM	Sayısal Yükseklik Modeli
SRTM	NASA Uluslararası Projesi, Mekik Radar Topografya Görevi (Shuttle Radar Topography Mission)
K-G	Kuzey-Güney
D-B	Doğu-Batı
GB	Güney Batı
KB	Kuzey Batı
GD	Güney Doğu
KD	Kuzey Doğu
GB	Gökova Havzası
GFZ	Gökova Fay Zonu
TEF	Trakya-Eskişehir Fayı
BFFZ	Burdur-Fethiye Fay/Kesme Zonu
KAF	Kuzey Anadolu Dönüşüm Fayı
DAF	Doğu Anadolu Dönüşüm Fayı
DSF	Ölü Deniz Fayı.
KLB	Kamilonisi Havzası
GPS	Küresel Konumlama Sistemi
AFAD	Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı
KRDAE	Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
GEIN-NOA	Yunanistan Deprem Araştırma Merkezi

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Sismik Tomografinin kavramsal gösterimi (Zhao 2007).....	1
Şekil 1.2 21 Temmuz 2017 ile 1 Eylül 2017 tarihleri arası Gökova depremi ana şoku ve artçı depremleri (KOERİ 2017).	3
Şekil 1.3 Gökova Körfezi ve çevresindeki istasyonlar (Delph vd. 2015).....	4
Şekil 2.1 Yer içerisinde hareket eden cisim ve yüzey dalgaları.....	6
Şekil 2.2 P dalgası yayılım yönü ve parçacık hareketi (Reynolds 1997).....	7
Şekil 2.3 S dalgası yayılım yönü ve parçacık hareketi (Reynolds 1997).....	8
Şekil 2.4 Love dalgası yayılım yönü ve parçacık hareketi (Reynolds, 1997).....	10
Şekil 2.5 Rayleigh Dalgası yayılım yönü ve partikül hareketi (Reynolds 1997).....	11
Şekil 3.1 iki harmonik sinyalin toplamında oluşan dalga treni.....	13
Şekil 4.1 Arka – alan sismik spektral güç yoğunluğu-frekans grafiği	16
Şekil 4.2 Sismik uğultuların ve mikroseizm olayların şematik olarak oluşum mekanizması Türkçeleştirilmiş (Nishida 2017).....	18
Şekil 4.3 Tomografinin geometrisi	19
Şekil 4.4 Türkçeleştirilmiş yıllara göre istasyon sayılarının artış histogramı ve arka-plan sismik gürültü hakkında yapılan makaleler. IRIS Data Archive. (www.iris.edu), Erişim Tarihi: 19 Mayıs 2022	21
Şekil 4.5 Aktif kaynak ile pasif kaynak kullanımı arasındaki fark	22
Şekil 4.6 İki istasyon için arka – alan sismik gürültünün çapraz ilişkisi gösterimi (Weaver R. L. 2005)	23
Şekil 4.7 Arka – Alan Sismik Tomografi yöntemi veri işlem adımları (Bensen vd. 2007).....	26
Şekil 5.1 Çalışma Alanı	27
Şekil 5.2 A: Anadolu Bloğunun saat yönünün tersine dönüşünü gösteren sabit Avrasya Plakasına göre GPS vektörleri (Reilinger ve diğerleri, 1997) B: Mascle ve Martin'den (1990) derlenen, baskın yapıları gösteren Ege Denizi tektonik haritası; Papanikolaou ve ark. (2002).	29
Şekil 5.3 Gökova Körfezi'nin jeolojik haritası dijitalleştirilmiş hali (Görür vd. 1995)..	30
Şekil 5.4 Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yerbilimleri Harita Görüntüleyicisinden alınmış ve lejant oluşturulmuş Gökova Körfezi ve Çevresi detaylı genel jeolojisi.....	31
Şekil 6.1 Tomografi için kullanılacak istasyonların konumları ve bölgenin uydu verilerine göre sayısal yükseklik modeli (DEM – SRTM 30 m).....	32
Şekil 6.2 Her bir istasyona ait veri kümeleri.....	34
Şekil 7.1 İstasyon çiftleri arasında ışın yolları	36

Şekil 7.2 KO.DALY ile KO.YER istasyonunun çapraz ilişki sonucu. 0.05 – 0.5 Hz aralığında tekrar bant geçişli süzgeç uygulanmıştır	36
Şekil 7.3 KO.DALY ile KO.YER istasyonlarının çapraz ilişki fonksiyonunun frekans spektrumu - zaman grafiği	37
Şekil 7.4 TU.DDIM – TU.TAVA çiftinin çapraz ilişkisi sonucunun sinyal/gürültü oranı artırılmış halleri	38
Şekil 7.5 Tüm istasyonların çapraz ilişkilerinden Green fonksiyonunun çıkarılmış hallerinin yığma işlemi uygulanmış grafiği.....	39
Şekil 7.6 HL.RGE1 ve HL.ARG istasyon çiftinin dispersiyonu.....	40
Şekil 7.7 Periyoda karşılık gelen grup hızları	41
Şekil 7.8 Periyoda karşılık gelen standart sapma değerleri.....	42
Şekil 7.9 Surf96 algoritması için ayıklanmış periyoda karşılık hız değerleri. Standart sapma değerleri kırmızı barlar ile gösterilmiştir.....	42
Şekil 7.10 40 yinelemeli ters çözüm sonucunda oluşan 1-B hız modeli.....	43
Şekil 7.11 Sonuç modelini bulana kadar her bir yinelemenin ilerleyişi	44
Şekil 7.12 40 yinelemeli basamak başlangıç modeline göre ters çözüm sonucunda oluşan 1-B hız modeli.....	45
Şekil 7.13 4 farklı başlangıç modeli ile elde edilen 1-B Vs modellerinin birbiri ile karşılaştırılması.....	47
Şekil 7.14 3 s periyottaki ışın yolları	49
Şekil 7.15 3 s periyottaki ışın yoğunluğu	49
Şekil 7.16 3 s periyottaki grup hız haritası.....	50
Şekil 7.17 4 s periyottaki ışın yolları	50
Şekil 7.18 4 s periyottaki ışın yoğunluğu.....	51
Şekil 7.19 4 s periyottaki grup hız haritası.....	51
Şekil 7.20 5 s periyottaki ışın yolları	52
Şekil 7.21 5 s periyottaki ışın yoğunluğu.....	52
Şekil 7.22 5 s periyottaki grup hız haritası.....	53
Şekil 7.23 6 s periyottaki ışın yolları	53
Şekil 7.24 6 s periyottaki ışın yoğunluğu.....	54
Şekil 7.25 6 s periyottaki grup hız haritası.....	54
Şekil 7.26 7 s periyottaki ışın yolları	55
Şekil 7.27 7 s periyottaki ışın yoğunluğu.....	55
Şekil 7.28 7 s periyottaki grup hız haritası.....	56
Şekil 7.29 8 s periyottaki ışın yolları	56
Şekil 7.30 8 s periyottaki ışın yoğunluğu.....	57

Şekil 7.31 8 s periyottaki grup hız haritası.....	57
Şekil 7.32 9 s periyottaki ışın yolları	58
Şekil 7.33 9 s periyottaki ışın yoğunluğu.....	58
Şekil 7.34 9 s periyottaki grup hız haritası.....	59
Şekil 7.35 10 s periyottaki ışın yolları	59
Şekil 7.36 10 s periyottaki ışın yoğunluğu.....	60
Şekil 7.37 10 s periyottaki grup hız haritası.....	60
Şekil 8.1 1B ters çözüm sonucu elde edilen P ve S dalga hız modeli ve Vp/Vs oranları (Doğanay-Özkan 2020).....	62
Şekil 9.1 Gökova Körfezinde 20 Temmuz 2017 tarihinde meydana gelen Mw=6.3 büyüklüğündeki Bodrum depreminin tüm deprem verilerinin yer bulma işlemi sonucu harita üzerinde gösterimi (Doğanay-Özkan 2020)	63
Şekil 9.2 Batı Anadolu'nun sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Konak 2002 ve Konak ve Şenel 2002'den sadeleştirilerek alınmıştır)	64
Şekil 9.3 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (3 s periyot)	65
Şekil 9.4 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (4 s periyot)	66
Şekil 9.5 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (5 s periyot)	66
Şekil 9.6 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (6 s periyot)	67
Şekil 9.7 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (7 s periyot)	67
Şekil 9.8 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (8 s periyot)	68
Şekil 9.9 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (9 s periyot)	68
Şekil 9.10 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (10 s periyot)	69

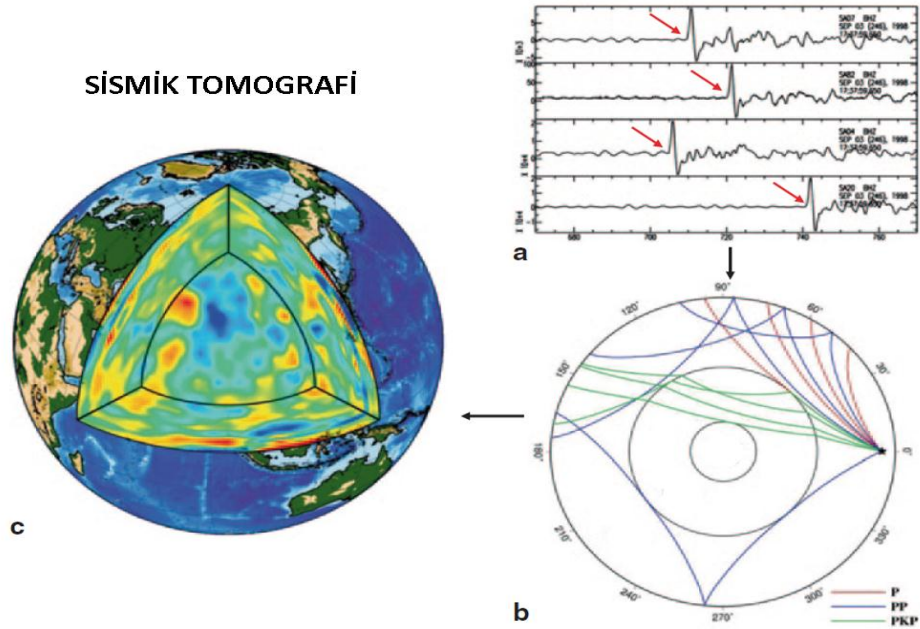
ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 7.1 Gökova Körfezi ve Çevresi için 1-B Kabuk Hızı Başlangıç Modeli.....	43
Çizelge 7.2 Gökova Körfezi ve çevresi için elde edilen 1-B kabuk(S-dalga) hız modeli.....	45
Çizelge 7.3 Basamak başlangıç modeli.....	46



1. GİRİŞ

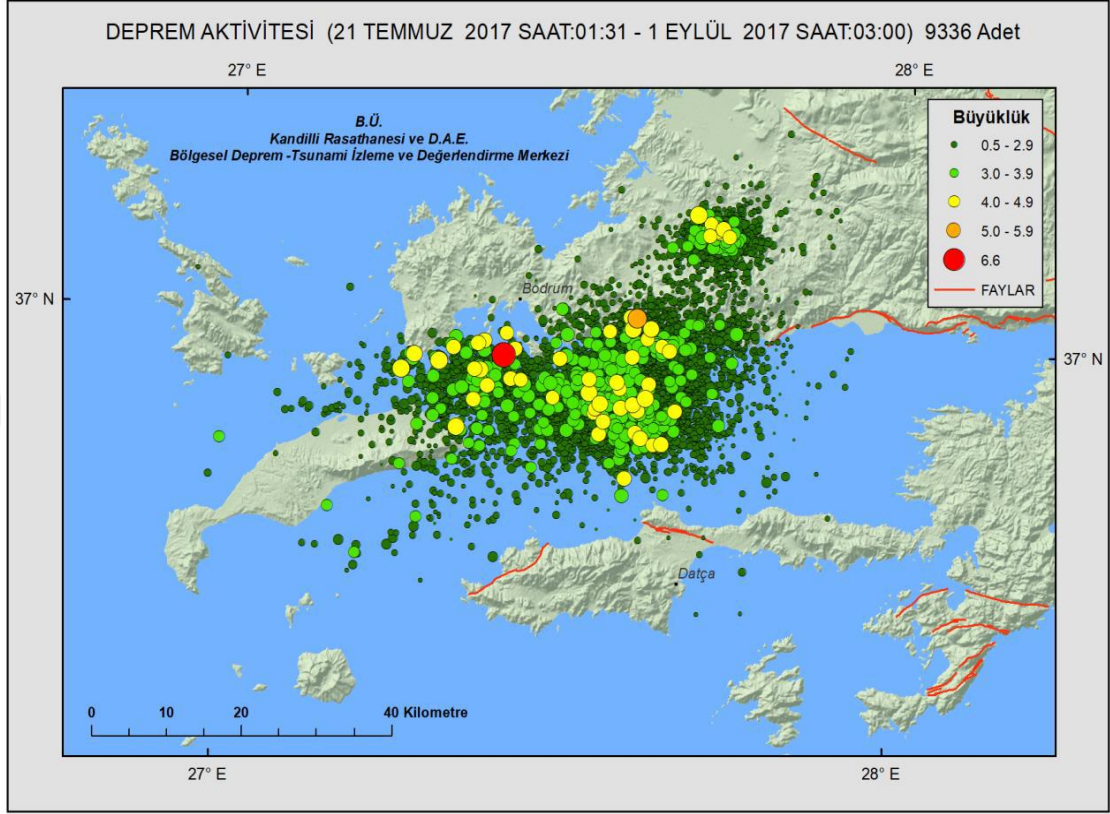
Sismoloji, yerküre ile ilgili araştırmalarında büyük bir bölümünü oluşturan yerbilimlerinin ve jeofiziğin önemli bir dalıdır. “Sismoloji” kelimesinin kökeni Yunanca “seismos” (deprem) kelimesine dayanır. Sismoloji, sadece depremlerle ilgili bir bilim dalı olmayıp, yerküre içerisinde doğal ya da yapay kaynaklı titreşimlerin analizcilerini kullanan bir bilim dalıdır. Yerkürede oluşan bu doğal titreşimler, volkanizmalar sonucu açığa çıkan ve aynı zamanda okyanusal, atmosferik dalgalar ve gürültüler sonucunda oluşan titreşimlerden de kaynaklanır. Bu titreşimler arka – alan (mikroseizm) titreşimlerdir. Yer içerisinde meydana gelen manto konveksiyon akımları üst ve alt kabuk hareketleri gibi jeodinamik olayları ve bu olaylar sonucunda şekillenen tektonik yapıların oluşma sürecini daha iyi anlayabilmemiz oldukça önemlidir. Sismolojinin konularından biri olan sismik tomografi yöntemi yer içinin fiziksel özelliklerini (sismik hız, zayıflık zonları ve süreksizlik vb.) kabuk, manto ve çekirdeğin yapısını görüntülemeye yaygın bir yöntem haline gelmiştir (Şekil 1.1).



Sismik tomografi yöntemleri pek çok alanda kullanılmaktadır. Bunlar, sismik hızlardaki ani değişikliklere sebep olan fay zonlarının araştırılması, volkanik aktivite araştırmaları, jeolojik birimlerin ayırt edilmesinde, jeotermal alanların araştırılmasında, dalma batma zonları belirlenmesi vb. birçok alanda kullanılmaktadır. Birçok farklı çeşit tomografi yöntemi bulunmaktadır. Günümüzde teknolojinin gelişmesi ve dünya genelinde istasyon sayılarının artması ile sismik tomografi yöntemlerinden biri olan arka – alan sismik tomografi yönteminde yaygın bir yöntem haline gelmiştir. Arka – alan sismik gürültüler, deprem veya patlatma gibi herhangi bir aktif kaynak gereksinimine ihtiyaç olmaması nedeniyle avantajlı ve ekonomiktir.

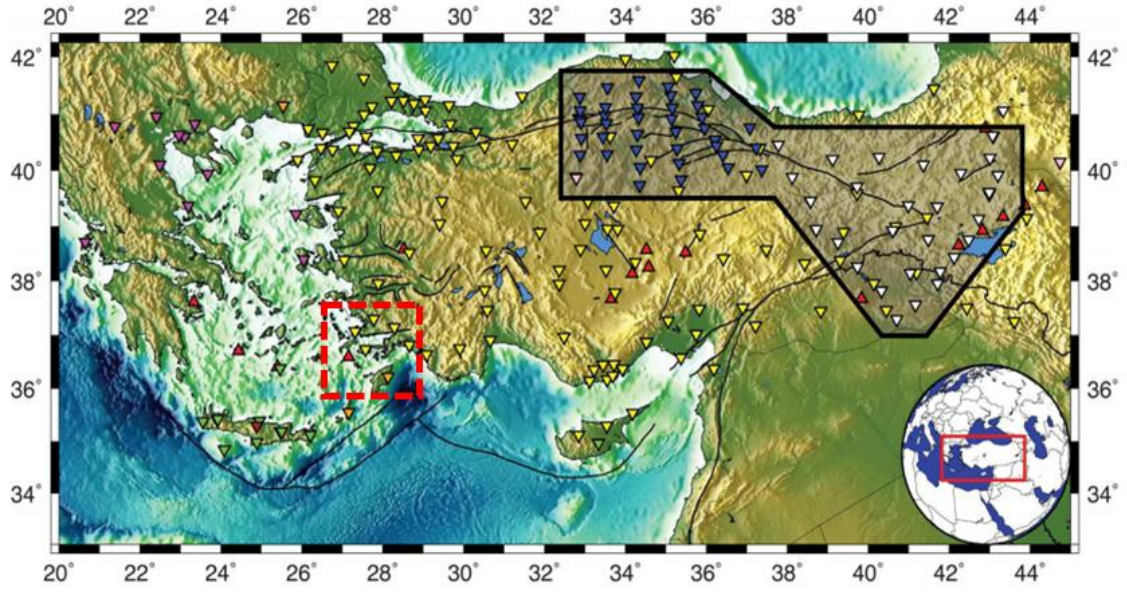
Türkiye, yer kabuğu hareketleri açısından oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir. Türkiye Anadolu Plakası üzerinde birçok tektonik yapının yer aldığı bir kuşaktır. Kuzeyinde Avrasya Plakası, Güneyinde Afrika ve Arap Plakaları Doğusunda Doğu Anadolu Bloğu ve Batısında Ege Bloğu tarafından çevrilmiş durumdadır. Birbiri ile etkileşimde olan bu plakalar yılda belli bir hızda hareket etmektedir. Bunlardan en hızlı ilerleyeni diyebileceğimiz Anadolu Plakasının Batı yönündeki hareketi ile Ege Bloğu ilerlemesi ile Rodos – Grit Adaları ve Mora Yarımadasının güneyini izleyen Ege Yayı boyunca Afrika Plakasının üstüne yıllık 33 milimetrelilik bir hızla ilerlemektedir (Mc.Clusky vd. 2003, Schattner 2010). Ege, Akdeniz ve Anadolu Bloklarının buluştuğu Ege Yayı'nın kuzeydoğu ucunda bulunan Gökova Körfezi ve çevresi konum itibari ile depremsellik bakımından Batı Anadolu'nun en etkin bölgelerinden biridir. Özellikle 21 Temmuz 2017 Gökova Depremi'nden (Mw 6.6) sonra bölgede aktivitelerin daha da arttığı gözlemlenmiştir (Şekil 1.2). Gökova depremi etkisi birçok ilde hissedilmiştir. Başta Muğla iline bağlı Bordum, Datça ve Marmaris olmak üzere, güneyinde Kos Adası'nda da şiddetli hissedilmiştir. Meydana gelen ana şok ile artçı deprem verilerine göre Gökova Körfezi olan depremde deniz içinde kalan ve Kos Adasına kadar uzanan 20-25 km uzunluğunda bir fay segmenti kırılmıştır. Bu segment Gökova Fay Zonu, Gökova Körfezi'ni kuzeyden sınırlayan havza kenar fayı niteliğindedir. (Görür vd. 1995, Gürer ve Yılmaz 2002, Kokkalas ve Aydın 2013) Gökova Körfezi bu aktif tektonizması nedeniyle birçok yerbilimci için ilgi odağı olmuştur. Ancak bölgenin arka – alan sismik gürültü verilerinden, derin sismik hız yapısını ortaya koyan, bölgenin jeolojik

birimlerini ayırt edene yüzey faylarının derin yapılarla ilişkilendiren, bölgeye özel bir model sunan ayrıntılı bir çalışma bulunmamaktadır.



Şekil 1.2 21 Temmuz 2017 ile 1 Eylül 2017 tarihleri arası Gökova depremi ana şoku ve artçı depremleri (KOERİ 2017).

Önceki bilimsel çalışmalara bakıldığında Delph vd. (2015) tarafından arka – alan sismik tomografi yöntemi kullanılarak, 215 geniş – bant istasyonların 7 yıllık verisinden 13.778 çapraz ilişki hesaplamıştır. Çapraz ilişki sonucu Rayleigh tipi yüzey dalgası faz hızlarının 8 – 40 s periyot aralığında ayırarak ters çözüm sonucu Anadolu Levhasının ortalama kayma dalgasının hızını elde etmiştir. Delph vd. (2015) yaptığı çalışmada Gökova Körfezine düşen istasyon sayısı yaklaşık 7 ile sınırlıdır (Şekil 1.3) Bu nedenle Gökova Körfezi ve çevresi için yapılacak detaylı çalışmalar o bölgenin tektonizma yapısı hakkında bilgi alabilmek için bir hayli önemlidir.



Şekil 1.3 Gökova Körfezi ve çevresindeki istasyonlar (Delph vd. 2015)

7 yıllık 215 geniş – bant istasyonlar ters üçgen ile farklı renklerde gösterilmektedir. Gölge alan araştırmada odaklanılan bölgeyi temsil etmektedir. Kırmızı üçgenler Senozoik volkanik alanları göstermektedir. Kırmızı kesik çizgiler ile gösterilen alan ise Gökova Körfezi ve çevresindeki istasyonları göstermektedir.

Arka – alan sismik gürültü tomografisi geleneksel sismolojik verilerin tersine aktif sismik olaylar olmadan arka- alan gürültü kayıtlarının analizini içermektedir. Özellikle Rayleigh dalgalarının temel modu olan 5 – 20 s. arasında periyotlara sahip sinyaller, kabuk ve üst mantoyu örnekleyebilen en iyi sinyallerdir. Bunun nedeni yüzeydeki alıcılar arasındaki Green fonksiyonuna yüzey dalgalarının hakim olmaları ve arka- alan gürültünün okyanusal mikroseizm ve atmosferik gürültüler gibi yüzeysel kaynaklardan daha fazla etkilenmeleridir (Friedrich vd. 1998, Tanimoto 1999, Ekström 2001, Rhie ve Romanowicz 2004). Shapiro vd. (2005) çalışmalarının sonucunda, uzun süreli arka alan gürültülerin çapraz ilişkisinden elde edilen Rayleigh dalgası Green fonksiyonlarının sığ ve orta kabuk yapısı hakkında bilgi içerdiğini ortaya koymuşlardır.

Bu tez çalışmasında, Gökova Körfezi ve çevresinde bulunan mevcut işletilmekte olan geniş-bant istasyonların düşey bileşeninden elde edilen 2017-2019 tarihleri arasındaki verilerin, istasyon çiftleri çapraz ilişkiye sokularak Green fonksiyonları hesaplanmıştır. Hesaplanan verilerden standart ve çoklu süzgeç teknikleri (Levshin vd. 1972) kullanılarak Rayleigh dalgası grup hızı dispersiyon eğrileri elde edilip, uygun başlangıç

modeli ile 1-B Vs kabuk hız yapısı elde edilmiştir. Arka-alan sismik gürültü verilerinden elde edilen grup hızlarından yararlanarak bölgenin yüzey dalga tomografisi yöntemi ile çalışma alanının grup hız haritaları (3-10 s periyot) oluşturulmuştur. Çözüm kalitesinin ve yapılacak yorumun doğruluğunun belirlenebilmesi için tomografi çalışmalarında sıklıkla kullanılan ışın yoğunluğun çözünürlük testi ve ışın yolları kapsama haritaları elde edilmiştir. Böylece Gökova Körfezi ve çevresinin, 1-B Vs kabuk hızı modeli ve 2-B yüzey dalgası grup hızı tomografi haritalarından yararlanarak bölgenin derin sismik hız yapısı hakkında bilgi edinilmiştir.

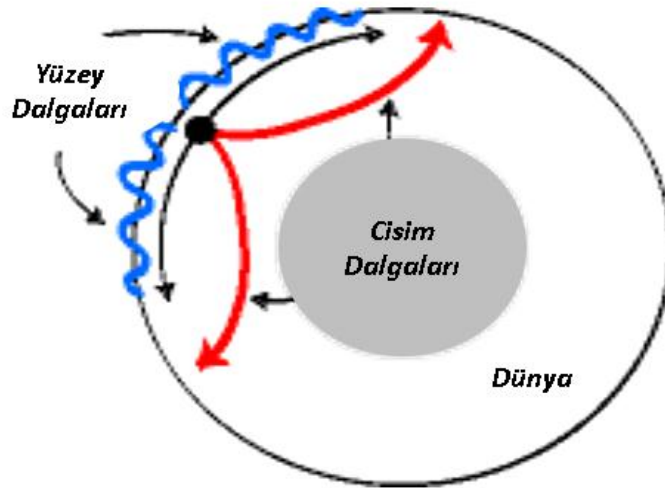


2. SİSMİK DALGALAR

Sismik dalgalar, yer içerisinde meydana gelen depremler ya da patlamalar sonucunda oluşan çok büyük miktarda enerjinin açığa çıkması ve yayılması ile oluşur. Bu enerjinin bir kısmı faylanma ile kayaçların deformasyonu için kullanılır. Diğer kalan kısmı ise ortamın özelliklerine bağlı olarak yer içerisinde elastik dalgalar halinde yayılırlar. Sismik dalgalar, depremlerin oluşturdukları bu kırılmalar ve faylanmalar nedeniyle kaynaktan uzaklaşacak şekilde tüm yönlerde doğru farklı türlerde yayılırlar. Başlıca iki tür dalga türü açığa çıkar.

- Cisim Dalgaları
- Yüzey Dalgaları

Cisim dalgaları, kaynaktan bütün yönlerde yayılarak, yer içerisinde seyahat ederler. Yüzey dalgaları ise neredeyse yer kürenin yüzeyine paralel bir şekilde yayılırlar. Her ne kadar yüzey dalgası hareketi, yerin belirli bir derinliğine kadar inse de bu tip dalgalar doğrudan yer içine doğru yayılmazlar (Şekil 2.1).



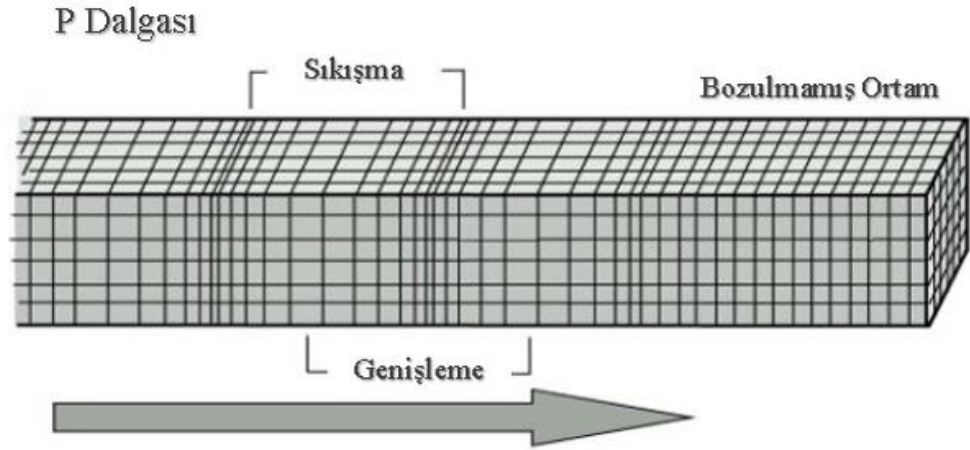
Şekil 2.1 Yer içerisinde hareket eden cisim ve yüzey dalgaları

2.1 Cisim Dalgaları

Cisim dalgaları iki temel dalgadan oluşmaktadır. Bunlar yer içerisinde farklı hızlarda yayılan kayıtlarda ilk görülen dalgalar olup, cisim dalgaları yerin derinliklerinde yüzeye oranla daha hızlı yayılma özelliği gösterirler. Bunlar sıkışma ve kesme dalgaları olarak adlandırılan P (Birincil ya da sıkışma) ve S (İkincil ya da kesme) dalgalarıdır.

2.1.1 P - dalgaları

Cismin hacim değişikliğine (diletasyon) karşı gösterdiği elastik mukavemet sonucu oluşurlar. P dalgası yer içerisinde en hızlı yayılan ve sismometreler tarafından ilk algılanan dalgalardır. Birincil (primary), sıkışma (compressional) veya boyuna (longitudinal) dalga olarak tanımlanmaktadır. Parçacık titreşim hareketi dalga yayılma doğrultusuna paralel bir şekilde ilerler. Yani, dalga yayılımı sıkışma ve açılma şeklinde diğer bir deyişle partikül ileri -geri doğrultuda ilerler (Şekil 2.2).

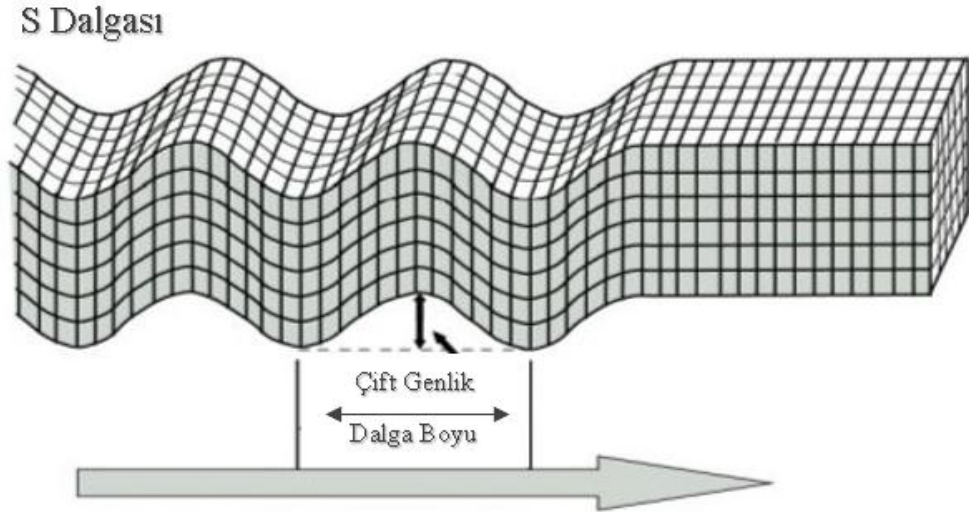


Şekil 2.2 P dalgası yayılım yönü ve parçacık hareketi (Reynolds 1997)

2.1.2 S - dalgaları

Cisimlerin elastik şekil değişikliğine karşı gösterdikleri mukavemetten meydana gelirler. Bu nedenle dalga hızı, içinde ilerledikleri cismin katılık derecesine bağlıdır. P dalgasından sonra istasyonlara gelen ikincil cisim dalgası olarak bilinmektedir. S

dalgaşı ikincil(secondary), kesme (shear) ya da enine (transverse) dalgalar olarak da adlandırılmaktadır. S dalgası yayılırken parçacık hareketi, yayılma doğrultusuna dik titreşirler (Şekil 2.3). Yayılım özelliklerinden dolayı kesme dalgaları bir çeşit burulma hareketi yaptığından geçtikleri ortamda şekil bozukluğuna yol açarlar. S dalgaları sıvılar ve gazlar içerisinde kesinlikle yayılamazlar. Sadece katılar içerisinde ilerlerler. Bunun nedeni katılık katsayısı sıfır ($\mu=0$), yani kesme kuvvetlerine karşı direnci olmadıkları anlamına gelmektedir. Dış çekirdeğin neden sıvı özellikte olduğunun bir göstergesidir. Yatay ve düşey olmak üzere yayılma doğrultusuna dik iki düzlem vardır. Bu bakımdan S dalgaları SH ve SV bileşenlerine ayrılır. Yani partikülün hareketi yayılma doğrultusuna dik düşey (vertical) düzlem içerisinde, aşağı yukarı yayılma doğrultusuna dik yatay (horizontal) düzlem içerisinde sağ – sol’a doğrudur. Bu nedenle S dalgaları partikül hareketine göre yatay (horizontal) SH ve düşey (vertical) SV olmak üzere iki bileşenlidir.



Şekil 2.3 S dalgası yayılım yönü ve parçacık hareketi (Reynolds 1997)

2.2 Yüzey Dalgaları

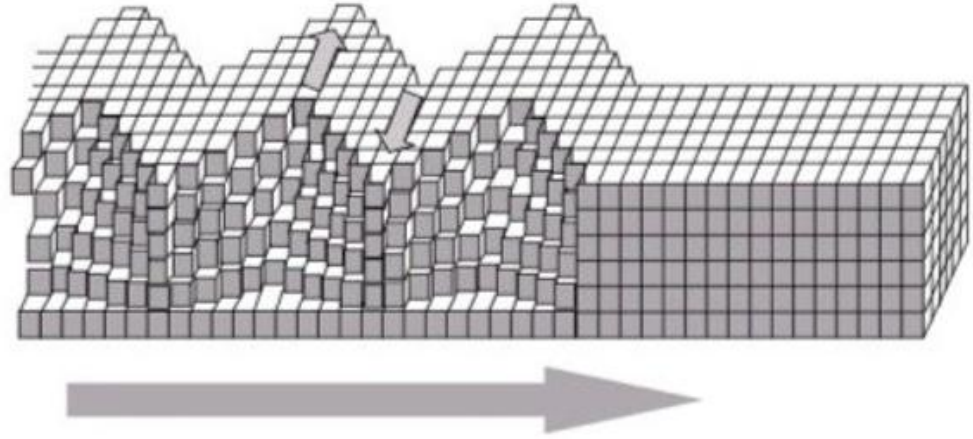
Tekdüze, yönü bağımsız ve sonsuz ortamlarda sadece cisim (P ve S dalgaları) oluşur, ortam sonsuza gitmez sınırlı kalırsa bu sınırları oluşturan serbest yüzeylerde başka türden dalgalar da oluşur. Cisim dalgalarının değişiminden meydana gelen yer yüzeyi boyunca yayılan bu tür dalgalara yüzey dalgaları denir. Hızın derinlik ile arttığı tabakalı bir yeraltı yapısında ara yüzeyler boyunca kırılan, yansıyan, kırılan ve faz dönüşümüne

uğrayan cisim dalgalarının yapıcı girişimi sonucu oluşurlar. Ayrıca, yüzey dalgaları kabuk içerisindeki sığ odaklı depremler sonucu oluşurlar. Odak derinliklerinin artmasıyla birlikte yüzey dalgalarının oluşumu azalarak kaybolur. Diğer bir değişle derin odaklı depremlerde yüzey dalgaları oluşmaz. Bu dalgaların genlikleri yüzey veya yüzeye yakın yerlerde yüksek olup derinlikle üstel olarak azalır. Yüzey dalgaları birçok depremde yapılara en çok zarar veren dalga türüdür. Bu dalgalar kayıtlar üzerinden yüksek frekanslı bileşenler şeklinde görülen farklı modlarda yayılırlar. Yüzey dalgaları, cisim dalgalarının değişiminden meydana gelirler. Bunlar Rayleigh dalgaları ve Love dalgalarıdır. Uygulamalı jeofizikte önemli olan Rayleigh dalgalarıdır. Yüzey dalgalarının en önemli özelliği, dalga yayılım hızının frekansa bağlı olarak değişmesidir. Yani yüzey dalgası dispersiyon özelliği göstermektedir. Bu bakımdan yüzey dalgaları için grup hızı ve faz hızı olmak üzere iki ayrı yayılma hızından söz edilir.

2.2.1 Love dalgaları

Love dalgaları yatay yönde polarize olmuş SH dalgalarının yapıcı girişimiyle meydana gelir. Bu dalgaların oluşması için, yüksek hızlı bir ortam düşük hızlı bir ortam tarafından örtülmüş olmalıdır. Bu tür dalgaların en önemli özelliği daima dispersiyon göstermesidir. Parçacık hareketi yayılım doğrultusuna dik olan yatay düzlem içindedir. Yani Love dalgaları yüzeyde yatay olarak hareket edip parçacık hareketi yatay yer yüzüne paralel ve dalga yayılımı istikametine diktir (Şekil 2.4). Bu tür dalgaların meydana gelebilmesi için belli sınır şartları sağlaması gerekir. Bunlar, yerin serbest yüzeydeki teğetsel gerilmeler sıfır olmalıdır. Yer kabuğunda tabakalı bir ortam içerisinde düşük hız tabakasının olması, ara kesit yüzeyde yer değiştirmeler ve gerilmeler sürekli olmalıdır.

Love Dalgası

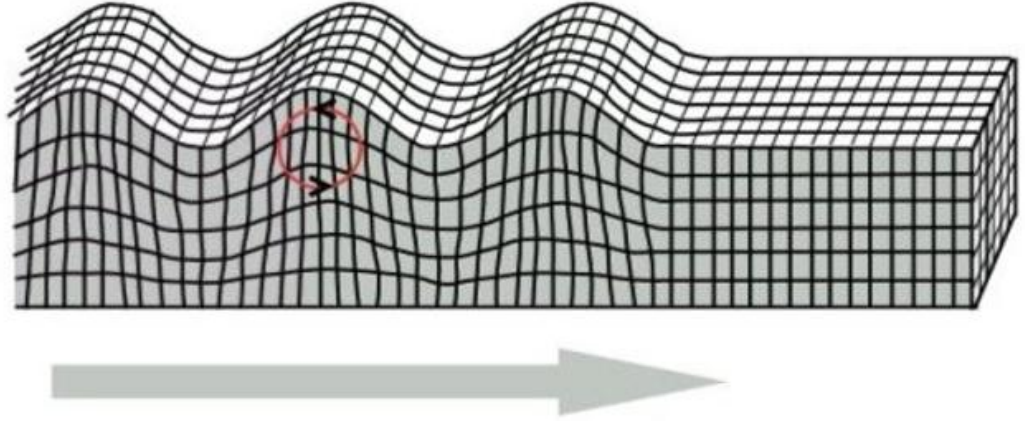


Şekil 2.4 Love dalgası yayılım yönü ve parçacık hareketi (Reynolds 1997)

2.2.2 Rayleigh dalgaları

Esnek, tekdüze ve yarı sonsuz katı bir ortamın serbest yüzeyinde yayılan dalgalardır. Rayleigh dalgaları tıpkı bir su atılan bir taşın yaydığı dalgalar hareketi gibi yerin yüzeyi boyunca yuvarlanarak ilerleyen dalgalardır. Bu dalgalar aynı zamanda “yer yuvarlanması” (Ground Roll) olarak da bilinir. Rayleigh dalgası hareketi, boyuna ve enine titreşimlerin bir tür birleşimi olup, bu tür dalgaların parçacık hareketi yayılma doğrultusundaki düşey düzlem içindedir. Büyük eksen yayılma doğrultusuna dik olan bu eliptik hareket retrograd bir yörüngedir. Yani partikül ilerleme doğrultusuna dik elips üzerinde saatin tersi yönünde titreşir (Şekil 2.5). Hızları düşük olduğundan sismogramlar da en son görünürler. Fakat sismogramlar üzerinde en büyük ve en şiddetli hareketleri meydana getirirler.

Rayleigh Dalgası



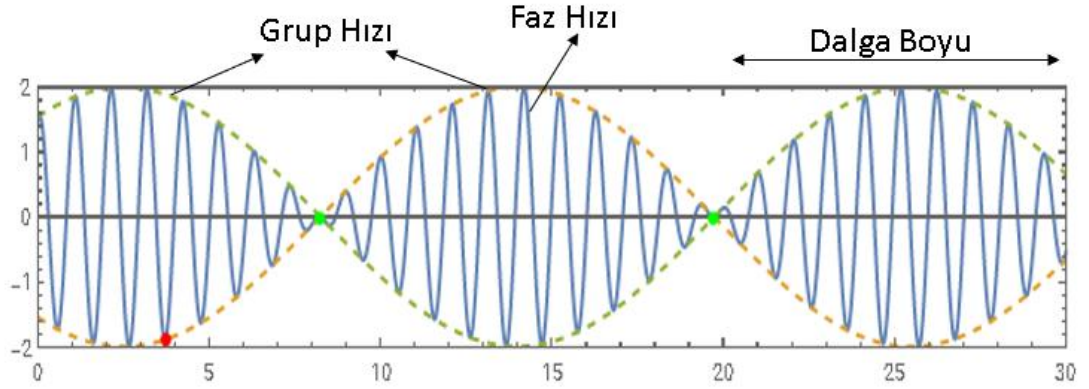
Şekil 2.5 Rayleigh Dalgası yayılım yönü ve partikül hareketi (Reynolds 1997)

Rayleigh dalgasının genliği derinlik ile üstel olarak azalır. Ortamın elastik özellikleri derinliğe bağlı olarak değişir. Bu azalma dalga boyuna dolayısı ile frekansa bağlıdır. Bu tür dalga hızının, dalga boyu ve frekansa bağlı olarak değişmesi olayına dispersiyon denir. Rayleigh dalgaları hızın düşey yönde değiştiği ortamlarda dispersiyon gösterir.

3. GRUP HIZI, FAZ HIZI VE DİSPERSİYON KAVRAMI

Yüzey dalgaları dispersiyon adıyla bilinen önemli bir özelliğe sahiptir. Kabuk çalışmalarında ortamın derinliğe bağlı hız yapısının ortaya konmasında dispersiyon ölçümlerinden yararlanılır. Rayleigh dalgaları homojen yarı-sonsuz ortam üzerinde dispersif bir özellik göstermezler fakat farklı hızlara sahip katmanlı yapılar ya da düşey yönlü hız değişimlerine bağlı olarak dispersif hale gelirler (Lowrie 2007). Love dalgaları ise oluşum mekanizmaları gereği dispersif özellik gösterirler. Yüzey dalgalarının dispersiyon özelliği sayesinde yüzey dalgalarının hızları frekans ya da periyottan etkilenir. Böylece farklı frekanslarda farklı derinliklerden bilgi alınması mümkün olur. Özellikle kabuk çalışmalarında ortamın derinliğe bağlı hız yapısının ortaya çıkarılmasında dispersiyon ölçümlerinden yararlanılmaktadır. Hızın derinlikle artışı ne kadar fazla olursa, farklı periyotlardaki dalgaların yayılma hızları arasındaki fark da o kadar büyük olacaktır. Hızın derinlikle arttığı ortamlarda, uzun periyotlu dalgalar daha derine etki ederek yüksek hızlı mantoya etki eder ve daha sık derinliklere etki eden kısa periyotlu dalgalardan önce kaydedilir. Bu duruma “normal dispersiyon” adı verilmektedir. Diğer bir yandan hızın derinlikle azaldığı ortamlarda kısa periyotlu dalgalar daha önce kaydedilir. Bu duruma ise de “ters dispersiyon” denir (Sayıl 1998).

Yüzey dalgaları dispersiyona bağlı olarak iki farklı tür hız bilgisine sahiptir. Bunlar Faz hızı ve Grup hızıdır. Dalga hızının frekansa bağlı değişimi bir dispersif özellik gösterir. Farklı fazlarda ilerleyen farklı frekanstaki dalgalar birbirleri üzerine binerek dalga treni oluştururlar. Bu dalga treninin içinde yer alan herhangi bir fazdaki noktaların ilerleme hızına faz hızı, tüm dalga trenin ilerleme hızı ise grup hızı olarak adlandırılır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 iki harmonik sinyalin toplamında oluşan dalga treni

Faz hızı olarak bilinen $c(\omega)$ hızı her bir harmonik için geçerlidir. Buradaki $\omega = 2\pi f$ açısal frekans olarak tanımlanır. Açısal frekans ortamın parametrelerine bağlı olarak değişmektedir. Bunlar tabaka kalınlığı, P ve S dalga hızları gibi parametrelerdir.

$$\phi_0(\omega) = \phi_s(\omega) + \phi_p(\omega) + \phi_i(\omega) \quad (3.1)$$

Burada $\phi_0(\omega)$, gözlenen faz, $\phi_s(\omega)$, kaynak fazı, $\phi_i(\omega)$, alıcının fazı, $\phi_p(\omega)$, yayılma fazıdır. Faz hızı;

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)} \quad (3.2)$$

ile tanımlanır. Burada ω açısal frekans ve k frekansa bağlı dalga sayısıdır.

Grup hızı, yüzey dalgalarının ilerleme yönü boyunca seyahat eden dalga paketlerinin yapıcı girişimleri sonucu oluşur ve dispersif özelliktedir. Üst kabuk yapısının belirlenmesinde, sıradağlar ve kıtasal kalkanlar gibi jeolojik özelliklerde yüksek grup hızına sahip birimlerdir. Bu nedenle grup hızları özellikle üst kabuk araştırmalarında sıkça kullanılır.

Grup hızı,

$$U(\omega) = \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (3.3)$$

Bu eşitlikte açısal frekans ω ve dalga sayısı k olarak gösterilir. Grup hızı ile faz hızı arasındaki ilişki ise,

$$U(\omega) = c(\omega) - \frac{\lambda \partial c(\omega)}{\partial \lambda} \quad (3.4)$$

Şeklinde ifade edilir. Burada U grup hızı, c faz hızı, λ dalga boyudur.



4. ARKA-ALAN SİSMİK GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİ

4.1 Arka-Alan Sismik Gürültü

1860'ların sonlarında İtalyan rahip Timoteo Bertelli (1826 – 1905) duvara bir sarkaç yerleştirmiş ve bu sarkaç yardımı ile kayıtlar almıştır. Bu kayıtlar, belli bir açıklaması olmayan küçük ve kendiliğinden hareketler olarak gözlemlenmiştir. Aletsel iyileştirmeler ve birçok deneylerden sonra araç gürültüleri, rüzgâr ve sıcaklık değişimleri olası kaynak olarak tanımlanmaya başlandı Davison, (1927). 1872'de arka alan gürültülerin bazılarının uzak depremlerle ve barometrik eğrilerle çakıştığı sonucuna varılmıştır (Bertelli 1872). Bertelli bu araştırmalarla arka – alan sismik gürültülerin ilk güvenilir gözlemlerinin bazılarını yapmıştır. Terim olarak arka – alan gürültüsü, bir çevrede incelenen gürültü kaynağı susturulduğunda ortamda geriye kalan veya hiçbir kaynak olmadan ortamda oluşan titreşimlerdir. Arka – alan sismik gürültülerin dalga alanı geniş bir frekans bandında yayılmakta olup, her zaman ve her yerde gözlenebilmesi nedeniyle mühendislik ve arama sismolojisi çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Arka – alan sismik gürültü kaynağı, deprem veya herhangi bir aktif kaynak olmadan, yer küre üzerinde sürekli olarak gözlenen, seyahat eden rastgele titreşimler olarak da tanımlanır.

Arka – alan sismik gürültüler iki ana başlık altında sınıflandırılmaktadır. Bunlar mikroseizm ve mikrotremörler olarak adlandırılır (Çizelge 4.1). Mikroseizm, yerküre üzerinde veya içinde oluşan olaylardır. Doğal kaynaklı olup yer küredeki olayların yarattığı sismik titreşimler olarak tanımlanır. Çoğu mevsimsel değişimler mikroseizm gözlemlerini etkilemektedir. Örnek verilecek olursa; büyük ölçekli meteorolojik olaylar (tayfun, kasırga vb.) yarattığı atmosferik basınç değişikliklerinin yerküreye etkisi, okyanusların oluşturduğu dalgaların okyanus tabanı ve kıta sınırlarına çarpması, saçılması kabuktaki titreşimler olarak örneklenebilir. Mikroseizm frekans bandı olarak kategorize edersek; sismik uğultu (kabuk titreşimleri) (1 – 20 mHz), ilk mikroseizmler (0.02 – 0.1 Hz) ve ikincil mikroseizm (0.1 – 1 Hz) (Şekil 4.1). Mikroseizm olaylar durağan ya da mevsimsel olarak değişiklik gösterirler (Bonnetfoy vd. 2006, Tanimato 2007). Mikroseizm kabuk titreşimlerinin etkileşim mekanizması, deniz tabanında

gözlenen makaslama dalgaları, okyanus yüzey yerçekimi dalgaları (infragravite) dalgaları ile Love ve Rayleigh dalgalarının arasındaki topoğrafik bağıntı ile açıklanabilir. Arka – alan sismik dalgaların yayılımı bir dalga alanı şeklinde olup genellikle temel mod yüzey dalgaları şeklinde yayılırlar. Bunlardan en belirgini ise Rayleigh dalgasıdır.

Çizelge 4.1 Arka – alan sismik gürültüler

Mikrosismik

- Meteorolojik Olaylar
- Okyanus Dalgaları
- Düşük Frekanslı Tremörler
- Uzak Alan Koda Dalgaları

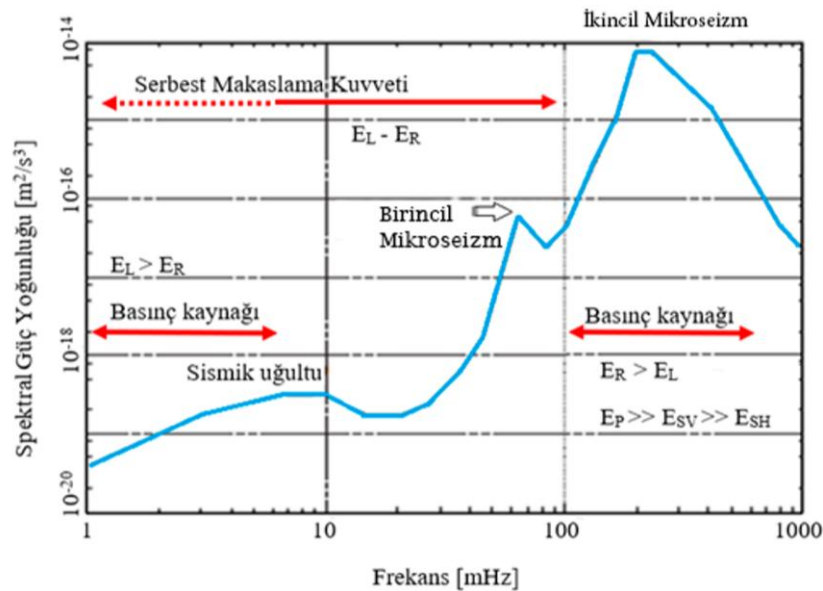
0.01-1 Hz

Mikrotremör

- Kültürel Olaylar (Endüstriyel, İnşaat, Trafik vb.)
- Doğal Olaylar (Deniz, Rüzgar, Akarsu vb.)

>2 Hz

0.2-2 Hz

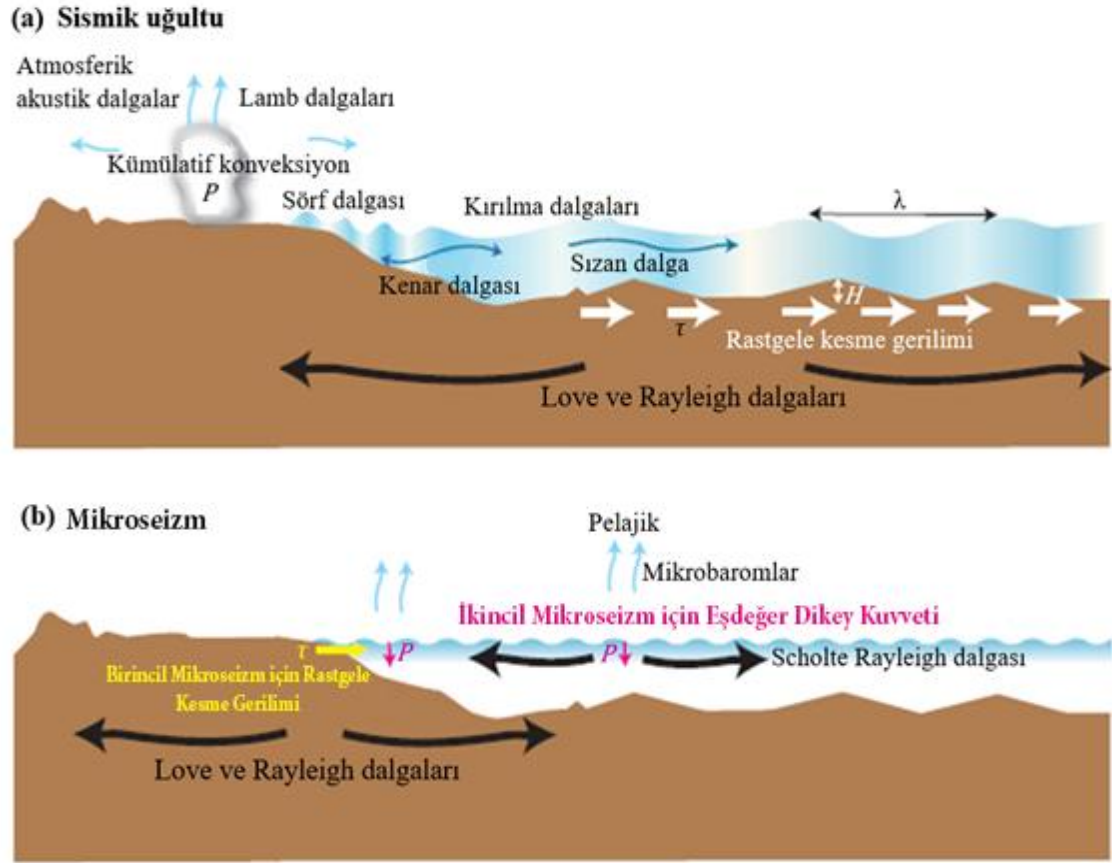


Şekil 4.1 Arka – alan sismik spektral güç yoğunluğu-frekans grafiği

5mHz'in üzerinde Arka – alan sismik gürültüsü. Love dalgalarının enerjisi (E_L), Rayleigh dalgalarının enerjisi (E_R), P dalgalarının enerjisi (E_P), SV dalgalarının enerjisi (E_{SV}) ve SH dalgalarının enerjisi (E_{SH}). Nishida, (2017)'dan Türkçeleştirilerek alınmıştır.

Mikrotremörler, kaynağı çevresel, kültürel ya da doğal olan günlük haftalık periyotlarda değişen çevresel sismik titreşimler olarak tanımlanır. Çevresel, kültürel kaynaklı olanlar trafik inşaat, makine gürültüsü gibi insan aktiviteleri tarafından oluşturulan olaylar sonucunda oluşmaktadır. Doğal kaynaklı olanlar deniz, rüzgâr, fırtına gibi olayların yeryüzü yapıları ile etkileşimi sonucu olan sismik titreşimlerdir. Mikroseizm olaylara göre daha yüksek frekanslarda yer alırlar Troposferdeki konveksiyon akımlarının neden olduğu atmosferik uyarım ile arka alan gürültülerinin ortaya çıkmasını sağlamaktadır (Nishida 2017).

Gözlemlenen tüm kaynak dağılımlarına baktığımızda arka – alan sismik gürültülerin temeli atmosferik ve okyanusal olayların sonucunda ortaya çıkmıştır (Nishida 2017). Bu mekanizmalar içerisinde Sismik uğultular (Seismic Hum), diğer mekanizmalara oranla daha düşük frekanslı olaylar içerir. (3 – 33mHz) Genellikle açık okyanusta enerjileri düşükken, kıyıya yakın yerlerde yüksekliği birkaç metreye çıkan dalgalar sonucunda oluşturduğu enerji yüksek olur. Bu dalgalar infragravity dalgaları (alt yerçekimi dalgaları) olarak adlandırılır. Lamb dalgaları: Horace Lamb tarafından analiz edilen sadece büyük patlamalar sonucu meydana gelmiş şok dalgasıdır. Sörf salınımı: kıyıya yaklaştıkça birbiri ile etkileşen iki farklı rüzgar dalgası treninin yüksek ve alçak dalgaları tarafından oluşur. Scholte Rayleigh dalgası: bir akışkan ile elastik bir katı ortam (su ve kum arasındaki ara yüz gibi) ara yüzeyinde yayılan yüzey dalgasıdır (Şekil 4.2). Yüksek genlikli ve uzun süreli rüzgarlar dalgaları kıyı şeridi boyunca okyanus dalgalarına etki etmesi sonucu sismik uğultuları (Seismic Hum) oluştururlar. Sismik uğultular ile mikroseizm olayların oluşum mekanizması birbiri ile aynı gibi gözükse de mikroseizm olaylar 50 mHz ile 1 Hz arasında oluşmaktadır.



Şekil 4.2 Sismik uğultuların ve mikroseizm olayların şematik olarak oluşum mekanizması Türkçeleştirilmiş (Nishida 2017)

Fiziksel uyarılma mekanizması bu aktiviteler ile belirlenmesi kaynakların karasal mı yoksa denizel mi olduğunu belirlemek önemlidir. Fiziksel uyarılma mekanizması gözlemlere dayanarak, frekanslara bağlı olarak sırasıyla sismik uğultunun, birincil mikroseizm aktiviteler ve ikincil mikroseizm aktiviteler olarak bilinmektedir.

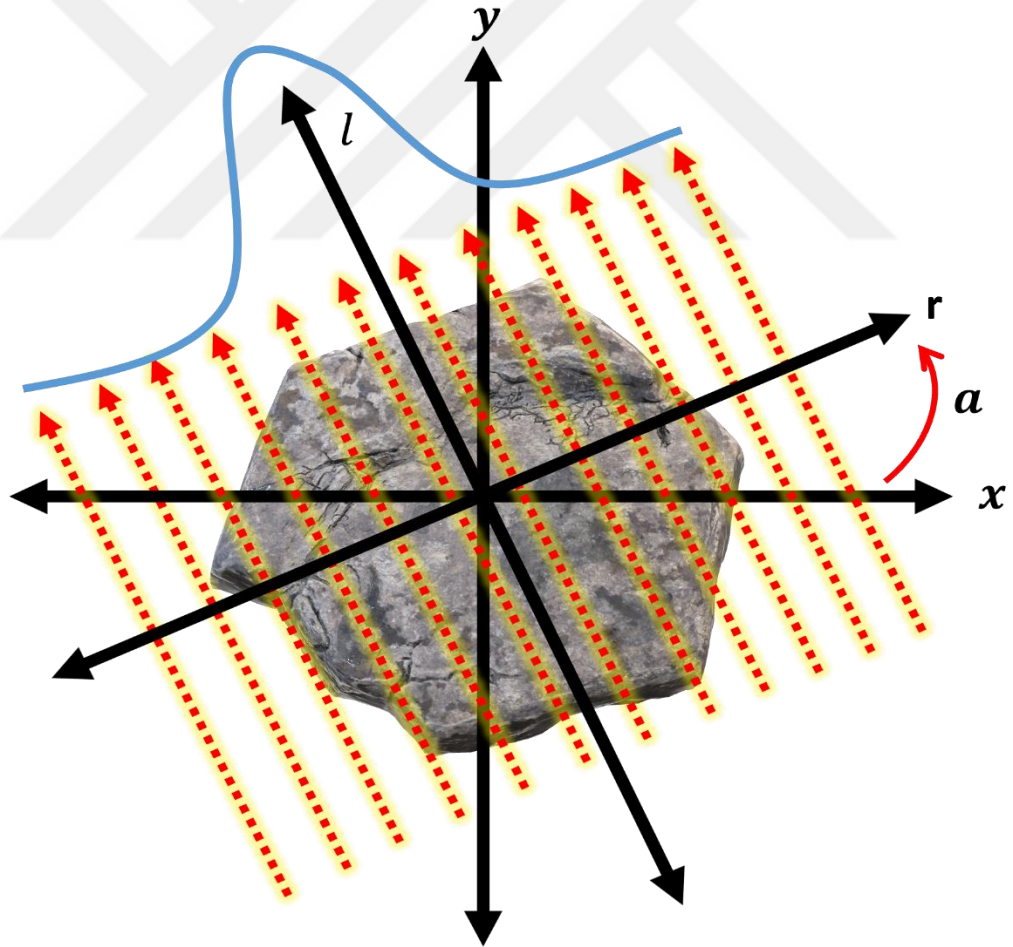
4.2 Arka – Alan Sismik Gürültü Tomografisi, Green Fonksiyonu İşlevi ve Veri İşlem Adımları

Tomografi çalışmaları sismolojide önemli bir yer tutmaktadır. İlk olarak 1895 yılında Wilhelm Röntgen'in X-ışını keşfetmesi ile, tıbbi görüntülemeye kullanılmış ve daha sonra yerbilimciler tarafından yerkürenin yapısının haritalanabilmesi için kullanılmaya başlanmıştır. Temel olarak sismik tomografi yöntemi, yerküre üzerindeki karmaşık sismik dalgaları kullanarak yer altının hız yapısını gösteren bir yöntemdir. "Tomo" Yunancada dilimlenmiş, kesilmiş anlamına gelmektedir. Sismik dalgalar doğal

kaynaklardan (depremler) veya yapay kaynaklardan (patlatmalar) oluşan elastik dalgalardır. Farklı sismik dalga türlerinin yerküreye yayılımının incelenmesi, yerkürenin iç yapısı hakkındaki bilgileri bize sağlamaktadır. Matematiksel olarak sismik tomografide kullanılan yaklaşım, ortamın bazı işlevsel özelliklerinin bir doğru (eğrisel) integrali olarak bilinir. Yani sismik dalgaların yayılım zamanı veya genliği ölçülür buna karşılık elde edilen yavaşlık fonksiyonu ($1/v$) elde edilir. İki boyutlu bir ortam için tomografik problemi açıklayan fonksiyonunun $f(x, y)$ doğrusal integralidir.

$$p(r, a) = \int f(x, y) dl \quad (4.1)$$

Bir dizi projeksiyon için $a = \tan^{-1}(l/r)$ açısı ve x, y, r, l Şekil 4.3'te görülmektedir. Belirli bir alandaki tüm ışın kümesinin toplamına da projeksiyon denir.



Şekil 4.3 Tomografinin geometrisi

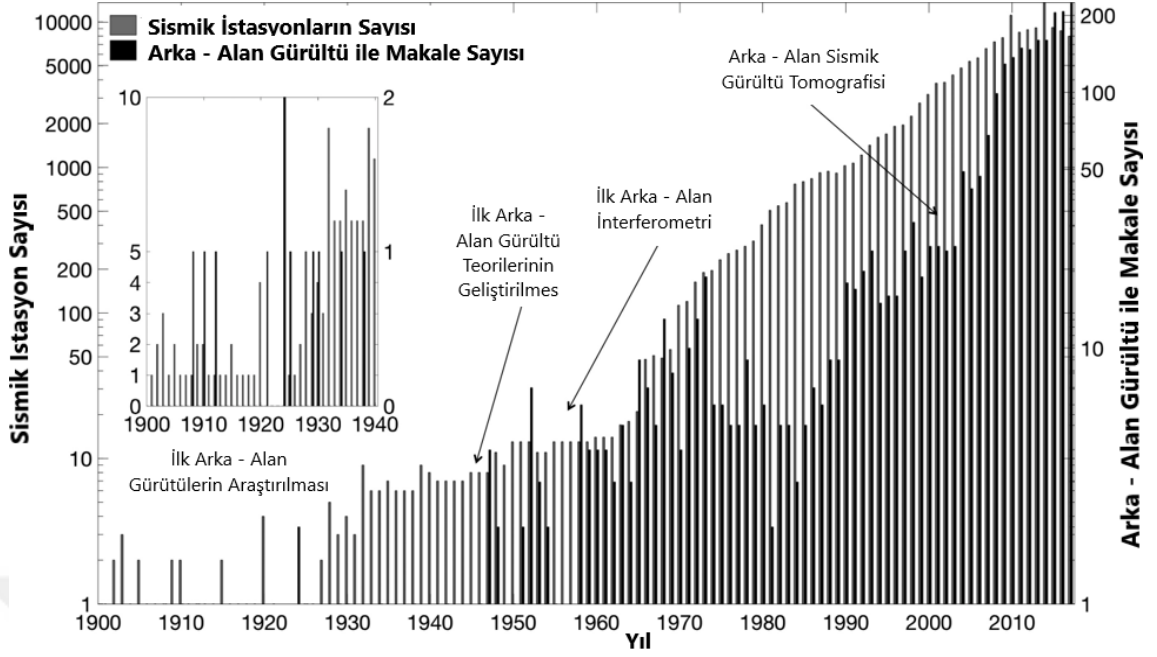
Burada $r - l$ eksenleri $x - y$ eksenleri etrafında bir a açısı ile döndürülür.

Sismik tomografi iki ana prensip ile ayırabiliriz. İlki dalga denklemi tomografisi (kırılma tomografisi) diğeri de ışın tomografisidir. Dalga denklemi tomografisi ters saçılma problemi için Born veya Rytov yaklaşımına dayanmaktadır (Devaney 1984, Wu ve Toksoz, 1987). Işın tomografisi, ışınlar ve ışın denkleminin yüksek frekanslı çözümüne dayanır. Sismik ışın tomografisinde görüntülenecek ortam, düzenli aralıklar ile ızgaralara ayrılır. Bu düzenli aralıkların her birinde yavaşlık değeri s_j sabit olarak kabul edilir. Bu hücrelerden geçen her bir ışının hesaplan seyahat süresi (t_k^{calc}) şu şekilde hesaplanır:

$$t_k^{calc} = \sum_{j=1}^N d_{kj} * s_j \quad (4.2)$$

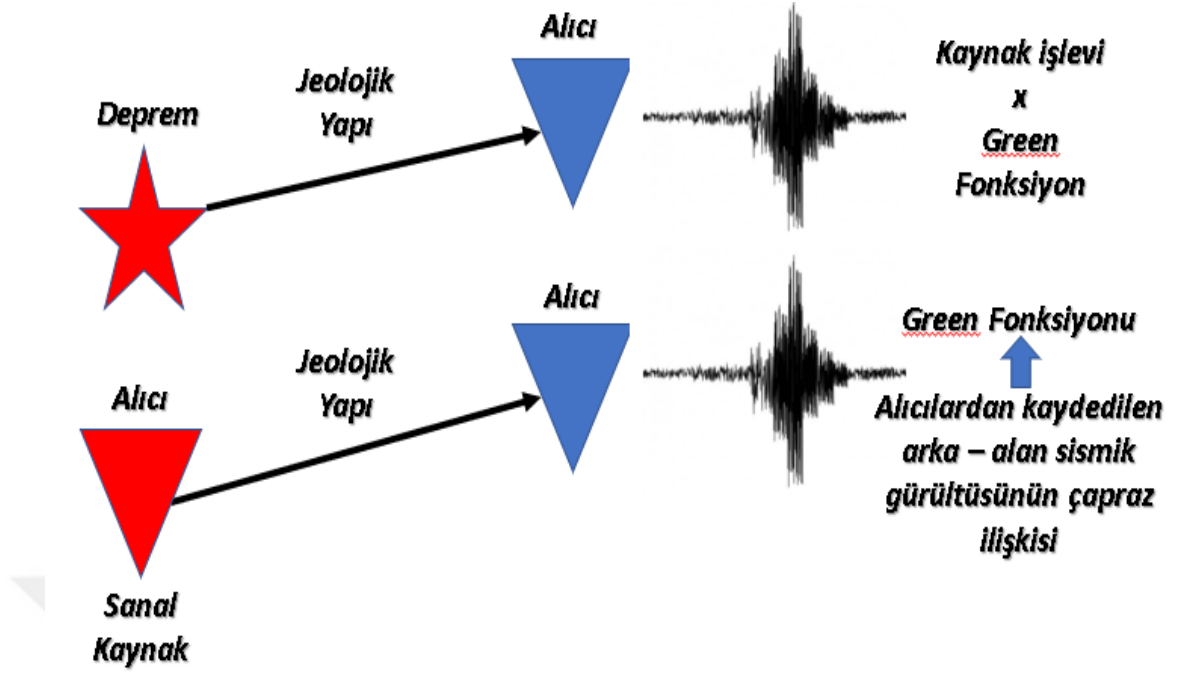
t_k^{calc} hesaplanan seyahat zamanı, d_{kj} ışın yolu uzunluğu, s_j yavaşlık vektörü ve N aralık sayısı olarak tanımlanmaktadır.

Yüzey dalgaları (Rayleigh ve Love dalgaları) dispersif dalgalar olup, farklı frekanslar için yüzey dalgalarının hızlarını elde ederiz. Bu aynı zamanda yüzey dalga hızlarının derinlikle değişen bir yapıya sahip olduğunu göstermektedir. Sismik istasyonlardan belirli örnekleme aralıkları ile kaydedilen sürekli kayıtlar, deprem veya patlatmalardan, insan veya kültürel etkenler sonucu oluşan yer sarsıntılarında yayılan rastgele genlik ve faza sahip dalgalar. Bu dalgalar, yer küre hakkında bilgi vermektedir. Diğer bir yandan sismik kayıtlarda arka-alan gürültü olarak bilinen rastgele sismik dalga alanları da birçok bilgi içermektedir.



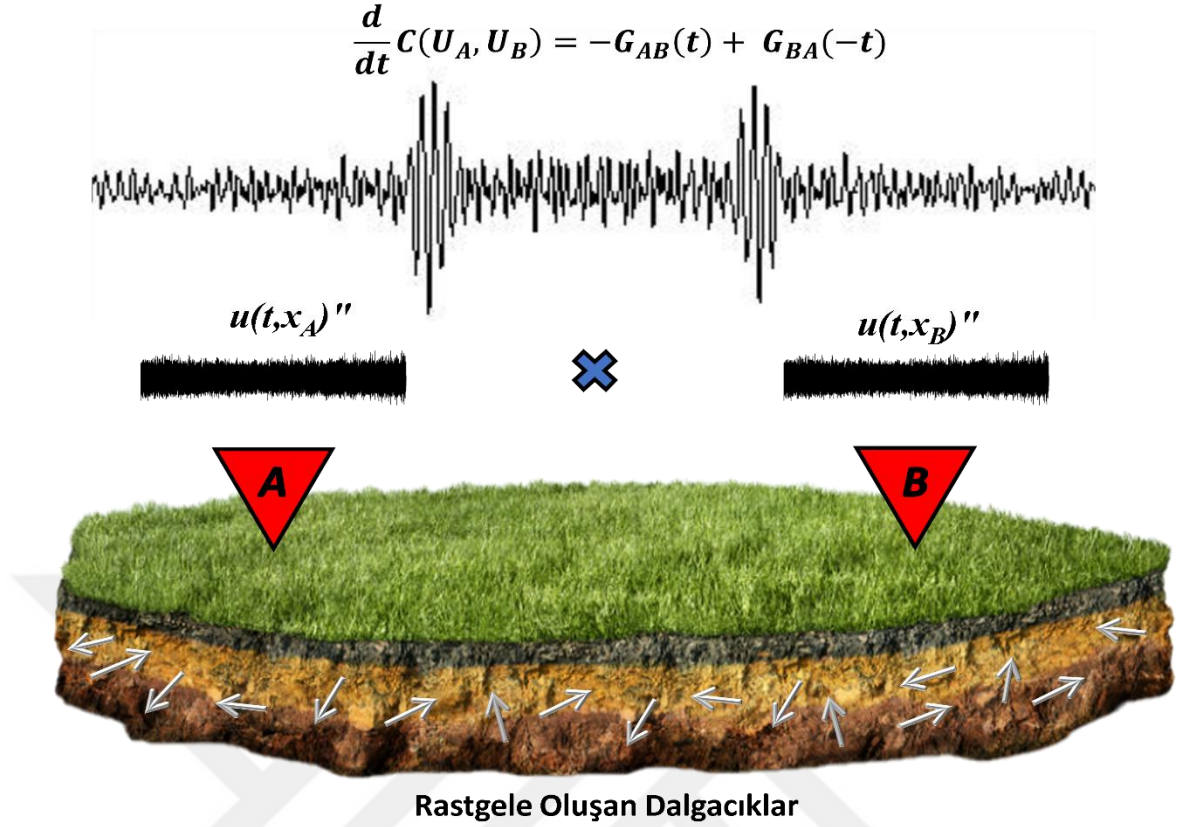
Şekil 4.4 Türkçeleştirilmiş yıllara göre istasyon sayılarının artış histogramı ve arka-plan sismik gürültü hakkında yapılan makaleler. IRIS Data Archive. (www.iris.edu), Erişim Tarihi: 19 Mayıs 2022

Dünya çapında teknolojinin gelişmesi ve sismik ağların gelişmesiyle birlikte, sismogramlardan kaydedilen uzun süreli kayıtların sayısı arttı (Şekil 4.4). Dünya'nın yapısının araştırılmasında uzun süreli kaydedilen arka-alan gürültüsü, deterministik bilgilerin çıkarılmasında sismologlar için yeni fırsatlar yaratmıştır. Aktif kaynak gerekmeksizin bir bölgeden toplanan sürekli kayıtlar içerisinde bulunan arka-alan sismik titreşimlerin rastgele genlik ve fazların yarattığı bir dalga alanı bulunmaktadır. İstasyon çiftleri arasında oluşan dalga alanının çapraz ilişkisi, Green fonksiyonunun işlevinden çıkarılarak, iki istasyon arasındaki yapı hakkında bilgi sahibi olmak mümkündür. Bu kaynaksız veya pasif görüntüleme yapmamıza olanak sağlar. İstasyonlardan biri kaynak diğeri alıcı işlevini görür (Şekil 4.5). Çapraz ilişki basitçe sinyallerin birbirine olan benzerliğinin bir ölçüsüdür. İki istasyona ait sinyaller çapraz ilişkiye sokulduğunda benzer olan sinyaller çapraz ilişki fonksiyon penceresinde pozitif aksi durumunda ise negatif olur.



Şekil 4.5 Aktif kaynak ile pasif kaynak kullanımı arasındaki fark

Elde edilen çapraz ilişki fonksiyonu zaman ortamındaki türevi Green fonksiyonu olarak adlandırılır. Green fonksiyonu matematiksel olarak, her bir probleme özgü diferansiyel denklemleri çözmek için önemli bir fonksiyondur. Yukarıda da bahsedildiği gibi bir çift alıcı arasında (sanal kaynak – alıcı) tamamen yayılmış bir dalganın (izotropik rastgele dalgalar) çapraz korelasyonu, Green fonksiyonun yumuşak bir frekansa bağlı genlik faktörü ile farklılık gösteren bir dalga olarak sonuç verecektir (Weaver ve Lobkis 2001, Lobkis ve Weaver 2001, Weaver ve Lobkis 2004, Wapenaar 2004, Shapiro vd. 2005, Sieder 2004, Sanchez-Sesma vd. 2006) (Şekil 4.6).



Şekil 4.6 İki istasyon için arka – alan sismik gürültünün çapraz ilişkisi gösterimi (Weaver R. L. 2005)

A ve B istasyonları için ortamın Green fonksiyonu

Kuramsal yaklaşımlardan biri de bir dalga alanının ortam hakkında herhangi bir varsayımı olmadan, ortamın her yerine dağılmış beyaz gürültülerden (White Noises) oluştuğu varsayılır. Gouedar vd. (2008), zaman ortamında çapraz ilişkisi C , $A(u(t, \vec{x}_A))$ ve $B(u(t, \vec{x}_B))$ noktalarındaki yer değiştirmeler aşağıdaki bağıntı şeklinde gösterilebilir.

$$C(\tau, \vec{x}_A, \vec{x}_B) = \lim_{T \rightarrow +\infty} \frac{1}{T} \int_0^T U(t, \vec{x}_A) \overline{u(t + \tau, \vec{x}_B)} dt \quad (4.3)$$

Bağıntıdaki çizgi eşleniği gösterir. Yer değiştirme, Green fonksiyonu G_a kullanılarak ifade edilir. (a sabiti, integralin yakınsaması için zayıflama faktörü ($a > 0$)) (Roux vd. 2005)

$$u(t, \vec{x}) = \int_0^\infty dt' \int_R G_a(t', \vec{x}, \vec{x}_s) f(t - t', \vec{x}_s) d\vec{x}_s \quad (4.4)$$

Burada f , herhangi bir R ortamında, t anındaki etki eden beyaz gürültü (White noise) kaynak fonksiyonudur.

$$\begin{aligned} C(\tau, \vec{x}_A, \vec{x}_B) &= \lim_{T \rightarrow +\infty} \frac{1}{T} \int_0^T dt \int_0^\infty ds \int_R d\vec{x}_s G_a(s, \vec{x}_B, \vec{x}_s) f(t - s, \vec{x}_s) \\ &\times \int_0^\infty ds' \int_R d\vec{x}_s' \overline{G_a(s', \vec{x}_B, \vec{x}_s') f(t + \tau - s', \vec{x}_s')} \end{aligned} \quad (4.5)$$

Beyaz gürültü (White noise), frekans ortamında rastgele bir faza sahip tüm frekansları içerir. Zaman ortamında ise bu rastgele dalga alanının konumu ve her kaynağın aktivasyon zamanı ilişkilendirilmemiştir. Bu durumda limit T grup ortalaması E olarak değiştirilebilir.

$$\begin{aligned} \lim_{T \rightarrow +\infty} \int_0^T f(t - s, \vec{x}_s) f(t + \tau - s', \vec{x}_s') dt &= E[f(t - s, \vec{x}_s) f(t + \tau - s', \vec{x}_s')] \\ &= \sigma^2 \delta(\tau + s - s') \delta(\vec{x}_s - \vec{x}_s') \end{aligned} \quad (4.6)$$

Bağıntıda verilen σ beyaz gürültünün değışintisi (varyansı). Bu özelliğı kullanarak eşitlik (4.6) basitleştirilirse:

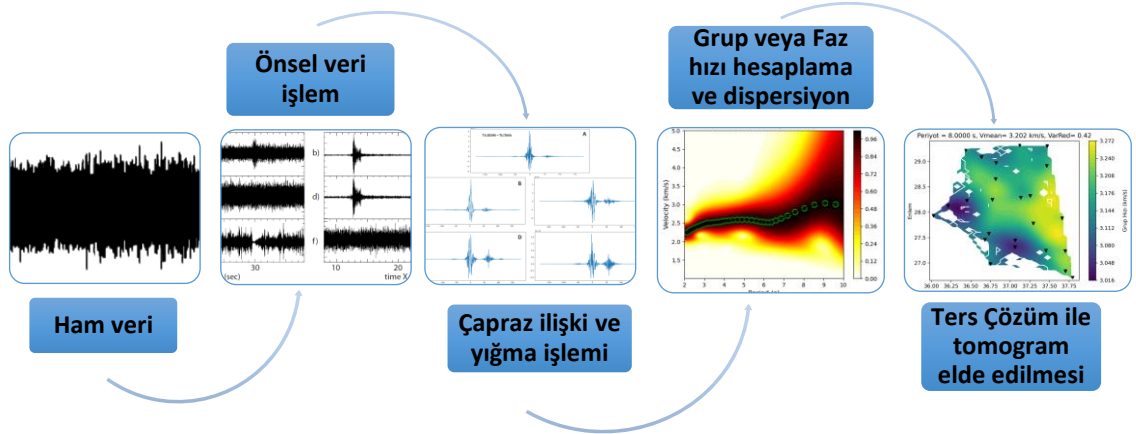
$$C(\tau, \vec{x}_A, \vec{x}_B) = \sigma^2 \int_0^\infty ds \int_R d\vec{x}_s G_a(s, \vec{x}_B, \vec{x}_s) \overline{G_a(s + \tau, \vec{x}_B, \vec{x}_s)} \quad (4.7)$$

Bir sönümlenen ortamda, eşitlik (4.7)'deki negatif diferansiyel operatörünü kullanarak, Green fonksiyonun'un pozitif ve negatif gecikmesi elde edilmiş olur.

$$\frac{d}{dt} C(\tau, \vec{x}_A, \vec{x}_B) = \frac{-\sigma^2}{4a} (G_a(\tau, \vec{x}_A, \vec{x}_B) - G_a(-\tau, \vec{x}_A, \vec{x}_B)) \quad (4.8)$$

Genel olarak bakıldığında herhangi bir ortam için, A ve B istasyonlarında kaydedilen dalga alanları arasında hesaplanan çapraz ilişkisinin zamandaki türevi, ortamın Green fonksiyonu işlevini verir (Şekil 4.6). Böylece iki istasyon arasındaki yapı hakkında bilgi sahibi olmuş olunur.

Dünya'nın iç yapısı hakkında bilgiler daha önceden de ifade edildiği üzere Green fonksiyonun işlevinin ortam gürültüsü kayıtları arasındaki çapraz ilişki içerisinden çıkarılabilmektedir. Ancak gerçek Dünya'da bu varsayımlar bu kadar iyi sonuç vermemektedir. Bunun üstesinden gelmek için alınan uzun süreli kayıtlarda bazı önsel veri işlemler uygulanır. Arka – alan sismik tomografi yönteminin veri işlem adımları Şekil 4.7'deki şemada gösterilmektedir. Veri işlem adımları genel olarak Bensen vd. (2007) adımları kullanılarak yapılmaktadır. Öncelikle her bir istasyonun düşey bileşeninin olmak şartıyla uzun süreli sürekli ham veriler toplanır. Toplanan ham verilerin ikinci aşaması ise önsel veri işlem adımlarıdır. Bu aşamada dalga formlarını analiz yapılması ile başlanmak gerekmektedir. Ham veride birçok dalga türü göze çarpar. Dalgaları analiz edebilmek için bant geçişli süzgeçler uygulanması gerekebilir. Dalga formlarından en belirgin şekilde de görülebilen dalgalar depremler ve aletsel etkilerin oluşturduğu bozulmalardır. Bu nedenle bu etkileri gidermek ve veriyi düzenli hale getirmek için ön veri işlem adımlarının yapılması gerekmektedir. Depremlerin veya aletsel etkilerin yaratmış olduğu etkileri ve istasyonların bulunduğu ortamdaki durağan olmayan gürültüleri atmak için zaman ortamında normalizasyon yöntemi kullanılmaktadır. Buna zamansal normalizasyon (temporal normalization) da denilmektedir Bensen vd. (2007). Bu tür gürültüleri uzaklaştırmak için en çok kullanılan yöntemi bir bitlik normalizasyon (one-bit normalization) yöntemidir. Bu yöntem, tüm pozitif genlikleri “+1” ve tüm negatif genlikleri “-1” ile değiştirerek sadece ham sinyalin işaretinin tutulduğu bir yöntemidir (Campillo ve Paul 2003, Shapiro ve Campillo 2004, Yao vd. 2006). Diğer bir aşama ise frekans ortamındaki arka – alan sismik gürültüsü düz değildir. Önceki bölümlerde de bahsedildiği gibi arka – alan sismik gürültüler mikroseizm bandında tepe noktaları (birincil mikroseizmler, ikinci mikroseizmler) bulunmaktadır. Ayrıca bazı gürültüler içinde Dünya'nın uğultusuna (seismic hum) bağlı olarak 50 s üzerindeki uzun periyotlara da yükselir. Ortam gürültüsünün frekans bandını genişletmek için genlik spektrumunun düzeltilmiş bir hali ile karmaşık olan spektrumu ters ağırlıklandıran spektral normalizasyon işlemi uygulanır. Bunun sonucunda da beyazlatılmış (Whitened) bir spektrum elde edilir. Bu işlem beyazlatma (Whitening) olarak adlandırılır.

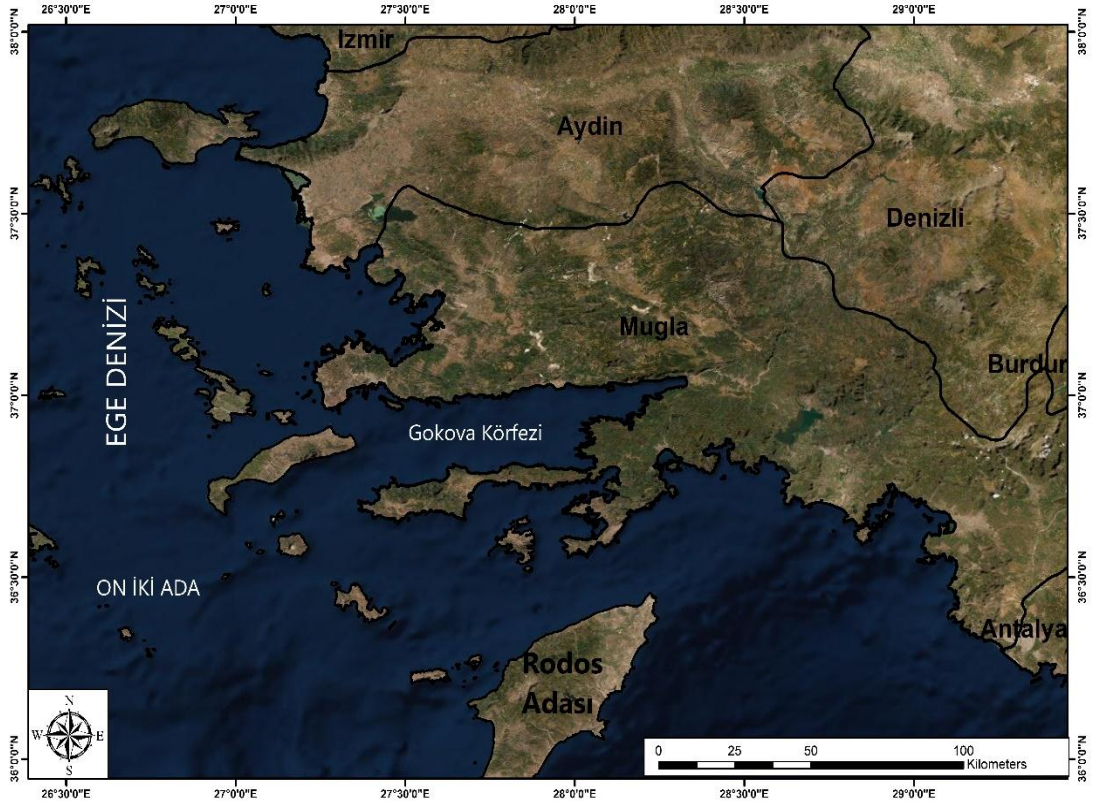


Şekil 4.7 Arka – Alan Sismik Tomografi yöntemi veri işlem adımları (Bensen vd. 2007)

Uzun süreli kayıtların önsel veri işleminden sonraki adım çapraz ilişkinin hesaplanması ve yığma işlemidir. Önceden belirtildiği gibi, Green fonksiyonu oluşturmak için gürültü kaynaklarının homojen ve rastgele dağılmış olması gerekir. Ancak, gerçek Dünya’da bu koşulların sağlanması imkansızdır. Bu nedenle gürültülerin dağılımını çapraz ilişki yöntemi ile homojenleştirebiliriz. Çapraz ilişkide, n istasyon sayısı olmak üzere $n(n-1)/2$ tane çift elde edilir. Çapraz ilişki sonucu sinyallerin genlikleri incelendiğinde pozitif ve negatif taraflarda yüzey dalgalarının ortaya çıktığını, bu genliklerin azimutal dağılıma göre değişiklik gösterdiği gözlenir. Gürültü kaynaklarının açisal olarak homojen dağılmışsa pozitif ve negatif gecikmeler aynı olacaktır. Fakat homojen olarak dağılım göstermiyorsa gürültü süreçlerindeki farklılıklar nedeniyle genlik ve spektral içeriğinde bir asimetri gözlemlenecektir. Sinyal / gürültü oranını arttırmak için her bir çift veriye yığma işlemi yapılır. Tüm çift verilere ait geçerli sonuçlar elde edildikten sonra diğer bir adım ise dispersiyon eğrileri ölçülmesidir. Yöntem temel olarak, farklı hızlara sahip katmanlı yapılar ya da düşey yönlü hız değişimlerine bağlı olarak dispersif hale gelen dalgaları dar bantlı gauss filtrelerden geçirerek sinyale ait maksimum spektral genlikler yardımı ile grup hızlarını belirlemeye yarar. Dispersiyon eğrilerini elde ettikten sonra da ters çözüme sokularak farklı periyotlarda hız haritaları (tomogramlar) oluşturulmuş olur.

5. ÇALIŞMA ALANI

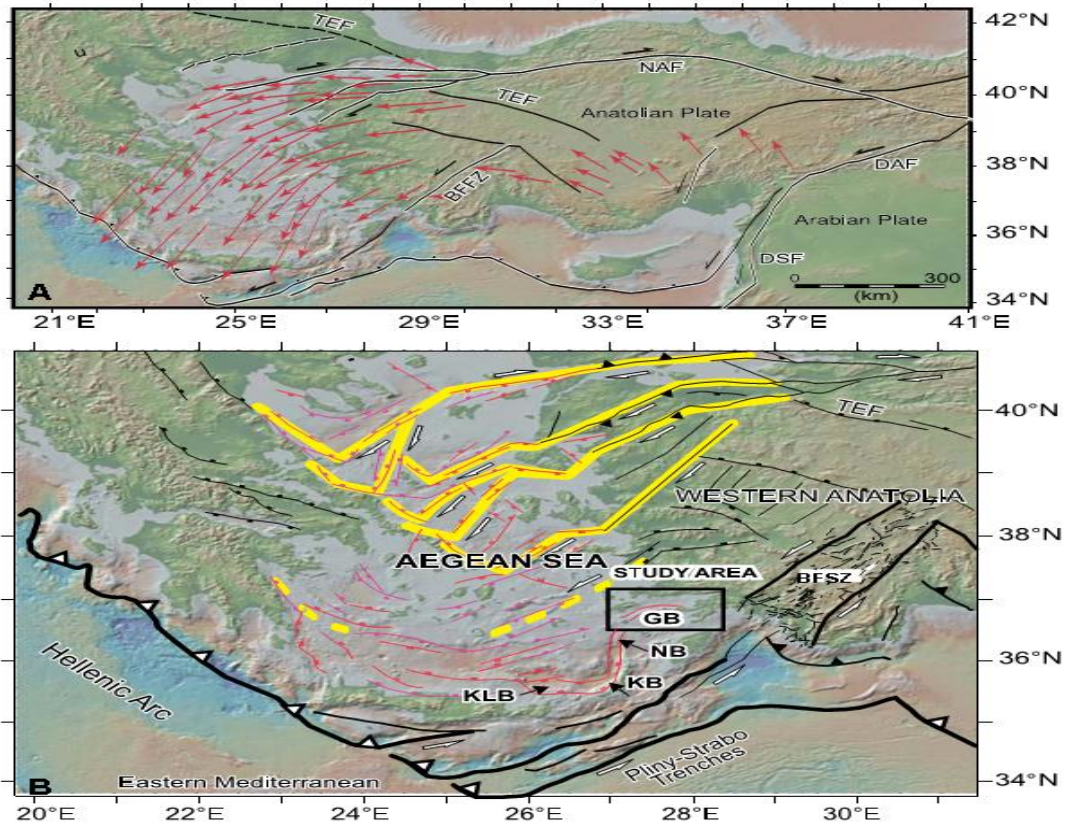
Çalışma Alanı, Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) sağ yanal makaslama kuvvetleri ve Batı Anadolu'nun K-G yönlü bölgesel açılma tektonik rejimi içinde, Batı Anadolu'nun güneybatısında yer alan Gökova Körfezi ve çevresidir. Coğrafi koordinat olarak, 36° – 37.8° Kuzey enlemleri 26.6° – 29.4° D boylamları arasında kalan bölgedir. Batı Anadolu'nun K-G yönlü genişmesi sonucu birçok grabenin oluşmasına ve bu grabenlere dik D-B doğrultulu uzanımlı grabenlerin oluşmasına neden olmuştur. Gökova Körfezi, Güney Batı Anadolu'da Datça Yarımadası ile Bodrum Yarımadası arasında kalan üçgen biçimine sahip büyük ve derin yapıları bir körfezdır (Şekil 5.1).



Şekil 5.1 Çalışma Alanı

5.1 Tektonik Yapısı ve Jeolojik Özellikleri

Geç Miyosen-Pliyosen döneminden itibaren, Güneybatı Anadolu'da görülen K-G yönlü açılma tektoniği, Gökova Körfezi ve civarında günümüze kadar devam etmektedir. Bu açılma tektoniği bilindiği üzere Arap Levhasının Avrasya Levhasına hareketi sonucu Anadolu Levhasının doğudan batıya doğru hareketi sonucu oluşmaktadır. (Şengör 1980, Şengör vd. 1985) Bu hareketlenme sonucu bölgede gelişen büyük graben yapıları görülmektedir. Bu graben yapılarının oluşumunda önemli iki tektonik olay mevcuttur. Araştırmalara göre ilk tektonik yapı, KB-GD yönlerinde olan rift-grabenini oluşturan kuzey güney doğrultulu paleo tektonik girişimlerdir. İkinci tektonik yapı ise, D – B doğrultulu Gökova Grabeninin oluşumunu sağlayan K – G yönlü açılımlardır. (Görür vd. 1995) Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu dönüşüm fayları boyunca Ege – Anadolu Mikroplakası batıya doğru ortalama 24mm/yıl hızında uzaklaşmaktadır. (Reilinger vd. 1997). Mikroplakaların Batı Ege bölümü saat yönünün tersine doğru dönmekle birlikte Ege Yayına doğru 30mm/yıl hız ile hareket etmektedir. (Reilinger vd. 1997, McClusky vd. 2000, Reilinger vd. 2010) Kuzey Ege Denizi'nde, Kuzey Anadolu Dönüşüm Fayları'nın dalları, belirgin kuzeybatı – güneydoğu doğrultulu normal faylara karşı Yunanistan anakarasının kıyılarına doğru uzanan bir dizi içten rijit rotasyonel kama olarak Ege Denizi'ne doğru uzanmaktadır. (Yaltırak vd. 2012) (Şekil 5.2). Gökova Körfezinde oluşan açılma hızı minimum 1.1 mm/yıl olmakla birlikte toplam açılım 5.5 km olduğu bilinmektedir. Yapılan GPS hız ölçümlerinde özellikle Anadolu levhasının batısının Ege Denizi'nden itibaren hızlı bir şekilde yaklaşık 34 mm/yıl GB'ya doğru hareket ettiği gözlemlenmiştir. (Reilinger 2006) Bu durum son zamanlarda meydana gelen büyük ölçekli depremler ele alındığında, doğudan batıya bir enerji aktarımı olduğu gözlemlenmektedir.

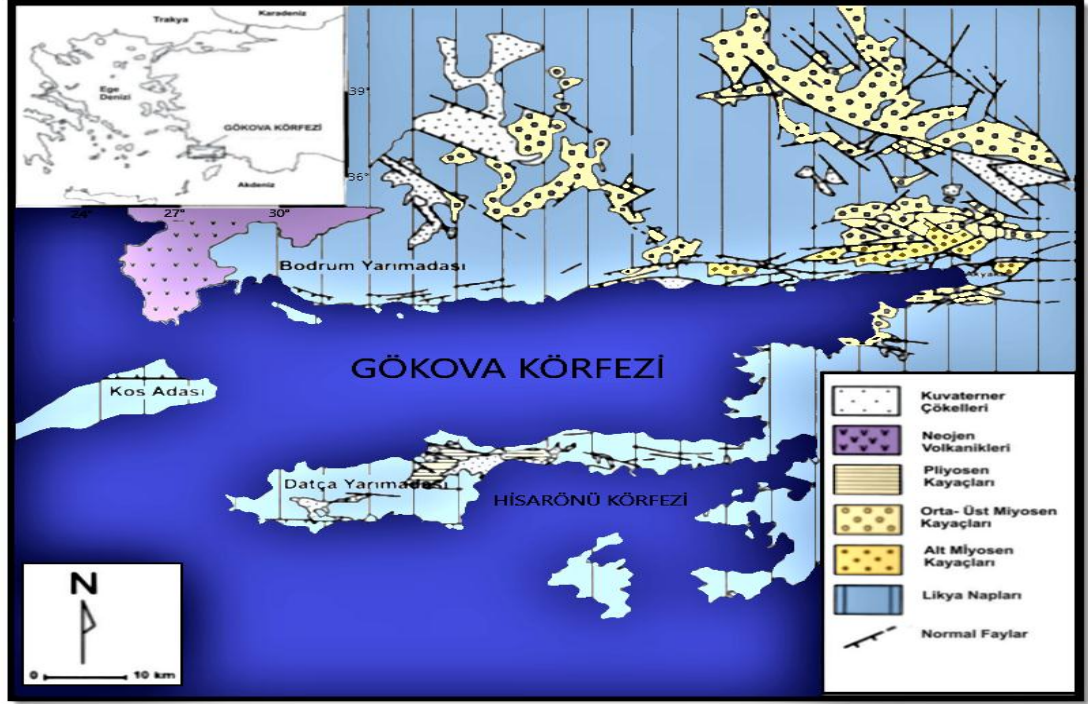


Şekil 5.2 A: Anadolu Bloğunun saat yönünün tersine dönüşünü gösteren sabit Avrasya Plakasına göre GPS vektörleri (Reilinger vd. 1997) B: Mascle ve Martin'den (1990) derlenen, baskın yapıları gösteren Ege Denizi tektonik haritası; (Papanikolaou vd. 2002)

TEF: Trakya-Eskişehir Fayı (Yaltırak 2002), BFFZ: Burdur-Fethiye Fay/Kesme Zonu (Elitez ve Yaltırak 2014 b; Hall vd. 2014), KAF: Kuzey Anadolu Dönüşüm Fayı (Şengör 1979), DAF: Doğu Anadolu Dönüşüm Fayı (McKenzie 1972), DSF: Ölü Deniz Fayı. Sarı çizgi Yaltırak vd. (2012). KLB: Kamilonisi Havzası (-2300m), KB: Karpathos Havzası (-2500m), Not: Nisiros Havzası (-900m), GB: Gökova Havzası (-743 m). Temel haritalar Ryan ve ark. (2009) (Tur vd. 2014)

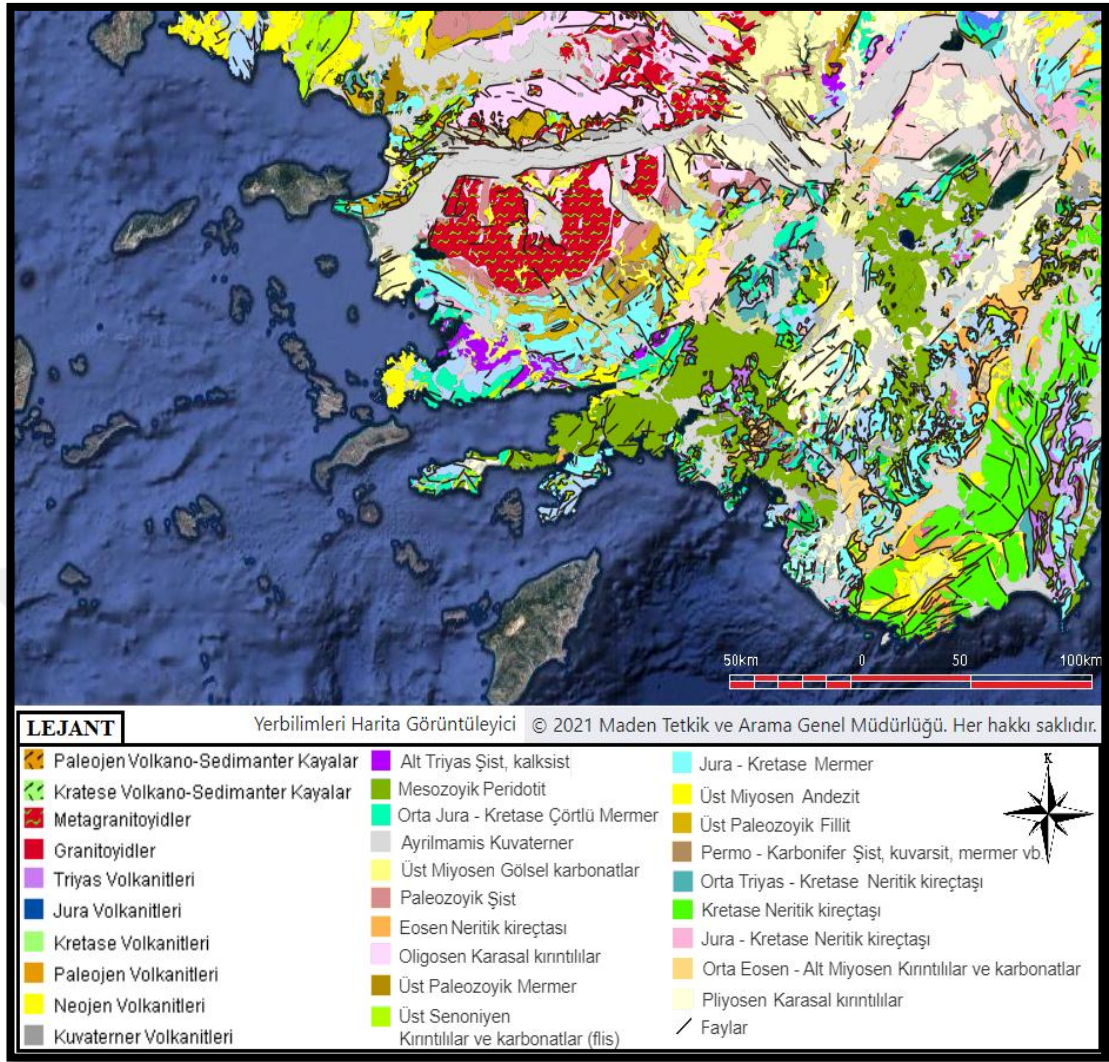
Şekil 5.3'de görüldüğü üzere, Gökova Körfezi ve çevresinde ana kayayı çevreleyen Elmalı (Likya) napları oluşturmaktadır. Likya napları, Menderes masifi ile Bey Dağları otoktonu arasında yer alan allohton konumlu kütleler olarak tanımlayabiliriz. Orta Eosen'den önce, güneydeki Menderes-Toros Platformu ile kuzeydeki Sakarya Zonu' nun çarpışması sonucu İzmir-Ankara Süturu boyunca Neotetis Okyanusunun kuzey kolu kapanmıştır (Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör 1982, Okay 1989, Okay ve Tüysüz 1999). Bu çarpışma sonrasında kıta-içi yakınlaşmasının geç miyosen'e kadar sürmesi, Elmalı naplarının progresif bir yer değiştirme sonucu kuzeybatıdan güneybatıdaki konumuna taşımıştır. (Şengör ve Yılmaz 1981.) Geniş bir alana yayılan likya naplarının ortalama

yapısal kalınlığı 2 km kadardır. Gökova Körfezi'nin orta bölgeleri birçok farklı stratigrafik dilimden oluşmakla birlikte, dilimlerin büyüklüğü kuzeyden güneye ve güneyden doğuya doğru azalmaktadır.



Şekil 5.3 Gökova Körfezi'nin jeolojik haritası dijitalleştirilmiş hali (Görür vd. 1995)

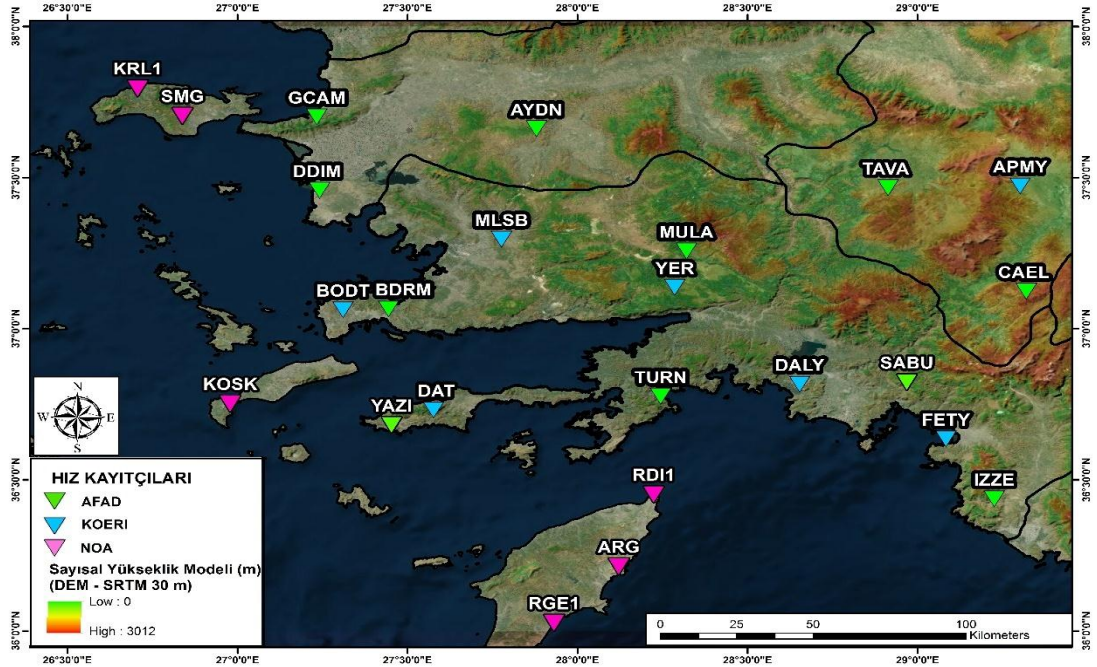
Tektonik olarak bilindiği üzere Gökova Körfezi farklı açılarda yönelmiş iki graben sistemi etkisinde kalmaktadır. İlki KB-GD yönlü riftlerin ve küçük grabenlerin etkisi gösteren kıtasal kökenli sedimantasyona aittir. Diğeri ise ilk grabeni kesen bir şekilde volkanik kayalar ve Pliyo-kuvaterner sedimanları ile dolmuş D-B yönlü büyük Gökova grabeni karakterize etmektedir. Bu sisteme ait sedimantasyon ise, Geç Pliyosen'den beri denizel sedimanlar tarafından oluşturulduğu görülmektedir. Gökova ve çevresinde yüzeylenen jeolojik birimlere detaylı olarak bakıldığında, genel olarak peridotit, andezit ve gnayslardan oluşmaktadır. Datça yarımadası ve Bodrum civarı ise Tersiyer yaşlı kayalar yer aldığı görülmektedir. Körfez çevresinde ise sınırlı alanlarda Neojen yaşlı kırıntılı yapılar gözlenmektedir (Şekil 5.4).



Şekil 5.4 Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yerbilimleri Harita Görüntüleyicisinden alınmış ve lejant oluşturulmuş Gökova Körfezi ve Çevresi detaylı genel jeolojisi

6. VERİ

Bu tez kapsamında arka – alan sismik gürültü tomografisini elde edebilmek için uzun süreli geniş-bant sismometre kayıtlarının miniSEED uzantılı düşey bileşeni kullanılmaktadır. MiniSEED zaman serileri için kullanılan SEED verilerinin alt kümesi olan, içerisinde küçük bir bölüm içeren sabit uzunluklu veri kayıtlarıdır. MiniSEED uzantılı veri içerisinde istasyon bilgisi bulunmamaktadır. Bu nedenle istasyon bilgileri, alet etkileri ve pole-zero değerlerinin bulunduğu XML uzantılı dosyaları her istasyon için ayrı ayrı indirilmiştir. Sismik ağ olarak Gökova Körfezi civarını kapsayan yaklaşık 220 x 120 km’lik bir alanı kapsayan Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD), Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) ve National Observatory of Athens (NOA) hız istasyonları kullanılması amaçlanmıştır. Tüm istasyonların 2017- 2019 yıllarına ait 3 yıllık uzun süreli verileri değerlendirilip, veri sayısı az olan istasyonlar veri kümesinden atılarak Çizelge 6.1’deki istasyonlar kullanılmıştır. Arka – alan sismik gürültü tomografisi için kullanılan 24 istasyonun konumlarını gösteren harita Şekil 6.1’de verilmektedir.



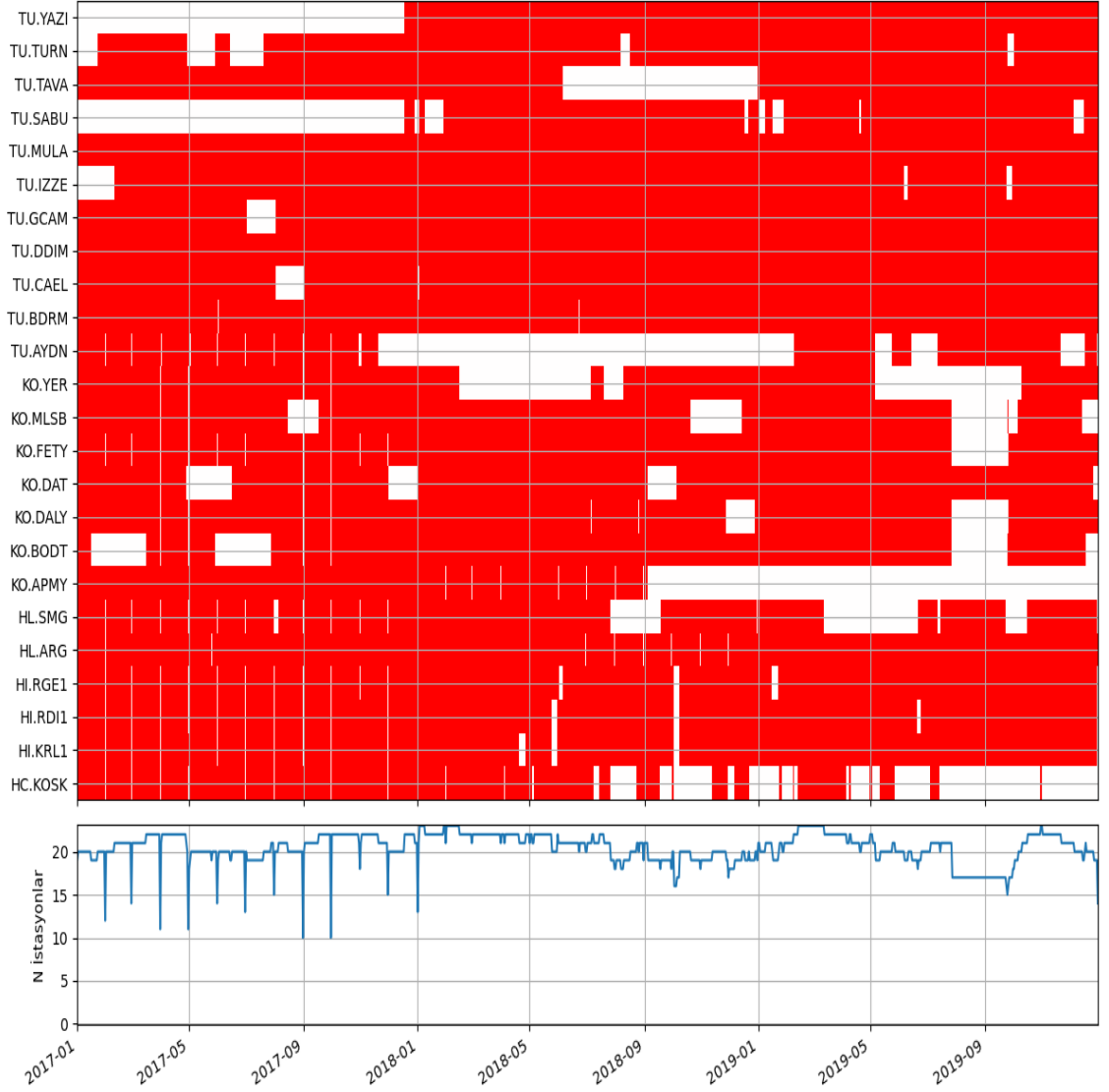
Şekil 6.1 Tomografi için kullanılacak istasyonların konumları ve bölgenin uydu verilerine göre sayısal yükseklik modeli (DEM – SRTM 30 m)

Çizelge 6.1 Çalışma sahası için kullanılan deprem gözlem hız istasyonları.

No	İstasyon Kodu	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Yükseklik (m)	Merkez
1	BDRM	37.0650	27.4435	350	AFAD
2	DDIM	37.4571	27.2414	93	AFAD
3	MULA	37.2561	28.3208	973	AFAD
4	TAVA	37.4657	28.9132	1016	AFAD
5	TURN	36.7753	28.2444	28	AFAD
6	GCAM	37.7002	27.2335	38	AFAD
7	AYDN	37.6608	27.8792	716	AFAD
8	CAEL	37.1229	29.3199	1386	AFAD
9	IZZE	36.4398	29.2256	305	AFAD
10	YAZI	36.6813	27.4531	207	AFAD
11	SABU	36.8233	28.9686	476	AFAD
12	BODT	37.0622	27.3103	379	AFAD
13	DALY	36.8162	28.6532	100	KRDAE
14	DAT	36.7308	27.5767	100	KRDAE
15	MLSB	37.2953	27.7767	1100	KRDAE
16	YER	37.1362	28.2858	729	KRDAE
17	APMY	37.4717	29.3017	930	KRDAE
18	FETY	36.6353	29.0835	200	KRDAE
19	KOSK	36.7516	26.9785	269	NOA
20	KRL1	37.7951	26.7065	14	NOA
21	RDI1	36.4514	28.224	7	NOA
22	RGE1	36.0269	27.9306	3	NOA
23	ARG	36.2135	28.1212	148	NOA
24	SMG	37.7042	26.8377	348	NOA

Araştırma sahası için kullanılacak kesintisiz 3 yıllık miniSEED uzantılı veriler 24 saatlik günlük veriler halinde düzenlenmiştir. 3 yıllık veriler her bir istasyon için istenilen formatta veri klasörlerine yerleştirilerek düzenlenmiştir (Örneğin: 2017/ BDRM/ HHZ/ TU.BDRM..HHZ.D.22) 24 saati doldurmayan veriler ise veri kümesinden

uzaklaştırılmıştır. 24 saatlik veri içerisinde istasyonların bakım aşamalarında veya herhangi bir sebepten dolayı kaydın kesilmesinden kaynaklı olan boşluklar birleştirilmiştir. Her bir istasyonun veri süreleri Şekil 6.2’de gösterilmektedir.



Şekil 6.2 Her bir istasyona ait veri kümeleri

Günlük veriler uygun formatta dizinler oluşturulmuştur. Veri kümesinde bulunan farklı örnekleme aralığında olan tüm istasyonların verisi 10 Hz’lik örnekleme aralığına çekilmiştir. Her bir istasyonun son olarak kontrolü sağlanarak veriler veri tabanına yüklenerek veri işlem aşamasına hazır hale getirilmiştir.

7. VERİ İŞLEM

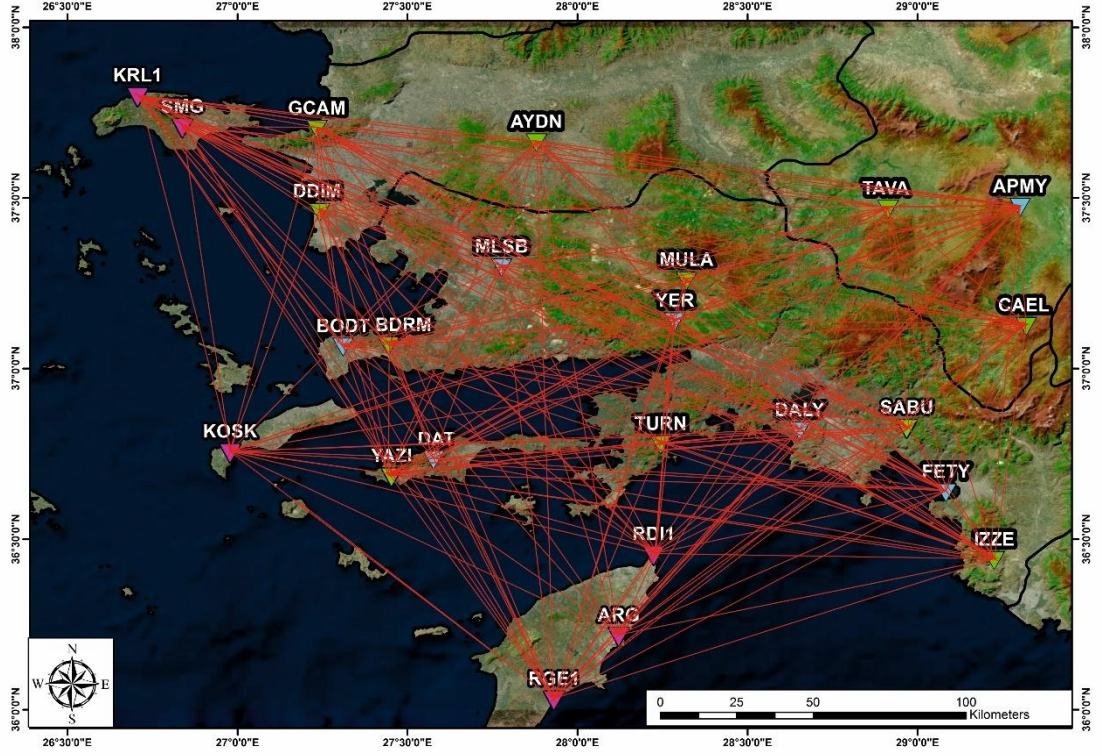
Bu bölüm, işleme hazır hale getirilen 24 istasyondan elde edilen verinin; çapraz ilişkisi, dispersiyon hesaplanması, 1-B kabuk hız modeli ve tomografik ters çözümünü kapsamaktadır (Şekil 4.7). Veri işlem aşamasında istasyon ve metaverileri depolamak için bir veri tabanı (sqlite veya MySQL) kullanılmıştır. Python programlama dilinde yazılmış, MSoise (Lecocq, Caudron ve Brenguier 2014) adında bir program kullanılmıştır. Temel olarak açık kaynak koda sahip ObsPy Kütüphanesi sismolojik verilerin işlenmesi için kullanılmıştır. Veri işlem aşamaları yapılmış olup, çözüm iyileştirmek ve çıktı dosyalarının düzenlenmesi için Python programlama dili kullanılmıştır. Bölgenin 1-B S dalga kabuk hız modeli ters çözümü için Computer Programs in Seismology de yer alan surf96 modulu (Herrmann 2013) kullanılmıştır.

7.1 Verilerin Çapraz İlişkisi ve Green Fonksiyon'unun Elde Edilmesi

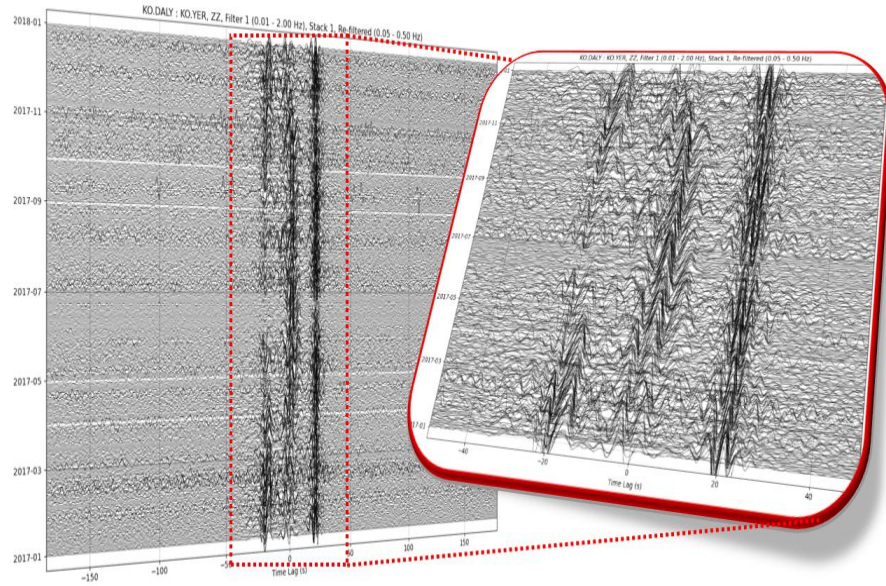
Veri kümesi aynı örnekleme aralığına göre yeniden örneklendikten sonra yüzey dalgası Green fonksiyonları elde edilmiştir. Veri kümesinde saatlik olarak toplam 22387 veri bulunmakta olup, her istasyona ait 3 yıllık düşey bileşen kayıtlarının 24 saatlik dilimlere ayrılmış miniSEED verileri yer almaktadır. Her bir istasyon için önsel veri işlem adımları (Bensen vd. 2007) yapılmıştır.

Her bir istasyonun aletsel etkileri giderilmiştir. Bölgenin depremselliği fazla olduğundan deprem etkilerini gidermek için zaman ortamında normalizasyon yöntemi uygulanmıştır. Deprem sonucu meydana gelen sinyallerin verideki bozucu etkiler en aza indirilmeye çalışılmıştır. Arka – alan sismik gürültüler frekans ortamında düz olmadığı için spektral beyazlatma işlemi uygulanmıştır. Sinyal, eşit genliklere taşınarak anlaşılır hale getirilmiştir. Beyazlatma işlemi olarak PSD (Power Spectral Density) yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntem sismik arka -alan gürültüsünü ölçmek için sıklıkla kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntem “Doğrudan Fourier Dönüşümü” veya “Cooley – Tukey Yöntemi” de denilmektedir (Cooley ve Tukey 1965). Tüm veri 0.01 – 2 Hz ile bant geçişli süzgeç işlemi yapılarak filtrelenmiştir. Çapraz ilişki sonucu 24 istasyon çifti arasında 276 ışın yolu (Şekil 7.1) ve toplam 223069 çapraz ilişki işlemi

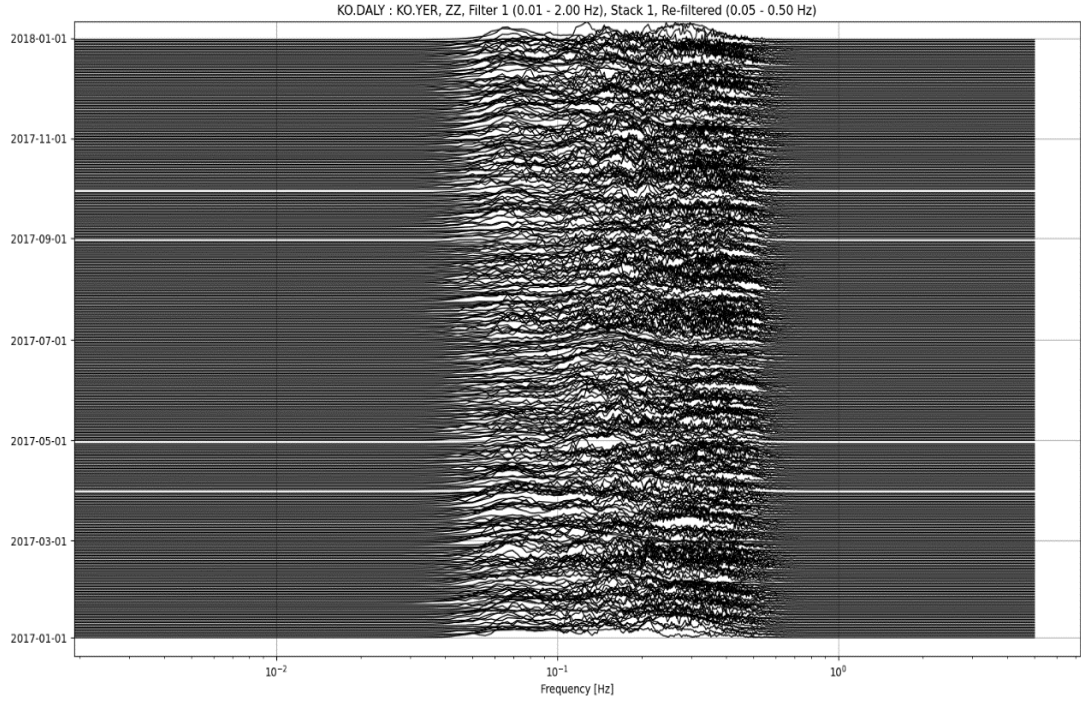
gerçekleştirilmiştir. Şekil 7.2’de KO.DALY ile KO.YER istasyonlarının çapraz ilişkisinin günlük yığmaları (1 yıllık veriden) göstermektedir. Aynı istasyonların çapraz ilişki fonksiyonunun frekans spektrumu ile zaman grafiği Şekil 7.3’de görülmektedir.



Şekil 7.1 İstasyon çiftleri arasında ışın yolları

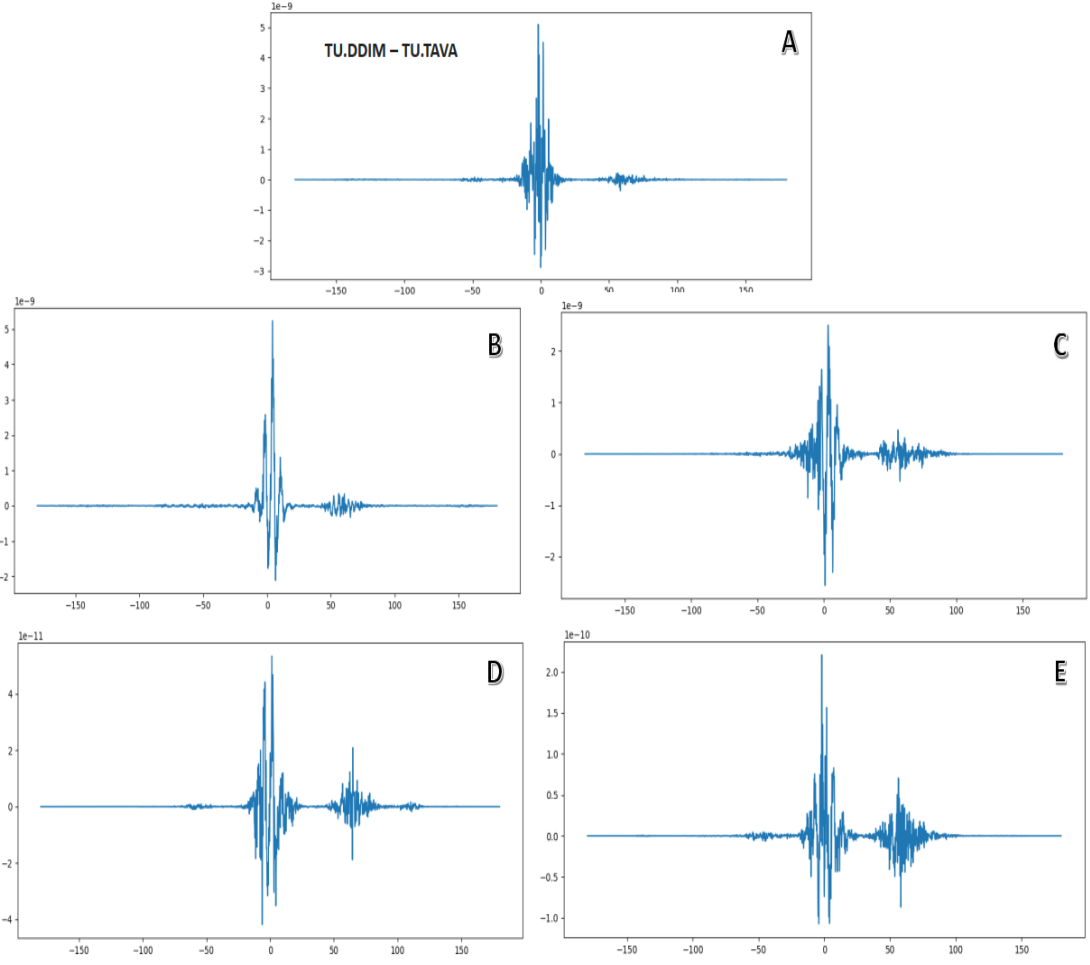


Şekil 7.2 KO.DALY ile KO.YER istasyonunun çapraz ilişki sonucu. 0.05 – 0.5 Hz aralığında tekrar bant geçişli süzgeç uygulanmıştır



Şekil 7.3 KO.DALY ile KO.YER istasyonlarının çapraz ilişki fonksiyonunun frekans spektrumu - zaman grafiği

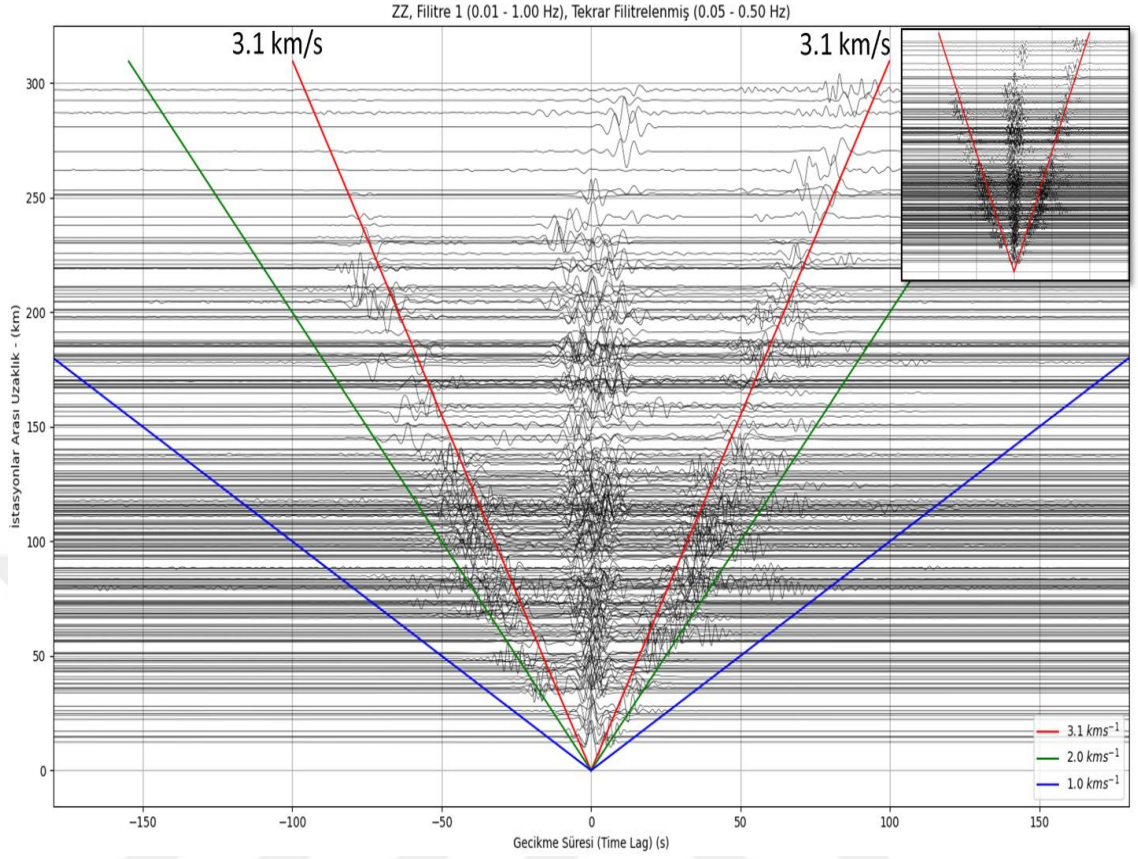
Her bir istasyon çiftinden elde edilen çapraz ilişkilerin Green fonksiyonunun sinyal/gürültü oranını arttırmak için tüm verinin yığma işlemi gerçekleştirilmiştir. Yığma işleminde ne kadar çok günlük veri kullanılırsa, istasyon çiftlerinden elde edilen Green fonksiyonları o kadar belirgin olacaktır. Şekil 7.4'te TU.DDIM ve TU.TAVA istasyonlarının sırasıyla 1 ay, 3 ay, 6 ay, 1 yıl ve 3 yıllık yığma işlemi uygulanmıştır.



Şekil 7.4 TU.DDIM – TU.TAVA çiftinin çapraz ilişkisi sonucunun sinyal/gürültü oranı artırılmış halleri

(A)1 ay, (B) 3 ay, (C) 6 ay, (D) 1 yıl ve (E) 3 yıl

Son olarak tüm istasyon çiftlerinden elde edilen Green fonksiyonlarının uzaklığa göre yığma işlemi yapılmış hali elde edilmiştir (Şekil 7.5). Ortalama olarak yüzey dalgasının grup hızı 3.1 km/s olarak hesaplanmıştır.



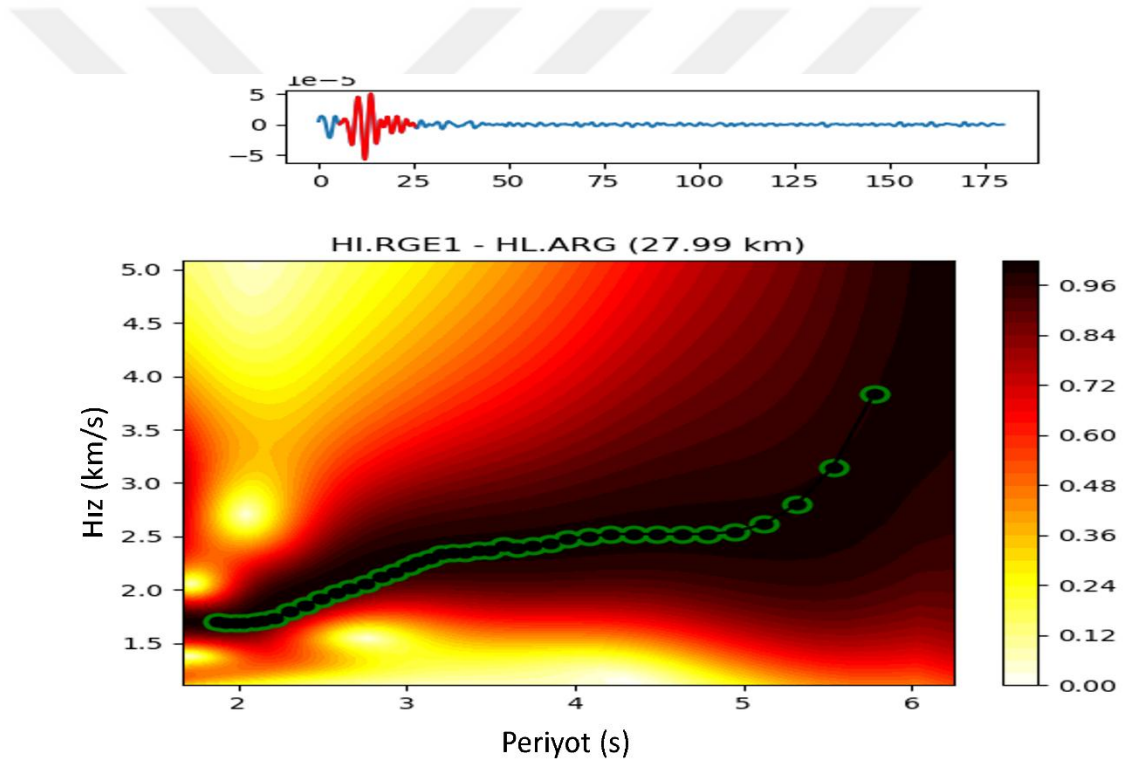
Şekil 7.5 Tüm istasyonların çapraz ilişkilerinden Green fonksiyonunun çıkarılmış hallerinin yığma işlemi uygulanmış grafiği

Kırmızı çizgi 3.1 km/s yeşil çizgi 2 km/s ve mavi çizgi 1 km/s sınırlarıdır.

7.2 Dispersiyon Ölçümleri

Her bir istasyon çiftinin çapraz ilişkisi sonucu Green fonksiyonu elde edilen 228 verinin çoklu süzgeç analizi ile her bir Green fonksiyonundan grup hızlarını çıkartmak için dar bantlı Gaussian filtre kullanılmıştır. Yöntem temel olarak dispersif özellik gösteren yüzey dalgalarının dar bantlı Gaussian süzgeci ile sinyalin maksimum spektral genliklerindeki grup hızlarını belirlemeye yarar. Yüzey dalgası farklı frekanslarda olsa da birden fazla moda sahip olduğu için aynı varış zamanlarına sahip olabilirler. Dispersiyon ölçümlerinde kullanılan yöntem frekans zaman analizi (FTAN) olarak da bilinmektedir. Levshin vd. (1972) tarafından uygulamaya konulan bu yöntem Dziewonski vd. (1969) geliştirdiği filtreleme ile günümüze kadar gelmiştir.

Bu aşamada toplam 24 istasyon için 228 çiftin periyoda karşılık grup hız değerlerini hesaplayabilmek için tüm veriler SAC formatına çevrilmiştir. Parametre seçimlerinde ilgilenilen maksimum ve minimum frekans aralığını ve Green fonksiyonunun hangi periyot aralığına denk geliyorsa pencremizi uygun bir şekilde seçmemiz sağlanmıştır. HI.RGE1 – HL.ARG istasyon çiftinin yüzey dalgasının dispersiyon ölçümleri düzgün bir şekilde görülmektedir (Şekil 7.6). Maksimum periyot, doğrudan istasyonlar arası mesafe ile ilişkilidir. Bazı istasyon çiftlerinde belli periyotlardan sonra ani hız düşmeleri olmaktadır. Tüm dispersiyonların özelliğine bağlı olarak karakterizasyonunu bozan veriler (hızların ani bir şekilde düştüğü yerler) çıkarılmıştır. Renk skalasında genliğin maksimum olduğu yerler kırmızının koyu tonları ile gösterilmektedir.



Şekil 7.6 HI.RGE1 ve HL.ARG istasyon çiftinin dispersiyonu

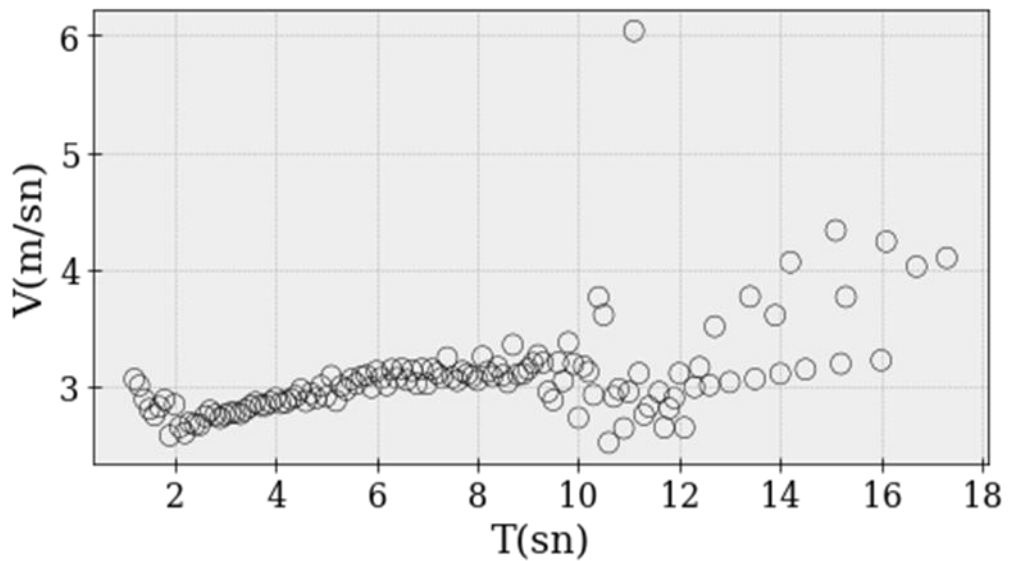
7.3 1-B S Dalga Hız Modelinin Elde Edilmesi

Bilindiği üzere depremlerin veya rastgele bir kaynağın ürettiği sismik dalgaların varış zamanları, istasyonlar arası mesafe, konum parametreleri ve hız modelinin doğrusal olmayan bir fonksiyondur. Bu nedenle bu doğrusal fonksiyonun bilinmeyen

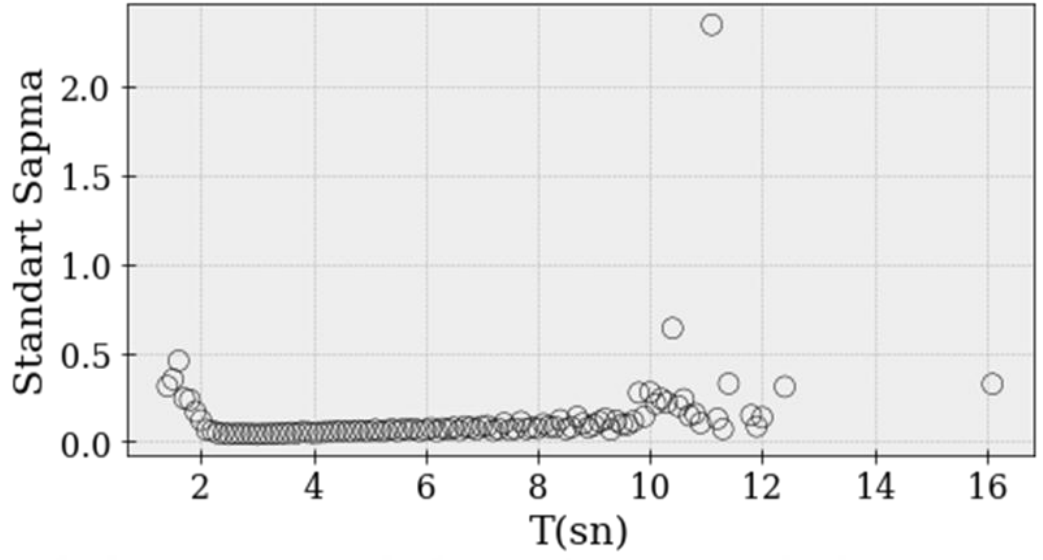
parametreleri için mutlaka bir model gerekir. Bu ve bunun gibi yapılan birçok yaklaşım tarafından basit ve karmaşık kabuk yapıları olan birçok alana uygulanmasıyla en uygun 1-B modelin belirlenmesi, özellikle ileride yapılacak işlemler açısından önemlidir (3B model kestirmelerinde kullanılan minimum 1-B model).

Gökova Körfezi ve çevresindeki hız bilgisini daha iyi anlayabilmek adına çalışma sahası içerisindeki 24 istasyondan elde edilen 228 dispersiyon ölçülerinden elde edilen grup hızları ile 1-B S dalgası hız modelini oluşturması mümkündür. Bunun için bölgeye ait başlangıç hız modeli yardımı ile dispersiyonlardan elde ettiğimiz seyahat zamanları kullanılmaktadır. Computer Programs in Seismology içerisinde yer alan surf96 (Herrmann 2013) algoritması ters çözüm hesaplaması için kullanılmıştır. Algoritma en küçük kareler yöntemini kullanarak ölçülen ve hesaplanan değerler arasındaki farkı minimize ederek model parametrelerini güncellemektedir.

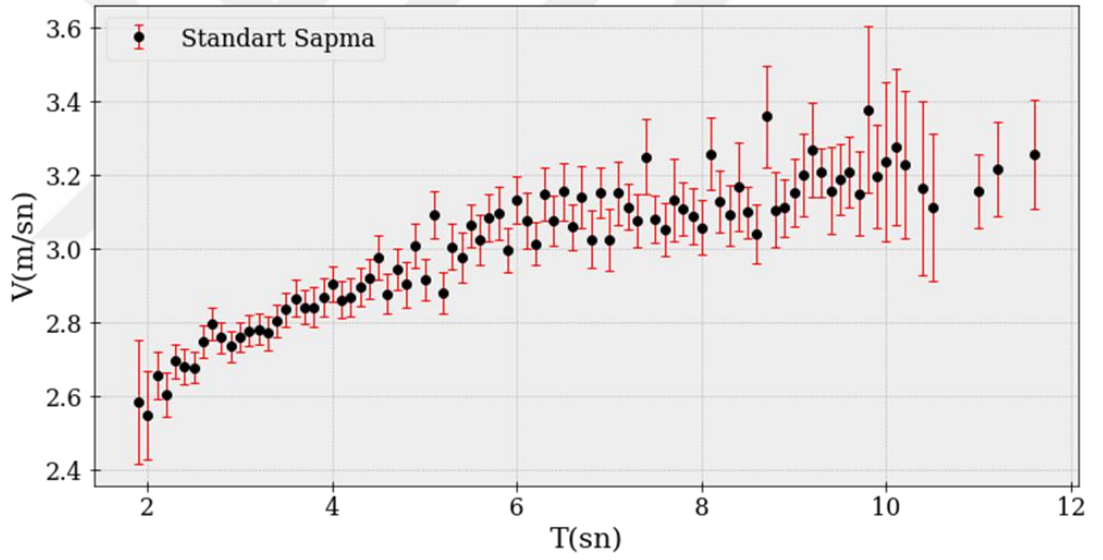
Python programlama dili yardımı ile dispersiyon ölçülerinin her bir periyoda karşılık gelen grup hızların (Şekil 7.7) ve standart sapmaları (Şekil 7.8) çizdirdikten sonra 228 dispersiyon içindeki kötü noktalar (standart sapmanın yüksek olduğu ve düzensiz dağılanlar) veri kümesinden uzaklaştırılmıştır (Şekil 7.9). Veriler ayıkladıktan sonra surf96 algoritması için gerekli olan dispersiyon dosyası istenilen formatta oluşturulmuştur.



Şekil 7.7 Periyoda karşılık gelen grup hızları



Şekil 7.8 Periyoda karşılık gelen standart sapma değerleri



Şekil 7.9 Surf96 algoritması için ayıklanmış periyoda karşılık hız değerleri. Standart sapma değerleri kırmızı barlar ile gösterilmiştir

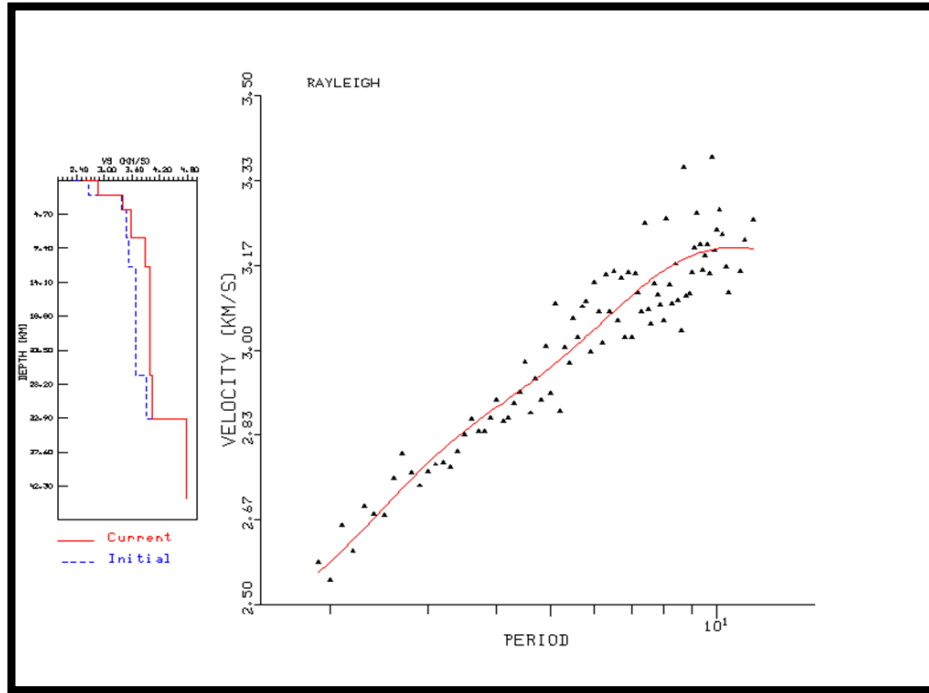
Çalışma alanının 1-B kabuk hız modeli elde etmek için başlangıç modeli olarak tabakaların 2 km aralıklarla hızı artarak oluşturulan basamak modeli (Çizelge 7.3), IASP91, PEM (Parametric Earth Model) küresel modelleri ve son olarak çalışmalarını yürüttüğümüz “Gökova Körfezi ve Çevresi Derin Sismik Hız Yapısının Tomografik Yöntemlerle Araştırılması ve Bölgenin Tektonik Yapısal Unsurları ile İlişkilendirilmesi” AFAD-UDAP projesi kapsamında kullanılan başlangıç modelinin Vs

hızı uyarlanarak model alınmıştır (Doğanay-Özkan 2020). Başlangıç modeli Çizelge 7.1’de verilmiştir.

Gökova Körfezi’nde alınan önsel modele göre ters çözüm için gerekli dispersiyon ve başlangıç hız modeli dosyası oluşturulup, 40 yenileme ile ters çözüme sokulmuştur. Ters çözüm sonucunda 40. yinelemede eğri yüzde 99.96 ile çakışma sağlamıştır. Standart hata oranı ise 0.05(km/s) olarak ölçülmüştür (Şekil 7.10).

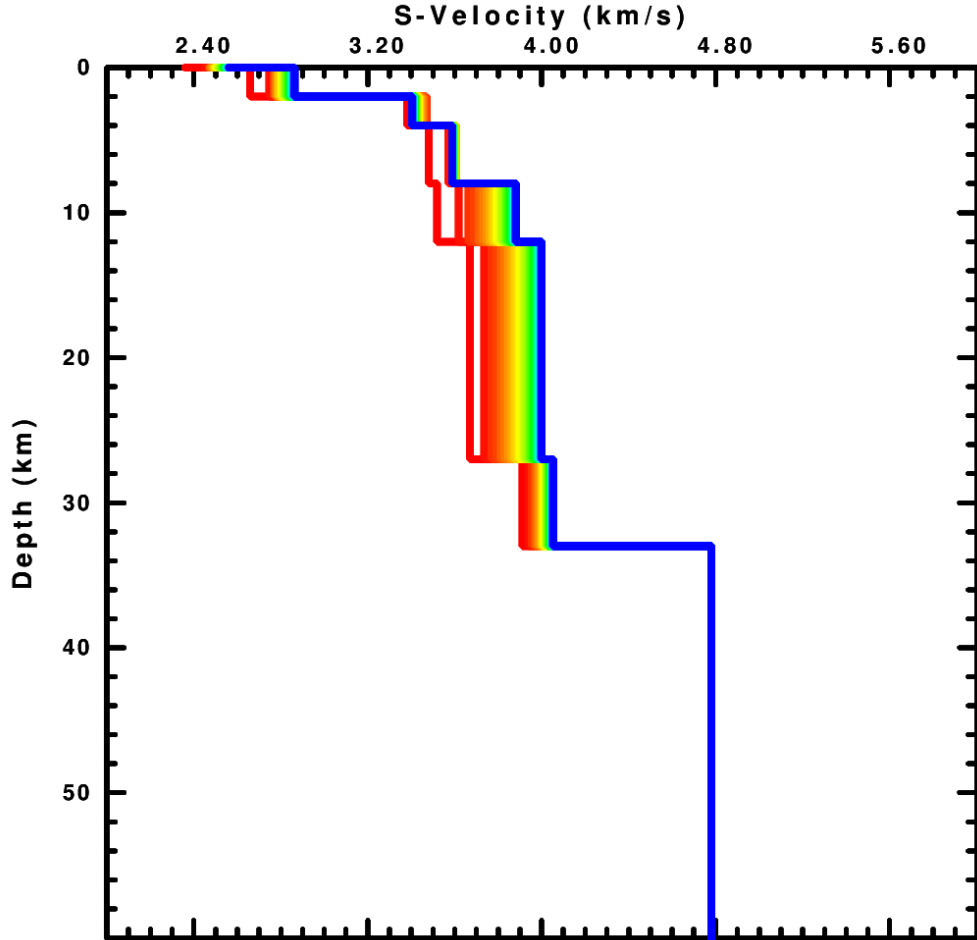
Çizelge 7.1 Gökova Körfezi ve Çevresi için 1-B Kabuk Hızı Başlangıç Modeli

Derinlik H(km)	Vs (km/s)
0	2.36
2	2.66
4	3.38
8	3.48
12	3.52
27	3.67
33	3.91
40	4.78



Şekil 7.10 40 yinelemeli ters çözüm sonucunda oluşan 1-B hız modeli.
Mavi çizgili model başlangıç modeli, kırmızı düz çizgi ise ters çözüm modeli

Doğru modele ulaşana kadar her bir yinelemenin adım adım ilerleyişi Şekil 7.11’de gösterilmektedir. Kalın kırmızı çizgi başlangıç modelini, kırmızının tonlarından mavi ye olan çizgiler her bir yinelemenin sonuç modelini çözene kadar olan atmış olduğu adımları ifade etmektedir. Sonuç modeli ise kalın koyu mavi olarak tanımlanmıştır.



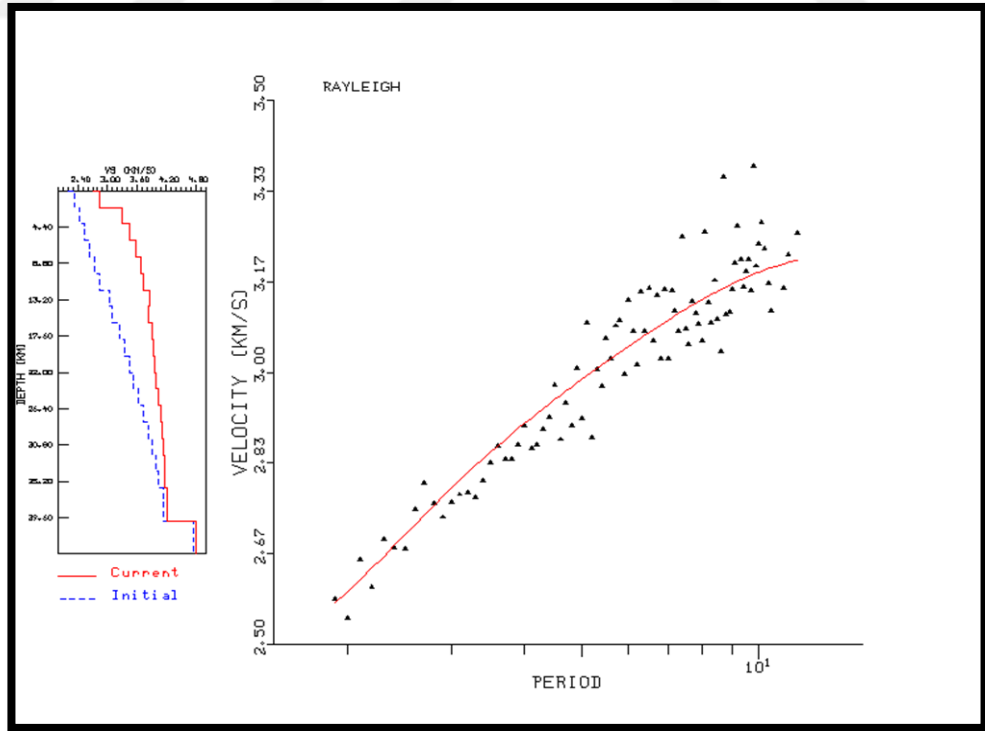
Şekil 7.11 Sonuç modelini bulana kadar her bir yinelemenin ilerleyişi

Gökova körfezi ve çevresindeki istasyonlardan elde edilen dispersiyon ölçümlerinden elde edilen 1-B kabuk hız yapısı Çizelge 7.2’de verilmiştir.

Çizelge 7.2 Gökova Körfezi ve çevresi için elde edilen 1-B kabuk(S-dalga) hız modeli.

Derinlik H(km)	Vs (km/s)
0	2.56
1	2.86
3	3.40
6	3.58
10	3.88
19	4.00
30	4.05
36	4.78

Basamak modeline göre ters çözüm sonucu 40 yinelemede elde edilen model Şekil 7.12’de gösterilmektedir. Eğri yüzde 99.9625 ile çakışma sağlamıştır. Standart hata oranı ise 0.0585(km/s) olarak ölçülmüştür (Şekil 7.12). Elde edilen sonuçları 1-B küresel modeller ile karşılaştırmak için IASP91 ve PEM (Parametric Earth Model) küresel modelleri kullanılmıştır. 4 model için 40 yinelemede bir arada gösterimi Şekil 7.13’de gösterilmektedir.

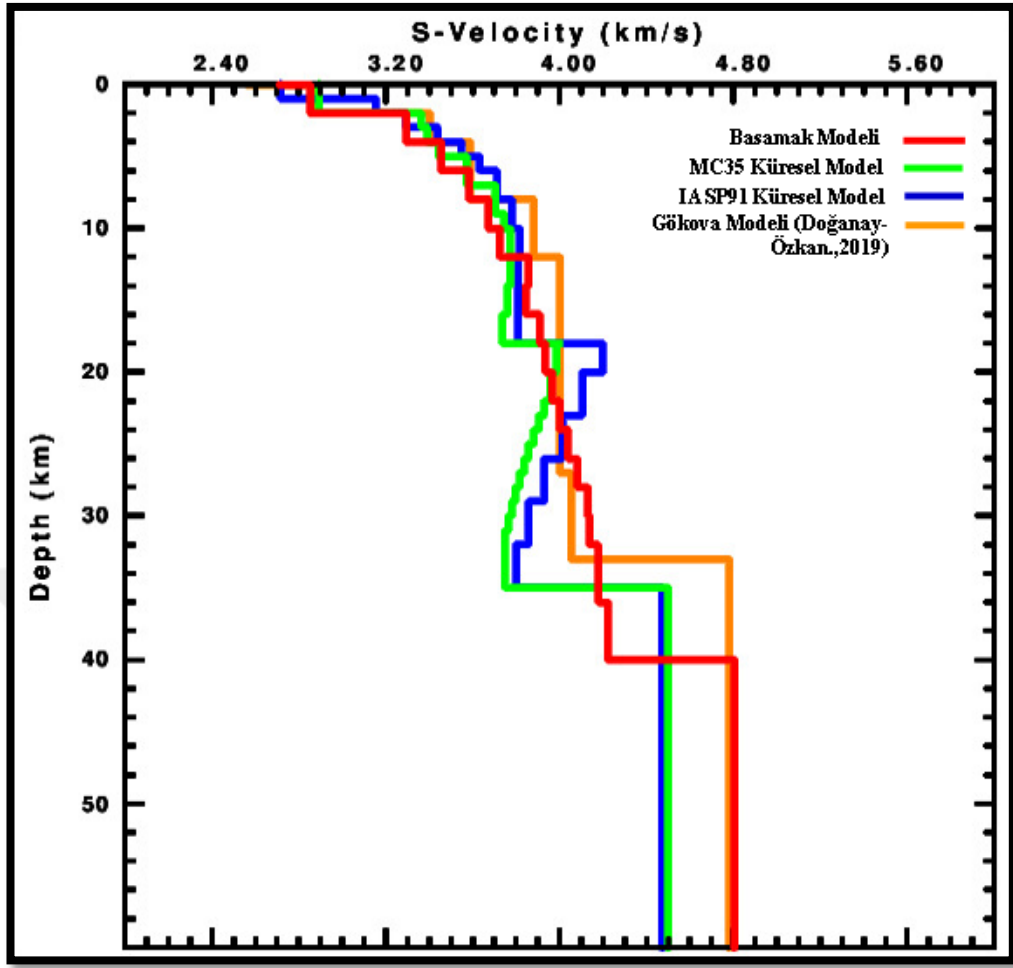


Şekil 7.12 40 yinelemeli basamak başlangıç modeline göre ters çözüm sonucunda oluşan 1-B hız modeli

Mavi çizgili model başlangıç modeli, kırmızı düz çizgi ise ters çözüm modeli

Çizelge 7.3 Basamak başlangıç modeli

Derinlik H(km)	Vs (km/s)
0	2.20
2	2.34
4	2.44
6	3.54
8	3.64
10	2.74
12	2.84
14	3.04
16	3.10
18	3.24
20	3.34
22	3.44
24	3.54
26	3.64
28	3.74
30	3.84
32	3.90
34	3.99
36	4.04
38	4.13
40	4.76



Şekil 7.13 4 farklı başlangıç modeli ile elde edilen 1-B Vs modellerinin birbiri ile karşılaştırılması

7.4 2-B Yüzey Dalgası Grup Hız Tomografi Haritalarının Elde Edilmesi

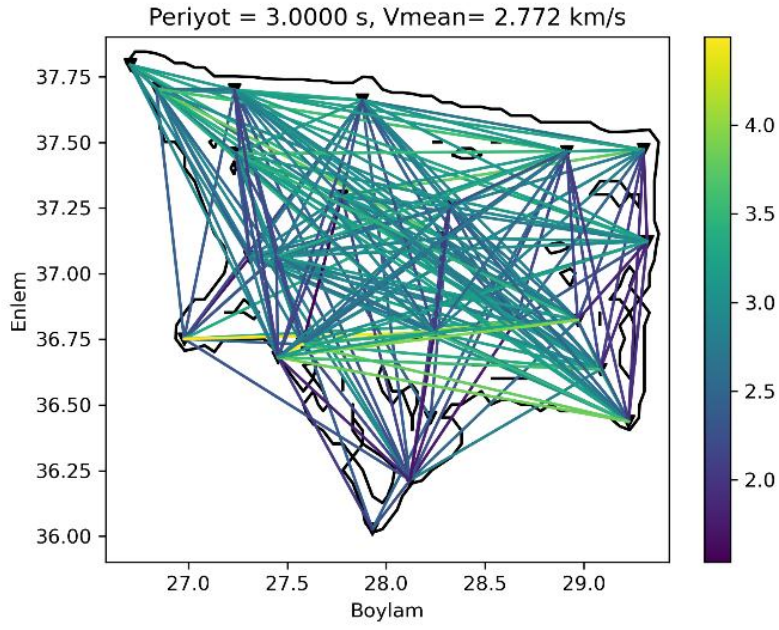
Bu aşamada her bir istasyonun 3 yıllık verisinden elde ettiğimiz dispersiyon ölçümlerinden yararlanarak, periyoda karşılık gelen grup hız değerlerinin ters çözüm yöntemi ile yüzey dalgası grup hız tomografi haritaları oluşturulmuştur. Tomografi yöntemi olarak yüzey dalgası tomografisi kullanılmıştır. Algoritma olarak MSoise (Lecocq, Caudron ve Brenguier 2014) programının MSoise-Tomo modulu kullanılmıştır. Yüzey dalgası tomografisi temel olarak yüzey dalgalarının faz ve polarizasyon anomalilerini kullanarak kabuk ve manto yapısının araştırılması için kullanılmaktadır. Kullanılan algoritma dispersiyon sonucu elde edilen hız sonuçları yanı sıra faz bilgilerini de bize vermektedir. Faz bilgilerinin kullanarak büyük bir daire

boyunca yayılma yaklaşımına dayanan yüzey dalgası ışın teorisi temel alınmıştır. Bu yaklaşım daire ve elips için en küçük kareler uyumu olarak geçmektedir (Gander W., Golub G. H., Strebel R. 1994). Ters çözüm yöntemi olarak Gauss Newton ters çözümü kullanılmıştır.

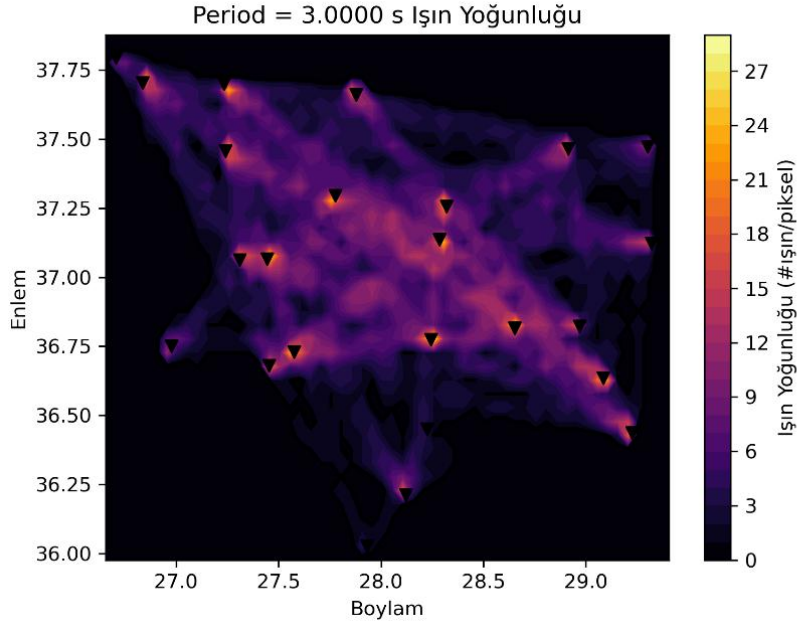
Ters çözümde, önce basitleştirilmiş bir jeolojik model oluşturulur ve bu modele ön kestirim yapılarak modele ait parametreler hesaplanır. Model için kuramsal veriler hesaplanarak ölçülen veri ile karşılaştırılmıştır. Ölçülen ve kuramsal verilerin çakışma durumunu arttırmak için kuramsal verilerin parametreleri yinelenerek yeniden çözüm yapılır. Algoritma doğrusal olmayan (non-linear) yinelemeli bir çözüm yapmaktadır. Algoritmanın varsayılan maksimum yineleme sayısı 200 olarak girilmiş olup, belli bir tolerans değeri ($1e-5$) ile yineleme yapmıştır.

Çözüm kalitesini ve yapılacak yorumun doğruluğunu belirleyebilmek için tomografi çalışmalarında çeşitli çözünürlük testleri uygulanmaktadır. Bu algorithmada çözünürlük testlerinden gelişmiş yaklaşımlar olarak sınıflandırılan ışın yoğunluğu ve sayısı yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntem diğer çözünürlük yöntemlerine göre basit olmasına karşı güvenilir bir yöntemdir. Tanımlanmış olan model içerisinde her bir grid geçen ışın sayısı bu yoğunluğu bize vermektedir. Doğal olarak ışın yoğunluğu fazla olan grid güvenilir, az olan grid ise güvenilir olmadığı anlamına gelmektedir. Böylece yapılacak olan yorumun kalitesi ve güvenilirliği de bu koşula göre değişmektedir.

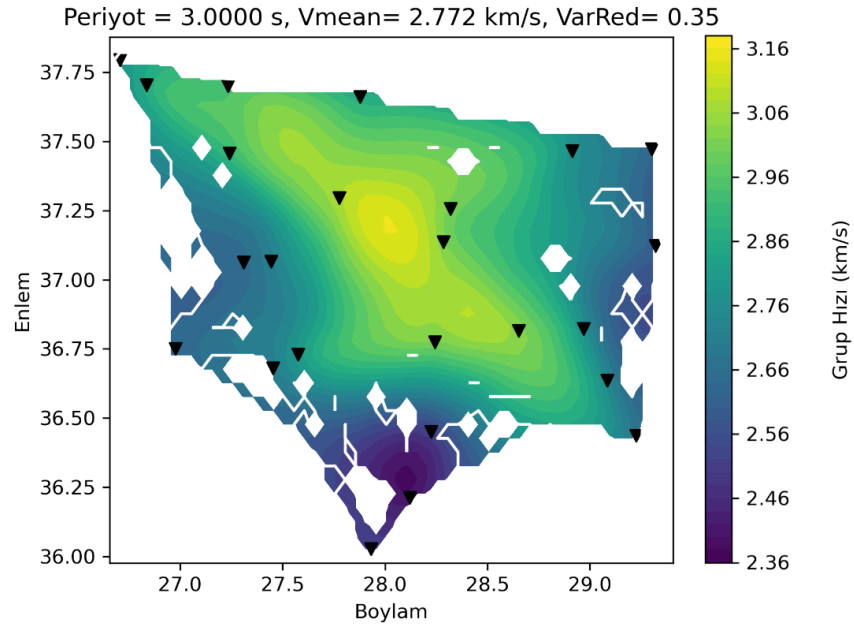
Yüzey dalgası tomografisi sonucu 3 s ile 10 s periyotları arasında grup hız tomografik haritaları elde edilmiştir (Şekil 7.14 - Şekil 7.37). Ayrıca çözüm kalitesini gösterebilmek adına her bir periyoda ait ışın yoğunluğu haritaları ve yine her bir periyoda ait istasyonlar arası ışın yolları kapsama haritaları yani iki istasyon arası ışın yollarının sahip oldukları ortalama grup hızını gösteren haritalar elde edilmiştir.



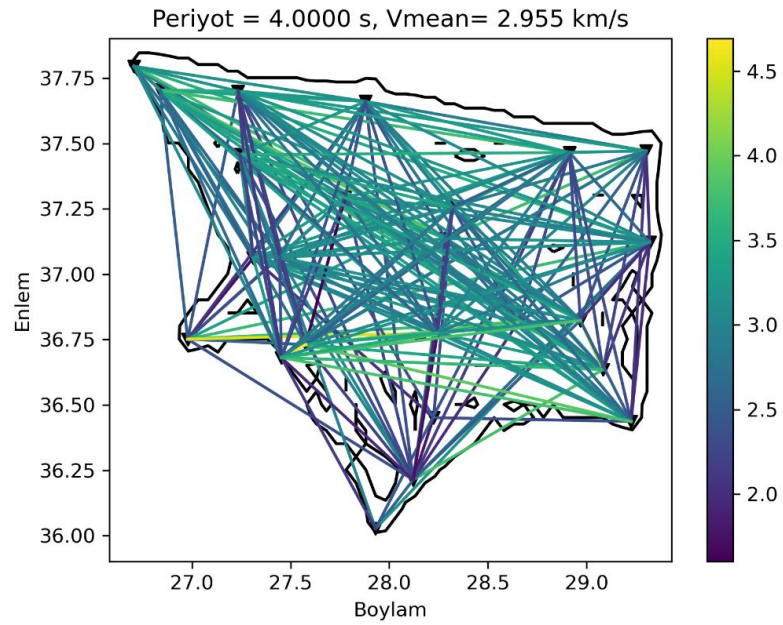
Şekil 7.14 3 s periyottaki ışın yolları



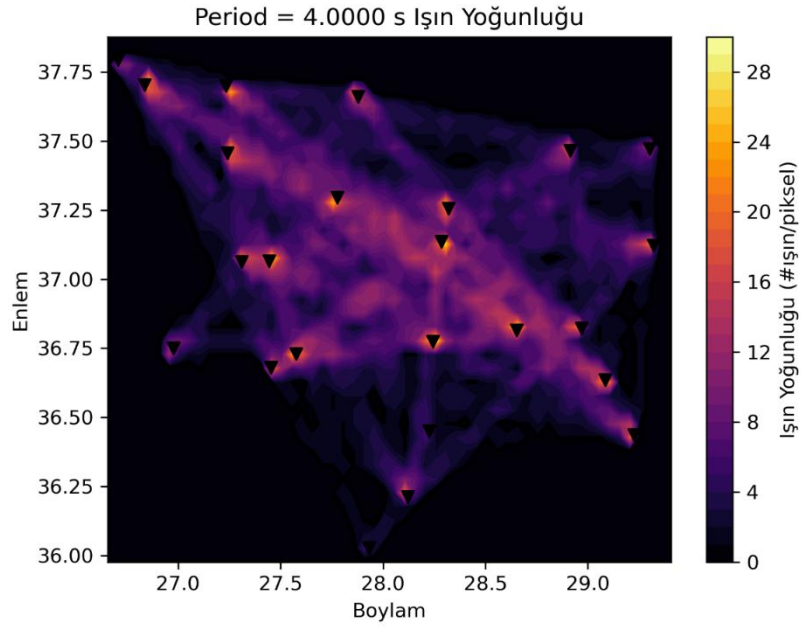
Şekil 7.15 3 s periyottaki ışın yoğunluğu.



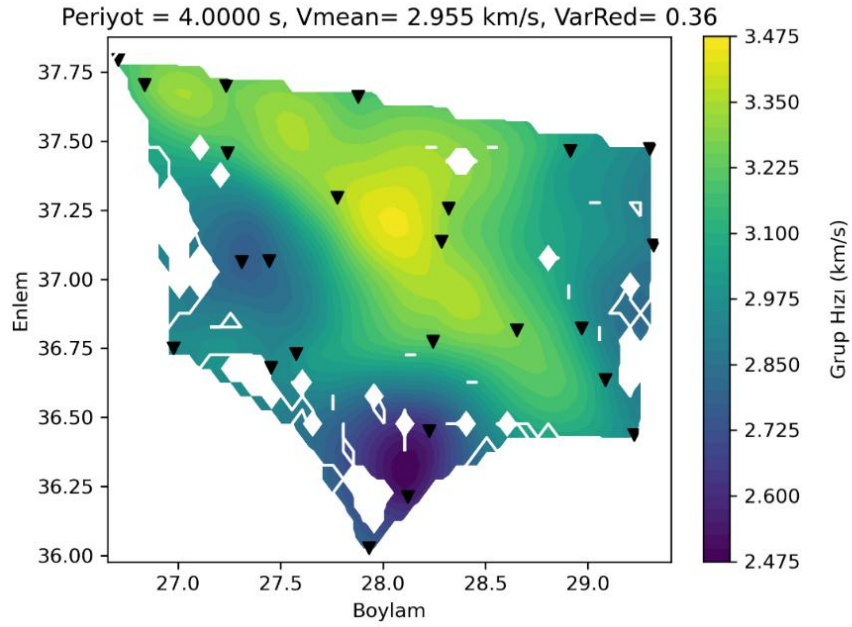
Şekil 7.16 3 s periyottaki grup hız haritası



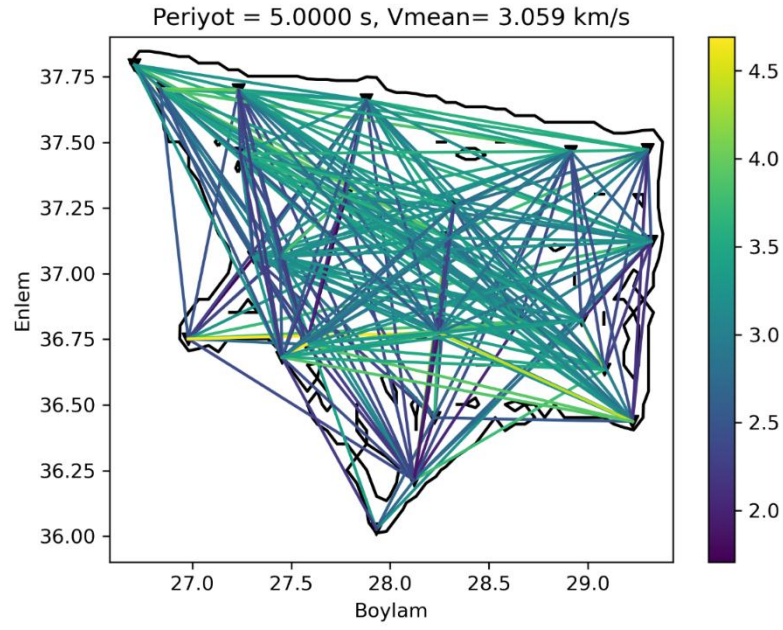
Şekil 7.17 4 s periyottaki ışıın yolları



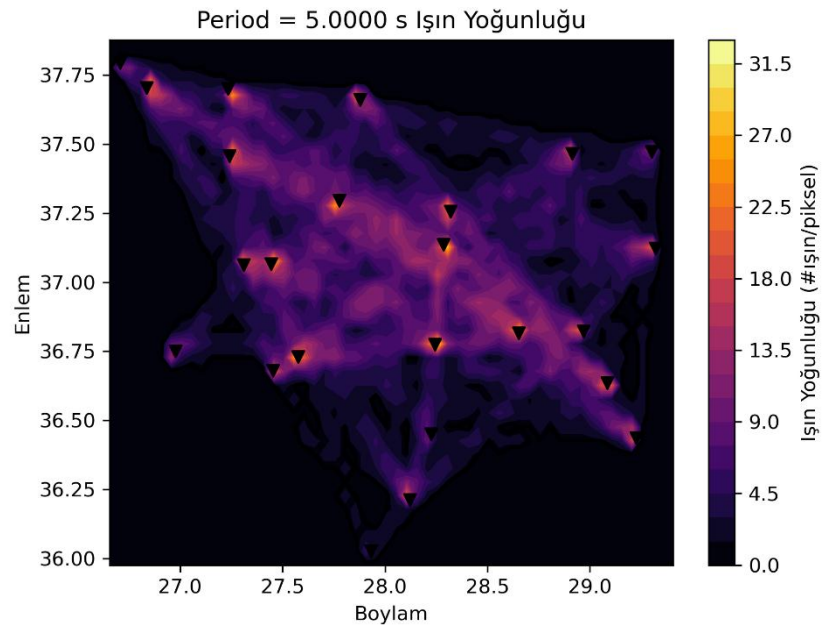
Şekil 7.18 4 s periyottaki ışın yoğunluğu



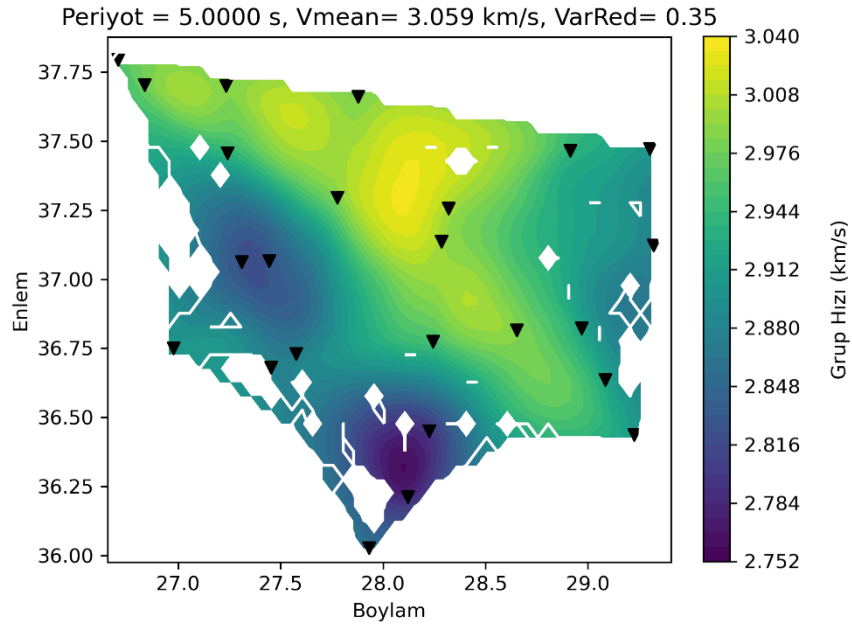
Şekil 7.19 4 s periyottaki grup hız haritası



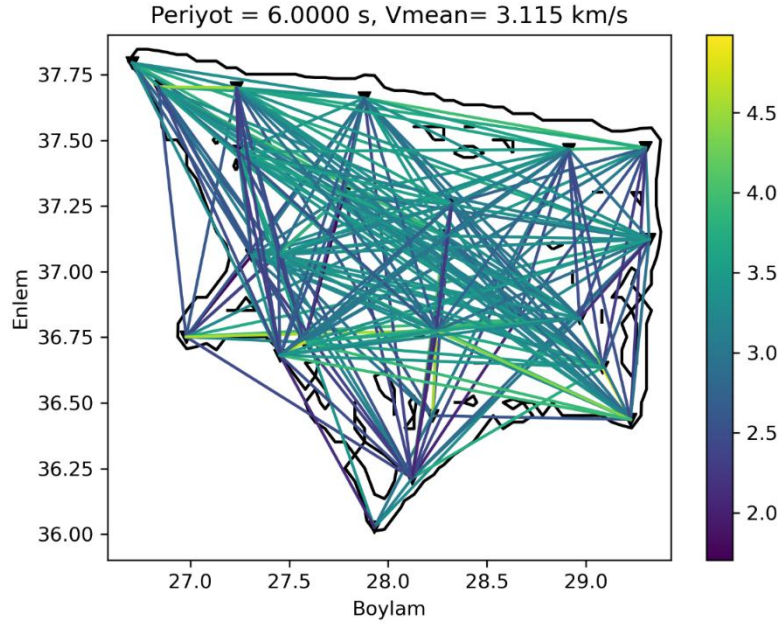
Şekil 7.20 5 s periyottaki ışın yolları



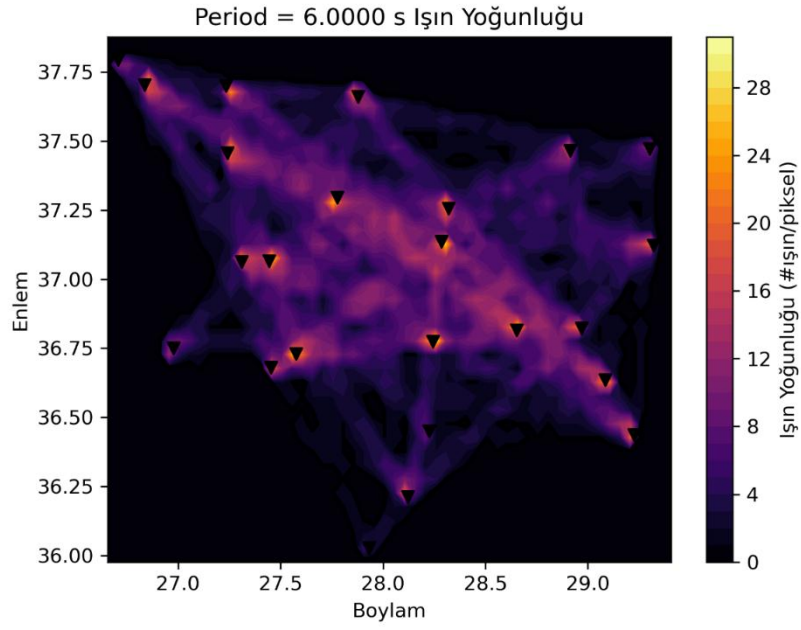
Şekil 7.21 5 s periyottaki ışın yoğunluğu



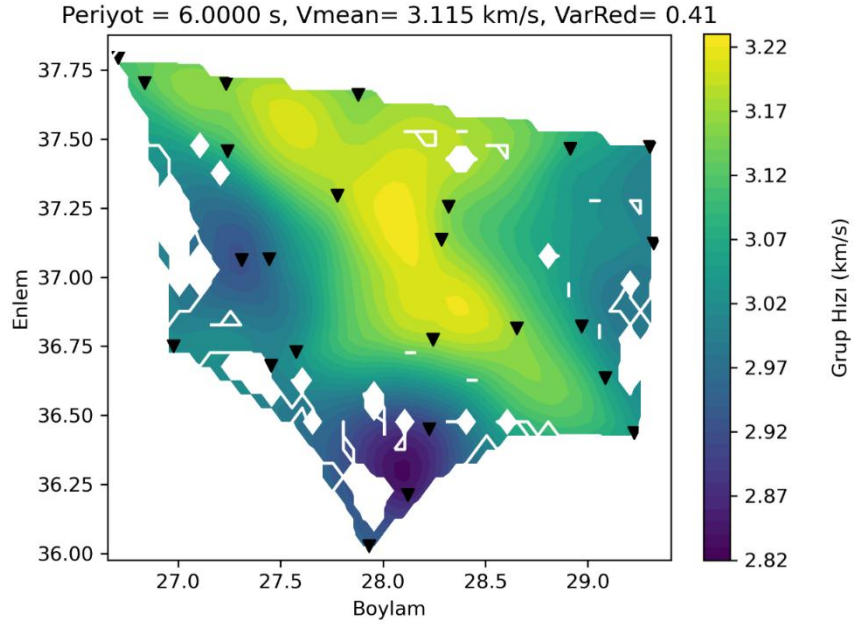
Şekil 7.22 5 s periyottaki grup hız haritası



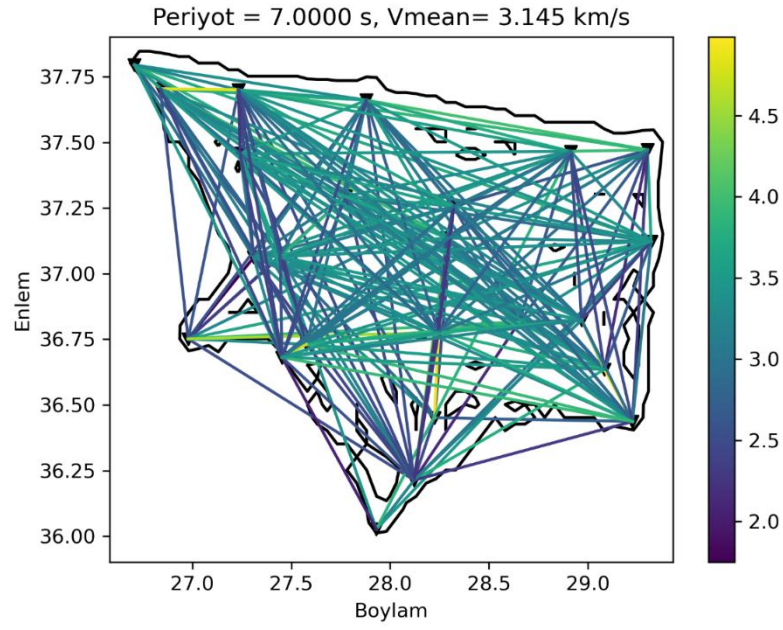
Şekil 7.23 6 s periyottaki ışın yolları



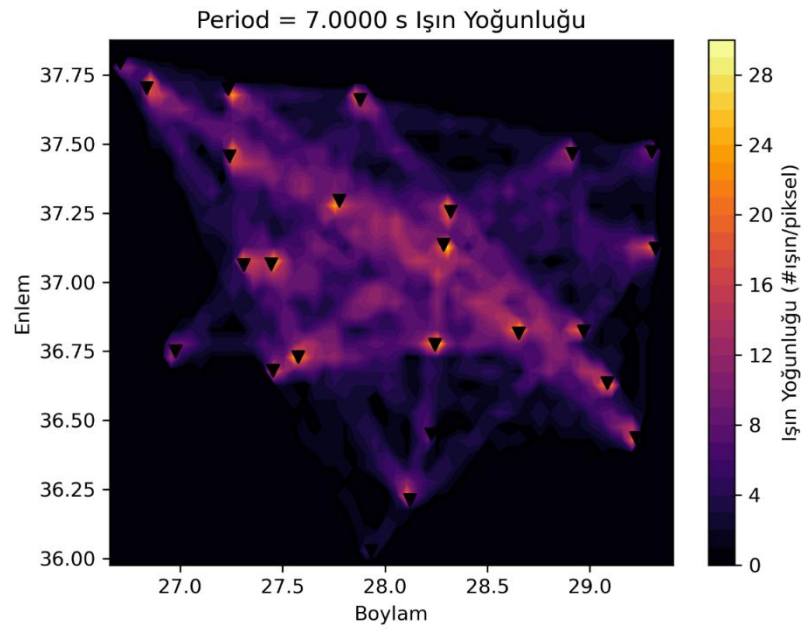
Şekil 7.24 6 s periyottaki ışın yoğunluğu



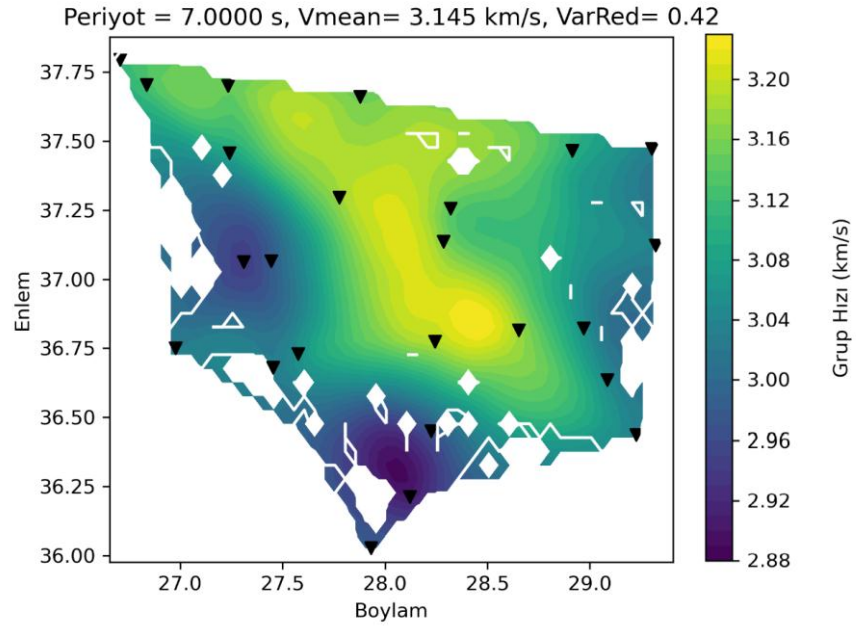
Şekil 7.25 6 s periyottaki grup hız haritası



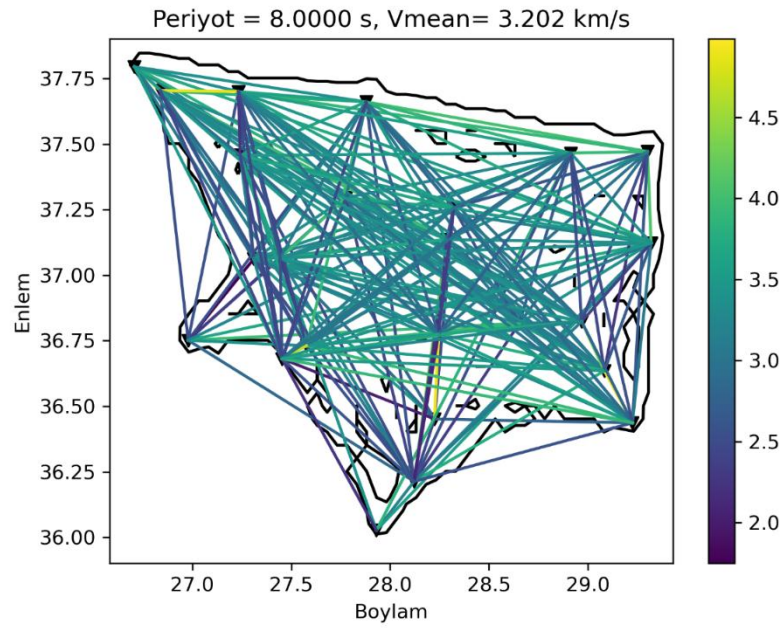
Şekil 7.26 7 s periyottaki ışın yolları



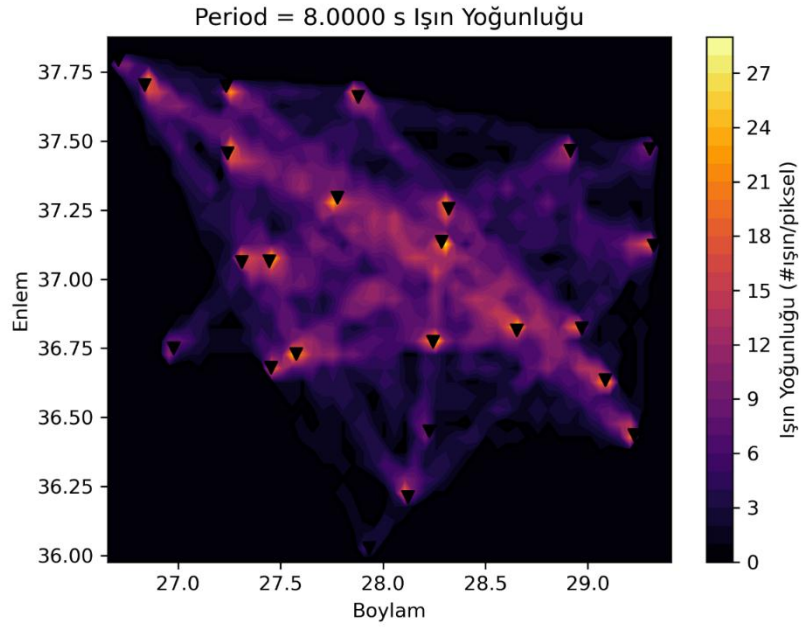
Şekil 7.27 7 s periyottaki ışın yoğunluğu



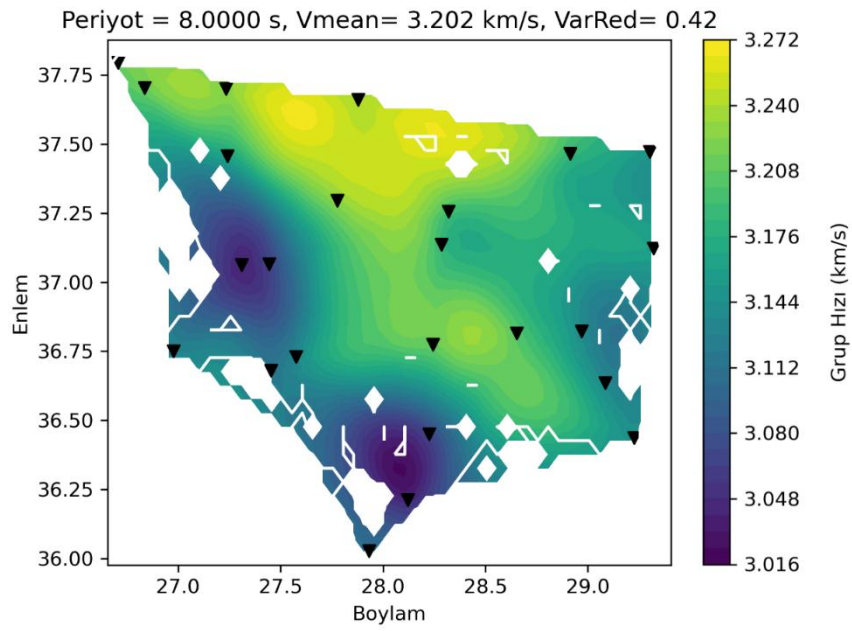
Şekil 7.28 7 s periyottaki grup hız haritası



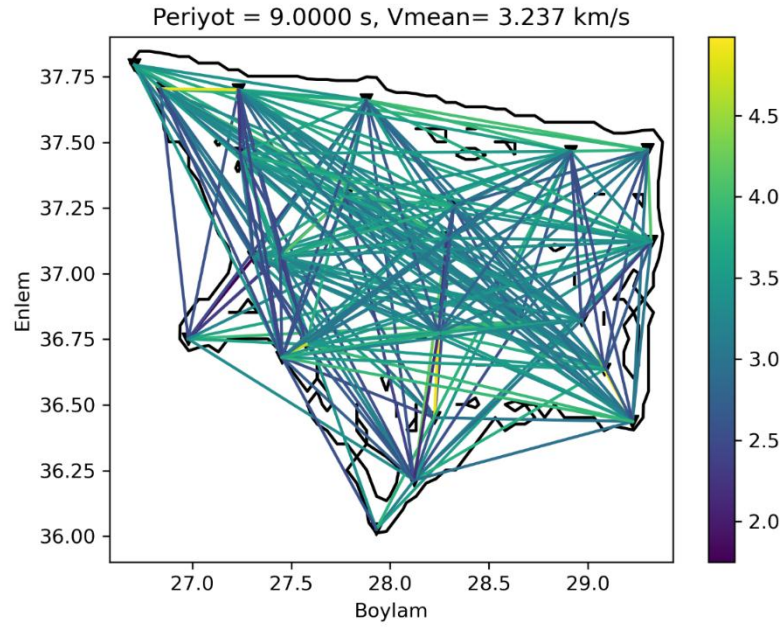
Şekil 7.29 8 s periyottaki ışın yolları



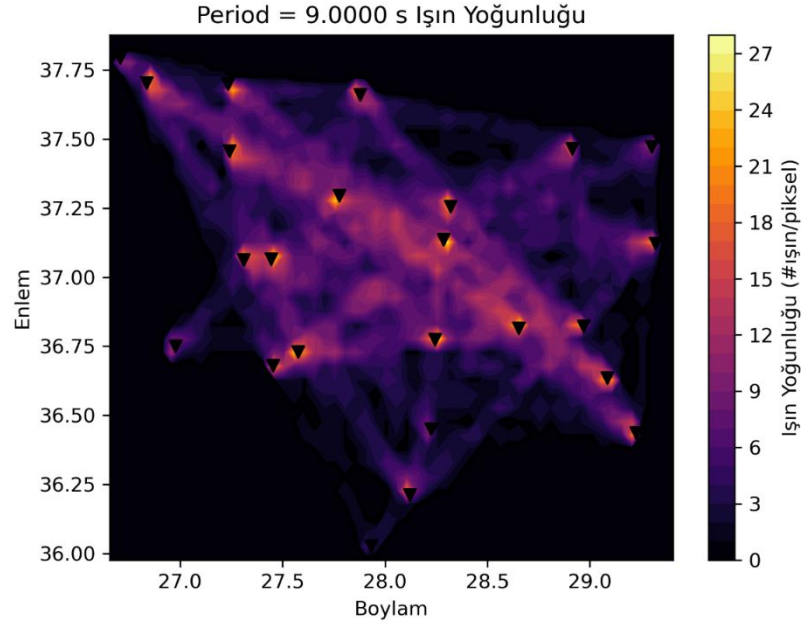
Şekil 7.30 8 s periyottaki ışın yoğunluğu



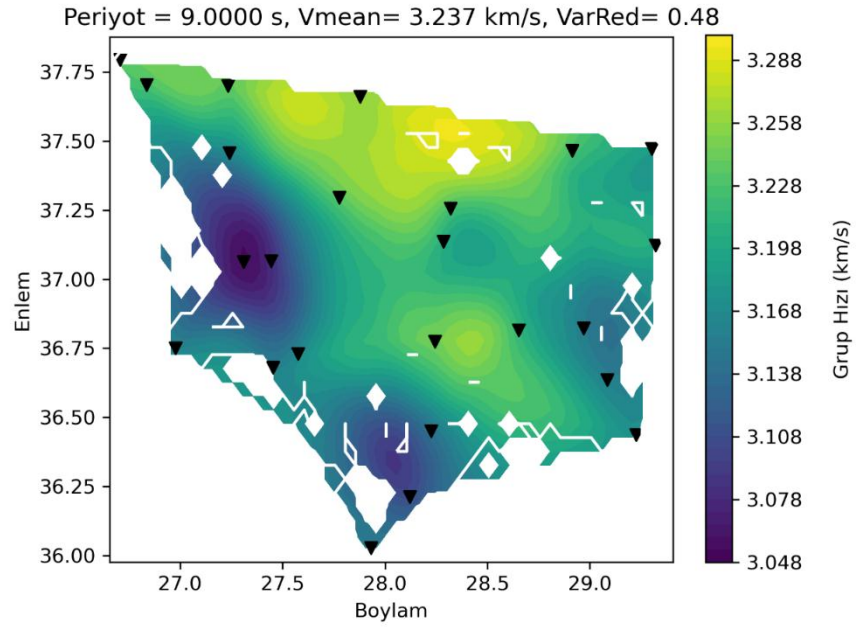
Şekil 7.31 8 s periyottaki grup hız haritası



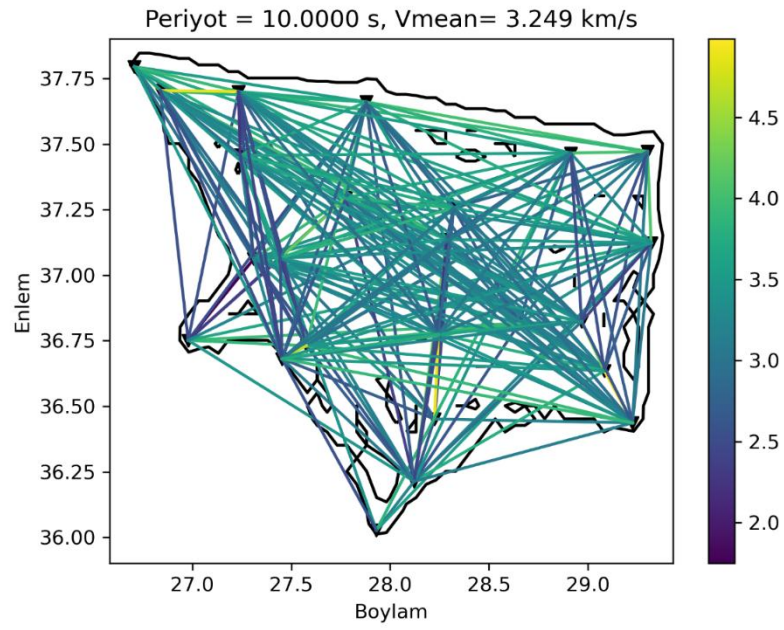
Şekil 7.32 9 s periyottaki ışın yolları



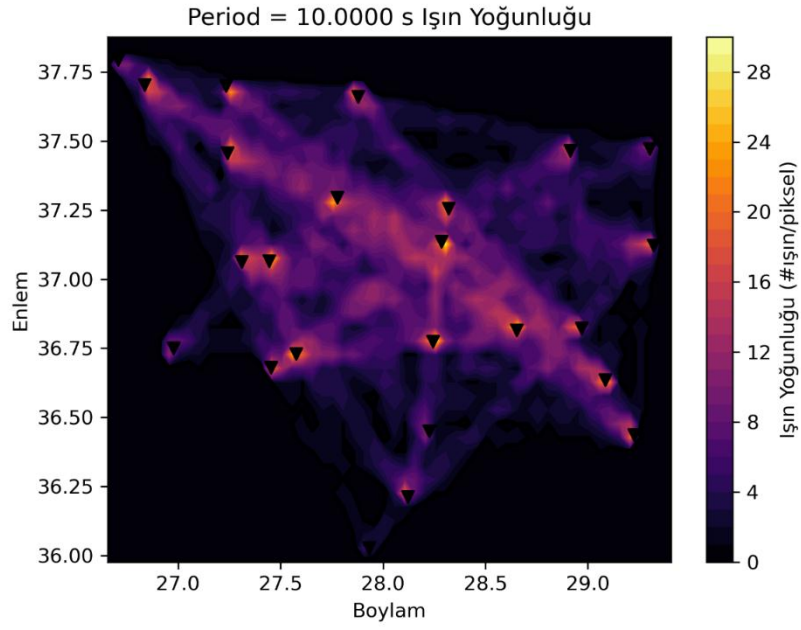
Şekil 7.33 9 s periyottaki ışın yoğunluğu



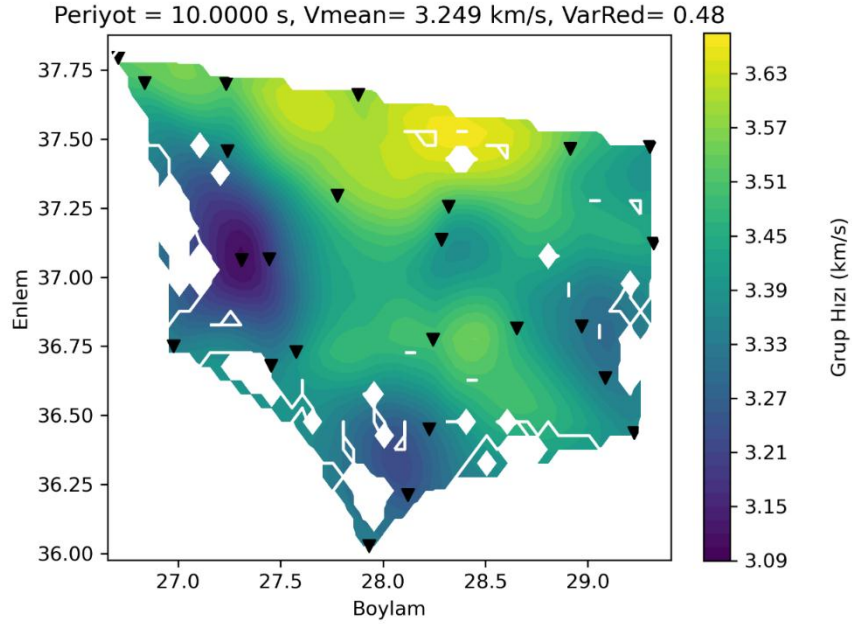
Şekil 7.34 9 s periyottaki grup hız haritası



Şekil 7.35 10 s periyottaki ışın yolları



Şekil 7.36 10 s periyottaki ışın yoğunluğu



Şekil 7.37 10 s periyottaki grup hız haritası

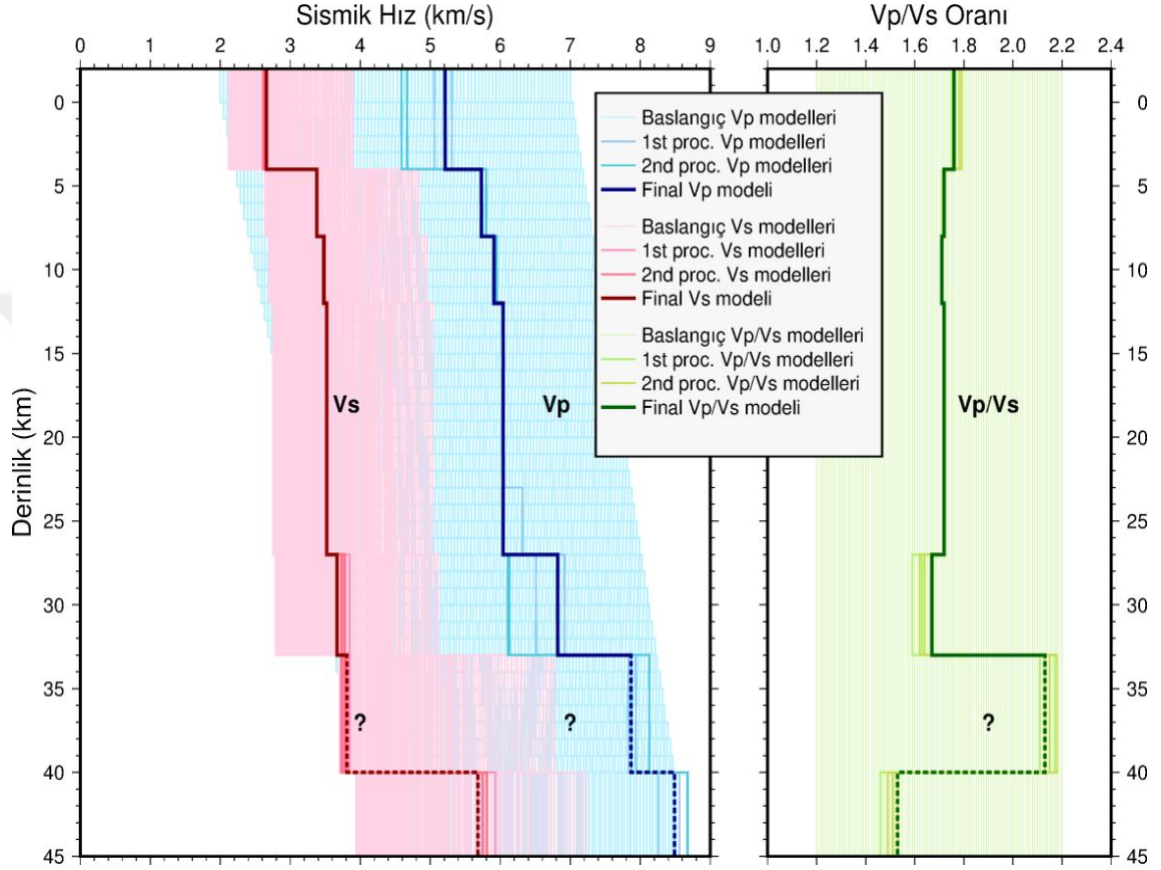
8. TERS ÇÖZÜM SONUCU ELDE EDİLEN 1-B KABUK HIZ MODELİNİN YORUMLANMASI

Gökova Körfezi ve çevresine ait çeşitli çalışmalar (Kurt 2000) olmasına rağmen bölgeye ait kabuk hız yapısının araştırılması adına yapılan çalışmalar fazla bulunmamaktadır. Bölgenin tektonik yapısı ve depremselliği nedeniyle yapılmış ve yapılacak olan çalışmalar kabuk hız yapısı için önem arz etmektedir.

Bu çalışma sonucu elde edilen 1B Vs kabuk hız yapısı Çizelge 7.2 'de verilmiştir. Önceki yıllarda kabuk kalınlığını araştırmak için yapılmış olan çalışmalarda Gökova körfezi ve çevresinin 25-30 km derinliklerinde keskin bir Moho geçişi olduğu yorumu yapılmıştır (Özakın 2004). Makris (1977) yapmış olduğu çalışmaya göre Ege Bölgesinin 26 ile 32 km arasında sıcaklık ve basınç etkisinden dolayı kabuğun incelmış olduğunu bundan dolayı da hız değerlerinin yaklaşık olarak o derinliklerde fazla düşebileceğini belirtmiştir.

Gökova Körfezi ve çevresi arka-alan gürültülerinin dispersiyonlarından elde edilen grup hızları ile Çizelge 7.1'deki başlangıç modeline göre 1B Vs kabuk hız modeli Çizelge 7.2'de gösterilmektedir. Model yedi katmandan oluşmaktadır. Elde edilen sonuçlar bölgenin 1-B S- dalga hız yapısının, önceki dönemlerinde yapılan 1-B kabuk hız yapısının belirlenmesi çalışmalarındaki sonuçlarla uyumlu olduğu gözlemlenmiştir. Doğanay-Özkan (2020) yapmış olduğu çalışmada elde edilen sonuçlara göre Vs hızı ilk 4 km boyunca 2.66 km/s hıza sahipken 4. km den sonra 3.38 km/s'lik yüksek bir hıza sert bir birime geçiş yapmıştır. Bu sonuca benzer bir şekilde Gökova başlangıç modeline göre, arka – alan 1B kabuk hız modelinde 3 km'ye kadar 2.86 km/s hıza sahipken 3. km'den sonra 3.40 km/s'lik yüksek bir hıza geçiş yapmıştır. S dalga hızının düşük olduğu yaklaşık 3 – 4 km'ye kadar olan yapılar Gökova Körfezi'nin suya doymun kırıklı-çatlaklı ve gözenekli sedimanter bir havza olduğunu göstermektedir. Ege bölgesinde önceki yıllarda yapılmış kabuk araştırmalarında 25-30 km derinliklerde keskin bir Moho geçişi olduğu ve 26 ile 32 km ler arasında incelmış bir kabuk olduğu belirtilmişti. Küresel modeller ile yapılan sonuçlara göre de yaklaşık 20-35 km Moho geçişi olarak yorumlayabiliriz. Doğanay-Özkan (2020) bölgenin 1B Kabuk hız modeli

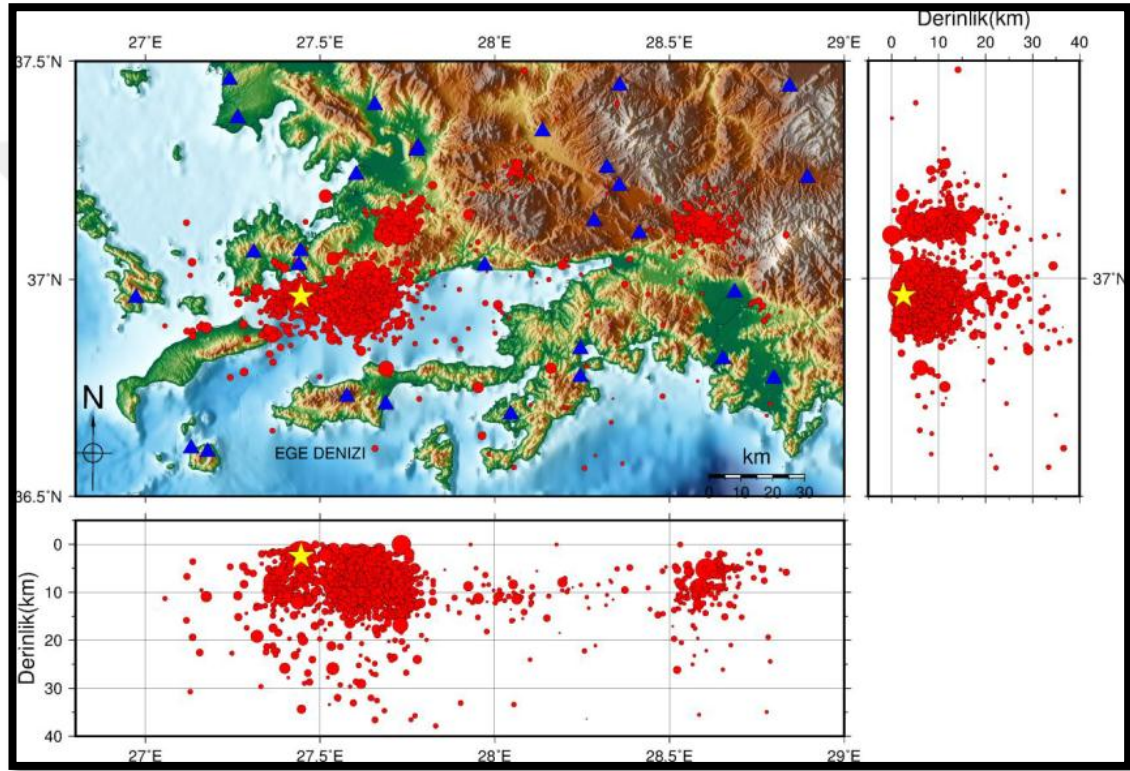
için yaptığı çalışmada 27 km derinlikte Vp hızı 6.13 olmasına rağmen Vp/Vs oranı düşerek 1.67 değerine gelmektedir. Granitik kayalarda ve bazaltik kayalarda gözlenen bu durumu alanın kabuk-moho geçiş sınırı olarak (27 ile 33 km) düşünülmektedir (Şekil 8.1).



Şekil 8.1 1B ters çözüm sonucu elde edilen P ve S dalga hız modeli ve Vp/Vs oranları (Doğanay-Özkan 2020).

9. 2-B GRUP HIZ TOMOGRAFİ HARİTALARININ YORUMLANMASI

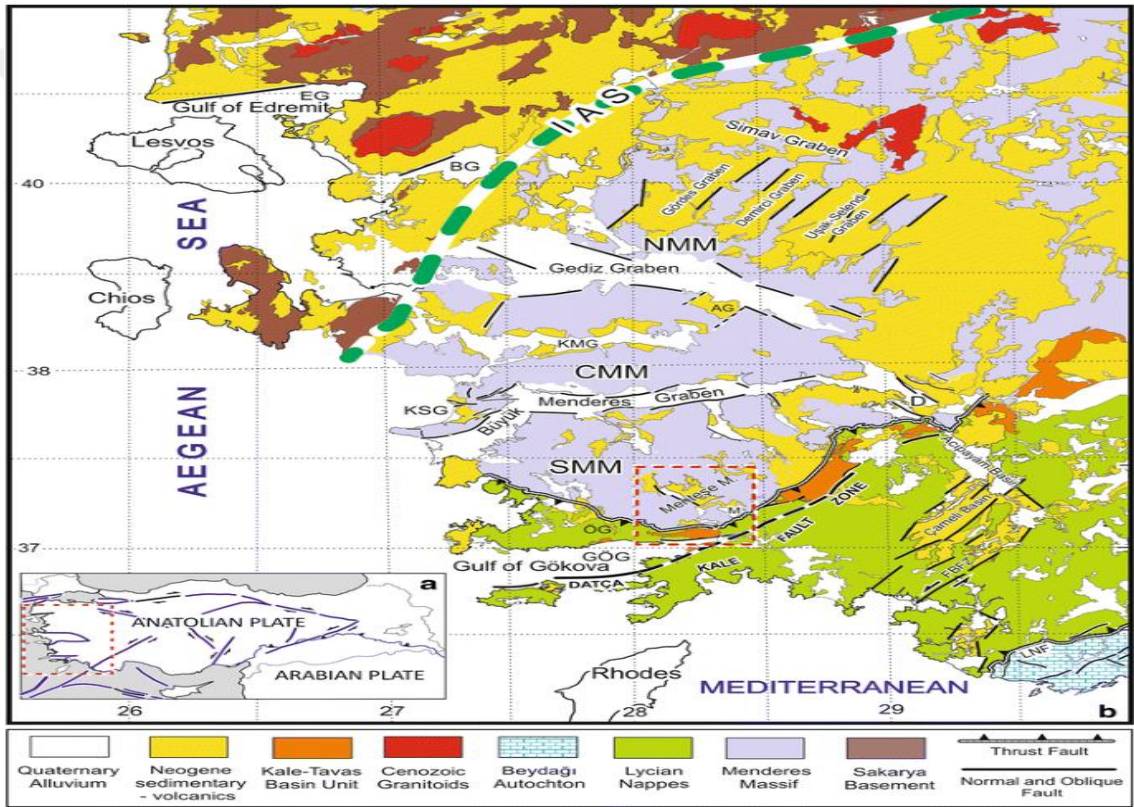
Bu çalışmada, arka – alan yüzey dalgaların çapraz ilişkisinden elde edilen dispersiyon eğrilerin grup hızlarının yüzey dalgası tomografi yöntemi ile Gökova Körfezi ve Çevresinin grup hız haritaları elde edilmiştir. Grup hız haritaları 3-10 arasında 1'er saniyelik periyot aralığı ile grup hız dağılım haritaları oluşturulmuştur.



Şekil 9.1 Gökova Körfezinde 20 Temmuz 2017 tarihinde meydana gelen Mw=6.3 büyüklüğündeki Bodrum depreminin tüm deprem verilerinin yer bulma işlemi sonucu harita üzerinde gösterimi (Doğanay-Özkan 2020)

Bilindiği üzere Ege Bölgesi, Anadolu Levhası'nın yüksek deprem etkinliğine sahip bölgelerden biridir. Özellikle 20 Temmuz 2017 depreminden sonra bölgenin sismisitede belirgin bir artış göstermiştir (Şekil 9.1). Tüm deprem verilerinin yer bulma işlemi sonucu harita üzerine bakıldığında büyük bir kısmı Bodrum'da meydana geldiğini görmekteyiz. Grup hız haritalarında da deprem aktivitesinin yoğun olduğu yerlerde düşük hız alanları her bir periyotta gözükmektedir.

Sismik tomografi sonuçları değerlendirildiğinde belli yerlerde hızların düştüğü belli yerlerde ise çevresine göre yükseldiği gözlemlenmiştir. Bunun nedeni sismik dalganın erken gelmesine sebep olan yüksek hızlı bir jeolojik birim varlığını, geç gelmesine neden olan yerlerde de düşük hızlı bir jeolojik birimin varlığına işaret olabileceğini göstermektedir. Elde edilen sonuçlarda 3 ile 10 s periyot grup hız haritalarında; Milas, Muğla, Marmaris, Dalyan ve Dalaman çevrelerinde hızın yüksek anomali olarak görüldüğü, Bodrum, Kos adası ve Rodos adası düşük hız anomalileri göstermektedir (Şekil 9.3, Şekil 9.4, Şekil 9.5).

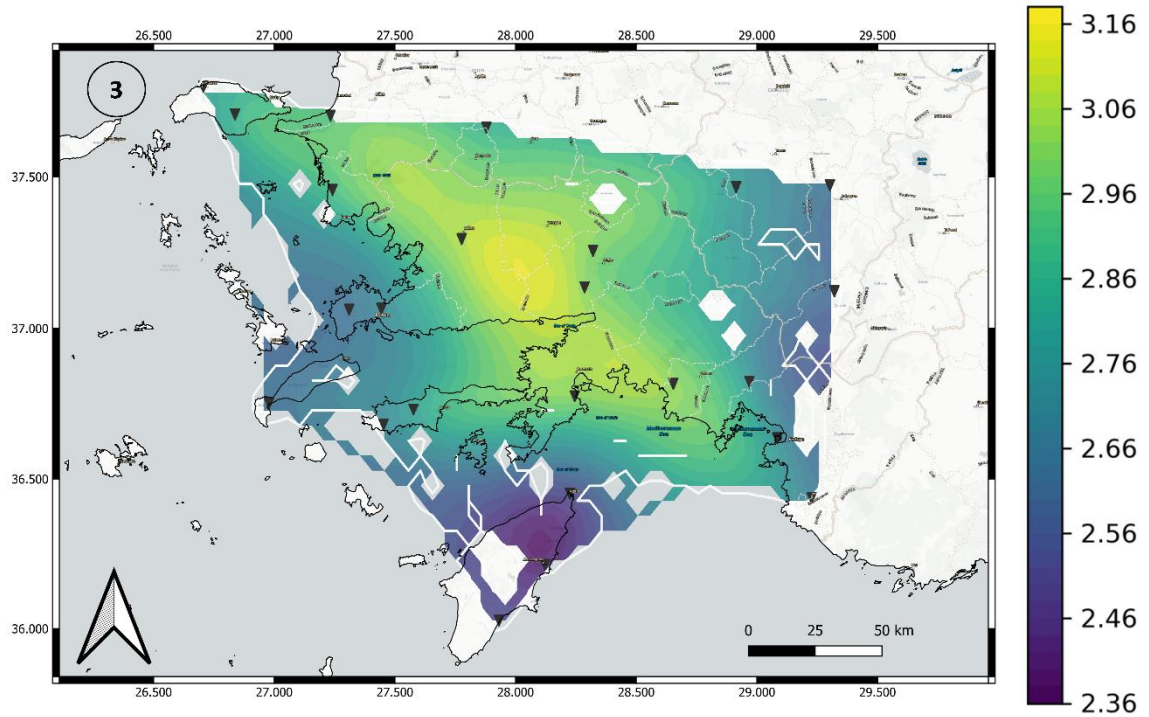


Şekil 9.2 Batı Anadolu'nun sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Konak 2002 ve Konak ve Şenel 2002'den sadeleştirilerek alınmıştır)

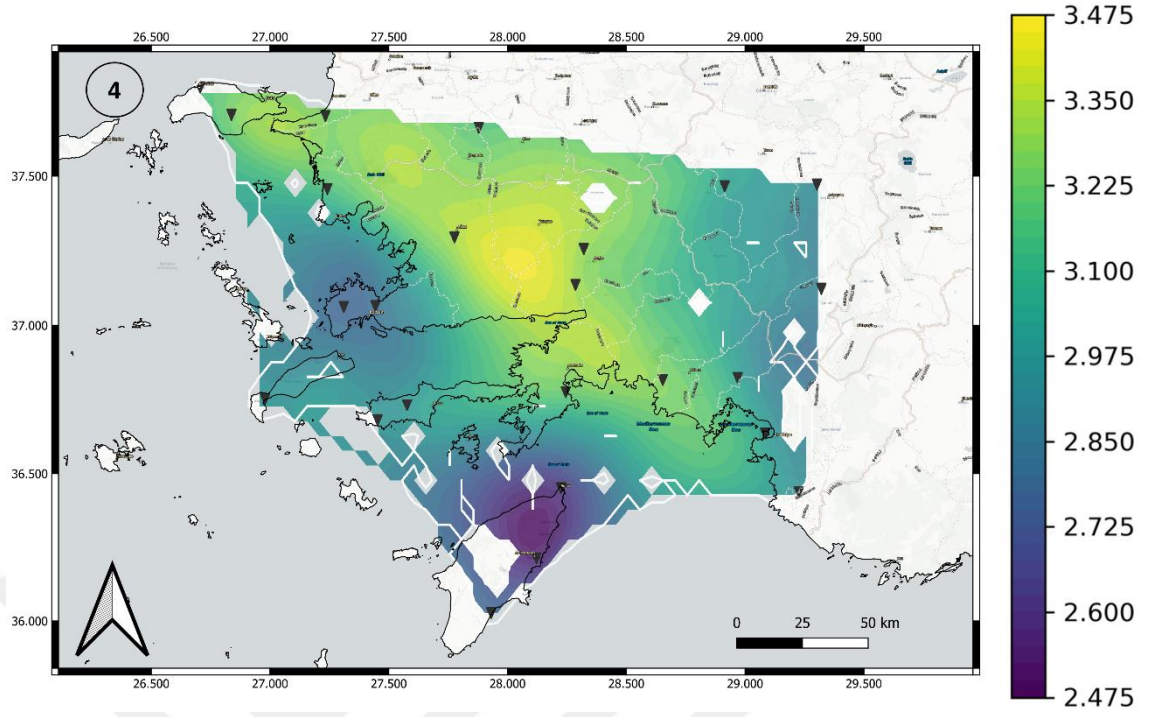
D; Denizli, M; Muğla, AH; Alaşehir Havzası, KSH; Kuşadası-Söke Havzası, ÖG; Ören Havzası, BH; Bakırçay Havzası, KMG; Küçük Menderes Grabeni, İAKZ; İzmir-Ankara Kenet Zonu (Gürer, 2022).

Şekil 9.2'de Batı Anadolu'nun sadeleştirilmiş jeoloji haritasında görüldüğü üzere Bodrum'un denize yakın uç tarafı volkanik – sedimanter birim, Datça Kale Fay zone boyunca ve Ören Havzası'nın bulunduğu bölge metamorfik birim olan likya napları yer almaktadır. Kurt (1999) tarafından yapılmış sismik yansıma ölçümlerine dayanarak

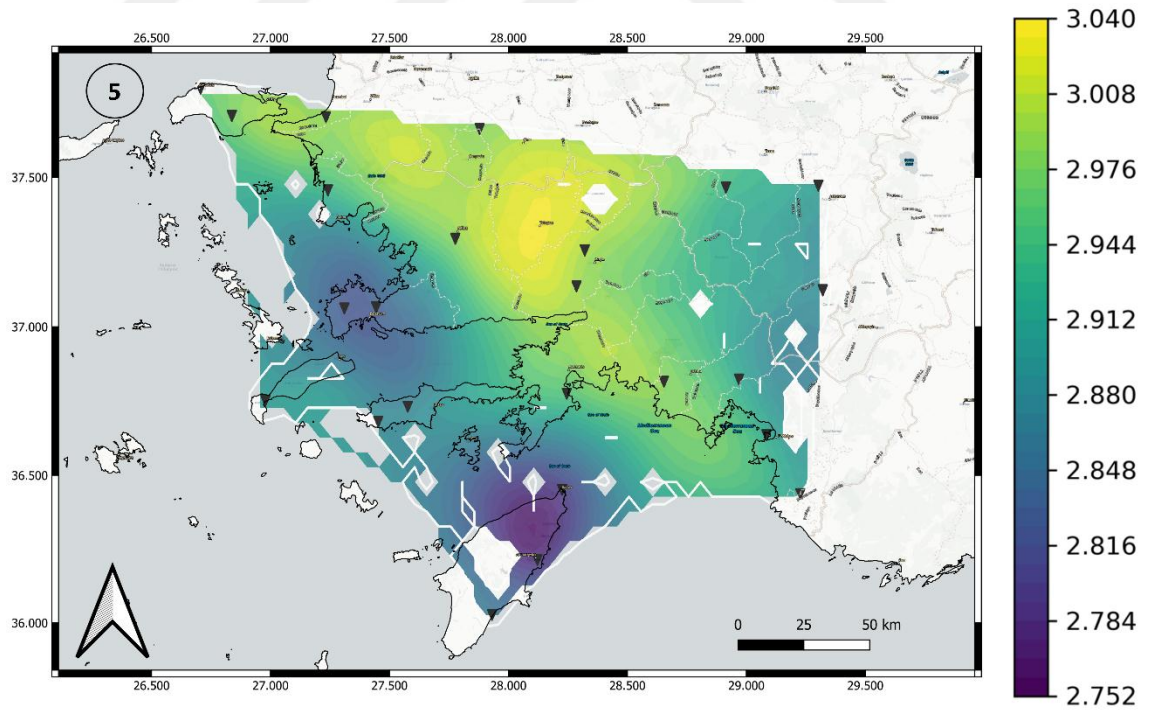
KD-GB uzanımlı listirik normal bir fay olduğu belirtilmiştir. Seğitoğlu vd. (2004) bu fay Datça-Kale Ana Ayırma Fayı olarak isimlendirmiştir. Fayın tavan bloğunda havza dolgusu bulunurken, ayrılma fayının taban bloğunda da ana kaya olarak bilinen Likya Napları yer almaktadır (Hakyemez 1989, Akgün ve Sözbilir 2001, Gürer ve Yılmaz 2002) Bu nedenle Metamorfik Likya Naplarının tomografik haritalarda yüksek hız anomali olarak çıkması anlaşılabilir bir durumdur. 1B kabuk hız yapısının değerlendirilmesinde anlatıldığı üzere genç volkanizmaların varlığı o bölgenin volkan aktivitelerinin devam ettiği bu da o bölgedeki hız yapılarının düşük olabileceğini söylemektedir. Ege bölgesinde volkanik yaşların kuzeyden güneye doğru gençleşmekte olması Akdeniz levhasının güneye doğru gerilmesine ve üst levhada bir gerilme olduğuna işaretler (Le Pichon ve Angelier 1979, McKenzie ve Yılmaz 1991, Kurt 2000) Bu durumda gösteriyor ki Bodrum civarı gözlenen düşük hız anomalileri genç volkaniklerin olabileceğini göstermektedir. Volkanik bölgelerde magma odalarının varlığı oldukça önemli olduğu bilinmektedir. Bir bölgedeki volkan odalarının varlığı sismik dalga hızlarında önemli farklılıklara sebep olabilmektedir. Örneğin, kabuk ve üst mantoda yer alan magma odaları veya kısmen eriyik kayaların çevresine göre hızları nispeten daha düşüktür (Mavko 1980, Gökcalp 2000).



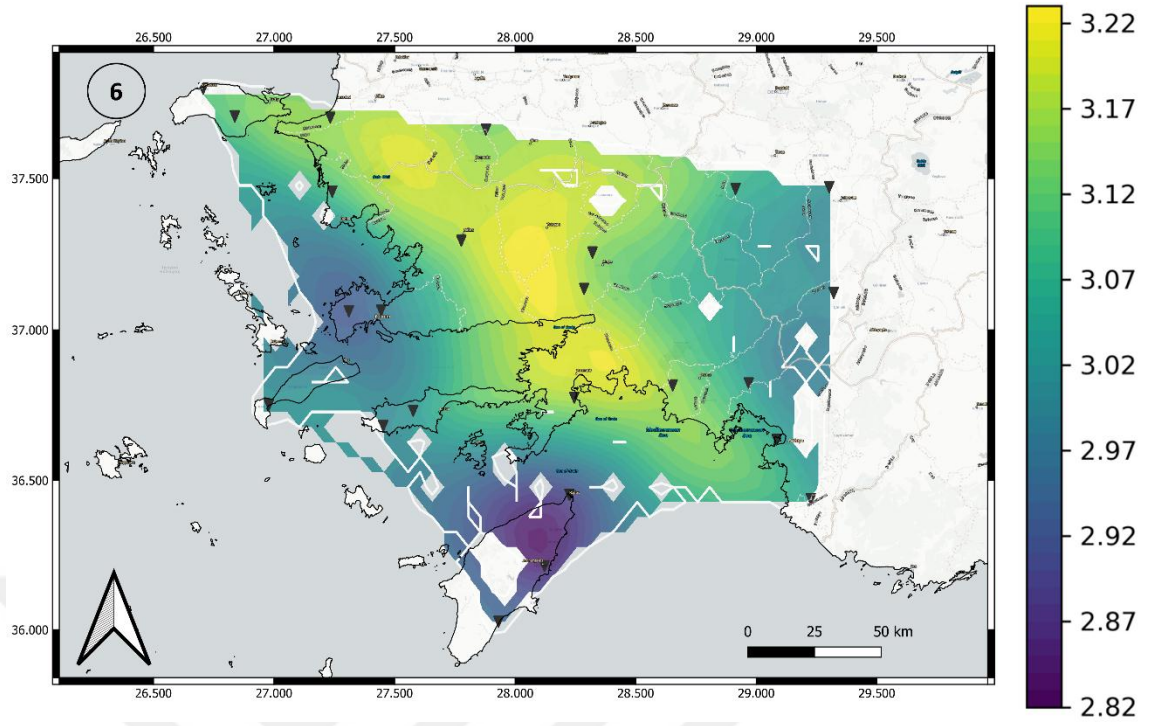
Şekil 9.3 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (3 s periyot)



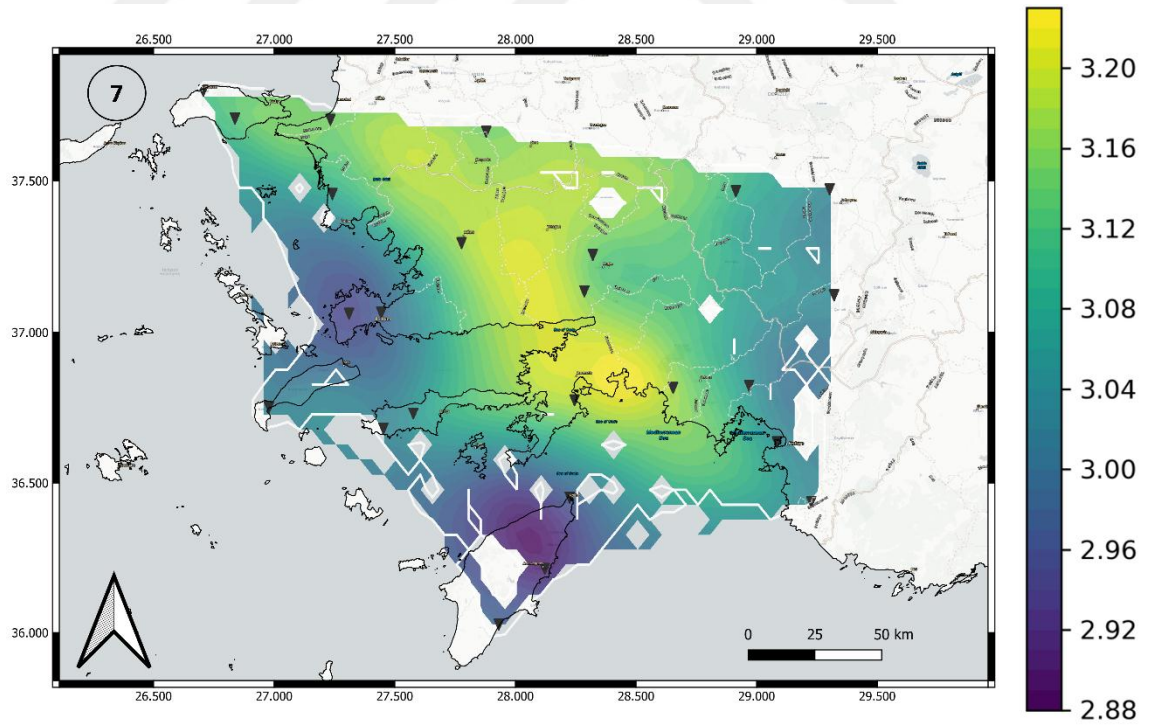
Şekil 9.4 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (4 s periyot)



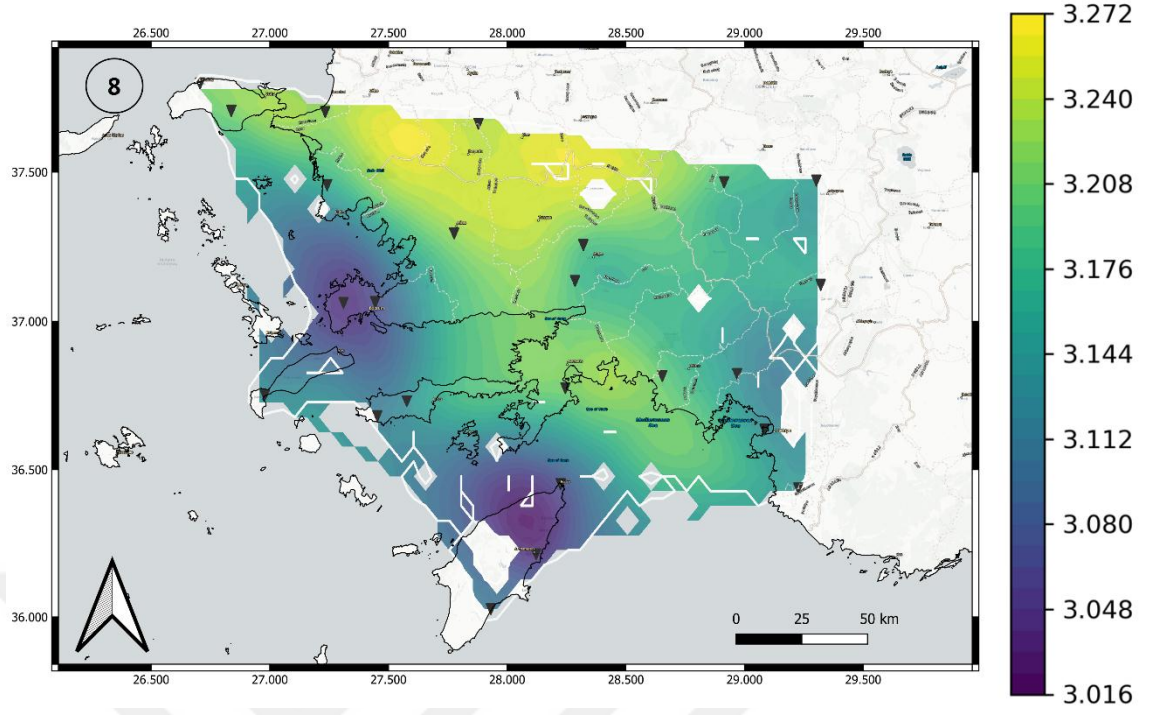
Şekil 9.5 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (5 s periyot)



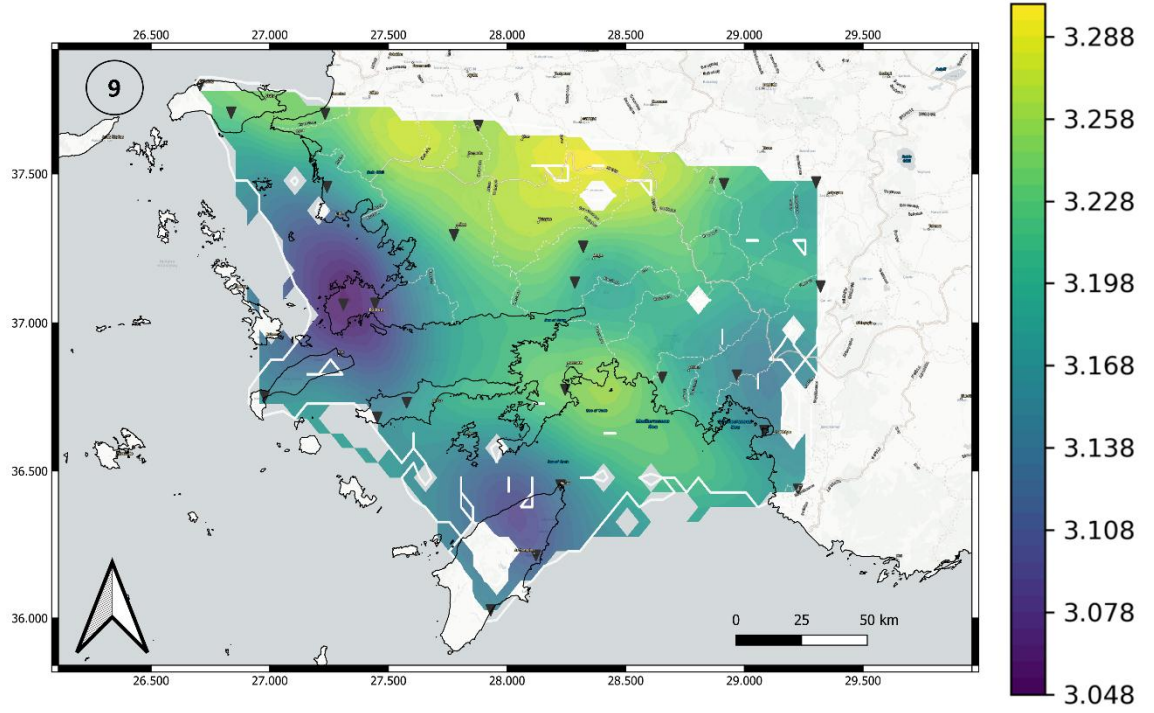
Şekil 9.6 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (6 s periyot)



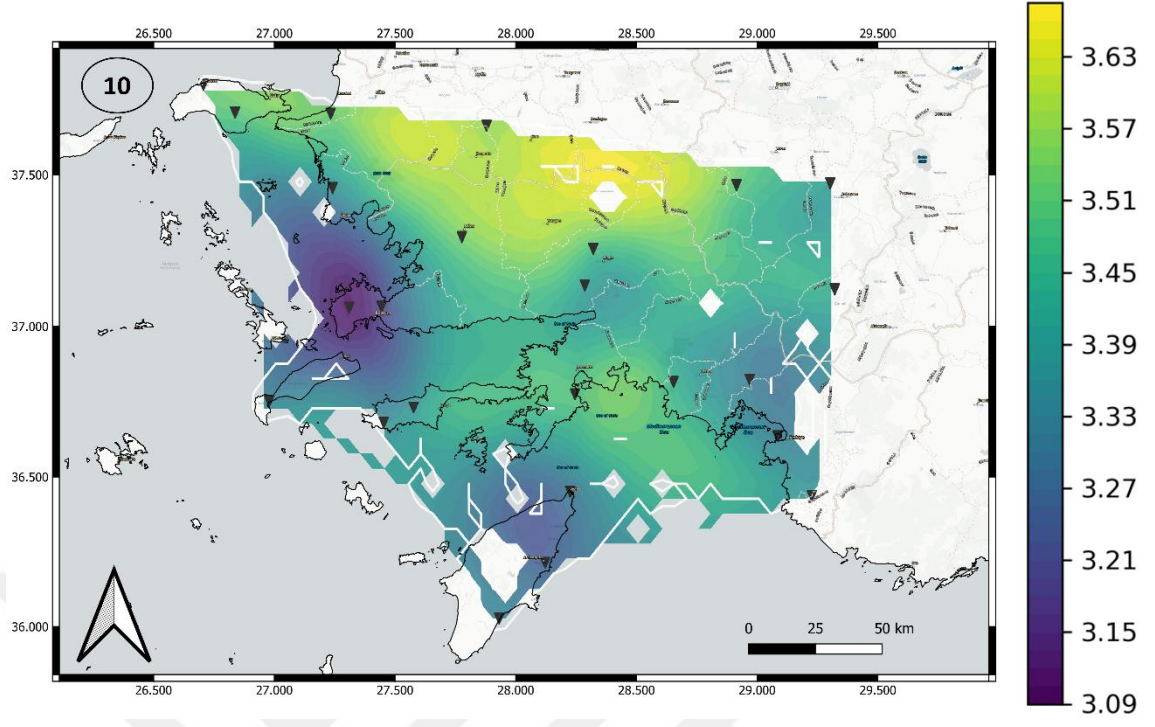
Şekil 9.7 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (7 s periyot)



Şekil 9.8 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (8 s periyot)



Şekil 9.9 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (9 s periyot)



Şekil 9.10 Gökova Körfezi ve Çevresi Grup Hız Haritası (10 s periyot)

10. SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında her bir istasyon çiftinin 3 yıllık (2017-2019) 22387 verinin önsel veri işlemleri yapılarak 223069 çapraz ilişki işlemi gerçekleştirilmiştir. Çapraz işlem sonucu pozitif ve negatif tarafta yüzey dalgalarının dispersif özelliğinden belirgin bir şekilde ortaya çıktığı gözlemlenmiştir. Ortaya çıkan yüzey dalgaları açısall dağılıma göre değişiklik göstermektedir. Her istasyon çiftinden elden edilen 228 Green Fonksiyon dispersiyon ölçümlerinde kullanılmış ve sinyalin maksimum spektral genliklerindeki grup hızlarını 3 ile 10 s periyot aralığında belirlenmiştir. Elde edilen dispersiyon sonuçlarından bölgenin kabuk hız yapısı hakkında bilgi alabilmek için dört farklı başlangıç modeli ile 40 yinelemeli 1-B Vs kabuk hız modeli elde edilmiştir. Gökova başlangıç modeline yapılmış ters çözüm sonucu 7 tabakadan oluşmuştur. Bölgenin önemli bir bölümünü belirli derinliklere kadar Vs hız yapısını belirlemiştir. Yüzey dalgası grup hızı penetrasyon derinliği çeşitli araştırmacılar tarafından dalga boyunun yarısı ile üçte biri arasında olduğu varsayılmaktadır (Gazetas 1982, Butcher ve Powel 1996). Elde edilen sonuçlar bölgede daha önceden yapılmış 1-B kabuk hız sonuçları ile uyumlu olduğu belirlenmiştir. S dalga hızının düşük olduğu yaklaşık 3 – 4 km'ye kadar olan yapılar Gökova Körfezi'nin suya doymuş kırıklı-çatlaklı ve gözenekli sedimanter bir havza olduğunu göstermektedir. Diğer üç modellerle de uyumlu olduğu gözükmektedir. Küresel modeller ile yapılan sonuçlara göre de yaklaşık 20-35 km Moho geçişi olarak yorumlayabiliriz. Dispersiyon eğrilerinden elde edilen grup hızlarını yüzey dalgası tomografi yöntemi ile Gökova Körfezi ve Çevresinin grup hız haritaları elde edilmiştir. Grup hız haritaları 3-10 s arasında 1'er saniye periyot aralığı ile haritalandırılmıştır. Değerlendirilen sismik tomografi sonuçları belli yerlerde hızların düştüğü (Şekil 9.10), belli yerlerde ise çevresine göre yükseldiği gözlemlenmiştir (Şekil 9.6). Buna bağlı olarak Milas, Muğla, Marmaris, Dalyan ve Dalaman çevrelerinde hızın yüksek anomali olarak görüldüğü, hesaplanan grup hız kat haritalarından karasal alanda, ana karanın yapısına uygun olarak KD-GB yönlü yüksek hızlı bir yapının varlığı görülmektedir. Bu uzanım 6-7 s periyotlara kadar görülmektedir. Ancak 8-10 s aralığında ise bu yüksek hızlı anomalilerin karasal alanın kuzey bölgelerinde yoğunlaştığı görülmektedir. Jeolojik olarak tomografi haritalarında Metamorfik Likya Napları yüksek hızları göstermektedir. Denizel alanlar altında ise hız değerlerinin

düştüğü görölmektedir. Özellikle Bodrum Yarımadası'nın uç kesimleri ile Rodos Adası dolayları altında hemen hemen tüm periyotlarda grup hızı değerlerinin düştüğü görölmektedir. Hızların düştüğü alanlar ise volkanik kayaçların varlığı gözlemlenmiştir. Tomografi yönteminde kullanılan program geliştirilmekte olup tez çalışmasında kullanılan verilere uygun hale getirilmiştir. 2B yüzey dalgası tomografi haritaları bu tezin ilksel sonuçlarıdır. Elde edilen bu sonuçlar sonraki aşamalarda daha da iyileştirilmesi amaçlanmaktadır.



KAYNAKLAR

- Acarel, D. 2015. Characterization Of The Crustal Velocity Field In Space And Time Using Ambient Seismic Noise. Doktora Tezi, Freie Universitat, Berlin
- Aki, K.: Impact of earthquake seismology on the geological community since the Benioff zone. Geol. Soc. Am. Bull. 100, 625–629 (1988)
- Aki, K., Christoffersson, A., Husebye, E.: Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. J. Geophys. Res. 82, 277–296 (1977)
- Aki, K., Lee, W.: Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model. J. Geophys. Res. 81, 4381–4399 (1976)
- Akgün, F., Sözbilir, H. 2001. A palynostratigraphic approach to the SW Anatolian molasse basin: Kale-Tavas molasse and Denizli molasse. Geodynamica Acta, 14, 71-93.
- Alkan, H. (2018). P ve S-alıcı fonksiyonlarının birleşik ters çözümü ile doğu pontid orojenik Kuşağının kabuk ve üst manto yapısının araştırılması.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., ... & Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. Geophysical Journal International, 169(3), 1239-1260.
- Bertelli, T. (1872). Osservazioni sui piccoli movimenti dei pendoli in relazione ad alcuni fenomeni meteorologici del pd Timoteo Bertelli barnabita. Tip. delle scienze matematiche e fisiche.
- Bromirski, P. D., and Gerstoft, P. 2009. Dominant source regions of the Earth's "hum" are coastal. Geophysical Research Letters, 36(13).
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. & Bard, P.-Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. Earth-Sci. Rev., 79, 205–227.
- Butcher, A. P. and Powell, J. J. M. (1996). Practical considerations for field geophysical techniques used to assess ground stiffness. Advances in site investigation practice, Thomas Telford, London, pp.701-714.

- Campillo, M., & Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299(5606), 547-549.
- Cooley, J. W., & Tukey, J. W. (1965). An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Mathematics of computation*, 19(90), 297-301.
- Davison, C. (1927). The founders of seismology. CUP Archive.
- Delph, J. R., Biryol, C. B., Beck, S. L., Zandt, G., & Ward, K. M. (2015). Shear wave velocity structure of the Anatolian Plate: anomalously slow crust in southwestern Turkey. *Geophysical Journal International*, 202(1), 261-276.
- Devaney, A. J. (1984). Geophysical diffraction tomography. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, (1), 3-13.
- Díaz, J. 2016. On the origin of the signals observed across the seismic spectrum. *Earth-Science Reviews*, 161, 224–232.
- Doğanay-Özkan, M. 2020. Gökova Körfezi ve Çevresinin 1-Boyutlu Kabuk Hız Yapısının Deprem Verilerinden Belirlenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, 60, Ankara.
- Dziewonski, A., Bloch, S., & Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the seismological Society of America*, 59(1), 427- 444.
- Dziewonski, A., Hager, B., O'Connell, R.: Large-scale heterogeneities in the lower mantle. *J. Geophys. Res.* 82, 239–255 (1977)
- Ebeling, C. W. 2012. Inferring ocean storm characteristics from ambient seismic noise: A historical perspective. Pages 1–33 of *Advances in Geophysics*, vol. 53. Elsevier.
- Gander, W., Golub, G. H., & Strebel, R. (1994). Least-squares fitting of circles and ellipses. *BIT Numerical Mathematics*, 34(4), 558-578.
- Gazetas, G. (1982). Vibrational characteristics of soil deposits with variable velocity. *Journal of Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, Vol 6, pp.1-20
- Gökalp H., 2000. Ayrıntılı Ayrımlılık Analizleri İle Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin Tomografik Hız Yapısının İncelenmesi, *Jeofizik* 14, 15- 42,2000

- Görür, N., Sengör, A. M. C., Sakinü, M., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F. Y., & Aykol, A. (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine*, 132(6), 637-650.
- Gutenberg, B. 1936. On microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 26(2), 111–117.
- Gürer, Ö.F. & Yılmaz Y. 2002. Geology of the Ören and Surrounding Areas, S Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11, 1-13.
- Gürer, D., Granot, R., & van Hinsbergen, D. J. (2022). Plate tectonic chain reaction revealed by noise in the Cretaceous quiet zone. *Nature Geoscience*, 15(3), 233 - 239.
- Hakyemez, H. (1989). Geology and stratigraphy of the Cainozoic Sedimentary Rocks in The Kale-Kurbalık Area, Denizli, Southwestern Turkey . *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* , 109 (109) , 1-14 .
- Herrmann, R.B., 2013. Computer programs in seismology: an evolving tool for instruction and research, *Seismol. Res. Lett.*, 84, 1081–1088
- Kissling E., 1988. Geotomography with local earthquake data, *Rev. Geophys.*, 26, 659-698
- Kokkalas, S & Aydın A. 2013. Is there a link between faulting and magmatism in the south-central Aegean Sea? *Geological Magazine*, 150 (2), 193–224. doi:10.1017/S0016756812000453.
- Kurt, H., Demirbağ, E. ve Kuşcu, G. 1999. Investigation of submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, SW Anatolia - SE Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data. *Tectonophysics*, 305, 477-496.
- Lecocq, T., C. Caudron, et F. Brenguier (2014), MSoise, a Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise, *Seismological Research Letters*, 85(3), 715-726, doi:10.1785/0220130073.
- Levshin, A.L., Pisarenko, V.F. and Pogrebinsky, G.A. (1972): On a frequency-time analysis of oscillations; *Annals of Geophysics* - ics, v. 28, p. 211–218

- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979). The hellenic arc and trench system: A key to the tectonic evolution of the Eastern Mediterranean Area, *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Lion Krischer, Tobias Megies, Robert Barsch, Moritz Beyreuther, Thomas Lecocq, Corentin Caudron and Joachim Wassermann (2015), *ObsPy: a bridge for seismology into the scientific Python ecosystem*, *Computational Science & Discovery*, 8(1), 014003, doi:10.1088/1749-4699/8/1/014003
- Makris, A., & Ryan, K. J. (1977). Aromatase activity of isolated and recombined hamster granulosa cells and theca. *Steroids*, 29(1), 65-72.
- Mavko, G. M. 1980. Velocity and attenuation in partially molten rocks, *Journal of Geophysical Research*.
- McNamara, D. E., and Buland, R. P. 2004. Ambient noise levels in the continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(4), 1517–1527.
- McNamara, D., Ringler, A., Hutt, C., and Gee, L. 2011. Seismically observed seiche in the Panama Canal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B4).
- McKenzie, D.P. ve Yılmaz, Y. (1991). Deformation and Volcanism in Western Turkey and the Aegean, *Bulletin Technical University*, 44, 345-373, İstanbul.
- Moritz Beyreuther, Robert Barsch, Lion Krischer, Tobias Megies, Yannik Behr and Joachim Wassermann (2010), *ObsPy: A Python Toolbox for Seismology*, *SRL*, 81(3), 530-533, doi:10.1785/gssrl.81.3.530.
- Nishida, K. (2017). Ambient seismic wave field. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, 93(7), 423-448.
- Okay, A. I., & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 475-515.
- Oktay, F.Y., Barka, A., Sarıca, N., Ecevitoglu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu C. & Akyol, A. 1995. Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine*, 132, 637–650.

- Özakin, Y. 2004. Crustal Structure of Southwestern Anatolia Using P-Receiver Function Analysis. Master of Science, Boğaziçi University, Graduate Program in Geophysics Department, 70, İstanbul.
- Reasenber, P. and Ellsworth, W.L., 1982. Aftershocks of the Coyote Lake, California, earthquake of August 6,1979:
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., ... & Sanli, I. (1997). Global Positioning System measurements of present- day crustal movements in the Arabia- Africa- Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B5), 9983-9999.
- Reilinger, R., & Mc Clusky, S. (2003). E. Mediterranean GPS Consortium, GPS constraints on continental deformation in the eastern Mediterranean and Caucasus region. In *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 5).
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., & Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics*, 488(1-4), 22-30.
- Rhie, J., & Romanowicz, B. (2004). Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere–ocean–seafloor coupling. *Nature*, 431(7008), 552-556.
- Roux, P. and W. A. Kupperman, (2005). Time reversal of ocean noise. *J. Acoust. Soc.Am.*, 300, 131–136.
- Roux, P., K. G. Sabra, W. A. Kuperman, and A. Roux, (2005). Ambient noise crosscorrelation in free space: Theoretical approach, *J. Acoust. Soc. Am.*, 117(1), 79-84, doi:10.1121/1.1830673.
- Rosalia, S., Widiyantoro, S., Yudistira, T., Cummins, P., & Nugraha, A. D. (2019, April).
- Sadat, D. I. K. F., Yudistira, T., & Nugraha, A. D. (2018, July). The application of ambient noise tomography method at Opak River Fault region, Yogyakarta. In *AIP Conference Proceedings* (Vol. 1987, No. 1, p. 020028). AIP Publishing LLC
- Sayil, N. Rayleigh dalgası dispersiyon verileriyle Doğu Anadolu ve civarında yer kabuğu ve üst manto yapısının incelenmesi (Master's thesis, Fen Bilimleri Enstitüsü).
- Seyitoğlu, G., Iğık, V., Çemen, Ğ. 2004. Complete Tertiary exhumation history of the Menderes massif, western Turkey: an alternative working hypothesis.

- Schattner, U. (2010). What triggered the early-to-mid Pleistocene tectonic transition across the entire eastern Mediterranean?. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(3-4), 539-548.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., & Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715), 1615-1618.
- Şengör, A. M. C., Yilmaz, Y., & Ketin, I. (1980). Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys?. *Geological Society of America Bulletin*, 91(10), 599-609.
- Şengör, A. C., & Yilmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study.
- Tanimoto, T., & Um, J. (1999). Cause of continuous oscillations of the Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B12), 28723-28739.
- Tanimoto, T. (2007). Excitation of Microtremors. *Geophy. Res. Lett.*, 34, L05308, doi:10.1029/GL029046.
- Tobias Megies, Moritz Beyreuther, Robert Barsch, Lion Krischer, Joachim Wassermann (2011), ObsPy – What can it do for data centers and observatories *Annals Of Geophysics*, 54(1), 47-58, doi:10.4401/ag-4838.
- Toksöz, M.N. and R.T. Lacoss, (1968). Microseisms: mode structure and sources, *Science*, 159:872–3.
- Tur, H., Yaltırak, C., Elitez, İ., & Sarıkavak, K. T. (2015). Pliocene–Quaternary tectonic evolution of the Gulf of Gökova, southwest Turkey. *Tectonophysics*, 638, 158-176.
- Wapenaar, K., (2003). Synthesis of an inhomogeneous medium from its Acoustic transmission response, *Geophysics*, 68-1756-1759.
- Wapenaar, K., (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation, *Phys. Rev. Lett.* 93, 254301.
- Wapenaar, K. and J., Fokkema, (2006). Green's function representations for Seismic interferometry. *Geophysics*, (71), S133–S144.

- Weaver, R. L., (2005). Information from seismic noise, *Science*, 307, 5715, 1568–1569.
- Weaver, R. & Lobkis, O. I. (2001). On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field: pulse-echo using thermal phonons. *Ultrasonics*, 40, 435-439.
- Western Java ambient noise tomography: a preliminary result. In *Journal of Physics: Conference Series* (Vol. 1204, No. 1, p. 012099). IOP Publishing.
- William, L. (2007). *Fundamentals of geophysics*. 2nd, Cambridge UK, ISBN139780521675963, 150-151.
- Wu, R. S., & Toksöz, M. N. (1987). Diffraction tomography and multisource holography applied to seismic imaging. *Geophysics*, 52(1), 11-25.
- Yuen, D., Maruyama, S., Karato, S., Windley, B. (eds.) *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*, pp. 7–30. Springer, (2007)
- Zhao, D. (2007). Multiscale seismic tomography of mantle plumes and subducting slabs. In *Superplumes: Beyond Plate Tectonics* (pp. 7-30). Springer, Dordrecht.
- Zhao, D. (2015). *Multiscale seismic tomography*. Springer.