KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

TÜRKİYE'NİN KABUK VE ÜST MANTO YAPISININ RAYLEIGH DALGASI FAZ HIZI TOMOGRAFİSİ VE S DALGASI TERS ÇÖZÜMÜ İLE MODELLENMESİ

DOKTORA TEZİ

Y.Müh. Taciser BAKIRCI

Anabilim Dalı: Jeofizik Mühendisliği

Danışman: Prof. Dr. Mithat Fırat ÖZER

KOCAELİ, 2011

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

TÜRKİYE'NİN KABUK VE ÜST MANTO YAPISININ RAYLEIGH DALGASI FAZ HIZI TOMOGRAFİSİ VE S DALGASI TERS ÇÖZÜMÜ İLE MODELLENMESİ

DOKTORA TEZİ

Taciser BAKIRCI

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 07 Ocak 2011

Tezin Savunulduğu Tarih: 25 Şubat 2011

Tez Danışmanı
Prof.Dr. M.Fırat ÖZER
(.....)

Üye
Prof.Dr. Serif BARIŞ
(.....)

Üye
Prof.Dr. Ö.Feyzi GÜRER
(.....)

Üye
Prof.Dr. Oya ÇAKIN
(.....)

Üye
Doç.Dr. Naşide ÖZER
(.....)

KOCAELİ, 2011

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Dünyadaki en aktif tektonik kuşaklardan birinde bulunan ülkemizde sık aralıklarla yıkıcı depremler yaşanmaktadır. Bir bölgede meydana gelen depremlerin iyi anlaşılabilmesi o bölgenin dinamik yapısının iyi bilinmesi ile olanaklıdır. Levha hareketleri ve yüzey tektoniğinin ortaya konulması, kabuk ve üst manto çalışmaları ile sağlanabilir. Bu çalışmada, karmaşık bir tektonik yapıya ve oldukça etkin sismolojik aktivitelere sahip olan Türkiye'nin kabuk ve üst manto yapısının araştırılması amaçlanmaktadır.

'Türkiye'nin Kabuk ve Üst Manto Yapısının Rayleigh Dalgası Faz Hızı Tomografisi ve S Dalgası Ters Çözümü ile Modellenmesi' konulu doktora tez çalışmamı yöneten ve katkılarıyla destek veren, akademik gelişimimde bilgi, deneyim ve önerileri ile beni yönlendiren, değerli hocam, sayın Prof. Dr. Mithat Fırat ÖZER'e en içten saygı ve teşekkürlerimi sunarım.

Kilometrelerce uzaktan bana destek olan, faz hızı dispersiyonlarının ve tomografi programlarının algoritmasını kuran ve verilerime uygulamamı sağlayan Doç. Dr. Kazunori YOSHIZAWA'ya sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Tezimdeki ters çözüm işlemleri konusunda bilgi ve deneyimleriyle katkı veren sayın Doç. Dr. Ekrem ZOR'a ve sayın Doç. Dr. Serdar ÖZALAYBEY'e çok teşekkür ederim. Tez çalışmam süresince katkılarını esirgemeyen sayın Prof. Dr. Şerif BARIŞ ve sayın Prof. Dr. Ö. Feyzi GÜRER'e teşekkürlerimi sunarım. Tezime katkılarından dolayı Prof. Dr. Selçuk TOKEL, Prof. Dr. Oya ÇAKIN ve Doç. Dr. Naşide ÖZER'e teşekkürlerimi sunarım. Tezimle ilgili desteklerini gördüğüm sevgili arkadaşlarım Jeof. Yük. Müh. İsmail Talih GÜVEN ve Jeof. Yük. Müh. Türker YAS'a teşekkür ederim. Çalışmada kullandığım verileri sağlayan T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı'na ve Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'ne teşekkür ederim.

Tezimin düzenlenmesinde bana destek olan sevgili arkadaşım Jeof. Yük. Müh. Nur DEMİR'e özverili yardımları ve sabrı için çok teşekkür ederim. Hayatımın her aşamasında yanımda olan, her zaman desteklerini hissettiğim, dualarını esirgemeyen sevgili Annem Kadriye ÇETİNOL ve Babam Turan ÇETİNOL'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Dualarıyla yanımda olan Anneannem Nuriye EŞSİZOĞLU, sevgili Annem Nermi BAKIRCI ve Babam Satı BAKIRCI'ya içtenlikle teşekkür ederim. Tanıştığımız ilk günden itibaren desteğini hissettiğim, biricik hayat arkadaşım Ali Orçun BAKIRCI'ya ilgisi, özverisi ve her zaman yanımda olduğu için sonsuz teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ i
İÇİNDEKİLER ii
ŞEKİLLER DİZİNİ iv
TABLOLAR DİZİNİ vii
SİMGELER viii
ÖZET x
İNGİLİZCE ÖZET xi
1. GİRİŞ 1
1.1. Amaç ve Kapsam 2
1.2. Türkiye'nin Jeolojisi ve Tektonik Evrimi 4
1.3. Türkiye'nin Kabuk ve Üst Manto Yapısı İle İlgili Çalışmalar 9
1.3.1. Bölgesel kabuk ve üst manto çalışmaları 9
1.3.2. Tüm Türkiye'yi kapsayan çalışmalar 10
2. ÜÇ BOYUTLU ORTAMLARDA YÜZEY DALGALARININ YAYILIMI 16
2.1. Normal Modların Genel Özellikleri 16
2.2. Yüzey Dalgası Işın Teorisi 20
3. TOMOGRAFİ HARİTALARININ HAZIRLANMASINDA KULLANILAN YÖNTEMLER 21
3.1. Yüzey Dalgası Dispersiyonu 21
3.1.1. Yüzey dalgaları için dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan yöntemler 22
3.1.2. İki istasyon yöntemi 24
3.2. Yüzey Dalgası Tomografisi 27
3.2.1. Yüzey dalgası tomografisinde ters çözüm işlemleri 30
3.3. Ters Çözüm Problemleri 32
3.3.1. Ters çözüm 33
3.3.1.1. Tekil değer ayrışımı (Singular Value Decomposition) 37
3.3.1.2. Sönümlü en küçük kareler yöntemi (Damped Least Squares) 40
3.3.1.3. Sönümlü tekil değer ayrışımı yöntemi (Damped Singular Value Decomposition) 41
3.3.1.4. LSQR (Least Square QR) yöntemi 42
3.4. Faz Hızı Haritaları İçin Model Parametrelendirmesi 45
3.5. Model Çözünürlüğünün Değerlendirilmesi 48
3.5.1. Model parametrelerinin belirlenmesi: Çakışmazlık ölçütü, model ölçütü ve sönüm parametresinin belirlenmesi 49
3.5.2. Yatay çözünürlüğün değerlendirilmesi 51
3.5.2.1. Dama tahtası testi 52
3.5.2.2. Işın yoğunluğunun belirlenmesi 52
3.6. S Dalgası Hız Modellerinin Elde Edilmesi 53
3.6.1. İzotropik S dalga hızı modellerinin elde edilmesi 54
3.6.1.1. Genelleştirilmiş doğrusal olmayan ters çözüm 55
3.6.2. Bir boyutlu bölgesel S dalga hızı modellerinin ve üç boyutlu S dalga hızı haritalarının oluşturulması 56
4. ÇALIŞMADA KULLANILAN VERİLER 59
4.1. Çalışmada Kullanılan Sismik Ağlar 59
4.2. Verilerin Hazırlanması ve Depremlerin Seçilmesi 60
5. TOMOGRAFİ HARİTALARININ OLUŞTURULMASI 61
5.1. Rayleigh Dalgası Faz Hızı Dispersiyon Eğrilerinin Hesaplanması 61

5.2. Dispersiyon Eğrilerinin Işın Yolları Kapsama Haritasının Oluşturulması 71
5.3. Türkiye'nin Ortalama Faz Hızı Dispersiyon Eğrisi.....73
5.4. Dama Tahtası Testi.....75
5.5. Işın Yoğunluğu Sayısı 77
5.6. Rayleigh Dalgası Faz Hızı Tomografi Haritaları 79
5.7. Bir Boyutlu S Dalga Hızı Modellerinin Oluşturulması.....93
5.8. Üç Boyutlu S Dalga Hızı Tomografi Modelleri 97
6. SONUÇLAR VE TARTIŞMA 109
6.1. Türkiye'nin Batı Kesimleri.....110
6.2. Türkiye'nin İç Kesimleri 112
6.3. Türkiye'nin Doğu Kesimleri 114
KAYNAKLAR.....118
EKLER.....134
ÖZGEÇMİŞ 156

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1: Türkiye'nin tektonik yapısı, RIZ. Rodop - Istranca Zonu, TB. Trakya Baseni, İZ. İstanbul Zonu, SZ. Sakarya Zonu, BKB. Batı Karadeniz Baseni, DKB. Doğu Karadeniz Baseni GB. Gürcistan Baseni, BFZ. Bornova Filiş Zonu, AZ. Afyon Zonu, TZ. Tavşanlı Zonu, MM. Menderes Masifi, ATB. Anatolid Torid Bloğu, KM. Kırşehir Masifi, DAYK. Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı, BP. Batı Pontidler, DP. Doğu Pontidler, EGS. Ege Graben Sistemi, KAF. Kuzey Anadolu Fayı, DAF. Doğu Anadolu Fayı (Okay ve Tüysüz, 1999; Gürer ve diğ., 2003; Şengör ve diğ., 2003). 4

Şekil 1.2: Geç Karbonifer – Neojen arası Türkiye'yi oluşturan mikro plakaların hareketlerinin Afrika- Doğu Akdeniz- Batı Karadeniz – Avrasya boyunca kesit üzerinde şematik gösterimi (GCS. Proto-Karadeniz – Büyük Kafkasya – Proto-Hazar Denizi güneyi, EBS. Doğu Karadeniz) (Golonka 2004) 7

Şekil 1.3: Geç Eosen – Erken Pliyosen arasında Türkiye'nin Neotektonik evrimi(a) Arap levhasının Avrasya levhası ile çarpışması, (b) Bitlis Zagros Sütür zonu boyonca kıtasal yapışma ve Kızıldeniz'in oluşumunun başlaması, (c) Türkiye içerisindeki sıkışma ve açılma bölgelerinin oluşumu ve Helenik yayın oluşumu, (d) KAF, DAF zonları oluşumu, Anadolu bloğu'nun (Turkish plate) batıya doğru kaçışı ve Kızıldeniz'in açılması (Hempton 1987). 8

Şekil 2.1: İki ucundan sabitlenmiş bir telin salınımları (telin boyu, N = mod numarası, N = 0, temel mod, N = 1 ilk yüksek mod, N = 2 ikinci yüksek mod) 17

Şekil 2.2: a) ${}_0U_1$, ${}_1U_1$, ${}_2U_1$ (düz çizgiler) ve ${}_0V_1$, ${}_1V_1$, ${}_2V_1$ (noktalı çizgiler) Rayleigh dalgası modlarına karşılık gelen küresel modların öz fonksiyonlarıdır. b) ${}_0W_1$, ${}_1W_1$, ${}_2W_1$ Love dalgası modlarına karşılık gelen burulma modlarının öz fonksiyonlarıdır. Üst satır temel mod, orta satır ilk yüksek mod, son satır ikinci yüksek modu göstermektedir. Düşey eksen Yerküre'nin yüzeyinden 1200km'ye kadar olan derinliği göstermekte eksende 670km süreksizliği de gösterilmektedir (Dahlen ve Tromp, 1998). 19

Şekil 3.1: Birbirinden farklı frekans ve dalga boyuna sahip iki sinüsoidal dalganın toplanması sonucu elde edilen dispersif sinyal üzerinde grup hızı (U) ve faz hızı (c) gösterimi (Stein ve Wysession, 2003). 21

Şekil 3.2: Üç İstasyon yönteminde kullanılan istasyon yerlerinin şematik gösterimi 23

Şekil 3.3: İstasyon çifti ve depremin büyük daire üzerinde şematik gösterimi.....25

Şekil 3.4: Rayleigh dalgası küresel faz hızı haritası (100s) (Ekström ve diğ. 1997).29

Şekil 3.5: a) Düz çözüm akış şeması, b) Ters çözüm akış şeması.....34

Şekil 3.6: (a) Coğrafik enlem ve boylamlara göre bölünmüş karelerin şematik gösterimi. Kırmızı noktalar, küresel B-spline fonksiyonu ile belirlenen karenin orta noktasını göstermektedir.(b) j. karenin etrafındaki D ve $\bar{D}$ 'nin yapılandırmasını göstermektedir (Yoshizawa, 2002). 47

Şekil 3.7: 40s periyotlu faz hızı modelinin için (a) Çakışmazlık ve model ölçütlerinin LSQR algoritmasındaki yinelemelere göre gösterimi (Çakışmazlık ölçütleri λ =4.0 için mavi kare, λ =2.5 için sarı üçgen, ve λ =1.5 için mor yuvarlak şekiller ile model ölçütleri ise λ =4.0 için yeşil

kare, λ =2.5 için turuncu üçgen, ve λ =1.5 için pembe yuvarlak şekiller ile gösterilmektedir). (b) Çeşitli sönümleme parametrelerine göre ödünleşim eğrisi.....50
Şekil 3.8: $39°K-35°D$ koordinatlarındaki a) referans model b) temel mod Rayleigh dalgası için S dalga hızına göre hesaplanmış olan duyarlılık çekirdekleri (Duyarlılık çekirdekleri en büyük genliğe göre normalize edilerek gösterilmiştir.) 54
Şekil 3.9: Tüm veriler için 100. yinelemeye kadar olan RMS pertürbasyonlarının birlikte gösterimi.....58
Şekil 3.10: $39°K-35°D$ noktasındaki ters çözümde (a) 100. ve (b) 20. yineleme kadar bulunan RMS pertürbasyonları 58
Şekil 4.1: Çalışmada kullanılan istasyonların dağılımları mavi üçgenler DAD istasyonlarını, yeşil eşkenar dörtgenler KRADE istasyonlarını, kırmızı kareler IRIS istasyonlarını ve mor yıldızlar GEOFON istasyonlarını göstermektedir.....59
Şekil 4.2: Çalışmada kullanılan depremlerin dış merkez dağılımları (M ≥ 5.5, h ≤ 100km olan 289 deprem).....60
Şekil 5.1: GADA - ALT istasyonlarına ait dalga formları ve bu istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrisi. (a) ve (b). Sırasıyla GADA ve ALT istasyonlarında kaydedilen düşey bileşen deprem kayıtları.(İşlenmemiş veriler(üstte), 20-200s band-geçişli süzgeç sonrası otomatik olarak seçilen Rayleigh dalgası penceresi (altta)) (c). GADA ve ALT arasındaki ışın yolu (377km - üstte), Frekans aralığı seçimi (20–50s - altta). Mavi üçgen: Dış merkeze yakın olan istasyon (GADA), Kırmızı üçgen: Dış merkeze uzak olan istasyon (ALT), Mavi çizgi: Dış merkeze yakın istasyon (GADA) için ışın yolu, Kırmızı çizgi: Dış merkeze uzak olan istasyon (ALT) için ışın yolu, Beyaz yuvarlak: Dış merkeze yakın olan istasyon (GADA) için belirlenen yeni projeksiyon noktası, Noktalı çizgi: Referans model, Gri alan: Değerlendirmede kullanılmayan bölüm.....63
Şekil 5.2: ENEZ – BNN istasyonlarına ait dalga formları ve bu istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrisi. (a) ve (b). Sırasıyla ENEZ ve BNN istasyonlarında kaydedilen düşey bileşen deprem kayıtları. (İşlenmemiş veriler(üstte), 20-200s band-geçişli süzgeç sonrası otomatik olarak seçilen Rayleigh dalgası penceresi (altta))(c). ENEZ ve BNN arasındaki ışın yolu (855km - üstte), Frekans aralığı seçimi (20–90s - altta). Mavi üçgen: Dış merkeze yakın olan istasyon (ENEZ), Kırmızı üçgen: Dış merkeze uzak olan istasyon (BNN), Mavi çizgi: Dış merkeze yakın istasyon (ENEZ) için ışın yolu, Kırmızı çizgi: Dış merkeze uzak olan istasyon (BNN) için ışın yolu, Beyaz yuvarlak: Dış merkeze yakın olan istasyon (BNN) için belirlenen yeni projeksiyon noktası, Noktalı çizgi: Referans model, Gri alan: Değerlendirmede kullanılmayan bölüm.....66
Şekil 5.3: Gözlenen dispersiyon eğrilerine ait iki örnek (a) AGRB ve kema istasyonları arasındaki ışın yolu, (b) VANB ve EDRB istasyonları arasındaki ışın yolu, (c) AGRB ve kema istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrileri, (d) VANB ve EDRB istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrileri.....70
Şekil 5.4: a) 40s için çizilen faz hızı ışın yolları dağılım haritası (toplam 3023 ışın yolu vardır) b) 100s için çizilen faz hızı ışın yolları dağılım haritası (toplam 1226 ışın yolu vardır). 72
Şekil 5.5: Rayleigh dalgası iki-istasyon faz hızları ölçümü sayılarının periyota bağlı dağılımı. Dolgulu sütunlar faz hızı haritalarında kullanılan ölçümleri, boş sütunlar faz hızı haritalarının oluşturulmasında kullanılmayan ölçümleri göstermektedir.....73

Şekil 5.6: (a) Ortalama faz hızı dispersiyon eğrisi ve standart hataları, Kesikli mavi çizgi: Küresel faz hızı modeli, Siyah daireler ve hata çizgileri: Türkiye'nin ortalama faz hızı (bu çalışma), (b) Türkiye'nin ortalama faz hızının küresel faz hızı modeline göre pertürbasyonu. 74
Şekil 5.7: 40s periyotlu Rayleigh dalgası için Dama tahtası çözünürlük testleri (a) 2.0 derece (b) 1.5 derece (c) 1.0 derecelik karelerden oluşmaktadır. Sol sütün dama tahtası giriş modellerini sağ sütün elde edilen test sonuçlarını göstermektedir. 76
Şekil 5.8: (a) 40s ve b) 65s c) 100s periyotlar için ışın yolları dağılım haritalarının $0.75^{\circ} x 0.75^{\circ}$ kare aralıklarıyla örneklenmesiyle hazırlanan ışın yoğunluğu haritaları. 77
Şekil 5.9: Türkiye'nin topografik haritası (kırmızı üçgenler volkanları gösterir) 81
Şekil 5.10: Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir. 82
Şekil 5.11: Temel mod Rayleigh dalgası için S dalga hızına göre duyarlılık çekirdekleri koordinatlarındaki için hesaplanmış olup, her periyot için değerler normalize edilmiştir. 93
Şekil 5.12: 1-B S dalga hızı ters çözümleri örneklerinin dağılımı a) Noktaların çalışma alanındaki dağılımları, b) ve c) 18 ve 42 no.lu noktalardaki dispersiyon eğrileri, 1-B S dalga hızı modelleri ve duyarlılık çekirdekleri..95
Şekil 5.13: 3-B S dalga hızı modelinden elde edilen yatay kesitler 98
Şekil 5.14: 3-B S dalga hızı modellerinden elde edilen yatay kesitlerin bir arada sunumu. 104
Şekil 5.15: Kıbrıs yayı üzerinde alınan düşey kesitler. 105
Şekil 5.16: Arap - Avrasya kıtasal çarpışma zonu üzerinde alınan düşey kesitler .106
Şekil 5.17: Kıbrıs yayı civarındaki yapıları gösteren düşey kesitler. 107
Şekil 5.18: Arap-Avrasya kıtasal çarpışma zonu civarındaki yapıları gösteren düşey kesitler. 108

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 1.1: Türkiye'de cisim dalgaları kullanılarak yapılmış bölgesel kabuk çalışmaları 13
Tablo 1.2: Türkiye'de yüzey dalgaları kullanılarak yapılmış bölgesel kabuk çalışmaları 14
Tablo 1.3: Türkiye'yi kapsayan kabuk çalışmaları 15
Tablo 5.1: GADA - ALT ve ENEZ – BNN istasyon çiftleri için belirlenen faz hızı dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan depremlerin parametreleri. 62
Tablo 5.2: AGRB – kema ve VANB – EDRB istasyon çiftleri için dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan depremler. 70
Tablo 5.3: Türkiye'deki volkanik yapılar 80
Tablo 5.4: Şekil 5.15- Şekil 5.18'de verilen düşey kesitlerin koordinatları 103

SİMGELER

A	:	katsayılar matrisi ya da jacobian matrisi olarak adlandırılan duyarlılık
c	:	faz hızı
c_0	:	başlangıç modelin belirli bir ω açısal frekansındaki faz hızı
C_{dd}	:	önsel (priori) veri kovaryans matrisi
C_{pp}	:	model kovaryans matrisi
d	:	gözlenen faz hızı değişimleri
$d_i^{'}$	:	i noktasındaki veri vektörü
e	:	hata vektörü
F_j	:	küresel b-spline fonksiyonu
G	:	çekirdek (duyarlılık) matrisi
$G_{ij}^{'}$	:	i ve j noktaları için çekirdek matrisi
G_k	:	verinin model parametrelerine göre kısmi türevinden oluşan duyarlılık
I	:	birim matris
k	:	başlangıç modelin dalga sayısı
$k(\omega)$	:	dalga sayısı
m	:	model parametrelerini içeren model vektörü
r_1	:	depremin dış merkezi ve 1. istasyon arasındaki uzaklık,
r_2	:	depremin dış merkezi ve 2. istasyon arasındaki uzaklık
SV	:	düşey S dalgası
SH	:	yatay S dalgası
U	:	tek bir dalgaya ait yer değiştirme
v	:	S dalga hızı
${}_nS_l$	:	küresel harmonik fonksiyon
${}_nT_l$	:	burulma harmonik fonksiyonu
ϕ_H	:	sinyalin fazı
ϕ	:	alet etkisi
λ	:	dalga boyu (faz hızı için), sönüm faktörü (LSQR ters çözümü)
ϕ_{i1}	:	1. istasyondaki aletsel faz kayması
ϕ_{i2}	:	2. istasyondaki aletsel faz kayması
ϕ_1	:	1. istasyonun faz bilgisi
ϕ_2	:	2. istasyonun faz bilgisi
ϕ_0	:	kaynaktaki faz kayması
$\delta\psi$	:	gözlenen fazın pertürbasyonu
$\delta c(s,\omega)$	:	temel mod faz hızı pertürbasyonu
Δd	:	ölçülen ve kuramsal veriler arasındaki fark vektörü
Δm	:	model parametreleri ile başlangıç modeli parametreleri arasındaki fark vektörü
A_L^{-1}	:	genelleştirilmiş ters veya Lanczos ters matrisi

λ_i : özdeğerler
βI : Marquardt sönüm vektörü
ε : yaklaşık hata miktarı
$D(\theta,\phi)$: (θ,ϕ) noktası ile *j.* fonksiyonun merkezindeki nokta arasındaki uzaklık
W_d : ağırlıklandırma matrisi
δc : faz hızı pertürbasyonu
$\delta\rho$: yoğunluk pertürbasyonu
$\delta\alpha$: p dalga hızı pertürbasyonu
$\delta\beta$: s dalga hızı pertürbasyonu
p_0 : başlangıç modeli
σ : standart sapma

Kısaltmalar

1-B : 1 Boyutlu
2-B : 2 Boyutlu
3-B : 3 Boyutlu
ATB : Anatolid Torid Bloğu
AZ : Afyon Zonu
BFZ : Bornova Filiş Zonu
BKB : Batı Karadeniz Baseni
BP : Batı Pontidler
CG : Eşlenik gradyent
CL : Cara ve Leveque Yöntemi
DAF : Doğu Anadolu Fayı
DAYK : Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı
DKB : Doğu Karadeniz Baseni
DLS : Sönümlü en küçük kareler (Damped Least Squares)
DP : Doğu Pontidler
EGS : Ege Graben Sistemi
EKK : En Küçük Kareler
GB : Gürcistan Baseni
İZ : İstanbul Zonu
KAF : Kuzey Anadolu Fayı
KKD : Kuzey Kuzey Doğu
KM : Kırşehir Masifi
LS : En küçük kareler (Least Squares)
LSQR : En küçük QR (Least Squares QR)
MM : Menderes Masifi
PWI : Dalga şekli uyumu yaklaşımı ile ters çözüm (Partitial Waveform
RIZ : Rodop-Istranca Zonu
SVD : Tekil değer ayrışımı (Singular Value decomposition)
SZ : Sakarya Zonu
TB : Trakya Baseni
VR : Varyans Azalımı (Variance Reduction)

TÜRKİYE'NİN KABUK VE ÜST MANTO YAPISININ RAYLEIGH DALGASI FAZ HIZI TOMOGRAFİSİ VE S DALGASI TERS ÇÖZÜMÜ İLE MODELLENMESİ

Taciser BAKIRCI

Anahtar Kelimeler: Yüzey Dalgası Tomografisi, Faz Hızı Dispersiyonu, İki İstasyon Yöntemi, S Dalgası Ters Çözümü, Üç Boyutlu S Dalga Hızı Yapısı, Türkiye'nin Kabuk ve Üst Manto Yapısı

Özet: Çalışmada 2006–2008 yılları arasında KRDAE ve DAD sismolojik ağlarındaki geniş band istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtlar kullanılmıştır. Büyüklüğü M ≥ 5.5 ve odak derinliği h ≤ 100km olan 289 deprem kaydından seçilen temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı dispersiyonları iki istasyon yöntemi kullanılarak elde edilmiştir. Periyotları 20-160s arasında değişen 3545 adet dispersiyon eğrisi belirlenmiştir. Dispersiyon eğrilerindeki faz hızı bilgileri kullanılarak, Türkiye'nin ortalama faz hızı dispersiyon eğrisi, alt kabuk ve üst manto için 2B faz hızı haritaları, 1B bölgesel S dalga hızı modelleri, 3B S dalga hızı modeli oluşturulmuştur.

Türkiye için ortalama hesaplanan ortalama faz hızları, tüm periyotlarda küresel ortalama faz hızlarından düşük olup, yaklaşık %3-8 arasında negatif pertürbasyon göstermektedir. 25-120s arası periyotlar arasında faz hızı haritaları ve 40-180km derinlikleri kapsayan 3B S dalga modeli üretilmiştir. Sonuç olarak Türkiye'nin aktif tektoniği üç farklı tektonik mekanizma tarafından yönetilmektedir. Bunlar, bölgenin güneybatısında Helenik hendek'ten dalan levhanın Türkiye'nin batısında yarattığı açılma rejimi, Arap-Avrasya çarpışma zonunun altında dalan levhanın kopması ile bu batan kısmın tetiklediği sıcak astenosferin yukarı çıkması ve son olarak da güneyde Kıbrıs yayından dalan levhanın yırtılması ve batıdaki kısmın Isparta büklümünde Helenik dilim ile çarpışarak durması ve olasılıkla diğer ucunun da dalan Arap levhasının batısında Anadolu bloğunu sınırlamasıdır. Bu hareketler sonucunda Türkiye'nin büyük bölümünün üzerinde bulunduğu Anadolu bloğunun batıya doğru saat yönünün tersi yönde kaçma hareketi yaptığı düşünülmektedir. Bulunan sonuçlar daha önce yapılan çalışmalarla uyumludur.

MODELING OF THE CRUST AND UPPER MANTLE STRUCTURE BENEATH TURKEY USING RAYLEIGH WAVE PHASE VELOCITY TOMOGRAPHY AND S WAVE INVERSION

Taciser BAKIRCI

Key words: Surface Wave Tomography, Phase Velocity Dispersions, Two-station Method, S Wave Inversion, Three Dimensional S Wave Velocity Structure, Crust and Uppermantle Structure of Turkey

Abstract: In this study, the vertical component seismograms are used which recorded by Broadband stations at KOERI and ERI seismological networks between 2006 and 2008. The phase velocity dispersion curves of the fundamental mode Rayleigh waves are derived from 289 events with moment magnitude greater than 6.0 and focal depth shallower than 100km which occurred in the world using two-station method. 3545 dispersion curves are determinated in the period range between 25 and 120s. The averaged phase velocity dispersion curve, two dimensional phase velocity distribution of the lower crust and the upper mantle structure, one dimensional S wave velocity models, three dimensional S wave velocity model of Turkey are created using phase velocity information obtained from the dispersion curves.

The average phase velocity of Turkey is obtained as slower than the global average over all periods and indicates negative perturbations approximately 3-8 %. The phase velocity maps are generated with period range from 25 to 120s, and three dimensional S wave velocity model is created between 40 and 180km depth. Consequently, the tectonic framework of Turkey is conducted by three distinct tectonic mechanisms. First one is the extensional zone at the southwest as a result of subducted plate from Hellenic trench, second one is the upwelling hot asthenosphere triggered by the detaching slab which were subducted from the Arabian-Eurasia collision zone and, the last one is the restriction of the Anatolian Block at the southern part by the tip of the western part of the teared Cyprus slab near the Isparta angle and the other side of the slab at the western edge of subducted Arabian slab. It may be taken into consideration that the Anatolian block which is the accommodated the majority part of Turkey move towards to westward and rotate with counterclockwise direction owing to these tectonic mechanisms.

1. GİRİŞ

Yerküre'nin içyapısının araştırılmasında sismik dalgalar yaygın olarak kullanılmaktadır. Yeryüzündeki tektonik aktiviteler ile mantonun dinamik yapısı arasındaki ilişkinin araştırılması, depremlerin, volkanik aktivitelerin ve ayrıca dünyanın gelişim sürecinin belirlenmesinde sismik dalgalar kullanılarak yapılan sismolojik çalışmalar önemli yer tutar. Bu tür çalışmalarla tekdüze olmayan yer yapısı ve yer içinin fiziksel özelliklerinin araştırılması mümkündür. Özellikle son yıllarda gelişen teknoloji ve artan sismik ağlar sismolojik araştırmalarda önemli ilerlemelere olanak sağlamıştır.

Yerküre'nin derinliklerinin araştırılması konusundaki en önemli ilerlemeler 1970'lerin ortalarına doğru sismik tomografi yöntemlerindeki gelişmelerle başlamıştır. Bu tarihten itibaren çeşitli türlerde 3-B (3 Boyutlu) yer yapısının yüksek çözünürlüklü tomografik modelleri üretilmiştir. 3-B tomografik çalışmalar ilk olarak Montana LASA (Aki ve diğ., 1976) ve Kaliforniya Bear vadisinde (Aki ve Lee, 1976) yapılmıştır. Cisim dalgaları kullanılarak, mantodaki süreksizlikler ve yatay değişimler (Morelli ve Dziewonski, 1987; Shearer ve Masters, 1992), mantonun 3-B hız yapısı (Dziewonski 1984; Inoue ve diğ., 1990; Su ve diğ., 1994; van der Hilst ve diğ., 1997; Widiyantoro ve diğ., 1998; Kennett ve diğ., 1998) ile ilgili çalışmalar ve yüzey dalgaları kullanılarak, kabuk ve üst manto yapısının 2-B (2 Boyutlu) faz ve grup hızı yapısının belirlenmesi (Trampert ve Woodhouse, 1995; Ekström ve diğ., 1997; Ritzwoller ve Levshin, 1998; Visser ve diğ., 2008), 3-B S dalga hızı modellerinin oluşturulması (Woodhouse ve Dziewonski, 1984; Montagner ve Tanimoto, 1991; Zhang ve Tanimoto, 1993a; van der Lee ve Nolet, 1997; Debayle ve Kennett, 2000; Yoshizawa, 2002; Kustowski ve diğ., 2008), sismik anizotropi (Montagner ve Tanimoto, 1991; Ekström ve Dziewonski, 1998; Debayle ve Kennett, 2000; Trampert ve Woodhouse, 2003; Visser ve diğ., 2008) ile ilgili başarılı çalışmalar yapılmıştır.

Türkiye için ise gerek cisim gerekse yüzey dalgaları kullanılarak yapılmış bir çok kabuk ve üst manto çalışmaları bulunsa da bunlardan çok azı Türkiye'nin tamamını içermektedir (Mindevalli ve Mitchell, 1989; Al-Lazki ve diğ., 2004, Gök ve diğ., 2003; Cambaz ve Karabulut, 2010; Biryol ve diğ., 2011). Önceki çalışmaların çoğunluğu

bölgesel (Marmara Türkiye'nin Doğusu gibi ya da çeşitli illerle sınırlanmış) ölçeklerde ya da Türkiye sınırlarından daha büyük (Avrupa, Türk-İran platosu veya küresel) ölçeklerdedir. Türkiye'nin tamamı için yüzey dalgalarının faz hızları kullanılarak yapılan bir çalışma bulunmamaktadır. Bu çalışmada, yüzey dalgası faz hızlarından yararlanılarak Türkiye'nin kabuk ve üst manto yapısının 3-B tomografik modelleri elde edilmiştir. Türkiye için yapılmış olan diğer kabuk ve üst manto çalışmaları Bölüm 1.2'de ayrıntıları ile incelenmiştir.

1.1. Amaç ve Kapsam

Dünyadaki en aktif tektonik kuşaklardan birisi olan Alp-Himalaya deprem kuşağında yer alan Türkiye'de sık aralıklarla birçok yıkıcı deprem meydana gelmektedir. Türkiye, Arap, Avrasya ve Afrika levhaları kesişiminde bulunması nedeniyle oldukça aktif bir depremselliğe (seismicity) sahiptir. Bir bölgede meydana gelen depremlerin iyi anlaşılabilmesi için, o bölgedeki dinamik yapı iyi bilinmelidir. Bölgedeki levha hareketleri ve yüzey tektoniği ise o bölgenin kabuk ve üst manto yapısı ile doğrudan ilişkilidir. Türkiye'yi içeren kabuk ve üst manto yapısı araştırmaları, genel olarak ülke sınırları içerisinde çeşitli bölgelerde ve küçük ölçeklerde yapılmış ya da Türkiye'yi içine alan büyük/küresel ölçeklerde yapılmış çalışmalardır. Türkiye'nin kabuk ve üst manto yapısının bütünüyle araştırıldığı sadece birkaç çalışma bulunmakta olup, 3-B olarak yapılan ve S dalga hız yapısını inceleyen bir çalışma bugüne kadar yapılmamıştır. Bu çalışmada, karmaşık bir tektonik yapıya ve oldukça etkin sismolojik aktivitelere sahip olan Türkiye'nin kabuk ve üst manto yapısının araştırılması amaçlanmaktadır.

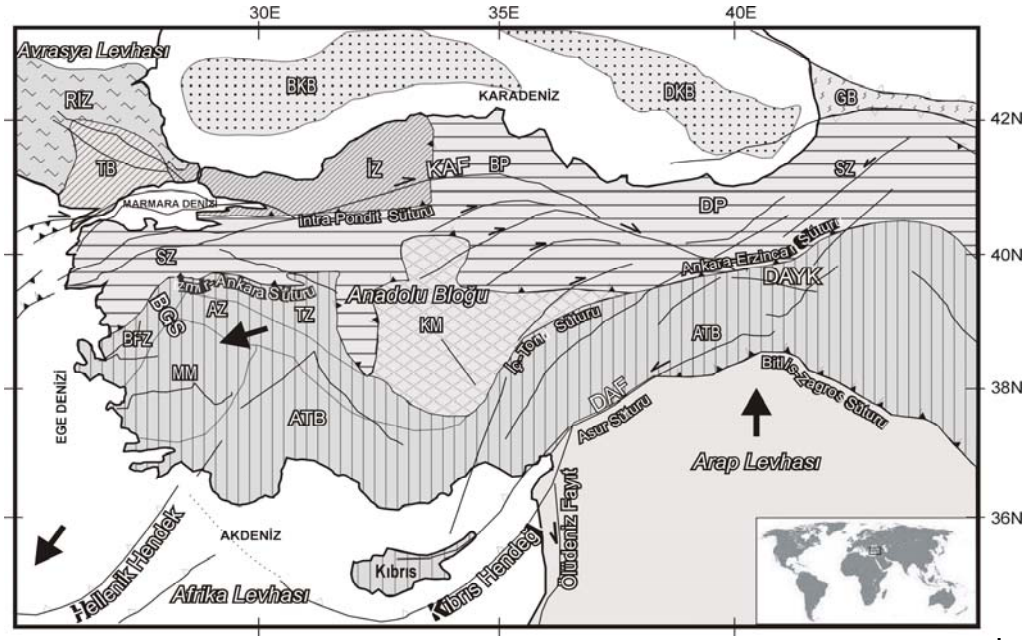
Bu çalışmada Türkiye'nin kabuk ve üst manto yapısı temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızları kullanılarak araştırılmıştır. Bilindiği üzere, deprem sırasında oluşan yüzey dalgaları yerkabuğunun üst kısımlarında seyahat etmekte ve kabuk ve üst manto yapısı hakkında oldukça değerli bilgiler taşımaktadırlar. Ayrıca yüzey dalgalarının ters çözümü ile kabuk ve üst manto yapısının yorumlanmasında önemli katkılar sağlayan S dalga hızları da belirlenebilmektedir. Çalışmada Rayleigh dalgalarından elde edilen faz hızlarının tomografik ters çözümü ile bölgenin 3-B S dalga hızı dağılımları hesaplanmış ve derinliğe bağlı kesitler elde edilmiştir. Günümüzde yüzey dalgalarının faz hızı ölçümleri kullanılarak yapılan tomografik haritalama teknikleri üst manto yapısı araştırmalarında en gözde yöntemlerden birisidir.

Çalışmada Türkiye ve yakın çevresindeki geniş band deprem kayıt istasyonlarında kaydedilen uzak alan depremler kullanılmıştır. Çalışmanın ilk aşamasında verilerden temel mod Rayleigh dalgaları seçilerek, bu dalgalar için faz hızı dispersiyon eğrileri periyoda bağlı olarak hesaplanmıştır. Faz hızı dispersiyonlarının belirlenmesinde iki istasyon yöntemi kullanılmıştır. Dispersiyon eğrilerinin tamamına yakınında 25-120s arasındaki periyotlarda saçılmaların en az olduğu gözlenmiştir. Bu nedenle bu aralık güvenilir faz hızlarının olduğu periyot aralığı olarak tanımlanmıştır. Dispersiyon eğrileri periyoda bağlı hesaplandığından, ışın yolları kapsama haritaları (ray path coverage map), depremin kaydedildiği iki istasyon arasında büyük daire boyunca olan uzaklıklar, periyoda bağlı olarak çizilmiştir. Verilerin periyoda bağlı olarak alansal kapsamını gösteren ışın yolları kapsama haritaları 25-120s arasında 5'er saniyelik periyot aralıklarında üretilmiştir. Her bir periyot için, o periyoda ait hesaplanan faz hızlarının (istasyon çiftleri arasındaki yol boyunca olan ortalama faz hızlarının) da bu haritalar üzerinde gösterilmesiyle, haritalar dispersiyon haritaları olarak kullanılmaktadır. Çalışmanın ikinci aşamasında, öncelikle çalışma alanı belirli karelere ayrılmıştır. Dispersiyon haritaları kullanılarak her kare içerisindeki faz bilgilerinin ters çözümü yapılmıştır. Ters çözüm sonrasında periyoda bağlı olarak faz hızı dağılım (yüzey dalgası tomografi) haritaları elde edilmiştir. Son aşamada yüzey dalgası tomografi haritaları kullanılarak S dalga hızı haritaları oluşturulmuştur. Önce tüm periyotlardaki yüzey dalgası tomografi haritaları bir araya getirilerek belirli karelere ayrılmış ve her karedeki bölgesel dispersiyon eğrileri belirlenmiştir. Bu bölgesel dispersiyon eğrilerinin yinelemeli ters çözümü ile 1-B (1 Boyutlu) bölgesel S dalga hızı profilleri hesaplanmıştır. Daha sonra bu profillerin bir araya getirilmesiyle çalışma alanının tamamı için 3-B S dalga hızı tomografi haritaları elde edilmiştir. Sonuç olarak, 25–120 periyodlar arasında 5'er saniyelik aralıklarla temel mod Rayleigh dalgaları için yüzey dalgası faz hızı tomografi haritaları oluşturulmuştur. Faz hızlarının sağlıklı olarak belirlenebildiği periyot aralığı, çalışma alanında 40km'den 180km'ye kadar olan derinlikler için S dalga hızlarının tanımlanmasına olanak sağlamıştır. S dalga hızı tomografi sonuçlarından çalışma alanında belirli derinliklerde yatay ve belirli profiller boyunca düşey kesitler alınarak sonuç haritalar oluşturulmuştur.

Çalışmada veri işlem aşamaları Yoshizawa (2002) tarafından geliştirilen, Avustralya (Yoshizawa ve Kennett, 2004) ve Japonya'ya (Yoshizawa ve diğ., 2010) uygulanan yüzey dalgası çözümlemesi ve tomografi algoritmaları kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

1.2. Türkiye'nin Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

Türkiye birçok yıkıcı depremin yaşandığı, dünyadaki en aktif tektonik kuşaklarından birisi olan Alp-Himalaya orojenik kuşağında (belt) yer almaktadır. Bölgenin sismik etkinliği kendisini çevreleyen levhaların hareketliliğinden kaynaklanır. Ülkenin büyük bölümü Anadolu bloğu üzerinde yer almaktadır. Bu blok güneyde Arap levhası ve kuzeyde Avrasya levhası tarafından sıkıştırılmaktadır. Anadolu bloğu bu sıkışma sonucunda batıda Afrika levhasına doğru harekete zorlanmakta ve batıya saat yönünün tersine doğru hareket etmektedir (McKenzie, 1972; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Westaway, 1994; Straub ve Kahle, 1997; Reilinger ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000; Gürer ve diğ., 2003) (Şekil 1.1). Bu tektonik hareketler kuzeyde Kuzey Anadolu Fayı (KAF), batı da Ege Graben sistemleri (EGS) ve doğuda Doğu Anadolu Fayı (DAF) üzerinde yoğun sismik hareketler olarak gözlenmektedir (McKenzie, 1972; Barka ve Reilinger, 1997; Aydan, 1997).



Şekil 1.1: Türkiye'nin tektonik yapısı, RIZ: Rodop-Istranca Zonu, TB: Trakya Baseni, İZ: İstanbul Zonu, SZ: Sakarya Zonu, BKB: Batı Karadeniz Baseni, DKB: Doğu Karadeniz Baseni GB: Gürcistan Baseni, BFZ: Bornova Filiş Zonu, AZ: Afyon Zonu, TZ: Tavşanlı Zonu, MM: Menderes Masifi, ATB: Anatolid Torid Bloğu, KM: Kırşehir Masifi, DAYK: Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı, BP: Batı Pontidler, DP: Doğu Pontidler, EGS: Ege Graben Sistemi, KAF: Kuzey Anadolu Fayı, DAF: Doğu Anadolu Fayı (Okay ve Tüysüz, 1999; Gürer ve diğ., 2003; Şengör ve diğ., 2003).

Türkiye'nin jeolojik evrimi Laurasia ve Gondwana arasındaki yer alan Tetis Okyanusuna dayanır (Şengör, 1987; Ricou, 1994; Stampfli, 1996; Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu bölge Paleozik ve Mesozoik okyanusal basenlerin açılması ve kapanmasına bağlı olarak küçük okyanusal ve kıtasal bileşenlerden oluşur.

Türkiye'nin günümüz tektoniği altı ana litosferik parçadan oluşur. Bunlar Rodop-Istranca Zonu (RIZ), İstanbul Zonu (İZ), Sakarya Zonu (SZ), Anatolid Torid Bloğu (ATB), Kırşehir Masifi (KM), Arap levhasıdır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1982; Okay ve Tüysüz, 1999).

Türkiye'nin kuzeybatısında yer alan Rodop - Istranca Zonu, volkanik ve plütonik kayalardan oluşan geç Kretase yaşlı bir magmatik kuşaktır. Bu zon Intra-Pontid Okyanusun kuzey yönlü dalımı süresince andesitik volcanik and volcanoklastik kayaçlar ve granodiyoritlerden oluşmuştur (Moore ve diğ., 1980; Boccaletti ve diğ., 1974; Şengör ve Yılmaz, 1981).

İstanbul zonu Karadenizin güneybatısında yer alan küçük kıtasal bir parçadır. Genel yapısı Prekambiryen kristalin tabanı üzerine Ordovisyen ve Karbonifer sediman dizilimlerinden oluşmaktadır. Tek tek yer alan ters faylar, küçük ama geniş uzunluklara kadar uzanan doğrultu atımlı fatlar ve makaslama zonlarından oluşur.

Anatolid-Torid Bloğu ile Rodop-Istranca Zonu, İstanbul Zonu ve Karadeniz arasında doğu batı yönlü uzanan Sakarya zonu genelini Pontidlerin oluşturduğu Triyasik dalım yığışım karmaşığının geniş ölçüde yer aldığı kıtasal bir parçadır. Jurasik döneme ait sığ deniz klastik kayaçlar, volkanik ve semanter kayaçlar içermektedir (Okay ve Tüysüz, 1999).

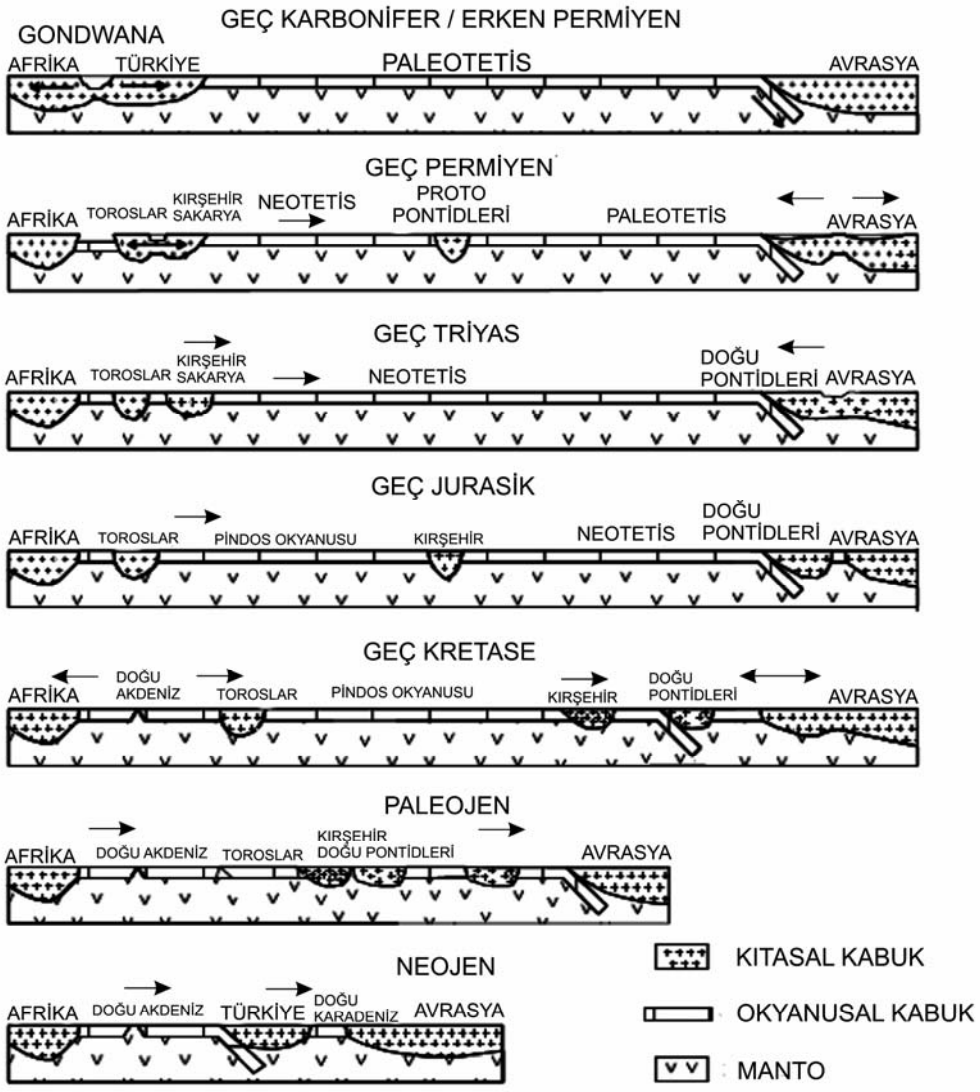
Türkiye'nin güneyinde doğu-batı yönlü uzanan Anatolid-Torid Bloğu'nun geneli metemorfik komplekslerden oluşur. Senoniyan ofiyolitler ve yığışım karmaşığı bu blok üzerinde yer alır. Anatolid-Torid bloğunun kuzey kenarı okyanus bindirmesi altında 50km derinliklerde yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiştir. Bu blok kendi içerisinde üç bölgesel metamorfik komlexler ile tanımlar. Bunlar Tavşanlı Zonui Afyon zonu ve Menderes Masifi'dir. Ayrıca Menderes Masifi ile İzmir – Ankara süturu arasına Bornava Filiş Zonu yer alır (Okay ve Tüysüz, 1999).

Türkiye'nin merkezinde bulunan Kırşehir Masifi metamorfik ve büyük kütleli granitik kayaçlardan oluşmaktadır. Bölgedeki en önemli jeolojik unsur, Afrika levhasının kuzeyindeki okyanusal dalım nedeniyle oluşan geniş ölçekli volkanizmalardır (Innocenti ve diğ., 1982). İzmir-Ankara-Erzincan süturlarındaki dalma ve çarpışma ile ilişkili olarak Kırşehir Masifi'nde bölgesel metamorfizma ve granitic mağmatizm gözlenir (Okay ve Tüysüz, 1999).

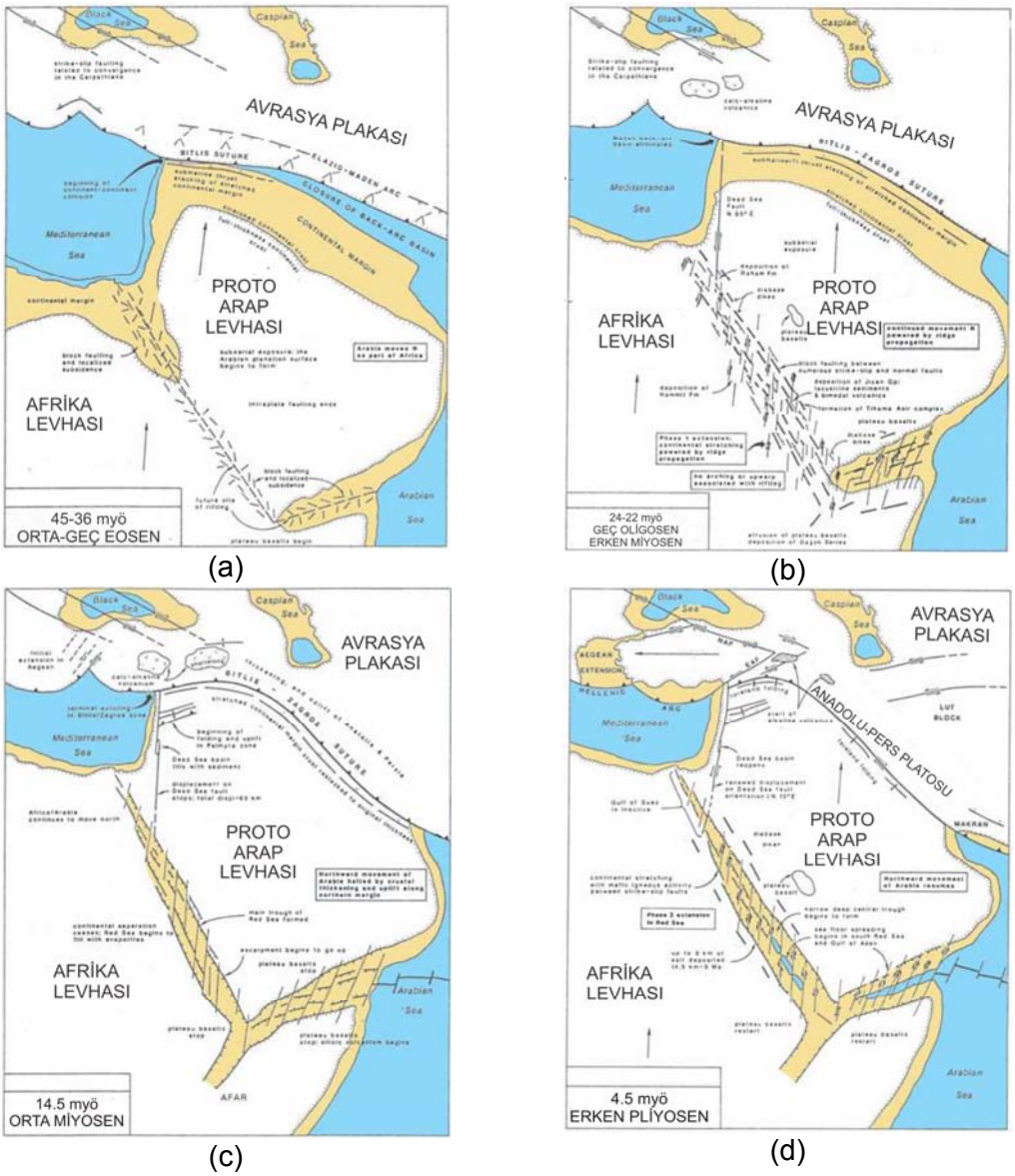
Türkiye'nin güney doğusunda bulunan Arap levhası gösterdiği paleozoik stratigrafisiyle Anatolid-Torid bloğuna benzer. Bu bölge erken Kambriyen'den orta Miyosen zamanına kadar biriken denizel sedimanter istiflerden oluşur. Orta-geç Miyosen dönemlerinde Arap levhasının kuzeyi, Avrasya levhasının güney ucu ile çarpışarak Bitlis bindirme kuşağını oluşturmuştur (Perinçek, 1979).

Türkiye'yi çevreleyen levhaların jeodinamik evrimi incelendiğinde bölgenin karmaşık tektonik yapısı daha iyi anlaşılacaktır. Gondwana ve Laurasia'nın çarpışması ile tamamlanan Hersinyen orojenezi, Tetis Okyanusunu Avrasya ve Pangea'nın bir kolu olan Gondwana arasında körfez haline getirmiştir. Geç Triyas ve Geç Kretase dönemleri arasında (~210-100Ma) Türkiye'yi oluşturan mikro levhaların (doğu ve batı ponditleri, Kırşehir, Sakarya ve Toros levhacıkları) Afrika levhasından ayrılıp kuzeye doğru ilerlemesi ve Avrasya kıyılarına yapışması (sutured) ile Paleotetis Okyanusu kapanmıştır (Şekil 1.2). Paleotetis'in kuzeydeki dalımı (subduction), yay gerisi havza (back-arc) okyanuslarının/denizlerinin açılmasını tetiklemiş bölgede Karadeniz'in oluşumunu başlatmıştır. (Stampfli, 2000; Stampfli ve Borel, 2002; Golonka, 2004). Geç Trias döneminde (~210Ma) Paleotetis'in kapanmasının ardından şimdiki doğu Akdeniz olarak bilinen, o dönemdeki Neotetis Okyanusu'nda karasal sırt (rift) oluşmaya başlamış ve bu yükselim Orta Jura'da güney Kıbrıs'ın oluşumuyla birlikte son bulmuştur. Bu bölgede Erken Miyosen (~25Ma) döneminde kuzeye doğru hareket eden Afrika levhası, Kıbrıs'ın güneyinden dalıma başlamıştır. Geç Paleosen döneminde (~60 Ma) Avrasya levhası ile Anadolu-İran platformunun çarpışması (collision) ve yapışması sonucunda Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu tamamen kapanmıştır. Orta ve Geç. Miyosen'de (~15-5Ma) Arap ve Avrasya Levhaları arasında kıta-kıta çarpışması yaşanmış, Neotetis-Bitlis okyanusu kapanmış ve Bitlis-Zagros bindirme kuşağı meydana gelmiştir (Şekil 1.3 a-c). Sonuç olarak; Geç-Orta Miyosen-Erken Pliyosen (15-5Ma) dönemleri arasında Anadolu bloğu'nun doğusunda uzun süre devam eden kıtalararası yakınsama (intracontinental convergence) yaşanmıştır ve buna bağlı olarak da Anadolu–İran platosunda kabuk kalınlığı 2 km yükselmiştir. Bu dönem ayrıca doğu-batı uzanımlı bindirme-ters faylanmalar ve buna bağlı oluşan yamaç biçimli (ramp) basenlere, kıvrımlanmalara, yani sıkıştırma nedeniyle oluşan birçok farklı yapıya sahne olmuştur. Anadolu bloğu'ndaki sol yönlü kaçış hareketi ve Kızıldeniz'in güneyindeki deniz tabanı yayılmasının eş zamanlı uyumu Türkiye ve komşu bölgelerdeki aktif tektoniğin Kızıldeniz'in açılması ve Arap levhasının Afrika levhasına göre kuzey yönlü farklı hareketi'nin sonucu olduğuna işaret etmektedir (Hempton, 1987;

Robertson ve diğ., 1991; Yılmaz ve diğ., 1998; Bozkurt 2001). Bölgede baskın olan karasal bindirme ve sıkıştırma rejimi Erken Pliyosen (~4Ma) döneminde yerini sıkıştırma-çekme rejimine (kaçma tektoniği/ püskürme tektoniği - tectonic escape / extrusion tectonics) bırakmıştır. Bu durum sonucunda Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAF) olarak adlandırılan kıta içi dönüşüm fay meydana gelmiştir. Doğu Anadolu Fay Zonu'nun (DAF) ise büyük olasılıkla Geç Pliyosen döneminde oluştuğu ve KAF Zonu'ndan daha genç olduğu düşünülmektedir (Barka ve Relienger, 1997; Bozkurt 2001).



Şekil 1.2: Geç Karbonifer – Neojen arası Türkiye'yi oluşturan mikro plakaların hareketlerinin Afrika- Doğu Akdeniz- Batı Karadeniz – Avrasya boyunca kesit üzerinde şematik gösterimi (GCS: Proto-Karadeniz – Büyük Kafkasya – Proto-Hazar Denizi güneyi, EBS: Doğu Karadeniz) (Golonka, 2004)



Şekil 1.3: Geç Eosen – Erken Pliyosen arasında Türkiye'nin Neotektonik evrimi(a) Arap levhasının Avrasya levhası ile çarpışması, (b) Bitlis Zagros Sütür zonu boyonca kıtasal yapışma ve Kızıldeniz'in oluşumunun başlaması, (c) Türkiye içerisindeki sıkışma ve açılma bölgelerinin oluşumu ve Helenik yayın oluşumu, (d) KAF, DAF zonları oluşumu, Anadolu bloğu'nun (Turkish plate) batıya doğru kaçışı ve Kızıldeniz'in açılması (Hempton, 1987).

Arap levhasının kuzeye doğru Afrika levhasından hızlı hareket etmesi nedeniyle Anadolu bloğunun batıya doğru saat yönünün tersi yönünde dönerek ilerlemesi sonucunda KAF ve DAF zonları oluşmuştur. Günümüz kinematiğinde Arap levhasının 18-25 mm/yıl hızıyla K-KB yönünde, Afrika levhasının 8-10 mm/yıl hızla kuzeye hareket ettiği bilinmektedir (McKenzie, 1972; Oral ve diğ., 1995; Relienger ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000; Şengör ve diğ., 2003). Ölüdeniz fayındaki kayma oranı KAF ve DAF zonlarından daha düşük (>7 mm/yıl) olsa da Ölüdeniz fayı boyunca gözlenen sol yönlü hareketin nedeni de aynı şekilde Afrika ve Arap levhalarının kayma hızlarının birbirinden farklı olmasıdır (Westaway, 1994).

Türkiye'nin batısı ise, Ege Denizi'ne doğru KKD-GGB yönlü çekme etkisi altındadır. Bu nedenle bölgede D-B uzanımlı normal faylarla sınırlanmış bir çok horst ve graben sistemleri gözlenmektedir (Alptekin, 1973; McKenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Taymaz ve diğ., 1991). Ege bölgesindeki düşük hızlı (< 2 mm/yıl) levha hareketi bölgede içsel deformasyonlara neden olmaktadır. Ege Denizi içerisinde levha hareketinin hızı Helenik Yay'a doğru gidildikçe GB yönlü olarak artarak Avrasya levhasına göre 30-40 mm/yıl 'a ulaşmaktadır (McClusky ve diğ., 2000).

Özetle; levha hareketlerine bağlı olarak Türkiye dört farklı neotektonik bölgeye ayrılmaktadır. Bu neotektonik sitemler Doğu Anadolu'daki daralma bölgesi, Kuzey Anadolu doğrultu atımlı hareketler, Orta Anadolu ova bölgesi ve Batı Anadolu'daki açılma bölgesi olarak tanımlanabilir (Şengör ve diğ., 1985). Bu neotektonik yapıların oluşumu ile Ege-Kıbrıs yayı (Afrika levhasının Anadolu levhasının altına daldığı sınır), sağ yanal hareketli Kuzey Anadolu Fay zonu, Sol yanal hareketli Doğu Anadolu Fay zonu olarak adlandırılan üç ana tektonik bölge gelişmiştir. Böylece Türkiye'de, KAF, DAF ile sınırlanmış Anadolu bloğunun batısında EGS açılma sistemleri gelişmiş ve batıya doğru bir kaçma hareketi gözlenmektedir (Bozkurt, 2001).

1.3. Türkiye'nin Kabuk ve Üst Manto Yapısı İle İlgili Çalışmalar

Türkiye ve çevresinin kabuk ve üst manto yapısı deprem verileri kullanılarak birçok araştırmacı tarafından farklı yöntemlerle araştırılmıştır. Çalışmalar genellikle Türkiye içerisindeki farklı bölgeler için yapılmış olup tüm Türkiye'yi kapsayan birkaç çalışma bulunmaktadır. Bu bölümde Türkiye ve yakın çevresinde yapılan çalışmalar, bölgesel ve tüm Türkiye'yi içerenler olmak üzere iki ayrı başlıkta incelenmiştir.

1.3.1. Bölgesel kabuk ve üst manto çalışmaları

Cisim dalgaları ile yapılan çalışmalarda, uzun periyodlu P dalgalarının genlik spektrumlarından (spektral genlik oran yöntemi) yararlanılması (Kenar, 1977), P dalgası seyahat zamanı kalıntılarının hesaplanması (Crampin ve Üçer, 1975; Canıtez ve Toksöz, 1980; Zor, 2008), zaman-uzaklık ilişkilerinden yararlanılması (Necioğlu ve diğ., 1981), ana şok ve artçı şokların dış merkez dağılımları ve odak mekanizması çözümleri (Canıtez, 1962; Özalaybey ve diğ., 2002), çekirdek fazları (SKS, PKS, SKKS) ile polarizasyon anizotropisi ve S dalgası ayrılması (shear wave

splitting) ölçümleri (Sandvol ve diğ., 2003), yakın alan P ve S dalgalarının dalga şekli modellemeleri, sentetik sismogramlar üretilmesi (Horasan ve diğ., 2002), uzak alan P ve S dalga şekillerinin modellenmesi ile alıcı fonksiyonlarının hesaplanması (Özer, 1989; Saunders ve diğ., 1998; Zor ve diğ., 2003; Zor ve diğ., 2006), alıcı fonksiyonu çözümlemesi ile 1-B hız modellemesi (Tezel ve diğ., 2010), P ve S dalgalarının seyahat zamanlarından yararlanılarak yapılan yerel deprem tomografisi (Barış ve diğ., 2005; Akyol ve diğ., 2006) gibi çeşitli yöntemler kullanılmıştır.

Yüzey dalgaları ile yapılan çalışmalarda, yüzey dalgası dispersiyon eğrilerinin yorumlanması (Canıtez, 1962; Ezen, 1983), grup ve faz hızları kullanılarak 1-B P ve S dalga hızı değişimlerinin hesaplanması (Canıtez ve Toksöz, 1980; Osmanşahin 1989; Sayıl ve diğ., 1992; Saunders ve diğ., 1998; Mindevalli ve Mitchell, 1989), tomografik ters çözüm ile grup hızı (Karagianni ve diğ., 2002, 2005; Cambaz ve Karabulut, 2010), faz hızı (Bourova ve diğ., 2005) ve S dalga hızı haritalarının (Karagianni ve diğ., 2005; Bourova ve diğ., 2005; Gök ve diğ., 2007) oluşturulması ile kabuk ve üst manto yapısı hakkında bilgiye ulaşılmıştır.

Yapılan bölgesel kabuk ve üst manto çalışmalarında kullanılan veri, yöntem, çalışılan bölge, hesaplanan hızlar ve kabuk kalınlıkları Türkiye'nin batısı ve doğusu için sınıflandırılarak tablo şeklinde sunulmuştur. Tablo 1.1'de cisim dalgaları, Tablo 1.2'de yüzey dalgaları kullanılarak yapılan bölgesel çalışmalar tarihlerine göre sıralanmıştır.

1.3.2. Tüm Türkiye'yi kapsayan çalışmalar

Küresel ve geniş ölçekteki çalışmalar dışında, tüm Türkiye'yi ayrıntıları ile ele alan yüzey dalgaları (Midevalli ve Mitchell, 1998; Cambaz ve Karabulut, 2010) ve cisim dalgaları (Al-Lazki ve diğ., 2004; Biryol ve diğ., 2011) kullanılarak yapılan ya da bölgesel dalga yayınımlarının (Gök ve diğ., 2003) araştırıldığı az sayıda çalışma bulunmaktadır.

Mindevalli ve Mitchell (1989), Rayleigh ve Love dalgalarının tek istasyon ölçümleri ile belirlenen 8-50s arasındaki grup hızlarını kullanarak tüm Türkiye'deki kabuk yapısını araştırmışlar ve buldukları sonuçlara dayanarak Türkiye'nin olası anizotropisini tartışmışlardır. Kabuk ve üst manto'daki S hızlarının Avrupada'ki hızlardan düşük olduğu saptanmıştır. Ayrıca, Türkiye'nin batısında kabuktaki S

dalga hızlarının Türkiye'nin doğusuna göre daha düşük olduğu belirlenmiştir. Üst manto için ise kabuktakinin tersine bir durum söz konusudur. Yani üst mantoda S dalga hızları Türkiye'nin batısında doğusuna göre daha yüksektir.

Gök ve diğ. (2003) Lg ve Sg fazlarının yayınımlarını kullanarak Türkiye'deki bölgesel dalga yayılımını çalışmışlardır. Çalışmalarında Sn fazlarını Batı Türkiye ve Ege Denizi'nde net şekilde gözlemlenememiş, Güneybatı ve Batı Yunanistan'da oldukça net gözlemlenmiş, Türkiye'nin doğusunda ve Ege volkanik yayında ise hiç gözlemlenememiştir. Lg fazı Arap levhası ve Kuzeybatı Türkiye boyunca yayılırken, Kuzeydoğu Anadolu'da yayılmamaktadır. Bu çalışma, Türkiye'nin batısı ve doğusundaki litosferik yapıda belirgin farklılıklar olduğunu göstermiştir.

Al-Lazki ve diğ. (2004), Arap, Avrasya ve Afrika levhalarının kesişiminde Pn anizotropi dağılımını iki ayrı ölçekte çalışmışlardır. Büyük ölçekte yaptıkları çalışmada (~500km), Türkiye'nin orta, kuzeydoğu ve güneydoğu sınırları arasında düşük Pn hız zonu (< 8Km/s), küçük ölçekteki çalışmalarında (~200km) Orta Anadolu ve Ege Denizi arasında Pn için çok düşük hız zonu (< 7.8 km/s) olduğunu belirlemişlerdir.

Cambaz ve Karabulut (2010), Türkiye ve yakın çevresinde elde edilen yerel ve bölgesel sismik kayıtlardan yararlanarak 10-50s. arasındaki Love dalgası dispersiyonlarına tomografik ters çözümü uygulamışlar ve Love dalgası grup hızı haritasını oluşturmuşlardır. Çalışmalarında, Akdeniz ve Karadeniz civarında 10-20s. periyodlara karşılık gelen sedimanter basenlerde düşük dalga hızları, metamorfik yapıların olduğu ponditlerde, pötürge masifinde ve ince bir kabuk yapısına sahip olan Ege Denizi'nde yüksek grup hızları gözlemişlerdir. Orta Anadolu'da hızların düşük ama tekdüze bir değişim içerisinde olduğunu gözlemişlerdir.

Biryol ve diğ. (2011), Anadolu altına dalan Afrika levhasını inceledikleri P dalga hızı tomografisi çalışmasında, Helenik dilim ve Kıbrıs dilimini modellemişlerdir. Kıbrıs diliminde bir yırtılmanın söz konusu olduğunu, Helenik dilim ve Kıbrıs diliminin Isparta altlarında birleştiği, ayrıca bu alanın astenosferik bir yükselimin neden olduğu düşük hızlara sahip olduğu ve Doğu Anadolu'da yer alan Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (DAYK) altında volkanizmaya bağlı düşük hızların bulunduğunu göstermişlerdir.

Küresel ve geniş ölçekteki çalışmalar Türkiye'den çok daha büyük alanları kapsadığı için bize ancak Türkiye'deki hız dağılımları hakkında genel fikir vermektedir. Büyük ölçekte yüzey dalgası kullanılarak yapılan faz hızı (Ekström ve diğ., 1997; Villasenor ve diğ., 2001) ve S dalga hızı (Debayle ve diğ., 2001; Koulakov ve diğ., 2002; Maggi ve Priestley, 2005; Kustowski ve diğ., 2008) çalışmaları Türkiye ve yakın çevresindeki üst manto hızlarının genel ortalamadan belirgin şekilde düşük olduğuna işaret etmektedir. Alp Himalaya kuşağı (Koulakov ve diğ., 2002), Avrupa ve Akdeniz bölgelerinde (Piromallo ve Morelli, 2003) P dalgası seyahat zamanları kullanılarak yapılan büyük ölçekli tomografi çalışmalarında da Türkiye'nin orta ve doğu kesimlerinde kabuk ve üst manto hızlarının küresel ortalamadan düşük olduğu gözlenmektedir.

Tablo 1.1: Türkiye'de cisim dalgaları kullanılarak yapılmış bölgesel kabuk çalışmaları

Araştırmacı / Araştırmacılar	Kullanılan veri	Kullanılan Yöntem	Çalışılan Bölge	Hesaplanan Hızlar	Hesaplanan kabuk kalınlığı
Kenar (1977)	P dalgaları	Genlik spektrumlarının oranı ile transfer fonksiyonu hesaplanması	İstanbul ve civarı	Kabuk: P: 7 km/s	30 km
Canitez ve Toksöz (1980)	P ve Yüzey dalgaları	P dalgasının istasyona varış zamanlarının rezidüelleri & Yüzey dalgası faz ve grup hızlarının belirlenmesi	Batı Türkiye	Üst Manto: Doğu ve kuzeyde Pn: 7.9 km/s Batıda Pn: 8.1 km/s	
Necioğlu ve diğ. (1981)	P dalgası	P dalga hızlarını seyahat zamanı-uzaklık ilişkisinin belirlenmesi	Kuzeybatı Türkiye	Üst manto: P: 8.05+/-0.17 km/s	28.4+/-3.45 km
Özer (1989)	P ve S dalgaları	P ve S dalga şekillerinin modellenmesi kabuksal arayüzlerde meydana gelen dönüşmüş fazlar kullanılarak 1B P ve S dalga hızı modeli oluşturulması	İstanbul ve civarı	Kabuk: P: 5.9 km/s, S: 3.4 km/s Üstmanto: P: 8.1km/s S: 4.6 km/s	30 km
Özalaybey ve diğ. (2002)	P ve S dalgaları	Depremlerin episantr dağılımları ve odak mekanizması çözümleri	Doğu Marmara	Beş tabakalı kabuk modeli üretilmiştir.	
Horasan ve diğ (2002)	P dalgası	Dalga şekli simulasyonları (sentetik sismogramlar kullanılarak 1B P ve S dalga hızı modeli oluşturulması)	Marmara ve Ege bölgeleri	Marmara - Üst manto: Pn: 8.0 km/s, S: 4.60 km/s Ege - Üst Manto: Pn : 7.85 km/s, S: 4.53 km/s	Marmara 32 km Ege 33 km
Barış ve diğ. (2005)	P ve S	Seyahat zamanlarını kullanarak 3B sismik tomografi uygulaması	Marmara	Üst kabuktaki (0-15 km) değişimler incelenmiştir.	
Akyol ve diğ. (2006)	P dalgası	Yerel deprem tomografisi	Batı Anadolu	Kabuk: (15-21 km) P: 6.25 km/s (21-29 km)P: 6.43 km/s, Üst manto (26-32km) P: 7.8 km/s	29 km
Zor ve diğ. (2006)	P dalgası	Telesismik alıcı fonksiyonlarının ters çözümü ile 1B S dalga hızı modeli oluşturulması	Doğu Marmara	Ortalama S: 3.64 km/s	Batıda (28.5-30 N–39.5-40 E) 29-32 km Doğuda (30-31 N – 39.5-40 E) 34-35km
Tezel ve diğ (2010)	P ve S dalgaları	Telesismik alıcı fonksiyonları	Ege ve Orta Anadolu	Alt Kabuk: S: 3.3-3.7 km/s, Üst Manto: S: 4.1-4.4 km/s	Ege Denizi: 20-25 km, Orta Anadolu: 30-35 km
ORTA VE DOĞU TÜRKİYE					
Zor ve diğ. (2003)	P dalgası fazları	Alıcı fonksiyonları kullanılarak 1B S dalga hızı modeli oluşturulması	Doğu Anadolu	Kabuk S: 3.7 km/s	Ortalama: 45 km
Sandvol ve diğ. (2003)	Pn ve Çekirdek fazları	S dalgası ayrışması (shear wave splitting) ve Pn azimutal anizotropisi	Doğu Anadolu	Kısmen erimiş üst manto yapısı	
Gök ve diğ. (2007)	P, S ve Yüzey dalgaları	Yüzey dalgaları grup hızlarının alıcı fonksiyonları ile birleşik ters çözümü ile 1B S dalga hızı modeli ve S dalga hızı haritası oluşturulması, Yüzey dalgası dispersiyonlarının belirlenmesi	Doğu Anadolu	Manto: S: 3.8 - 4.1 km/s	Anadolu lev. (Karlıova üçlü kesişim): 48km DAF'ın kuzeyi(Anadolu bloğu) :44 km, DAF'ın güneyi (Arap lev. kuzeyi): 36 km.
Zor (2008)	P ve PKP fazları	3B P dalgası üst manto tomografik modelinin oluşturulması	Doğu Anadolu	Doğu Anadolu yığışım karmaşığı altında negatif hız anomalileri, Ponditler ve Kafkaslar altında pazitif hız anomalileri	

Tablo 1.2: Türkiye'de yüzey dalgaları kullanılarak yapılmış bölgesel kabuk çalışmaları

Araştırmacı / Araştırmacılar	Kullanılan veri	Kullanılan Yöntem	Çalışılan Bölge	Hesaplanan Hızlar	Hesaplanan kabuk kalınlığı
BATI TÜRKİYE					
Canitez (1962)	Love dalgası ve Gravite verileri	Love dalgası dispersiyonu ve gravite çalışmaları ile kabuk kalınlığı, Deprem mekanizması çözümleri ile faydüzleminin belirlenmesi	Anadolu Yarımadası	Anadolu'da güneyden kuzeye doğru kabuk kalınlığı azalır. Kuzey Anadalı fay Zonu belirlenmiştir.	31 km
Canitez ve Toksöz (1980)	P ve yüzey dalgaları	P dalgasının istasyona varış zamanlarının rezidüellerinin hesaplanması & Yüzey dalgası faz ve grup hızlarının belirlenmesi	Batı Türkiye	Üst Manto: Doğu ve Kuzeyde Pn: 7.9 km/s Batıda Pn: 8.1 km/s	
Osmanşahin (1989)	Love ve Rayleigh dalgaları	Grup ve faz hızlarının belirlenmesi	Kuzey Anadolu ve Kuzey Ege-Marmara bölgeleri	Kuzey Ege ve Marmara Üst manto: 40 ve 120 kmlerde 2 düşük hız zonu S: 4.1 km/s ve 4.29 km/s Kuzey Anadolu Üst manto: P: 8.0 km/s ,S: 4.41 km/s	Kuzey Ege ve Marmara 30 km Kuzey Anadolu 40km
Saunders ve diğ. (1998)	Rayleigh dalgası	Telesismik alıcı fonksiyonları ve Rayleigh dalgası faz hızlarının belirlenmesi	Batı ve orta Anadolu (Kula-Uşak-Ankara)	Batı Anadolu (Kula-Uşak) kabuk: ~3.5 km/s üst manto:~4.5 km/s Orta anadolu (Ankara) kabuk: ~3.6 km/s üst manto:~4.5 km/s	Batı Anadolu 30 km Orta Anadolu 38 km
Karagianni ve diğ. (2002)	Rayleigh dalgaları	Rayleigh dalgası grup hızları tomografisi	Ege denizi	Ege denizi-Üst manto kuzey ve doğusu S: 4.25 km/s, güneyi S: 4.3 km/s	Ege denizinin Kuzeyi ~32km, güneyi 22-24 km
Karagianni ve diğ. (2005)	Rayleigh dalgaları	Rayleigh dalgası grup hızları tomografisi ve S dalgası tomografisi	Ege denizi	Ege denizi-Üst manto kuzey ve doğusu S: 3.9-4.0 km/s, güneyi S: 4.2-4.4 km/s	Ege denizinin Kuzeyi 28-30km, güneyi ve ortası 20-22 km - 30-40 km arası düşük hız zonu (3.6-4.0 km/s)
Bourova ve diğ. (2005)	Rayleigh ve Love dalgaları	Love ve Rayleigh dalgası faz hızı ve S dalga hızı tomografisi	Ege denizi	Manto P:8.09 km/s S: 4.69km/s	40 km
ORTA VE DOĞU TÜRKİYE					
Ezen (1983)	Love dalgaları	Love dalgalarının dispersiyon eğrilerinin oluşturulması	Kuzey ve doğu Anadolu	Kabuk: Sn: 4.2 km/s	38 km
Sayıl ve diğ. (1992)	Rayleigh dalgaları	Grup hızı belirlenmesi	Doğu Anadolu ve civarı	Pn : 8.12 km/s Sn 4.63 km/s	36-38.5 km
Gök ve diğ. (2007)	P, S ve Yüzey dalgaları	Yüzey dalgaları grup hızlarının alıcı fonksiyonları ile birleşik ters çözümü ile 1B S dalga hızı modeli ve S dalga hızı haritası oluşturulması, Yüzey dalgası dispersiyonlarının belirlenmesi	Doğu Anadolu	Manto: S: 3.8 - 4.1 km/s	Anadolu lev. (Karlıova üçlü kesişimi) : 48 km DAF'ın kuzeyi(Anadolu bloğu) :44 km, DAF'ın güneyi (Arap lev. kuzeyi): 36 km

Tablo 1.3: Türkiye'yi kapsayan kabuk çalışmaları

Araştırmacı / Araştırmacılar	Kullanılan veri	Kullanılan Yöntem	Çalışılan Konu	Bölge	Hesaplanan hızlar ve kabuk kalınlığı
			TÜRKİYE		
Midevalli ve Mitchell (1998)	Rayleigh ve Love dalgaları	Tek istasyon ölçümleri ile belirlenen 8-50s arasındaki grup hızlarını kullanarak 1B S dalga hızı modeli oluşturulması	Kabuk yapısı ve anizotropi	Türkiye	Üst manto: Ort. S: 4.2 km/s Kabuktaki S hızı batıda S< doğudaki S Üst mantoda S hızı batıda S> doğudaki S
Gök ve diğ. (2003)	Lg ve Sg dalgaları	Bölgesel dalga yayılımının belirlenmesi	Anizotropi	Türkiye	Sn fazı: Batı Türkiye ve Ege Denizi'nde net sekilde gözlemleyemezken, Güneybatı ve Batı Yunanistan'da oldukça net gözlenmektedir.
Al-Lazki ve diğ. (2004)	P dalgaları	Pn fazı varış zamanları rezidüelleri kullanılarak tomografi yapılması	Anizotropi dağılımı	Arap, Avrasya ve Afrika levhalarının keşisimi	Kabukta ortalama Pn: 6.2 km/s Üst Manto: Orta Anadolu, kuzeydoğu ve güneydoğu sınırları arasında Pn < 8Km/s Orta Anadolu ve Ege denizi arasında Pn < 7.8 km/s
Cambaz ve Karabulut (2010)	Love Dalgaları	Love dalgası dispersiyonlarının ters çözümü ile grup hızı haritalarının oluşturulması	Love dalgası grup hızı	Türkiye	10-20s love dalgası grup hızları için Marmara sedimanter basenlerinde düşük hızlar, metamorfik, mağmatik yapılar, ponditler, Pötürge masifi ve ince kabuğa sahip Ege denizinde yüksek hızlar, orta Anadolu'da tekdüze bir yapı olduğunu gözlemlenmektedir.
Biryol ve diğ. (2011)	P dalgaları	P dalgası seyahat zamanları kullanılarak tomografik ters çözüm yapılması	Anadolu altındaki Afrika levhasının modellenmesi	Anadolu	Kıbrıs diliminde bir yırtılmanın söz konusudur. Helenik dilim ve Kıbrıs diliminin Isparta altlarında birleşir ve burada astenosferik bir yükselimin nedeniyle düşük hızlar gözlenmektedir.DAYK altında volkanizmaya bağlı düşük hızlar gözlenmiştir.
			GENİŞ ÖLÇEKLİ ÇALIŞMALAR		
Ekström, ve diğ. (1997)	Rayleigh ve Love dalgaları	Tek istasyon kullanılarak faz hızı hesaplamaları	Küresel faz hızı dağılımları	Küresel	Türkiye ve yakın çevresindeki faz hızı ortalama küresel faz hızından düşüktür.
Villasenor ve diğ. (2001)	Rayleigh ve Love dalgaları	Temel mod Rayleigh ve Love dalgalarının grup ve faz hızı dispersiyonlarının belirlenmesi ve S dalga hızı tomografisi	Kabuk ve üst mantodaki S dalga hız yapısı	Orta Avrupa	Türkiye ve yakın çevresindeki faz hızı ortalama küresel faz hızından düşüktür.
Debayle ve diğ. (2001)	Rayleigh dalgaları	Yüzey dalgalarının dalga şekli ters çözümünden yüzey dalgası tomografisi ve S dalgası tomografisi	Üst manto S dalgası dağılımı	Afro/Arap kıtasının kuzeydoğusu	Türkiye ve yakın çevresindeki faz hızı ortalama küresel faz hızından düşüktür.
Koulakov ve diğ. (2002)	P dalgaları	P dalgası seyahat zmanları kullanılarak tomografik ters çözüm	Üst manto (100-500 km) yapısı	Alp-Himalaya kuşağı	P dalgası pertürbasyonu ile üst manto yapısı ve bölgedeki depremsellik ilişkilendirilmiştir.
Piromallo ve Morelli (2003)	P dalgaları	P dalgası seyahat zamanları kullanılarak tomografik ters çözüm yapılması		Avrupa ve Akdeniz	Türkiye'nin orta ve doğu kesimlerinde kabuk ve üst manto hızlarının küresel ortalamadan düşüktür.
Maggi ve Priestley (2005)	Rayleigh ve Love dalgaları	Yüzey dalgalarının dalga şekli tomografisi (PWI) grup hızı dispersiyonlarının belirlenmesi ve 1B S dalga hızı modeli oluşturulması	Üst manto S dalga hızları	Türk-İran platosu	Türkiye'nin üst manto S dalga hızları bölgedeki genel ortalamadan düşüktür.
Kustowski ve diğ. (2008)	Rayleigh ve Love dalgaları ve cisim dalgaları (P,S ve manto dalgaları ScS vb)	Uzak alan Love Rayleigh dalgaları faz hızları ölçümleri ve manto ve cisim dalgası dalga şekilleri ile seyahat zamanları kullanılarak 3B s dalga hız yapısının belirlenmesi	Kabuk - Üst Manto S dalga hızı yapısı	Avrasya (Türk Platosu)	Türk Platosu için S dalga hızı; Kabukta : 4.4 km/s, Üst mantoda : 4.5- 4.9 km/s

2. ÜÇ BOYUTLU ORTAMLARDA YÜZEY DALGALARININ YAYILIMI

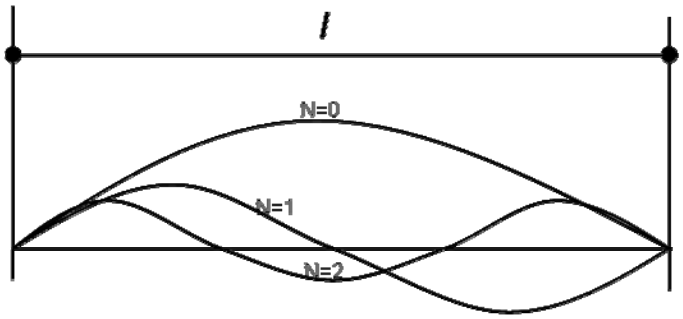
Sığ ve orta derinlikte meydana gelen depremlerde yüzey dalgaları sismogramlar üzerinde gözlenen en baskın dalgadır. Bu dalgalar yerkürenin yüzeyine paralel doğrultuda yayılırlar. Derinlere inildikçe genliklerinin belirli bir noktada, yatay saçılmaların olmadığı düşünülerek, sabit olduğu kabul edilir. Yüzey dalgalarında geometrik saçılma etkisi cisim dalgalarına göre daha azdır. Bu durum yüzey dalgalarının silindirik dalga karakteri göstermesi ve genliklerinin azalım oranının $1/\sqrt{r}$ ile orantılı olması (*r :* kaynaktan olan uzaklık), cisim dalgalarının ise küresel dağılmaya uğraması ve genliklerinin $1/r$ ile orantılı azalması ile açıklanabilir. Yüzey dalgaları 2-B olarak yerin serbest yüzeyi boyunca yayılmalarına rağmen, enerjileri gösterdikleri dispersif karakter sonucunda mantonun derinliklerine kadar ulaşır (Aki ve Richards; 1980; Yoshizawa, 2002).

Deprem sırasında yerkürenin başlıca frekans gruplarında bir çan gibi titreştiği düşünülebilir. Yer içindeki bu titreşimler yerin normal modları olarak tanımlanır (Aki ve Richards, 1980; Dziewonski ve Woodhouse, 1983; Dahlen ve Tromp, 1998). Yüzey dalgaları normal modların üst üste binerek birleşmesi (superposing) ile oluştuğundan normal mod kavramını anlamak yer içinde yayılan yüzey dalgalarının iyi anlaşılabilmesi açısından önem taşır (Yoshizawa, 2002).

2.1. Normal Modların Genel Özellikleri

Mod kavramının daha iyi anlaşılabilmesi için uzunluğu l olan ve başı ve sonundan sabitlenmiş bir tel düşünelim. Böyle bir tele bir kez vurduğumuzda tel belirli dalga boylarında salınım yapmaya başlar. Salınım yaptığı dalga boyları telin boyu ile ilişkili olarak $l, l/2, l/3 \ldots$ şeklinde ilerler. Burada en uzun dalga boylu (yani telin boyu olan l uzunluğu kadar) salınıma temel mod, diğerlerine ise yüksek modlar denir ve sırasıyla birinci yüksek mod, ikinci yüksek mod, üçüncü yüksek mod şeklinde

isimlendirilir. Vurulan bu telden çıkan gerçek ton ise bahsedilen bütün modların birleşiminden oluşur.



Şekil 2.1: İki ucundan sabitlenmiş bir telin salınımları (l = telin boyu, *N*=mod numarası, N=0, temel mod, N=1 ilk yüksek mod, N=2 ikinci yüksek mod)

Tel örneğindeki hareketi daha iyi anlamak için, telin x yönünde uzandığını varsayıp zaman (t) ve uzunluğa bağlı olarak teldeki yer değiştirmeyi $u(x,t)$ olarak tanımlarsak, telin tek bir taneciğindeki davranış;

$$\frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial x^2} = \frac{1}{v^2}\frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial t^2} \tag{2.1}$$

tek boyutlu dalga denklemi ile ifade edilebilir. Bu denklem 3-B olarak

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2}\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \tag{2.2}$$

şeklinde yazılabilir.

1-B tel üzerindeki yer değiştirme hareketi

$$u(x,t) = \sum_{n=0}^{\infty} A_n U_n(x,\omega_n)\cos(\omega_n t) \tag{2.3}$$

olarak verilir.

Teldeki yer değiştirme tüm modlar için hesaplanan öz fonksiyonlarının (Eigen function) toplamının genlikle A kadar ağırlandırılması ile hesaplanır. Burada; n mod numarasını (kaçıncı mod olduğunu) göstermektedir. Öz fonksiyonu açısal frekans

(w_n), telin boyu (L) ya da dalga boyu (λ) ve hız (v) ile $w = 2\pi v/\lambda$ ve $L = n\pi/2$ bağıntıları ile ilişkili olarak ifade edilir (2.4).

$$U_n(x,\omega_n) = \sin(n\pi x/L) = \sin(\omega_n x/v) \tag{2.4}$$

Burada öz frekansı,

$$\omega_n = n\pi v/L \tag{2.5}$$

dır.

Yerkürenin küresel durumunda ise; telin boyunun yerkürenin yarıçapı kadar olduğu ve bir ucundan yerin merkezine sabitlendiği ve diğer ucunun ise serbest yeryüzünde olduğu düşünülür. Telin aksine, yerküre' de yarıçap boyunca uzanan 3-B yapılar oldukça heterojendir ve bu nedenle de salınımlar 1-B tele göre oldukça karmaşıktır. Yer içinde, Şekil 2.1'de iki ucu sabitlenmiş bir tel için verilen temel mod ve ilk iki yüksek modları gibi oldukça fazla sayıda mod salınımı gerçekleşmektedir. Bu modlar hareket denklemlerinden elde edilen diferansiyel çiftlerinin er için küresel simetrik çözümü ile hesaplanabilirler (Takeuchi ve Saito, 1972; Aki ve Richards, 1980; Woodhouse, 1988; Dahlen ve Tromp, 1998; Stein ve Wyession, 2003). İzotropik bir model için normal modlar sırasıyla Rayleigh ve Love dalgalarına karşılık gelen, küresel (spheroidal) ve burulma (toroidal) modların toplamından oluşur.

3-B ortamda yer değiştirme modların küresel koordinatlarda toplamı bağıntı (2.6)'da verildiği gibi ifade edilir.

$$u(r,\theta,\phi) = \sum_n \sum_l \sum_m {}_n A_l^m \, y_l(r) x_l^m(\theta,\varphi) e^{i_n w_l^m t} \tag{2.6}$$

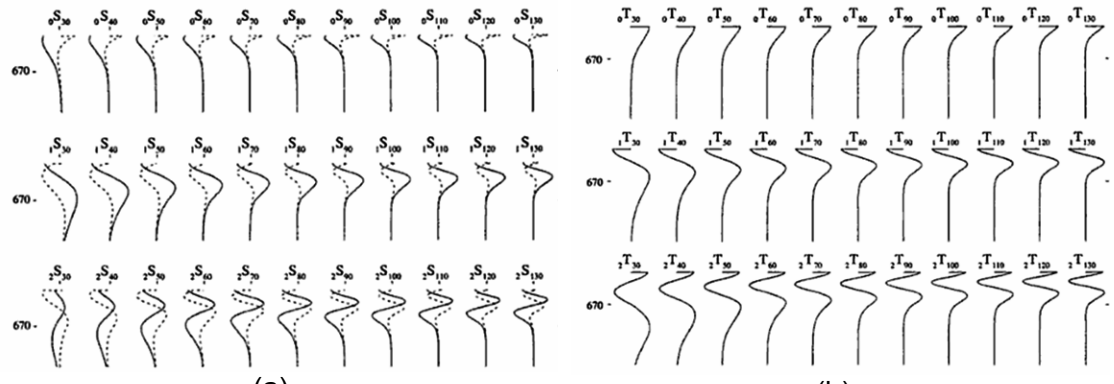
Burada, *n* ışınsal (derinlik) mod numarasını, *l* ve *m* yüzeydeki modların numaralarını, ${}_n\omega_l^m$ öz frekansını (eigen frequency), skaler olan ${}_n y_l(r)$ ışınsal (radyal) ya da düşey öz fonksiyonunu, vektör olan $x_l^m(\theta,\varphi)$ yüzey öz fonksiyonunu göstermektedir.

Küresel simetrik bir yapıda birbirinden tamamen farklı iki tür mod bulunur. Bunlar P/SV ve Rayleigh dalgalarının hareketine benzeyen kürsel modlar ve SH-Love dalga

hareketine benzeyen burulma modlardır. Burulma modları ışınsal hareket içermez ve sadece S dalga hızına duyarlıdır, küresel modlar ise hem ışınsal hem de yatay hareket içerir ve hem P hem de S dalga hızına duyarlıdır (Aki ve Richards, 1980; Lay ve Wallace, 1995; Dahlen ve Tromp, 1998; Udias, 1999; Shearer, 1999; Yozhizawa, 2002; Stein ve Wysession, 2003).

Küresel harmonik fonksiyonu genellikle ${}_nS_l$, burulma harmonik fonksiyonu genellikle ${}_nT_l$ ile gösterilir. Burada l: açısal sıra numarası n: mod numarasını (kaçıncı mod olduğunu) göstermektedir. Açısal sıra numarası l, dalga boyu λ ile bağlantılı olup, aralarındaki ilişki $\lambda = 2\pi R/(l+1/2)$ şeklinde verilir. Burada R, yerin çapıdır.

Küresel ve burulma modları öz fonksiyonları kullanılarak hesaplanır. Modların hesaplanmasının teorisi ile ilgili detaylı bilgi Aki ve Richards (1980), Lay ve Wallace (1995)'te verilmektedir. Şekil 2.2'de küresel modların düşey bileşenleri ${}_nU_l$ ve ışınsal (radyal) bileşenleri ${}_nV_l$ ve burulma modlarının teğetsel (transvers) bileşenleri ${}_nW_l$ çeşitli mod numaraları n ve açısal sıralar l için gösterilmiştir (Dahlen ve Tromp, 1998'den derlenmiştir). Mod numarası arttıkça öz fonksiyonlarının salınımları artmakta ve enerji yerküre'nin daha derinlerine doğru inmektedir (Şekil 2.2). Bu durum yüksek mod yüzey dalgalarının temel mod dalgalarına göre neden mantonun derinlerine duyarlı olduğunu açıklamaktadır.



Şekil 2.2: a) ${}_0U_1$, ${}_1U_1$, ${}_2U_1$ (düz çizgiler) ve ${}_0V_1$, ${}_1V_1$, ${}_2V_1$ (noktalı çizgiler) Rayleigh dalgası modlarına karşılık gelen küresel modların öz fonksiyonlarıdır. b) ${}_0W_1$, ${}_1W_1$, ${}_2W_1$ Love dalgası modlarına karşılık gelen burulma modlarının öz fonksiyonlarıdır. Üst satır temel mod, orta satır ilk yüksek mod, son satır ikinci yüksek modu göstermektedir. Düşey eksen Yerküre'nin yüzeyinden 1200 km'ye kadar olan derinliği göstermekte eksende 670 km süreksizliği de gösterilmektedir (Dahlen ve Tromp, 1998).

2.2. Yüzey Dalgası Işın Teorisi

Yer yapısının belirlenmesinde oldukça etkin bir yöntem olan sismik tomografi çalışmalarının çoğunluğunun temeli ışın teorisine (ray theory) dayanmaktadır. Işın teorisinin esasları ilk olarak Woodhouse (1974) ve Babich ve diğ. (1976) tarafından yatay heterojenliğe sahip 3-B bir yapıda yayılan yüzey dalgaları için geliştirilmiştir. Woodhouse ve Wong (1986) ışın boyunca faz kaymalarının pertürbasyonlarının, varış açısı ve genlik anomalilerinin doğrusal integral denklemler ile temsil edilebildiğini göstermiştir. Yomogida (1985), Yomogida ve Aki (1985) tarafından asimptotik ışın teorisini temel alan ve yüzey dalgası alanını (surface wavefield) sonlu frekanslar hesaplamalarına dayanan Gaussian beam yöntemi önerilmiştir. Yüzey dalgaları için ışın teorisinin detayları JWKB yaklaşımı ile Tromp ve Dahlen (1992a, 1992b) tarafından tanımlanmıştır. Bu yaklaşım yerin elastik ve anelastik özelliklerinin büyük ölçekli ve rasgele değişimler gösterdiği durumlarda geçerlidir. Bu teorilerin içsel limitleri bulunsa da, yüzey dalgası yayılımında sonlu frekans ve saçılmaların (scattering) etkileri gözlenmez. Wang ve Dahlen (1995) Fresnel zonunun genişliğinin yatay heterojenitenin büyüklüğünden daha küçük olması yaklaşımı ile yüzey dalgası ışın teorisinin geçerliliğini deneysel olarak elde etmiştir (Yoshizawa, 2002).

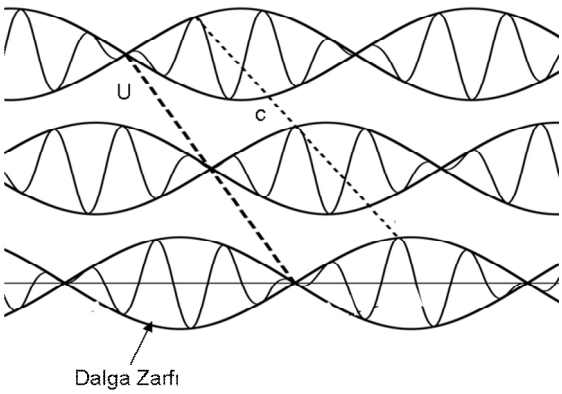
Yüzey dalgaları çözümleri genel olarak yüksek frekanslı yaklaşımları benimser ve bu yaklaşımlar da yatay, düzgün değişen (smootly) ortamlar için geçerli olup ışın yolu boyunca kuvvetli (strong) hız değişimleri için geçerlilik sağlamayabilir. Işın teorisi yüksek frekanslar yaklaşımına (high frequency approximation) dayansa da üst mantonun derinlerindeki yatay heterojenliğin çok fazla olmadığı, çok uzun dalga boylarının bulunmadığı yerlerde yayılan uzun peryod yüzey dalgaları için oldukça iyi bir yaklaşım olarak kabul edilebilir (Yoshizawa, 2002).

3. TOMOGRAFİ HARİTALARININ HAZIRLANMASINDA KULLANILAN YÖNTEMLER

Bu bölümde, temel mod faz hızı dispersiyon eğrileri kullanılarak yapılan yüzey dalgası tomografisi ve S dalga hızı modellerinin elde edilmesinde kullanılan yöntemler anlatılarak, bu çalışmada kullanılan yöntemler ayrıntıları ile açıklanmaktadır. İzleyen başlıklarda faz hızı hesaplama yöntemleri, yüzey dalgası tomografi yöntemleri, ters çözüm teknikleri ile ilgili teorik bilgilere yer verilmektedir.

3.1. Yüzey Dalgası Dispersiyonu

Tabakalı ortamlarda ilerleyen yüzey dalgaları, hızları frekansa göre değişen dispersif dalgalardır. Yani farklı frekanslardaki sinyaller farklı hızlarla yayılırlar. Buna göre; bir kaynaktan çıkan bir birim impuls fonksiyonu ele aldığımızda, kaynağın ürettiği yüzey dalgaları, dalga treni formu ile yayılırlar. Bu dalga trenleri içerisindeki farklı frekanslardaki fazlar belirli bir uzaklığa farklı zamanlarda ulaşırlar. Dalga treni zarfının kaynaktan belirli bir uzaklığa ilerlerken sahip olduğu hız grup hızı, dalga treni zarfı içerisindeki herhangi bir fazın, yani noktanın hızı ise faz hızıdır. Şekil 3.1'de birbirinden çok az farklı frekans ve dalga boyuna sahip iki sinüsoidal dalganın toplanmasıyla üretilen dispersif sinyal gözlenmektedir. Şekilde U dalga zarfının ilerlemesine bağlı olan grup hızını, c ise bir dalga treni içerisindeki bir noktanın ilerleme hızını yani faz hızını göstermektedir.



Şekil 3.1: Birbirinden farklı frekans ve dalga boyuna sahip iki sinüsoidal dalganın toplanması sonucu elde edilen dispersif sinyal üzerinde grup hızı (U) ve faz hızı (c) gösterimi (Stein ve Wysession, 2003).

3.1.1. Yüzey dalgaları için dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan yöntemler

Grup hızı ve faz hızı dispersiyon eğrileri tek istasyon, iki istasyon, üç istasyon ve ardışık süzgeç yöntemleri kullanılarak hesaplanabilir. Bu çalışmada faz hızı hesaplamaları iki istasyon yöntemi kullanılarak yapılmıştır. Bu nedenle diğer yöntemler ile ilgili genel bilgiler verilirken, bu yöntem ayrıntıları ile bir alt başlıkta incelenecektir.

Tek istasyon yönteminde, bir istasyonda kaydedilen uzun periyot yüzey dalgaları kullanılır. Bu yöntemde herhangi bir periyodun grup hızı, dış merkez uzaklığının, o periyottaki dalganın yayılma zamanına oranıdır. Yayılma zamanı, periyot orta noktasının varış zamanından depremin oluş zamanının farkı alınarak hesaplanabilir. Önce sismogramdaki doruk ve çukur noktaları kullanılarak, her periyodun varış zamanı hesaplanır. Kayıt üzerindeki dorukların ve çukurların sıra numaraları düşey eksene, doruk ve çukur noktalarına karşılık gelen varış zamanları yatay eksene gelecek şekilde çizilir. Oluşturulan eğrinin ele alınan noktalardaki eğiminin tersinden her bir noktanın ait olduğu periyot belirlenir. Aynı şekilden her bir periyot için okunan varış zamanlarından, oluş zamanları çıkartılarak o periyodun yayılma zamanı bulunur. Grup hızının periyoda göre değişimi ise dış merkez uzaklığının (*d*) yayılma zamanına *(t(T))* oranı ile hesaplanır.

$$u(T) = \frac{d}{t(T)} \tag{3.1}$$

Tek bir dalgaya ait yer değiştirme;

$$U = A.\exp(i(kx - wt)) \tag{3.2}$$

olarak yazılabilir. Yer değiştirme bağıntısı genel haliyle

$$U_j = \frac{1}{2}\int_{-\infty}^{\infty} A(\omega) e^{i\left\{\phi(w)+k_j x wt\right\}} dw \tag{3.3}$$

şeklinde verilir. Burada $A(w)e^{i\phi(w)}$ kaynağın, ortamın ve aletin toplam tepkisine karşılık gelir. (3.3) bağıntısının Fourier dönüşümü alıp $u = dw/dk$ ve $c = wk = \lambda/T$ bağıntılarında yazarsak (3.4) ve (3.5) eşitliklerini elde edebiliriz. Burada sırasıyla (3.4) grup hızını ve (3.5) faz hızını göstermektedir.

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

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

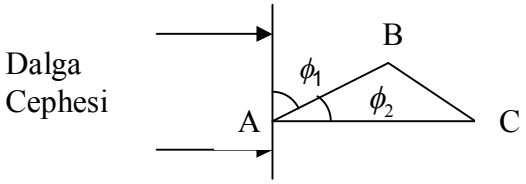
Burada ϕ_H sinyalin fazını, ϕ ise aletin etkisini göstermektedir. Alet etkisinin başlangıçta giderildiği düşünülmektedir. Faz hızı için N dalga devir sayısını gösteren bir tamsayı olup, beklenen hız değerlerine göre saptanabilir. Tek istasyon için yapılacak grup hızı ve faz hızı hesaplamalarında kaynağın başlangıç fazının bilinmesi gereklidir (Panza ve diğ., 1973, 1975a, 1975b; Panza, 1976; Pilant,1979).

Üç istasyon yöntemi, ilk olarak Rayleigh dalgalarının faz hızlarının hesaplanmasında Evernden (1953, 1954) ve Press (1956) tarafından kullanılmıştır. Bu yöntemi daha sonra Aki (1961) tarafından üçten çok istasyon için genelleştirmiştir. Hesaplamalarda açılımları bir üçgen oluşturacak konuma sahip A,B,C istasyonları kayıtları kullanılır (Şekil 3.2).

Bu yöntemde faz hızı

$$C = \frac{d_{AC} Sin\phi_1}{t_{AC}} = \frac{d_{AB} Sin(\phi_1 + \phi_2)}{t_{AB}} \tag{3.6}$$

bağıntısı ile hesaplanır.



Şekil 3.2: Üç İstasyon yönteminde kullanılan istasyon yerlerinin şematik gösterimi

Üç istasyon yönteminde açılımların uzunluğu önemlidir. Eğer istasyonlar arası mesafeler birkaç dalga boyundan fazla olursa istasyonların her birinde doruk ve çukurların belirlenmesi güçleşeceği gibi faz hızları da tekdüzelikten uzaklaşır, küçük olması durumunda ise varış zamanı farkları yeterli duyarlılıkta belirlenemeyebilir. (Press, 1956).

Ardışık süzgeç yöntemi, Dziewonski ve diğ. (1969) tarafından geliştirilmiştir. Ardışık süzgeç işlemi zaman ortamında yapıldığında kayan pencere çözümlemesi, frekans ortamında yapıldığında ardışık süzgeç yöntemi ya da çok katlı süzgeç tekniği adını almaktadır. Bu yöntemde g(t) gibi bir sinyale frekans ortamında bir seri w_n merkez frekanslı dar bantlı süzgeç uygulanarak anlık (enstantane) genliği ve fazı hesaplanır. Amaç sinyalin belirli aralıklarla her bir frekans için pencerelenmesiyle her bir merkez frekanstaki genliğin, yani enerjinin belirlenmesidir. Frekans ortamındaki süzme işlemi sonrasında elde edilen gerçel ve sanal spektrumların ters Fourier dönüşümü alınarak ve her grup için varış zamanı için anlık genlik ve faz değerleri hesaplanır. Anlık genlikler, grup hızı-periyot düzlemi üzerine süzüldükleri merkez periyot değerine karşılık gelecek şekilde işaretlenerek genlik dağılım haritası oluşturulur. Bu haritalardan istenilen bir frekanstaki maksimum enerjinin varış zamanı ve buna bağlı olarak grup hızı kolayca elde edilebilmektedir (Canıtez ve Ezen, 1975; Osmanşahin, 1989).

3.1.2. İki istasyon yöntemi

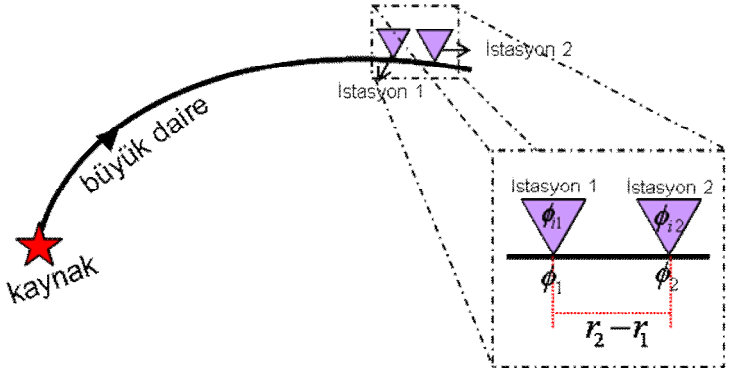
Bu yöntemde deprem kaynağı ile aynı büyük daire üzerinde yer alan iki istasyonda kaydedilen veriler kullanılır. Faz hızları, doğrudan istasyonlar arasındaki faz farkından hesaplanabilir. Dolayısıyla kaynağın başlangıç fazı ile ilgili ön bilgiye gerek kalmaz. Bu yöntemin en önemli avantajı kaynağa bağlı gelişen faz kaymalarını elimine edebilmesidir. İki istasyon arasındaki faz hızı dispersiyonları yüzey dalgasının faz farkı ya da çapraz ilişkileri alınarak hesaplanabilir. Ayrıca diğer bir avantajı da yöntemde istasyonların belirli bir geometride dizilmesi gerekmediğinden rasgele konumlandırılmış istasyonlardan oluşan ağların kullanılabilmesidir (Dziewonski ve Hales, 1972).

Bu çalışmada temel mod Rayleigh dalgasının faz hızları iki istasyon yöntemi (Dziewonski ve Hales, 1972) kullanılarak belirlenmiştir. Dispersiyon eğrilerinin elde edilmesinde iki istasyon yöntemi en klasik yöntemlerden biri olmasına rağmen,

yüzey dalgası faz hızlarının bölgesel değişimlerinin belirlenmesinde oldukça etkin bir yöntemdir.

Bu yöntemin klasik yaklaşımı Sato (1955) tarafından yapılmış, Press (1956) ve Aki (1961) tarafından geliştirilmiştir. Veri işlem uygulanışı Dziewonski ve Hales (1972) tarafından ele alınmıştır.

Yöntemin teorisinde, iki istasyonun kaynaktan geçen büyük daire üzerinde ya da çok yakınında olduğu düşünülmektedir (Şekil 3.3) Bu durumda istasyon çifti deprem ile aynı azimut üzerinde bulunmaktadır.



Şekil 3.3: İstasyon çifti ve depremin büyük daire üzerinde şematik gösterimi

İstasyonlardaki kayıtları frekans ortamında, tek mod düzlem dalga olarak düşünürsek;

$$k(\omega)\cdot r_1 = \phi_1(r,\theta,\omega) - \phi_0(\theta,\omega) - \phi_{i1}(\omega) + 2n\pi \ , \tag{3.7}$$

$$k(\omega)\cdot r_2 = \phi_2(r,\theta,\omega) - \phi_0(\theta,\omega) - \phi_{i2}(\omega) + 2m\pi \ . \tag{3.8}$$

şeklinde yazabiliriz. Burada,

r_1 : Depremin dış merkezi (episantrı) ve 1. istasyon arasındaki uzaklık,

r_2 : Depremin dış merkezi ve 2. istasyon arasındaki uzaklık,

$k(\omega)$: dalga sayısı ($k = 2\pi / \lambda$, λ :dalga boyu),

ϕ_{i1}: 1. istasyondaki aletsel faz kayması,

ϕ_{i2} : 2. istasyondaki aletsel faz kayması,

ϕ_1 : 1. istasyonun faz bilgisi,

ϕ_2 : 2. istasyonun faz bilgisi,

ϕ_0 : Kaynaktaki faz kayması (iki istasyonun ortak büyük daire üzerinde olduğundan sabit kabul edilir.),

m ve n : faz döngüsü tam sayı numarasıdır (katsayısıdır).

Denklem (3.7)'in denklem (3.8)'den çıkartılması ve basit bir dönüşüm ile aşağıda verilen faz hızı ve faz farkı arasındaki ilişki elde edilir.

$$C(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)} = \frac{\omega(r_2 - r_1)}{\phi_2 - \phi_1 - \phi_{i2} + \phi_{i1} + 2l\pi} \tag{3.9}$$

Klasik yaklaşıma alternatif olarak faz hızı çapraz ilişki kullanılarak da hesaplanabilir. İlk olarak Landsman ve diğ. (1969) tarafından önerilen bu yaklaşımda iki istasyon arasındaki yüzey dalgası dispersiyonu genellikle 2. istasyonda alınan sinyalin (f_2 (t)) 1. istasyondaki sinyale (f_1 (t)) ters evrişimi (dekonvolüsyonu) ile elde edilir.

Frekans ortamında 2. istasyonda alınan sinyalin (f_2 (t)) 1. istasyondaki sinyale (f_1 (t)) ters evrişimi :

$$F_{21}(\omega) = F_2(\omega) / F_1(\omega) = F_2(\omega) \cdot F_1^*(\omega) / |F_1(\omega)|^2 \tag{3.10}$$

olarak verilir. Bu eşitlik zaman ortamında;

$$f_{21}(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \overline{A}(\omega) \cdot e^{-i\overline{\phi}(\omega)} \cdot e^{i\omega t} d\omega \,. \tag{3.11}$$

olarak yazılır. Burada, $\overline{A}(\omega) = A_2(\omega) / A_1(\omega)$ ve $\overline{\phi}(\omega) = \phi_2(\omega) - \phi_1(\omega)$ dır. Faz terimi çapraz ilişkiye karşılık gelen pay tarafından kontrol edilir. Faz hızını belirlemek için (3.10) eşitliğinde verilen paydaya ($|F(\omega)|^2$)ihtiyaç yoktur. Paydanın sadece genliği etkilediği düşünülmektedir.

Yüzey dalgalarının faz hızlarının belirlenmesinde iki istasyon yöntemi çeşitli araştırmacılar tarafından test edilmiş (Dziewonski ve Hales, 1972; Pedersen, 2006) ve birçok çalışmada uygulanmıştır (Payo ve diğ., 1992; Meier ve diğ., 2004; Isse ve diğ., 2006; Yoshizawa ve diğ., 2010).

İki istasyon yöntemi, uygulamasında düzlem olmayan dalgaların (non-plane waves) etkisi, Pedersen (2006) tarafından tartışılmıştır. Çalışmada, düzlem olmayan dalgalardaki iki istasyon yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin durağanlığı araştırılmış ve istasyon çiftlerinin büyük daire üzerinden yaptığı sapmalar, gürültü nedeniyle olan hatalar, gelen ve düzlem olmayan dalgaların etkileri ve iki istasyon yönteminin limitleri tartışılmıştır. Faz hızı belirlenmesinde iki istasyon yönteminin uygulanabilirliğinin tartışıldığı bu çalışmanın sonuçları aşağıda özetlenmiştir.

- Profil uzaklığı (iki istasyon arasındaki uzaklık) arttırılarak hatalar azaltılabilir.
- Azimut ve dış merkez uzaklığına bağlı olarak büyük daireden sapmalar olabilir.
- Yüzey dalgaları takip ettiği ışın yollarına bağlı olarak çok farklı kırılmalara uğrayabilir ve bu nedenle dış merkez bölgesinde dalga cepheleri bozulabilir.
- Farklı dış merkez bölgelerinden yeterli sayıda kayıt bulunması, düzlem olmayan dalgaların etkilerini önlemek için önemlidir.
- Özellikle geniş bantlı ağların kullanılması, büyük daire üzerindeki yayılımın güvenilirliği için önemlidir.

3.2. Yüzey Dalgası Tomografisi

Yüzey dalgaları kullanılarak yapılan tomografi çalışmalarında, yüzey dalgalarının grup hızları, faz hızları ve polarizasyon anomalileri kullanılarak kabuk ve manto yapısının araştırılması ya da genlikleri kullanılarak soğurma çözümlemelerinin yapılması olanaklıdır (Yoshizawa, 2002). Faz bilgileri kullanılarak yapılan çalışmalarda çoğunlukla büyük daire boyunca yayılma yaklaşımına dayanan yüzey dalgası ışın teorisi (surface wave ray theory) temel alınmıştır. Sismik dalga hızlarına ve ışınların varış açılarına duyarlı olan polarizasyonlar, yer yapısındaki küçük heterojenliklerin belirlenmesinde, faz verilerine kıyasla daha kullanışlıdır (Laske ve Masters, 1996; Yoshizawa ve diğ., 1999). Soğurma tomografilerinde, bölgedeki detaylı hız dağılımı, yüzey dalgası genliklerinin çözümlemesi ile belirlenir (Romanowicz, 1995). Genlik anomalileri hız yapısının ikinci türevine duyarlıdır. Genlik anomalilerinin çözümlemesi, gözlenen dalga şekillerinin yerel alan etkisine (local site effect) sismometrelerin kalibrasyonlarına, odak mekanizması bilgilerine ve odaklanma etkilerine oldukça duyarlı olmasından kaynaklanan bazı zorluklara sahip olsa da genlik anomalileri kullanılarak yapılardaki küçük değişimler iyi şekilde saptanabilir (Yomogida ve Aki, 1987; Laske ve Masters, 1996).

Yüzey dalgası tomografi yöntemleri ya temel mod dispersiyonlarını kullanan (Ekström ve diğ., 1997; Ritzwoller ve Levshin, 1998) çok aşamalı işlemlere yada ışın yoluna bağlı olan çoklu-mod (multi mod) yani çok sayıda farklı modun dalga şekillerinin ters çözümüne (Cara ve L´eveque, 1987; Nolet, 1990) dayanır.

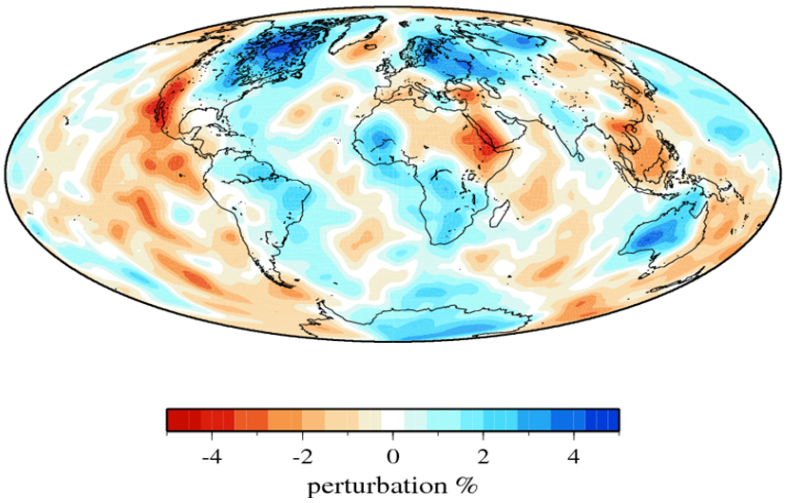
Küresel ölçekteki yüzey dalgası çalışmaları genellikle temel mod dispersiyonlar kullanılarak oluşturulan yüksek çözünürlüklü faz hızı haritaları şeklinde yapılmış olup, (Trampert ve Woodhouse, 1995, 1996; Zhang ve Lay, 1996; Ekström ve diğ., 1997) yüksek modlar kullanılarak yapılan çalışmalar yüksek modlardaki kısıtlamalar nedeniyle daha azdır (van Heijst ve Woodhouse, 1997, 1999).

Yüzey dalgası tomografisinin küresel çalışmalarda kullanılması 1980'lerin başlarında dayanır. Woodhouse ve Dziewonski (1984) tarafından, büyük daire boyunca yayılım yaklaşımına dayanan dalga şekli ters çözümü kullanılarak, 3-B S dalga hızı modelleri üretilmiştir. Nakanish ve Anderson tarafından (1982, 1983, 1984) temel mod yüzey dalgası dispersiyon ölçümleri kullanılarak küresel ölçekte grup ve faz hızı haritaları hazırlanmıştır. Dispersiyon ölçümleri kullanılarak küresel anizotropi haritaları (Tanimoto ve Anderson, 1985; Montagner ve Tanimoto, 1991) ve dispersiyonların ters çözümü ile 3-B S dalga hızı modelleri (Montager 1986, Nataf ve diğ., 1986) üretilmiştir. 1990'larda geniş band istasyon sayısının çarpıcı şekilde artmasıyla yüksek kalitede üç bileşen geniş band veriler sağlanmış ve yüksek çözünürlüklü faz hızı modelleri oluşturulmuştur (Zhang ve Tanimoto, 1993b; Trampet ve Woodhouse, 1995, 1996; Zhang ve Lay, 1996; Ekström ve diğ., 1997).

Ekström ve diğ. (1997) tarafından oldukça yüksek modlara kadar (40 derecedeki küresel harmoniklere) uzanan yüksek çözünürlüklü küresel faz hızı dağılım haritaları oluşturulmuştur. Şekil 3.4'de Ekström ve diğ. (1997) tarafından oluşturulan 100s periyodlu Rayleigh dalgaları için küresel faz hızı dağılım haritası görülmektedir.

Yüzey dalgaları ile yapılan bölgesel tomografi çalışmaları genellikle iki aşamalı yöntemlere dayanır. İlk aşama, dalga şekillerine ters çözüm uygulanmasıyla 1-B ışın yolu ortalama (path-average) modellerinin elde edilmesidir. Dalga şekli ters çözümü ya direk sismogramların doğrusal ters çözümüne olanak veren dalga şekli uyumu (waveform fitting) yaklaşımını içeren PWI yöntemi (Nolet ve diğ., 1986; Nolet, 1990) ya da gözlemsel veya yapay sismogramların çapraz ilişkilerini kullanan CL yöntemi (Cara ve Leveque, 1987) ile yapılır. İkinci aşamada, bir araya getirilmiş ışın yolarına

karesel tomografi şeklinde uygulanan doğrusal ters çözüm ile (Zielhuis ve Nolet, 1994) yada model parametrelerine korelasyon uzunluğunca sürekli uygulanan Gaussian düzeltmesi ile (Gaussian smoothing – Montagner, 1986) 3-B modeller elde edilir.



Şekil 3.4: Rayleigh dalgası küresel faz hızı haritası (100s) (Ekström ve diğ., 1997)

PWI yöntemi, Avrupa (Zielhuis ve Nolet, 1994), Batı Pasifik (Lebedev ve diğ., 1997), Kuzey Amerika (van der Lee ve Nolet, 1997; Frederiksen ve diğ., 2001) ve Avustralya (Zielhuis ve van der Hilst, 1996; Simons ve diğ., 1999) gibi bir çok bölgeye uygulanmıştır. Montagner (1986), CL yöntemini bölgesel ters çözüm teknikleri ile birlikte çeşitli bölgesel çalışmalarda kullanarak 3-B modeller elde etmiştir. Bu yöntem Hint okyanusu (Debayle ve Leveque, 1997), Avustralya (Debayle ve Kennett 2000) ve Kuzey Afrika (Debayle ve diğ., 2001) bölgelerinde yapılan bölgesel çalışmalara uygulanmıştır.

Yatay heterojenliğin bulunduğu karmaşık ortamlarda, yüzey dalgalarında saçılma (scattering) ve mod birleşmeleri (mode coupling) kaçınılmazdır. Bu tür sorunların üstesinden gelmek için ikili diferansiyel denklemler (coupled differential equations) yöntemi (Kennett, 1984) ve yüzey dalgalarının birinci derece saçılmalar teorisi (Snider, 1986; Snider ve Nolet, 1987) geliştirilmiştir ve birçok 2-B ve 3-B yapılarda kullanılmıştır (Maupin ve Kennett, 1987; Maupin, 1988,1992; Tromp, 1994; Kennett, 1998). Son zamanlarda, birleşen yüzey dalgası modları (Marquerring ve diğ., 1998, 1999), cisim dalgalarının birinci derece saçılmaları (Dahlen ve diğ., 2000) ve normal mod teorisi (Zhao ve diğ., 2000) kullanılarak 3-B duyarlılık çekirdekleri (sensitivity kernels) geliştirilmiştir. Duyarlılık çekirdekleri ile yapılan çalışmalar, ışın teorisine

dayanan yöntemlere göre daha fazla hesaplama gerektirse de, 3-B modellerin doğrudan ters çözümüne olanak sağlar (Yoshizawa, 2002).

Yüksek çözünürlüklü tomografi modellerinin elde edilmesinde ışın yolu sayısının fazla olması oldukça önemlidir. Detaylı bir yer yapısının ortaya çıkartılabilmesi, sık ışın yolu kapsamı kullanılmasıyla olanaklıdır (Simons ve diğ., 1999; Debayle ve Kennett, 2000). Bu nedenle tomografi modellerinin iyileştirilmesinde ışın yolu sayısını arttırmak oldukça yaygın bir yaklaşımdır.

3.2.1. Yüzey dalgası tomografisinde ters çözüm işlemleri

Deprem dalgaları kaynak alıcı arasında ilerlerken geçtikleri ortamların da bilgilerini taşırlar. Bir ters çözüm problemi olan tomografi işlemleri, sismolojide deprem dalgaları kullanılarak yeraltı yapısına ait bilgilerin elde edilmesinde, özellikle son yıllarda sıklıkla kullanılmaktadır. Bu çalışmada yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrilerinin, periyodun fonksiyonu olarak yüzey dalgası faz hızı haritalarına dönüştürülmesinde Yoshizawa ve Kennett (2004) tarafından geliştirilen tomografik ters çözüm kullanılmıştır. Yöntemin esasları bu bölümde verilmektedir.

Yöntemin ilk adımında, temel mod Rayleigh dalgaları için hesaplanan ışın yolu ortalama faz hızlarının ters çözümü yapılarak, faz hızı haritaları frekansın fonksiyonu olarak oluşturulur. Yöntemin teorisi, (3.12) bağıntısında verilen, bir sismogramın faz hızı pertürbasyonu $\delta\psi$ ile *j*. modda gözlenen faz hızı pertürbasyonu δc^j arasındaki doğrusal ilişkiye dayanır (Woodhouse ve Wong, 1986) .

$$\delta\psi_j(\omega) \cong -k_j(\omega) \int_{\text{ışın}} ds \frac{\delta c^j(s,\omega)}{c_0^j(\omega)} \tag{3.12}$$

Burada;

k : Başlangıç (referans) modelin dalga sayısı (ω / c_0),

c_0: Başlangıç (referans) modelin belirli bir ω açısal frekansındaki faz hızı ,

$\delta c(s,\omega)$: s noktası için belirli bir ω açısal frekansındaki gözlemsel faz hızı olarak verilir.

(3.12) eşitliğinde integral, kaynak ve alıcıyı bağlayan büyük daire boyunca alındığından, ortalama faz hızı pertürbasyonunu büyük daire boyunca olan dış merkez uzaklığı Δ boyunca hesaplamış oluruz. Bu hesabı belirli bir açısal frekans için yaptığımızı düşünürsek açısal frekansa (ω) bağlı değişimi yok sayabilir ve eşitlikten çıkartabiliriz. Bu durumda belirli bir açısal frekans (ω) için faz hızı pertürbasyonu

$$\delta\psi^{göz} \cong -k\left\langle \frac{\delta c}{c_0} \right\rangle^{göz} \Delta \tag{3.13}$$

olarak yazılabilir.

Burada ortalama faz hızı pertürbasyonunu büyük daire boyunca gözlenen faz hızı ($\langle c \rangle^{göz}$) ve referans faz hızına (c_0) bağlı ifade edebiliriz.

$$\left\langle \frac{\delta c}{c_0} \right\rangle = \frac{\langle c \rangle^{göz} - c_0}{c_0} \tag{3.14}$$

(3.12) ve (3.13) eşitlikleri kullanılarak ışın yolu ortalama faz hızı;

$$\left\langle \frac{\delta c}{c_0} \right\rangle^{göz} = \frac{1}{\Delta} \int_{b.d.} ds \frac{\delta c(s)}{c_0} \tag{3.15}$$

olarak elde edilir.

Burada integrasyon büyük daire (b.d.) boyunca, kaynak-alıcı arası uzaklık için hesaplanır. Temel mod faz hızı haritaları büyük daire boyunca yüzey dalgası yayılımı varsayımı ile frekansa bağlı olarak (3.15) bağıntısı yardımıyla hesaplanır. Bu doğrusal eşitlik ters çözüm yöntemleri ile çözülebilir. Ters çözüm için genel denklem

$$d = Gm \tag{3.16}$$

olarak bilinir (Menke, 1989).

Burada;

d : Gözlenen faz hızı değişimleri $\left(\left\langle \frac{\delta c}{c_0} \right\rangle_i^{göz}, (i = 1,2,3,...,M) \right)$ (M toplam dispersiyon eğrisi sayısı),

m : Model parametrelerini içeren model vektörü m_j *(j=1,2,3, …..,,N)*

G : Çekirdek (Kernel - katsayılar - duyarlılık) matrisi

olarak yazılır.

Tomografi çalışmalarında G matrisi, çalışma alanının düşey ve yatay yönde karelere bölünmesiyle elde edilen karelerin köşe noktalarındaki elemanlardan oluşmaktadır. Bu matris sisteminin çözümü de doğrusal olmayan problemlerin çözümünde kullanılan en küçük kareler yöntemi (EKK) ile yapılabilir. Sismolojide tomografi çalışmalarında En küçük kareler (LS – Least Squares), Sönümlü en küçük kareler (DLS – Damped Least Squares), Tekil değer ayrışımı (SVD – Singular Value decomposition) ve En küçük QR (LSQR - Least Squares QR) en çok kullanılan ters çözüm yöntemleridir. İzleyen başlıkta ters çözüm problemlerinin tanımı, teorisi ve bu problemlerin çözümünde yaygın olarak kullanılan ters çözüm yöntemleri anlatılmakta olup, çalışmada yapılan kare işlemleri bir sonraki faz hızı haritaları için model parametrelendirmesi başlığı altında verilecektir.

3.3. Ters Çözüm Problemleri

Bilimsel çalışmalarda uygulanan değerlendirme aşamalarını 1- veri toplama, 2- veri sunumu, 3- veri işlem, 4- yorum ve 5- karar olmak üzere toplam beş adımda genelleştirebiliriz. Birinci adım olan veri toplama aşaması, çalışılan konuya göre ölçüm sistemi, ölçü aralıkları, kullanılacak aletler gibi konuların önceden tasarlanıp belirlenen süre boyunca çalışmalar yapılması ile gerçekleştirilir. Zamana, uzaklığa ya da her iki değişkene de bağlı olarak kaydedilen sayısal verilerin sunumu ikinci aşamayı oluşturmaktadır. Bu aşamada veri, çeşitli (yatay ve düşey eksenlerde çizim ile grafikleme vb.) yöntemler kullanılarak görselleştirilir. Ölçülen veri, sayısal değerlerden oluşmaktadır. Bu verilere çeşitli matematiksel ve/veya istatistiksel işlemlerin uygulanması üçüncü aşama olan, veri işlem aşamasını oluşturur. Bu aşamada ölçülen verilerden çözümü istenen bazı model parametreleri hesaplanır. Model parametreleri doğrudan ölçülebilen değerler olmadığından ters çözüm işlemlerine gerek duyulmakta ve ölçülebilen diğer niceliklerden hesaplanmaktadır. Örneğin; bir depremin odak derinliği doğrudan ölçülmezken, belirli istasyonlarda

alınmış deprem kayıtları kullanılarak istenilen parametre, yani odak derinliği, ters çözüm ile hesaplanabilir. Ters çözüm; ele alınan bir problemin çözümünü veren parametrelerin, bir veri kümesi kullanılarak elde edilmesi olarak tanımlanabilir. Elde edilen parametreler ölçüm süresince değişmeyen niceliklerdir. Ters-çözüm işlemlerinin sonucunda elde edilen parametrelerin, mesleki deneyim ve bilgi birikimleri yardımıyla değerlendirilmesi yorum; yoruma bağlı olarak da problemin sonuçlandırılması yani çözümün önerilmesi de karar aşamasıdır (Başokur, 2002).

3.3.1. Ters çözüm

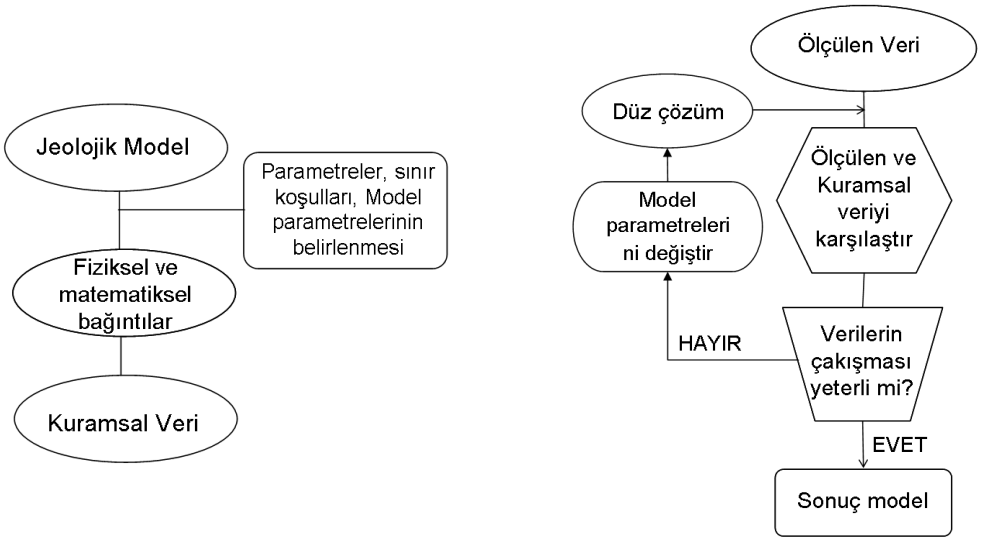
Jeofizik modelleme işlemlerinde, düz çözüm ve ters çözüm olmak üzere başlıca iki yöntem kullanılır. Düz çözüm, var olan bir model için öngörülen fiziksel koşullar çerçevesinde matematiksel bağıntılar oluşturularak kuramsal veri üretilmesidir. Genel anlamda jeofizikte düz çözüm jeolojik bir modeli tanımlayan model parametrelerinden jeofizik veriyi hesaplama işlemidir. Ölçülen veri kullanılarak modeli hesaplamaya dayanan problemler ise ters çözüm problemleridir. Ters çözüm yöntemi, ölçülen veri ile kuramsal veri arasında önceden belirlenen bir ölçüt çerçevesinde çakışma sağlayan parametrelerin bulunması esasına dayanır. Kısaca, ters çözüm ölçülen bir jeofizik veriden jeolojik modele ait fiziksel parametrelerin hesaplanması işlemidir. Ters ve düz çözüm aşamaları için genel bir algoritma Şekil 3.5'de verilmiştir.

Ters çözümde, önce basitleştirilmiş bir jeolojik model oluşturulur ve ön-kestirim yapılarak modele ait model parametreleri hesaplanır. Sonra model için kuramsal veriler hesaplanarak ölçülen veri ile karşılaştırılır. Daha sonra ölçülen ve kuramsal verinin çakışma durumunu arttırmak için kuramsal verinin parametreleri yenilenerek yeniden çözüm yapılır. Düz ve ters çözümü daha iyi anlayabilmek için (3.16)'de verilen genel ters çözüm eşitliğini ele alalım. (3.16) bağıntısından d yi hesaplamak düz çözümdür. Bu denklemde model parametreleri m,

$$m = G^{-1}d \tag{3.17}$$

şeklinde hesaplanabilir. Bu işlem ise ters çözüm olarak tanımlanır (Tarantola, 1987).

(3.16) ve (3.17) eşitliklerinde d veriyi, m model parametrelerini, G ise çözüm operatörünü (çekirdek matrisi – duyarlılık matrisi- katsayılar matrisi) göstermektedir. Bu bağıntılar doğrusal bir denklem sisteminin çözümünü tanımlar.



(a) (b)

Şekil 3.5: a) Düz çözüm akış şeması, b) Ters çözüm akış şeması

m model parametreleri doğru olarak belirlendiğinde, (3.18) bağıntısında verildiği gibi her x değeri için model tepkisi gözlemsel değerlere eşit olacaktır.

$$\forall x, F(x,m) = d(x) \tag{3.18}$$

Bu koşullarda, $Gm - d = 0$ olması beklenir. Ancak, kuramsal ve gözlemsel değerler arasında fark olmaması her zaman olanaklı değildir. Bu durumda da çözümün kesinliği olmaz yaklaşık bir çözüm elde edilebilir (Canıtez, 1997). Jeofizik yöntemlerle yapılan çalışmalarda kullanılan veri her zaman bir miktar gürültü içermektedir. Bu nedenle ters çözüm işlemlerinde ölçülen veri ile kuramsal verinin aslında birebir çakışması da beklenmez. Ölçülen verinin kalitesi oranında çakışma olması istenir. Yani beklenti, ölçülen verinin kalitesi oranında kuramsal veri ile örtüşmesidir (Candansayar, 2002). Bu nedenle her zaman bir hata (e) vardır. Hata, kabaca ölçülen veriden kuramsal verinin farkı olarak (3.19) tanımlanabilir ve m boyutunda bir e vektörü ile gösterilebilir. Buna göre hata,

$$e = d - Gm \tag{3.19}$$

olarak yazılabilir.

Jeofizik problemler genellikle doğrusal değildir ve bu tür problemlerde yinelemeli (iterative) çözümler yapılır. Yinelemeli çözümlerde öncelikle bir başlangıç model (a priori model) belirlenir. Ters çözüm işlemlerinde model parametrelerinin doğru belirlenebilmesi için başlangıç parametreleri oldukça dikkatli seçilmelidir. Ölçülen değerlere uyabilecek başlangıç parametreleri seçilerek kuramsal model hesaplanmalıdır. Uygun parametrelerle ters çözüm algoritmasını çalıştırmak, hem çözümün doğruluğu hem de çözümün hızlı çalışması açısından önemlidir. Kötü bir başlangıç modeli ile problem çözülemez hale gelebilir. Başlangıç parametrelerinin seçimi için belirli bir yöntem bulunmamaktadır. Araştırmacı bölgenin jeolojik yapısı, daha önce yapılan çalışmalar gibi ön bilgilerden yararlanarak parametre seçimi yapabilir (Tulunay, 1987).

(3.19) bağıntısından, model parametrelerinin çözümü, model fonksiyonu Gm 'in gerçek modele çok yakın başlangıç (ön kestirim) modeli olan m^0'ın Taylor serisine açılarak doğrusallaştırılması ile bulunabilir (Canıtez, 1997).

$$Gm = G(m^0) + \left\{ \sum_{j=1}^{M} \left. \frac{\partial G(m^0)}{\partial m_j} \right|_{m=m^0} (m - m^0) \right\} + \frac{1}{2!} \frac{\partial^2 G(m^0)}{\partial m^2{}_0} (m - m^0)^2 + \ldots \qquad (3.20)$$

Burada ikinci ve daha yüksek dereceli terimlerin etkisinin çok küçük olduğu düşünülerek ihmal edilirse,

$\Delta d = d - G(m^0)$, $A = \left\{ \sum_{j=1}^{M} \left. \frac{\partial G(m^0)}{\partial m_j} \right|_{m=m^0} \right\}$ ve $\Delta m = m - m^0$ kısaltmalarını, (3.20) ve (3.19)'da yerine yazıldığında, başlangıç modeli, kuramsal ve gözlemsel veriler arasındaki ilişki

$$e = d - Gm = \Delta d - A\Delta m \qquad (3.21)$$

olarak tanımlanabilir.

Burada Δd ölçülen ve kuramsal veriler arasındaki fark vektörü, Δm model parametreleri ile başlangıç modeli parametreleri arasındaki farkları içeren vektör ve A, katsayılar matrisi ya da Jacobian matrisi olarak adlandırılan duyarlılık matrisidir. Bu matrisin her bir sütununda model fonksiyonunun, her bir bilinmeyene

parametrelere göre kısmi türevleri yer almaktadır. Burada A matrisi, tam tanımlı (fully determined), eksik tanımlı (underdetermined), aşırı tanımlı (overdetermined) veya seyrek (sparse) olarak tanımlanabilir (Canıtez, 1997).

Jeofizikte ters çözüm uygulanırken genellikle problemlerde ölçülen veri sayısı, model parametre sayısından fazla olur. Bu durumda En küçük kareler (EKK) veya Gauss-Newton yaklaşımında, parametre düzeltme vektörü Δm'ye göre hatanın en küçük olması beklenir. Yani hata vektörünün (e) küçük olması en iyi çözümü elde etmemizi sağlamaktadır. Hatanın en küçük olduğu durum hatanın kare uzunluğunun, Δm'e göre kısmi türevlerinin sıfıra eşitlenmesi durumudur. Bilindiği gibi bir vektörün kare uzunluğu, bileşenlerinin kareleri toplamına eşittir. Bu durumda hata vektörünün kare uzunluğu $\sum_{i=1}^{n} e_i^2$ olarak yazılabilir. Buna istatistikte, "l^2 normu" adı verilir. Bu norma göre en iyi çözüm elde etme yöntemine "En Küçük Kareler" yöntemi adı verilir (Canıtez, 1997).

Δm'nin çözümünün bulunmasında, ölçülen ve kuramsal verilerin arasındaki farklılığı (mesafeyi) veren çakışmazlık (misfit) fonksiyoneli kullanılır. Çakışmazlık fonksiyoneli, burada hata vektörünün kare uzunluğu olarak tanımlanır (Candansayar 2002). Bir vektörün kare uzunluğunu o vektörün transpozu ile kendisinin çarpımı ($e^T.e$) olarak tanımlanabilir.

Burada hatanın en küçük olması için kullanılan genel yöntem (3.22)'de verilen çakışmazlık fonksiyonelinin Δm'e göre kısmi türevini sıfıra eşitlemektir (3.23).

$$\phi(m,d) = \|d - Gm\|^2 = \|\Delta d - A\Delta m\|^2 = e^T e = (d - Gm)^T (d - Gm) = (\Delta d - A\Delta m)^T (\Delta d - A\Delta m) \quad (3.22)$$

$$\partial\phi(m,d) = \delta(e^T e) = \partial\left[(\Delta d - A\Delta m)^T (\Delta d - A\Delta m)\right] = 0 \quad (3.23)$$

Bu eşitlik düzenlendiğinde

$$A^T A\Delta m = A^T \Delta d \quad (3.24)$$

bağıntısı elde edilir. Bu bağıntıdan Δm parametre düzeltme vektörü

$$\Delta m = (A^T A)^{-1} A^T \Delta d \tag{3.25}$$

şeklinde bulunur. Bu ifade, doğrusallaştırılmış bir denklem sisteminin çözüm bağıntısıdır. Bu çözüm Gauss-Newton veya en küçük kareler (non-linear least squares) çözümü olarak bilinir. Doğrusal olmayan problemler genellikle yinelemeli (iterative) çözümler gerektirir. Yinelemeli çözümlerde bir başlangıç (ön kestirim) modeli ile işleme başlanır. Bu model için (3.25) bağıntısının çözümünden model parametrelerine yaklaştırma değeri belirlenir ve (3.26)'de tanımlandığı gibi başlangıç modeline eklenir.

$$m_{i+1} = m_i + \Delta m_i \tag{3.26}$$

(3.25) bağıntısından yararlanılarak (3.27)'deki gibi bir ters matris tanımlanabilir.

$$A_L^{-1} = (A^T A)^{-1} A^T \tag{3.27}$$

A_L^{-1} matrisine "genelleştirilmiş ters" veya "Lanczos tersi" adı verilir (Lanczos 1961). (3.27)'i (3.25)'de yerine yazıldığında parametre düzelme vektörü,

$$\Delta m = A_L^{-1} \Delta d \tag{3.28}$$

olarak yeniden düzenlenebilir.

(3.27) ve (3.28) bağıntılarından anlaşıldığı gibi model parametrelerinin hesaplanabilmesi için $A^T A$ matrisinin tersinin alınabilmesi gereklidir. Bir matrisin tersi, matrisin kare olduğu ve determinantının sıfır veya sıfıra yakın olmadığı durumda alınabilir. Katsayılar (Jacobian) matrisinin tekil, az veya çok tanımlı olduğu, sıfır veya sıfıra yakın özdeğerlere sahip olduğunda ise tersi alınamayabilir. Bu sorunun üstesinden gelmek için tekil değer ayrışımı (SVD), sönümlü en küçük kareler (DLS), en küçük kareler QR (LSQR) yöntemleri kullanılabilir.

3.3.1.1. Tekil değer ayrışımı (Singular Value Decomposition)

Doğrusal veya doğrusal olmayan problemlerin çözümlerinde, çeşitli vektörlerin tersleri hesaplanırken, en sık karşılaşılan sorunlar tekil değer sorunu ve matris

çarpımlarında meydana gelen hatalardır (Başokur, 2002). SVD (Tekil değer ayrışımı) bu tür sorunların üstesinden gelmek için geliştirilmiş bir yöntemdir (Gloub ve Reisnch, 1970). Bu algoritma, denklem sayısının, bilinmeyen parametre sayısından fazla olduğu durumlarda parametre düzeltme miktarının hesaplanmasında kullanılan A_L^{-1} yerine doğrudan A matrisinin tersinin kullanılmasını öngörür. Bu şekilde matris çarpımlarındaki sayısal duyarlılık da arttırılacaktır. SVD algoritmasına göre A Jacobian matrisi

$$A = USV^T \tag{3.29}$$

üç matrisin çarpımı şeklinde verilir. A Jacobian matrisi,

$$\begin{pmatrix} 0 & A \\ A^T & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_i \\ v_i \end{pmatrix} = \lambda_i \begin{pmatrix} u_i \\ v_i \end{pmatrix}_n^m \tag{3.30}$$

olarak yazılabilir. Burada u_i, m boyutlu veri uzayını (data space), v_i, n boyutlu model uzayını (model space), λ_i özdeğerleri göstermektedir (Aki ve Richards, 1980).

(3.30) bağıntısında, λ_i özdeğerleri sıfırdan farklı olduğunda,

$$A^T u_i = v_i \lambda_i \quad , \quad A v_i = u_i \lambda_i \tag{3.31}$$

sıfıra eşit olduğunda,

$$A^T u_i = 0 \quad (i = k+1,2,.....,m) \quad , \quad A v_i = 0 \quad (i = k+1,2,.....,n) \tag{3.32}$$

bağıntıları elde edilir. Sıfırdan farklı özdeğerler için veri model uzayları birleştirildiğinde,

$$AA^T u_i = \lambda_i^2 u_i \quad (i = k+1,2,.....,k,k+1,m) \ , \ A^T A v_i = \lambda_i^2 v_i \quad (i = k+1,2,.....,n) \tag{3.33}$$

elde edilir. U,S,V matrisleri açık şekilde,

$$U=\begin{pmatrix} u_{11} & u_{12} & \cdots & \cdots & u_{1m} \\ u_{21} & u_{22} & \cdots & \cdots & u_{1m} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \cdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \cdots & u_{ii} & \vdots \\ u_{m1} & u_{m2} & \cdots & \cdots & u_{mm} \end{pmatrix}_{mxm} , \; V=\begin{pmatrix} v_{11} & v_{12} & \cdots & \cdots & v_{1n} \\ v_{21} & v_{22} & \cdots & \cdots & v_{1n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \cdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \cdots & v_{ii} & \vdots \\ v_{n1} & v_{n2} & \cdots & \cdots & v_{nn} \end{pmatrix}_{nxn} , \; S=\begin{pmatrix} \lambda_i & v_{12} & \cdots & \cdots & \cdots \\ v_{21} & \lambda_2 & \cdots & \cdots & \cdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \cdots & \lambda_{n-1} & \vdots \\ v_{n1} & v_{n2} & \cdots & \cdots & \lambda_n \end{pmatrix} \tag{3.34}$$

olarak yazılabilir. Bu eşitlikler düzenlendiğinde,

$$U^T U = UU^T = I_m \;,\; V^T V = VV^T = I_n \tag{3.35}$$

elde edilir. Veri sayısı model parametre sayısından fazla olduğunda A matrisinin tersi duyarlı olarak hesaplanamaz. Tekil değer ayrımı uygulandıktan sonra (3.29) bağıntısı, (3.28) bağıntısında yerine yazılarak (3.36)-(3.37) model parametre vektörü hesaplanabilir (Lines ve Treitel, 1984).

$$\Delta m = (A^T A)^{-1} A^T \Delta d \tag{3.36}$$

$$= (VSU^T USV^T)^{-1} VSU^T \Delta d \tag{3.37a}$$

$$= (VS^2 V^T)^{-1} VSU^T \Delta d \tag{3.37b}$$

$$= VS^{-2} V^T VSU^T \Delta d \tag{3.37c}$$

$$\Delta m = VS^{-1} U^T \Delta d \tag{3.37d}$$

Bu bağıntı matris şeklinde,

$$\begin{pmatrix} \Delta m_1 \\ \Delta m_2 \\ \\ \\ \Delta m_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} v_{11} & v_{12} & \cdots & \cdots & v_{1k} \\ v_{21} & v_{22} & \cdots & \cdots & v_{1k} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ v_{n1} & v_{n2} & \cdots & \cdots & v_{nk} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1/\lambda_1 & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & 1/\lambda_2 & \cdots & \cdots & \cdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \cdots & \lambda_{k-1} & \vdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \lambda_k \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_{11} & u_{12} & \cdots & \cdots & u_{1m} \\ u_{21} & u_{22} & \cdots & \cdots & u_{1m} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \cdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \cdots & u_{ii} & \vdots \\ u_{k1} & u_{k2} & \cdots & \cdots & u_{km} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ \\ \\ \Delta d_m \end{pmatrix} \tag{3.37e}$$

olarak gösterilebilir. (3.37e) bağıntısı vektörlerin toplamı olarak,

$$\Delta m = \frac{1}{\lambda_1} v_1 u_1^T \Delta G_1 + \frac{1}{\lambda_2} v_2 u_2^T \Delta G_2 + ,.....,+ \frac{1}{\lambda_n} v_n u_n^T \Delta G_n \tag{3.38}$$

şeklinde gösterilebilir. Bu bağıntıda, $u_i^T \Delta G_i$ yerine α_i yazılırsa, model parametre vektörü,

$$\Delta m = \frac{\alpha_1}{\lambda_1} v_1 + \frac{\alpha_2}{\lambda_2} v_2 +,.....,+ \frac{\alpha_n}{\lambda_n} v_n \tag{3.39}$$

şeklinde ifade edilir. Bu bağıntıdan da anlaşıldığı gibi, model parametre vektörü, parametre öz vektörlerine bağlıdır. Buradaki tekil değerler çok küçük olursa, α_i / λ_i terimi büyük değerlere alacaktır. Bunun sonucunda $(\alpha_i / \lambda_i) v_i$ teriminin Δm'in çözümüne olumsuz etkisi olacaktır. Bu sorunu elimine etmek için geliştirilen yöntemlerin karşılaştırılması, Hoversten ve diğ. (1982) tarafından ayrıntılı olarak verilmiştir (Yas, 2006).

3.3.1.2. Sönümlü en küçük kareler yöntemi (Damped Least Squares)

(3.28) bağıntısında verilen parametre düzeltme vektöründe tanımlanan $(A^T A)$ 'nın tekil değerler içermesi, öz vektörlerinin sıfır veya sıfıra çok yakın olması nedeniyle tersinin alınamaması çözümde zorluklara neden olmaktadır. Bu zorlukların üstesinden gelmek için $(A^T A)$ matris çarpımının köşegen değerlerine, sönüm faktörü (λ)(damping- factor – Lagrange Multiplier) olarak bilinen bir pozitif sayı eklenir. Bu durumda, (3.28)'de en küçük kareler yöntemi için tanımlanan bağıntı,

$$\Delta m = (A^T A + \lambda I)^{-1} \Delta d \tag{3.40}$$

olarak yazılabilir.

Bu eşitlik doğrusal olmayan problemlerin Marquardt-Levenberg (ridge-regression) çözümü (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963,1970) yada Sönümlü en küçük kareler çözümü olarak bilinmektedir.

$(A^T A)$ matrisinin yaklaşık tekil olduğu durumlarda en küçük kareler yöntemi yinelemeli olarak uygulanmaktadır. Bu çözüm uygulandığında, yinelemeler sonucunda küçük öz değerlerin neden olduğu salınımların sönümlenmesi beklenmektedir. Sönüm faktörünün belirlenmesi ile ilgili birçok yöntem önerilmiştir. (Jupp ve Vozoff, 1975; Meju, 1994; Oristaglio ve Worthington, 1980). Bu yöntem ile

ilgili ayrıntılı bilgiler Lines ve Treitel (1984), Menke (1989), Dimri (1992) ve Meju (1994)'da verilmiştir (Candansayar, 2002).

3.3.1.3. Sönümlü tekil değer ayrışımı yöntemi (Damped Singular Value Decomposition)

Özdeğerlerin sıfır veya sıfıra çok yakın değerler almasıyla ortaya çıkan tekil değer sorunun çözümü için tekil değer ayrışımı içerisinde Marquardt sönüm faktörü eklenerek sönümlü tekil değer ayrışımı yöntemi geliştirilmiştir (Lawson ve Hanson, 1974; Jupp ve Vazoff, 1975; Lines ve Treitel, 1984). Bu işlemde (3.30) bağıntısından yararlanılarak $(A^T A)$ matrisi,

$$A^T A = VS^2V^T \tag{3.41}$$

şeklinde yazılabilir. Bu eşitliğe, Marquardt sönüm vektörünün ilave edilmesiyle,

$$(A^T A + \beta I) = VS^2V^T + \beta I = V(S^2 + \beta I)V^T \tag{3.42}$$

bağıntısı elde edilir. Bu bağıntının tersi ise,

$$(A^T A + \beta I)^{-1} = V(S^2 + \beta I)^{-1}V^T = V\left(\frac{I}{\lambda_i + \beta}\right)V^T \tag{3.43}$$

şeklinde yazılabilir. Burada $(S^2 + \beta I)$ terimini matris formunda,

$$(S^2 + \beta I) = \begin{pmatrix} \frac{1}{\lambda_1 + \beta} & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \frac{1}{\lambda_2 + \beta} & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \frac{1}{\lambda_n + \beta} \end{pmatrix} \tag{3.44}$$

olarak yazabiliriz. Bu matris köşegeninde tekil değerler içeren bir matristir. Bu ifadeler, (3.40) bağıntısında yerine yazılıp, düzenlendiğinde,

$$\Delta m = V diag\left(\frac{1}{\lambda_i^2 + \beta}\right) V^T V S U^T \Delta d \tag{3.45}$$

ya da,

$$\Delta m = V diag\left(\frac{\lambda_i}{\lambda_i^2 + \beta}\right) U^T \Delta d \tag{3.46}$$

bağıntılarından, parametre düzeltme vektörü hesaplanabilir. Burada öz değerlerin (λ_i) sıfır veya sıfıra çok yakın olması durumunda bile çözüm bulunabilmektedir. (3.46)'ı açık olarak,

$$\begin{pmatrix} \Delta m_1 \\ \Delta m_2 \\ \\ \Delta m_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} v_{11} & v_{12} & \cdots & \cdots & v_{1n} \\ v_{21} & v_{22} & \cdots & \cdots & v_{1n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ v_{n1} & v_{n2} & \cdots & \cdots & v_{nn} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\lambda_1}{\lambda_1^2 + \beta} & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \frac{\lambda_2}{\lambda_2^2 + \beta} & \cdots & \cdots & \cdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \frac{\lambda_n}{\lambda_n^2 + \beta} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_{11} & u_{12} & \cdots & \cdots & u_{1m} \\ u_{21} & u_{22} & \cdots & \cdots & u_{1m} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \cdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \cdots & u_{ii} & \vdots \\ u_{n1} & u_{n2} & \cdots & \cdots & u_{nm} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ \\ \Delta d_m \end{pmatrix} \tag{3.46a}$$

ile ifade edilebilir (Yas, 2006).

3.3.1.4. LSQR (Least Square QR) yöntemi

LSQR yöntemi, seyrek doğrusal eşitlikler (sparse linear equations) ve en küçük kareler problemlerinin (least squares problems) çözümü için Paige ve Saunders (1982) tarafından geliştirilmiş olan yinelemeli bir algoritmadır. A ve $A^T A$ seyrek matrisler olduğundan en etkili çözüm yöntemi yinelemeli algoritmalara sahip olan eşlenik gradyent (CG) yada least square QR (LSQR)'dır (Trefethen ve Bau, 1997). LSQR algoritması analitik olarak, en küçük kareler problemlerine uygulanan eşlenik gradyent (CG) yöntemine benzer (Hesteners ve Stiefel, 1952) ve yöntemin temeli Golub ve Kahan (1965) tarafından önerilen iki köşegen (bidiagonalization) yöntemine dayanır. LSQR'ın uygulamasında $A^T A$'nın hesaplanması gerekmez, direk A matrisi ile işlem yapılır. A matrisi $A^T A$ çarpımından daha büyük olmasına rağmen daha seyrek olduğu için depolanma ve veri işlem aşamasında bilgisayarda işlemlerin daha hızlı gerçekleşmesini sağlamaktadır (Soldati, 2006).

$$Ax = b\,, \tag{3.47}$$

$$\|Ax - b\|_2 \tag{3.48}$$

LSQR algoritması (3.47) ve (3.48)'de sırasıyla verilen simetrik olmayan eşitlikler ve en küçük kareler bağıntılarını yaklaşımları ile çözer. Bağıntılarda, A matrisi seyrek (sparse) yani fazla miktarda sıfır içeren, m satır ve n sütundan oluşan, gerçek seyrek ve büyük bir matrisi, b terimi, m boyunda bir vektörü, x ise bilinmeyenler vektörünü temsil etmektedir. Genlikle $m \geq n$ ve $rank(A) = n$ olduğunda bu durum gerçektir ancak bu koşullar zorunlu değildir (Paige ve Saunders, 1982).

LSQR yöntemi ile ayrıca (3.49) bağıntısında tanımlanan sönümlü en küçük kareler

$$\left\| \begin{bmatrix} A \\ \alpha I \end{bmatrix} x - \begin{bmatrix} b \\ 0 \end{bmatrix} \right\|_2 \tag{3.49}$$

problemleri de çözülebilir. Burada α, rank (A) < n yada A matrisin kötü durumlu olması halinde problemi düzenlemek için kullanılan çok küçük bir değerdir. Eksik tanımlı (under-determinated) sistemlerde (örneğin ölçümlerde gürültü olduğunda), uyumsuzluklarla (incompatible) karşılaşılabilir. Bu tür durumlarda (3.49)'da verilen bağıntı ile problem tanımlanabilir ve problemin çözümü LSQR algoritması ile yapılabilir (Saunders, 1995).

LSQR yöntemi, en küçük kareler problemlerine uygulanan ve iyi bilinen bir yöntem olan eşlenik-gradyent (conjugategradient-CG) yöntemi ile benzer özelliklere sahip olan yinelemeli bir yöntemdir (Hesteners ve Stiefel, 1952). Bu yöntemler, A matrisinin iyi olduğu ve çok sayıda tekil değerlerinin olduğu durumda başarıyla kullanılmaktadır. Genellikle bu durumlar kendiliğinden oluşsa da oluşmadığı zamanlarda, çözüm işlemi doğrudan ve yinelemeli kısımlara bölünür. Yinelemeli kısımlar, CG-benzeri yöntemler için daha iyi matris içerdiği için daha çabuk yakınsayacaktır. A matrisi sadece çeşitli v ve u vektörleri için Av ve $A^T u$ formlarının hesaplanması için kullanılır.

CG ve benzeri yinelemeli yöntemlerde, X'in kabul edilebilir bir değerine ulaşmak için, n iterasyondan daha az veya daha çok iterasyon gerekebilir. Bu yöntemler, A matrisinin iyi durumlu olduğu ve çok sayıda, neredeyse tekil değerlerinin eşit değerlerin olduğu durumda başarıyla kullanılmaktadır. Bu özellikler genellikle birçok uygulamada kendiliğinden gelişir. Gelişmediği durumlarda, çözüm işlemi doğrudan ve yinelemeli kısımlara bölünür. Yinelemeli kısım, CG-benzeri yöntemler için daha iyi matris içerdiği için daha çabuk yakınsayacaktır.

LSQR algoritması Golub ve Kahan (1965) tarafından geliştirilen iki köşegen yöntemine dayanır. Bu yöntem, kalıntı normu $\|r_k\|_2$'nun tekdüze (monotonic) olarak azaldığı $\{x_k\}$ gibi bir seri yapısı yaklaşımı üretir ve kalıntı normu,

$$r_k = b - Ax_k \tag{3.50}$$

olarak tanımlanır. Analitik olarak $\{x_k\}$ serisi, seri üreten standart CG algoritması ve diğer bazı algoritmalar ile üretilmektedir.

LSQR algortimasının teorisi anlatılırken; matrisler $A,B,...$, vektörler $u,w,...$ ve sayılar $\alpha,\beta,...$ ile gösterilmektedir. c ve s değerlerinin $c^2 + s^2 = 1$ gibi basit bir ortogonal matrisin belirli elemanları olduğu kabul edilir. Bir v vektörü için, $\|v\|$ Euclidian normu (vektörün kendisi ile transpozunun çarpımı (yani vektörün kare uzunluğu yada bileşenlerinin kareleri toplamı)'nın kare kökü) olan $\|v\|_2 = (v^T v)^{1/2}$, bir A matrisi için Frobenius normu (bir matrisin elemanlarının karelerinin toplamının karekökü) olan $\|A\|_F = (\sum a_{ij}^2)^{1/2}$, simetrik olmayan bir A matrisinin koşul değeri (condition number), $(A) = \|A\|\|A^+\|$ olarak tanımlanır. Burada A^+ , A matrisinin yalancı tersini göstermektedir. Yaklaşık hata miktarı ε ile gösterilir ve $1+\varepsilon > 1$ koşulunu sağlamalıdır.

(3.49) bağıntısında tanımlanan sönümlü en küçük kareler problemi kısmi sistemlere ayrılarak tanımlanırsa

$$\begin{bmatrix} I & A \\ A^T & -\lambda^2 I \end{bmatrix} \begin{bmatrix} r \\ x \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} b \\ 0 \end{bmatrix} \tag{3.51}$$

olarak yazılabilir. Burada A ve b bilinen veriler, λ rasgele gerçel bir değer, $b - Ax$'in r kalıntı vektörüdür. Bu sisteme Lanczos işlemi uygulanıp 2k+1 yineleme sonrasında

$$\begin{bmatrix} I & B_k \\ B_k^T & -\lambda^2 I \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_{k+1} \\ y_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \beta_1 e_1 \\ 0 \end{bmatrix},$$

$$\begin{bmatrix} r_k \\ x_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} U_{k+1} & 0 \\ 0 & V_k \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_{k+1} \\ y_k \end{bmatrix} \tag{3.52}$$

elde edilir. Burada B_k , $(k+1)\times k$ ve alt iki köşegendir. Lanczos ve iki köşegen işlemlerinin ayrıntıları Paige ve Saunders (1982)'de verilmektedir. (3.52)'deki sistemin sönümlü en küçük kareler çözümü

$$\min \left\| \begin{bmatrix} B_k \\ \lambda I \end{bmatrix} y_k - \begin{bmatrix} \beta_1 e_1 \\ 0 \end{bmatrix} \right\|_2 \tag{3.53}$$

olarak verilir. Bu bağıntı LSQR algoritmasının temelini oluşturur.

Paige ve Saunders (1982), tarafından LSQR algoritmasına yönelik bir fortran uygulaması geliştirilmiştir. Bu program ile $x, r = b - Ax, A^T r, \|r\|_2, \|A\|_F$ ve X için standart sapma değerleri ve A'nın koşul sayısı belirlenebilmektedir.

3.4. Faz Hızı Haritaları İçin Model Parametrelendirmesi

Faz hızı dağılımının belirlenmesinde kullanılan model parametreleri Yoshizawa (2002)'de uygulanan aşamalar izlenerek hazırlanmıştır. Öncelikle çalışma alanı iki boyutlu (θ, ϕ) parametre ortamında belirli coğrafi aralıklarla karelere ayrılır ve bu karelerin tam ortasında bir nokta olduğu düşünülür (Şekil 3.6). Ters çözümde kullanılan faz hızı pertürbasyonları (d) bu karelerin orta noktalarındaki faz hızı pertürbasyon değerleridir (Yoshizawa, 2002).

Çalışmada bu karelerin orta noktalarındaki faz hızı pertürbasyonları küresel (spherical) B-spline fonksiyonu $F(\theta,\phi)$ (Lancaster ve Salkauskas, 1986) kullanılarak belirlenmiştir.

$$\frac{\delta c(\theta,\phi)}{c_0} = \sum_{j=1}^{N} m_j F_j(\theta,\phi) \tag{3.54}$$

Burada m_j, F_j küresel B-spline fonksiyonunun katsayısı olarak verilen model parametreleridir. Toplam N tane model parametresi vardır. Çalışmada faz hızları bu orta noktalarda model parametresi olarak hesaplanır. Model parametrelerinin bulunduğu karelerin orta noktaları basit şekilde belirlenmez, bu noktalar küre için kübik B-spline parametrelendirmesi ile model düzgünleştirmesi yapılarak belirlenir. Bunun için karelerin orta noktasındaki F_j fonksiyonu kübik B-spline ile

$$F(D) = \begin{cases} \frac{3}{4}D_1^3 - \frac{6}{4}D_1^2 + 1 & : \quad D \le \overline{D} \\ -\frac{1}{4}D_2^3 + \frac{3}{4}D_2^2 - \frac{3}{4}D + \frac{1}{4}, & : \quad \overline{D} \le D \le 2\overline{D} \\ 0 & : \quad D \ge 2\overline{D} \end{cases} \tag{3.55}$$

olarak ifade edilir.

Burada $\overline{D}$ iki komşu nokta arasındaki uzaklık $D_1 = D/\overline{D}$ ve $D_2 = (D-\overline{D})/\overline{D}$'dir. Herhangi bir (θ,ϕ) noktasındaki faz hızı değişimleri küresel B-spline fonksiyonu olarak;

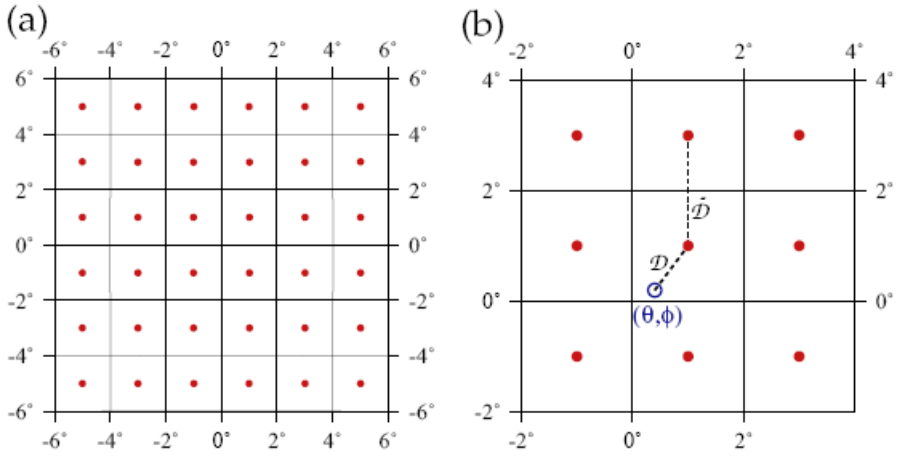
$$\frac{\delta c(\theta,\phi)}{c} = \sum_{j}^{N} m_j F_j(D(\theta,\phi)) \tag{3.56}$$

şeklinde yazılabilir. Burada;

N : Toplam model parametrelerinin sayısı,

$D(\theta,\phi)$: (θ,ϕ) noktası ile *j.* fonksiyonun merkezindeki nokta arasındaki uzaklık

F_j : Küresel B-spline fonksiyonu.



Şekil 3.6: (a) Coğrafik enlem ve boylamlara göre bölünmüş karelerin şematik gösterimi. Kırmızı noktalar, küresel B-spline fonksiyonu ile belirlenen karenin orta noktasını göstermektedir.(b) j. karenin etrafındaki D ve $\overline{D}$'nin yapılandırmasını göstermektedir (Yoshizawa, 2002).

Çekirdek (kernel) fonksiyonları da model parametrelerinin hesaplandığı kareler için iki boyutlu (θ,ϕ) parametre ortamında küresel B-spline fonksiyonu kullanılarak hesaplanır. G çekirdek (kernel) matrisinin bileşenleri;

$$G_{ij} = \frac{1}{\Delta}\int_0^{\Delta_i} ds F_j \tag{3.57}$$

olarak büyük daire üzerindeki iki istasyon arasındaki *i.* ışın yolu, *j.* model parametresi, Δ_i dış merkez uzaklığı için ortalamalar şeklinde ifade edilebilir.

(3.16) 'de verilen genel ters çözüm eşitliğinin sönümlü en küçük kareler ters çözümüyle

$$\phi(m) = (d - Gm)^T W_d (d - Gm) + \lambda^2 m^T m \tag{3.58}$$

çakışmazlık fonksiyonu minimize edilebilir. Burada W_d ağırlıklandırma matrisi, λ, keyfi sönümlendirme parametresidir (λ, model varyansı ve çözünürlük arasındaki ödünleşimi (trade-off) kontrol eder). Çakışmazlık fonksiyonu üzerindeki ağırlıklandırma kovaryans matris ile temsil edilir ($W_d = C_d^{-1}$). Farklı ışın yollarında ölçülen faz hızlarının ilişkilendirilememesi ve varyanslarının her bir ışın yolu için farklı olduğu varsayıldığında kovaryans matrisi

$$C_d = \sigma_{di}^2 I \tag{3.59}$$

olarak gösterilir. Burada σ_{di} i. noktadaki hesaplanan hata ve I birim matristir. (3.58)'de verilen eşitliğin sağ tarafındaki ilk terim,

$$\sum_i \frac{1}{\sigma_{di}^2}\left|d_i - \sum_j G_{ij} m_j\right|^2 = \sum_i \left|\frac{1}{\sigma_{di}} d_i - \sum_j \frac{1}{\sigma d_i} G_{ij} m_j\right|^2 = \sum_i \left|d_i' - \sum_j G_{ij}' m_j\right|^2 \tag{3.60}$$

Burada,

$$d_i' = \frac{1}{\sigma d_i} d_i,\ G_{ij}' = \frac{1}{\sigma d_i} G_{ij} \tag{3.61}$$

ile verilir.

Yeni veri vektörü d_i' ve çekirdek matrisi G_{ij}' için (3.14)'ü (3.58)'de yeniden yazılırsa;

$$\phi(m) = \left|d' - G' m\right|^2 + \lambda^2 |m|^2 \tag{3.62}$$

olur. Bu denklem matris sistemi şeklinde yazılarak;

$$\begin{bmatrix} G' \\ \lambda I \end{bmatrix} m = \begin{bmatrix} d' \\ 0 \end{bmatrix} \tag{3.63}$$

ters çözüm probleminin çözümü olarak gösterilebilir. Bu doğrusal denklemler LSQR algoritması (Paige ve Saunders, 1982) kullanılarak çözülür.

3.5. Model Çözünürlüğünün Değerlendirilmesi

Tomografi çalışmalarında sonuç haritalarının yorumlanırken harita çözünürlüğünün iyi bilinmesi gereklidir. Çözünürlüğün yüksek olduğu bölgelerde karmaşık yapılar ve küçük değişimler rahatlıkla saptanabilir. Ters çözüm yapılırken, model parametreleri tomografi haritalarının çözünürlüğünü yani, çözümün kalitesini doğrudan

etkilemektedir. Bu nedenle, model parametrelerinin belirlenmesi tomografik çalışmalarda özelikle dikkat edilmesi gereken bir konudur.

3.5.1. Model parametrelerinin belirlenmesi: Çakışmazlık ölçütü, model ölçütü ve sönüm parametresinin belirlenmesi

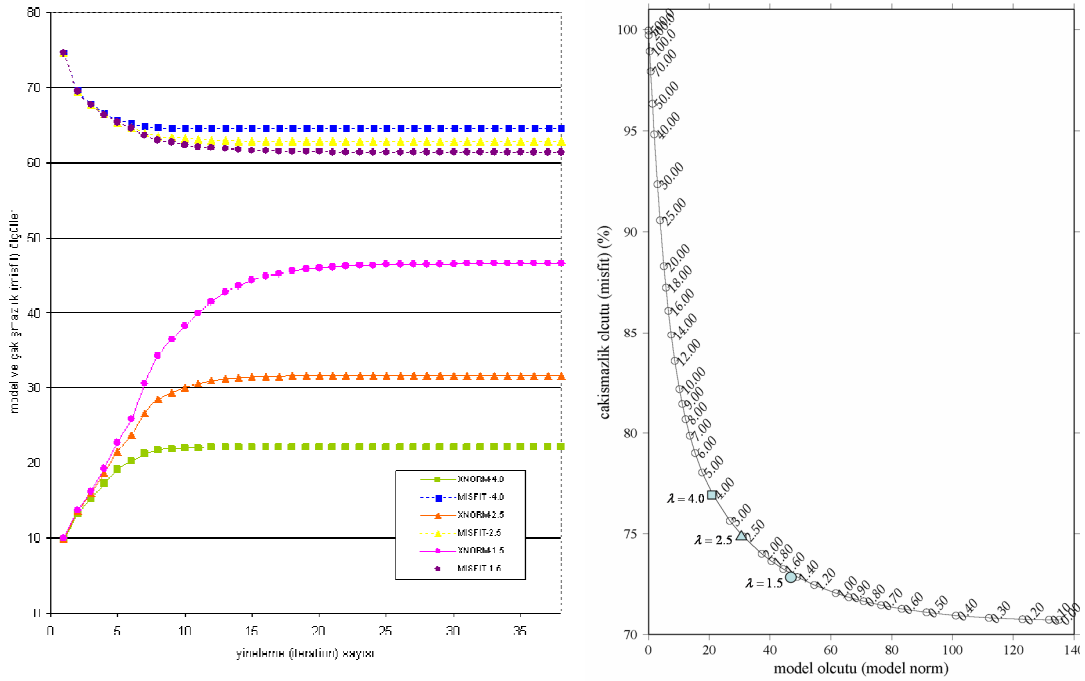
Karmaşık bir yapı modeli sadece model kalitesi iyi biliniyorsa anlamlı şekilde yorumlanabilir. Bazı ölçümlerde kalite, verinin varyans / çakışmazlık azalımı, model çözünürlüğü ve model kovaryanslarına bakılarak belirlenir (Menke, 1989). Çakışmazlık ölçütü, gözlenen ve hesaplanan veri arasındaki uyuşmazlığın ölçüsüdür. Çakışmazlık ölçütü ve model ölçütü (model norm) iyileştirmesi (optimizasyonu) yapılmasıyla en uygun model parametreleri seçilerek iyi çözünürlüklü ters çözüm haritaları elde etmek mümkündür.

Model parametrelerinin artması ile çakışmazlık azalır. Alansal olarak oldukça iyi ölçeklenmiş bir modelden yüksek çözünürlüklü bir yapı modeli beklenilse de, verinin kendisine ait model parametreleri az olduğunda beklenilen sonuç alınamayabilir. Fakat genellikle model varyansının artmasıyla daha iyi bir çözünürlük elde edilmektedir (Iyer ve Hirahara, 1993).

Bu bölümde, modelin uzaysal çözünürlüğünü değerlendirme yolu olan, çakışmazlık ve model ölçütü arasındaki ödünleşim davranışı incelenecek ve ters çözümde kullanılan en uygun sönüm parametresinin nasıl belirlendiği anlatılacaktır.

40s periyodlu faz hızı modelinin çakışmazlık ve model ölçütleri, çeşitli sönümleme parametreleri için (λ= 1.5, 2.5 ve 4.0) LSQR algoritmasındaki yinelemenin fonksiyonu olarak çizilmiştir (Şekil 3.7a). Farklı sönümleme parametreleri için eğrinin yakınsamaya başladığı yineleme sayısı değişmektedir. Örnekte verilen en büyük sönümleme parametresi olan λ=4.0 için model ve çakışmazlık ölçütlerinin 8. yinelemeden sonra yakınsamaya başladığı ve bu noktadan sonra bu sönümleme derecesinin modeli baskıladığı (suppressed) gözlenmektedir. λ=4.0 için çakışmazlık ölçütünün biraz yüksek olduğu görülmektedir. Seçilen en küçük sönümleme parametresi olan λ=1.5 için model ölçütünün çok hızlı arttığı ve yakınsamaya 25. yinelemeden sonra başladığı görülmektedir. Sönümleme parametresi λ=2.5 için, model ölçütü iyi bir seviye olan 15. yineleme sonrasında

yakınsamaya başlamıştır ve hem model hem de çakışmazlık ölçütü eğrileri düzgün bir değişim göstermektedir.



(a) (b)

Şekil 3.7: 40s periyotlu faz hızı modelinin için (a) Çakışmazlık ve model ölçütlerinin LSQR algoritmasındaki yinelemelere göre gösterimi (Çakışmazlık ölçütleri λ=4.0 için mavi kare, λ=2.5 için sarı üçgen, ve λ=1.5 için mor yuvarlak şekiller ile model ölçütleri ise λ=4.0 için yeşil kare, λ=2.5 için turuncu üçgen, ve λ=1.5 için pembe yuvarlak şekiller ile gösterilmektedir). (b) Çeşitli sönümleme parametrelerine göre ödünleşim eğrisi.

Şekil 3.7 b'de 40 saniye periyodlu faz modeli için hesaplanan ödünleşim eğrisi verilmiştir. Burada çakışmazlık [100 – varyans azalımı] olarak hesaplanmıştır.

Varyans azalımı (VR)

$$VR = 1 - \left(\left| d - Gm \right|^2 \Big/ \left| d \right|^2 \right) \times 100(\%) \qquad (3.64)$$

olarak verilir. Genel olarak bir ödünleşim eğrisinde verilen çakışmazlık ve model ölçütlerinin en uygun çakıştığı noktadaki sönüm parametresi seçilir. Eğer çözümde sönüm parametresi gereğinden küçük seçilirse model ölçütü çok büyük çakışmazlık ise çok küçük tanımlanmış olur. Böyle bir durumda hazırlanan model parametreleri çok fazla olacak, yani çözümde kullanılan model çok büyük olacaktır. Bu da çözüme zorluk ve karmaşa getirecektir. Tersi durumda yani, büyük bir sönüm parametresi

seçildiğinde ise model ölçütü çok küçük, çakışmazlık ölçütü ise çok büyük tanımlanmış olur. Bu durumda ise kuramsal veri gözlenen veriden çok uzaklaşır ve kurulan model çok kaba bir model olur. 40 saniye periyotlu faz modeli için hazırlanan ödünleşim eğrisinde (Şekil 3.7 b) λ=2.5'daki sönüm parametresi ile en uygun çözümün yapılabileceğini söyleyebiliriz. Hem model ve çakışmazlık ölçütlerinin yinelemelere göre değişimlerine (Şekil 3.7 a) hem de ödünleşim eğrisine (Şekil 3.7 b) bakıldığında en uygun sönüm parametresinin λ=2.5 olduğu gözlenmektedir. Farklı periyotlardaki diğer faz hızı modelleri de Şekil 3.7'de verilen şekilde davranışlar sergilemektedir. Bu nedenle tüm faz hızı haritaları aynı sönüm parametresi (λ=2.5) kullanılarak oluşturulmuştur. Ters çözüm yapılırken seçilen sönümleme parametresinde modeller genellikle 15. yinelemede yakınsama göstermişlerdir. Ancak yine de en küçük çakışmazlık değerinin elde edildiğinden emin olmak için hesaplamalar 20. yinelemeye kadar devam ettirilmiştir.

3.5.2. Yatay çözünürlüğün değerlendirilmesi

Çözünürlük testleri, tomografi çalışmalarındaki çözümlerin kalitesini değerlendirmek ve ulaşılacak sonuçların güvenilirliğini belirleyebilmek için yapılan testlerdir.

Tomografik modelleme çalışmalarında yaygın olarak dama tahtası (checker board / chess board) testi kullanılmaktadır. Bunun dışında çözünürlüğün değerlendirilmesinde model çözünürlük matrisinin köşegen elemanları (Menke, 1984), ağırlıklandırılmış türevlerin toplamı, geri dönüşüm çözünürlük testi (Zhao ve diğ., 1992), iğnecik duyarlılık testi (Spakman ve Nolet, 1988; Bijwaard ve diğ., 1998), ışın yoğunluğu tensörü (Kissling, 1988), çözünürlük matrisinin yayılım fonksiyonu (Toomey ve Foulger, 1989; Michelini ve McEvilly, 1991) ve tüm çözünürlük matrisinin çözünürlük konturları (Reyners ve diğ., 1998) yaklaşımları da bulunmaktadır (Dinç, 2003).

Bu çalışmada yatay çözünürlüğün değerlendirilmesi için dama tahtası testi uygulanmıştır. Ayrıca çalışma alanı için ışın yoğunluğu haritası oluşturulmuş ve bu haritalar karelere bölünerek her bir kareden geçen ışın sayısı belirlenmiştir.

3.5.2.1. Dama tahtası testi

Dama tahtası yaklaşımı, tomografi çalışmalarında değerlendirilen veri setinin çözüm gücünü yani, sonuç haritalarda ulaşılacak çözünürlüğü test etmek için en yaygın kullanılan yapay test modelidir. Bu testte öncelikle çalışma alanı karelere bölünür. Bu karelerde birbirini takip eden yüksek ve düşük hız anomalilerinin olduğu bir yapay model oluşturulur. Bu model gerçek yapı modeliymiş gibi düşünülür. Bu yapay hız modeline gerçek veri setinin oluşturduğu parametreler ortamında düz çözüm uygulanır ve sonuç olarak yapay veriler (dalgaların seyahat zamanları, faz hızları, grup hızları vb.) elde edilir. Bu yapay veriler gerçek veriler gibi düşünülerek ters çözüm uygulanır. Ters çözüm sonucu elde edilen tomografi haritasının başlangıç modeline benzerliğine bakılarak çözünürlük tartışılır.

Bu çalışmada çeşitli kare aralıklarında için faz hızı modellerinin çözünürlüğü tartışılmıştır. Öncelikle belirlenen periyodlar için 1.0, 1.5 ve 2.0 derecelik kare aralıklarında temel mod Rayleigh dalgası için yapay hız yapısı modeli oluşturulmuştur. Karelerdeki hız anomalileri, tanımlanan referans hızından ±5% pertürbasyon gösterecek şekilde belirlenmiştir. Böyle bir yapı modelinden elde edilebilecek yapay faz hızları (3.15) bağıntısı kullanılarak hesaplanmıştır. Faz hızları çalışma alanında elde edilmiş tüm ışın yolları boyunca hesaplanmıştır. Bu yapay faz hızları gözlenen faz hızları olarak düşünülerek, yine aynı bağıntı kullanılarak ters çözüm yapılmıştır. Çalışma alanında yeterli ışın yolu kapsamı olan bölgelerde orijinal dama tahtası modeline yakın şekil düzeni elde edilmiştir. Dama tahtası testinde gerçek verilerle yapılan değerlendirmede kullanılan aynı sönüm parametreleri kullanılmıştır. Çalışmada 20-160s arası periyodlar için dama tahtası testi uygulanmış olup 40 saniye periyodlu temel mod Rayleigh dalgası için yapılan dama tahtası testi Bölüm 5.4'de verilmiştir.

3.5.2.2. Işın yoğunluğunun belirlenmesi

Tomografi çalışmalarında çözünürlüğün kalitesi ile ilgili yoruma ulaşmanın diğer bir yolu ise çalışma alanındaki ışın yoğunluğunun belirlenmesidir. Bunun için çalışma alanı belirli coğrafi aralıklarla karelere ayrılır ve her bir kareden geçen ışın sayısı o kare için ışın yoğunluğunu vermektedir. Işın yoğunluğu yüksek olan karelerin bulunduğu alanlarda çözüm kalitesi ve güvenilirliği fazla, ışınların az sayıda geçtiği

ya da hiç ışın geçmeyen karelerin bulunduğu alanlar da ise çözümün kalitesi ve güvenilirliği azdır.

Bu çalışmada temel mod Rayleigh dalgaları kullanılarak hesaplanan faz hızları, hesaplandıkları iki istasyon arasındaki mesafe boyunca olan faz hızlarının ortalaması olarak düşünülür. Faz hızlarının elde edildikleri dispersiyon eğrileri periyoda bağlı olarak hesaplanır. Bu nedenle her bir periyot (ya da frekans) için çalışma alanındaki ışın yolları birbirinden farklı olacaktır. Çalışmada belirlenen ışın yolları, her bir periyot için ayrı ayrı çizilerek ışın yolları kapsama haritaları oluşturulmuştur. Bu haritalar bize hangi periyotta ne kadar ışın kapsamı olduğunu yani verilerin periyotlara bağlı olarak alansal kapsamını göstermektedir. Bu haritalar aynı zamanda üzerine iki istasyon arasındaki ışın yollarının sahip oldukları faz hızına bağlı olarak renklendirilmesi ile dispersiyon haritaları olarak kullanılırlar.

Çalışmada 20-160s arasında 5'er saniyelik periyot aralığıyla toplam 28 tane faz hızı ışın yolları kapsama haritası üretilmiştir. Bu haritaların hazırlanması ile 40 ve 100s'lik periyotlar için üretilen ışın yolları dağılım haritaları Bölüm 5.5'de verilmiştir.

3.6. S Dalgası Hız Modellerinin Elde Edilmesi

3-B S dalga hızı haritaları, çalışmada üretilen faz hızı haritaları kullanılarak hazırlanmıştır. Öncelikle tüm periyotlar için hazırlanan faz hızı haritaları bir araya getirilmiş ve belirli coğrafi koordinatlarda karelere ayrılmıştır. Sonra her bir kare içerisindeki faz hızı dispersiyon bilgileri bir araya getirilerek her kare alanındaki bölgesel dispersiyon eğrileri frekansın fonksiyonu olarak hazırlanmıştır. Bu bölgesel dispersiyon eğrilerinin ters çözümü yapılarak, o alandaki 1-B bölgesel S dalga hızı modelleri elde edilmiştir. Elde edilen 1-B bölgesel S dalga hızı modellerinin bir araya getirilmesi ile 3-B S dalga hızı haritaları oluşturulmuştur.

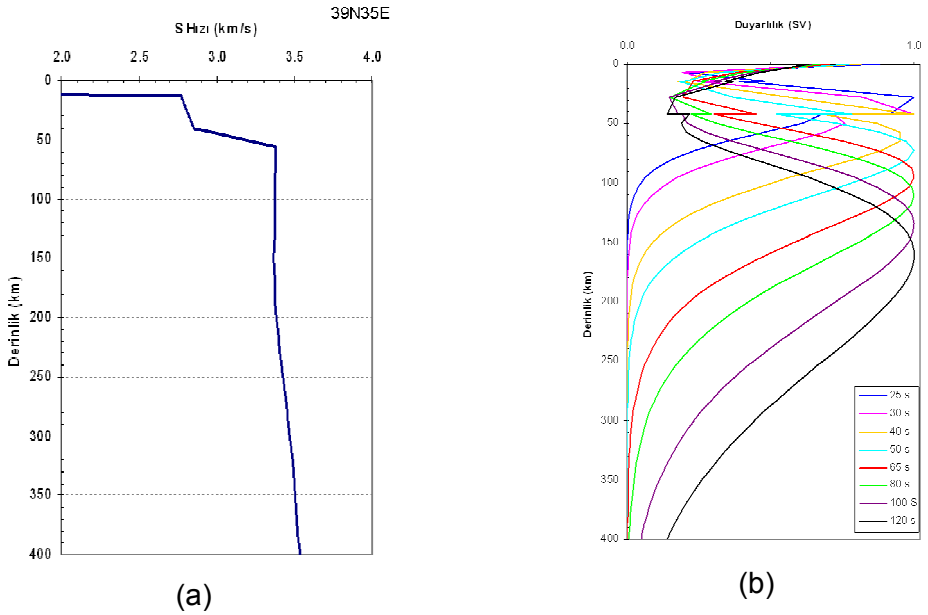
S dalga hızının belirlenmesinde, Yoshizawa ve Kennett (2004) tarafından geliştirilen, temeli genelleştirilmiş doğrusal olmayan en küçük kareler ters çözüm algoritmasına (the generalized nonlinear least-squares inverse scheme - Tarantola ve Valette (1982)) dayanan, ters çözüm yöntemi kullanılmıştır. Bu ters çözüm işleminin detayları izleyen bölümde (bkz. Bölüm 3.6.1) verilmiştir.

3.6.1. İzotropik S dalga hızı modellerinin elde edilmesi

Bölgesel faz hızı pertürbasyonları ile 1-B bölgesel izotropik yapılar arasında doğrusal bir ilişki vardır (Takeuchi ve Saito, 1972; Dahlen ve Tromp, 1998). Bu ilişki (3.65) eşitliğinde verilmiştir.

$$\frac{\delta c(\omega)}{c} = \int_0^R \left\{ K_\rho(\omega, r)\frac{\delta\rho(r)}{\rho} + K_\alpha(\omega, r)\frac{\delta\alpha(r)}{\alpha} + K_\beta(\omega, r)\frac{\delta\beta(r)}{\beta} \right\} dr \qquad (3.65)$$

Burada R yerkürenin yarıçapı, $\delta c, \delta\rho, \delta\alpha$ ve $\delta\beta$ sırasıyla faz hızı, yoğunluk, P dalga hızı ve S dalga hızının pertürbasyonlarıdır. K_ρ, K_α ve K_β her bir model parametresinin karşılık geldiği faz hızlarının kısmi türevleri olan duyarlılık çekirdekleridir. Rayleigh dalgaları için, S dalga hızının duyarlılık çekirdeklerinin (K_β) derinlikle değişimi $39°K - 35°D$ koordinatlarında hesaplanmış ve Şekil 3.8'de örnek olarak verilmiştir. Hesaplamalarda referans model (Şekil 3.8 a), manto için verilen PREM modelinin, kabuk için verilen 3SMAC ile modeli kullanılarak düzeltilmesiyle elde edilmiştir. Duyarlılık çekirdekleri en büyük genliğe göre normalize edilerek gösterilmiştir (Şekil 3.8 b).



(a) (b)

Şekil 3.8: $39°K - 35°D$ koordinatlarındaki a) referans model b) temel mod Rayleigh dalgası için S dalga hızına göre hesaplanmış olan duyarlılık çekirdekleri (Duyarlılık çekirdekleri en büyük genliğe göre normalize edilerek gösterilmiştir.)

1-B S dalga hızı modelleri, bölgesel dispersiyon eğrilerinin ters çözümü ile elde edilmiştir. Kullanılan ters çözüm aşamaları Yoshizawa ve Kennett (2004) tarafından geliştirilen ve temeli Tarantola ve Valette (1982)'ye dayanan yinelemeli en küçük kareler yöntemini içerir. Pek çok araştırmacı yaptıkları yüzey dalgası çalışmalarında (Montagner ve Jobert, 1981; Nataf ve diğ., 1986; Nishimura ve Forsyth, 1989), Tarantola and Valette (1982) tarafından verilen yinelemeli en küçük kareler yöntemini kullanmıştır. Bu ters çözüm yönteminin ayrıntıları Bölüm 3.6.1.1'de verilmiştir.

3.6.1.1. Genelleştirilmiş doğrusal olmayan ters çözüm

Bu yöntemde gözlenen veriyi model parametrelerinin fonksiyonu olarak tanımlayabiliriz (3.66).

$$d = g(p) \tag{3.66}$$

Burada veri (d), frekansın (ω) fonksiyonu olan bölgesel temel mod faz hızı pertürbasyonlarından $\delta c(\omega)$ oluşmaktadır. Model parametreleri vektörü (p), derinliğin (z) fonksiyonu olarak verilen 1-B bölgesel S dalga hızları pertürbasyonlarından $\delta\beta(z)$ oluşmaktadır. Faz hızı pertürbasyonu P dalga hızı ve yoğunluğa bağlı olsa da, bu çalışmada ilgilenilen orta peryot aralıklarında sadece çok küçük bir etkisi vardır. Bu nedenle çalışmada sadece S dalga hızı pertürbasyonları kullanılmıştır.

Az tanımlı bir problemde $(k+1)$ yinelemedeki bir model vektörü

$$p_{k+1} = p_0 + C_{pp}G_k^T(C_{dd} + G_kC_{pp}G_k^T)^{-1}[d - g(p_k) + G_k(p_k - p_0)] \tag{3.67}$$

olarak verilir (Tarantola ve Valette, 1982). Burada p_k, *k.* yinelemedeki model vektörü, p_0 referans modeli, C_{dd} önsel (priori) veri kovaryans matrisi, C_{pp} önsel model kovaryans matrisi ve G_k verinin model parametrelerine göre kısmi türevinden oluşan duyarlılık çekirdeğidir. Duyarlılık çekirdeği *i.* veri ve *j.* model parametresi için faz hızlarının S dalga hızlarına olan kısmi türevleri olarak gösterilir (3.68).

$$G_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial p_j} \tag{3.68}$$

Tarantola ve Valette (1982) tarafından verilen ters çözüm algoritmasının model çözünürlük matrisi

$$R = C_{pp} G_k^T \left(C_{dd} + G_k C_{pp} G_k^T \right)^{-1} G_k \tag{3.69}$$

olarak verilir (Montagner ve Jobert, 1981).

Burada önsel kovaryans matrisi gaussian dağılımı olarak düşünülebilir (3.70).

$$C_{pp}(r_i, r_j) = \sigma(r_i)\sigma(r_j) \exp\left\{ -\frac{1}{2} \frac{(r_i - r_j)^2}{L^2} \right\} \tag{3.70}$$

(3.70) bağıntısında r_i ve $\sigma(r_i)$ *i.* model parametresi için sırasıyla derinliği ve standart sapmayı, L ise model parametreleri r_i ve r_j arasındaki uzunluğun ortalama korelasyonunu gösterirler. Daha açık bir ifadeyle r_i ve r_j *i.* ve *j.* model parametreleri ile verilen yerin derinliklerindeki bir noktayı tanımlarlar. Bu derinliklerde elde edilen teorik hızların standart sapmaları ise sırasıyla $\sigma(r_i)$ ve $\sigma(r_j)$ olarak gösterilmektedir. Standart sapmalar modelde kullanılan teorik hızlardaki hataları göstermektedir. L ile verilen korelasyon uzunluğu ise *i.* ve *j.* model parametrelerinin için verilen r_i ve r_j arası uzunluktur. Standart sapma (σ) model parametrelerinin varyasyonlarının genliklerini, korelasyon uzunluğu (L) model varyasyonlarının derinlikle düzgünlüğünü (smoothness) kontrol eder. Böylece modelin derinliğin fonksiyonu olarak nasıl bir hızla değiştiği tanımlanır.

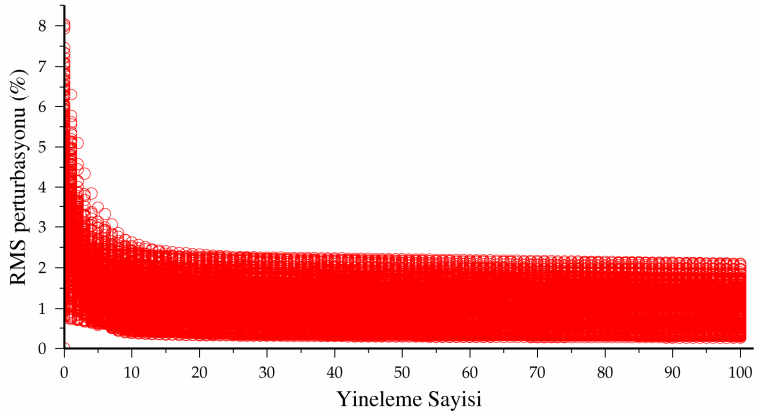
3.6.2. Bir boyutlu bölgesel S dalga hızı modellerinin ve üç boyutlu S dalga hızı haritalarının oluşturulması

1-B bölgesel S dalga hızı modelleri temel mod dispersiyon haritalarının bir araya getirilmesi ile elde edilmiştir. Önce çalışma alanı 0.5° lik karelere ayrılmıştır. Bu karelerin köşe noktalarından geçen dispersiyon eğrileri, her bir köşe noktası için bir

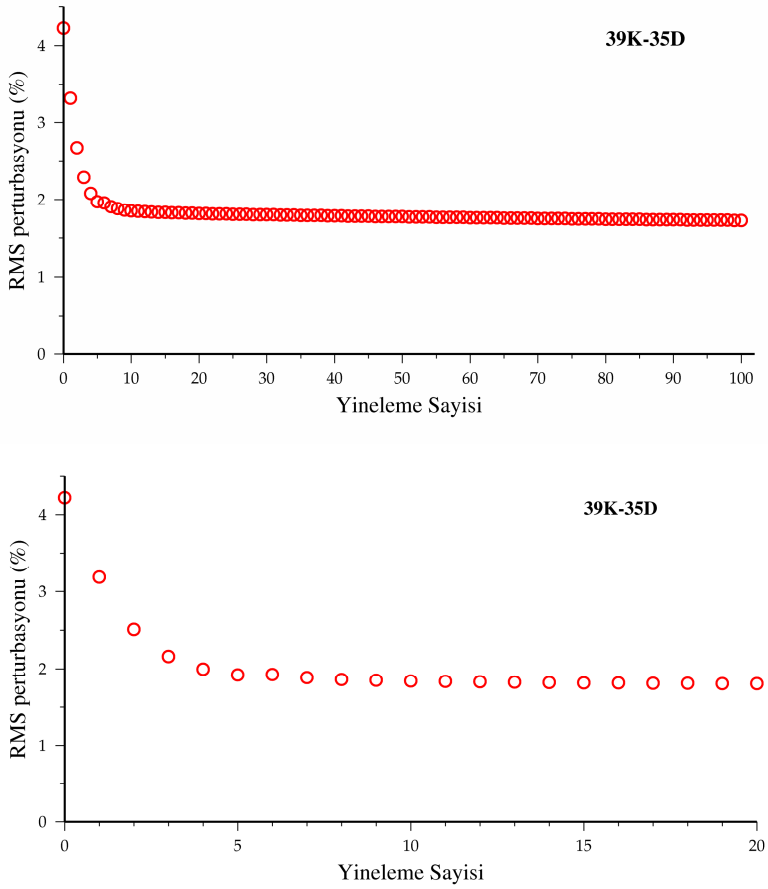
araya toplanmıştır. Daha sonra bu dispersiyon eğrilerinin ortalamasına ters çözüm yapılarak 1-B bölgesel S dalga hızı modelleri elde edilmiştir.

S dalga hızının belirlenmesinde dispersiyon eğrilerinin ters çözümü tek çözümlü (unique) değildir. Yani çözüm parametrelerinin (tabaka sayısı, tabakaların kalınlıkları, düzgünleme değerleri) ve özellikle başlangıç modelin seçimine bağlı olarak değişirler (Pedersen ve diğ., 2008). Bu çalışmada başlangıç modeli üst manto için PREM ve kabuk için 3SMAC kullanılarak hazırlanmıştır. Ters çözümdeki model parametreleri $\sigma = 0.05$ km/s ve L değeri Moho'nun üstünde kabuk yapısındaki değişimlerin üst mantoya göre daha hızlı olması nedeniyle $L = 5$ km/s ve Moho'nun altında $L = 12$ km olarak alınmıştır. Ters çözüm yapılırken başlangıç Moho derinliği değişken olup, o noktadaki başlangıç modeli üzeriden alınmaktadır.

Yinelemeli ters çözümde bir önce bulunan model (p_k) bir sonraki yinelemenin başlangıç modeli (p_{k+1}) olarak kullanılır. Hesaplamalarda genellikle 10. yineleme sonrasında iyi sonuca ulaşılmış olsa da bazı noktalar için RMS pertürbasyonları çok yüksek ve varyans azalımları (VR) çok düşük kalmaktadır. Bu nedenle ters çözüm 20. yineleme kadar yapılmıştır. Yinelemeli ters çözümde (p_{k+1}) ve (p_k) arasındaki RMS pertürbasyonları 1. yinelemede %2-6 arasında iken 5. yinelemede %1-2 arasına düşmüş olup ve genellikle 10. yinelemede %2'den küçük olarak bulunmuştur. Yinelemelerde varyans azalımları (VR) ise 1. yinelemede çoğunlukla %10-30 arasında gözlenirken 5. yinelemede %40-60 arasına ve 10. yinelemede %60-80 arasında gözlenmiştir. Çalışmada 100. yinelemeye kadar olan RMS pertürbasyonları incelenmiştir Şekil 3.9'da tüm veriler için 100 yinelemede belirlenen RMS pertürbasyonları üst üste çizilerek verilmiştir. Burada RMS değerlerinin 10. yinelemeden sonra yakınsamaya başladığı görülmektedir. Örneğin daha iyi anlaşılabilmesi için $39°K - 35°D$ noktasında 100 ve 20 yinelemeye kadar olan RMS pertürbasyonları Şekil 3.10'da verilmiştir. Bu örnekte her ne kadar 10. yinelemeden sonra RMS pertürbasyonlarında belirgin değişimler olmasa da bazı noktalarda 20. yinelemeye kadar RMS pertürbasyonlarının iyi bir yakınsama sağlamaması nedeniyle ters çözüm 20. yinelemeye kadar sürdürülmüştür. Yapılan yinelemelerin modele etkisi Bölüm 5.7'de verilen örneklerle tartışılmıştır.



Şekil 3.9: Tüm veriler için 100. yinelemeye kadar olan RMS pertürbasyonlarının birlikte gösterimi



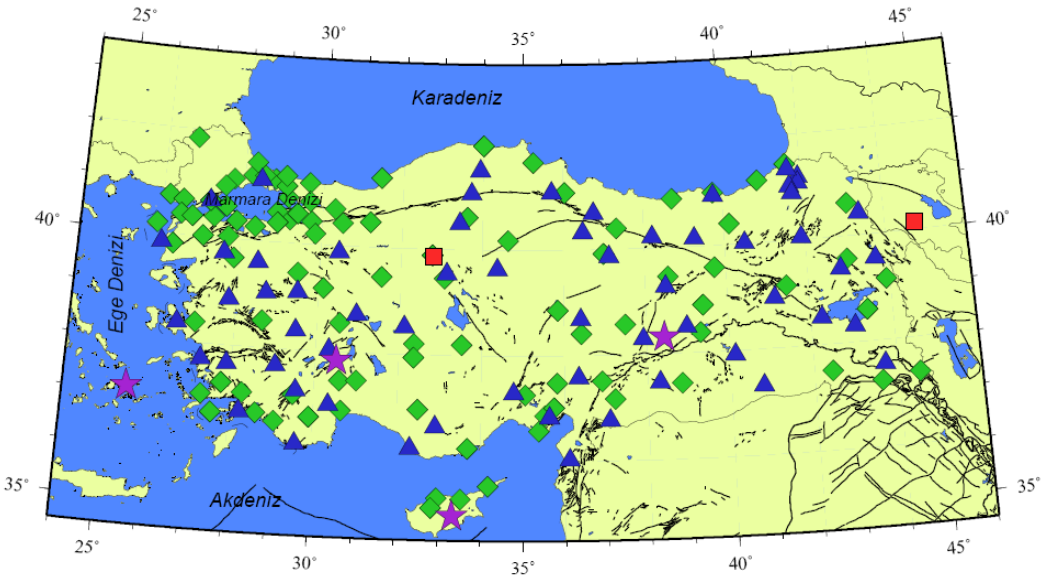
Şekil 3.10: $39°K-35°D$ noktasındaki ters çözümde (a) 100. ve (b) 20. yineleme kadar bulunan RMS pertürbasyonları

Tüm 1-B modeller bir araya toplanarak S dalga hızı tomografi haritaları oluşturulmuştur. 3-B S dalga hızı tomografi haritalarından çeşitli derinliklerde alınan yatay kesitler ve çeşitli profillerde alınan düşey kesitler Şekil 5.13 - Şekil 5.18'de verilmiştir.

4. ÇALIŞMADA KULLANILAN VERİLER

4.1. Çalışmada Kullanılan Sismik Ağlar

Çalışmada DAD'a (T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı) ait 59, KRDAE'ye (Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü) ait 99, IRIS'e (Incorporated Research Institutions for Seismology) ait 2 ve GEOFON- GFZ Potsdam'a (GeoForschungsZentrum-Potsdam) ait 4 adet olmak üzere toplam 164 geniş band istasyon kullanılmıştır.



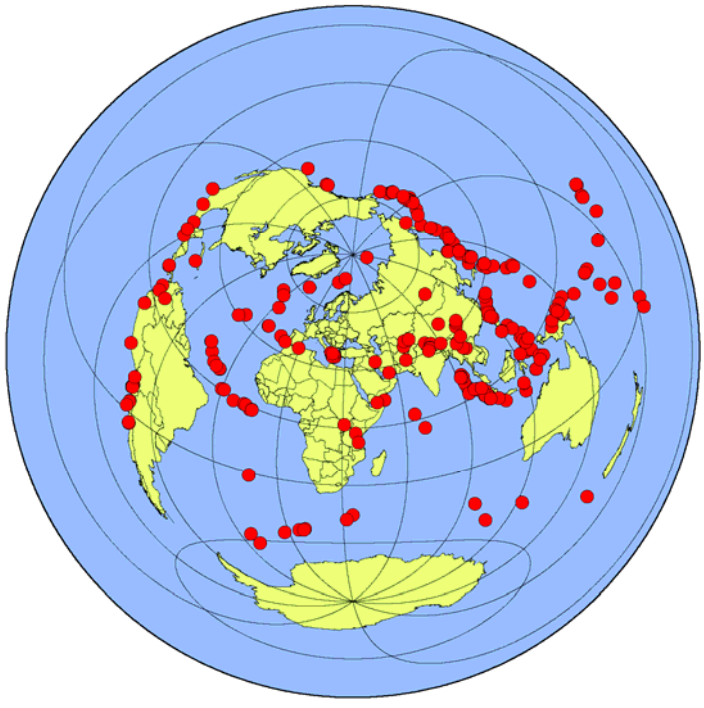
Şekil 4.1: Çalışmada kullanılan istasyonların dağılımları mavi üçgenler: DAD istasyonlarını, yeşil eşkenar dörtgenler: KRADE istasyonlarını, kırmızı kareler: IRIS istasyonlarını ve mor yıldızlar: GEOFON istasyonlarını göstermektedir.

Çalışmada kullanılan veriler, DAD-USAG (Ulusal Sismik Ağın Geliştirilmesi) projesine ait sismik ağ ve KRDAE-UDİM (Ulusal Deprem İzleme Merkezi) ağında bulunan geniş band istasyonlarında alınan sürekli kayıtlardan seçilmiştir. Verilerin toplandığı üç yıl içerisinde, her iki ağda da zaman zaman çeşitli istasyonlarda teknik (yer, kayıtçı vb) değişimler olmuş ya da bazı istasyonlar tamamen kaldırılmıştır. Bunların yanı sıra yeni istasyon kurulumları bu süre içerisinde devam etmiştir. Çalışmada 01.01.2006 – 31.12.2008 tarihleri arasında çalışır durumda olan tüm istasyonların kayıtları kullanılmıştır. Burada verilen istasyon sayısı, üç yıl içerisinde

kısa ya da uzun süreli hizmette kalan toplam geniş band istasyon sayılarını göstermektedir. İstasyonların dağılımları Şekil 4.1'de gösterilmektedir. USAG (DAD) ve (UDİM) KRDAE ağlarında bulunan istasyonlar GURALP marka sismometrelerden (CMG 3TD-3T-6T-40T 3ESPD) oluşmaktadırlar. IRIS ve GEOFON ağları ise STS1 ve STS2 türü sismometreler içermektedir. Veriler genel olarak 50 Hz ya da 100Hz'lik örnekleme frekanslarında GCF veya SAC formatında kaydedilmişlerdir.

4.2. Verilerin Hazırlanması ve Depremlerin Seçilmesi

Çalışmada 01.01.2006 – 31.12.2008 tarihleri arasında tüm dünyada meydana gelen büyüklüğü M ≥ 5.5 ve odak derinliği h ≤ 100 km olan toplam 1383 depremin USGS-Neic katalog bilgileri derlenmiştir. Belirlenen depremler içerisinden hem veri kalitesi iyi olan, hem Rayleigh dalgası seçilebilen hem de büyük daire üzerinde yer alan istasyon çiftlerine sahip 289 deprem değerlendirmelerde kullanılmıştır. Kullanılan depremlerin dış merkez dağılımları Şekil 4.2'de verilmiştir.



Şekil 4.2: Çalışmada kullanılan depremlerin dış merkez dağılımları
($M \geq 5.5,\ h \leq 100$km olan 289 deprem)

USAG (DAD) ve UDİM (KRADE) ağlarında bulunan geniş band istasyonlarda toplanan sürekli veriler kullanılmıştır. Deprem kayıtları SAC formatında üçer saatlik sayısal veriler olarak depolanmıştır.

5. TOMOGRAFİ HARİTALARININ OLUŞTURULMASI

5.1. Rayleigh Dalgası Faz Hızı Dispersiyon Eğrilerinin Hesaplanması

Dispersiyon eğrileri, depremlerin düşey bileşen kayıtları kullanılarak, temel mod Rayleigh dalgaları için hesaplanmıştır. Dispersiyon eğrilerinin hazırlanış aşamalarını dört adımda özetleyebiliriz.

1. Birinci adımda alet tepki düzeltmeleri yapılmıştır. Verilerin alındığı ağlarda en yaygın olarak GÜRALP marka CMG-3T türü sismometrelerin kullanıldığı gözlenmiştir. Bu nedenle alet tepkisinin düzeltilmesinde CMG-3T türü sismometrenin özellikleri referans olarak alınmış ve tüm dalga şekilleri bu sismometre modeline göre düzenlenmiştir. Düzeltme sonucunda aletsel faz kayması tüm istasyonlar için giderilmiştir. Böylece, iki istasyon yönteminde faz hızı hesaplanırken kullanılan, (3.7) ve (3.8) bağıntılarındaki istasyon çiftlerinin faz kaymaları birbirine eşit duruma ($\phi_{i1} = \phi_{i2}$) gelmiştir.

2. İkinci adımda, teorik varış zamanlarından yararlanılarak temel mod Rayleigh dalgası seçimi yapılmaktadır. Rayleigh dalgası grup hızı, 2.6–5.1km/s arasında alınarak, teorik varış zamanları hesaplanmış ve bu zamanlar kullanılarak düşey bileşen sismogramlarından Rayleigh dalgası pencerelerinin seçimi yapılmıştır. Bu adımda ayrıca Rayleigh dalgası 20-200s arasında süzülerek istenmeyen gürültülerden arındırılmıştır. Pencere seçimleri otomatikleştirilmiş programlar ile yapılmış ve seçilen bölümler ayrıca depolanmıştır. Şekil 5.1 a-b ve Şekil 5.2 a-b 'de sırasıyla GADA-ALT ve ENEZ-BNN istasyon çiftlerinde kaydedilen düşey bileşen deprem kayıtlarından seçilen ham veriler (a) ve otomatik olarak seçilen Rayleigh dalgası pencereleri (b) örnek olarak sunulmaktadır.

3. Faz hızı hesaplamalarından önce, tüm depremler için büyük daire üzerinde ya da çok yakınında bulunan istasyon çiftleri listelenmiştir. İki istasyon yönteminde, istasyon çiftinin büyük daire üzerinde ya da çok yakınında olması gereklidir. Çalışmada istasyon çiftlerinin, büyük daire boyunca azimutal farkı 0.5 dereceden daha küçük olacak şekilde alınmıştır. Dispersiyon eğrileri, belirlenen istasyon

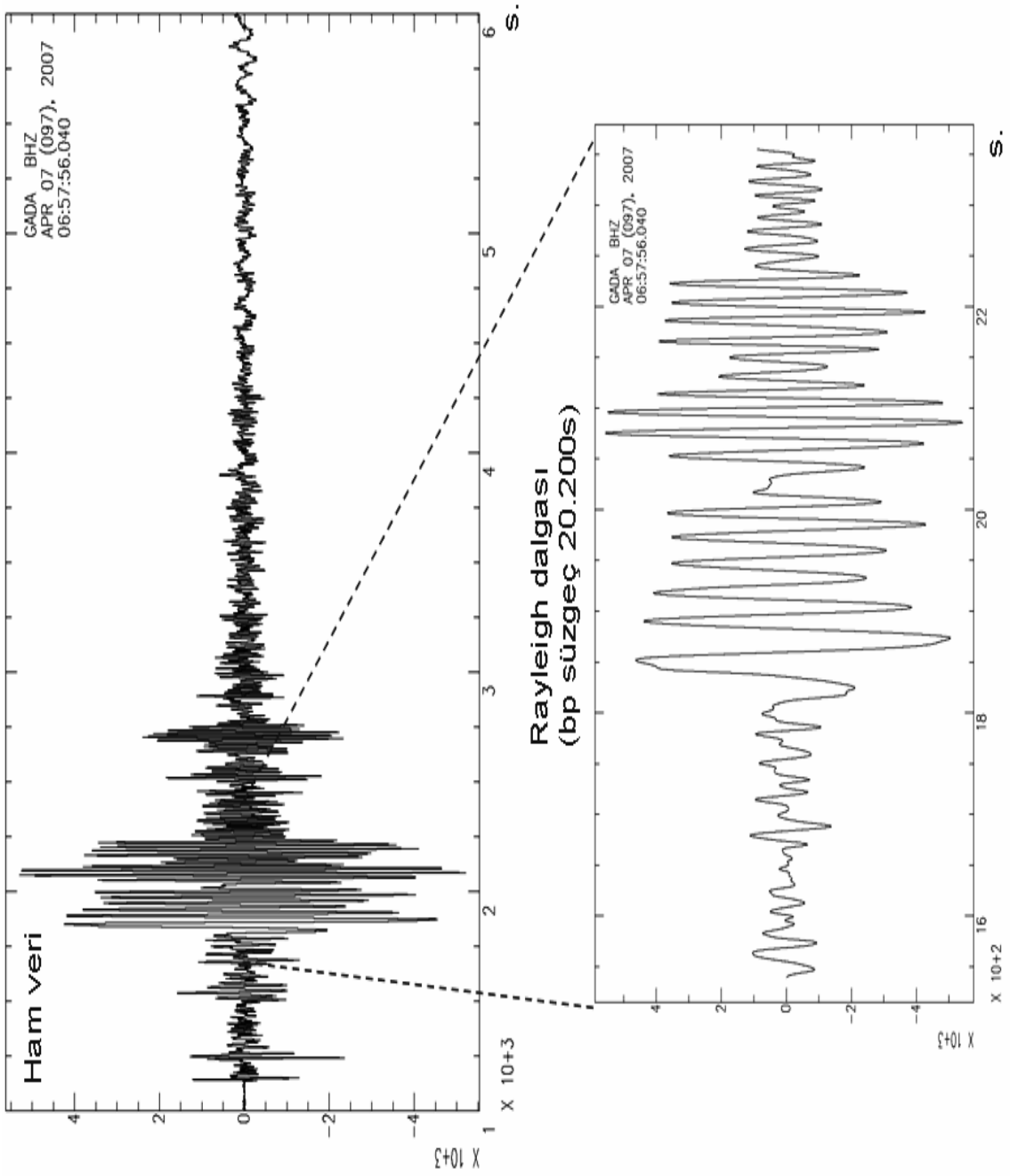
çiftlerinin fazları kullanılarak iki istasyon yöntemi (Dziewonski ve Hales, 1972) ile frekansın fonksiyonu olacak şekilde hesaplanmıştır. Burada hesaplanan faz hızları, iki istasyon arasındaki mesafenin ortalama faz hızını göstermektedir. Dispersiyon eğrilerindeki varyanslar incelenmiş ve referans modele göre %25'den daha fazla pertürbasyona sahip faz hızları otomatik olarak atılmıştır. Referans model, manto için PREM (Dziewonski ve Anderson, 1981) ve kabuk için 3SMAC (Nataf ve Richard 1996) kullanılarak hazırlanmış olan, ortalama küresel faz hızlarından oluşmaktadır.

4. Son adımda, hesaplanan dispersiyon eğrileri kontrol edilerek, küçük varyanslara sahip olan uygun frekans aralıkları seçilmiştir. Örneğin Şekil 5.1 c'de verilen ALT-GADA istasyon çifti için kararlı (stable) frekans aralığı 20–55s olarak, Şekil 5.2 c'de verilen ENEZ-BNN istasyon çifti için kararlı frekans aralığı 20–120s olarak belirlenmiştir.

Dispersiyon eğrilerinin oluşturulmasında, dispersiyon eğrilerinin saçılmasının az olduğu frekans aralığının belirlendiği son adım dışındaki tüm aşamalar otomatikleştirilmiş programlar ile gerçekleştirilmiştir. Son adımda yapılan seçimler için iki örnek Şekil 5.1 c ve Şekil 5.2 c'de verilmiştir. GADA-ALT istasyonları arasındaki uzaklık daha kısadır (377km) ve bu istasyon çiftinin faz hızı dispersiyon eğrisinden seçilen frekans aralığı daha dardır (20-55s). Bu örnekte faz hızı dispersiyon eğrisi 55s'nin üzerindeki frekanslarda belirgin olarak saçılma göstermektedir. ENEZ-BNN istasyon çifti arasındaki uzaklık GADA-ALT çifti arasındaki mesafeye kıyasla daha fazladır (855km). ENEZ-BNN istasyonları arasındaki dispersiyon eğrisinde saçılmanın az olduğu aralık, GADA-ALT istasyonundan elde edilen dispersiyon eğrisindekine kıyasla daha fazladır. İki istasyon arasında ışının kat ettiği yol uzunluğunun dispersiyon eğrilerinden seçilen periyot aralığını etkilediği örneklerden açıkça anlaşılmaktadır. Örneklerdeki faz hızı dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan depremin parametreleri Tablo 5.1'de verilmiştir.

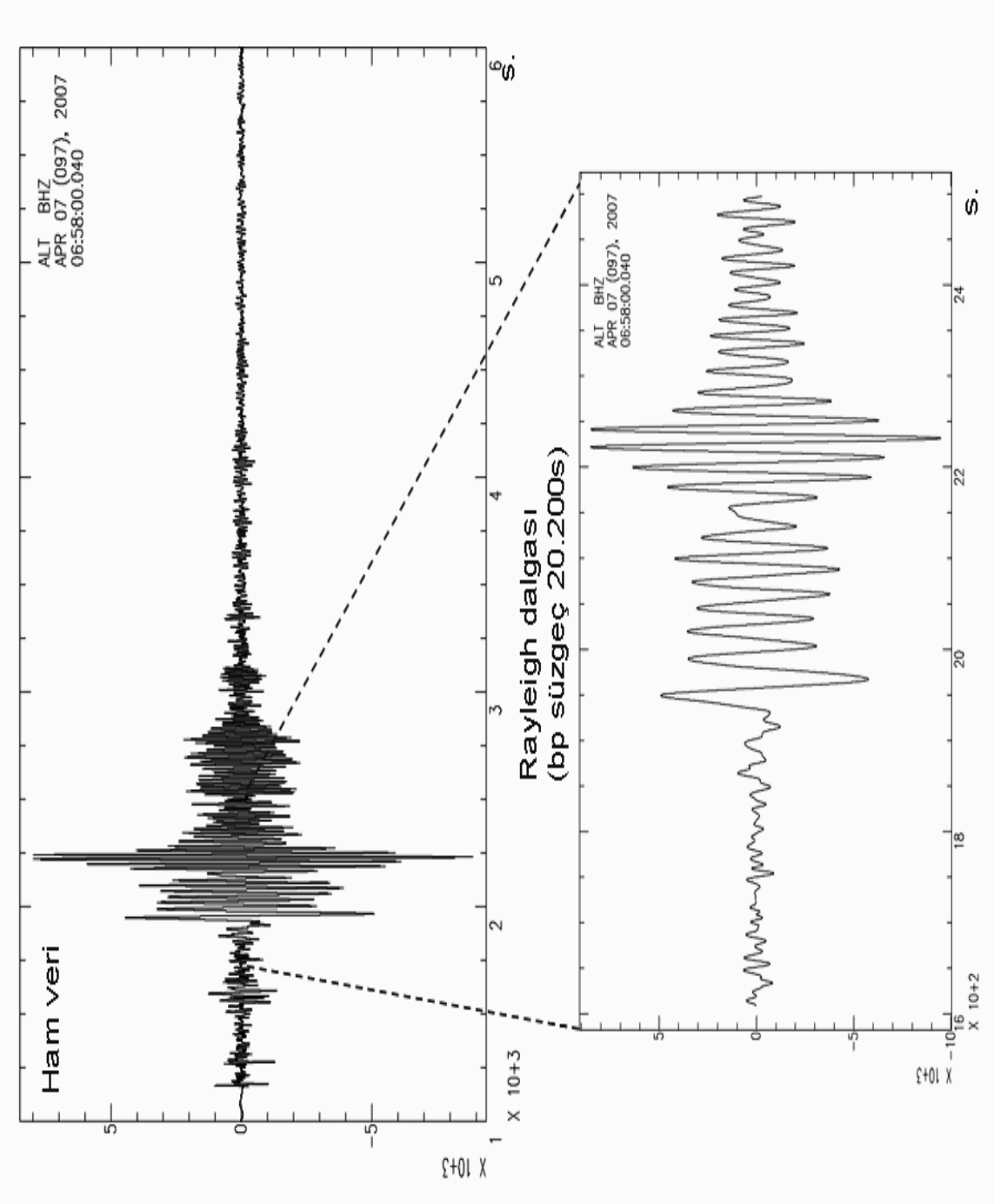
Tablo 5.1: GADA-ALT ve ENEZ-BNN istasyon çiftleri için belirlenen faz hızı dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan depremlerin parametreleri.

İstasyon Çifti	Oluş zamanı	Yeri	Büyüklüğü (Mw)	Derinlik (km)
GADA-ALT	07 Nisan 2007 07:09:25	37.31N, 24.49W Kuzey Atlantik Okyanusu	6.1	8
ENEZ-BNN	05 Nisan 2007 03:56:50	37.31N, 24.62W Kuzey Atlantik Okyanusu	6.3	14



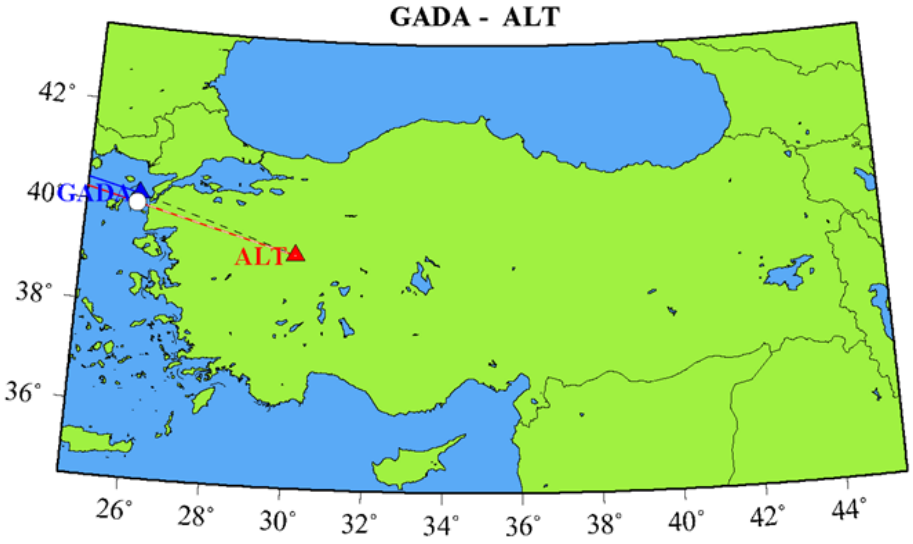
(a)

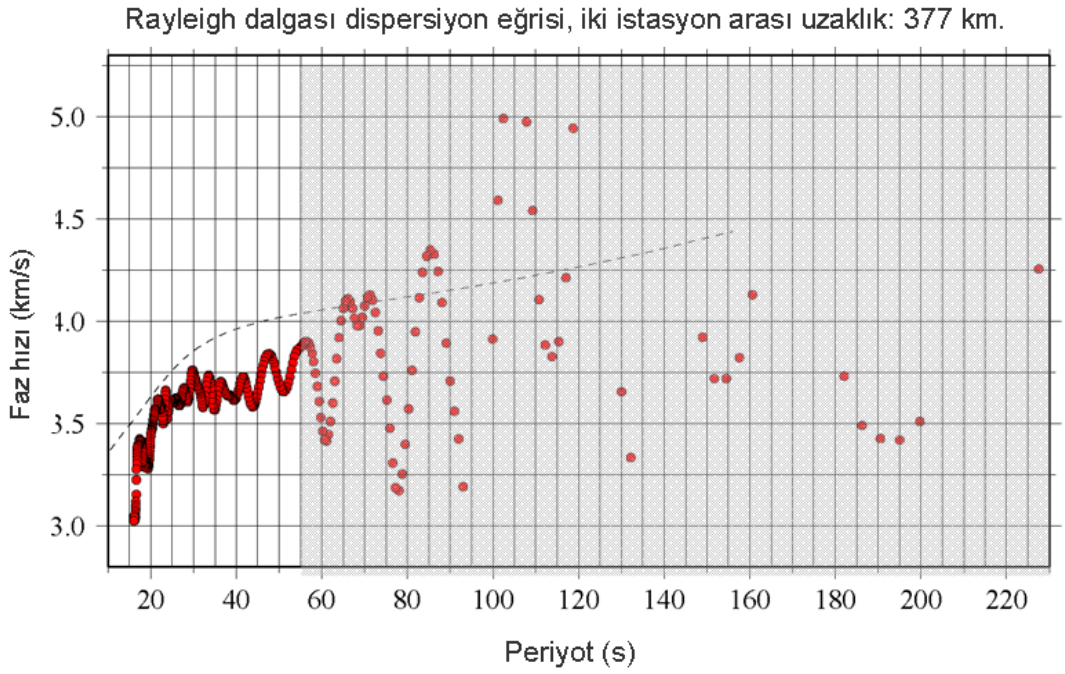
Şekil 5.1: GADA - ALT istasyonlarına ait dalga formları ve bu istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrisi. (a) ve (b): Sırasıyla GADA ve ALT istasyonlarında kaydedilen düşey bileşen deprem kayıtları.(İşlenmemiş veriler(üstte), 20-200s band-geçişli süzgeç sonrası otomatik olarak seçilen Rayleigh dalgası penceresi (altta)) (c): GADA ve ALT arasındaki ışın yolu (377km - üstte), Frekans aralığı seçimi (20–55s - altta). (c): GADA ve ALT arasındaki ışın yolu (377km - üstte), Frekans aralığı seçimi (20–55s - altta). Mavi üçgen: Dış merkeze yakın olan istasyon (GADA), Kırmızı üçgen: Dış merkeze uzak olan istasyon (ALT), Mavi çizgi: Dış merkeze yakın istasyon (GADA) için ışın yolu, Kırmızı çizgi: Dış merkeze uzak olan istasyon (ALT) için ışın yolu, Beyaz yuvarlak: Dış merkeze yakın olan istasyon (GADA) için belirlenen yeni projeksiyon noktası, Noktalı çizgi: Referans model, Kırmızı noktalar: Gözlenen dispersiyon eğrisi, Gri alan: Değerlendirmede kullanılmayan bölüm.



(b)

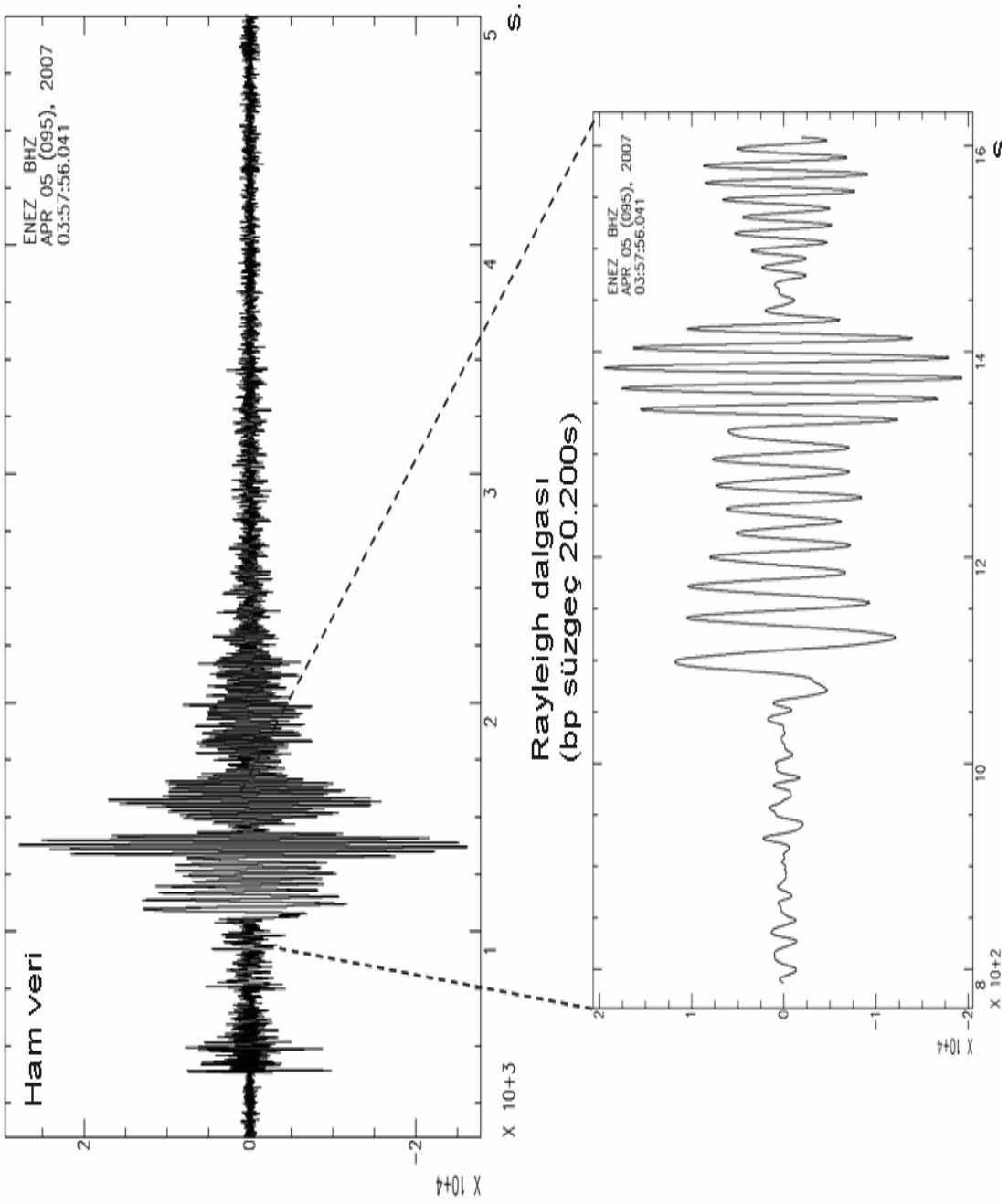
Şekil 5.1 (Devamı) :GADA - ALT istasyonlarına ait dalga formları ve bu istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrisi. (a) ve (b): Sırasıyla GADA ve ALT istasyonlarında kaydedilen düşey bileşen deprem kayıtları.(İşlenmemiş veriler(üstte), 20-200s band-geçişli süzgeç sonrası otomatik olarak seçilen Rayleigh dalgası penceresi (altta)) (c): GADA ve ALT arasındaki ışın yolu (377km - üstte), Frekans aralığı seçimi (20–55s - altta). (c): GADA ve ALT arasındaki ışın yolu (377km - üstte), Frekans aralığı seçimi (20–55s - altta). Mavi üçgen: Dış merkeze yakın olan istasyon (GADA), Kırmızı üçgen: Dış merkeze uzak olan istasyon (ALT), Mavi çizgi: Dış merkeze yakın istasyon (GADA) için ışın yolu, Kırmızı çizgi: Dış merkeze uzak olan istasyon (ALT) için ışın yolu, Beyaz yuvarlak: Dış merkeze yakın olan istasyon (GADA) için belirlenen yeni projeksiyon noktası, Noktalı çizgi: Referans model, Kırmızı noktalar: Gözlenen dispersiyon eğrisi, Gri alan: Değerlendirmede kullanılmayan bölüm.





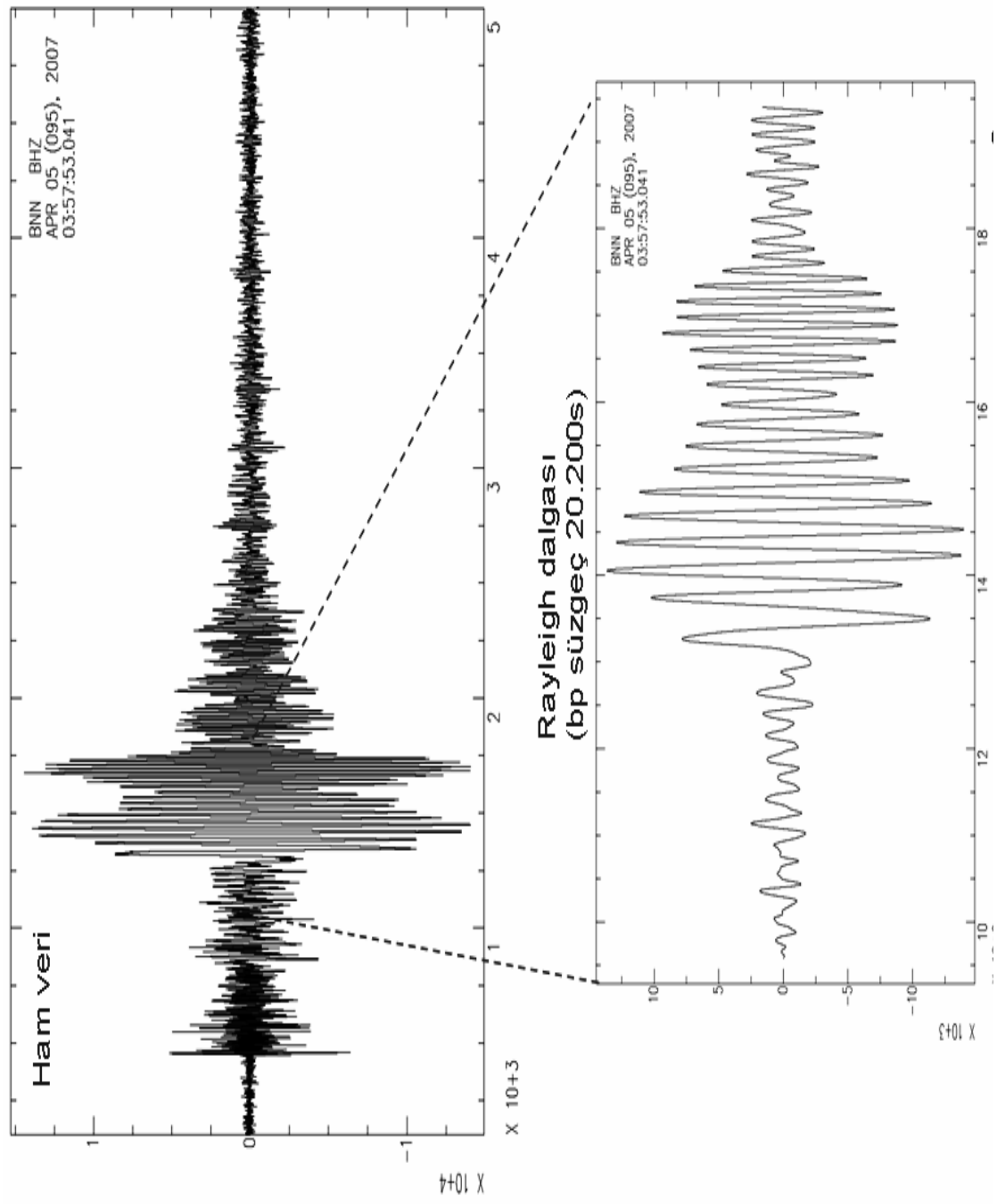
(c)

Şekil 5.1 (Devamı) :GADA - ALT istasyonlarına ait dalga formları ve bu istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrisi. (a) ve (b): Sırasıyla GADA ve ALT istasyonlarında kaydedilen düşey bileşen deprem kayıtları.(İşlenmemiş veriler(üstte), 20-200s band-geçişli süzgeç sonrası otomatik olarak seçilen Rayleigh dalgası penceresi (altta)) (c): GADA ve ALT arasındaki ışın yolu (377km - üstte), Frekans aralığı seçimi (20–55s - altta). (c): GADA ve ALT arasındaki ışın yolu (377km - üstte), Frekans aralığı seçimi (20–55s - altta). Mavi üçgen: Dış merkeze yakın olan istasyon (GADA), Kırmızı üçgen: Dış merkeze uzak olan istasyon (ALT), Mavi çizgi: Dış merkeze yakın istasyon (GADA) için ışın yolu, Kırmızı çizgi: Dış merkeze uzak olan istasyon (ALT) için ışın yolu, Beyaz yuvarlak: Dış merkeze yakın olan istasyon (GADA) için belirlenen yeni projeksiyon noktası, Noktalı çizgi: Referans model, Kırmızı noktalar: Gözlenen dispersiyon eğrisi, Gri alan: Değerlendirmede kullanılmayan bölüm.



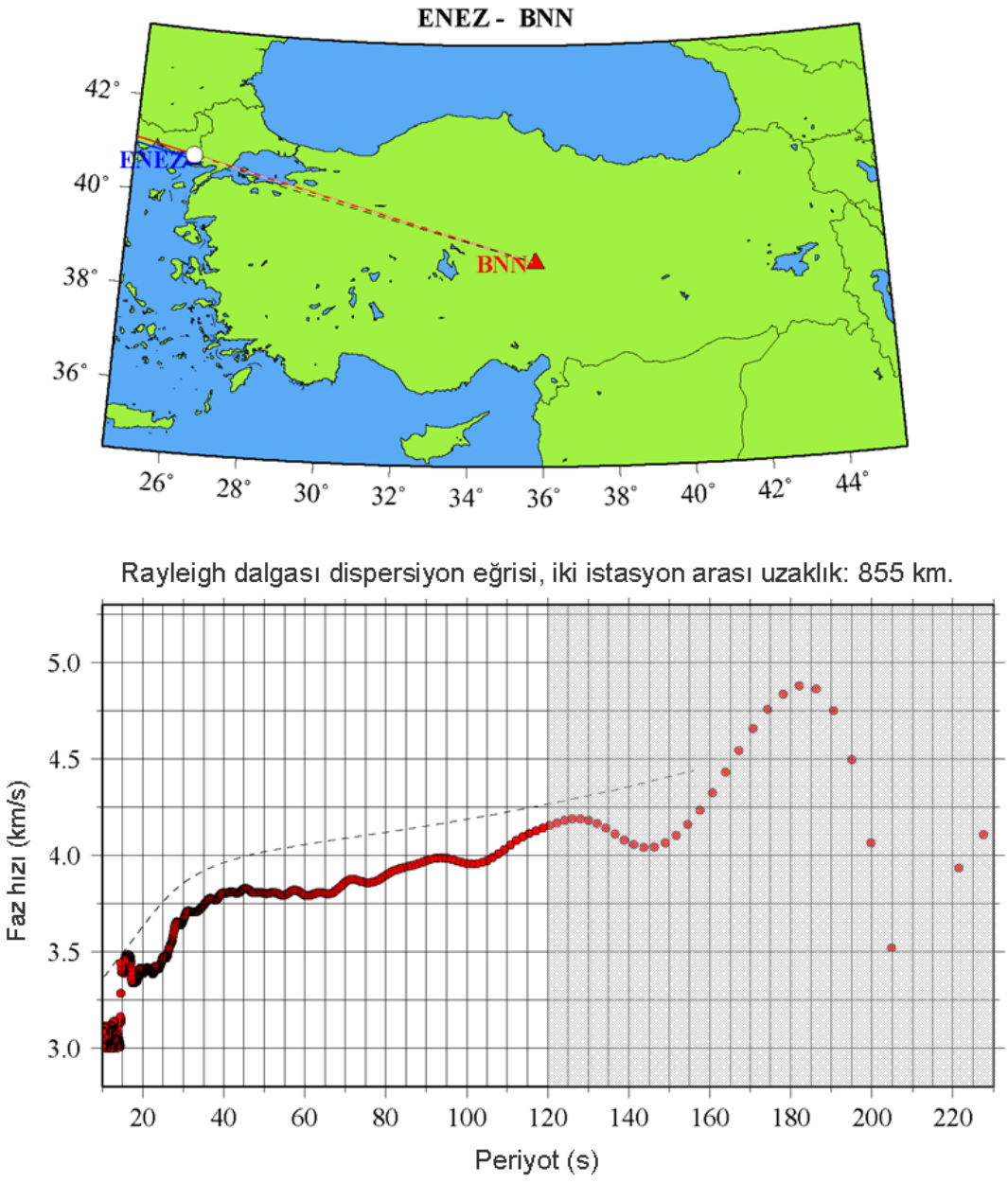
(a)

Şekil 5.2: ENEZ-BNN istasyonlarına ait dalga formları ve bu istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrisi. (a) ve (b): Sırasıyla ENEZ ve BNN istasyonlarında kaydedilen düşey bileşen deprem kayıtları. (İşlenmemiş veriler(üstte), 20-200s band-geçişli süzgeç sonrası otomatik olarak seçilen Rayleigh dalgası penceresi (altta))(c): ENEZ ve BNN arasındaki ışın yolu (855km - üstte), Frekans aralığı seçimi (20–120s - altta).Mavi üçgen: Dış merkeze yakın olan istasyon (ENEZ), Kırmızı üçgen: Dış merkeze uzak olan istasyon (BNN), Mavi çizgi: Dış merkeze yakın istasyon (ENEZ) için ışın yolu, Kırmızı çizgi: Dış merkeze uzak olan istasyon (BNN) için ışın yolu, Beyaz yuvarlak: Dış merkeze yakın olan istasyon (BNN) için belirlenen yeni projeksiyon noktası, Noktalı çizgi: Referans model, Kırmızı noktalar: Gözlenen dispersiyon eğrisi, Gri alan: Değerlendirmede kullanılmayan bölüm.



(b)

Şekil 5.2 (Devamı) : ENEZ-BNN istasyonlarına ait dalga formları ve bu istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrisi. (a) ve (b): Sırasıyla ENEZ ve BNN istasyonlarında kaydedilen düşey bileşen deprem kayıtları. (İşlenmemiş veriler(üstte), 20-200s band-geçişli süzgeç sonrası otomatik olarak seçilen Rayleigh dalgası penceresi (altta))(c): ENEZ ve BNN arasındaki ışın yolu (855km - üstte), Frekans aralığı seçimi (20–120s - altta).Mavi üçgen: Dış merkeze yakın olan istasyon (ENEZ), Kırmızı üçgen: Dış merkeze uzak olan istasyon (BNN), Mavi çizgi: Dış merkeze yakın istasyon (ENEZ) için ışın yolu, Kırmızı çizgi: Dış merkeze uzak olan istasyon (BNN) için ışın yolu, Beyaz yuvarlak: Dış merkeze yakın olan istasyon (BNN) için belirlenen yeni projeksiyon noktası, Noktalı çizgi: Referans model, Kırmızı noktalar: Gözlenen dispersiyon eğrisi, Gri alan: Değerlendirmede kullanılmayan bölüm.



(c)

Şekil 5.2 (Devamı) : ENEZ-BNN istasyonlarına ait dalga formları ve bu istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrisi. (a) ve (b): Sırasıyla ENEZ ve BNN istasyonlarında kaydedilen düşey bileşen deprem kayıtları. (İşlenmemiş veriler(üstte), 20-200s band-geçişli süzgeç sonrası otomatik olarak seçilen Rayleigh dalgası penceresi (altta))(c): ENEZ ve BNN arasındaki ışın yolu (855km - üstte), Frekans aralığı seçimi (20–120s - altta).Mavi üçgen: Dış merkeze yakın olan istasyon (ENEZ), Kırmızı üçgen: Dış merkeze uzak olan istasyon (BNN), Mavi çizgi: Dış merkeze yakın istasyon (ENEZ) için ışın yolu, Kırmızı çizgi: Dış merkeze uzak olan istasyon (BNN) için ışın yolu, Beyaz yuvarlak: Dış merkeze yakın olan istasyon (BNN) için belirlenen yeni projeksiyon noktası, Noktalı çizgi: Referans model, Kırmızı noktalar: Gözlenen dispersiyon eğrisi, Gri alan: Değerlendirmede kullanılmayan bölüm.

Yüzey dalgasının dalga boyu λ ile faz hızı *c* belirli bir *T* periyotunda $\lambda = cT$ olarak verilir. Faz hızını ortalama olarak 3.7km/s olarak alırsak faz hızı döngülerinin

yayıldığı uzaklıklar 20s için 74km, 50s için 185km, 90s için 333km ve 120s için 444km olarak hesaplanır. 20s periyotlu sinyal ENEZ-BNN arasındaki 855km'lik uzaklık boyunca yaklaşık olarak 11 tam faz döngüsü (phase cycle) yaparak yayılacaktır (Şekil 5.2).

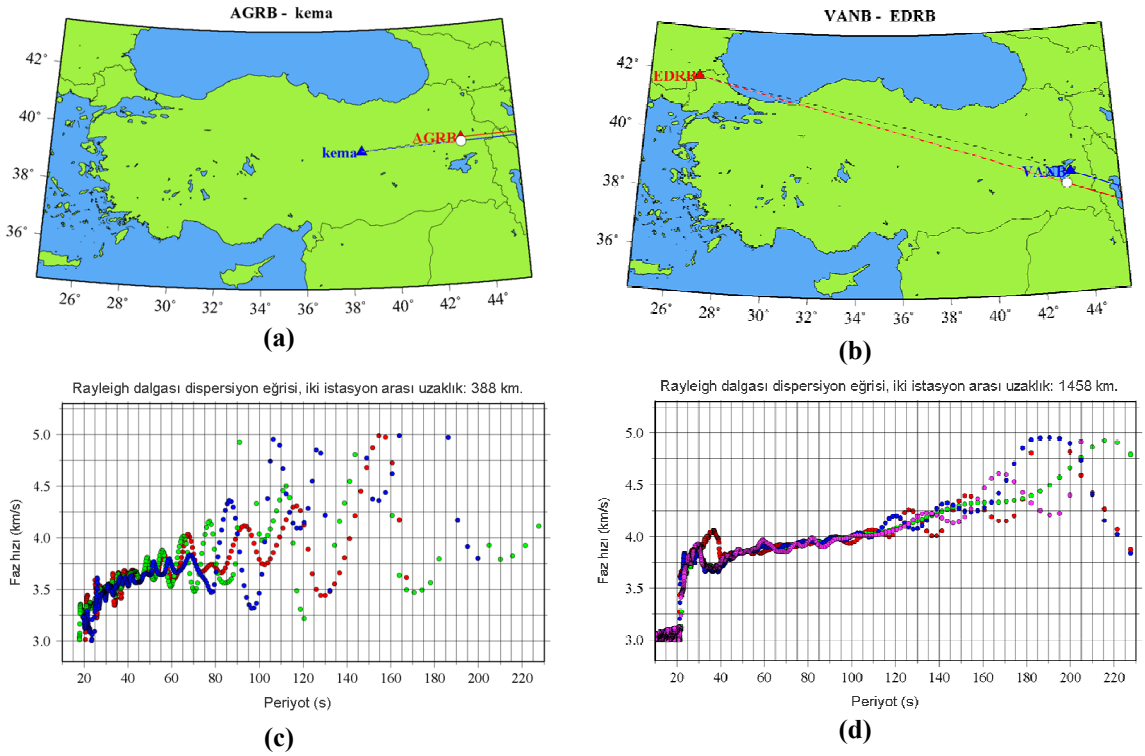
Benzer şekilde faz döngüsünün 50s periyotlu dalga için 4, 90s periyotlu dalga için 2, 120s periyotlu dalga içinse 1 kez olduğunu söyleyebiliriz. ALT-GADA istasyon çifti (Şekil 5.1) arasındaki uzaklığa (377km) bağlı olarak faz döngülerinin 20s, 50s ve 90s için sırasıyla 5, 2, 1 kez olacağını, 120s için tam bir döngüyü tamamlayamayacağını söyleyebiliriz.

Birbirine yakın ve uzak mesafelerde bulunan istasyonlardaki dispersiyon eğrilerinin özelliklerini daha iyi anlayabilmek için, birbirine yakın mesafede (yaklaşık 388km) bulunan AGRB-kema ve birbirine daha uzak mesafede (yaklaşık 1458km) olan VANB-EDRB için elde edilen dispersiyon eğrileri incelenmiştir. AGRB-kema istasyon çifti için 3, VANB-EDRB istasyon çifti için 4 adet deprem kullanılarak Rayleigh dalgası temel mod faz hızı dispersiyon eğrileri yukarıda anlatılan yöntemlerle hesaplanmıştır. Şekil 5.3 a ve b'de sırasıyla AGRB-kema ve VANB-EDRB istasyon çiftleri için elde edilen dispersiyon eğrileri üst ütse bindirilerek çizilmiştir. Her iki istasyon çifti için de hesaplanan dispersiyon eğrilerinin, kendi içinde birbirileriyle uyumlu olduğu görünmektedir. İki örnekte yer alan dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan depremlerin bilgileri Tablo 5.2'de verilmiştir.

Birbirine yakın mesafede bulunan AGRB-kema istasyon çiftinin dispersiyon eğrilerinin uzun periyotlarında (yaklaşık olarak 60s.'den sonrasında) saçılmalar gözlenmektedir (Şekil 5.3 c). Bu saçılmalar uzun periyot faz hızlarının, birbirine yakın istasyonlar arasında, sağlıklı olarak belirlenemediğini göstermektedir. Bu örnekteki dispersiyon eğrilerinin kısa periyotlarında (yaklaşık olarak 30s'nin altında) düzlem olmayan dalgalardan ya da büyük dairenin dışında kalan sinyallerden kaynaklanan saçılmalar gözlenmektedir.

Diğer yandan, birbirine uzak mesafede bulunan VANB-EDRB istasyon çiftine ait dispersiyon eğrilerinin daha geniş bir periyot aralığında kararlı olduğu yani, saçılmalarının az olduğu gözlenmektedir (Şekil 5.3 d). Bu etkiler daha önce de bahsettiğimiz, yüzey dalgalarının dalga boyunun, istasyonlar arası uzaklık ile olan ilişkisi ile açıklanabilir. Şekil 5.1, Şekil 5.2 ve Şekil 5.3'de verilen örneklere

bakıldığında; istasyon çifti arasında yayılan faz hızı döngülerinin sayısı arttıkça (yani daha uzun dalga boyları için), dispersiyon eğrilerindeki saçılmanın azalacağını söyleyebiliriz.



Şekil 5.3: Gözlenen dispersiyon eğrilerine ait iki örnek (a) AGRB ve kema istasyonları arasındaki ışın yolu, (b) VANB ve EDRB istasyonları arasındaki ışın yolu, (c) AGRB ve kema istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrileri, (d) VANB ve EDRB istasyon çifti için belirlenen dispersiyon eğrileri.

Tablo 5.2: AGRB-kema ve VANB-EDRB istasyon çiftleri için dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan depremler.

AGRB-kema

Yıl	Ay	Gün	Saat (UTC)	Enlem	Boylam	Büyüklük	Derinlik	Renk
2008	01	09	08:26:45	85.17	32.29	6.4	10	Kırmızı
2008	01	16	11:54:44	85.16	32.33	5.9	9	Yeşil
2008	10	06	08:30:45	90.35	29.81	6.3	12	Mavi

VANB-EDRB

Yıl	Ay	Gün	Saat (UTC)	Enlem	Boylam	Büyüklük	Derinlik	Renk
2008	05	19	14:26:45	99.15	01.64	6.0	10	Kırmızı
2008	06	27	11:40:13	91.82	11.01	6.6	17	Yeşil
2008	06	28	12:54:46	91.71	10.85	6.1	15	Mavi
2008	08	10	08:20:33	91.81	11.06	6.2	20	Lila

İki istasyon yöntemi kullanılarak hesaplanan faz hızı ölçümleri, tek düzlem dalga yayılımı varsayımına dayanmaktadır. Sismogramlarda yüzey dalgaları üzerinde gürültülerin ve düzlem olmayan sinyallerin baskın olduğu durumlarda yaklaşımın geçerliliği etkilenir (Pedersen, 2006). Gerçek veriler kullanılarak yapılan iki istasyon

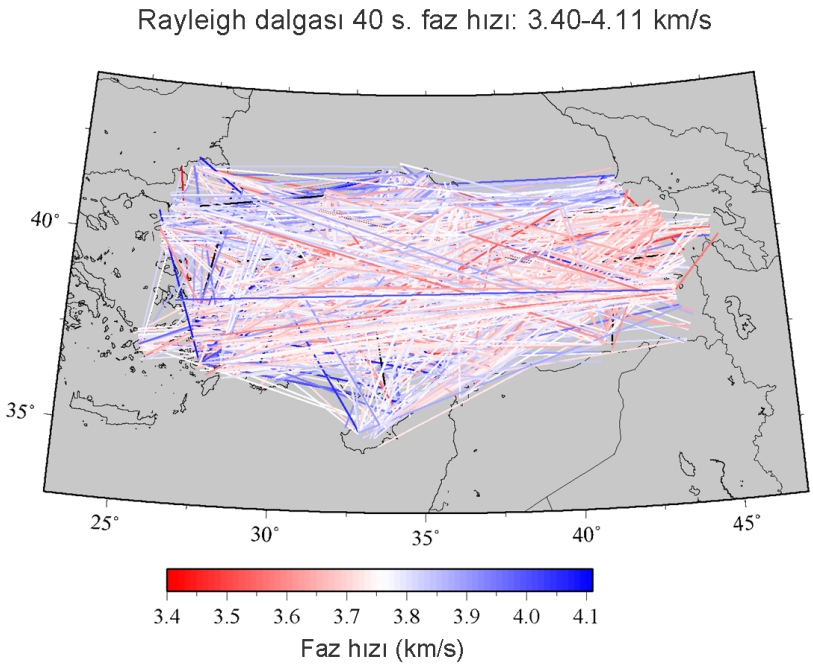
uygulamalarında bu tür etkilerden sakınmak tamamen mümkün olamamaktadır. Şekil 5.1 ve Şekil 5.3'deki dispersiyon eğrilerindeki bazı salınımlar bu etkilerin sonucu gerçekleşmiştir. Ayrıca, iki istasyon arasındaki yolun uzunluğu, kararlı dispersiyonların bulunduğu güvenilir periyot aralığını fazlasıyla etkiler. İki istasyon arası uzaklık fazla ise, dispersiyon eğrileri faz döngülerindeki 2π belirsizliği kararlı periyot aralığını etkiler. İki istasyon arası uzaklık çok kısa ise düzlem olmayan dalgaların (saçılan dalgalar ya da büyük daire dışında gelişen sinyaller gibi) etkisiyle dispersiyon eğrilerinde özellikle kısa periyotlarda saçılmalara neden olur.

5.2. Dispersiyon Eğrilerinin Işın Yolları Kapsama Haritasının Oluşturulması

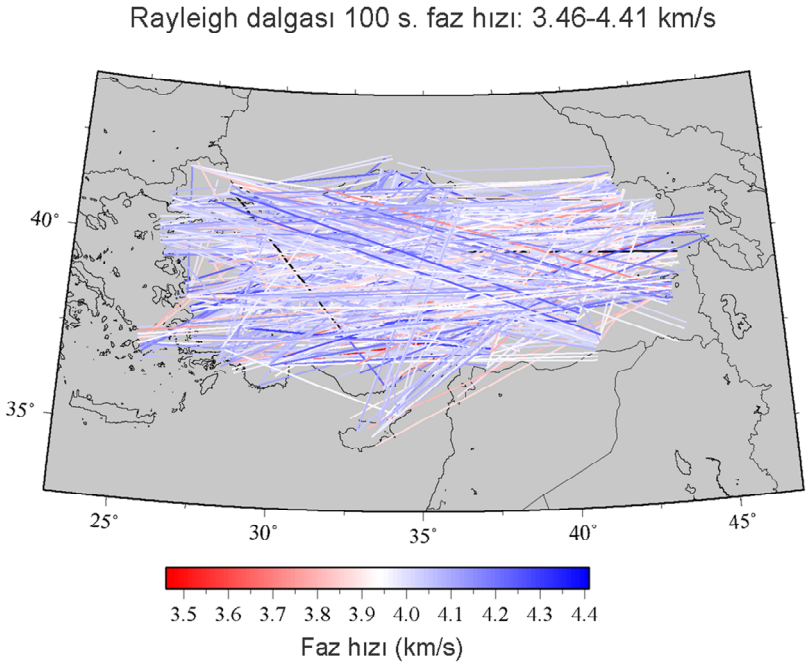
Faz hızı dispersiyonları, frekansa/periyota bağlı olarak hesaplanmaktadır. Bu nedenle dispersiyon eğrileri kullanılarak oluşturulan ışın yolları kapsama haritası da periyota bağlı olarak hazırlanmıştır. Haritalar, dispersiyon eğrilerinin hesaplandığı depremlerin kaydedildiği iki istasyonu büyük daire boyunca birbirine bağlayan doğruların her bir periyot için çizilmesiyle oluşturulmuştur. Temel olarak bu tür kapsama haritaları bize hangi periyotta ne kadar ışın kapsamı olduğunu yani, verilerin periyotlara bağlı olarak alansal kapsamını göstermektedir. Ancak bu çalışmada üretilen ışın yolları kapsama haritaları iki istasyon arasındaki ışın yollarının sahip oldukları ortalama faz hızı bilgilerini de içermektedir. Çalışmada temel mod Rayleigh dalgaları kullanılarak belirlenen faz hızları, kullanılan iki istasyon yöntemi gereğince, istasyon çifti arasındaki büyük daire boyunca olan uzaklığa ait ortalama faz hızını vermektedir. Üretilen haritalarda, iki istasyon arasında elde edilen faz hızları, iki istasyon çiftini büyük daire boyunca birleştiren doğrunun hıza bağlı olarak renklendirilmesi ile ifade edilirler. Bu şekli ile ışın yolları kapsama haritalarını dispersiyon haritaları olarak düşünebiliriz.

Çalışmada 20-160s arasında 5'er saniyelik periyot aralığında toplam 28 tane faz hızı ışın yolları kapsama haritası üretilmiştir. Her bir periyot için, tüm ortalama faz hızı ışın yolları bir araya getirilerek ışın yolları kapsama haritaları oluşturulmuştur. Örneğin, dispersiyon eğrileri kullanılarak, 40s periyotlu Rayleigh dalgaları için hesaplanan 3023 faz hızı, hesaplandıkları iki istasyon arasında büyük daire boyunca uzanan doğrultuda gösterilerek periyota ve ışın yollarına bağlı olarak dispersiyon haritası oluşturulmuştur. Şekil 5.4'de 40s ve 100s için hazırlanan haritalar sunulmuştur. Haritalarda ortalama faz hızı beyaz renk ile gösterilmektedir. Elde edilen faz hızlarının ortalama faz hızından yüksek değerleri mavi, düşük değerleri

ise kırmızı tonlarıyla gösterilmektedir. Bu haritalar bir sonraki adımda yüzey dalgası tomografi haritalarının hazırlanmasında kullanılacaktır.



a)

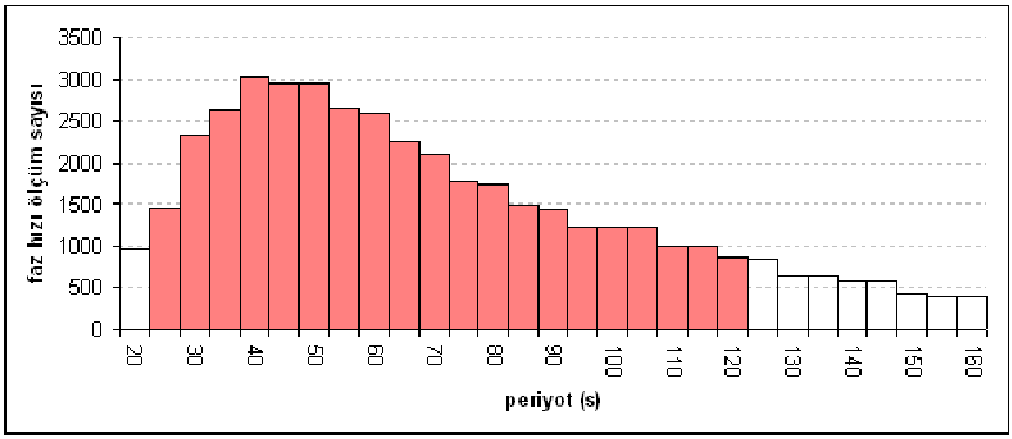


b)

Şekil 5.4: a) 40s için çizilen faz hızı ışın yolları dağılım haritası (toplam 3023 ışın yolu vardır) b) 100s için çizilen faz hızı ışın yolları dağılım haritası (toplam 1226 ışın yolu vardır).

Çalışmada kullanılan depremlerin odak dağılımlarının genellikle D-B yönlü olması nedeniyle, K-G doğrultuda sınırlı sayıda ışın yolu elde edilebilmiştir. Türkiye'nin çevresindeki denizlerde ve Türkiye'nin doğu sınırındaki ışın yollarının azlığı/yokluğu buralardaki istasyon sayılarının yetersizliği ile açıklanabilir. Denizler ve doğu sınırındaki küçük bir alan dışında, ışın yollarının çalışma alanını yeterince kapsadığı ve ışın yoğunluğunun yüksek çözünürlüklü tomografi haritaları elde etmek için uygun olduğu gözlenmektedir.

Şekil 5.5'de faz hızı ölçümlerinin sayısı periyotun fonksiyonu olarak çizilmiştir. Buradaki verilen ölçüm sayıları o periyottaki ışın yolları kapsama haritasındaki toplam ışın yolu sayısına da karşılık gelmektedir.



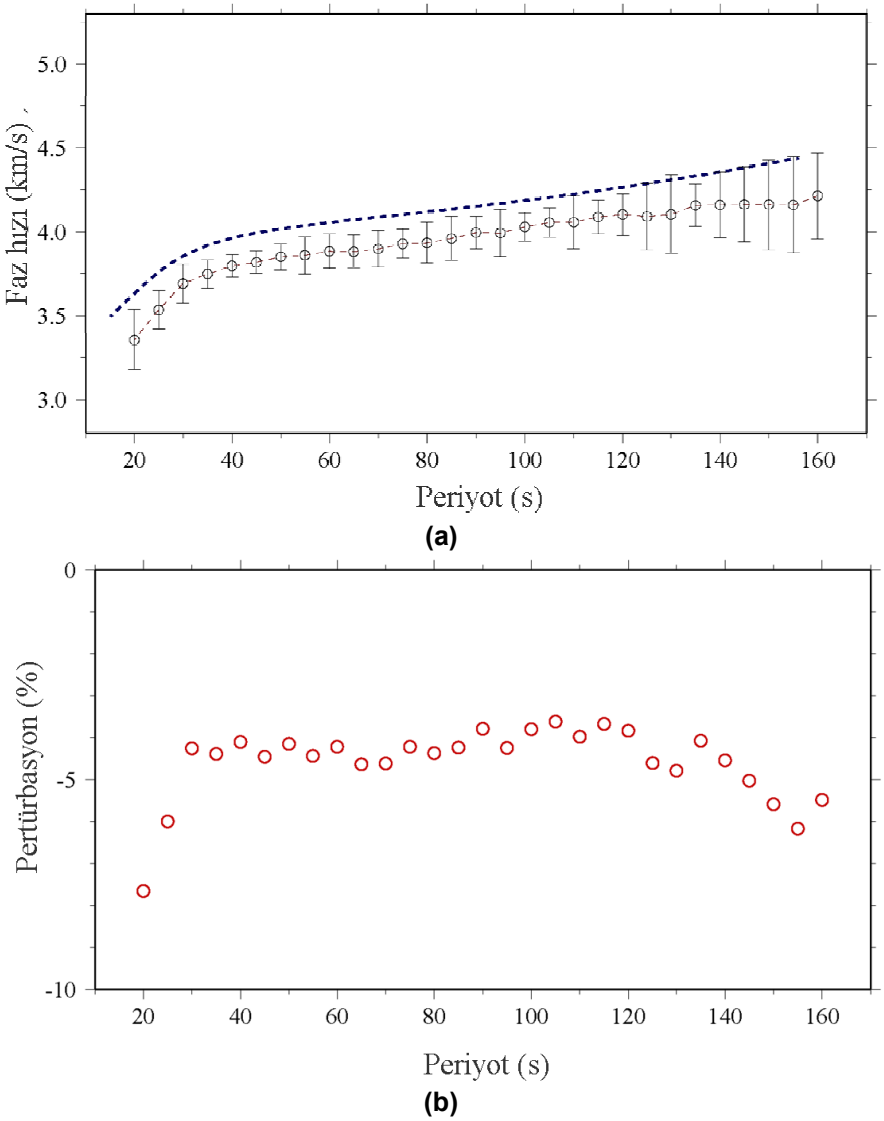
Şekil 5.5: Rayleigh dalgası iki-istasyon faz hızları ölçümü sayılarının periyota bağlı dağılımı. Dolgulu sütunlar faz hızı haritalarında kullanılan ölçümleri, boş sütunlar faz hızı haritalarının oluşturulmasında kullanılmayan ölçümleri göstermektedir.

Faz hızı dispersiyon eğrilerinde 25–120s periyot aralığında saçılmaların daha az olduğu gözlenmiştir. Ayrıca bu aralıkta her bir periyotta gözlenen ışın yolları daha yoğun yani, faz hızı ölçüm sayısı daha fazladır. Bu nedenlerle dispersiyon eğrilerindeki güvenilir periyot aralığı 25–120s olarak belirlemiş ve faz hızı haritalarının oluşturulmasında bu periyot aralığında yer alan veriler kullanılmıştır. Şekil 5.5'de içi dolgulu sütunlar faz hızı haritalarında kullanılan verileri, içi boş sütunlar faz hızı haritalarının oluşturulmasında kullanılmayan verileri göstermektedir.

5.3. Türkiye'nin Ortalama Faz Hızı Dispersiyon Eğrisi

Çalışmada, tomografi haritalarının oluşturulması amacıyla hesaplanan dispersiyon eğrileri bir araya getirilerek, ortalaması alınmış ve Türkiye için ortalama faz hızı

dispersiyon eğrisi hazırlanmıştır. Ortalama faz hızı dispersiyon eğrisinin oluşturulmasında toplam 3545 adet dispersiyon eğrisi kullanılmıştır. Ortalama faz hızı değerleri tüm dispersiyon eğrilerindeki faz hızları kullanılarak 5s aralıklarla hesaplanmıştır. Hesaplamalarda öncelikle istenilen periyot için her bir dispersiyon eğrisindeki $f-\Delta f$ ve $f+\Delta f$ aralığına karşılık gelen faz hızlarının ortalamaları alınır. Hesaplamalarda $\Delta f = 0.001$Hz alınmıştır. Ortalama faz hızı ve standart sapma değerleri her bir dispersiyon eğrisi için hesaplanır. Daha sonra tüm dispersiyon eğrileri için hesaplanan değerlerin ortalaması alınarak, istenilen periyot için tek bir ortalama faz hızı ve standart sapma değeri belirlenir.



Şekil 5.6: (a) Ortalama faz hızı dispersiyon eğrisi ve standart hataları, Kesikli mavi çizgi: Küresel faz hızı modeli, Siyah daireler ve hata çizgileri: Türkiye'nin ortalama faz hızı (bu çalışma), (b) Türkiye'nin ortalama faz hızının küresel faz hızı modeline göre pertürbasyonu.

Şekil 5.6 a'da temel mod Rayleigh dalgaları kullanılarak yapılan faz hızı ölçümlerinden elde edilen ortalama dispersiyon eğrisi görülmektedir. Her ne kadar şekilde periyot aralığı 20–160s arası alınmış olsa da; güvenilir dispersiyon ölçümleri ve kabul edilebilir standart sapmalar 25–120s arası periyotlarda gözlenmektedir. Zaten bu aralık dışındaki periyotların standart sapmalarının oldukça yüksek olması da bize güvenilebilir aralığın 25-120s arası olduğunu bir kez daha göstermektedir.

Şekil 5.6 a ve b'de görüldüğü gibi Türkiye için belirlenen ortalama faz hızları tüm periyotlarda küresel ortalama faz hızlarından düşüktür. Türkiye için hesaplanan ortalama faz hızlarının küresel ortalama faz hızlarından 120s üzerindeki periyotlarda %4-6.5, 30 – 120s aralığındaki periyotlarda % 3.5-5, 30s'den daha kısa periyotlarda ise % 6-7.5 negatif pertürbasyon gösterdiği gözlenmektedir (Şekil 5.6 b). Küresel ve geniş ölçekli olarak yapılan diğer çalışmalarda Türkiye için belirlenen hem faz hızları (Ekström ve diğ., 1997; Villasenor ve diğ., 2001) hem de S dalga hızları (Debayle ve diğ., 2001; Maggie ve Priestley, 2005) küresel ortalamadan daha düşük bulunmuştur. Bu yönüyle, Türkiye için hesaplanan ortalama faz hızı değerlerinin küresel ortalama faz hızından düşük bulunması, bu çalışmanın önceki çalışmalar ile uyumlu olduğunu göstermektedir.

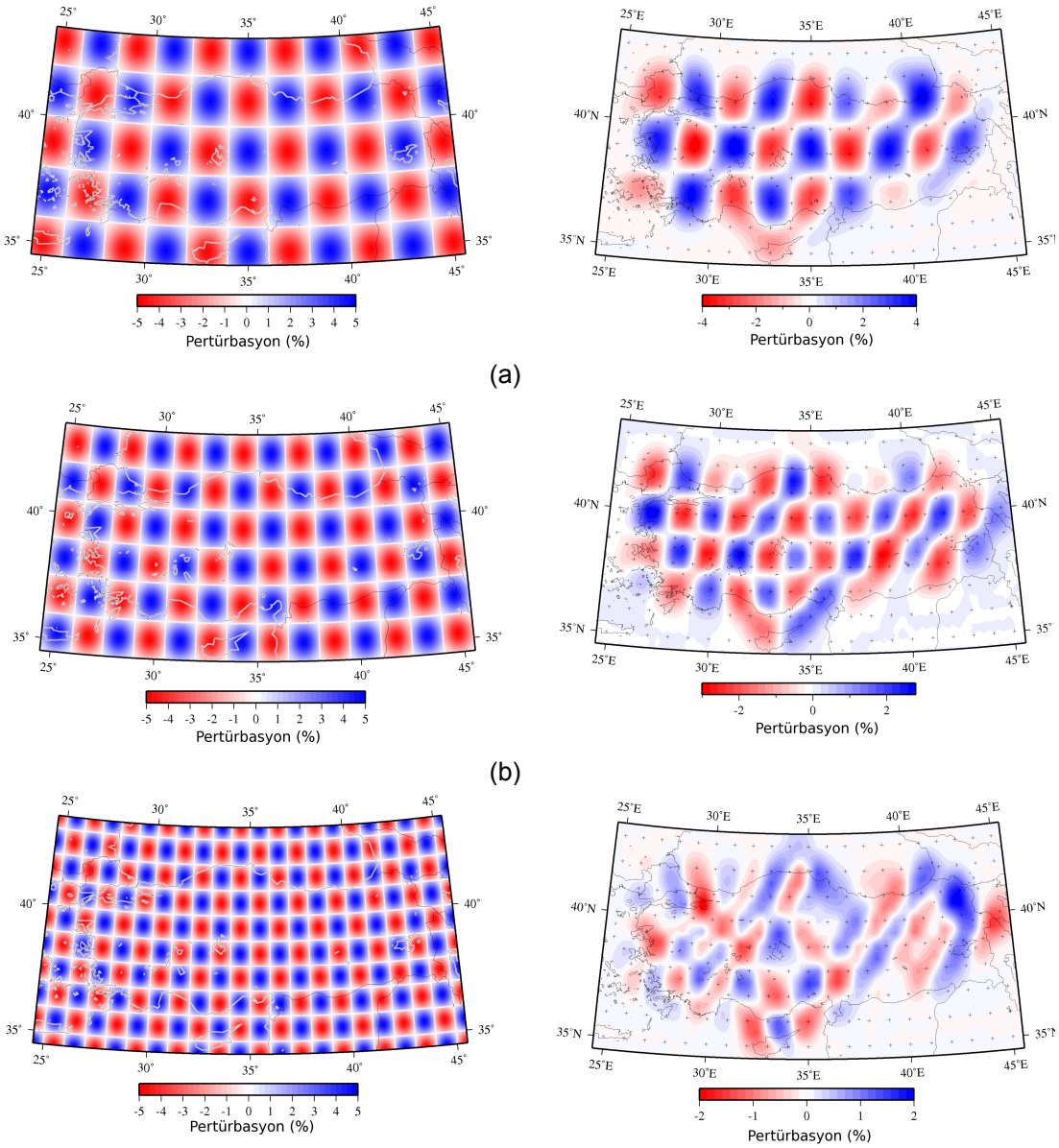
5.4. Dama Tahtası Testi

Faz hızı modellerinin çözünürlüklerinin değerlendirilmesi amacıyla çeşitli kare aralıklarında dama tahtası çözünürlük testleri yapılmıştır. 40s periyotlu Rayleigh dalgası için 1.0^o, 1.5^o ve 2.0^o'lik karelerden oluşan dama tahtası modelleri oluşturulmuştur (Şekil 5.7). Kareler negatif ve pozitif faz hızlarına sahip kutucuklar şeklinde ardışık dizilmiş heterojen bir yapıyı tanımlar. Buradaki negatif ve pozitif hızlar çalışılan periyottaki Rayleigh dalgası referans faz hızına $\pm$ %5 pertürbasyon eklenerek oluşturulmuştur.

1.5^o ve 2.0^o'lik karelerden oluşan modellerin dama tahtası testi sonucunda, tüm çalışma alanının iyi bir çözünürlüğe sahip olduğu söylenebilir. Şekil 5.7 a ve b'de görüldüğü gibi iki modelinde test sonuçları, giriş modellerine oldukça benzemektedir. 1.0^o kare aralığı ile oluşturulan modelin test sonuçları incelendiğinde, çalışma alanının güneybatı ve doğu bölgelerinde kutucukların dağılmaya başladığı görülmektedir (Şekil 5.7 c). Bu dağılmanın nedeni bu bölgelerde yeterli sayıda

istasyon bulunmamasından kaynaklanmaktadır. Çalışma alanının merkezinden geçen ışın yollarının daha fazla olması bu alandaki çözünürlüğün daha yüksek olmasını sağlamaktadır.

Yapılan dama tahtası testi sonuçlarına incelendiğinde 1.5^o ve üzerindeki kareler için çözünürlüğün oldukça iyi olduğunu söylenebilir. Bu durumda yer yapısındaki heterojenliğin 1.5^o'den daha büyük olduğu alanlarda veri setimizin iyi bir çözünürlükle çözüm sağlamak için yeterli olduğu düşünülebilir.

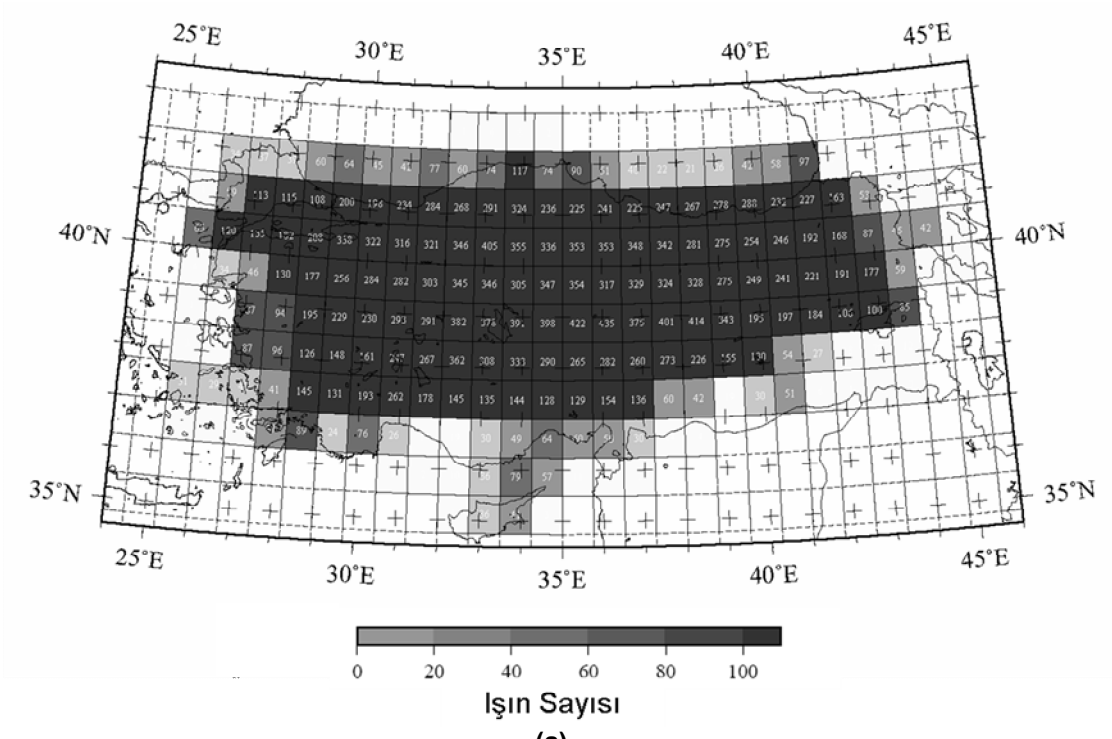


Şekil 5.7: 40s periyotlu Rayleigh dalgası için Dama tahtası çözünürlük testleri (a) 2.0 derece (b) 1.5 derece (c) 1.0 derecelik karelerden oluşmaktadır. Sol sütün dama tahtası giriş modellerini sağ sütün elde edilen test sonuçlarını göstermektedir.

Kullanılan tüm kare aralıkları için oluşturulan modeller incelendiğinde, Türkiye'nin batısında (Marmara ve Ege bölgelerinde) çözünürlüğün oldukça yüksek olduğu söylenebilir. Bu bölgedeki yüksek çözünürlük, bölgedeki istasyon sayısının yeterli sıklıkta olmasına bağlıdır. Bu bölgenin tersine doğu kısımlarda az sayıda istasyon bulunduğundan bu bölgedeki ışın yoğunluğu daha azdır. Bu nedenle de dama tahtası testide yer alan karelerin şekil düzenleri çalışma alanının doğusunda bozularak dağılmıştır. Ancak çalışma alanının bütününe bakıldığında, ters çözümde kullanılan veri setinden elde edilen ışın yollarının iyi bir çözünürlük için yeterli olduğu söylenebilir.

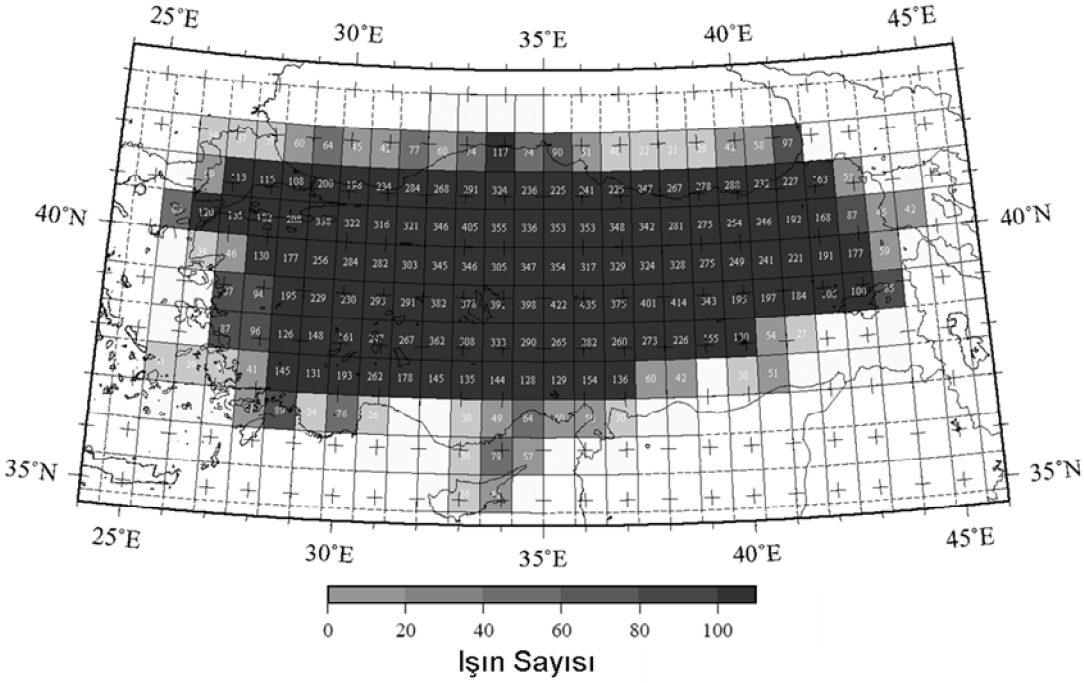
5.5. Işın Yoğunluğu Sayısı

Işın yoğunluğu haritaları Bölüm 5.2'de anlatılan ışın yolları kapsama haritaları kullanılarak hazırlanmıştır. Işın yolu kapsama haritaları karelere bölünerek her bir kareden geçen ışın sayısı hesaplanmıştır.

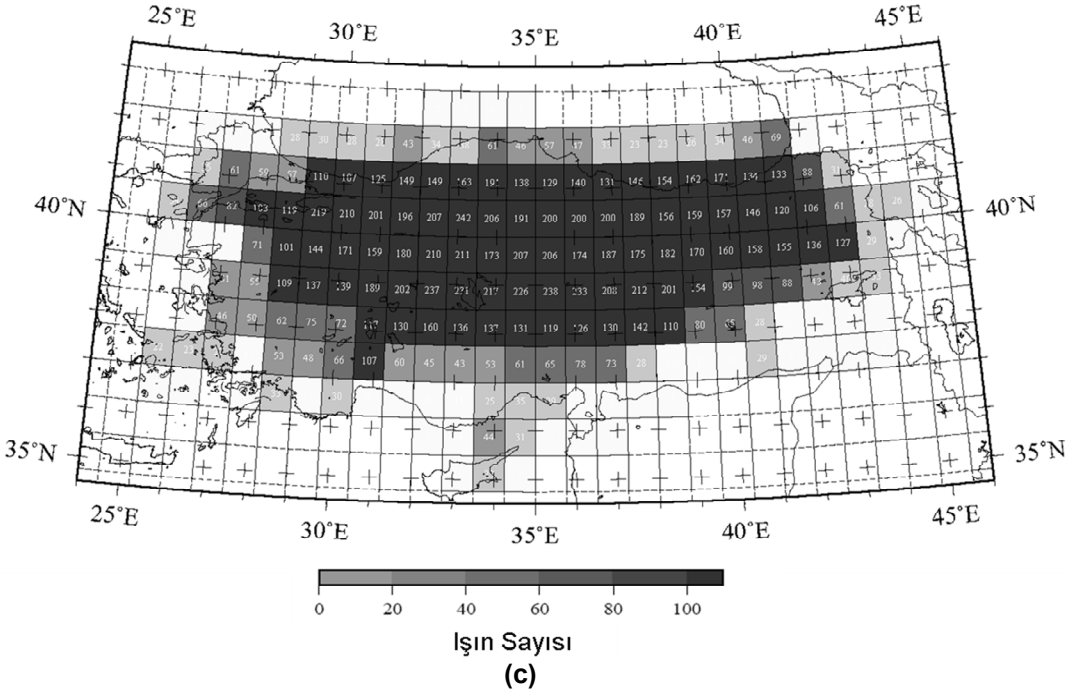


(a)

Şekil 5.8 : (a) 40s ve b) 65s c) 100s periyotlar için ışın yolları dağılım haritalarının $0.75^o x 0.75^o$ kare aralıklarıyla örneklenmesiyle hazırlanan ışın yoğunluğu haritaları.



(b)



(c)

Şekil 5.8 (Devamı): (a) 40s ve b) 65s c) 100s periyotlar için ışın yolları dağılım haritalarının $0.75^o x 0.75^o$ kare aralıklarıyla örneklenmesiyle hazırlanan ışın yoğunluğu haritaları.

Şekil 5.8'de 40 ve 65 saniye periyotlu ışın yolları kapsama haritalarının $0.75^o x 0.75^o$'lik aralıklarla karelenmesiyle oluşturulan ışın yoğunluğu haritaları görülmektedir. Burada her bir kareden geçen ışın sayısı o kerenin merkezine yazılmış ve kareler ışın sayısı yoğunluğu fazladan aza doğru koyu griden açık griye doğru değişecek şekilde renklendirilmiştir. Şekil 5.8'de verilen ışın yoğunluğu

haritalarında bir karede gözlenen en fazla ışın sayısı, 40s için 523, 65s için 435 ve 100s için 242'dir.

Genel olarak çalışma alanının merkezinden kenarlarına doğru gidildikçe ışın yoğunluğu azalmaktadır. Özellikle Türkiye'nin doğu ve güneydoğu sınırında ışın yoğunluğunun çok az olduğu ya da bu bölgeden ışınların geçmediği gözlenmektedir. Bu durum o bölgedeki istasyon sayılarının yetersiz olmasından kaynaklanmaktadır. Işın yoğunluğunun genel dağılımına bakıldığında, özellikle çalışma alanının iç kesimlerinde, yüksek çözünürlüklü tomografi haritaları elde edilebileceği düşünülmektedir.

5.6. Rayleigh Dalgası Faz Hızı Tomografi Haritaları

Faz hızı tomografi haritalarının oluşturulmasında öncelikle çalışma alanı $0.75^o x 0.75^o$'lik karelere ayrılmıştır. Işın yolları kapsama haritasında bu karelerden geçen dispersiyon bilgileri kullanılmıştır. 25-120 saniye arasında 5'er saniyelik periyot aralıklarında faz hızı dağılımı haritaları oluşturulmuştur. Her bir periyot için faz hızı dağılımları, her bir kareden geçen ışın yollarındaki dispersiyon bilgilerinde yer alan ve o periyota ait faz hızlarının ters çözümü yapılarak hesaplanmıştır. Ters çözüm sonucunda elde edilen faz hızı pertürbasyonları, karelerin orta noktalarına karşılık gelir. Karelerin orta noktaları küresel B-spline fonksiyonu ile belirlenmiştir.

5.10'da temel mod Rayleigh dalgalarından elde edilen faz hızı haritaları görülmektedir. Tüm modeller her haritanın üzerinde verilen referans hızından (c_0) olan pertürbasyonlara göre hesaplanmıştır. Pertürbasyonlar $(\delta c / c_0)$ gözlemsel faz hızı değerlerinin (c) referans faz hızından farkının, referans faz hızına oranının yüzdelik ifadesi olarak tanımlanabilir (5.1).

$$\frac{\delta c}{c_0} = \frac{c - c_0}{c_0} \times 100 \qquad (5.1)$$

Bu durumda, her bir periyottaki gözlenen faz hızı (5.1)'de verilen bağıntı yardımıyla belirlenebilir.

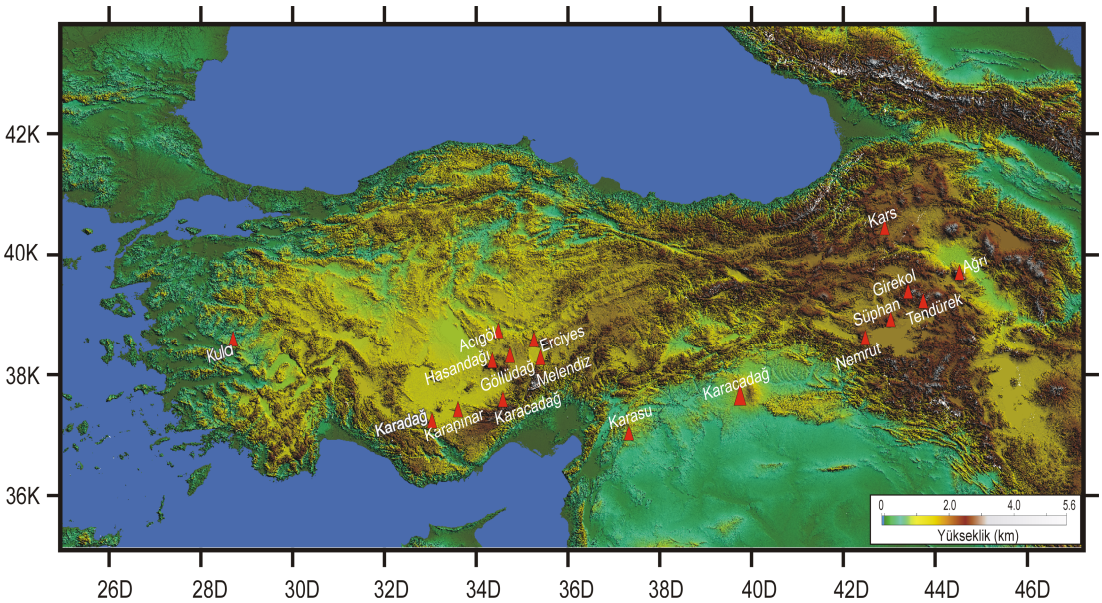
Volkanik Yapılar	Yükseklik (m)	Enlem (K)	Boylam (D)	Bulunduğu Şehir	Volkan Türü	Volkanik Yapısı	Yaşı	Son Patlaması
Acıgöl volkanik alanı	1689	38.57	34.52	Nevsehir	Maar	Bazalt, Bazaltik andezit, Dasit, Riyolit	Kuarterner	--
Göllüdağ	2143	38.25	34.57	Nevşehir	Strato	Bazalt, Bazaltik andezit, Dasit, Riyolit	Kuarterner	--
Erciyes	3917	38.52	35.38	Kayseri	Strato	Bazalt, Andezit	Üst Miyosen-Kuarterner	Holosen
Hasandağı	3253	38.13	34.17	Aksaray	Strato	Alkali toleyitik, Alkalen	Kuarterner	~20,000 yıl önce
Karacadağ	1724	37.80	34.40	Kulu-Konya	Strato	Andesit, Dasit	Pliyosen	MÖ 6200
Melendiz	2935	38.20	35.60	Aksaray	Strato	Bazalt, Olivin bazalt	Kuarterner	--
Karadağ	2271	37.25	33.08	Karaman	Lav Domları	Andesit, Dasit	Kuarterner	--
Karapınar volkanik alanı	1302	37.67	33.65	Konya -Ereğli	Maar	Alkalen bazalt, Olivin bazalt, Andezit	Kuarterner	--
Kula	750	38.58	28.52	Manisa	Maar	Alkalen bazalt	Kuarterner	6200 BC
Girekol tepesi	-	39.17	43.33	Ağrı	Kalkan (Shield)	Bazalt	Kuarterner	--
Karacadağ	1954	37.67	39.83	Diyarbakir	Kalkan (Shield)	Bazalt	Kuarterner	--
Kars Platosu	3000	40.75	42.90	Kars	Çarpışma kökenli	Alkalen olivin bazalt	Üst Miyosen-Kuarterner	--
Ağrı	5165	39.70	44.28	Ağrı	Strato	Yarı alkalen (Subalkalen)	Kuarterner	--
Nemrut	2948	38.65	42.23	Bitlis	Strato	Hafif (mildly) alkalen	Kuarterner	1441-1597
Süphan	4158	38.92	42.82	Van	Strato	Hafif (mildly) alkalen	Kuarterner	~10.000 yıl önce
Tendürek	3584	39.33	43.83	Ağrı	Strato	Tamamen alkalen	Kuarterner	1855
Karasu Platosu	2262	36.70	37.00	Hassa-Hatay	Açılma (Rift)	Bazalt, Olivin	Kuarterner	--

Tablo 5.3: Türkiye'deki volkanik yapılar

Faz hızı haritalarındaki hem pertürbasyon hem de faz hızı ölçekleri verilmiştir. Hız ölçekleri her periyottaki harita için değişirken pertürbasyon ölçeği bütün haritalar için tektir.

Yoruma katkı sağlaması açısından, levha sınırları (yeşil çizgiler) ve volkanik yapılar (mor üçgenler) gösterilmiştir. Bu volkanlara ait bilgiler Tablo 5.3'de verilmiştir. Volkanlar ile ilgili bilgilerin derlenmesinde Aydar ve diğ. (2003), Keskin ve diğ, (1998), Pearce ve diğ. (1990), Yılmaz ve diğ. (1998), Aydar ve Gourgaud (1998), Tokel (1980a, 1980 b, 1981), Ercan ve diğ. (1996), Rojaya ve diğ. (2001), Lustrino ve diğ. (2010), Bridgland ve diğ. (2007), Güçtekin ve Köprübaşı (2009)'dan yararlanılmıştır.

Faz hızı ve S dalga hızları hesaplanıldıkları derinliklerdeki kabuk kalınlığı değişimlerinden fazlasıyla etkilenirler. Yüksek topografyaya sahip alanlarda litosfer kalınlığının daha fazla olması beklenilmektedir. Çalışmada elde edilen haritaların yorumlamasında katkı olması amacıyla çalışma alanının topografik haritası Şekil 5.9'da verilmiştir. Bu harita üzerine volkanların yerleri ve isimleri de işlenmiştir.

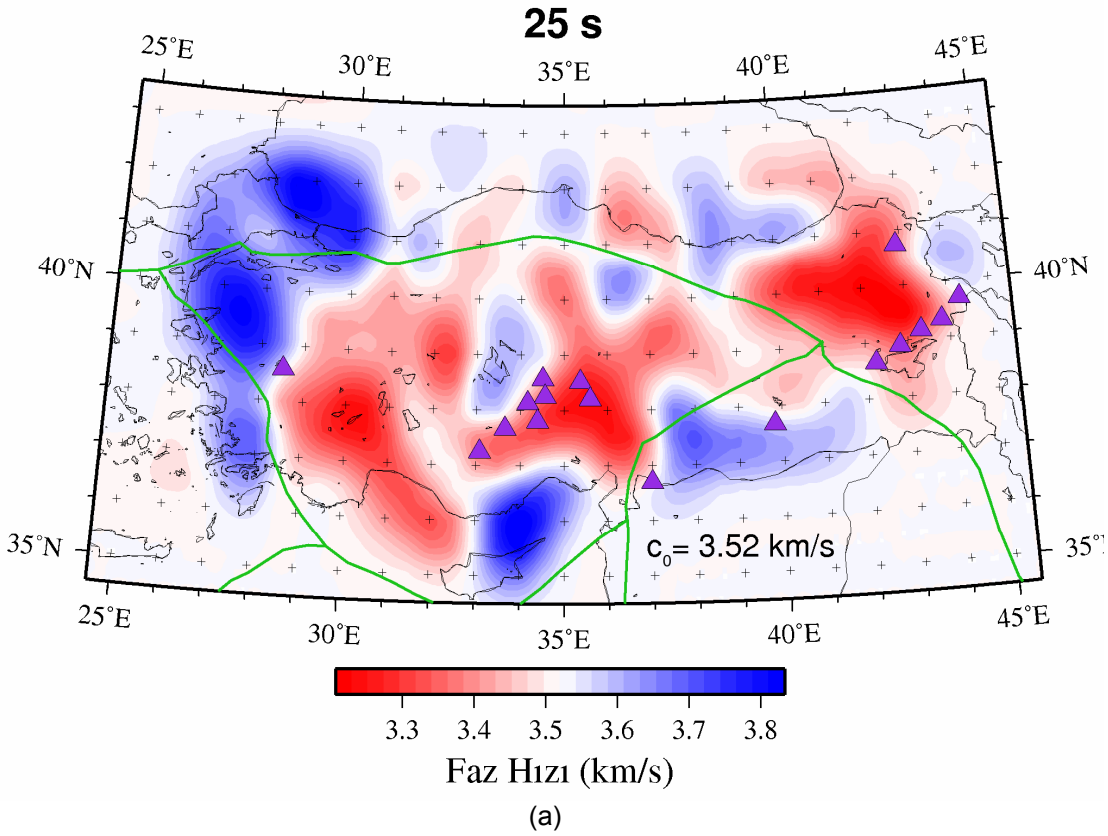


Şekil 5.9: Türkiye'nin topografik haritası (kırmızı üçgenler volkanları gösterir.)

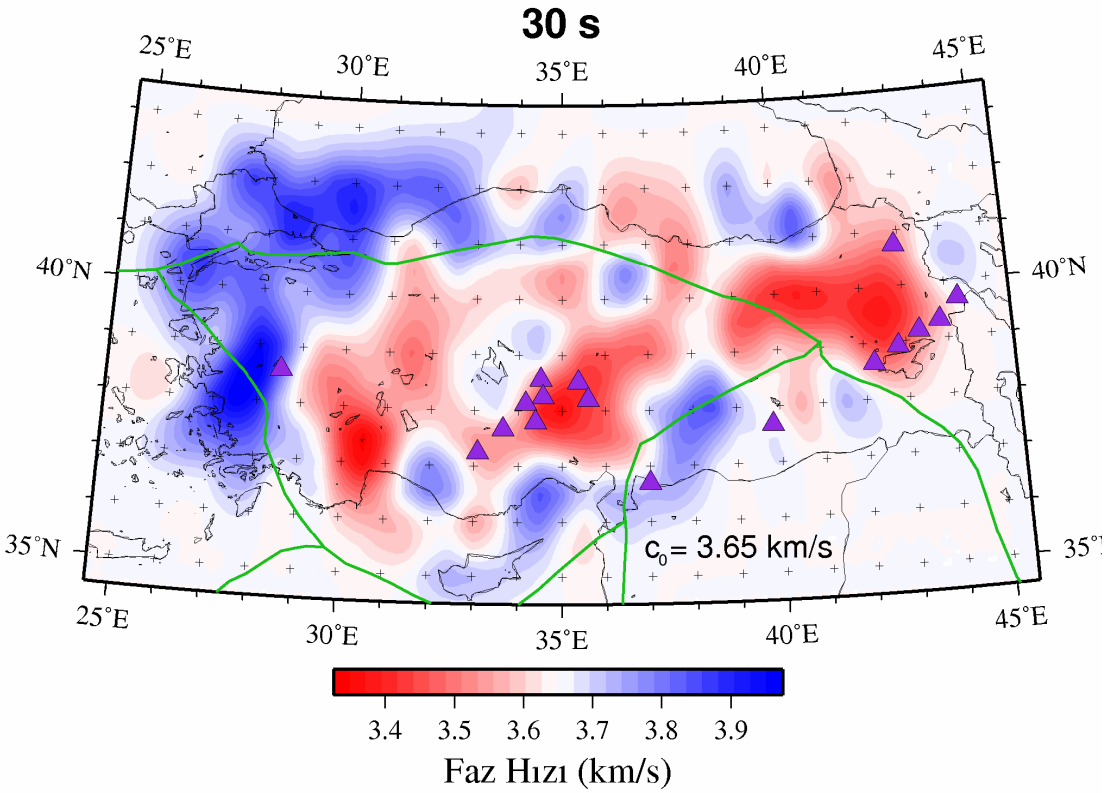
Çalışmada dispersiyon ölçümlerinde güvenilir periyot aralığının, yani düzenli olan ve az saçılma gösteren dispersiyon aralığının 25-120s olması nedeniyle yüzey dalgası tomografisi bu aralıktaki temel mod Rayleigh dalgaları kullanılarak yapılmıştır. Bu periyot aralığındaki dalgalar yaklaşık olarak alt kabuk ve daha derinlerden bilgiler

taşırlar. Bu nedenle elde edilen faz hızı haritaları, bize üst kabuk, sığ faylar, topografik özellikler gibi bölgedeki sığ yapılar hakkında bilgi sağlamazlar.

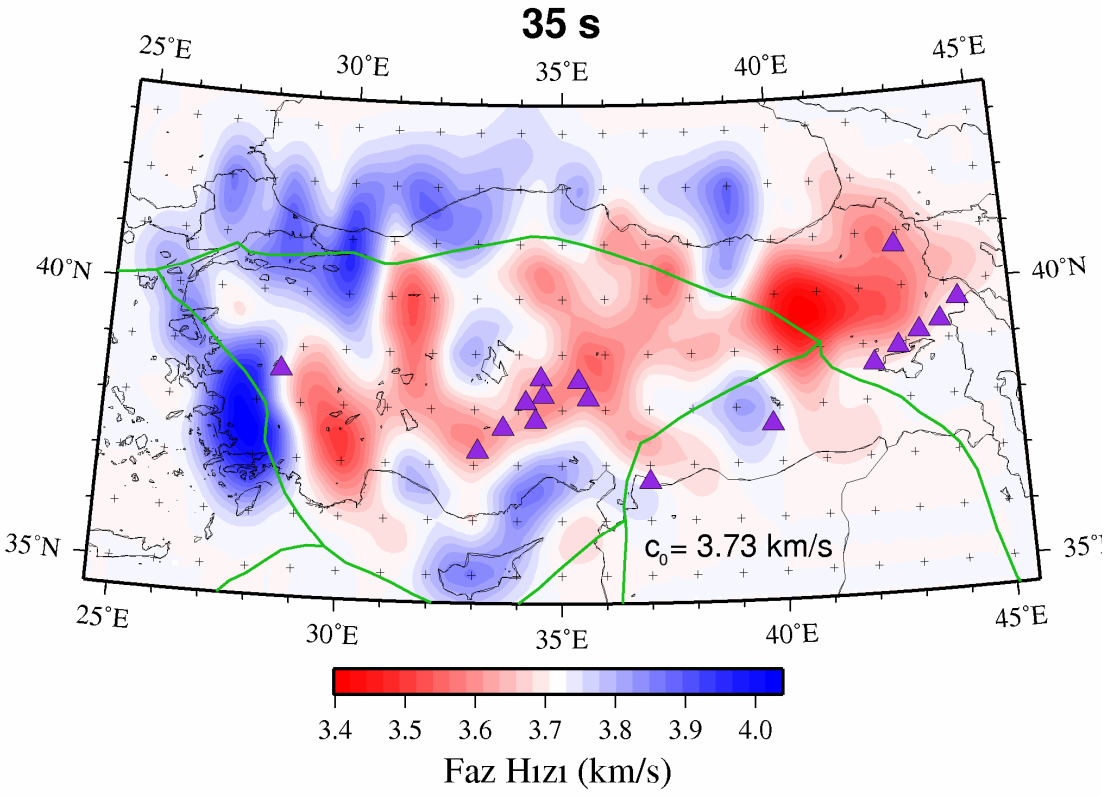
Yüzey dalgaları periyotlarına bağlı olarak farklı derinliklere duyarlılık gösterir. Şekil 5.11 'de $39°K - 35°D$ koordinatlarındaki temel mod Rayleigh dalgası için S dalga hızına göre hesaplanmış olan duyarlılık çekirdekleri verilmiştir. Burada çeşitli periyotlardaki temel mod Rayleigh dalgalarının duyarlılıklarının derinlikle değişimi görülmektedir. Şekilde kısa periyotlu Rayleigh dalgalarının sığ yapılara, uzun periyotlu Rayleigh dalgalarının ise derin yapılara duyarlı olduğu görülmektedir.



Şekil 5.10: Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir.

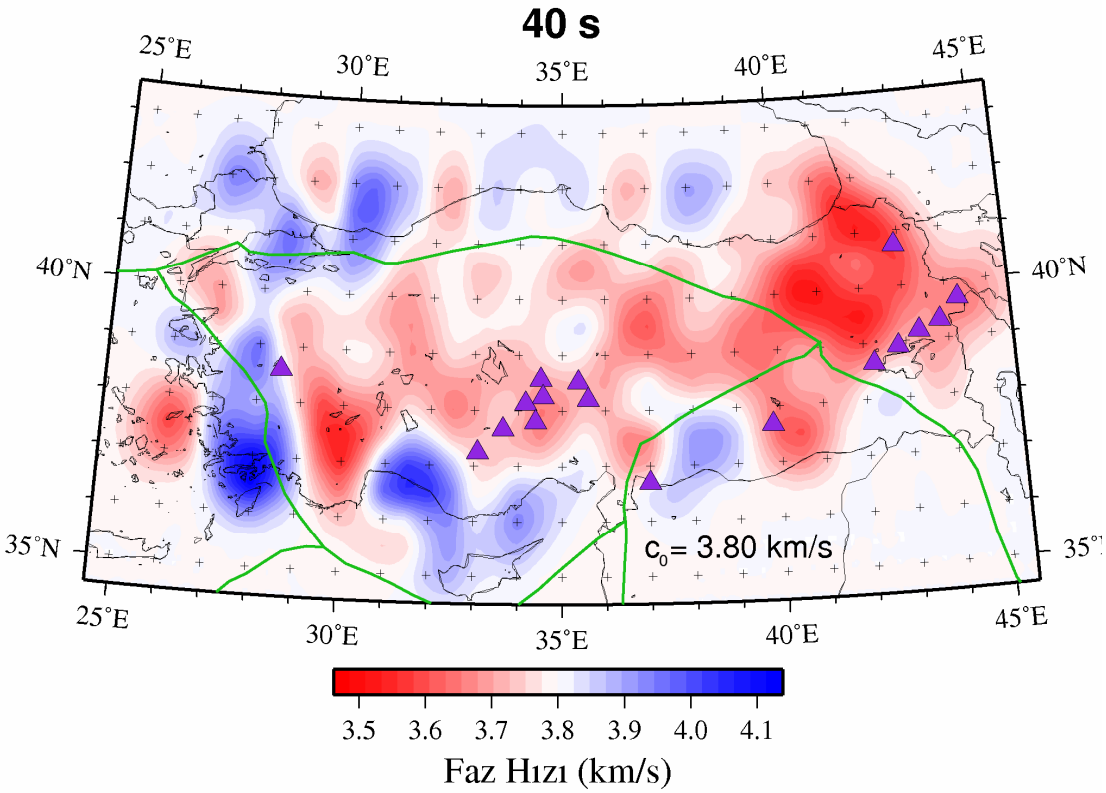


(b)

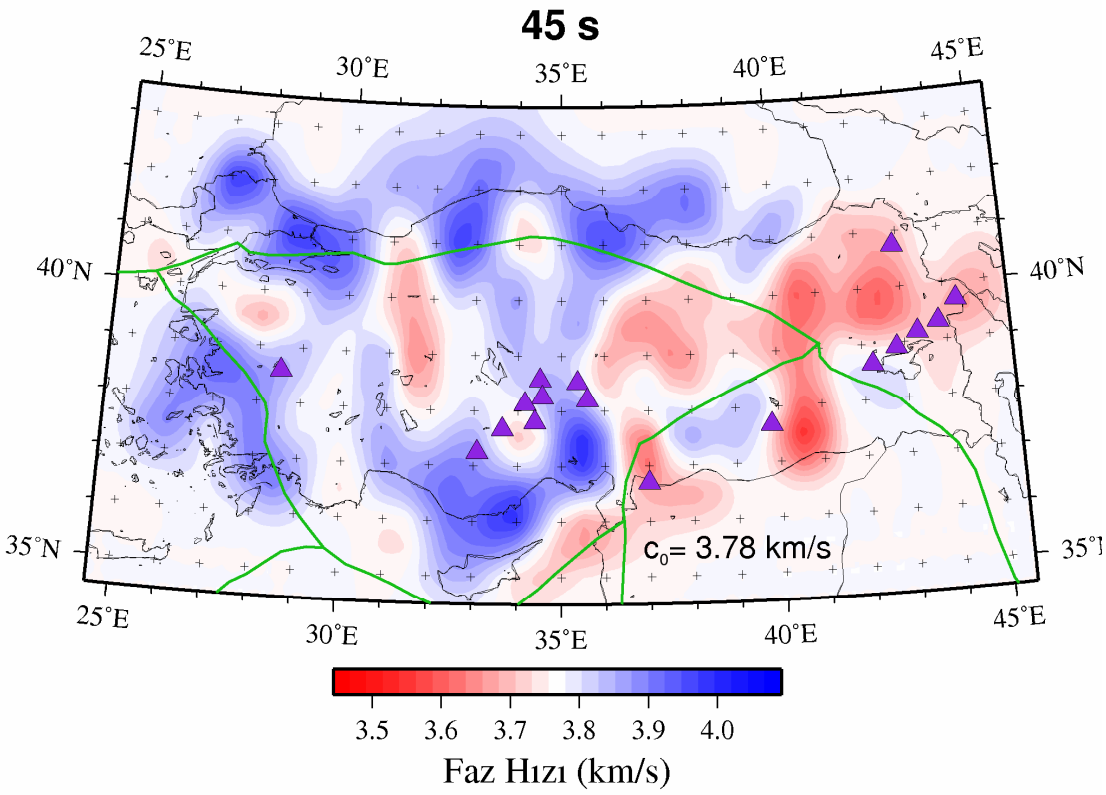


(c)

Şekil 5.10 (Devamı): Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir.

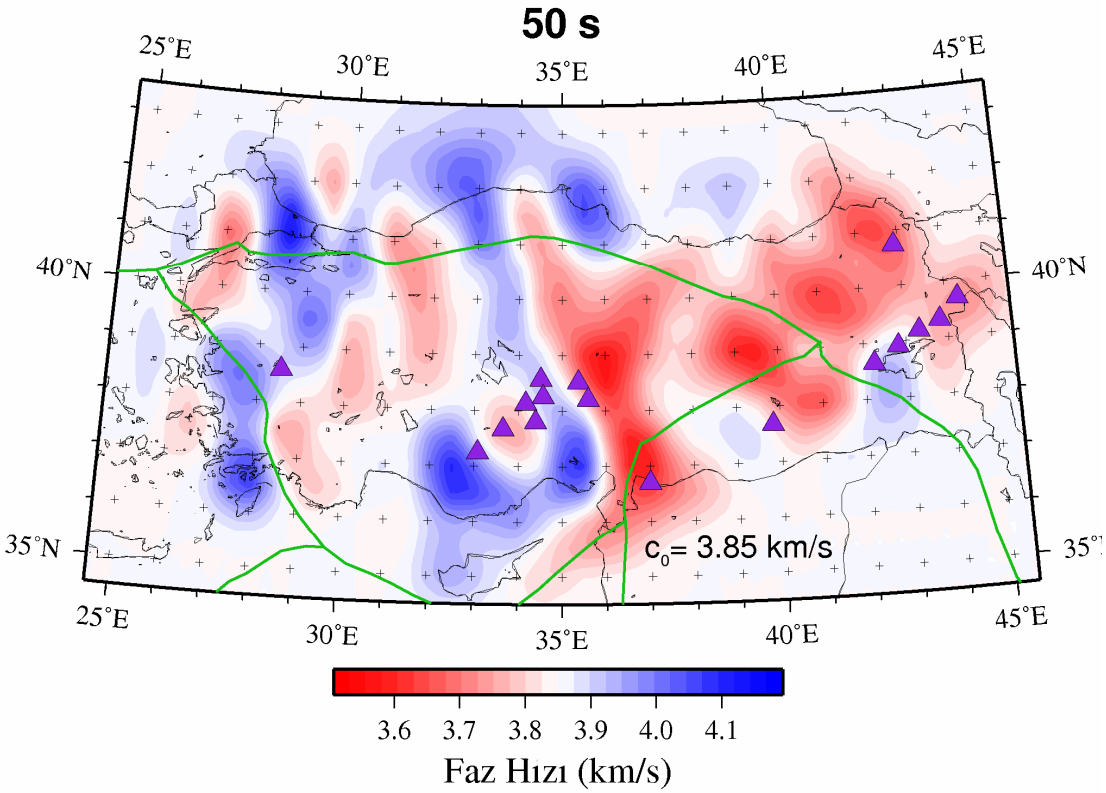


(d)

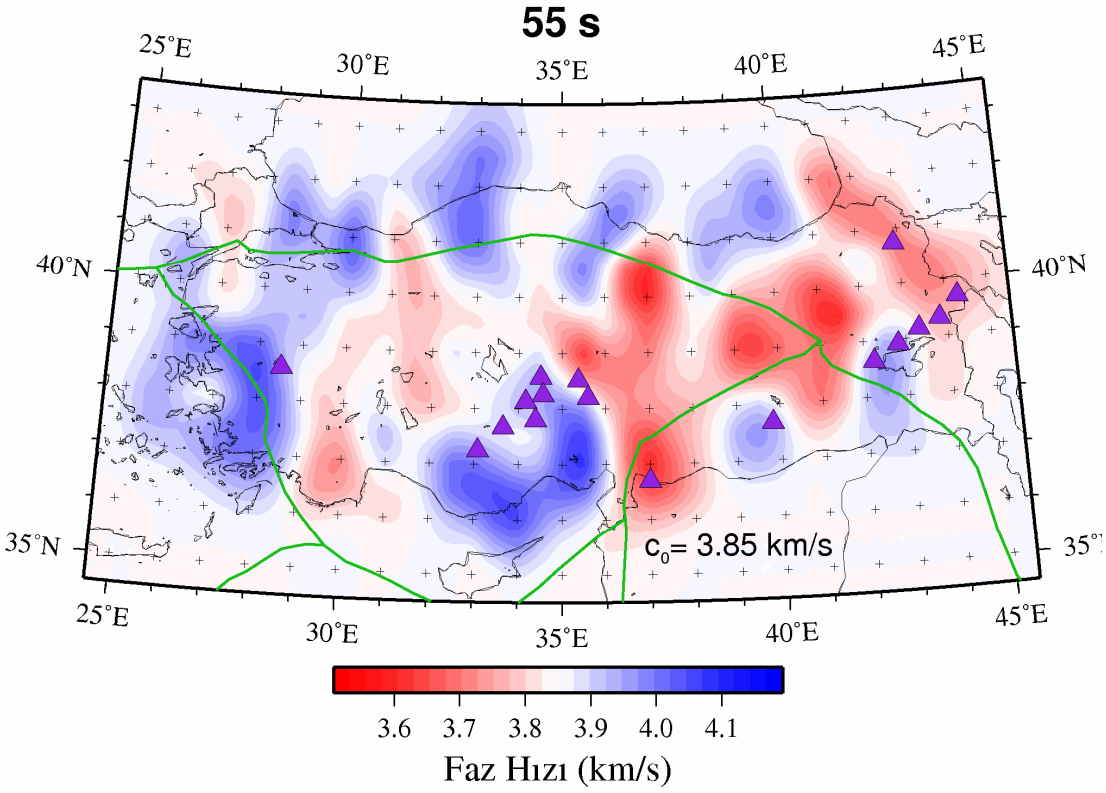


(e)

Şekil 5.10 (Devamı): Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir.

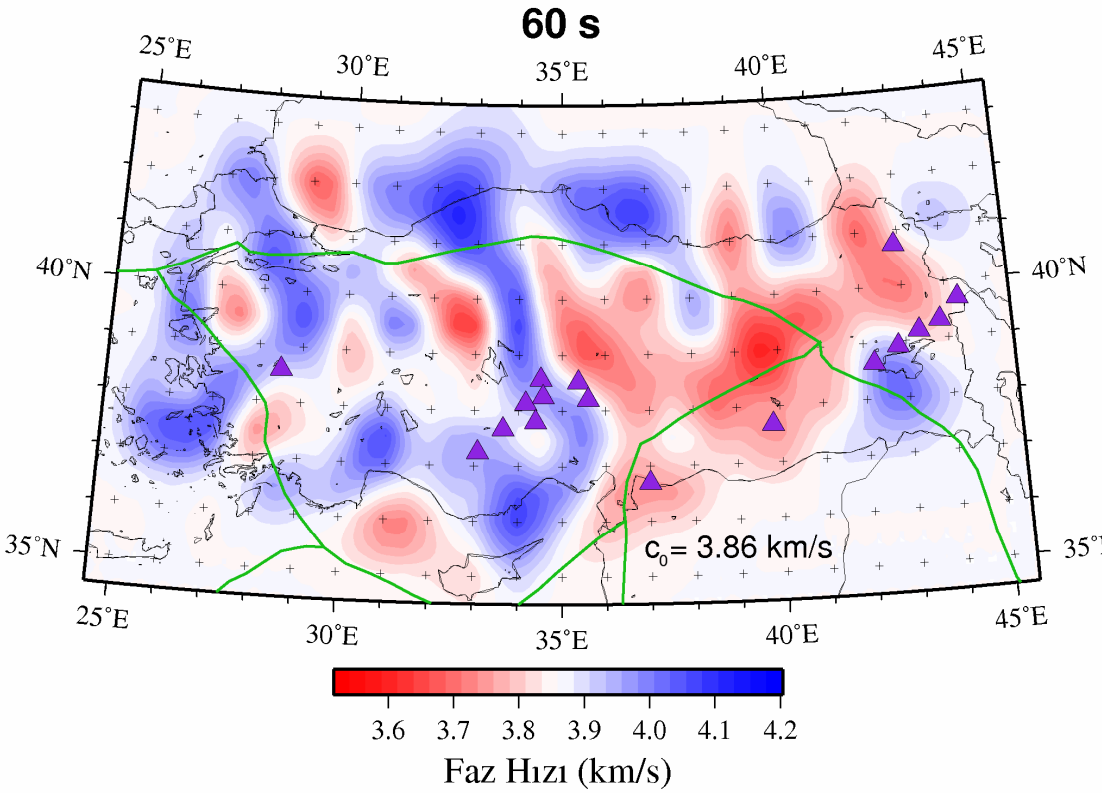


(f)

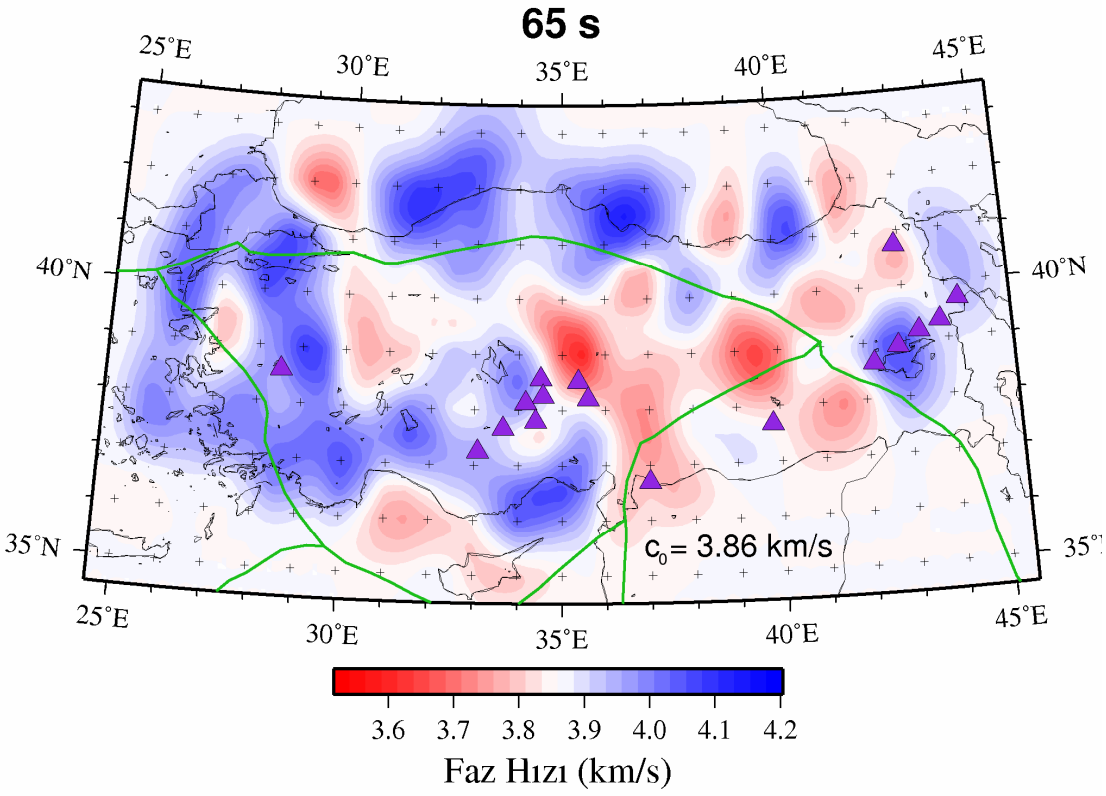


(g)

Şekil 5.10 (Devamı): Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir.

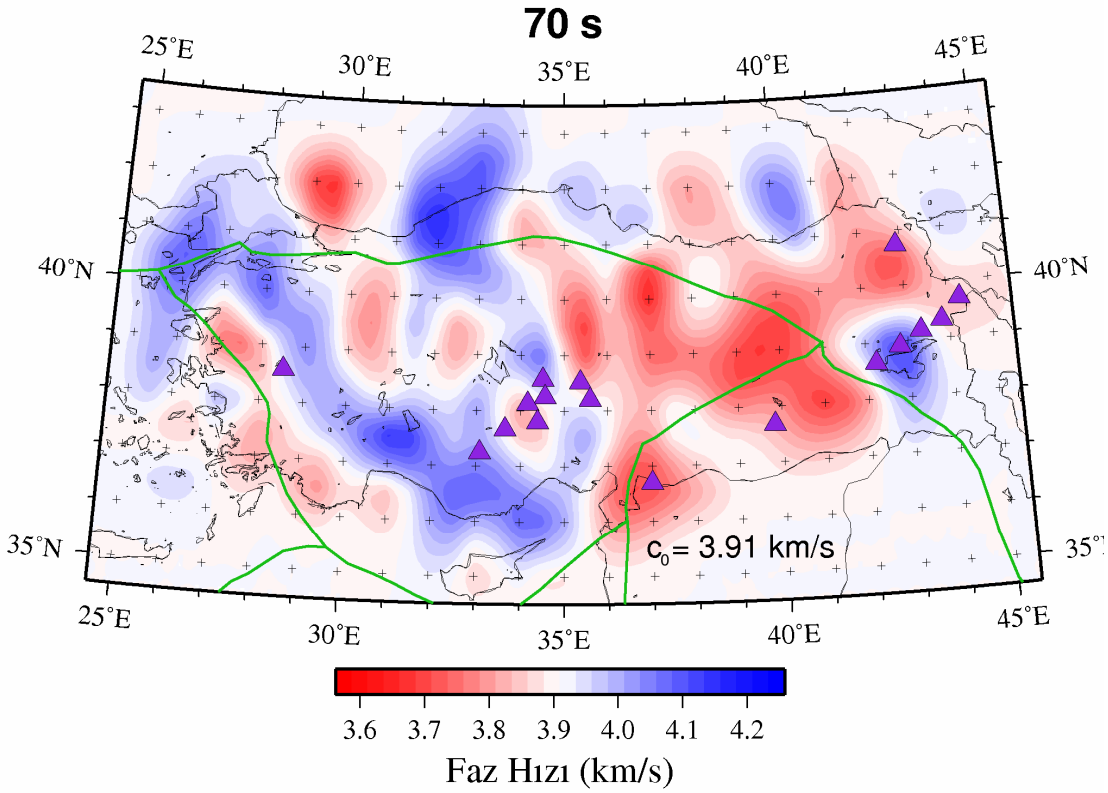


(h)

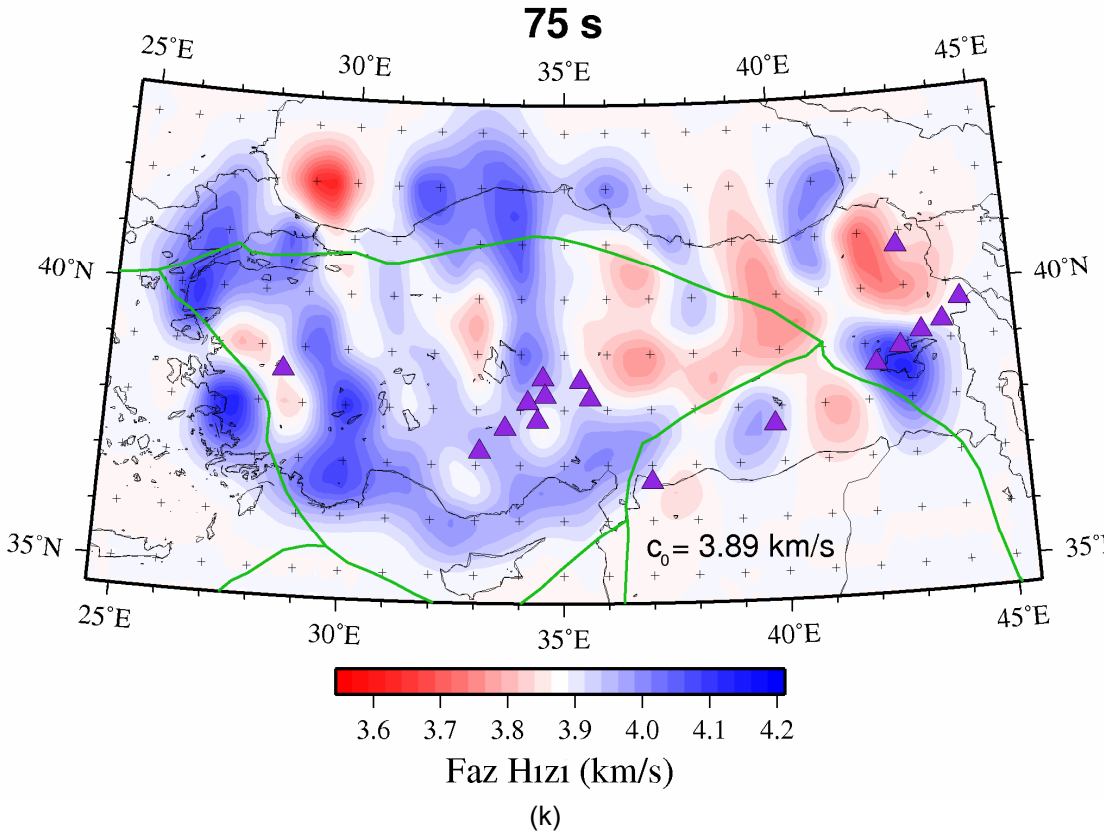


(i)

Şekil 5.10 (Devamı): Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir.

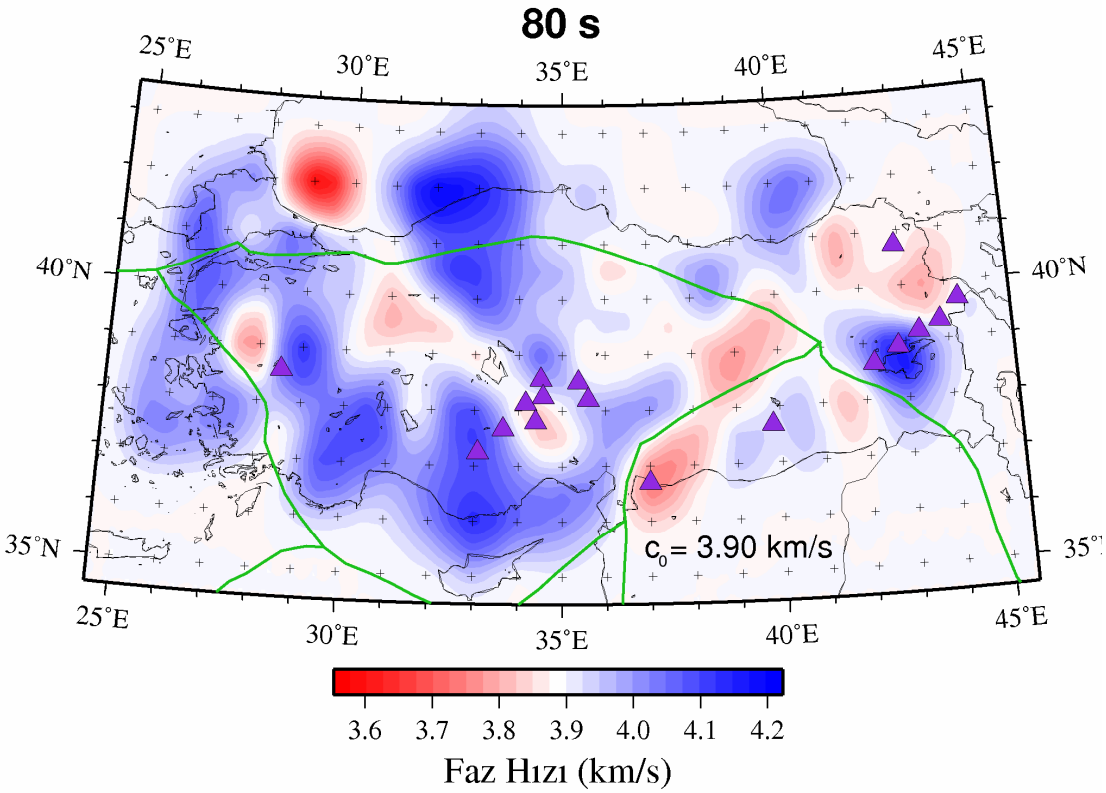


(j)

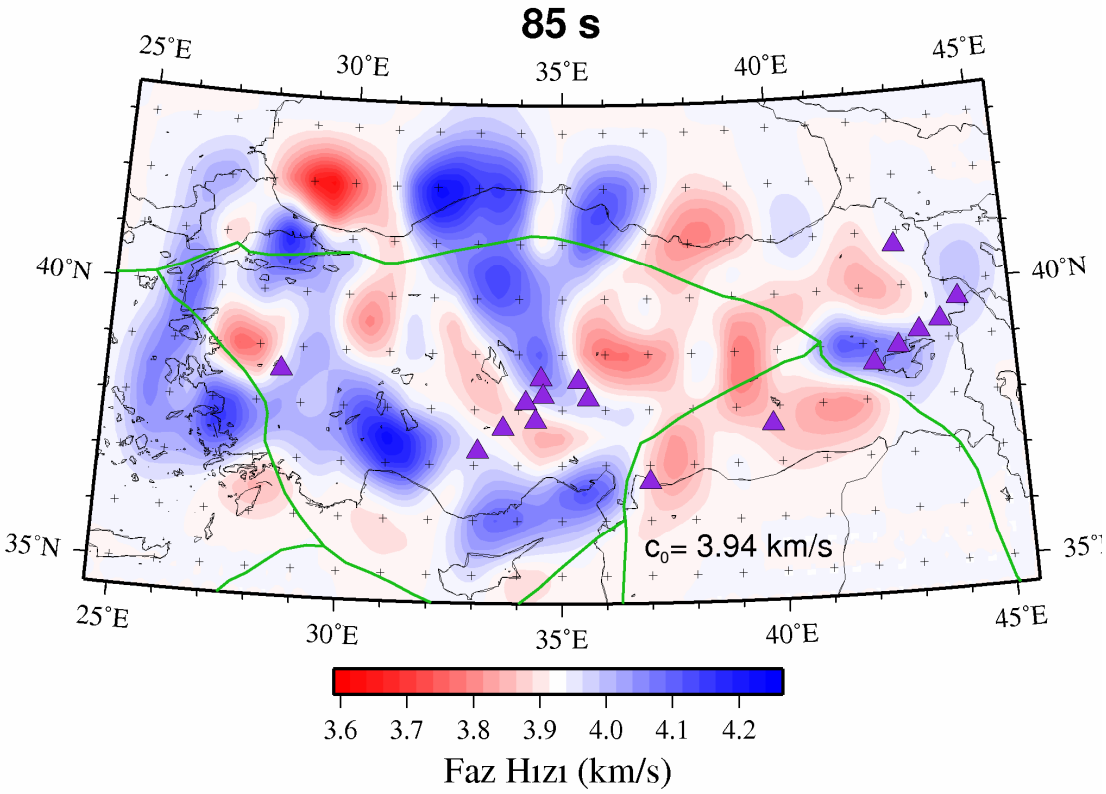


(k)

Şekil 5.10 (Devamı): Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir.

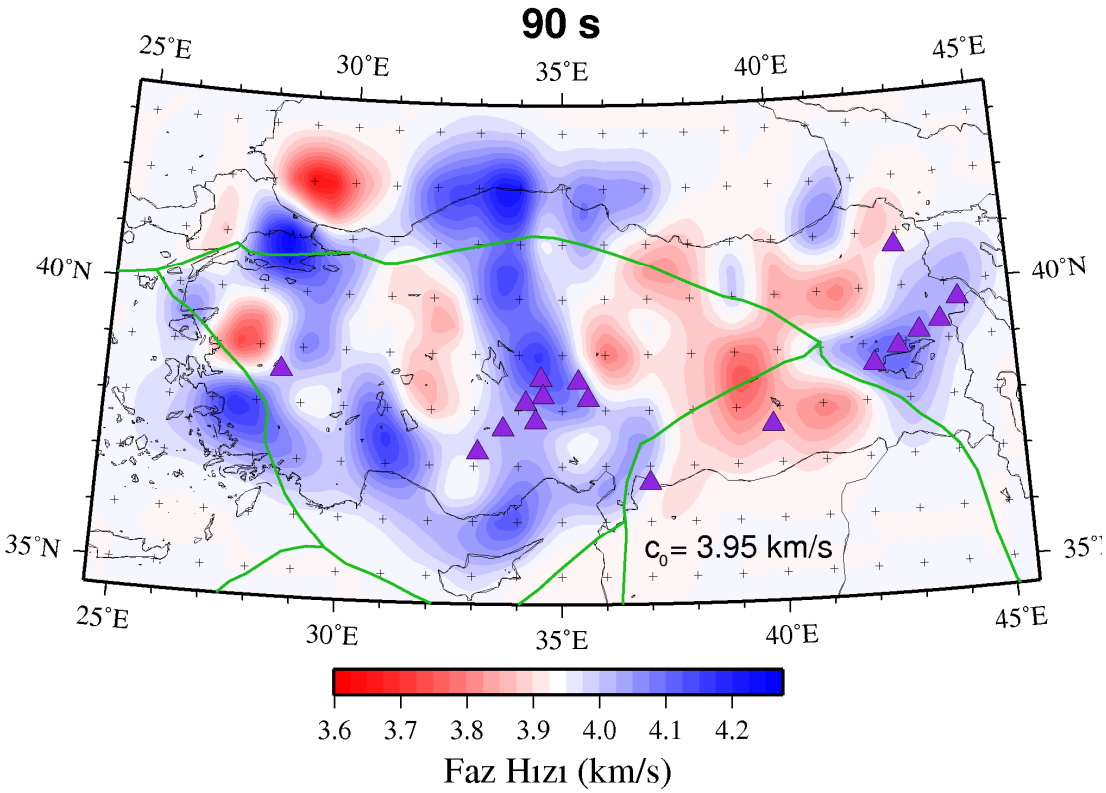


(l)

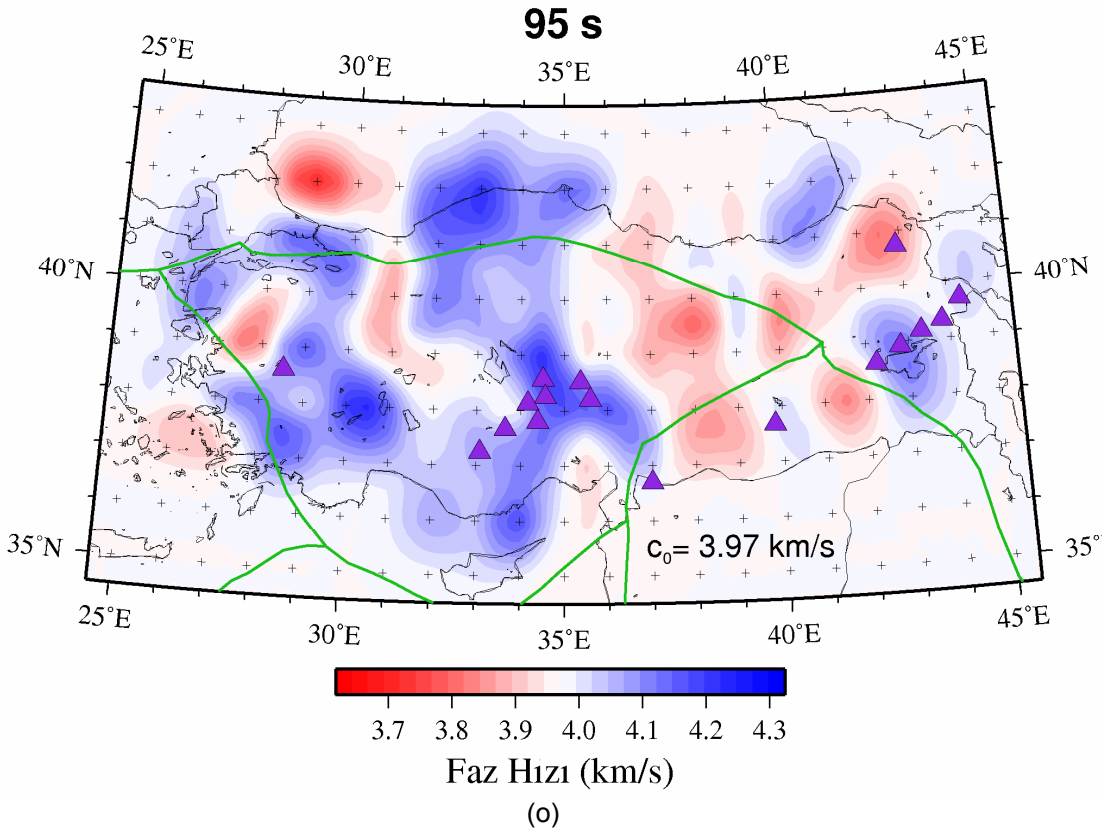


(m)

Şekil 5.10 (Devamı): Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir.

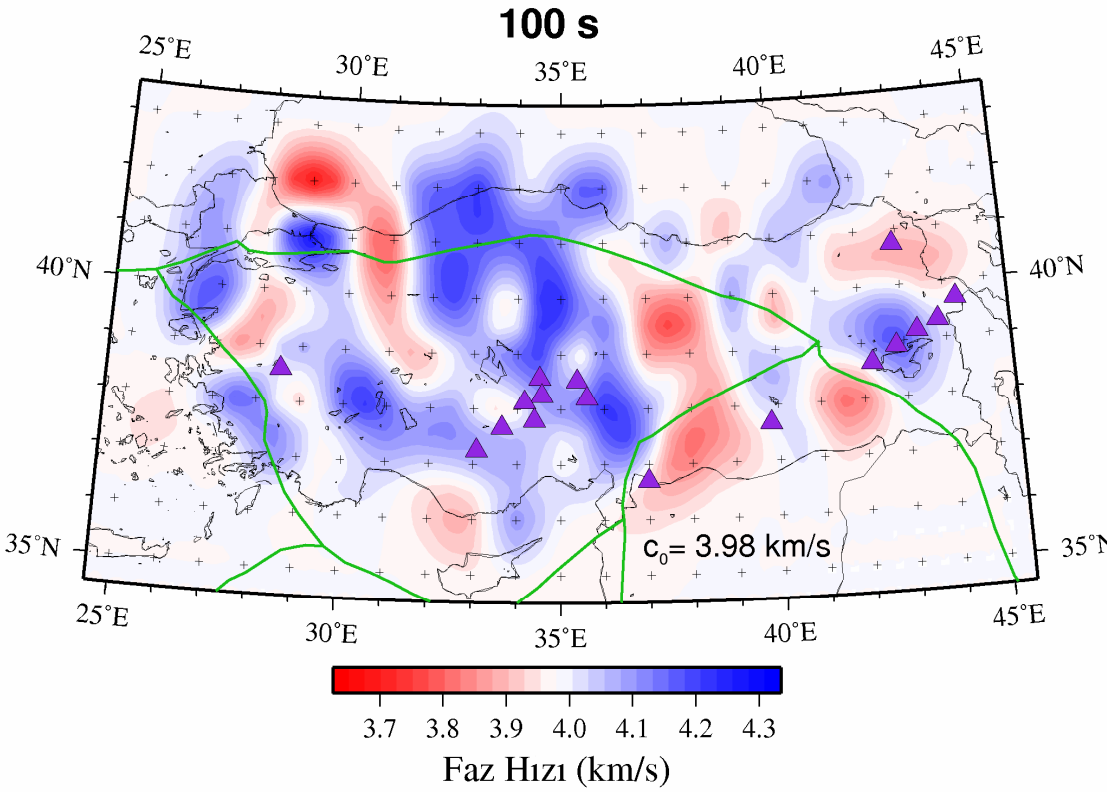


(n)

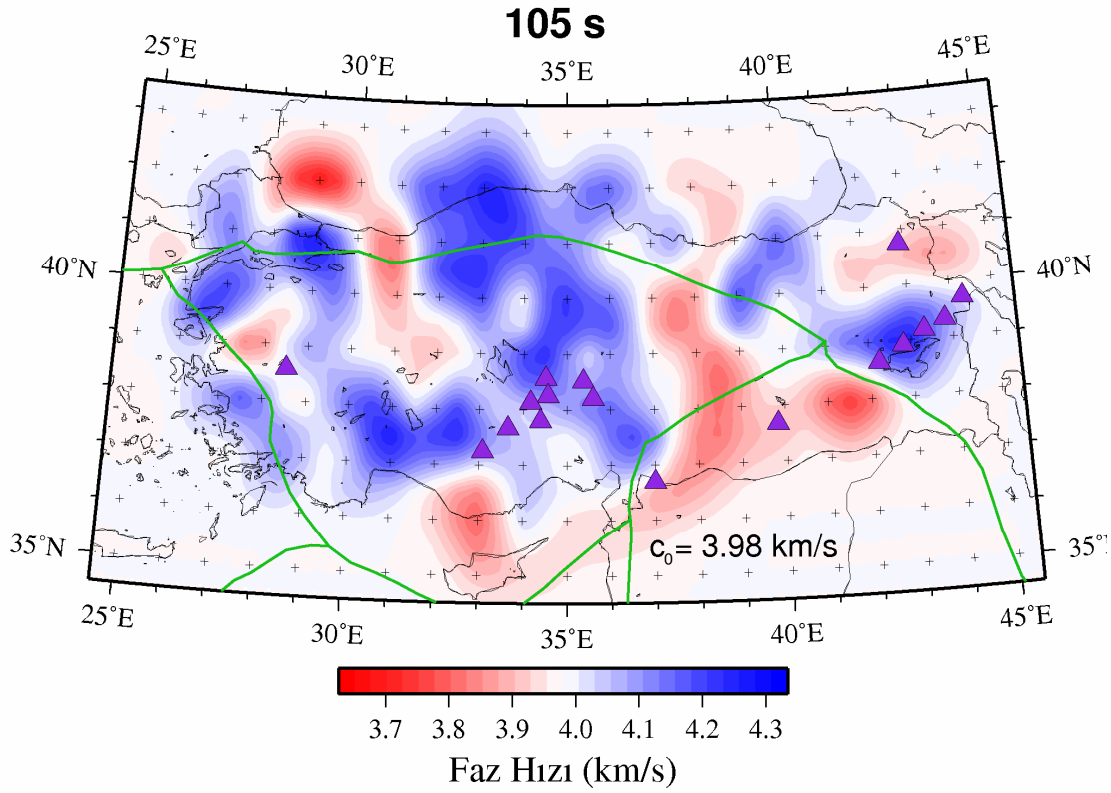


(o)

Şekil 5.10 (Devamı): Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir.

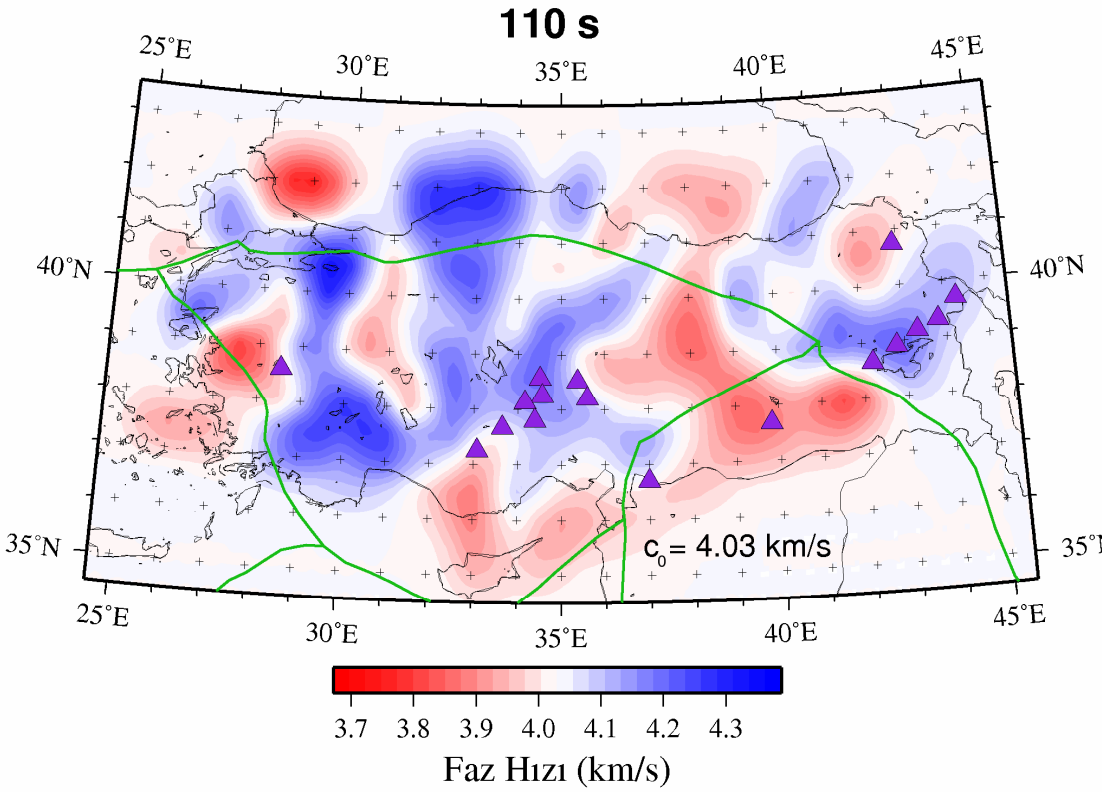


(p)

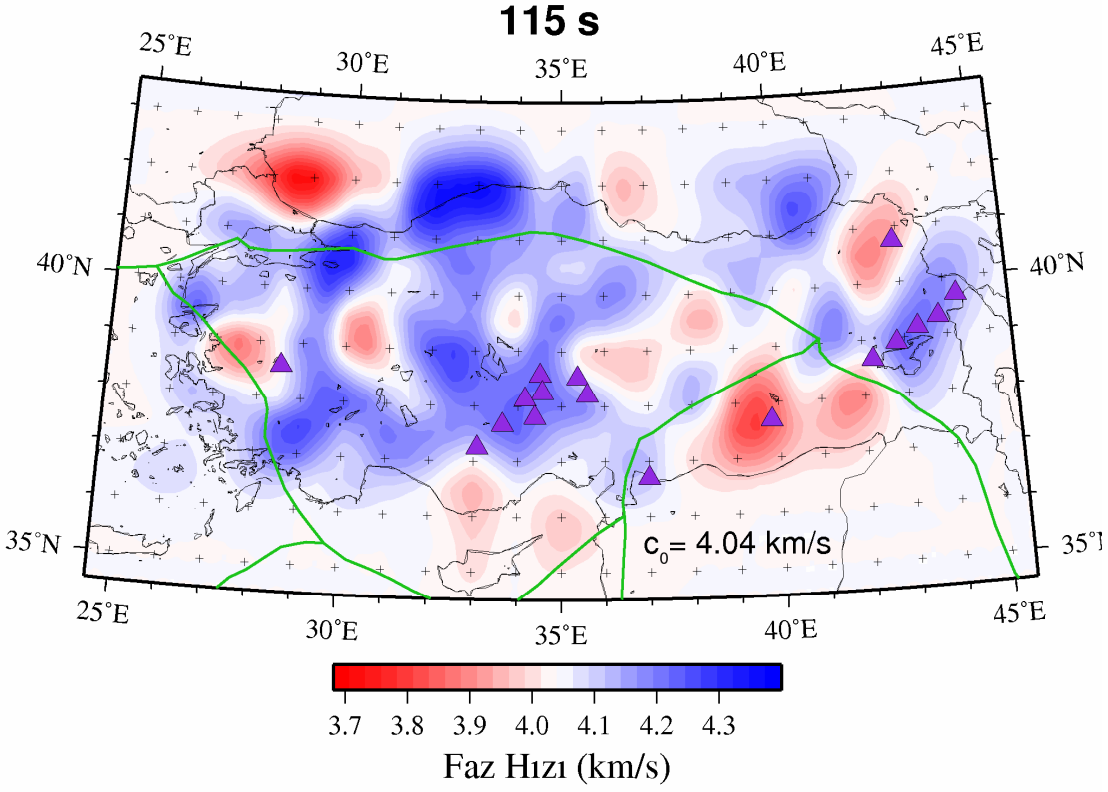


(r)

Şekil 5.10 (Devamı): Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir.

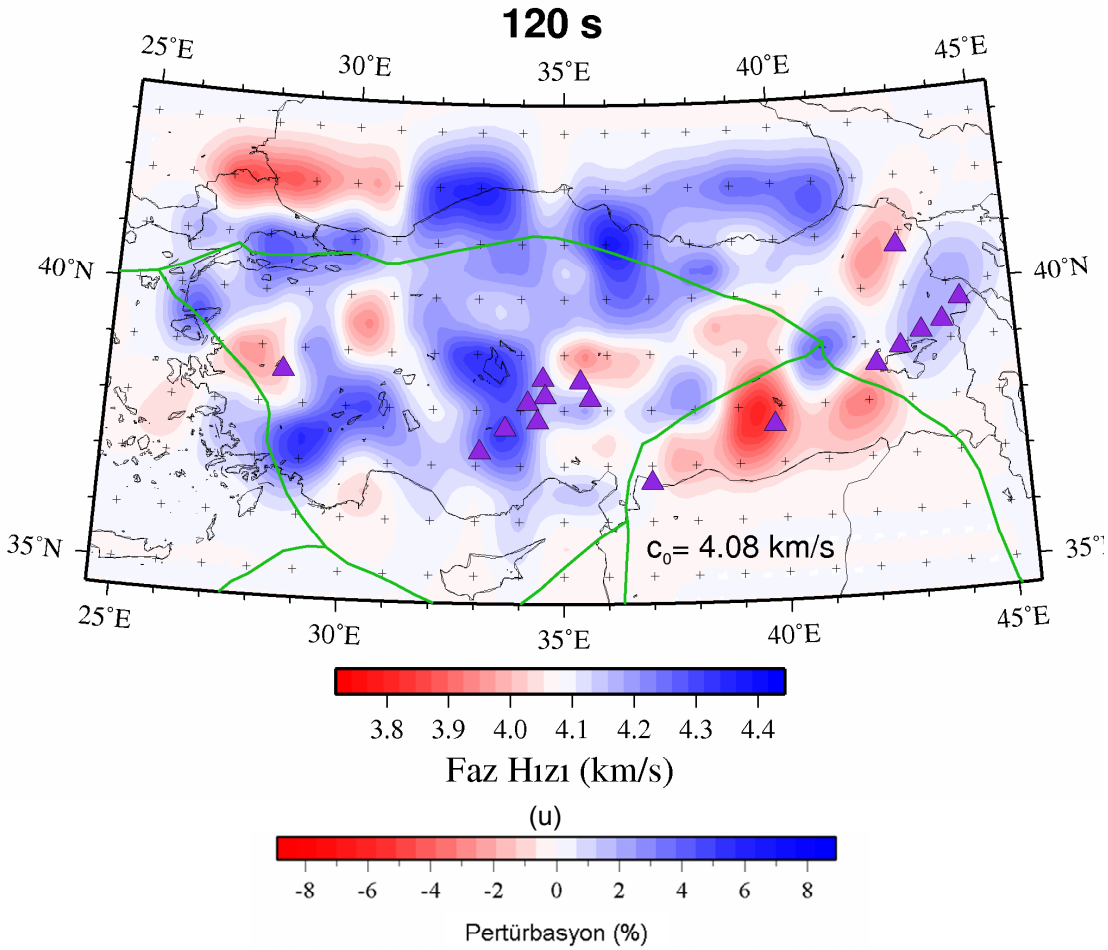


(s)



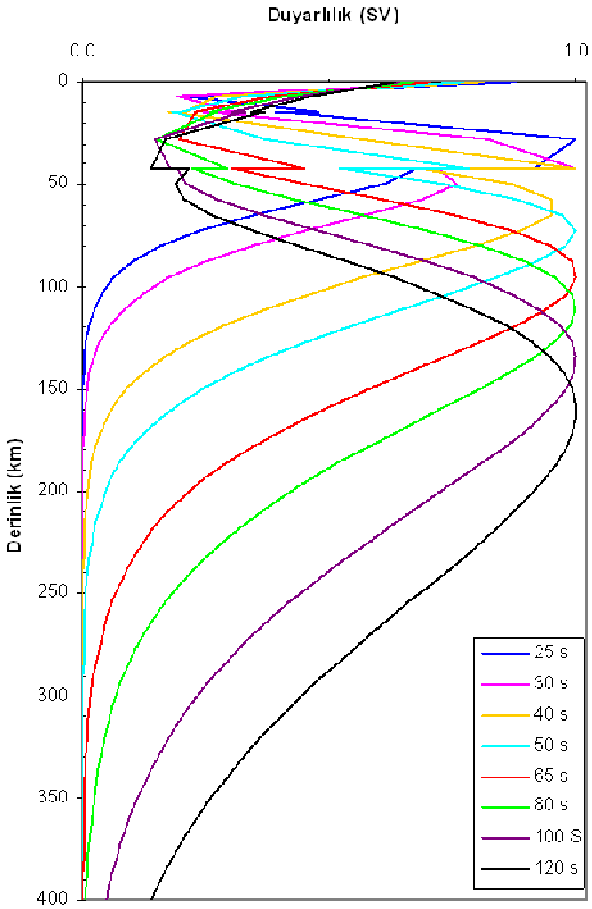
(t)

Şekil 5.10 (Devamı): Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir.



Şekil 5.10: Temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı haritaları (a - u) 25 – 120s arası 5'er saniye aralıklar ile üretilen toplam 21 adet harita verilmiştir.

Şekil 5.11'de örnek olarak verilen duyarlılık çekirdeklerine bakıldığında; faz hızlarının duyarlı olduğu derinliklerin periyot arttıkça daha derine doğru ilerlediği görülmektedir. Ayrıca kısa periyotların daha dar bir aralığa, uzun periyotların ise daha geniş bir aralığa duyarlı olduğu söylenebilir. Örneğin 30 saniye periyotlu bir temel mod Rayleigh dalgası 10-70km derinlikten bilgi taşırken, en fazla duyarlı olduğu aralık 30-50km arasıdır. Benzer şekilde, 50 saniye periyotlu bir temel mod Rayleigh dalgası 40-130km derinlikten etkilenirken, en fazla duyarlı olduğu aralık 60-80km ve 120 saniye periyotlu bir temel mod Rayleigh dalgası 60-300km derinlikten etkilenirken, en fazla duyarlı olduğu aralık 130-170km'dir. Bu durum periyot değerleri büyüdükçe, dalganın daha derine nüfuz ettiği ancak daha geniş bir alandan etkilendiği şeklinde yorumlanabilir.



Şekil 5.11: Temel mod Rayleigh dalgası için S dalga hızına göre duyarlılık çekirdekleri $39°K-35°D$ koordinatlarındaki için hesaplanmış olup, her periyot için değerler normalize edilmiştir.

Çalışmada kullanılan periyot aralığı göz önüne alındığında elde edilen faz hızı haritalarının yerin yaklaşık 40-180km arası derinliklerine (alt kabuk – üst manto) duyarlı olduğu söylenebilir.

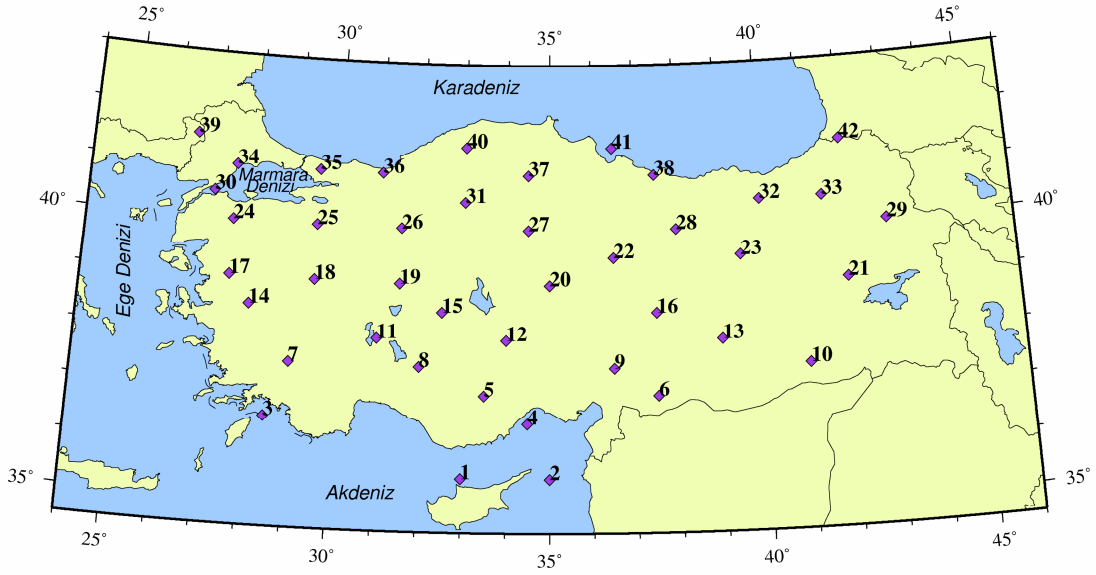
5.7. Bir Boyutlu S Dalga Hızı Modellerinin Oluşturulması

1-B S dalga hızı profillerinin elde edilmesinde önce bir araya getirilen faz hızı haritaları $0.5^o x 0.5^o$'lik karelere ayrılmıştır. Sonra her karenin köşe noktasından geçen faz hızı dispersiyon bilgileri toplanmış ve bu hızların ortalaması alınarak her köşe noktası için bölgesel dispersiyon eğrileri oluşturulmuştur. Bu bölgesel dispersiyon eğrilerinin ters çözümü ile 1-B bölgesel S dalga hızı modelleri elde edilmiştir.

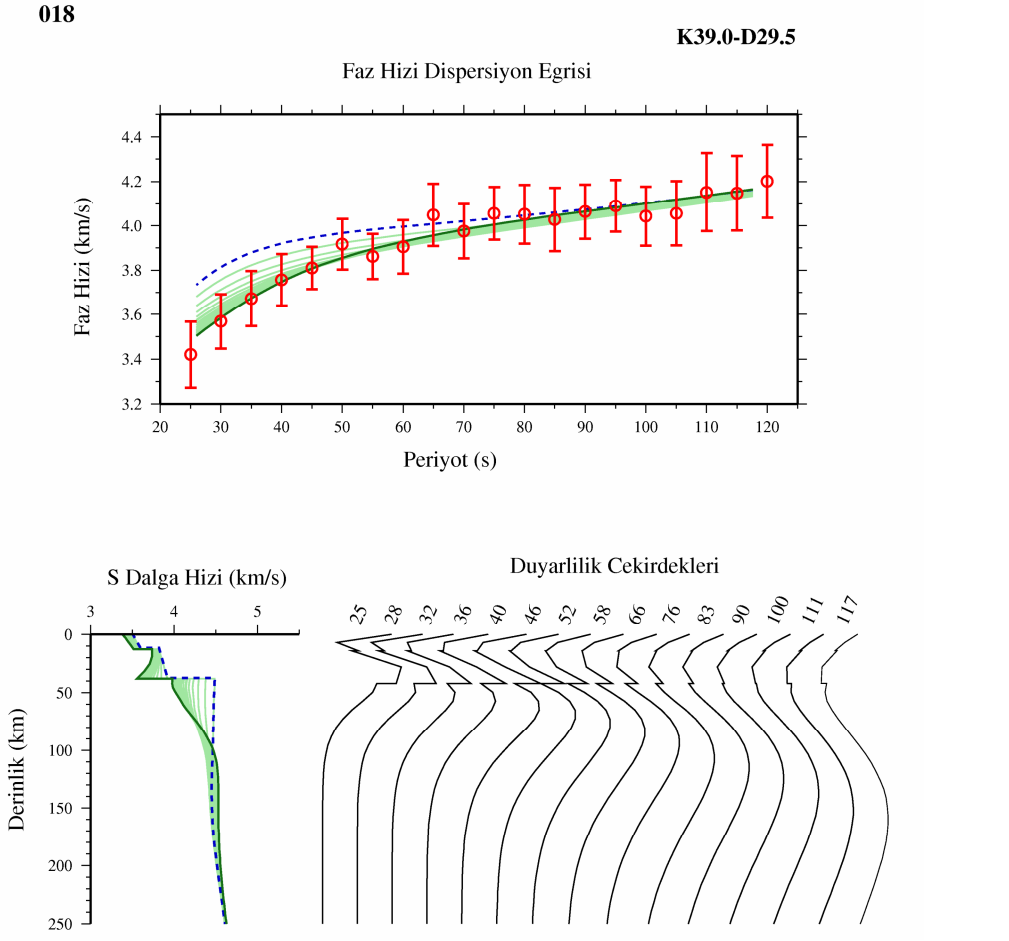
Ters çözüm sonucu çalışma alanındaki her bir karenin köşe noktasında 1-B bölgesel S dalga hızı modelleri oluşturulmuştur. Çalışmada yaklaşık 345 adet 1-B S Dalga hızı modeli elde edilmiş olup, bu modellerden üretilen 2-B S dalga hızı haritalarından yararlanılarak yorum yapılacaktır. Hem 1-B modellerin direk yorumda kullanılmaması hem de modellerin sayıca fazla olması nedeniyle burada 42 noktadaki 1-B S dalga hızı modelleri örnek olarak verilmiştir. Bu örnek noktalar Türkiye'deki paleotektonik birlikler ve tektonik yapılar (Şekil 1.1) göz önünde tutularak çalışma alanını tamamen kapsayan ve alanda orantılı dağılan, sonuç olarak Türkiye'yi tektonik olarak iyi temsil edebilecek şekilde seçilmişlerdir. Çalışma alanının kuzeybatı ve güneydoğusunda ışın yoğunluğunun az olması nedeniyle bu bölgelerdeki örnek nokta sayısı azdır.

Örnek noktaların çalışma alanındaki dağılımları ve 2 örnek nokta (18 ve 42) için hazırlanan 1-B bölgesel S dalga hızı modelleri ve bu modellerin belirlenmesinde kullanılan dispersiyon eğrileri ve duyarlılık çekirdekleri Şekil 5.12'de verilmiştir. 42 noktanın tamamı eklerde sunulmaktadır.

Ters çözüm örneklerinde üstte ortalama faz hızı dispersiyon eğrileri, alt sol köşede 1-B S dalga hızı modelleri ve sağ alt köşede duyarlılık çekirdekleri verilmektedir. Dispersiyon eğrilerindeki mavi kesikli çizgi başlangıç faz hızlarını, kırmızı içi boş daireler ortalama faz hızlarını, kırmızı daireler üzerindeki hata çizgileri faz hızlarındaki standart sapmaları, yeşil çizgiler yinelemeli ters çözümlerden elde edilen 1-B S dalga hızı modellerinin faz hızlarını göstermektedir. Yinelemeler sonucunda bulunan sonuç modelin faz hızı dispersiyon eğrisi koyu yeşil, tekrarlı yinelemelerinkiler ise açık yeşil çizgiler ile gösterilmiştir. 1-B S dalga hızı modellerinde başlangıç S dalga hızları kesikli mavi çizgi, tekrarlı yinelemelerde belirlenen S dalga hızları açık yeşil çizgiler, son yineleme sonucu bulunan S dalga hızları ise koyu yeşil çizgi ile gösterilmiştir. Şekilde mavi kesikli çizgi ile gösterilen başlangıç faz hızı modeli ters çözümde kullanılan ilk faz hızlarıdır. Yinelemelerde bir önce elde edilen model bir sonrakinde başlangıç modeli olarak kullanılmıştır. Her yinelemede (açık yeşil dispersiyon eğrileri) modelin gözlenen faz hızlarına yaklaştığı gözlenmektedir. En son yineleme sonucunda elde edilen faz hızları (koyu yeşil çizgi) gözlenen faz hızlarını iyi uyum sağlamaktadır. Hem 1-B S dalga hızı modelleri hem de dispersiyon eğrilerinde yinelemelerin başlangıcında hızlı değişimler olurken sonuncu yinelemelerde belirgin değişimler gözlenmemektedir.

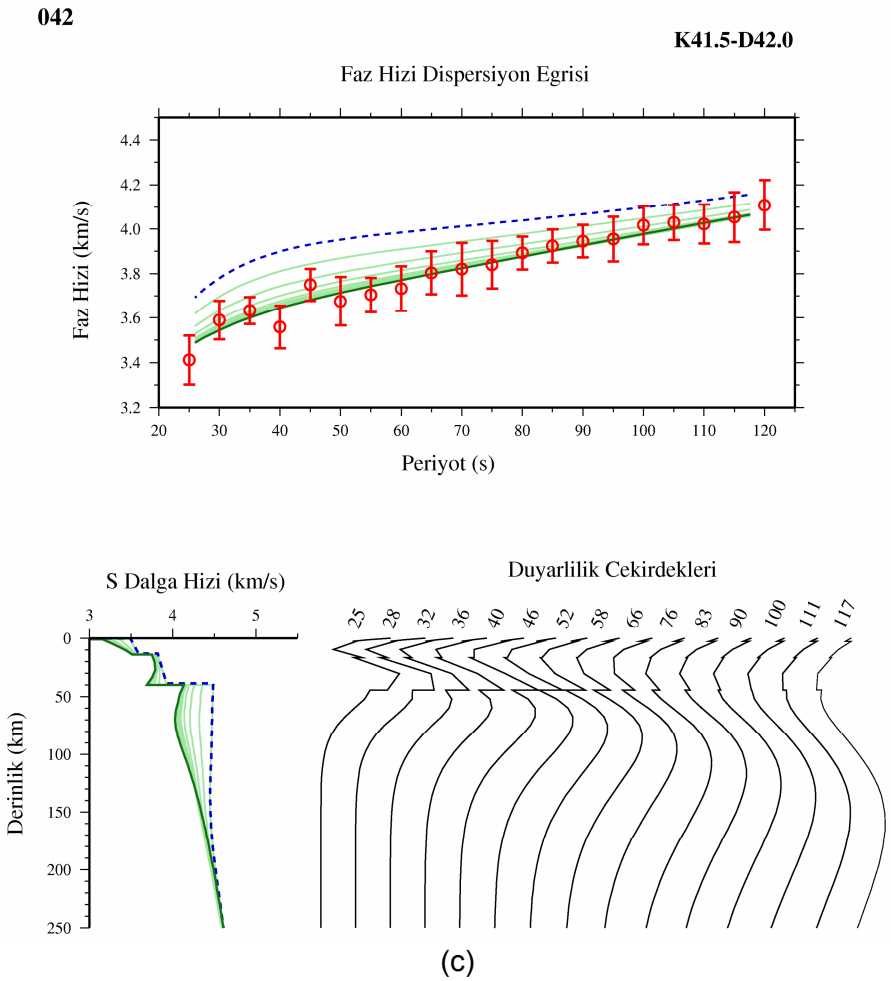


(a)



(b)

Şekil 5.12: 1-B S dalga hızı ters çözümleri örneklerinin dağılımı a) Noktaların çalışma alanındaki dağılımları, b) ve c) 18 ve 42 no.lu noktalardaki dispersiyon eğrileri, 1-B S dalga hızı modelleri ve duyarlılık çekirdekleri.



(c)

Şekil 5.12 (Devamı): 1-B S dalga hızı ters çözümleri örneklerinin dağılımı a) Noktaların çalışma alanındaki dağılımları b) ve c) 18 ve 42 no.lu noktalardaki dispersiyon eğrileri, 1-B S dalga hızı modelleri ve duyarlılık çekirdekleri.

Faz hızı ve S dalga hızı birbiri ile doğru orantılıdır. Bu nedenle faz hızlarının düşük olarak belirlendiği alanlarda S dalga hızlarının da düşük olması beklenir. 5.12'de verilen noktaların genelinde dispersiyon eğrileri ve S dalga hızı modelleri arasında bu uyum gözlenmektedir. 11 no'lu örneği ele alırsak; gözlenen faz hızlarının 80 saniyenin altında başlangıç modelin faz hızlarından daha düşük olduğu 80-90s arasında modelin faz hızını yakaladığı ve 90s sonrasında ise daha yüksek olduğu gözlenmektedir. Bu durumda hesaplanan S dalga hızları 90-100km'ye kadar başlangıç S dalga hızından daha düşük bulunmuştur. 100km'den daha derinde ise gözlenen S dalga hızları 80 saniyeden daha uzun periyotlu dalgalardan elde edilen faz hızlarının düşük bulunması ile paralellik göstermektedir. Bu noktaya ait duyarlılık çekirdeklerine bakıldığında 80s periyotlara kadar olan Rayleigh dalgalarının yerin 40-100km derinliklerinden en fazla etkilendiği, 80s'den daha uzun periyotların ise yerin daha derin bölümlerinden bilgi taşıdıkları gözlenmektedir. Ters çözüm sonuçlarında faz hızı dispersiyon eğrileri ile 1-B bölgesel S dalga hızı modellerinin

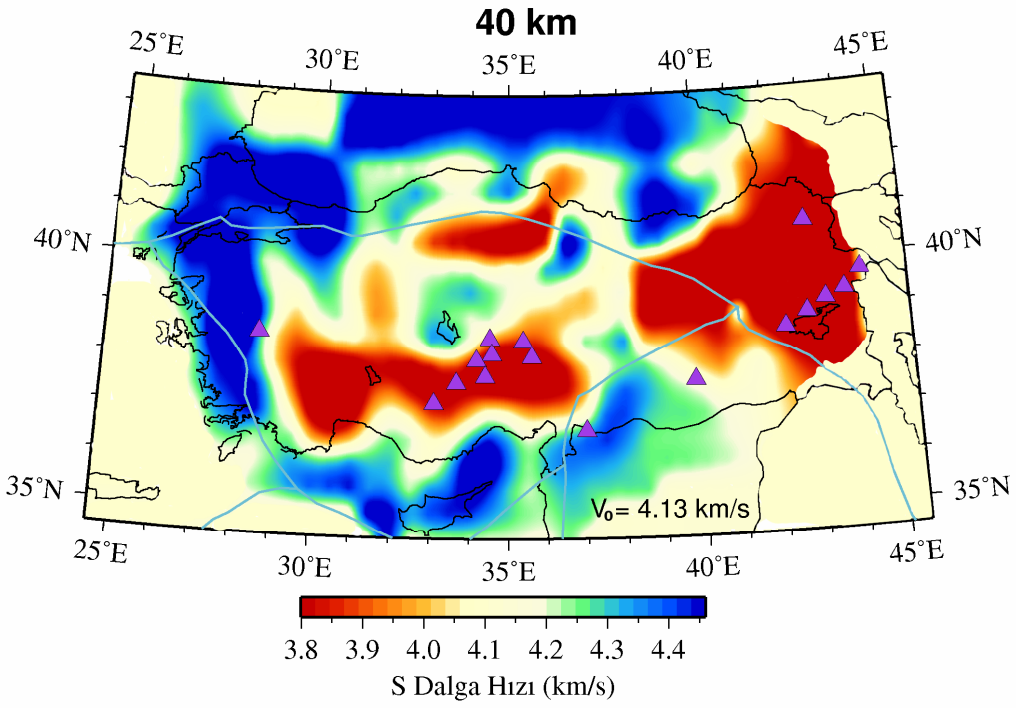
uyum içerinde olduğu gözlenmektedir. Bu durumda modellemede kullanılan ters çözümün yeterli duyarlılıkta olduğu söylenebilir.

5.8. Üç Boyutlu S Dalga Hızı Tomografi Modelleri

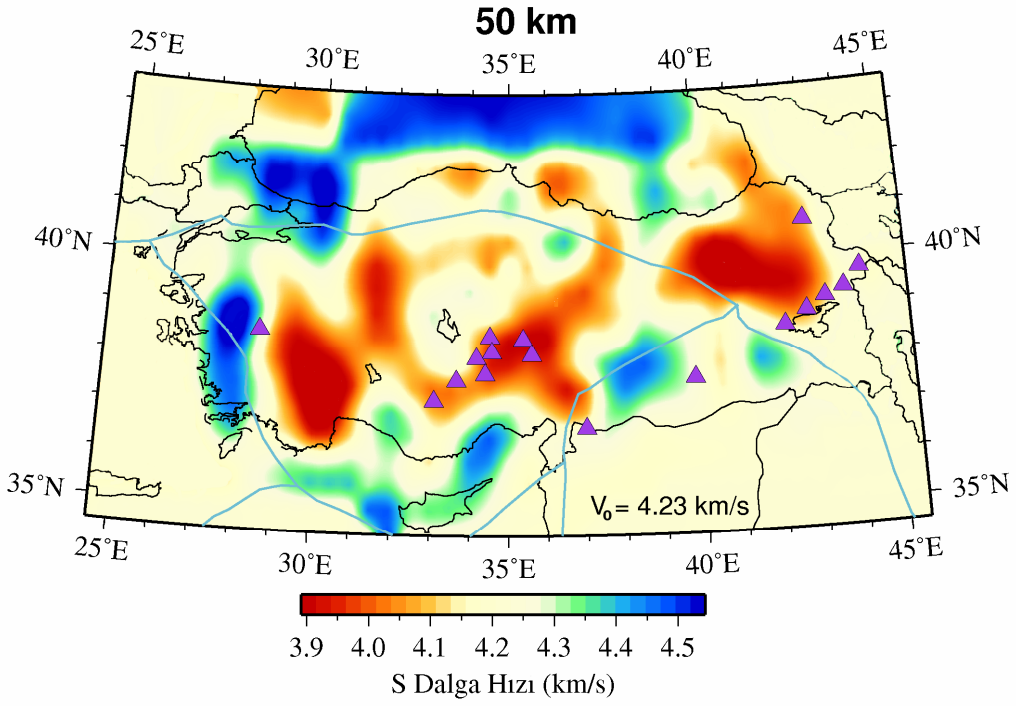
3-B S dalga hızı tomografik yapısı 1-B bölgesel S dalga hızı modellerinin bir araya getirilmesi ile oluşturulmuştur. 3-B S dalga hızı modelinden 10'arkm aralıklarla değişen derinliklerde yatay kesitler alınarak çalışma alanının S dalga hızı haritaları ve çeşitli doğrultularda düşey kesitler alınarak bu doğrultular boyunca derinliğe göre S dalga hızı haritaları üretilmiştir. S dalga hızları için en iyi sonuçlar 40–180km arası derinlikler için elde edilmiş olup, haritalar bu aralıkta hazırlanmıştır.

S dalga hızının derinlikle değişimi incelendiğinde 90km'nin altında 10km ve üzerindeki aralıklarda, 90km'nin üzerinde ise 30km ve üzerindeki aralıklarda değişim gözle seçilebilmektedir. Şekil 5.13'de S dalga hızı dağılımları, 40-90km arasında 10'ar km aralıklarla, 100-180km arasında ise 30km aralıklarla verilmiştir. Yatay kesitler çalışma alanının belirlenen derinliklerdeki yer yapısını, enlem ve boylama bağlı olarak sunan 2-B haritalardır. S dalga hızları da faz hızları gibi referans hızından olan pertürbasyonlara göre hesaplanmıştır. Burada referans hız o derinlik için çalışma alanında belirlenen S dalga hızlarının ortalaması olarak alınmıştır. Her derinliğe ait referans hız yatay kesitler üzerinde verilmiştir. Ayrıca faz hızı haritalarındakine benzer şekilde S dalga hızları hesaplanmış ve hem hız hem de pertürbasyon olarak ölçekleri verilmiştir. Hız ölçekleri her derinlikteki harita için değişirken, pertürbasyon ölçeği tüm S dalga hızı haritaları bir tane verilmiştir. Haritaların üzerinde açık mavi çizgilerle levha sınırları ve mor üçgenler ile volkanlar gösterilmiştir. Ayrıca derinliğe göre değişimin daha kolay izlenebilmesi açısından 40-180km arasında 10'ar km aralıklar ile üretilen tüm yatay kesitler Şekil 5.14'de yatay dilimler şeklinde verilmiştir.

3-B S dalga hızı modelinden çeşitli doğrultularda düşey kesitler alınmıştır. Düşey kesitler yeryüzündeki bir doğrultu boyunca derinliğin fonksiyonu olarak S dalga hızlarının 2-B haritalar şeklinde sunulmasıdır. Bu düşey kesit haritaları yeryüzündeki, bir hat boyunca yerin derinliklerine doğru alınan bir düzlemin görüntüsü olarak düşünülebilir. Düşey kesitler yüzeyde gözlenen bir yapının yer içindeki devamını izlemeye olanak sağlar.

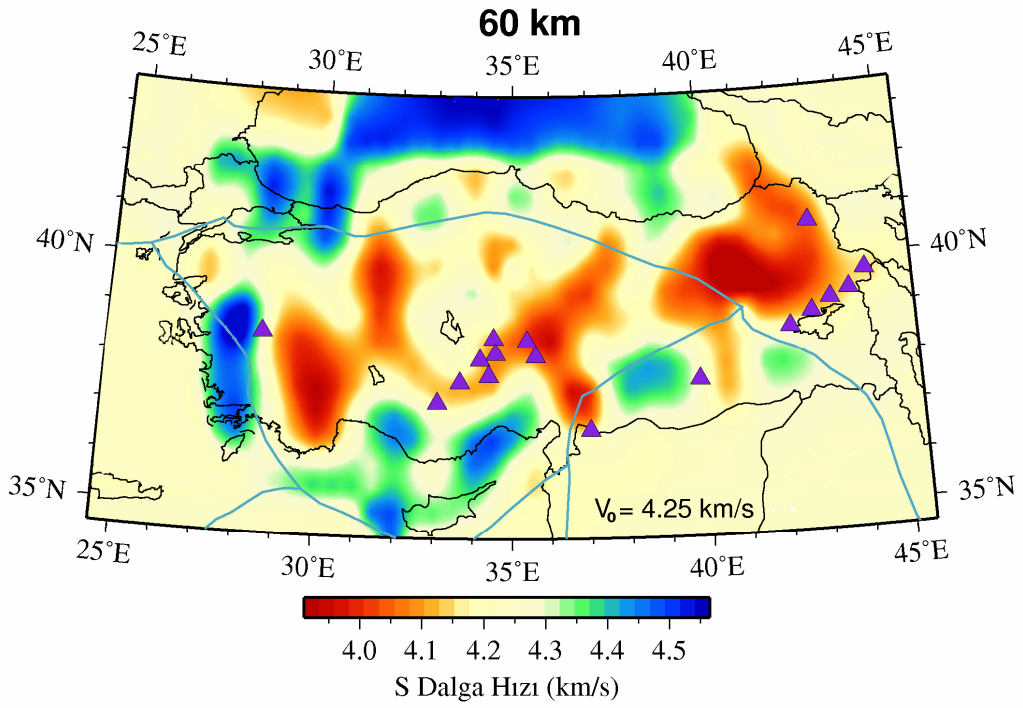


(a)

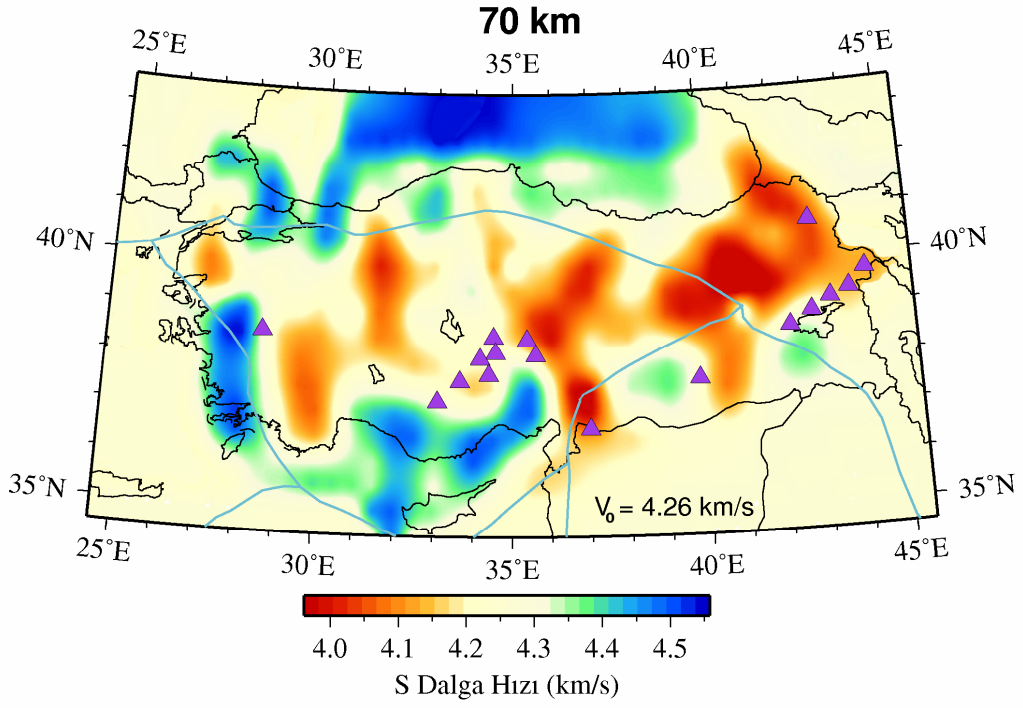


(b)

Şekil 5.13 : 3-B S dalga hızı modelinden elde edilen yatay kesitler

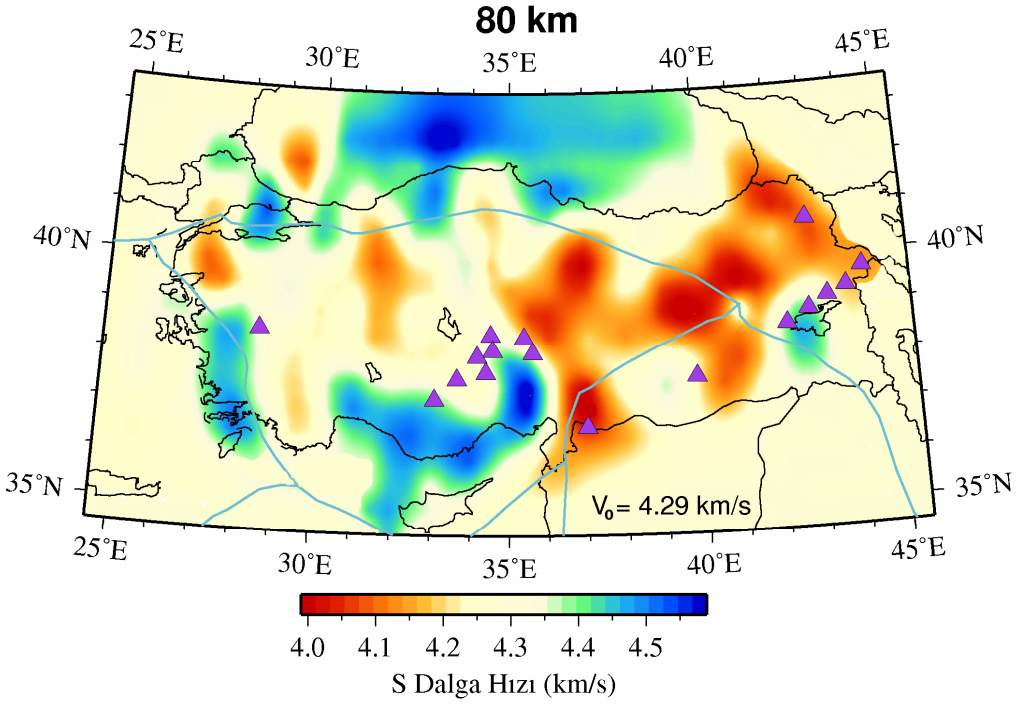


(c)

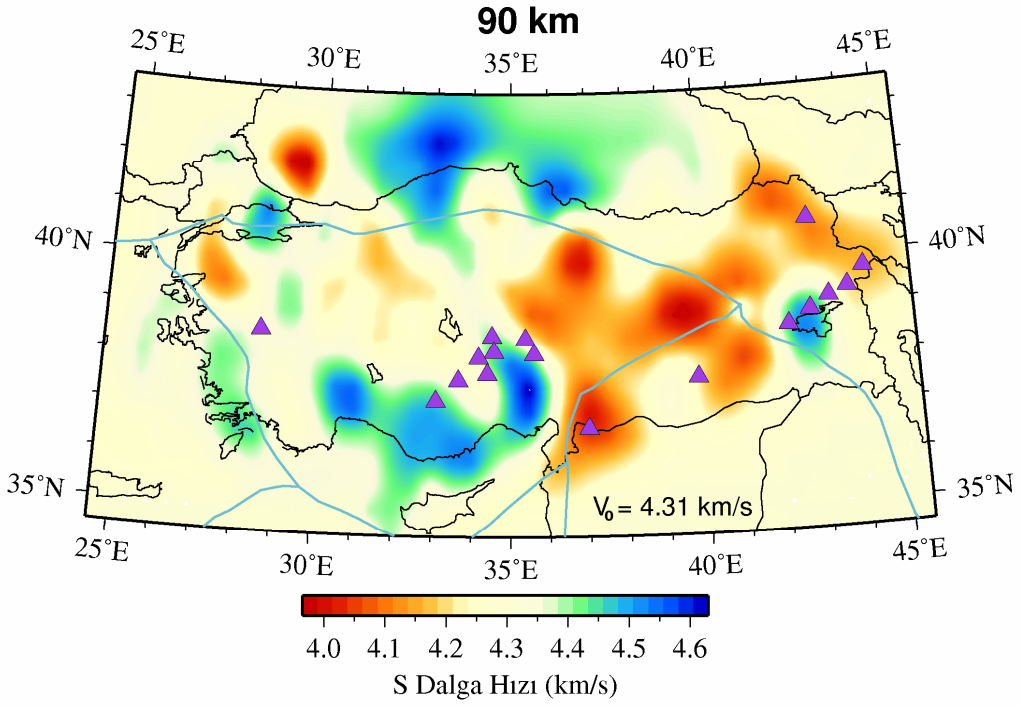


(d)

Şekil 5.13 (Devamı): 3-B S dalga hızı modelinden elde edilen yatay kesitler

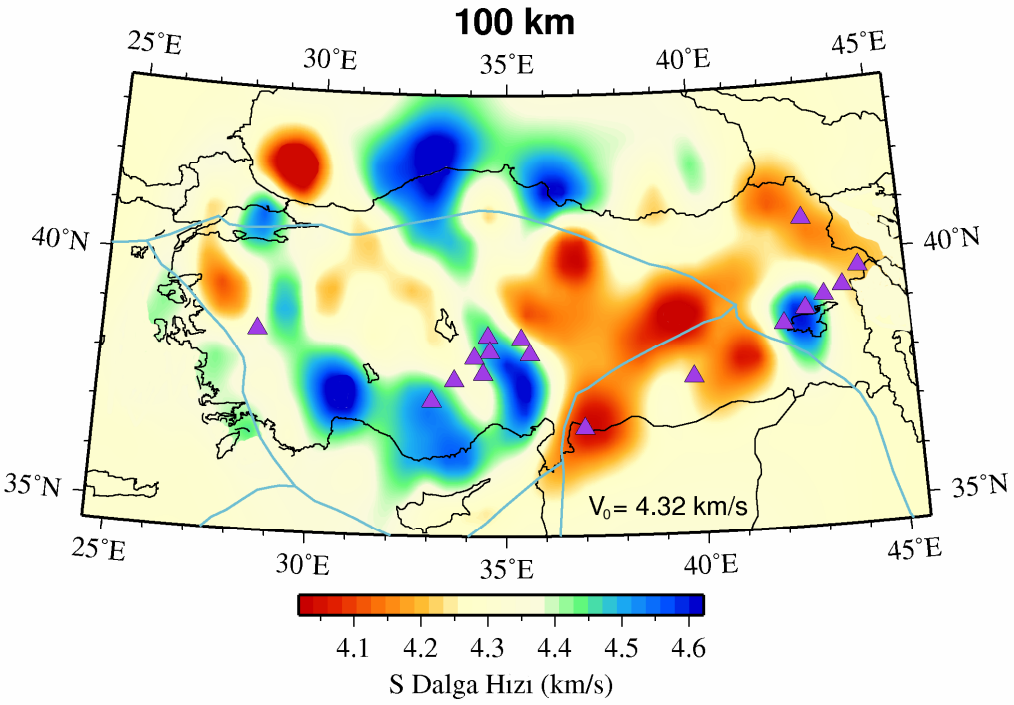


(e)

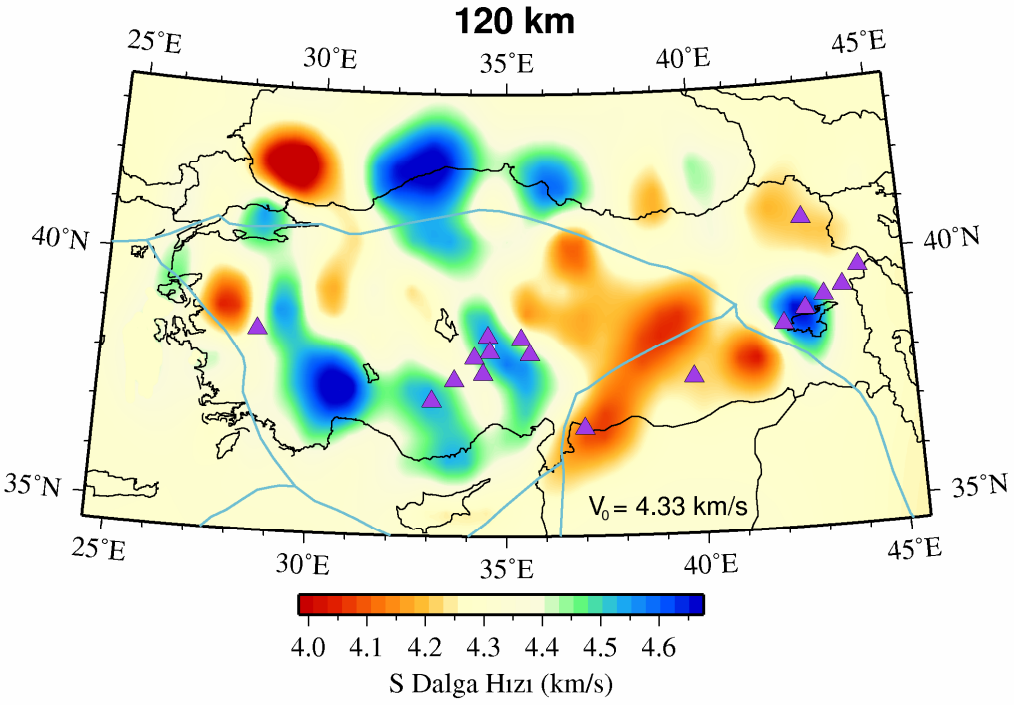


(f)

Şekil 5.13 (Devamı): 3-B S dalga hızı modelinden elde edilen yatay kesitler

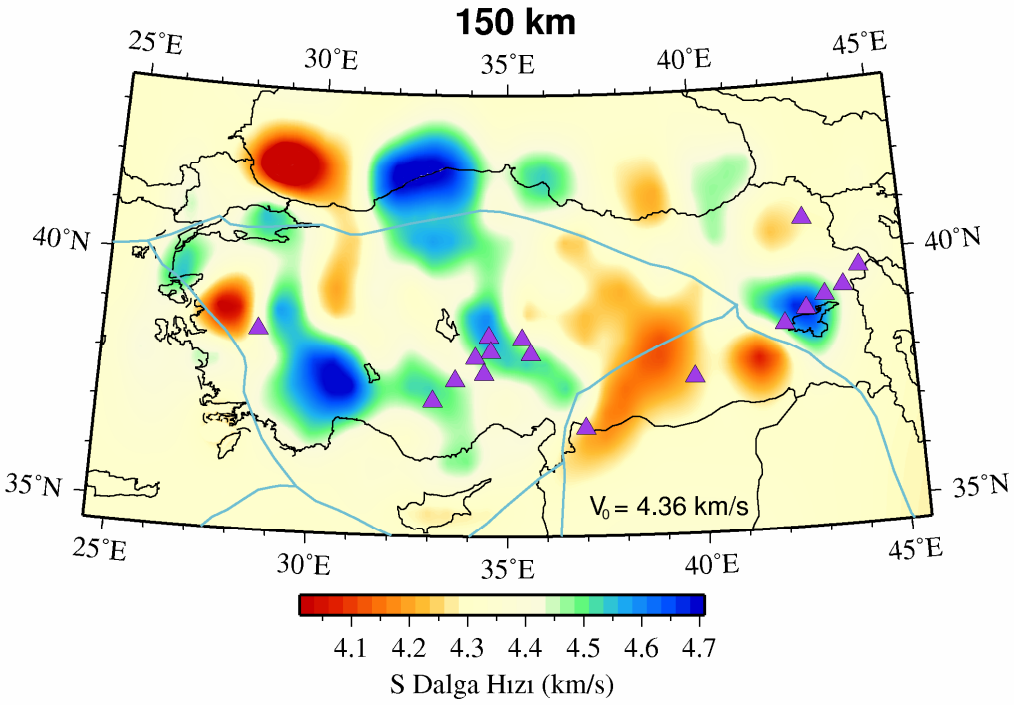


(g)

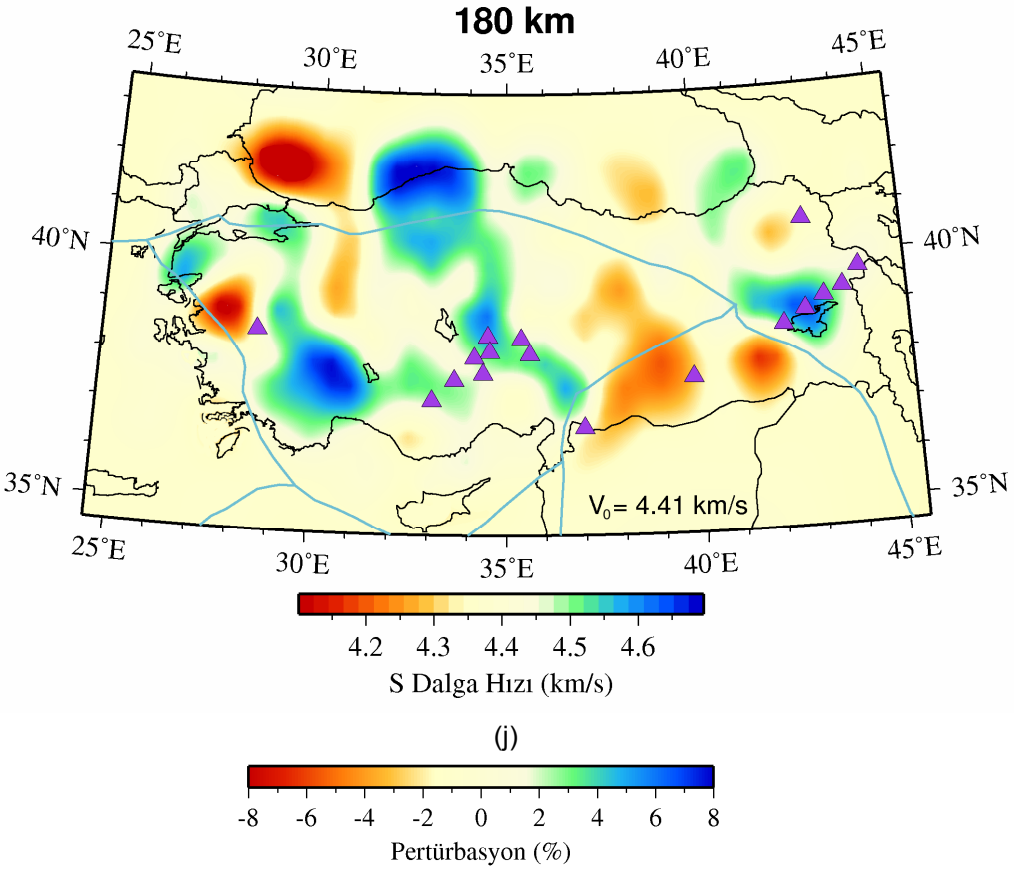


(h)

Şekil 5.13 (Devamı): 3-B S dalga hızı modelinden elde edilen yatay kesitler



(i)



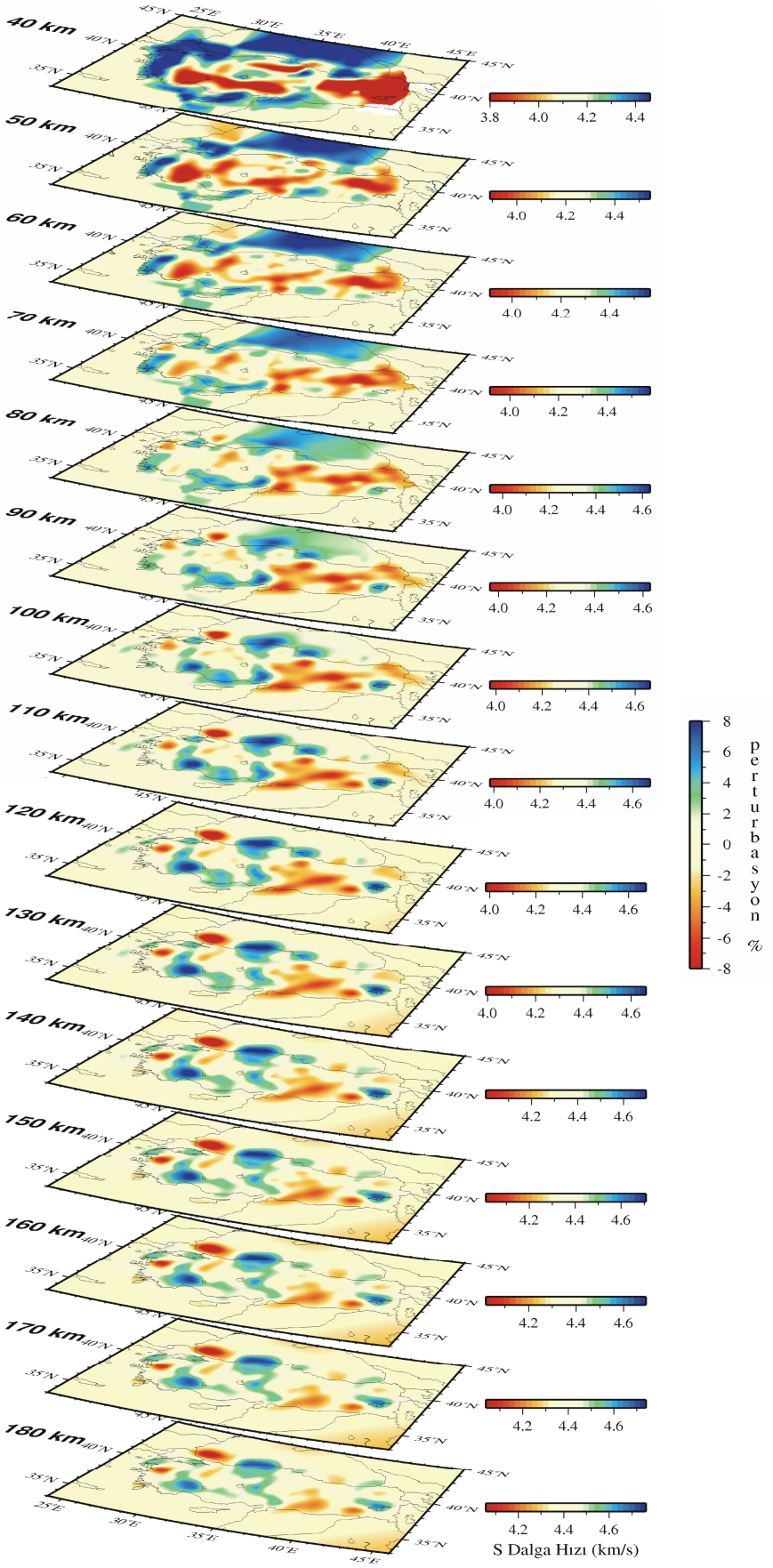
(j)

Şekil 5.13 (Devamı): 3-B S dalga hızı modelinden elde edilen yatay kesitler

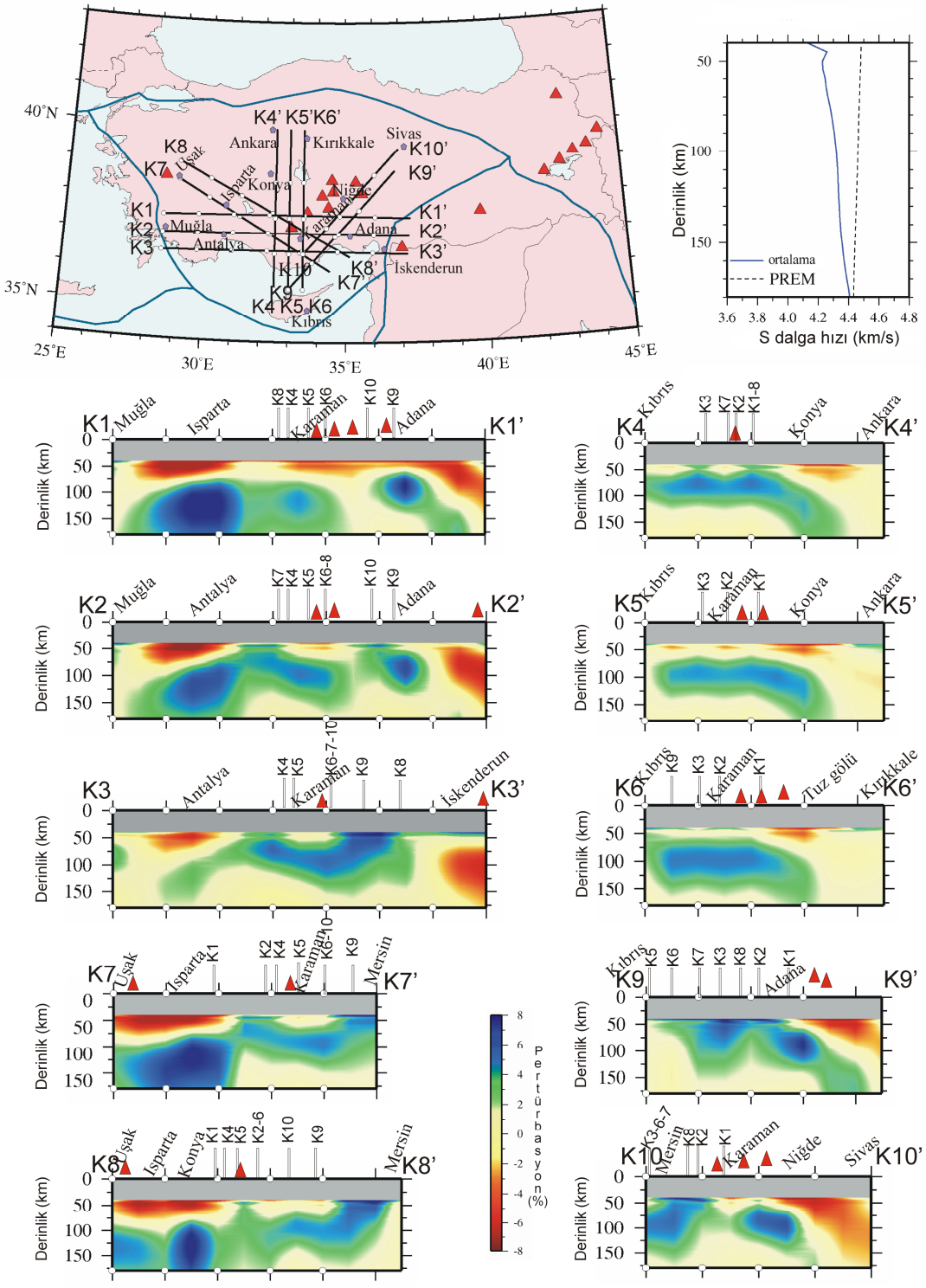
Çalışmada Kıbrıs ve Doğu Anadolu'da bulunan tektonik yapılar üzerinden geçen ayrıntılı kesitler alınmıştır (Şekil 5.15 - Şekil 5.16). Ayrıca bu bölgelerdeki tektonik unsurların işaretlendiği sonuç haritalar Şekil 5.17 ve 5.18'de verilmiştir. Düşey kesitler için hız değişimleri pertürbasyon olarak verilmiştir. Pertürbasyonlarda referans hız olarak Türkiye için bu çalışmada elde edilen 1-B S dalga hızlarının ortalaması kullanılmıştır. Bu ortalama 1-B S dalga hızı modeli ve ortalama küresel 1-B S dalga hızı modeli (PREM) ile kesitlerin doğrultularını gösteren harita düşey kesitler ile bir arada sunulmuştur. Şekil 5.17 ve 5.18'de verilen sonuç kesitlerin üzerine topografya 10 kat büyütülerek eklenmiştir. Ayrıca bu kesitlerde 1900–2008 yılları arasında meydana gelen büyüklüğü $M \geq 5$ olan depremlerin odakları siyah noktalar ile gösterilmiştir. Depremler KRDAE katalogundan alınmıştır. Tüm kesitlerin doğrultuları Tablo 5.4'de sunulmuştur.

Tablo 5.4: Şekil 5.15- Şekil 5.18'de verilen düşey kesitlerin koordinatları

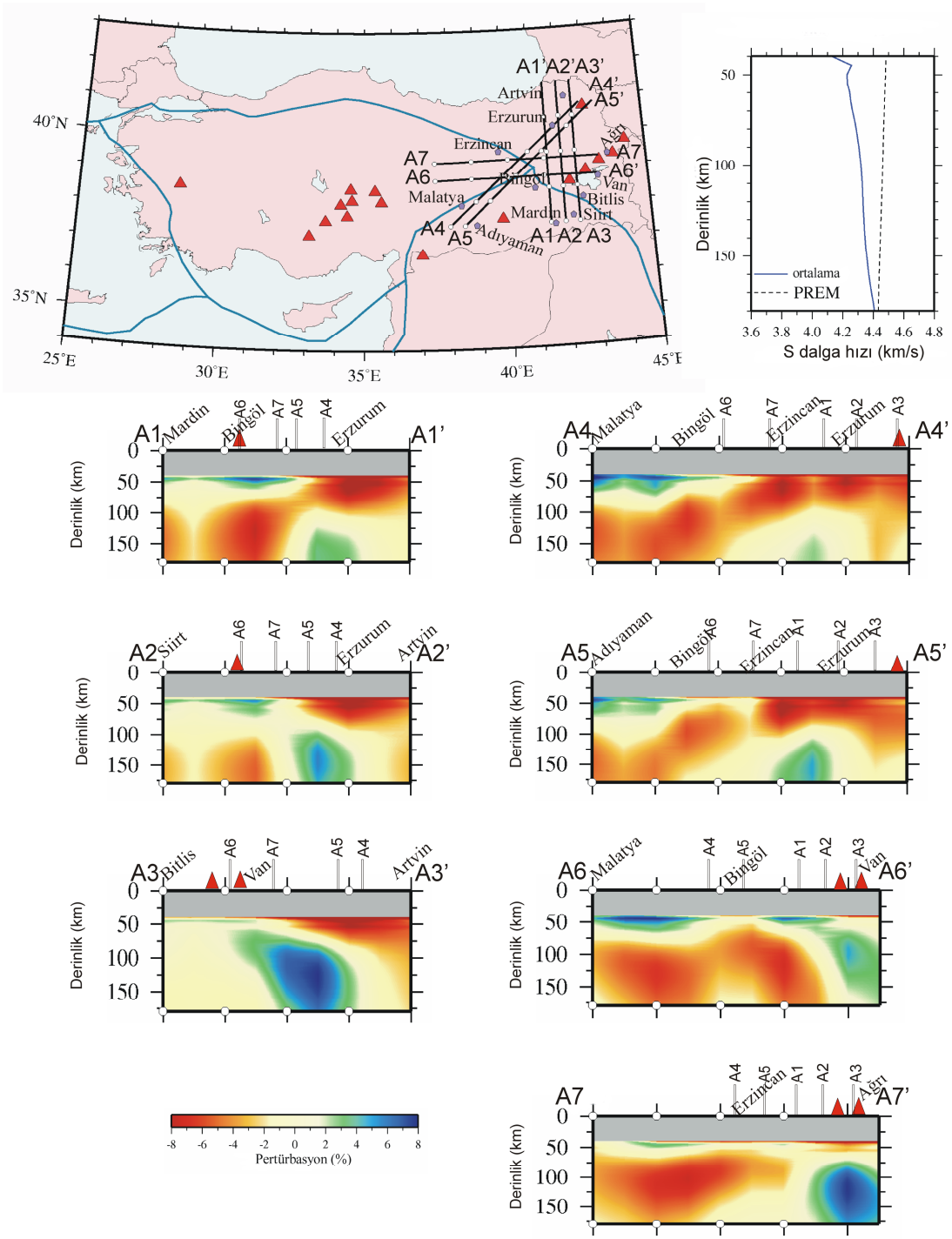
Kesit adı	**1. Nokta Enlem - Boylam**	**2. Nokta Enlem - Boylam**
K1-K1'	$37.5^\circ K - 28.5^\circ D$	$37.5^\circ K - 37.5^\circ D$
K2-K2'	$37.0^\circ K - 28.5^\circ D$	$37.0^\circ K - 37.5^\circ D$
K3-K3'	$36.5^\circ K - 28.5^\circ D$	$36.5^\circ K - 37.5^\circ D$
K4-K4'	$35.5^\circ K - 32.5^\circ D$	$40.0^\circ K - 32.5^\circ D$
K5-K5'	$35.5^\circ K - 33.0^\circ D$	$40.0^\circ K - 33.0^\circ D$
K6-K6'	$35.5^\circ K - 33.5^\circ D$	$40.0^\circ K - 33.5^\circ D$
K7-K7'	$36.0^\circ K - 34.5^\circ D$	$38.5^\circ K - 29.0^\circ D$
K8-K8'	$36.5^\circ K - 35.5^\circ D$	$39.0^\circ K - 29.0^\circ D$
K9-K9'	$35.5^\circ K - 33.0^\circ D$	$39.0^\circ K - 37.0^\circ D$
K10-K10'	$36.5^\circ K - 33.5^\circ D$	$39.5^\circ K - 37.0^\circ D$
A1-A1'	$37.5^\circ K - 41.5^\circ D$	$41.5^\circ K - 41.5^\circ D$
A2-A2'	$37.5^\circ K - 42.0^\circ D$	$41.5^\circ K - 42.0^\circ D$
A3-A3'	$37.5^\circ K - 42.5^\circ D$	$41.5^\circ K - 42.5^\circ D$
A4-A4'	$37.5^\circ K - 38.0^\circ D$	$41.0^\circ K - 43.0^\circ D$
A5-A5'	$37.5^\circ K - 38.5^\circ D$	$41.0^\circ K - 43.5^\circ D$
A6-A6'	$38.8^\circ K - 37.5^\circ D$	$38.8K - 43.5^\circ D$
A7-A7'	$39.3^\circ K - 37.5^\circ D$	$39.3^\circ K - 43.5^\circ D$
A-A'	$37.0^\circ K - 28.5^\circ D$	$37.0^\circ K - 37.0^\circ D$
B-B'	$35.5^\circ K - 33.5^\circ D$	$40.0^\circ K - 33.5^\circ D$
C-C'	$39.0^\circ K - 28.5^\circ D$	$35.5^\circ K - 33.5^\circ D$
D-D'	$35.5^\circ K - 33.5^\circ D$	$39.5^\circ K - 37.5^\circ D$
E-E'	$38.5^\circ K - 38.0^\circ D$	$38.5^\circ K - 43.5^\circ D$
F-F'	$37.5^\circ K - 38.0^\circ D$	$39.5^\circ K - 43.0^\circ D$
G-G'	$37.5^\circ K - 41.0^\circ D$	$41.0^\circ K - 41.0^\circ D$
H-H'	$37.5^\circ K - 42.0^\circ D$	$41.5^\circ K - 42.0^\circ D$



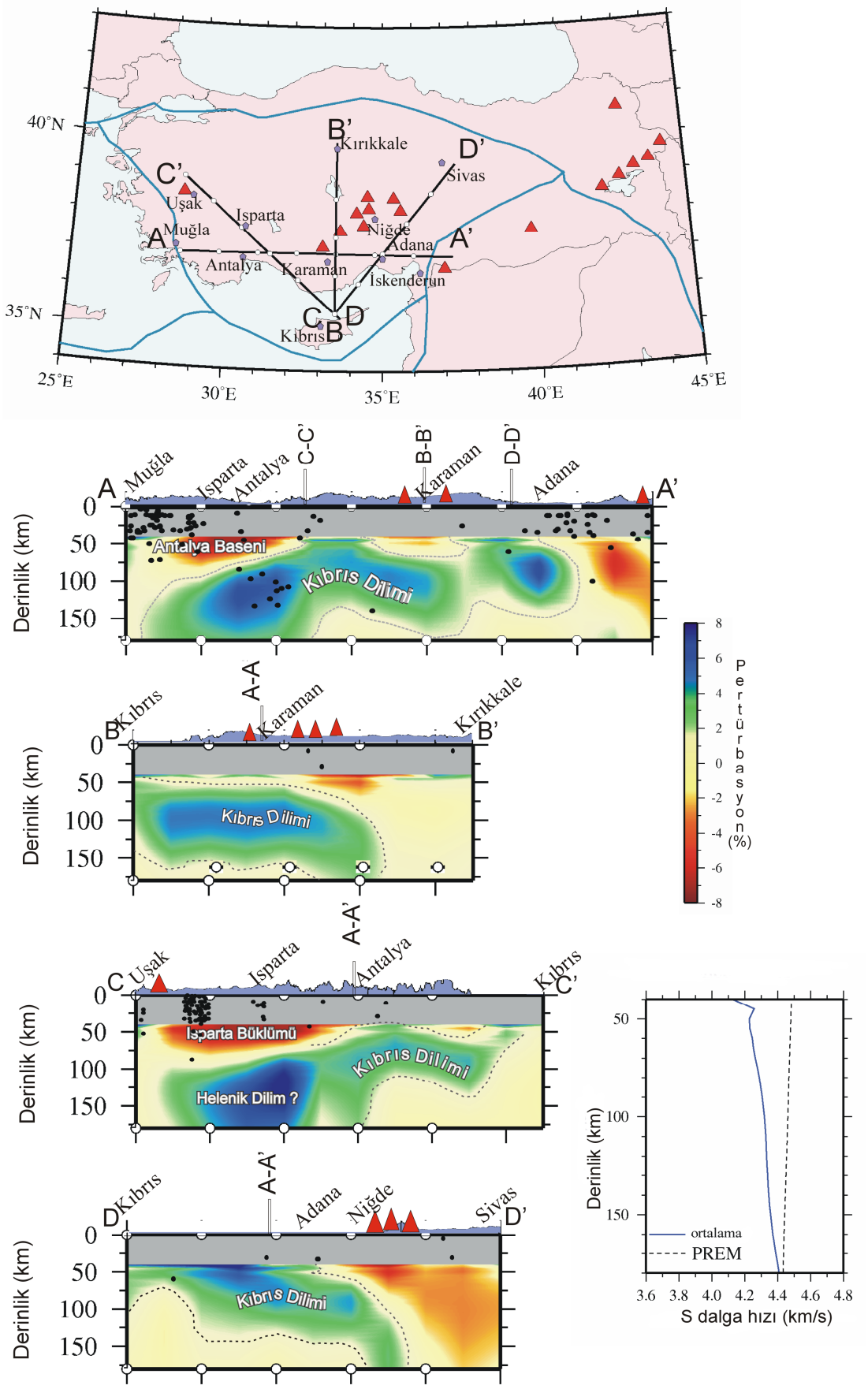
Şekil 5.14: 3-B S dalga hızı modelinden elde edilen yatay kesitlerin bir arada sunumu.



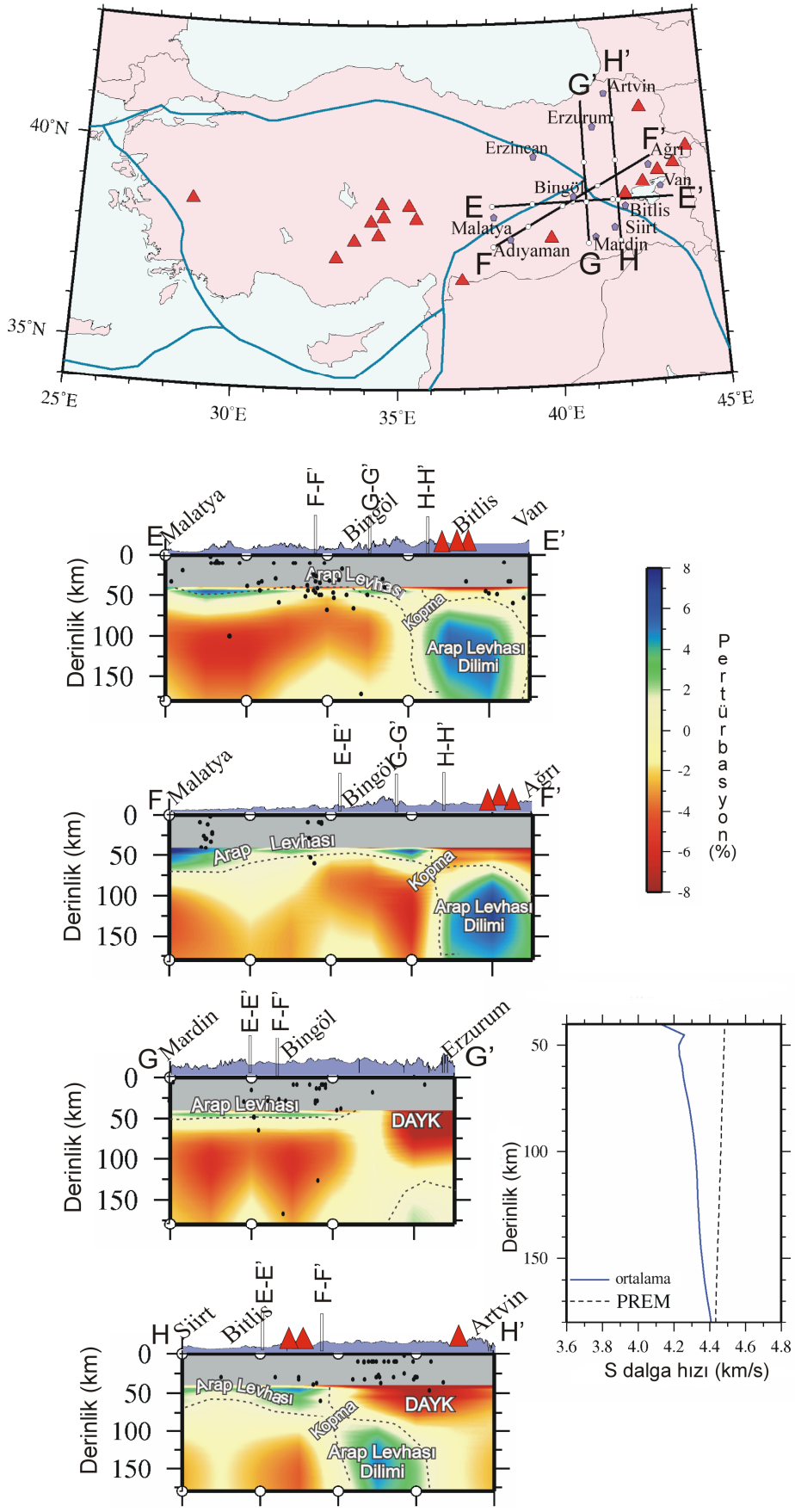
Şekil 5.15: Kıbrıs yayı üzerinde alınan düşey kesitler.



Şekil 5.16: Arap-Avrasya kıtasal çarpışma zonu üzerinde alınan düşey kesitler.



Şekil 5.17: Kıbrıs yayı civarındaki yapıları gösteren düşey kesitler.



Şekil 5.18: Arap-Avrasya kıtasal çarpışma zonu civarındaki yapıları gösteren düşey kesitler.

6. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmada, temel mod Rayleigh dalgalarının faz hızı dispersiyonlarından yararlanılarak, Türkiye'nin ortalama faz hızı dispersiyon eğrisi, alt kabuk ve üst manto için 2-B faz hızı haritaları, 1-B bölgesel S dalga hızı modelleri, 3-B S dalga hızı modeli oluşturulmuştur.

Çalışmada Türkiye için hesaplanan ortalama faz hızları, küresel ortalama faz hızlarından düşük olup, yaklaşık %3-8 arasında negatif pertürbasyon göstermektedir. (Şekil 5.6). Midevalli ve Mitchell (1989), yüzey dalgalarının grup hızlarını kullanarak yaptıkları çalışmada, Türkiye'nin kabuk ve üst mantodaki S dalga hızlarının Avrupa'daki hızlardan düşük olduğunu belirlemişlerdir. Küresel veya büyük ölçekli yapılan, faz hızı (Ekström ve diğ., 1997; Villasenor ve diğ., 2001), S dalga hızı (Debayle ve diğ., 2001; Koulakov ve diğ., 2002; Maggi ve Priestley, 2005; Kustowski ve diğ., 2008) ve P dalga hızı (Koulakov ve diğ., 2002; Piromallo ve Morelli, 2003) çalışmalarında Türkiye'nin kabuk ve üst manto hızları belirgin olarak düşük bulunmuştur.

Tomografi haritalarının çözünürlüğü dama tahtası testi ve ışın yoğunluğu haritaları ile değerlendirilmiştir. Her ne kadar Türkiye'nin doğu ve güney sınırlarında istasyon sayısının yetersiz olması nedeniyle ışın yoğunluğu azalmaya ve dama tahtasındaki şekil düzenleri dağılmaya başlasa da, çalışma alanının bütünü için hem dama tahtası testi sonuçları, hem de ışın yoğunluğu dağılımı, veri setinden elde edilen ışın yollarının yüksek çözünürlüklü bir tomografi haritası elde etmek için yeterli olduğunu göstermektedir.

Yüzey dalgası faz hızı tomografisi, 25-120s arasındaki temel mod Rayleigh dalgalarından elde edilen faz hızları kullanılarak yapılmış ve 5'er saniyelik periyot aralıklarında faz hızı dağılımı haritaları hazırlanmıştır (Şekil 5.10). Tüm periyotlardaki faz hızı tomografi haritalarının bir araya toplanarak ters çözümünün yapılmasıyla elde edilen 1-B bölgesel S dalga hızı modellerinin bir araya getirilmesiyle 3-B S dalga hızı modeli üretilmiştir. Bu modeller üzerinden alınan

yatay (Şekil 5.13- Şekil 5.14) ve düşey (Şekil 5.15- Şekil 5.18) kesitler alınarak 2-B S dalga hızı haritaları oluşturulmuştur.

Faz hızı ve S dalga hızı haritaları yorumlanırken çalışma alanı farklı tektonik unsurları içeren üç bölgeye ayrılmıştır. İnce kabuk yapısına sahip ve açılma zonu etkisinde olan Marmara, Kıyı Ege ve Batı Akdeniz Türkiye'nin batı kesimleri başlığı altında incelenmiştir. Tektonik olarak daha durağan bir yapıya sahip olan İç Ege, Orta Anadolu, Batı ve Orta Karadeniz ile Türkiye'nin güneyinde bulunan Kıbrıs yayındaki yitim zonu Türkiye'nin iç kesimleri başlığı altında yorumlanmıştır. Kuzeyde Pontidlerin yer aldığı Doğu Karadeniz ile Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (DAYK) ve çarpışma zonunun bulunduğu Doğu ve Güneydoğu Anadolu ise Türkiye'nin doğu kesimleri başlığı altında incelenmiştir.

6.1. Türkiye'nin Batı Kesimleri

Bu bölgede faz hızı haritalarında göze çarpan en belirgin özellik, özellikle kısa periyodlu (~25-45s) faz hızı haritalarındaki yüksek hız anomalileridir (Şekil 5.10). Benzer şekilde 40-60km arasındaki yatay S dalga hızı kesitlerine bakıldığında en yüksek hızların bu bölgede bulunduğu görülmektedir (Şekil 5.13). Hızlar Türkiye'nin batısından doğusuna doğru azalma eğilimindedir. Bu azalımın nedeninin Türkiye'nin batısındaki kabuk kalınlığının doğusuna kıyasla daha ince olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Daha önce yapılan çalışmalar kabuk kalınlığının en ince olduğu bölgelerin batıda yer aldığını (İstanbul ve çevresi 30km – Kenar 1977; Özer, 1989; Marmara bölgesi 29-33km - Necioğlu ve diğ., 1981; Osmanşahin, 1989; Horasan ve diğ., 2002; Özalaybey ve diğ., 2002; Zor ve diğ., 2006; Ege bölgesi – 29-33km, Osmanşahin, 1989; Saunders ve diğ., 1998; Horasan ve diğ., 2002; Kuzey Ege Denizi 30- 40km - Karagianni ve diğ., 2002; Karagianni ve diğ., 2005; Bourova ve diğ., 2005; Güney Ege Denizi 20- 24km Karagianni ve diğ., 2002; Karagianni ve diğ., 2005) ve kabuk kalınlığının Türkiye'nin doğusuna doğru kalınlaştığını (Doğu'da ortalama kalınlık 36-48km – Ezen, 1983; Sayıl ve diğ., 1992; Arap Levhası 38km, Karlıova üçlü kesişimi 46km, Anadolu levhasının kuzey kenarı 50km - Zor ve diğ., 2003; DAF'ın güneyi 44km, DAF'ın kuzeyi 36km, Karlıova üçlü kesişimi 48km - Gök ve diğ., 2007) göstermektedir. Ayrıca Türkiye'nin topografyasına bakıldığında (Şekil 5.9) batıda deniz seviyesinden yüksekliğin en fazla 2000 m'lere kadar ulaştığı, doğuda ise 5500 m yüksekliklerdeki dağların yer aldığı görülmektedir.

Bu bölgede ince kabuğun altında yer alan üst mantonun daha hızlı olması nedeniyle, alt kabuğa daha duyarlı olan kısa periyotlu faz hızları, üst mantonun hız yapısından etkilenerek yüksek hız anomalileri vermektedir. Bazı bölgesel kabuk ve üst manto çalışmalarında (Mindevalli ve Mitchell, 1989; Saunders ve diğ., 1998; Horasan ve diğ., 2002; Al-Lazki ve diğ., 2004; Cambaz ve Karabulut, 2010) Marmara ve Ege bölgelerindeki P ve S hızlarının Doğu ve İç Anadolu'dan daha yüksek olduğu belirlenmiştir.

Bu bölge yaklaşık Miyosen devrinden (6-13 myö) itibaren Helenik hendekteki dalma-batma zonuna bağlı gelişen yay gerisi gerilme rejimi etkisi altındadır. Sismik moment tensör çözümleri (Jackson ve McKenzie, 1988) ve uydu jeodezisi (Jackson ve diğ., 1994; McClusky ve diğ., 2000) çalışmaları günümüzde yay gerisi gerilme rejiminin $42^{\circ}K - 31^{\circ}D$'ya kadar uzandığını göstermektedir (Angelier ve diğ., 1982). Buradaki günümüz açılma hareketi Afrika okyanusal litosferinin Helenik yay ve Kıbrıs yayından Anadolu bloğu altına batması ve kısmen de Arap levhasının Anadolu bloğuna çarpmasının etkisiyle gerçekleşmektedir. Bu gerilme hareketleri kabuktaki incelmenin nedeni olarak gösterilebilir.

Bu bölgede dikkat çeken bir diğer anomali ise 60-120s periyotlu faz hızı ve 80-180km derinliklerdeki S dalga hızı haritalarında Marmara'nın kuzey doğusu ve güney batısında gözlenen düşük hız alanlarıdır (İstanbul'un kuzeyi- Karadeniz, Çanakkale-İzmir arası). Bu bölgelerde astenosferik bir yükselim olduğu ve bir manto sorgucu oluştuğu söylenilebilir. Bu bölgede deforme olmuş ve kısmen metamorfizma geçirmiş Alt Jurasik- Eosen yaşlı yapılar bulunmaktadır (Tekeli, 1981). Bölgedeki ısı akısı yoğunluğu 40-140 mW/m^2 arasındadır (Tezcan, 1995). Yüksek hız anomalilerinin bulunduğu bölgelerde ultramafik kayaçlar içerisinde ufak bloklar şeklinde (xenoliths) geç Miyosen yaşlı alkalen bazaltlar bulunmuştur (Aldanmaz ve diğ., 2005).

60s ve üzerindeki periyotlardaki faz hızı haritalarında ve 90km den daha derin S dalga hızı yatay kesitlerinde, Kuzeydoğu Marmara ve Kuzey Ege kıyılarında hızların ortalamadan daha düşük olduğu gözlenmektedir. Bazı bilim adamları (Zhong ve Gurnis, 1995; Wortel ve Spakman, 2000; Facenna ve diğ., 2006) Ege'deki dalım nedeniyle oluşan hendeğin güney yönünde göç ettiği ve bu hareketin de daha viskoz bir alt mantoyu tetiklediğini öne sürmektedirler. Piromallo ve Morelli (2003) ve Faccenna ve diğ. (2006) tarafından yapılan çalışmalarda batı Akdeniz'de dalmaya

başlayan Afrika okyanusal levhasının kuzey doğuya doğru yaklaşık 45° açı ile ilerleyerek Ege'nin altına daldığı ve bu dalan bölümün yaklaşık olarak Marmara'nın doğusunda yaklaşık 600km derinlikte yok olduğu gözlenmiştir. Bu bulgular da manto kaynaklı malzemenin yukarıya doğru taşındığına işaret etmektedir. Bölgedeki tüm jeolojik bulgular bu alanlarda manto sorguçları olduğu düşüncesini desteklemektedir.

6.2. Türkiye'nin İç Kesimleri

Bu bölgede yer alan en önemli tektonik unsur bölgenin güneyindeki Kıbrıs yayıdır. Kıbrıs'ın güneyinden dalan Afrika okyanusal levhası Türkiye ve Kıbrıs arasında belirgin bir yüksek hız anomalisi vermektedir. Faz hızı haritalarında bu yüksek hız anomalilerinin 25s'den 70s periyotlar arasında kuzeybatıya doğru ilerlediği gözlenmektedir. Benzer şekilde 40-140km arasındaki S dalga hızı haritalarında yüksek S hızı anomalileri Kıbrıs ve Türkiye arasında gözlenmekte ve derinlere doğru anomalinin kuzey ve kuzey batı yönlü ilerlediği gözlenmektedir.

Kıbrıs Hendeği'nden dalan soğuk okyanusal litosfer D-B yönlü olarak kuzeyden güneye doğru sıralanan K1-K1', K2-K2', K3-K3' düşey kesitlerinde güneyden kuzeye doğru uzanan yüksek S dalga hızı anomalisi şeklinde gözlenmektedir. Bu anomali Kuzeye doğru ilerlemekte ve yaklaşık olarak $37^{\circ}K - 34^{\circ}D$ civarında ikiye ayrılmaktadır. K2-K2', K3-K3', K10-K10' ve A-A' kesitlerinde Karaman-Adana arasında yaklaşık 50-60km derinliklerde Kıbrıs diliminin yırtıldığı açıkça görülmektedir. Biryol ve diğ. (2011) P dalgası kullanarak Anadolu altında yer alan Afrika litosferini inceledikleri tomografi çalışmalarında, dalan Kıbrıs diliminde böyle bir yırtığın varlığına işaret etmişler ve yırtılmanın 250km derinliğe kadar ulaştığını modellemişlerdir.

K-G yönlü alınan K4-K4', K5-K5' ve K6-K6' kesitlerinde dalan levhanın güneyden kuzeye doğru neredeyse yatay şekilde uzandığı ve yayın orta kısmında (K5-K5') levhanın diğer kısımlara göre daha derinden ilerlediği gözlenmektedir.

KB-GD doğrultulu alınan K7-K7', K8-K8' ve C-C' kesitlerinde levhanın Isparta büklümüne kadar ulaştığı görülmektedir. Bu ilerleme 55s.'den daha uzun periyotlu faz hızı haritalarında yaklaşık olarak Isparta büklümüne kadar yüksek S dalga hızları şeklinde gözlenmektedir. Piromallo ve Morelli (2003) yaptıkları P dalgası tomografisi çalışmalarında Kıbrıs yayından dalarak ilerleyen levhanın etkisiyle yüksek hızlı

anomalilerin gözlemişler ve Kıbrıs Hendeği'nin kuzeybatı ucunun Antalya basenine dayandığının öne sürmüşlerdir. Koulakov ve diğ. (2002) P dalgası seyahat zamanlarının ters çözümünden elde ettikleri P dalga hızı tomografi haritalarında, Kıbrıs yakınlarında kuzeye doğru hızla dalan bir levhanın varlığını ortaya koymuşlardır. K4-K4' K5-K5', K7-K7' ve K8-K8' kesitlerinde Kıbrıs yayından dalan levhanın Konya altlarına kadar ilerlediği görülmektedir. Ancak bu dilimin ilerisinde (yaklaşık Isparta, Uşak altına) daha yüksek hızlı bir anomali bulunmaktadır ve Kıbrıs dilimi buradaki yapıya yaslanarak bel vermiştir (K7-K7', K8-K8' ve C-C'). Facenna ve diğ., (2006) tarafından Helenik dilimin yarattığı yüksek hız anomalileri Güney Ege ve Batı Akdeniz kıyılarında 70-90km civarında gözlenmiştir. Biryol ve diğ., (2011) Anadolu'nun altında dalan Afrika levhası modelledikleri çalışmalarında Helenik dilimin ucunun Ege'nin güneyinde yer aldığını ve Isparta yakınlarına ulaştığını gözlemlemişlerdir. Her ne kadar bu çalışmada Helenik hendekten okyanusal litosferin dalmaya başladığı nokta çalışma alanı sınırları dışında kalsa da, diğer çalışmalara dayanarak bu alanda gözlenen çok yüksek hızlı anomali Helenik dilimin bir bölümü olarak yorumlanabilir ve Kıbrıs diliminin Isparta büklümü altında Helenik dilim ile çarpışarak sonlandığı yorumu yapılabilir. Bu bölgedeki (Kütahya, Uşak, Isparta) 140km derinliklere kadar uzanan orta derinlikteki depremlerin Helenik dilim ve Kıbrıs diliminin hareketinden kaynaklandığı söylenebilir (A-A' ve C-C'). Kıbrıs diliminin doğudaki parçasının ise Niğde'nin altına kadar uzandığı gözlenmektedir (K9-K9', K10-K10' ve D-D').

K1-K1', K2-K2', K3-K3', K7-K7', K8-K8', A-A' ve C-C' kesitlerinde Kıbrıs diliminin Helenik dilim ile kesiştiği noktada gözlenen (Isparta büklümü, Antalya baseni altındaki) düşük hız anomalisi kama türü (wedge type) bir düşük hız bölgesini görüntüsündedir. Bu kama türü düşük hız alanının nedeni dalan soğuk levhanın etkisi ile astenosferden yukarıya doğru hareket eden sıcak malzemedir. Buradaki düşük hız bölgesi 25-60s periyotlar arasındaki faz hızı haritalarında ve 40-70km derinlikler için oluşturulan S dalga hızı haritasında çok net seçilmektedir.

K1-K1', K2-K2', K3-K3', K9-K9', K10-K10' A-A', B-B', C-C' ve D-D' kesitlerinde özellikle İç Anadolu'daki (Karaman, Niğde, Nevşehir yakınlarındaki) volkanizma nedeniyle 80km'lere varan düşük hız bölgeleri görülmektedir. Bu bölgedeki, genç volkanların (< 2 myö) aktivitelerinden kaynaklanan günümüz alkali bazaltik yapıları bulunmaktadır. Volkanik alanlarda görülen bu manto kökenli alkali bazaltlar manto

yükselimine işaret etmektedir. Bu alanlarda yükselen mantodaki sıcak malzemelerin etkisiyle düşük hız zonları gözlenmektedir.

6.3. Türkiye'nin Doğu Kesimleri

25 ve 30s periyotlu faz hızı ve 40-50km'lerdeki S dalga hızı haritalarında $38.5^{\circ}K$ enleminde $38^{\circ}-42^{\circ}D$ boylamları civarında yüksek hız - düşük hız geçiş zonu gözlenmektedir. Bu zon Arap-Avrasya levhalarının çarpışma zonunun (Asur ve Bitlis-Zagros Sütüru) etkisi olarak yorumlanabilir.

45s'den daha büyük periyotlardaki faz hızı haritalarında ve 90km'den daha derin alınan yatay S dalga hızı kesitlerinde $39^{\circ}K-43^{\circ}D$ civarında belirginleşen yüksek hız anomalileri, kıtasal çarpışma öncesinde dalan Arap levhası okyanusal litosferinin kopması olarak yorumlanabilir. A1-A1', A2-A2', A3-A3', A4-A4', A5-A5', A7-A7' ve A8-A8' kesitleride Arap levhasının kuzeye doğru vermiş olduğu yüksek hız anomalisinin yaklaşık 50-70km derinliklerde yok olduğu ve 120km civarında tekrar belirginleştiği gözlenmiştir. Bu durum dalan okyanusal litosferin kuzeye ilerlemesi sırasında dalan levhanın koptuğu ve kopan kısmın 120km'den daha derinlerde bulunduğu olarak yorumlanabilir (E-E', F-F' VE H-H'). Zor (2008) bu bölgede yaptığı 3-B P dalga hızı modelinde aynı alanda gözlediği benzer yüksek hız anomalilerini kuzey Neotetis okyanusal levhasının yaklaşık 150km civarında kopması olarak yorumlamıştır. Facenna ve diğ. (2006) yaptıkları deneysel çalışmada Arap-Avrasya çarpışma zonundan dalan levhanın yırtılarak kopması ve Helenik yaydan dalan levhanın yaptığı geriye doğru çekilme (roll-back) hareketi nedeniyle Türk-İran platosunun yükseldiği ve bölgede alkalen volkanizma görüldüğünü ileri sürmüşlerdir. Lei ve Zhao (2007) Doğu Anadolu bölgesi için yaptıkları P dalgası tomografi çalışmasında dalan Arap levhası diliminin yaklaşık 100km derinlerde koptuğu ve kopan parçanın Doğu Anadolu'nun kuzeyinde (Batı Karadeniz civarında) 300km derinliklerde Doğu Anadolu'nun doğusunda ise 190km derinliklerde olduğunu gözlemlemişlerdir. Sonuçlar bu çalışmada alınan E-E', F-F' ve G-G' kesitleri ile uyumludur. Kopan Arap levhası dilimi D-B yönlü E-E', KD-GB yönlü F-F' ve K-G yönlü H-H' kesitlerinde çok belirgin şekilde gözlenirken, G-G' kesitinde gözlenememektedir. Benzer şekilde E-E' kesitinin güneyinde de gözlenememektedir. Bu bölgelerde daha derinde olduğu düşünülmektedir. Kesitlerde Arap levhası diliminin Erzincan-Bingöl-Bitlis boyunca KB-GD doğrultulu

olarak daldığı ve 50-60km derinliklerde koptuğu ve kopan parçanın ~120km derinlikte Erzurum-Ağrı-Van doğrultusunda gözlenebilmektedir.

75s'den daha kısa periyotlar için üretilen faz hızı haritalarında Doğu Anadolu'nun kuzeyinde çalışma alanının en düşük hızları gözlenmektedir. Benzer şekilde S dalga hızları da 120km'ye kadar olan derinliklerde aynı bölgede en düşük S hızlarına sahiptir. Bu bölgede alınan düşey kesitlerde (Şekil 5.16) yaklaşık $40.0^{\circ}K$ enlemi etrafında 120km'ye kadar uzanan düşük hız bölgesi gözlenmektedir. Bu alanda kıtasal çarpışma etkisiyle oluşan DAYK (Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı) bulunmaktadır. A1-A1', A2-A2', A3-A3', A4-A4', A5-A5', G-G' ve H-H' kesitlerinde Erzincan-Erzurum-Ağrı bölgelerinde 100km derinliğe kadar uzanan düşük hız alanı gözlenmektedir. Aynı bölgede Maggie ve Priestley (2005) tarafından yapılan yüzey dalgası tomografisi çalışmasında oldukça düşük S hızı anomalileri, Zor (2008) tarafından yapılan P dalgası tomografisi çalışmasında 100-200km'lerde çok düşük P hızı anomalileri ve Piromallo ve Morelli (2003) tarafından üretilen P dalga hızı tomografi haritalarında 50 ve 100km arasında çok düşük P dalga hızları gözlenmiştir. Çalışmada bu bölgede bulunan sonuçlar önceki tomografi sonuçları ile uyum göstermektedir.

Bu bölgede yaklaşık 12 myö Bitlis - Zagros süturu boyunca kıtasal çarpışma başladığında, sıcak ve ince litosferin yerinde soğuk ve kalın bir litosfer yer alıyordu (Dewey ve diğ., 1986). Arap ve Avrasya levhaları arasındaki kıtasal çarpışma süresince litosferde kısmi kopmalar (delamination-delaminasyon) meydana gelmiştir (Pearce ve diğ., 1990, Keskin ve diğ., 1998). Bu alanda daha önce dalan okyanusal levhadan tabakalanmaya bağlı olarak yükselen akışkanlar yukarıya çıkarken yüzeydeki soğuk materyaller batar (Maggie ve Priestly, 2005). Şengör ve diğ., (2003) ise bu bölge için oluşturdukları jeolojik modelde bölgede ince bir kabuğun ve yüksek sıcaklıkta astenosferin var olduğunu ancak litosferik mantonun bulunmadığını öne sürmüşlerdir. Bu modele göre; 11 myö dalan okyanusal levha, DAYK altındaki sıcak astenosfere direkt temas ederek erimiştir. Bu bölge Neojen ve Holosen yaşlı genç (< 8 myö) ve yaygın bir volkanizmaya sahiptir. Bölgede, Pliyosen (~4 myö) yaşlı çatlakların beslediği manto kaynaklı (fissure-fed mantle-derived) alkalen volkanizması gözlenmesi ve günümüz alkali bazaltik yapıların bulunması bölgenin yapısının litosferik kökenli oluştuğunu göstermektedir (Yılmaz ve diğ., 1998, Yürür ve Chorowicz, 1998, Pearce ve diğ., 1990). Bölgede var olan bazaltik unsurlar ve bölgenin jeokimyasal özellikleri bu alanda litosferin sığda olduğuna

işaret etmektedir. Maggie ve Priestly (2005) bölgedeki düşük S hızlarının yakın zamanlı volkanizmaya bağlı olarak gelişen, yüksek sıcaklıktaki üst manto (ergime sıcaklığının üzerinde -above the solidus temperature) nedeniyle kaynaklandığını öne sürmüştür. Bölgede sıcaklık nedeniyle üst mantodaki malzemelerin çok hızlı buharlaştığı ve litosferik malzemelerin bileşiklerinde değişiklikler olduğu düşünülmektedir.

Daha önce yapılmış olan çalışmalarda bulunan ince bir litosferik mantonun varlığı (Zor ve diğ., 2003; Angus ve diğ., 2006), düşük S dalga hızları (Villasenor ve diğ., 2001; Maggie ve Priestley 2005; Gök ve diğ., 2007), düşük Pn hızları (Al-Lazki ve diğ., 2003; Sandvol ve diğ., 2003; Al-Lazki ve diğ., 2004) ve bölgede Lg ve Sn varışlarının gözlenememesi Gök ve diğ. (2003) bölgenin çok ince bir kabuk yapısına sahip olduğu ve bölgesel olarak erimiş astenosfer ve litosferin hiç var olmadığı yada çok ince olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Bu çalışmada bölgede bulunan çok düşük faz ve S dalga hızları da daha önce yapılan çalışmaları destekler niteliktedir. Şengör ve diğ. (2008), Arap levhasının dik bir şekilde dalarak dalım doğrultusunda kırılmasının (Price ve Audley-Charles, 1987; Cloos ve diğ., 2005) bir pencere oluşturduğu ve sıcak astenosferin bu pencereden yukarı çıktığı öne sürmüşlerdir. Bu yukarı çıkan sıcak malzemelerin Muş–Nemrut–Tendürek volkanlarını oluşturduğunu düşünmektedirler.

Sonuçları özetlersek; Türkiye ve civarında bulunan üç farklı tektonik mekanizma (Helenik yay, Kıbrıs yayı, Arap-Avrasya levhalarının kıtasal çarpışması) Türkiye'nin aktif tektoniğini yönetmektedir. Her ne kadar Helenik Yay çalışma alanı sınırları dışında olsa da; yay gerisi gerilme rejimi etkisi Türkiye'nin batısında (Ege kıyıları ve Marmara bölgesinde) kabuk yapısının oldukça ince olması şeklinde gözlenmektedir.

Marmara'nın kuzey doğusu ve güney batısı ile Kuzeydoğu Marmara ve Kuzey Ege kıyılarında (Karadeniz'in batısı ve Çanakkale-İzmir arası) astenosferdeki sıcak malzemeler 80km'ye kadar yükselmiş ve bir manto sorgucu oluşturmuştur (Şekil 5.10 ve 5.13)

Kıbrıs'ın güneyinde kuzey yönlü dalmaya başlayan Afrika levhası $36.5^{\circ}K - 34.0^{\circ}D$ koordinatlarında (Karaman civarında) yaklaşık 60km derinlikte yırtılmaya başlamıştır. (A-A', K1-K1', K2-K2', K10-K10'). Yırtılan dilimin batı kısmı 180m'ye kadar gözlenebilmekte olup bu kısmın Isparta büklümü altına kadar uzandığı ve

burada olasılıkla Helenik dilimin batı ucu ile çarpışarak Isparta büklümü atında durduğu düşünülmektedir (C-C', K7-K7', K8-K8'). Doğuya doğru ilerleyen bölümünün ise Niğde altına kadar ilerlediği gözlenmektedir. (B-B'). Dalan levhanın önünde kama tipi bir düşük hız bölgesi bulunmakta ve bu bölge Isparta büklümü ve Antalya baseni altında 70km'ye kadar devam etmektedir (D-D', K9-K9', K10-K10').

Asur ve Bitlis - Zagros sütüru boyunca olan kıtasal çarpışmanın etkisi iki levha arasında geçiş zonu olarak, kısa periyotlu faz hızı haritalarında (~25-30s) ve 40-50km için alınan yatay S dalga hızı kesitlerinde düşük hız-yüksek hız geçiş zonu olarak izlenmektedir (Şekil 5.10 ve 5.13). Bu çarpışmanın etkisiyle tabakalanmalar ve litosferik kopmalar meydana gelmiş ve bu tabakaların arasından, kıtasal çarpışma öncesinde Arap levhasının Avrasya levhası altına dalan okyanusal litosferin etkisiyle sıcak astenosfer yukarıya doğru hareketmektedir. DAYK altında düşük hız zonu ve bölgedeki volkanizma buradaki yukarı doğru ilerleyen sıcak astenosfer ile ilişkilidir (G-G', H-H', A1-A1', A2-A2', A3-A3', A4-A4', A5-A5'). Arap levhasının dalan soğuk okyanusal litosferi 60km derinliklere kadar neredeyse yataya yakın bir şekilde kuzeye doğru ilerlemiştir. Levha 60km'den sonra kopmuş ve kopan parça kuzey doğrultuda ve oldukça hızlı bir şekilde dalarak ilerlemiş ve günümüzde 120km'den daha derinde bulunmaktadır. (E-E', F-F', H-H', A1-A1', A2-A2', A3-A3', A4-A4', A5-A5', A6-A6', A7-A7').

Sonuç olarak; bölgenin güneybatısında Helenik Hendek'ten dalan levhanın Türkiye'nin batısında yarattığı açılma rejimi, Arap-Avrasya çarpışma zonunun altında dalan levhanın kopması ile bu batan kısmın tetiklediği sıcak astenosferin yukarı çıkması ve güneyde Kıbrıs hendeğinden dalan levhanın bir ucunun Isparta büklümü ve diğer ucunun da olasılıkla dalan Arap levhasının batı kenarı ile Anadolu bloğunu sınırlaması ve güneye kaçışı engellemesi sonucu, Türkiye'nin büyük bölümünün üzerinde bulunduğu Anadolu bloğu batıya doğru saat yönünün tersi yönde kaçma hareketi yapmaktadır.

KAYNAKLAR

Aki, K., “Crustal structure in Japan from the Phase velocity f Rayleigh waves”, ***Bul. Earthq. Res. Inst***. Tokyo, 39, 249,(1961).

Aki, K., Lee, W.H.K., “Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrivals times from local earthquakes, I.A homogeneous initial model”, ***Jour. Geophys. Res.***, 81, 4381-4399, (1976).

Aki, K., Christoffersson, A., Husebye, E. S., “Three-dimensional seismic structure of the litosphere under Montana LASA”, ***Bull. Seismol. Soc. Am.***, 66, 501-24, (1976).

Aki, K., Richards, P.G., “Quantitative Seismology, Theory Methods***”, W. H.Freeman***, San Francisco, California, USA, (1980).

Akyol, N., Zhu L., Mitchell B.L., Sözbilir H., Kekovalı K., “Crustal Structure local seismicity in western Anatolia”, ***Geophys. Jour. Int***., 166, 3, 1259-1269, (2006).

Aldanmaz, E., Gourgaud, A., Kaymakci, N, "Constraints on the composition and thermal structure of the upper mantle beneath NW Turkey: evidence from mantle xenoliths and alkali primary melts", ***Journal of Geodynamics*** , 39, 277-316, (2005).

Al-Lazki, A., Sandvol, E., Seber, D., Turkelli, N., Mohamad, R., Barazangi, M., "Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions", ***Geophys.Res. Lett.*** 30, 8040, (2003).

Al-Lazki, A.I., Svol E., Seber D., Barazangi M., Türkelli N., Mohamad R., “Pn tomographic imaging of mantle lid velocity anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian, African plates”, ***Geophys. Jour. Int.***, 158, 1024-1040, (2004).

Alptekin, Ö., “Focal mechanism of earthquakes in western Turkey their tectonic implications”, Ph. D., Thesis, ***New Mexico Institude of Mining Technology***, 189, (1973).

Angelier, J., Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E. and Huchon, P., "The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: a synthesis", ***Tectonophysics,*** **86**, 159–196, (1982).

Angus, D.A., Wilson, D.C., Sandvol, E., and Ni, J.F., "Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in Eastern Turkey from S-wave receiver functions", **Geophys. Jour. Int., 166** (3), 1335–1346, (2006).

Aydan, Ö., “Seismic characteristics of Turkish earthquakes”, ***Turkish Earthquake Foundation***, TDV/TR 97-007, (1997).

Aydar, E., Gourgaud, A., “The geology of Mount Hasan stratovolcano, central Anatolia,Turkey”, ***Jour. Volcanol. Geotherm. Res***., 85, 129-152, (1998).

Aydar, E., Gourgaud, A., Ulusoy, I., Digonnet, F., Labazuy, P., Sen, E., Bayhan, H., Kurttas, T., and Tolluoglu, U.A., "Morphological analysis of active Mount Nemrut stratovolcano, eastern Turkey: evidences and possible impact areas of future eruption", ***Journal of Volcanology and Geothermal Research,*** 123, 3-4, 301-31, (2003).

Babich, V. M., Chikhachev, B. A. Yanovskaya, T. B., "Surface waves in a verticallyinhomogeneous elastic halfspace with a weak horizontal inhomogeneity", ***Izv. Acad. Sci. USSR. Physics Solid Earth***, 4, 25-32 (1976).

Barış, Ş., Nakajima J., Hasegawa A., Honkura Y., Ito A., Üçer B., "The three-dimensional structure of Vp, Vs Vp/Vs in the upper crust of the Marmara region, NW Turkey", ***Earth Planets Space***, 57, 11, 1019-1038, (2005).

Barka, A., Reilinger R., "Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: derived from GPS, neotectonic seismicity data", ***Annali di Geofisica***, XL (3), 587-610, (1997).

Başokur, A.T., "Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters Çözümü", ***TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları,*** No.4, Ankara, (2002).

Bijwaard, H., Spakman, W., Engdahl, E.R., "Closing the gap between regional global travel time tomography", ***Journal of Geophysical Research***, 103, 30, 055-30, 078, (1998).

Biryol, C.B., Beck, S.L., Zandt, G., Özacar, A.A., "Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic *P*-wave tomography", ***Geophys. Jour. Int.***, (2011).

Boccaletti, M., Gocev, P., Manetti, P., "Mesozoic isopic zones in the Black Sea region", ***Bull. Soc. Geol. Italiana***., 93: 547-565, (1974).

Bourova, E., Kassaras, I., Pedersen, H.A., Yanovskaya, T., Hatzfeld, D., Kiratz, A., "Constraints on absolute S velocities beneath the Aegean Sea from surface wave analysis", ***Geophys. Jour. Int.***, 160, 1006–1019, (2005).

Bozkurt, E., "Neotectonics of Turkey – a synthesis, Geodinamica Acta", ***Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS***, 14 3–30, (2001).

Bridgland, D.R., Demïr, T., Seyrek, A., Pringle, M., Westaway, R., Beck, A.R., Rowbotham, G., Yurtmen, S., "Dating Quaternary volcanism and incision by the River Tigris at Diyarbakır, southeast Turkey", ***Journal of Quaternary Science***, 22, 4, 387–393, (2007).

Cambaz D.M., Karabulut H., "Love-wave group velocity maps of Turkey surrounding regions", ***Geophys. Jour. Int.***, 181, 502–520, (2010).

Canıtez, N., "Gravite anomalileri ve sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da arz kabuğunun yapısı", Doktora Tezi, ***İstanbul Teknik Üniversitesi***, İstanbul, (1962).

Canitez, N., Ezen, U., "Ardisik filitre teknigi ile Asya, Avrupa ve Afrika'da yuzey dalgalarinin incelenmesi (in Turkish)", ***Istanbul Teknik Universitesi, Maden Fakültesi***, (1975).

Canıtez, N., Toksöz M.N., “Crustal structure beneath Turkey”, ***Eos Trans. Am. Geophys. Un.***, 61, 290, (1980).

Canıtez, N., “Jeofizikte Modelleme”, ***Literatür Yayıncılık***, 1-15, (1997).

Cansayar, M.E., “Sönümlü En-Küçük Kareler Ve Eşlenik Türev Algoritmalarının Ardışık Kullanımı İle Manyetotellürik Verilerin Düzgünleştiricili İki-Boyutlu Ters Çözümü”, Doktora Tezi, ***Ankara Üniversitesi***, Türkiye, (2002).

Cara, M., L´evˆeque, J.J., “Waveform inversion using secondary observables”, ***Geophys. Res. Let.***, 14, 1046-1049, (1987).

Cloos, M., Sapiie, B., Ufford, A.Q. Van, Weiland, R.J., Warren, P.Q., and McMahon, T.P., "Collisional delamination in New Guinea: the geotectonics of subducting slab breakoff", ***The Geological Society of America***, 400, 51, (2005).

Crampin, S., Üçer, B., “The seismicity of Marmara Sea region of Turkey”, **Geophys. J. R. Astr. Soc.***,* 40, 269–288, (1975).

Dahlen, A.F. ve Tromp, J., “Theoretical Global Seismology”, ***Princeton Univ. Press, Princeton***, NJ, (1998).

Dahlen, F.A., Hung, S.H., Nolet, G., “Fr´echet kernels for finite-frequency travel times – I. Theory”, ***Geophys. Jour. Int.***, 141, 157-174, (2000).

Debayle, E., L´evˆeque J.J., “Upper mantle heterogeneities in the Indian Ocean from waveform inversion”, ***Geophys. Res. Let.***, 24, 245-248, (1997).

Debayle, E., Kennett, B.L.N., “The Australian continental upper mantle: structure deformation inferred from surface waves”, ***Jour. Geophys Res.***, 105, 25243-25450, (2000).

Debayle, E., Leveque, J.J, Cara, M., “Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro/Arabian continent”, ***Earth Planet. Sci. Lett.***, 193, 423-436, (2001).

Dewey, J.F., Şengör, A.M.C., “Aegean surrounding regions: complex multiplate continouum tectonics in a convergent zone”, ***Geol. Soc. Am. Bull.,*** 90, 84-92, (1979).

Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., and Şengör, A.M.C., "Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia—a young collision zone", *M. Coward and A.C. Ries, Editors****, Collision Tectonics, Geological Society of London Special Publication,*** 19, 3–36, (1986).

Dimri, V.P., “Deconvolution inverse theory”, ***Elsevier Science Publishers***, Amsterdam London New York Tokyo, (1992).

Dinç, A.N., “Afyon-Sultağı bölgesi hız yapısının yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi”, Yüksel Lisans Tezi, ***İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü***, İstanbul, (2003).

Dziewonski, A., Bloch, S., Lisman, M., “A technique for the analysis of transient seismic signals”, ***Bull. Seism. Soc. Am.***, 59, 427- 444, (1969).

Dziewonski, A.M., Hales, A.L., “Numerical Analysis of Dispersed Seismic Waves Methods in Computational Physics Advances in Research Applications”, ***Seismology, Surface Waves Earth Oscillations,*** Vol 11, 39-85, (1972).

Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., "Preliminary Reference Earth model", ***Phys. Earth Planet. Inter.,*** 25, 297–356, (1981).

Dziewonski, A.M., ve Woodhouse, J.H., “Studies of the seismic source using normalmode theory, in Earthquakes: observation, theory interpretation”, ed. Kanamori H. ve Boschi, E., ***North-Holl Publishing Company***, Amsterdam, 45-137 (1983).

Dziewonski, A.M., “Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree order 6”, ***Jour. Geophys. Res.***, 89 (B7), 5929-5952, (1984).

Ekström, G., Tromp, J., Larson, E.W.F., “Measurements global models of surface wave propagation”, ***Jour. Geophys. Res.***, 102 (B4), 8137-8157, (1997).

Ekström, G., Dziewonski, A.M., “The unique anisotropy of the Pacific upper mantle”, ***Nature***, 394, 168-172, (1998).

Ercan, T., Satı, M., Türkecan, S.D., "Batı Anadolu'daki Tersiyer ve Kuvaterner Yaşlı Volkanik Kayaçlarda Yeni Yapılan Radyometrik Yaş Ölçümlerinin Yorumu", ***MTA Dergisi***, 119, 103-112, (1996).

Evernden, J.F., “Direction of approach of Rayleigh waves related problems, Part I”, ***Bull. Seism. Soc. Am.***, 43, 335-374(1953).

Evernden, J.F., “Direction of approach of Rayleigh waves related problems, Part II”, ***Bull. Seism. Soc. Am***. 44,159-184, (1954).

Ezen, Ü., "Kuzey ve Dogu Anadolu’da zone dalgalarının dispersiyonu ve yerkabugu yapısı", ***Deprem Ars. Bult.***, 43, 42-62, (1983).

Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., and Regard, V., "Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault", ***Earth and Planetary Science Letters,*** 242,1-2, 85-97, (2006).

Frederiksen, A.W., Bostock, M.G., Cassidy, J.F., “S-wave velocity structure of the Canadian upper mantle”, ***Phys. Earth Planet. Inter.,*** 124, 175-191, (2001).

Golonka, J., “Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic Cenozoic”, ***Tectonophysics***, 381: 235-273, (2004).

Golub, G., Kahan, W., "Calculating the singular values pseudoinverse of a matrix," ***SIAM Journal on Numerical Analysis,*** 2, 205224, (1965).

Golub, G.H., Reinsch, C., “Singular value decomposition least squares solutions”, ***Numerical Mathematics***, Vol. 13, 403-420, (1970).

Gök, R., Svol, E., Türkelli N., Seber D., Barazangi M., “Sn attenuation in the Anatolian Iranian plateau surrounding”, ***Geophy, Res. Lett.***, 30, 24, 8042, (2003).

Gök, R., Pasyanos M.E., Zor E., “Lithospheric structure of continent-continent collision zone: eastern Turkey***”, Geophys. Jour. Int.***, 169, 1029-1088, (2007).

Güçtekin, A., and Köprübaşı, N., "Geochemical Characteristics of Mafic and Intermediate Rocks from the Hasandağ and Erciyes Volcanoes (Central Anatolia, Turkey)", ***Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)***, 18, 1–27, (2009).

Gürer, Ö.F., Kaymakçı, N., Çakır, Ş., Özburan, M., “Meotectonics of the southeast Marmara region, NW Anatolia, Turkey”, ***Journal of Asian Earth Sciences***, 1-11, (2003)

Hempton, M.R., "Constraints on Arabian Plate motion and extensional history of the Red Sea", ***Tectonics***, 6, 6, 687-705, (1987).

Hempton, M.R., “Constraints on Arabian Plate motion extensional history of the Red Sea”, ***Tectonics***, 6, 6, 687-705, (1987).

Hestenes, M.R., Stiefel, E., "Methods of conjugate gradients for solving linear systems," ***Res. N.B.S.***, 49, 409, (1952).

Horasan, G., Gülen, L., Pınar, A., Kalafat, D., Özel, N., Kuleli, H.S., Işıkara, A.M., “Litospheric Structure of the Marmara Agean Regions, Western Turkey”, ***Bull. Seis. Soc. Am.***, 92, 322-329, (2002).

Hovertsen, G.M., Dey, A. Morrison, H.F., “Comparison of five least-squares inversion techniques in resistivity sounding”, ***Geophysical Prospecting***, 30, 688-715, (1982).

Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Rita, F., Villari, L.,. “Acid basic late neogene volcanism in central Aegean Sea: Its nature Geotectonic significance”, ***Bulletin of Volcanology***, 45, 87-97, (1982).

Inoue, H., Fukao, Y., Tanabe, K. Ogata, Y., “Whole mantle P-wave travel time tomography”, ***Phys. Earth Planet. Inter.***, 59, 294-328, (1990).

Isse, T., Suetsugu, D., Shiobara, H., Sugioka, H., Yoshizawa, K., Kanazawa, T., Fukao, Y., “Shear wave speed structure beneath the South Pacific superswell using broadb data from ocean floor isls”, ***Geophys. Res. Lett.*** 33, L16303 (2006).

Iyer, H.M., Hirahara, K., “Seismic tomography; theory pratice”, ***Chapman Hall,*** (1993).

Jackson, J., and McKenzie, D., "The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East", ***Geophys. Jour. Int.***, 93, 45-73, (1988).

Jackson, J., "Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus", ***Journal of Geophysical Research***, (1992).

Jackson, J., Haines, J., Holt, W.,"A comparison of satellite laser ranging and seismicity data in the Aegean region", ***Geophysical Ress. Lett.***, 21, 25, 2849-852,(1994).

Jupp, D., Vozoff, K., "Stable Iterative Methods for the Inversion of Geophysical Data", ***Geophys. J. R. Astr. Soc.***, Vol. 42, 957–976, (1975)

Karagianni, E.E, Panagiotopoulos, D.G., Panza, G.F., Suhadolc, P., Papazachos, C.B., Papazachos, B.C., Kiratzi, A, Hatzfeld C.D., Makropoulos, K., Priestley, K, Vuan, A., "Rayleigh wave group velocity tomography in the Aegean area", ***Tectonophysics***, 358 187– 209, (2002).

Karagianni, E.E, Papazachos, C.B., Panagiotopoulos, D.G., Suhadolc, P., Vuan, A., Panza, G.F., "Shear velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves", ***Geophys. Jour. Int.***, 160, 127-143, (2005).

Kenar, Ö., "Sismik P dalgalarinin genlik spektrumlarindan yararlanilarak Istanbul ve civarinda yerkabugu yapisi", Doktora Tezi, ***I.T.Ü.,*** (1977).

Kennett, B.L.N., "Guided wave propagation in laterally varying media - I. Theoretical development", ***Geophys. Jour. Res. Astr. Soc.,*** 79, 235-255, (1984).

Kennett, B.L.N., "Guided waves in three-dimensional structures", ***Geophys. Jour. Int.***, 133, 159-174, (1998a)

Kennett, B.L.N., Widiyantoro, S., Van der Hilst, R.D., "Joint seismic tomography for bulk sound shear wave speed in the Earth's mantle", ***Jour. Geophys. Res.***, 103, 12469-12493, (1998).

Keskin, M., Pearce, J.A., and Mitchell, J.G., "Volcano-stratigraphy and geochemistry of collisionrelated volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey", ***Journal of Volcanology and Geothermal Research***, 85/1-4, 355-404, (1998).

Kissling E., "Geotomography with local earthquake data", ***Rev. Geophys.***, 26, 659−6, (1988).

Koulakov, I., Tychkov, S., Bushenkova, N. Vasilevsky, A., "Structure dynamics of the upper mantle beneath the Alpine–Himalayan orogenic belt, from teleseismic tomography", ***Tectonophysics***, Vol.358, Issues 1-4, 77-96, (2002).

Kustowski, B., Ekström, G., Dziewonski, A.M., "The shear-wave velocity structure in the upper mantle beneath Eurasia", ***Geophys. Jour. Int.***, 174, 978–992 (2008).

Lancaster, P., Salkauskas, K., "Curve Surface Fitting: An Introduction", ***Academic Press***, New York (1986).

Lanczos, C., "Linear Differential Operators", ***Van Nostr***, Princeton. 665-679, (1961).

Laske, G., Masters, G., "Constraints on global phase velocity maps from longperiod polarization data", ***Jour. Geophys. Res.***, 101, 16059-16075, (1996).

Lawson, C., and Hanson, R. J., “Solving Least Squares Problems”, ***Prentice-Hall Inc.,*** New Jersey, (1974).

Lay, T., Wallace, T.C., “Modern global seismology”, ***Academic Press***, USA, (1995).

Lebedev, S., Nolet, G., van der Hilst, R.D., "The upper mantle beneath the Philippine Sea region from waveform inversions", ***Geophys. Res. Let.***, 24, 1851-1854, (1997).

Lei, J., and Zhao, D., “Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under Eastern Turkey”, ***Earth and Planetary Science Letters*****,** Vol. 257, 14-28, (2007)

Levenberg, K., “A Method for the Solution of Certain Non-linear Problems in Least Squares”, ***Quarterly of Applied Mathematics***, Vol. 2, 164-168, (1944).

Lines, L.R., Treitel, S., “A Review of Least Squares Inversion Its Application to Geophysical Problems”, ***Geophys. Pros.***, Vol. 32, 159-186, (1984).

Lustrino, M., Keskin., M., Mattioli, M., Lebedev, V.A., Chugaev, A., Sharkov E., and Kavak, O., "Early activity of the largest Cenozoic shield volcano in the circum-Mediterranean area: Mt. Karacadağ, SE Turkey", ***European Journal of Mineralogy,*** 22, 3, 343-362, (2010).

Maggi, A., Priestley, K., “Surface waveform tomography of Turkish-Iranian plateau”, ***Geophys. Jour. Int.,*** 160, 1068-1080, (2005).

Marquardt, D.W., “An Algorithm for Least Squares Estimation of Non Linear Parameters”, ***Journal of the Society of Industrial Applied Mathematics***, Vol. 11, 431-441, (1963).

Marquardt, D.W.,”Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation and non linear estimation”, ***Technometrics,*** 12, 591-612, (1970).

Marquering, H., Nolet, G., Dahlen, F.A., "Three-dimensional waveform sensitivity kernels", ***Geophys. Jour. Int.***, 132, 521-534, (1998).

Marquering, H., Dahlen, F.A., Nolet, G., "Three-dimensional sensitivity kernels for finite-frequency travel times: the banana-doughnut paradox", ***Geophys. Jour. Int.***, 137, 805-815, (1999).

Maupin, V., Kennett, B.L.N., "On the use of truncated model expansions in laterally varying media", ***Geophys. J. R. Astr. Soc.***, 91, 837-851, (1987).

Maupin, V., "Modelling of laterally trapped surface waves with application to Rayleigh waves in the Hawaiian swell", ***Geophys. Jour. Int.***, 110, 553-570, (1992).

Maupin, V., "Surface waves across 2-D structures: a method based on coupled local modes", ***Geophys. Jour.***, 93, 173-185, (1988).

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A.A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M.N., Veis, G., "Global positioning system constraints on late kinematics dynamics in the eastern mediterranean Caucasus", ***Jour. Geophys. Res.,*** 105 5695-5719, (2000).

McKenzie, D., "Active tectonics of the Mediterranean region", ***Geophs. J.R. Astr. Soc.***, 30, 109-185, (1972).

McKenzie, D., "Active tectonics of the Alphine-Himalayan belt: the agean sea surrounding regions", ***Geophs. J.R. Astr. Soc.***, 55, 217-254, (1978).

Meier , T., Dietrich, K., Stochert, B., Hrijes, H.P., "One-dimensional models of shear wave velocity for the eastern Mediterranean onbtained from the inversion of Rayleigh wave phase velocities and tectonic implications" ,***Geophysical Journal International,*** 156, 45-58, (2004)

Meju, M. A., "Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice", ***SEG Course Notes ,***Series 6.

Menke, W., "Geophysical Data Analysis:Discrete Inverse Theory", ***Academic Press, Inc. London***, (1984).

Menke, W., "Geophysical data analysis: Discrete inverse theory", ***Library of congress Cataloging - in - Publication Data. United Kingdom Edition published by Academic Press Limited***, Rev. Edition, 35-58, 3, (1989).

Michelini, A. and McEvilly T.V., "Seismological studies at Parkfield, I: Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic b-splines parameterization", ***Bull. Seism. Soc. Am.,*** 81, 524-552, (1991).

Mindevalli, O.Y., Mitchell, J.B., "Crustal structure possible anisotroph in Turkey from seismic surface wave dispersion", ***Geophys. Jour. Int.***, 98, 93-106, (1989).

Montagner, J.P., Jobert, J., "Investigation of upper mantle structure under young regions of the southeast Pacific using long-period Rayleigh waves", ***Phys. Earth Planet. Inter.***, 27, 206-222, (1981).

Montagner, J.P., Tanimoto, T., "Global upper mantle tomography of seismic velocity anisotropies", ***Jour. Geophys. Res.***, 96, 20337-20351, (1991).

Montagner, J.P., "Regional three-dimensional structures using long-period surface waves", ***Ann. Geophys.***, 4, 283–294, (1986).

Moore, W.J., Mckee, E.H. & Akıncı, "Chemistry and chronology of plutonic rocks in the Pontid mountains, northern Turkey", ***Symposium: European Copper Deposits***, Belgrade, 209-216, (1980).

Morelli, A., Dziewonski, A.M., "The harmonic expansion approach to the retrieval of deep Earth structure, in Seismic Tomography", Nolet. G., ***D. Reidel Publishing Comp.***, 251-274, (1987).

Nakanishi, I., Anderson, D.L., "Measurements of mantle wave velocities inversion for lateral heterogeneity anisotropy, 1. Analysis of great circle phase velocities", ***Jour. Geophys. Res.***, 88, 10267-10283, (1983).

Nakanishi, I., Anderson, D.L., "World-wide distribution of group velocity of mantle Rayleigh waves as determined by spherical harmonic inversion", ***Bull. seism. Soc. Am.***, 72, 1185-1194, (1982).

Nakanishi, I., Erson, D.L., "Measurements of mantle wave velocities inversion for lateral heterogeneity anisotropy, 2. Analysis by the single-station method", ***Geophys. J. R. Astr. Soc.***, 78, 573-617, (1984).

Nataf, H.C., Nakanishi, I., ve Anderson, Don L., Measurements of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneities and anisotropy. Pert III: inversion, ***Jour. Geophys. Res.***, 91, 7261-7307, (1986).

Nataf, H.C., Ricard, T., "3SMAC: a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling", ***Phys. Earth Planet Inter.***, 95, 101-122, (1996).

Necioğlu, A., Maddison, B., Türkelli, N., "A study of crustal upper mantle structure of northwestern Turkey", ***Geophysical Research Letters***, 8, 1, 33-35, (1981).

Nishimura, C.E., Forsyth, D.W., "The anisotropic structure of the upper mantle in the Pacific", ***Geophys. Jour.***, 96, 203-229, (1989).

Nolet G., van Trier, J., Huisman, R., "A formalism for nonlinear inversion of seismic surface waves", ***Geophys. Res. Lett.,*** 13, 26–29, (1986).

Nolet, G., "Partitioned waveform inversion two-dimensional structure under the network of autonomously recording seismographs", ***Jour. Geophys. Res.***, 95, 8499-8512, (1990).

Okay, A.I., Tüysüz, O., "Tethyan Sutuıres of Northern Turkey, The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within Alphine Orogen", B. Dur, L. Jolivet, F. Horvoth & M. Seranne, ***Geological Society***, London, 475-515, (1999).

Oral, M.B., Reilinger, R.E., Toksoz, M.N., Kong, R.W., Barka, A.A., Kınık, I., Lenk, O., "Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean", ***EOS Transac***. 76, 9-11, (1995).

Oristaglio, M.L., & Worthington, M.H., "Inversion of surface and borehole electromagnetic data for two-dimensional electromagnetic conductivity models", ***Geophys. Prospect.***, 28, 633-657, (1980).

Osmanşahin, İ., "Yüzey Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto Yapısının Belirlenmesi", Doktora Tezi, ***İstanbul Üniversity***, İstanbul, (1989).

Özalaybey, S., Ergin, M., Aktar, M., Tapırdamaz, C., Biçmen, F., Yörük, A., "The 1999 Izmit Earthquake Sequence in Turkey: Seismological Tectonic Aspects", ***Bull. Seism. Soc. Am.,*** 92, 376–386, (2002).

Özer, M.F., “Dönüşmüş Fazlarla Yerkabuğu Yapısı Modellemesi”, Doktora Tezi, ***Karadeniz Teknik Üniversitesi***, Trabzon, (1989).

Paige, C.C., Saunders, M.A., “LSQR: an algorithm for sparse linear equations sparse least squares”, ***ACM Trans. Math. Softw***. 8, 43–71, (1982).

Panza, G.F., Schwab, F. and Knopoff, L., "Multimod surface waves for selected focal mechanisms, I, Dip-slip sources on a vertical fault plane", ***Geophysis. J. R. Astr Soc.,*** 34, 265-278, (1973).

Panza, G.F., Schwab, F. and Knopoff, L., "Multimod surface waves for selected focal mechanisms, II, Dip-slip sources", ***Geophysis. J. R. Astr Soc.,*** 42, 931-943, (1975a).

Panza, G.F., Schwab, F. and Knopoff, L., "Multimod surface waves for selected focal mechanisms, II, Dip-slip sources", ***Geophysis. J. R. Astr Soc.,*** 42, 945-955, (1975b).

Panza, G.F., "Phase velocity determination of fundamental Love and Rayleigh waves", ***Pure Appl. Geophys.,*** 114, 753–763, (1976).

Payo, G., Corchete, V., Badal, J., Serón, F.J., Canas, J.A., and Pujades, L., "First two-station Rayleigh wave velocity measurements for the northern Iberian region", ***Bulletin of the Seismological Society of America,*** 82, 1434–1452, (1992).

Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low. P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.G., "Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey", ***Journal of Volcanology and Geothermal Research***, 44, 189-229, (1990).

Pedersen, H. A., “Impacts of non-plane waves on two-station measurements of phase velocities”, ***Geophys. Jour. Int.***, 165, 279-287, (2006).

Pedersen, H. A., Fishwick, S., ve Snyder, D. B., “A comparison of cratonic roots through consistent analysis of seismic surface”, ***LITHOS 109 (1-2):*** 81-95, (2009)**.**

Perinçek, D., “Geological investigation of the çelikhan-Sincik-koçali area (adıyaman Province)”, ***Istanbul Unv. Science Faculty Press***, Serie B44, 127-147, (1979).

Pilant, W.L., "Elastic waves in the Earth", ***Elsevier Scientific Pub. Co.***, (1979).

Piromallo, C., Morelli, A., “P-wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area”, ***Jour. Geophys. Res***. 108 (B2), (2003).

Press, F., "Determination of crustal structure from Phase velocity of Rayleigh waves – Part I. southern California", ***Bull. Geol. Soc. Am.***, 67, 1647 -1658, (1956).

Price, N.J., and Audley-Charles, M.G., "Tectonic collision processes after plate rupture", ***Tectonophysics***, 140, 2-4, 121-129, (1987).

Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, W., Toksöz, M.N., "Global positioning, system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone", ***Jour. Geophy. Res.***, 102, 9983-9999, (1997).

Reyners, M., Ebehart-Philips, D. ve Stuart, G., “A three-dimensional image of shallow subduction: crustal structure of the Raukumara Peninsula, New Zeland”, ***Geophy. Jour. Int.***, 137, 873-890, (1998).

Ricou, L.E., “Tethys reconstructed: plates, continental fragments their boundaries since 260 Ma from central America to south-eastern Asia”, ***Geodinamica Acta***, 7: 169-218, (1994).

Ritzwoller, M.H. Levshin, A.L., "Eurasian surface wave tomography: Group velocities", ***Jour. Geophys. Res.,*** 103, 4839–4878, (1998).

Robertson, D.B.R., Brenchley, P.J., & Owen, A.W., "Ecological disruption close to the Ordovician-Silurian boundary", ***Historical Biology 5, (1991).***

Rojaya, B., Heimann, A., Toprak, V., "Neotectonic and volcanic characteristics of the Karasu fault zone (Anatolia, Turkey): The transition zone between the Dead Sea transform and the East Anatolian fault zone", ***Geodinamica Acta***, 14, 1–17, (2001).

Romanowicz, B., "A global tomographic model of shear attenuation in the upper mantle", Jour. geophys. Res., 100, 12375-12395, (1995).

Sandvol, E., Turkelli, N., Zor, E., Gok, R., Bekler, T., Gurbuz, C., Seber, D., and Barazangi, M., "Shear wave splitting in a young continent-continent collision: An example from eastern Turkey", ***Geophysical Research Letters***, 30(24), (2003).

Sato, Y., “Analysis dispersed the wave guide of the G wave”, ***Bull. Seismol. Soc., Am.,*** 48, 231-251, (1955).

Saunders, M.A., “Solution of sparse rectangular systems using LSQR and CRAIG”, ***BIT Numerical Mathematics,*** 35, 4, 588-604, (1995).

Saunders, P., Priestley, K., and Taymaz, T., "Variations in the crustal structure beneath western Turkey", ***Geophys. Jour. Int.***, 134, 373-389, (1998).

Sayıl, N., Osmanşahin, İ., Özer, M. F., Kenar, Ö., "Rayleigh dalgası grup hızı çözümlemelerine göre doğu anadolu ve civarında kabuk ve üst-manto yapısı", ***TMMOB Jeofizik Müh. Odası***, 6,1, 55-63, (1992).

Shearer, P.M., ve Masters., T.G., “Global mapping of topography on the 660-km discontinuity”, ***Nature***, 355, 791-796, (1992).

Shearer, P.M., "Introduction to Seismology", ***Cambridge University Press***, 8, 144-162, (1999).

Simons, F.J., Zielhuis, A., van der Hilst, R.D., "The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography", ***Lithos***, 48, 17-43, (1999).

Snieder, R., "3-D linearized scattering of surface waves a formalism for surface wave holography", ***Geophys. J. R. Astr. Soc.***, 84, 581-605, (1986).

Snieder, R., Nolet, G., "Linearized scattering of surface waves on a spherical Earth", ***Jour. Geophys***, 61, 55-63, (1987).

Soldati, G., Boschi, L., ve Piersanti, A., "Global seismic tomography and modern parallel computers", ***Annals of Geophysics***, 49, 4/5, (2006).

Spakman, W., & Nolet, G., "Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography, in Mathematical Geophysics", ***Vlaar et al., Reidel,*** 155–188, (1988).

Stampfli, G.M., "The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides", ***Eclogae Geol. Helv.***, 89, 13-42, (1996).

Stampfli, G.M., "Tethyan oceans", ***Bozkurt, E., Winchester, J.A., and Piper, J.D.A., Geological Society of London, Special Publication,*** Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area. 173, 163-185, (2000).

Stampfli, G.M., and Borel, G.D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic ishchrons", ***Earth and Planetary Science Letters,*** 196, 17-33, (2002).

Stein ve Wysession, "An Introduction to Seismology , Earthquake Earth Structure", Madlen Massachusetts, ***Blackwell Publishing Ltd.***, USA, (2003).

Straub, C., Kahle H.G., Schindler, C., "GPS geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia", ***Jour. Geopshys. Res.***, 102, 27587-27601, (1997).

Su, W.J., Woodward, R.L., Dziewonski, A.M., "Degree-12 model of shearvelocity heterogeneity in the mantle", ***Jour. geophys. Res.***, 99, 6945-6980, (1994).

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., "Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach", ***Tectonophysics***, 75: 181-241, (1981).

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, T., "Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey, Fragments of Permian - Triassic Paleo - Tethys", ***Geol. Soc. America Bull.***, 93,932 - 936, (1982).

Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., "Strike-slip faulting releated basin formation in zone of tectonic escape: Turkey as a case study, in Strike-slip faulting Basin Formation", K. T. Biddle, N. Christie-Blick, ***Spec. Publ. Soc. Econ. Peleontol. Mineral***, 37, 227-264, (1985).

Şengör, A.M.C., "Cross faults differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting; examples from western Turkey, continental Extentional tctonics", ***Geol. Soc., London, Spec. Puv.***, 28, 575-589, (1987).

Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T., Zor, E., "East Anatolian high plateau as a mantle supported north-south shortened domal structure", ***Geophys. Res. Lett.,*** 30, Issue 24, 8-1, (2003).

Şengör, A.M.C., Özeren, M.S., Keskin, M., Sakınç, M., Özbakır, A. D., ve Kayan, İ., "Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens", ***Earth-Science Reviews***, 90, 1-2, 1-48, (2008).

Takeuchi, H., ve Saito, M., “Seismic surface waves, in Seismology: Surface Waves Free Oscillations”, ***Methods in Computational Physics***, vol. 11, 217-295, (1972).

Tanimoto, T., erson, D.L., "Lateral heterogeneity azimuthal anisotropy of the upper mantle: Love Rayleigh waves 100-250s", ***Jour. Geophys. Res.***, 90, 1842-1858, (1985).

Tarantola, A., Valette, B., “Generalized nonlinear inverse problems solved using the least-squares criterion”, ***Rev. Geophys. Space Phys.***, 20, 219-232, (1982).

Tarantola., A., "Inverse Problem Theory: Methods for data fitting and model parameter estimation*", **Elsevier Science Publishers**,* Amsterdam, (1987).

Taymaz, T., Jackson, J., and McKenzie, D., "Active Tectonics of the North and Central Aegean Sea.", ***Geophys. Jour. Int.***, 106, 433-490, (1991).

Tekeli, O., "Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey", **Geology**, 9, 2, 68-72, (1981).

Tezcan, A. K., "Geothermal explorations and heat flow in Turkey", ***M. Yamano, Terrestrial Heat Flow and Geothermal energy in Asia***, Rotherdam, 23-42, (1995).

Tezel, T., Shibutani, T., Kaypak, B., "Crustal structure variation in western Turkey inferred from the receiver function analysis", ***Tectonophysics,*** 492, 240–252, (2010).

Tokel, S., "Doğu Anadolu'da Neojen volkanizmasının jeokimyası", ***Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı***, 33, (1980-a).

Tokel, S., "TZ ve ana element ayırtman diyagramlanyla Anadolu'da Neojen volkanizmasının tektonik yerleşiminin incelenmesi", ***Tübitak. 7. Bilim. Kong. Yerbilimleri Seksiyonu Tebliğleri Kitabı***, 1-10, (1980-b)

Tokel, S., "Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya; Türkiye'den örnekler", ***Yeryuvarı ve İnsan***, 6/3-4, 53-6, 5, (1981).

Toomey, D.R., and Foulger, G.R., "Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland", ***Jour. Geophys. Res.***, 94, 17, 497-17, 510, (1989).

Trampert, J., Woodhouse, J.H., “Global phase velocity maps of Love Rayleigh waves between 40 150 seconds”, ***Geophys. Jour. Int.***, 122, 675-690, (1995).

Trampert, J., ve Woodhouse, J.H., “High resolution global phase velocity distributions”, ***Geophys. Res. Lett.,*** 23, 21-24, (1996).

Trampert, J., ve Woodhouse, J., “Global anisotropic phase velocity maps for fundamental mode surface waves between 40 150 s”, ***Geophys. Jour. Int.,*** 154, 154–165, (2003).

Trefethen, L.N. and BAU III, D., "Numerical Linear Algebra", ***Soc. Ind. and Appl. Math.***, Philadelphia, Penn., (1997).

Tromp, J., ve Dahlen, F. A.,. Variational principles for surface wave propagation on a laterally heterogeneous Earth - I. Time-domain JWKB theory, ***Geophys. Jour. Int.***, 109, 581-598, (1992a).

Tromp, J., ve Dahlen, F.A., "Variational principles for surface wave propagation on a laterally heterogeneous Earth - II. Frequency-domain JWKB theory", ***Geophys. Jour. Int.,*** 109, 599-619, (1992b).

Tromp, J., "Surface wave propagation on a rotating, anisotropic Earth", ***Geophys. Jour. Int.***, 117, 141–152, (1994).

Tulunay, Y., "Matematik Programlama ve İşletme Uygulamaları", ***İ.Ü.***, Rektörlük yayın no. 3420, (1987).

Udias, A., "Principles of Seismology", ***Cambridge University Pres***, ISBN 0 521 62478 9, (1999).

van der Hilst, R.D., Widiyantoro, S., Engdahl, E.R., "Evidence for deep mantle circulation from global tomography", ***Nature***, 386, 578-584, (1997).

van der Lee, S., Nolet, G., "Upper mantle S velocity structure of north America", ***Jour. Geophys. Res.***, 102, 22815-22838, (1997).

van Heijst, H.J., Woodhouse, J.H., "Measuring surface-wave overtone phase velocities using a mode-branch stripping technique", ***Geophys. Jour. Int.***, 131, 209-230, (1997).

van Heijst, H.J., Woodhouse, J., "Global high-resolution phase velocity distributions of overtone fundamental-mode surface waves determined by mode branch stripping", ***Geophys. Jour. Int.***, 137, 601-620, (1999).

Villasenor, A., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., Barmin, M.P., Engdalh, E.R., Spakman, W., Trampet, J., "Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities", ***Phys. of the Earth Planet. Int.***, 123, 169-184, (2001).

Visser, K., Trampert, J., ve Kennett, B., "Global anisotropic phase velocity maps for higher mode Love Rayleigh waves", ***Geophys. Jour. Int.***, 172, 1016–1032, (2008).

Wang, Z., ve Dahlen, F.A., "Validity of surface-wave ray theory on a laterally", (1995).

Westaway, R., "Present-day kinematics of the Middle East eastern Mediterranean", ***Jour. Geophys. Res.***, 99, 12071-12090, (1994).

Widiyantoro, S., Kennett, B.L.N., van der Hilst, R.D., "Extending shear-wave tomography for the lower mantle using S SKS arrival-time data", ***Earth Planets Space***, 50, 999-1012, (1998).

Woodhouse, J.H., “Surface waves in a laterally varying layered structure”, ***Geophys. J. R. Astr. Soc.,*** 37, 461-490, (1974).

Woodhouse, J.H., Dziewonski, A.M., "Mapping the upper mantle: Threedimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms", ***Jour. Geophys. Res.***, 89, 5953-5986, (1984).

Woodhouse, J.H., ve Wong, Y.K., “Amplitude, phase path anomalies of mantle waves”, ***Geophys. J. R. Astr. Soc.,*** 87, 753-773, (1986).

Woodhouse, J.H., “The calculation of the eigenfrequencies eigenfunctions of the free oscillations of the Earth Sun, in Seismological Algorithms: Computational Methods Computer Programs”, Doornbos, D. J., ***Academic Press, New York,*** 321-370, (1988).

Wortel, M. J. R., and Spakman, W., Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region, ***Geophysics***, 1910, 290, (2000).

Yas, T., "Doğal Kaynaklı Potansiyel Alanların Birleşik Ters Çözümü", ***Kocaeli Üniversitesi, Yüksek Lisans Tezi***, Kocaeli, (2006).

Yılmaz, Y., Güner, Y., and Şaroğlu, F., "Geology of the Quaternary volcanic centers of the east Anatolia", ***Jour. Volc. Geotherm. Res.***, 85, 173-210, (1998).

Yomogida, K., “Gaussian beams for surface waves in laterally slowly-varying media”, ***Geophys. J. R. Astr. Soc.,*** 82, 511-533, (1985).

Yomogida, K., ve Aki, K., “Waveform synthesis of surface waves in a laterally heterogeneous earth by the Gaussian beam method”, ***Jour. Geophys Res.,*** 90, 7665-7688, (1985).

Yomogida, K., Aki, K., "Amplitude phase data inversion for phase velocity anomalies in the Pacific Ocean basin", ***Geophys. J. R. Astr. Soc.***, 88, 161-204, (1987).

Yoshizawa, K., Yomogida, K., Tsuboi, S., "Resolving power of surface wave polarization data for higher-order heterogeneities", ***Geophys. Jour. Int.***, 138, 205-220, (1999).

Yoshizawa, K., “Development application of new techniques for surface wave tomography”, Ph.D. Thesis, ***Australian National University, Canberra***, (2002).

Yoshizawa, K., Kennett, B.L.N., “Multi-mode surface wave tomography for the Australian region using a three-stage approach incorporating finite frequency effects”, ***Jour. Geophys. Res.,*** 109, B02310, doi:10.1029/2002JB002254, (2004).

Yoshizawa, K., Miyake, K. and Yomogida, K., "3-D upper mantle structure beneath Japan and its surrounding region from inter-station dispersion measurements of surface waves", ***Phys. Earth Planet. Inter.***, 183, 4, (2010).

Yürür, T. M, and J. Chorowiez, Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian and Anatolian plates in the eastern Mediterranean, ***Journal of Volcanology and Geoth. Res***., 85, 1-15, (1998).

Zhang, Y.S., Tanimoto, T., "High-resolution global upper mantle structure plate tectonics", ***Jour. Geophys. Res.***, 98, 9793-9823, (1993a).

Zhang, Y.S., Tanimoto, T., "Global Love wave phase velocity its significance to plate tectonics", ***Phys. Earth Planet. Inter.***, 66, 160-202, (1993b).

Zhang, Y.S., Lay, T., "Global surface wave phase velocity variations", ***Jour. geophys. Res.,*** 101, 8415-8436, (1996).

Zhao, D., Hasegawa, A., Horiuchi, S., "Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan", ***Jour. Geophys. Res.***, 97, 19, 909-19, 926, (1992).

Zhao, L., Jordan, T.H., Chapman, C.H., "Three-dimensional Fr´echet differential kernels for seismic delay times", ***Geophys. Jour. Int.***, 141, 558-576, (2000).

Zhong, S., and Gurnis, M., "Towards a realistic simulation of plate margins in mantle convection", **Geophys. Res. Lett.**, **22**, 981–984, (1995).

Zielhuis, A., Nolet, G., "Shear-wave velocity variations in the upper mantle beneath central Europe", ***Geophys. Jour. Int.***, 117, 695-715, (1994).

Zielhuis, A., van der Hilst, R., "Upper mantle shear velocity beneath eastern Australia from inversion of waveforms from Skippy portable arrays", ***Geophys. Jour. Int.***, 127, 1-16, (1996).

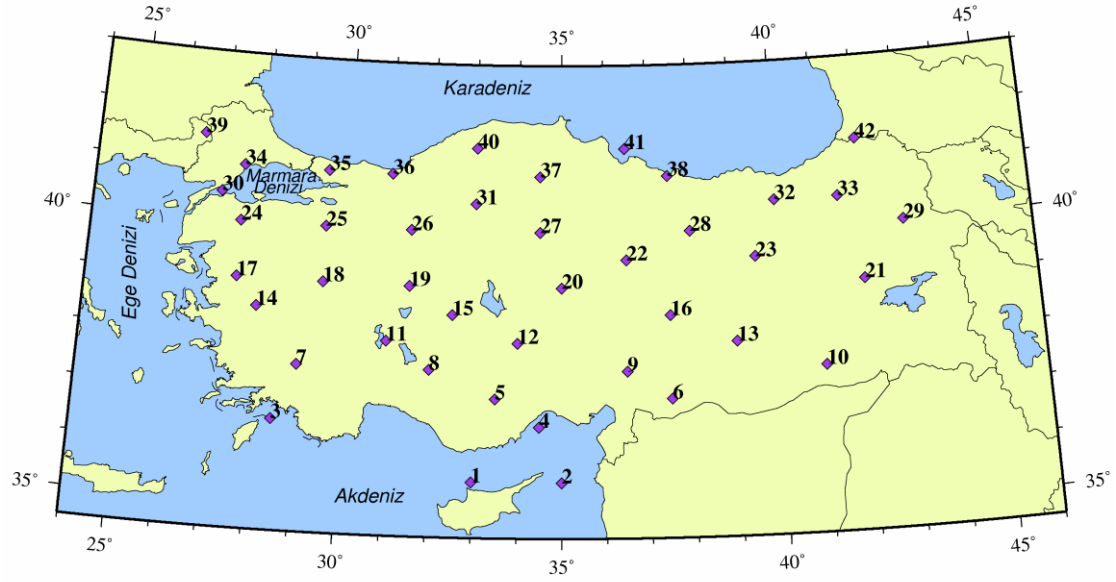
Zor, E., Svol, E., Gürbüz, C., Turkelli, N., Seber, D., Barazangi, M., "The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions", ***American Geophysical Union Geophysical Research Letters***, 30, 24, (2003).

Zor, E., Özalaybey, S., Gürbüz, C., "The crustal structre of the eastern Marmara region, Turkey by teleseismic reciver functions", ***Geophys. Jour. Int.***, 167, 1 213-222, (2006).

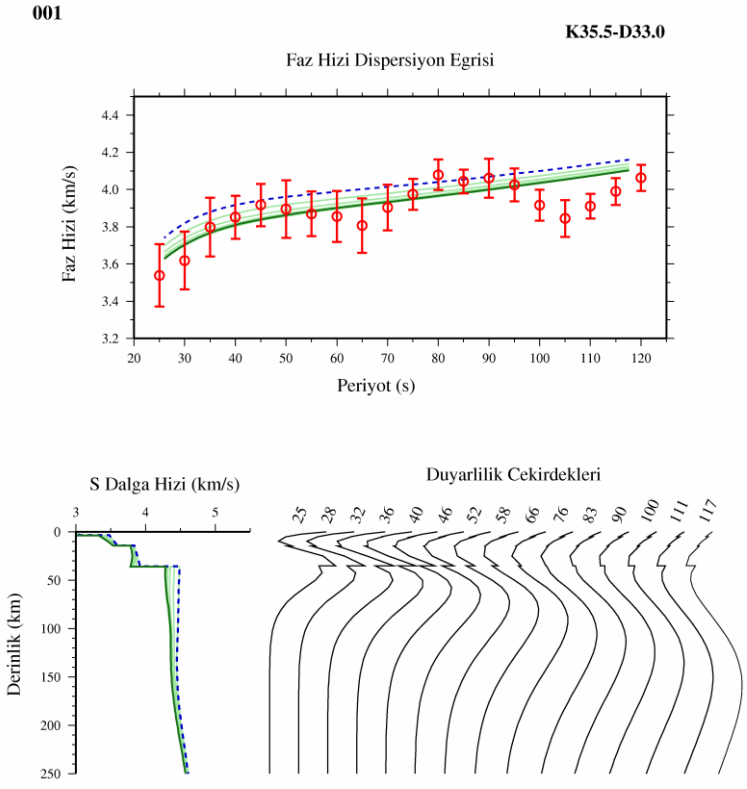
Zor, E., "Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey the Caucasus", ***Geophys. Jour. Int.,*** 175, 3, 1273-1282, (2008).

EKLER

EK-A

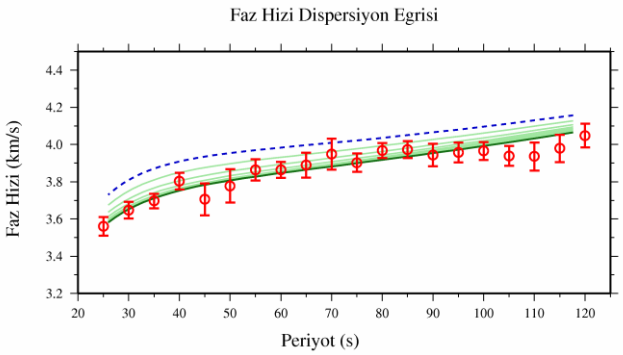

25°
30°
35°
40°
45°
Karadeniz
Marmara Denizi
Ege Denizi
Akdeniz
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42

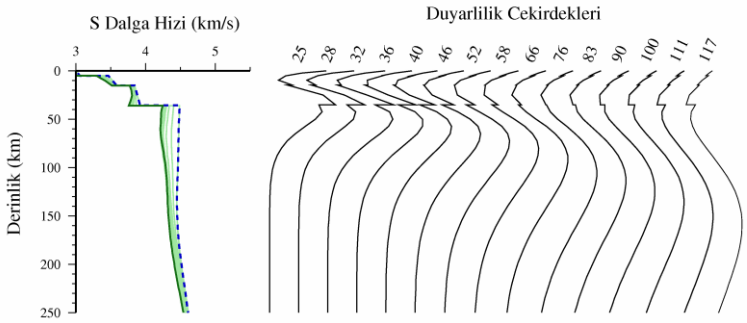
(a)


001
K35.5-D33.0
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

002

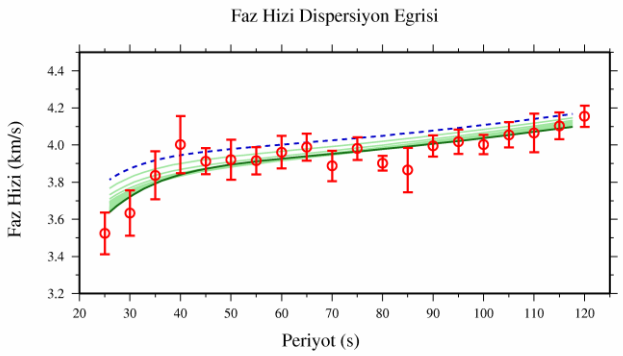
K35.5-D35.0

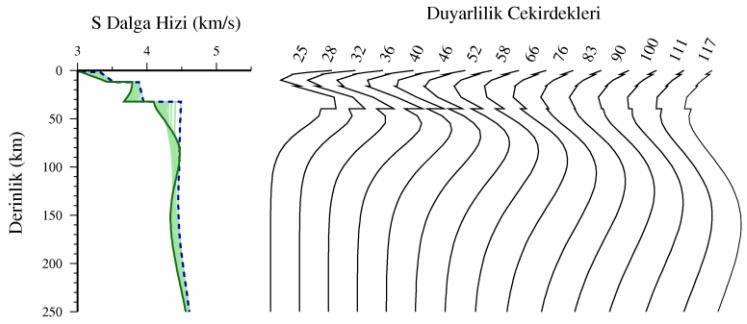




003

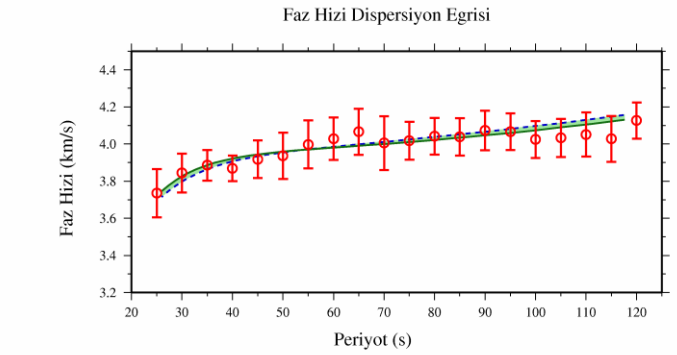
K36.5-D28.5

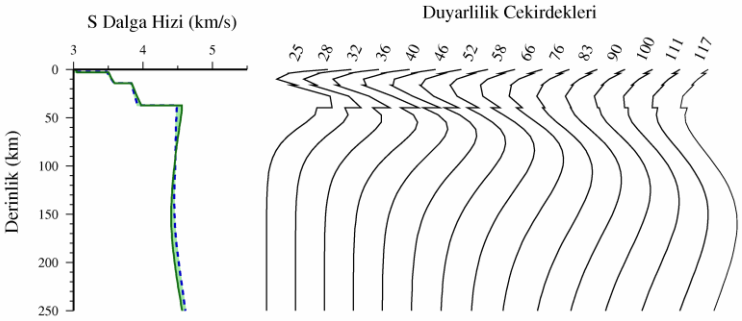




004

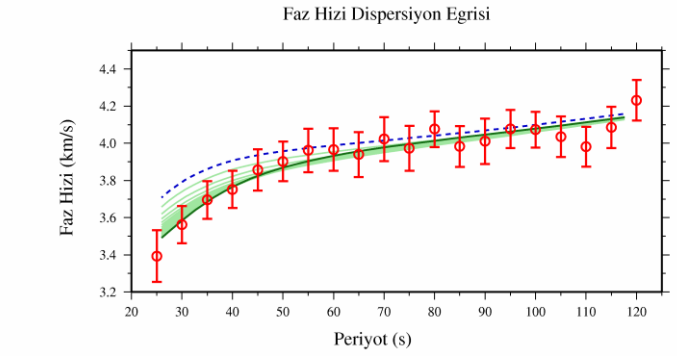
K36.5-D34.5

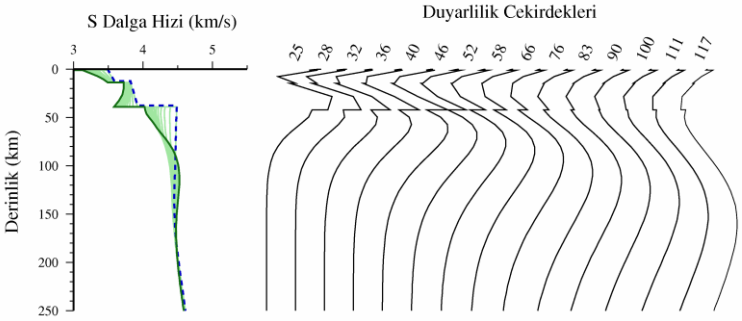




005

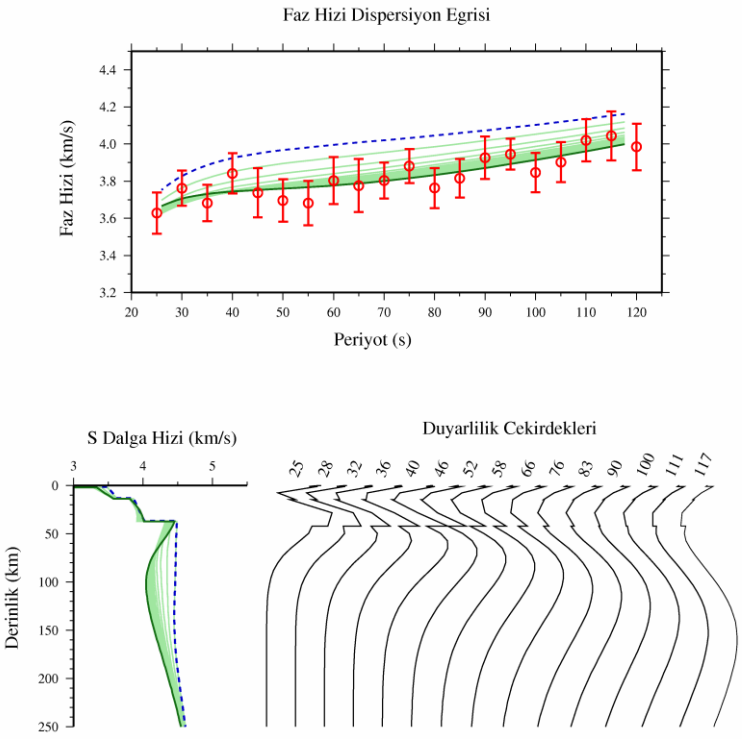
K37.0-D33.5





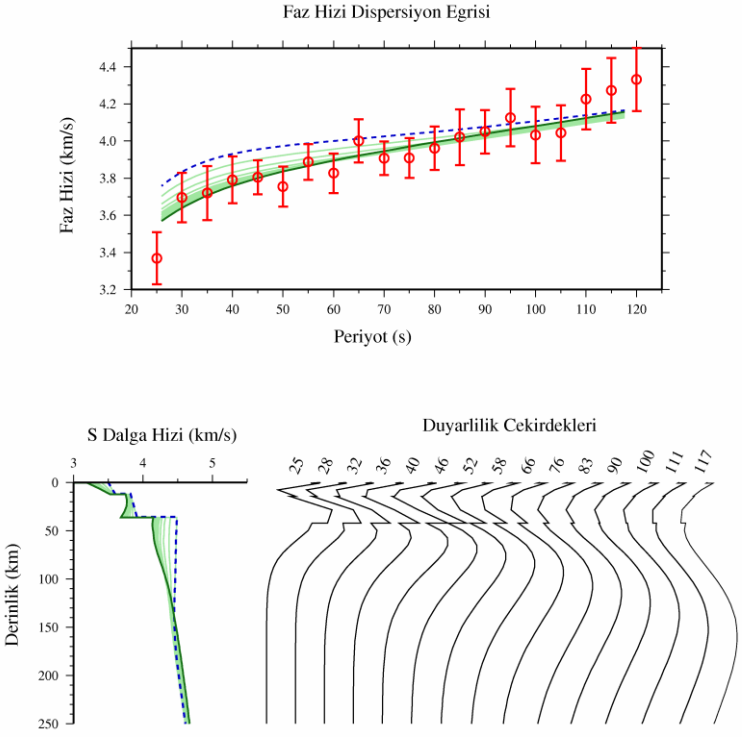
006

K37.0-D37.5

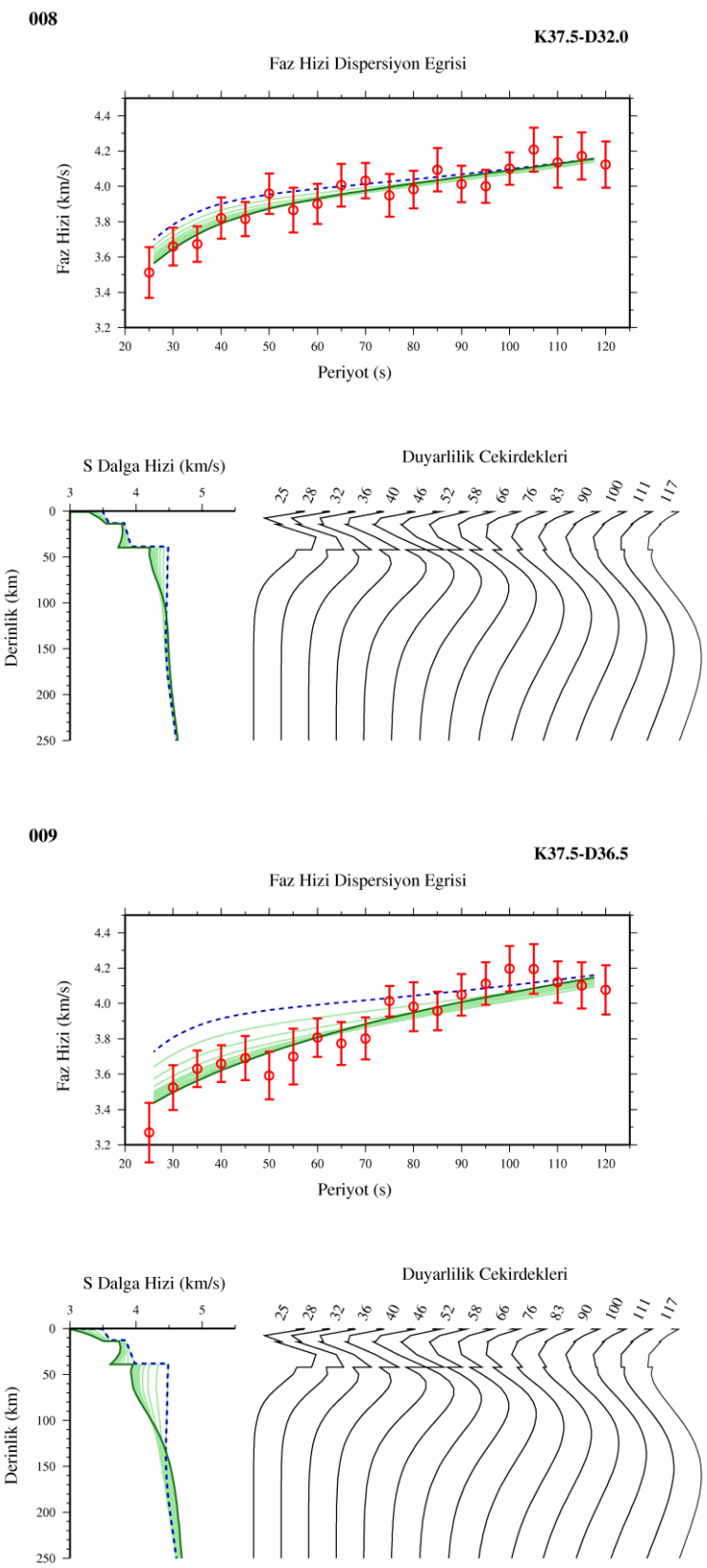


007

K37.5-D29.0



008

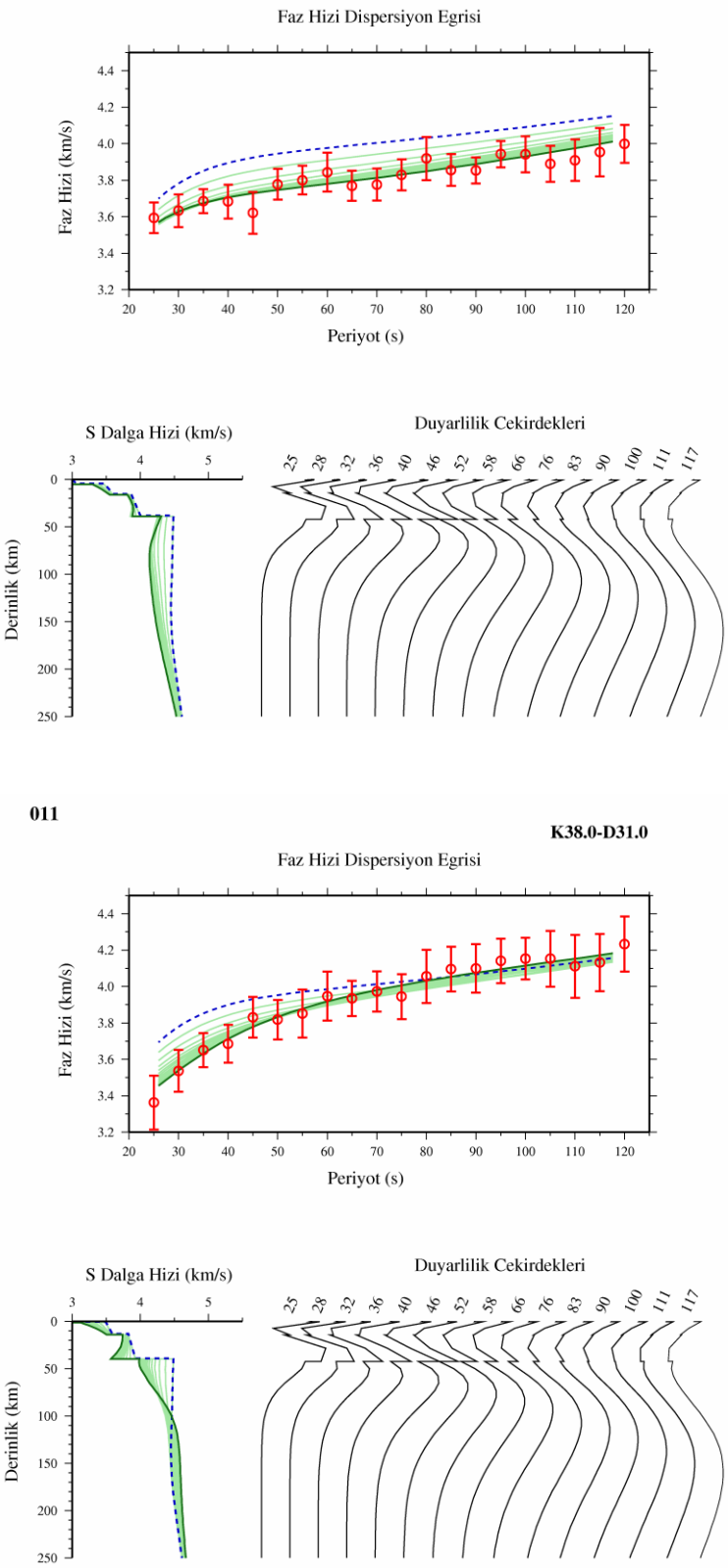

K37.5-D32.0
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

009

K37.5-D36.5
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

010

K37.5-D41.0

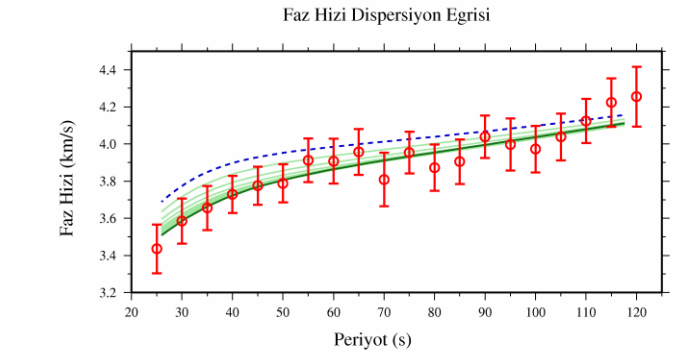


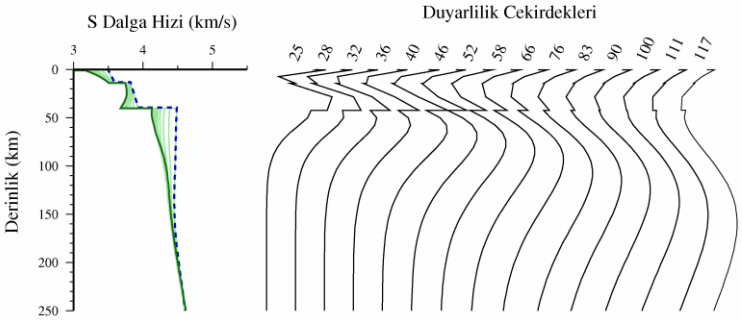
011

K38.0-D31.0

012

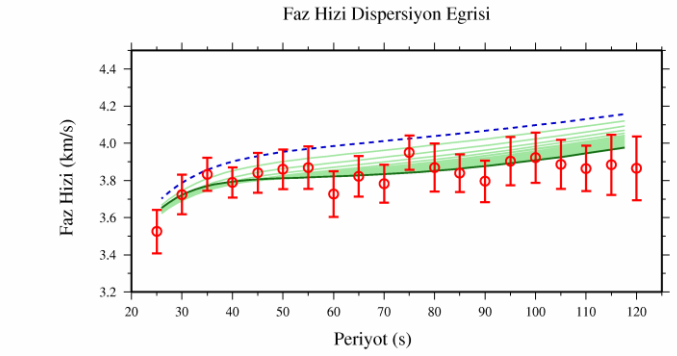
K38.0-D34.0

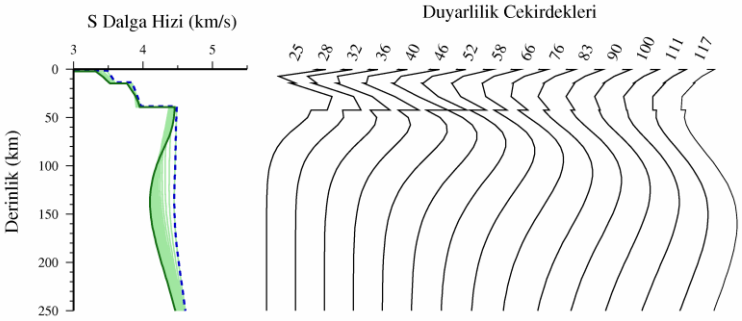




013

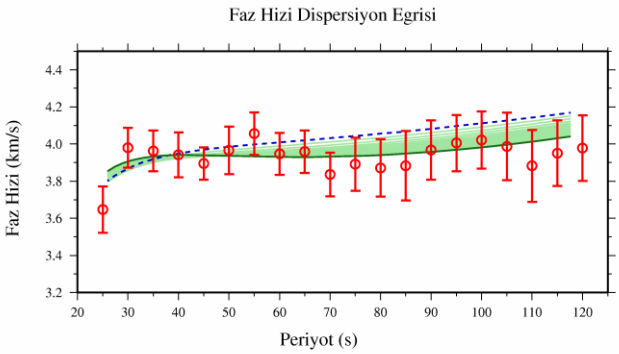
K38.0-D39.0

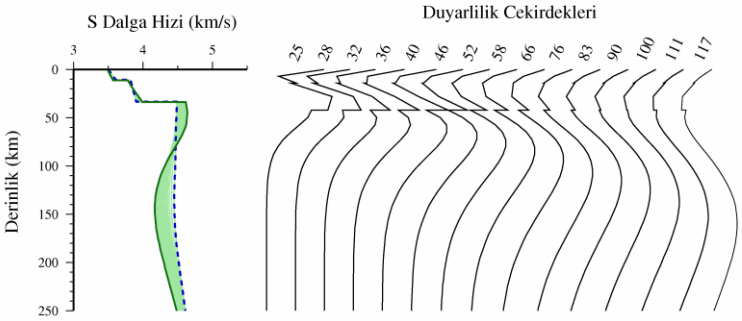




014

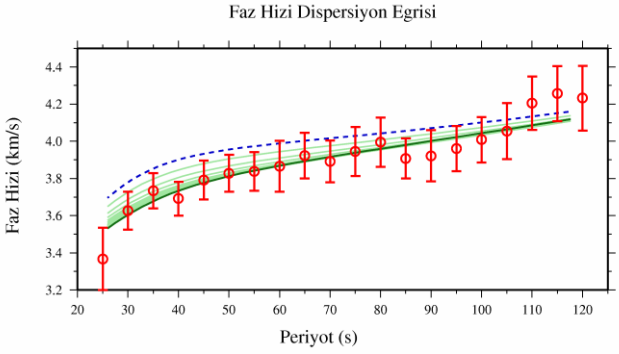
K38.5-D28.0

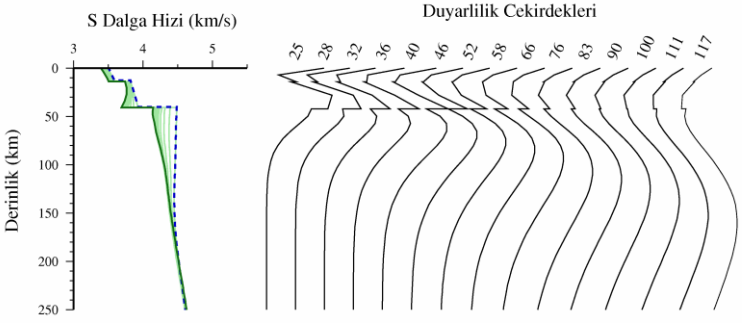




015

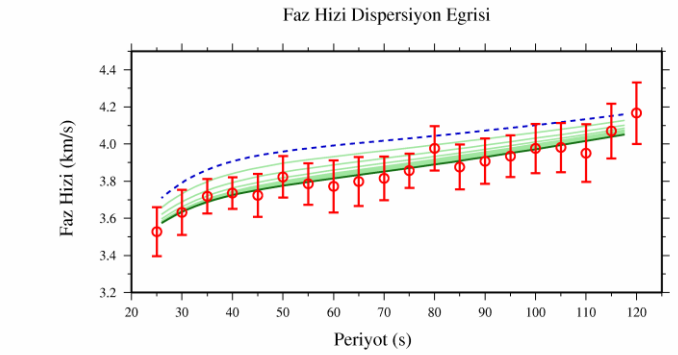
K38.5-D32.5

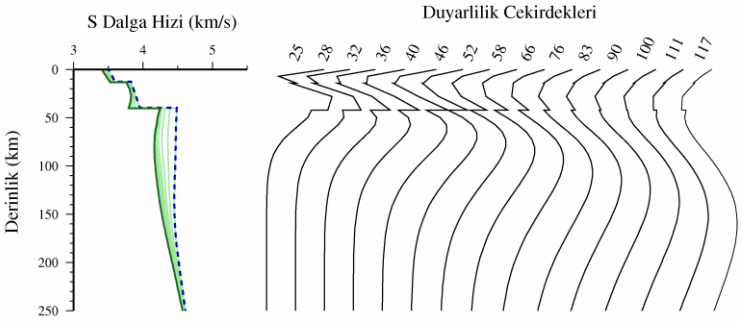




016

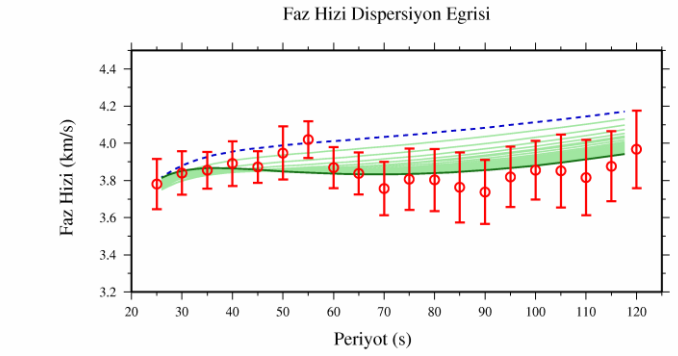
K38.5-D37.5

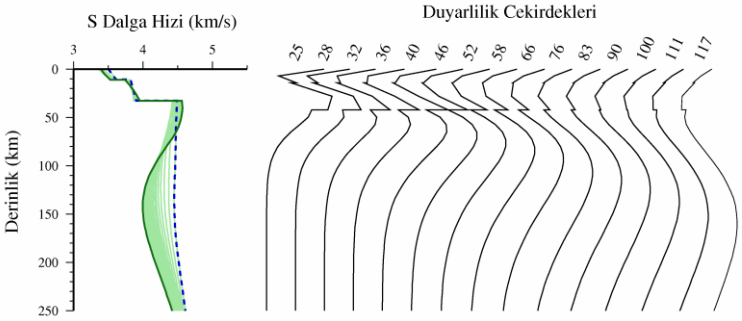




017

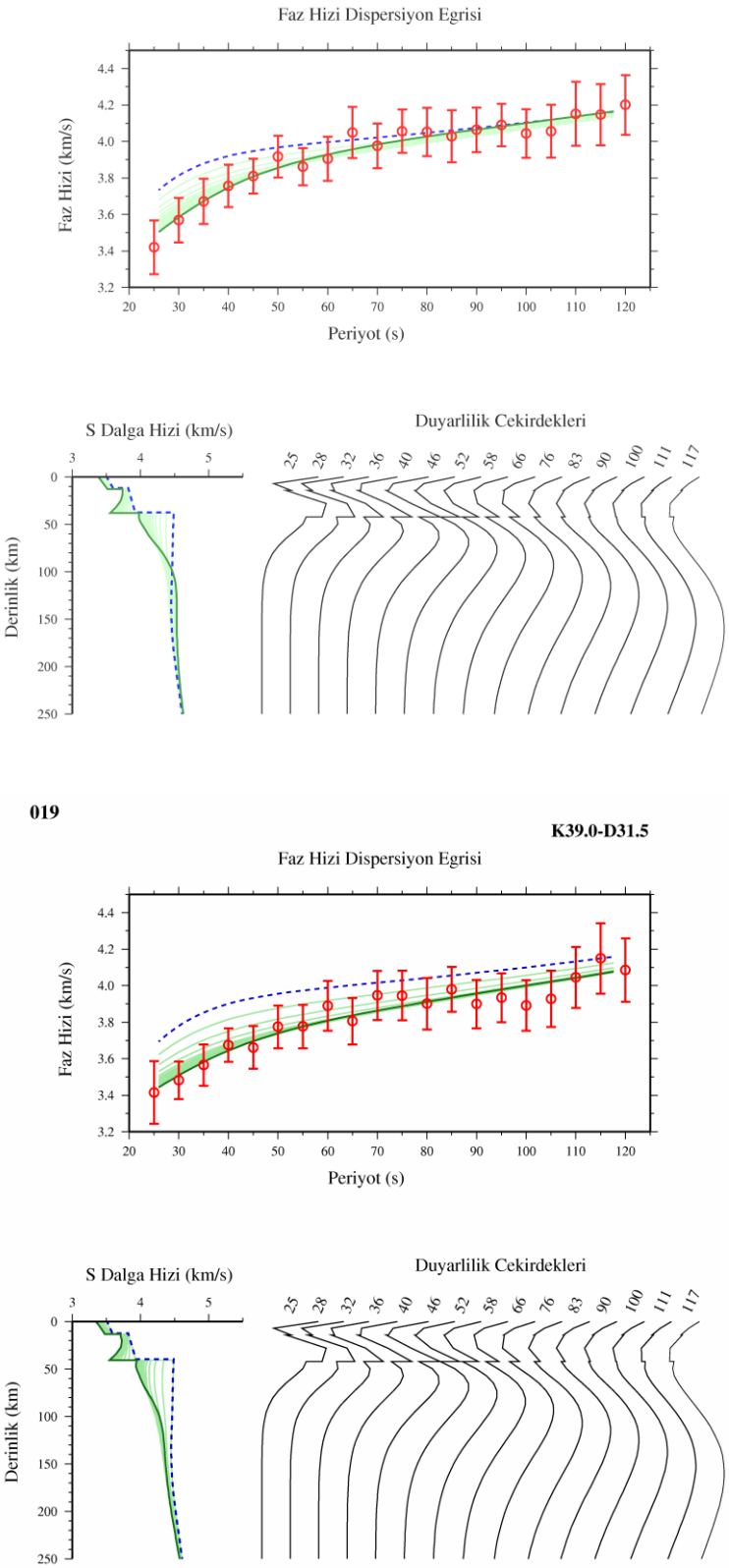
K39.0-D27.5





018

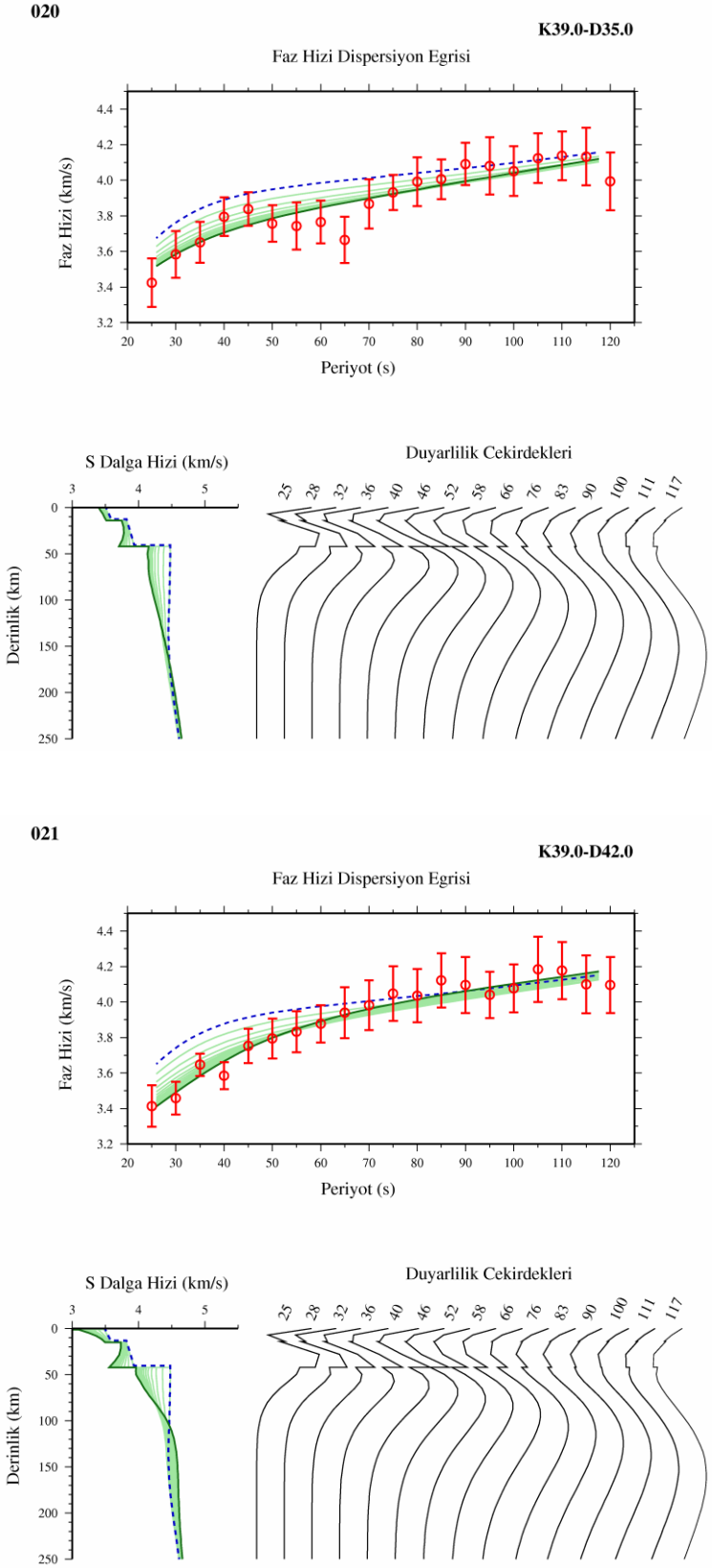
K39.0-D29.5



019

K39.0-D31.5

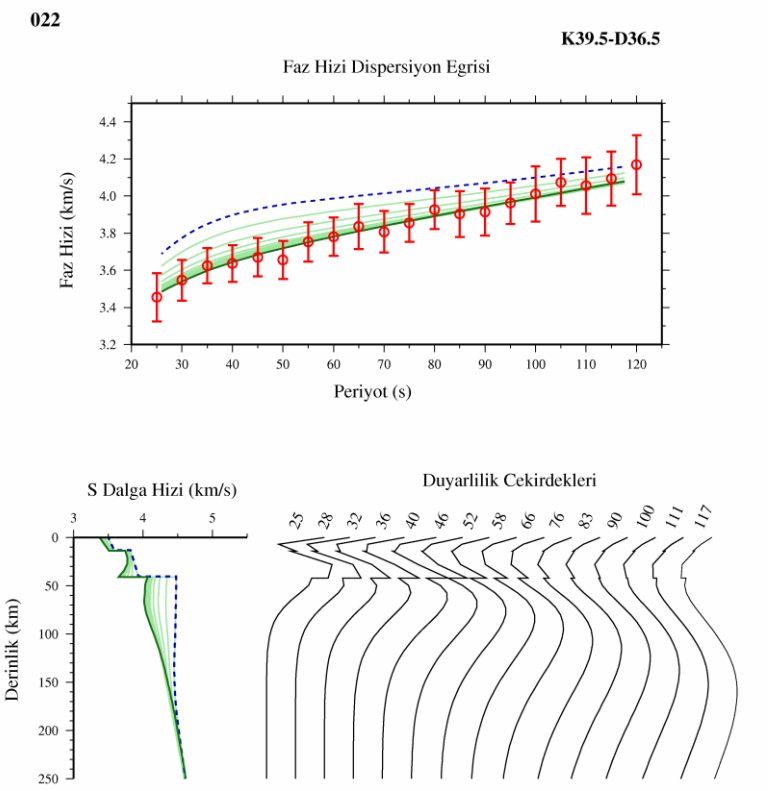
020


K39.0-D35.0
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

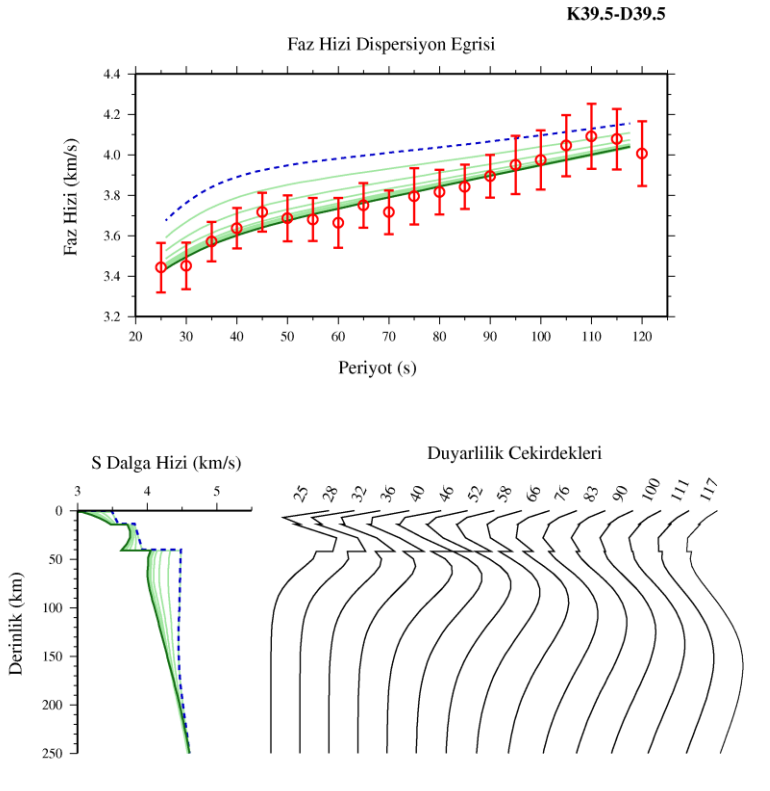
021

K39.0-D42.0
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

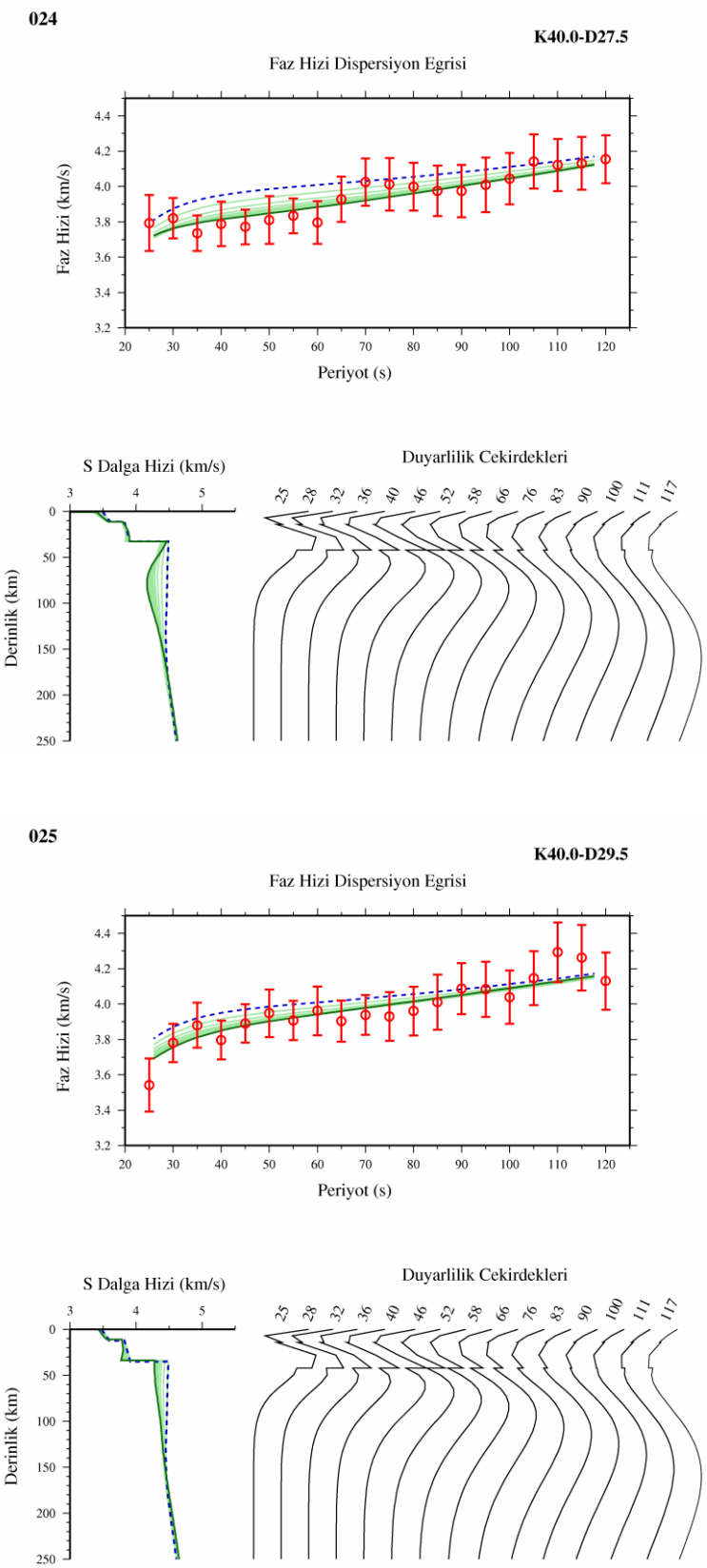
022


K39.5-D36.5
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

023


K39.5-D39.5
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

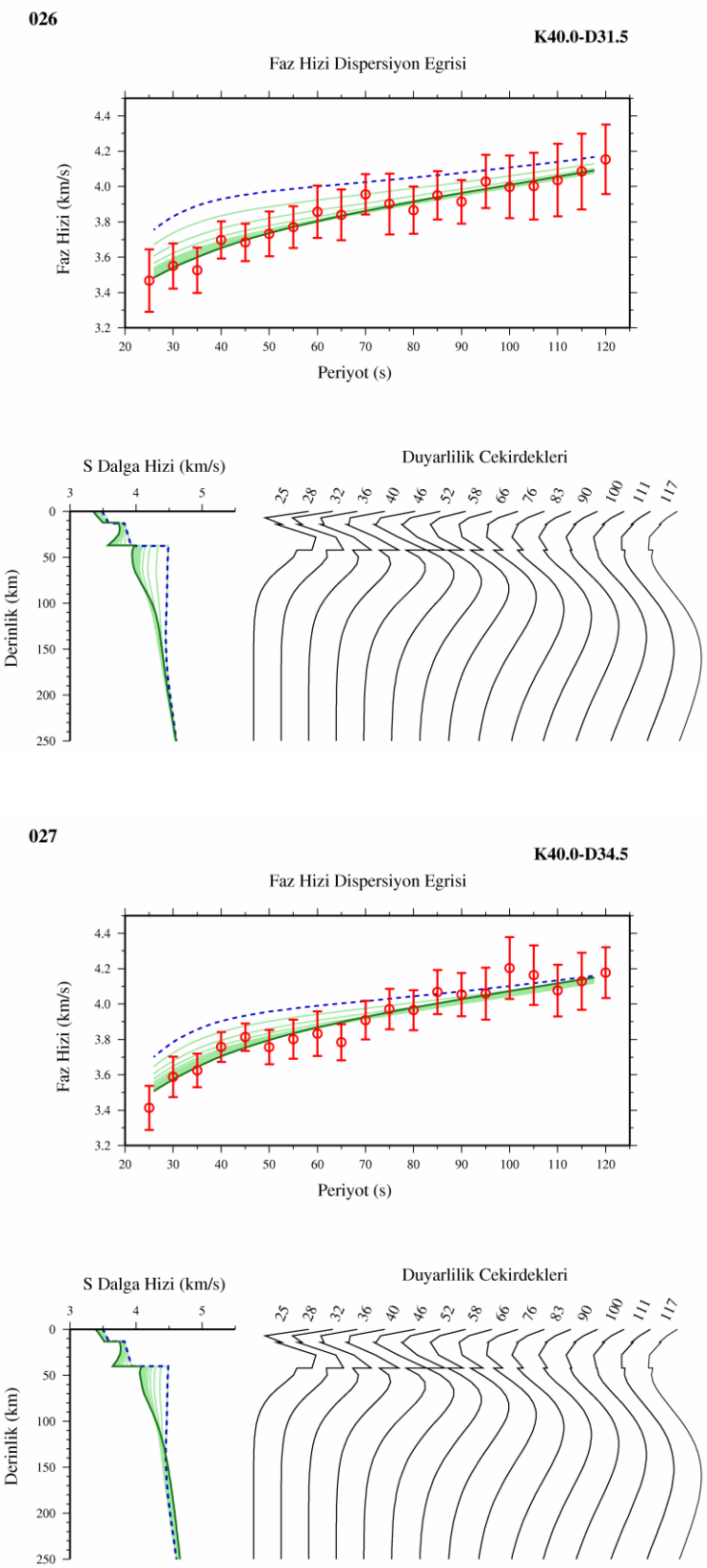
024


K40.0-D27.5
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

025

K40.0-D29.5
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

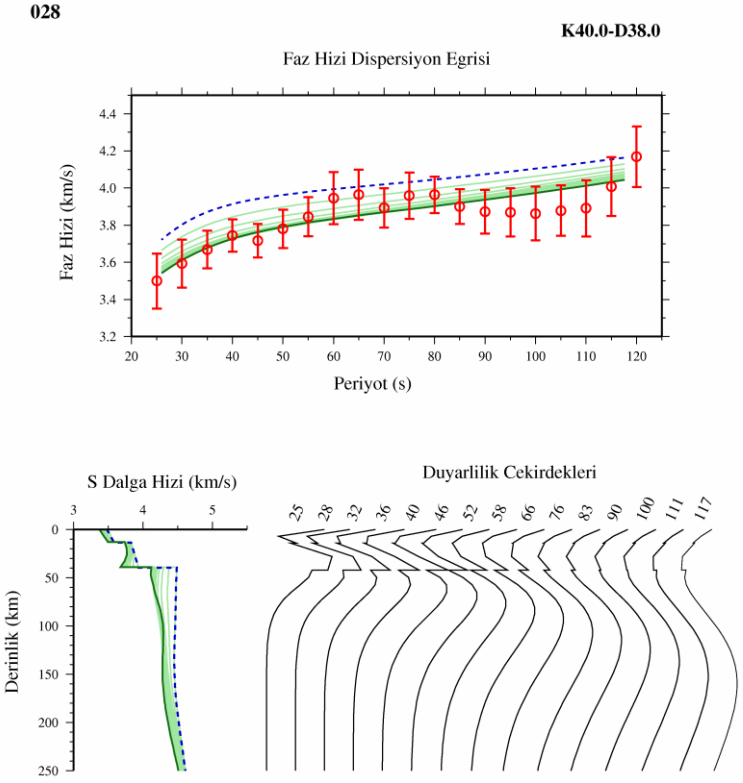
026


K40.0-D31.5
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

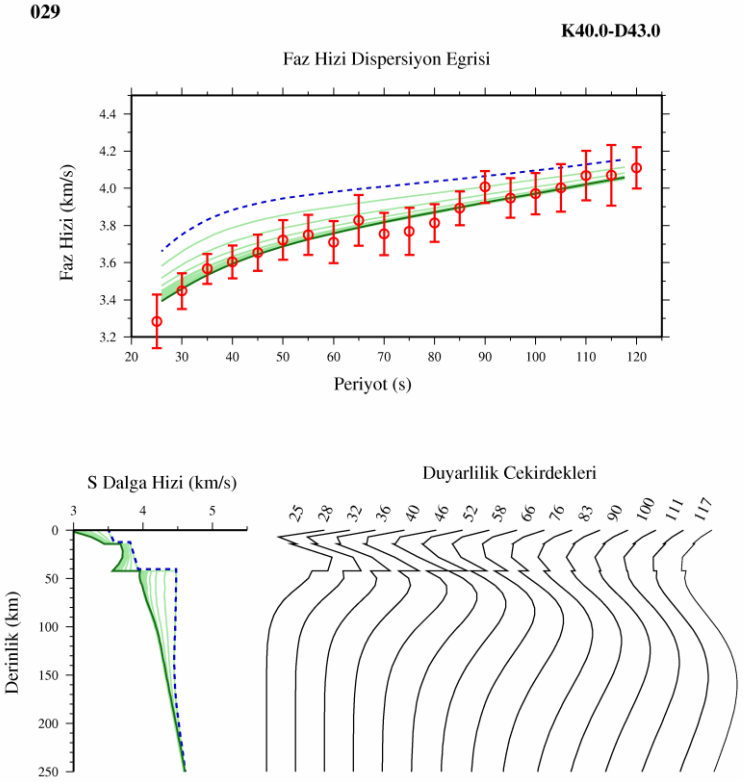
027

K40.0-D34.5
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

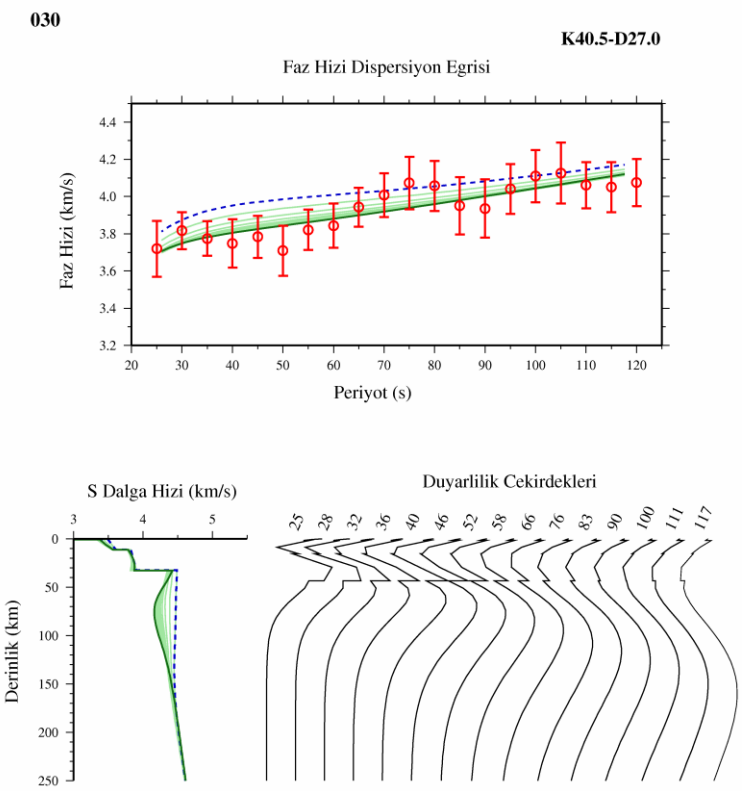
028


K40.0-D38.0
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25 28 32 36 40 46 52 58 66 76 83 90 100 111 117

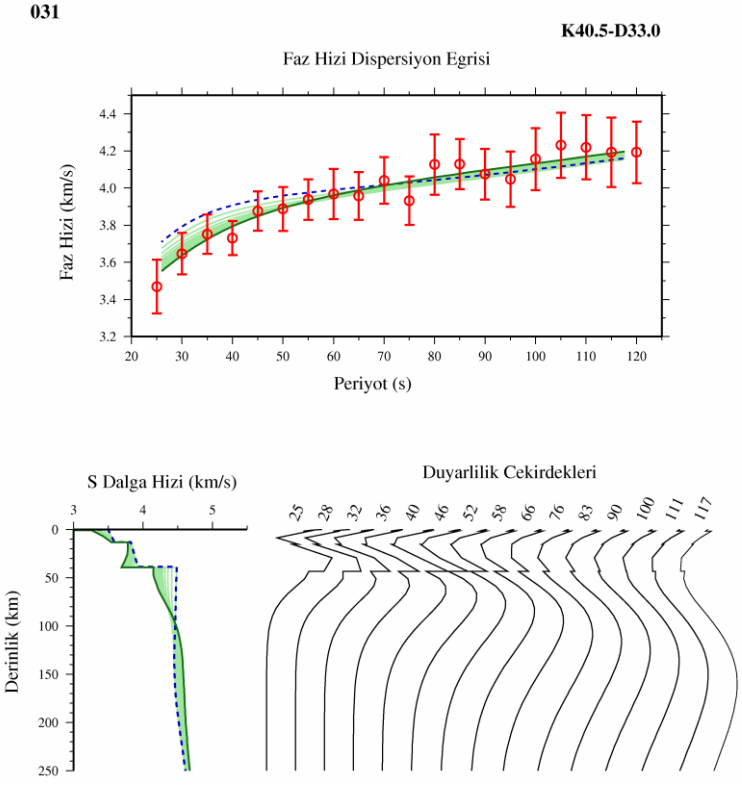
029


K40.0-D43.0
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25 28 32 36 40 46 52 58 66 76 83 90 100 111 117

030

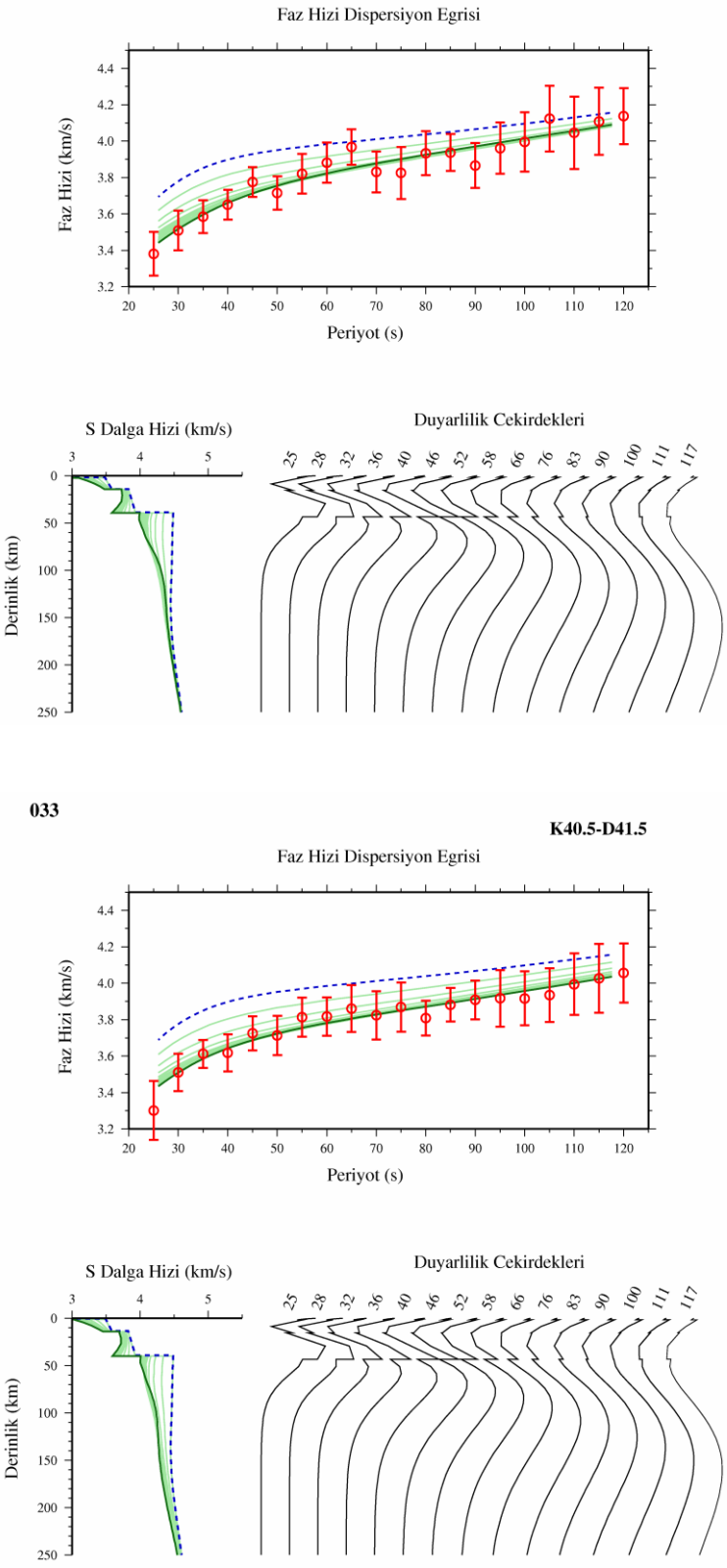

K40.5-D27.0
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25 28 32 36 40 46 52 58 66 76 83 90 100 111 117

031


K40.5-D33.0
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25 28 32 36 40 46 52 58 66 76 83 90 100 111 117

032

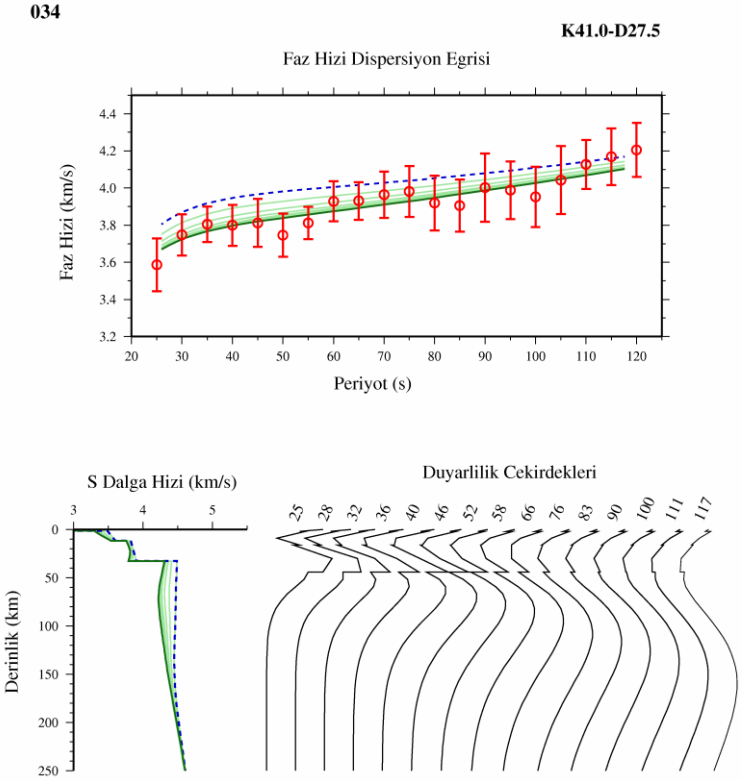
K40.5-D40.0



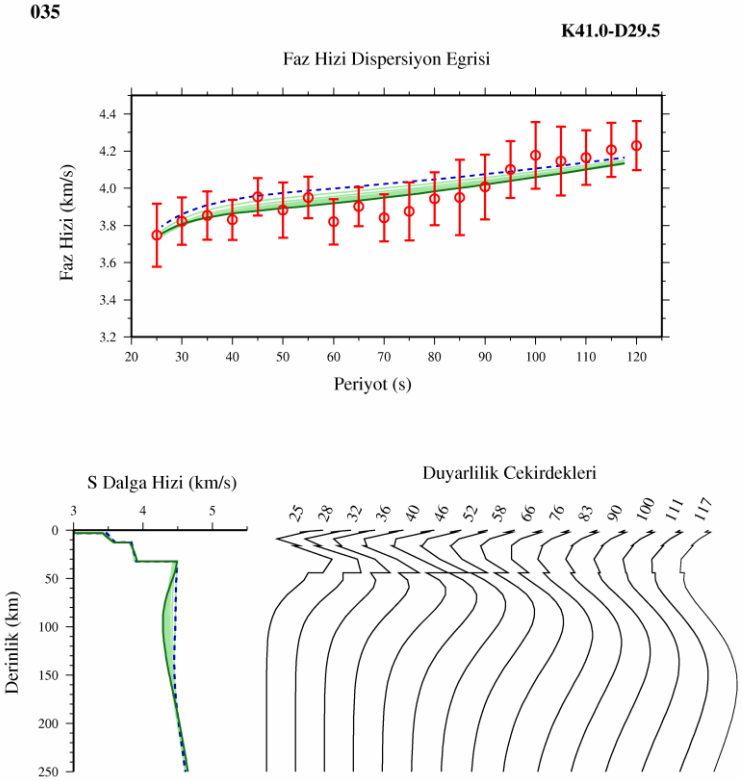
033

K40.5-D41.5

034

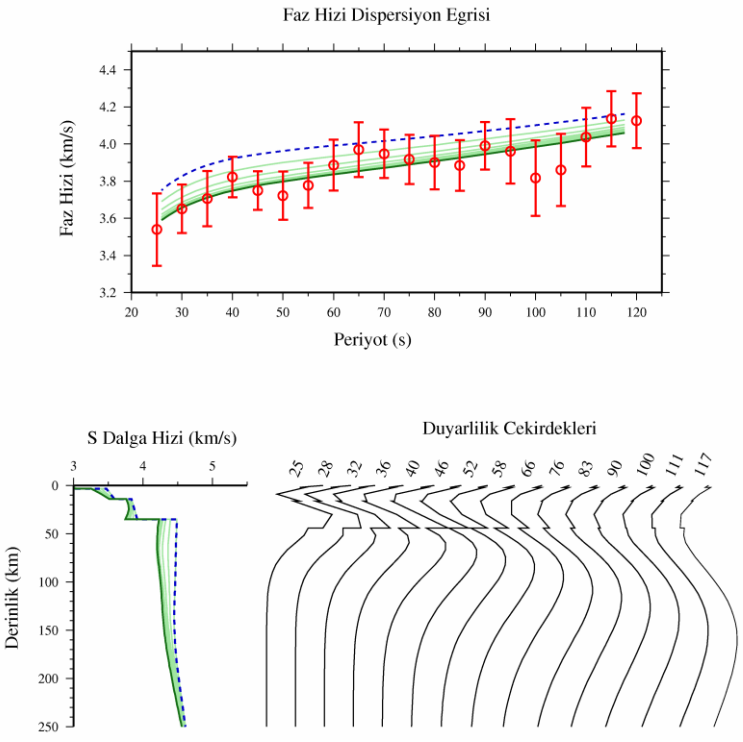

K41.0-D27.5
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25 28 32 36 40 46 52 58 66 76 83 90 100 111 117

035


K41.0-D29.5
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25 28 32 36 40 46 52 58 66 76 83 90 100 111 117

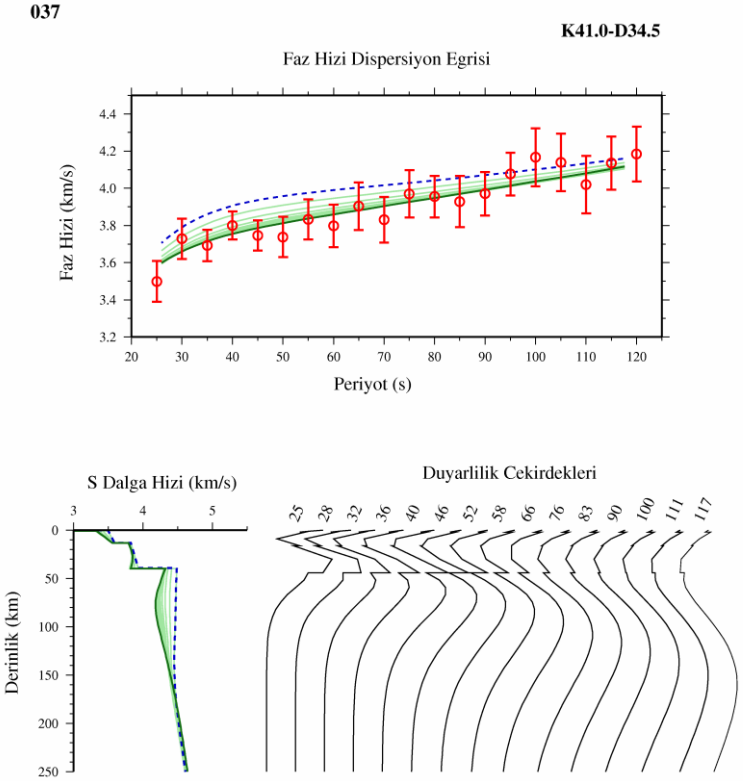
036

K41.0-D31.0



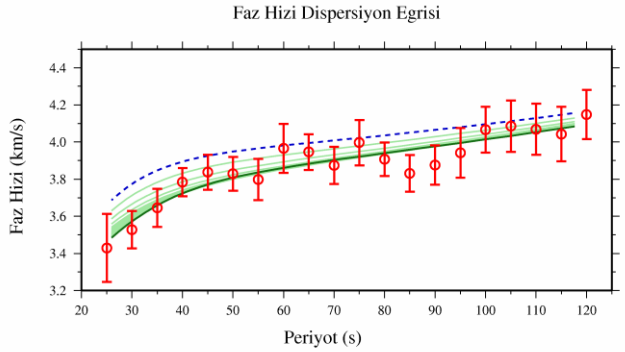
037

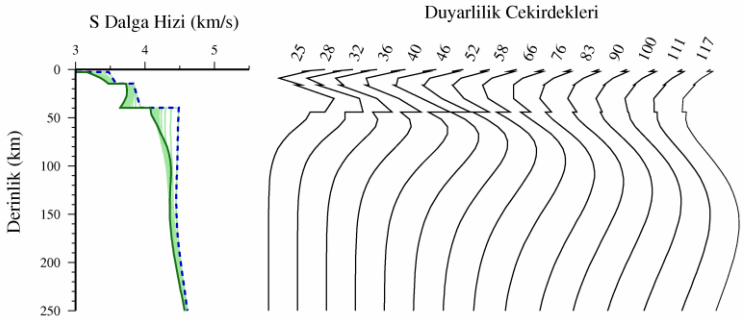
K41.0-D34.5



038

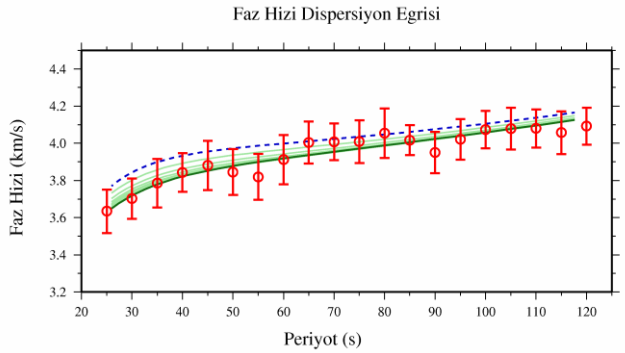
K41.0-D37.5

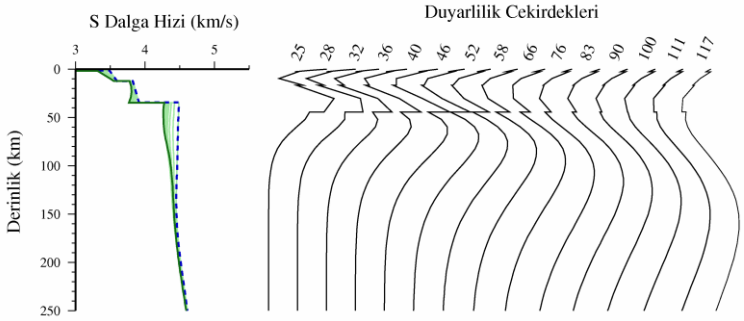




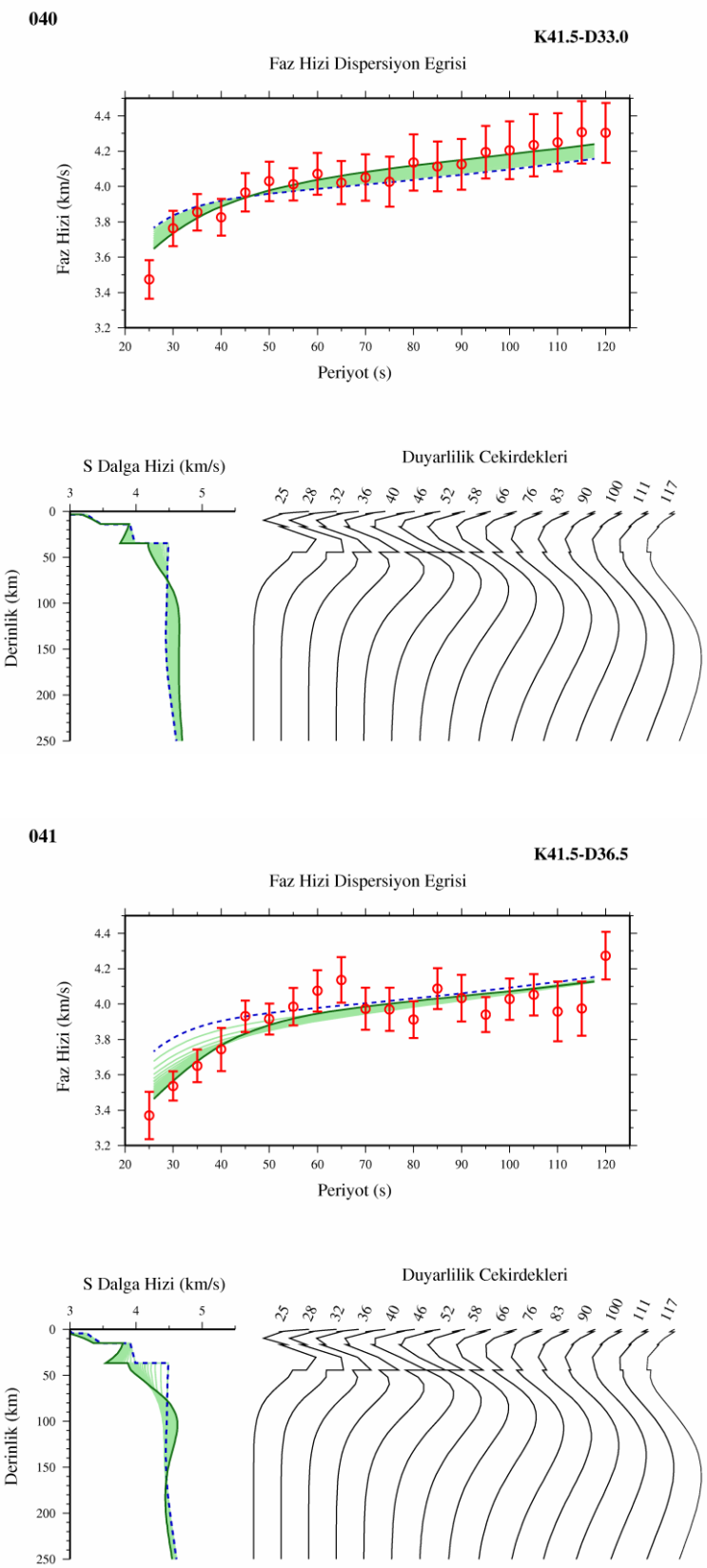
039

K41.5-D26.5



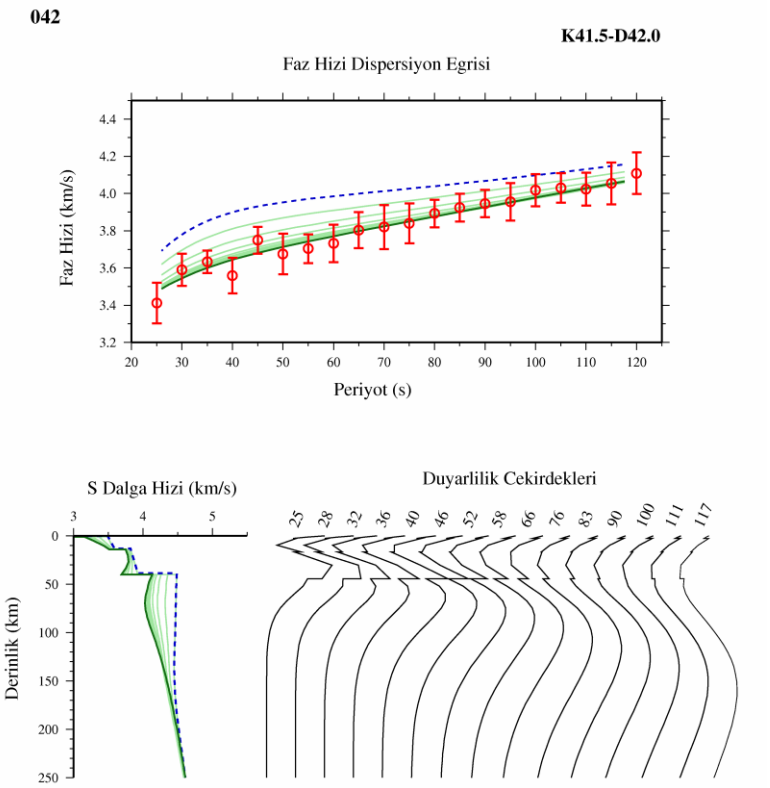


040


K41.5-D33.0
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117

041

K41.5-D36.5
Faz Hizi Dispersiyon Egrisi
Faz Hizi (km/s)
Periyot (s)
S Dalga Hizi (km/s)
Derinlik (km)
Duyarlilik Cekirdekleri
25
28
32
36
40
46
52
58
66
76
83
90
100
111
117



(b)

Şekil EK A-1: 1-B S dalga hızı ters çözümleri örnekleri a) Noktaların çalışma alanındaki dağılımları b) Noktalardaki dispersiyon eğrileri, 1-B S dalga hızı modelleri ve duyarlılık çekirdekleri.

ÖZGEÇMİŞ

1978 yılında Afyonkarahisar'da doğdu. İlk öğrenimine Afyon Kocatepe İlkokulu'nda başladı ve Ankara Abidinpaşa İlkokulu'nda tamamladı. Ortaokulu Ankara 29 Ekim Ortaokulu ve Körfez Yarımca Lisesinde, lise eğitimini Ankara Başkent Lisesinde tamamladı. 1995 yılında başladığı Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünden 1999 yılında mezun oldu. Aynı yıl Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde Jeofizik Mühendisliği anabilim dalında başladığı yüksek lisans'ını 2003 yılında tamamladı. Aynı yıl Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde Jeofizik Mühendisliği anabilim dalında Doktora programına başladı. 2006-2007 yılları arasında JICA (Japan International Coorporation Agency) tarafından verilen burs ile Japonyada BRI (Building Research Institute) ve GRIPS (National Graduate Institute for Policy Studies) işbirliği ile hazırlanan, 'Seismology, Earthquake Engineering and Disaster Mitigation' konulu eğitime katılarak GRIPS Üniversitesi'nden (Tokyo, Japonya) master diploması aldı. 2001 yılında Araştırma Görevlisi olarak başladığı Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde halen çalışmaktadır.