

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**AKÇAKOCA-CİDE KARADENİZ YAMACI DENİZ YANSIMA
SİSMİĞİ VERİLERİNİN İŞLENMESİ VE BÖLGENİN
AKTİF TEKTONİĞİ AÇISINDAN YORUMLANMASI**

DOKTORA TEZİ

Kemal Mert ÖNAL

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

TEMMUZ 2020

**AKÇAKOCA-CİDE KARADENİZ YAMACI DENİZ YANSIMA
SİSMİĞİ VERİLERİNİN İŞLENMESİ VE BÖLGENİN
AKTİF TEKTONİĞİ AÇISINDAN YORUMLANMASI**

DOKTORA TEZİ

**Kemal Mert ÖNAL
(505072403)**

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

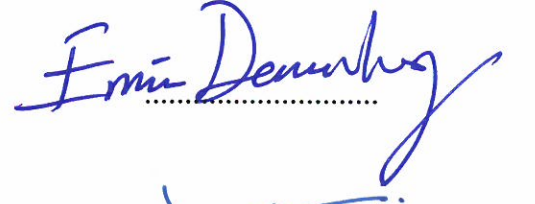
Jeofizik Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Emin DEMİRBAĞ

TEMMUZ 2020

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505072403 numaralı Doktora Öğrencisi Kemal Mert ÖNAL, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı "AKÇAKOCA-CİDE KARADENİZ YAMACI DENİZ YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİNİN İŞLENMESİ VE BÖLGENİN AKTİF TEKTONİĞİ AÇISINDAN YORUMLANMASI" başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

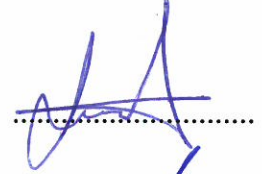
Tez Danışmanı : **Prof. Dr. Emin DEMİRBAĞ**
İstanbul Teknik Üniversitesi



Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. Aysun GÜNEY**
İstanbul Teknik Üniversitesi



Prof. Dr. Hülya KURT
İstanbul Teknik Üniversitesi



Prof. Dr. Bedri ALPAR
İstanbul Üniversitesi



Prof. Dr. Derman DONDURUR
Dokuz Eylül Üniversitesi



Teslim Tarihi : 02 Haziran 2020
Savunma Tarihi : 22 Temmuz 2020



*Bu tez çalışmasını ortaya çıkarabilmeyi, en başta,
anne ve babamı dünyaya getirip, özveri ile yetiştirmiş olan
-artık aramızda olmayan- babaannem Fatma Raşide ÖNAL,
anneannem Habibe Seyhan SAYGIN ve dedelerim
Mustafa Kemal ÖNAL ve Kd. Alb. Ali Tahsin SAYGIN'a borçluyum.
Kendilerini sevgi ve özlemle anar, bu çalışmayı
onların anısına saygılarımla atfederim.*



ÖNSÖZ

Bu tez kapsamında, Batı Karadeniz Havzası'nın güneyinde, Akçakoca ile Cide arasında kalan bölge açıklarında bulunan şelf ve yamaç bölgeleri altında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisi ile oluştuğu düşünülen faylar ve bu fayların aktiviteleri ile oluşan jeolojik yapılar, deniz yansıma sismliği verileri ve kompozit kuyu logu verileri kullanılarak ortaya çıkarılmış, önceki jeolojik çalışmalarda verilen jeolojik kesitler vasıtasıyla kara-kıyı ötesi jeolojik kesitleri hazırlanarak, çalışma alanında karadaki jeolojik özelliklerin deniz altında nasıl devam ettiğine dair bulgular sunulmuştur.

Bu tez çalışmasını gerçekleştirmeme imkan sağlayan, bana güvenen ve tezimi tamamlamam için yeterli zamanı tanıyan ayrıca benden yardımlarını, kaynaklarını, bilgi birikimini ve zamanını hiçbir zaman esirgemeyen, tez danışmanım kıymetli hocam Prof.Dr. Emin DEMİRBAĞ'a saygılarımı ve teşekkürlerimi sunarım.

Tez İzleme Komitesinde yer alan ve tez çalışmasının en başından itibaren yaptıkları yararlı eleştirileriyle, çalışmaya çok değerli katkılarda bulunan, ayrıca benden yardımlarını, kaynaklarını, bilgi birikimlerini ve zamanlarını hiçbir zaman esirgemeyen İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Ana Bilim Dalı öğretim üyesi Prof.Dr. Bedri ALPAR hocama ve İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi Prof.Dr. Hülya KURT hocama saygılarımı ve teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmasına çok değerli katkıları bulunan tez jüri üyeleri, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi Prof.Dr. Aysun GÜNEY hocama ve Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Deniz Bilimleri Anabilim Dalı öğretim üyesi Prof.Dr. Derman DONDURUR hocama saygılarımı ve teşekkürlerimi sunarım.

Tüm Lisansüstü eğitimim boyunca manevi desteğini her zaman hissettiğim, jeolojik kavramlarla ilgili takıldığım noktalarda her zaman desteğini gördüğüm, bu tez kapsamında kullanılan kompozit kuyu loglarının sadeleştirilerek yeniden çizilmesi sırasında büyük katkısı olan ve halen mensubu olduğum Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde birlikte çalışmaktan büyük memnuniyet duyduğum hocam Prof.Dr. Hüseyin YILMAZ'a saygılarımı ve teşekkürlerimi sunarım.

Her zaman her konuda yakın ilgisini ve desteğini gördüğüm, GMT programı kullanılarak hazırlanan haritaların oluşturulması aşamasında büyük katkısı olan çok değerli arkadaşım İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi Dr.Öğr.Üyesi Ümit AVŞAR hocama teşekkürlerimi sunarım.

Sivas Cumhuriyet Üniversitesi'ne geri dönerek görevime başladığım dönemden itibaren, tezimi tamamlayabilmem için gereken zamanı ve ortamı oluşturmamda büyük yardımları ve destekleri olan değerli hocam Prof.Dr. Funda BİLİM'e, kıymetli arkadaşım ve Bölüm Başkanım Doç.Dr. Özcan BEKTAŞ'a ve değerli meslektaşım Öğr.Gör. Sinan KOŞAROĞLU'na teşekkürlerimi sunarım.

Bu tez çalışmasında kullanılan çok kanallı deniz sismik yansıma verilerinin toplanmasındaki katkılarından dolayı R/V MTA Sismik-1 gemisi teknik ve gemi personeline, verilerin temin edilmesindeki katkılarından dolayı MTA Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanı Kerim Tuncer SARIKAVAK'a, kompozit kuyu loglarının temin edilmesindeki katkılarından dolayı Petrol İşleri Genel Müdürlüğü personeline teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca DISCO/FOCUS® ve ECHOS® sismik veri-işlem paketlerini İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Nezihi Canitez Veri-İşlem Laboratuvarı'na bağışlayarak kullanma imkanı tanıyan PARADIGM® firmasına teşekkürlerimi sunarım.

Tez kapsamında kullanılan, 03 Eylül 1968 Bartın Depremi'nin odak mekanizması çözümü için İstanbul Üniversitesi, Cerrahpaşa Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden Doç.Dr. Onur TAN hocama ve 15 Ekim 2016 Karadeniz Depremi'nin odak mekanizması çözümü için Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden Dr. Selda ALTUNCU POYRAZ hocama teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca tez çalışmamın ilk dönemlerinde çalışma alanına ait deprem verilerinin Kandilli Rasathanesi'nden temin edilmesinde desteğini gördüğüm değerli meslektaşım Dr. Birsen CAN hocama teşekkürlerimi sunarım.

Çalışma alanının jeolojik ve tektonik özellikleri ile ilgili takıldığım noktalarda ve literatür taramasında desteklerini gördüğüm İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Prof.Dr. Aral OKAY ve Prof.Dr. Okan TÜYSÜZ hocalarıma saygılarımı ve teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmasının en başından itibaren yaptığı yararlı eleştirileriyle, çalışmaya değerli katkıları bulunan İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Doç.Dr. Gürsel SUNAL hocama saygılarımı ve teşekkürlerimi sunarım.

Sivas'ta bulunduğum dönem içerisinde her zaman yanımda olan, beni hep güleryüzle karşılayan ve manevi desteklerini her zaman hissettiğim çok kıymetli büyüklerim Bahaddin KARKINAY'a ve Osman KARAHAN'a ve onların değerli ailelerine sevgilerimi ve teşekkürlerimi sunarım.

Kendilerini tanıdığım günden itibaren beni hep güleryüzle karşılayan ve kendilerinden her zaman destek gördüğüm, kendilerini tanımaktan büyük mutluluk duyduğum, sevgili kız kardeşim İtir'ın kıymetli eşi Dr. Ali Mert ERTUĞRUL'a, babası Kd. Alb. Dursun ERTUĞRUL'a, annesi Fulya ERTUĞRUL'a ve kız kardeşi Naz ERTUĞRUL'a sevgilerimi ve teşekkürlerimi sunarım.

Hayatımın her aşamasında, sevgilerini, maddi ve manevi desteklerini benden hiçbir zaman esirgemeyen çok kıymetli annem Fatma Deniz ÖNAL, babam Mustafa ÖNAL ve kız kardeşim Dr. İtir ÖNAL ERTUĞRUL'a en içten sevgilerimi ve teşekkürlerimi sunarım.

Temmuz 2020

Kemal Mert ÖNAL
(Jeofizik Yüksek Mühendisi)

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	vii
İÇİNDEKİLER.....	ix
KISALTMALAR.....	xi
SEMBOLLER.....	xiii
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xv
ŞEKİL LİSTESİ.....	xvii
ÖZET.....	xxix
SUMMARY.....	xxxiii
1. GİRİŞ.....	1
2. KARADENİZ'İN GENEL ÖZELLİKLERİ.....	9
2.1 Karadeniz'in Fizyografik Özellikleri.....	9
2.2 Karadeniz'in Tektonik Özellikleri.....	10
2.2.1 Batı Karadeniz Havzası'nın tektonik özellikleri.....	12
2.3 Batı Karadeniz Havzası'nın Depremselliği.....	16
2.3.1 03 Eylül 1968 Bartın depremi ve 15 Ekim 2016 Karadeniz depremi.....	17
3. DENİZ YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİNİN TOPLANMASI.....	23
3.1 Deniz Yansıma Sismiği Çalışmaları.....	23
3.2 Deniz Yansıma Sismiği Verilerinin Toplanması.....	28
4. DENİZ YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİNİN VERİ-İŞLEM AŞAMALARI.....	35
4.1 Sismik Veri-İşlem ve Aşamaları.....	35
4.1.1 Sismik iz ayıklama.....	36
4.1.2 Süzgeçleme.....	38
4.1.3 Doğrudan gelen dalgaların verilerden atılması.....	41
4.1.4 Atış-alıcı geometrisinin tanımlanması.....	42
4.1.5 Kaynak-alıcı statik düzeltmesi.....	45
4.1.6 Genlik kazanç düzeltmesi.....	46
4.1.7 Ortak derinlik noktası (ODN) düzenine geçiş.....	49
4.1.8 Hız analizi.....	51
4.1.9 Dik yola kaydırma (DYK) düzeltmesi.....	54
4.1.10 Yığma.....	55
4.1.11 Ters evrişim.....	58
4.1.12 Otomatik kazanç kontrolü.....	63
4.1.13 Göç.....	63
4.1.14 Kesit baskısı.....	71
4.2 Sismik Veride Ayrımlılık.....	71
5. KUYU VERİLERİ.....	75
6. YORUMLAMA.....	97
6.1 Akçakoca-Cide Karadeniz Yamacı Deniz Yansıma Sismiği Verilerinin Yapısal ve Stratigrafik Yorumu.....	112

7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	165
KAYNAKLAR.....	169
EKLER.....	187
ÖZGEÇMİŞ.....	229



KISALTMALAR

1B	: Bir Boyutlu
2B	: İki Boyutlu
3B	: Üç Boyutlu
ABD	: Amerika Birleşik Devletleri
AGC	: Automatic Gain Control
AVO	: Amplitude Versus Offset
BODC	: The British Oceanographic Data Centre
BP	: The British Petroleum
BSR	: Bottom Simulating Reflector
CDP	: Common Depth Point
CEPM	: Le Comité d'Études Pétrolières Marines
CMP	: Common Mid-Point
CNEXO	: Centre National pour l'Exploitation des Océans
DMO	: Dip Move Out
DGPS	: Differential Global Positioning System
DSDP	: Deep Sea Drilling Project
DSS	: Deep Seismic Sounding
DYK	: Dik Yola Kaydırma
D/V	: Drilling Vessel
EBSB	: Eastern Black Sea Basin
JOIDES	: The Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling
GEBCO	: The General Bathymetric Chart of the Oceans
GI	: Generator-Injector
GMT	: The Generic Mapping Tools
GPS	: Global Positioning System
IHO	: The International Hydrographic Organization
IOC	: The Intergovernmental Oceanographic Commission
ISC	: The International Seismological Centre
İTÜ	: İstanbul Teknik Üniversitesi
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı

KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü
NMO	: Normal Move Out
ODN	: Ortak Derinlik Noktası
OGS	: Oceanografia e di Geofisica Sperimentale
PİGM	: Petrol İşleri Genel Müdürlüğü
RGPS	: Relative Global Positioning System
RMS	: Root Mean Square
R/V	: Research Vessel
S/G	: Sinyal/Gürültü
TPAO	: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
USGS	: The United States Geological Survey
WBSB	: Western Black Sea Basin
WWSSN	: The World-Wide Standardized Seismograph Network

SEMBOLLER

d_{al} : Alıcı kablosunun deniz yüzeyinden olan derinliği

d_k : Kaynağın deniz yüzeyinden olan derinliği

f : Frekans

$f_{i,t(i)}$: i. izde t(i) gidiş-geliş zamanındaki genlik

m_b : Cisim dalgası manyitüdü

M_l : Yerel (lokal) manyitüd

M_s : Yüzey dalgası manyitüdü

M_w : Moment manyitüdü

P : Sıkışma

s_t : Yığılmış genlik

T : Gerilme

$t(x)$: Uzaklığa bağlı varış zamanı

t_0 : Sıfır ofset atışa ait varış zamanı değeri

t_s : Kaynak-alıcı statik düzeltmesi zamanı

x : Uzaklık

V : Hız

V_{su} : Deniz suyu hızı

Δt_{DYK} : Dik Yola Kaydırma zamanı

σ_1 : En büyük ana gerilme eksen

σ_2 : Orta ana gerilme eksen

σ_3 : En küçük ana gerilme eksen



ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

- Çizelge 3.1 :** Karadeniz'de Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarında R/V MTA Sismik-1 gemisi ile gerçekleştirilen sismik yansıma çalışmasında kullanılan hava tabancalarının ve streamer'ın özellikleri.....**30**
- Çizelge 3.2 :** Karadeniz'de Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarında 14 hat üzerinde toplanan sismik yansıma verilerine ait veri toplama parametreleri.....**33**
- Çizelge 3.3 :** Şekil 3.8'de konumları verilen hatlara ait başlangıç-bitiş koordinatı, atış sayısı, uzunluk ve doğrultu bilgileri.....**33**



ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

- Şekil 1.1 :** Karadeniz'in konumu ve genel yapısı (Batimetri için GEBCO (IOC IHO ve BODC, 2003) verileri ve topoğrafya için USGS'in GTOPO-30 küresel verileri kullanılarak GMT (Wessel ve diğ., 2013) programında hazırlanmıştır).....**2**
- Şekil 2.1 :** Karadeniz'in fizyografik bölgelerinin dağılım haritası (USGS'in GTOPO-30 küresel topoğrafya verileri kullanılarak GMT (Wessel ve diğ., 2013) programında hazırlanan haritaya, fizyografik özellikler Konering (2008)'den yararlanılarak aktarılmıştır.....**10**
- Şekil 2.2 :** Karadeniz ve çevresinin tektonik haritası (Okay ve diğ. (1994) ve Okay ve Tüysüz (1999)'den yararlanılarak oluşturulmuştur).....**11**
- Şekil 2.3 :** Batı Karadeniz Havzası ve çevresinin tektonik haritası (Okay ve diğ. (1994) ve Okay ve Tüysüz (1999)'den yararlanılarak oluşturulmuştur)..**13**
- Şekil 2.4 :** Çalışma alanı başlıca tektonik unsurları (Tüysüz (1999)'den yararlanılarak hazırlanmıştır. Haritanın batimetrisi, GEBCO (IOC, IHO ve BODC, 2003) verileri ile GMT (Wessel ve diğ., 2013) kullanılarak hazırlanmıştır).....**15**
- Şekil 2.5 :** Batı Karadeniz Havzası ve çevresinin tektonik haritası üzerinde, 15.10.2016 Karadeniz depremi (Url-1) ve 03.09.1968 Bartın depremi (Taymaz ve diğ., 1999) odak mekanizması çözümlerinin, Batı Karadeniz Havzası'nda 1900-2017 yılları arasında $M \geq 4.0$ olarak kıydan açıkta gerçekleşen depremler (ISC, 2017) ile birlikte verildiği harita (Okay ve diğ. (1994) ve Okay ve Tüysüz (1999)'den yararlanılarak oluşturulmuştur).....**17**
- Şekil 2.6 :** Bartın depremi için elde edilen odak mekanizması çözümleri. Koyu olan bölgeler sıkışmayı temsil etmektedir. Basınç (P) ve gerilme (T) eksenleri, sırasıyla siyah ve beyaz dairelerle gösterilmiştir. (McKenzie (1972)-MK72, Şengör ve diğ. (1983)-S83, Kudo (1983)-K83, Jackson ve McKenzie (1984)-JM84, Alptekin ve diğ. (1986)-A86 ve Taymaz ve diğ. (1999)-TT99). Doğrultu, eğim ve kayma açısı değerleri ise kürelerin alt kısmında sırasıyla verilmiştir (Tan ve diğ., 2008).....**19**
- Şekil 2.7 :** 03 Eylül 1968 Bartın depreminin en küçük hatalı kaynak mekanizması çözümü. Düğüm düzlemine ait doğrultu, dalım ve kayma açısı değerleri ile deprem derinliği ve sismik moment değerleri en üstte verilmiştir (Taymaz ve diğ., 1999).....**20**
- Şekil 3.1 :** Hava tabancasının genel yapısı ve çalışma prensibi. (a) Ateşlenmeye hazır durum ve (b) ateşlenmiş durum (Horne (1988)'dan yeniden çizilmiştir).**24**

Şekil 3.2 : Üreteç-Püskürteç hava tabancasının (GI gun) yapısı. (Sercel Inc. (2016)'dan değiştirilerek alınmıştır).....	25
Şekil 3.3 : Üreteç-Püskürteç hava tabancasının (GI gun) çalışma prensibi. (a) Üreteç ateşlenmiş durum, (b) Kabarcık en büyük hacmine ulaşmadan püskürteç ateşlenmiş durum, (c) Kabarcığın ani küçülmesi engellenmiş durum (Sercel Inc. (2016)'dan değiştirilerek alınmıştır).....	25
Şekil 3.4 : Deniz yansıma sismiği çalışmalarında kullanılan alıcıların genel yapısı. (a) Makara üzerinde sarılı streamer (alıcı kablosu), (b) streamer üzerindeki hidrofonlar ve (c) sayısallaştırıcılar.....	26
Şekil 3.5 : Karadeniz'de Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarında R/V MTA Sismik-1 gemisi ile gerçekleştirilen çalışmada kullanılan (a) hava tabancaları (GI guns) (b) alıcı kablosu (streamer) ve (c) streamer üzerindeki derinlik kontrol birimi Syntron RCL 5 model bird (Onur TAN'ın izniyle).....	29
Şekil 3.6 : R/V MTA Sismik-1 gemisi ile gerçekleştirilen çalışmada kullanılan (a) Syntrak 480 sismik kayıt sistemi, (b) GCS 90 sismik kaynak kontrol birimi, (c) SeisNet navigasyon sistemi (Onur TAN'ın izniyle) ve (d) Arma Brown MK-10 gyro pusulası (Url-1).....	31
Şekil 3.7 : Çalışmada kullanılan R/V MTA Sismik-1 gemisinin navigasyon ve sismik yansıma veri toplama sistemlerinin genel yapısı.....	32
Şekil 3.8 : Batı Karadeniz havzasının güneyinde, Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarında, R/V MTA Sismik-1 gemisiyle gerçekleştirilen çalışmadaki 14 hattın konumları (GMT (Wessel ve diğ., 2013) kullanılarak hazırlanmıştır).....	32
Şekil 4.1 : Sismik yansıma verilerine uygulanan veri-işlem aşamalarını ve uygulanan aşama ile ilişkili olarak kullanılan Disco/Focus modüllerini veren akış şeması.....	36
Şekil 4.2 : 11 numaralı hatta ait 377 numaralı atışın ham atış kaydı. Kayıta 1, 2 ve 5 numaralı kanalların gürültülü olduğu görülmektedir.....	37
Şekil 4.3 : Gürültülü olan 1, 2 ve 5 numaralı kanalları Disco'nun EDIT modülü kullanılarak sıfırlanmış 11 numaralı hatta ait 377 numaralı atış kaydı.....	38
Şekil 4.4 : Bir bant geçişli süzgecin şematik gösterimi. f_1 , f_2 , f_3 ve f_4 , trapezoidal şekilli süzgecin oluşturulması için kullanılan kesme frekansı değerleridir.....	39
Şekil 4.5 : Focus programının "Spektral Analiz" penceresi kullanılarak verilerin genlik spektrumlarının analizi. (a) 01 numaralı hattaki bir atışa ait genlik spektrumu kontur haritası ve onunla ilişkili genlik eğrisi. (b) kesme frekans değerleri 5-15 ve 150-170 Hz olan bant geçişli süzgecin veriye uygulanmasından sonraki aynı atışa ait genlik spektrumu kontur haritası ve onunla ilişkili genlik eğrisi.....	40
Şekil 4.6 : 11 numaralı hatta ait 377 numaralı atış kaydına MUTE uygulanması ile doğrudan gelen dalgaların ve kırılma dalgalarının veriden atılması.....	41
Şekil 4.7 : Focus'un "İnteraktif Geometri" penceresinde atış - alıcı geometrisi tanımlanmış olan 11 numaralı hattın görünümü.....	43

Şekil 4.8 :	Toplam atış sayısı 5 olan, 72 kanallı bir deniz yansıma sismği çalışmasında, atış-alıcı geometrisine bağlı olarak istasyon numarası tanımlamaları gerçekleştirilmiş olan bir hattın, tüm atış, alıcı ve Ortak Derinlik Noktası (ODN) konumları.....	44
Şekil 4.9 :	Kaynak ve alıcıların konumlarının genel görünümü ve kaynak-alıcı statik düzeltmesi hesaplamalarında kullanılan veri toplama parametreleri.....	46
Şekil 4.10 :	Sismik dalga genliklerini etkileyen unsurlar (Simm ve Bacon (2014)'dan değiştirilerek alınmıştır).....	47
Şekil 4.11 :	11 numaralı hattın 1 numaralı atışına ait sismik izlerin, Focus'un "Genlik Analizi" penceresinde (a) genlik düzeltmesi uygulanmamış ve (b) uygulanmış durumda elde edilen genlik eğrileri.....	48
Şekil 4.12 :	Genlik kazanç düzeltmesi uygulanmamış, 11 numaralı hattın 1 numaralı atışına ait sismik izler.....	48
Şekil 4.13 :	Genlik kazanç düzeltmesi uygulanmış, 11 numaralı hattın 1 numaralı atışına ait sismik izler.....	49
Şekil 4.14 :	Farklı ofset değerlerine sahip birçok kaynak-alıcı çiftinden ortak bir derinlik noktası için elde edilen sismik izlerin, bir ODN grubu oluşturulması için kullanılması (Albertin ve diğ. (2002)'den değiştirilerek alınmıştır).....	50
Şekil 4.15 :	11 numaralı hattın 153 numaralı ODN grubu (9 katlamalı).....	50
Şekil 4.16 :	ODN grubunun meydana getirdiği yansıma hiperbolünün düzleştirilmesi ve yığma işleminde en iyi sonucun elde edilebilmesi için hız analizi ile elde edilen en uygun hız bilgisinin kullanılması (Albertin ve diğ. (2002)'den değiştirilerek alınmıştır).....	52
Şekil 4.17 :	Hız Spektrumu yönteminde, bir ODN grubu için yığılmış genlik kontur haritasının oluşturulma prensibi (Taner ve Koehler (1969)'den değiştirilerek alınmıştır).....	53
Şekil 4.18 :	Focus programının interaktif penceresinde, 11 numaralı hattın 589 numaralı ODN grubu ve ilgili yığılmış genlik hız-zaman kontur haritası.....	53
Şekil 4.19 :	(a) Bir ODN grubu, (b) en uygun hız değeri kullanılarak gerçekleştirilen DYK düzeltmesi ile tüm yansıma varış zamanlarının sıfır ofset zamanına kaydırılması, (c) DYK düzeltmesi için olması gereken hız değerinden daha yüksek ve (d) daha düşük hız değerlerinin kullanılması durumundaki hatalı sonuçlar.....	54
Şekil 4.20 :	Yığma işleminin temelleri. (a) Sismik izlerin, birçok farklı ofsette yapılan çok sayıdaki atıştan temin edilmesi (A, sismik kaynaklar, H, hidrofonlar ve Y, yansıma noktaları) (b) Sismik izlerden ODN grubunun oluşturulması. (c) ODN grubunun oluşturduğu yansıma hiperbolünün DYK düzeltmesi ile düzleştirilmesi ve yığma işlemi ile tüm izlerden bir yığılmış izin elde edilmesi (Barclay ve diğ. (2008)'den değiştirilerek alınmıştır).....	56
Şekil 4.21 :	07 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.....	57

Şekil 4.22 : Tekrarlı yansıma biçimlerine örnekler. Hayalet tekrarlı yansımalarda, diğer tekrarlı yansımalarından farklı olarak, kaynaktan çıkan enerji yansımadan önce yukarıya doğru hareket etmektedir (Camara Alfaro ve diğ. (2007)'den değiştirilerek alınmıştır).....	58
Şekil 4.23 : (a) 07 numaralı hatta ait yığma kesiti ve (b) spektral analiz grafiği.....	60
Şekil 4.24 : (a) 07 numaralı hattın yığma kesitine ters evrişim uygulanarak elde edilen kesit ve (b) spektral analiz grafiği.....	61
Şekil 4.25 : (a) 07 numaralı hattın yığma kesitine ters evrişim uygulanarak elde edilen kesite, bant geçişli süzgeç uygulanması sonucunda elde edilen kesit ve (b) spektral analiz grafiği.....	62
Şekil 4.26 : Yatay yansıtıcı durumunda, kaynak ve alıcı arasındaki mesafenin ortasında yer alan ara yüzey yansıma noktasının, eğimli yansıtıcı durumunda, gerçek yansıma noktasına göre eğim aşağı kısımda ve yansıtıcı düzleminin yukarısında kalan bir konumda bulunması (Badley (1985)'den değiştirilerek alınmıştır).....	63
Şekil 4.27 : Kaynak-alıcı arasındaki orta noktadan kaydedilen sismik izin göç işlemi ile gerçek konumuna taşınmasıyla ilgili basitleştirilmiş 2B bir örnek (Albertin ve diğ. (2002)'den değiştirilerek alınmıştır).....	64
Şekil 4.28 : Hız değişimine ve yapısal özelliklerin değişimine göre tercih edilen dört farklı göç işlemi (Albertin ve diğ. (2002)'den değiştirilerek alınmıştır).....	65
Şekil 4.29 : 07 numaralı hattın kesiti üzerinden hız analizi yapılacak ilk panel olan 87-841 panelinin seçilmesi.....	66
Şekil 4.30 : 07 numaralı hattın 87-841 paneli için, 1500 m/s'den 4000 m/s'ye kadar belirtilen sabit hız değerleri için elde edilen göç panelleri ve bu panellerin yardımıyla oluşturulan 1B hız fonksiyonu.....	67
Şekil 4.31 : 07 numaralı hattın kesitine bir bütün halinde uygulanacak göç işlemi için 1B hız fonksiyonları kullanılarak oluşturulan 2B hız modeli.....	67
Şekil 4.32 : 07 numaralı hattın yığma kesitine otomatik kazanç kontrolü uygulanması ve sonrasında zaman ortamı göç işlemi uygulanmasıyla elde edilen göç kesiti.....	69
Şekil 4.33 : 07 numaralı hattın yığma kesitine, sırasıyla ters evrişim, bant geçişli süzgeç ve otomatik kazanç kontrolü uygulanması ve sonrasında zaman ortamı göç işlemi uygulanmasıyla elde edilen göç kesiti.....	70
Şekil 4.34 : Fresnel zonu geometrisinin tanımlanması.....	73
Şekil 4.35 : Sığ, orta-seviye ve derin deniz yansıma sismiği çalışmaları ile, yüzeyden derinlere doğru, farklı derinliklerdeki jeolojik yapıların görüntülenmesi.....	73
Şekil 5.1 : Kompozit kuyu logları PİGM'den temin edilmiş olan çalışma alanındaki kuyuların konumları (Jeoloji haritası, MTA'nın 1/500.000'lik jeoloji haritasının Zonguldak paftasından (Şenel, 2002) yararlanılarak oluşturulmuştur. Haritanın batimetrisi, GEBCO (IOC IHO ve BODC, 2003) verilerinden yararlanılarak GMT (Wessel ve diğ., 2013) programında hazırlanmıştır).....	76

Şekil 5.2 :	Çalışma alanında denizde açılmış olan kuyulardan Akçakoca-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Ünal ve Coşkun, 1976).....	77
Şekil 5.3 :	Çalışma alanında denizde açılmış olan kuyulardan Akçakoca-2 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Ünal, 1976).....	78
Şekil 5.4 :	Ulus-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Güner ve Aydın, 1987).....	80
Şekil 5.5 :	Bartın-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Usta, 1988)..	83
Şekil 5.6 :	Filyos-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Aydın ve diğ., 1988).....	85
Şekil 5.7 :	Amasra-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Güner, 1989).....	89
Şekil 5.8 :	Çakraz-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Türker ve Dölek, 1989).....	92
Şekil 5.9 :	Ereğli-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Aydın ve diğ., 1990).....	95
Şekil 5.10 :	Gegendere-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Türker ve diğ., 1994).....	96
Şekil 6.1 :	Çalışma alanının kapsadığı Karadeniz kıyısı açıkları ve yakın çevresinde daha önceden gerçekleştirilmiş olan farklı deniz yansıma sismği çalışmalarında veri toplanmış olan bazı hatların konumları.....	98
Şekil 6.2 :	Woods Hole Oşinografi Enstitüsü'nün R/V Atlantis II gemisi ile 1969 yılında Karadeniz'de gerçekleştirdikleri çalışmadan elde ettikleri, (a) 1 numaralı ve (b) 14 numaralı hatlara ait sismik kesitler (Ross ve diğ. (1974a)'den değiştirilerek alınmıştır).....	99
Şekil 6.3 :	Türkiye'nin Karadeniz kıyısı açıklarında gerçekleştirmiş olan çalışmada elde edilen, C hattına ait yorumlanmış sismik kesit (Letouzey ve diğ. (1977)'den değiştirilerek alınmıştır).....	100
Şekil 6.4 :	Karadeniz güney sınırları boyunca oluşmuş olan bindirme yapılarına örnek olarak verilen SU 07 hattına ait yorumlanmış sismik kesit (125-307 numaralı atış noktaları arası). Kesitte A ₂ , Kuvaterner'in tabanını, A ₄ , Pliyo-Kuvaterner'in tabanını ve K, Mesozoyik'in tavanını temsil etmektedir (Finetti ve diğ. (1988)'den değiştirilerek alınmıştır).....	101
Şekil 6.5 :	SU 13 hattından elde edilen sismik kesitten faydalanılarak oluşturulan jeolojik kesit (Finetti ve diğ. (1988)'den değiştirilerek alınmıştır).....	101
Şekil 6.6 :	Karadeniz güney sınırları boyunca oluşmuş olan bindirme yapılarına örnek olarak verilen BS 04 hattına ait yorumlanmış sismik kesit (1-180 numaralı atış noktaları arası). Kesitte A ₂ , Kuvaterner'in tabanını, A ₄ , Pliyo-Kuvaterner'in tabanını, C, Miyosen'in tabanını, E, Oligosen'in tabanını ve K, Mesozoyik'in tavanını temsil etmektedir (Finetti ve diğ. (1988)'den değiştirilerek alınmıştır).....	102
Şekil 6.7 :	Akçakoca-1 kuyusuna ait hız ve yoğunluk bilgisinin ve bu kuyu için oluşturulan sentetik sismogramın, BP91-202 hattına ait sismik kesit ile ilişkilendirilmesi (Robinson ve diğ. (1995a)'den değiştirilerek alınmıştır).....	103

- Şekil 6.8 :** (a) BP91-202 hattına ait sismik kesit ve (b) bu kesitten yararlanarak BP91-202 hattı için oluşturulan jeolojik kesit (Robinson ve diğ. (1996)'den değiştirilerek alınmıştır).....**104**
- Şekil 6.9 :** Karadeniz'in güneybatı sınırının stratigrafik özelliklerini veren, Akçakoca hattına ait yorumlanmış sismik kesit (Menlikli ve diğ. (2009)'den değiştirilerek alınmıştır).....**106**
- Şekil 6.10 :** (a) Pontid bindirme kuşağının yapılar üzerinde sıkışma sebebiyle oluşturduğu deformasyon bölgesini veren, 4 numaralı hatta ait yorumlanmış sismik kesit (b) bu kesitte gözlemlenen iki gömülü moloz istifinden biri olan DL3'ün yakından görünümü (Dondurur ve diğ. (2013)'den değiştirilerek alınmıştır).....**107**
- Şekil 6.11 :** (a) BS 40 hattına ait yorumlanmış sismik kesit, (b) BS 50 hattına ait yorumlanmış sismik kesit ve (c) BS 140 hattına ait yorumlanmış sismik kesit (Nikishin ve diğ. (2015a)'den değiştirilerek alınmıştır).....**108**
- Şekil 6.12 :** (a) BS 150 hattına ait yorumlanmış sismik kesit ve (b) BS 260 hattına ait yorumlanmış sismik kesit (Nikishin ve diğ. (2015a)'den değiştirilerek alınmıştır).....**109**
- Şekil 6.13 :** (a) 1975 yılında OGS tarafından yapılan seferde BS 03 numaralı hat üzerinde toplanmış olan sismik verilerden, Finetti ve diğ. (1988)'nin çalışmalarında gerçekleştirdikleri veri-işlem sonucu elde ettikleri kesit ve (b) aynı hat için güncel veri-işlem teknikleri kullanılarak elde edilen sismik kesit (Munteanu ve diğ. (2018)'den değiştirilerek alınmıştır)....**110**
- Şekil 6.14 :** BS 03 numaralı hatta ait sismik verilerin güncel veri-işlem teknikleri kullanılarak işlenmesiyle elde edilen kesitin yorumlanması sonucu oluşturulan jeolojik kesit (Munteanu ve diğ. (2018)'den değiştirilerek alınmıştır).....**111**
- Şekil 6.15 :** Anderson (1951)'a göre ana gerilmelerin (σ_1 , σ_2 , σ_3) yönelimleri ile bindirme-fay tektonik rejiminin arasındaki ilişki. Fay düzlemi çözümü sıkışma (P) ve gerilme (T) alanlarını göstermektedir (Fossen (2010)'den değiştirilerek alınmıştır).....**112**
- Şekil 6.16 :** Bir dekolman (sıyrılma fayı) boyunca kayma sonucunda bir fay-ilerleme kıvrımının ve daha dik bir bindirme fayının gelişimi (Suppe (1985)'den değiştirilerek alınmıştır).....**113**
- Şekil 6.17 :** Dilimli bindirme fay sistemlerinde (a) bindirme fayları arası uzaklığın fazla, (b) bindirme fayları arası uzaklığın az olduğu durumlarda, oluşan kıvrımların geometrilerinde gözlemlenen değişimler (Mitra, 1986).....**114**
- Şekil 6.18 :** Sismik hatlardan ve kuyular elde edilen verilerin ilişkilendirildiği, farklı önceki jeolojik çalışmalarda sunulan jeolojik kesitlerin konumları (GMT (Wessel ve diğ., 2013) kullanılarak hazırlanmıştır).....**115**
- Şekil 6.19 :** (a) 3 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti ve (b) bu kesitin yorumlanmış hali ($2 \times$ Düşey Büyütme).....**117**
- Şekil 6.20 :** 4 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 85 ile 4000 numaralı ODN'leri arasında kalan bölümü ve kesitin GB bölümünde ayırt edilen güneye verjanslı ters fayın yakından görünümü ($2 \times$ Düşey Büyütme).....**118**

Şekil 6.21 : 4 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).....	120
Şekil 6.22 : 4 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.....	121
Şekil 6.23 : Aydın ve diğ. (1987) tarafından verilen ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit.....	122
Şekil 6.24 : 4 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Aydın ve diğ. (1987) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.....	123
Şekil 6.25 : (a) 2 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti ve (b) bu kesitin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).....	125
Şekil 6.26 : 6 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 87 ile 3000 numaralı ODN'leri arasında kalan bölümü ve kesitin GD bölümünde ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayların yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).....	126
Şekil 6.27 : 6 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).....	127
Şekil 6.28 : 6 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır...	128
Şekil 6.29 : Tokay (1952) tarafından hazırlanmış olan ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit (Aydın ve diğ. (1990) tarafından verilen Ereğli-1 kuyusuna ait veriler kesit üzerine ölçeğine uygun biçimde aktarılmıştır).....	129
Şekil 6.30 : 6 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Tokay (1952) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.....	130
Şekil 6.31 : 7 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 3500 ile 6118 numaralı ODN'leri arasında kalan bölümü ve kesitin GD bölümünde ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayın yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).....	131
Şekil 6.32 : 7 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 87 ile 3250 numaralı ODN'leri arasında kalan bölümü ve kesitin KB bölümünde ayırt edilen tabana benzeyen yansıtıcı (BSR) yüzeyinin yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).....	132
Şekil 6.33 : 7 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).....	133

- Şekil 6.34 :** 7 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.....134
- Şekil 6.35 :** Tokay (1955) tarafından hazırlanmış olan ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit (Aydın ve diğ. (1988) tarafından verilen Filyos-1 kuyusuna ait veriler kesit üzerine ölçeğine uygun biçimde aktarılmıştır).....136
- Şekil 6.36 :** 7 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Tokay (1955) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.....137
- Şekil 6.37 :** 8 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).....139
- Şekil 6.38 :** 10 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 87 ile 1500 numaralı ODN'leri arasında kalan bölümü ve kesitin GD bölümünde ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayların yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).....140
- Şekil 6.39 :** 9 ve 10 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitlerinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).....141
- Şekil 6.40 :** 9 ve 10 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitlerinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.....142
- Şekil 6.41 :** Tokay (1962) tarafından verilen ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit.....143
- Şekil 6.42 :** 9 ve 10 numaralı hatlara ait sismik göç kesitlerinden elde edilen jeolojik kesitin ve Tokay (1962) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.....144
- Şekil 6.43 :** 11 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin GD bölümünde, 2150 ile 2500 numaralı ODN'leri arasında ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayların yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).....145
- Şekil 6.44 :** 11 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme). Deprem odak derinliğinin üzerindeki kırmızı çubuk, hata aralığını vermektedir.....146
- Şekil 6.45 :** 11 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır. Deprem odak derinliğinin üzerindeki kırmızı çubuk, hata aralığını vermektedir.....146

- Şekil 6.46 :** Akbaş ve diğ. (2002) tarafından hazırlanmış olan ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit.....**147**
- Şekil 6.47 :** 11 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Akbaş ve diğ. (2002) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır. Deprem odak derinliğinin üzerindeki kırmızı çubuk, hata aralığını vermektedir.....**149**
- Şekil 6.48 :** Amasra-1, Çakraz-1 ve Gegendere-1 kuyularına ait kompozit kuyu loglarından elde edilen bilgilerin bir arada gösterimi.....**150**
- Şekil 6.49 :** 12 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin GD bölümünde, 750 ile 1500 numaralı ODN'leri arasında ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayların yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).....**151**
- Şekil 6.50 :** 12 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).....**152**
- Şekil 6.51 :** 12 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır...**152**
- Şekil 6.52 :** Keskin ve Tüysüz (2018) tarafından hazırlanmış olan ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit.....**153**
- Şekil 6.53 :** 12 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Keskin ve Tüysüz (2018) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.....**154**
- Şekil 6.54 :** 13 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin GD bölümünde, 2000 ile 3000 numaralı ODN'leri arasında ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayların yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).....**155**
- Şekil 6.55 :** 13 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).....**156**
- Şekil 6.56 :** 13 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır...**156**
- Şekil 6.57 :** Sunal ve Tüysüz (2002) tarafından hazırlanmış olan ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit.....**157**
- Şekil 6.58 :** 13 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Sunal ve Tüysüz (2002) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.....**159**
- Şekil 6.59 :** (a) 1, 5 ve 14 numaralı hatlara ait konum haritası (GMT (Wessel ve diğ., 2013) kullanılarak hazırlanmıştır), (b) 1 numaralı hatta ait ve (c) 5

numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitlerinin yorumlanmış halleri (2 × Düşey Büyütme).....	160
Şekil 6.60 : 14 numaralı hatta ait sismik göç kesitinde, (a) 4750 ile 6000 numaralı ODN'ler arasında ayırt edilen normal fayların yakından görünümü, (b) 10750 ile 12000 numaralı ODN'ler arasında ayırt edilen normal fayların yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).....	161
Şekil 6.61 : (a) 14 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme), (b) 14 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.....	162
Şekil 6.62 : (a) 1, 5 ve 14 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitlerinin bir arada verilen yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme), (b) 1, 5 ve 14 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitlerinden yararlanarak hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.....	164
Şekil A.1 : 01 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.....	189
Şekil A.2 : (a) 02 numaralı ve (b) 03 numaralı hatlara ait sismik yığma kesitleri.....	190
Şekil A.3 : 04 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.....	191
Şekil A.4 : 05 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.....	192
Şekil A.5 : 06 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.....	193
Şekil A.6 : 07 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.....	194
Şekil A.7 : 08 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.....	195
Şekil A.8 : (a) 09 numaralı ve (b) 10 numaralı hatlara ait sismik yığma kesitleri.....	196
Şekil A.9 : 11 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.....	197
Şekil A.10 : 12 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.....	198
Şekil A.11 : 13 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.....	199
Şekil A.12 : 14 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.....	200
Şekil B.1 : 01 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.....	203
Şekil B.2 : (a) 02 numaralı ve (b) 03 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitleri.....	205
Şekil B.3 : 04 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.....	207
Şekil B.4 : 05 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.....	209
Şekil B.5 : 06 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.....	211
Şekil B.6 : 07 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.....	213
Şekil B.7 : 08 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.....	215
Şekil B.8 : (a) 09 numaralı ve (b) 10 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitleri.....	217
Şekil B.9 : 11 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.....	219

Şekil B.10 : 12 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.....	221
Şekil B.11 : 13 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.....	223
Şekil B.12 : 14 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.....	225
Şekil B.13 : 1, 5 ve 14 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitlerinin bir arada verildiği kesit.....	227





AKÇAKOCA-CİDE KARADENİZ YAMACI DENİZ YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİNİN İŞLENMESİ VE BÖLGENİN AKTİF TEKTONİĞİ AÇISINDAN YORUMLANMASI

ÖZET

Karadeniz, 423.000 km²'lik alanı, 534.000 km³'lük hacmi ve 2206 m en büyük derinliği ile oval bir havza olma özelliğine sahiptir. Atlantik Okyanusu'na Akdeniz, Ege Denizi ve Türk Boğazlar Sistemi (Marmara Denizi, İstanbul ve Çanakkale Boğazları) aracılığıyla bağlı olan Karadeniz'in ortalama su seviyesi, Ege Denizi'nin su seviyesinden yaklaşık olarak 55 cm daha yüksektir. Karadeniz, kuzeyindeki Azak Denizi'ne, derinliği 5 m'den az olan Kerç Boğazı ile bağlıdır. Karadeniz'de şelfin en fazla gelişim göstererek 190 km genişlik değerlerine ulaştığı bölge Kırım bölgesinin batısında yer almaktadır. Türk ve Rus sahilleri boyunca ve güney Kırım bölgesinde, yalnızca belirli yerlerde şelf genişliği 20 km değerlerine ulaşabilmektedir. Yaklaşık 40 km şelf genişliği değerlerinin bulunduğu bölgeler ise Bulgaristan sahilleri ve Azak Denizi'nin güneyidir.

Karadeniz Pontid magmatik kuşağının kuzeyine doğru bir yay-ardı ve/veya yay-içi havza olarak açılmıştır. Andrusov ve Archangelsky Sırtlarının oluşturduğu Orta Karadeniz Sırtı tarafından Batı ve Doğu Karadeniz Havzalarına ayrılmaktadır. Karadeniz Havzası'nı oluşturan Batı ve Doğu Karadeniz Havzaları farklı açılma zamanları ve mekanizmalarına sahiptir.

Çalışma alanı, Batı Karadeniz Havzası'nın güney kesiminde, güneyden İç-Pontid Süturu ve kuzeyden Batı Karadeniz Havzası ile sınırlandırılan ve İstanbul Zonu olarak adlandırılan kıtasal parça üzerindeki bölge ve bu bölgenin açıklarında yer almaktadır. Batı Karadeniz Havzası, Eosen sırasında, güneye doğru hareket eden İstanbul Zonu'nun arkasından bir yay-ardı havza olarak açılmaya başlamış ve İç-Pontid Süturu boyunca Sakarya Zonu ile çarpışmıştır. İstanbul Zonu, Erken Kretase'de, günümüz Odessa şelfi civarında bulunan orijinal konumundan riftleşerek, Batı Karadeniz ve Batı Kimeryen Fayları boyunca güneye doğru hareket etmeye başlamıştır. İstanbul Zonu, muhtemelen Geç Albiyen sırasında günümüzdeki konumuna yerleşmiştir.

Jeofiziksel çalışmalardan elde edilen veriler, 1960'lardan itibaren hızla gelişim gösteren tektonik bilimi için giderek artan bir öneme sahip hale gelmiştir. Sismik yansıma yöntemi, denizlerde taban altındaki derin yapıların ve jeolojik özelliklerin incelenmesinde en etkin biçimde kullanılan jeofiziksel yöntemdir. Batı Karadeniz'in Türkiye kıyıları açıklarındaki şelf ve yamaç bölgelerinde petrol arama firmaları tarafından ekonomik amaçlı olarak gerçekleştirilen iki boyutlu (2B) ve üç boyutlu (3B) sismik çalışmalar, akademik çevrelerin kullanımına oldukça kısıtlı bir şekilde açıktır. Bu çalışmaların sayısıyla kıyaslanamayacak kadar az olsa da, bu bölgedeki tektonik çalışmalara ışık tutan bilimsel amaçlı sismik yansıma çalışmalarının sayısında özellikle 1990'lı yılların ortalarından itibaren önemli bir artış gözlenmektedir. TPAO ve diğer petrol arama firmaları tarafından toplanan yoğun miktardaki sismik verilerin oldukça az bir bölümü, bu bilimsel amaçlı çalışmalara katkı sağlayacak şekilde

yayınlanarak akademik ortamda paylaşılmıştır. Batı Karadeniz'in Türkiye kıyıları açıklarında günümüze kadar, özellikle kütle kayması, gaz hidratlar ve tabana benzeyen yansıtıcı (Bottom Simulating Reflector-BSR), sedimantasyon, deniz-seviyesi değişimleri ve Messiniyen olayları gibi farklı konular üzerine odaklanmış, detaylı sismik kesitler sunan birçok önemli bilimsel çalışma gerçekleştirilmiştir.

Tektonik konulu çalışmalarda, depremler ve heyelanlar gibi zarar verici tektonik olayların zaman ve yerlerinin önceden tahmin edilmesi için çeşitli yollar aranmaktadır. Neotektonik açıdan yararlı olabilmesi için bu önceden tahminlerin, can ve mal kaybını azaltmak için yeterli doğrulukta olma zorunluluğu vardır. Bu önceden tahmin tekniklerinin araştırılması, aktif tektonik özelliklerin araştırılmasını da kapsamaktadır. Batı Karadeniz Havzası'nın güneyinde, 15 Ekim 2016 tarihinde gerçekleşen Karadeniz depremi ($M_1=5.0$), dikkatleri yeniden Karadeniz'in tektonik aktivitesi konusu üzerine çekmiştir. Yerel saatle 11:18'de meydana gelen bu deprem, yaklaşık olarak 7-8 saniye sürmüştür. İstanbul, Kocaeli, Düzce, Sakarya, Zonguldak ve hatta Bulgaristan'ın Varna ve Burgaz şehirlerinde hissedilmiştir. Depremin merkezüssü İstanbul'un 195 km kuzeydoğusunda ve Zonguldak'ın 124 km kuzeybatısında kalan bir noktadadır. Sığ bir merkezüssüne sahip (yüzeyden 11.4 km derinde) bu deprem, Karadeniz'in Türkiye kıyılarına yakın bölgede aletsel olarak kaydedilebilen nadir büyük depremlerden biridir.

Karadeniz'in Türkiye kıyılarında aletsel olarak kaydedilmiş en büyük deprem, 03 Eylül 1968'de meydana gelen Bartın depremidir ($M_s=6.6$). Bu deprem, Karadeniz'in güneyindeki aktif bindirmeye ait ilk sismolojik kanıt olma özelliğine sahiptir ve depremin odak mekanizması çözümü, sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı'nın davranışından farklılık gösteren bir bindirme mekanizmasına işaret etmektedir. 15 Ekim 2016 Karadeniz Depremi'nin moment tensör çözümünden elde edilen odak mekanizması çözümü, Bartın depreminin odak mekanizması çözümüyle benzerlik göstererek, bu depremin Batı Karadeniz Havzası'ndaki aktif bindirmeye ait diğer bir sismolojik kanıt olduğunu ortaya koymaktadır.

Karadeniz'in orta ve derin bölümlerinin asismik olduğuna inanılmaktaydı, fakat güncel çalışmalarla birlikte araştırmacılar, Karadeniz'de dikkate değer sayıda ve çoğunlukla $M_w \leq 4.0$ olan depremlerin gerçekleştiğini ortaya koymuşlardır. Ayrıca Karadeniz'in sınırlarına doğru artış gösteren bir depremselliğe sahip olduğunu ve en büyük depremlerinde sınırlarında gerçekleşmekte olduğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar ayrıca güney Karadeniz'de ve orta bölümlerde, özellikle Bartın ve Samsun açıklarında, sıkışmalı bir tektonik rejimi ifade eden ters fay bileşeni ağırlıklı depremlerin meydana geldiğini ve ters faylanma bileşeninin güçlü olduğu bu depremlerin genelde havzaya paralel olarak uzanmakta olduğunu vurgulamışlardır. Bu depremler bölgenin asismik olmayıp, çok sık aralıklarla olmasa da zaman zaman deprem ürettiğini ortaya koymaktadır.

Kıvrımlara genellikle ters faylar eşlik etmektedir ve bu ters fayların büyük bir kısmı düşük açılı olan bindirme faylarıdır. Bazı bindirme fayları ve yüksek açılı ters faylar yüzey kırığı oluşturabilirler, fakat gömülü ters faylar olarak adlandırılan diğer birçok ters fay ise antiklinallerin çekirdeklerinde saklı olarak kalırlar. Son zamanlarda bu gömülü aktif fayların belirgin şekilde deprem tehlikesi ortaya koydukları kabul edilmektedir ki, bu büyük zararlara sebep olan depremler, kıvrımlı kayaçların içinde veya tam altında konumlanmış olan faylar üzerinde oluşabilmektedir. Bu özellikteki faylar, kilometrelerce derinlikte gömülü olabilirler ve deprem sırasında yırtıldıklarında yüzeyde yükselme ve kıvrımlanmalara sebep olabilirler. Bu çalışmada, Batı Karadeniz

Havzası'nın güneyinde, Akçakoca ile Cide arasında kalan bölge açıklarında bulunan shelf ve yamaç bölgeleri altında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisi ile oluştuğu düşünülen faylar ve bu fayların aktiviteleri ile oluşan jeolojik yapılar, deniz yansıma sismik verileri kullanılarak ortaya çıkarılmıştır.

Bu çalışmada kullanılan deniz yansıma sismik verileri İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ), Cambridge Üniversitesi ve Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) işbirliğiyle 1998'in Eylül ayında toplanmıştır. Toplam uzunlukları 460 km'yi bulan 14 hat üzerinde, R/V MTA Sismik-1 gemisiyle veriler toplanmıştır. Zaman ortamı sismik göç kesitlerinin elde edilebilmesi amacıyla ham verilere, deniz sismik veri işlem aşamalarının tüm gerekli olan ve bazı isteğe bağlı olan veri işlem aşamaları uygulanmıştır. Bu zaman ortamı göç kesitlerinden, bindirme fay yapılarına ve bu fayların aktiviteleri sonucu oluşmuş olan kıvrımlara örnekler vermek mümkün hale gelmiştir. Bu görseller, çalışma alanını etkileyen sıkışmalı rejimin varlığına açıklık getirmek için oldukça faydalıdır.

Verileri kullanılabilir olma özelliğindeki denizde açılmış olan Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyuları ve karada açılmış olan Ereğli-1, Filyos-1, Bartın-1, Ulus-1, Amasra-1, Çakraz-1 ve Gegendere-1 kuyularına ait kompozit kuyu logları, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü (PIGM)'nden temin edilmiş ve elde edilen veriler, sismik verilerle bir arada değerlendirilmiştir. Zaman ortamı sismik göç kesitinde ayırt edilen sismik birimlerin jeolojik yaşlandırmaları, Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyularından elde edilen verilerden faydalanılarak gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışmada ayrıca, önceki jeolojik çalışmalarda verilen jeolojik kesitler vasıtasıyla kara-kıyı ötesi jeolojik kesitler hazırlanmış ve çalışma alanında karadaki jeolojik özelliklerin deniz altında nasıl devam ettiğine dair bulgular sunulmuştur. Bu jeolojik kesitlerde ayrıca, çalışma alanındaki sıkışmalı tektonik rejimin varlığı hakkında oldukça faydalı yeni bulgular vermektedir.

Bu çalışmadan elde edilen önemli bulgular, sismik yansıma çalışmalarından elde edilen sonuçların kullanılmasıyla, havzayı etkileyen sıkışmalı tektonik rejimin varlığı ile ilgili diğer bir ipucunun verilmesi ve bindirme ile ilişkili jeolojik yapıların karadan denize doğru nasıl devam ettiğine dair bilgilerin ortaya konulmasıdır. Elde edilen sonuçlar, Karadeniz'in K-G yönlü olarak sıkışmakta olduğu düşüncesini destekler niteliktedir.



DATA PROCESSING OF MARINE SEISMIC REFLECTION DATA FROM BLACK SEA SLOPE (AKÇAKOCA-CİDE) AND INTERPRETATION BY MEANS OF ACTIVE TECTONICS

SUMMARY

The Black Sea is an oval basin with an area of 423.000 km², a volume of 534.000 km³ and a maximum depth of 2206 m. It is connected to Atlantic Ocean by Mediterranean Sea-Aegean Sea-Turkish Straits System (The Sea of Marmara and the straits of Bosphorus and Dardanelles) and it is also connected to Sea of Azov by the Kerch strait. The mean sea level at the Black Sea is about 55 cm higher than the level at the Aegean Sea. The maximum development of the Black Sea shelf is at the west of Crimean peninsula, where it is more than 190 km wide. Along the Turkish coast, Russian coast and south of the Crimean peninsula, the shelf exceeds 20 km in width in only a few places. The widths of about 40 km are found off the Bulgarian coast and south of the Sea of Azov.

The Black Sea opened as a back-arc and/or intra-arc basin to the north of Pontide magmatic belt. It is separated by the mid-Black Sea Ridge (comprising Andrusov and Archangelsky ridges). Western Black Sea Basin (WBSB) and Eastern Black Sea Basin (EBSB) have different time and mechanisms of opening.

The study area is located on the southern margin of the WBSB, on the fragment called Istanbul Zone (which is delimited by the Intra-Pontid suture in the south and by the WBSB to the north) and its offshore area. WBSB opened as a back-arc basin behind the southwards-moving Istanbul Zone and collided with the Sakarya Zone along the Intra-Pontide Suture during the Eocene. Istanbul Zone rifted off from its original location around the present Odessa Shelf during the early Cretaceous, and started to move southwards along the West Black Sea and West Crimean transform faults. The emplacement of the Istanbul Zone into its present position was possibly during the late Albian.

Geophysical data have become increasingly important for rapidly developed tectonic research since 1960s. Seismic reflection method is the most effectively used geophysical method for investigation of the deep structure and the geological features beneath the sea floor. From the middle of 1990's to present, in spite of well-rounded but non-utilizable data of commercial two dimensional (2D) and three dimensional (3D) seismic studies of petroleum companies, the number of scientific studies and publications for academic purposes, revealing the geological structure beneath Turkish sector of the WBSB using marine seismic reflection data, has been increasing. Especially, there is a considerable amount of scientific articles focused on various subjects (such as mass wasting, sedimentation, sea-level fluctuations, BSR, Messinian events etc.) presenting detailed seismic sections and providing a good definition of the structural properties beneath the shelf and the continental slope of the southern part of the basin along Turkish margin.

In tectonics, researchers search for ways to predict the time and location of damaging tectonic events such as earthquakes and tectonically induced events. To be neotectonically useful, the predictions must be precise enough to alleviate the loss of life and property. This quest for prediction techniques also involves the investigation of active tectonics. The earthquake occurred on October 15, 2016 ($M_I=5.0$) re-attracted attention to the tectonic activity of WBSB. This earthquake took place at 11:18 local time and lasted 7-8 seconds. It was felt in the cities of Istanbul, Kocaeli, Duzce, Sakarya, Zonguldak and even in the Bulgarian cities Varna and Bourgas. The epicenter of the earthquake was at a point 195 km north-east of Istanbul and 124 km north-west of Zonguldak. This earthquake with a shallow epicenter (11.4 km below the surface) was one of the rare instrumentally recorded strong earthquakes occurred at the southern part of the WBSB.

The Bartın Earthquake of September 3, 1968 ($M_S=6.6$) is the strongest instrumentally recorded earthquake along the Turkish margin of Black Sea. This earthquake was the first seismological evidence of active thrusting occurring at the southern margin of the Black Sea and its fault-plane solution indicated a thrust mechanism which emphasized a different behaviour from the right-lateral strike-slip North Anatolian Fault. Focal mechanism derived from the solution of the moment tensor for the October 15, 2016 Black Sea earthquake, revealed another clue for the active thrusting at the WBSB with a very similar focal mechanism solution of Bartın Earthquake.

The central and the deepest parts of the Black Sea was believed to be aseismic but, with the recent studies, the researchers showed that there are a significant number of earthquakes in the Black Sea, mostly of magnitude $M_w=4.0$ or smaller. They also revealed that the seismicity increases towards the margins of the Black Sea, with the largest events at the margins. The researchers also emphasized that, in southern Black Sea and the middle part, especially offshore of Bartın and Samsun, the earthquakes which have the reverse faulting component dominated solutions, are related with the compressional tectonic regime and the strikes of these earthquakes generally lie parallel to the basin. These earthquakes show that the region is not aseismic and produces earthquakes from time to time, though not very frequently.

The folds are commonly accompanied by reverse faulting and many of these reverse faults are low angle and are called thrust faults. Some of the thrust faults and high-angle reverse faults may break the surface, but many others remain hidden within the cores of anticlines and are termed buried reverse faults. Buried active faults present a significant earthquake hazard-that large damaging earthquakes can occur on faults located entirely beneath or within folded rocks. The tips of such faults may be buried at depths of several kilometers, and when they rupture during earthquakes, uplift and folding occur at the surface. In this study, the fault structures that are considered to be formed by the effect of compressional tectonic regime and the structures formed by the activities of these faults beneath the shelf and slope areas between the region offshore Akçakoca-Cide at the southern part of the WBSB, revealed by using marine seismic reflection data.

The marine seismic reflection data used in this study were collected by the collaboration of General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), Cambridge University and Istanbul Technical University (ITU) in September, 1998. R/V MTA Sismik-1 was used to collect data on 14 seismic lines with a total length of 460 km. All necessary and some optional processes of typical marine seismic data processing sequence were applied to raw data to obtain time-migrated seismic sections.

From the time-migrated seismic sections, to give examples for thrust fault structures and folds formed by the activities of these faults became possible. These images were beneficial to clarify the presence of the compressional regime effecting the study area.

Available onland and offshore geological exploratory well data of Akçakoca-1, Akçakoca-2, Ereğli-1, Filyos-1, Bartın-1, Ulus-1, Amasra-1, Cakraz-1 and Gegendere-1 are obtained from General Directorate of Petroleum Affairs (PIGM) and used to correlate with seismic sections. Seismic markers of the time-migrated seismic sections were dated by referencing to Akçakoca-1 and Akçakoca-2 wells.

Also in this study, the land-offshore geological sections prepared by means of the geological sections given by previous geological studies and the information about the continuation of the geological features from land to offshore in the study area was presented. These geological sections also give quite beneficial new evidences for the presence of the compressional tectonic regime in the study area.

The important findings of this study were to give another clue for the presence of the compressional tectonic regime effecting the basin by using the outcomes of seismic reflection studies and to reveal the continuation of the thrust related geological features from land to offshore. The results obtained, agrees with the opinion that Black Sea is being compressed in N-S direction.

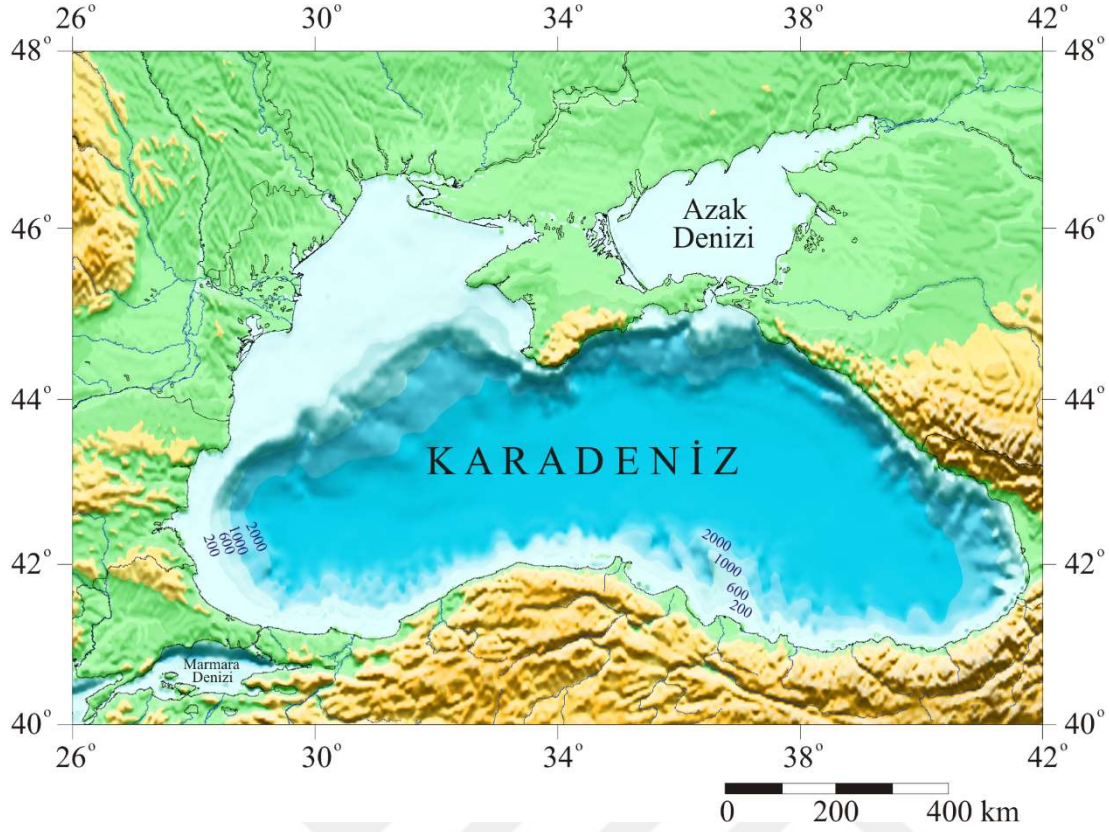


1. GİRİŞ

Karadeniz, 423.000 km²'lik alanı ve 534.000 km³'lük hacmi (Ross, 1974) ile yer kürenin en büyük içsel denizlerinden biri olma özelliğine sahiptir (Şekil 1.1). Güneyden Türkiye'nin, batıdan Romanya ve Bulgaristan'ın, kuzey ve doğudan da Ukrayna, Rusya ve Gürcistan'ın çevrelediği oval bir havza olan Karadeniz, İstanbul Boğazı, Marmara Denizi ve Çanakkale Boğazı aracılığıyla Ege Denizi'ne bağlanmaktadır. Karadeniz'in gerek derin yapısının gerekse jeolojik özelliklerinin araştırılması amacıyla, 19. yüzyılın sonlarından başlayarak günümüze kadar uzanan zaman dilimi içerisinde çok sayıda bilimsel çalışma gerçekleştirilmiştir.

Rus jeolog Nikolai Ivanovich Andrusov'un öncü niteliğindeki çalışmalarıyla (Andrusov, 1890a; Andrusov, 1890b) Karadeniz'in genel jeolojik yapısı ile ilgili detaylar ortaya çıkarılmaya başlanmıştır. Andrusov'un keşifleri, Karadeniz'in jeolojisi ile ilgili çalışmalara ilgileri çekmiş ve Rus bilim adamlarının 1920 ve 1950 yılları arasında önemli jeolojik çalışmalar gerçekleştirmelerinde başlıca etken olmuştur. Özellikle jeologlar Andrey Dmitriyevich Arkhangel'sky ve Nikolai Mikhailovich Strakhov'un detaylı litolojik çalışmaları (Arkhangel'sky ve Strakhov, 1932; Arkhangel'sky ve Strakhov, 1938), Karadeniz'in jeolojik yapısı ve evrimi ile ilgili önemli bilgiler sunmuştur (Tikhomirov, 1980).

Deniz tabanı altındaki derin yapının ve jeolojik özelliklerin incelenmesinde etkin biçimde kullanılan jeofiziksel yöntem, sismik yansıma yöntemidir. Deniz yansıma sismiği çalışmaları açısından bakıldığında, 1950'li yılların ortalarından 1960'lı yılların sonlarına kadar çoğunlukla Rus araştırmacılar tarafından, Karadeniz'in derin yapısının incelenmesi amacıyla, DSS (Deep Seismic Sounding) olarak adlandırılan derin sismik araştırmaların yapıldığı birçok çalışma gerçekleştirilmiştir (Kosminskaya, 1961; Neprochnov, 1962; Neprochnov ve diğ., 1964; Mindeli ve diğ., 1965; Goncharov ve diğ., 1966; Malovitsky ve Neprochnov, 1966; Muratov ve Neprochnov, 1967; Neprochnov ve diğ., 1967; Sollogub, 1967; Malovitsky ve diğ., 1969a; Malovitsky ve diğ., 1969b; Garkalenko, 1970; Neprochnov ve diğ., 1970).



Şekil 1.1 : Karadeniz'in konumu ve genel yapısı (Batimetri için GEBCO (IOC, IHO ve BODC, 2003) verileri ve topoğrafya için USGS'in GTOPO-30 küresel verileri kullanılarak GMT (Wessel ve diğ., 2013) programında hazırlanmıştır).

Rus araştırmacıların çalışmalarından ayrı olarak Karadeniz'de ilk defa A.B.D.'nin Woods Hole Oşinografi Enstitüsü, jeolojik, jeofiziksel, jeokimyasal ve oşinografik veriler toplamak amacıyla, R/V Atlantis II gemisi ile 1969 yılında 7 hafta süren bir araştırma seferi gerçekleştirmiştir. Bu çalışmada 39 ayrı hat üzerinde sismik yansıma verileri toplanmıştır (Ross ve diğ., 1974a). Karadeniz'de gerçekleştirilen sismik yansıma çalışmalarına, Fransız Enstitüleri ortaklığında kurulan CEPN-CNEXO (Le Comité d'Études Pétrolières Marines-Centre National pour l'Exploitation des Océans), 1973 yılındaki çalışmalarıyla (Letouzey ve diğ., 1977; Letouzey ve diğ., 1978) katkı sağlamıştır. Bu çalışmaları takiben 1975 yılında, D/V Glomar Challenger gemisi ile JOIDES (Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling) tarafından yürütülen Derin Deniz Sondaj Projesi'nin (Deep Sea Drilling Project-DSDP) 42B ayağı (Ross ve diğ., 1978) kapsamında açılan üç kuyu (379, 380 ve 381) etrafında sismik yansıma çalışmaları gerçekleştirilmiştir (Neprochnov, 1978). Karadeniz'in jeolojik ve jeofiziksel olarak araştırılmasıyla ilgili olarak 1972 yılında, Rus Bilimler Akademisi ve İtalya Ulusal Araştırma Konseyi arasında bir ortaklık oluşturulmuş ve daha sonra kurulan bu ortaklığa Bulgaristan Jeoloji Komitesi'nin de

katılmasıyla Karadeniz'deki en kapsamlı sismik yansıma çalışmalarından biri gerçekleştirilmiştir. Bu ortaklık sonrası 1975 yılında İtalya'nın OGS (Oceanografia e di Geofisica Sperimentale) Ulusal Enstitüsü, hatların toplam uzunluğunun 3702 km olduğu ve Bulgaristan ve Romanya kıtasal şelfleri üzerinde de sismik yansıma verisi toplama fırsatı buldukları bir sefer gerçekleştirmiştir. Toplanan bu verilere Bulgar yerbilimcilerin kendi kıtasal şelf bölgeleri üzerinde topladıkları, hatların toplam uzunluğunun 2420 km olduğu detaylı sismik verilerin ve Rus yerbilimcilerin daha önceki çalışmalarından topladıkları, hatların toplam uzunluğunun 3880 km olduğu sismik verilerin eklenmesiyle, Karadeniz'in stratigrafik ve yapısal özelliklerinin yeniden yapılandırılmasına imkan sağlayan oldukça geniş ve elverişli bir veri grubu oluşturulmuştur (Finetti ve diğ., 1988).

1980'li yılların ortalarında, Karadeniz'de en uzun kıyı şeridinde sahip olan Türkiye'nin kıyılarında da bilimsel amaçlı olarak sismik yansıma çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü tarafından 1984 yılında R/V K. Piri Reis gemisi ile Sakarya Nehri ağzı ve Cide arasında kalan bölgedeki 11 hat üzerinde sismik yansıma verileri toplanmıştır (Avcı, 1988; Konuk ve diğ., 1991). 1990'ların ilk yıllarında Doğu Avrupa'da meydana gelen derin politik değişimler sonrasında Romanya, Bulgaristan, Ukrayna, Gürcistan ve Rusya kendi kıyı açıklarındaki bölgeleri batılı petrol firmalarının arama faaliyetlerine açmışlardır. O zamana kadar devlet sırrı gözüyle bakılarak korunan sismik verilerin ve kuyu verilerinin erişilebilir hale getirilmesi, Karadeniz bölgesinde gerçekleştirilen jeolojik çalışmaların miktarı ve kalitesinde gelişmelere sebep olmuştur. Yeni petrol arama çalışmaları, yeni deniz yansıma sismiği verilerinin toplanmasını ve Bulgaristan, Romanya ve Ukrayna kıyılarında yeni kuyuların açılmasını beraberinde getirmiştir. Aynı dönemde Karadeniz'in güney bölgesindeki Türkiye kıyılarının büyük bir kısmı, batılı petrol firmaları tarafından ruhsatları alınarak araştırılmış, ruhsatlı bölgelerde yeni bir kuyu açılmasa da, büyük miktarda sismik yansıma verisi toplanmış, değerlendirilmiş ve bunların bir kısmı da yayınlanmıştır (Robinson ve diğ., 1995a; Robinson ve diğ., 1996). Tüm bu gelişmelerin sonucunda Karadeniz ve çevre bölgeleri için çok miktarda yeni ve kaliteli jeolojik çalışma gerçekleştirilmiş ve bu çalışmaların birçoğu Türk, Bulgar, Romen, Ukraynalı, Rus ve batı Avrupalı jeologların işbirliğinde, ilk defa Robinson (1997a)'da yayınlanmıştır (Robinson, 1997b).

Karadeniz'in Türkiye kıyılarında bilimsel amaçlı olarak gerçekleştirilen deniz yansıma sismikliği çalışmalarının sayısı, 1990'lı yılların ortalarından itibaren artış göstermiştir. Günümüze kadar, özellikle kütle kayması, gaz hidratlar ve tabana benzeyen yansıtıcı (Bottom Simulating Reflector-BSR), sedimantasyon, deniz-seviyesi değişimleri ve Messiniyen olayları gibi farklı konular üzerine odaklanmış, detaylı sismik kesitler sunan birçok önemli bilimsel çalışma gerçekleştirilmiştir (Okyar ve diğ., 1994; Alpar ve diğ., 1997; Demirbağ ve diğ., 1999; Okyar ve Ediger, 1999; Görür ve diğ., 2001; Algan ve diğ., 2002; Aksu ve diğ., 2002; Çifçi ve diğ., 2002; Ergün ve diğ., 2002; Hiscott ve Aksu, 2002; Rangin ve diğ., 2002; Çifçi ve diğ., 2003; Gillet ve diğ., 2003; Alpar ve Gainanov, 2004; Kuşçu ve diğ., 2004; Dondurur ve Çifçi, 2007; Gillet ve diğ., 2007; Dondurur ve Çifçi, 2009; Flood ve diğ., 2009; Lericolais ve diğ., 2011; Okay ve diğ., 2011; Dondurur ve diğ., 2012; Dondurur ve diğ., 2013; Nikishin ve diğ., 2015a; Nikishin ve diğ., 2015b; Suc ve diğ., 2015).

Bu bilimsel amaçlı çalışmaların yanında, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO), ortaklı veya ortaksız şekilde, Karadeniz'in Türkiye kıyılarında ekonomik amaçlı olarak, 1968 yılından itibaren günümüze kadar oldukça fazla sayıda iki boyutlu (2B) ve üç boyutlu (3B) sismik çalışma gerçekleştirmiş ve yoğun miktarda sismik veri toplamıştır (Korucu ve diğ., 2013). 2004 yılında açılan ve Karadeniz'deki ilk ekonomik gaz keşfinin sağlandığı Ayazlı-1 kuyusuna kadar, TPAO tarafından 1776 km²'lik 3B ve 12.031 km²'lik 2B sismik çalışma gerçekleştirilmiştir (Menlikli ve diğ., 2009). 2004'teki bu keşiften itibaren büyük artış gösteren arama faaliyetleri ile TPAO, tüm Karadeniz'de 1968'den 2013 yılı ortalarına kadar yaklaşık 15.500 km²'lik 3B ve 95.000 km²'lik 2B sismik çalışmayı tamamlamıştır (Korucu ve diğ., 2013). Bu çalışmalara R/V Barbaros Hayreddin Paşa gemisi ile 2014 yılında yapılan 6.948 km²'lik 2B (TPAO, 2014) ve 2015 yılında yapılan 1.841 km² 3B (TPAO, 2015) sismik çalışmalar da eklendiğinde, TPAO'nun Karadeniz'in enerji potansiyelini ortaya çıkarmak amacıyla toplamış olduğu sismik verilerin miktarı hakkında bir fikir sahibi olunmaktadır.

Bununla birlikte, TPAO ve diğer petrol arama firmaları tarafından Karadeniz'in Türkiye kıyılarında toplanan yoğun miktardaki sismik verilerin oldukça az bir bölümü, bilimsel çevrelerin yararlanabileceği şekilde yayınlanarak akademik ortamda paylaşılmıştır (örn. Robinson ve diğ., 1995b; Robinson ve diğ., 1996;

TPAO/BP Eastern Black Sea Project Study Group, 1997; Yiğitbaş ve diğ., 2004; Palmer ve diğ., 2008; Shillington ve diğ., 2008; Menlikli ve diğ., 2009; Scott ve diğ., 2009; Shillington ve diğ., 2009; Graham ve diğ., 2013; Sipahioğlu ve diğ., 2013; Şen, 2013; Tari ve diğ., 2015; Tari ve diğ., 2016; İşcan ve diğ., 2017; Ocakoğlu ve diğ., 2018; Sipahioğlu ve Batı, 2018; İşcan ve diğ., 2019).

Karadeniz'in Türkiye kıyılarında petrol arama firmaları tarafından ekonomik amaçlı olarak gerçekleştirilmiş 2B ve 3B sismik çalışmalarında toplanmış ve akademik çevrelerin kullanımına oldukça kısıtlı düzeyde açık olan oldukça geniş kapsamlı sismik veriler mevcuttur. Bu verilerle kıyaslanamayacak kadar az olsa da, Karadeniz'in Türkiye kıyıları açıklarındaki şelf ve yamaç bölgeleri altındaki derin yapısının ve jeolojik özelliklerinin ortaya çıkarılabilmesi amacıyla gerçekleştirilen ve özellikle tektonik çalışmalara ışık tutan bilimsel amaçlı sismik yansıma çalışmalarının miktarında artış görülmektedir.

Jeofizik çalışmalardan elde edilen veriler, 1960'lardan itibaren hızla gelişim gösteren tektonik bilimi için giderek artan bir öneme sahip hale gelmiştir. Sismik veriler ve bunun yanı sıra manyetik ve gravite verileri, yerbilimcilerin gözlemlerine kritik üçüncü uzamsal boyutu ekleyerek, derindeki büyük ölçekli yapıların geometrileri hakkında detaylı bilgiler elde edilmesini sağlamaktadır. Sismolojik çalışmalar ve bunların yanı sıra manyetizma ve paleomanyetizma çalışmaları da, küresel tektonik düzenlemelerin yeniden yapılabilmesi için gerekli olan, levhaların geçmiş ve günümüz geometrileri ve hareketleri hakkında veriler sunmaktadır (Moore ve Twiss, 1995).

Tektonik konulu çalışmalarda, depremler ve heyelanlar gibi zarar verici tektonik olayların zaman ve yerlerinin önceden tahmin edilmesi için çeşitli yollar aranmaktadır. Toplumsal açıdan yararlı olabilmesi için bu önceden tahminlerin, can ve mal kaybını azaltmak için yeterli doğrulukta olma zorunluluğu vardır. Bu önceden tahmin tekniklerinin araştırılması, neotektoniğin ve aktif tektoniğin araştırılmasını da kapsamaktadır (Moore ve Twiss, 1995).

Neotektonik, herhangi bir bölgenin tektonik rejiminde bir değişiklik, bir yenilik olduğunu ifade etmektedir ve bu yenilikten, diğer bir ifade ile tektonik rejim değişikliğinden bu yana gelişen tektoniği, söz konusu değişikliğe kadar olan eski tektonikten yani paleotektonikten ayırmaktadır (Şengör, 1980). Aktif tektonik ise,

insan toplulukları için önemli olan zaman ölçeğindeki, yer kabuğunda biçim bozulmaları meydana getiren tektonik süreçleri içermektedir. (Geophysics Study Committee, 1986; Moores ve Twiss, 1995; Keller ve Pinter, 1996; Pirazzoli, 2005). Neotektonik, tanım gereğiyle günümüzde de devam ettiğinden güncel veya aktif tektoniği de içermektedir (Şengör, 1980). Günümüzde ve gelecekte oluşabilecek tektonik hareketler ile ilgili bir bakış açısına sahip olabilmek için tektonik afetlerle ilgili yapılan çalışmalarda her iki alanında incelenmesi gerekmektedir çünkü jeolojik olaylar çok seyrek ve beklenmedik biçimde gerçekleşebilmektedir (Moores ve Twiss, 1995).

15 Ekim 2016'da, İstanbul, Kocaeli, Düzce, Sakarya, Zonguldak ve hatta Bulgaristan'ın Varna ve Burgaz şehirlerinde hissedilen, İstanbul'un 195 km kuzeydoğusunda, Zonguldak'ın ise 124 km kuzeybatısında kalan ve yüzeyden 11.4 km derinde olan bir merkez üssüne sahip olarak gerçekleşen Karadeniz depremi ($M_I=5.0$) (KRDAE, 2016), dikkatleri Karadeniz'in tektonik aktivitesi konusu üzerine çekmiştir. Yerel saatle 11:18'de meydana gelen ve yaklaşık 7-8 saniye süren deprem, Karadeniz'in Türkiye kıyılarına yakın bölgede aletsel olarak kaydedilebilen nadir büyük depremlerden biridir. 03 Eylül 1968'de meydana gelen Bartın depremi ($m_b=5.7$, $M_s=6.6$) (Alptekin ve diğ., 1986), Karadeniz'in Türkiye kıyılarında aletsel olarak kaydedilmiş en büyük depremdir. Bartın depremi, daha güneyinde bulunan sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca meydana gelen depremlerden farklılık göstermiştir (Alptekin ve diğ., 1986). Ters faylanma gösteren odak mekanizması çözümü (Alptekin ve diğ., 1986; Tan, 1996; Taymaz ve diğ., 1999) ile Bartın depremi, Karadeniz'in güneyindeki aktif bindirmeye ait ilk sismolojik kanıt verme özelliğine sahiptir. 15 Ekim 2016 Karadeniz Depremi'nin moment tensör çözümünden elde edilen odak mekanizması çözümü (Url-1), Bartın depreminin odak mekanizması çözümüne benzer bir biçimde ters faylanma göstererek, bu depremin de bölgede var olan aktif bindirmeye ait diğer bir sismolojik kanıt olduğunu ortaya koymuştur.

Karadeniz'e kıyısı olan İstanbul, Kocaeli, Düzce, Sakarya, Zonguldak ve Bartın, nüfus bakımından Türkiye'nin yaklaşık olarak %23'lük bir bölümünün (toplamda yaklaşık olarak 18 milyon 500 bin insan) yaşadığı şehirlerdir. Ayrıca İstanbul ve Kocaeli, günümüzde Türkiye'nin en önemli iki sanayi şehri olma özelliğini korumaktadır. Karadeniz'in Türkiye kıyıları açıklarında meydana gelebilecek büyük

depremler sonucu oluşacak tektonik afetler ve bu afetlerin doğuracağı kötü sonuçlar, yerbilimcileri bölgede, özellikle de kıyı açıklarındaki şelf ve yamaç bölgelerinin altındaki derin yapının ve jeolojik özelliklerin ortaya çıkarılabilmesi için, daha detaylı bilimsel çalışmalar gerçekleştirmeye yönlendirmektedir.

Bu tez çalışmasının amacı, deniz yansıma sismiği verileri kullanılarak Karadeniz kıyısında Akçakoca ile Cide arasında kalan bölge açıklarında bulunan şelf ve yamaç bölgeleri altındaki, aktif olması muhtemel olan ve yakın çevrede bulunan yerleşim yerleri ve endüstriyel tesislere ciddi zararlar verebilecek depremler oluşturma potansiyeline sahip olan fay yapılarının ortaya çıkarılmasıdır. Çalışma kapsamında kullanılan sismik yansıma verileri, 17-29 Eylül 1998 tarihleri arasında, İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ), Cambridge Üniversitesi ve Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) işbirliğiyle, R/V MTA Sismik-1 gemisi kullanılarak 14 hat üzerinde gerçekleştirilen 2B sismik yansıma çalışmalarında toplanmıştır.

Bu tez çalışmasında, Akçakoca ile Cide arasında kalan bölge açıklarında bulunan şelf ve yamaç bölgeleri altındaki fayların aktiviteleri sonucu oluşmuş olan jeolojik yapıların (tabakalanmalar, kıvrımlar, bindirme ile ilişkili yapılar vb.) özelliklerinin belirlenmesi ve karadaki jeolojinin deniz altında nasıl devam ettiğine dair bilgilerin açık bir şekilde ortaya çıkarılması amacıyla, 14 hat üzerinde toplanan sismik veriler ile Petrol İşleri Genel Müdürlüğü (PİGM)'nden temin edilen çalışma alanındaki karada ve denizde açılmış olan kuyulara ait veriler bir arada değerlendirilerek jeolojik kesitler oluşturulmuştur. Literatürde yer alan önceki jeolojik ve jeofiziksel çalışmalardan elde edilen bilgilerden de faydalanılarak oluşturulan bu jeolojik kesitler ile çalışma alanındaki jeolojik unsurların karadan denize doğru olan yapısal özellikleri ortaya çıkarılmakta ve böylece bölgenin aktif tektonik bilgi birikimine katkı sağlanmaktadır.



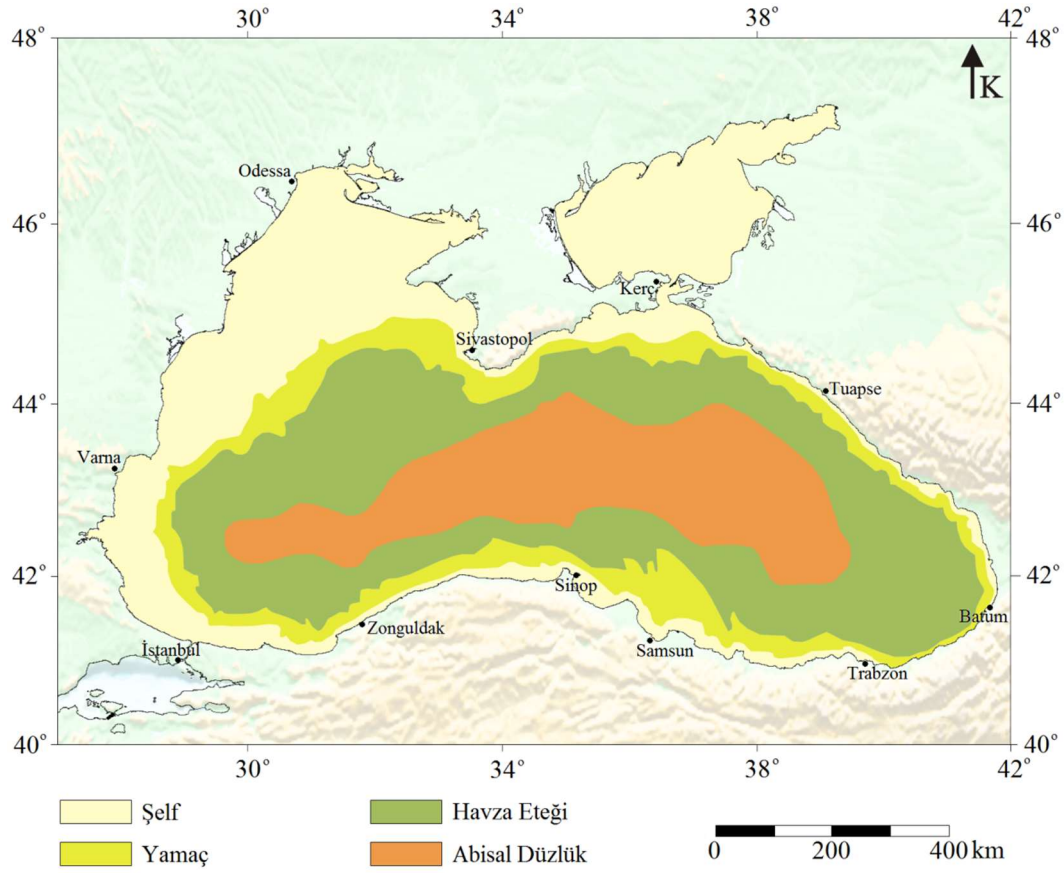
2. KARADENİZ'İN GENEL ÖZELLİKLERİ

Karadeniz, Atlantik Okyanusu'na Akdeniz, Ege Denizi ve Türk Boğazlar Sistemi aracılığıyla bağlı olan büyük bir içsel denizdir. Marmara Denizi, İstanbul Boğazı ve Çanakkale Boğazı'nın oluşturduğu Türk Boğazlar Sistemi, Ege Denizi ile Karadeniz arasında bir su geçiş sistemi oluşturmaktadır. Karadeniz'in ortalama su seviyesi, Ege Denizi'nin su seviyesinden yaklaşık 55 cm daha yüksektir (Alpar ve Yüce, 1998). Karadeniz, kuzeyindeki Azak Denizi'ne, derinliği 5 m'den az olan Kerç Boğazı ile bağlıdır (Ross ve diğ., 1974b). Karadeniz'e, kendisini besleyen nehirlerden her yıl ortalama 348 km³'lük tatlı su girişi gerçekleşmektedir ve bu miktarın %86'sı, Tuna (200 km³), Dinyeper (43,5 km³), Rioni (13,37 km³), Dinyester (9,1 km³), Çoruh (8,71 km³), Kızılırmak (5,9 km³), Sakarya (5,6 km³), Yeşilırmak (5,3 km³), Kodori (4,17 km³) ve Bzıb (3,79 km³) gibi nehirlerin katkısı ile sağlanmaktadır. Karadeniz'in toplam kıyı şeridi uzunluğu 4125 km'dir. 1450 km ile en uzun kıyı şeridine sahip Türkiye'den sonra sırasıyla Ukrayna (1330 km), Rusya (410 km), Bulgaristan (380 km), Gürcistan (315 km) ve Romanya (240 km) gelmektedir (Jaoshvili, 2002).

2.1 Karadeniz'in Fizyografik Özellikleri

Kuzeyden Kafkas ve Kırım Dağları'nın oluşturduğu dağ silsilesinin ve güneyden de Pontid Dağları'nın etrafını çevrelediği Karadeniz, bu iki Alpin kıvrım kuşağının sınırladığı oval bir havzadır (Ross ve diğ., 1974a). Bu havza, şelf, yamaç, havza eteği ve abisal düzlük olan dört ayrı fizyografik bölgeden oluşmaktadır (Ross, 1974; Ross ve diğ., 1974b) (Şekil 2.1).

Karadeniz'de şelfin en fazla gelişim göstererek 190 km genişlik değerlerine ulaştığı bölge Kırım bölgesinin batısında yer almaktadır. Türk ve Rus sahilleri boyunca ve güney Kırım bölgesinde, yalnızca belirli yerlerde şelf genişliği 20 km değerlerine ulaşabilmektedir. Yaklaşık 40 km şelf genişliği değerlerinin bulunduğu bölgeler ise Bulgaristan sahilleri ve Azak Denizi'nin güneyidir. Abisal düzlükte gözlemlenen en büyük derinlik 2206 m'dir (Ross ve diğ., 1974b).



Şekil 2.1 : Karadeniz'in fizyografik bölgelerinin dağılım haritası (USGS'in GTOPO-30 küresel topoğrafya verileri kullanılarak GMT (Wessel ve diğ., 2013) programında hazırlanan haritaya, fizyografik özellikler Konering (2008)'den yararlanılarak aktarılmıştır.

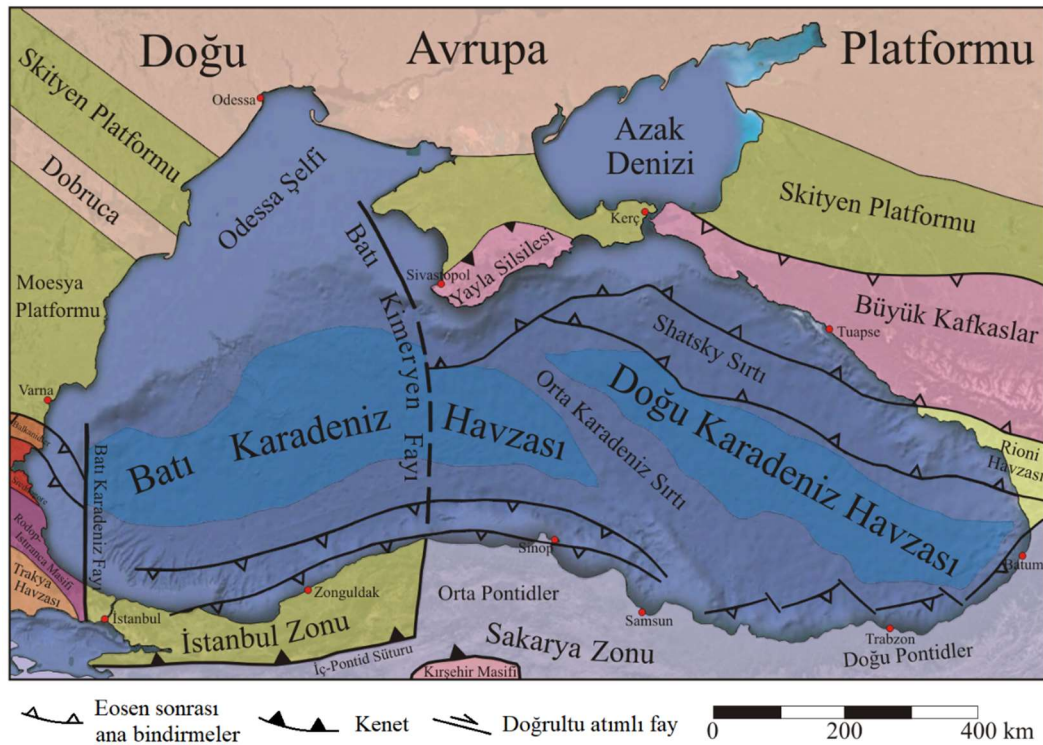
2.2 Karadeniz'in Tektonik Özellikleri

Alp-Himalaya sistemi birbirinden büyük ölçüde bağımsız fakat birbirini önemli ölçüde üzerleyen iki ayrı orojenik sistemden oluşmaktadır (Şengör, 1979; 1984a). Bu iki ayrı dağ kuşağı yine birbirinden bağımsız iki ayrı okyanus sistemi olan Paleo-Tetis ve Neo-Tetis'in ürünleridir. Geç Paleozoyik sırasında oluşan Pangea'nın içerisinde, doğuya doğru açılan dev bir körfez halinde ortaya çıkan Paleo-Tetis, en erken Triyas'tan itibaren Gondwana kıtasının kuzeyinden kopan Kimmer kıtası'nın (Şengör, 1979), bugünkü Karpatlar civarında bulunan bir dönme kutbu etrafında saatin tersi yönünde dönmesi sonucu kapanmaya başlamıştır. Buna karşılık olarak Kimmer kıtası ile Gondwana-Land'in kuzey kenarı arasında Neo-Tetis gelişmeye başlamıştır. Paleo-Tetis'in kapanması sonucu ortaya çıkan orojenik sisteme Kimmeridler (Şengör, 1984a), Neo-Tetis'in kapanması sonucu ortaya çıkan sisteme ise Alpidler (Şengör, 1984a) adı verilmektedir. Bu her iki orojenik sistemin bir arada

oluşturdıkları süper orojenik sistem Tetisid (Şengör, 1984a) olarak adlandırılmıştır. Türkiye'nin tamamı Tetisid sisteminin sınırları içinde kalmaktadır ve bu sınırlar içerisinde hem Kimmerid hem de Alpid orojenik sistemleri temsil edilmektedir (Şengör, 1984b).

Türkiye'nin kuzeyinde, Balkanlar ve Kafkaslar arasında uzanarak Karadeniz'in güney kıtasal sınırını oluşturan Pontidler (Ketin, 1966), Alpin dağ kuşağının önemli bir bölümünü oluşturmaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999; Tüysüz, 2018). Bulgaristan'ın Srednogore magmatik kuşağını Kafkaslara bağlayan bu magmatik kuşak, Akdeniz Tetisidi'nin başlıca tektonik birimlerinden bir tanesidir. Bu magmatik kuşağın, Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun kuzeye doğru yitiminin bir sonucu olduğu üzerine genel bir fikir birliği mevcuttur (Boccaletti ve diğ., 1974; Peccerillo ve Taylor, 1975; Boccaletti ve diğ., 1978; Manetti ve diğ., 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1997; Tüysüz, 1999; Tüysüz ve diğ., 2012; Tüysüz ve diğ., 2016)(Keskin ve Tüysüz, 2018).

Karadeniz'in kuzeyden sınırladığı Pontidler, batıdan doğuya doğru, Istranca, İstanbul ve Sakarya zonları (Okay, 1989) (Şekil 2.2) olmak üzere, üç farklı kıtasal parçadan meydana gelmektedir (Keskin ve Tüysüz, 2018).



Şekil 2.2 : Karadeniz ve çevresinin tektonik haritası (Okay ve diğ. (1994) ve Okay ve Tüysüz (1999)'den yararlanılarak oluşturulmuştur).

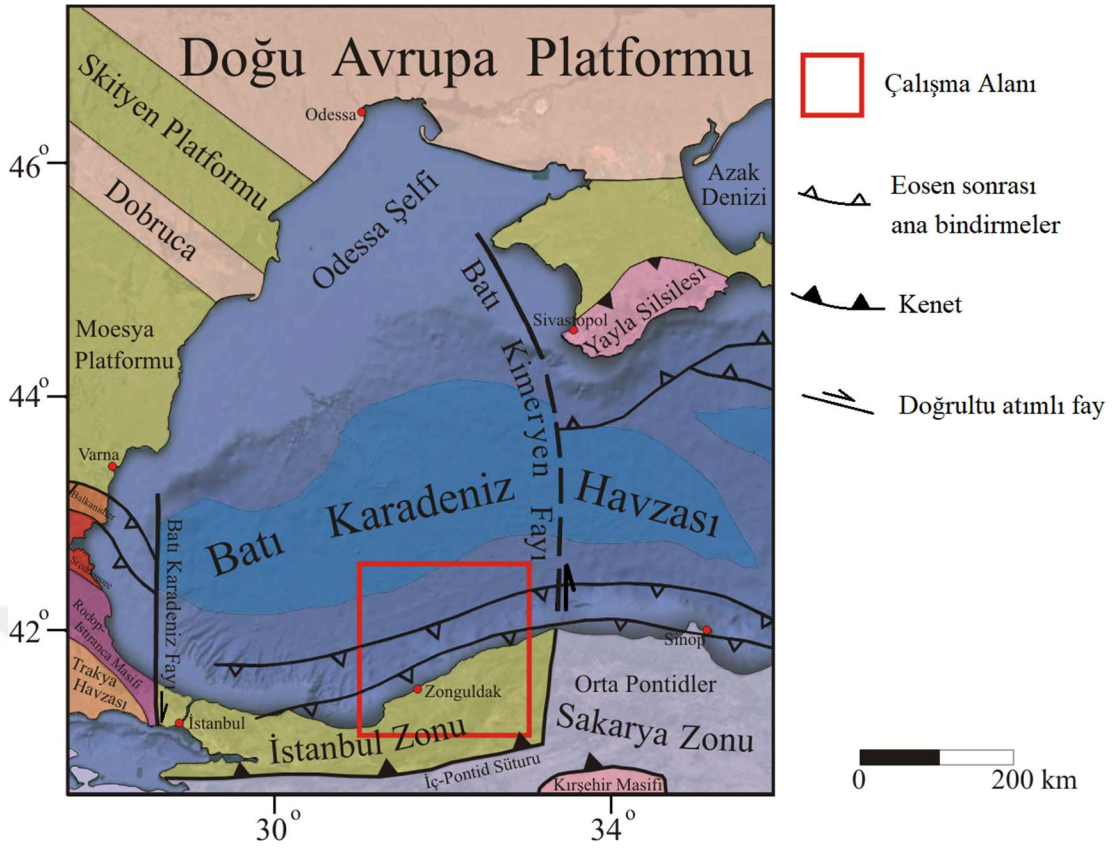
Pontidler, coğrafi açıdan Doğu, Orta ve Batı Pontidler bölümlerine ayrılmaktadır. Batı Pontidler bu kuşağın İstanbul ile Kastamonu arasındaki, Orta Pontidler Kastamonu ile Samsun arasındaki, Doğu Pontidler ise Samsun'dan daha doğudaki kesimini içermektedir (Tüysüz, 1993). Ketin (1966)'in İzmir-Ankara-Erzincan ofiyolitik kuşağı olarak tanımladığı ve daha sonra Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından İzmir-Ankara-Erzincan Süturu olarak yeniden adlandırılan kuşak, Pontidleri güneyden sınırlandırmaktadır. İstanbul ve Sakarya zonlarını, daha sonradan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) tarafından değişikliğe uğratılmış veya yok edilmiş olan ve Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından İç-Pontid Süturu olarak adlandırılan kuşak ayırmaktadır (Tüysüz, 2018).

Karadeniz'in Pontid magmatik kuşağının kuzeyine doğru bir yay-ardı ve/veya yay-içi havza olarak açılmış olması üzerine genel bir fikir birliği vardır (Letouzey ve diğ., 1977; Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Finetti ve diğ., 1988; Görür, 1988; Manetti ve diğ., 1988; Tüysüz ve diğ., 2012; Tüysüz ve diğ., 2016; Keskin ve Tüysüz, 2018). Ayrıca, Karadeniz Havzası'nı oluşturan Batı ve Doğu Karadeniz Havzaları'nın kıtasal Andrusov ve Archangelsky sırtları tarafından ayrıldıkları ve bundan dolayı da farklı açılma zamanları ve mekanizmalarına sahip oldukları üzerine genel bir uzlaşma mevcuttur (Okay ve diğ. 1994; Robinson ve diğ., 1996; Spadini ve diğ., 1997; Shillington ve diğ., 2008; Shillington ve diğ., 2009; Stephenson ve Schellart, 2010; Munteanu ve diğ., 2011; Okay ve diğ., 2013; Keskin ve Tüysüz, 2018).

2.2.1 Batı Karadeniz Havzası'nın tektonik özellikleri

Batı Karadeniz Havzası, aşağı yukarı simetrik bir geometrik yapıya sahip olan Doğu Karadeniz Havzası'yla kıyaslandığında, belirgin bir asimetriye sahiptir. Havza'nın güney bölümü dik eğimli ve dar iken kuzey bölüm daha hafif eğimli bir yapıdadır (Nikishin ve diğ., 2015a). Havza, Kretase'den günümüze kadar geçen zaman içinde çökelmiş olan, 14 km'den kalın bir sedimanter örtüye sahiptir. Doğu Karadeniz Havzası'nda bu kalınlık değeri daha düşüktür (<12 km) (Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Finetti ve diğ., 1988; Okay ve diğ., 1994; Tüysüz, 1999).

Bu tez kapsamında çalışma yapılan alan, Batı Karadeniz Havzası'nın güney sınırının bir bölümünü oluşturan ve Okay (1986) tarafından İstanbul Zonu olarak adlandırılan kıtasal parça üzerindeki Akçakoca-Cide arası bölgeyi ve bu bölgenin açıklarındaki şelf ve yamaç bölgelerini kapsamaktadır (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 : Batı Karadeniz Havzası ve çevresinin tektonik haritası (Okay ve diğ. (1994) ve Okay ve Tüysüz (1999)'den yararlanılarak oluşturulmuştur).

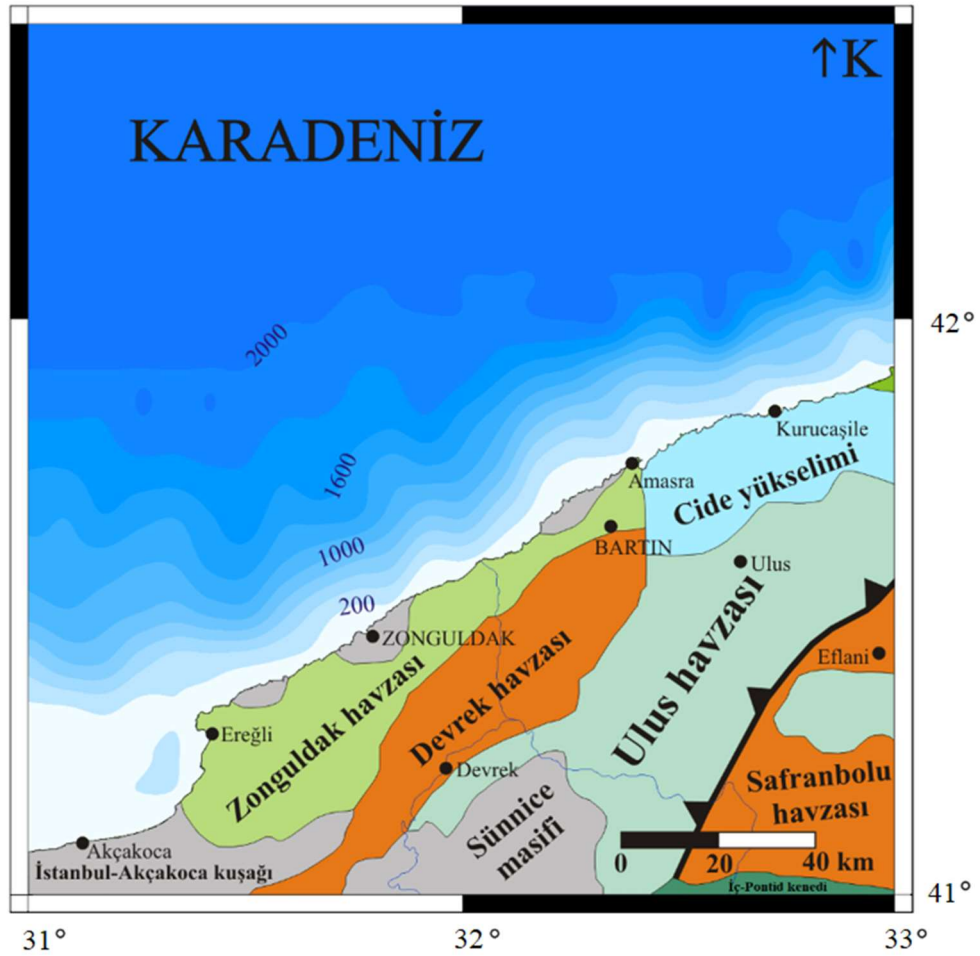
İstanbul Zonu, Kretase'ye kadar, Moesia Platformu ve Kırım arasında bulunan Odessa şelfi boyunca konumlanmaktaydı. Erken Kretase'de İstanbul Zonu riftleşerek, Batı Karadeniz ve Batı Kimeryen Fayları boyunca güneye doğru hareket etmeye başlamış ve Batı Karadeniz Havzası da, bir yay-ardı havza olarak, güneye doğru hareket eden İstanbul Zonu'nun arkasından açılmaya başlamıştır. (Okay ve diğ., 1994; Tüysüz, 2018). İstanbul Zonu, muhtemelen Geç Albiyen sırasında günümüzdeki konumuna yerleşmiştir. Senomaniyen sırasında, İstanbul Zonu ile Sakarya Zonu'nun İç-Pontid Süturu boyunca çarpışması, İstanbul Zonu'nun yükselmesine sebep olmuştur (Tüysüz, 2018). Çarpışma sonrası sıkışma kuzeye doğru gelişmiş ve Orta Eosen'den itibaren tüm Pontidler boyunca bir kıvrım ve bindirme kuşağının gelişmesine yol açmıştır. (Sunal ve Tüysüz, 2002; Keskin ve Tüysüz, 2018). Bu kıvrım ve bindirme kuşağı, kuzey ve güney verjanslı bindirmeler ve yoğun kıvrımlı Eosen ve Eosenden daha yaşlı çökellerden oluşmaktadır (Keskin ve Tüysüz, 2018). Batı Pontidler, Geç Eosen ve Erken Oligosen zamanlarında kıvrımlanmış ve Karadeniz'e doğru bindirmişlerdir (Okay ve diğ., 2001; Sunal ve Tüysüz, 2002; Cavazza ve diğ., 2011; Nikishin ve diğ., 2015a). Bu kıvrım ve

bindirme kuşağı tabanda bir sıyrılma yüzeyi ile ayrılmaktadır. Bölgede yer alan bindirme ve sıyrılma fayları derinden başlayıp yüzeye, daha genç çökellerin olduğu sığığa doğru gelişmişlerdir. Sarplık (ramps) ve düzlüklerden (flats) oluşan bindirmeler, bölgede yer alan litolojik özelliklere göre gelişmişlerdir (Sunal, 1998; Sunal ve Tüysüz, 2001; Sunal ve Tüysüz, 2002). Örneğin kireçtaşı gibi dayanımlı birimlerde sarplıklar oluşurken daha düşük dayanımlı birimlerde, yani killi birimlerde genellikle düzlükler, başka bir ifadeyle sıyrılma fayları oluşmaktadır. Bu oluşum, tipik kıvrım ve bindirme kuşaklarında (fold-and-thrust belts) gelişen ve birimlerin dayanım farklılıklarından (competence difference) kaynaklanan bir yapıdır (Mitra, 1986; Mitra 1990). Kıvrım ve bindirme yapıları ile sıyrılma yüzeyi Maykop çökelleri tarafından örtülmüştür (Sunal ve Tüysüz, 2002; Nikishin ve diğ., 2015a). Batı Pontidlerin Apatit fizyon izi termokronolojisi, Pontidlerdeki ana yükselimin Geç Lütəsiyen-Erken Rupeliyen süresince gerçekleştiğini göstermektedir (Cavazza ve diğ., 2011; Nikishin ve diğ., 2015a).

Sıkışma, bindirme ve yükselme olaylarının varlığı sonucu Batı Karadeniz Havzası'nın güney ve güneybatı bölümleri boyunca oluşmuş Paleosen ve Eosen türbidit havzaları, 2B sismik veriler kullanılarak oluşturulan kesitler üzerinden ayırt edilerek haritalandırılmıştır (Nikishin ve diğ., 2015a; Nikishin ve diğ., 2015b). Oligosen-Miyosen zamanları, Maykop çökelleri için sediman kaynağı olan bir yükselme ve aşınma (erozyon) periyodu olarak gelişmiştir (Keskin ve Tüysüz, 2018).

Batı Karadeniz Havzası'nın güney kıyıları boyunca yükselme olaylarının varlığının, kıyı boyunca yükselmiş olan denizel taraçalara vurgu yapılarak desteklendiği birçok çalışma mevcuttur (örn. Erinç ve İnandık, 1955; İnandık, 1956; Wedding, 1968; Ketin ve Abdüsselamoğlu, 1969; Barka ve Sütçü, 1993; Gökaşan, 1996; Koral 2007a; Koral 2007b; Yıldırım ve diğ., 2011; Yıldırım ve diğ., 2013; Ilgar, 2014; Yıldırım ve diğ., 2019). Karadeniz'in güney sınırı boyunca sıkışma yapılarının varlığı, Finetti ve diğ. (1988) tarafından gösterilmiştir (Keskin ve Tüysüz, 2018). Ayrıca Batı Karadeniz Havzası'nın güney kıyıları boyunca sıkışmalı güncel bir tektonik aktivitenin varlığını destekleyen birçok çalışma bulunmaktadır (örn. Alptekin ve diğ., 1986; Gökaşan, 1996; Sunal ve Tüysüz, 2002; İşcan ve diğ., 2017; 2019). Pontidlerin dik topoğrafyası ve 1968 Bartın depremi (Alptekin ve diğ., 1986) gibi güncel sıkışmalı olaylar, sıkışmalı rejimin muhtemelen hala aktif olduğuna işaret etmektedir (Keskin ve Tüysüz, 2018).

Tüysüz (1999) tarafından verilen, Batı Pontidlerin başlıca tektonik unsurlarını içeren haritanın, bu çalışma kapsamında incelenen bölgeyle sınırlandırılmış hali Şekil 2.4'te verilmektedir. İstanbul Zonu'nun Paleozoyik temeli İstanbul-Akçakoca kuşağında, Sünnice masifinde ve Zonguldak havzasının kuzeyinde görülmektedir (Tüysüz, 1999). Devrek havzasının Üst Kretase-Eosen birimleri tarafından örtülen Zonguldak havzası, Geç Barremiyen ile Senomaniyen arasında çökelmiş karbonat ve kırıntılıları içermektedir. Ulus havzası, Zonguldak havzası gibi Kretase çökelleri ile doldurulmuş olmasına rağmen bazı farklılıklar sunar. Zonguldak havzasında kıyı fasiyeslerin yaygın olmasına karşılık Ulus havzasında yaşıt birimler daha çok türbiditik nitelikli havza içi çökellerden oluşmaktadır (Tüysüz ve diğ., 2004). Ulus havzası güney doğusundaki Safranbolu havzasının Tersiyer çökelleri üzerine bindirmiştir. Cide yükselimi, Zonguldak ve Ulus havzası ile benzer kayalardan oluşmaktadır. İstanbul zonu güneyde İç-Pontid Süturu ile sınırlandırılmaktadır (Tüysüz, 1999).



Şekil 2.4 : Çalışma alanı başlıca tektonik unsurları (Tüysüz (1999)'den yararlanılarak hazırlanmıştır. Haritanın batimetrisi, GEBCO (IOC, IHO ve BODC, 2003) verileri ile GMT (Wessel ve diğ., 2013) kullanılarak hazırlanmıştır).

2.3 Batı Karadeniz Havzası'nın Depremselliği

Karadeniz bölgesinin depremselliği ile ilgili gerçekleştirilmiş en kapsamlı çalışmalardan biri olma özelliğine sahip çalışmada Eva ve diğ. (1988), bölgede milattan sonra 17 yılı ve Nisan 1983 arasında gerçekleşmiş olan 11507 depremi inceleyerek, Karadeniz bölgesinin büyük bir bölümünün asismik olduğu sonucuna varmışlardır. Ayrıca, dar ve dik eğimli güney sınırının, neredeyse tamamen asismik olduğunu ve pasif bir sınır davranışında olduğunu ifade etmişlerdir. Bununla birlikte güneybatı sınırında, 03 Eylül 1968 Bartın depreminin gerçekleştiği bölgenin önemli bir aktif merkez olduğu vurgulamışlardır. Chekunov ve diğ. (1994) tarafından, bölgenin depremselliği ile ilgili gerçekleştirilen diğer bir çalışmada, 1927'den itibaren olan aletsel dönemdeki sismolojik gözlemlerin incelenmesi sonucunda, Karadeniz'in merkez bölgelerinin, sınırlarındaki kadar olmasa da aktif bir depremselliğe sahip olduğu belirlenmiştir.

Karadeniz'i çevreleyen ülkelerin sismik istasyonlarının sayısının yakın tarihlere kadar yeterli olmaması, bölgedeki depremlerin güncel tektonik hareketlerle ilişkilerinin açıklanmasında güçlüklerle neden olmuştur (Kalafat, 2016). Karadeniz bölgesinde son yıllarda deprem istasyonlarının sayısının artması, deprem algılama eşliğinin de olumlu yönde düşmesini sağlamıştır. Bölgede son yıllarda meydana gelen depremler incelendiğinde, hemen hemen tüm depremlerin 03 Eylül 1968 Bartın depreminin faylanma türü ile aynı ve/veya baskın ters faylanma bileşenlerine sahip olarak gerçekleştiğini ortaya koymaktadır (Kalafat ve Toksöz, 2015). Bu depremler bölgenin asismik olmayıp, çok sık aralıklarla olmasa da zaman zaman deprem ürettiğini ortaya koymaktadır. Meydana gelen depremlerin odak derinliklerinin genel olarak 10-35 km aralığında değiştiği görülmektedir (Kalafat ve Toksöz, 2015; Kalafat, 2017; Kalafat, 2018).

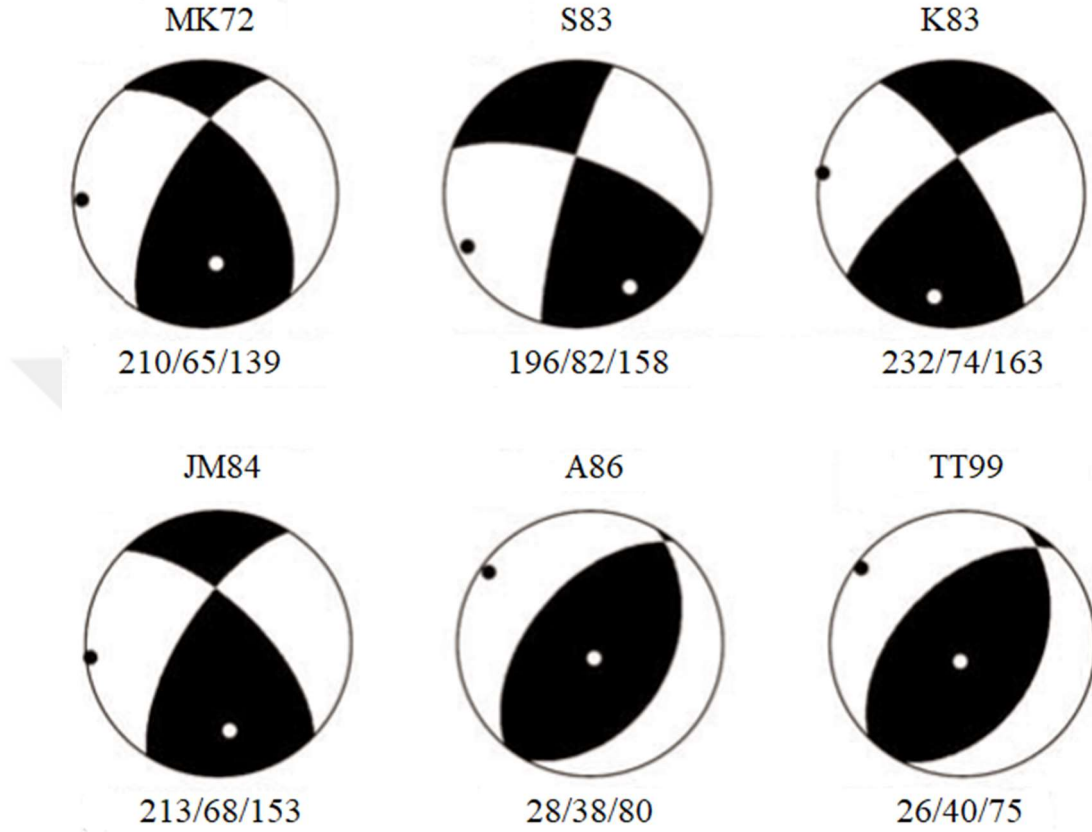
Karadeniz'de $M_w \leq 4.0$ olarak gerçekleşen depremler de dikkate değer sayıdadır. Karadeniz, sınırlarına doğru artış gösteren bir depremselliğe sahiptir ve en büyük depremleri sınırlarında gerçekleşmektedir. Odak mekanizmaları, bir miktar D-B bileşenine sahip olan, ağırlıklı olarak K-G yönlü sıkışmaya işaret etmektedir ve bu mekanizmalar levha hareketleri ile de uyumludur. Arap Levhası'nın hareketinin etkisinin büyük bir kısmını Anadolu Levhası'nın batıya doğru olan hareketi ve Kafkasların K-G deformasyonu karşılarken, yalnızca ufak hareketler (yılda yaklaşık

sarsıntı kaydedilmiştir. 03 Ekim gününe kadar, yani tam bir ay süreyle, zemin sarsıntısı günde 1-2 kez olmak üzere devam ettikten sonra tamamen dinmiş görünmüş ancak üç günlük bir tam sessizlikten sonra, 06 Ekim günü saat 17:47'de yeniden sarsıntılar olmuş ve bunlara ek olarak 08 ve 12 Ekim günlerinde de sarsıntılar kaydedilmiştir. Ayrıca deprem günü saat 10:34'te Büyük Liman tarafından, yani doğudan gelen küçük bir tsunami, 100 m kadar karaya sokulmuş, on dört dakika sonra gelen ikinci dalga ise 50-60 m daha içeriye ilerlemiştir (Wedding, 1968). Deprem sonrasında deniz 3 m kadar yükselmiştir (Ranguelov, 1996; Altınok ve diğ., 2011). Deprem sırasında Amasra ile Çakraz arasındaki dik yamaçlı kıyı bölgesi bir miktar yükselmiş, Yelkenkaya falezlerinden büyük kaya parçaları yuvarlanmıştır. Yükselme olayı, deniz kenarındaki kayalarda, su seviyesi üzerine çıkmış midyeler ve deniz yosunları vasıtasıyla bariz bir şekilde fark edilmiştir. Yükselmenin miktarı bazen 40-50 cm, bazen 25-30 cm gibi değişik değerler göstermiştir. Ortalama olarak bu değer 35-40 cm kabul edilmiştir (Ketin ve Abdüsselamoğlu, 1969).

Bartın Depreminin odak mekanizması çözümü ile ilgili birçok çalışma gerçekleştirilmiştir (McKenzie, 1972; Kudo, 1983; Şengör ve diğ., 1983; Jackson ve McKenzie, 1984; Alptekin ve diğ., 1986; Taymaz ve diğ., 1999). Tan ve diğ. (2008) tarafından, Bartın depremi ile ilgili yapılmış olan çalışmalardan elde edilen odak mekanizması çözümleri bir arada verilmiştir (Şekil 2.6). Odak mekanizması çözümleri yalnızca WWSSN (World-Wide Standardized Seismograph Network) uzun periyodlu sismograflarda gözlemlenen ilk hareketlerden elde edilmiş olan McKenzie (1972)'nin, Jackson ve McKenzie (1984)'nin ve Kudo (1983)'nin çözümlerinin tümü, ters faylanma bileşeni olan doğrultu atımlı faylanmaya işaret etmektedir. Şengör ve diğ. (1983)'nin elde ettikleri çözümde ise, WWSSN verilerine ek olarak ISC bültenlerinde verilen kısa periyodlu P dalgası ilk hareketleri de kullanmış ve çözüm tamamen doğrultu atımlı bir faylanmaya işaret etmiştir.

Alptekin ve diğ. (1986), Bartın depreminin kaynak mekanizmasını uzun periyod P dalgası ilk hareketlerinden ve P ve SH dalgalarının ters çözümünden elde ettikleri çalışmalarında, Karadeniz'in güney kenarında aktif ters faylanmaya işaret eden ilk bulgunun Bartın depremi olduğunu belirtmişlerdir. Bartın depreminin odak mekanizmasını ters faylanma olarak belirleyerek, Karadeniz'in güney kenarında meydana gelen depremlerin, daha güneyde yer alan sağ yönlü doğrultu atımlı KAF

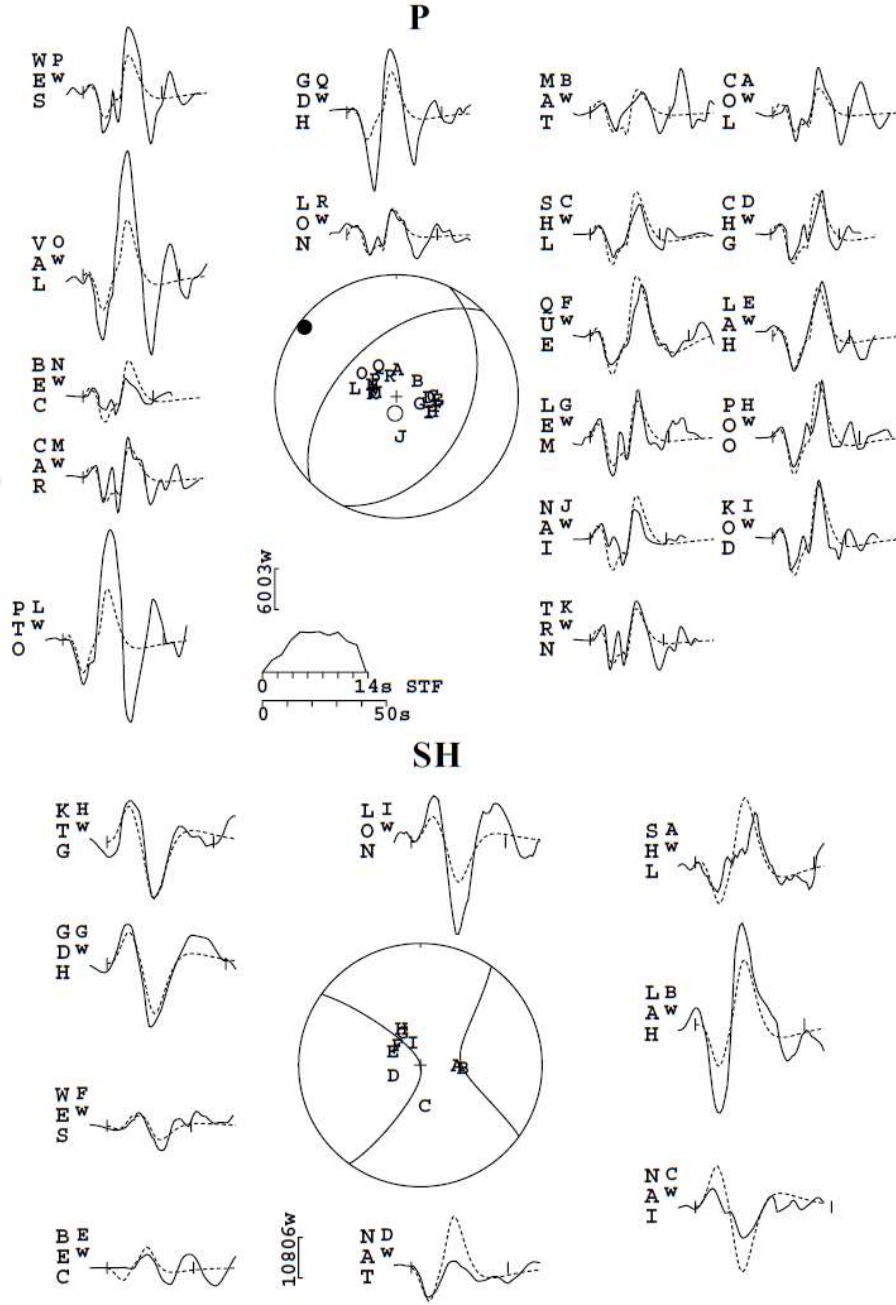
boyunca meydana gelen depremlerden farklı olduğuna işaret etmişlerdir. Elde ettikleri kaynak mekanizması çözümlerinde düğüm düzlemlerinin her ikisinde kıyıya hemen hemen paralel olduğunu, güneydoğuya eğimli düğüm düzleminin gerçek fay düzlemi olduğunu düşündüklerini ifade etmişlerdir.



Şekil 2.6 : Bartın depremi için elde edilen odak mekanizması çözümleri. Koyu olan bölgeler sıkışmayı temsil etmektedir. Basınç (P) ve gerilme (T) eksenleri, sırasıyla siyah ve beyaz dairelerle gösterilmiştir. (McKenzie (1972)-MK72, Şengör ve diğ. (1983)-S83, Kudo (1983)-K83, Jackson ve McKenzie (1984)-JM84, Alptekin ve diğ. (1986)-A86 ve Taymaz ve diğ. (1999)-TT99). Doğrultu, eğim ve kayma açısı değerleri ise kürelerin alt kısmında sırasıyla verilmiştir (Tan ve diğ., 2008).

Taymaz ve diğ. (1999), 30° - 90° aralığındaki uzaklıklarda yeralan WWSSN istasyonları tarafından kaydedilmiş, sinyal genliklerinin yeteri kadar büyük olduğu ve gözlenen dalga biçimlerinin, sentetik dalga biçimleri ile şekil ve genlik bakımından karşılaştırıldığı 18 adet P ve 9 adet SH uzun periyod dalga biçimlerini kullanarak Bartın depreminin en küçük hata (minimum misfit) çözümünü vermişlerdir. Sonuç olarak, sığ odak derinlikli karakteristik bir bindirme faylanması yorumuna ulaşmışlardır. Şekil 2.7’de, Taymaz ve diğ. (1999) tarafından verilen, depreminin en küçük hatalı kaynak mekanizması çözümü görülmektedir.

3 Eylül 1968 (Bartın, GB-Karadeniz) $M_s = 6.6$
26/40/75/4/4E18



Şekil 2.7 : 03 Eylül 1968 Bartın depreminin en küçük hatalı kaynak mekanizması çözümü. Düğüm düzlemine ait doğrultu, dalım ve kayma açısı değerleri ile deprem derinliği ve sismik moment değerleri en üstte verilmiştir (Taymaz ve diğ., 1999).

03 Eylül 1968 Bartın depremi ile ilgili gerçekleştirilen çalışmaların bir kısmında, depremin odak noktası derinlik değeri verilmektedir. Bunlardan McKenzie (1972) ve Jackson ve McKenzie (1984)'nin çalışmalarında deprem odak derinlik değeri 5 km olarak verilirken, Alptekin ve diğ. (1986) ve Taymaz ve diğ. (1999)'nin (Şekil 2.7) çalışmalarında bu derinlik değeri 4 km olarak verilmektedir.

Batı Karadeniz Havzası'nın güneyinde, 15 Ekim 2016 tarihinde yerel saatle 11:18'de gerçekleşen Karadeniz depremi ($M_I=5.0$) (KRDAE, 2016), dikkatleri yeniden Karadeniz'in tektonik aktivitesi konusu üzerine çekmiştir. İstanbul'un 195 km kuzeydoğusunda, Zonguldak'ın ise 124 km kuzeybatısında kalan ve yüzeyden 11,4 km derinde olan bir merkez üssüne sahip olarak meydana gelen Karadeniz depremi, yaklaşık olarak 7-8 saniye sürmüştür. İstanbul, Kocaeli, Düzce, Sakarya, Zonguldak ve hatta Bulgaristan'ın Varna ve Burgaz şehirlerinde hissedilen bu deprem, Karadeniz'in Türkiye kıyılarına yakın bölgede aletsel olarak kaydedilebilen nadir büyük depremlerden biridir. 15 Ekim 2016 Karadeniz Depremi'nin moment tensör çözümünden elde edilen odak mekanizması çözümü (Url-1), Şekil 2.5'te verilmektedir. Bu odak mekanizması çözümü, Karadeniz'in Türkiye kıyılarında aletsel olarak kaydedilmiş en büyük depremi olan 03 Eylül 1968 Bartın depreminin odak mekanizması çözümüne benzer bir biçimde ters faylanma göstererek, bu depremin de bölgede var olan aktif bindirmeye ait diğer bir sismolojik kanıt olduğunu ortaya koymuştur.



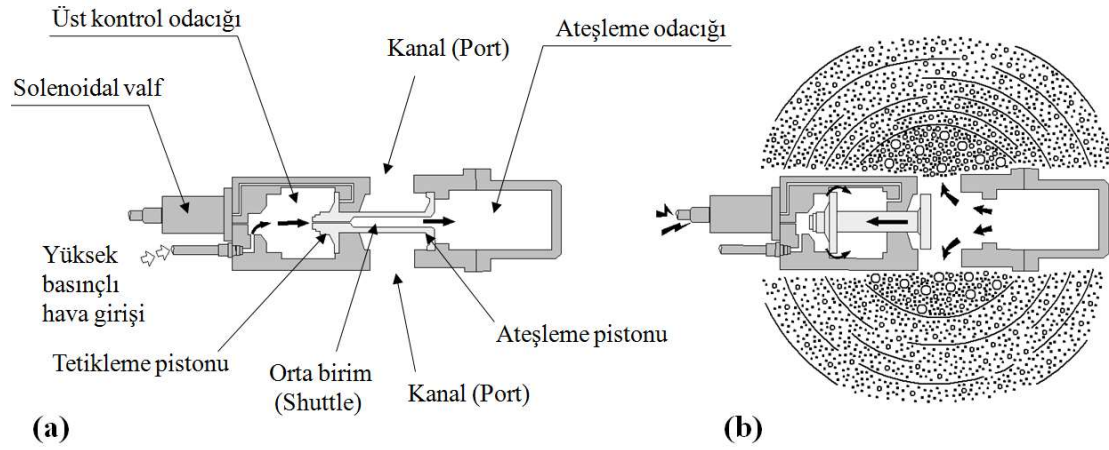
3. DENİZ YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİNİN TOPLANMASI

3.1 Deniz Yansımaya Sismiği Çalışmaları

Sismik yansımaya çalışmalarında, yeraltına gönderilen sismik enerjiyi üretmek için bir kaynağa ve yeraltındaki katman ara yüzeylerinden yansıyarak geri dönen dalgaları algılamak için bir dizi alıcıya ihtiyaç duyulmaktadır. Deniz yansımaya sismiği çalışmalarında kaynak olarak tercihen hava tabancalarından (airgun) veya su tabancalarından (watergun) oluşan tabanca dizileri kullanılmaktadır. Alıcı olarak ise, hidrofon olarak adlandırılan ve basınç değişimlerine oldukça duyarlı olan algılayıcıların "streamer" adı verilen bir kablo içerisinde oluşturuldukları alıcı dizileri kullanılmaktadır.

Dünya genelinde gerçekleştirilen deniz yansımaya sismiği çalışmaları incelendiğinde, çalışmalarda kaynak olarak çoğunlukla hava tabancalarının kullanılmakta olduğu görülmektedir. Hava tabancaları, genel yapıları itibariyle (Şekil 3.1), bir üst kontrol odacığı (upper control chamber) ve bir ateşleme odacığı (firing chamber) olmak üzere, iki adet yüksek basınçlı hava odacığından oluşur. Genel olarak 2000 ila 2500 psi aralığında bir değere sahip olan yüksek basınçlı hava, sismik gemide yerleşik olarak bulunan bir kompresör yardımıyla oluşturularak, gemideki ayrı bir hava tüpüne (air tube) aktarılır ve burada biriktirilir. Daha sonra biriken hava, bu hava tüpünden bir hava borusu vasıtasıyla hava tabancasının üst bölümünde yer alan kontrol odacığına aktarılır. Hava tabancasının orta bölümünde, üst kısmı tetikleme pistonu (triggering piston), alt kısmı ise ateşleme pistonu (firing piston) olarak adlandırılan, ileri-geri hareket edebilme imkânına sahip, içerisinde dar bir kanalcık geçen bir birim (shuttle) mevcuttur. Hava tabancasının en üst kısmında yer alan solenoidal valfe, bir elektrik sinyali gönderilerek hava tabancasının etkin hale getirilmesi sağlanır. Böylece yüksek basınçlı hava orta bölümde yer alan dar kanalcık vasıtasıyla tetikleme pistonunun alt bölümüne yani alttaki ateşleme odacığının içine doğru serbest bırakılmış olur. Böylece orta bölüm (shuttle) çok hızlı bir şekilde (birkaç milisaniyede) yukarı doğru hareket ederek alt odacıkta bulunan yüksek basınçlı havanın, hava tabancası kanallarından (ports) dışarıya tahliye edilmesine ve

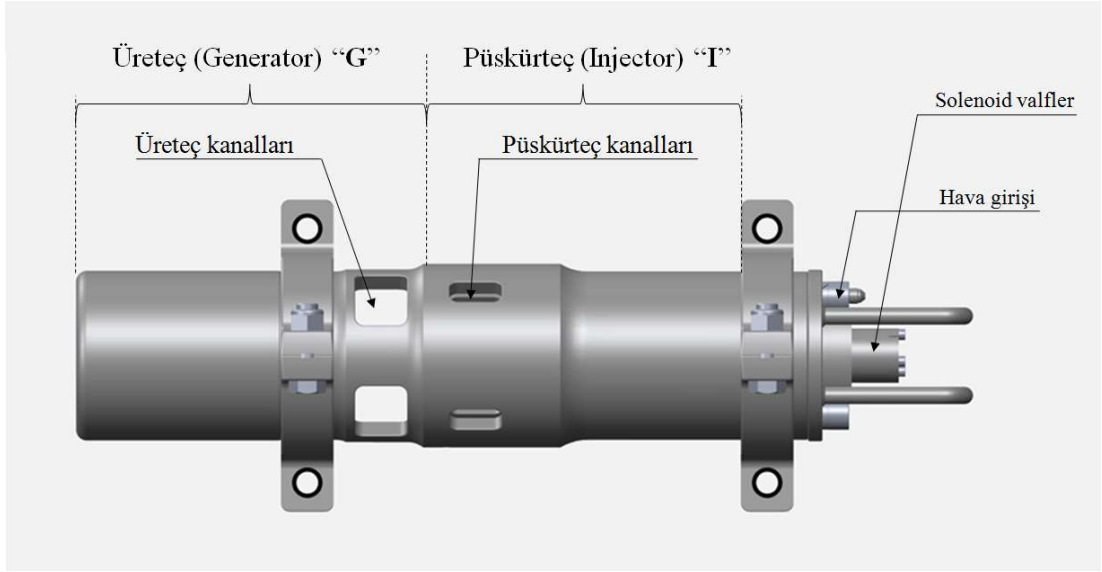
kendisini çevreleyen suya aktarılmasına imkân sağlar. Kanallardan çıkan yüksek basınçlı hava, birincil sismik sinyali içeren bir kabarcık oluşturur ve bu kabarcık genişlemeye başlar. Kabarcık en büyük hacmine ulaştığında, kendi iç basıncı ile çevresindeki basınç arasındaki dengenin değişimi nedeniyle ani bir şekilde küçülmeye başlar. Bu durum ikincil bir sinyalin oluşmasına sebep olur ve oluşan bu duruma, birincil yani ana sismik sinyali etkileyen bir gürültü özelliğindeki, "kabarcık etkisi" adı verilir.



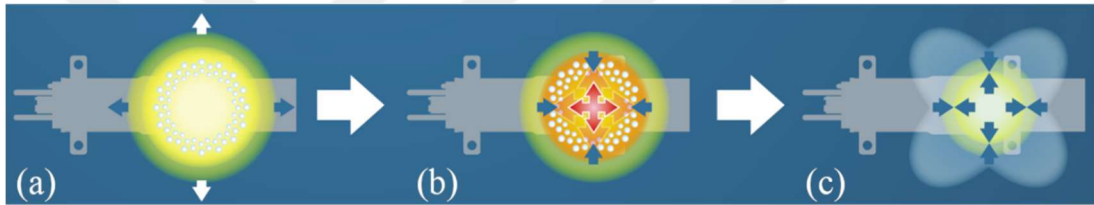
Şekil 3.1 : Hava tabancasının genel yapısı ve çalışma prensibi. **(a)** Ateşlenmeye hazır durum ve **(b)** ateşlenmiş durum (Horne (1988)'dan yeniden çizilmiştir).

Deniz sismiği çalışmalarında kabarcık etkisinin giderilmesi için Üreteç-Püskürteç (Generator-Injector, "GI") olarak adlandırılan bazı özel hava tabancaları ve bunlardan oluşturulan diziler kullanılmaktadır. Üreteç-Püskürteç türü hava tabancası (Şekil 3.2), diğer hava tabancaları ile benzer bir teknolojiye sahip olmakla birlikte, aynı muhafaza içerisinde birbirlerinden bağımsız iki hava odacığına sahip olma özelliği ile diğerlerinden ayrılmaktadır.

Üreteç-Püskürteç türü hava tabancasında birincil sismik sinyal, Üreteç (Generator) yardımıyla oluşturulur ve Üretecin oluşturduğu ana kabarcık genişlemeye başlar (Şekil 3.3a). Kabarcık en büyük hacmine ulaşmadan belirli bir süre önce Püskürteç (Injector), ana kabarcığın içine hava püskürtür (Şekil 3.3b) ve böylece kabarcığın kendi iç basıncı ile çevresindeki basınç arasındaki dengenin değişimi sebebiyle oluşan ani küçülme önlenmiş olur (Şekil 3.3c). Kabarcığın ani küçülmesi sonucu oluşan ikincil sinyalin ve daha ileri aşamalarda oluşan salınımların sebep olduğu kabarcık etkisi azaltılmış olur.



Şekil 3.2 : Üreteç-Püskürteç hava tabancasının (GI gun) yapısı (Sercel Inc. (2016)’dan değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 3.3 : Üreteç-Püskürteç hava tabancasının (GI gun) çalışma prensibi. (a) Üreteç ateşlenmiş durum, (b) Kabarcık en büyük hacmine ulaşmadan püskürteç ateşlenmiş durum, (c) Kabarcığın ani küçülmesi engellenmiş durum (Sercel Inc. (2016)’dan değiştirilerek alınmıştır).

Deniz sismik yansıma çalışmalarında, kaynaktan üretilerek yeraltına gönderilen ve yeraltındaki katman ara yüzeylerinden yansıyarak geri dönen sismik enerjiyi algılamak için hidrofon dizileri kullanılmaktadır. Hidrofon, yeraltından yansıyarak gelen ses dalgalarının su içerisinde sebep olduğu basınç dalgalanmalarını hassas bir şekilde algılayabilme özelliğine sahiptir. Sismik araştırma gemisinin arkasından çekilmekte olan ve hidrofon dizilerini içinde barındıran alıcı kablosuna "streamer" adı verilmektedir. Hidrofonlar tarafından algılanan basınç sinyalleri, elektrik sinyallerine dönüştürüldükten sonra streamer üzerinde bulunan sayısallaştırıcı modüller (Şekil 3.4) yardımıyla sayısallaştırılarak, sismik gemideki kayıtçı sisteme aktarılmaktadır.

Streamer'lar genel yapıları itibariyle beş ana bileşenden oluşmaktadır. Bunlar, genellikle 12,5 veya 25 metre uzunlukta olan hidrofon grupları, sismik verileri sayısallaştırarak kayıtçıya ileten elektronik modüller, en zorlu hava koşullarında

streamer'ın geminin arkasından çekilebilmesi için gerekli fiziksel dayanımı sağlayan çelik (veya kevlerden) gerilme elemanları, streamer'ın elektronik modüllerine, çevresindeki dış cihazlara ve veri telemetrisine güç sağlayan elektriksel iletim sistemi ve tüm bu birimleri içerisinde barındıran kaplamadır.

Streamer'daki hidrofon grupları, her biri 50 ila 100 m uzunluğundaki alt bölümleri oluşturmaktadır. Bu alt bölümler modüler olarak eklenip çıkarılabilmekte, böylece hasar görmüş veya arızalanmış bölümlerin kolayca değiştirilebilmesine imkân sağlamaktadır. Her bir alt bölüm özgül yoğunluğu birden küçük olan elektriksel yalıtkan bir sıvı ile doludur. Bu sıvı geçmişte, herhangi bir sızıntı durumunda kolay buharlaşabilme özelliğine sahip bir organik bileşim olan kerosen'den oluşmaktaydı. Günümüzde ise saf sentetik malzemeden oluşmaktadır. Bu sıvı tüm streamer'ın doğal batmamazlık özelliğine sahip olmasını sağlamaktadır. Streamer'lar uzunluk açısından, araştırılan jeolojik hedefin derinliğine ve türüne bağlı olarak, birkaç yüz metreden birkaç kilometreye kadar değişim gösterebilmektedir.



Şekil 3.4 : Deniz yansıma sismiği çalışmalarında kullanılan alıcıların genel yapısı.
(a) Makara üzerinde sarılı streamer (alıcı kablosu), (b) streamer üzerindeki hidrofonlar ve (c) sayısallaştırıcılar.

Streamer'ın bu iç bileşenlerinin yanında, çalışmaların daha sağlıklı yürütülebilmesine yardımcı olan bir takım harici donanımlarda streamer'a eklenebilmektedir. "Bird" olarak adlandırılan ve elektronik olarak uzaktan kumanda edilebilen kanatlara sahip derinlik kontrol birimleri, streamer'ın çalışma süresince bulunması gereken önceden belirlenmiş derinlikte kalmasına yardımcı olan donanımlardır. Streamer'a eklenebilen diğer donanımlara örnek olarak, derinlik kontrol birimlerine entegre edilmiş manyetik pusulalar ve akustik konumlandırma birimleri verilebilir. Bunlarla birlikte,

her streamer'ın sonuna eklenen "kuyruk şamandırası" (tailbuoy), üzerinde bulunan göreceli küresel konumlama sistemi (Relative Global Positioning System, "RGPS") alıcısı yardımıyla streamer'ın pozisyonu ile ilişkili bilgi aktarımı gerçekleştirmesinden ve streamer'ın kuyruk kısmının gergin tutulmasındaki rolünden dolayı, streamer'a eklenen önemli harici donanımlardan biridir.

Deniz yansıma sismiği çalışmalarındaki diğer önemli bir unsur, navigasyon sistemidir. Sismik gemide bulunan navigasyon donanım ve yazılımları kullanılarak gemi, konumları önceden belirlenen sismik hatlara kolaylıkla ulaşmakta, çalışmalar da bu sistem yardımıyla sağlıklı bir biçimde gerçekleştirilebilmektedir. Navigasyon donanımları olarak, diferansiyel küresel konumlama sistemi (Differential Global Positioning System, "DGPS"), göreceli küresel konumlama sistemi (Relative Global Positioning System, "RGPS"), gyro pusulası (gyro compass) ve bird pusulası (bird compass) çalışmalarda kullanılmaktadır.

Açık denizlerde yön bulma, navigasyonun temel sorunlarından biridir. Yön bulma ile ilgili sismik gemide kullanılan ilksel donanım gyro pusulasıdır. Elektronik bir pusula olan gyro pusulası, geminin hareketi sırasındaki doğrultusunun gerçek kuzey ile olan açısal farkını vermekte ve geminin önceden belirlenen doğrultuda seyretmesini sağlamaktadır. Ayrıca çalışma sırasında kaynak ve alıcıların konumlarının belirlenmesi açısından da bu pusuladan alınacak olan bilgiler oldukça önemlidir.

DGPS, sismik geminin kendi konumunun belirlenmesi için kullanılan standart bir sistemdir. DGPS hareket halindeki sismik geminin, düzeltilmiş GPS verileri ile, gerçek zamanlı olarak konumlandırılması için kullanılmaktadır. Düzeltme değerleri, koordinatları bilinen sabit bir referans istasyonunda hesaplanarak, hareket halindeki gemiye aktarılmaktadır. Bu sistemin kullanılması, geminin belirlenen sismik hat koordinatları üzerinde doğru bir biçimde hareket etmesini sağlamaktadır. RGPS ise, hareket halindeki bir istasyonun (örn. kuyruk şamandırası üzerindeki alıcı), diğer bir konuma göre (örn. gemi üzerindeki GPS anteni) göreceli olarak konumlandırılması için kullanılmaktadır.

RGPS alıcısı konum bilgisini gemideki ana kontrol ünitesine radyo sinyalleri yardımıyla aktararak kuyruk şamandırasının koordinat doğruluğunun denetlenmesini sağlamaktadır. Bird pusulaları, derinlik kontrol birimleri olan birdlere entegre edilmiş manyetik pusulalardır ve birdlerin hareket doğrultularının kuzey ile yaptıkları

açı bilgilerini belirleyerek geminin navigasyon sistemine kablolar yardımıyla aktarmakta ve streamer'ın hareket boyunca olan koordinat bilgilerinin sağlıklı bir şekilde belirlenmesine yardımcı olmaktadır.

Deniz sismik çalışmalarında bazı durumlarda doğa koşullarının (örn. rüzgâr, dalga ve akıntılar gibi bazı unsurların) değişim göstermesinden dolayı, geminin belirlenen hat doğrultusu üzerinde hareketi kolay gerçekleştirilememektedir. Böyle durumlarda geminin hareket doğrultusu DGPS ile, geminin kendi doğrultusu ise gyro pusulası ile kontrol edilmektedir. Gemi üzerinde yer alan GPS anteninin bulunduğu konum tüm koordinat hesaplamaları için ana referans noktası olarak alınmaktadır.

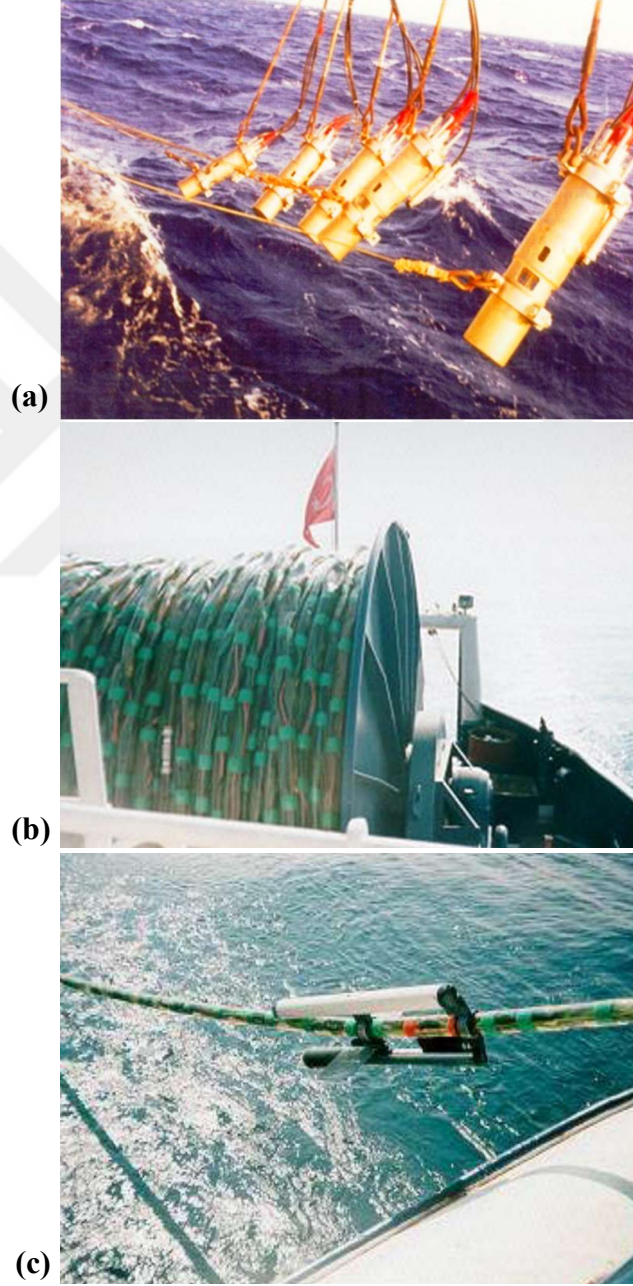
Sismik çalışmaya başlamadan önce kaynak, alıcı kablosu ve kuyruk şamandirasının gemiden olan uzaklık değerleri navigasyon sistemine aktarılmaktadır. Çalışma sırasında ise atış noktalarının, alıcıların ve kuyruk şamandirasının konumları, gyro pusulası, bird pusulası ve kuyruk şamandirasındaki RGPS'ten gelen bilgiler ışığında belirlenmekte ve atış zamanları ile birlikte navigasyon sistemi tarafından kayıt edilmektedir.

3.2 Deniz Yansıma Sismiği Verilerinin Toplanması

17-29 Eylül 1998 tarihleri arasında İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ), Cambridge Üniversitesi ve Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) işbirliğiyle, Batı Karadeniz havzasının güneyinde, Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarındaki deniz yamacı üzerinde, R/V MTA Sismik-1 gemisiyle bir 2B sismik yansıma çalışması gerçekleştirilmiştir. 14 hat üzerinde gerçekleştirilen bu çalışmada hatların toplam uzunlukları 460 km'yi bulmaktadır. Bu çok-kanallı (multi-channel) çalışmada verilerin toplanması için kullanılan R/V MTA Sismik-1 gemisinin başlıca teknik özellikleri, 55,75 m uzunluğuna, 8,87 m genişliğe ve 750,44 GT (grosston) ağırlığına sahip olmasıdır.

Çalışmada, 10 adet (iskele tarafına 5 adet ve sancak tarafına 5 adet karşılıklı olarak yerleştirilen) Üreteç-Püskürteç hava tabancasının (GI gun) oluşturduğu sismik enerji kaynak olarak kullanılmıştır (Şekil 3.5a). R/V MTA Sismik-1 gemisinin streamer'ı Şekil 3.5b'de ve streamer üzerine eklenmiş olan bir bird'de Şekil 3.5c'de görülmektedir. Streamer düzenlenirken, oluşturulan bir hidrofon grubunun uzunluğu, gruptaki hidrofon sayısı ile bu hidrofonların aralarındaki mesafenin çarpımı ile

belirlenmektedir. Bu çalışmada bir hidrofon grup uzunluğu 12,5 metredir. Hidrofon grup sayısı ile hidrofon grupları arasındaki mesafe'nin çarpımından elde edilen uzunluk değeri ile modül sayısının çarpımı streamer'ın uzunluğunu vermektedir. Bu çalışmada 900 m uzunluğunda bir streamer kullanılmıştır. Hidrofon gruplarının her biri aynı zamanda birer kanala denk geldiklerinden 72 kanallı bir çalışma gerçekleştirilmiştir. Çalışmada kullanılan hava tabancalarının ve streamer'ın özellikleri Çizelge 3.1'de verilmektedir.



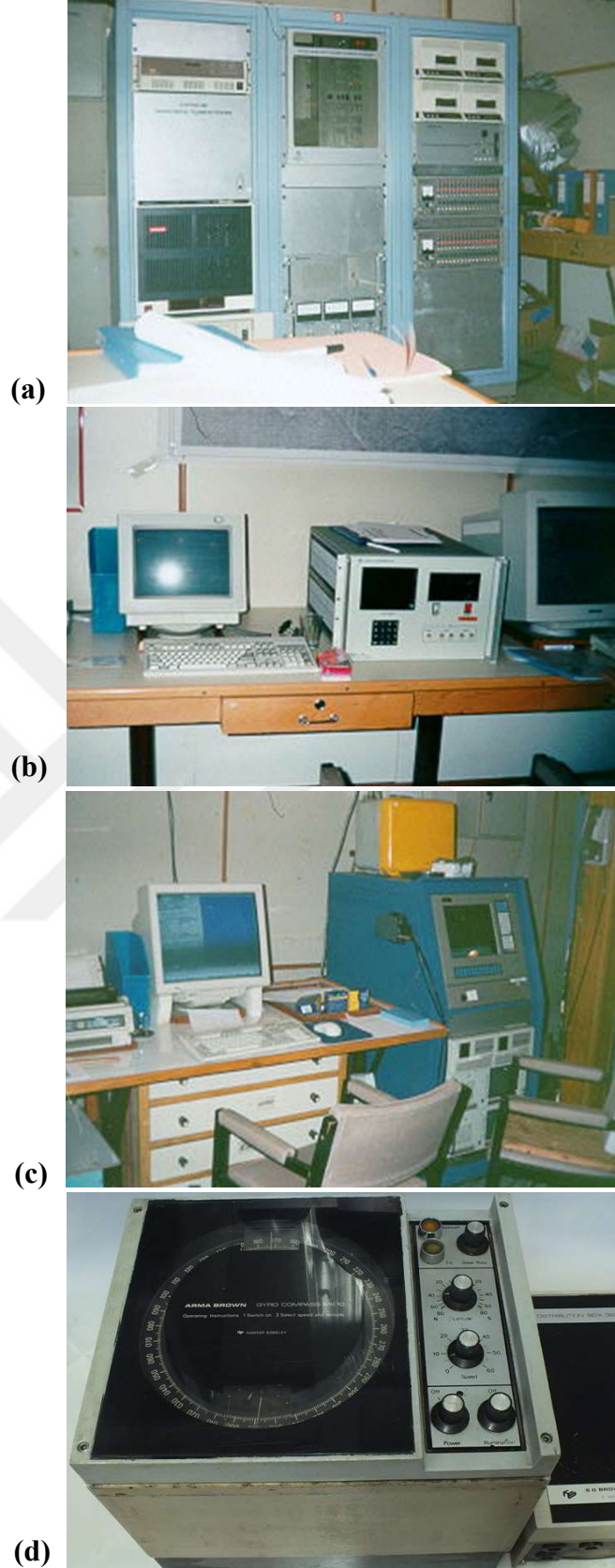
Şekil 3.5 : Karadeniz'de Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarında R/V MTA Sismik-1 gemisi ile gerçekleştirilen çalışmada kullanılan (a) hava tabancaları (GI guns) (b) alıcı kablosu (streamer) ve (c) streamer üzerindeki derinlik kontrol birimi Syntrol RCL 5 model bird (Onur TAN'ın izniyle).

Çizelge 3.1 : Karadeniz'de Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarında R/V MTA Sismik-1 gemisi ile gerçekleştirilen sismik yansıma çalışmasında kullanılan hava tabancalarının ve streamer'ın özellikleri.

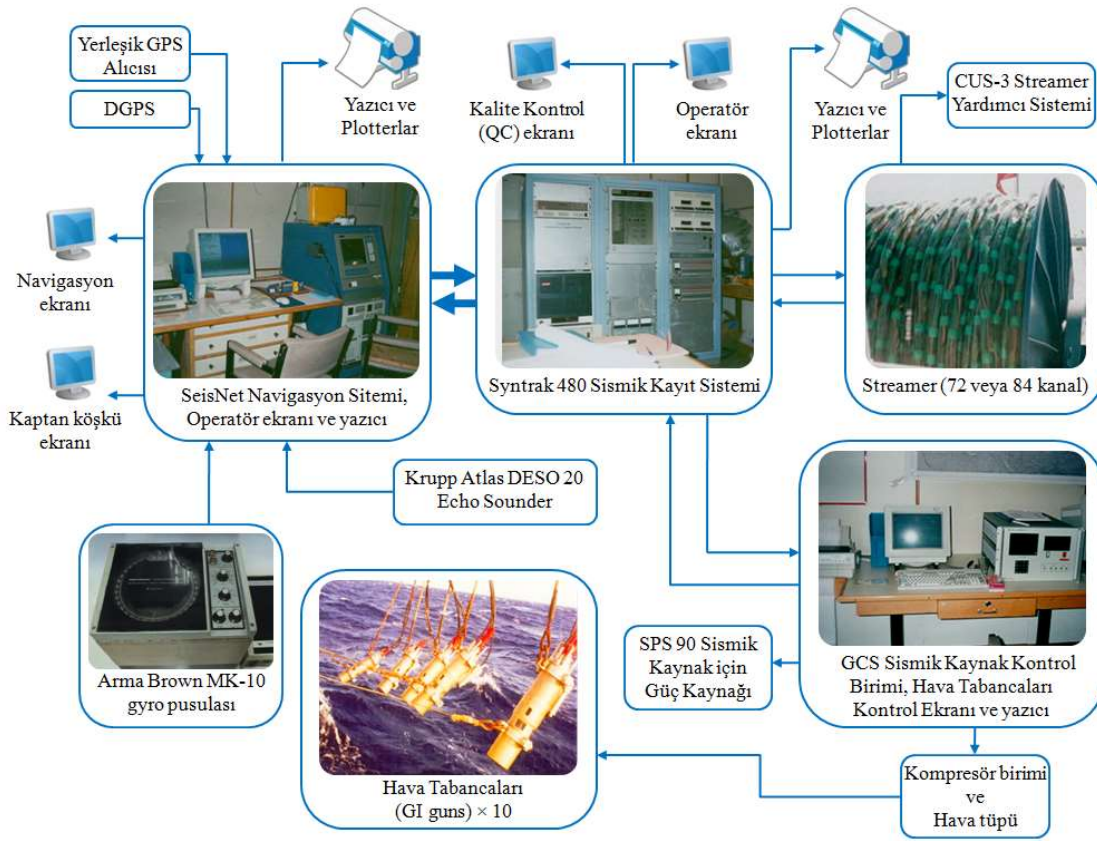
Hava Tabancası	
Basınç (psi)	1500
Toplam hacim (in ³)	1380
Derinlik (m)	5
Streamer (Alıcı Kablosu)	
Uzunluk (m)	900 *
Derinlik (m)	10
Hidrofon grubundaki hidrofon sayısı	16
Hidrofon grupları aralığı (m)	12.5
Modül sayısı	6 *
Bird sayısı	7 *

* Yalnızca 01 numaralı hattın streamer'ın uzunluğu 1050 m dir. Yalnızca 01 numaralı hatta modül sayısı 7 ve bird sayısı 8'dir.

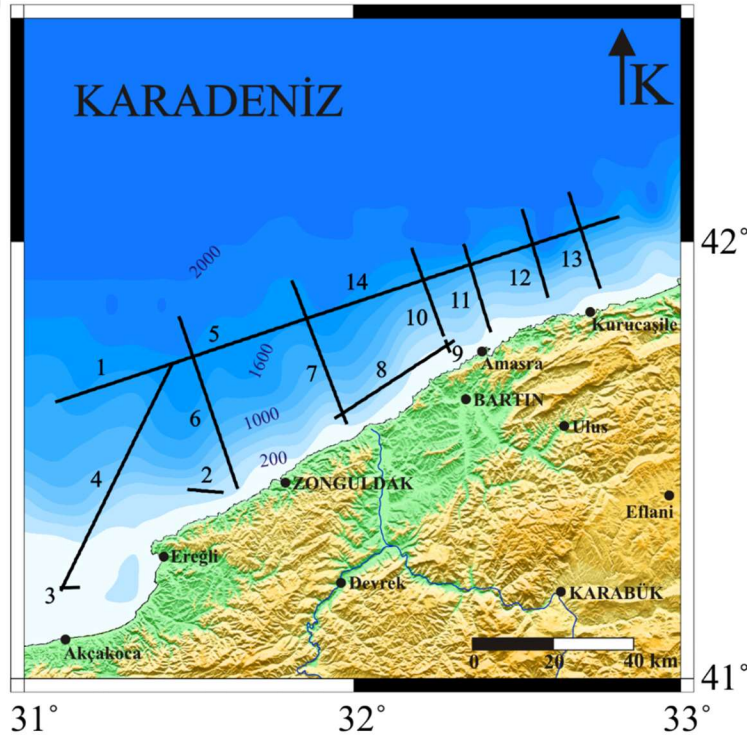
R/V MTA Sismik-1 gemisinde kullanılan sismik kayıtçı olarak, Syntron Inc.'in geliştirdiği Syntrak 480 Sismik Kayıt Sistemi (Seismic Recording System) kullanılmaktadır. Bu çok-kanallı kayıt sistemine dijital telemetri özelliğine sahip bir streamer ve bir sismik kaynak kontrol birimi bağlıdır. Kayıt sistemine ayrıca bağlı olan SeisNet entegre navigasyon sistemi, kendisine bağlı olan DGPS, RGPS, gyro ve bird pusulalarından gelen konum bilgilerini aktararak, kayıt sistemi ile etkileşimli olarak çalışmaktadır. Ayrıca geminin alt bölümünden deniz tabanına olan derinlik bilgisini veren "Echo Sounder" cihazı da navigasyon sistemine bağlı olarak çalışmaktadır. Şekil 3.6a'da Syntrak 480 sismik kayıt sistemi, Şekil 3.6b'de GCS 90 sismik kaynak kontrol birimi, Şekil 3.6c'de SeisNet navigasyon sistemi ve Şekil 3.6d'de navigasyon sistemine bağlı olarak çalışan Hawker Siddeley firmasının geliştirdiği Arma Brown MK-10 gyro pusulası görülmektedir. Şekil 3.7'de çalışmada kullanılan R/V MTA Sismik-1 gemisine entegre navigasyon ve sismik yansıma veri toplama sistemlerinin genel yapısı görülmektedir. 17-29 Eylül 1998 tarihleri arasında, Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarındaki deniz yamacı üzerinde, 2B sismik yansıma çalışmasında verilerin toplandığı, toplam uzunlukları 460 km'yi bulmakta olan 14 hattın konumları Şekil 3.8'de verilmektedir.



Şekil 3.6 : R/V MTA Sismik-1 gemisi ile gerçekleştirilen çalışmada kullanılan
(a) Syntrek 480 sismik kayıt sistemi, (b) GCS 90 sismik kaynak
kontrol birimi, (c) SeisNet navigasyon sistemi (Onur TAN'ın izniyle)
ve (d) Arma Brown MK-10 gyro pusulası (Url-2).



Şekil 3.7 : Çalışmada kullanılan R/V MTA Sismik-1 gemisinin navigasyon ve sismik yansıma veri toplama sistemlerinin genel yapısı.



Şekil 3.8 : Batı Karadeniz havzasının güneyinde, Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarında, R/V MTA Sismik-1 gemisiyle gerçekleştirilen çalışmadaki 14 hattın konumları (GMT (Wessel ve diğ., 2013) kullanılarak hazırlanmıştır).

Çizelge 3.2'de çalışmada 14 hat üzerinde toplanan sismik verilere ait veri toplama parametreleri görülmektedir. Çizelge 3.3'te de Şekil 3.8'de konumları verilen 14 hatta ait başlangıç-bitiş koordinatı, atış sayısı, uzunluk ve doğrultu bilgileri verilmiştir.

Çizelge 3.2 : Karadeniz'de Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarında 14 hat üzerinde toplanan sismik yansıma verilerine ait veri toplama parametreleri.

Parametreler	
Atış aralığı (m)	50
Minimum ofset (m)	150
Grup aralığı (m)	12.5
Örnekleme aralığı (ms)	2
Kanal sayısı	72 *
Katlama (fold) sayısı	9 *
Kayıt uzunluğu (ms)	8192

* Yalnızca 01 numaralı hattın kanal sayısı 84 tür ve katlama sayısı 10'dur.

Çizelge 3.3 : Şekil 3.8'de konumları verilen hatlara ait başlangıç-bitiş koordinatı, atış sayısı, uzunluk ve doğrultu bilgileri.

Hat	Başlangıç Koordinatı	Bitiş Koordinatı	Atış	Uzunluk (m)	Doğrultu
01	41.6350 K 31.0904 D	41.7246 K 31.4539 D	615	31888	GB-KD
02	41.4352 K 31.4947 D	41.4282 K 31.5941 D	161	9038	KB-GD
03	41.2113 K 31.2054 D	41.2095 K 31.0905 D	69	4438	D-B
04	41.2025 K 31.1076 D	41.7244 K 31.4487 D	1235	62738	GB-KD
05	41.7322 K 31.4851 D	41.7729 K 31.6490 D	283	15138	GB-KD
06	41.4369 K 31.6473 D	41.8258 K 31.4709 D	891	45538	GD-KB
07	41.9016 K 31.8186 D	41.5845 K 31.9798 D	746	38288	KB-GD
08	41.6009 K 31.9497 D	41.7759 K 32.3087 D	692	35588	GB-KD
09	41.7522 K 32.2921 D	41.7770 K 32.2799 D	44	3188	GD-KB
10	41.7851 K 32.2756 D	41.9786 K 32.1815 D	454	23688	GD-KB
11	41.9918 K 32.3381 D	41.7996 K 32.4163 D	443	23138	KB-GD
12	41.8778 K 32.5921 D	42.0700 K 32.5169 D	441	23038	GD-KB
13	42.1059 K 32.6597 D	41.8977 K 32.7510 D	486	25288	KB-GD
14	42.0536 K 32.7926 D	41.7195 K 31.4336 D	2351	118538	KD-GB



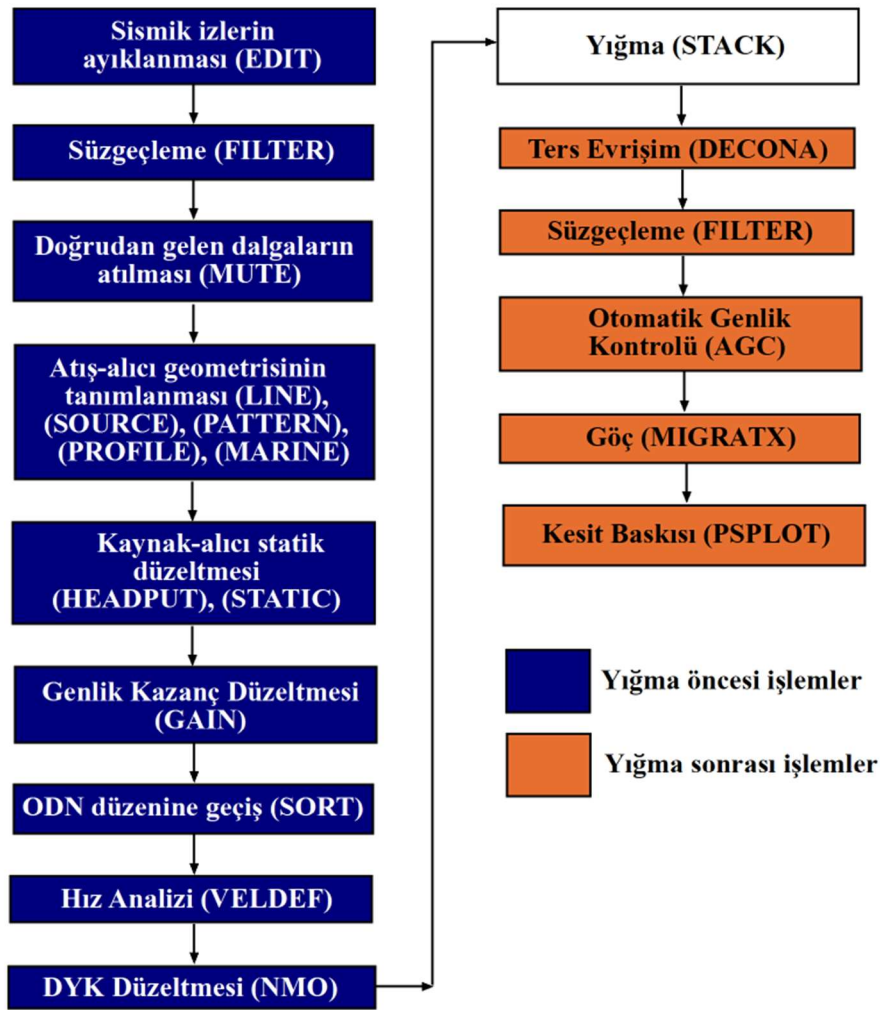
4. DENİZ YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİNİN VERİ-İŞLEM AŞAMALARI

4.1 Sismik Veri-İşlem ve Aşamaları

Veri toplama aşamasında elde edilen ham verilerin yeraltındaki jeolojik yapıların tanımlanmasında kullanılabilecek yeterli görsel çözünürlüğe sahip sismik kesitlere dönüştürülmesi, bir dizi sismik veri-işlem aşaması sonucu mümkün olmaktadır. Ham verilere veri-işlem aşamalarının uygulanmasının başlıca nedenleri, gürültülerin giderilmesi yoluyla sinyallerin iyileştirilmesi (yansımaların yüzey dalgaları ve tekrarlı yansımalarından arındırılması), çözünürlüğün arttırılması, yeraltı sismik hız bilgisinin temin edilmesi, saçılmaların etkilerinin giderilmesi ve dalıma sahip yapıların yeraltındaki gerçek konumlarına taşınmaları (göç) olarak sıralanabilir.

Batı Karadeniz havzasının güneyinde Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarındaki deniz yamacı üzerinde R/V MTA Sismik-1 gemisiyle, 17-29 Eylül 1998 tarihleri arasında gerçekleştirilen deniz yansımaya sismiği çalışmalarında toplanan sismik yansımaya verilerine, İstanbul Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü "Nezihi Canitez Veri-İşlem Laboratuvarı" bünyesinde bulunan, Paradigm firması tarafından bağışlanmış, Unix işletim sistemi altında çalışan Disco/Focus ile Redhat Linux işletim sistemi altında çalışan Echos sismik veri-işlem paketleri kullanılarak, Şekil 4.1'de verilen akış diyagramındaki veri-işlem aşamaları sırasıyla uygulanmıştır.

Bu çalışmada elde edilen deniz yansımaya sismiği verileri sayısal olarak manyetik teypler üzerine kaydedilmiştir. Kaydedilen sayısal verilerin, bir sıralama işlemiyle düzenlenmesi ve bir araya getirilmesi şarttır. Bu sıralama işlemine "demultiplexing" adı verilmektedir. Aslında demultiplexing, geleneksel sismik veri-işlem aşamalarının ilk basamağını oluşturmaktadır fakat modern sismik veri kayıt sistemleri verileri demultiplex yaparak kaydettiğinden dolayı, bu çalışmada kullanılan veriler, manyetik teyplere demultiplex yapılmış ve SEG-D formatında kaydedilmiş olarak temin edilmiştir. Verilerin Disco/Focus programında işlenebilmesi için SEG-D formatındaki veriler, programın dâhili formatına dönüştürülerek sisteme yüklenmiştir.

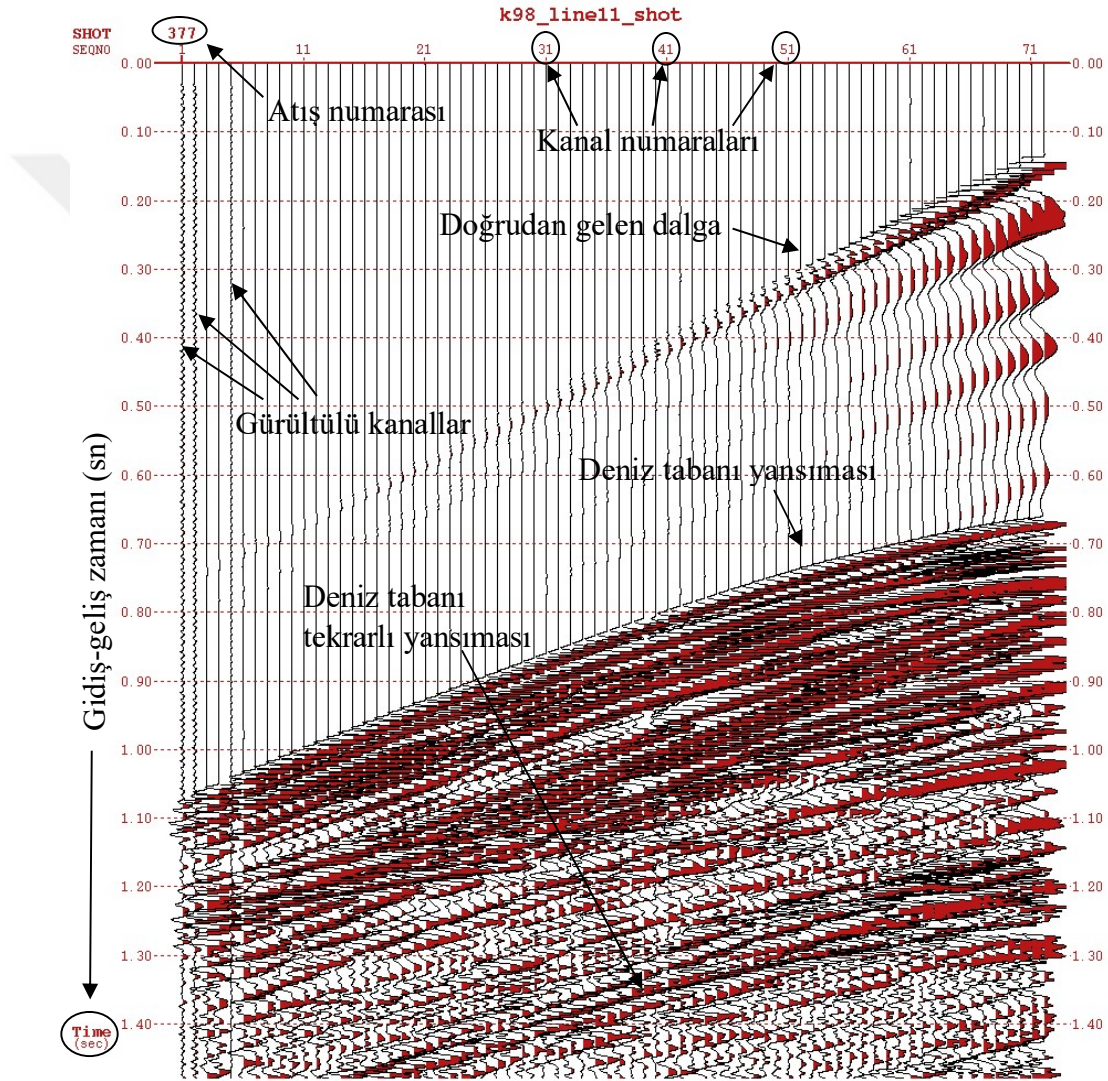


Şekil 4.1 : Sismik yansıma verilerine uygulanan veri-işlem aşamalarını ve uygulanan aşama ile ilişkili olarak kullanılan Disco/Focus modüllerini veren akış şeması.

4.1.1 Sismik iz ayıklama

Deniz yansıma sismiği çalışmaları sırasında, sismik geminin (gemi makineleri, gemi pervanesi ve hidrodinamik hareketler) veya hava tabancası kabarcığı, elektrik şebekesi girişimi, kuyruk şamandırası, derinlik kontrol birimleri, kablolar, deniz dalgaları, saçılmalar ve tekrarlı yansımalar gibi birçok diğer unsurun sebep olduğu gürültülerin, kaydedilen veriden ayıklanması gerekmektedir. Çalışma sırasında yapılan atışlara ait kayıtların birkaç kanalında veya bazı durumlarda tüm kanallarında istenmeyen gürültülerle karşılaşmaktadır. Dondurur (2009)'un gürültülerin sınıflandırmasını detaylı olarak verdiği çalışmasında belirttiği gibi, sismik verideki gürültüler en genel biçimde, izden ize takip edilebilen ve sistematik olarak birden çok iz üzerinde kendini gösteren "ilişkili" veya izden ize herhangi bir sistematik sürekliliği olmayan "gelişigüzel" gürültüler olarak sınıflandırılmaktadır.

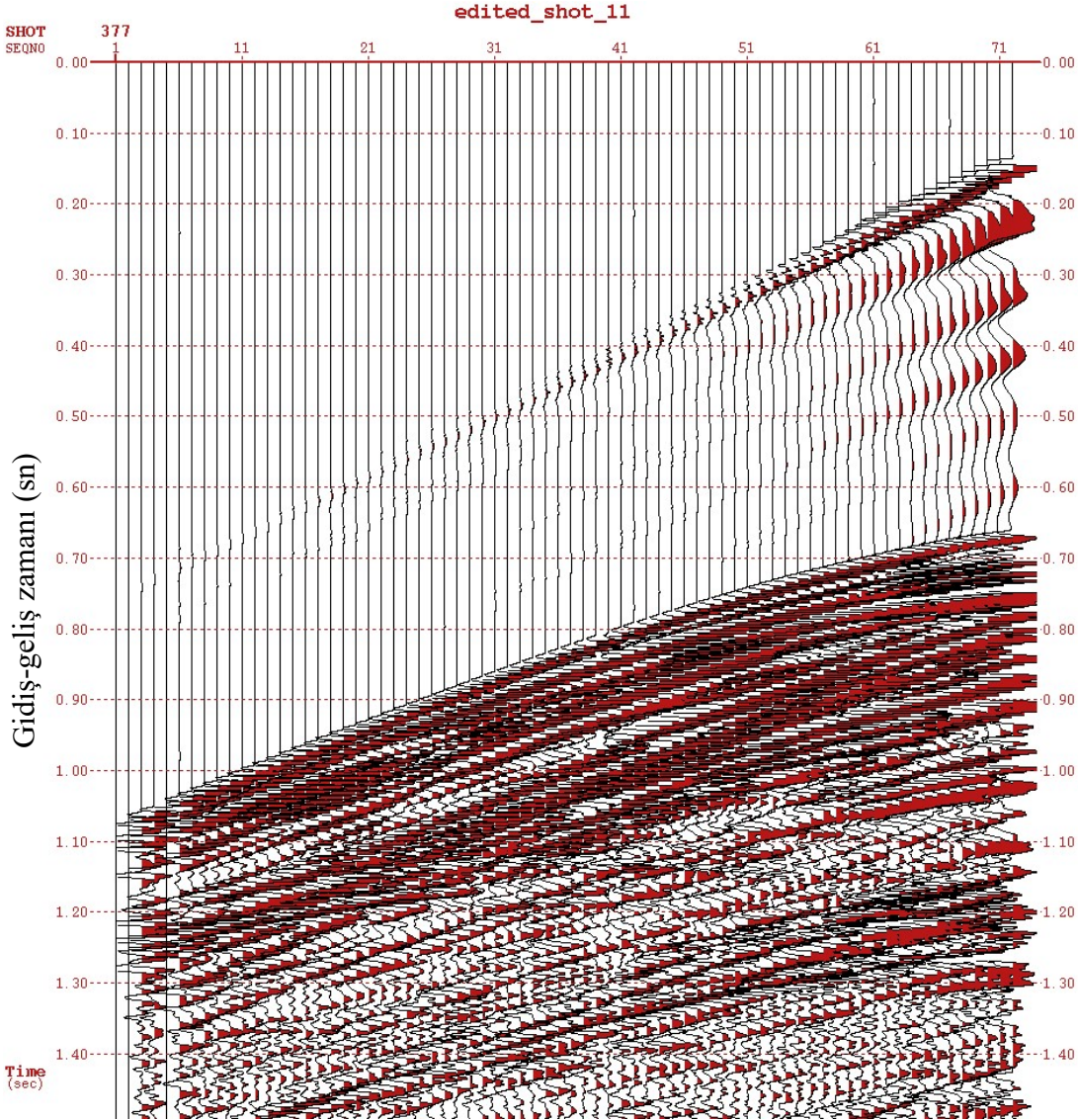
Şekil 4.2'de, kayıt için kullanılan kanal sayısı 72 olan 11 numaralı hattın, 377 numaralı atışının ham atış kaydı (1.5 saniyeye kadar olan kısmı) görülmektedir. Bu atış kaydı incelendiğinde, kayıttaki 72 izden 1, 2 ve 5 numaralı kanallara ait izlerin gürültü barındırdıkları görülmektedir. Bu hattın diğer atışları incelendiğinde, benzer biçimde 1, 2 ve 5 numaralı kanallarda aynı gürültü gözlemlenmiştir. Aynı hatta ait farklı atışlarda, aynı kanallardaki izlerden takip edilebilen ve sistematik olarak birden çok iz üzerinde kendini gösterebilen bu gürültü, yukarıda belirtilen "ilişkili" gürültü sınıfına örnek olarak verilebilir.



Şekil 4.2 : 11 numaralı hatta ait 377 numaralı atışın ham atış kaydı. Kayıta 1, 2 ve 5 numaralı kanalların gürültülü olduğu görülmektedir.

Sismik iz ayıklama aşamasında tüm hatlara ait atış kayıtları Focus'ta birer birer incelenerek gürültülü kanallar belirlenmekte ve daha sonra belirlenen gürültülü kanallar Disco'nun EDIT modülü kullanılarak sıfırlanmaktadır. Bu veri-işlem aşamasının gerçekleştirilmesi, oluşturulacak olan yığma kesitin kalitesi açısından

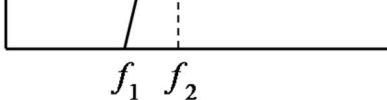
oldukça önemlidir. Ham atış kaydında gürültülü olan 1, 2 ve 5 numaralı kanalları EDIT modülü kullanılarak sıfırlanmış olan, 11 numaralı hatta ait 377 numaralı atış kaydı Şekil 4.3'te verilmektedir. Her hat için sismik izlerin ayıklanması aşaması tamamlandıktan sonra bir sonraki veri-işlem aşaması olan "süzgeçleme" aşamasına geçilmiştir.



Şekil 4.3 : Gürültülü olan 1, 2 ve 5 numaralı kanalları Disco'nun EDIT modülü kullanılarak sıfırlanmış 11 numaralı hatta ait 377 numaralı atış kaydı.

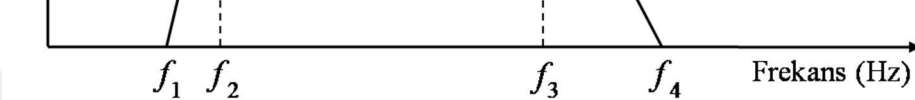
4.1.2 Süzgeçleme

Sismik verilerin süzgeçlenmesi aşamasında, sismik kaynağın etkin olarak sinyal ürettiği frekans bandındaki (özellikle yansımaları temsil eden) bileşenlerin korunması ve gürültülerin baskın olduğu frekans bantlarındaki bileşenlerin genliklerinin sıfırlanması ile gürültülerin veriden uzaklaştırılması amaçlanmaktadır.



Şekil 4.4 : Bir bant geçişli süzgecin ş
şekilli süzgecin oluşturulması için

Bant geçişli süzgeç, Disco'nun FILTER (Band Pass) türü süzgeç seçildiğinde, süzgecin dört farklı kesme frekansı değeri tanıtılm en yüksek kesme frekansı değerleridir. tam olarak geçirilmekteyken, f_1 'den bastırılmaktadır. f_1 - f_2 ve f_3 - f_4 frekans değ biçimde bastırılmayarak, oluşan trapez biçimde (tapering) süzgeçlenmektedir.

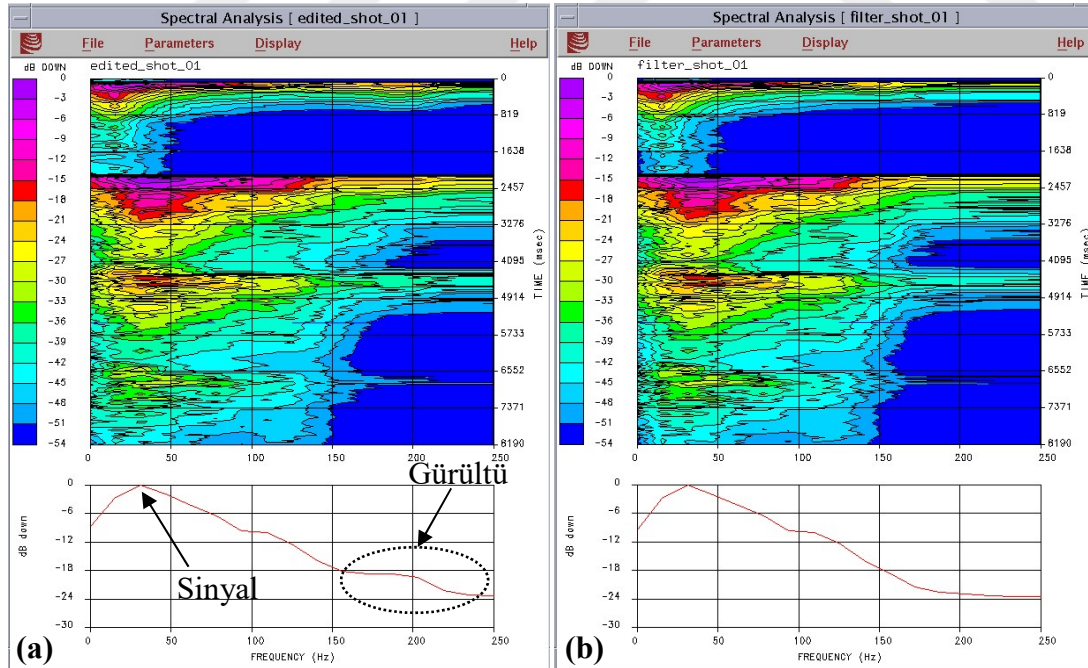


Şekil 4.4 : Bir bant geçişli süzgecin şematik gösterimi. f_1, f_2, f_3 ve f_4 , trapezoidal şekilli süzgecin oluşturulması için kullanılan kesme frekanslarıdır.

Bant geçiřli sűzge, Disco'nun FILTER modűlű kullanılarak oluřturulmakta ve sismik veriye uygulanmaktadır. FILTER modűlűnűn BAND seçeneėinde, BP (Band Pass) tűrű sűzge seçildiėinde, sűzgecin oluřturulması için f_1, f_2, f_3 ve f_4 olmak uezere dűrt farklı kesme frekansı deėeri tanıtılmaktadır. Burada f_1 ve f_4 sırasıyla en dűřűk ve en yűksek kesme frekansı deėerleridir. f_2 ve f_3 deėerleri arasındaki tűm frekanslar tam olarak geirilmekteyken, f_1 'den kűűk ve f_4 'ten bűyűk tűm frekanslar bastırılmaktadır. f_1 - f_2 ve f_3 - f_4 frekans deėerleri arasında kalan frekanslar ise keskin bir biçimde bastırılmayarak, oluřan trapezoidal řeklin kanatlarının yapısına uygun bir biçimde (tapering) sűzgelenmektedir.

Bant geçişli süzgeç oluşturulurken, Focus'un "Spektral Analiz" görüntüleme özelliği kullanılarak verilerin genlik spektrumları incelenmiş ve gürültülü frekansların süzgeçlenmesi için kesme frekans değerleri belirlenmiştir. Deniz yansıma sismliği çalışmalarında deniz dalgalarının oluşturduğu gürültülerin, genellikle 0-15 Hz aralığındaki düşük frekans bandında baskın olması ve sismik kaynağın etkin olarak sinyal ürettiği frekans bandının üzerindeki bölümde karşılaşılan gürültü içerikli yüksek frekanslı bölüm göz önüne alındığında, süzgecin kesme frekans değerleri 5-15 ve 150-170 Hz olarak seçilmiştir. Modülün sunduğu dört farklı tapering penceresi seçeneğinden ise kosinüs (COS) penceresi tercih edilmiştir.

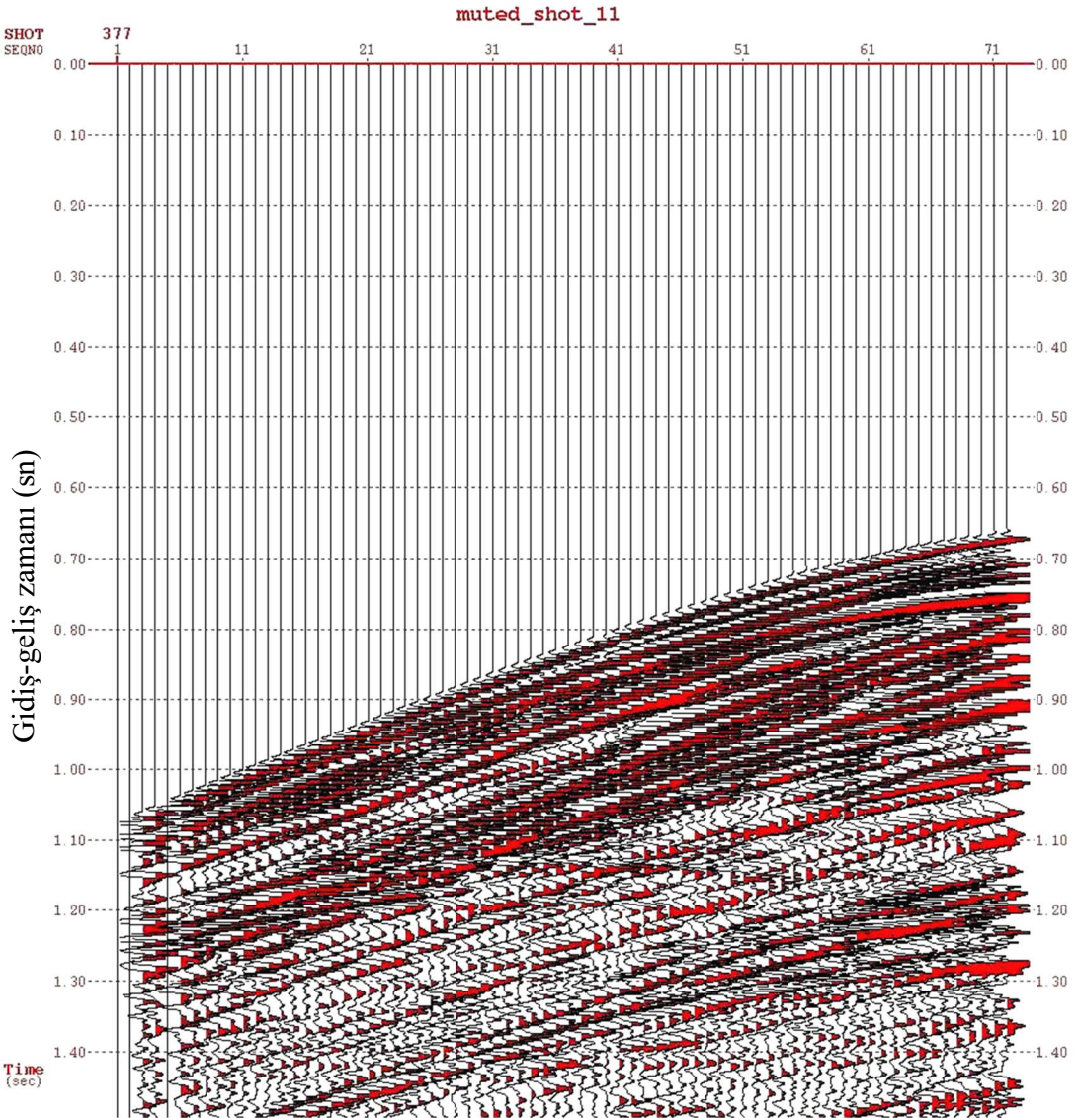
Şekil 4.5'te, Focus programının "Spektral Analiz" görüntüleme penceresinden faydalanılarak, 01 numaralı hatta ait bir atışın genlik spektrumu analizinin gerçekleştirilmesi ile ilgili görseller yer almaktadır. Şekil 4.5a'nın üst kısmında, yansıma zamanının fonksiyonu olarak çizdirilen genlik spektrumu kontur haritası ve hemen onun altında da onunla ilişkili genlik spektrumu eğrisi yer almaktadır. Üst kısımdaki kontur haritası incelendiğinde, harita üzerinde deniz tabanı yansımasını temsil eden bölgelerde baskın frekansın 30 Hz frekansında olduğu gözlemlenmiştir. Alt kısımda yer alan eğri incelendiğinde ise özellikle 150 Hz'den büyük olan frekans değerlerinin bulunduğu kısımdaki bölüm gürültülü olarak belirlenmiş ve veriye uygulanan bant geçişli süzgecin kesme frekans değerleri bu koşullar gözetilerek seçilmiştir. Şekil 4.5b'de süzgeçlenmiş veriye ait genlik spektrumu kontur haritası ve onunla ilişkili genlik spektrumu eğrisi yer almaktadır. Özellikle alt kısımda yer alan genlik spektrumu eğrisinde, süzgeçleme işlemi sonrası 150 Hz'den büyük frekans değerlerinin bulunduğu kısımdaki gürültünün etkisinin giderilmiş olduğu kolayca takip edilebilmektedir. Her hat için süzgeçleme işlemi tamamlandıktan sonra bir sonraki veri-işlem aşaması olan "doğrudan gelen dalgaların verilerden atılması" aşamasına geçilmiştir.



Şekil 4.5 : Focus programının "Spektral Analiz" penceresi kullanılarak verilerin genlik spektrumlarının analizi. **(a)** 01 numaralı hattaki bir atışa ait genlik spektrumu kontur haritası ve onunla ilişkili genlik eğrisi. **(b)** kesme frekans değerleri 5-15 ve 150-170 Hz olan bant geçişli süzgecin veriye uygulanmasından sonraki aynı atışa ait genlik spektrumu kontur haritası ve onunla ilişkili genlik eğrisi.

4.1.3 Doğrudan gelen dalgaların verilerden atılması

Doğrudan gelen dalgaların verilerden atılması aşamasında, deniz tabanı yansımından önce alıcılara ulaşan ve deniz yansıma sismiği çalışmaları kapsamında "ilişkili" gürültü sınıfına giren bu dalgalarının veriden atılması işlemi gerçekleştirilir. Doğrudan gelen dalgalar, hidrofon dizilerine su içerisinden doğrudan seyahat eden enerjiyi temsil etmektedir. Doğrudan gelen dalgaların hızı, su içerisindeki P dalgası hızına eşittir. Su derinliğinin artmasıyla deniz tabanı yansıma hiperbolü ile doğrudan gelen dalgalar arasındaki zaman farkı artmaktadır. Şekil 4.6'da, 11 numaralı hatta ait 377 numaralı atış kaydında, doğrudan gelen dalgaların kayıttan atılmış olduğu görsel verilmektedir.



Şekil 4.6 : 11 numaralı hatta ait 377 numaralı atış kaydına MUTE uygulanması ile doğrudan gelen dalgaların ve kırılma dalgalarının veriden atılması.

Deniz tabanı yansıması üzerindeki bu gürültülerin verilerden atılması için bu aşamada da tüm hatlara ait atış kayıtları Focus'ta birer birer incelenmekte, yine Focus ekranından interaktif seçim imkânı ile deniz tabanı yansımalarının çok az bir miktar üzerinden geçecek biçimde bir kesme fonksiyonu belirlenmekte ve Disco'nun MUTE modülü kullanılarak bu kesme fonksiyonu veriye uygulanmaktadır. Böylece, deniz tabanı yansımasından önce alıcılara ulaşan gürültüler verilerden atılmış olmaktadır. Bu aşamadan sonra bir sonraki veri-işlem aşaması olan "Atış-alıcı geometrisinin tanımlanması" aşamasına geçilmiştir.

4.1.4 Atış-alıcı geometrisinin tanımlanması

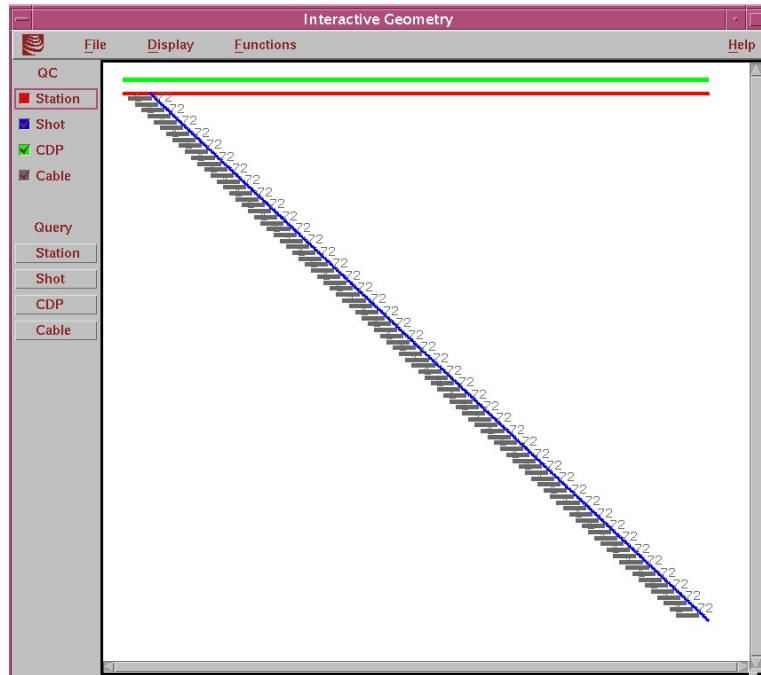
Deniz yansıma sismiği çalışmaları sırasında, hatlara ait atış-alıcı geometrilerinin veri-işlem programına sağlıklı bir şekilde tanıtılabilmesi için, "log" adı verilen iki ayrı çizelge oluşturulmaktadır. Bu çizelgelerden bir tanesi, kayıt sistemine (R/V MTA Sismik-1 gemisi özelinde "Syntrak 480 Sismik Kayıt Sistemi") ait olan çizelgedir.

Bu çizelgede, atışların gerçekleştirildiği gün, saat, atışın kaydedildiği teyp numarası ve atışın teypteki dosya numarası gibi, atışlara ait birçok bilginin bulunduğu sütunlar yer almaktadır. Bu bilgilerin yanı sıra çizelgede yer alan en önemli bilgi sütunu, atışlara ait hata bilgisinin bulunduğu sütundur. İkinci çizelge ise yalnızca atışlarla ilgili olan, atışların gerçekleştirildiği günü, saati ve atışın başarılı bir şekilde gerçekleştirilip gerçekleştirilmediğine dair bilgiyi veren çizelgedir.

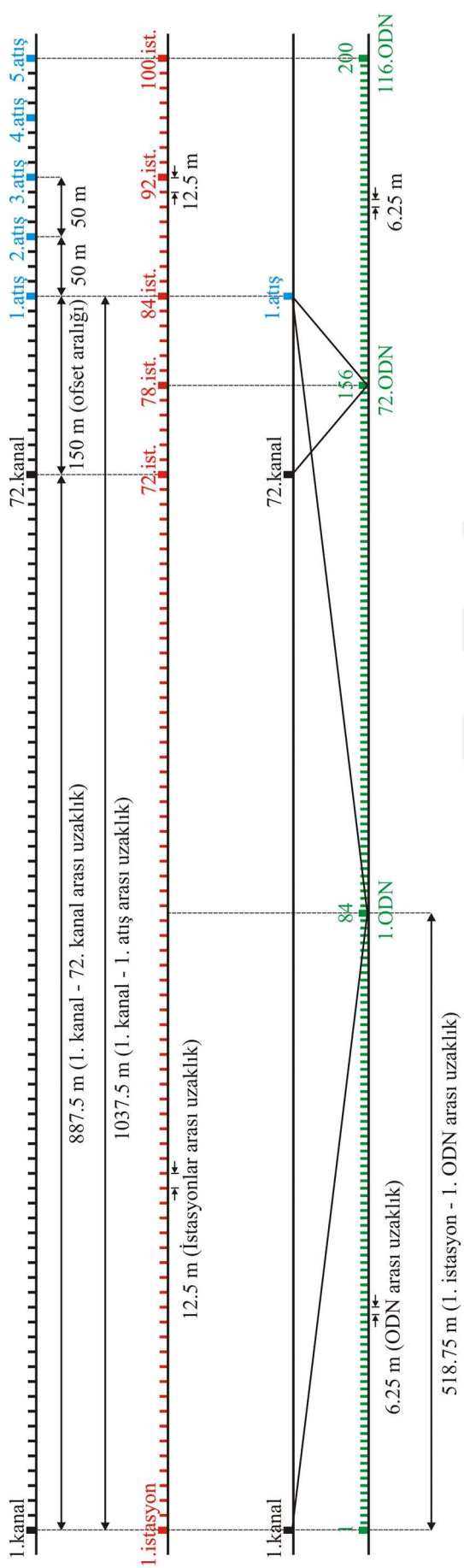
Bir atış sırasında, o atışla ilgili bir takım sıkıntılar yaşanabilir. Atış yapılmış olması gereken bir noktada atış gerçekleştirilememiş fakat kayıt sistemi kayıt almaya devam etmiş olabilir veya bir noktada atış yapıldığı halde atışın kayıtçı tarafından teybe kaydedilemediği durumlarla karşılaşılabilir. Bir atış sırasında kayıt sistemi ile ilgili bir sıkıntı yaşandıysa, karşılaşılan hata, kayıt sistemine ait olan çizelgedeki hata sütununda, A'dan Z'ye kadar her biri farklı anlamlar taşıyan alfabetik kodlar kullanılmak suretiyle belirtilmektedir. Örneğin bir atış gerçekleştirildiği halde atış teybe kaydedilememişse, hata sütununda M, Q ve T kodlarını görmek mümkündür. Burada M kodu, teybe kaydedilemeyen izlerin olduğunu (Missed traces on tape), Q kodu, teyp biriminin kapandığını ve veri kaybının olduğunu (Tape Unit Quit (Data Lost)) ve T kodu da, dosyada teyp hatası olduğunu (Tape Error in File) ifade eden kodlardır.

Bir hat için oluşturulan her iki çizelgeden en az bir tanesinde bir hata ifadesi ile karşılaşıldığı durum, o hatta yapılmış olan tüm atışların toplam sayısı ile atışların teypteki son dosya numarasını temsil eden sayının birbiriyle uyuşmamasına neden olacaktır. Buna bağlı olarak yalnızca teyplerde değil, atışlarda da sıkıntılar olabileceği göz önüne alınarak, hangi atışlarda sıkıntı olduğu, yalnızca atışlarla ilgili bilgi olan ikinci çizelgenin de incelenmesi ile belirlenmelidir. Tüm atışların gerçek ait oldukları konumlarına taşınmaları ile atışlar arası mesafelerin kesin bir biçimde tespit edilmesi ve böylece her hat için sağlıklı bir atış-alıcı geometrisi oluşturulması gerekmektedir.

Atış-alıcı geometrisinin tanımlanması aşamasında, sismik hatlardaki tüm atış, alıcı ve bunlara bağlı olarak "Ortak Derinlik Noktası - ODN" konum bilgilerinin programa tanıtılması işlemi gerçekleştirilmektedir. Eğer bir hatta atışlar sırasında herhangi bir sıkıntı ile karşılaşılmadıysa Disco'nun MARINE ve PROFILE modülleri, eğer herhangi bir sıkıntı ile karşılaşıldıysa, Disco'nun LINE, PATTERN, SOURCE ve PROFILE modülleri kullanılarak atış-alıcı geometrilerinin tanımlanması mümkün olmaktadır. Atış-alıcı geometrisi oluşturulmuş olan herhangi bir hattın yapısı, Focus programının "İnteraktif Geometri" penceresinde incelenebilmektedir. Şekil 4.7'de yukarıda açıklanan Disco modüllerinin koşturulması sonucu oluşturulmuş olan, 11 numaralı hatta ait atış-alıcı geometrisi görülmektedir.



Şekil 4.7 : Focus'un "İnteraktif Geometri" penceresinde atış-alıcı geometrisi tanımlanmış olan 11 numaralı hattın görünümü.



Şekil 4.8 : Toplam atış sayısı 5 olan, 72 kanallı bir deniz yansına sismîği çalışmasında, atış-alıcı geometrisine bağlı olarak istasyon numaraları tanımlamaları gerçekleştirilmiş olan bir hattın, tüm atış, alıcı ve Ortak Derinlik Noktası (ODN) konumları.

Şekil 4.8'de, "Toplam atış sayısı"nın 5 olduğu, 72 kanallı bir deniz yansıma sismği çalışması örneğinde, istasyon numarası tanımlamasının nasıl gerçekleştirildiğine dair basit ve açıklayıcı bir görsel verilmektedir. Şekil 4.8'deki bu örnekte, 72. kanalın atışa en yakın kanal olduğu görülmektedir. Buna göre, 1. kanalın istasyon numarası 1 ve 72. kanalın istasyon numarası ise 72 olmaktadır. İlk atışın yapıldığı konumdaki istasyon numarası değeri ise 84 olmaktadır. Son atış olan 5. atışın yapıldığı konumdaki istasyon numarası ise 100 dür. İstasyon aralıkları olarak, grup aralığı değeri olan 12,5 m alınmaktadır. İlk ODN, 42 ve 43 numaralı istasyonların tam ortası olan konuma denk gelmektedir. ODN'ler arasındaki mesafe 6,25 m dir.

Atış-alıcı geometrisinin tanımlanması aşamasından sonra, deniz yansıma sismği çalışmalarında alıcıların deniz seviyesinin bir miktar altından çekiliyor ve atışlarında deniz seviyesinin altında belirli bir derinlikte gerçekleştiriliyor olmasının gerektirdiği bir düzeltmenin yapıldığı veri-işlem aşaması olan "Kaynak-alıcı statik düzeltmesi" aşamasına geçilmiştir.

4.1.5 Kaynak-alıcı statik düzeltmesi

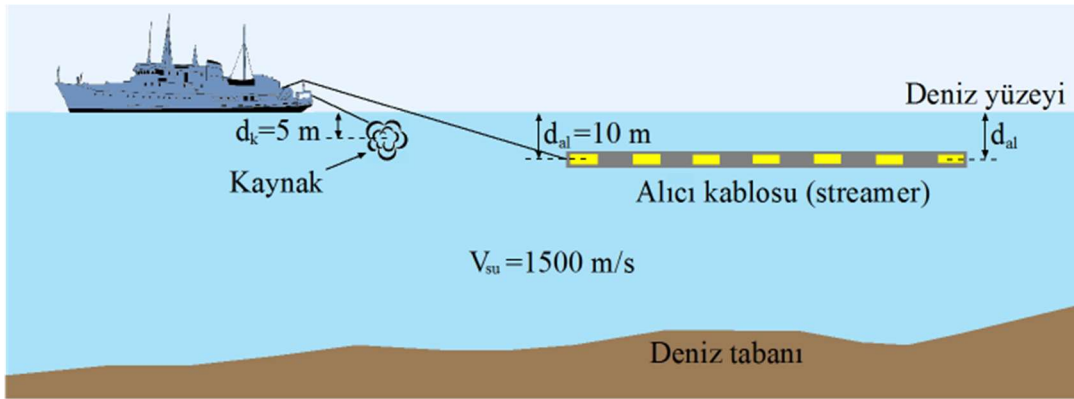
Sismik yansıma çalışmalarında kaynak-alıcı statik düzeltmesinin yapılmasındaki amaç, kaynaktan çıkan sinyallerin alıcılara ulaştıklarında sahip oldukları varış zamanı değerleri üzerinde, tüm kaynak ve alıcı konumlarının aynı düzlem üzerinde bulunmamalarının sebep olduğu farklılıkların giderilmesidir. Deniz yansıma sismği çalışmaları için gerçekleştirilen statik düzeltme hesaplamaları, karmaşıklık açısından karada yapılan çalışmalar için olan hesaplamalara göre çok daha sadedir. Düzeltme için kaynak ve alıcı konumlarının bir referans düzlemine (datum) çekilmesi gerekmektedir. Deniz yansıma sismği çalışmalarında bu düzlem genellikle deniz seviyesi olmaktadır. Kaynak ve alıcı konumlarının deniz seviyesinin altında bulunmasına bağlı olarak, kaynaktan gönderilen sinyallerin olması gerekenden daha erken zamanda alıcılara ulaşması sebebiyle, varış zamanı değerleri daha düşük değerlere (milisaniye mertebesinde) sahip olmaktadır.

Çizelge 3.1'de belirtildiği gibi bu çalışma, sismik kaynağın deniz seviyesinin 5 m altından ve alıcı kablonun da 10 m altından çekilerek gerçekleştirildiği bir çalışmadır. Şekil 4.9'da bu çalışmada kaynak ve alıcıların konumlandırılmaları hakkında bilgi veren bir görsel yer almaktadır. Bu görselde verilen d_k , kaynağın deniz yüzeyinden olan derinliğini, d_{al} , alıcı kablosunun deniz yüzeyinden olan

derinliğini ve V_{su} , deniz suyu hızını temsil etmektedir. Bu veri toplama parametrelerinin denklem 4.1'de kullanılmasıyla, kaynak ve alıcı konumlarının aynı düzlem üzerinde bulunmamasının sebep olduğu zaman farkı (t_s) değeri hesaplanmaktadır.

$$t_s = \frac{d_k}{V_{su}} + \frac{d_{al}}{V_{su}} \quad (4.1)$$

Denklem 4.1 kullanılarak yapılan hesaplama ile t_s değeri, 0.01 sn olarak elde edilmektedir. t_s değeri milisaniye cinsinden (10 ms) tüm izlere eklenerek kaynak-alıcı statik düzeltmesi gerçekleştirilmektedir.

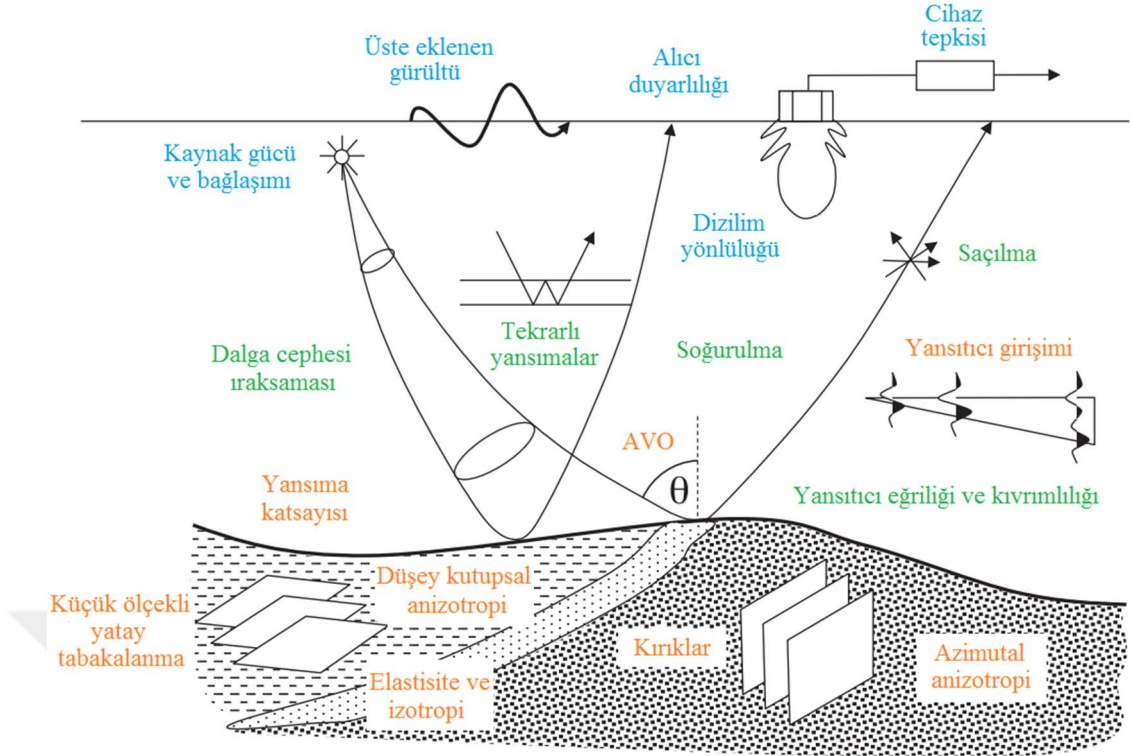


Şekil 4.9 : Kaynak ve alıcıların konumlarının genel görünümü ve kaynak-alıcı statik düzeltmesi hesaplamalarında kullanılan veri toplama parametreleri.

Kaynak-alıcı statik düzeltmesi için elde edilen $t_s = 10$ msn değerinin tüm sismik izlere eklenmesi için Disco'nun HEADPUT ve STATIC modülleri kullanılmaktadır. Kaynak-alıcı statik düzeltmesi aşamasının tamamlanmasıyla, bir sonraki veri-işlem aşaması olan "Genlik kazanç düzeltmesi" aşamasına geçilmiştir.

4.1.6 Genlik kazanç düzeltmesi

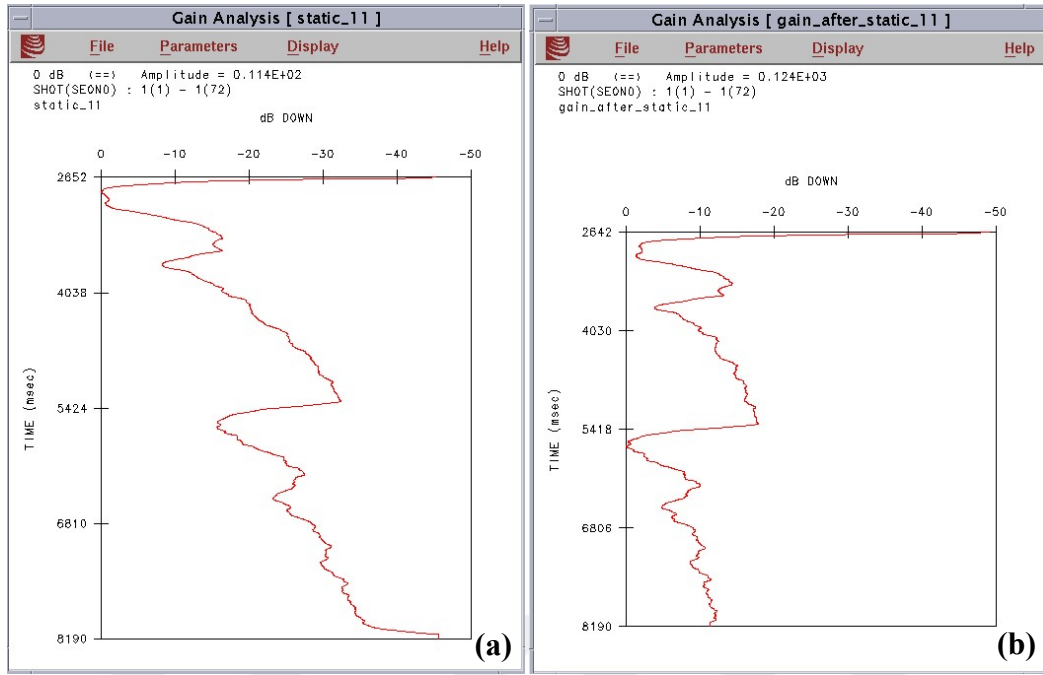
Sismik kaynaktan çıkan dalgaların Şekil 4.10'da verilen birçok unsurun etkisiyle enerjilerinde zamanla azalma gerçekleşmektedir. Bu durum, yer altındaki derin bölgeleri temsil eden sismik izlerdeki belirginliklerin azalmasına veya tamamen kaybolmasına sebep olmaktadır. Sismik izlerdeki en büyük genlik kaybı, geometrik sebeplerden (küresel açılım) oluşmaktadır. Sismik izlerin genlik analizi yapılan bu veri-işlem aşamasında, enerji kaybı sebebiyle dalgaların genliklerinde oluşan kayıpların giderilmesi ve buna bağlı olarak derin bölgeleri temsil eden sismik izlerin iyileştirilmesi amaçlanmaktadır. Bu amaçla gerçekleştirilen genlik kazanç düzeltmeleri sismik izlere Disco'nun GAIN modülü kullanılarak uygulanmaktadır.



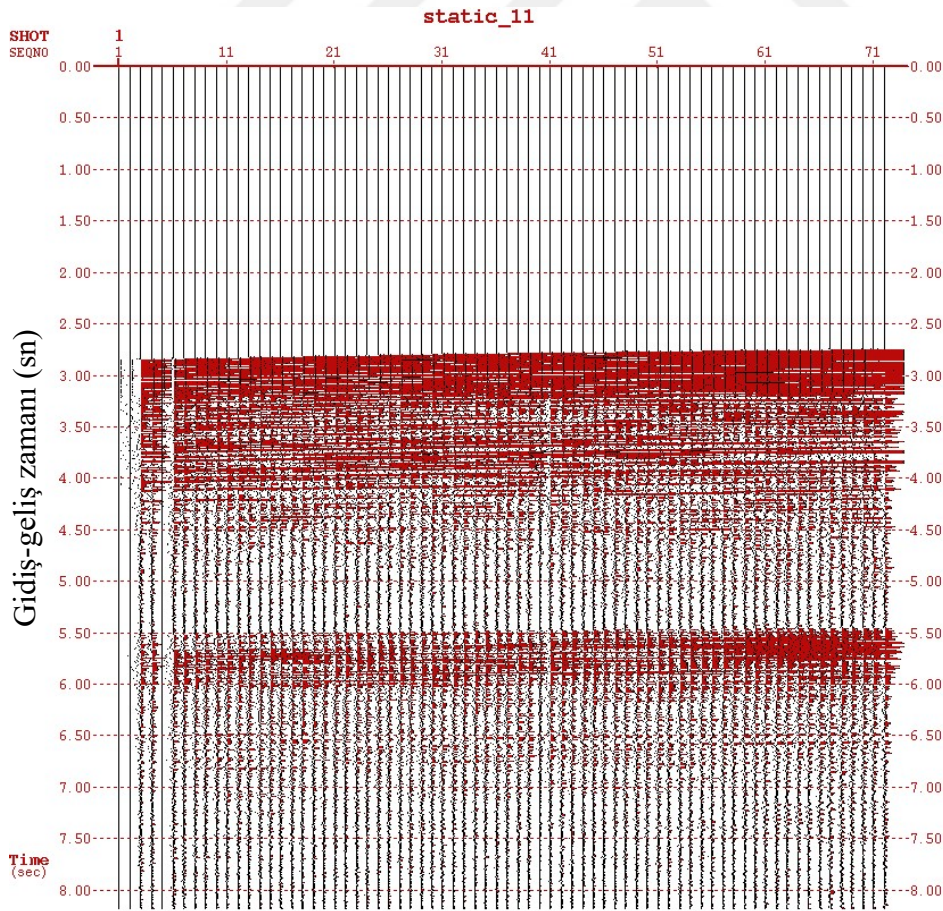
Şekil 4.10 : Sismik dalga genliklerini etkileyen unsurlar (Simm ve Bacon (2014)'dan değiştirilerek alınmıştır).

Şekil 4.11a'da 11 numaralı hattın 1 numaralı atışı için olan Focus'un "Genlik Analizi" penceresi verilmektedir. GAIN modülü kullanılarak uygulanan eksponansiyel interpolasyon ile genlikleri ölçeklenen sismik izlere ait Şekil 4.11b'de verilen genlik eğrisinde, derin bölgeleri temsil eden kısımlardaki genliklerin iyileştirildiği açık bir şekilde görülmektedir. GAIN modülü, bir atışa ait tüm sismik izleri, kullanıcı tarafından oluşturulup modüle tanıtılan eksponansiyel genlik ölçekleme fonksiyonu ile çarparak, genliklerin ölçeklenmesi işlemini gerçekleştirmektedir.

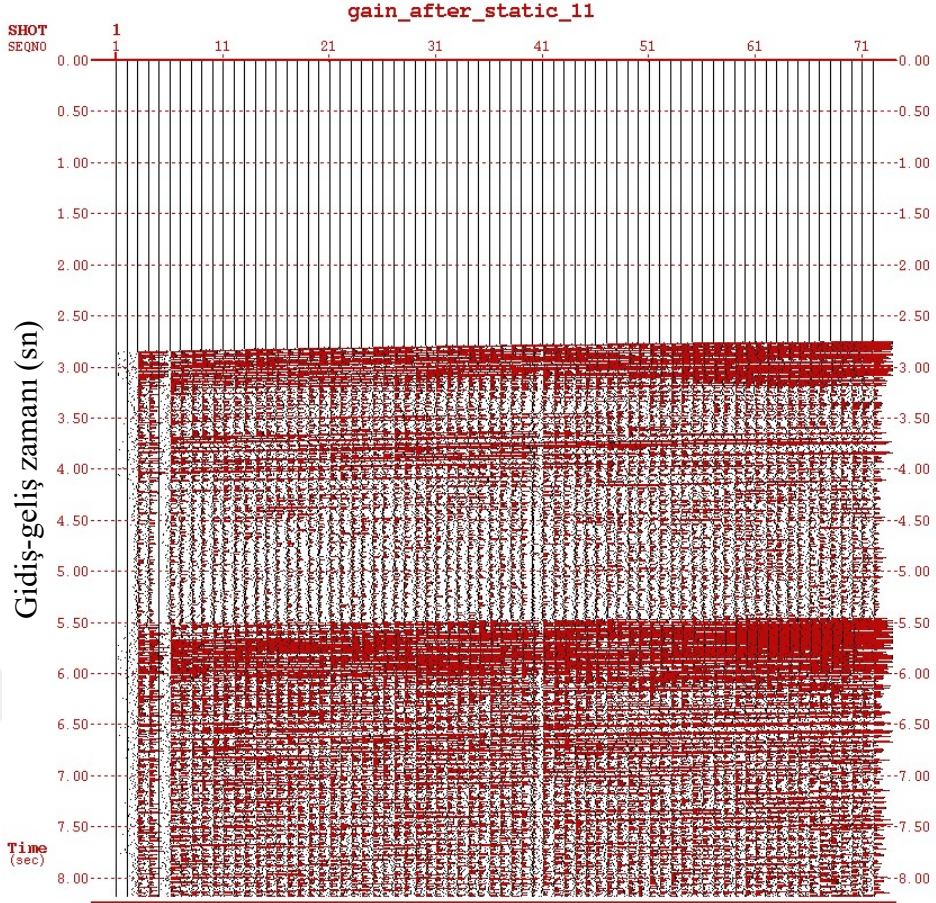
Şekil 4.12'de 11 numaralı hattın 1 numaralı atışına ait genlik kazanç düzeltmesi gerçekleştirilmemiş olan sismik izler görülmektedir. Şekil 4.13'te ise, aynı atışa ait sismik izlerin GAIN modülü kullanılarak genlik kazanç düzeltmesi uygulanmış hali yer almaktadır. Genlik kazanç düzeltmesi uygulandıktan sonra, derin bölgeleri temsil eden kısımlardaki genlik iyileşmesi Şekil 4.12 ve Şekil 4.13'teki sismik izlerin karşılaştırmalı olarak incelenmesi ile daha rahat görülebilmektedir. Burada dikkat edilmesi gereken bir diğer unsur ise, geç zamanlardaki genliklerin iyileştirilmesi sırasında pek istenmeyen bir durumda gerçekleşmiş olmasıdır. Sismik izler için gürültü niteliği taşıyan, deniz tabanı tekrarlı yansımalarına ait olan bölümdeki (5,5 sn civarında) genliklerde, bu düzeltme işlemi ile birlikte güçlendirilmiş olmaktadır.



Şekil 4.11 : 11 numaralı hattın 1 numaralı atışına ait sismik izlerin, Focus'un "Genlik Analizi" penceresinde **(a)** genlik düzeltmesi uygulanmamış ve **(b)** uygulanmış durumda elde edilen genlik eğrileri.



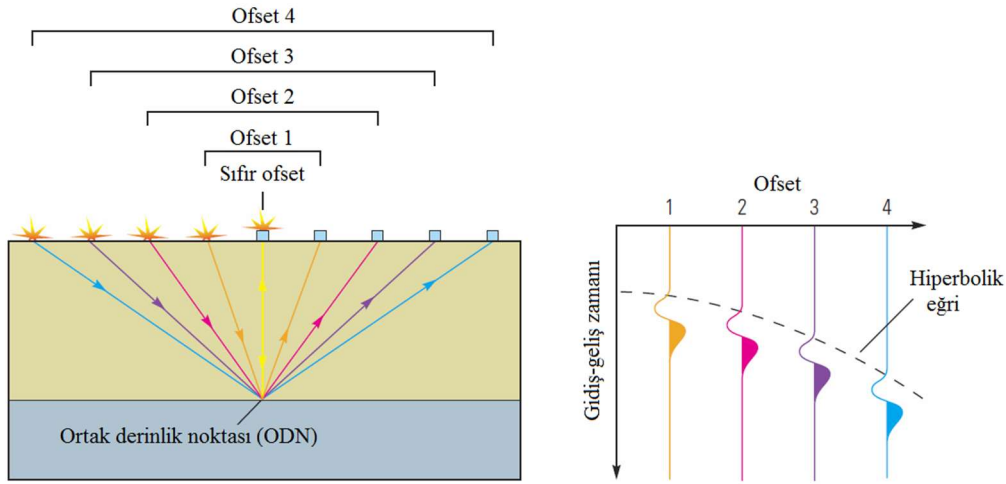
Şekil 4.12 : Genlik kazanç düzeltmesi uygulanmamış, 11 numaralı hattın 1 numaralı atışına ait sismik izler.



Şekil 4.13 : Genlik kazanç düzeltilmesi uygulanmış, 11 numaralı hattın 1 numaralı atışına ait sismik izler.

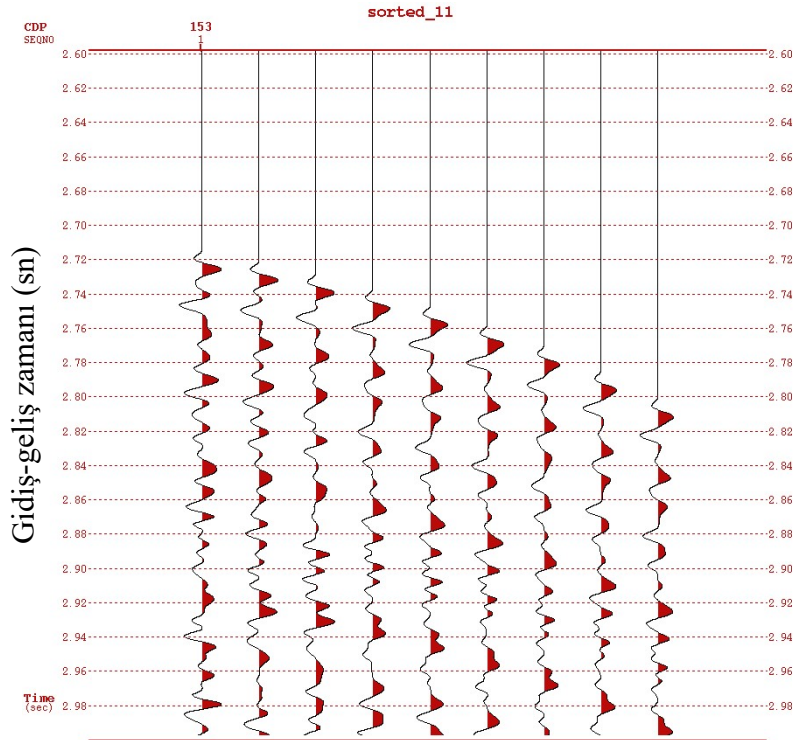
4.1.7 Ortak derinlik noktası (ODN) düzenine geçiş

Badley (1985), 1960'lı yıllara doğru yapılan bir keşifle, farklı seyahat yolları izleyen dalga cephelerinin kullanımı ile aynı yeraltı noktasının tekrarlı bir biçimde örneklenmesinin, kayda değer yararlar sağlamış olduğunu belirtmektedir. Ortak Derinlik Noktası (ODN) olarak adlandırılan bu yöntemin, kaynak-alıcı aralıklarının bir ortak derinlik noktası etrafında eşit uzaklığa sahip olacak şekilde arttırılıp, birbiri ardına kayıtlar alınmasıyla basit bir şekilde gerçekleştirildiğini ifade etmektedir. Şekil 4.14 incelendiğinde, kayıtlar alınırken ofset değerinin arttırılmasıyla, sismik sinyalin seyahat süresinin artmasından dolayı, aynı derinlik noktası için olan sismik izlerin yansıma varış zamanı değerlerinin artmakta olduğu görülmektedir. Bir araya getirilen bu farklı yansıma varış zamanı değerlerine sahip izlerden oluşan ODN grubu, gidiş-geliş zamanı-ofset düzeninde sunulmaktadır. ODN grubunda bir araya getirilerek yan yana dizilen, ortak bir derinlik noktası için olan sismik izlerin yansıma varış zamanı değerleri, hiperbolik bir eğri oluşturmaktadır.



Şekil 4.14 : Farklı ofset değerlerine sahip birçok kaynak-alıcı çiftinden ortak bir derinlik noktası için elde edilen sismik izlerin, bir ODN grubu oluşturulması için kullanılması (Albertin ve diğ. (2002)'den değiştirilerek alınmıştır).

Bir ODN grubunun sahip olduğu en fazla iz sayısı, "katlama sayısı" (fold) olarak ifade edilmektedir ve $((\text{kanal sayısı} \times \text{grup aralığı}) / (2 \times \text{atış aralığı}))$ formülü kullanılarak hesaplanmaktadır. Çizelge 3.2'de belirtildiği üzere bu çalışmada, kanal sayısı 84 olan 01 numaralı hat hariç, 72 kanal sayısına sahip diğer tüm hatların katlama sayısı değeri 9'dur. 01 numaralı hattın katlama sayısı ise 10'dur. Şekil 4.15'te 11 numaralı hattın, 9 katlama sayısına sahip olan 153 numaralı ODN grubu örnek olarak verilmektedir.



Şekil 4.15 : 11 numaralı hattın 153 numaralı ODN grubu (9 katlamalı).

Atış düzeninden, S/G oranının ve buna bağlı olarak sismik veri kalitesinin artırılması için kullanılan ODN düzenine geçiş, Disco'nun SORT modülü kullanılarak yapılmaktadır. ODN düzenine geçişten sonraki veri-işlem aşaması "Hız Analizi"dir.

4.1.8 Hız analizi

Sıfır ofset alıcı terimi, alıcının konum olarak kaynak üzerinde olduğunu ifade etmekte ve Şekil 4.14'teki "yansıma hiperbolü" olarak ifade edilen hiperbolik eğrinin tepe noktası da, sıfır ofset alıcıya ait yansıma varış zamanı değerini vermektedir. Bir ODN için, kaynak-alıcı arası belirli bir ofset olduğu durumda, kaynaktan alıcıya ulaşan yansımanın varış zaman değeri ile kaynaktan sıfır ofset alıcıya ulaşan yansıma varış zaman değeri arasında farklılık oluşmaktadır. Yansımalar arasındaki bu varış zamanı değeri farklılığı, "Dik Yola Kaydırma - DYK" (Normal Move Out - NMO) düzeltmesi adı verilen bir düzeltme ile giderilmektedir. Bu düzeltmenin gerçekleştirilebilmesi için, ilk aşamada DYK hızlarının "Hız Analizi" aşaması ile belirlenmesi gerekmektedir.

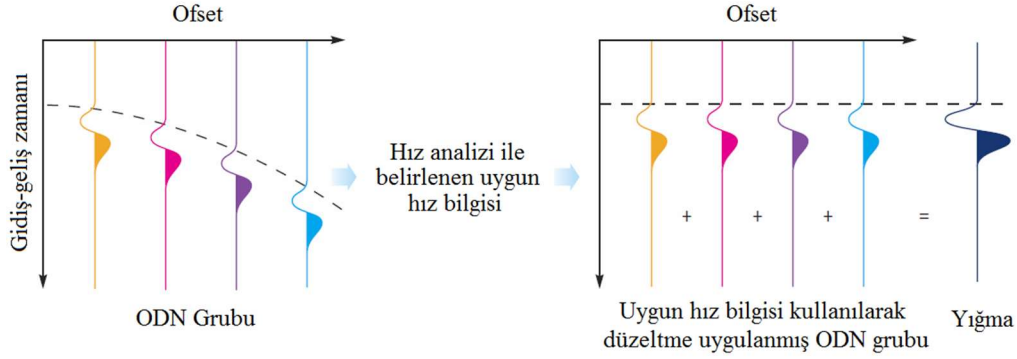
Şekil 4.14'te verilen, ODN noktasının üzerinde bulunduğu yatay bir ara yüzeye sahip yeraltı modeli ele alındığında, herhangi bir kaynaktan çıkan sinyalin ODN'den yansıyarak ilgili alıcıya olan varış zamanının, kaynak ile alıcı arasındaki uzaklığa (x) bağlı olduğu bilinmektedir. Yer altı modelindeki ara yüzeyin sınırlamış olduğu tabakanın sahip olduğu hız değerinin V, kaynak-alıcı arasında herhangi bir uzaklığın bulunmadığı sıfır ofset atışa ait varış zamanı değerinin de t_0 ile ifade edildiği göz önüne alınırsa, kaynak-alıcı arasında ofset değeri olan herhangi bir atıştaki uzaklığa bağlı varış zamanı $t(x)$, denklem 4.2 ile hesaplanabilmektedir.

$$t(x) = t_0 \sqrt{1 + \left(\frac{x}{Vt_0}\right)^2} \Rightarrow t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{V^2} \quad (4.2)$$

Bir hiperbol denklemi olan denklem 4.2 kullanılarak Şekil 4.14'te verilen hiperbolik eğri elde edilmektedir. Bir ODN için, herhangi bir atışa ait $t(x)$ değeri ile t_0 değeri arasındaki farka DYK adı verilir ve Δt_{DYK} ile ifade edilen bu fark, denklem 4.3 ile hesaplanabilmektedir.

$$\Delta t_{DYK} = t(x) - t_0 = t_0 \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{Vt_0}\right)^2} - 1 \right] \quad (4.3)$$

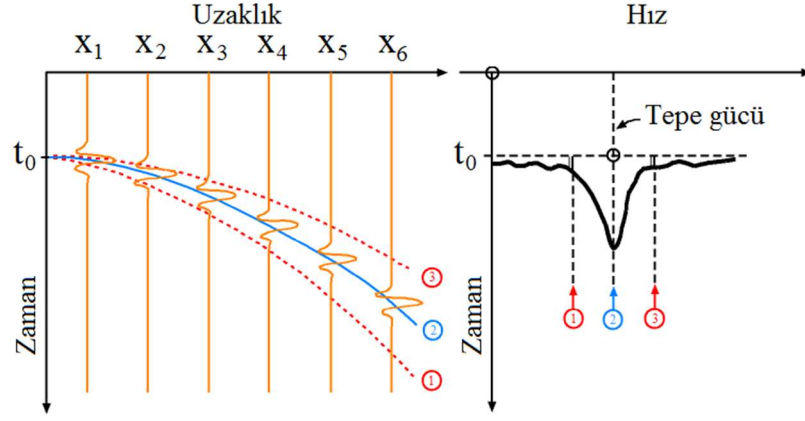
Hız analizinin esas amacı, Şekil 4.16'da görüldüğü gibi, ODN grubunun meydana getirdiği yansıma hiperbolünün düzleştirilmesi amacıyla tüm yansıma varış zaman değerlerinin sıfır ofset değerine kaydırılmasını sağlayacak olan ve bunu izleyen yığma (stack) işlemi gerçekleştirildiğinde de optimum sonucun elde edilmesine imkan tanıyacak olan en uygun hız değerinin belirlenmesidir.



Şekil 4.16 : ODN grubunun meydana getirdiği yansıma hiperbolünün düzleştirilmesi ve yığma işleminde en iyi sonucun elde edilebilmesi için hız analizi ile elde edilen en uygun hız bilgisinin kullanılması (Albertin ve diğ. (2002)'den değiştirilerek alınmıştır).

Sismik yansıma çalışmalarında hız analizi, birçok farklı yöntem kullanılarak gerçekleştirilebilir. Bu aşamada hız analizi gerçekleştirilirken, " t^2-x^2 Analizi", "Sabit Hız Taraması" ve "Sabit Hız Yığması" olarak adlandırılan bu birçok hız analizi yönteminden biri olan "Hız Spektrumu" yöntemi kullanılmıştır.

Taner ve Koehler (1969) tarafından detayları verilen "Hız Spektrumu" yönteminde, bir ODN grubunda gözlemlenen tüm yansıma hiperbollerine ait t_0 değerleri için bir hız değer aralığı belirlenmekte ve bu aralıkta yer alan tüm hızlar için ayrı ayrı olacak şekilde teorik hiperbolik varış zamanı eğrileri elde edilmektedir (Şekil 4.17). Bu teorik olarak elde edilen hiperbolik eğrilerin, ODN grubunu oluşturan izlerle çakıştığı kısımlardaki yansıma genlik değerlerinin tümü toplanarak "yığılmış genlik" (stacked amplitude) değeri elde edilir. Farklı hız değerleri kullanılarak oluşturulan bu teorik hiperbolik eğrilerden, ODN grubundaki yansıma hiperbolü ile çakışan eğri, yığılmış genlik değeri açısından bakıldığında en büyük değeri verecek olan eğri olmaktadır. Yansıma hiperbolü ile çakışan bu teorik eğrinin oluşturulması için kullanılan hız değeri de asıl yansımayı temsil eden hız değeri olmaktadır. Bu yöntem izlenerek ODN grubundaki tüm yansıma hiperbollerinin, yığılmış genlik değerlerinin en yüksek olduğu kısımlarının (tepe gücü (peak power)) belirgin biçimde ortaya konulduğu bir hız-zaman kontur haritası oluşturulur.

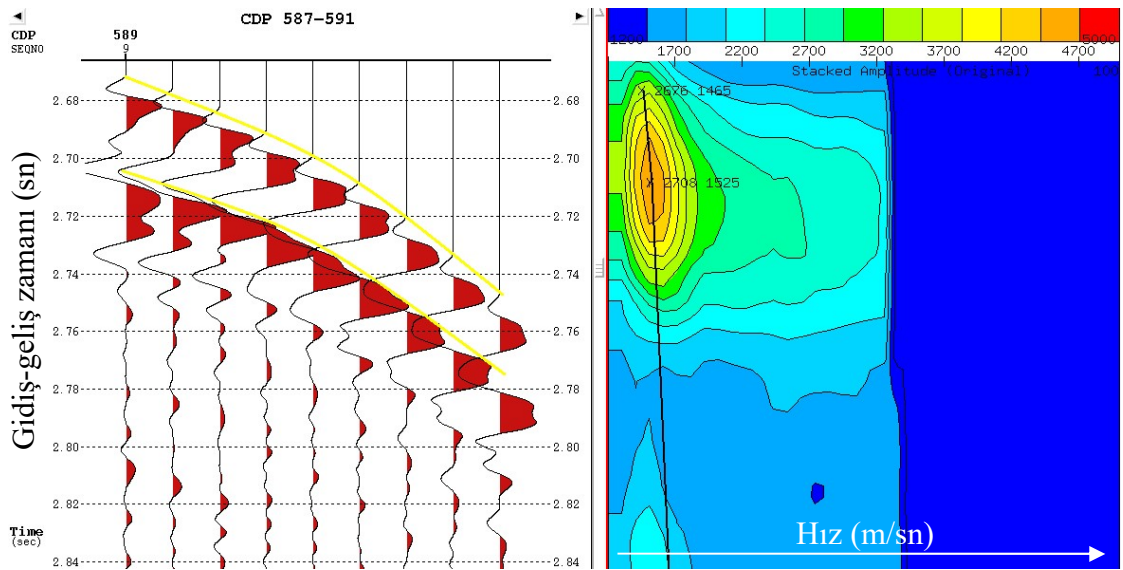


Şekil 4.17 : Hız Spektrumu yönteminde, bir ODN grubu için yığılmış genlik kontur haritasının oluşturulma prensibi (Taner ve Koehler (1969)'den değiştirilerek alınmıştır).

Yığılmış genlik değerleri, denklem 4.4 kullanılarak hesaplanmaktadır.

$$s_t = \sum_{i=1}^n f_{i,t(i)} \quad (4.4)$$

Burada n, ODN grubundaki iz sayısı, $f_{i,t(i)}$, i. izde t(i) gidiş-geliş zamanındaki genlik değeridir. t(i) değerleri, denklem 4.2 kullanılarak hesaplanmaktadır. Şekil 4.18'de, hız analizinin gerçekleştirildiği Focus programının interaktif penceresinde, ODN grubunda görülen yansıma hiperbollerini ile çakışan teorik hiperbolik eğrilerin vurgulandığı, 11 numaralı hattın 589 numaralı ODN grubu (2.66-2.84 saniye aralığı) ve bununla birlikte asıl yansıma hiperbollerini temsil eden en büyük yığılmış genlik değerlerinin belirgin biçimde görüldüğü, yığılmış genlik hız-zaman kontur haritası verilmektedir.

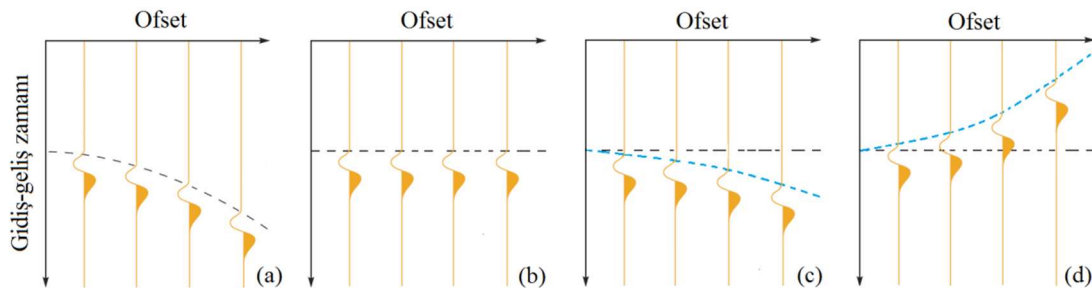


Şekil 4.18 : Focus programının interaktif penceresinde, 11 numaralı hattın 589 numaralı ODN grubu ve ilgili yığılmış genlik hız-zaman kontur haritası.

Şekil 4.18'de verilen Focus'un interaktif hız analizi penceresinde, hız-zaman kontur haritası üzerindeki en büyük yığılmış genlik değerlerinin görüldüğü kapanımlar, ODN grubundaki tüm yansıma hiperbollerini temsil eden eğrilerle etkileşimli olarak seçilerek işaretlenmektedir. Kontur haritasındaki uygun görülen tüm kapanımların interaktif olarak işaretlenmesi tamamlandığında, harita üzerinde seçilmiş olan tüm noktalar, o ODN grubu için bir hız fonksiyonunun oluşturulmasını sağlamaktadır. Hız analizinin hassas bir biçimde tamamlanması için, hız analizi gerçekleştirilen ODN gruplarının aralığı, her hat için 50 ODN'de bir olmak üzere, oldukça dar alınarak yapılmıştır. Tüm hız analizi gerçekleştirilen ODN gruplarının hız fonksiyonları kullanılarak bir hatta ait hız-zaman kesiti oluşturulabilmektedir. Tüm bu hız fonksiyonları Disco'nun VELDEF modülü kullanılarak sismik veri tabanına yazdırılmaktadır. Sismik veri tabanına yazdırılan bu hız bilgileri daha sonra DYK düzeltmesi aşamasında kullanılmaktadır.

4.1.9 Dik yola kaydırma (DYK) düzeltmesi

Dik yola kaydırma düzeltmesi, hız analizi sonucunda elde edilen en uygun hız bilgisinin kullanımı ile, ODN grubundaki izlere ait tüm yansıma varış zaman değerlerinin sıfır ofset değerine kaydırılmasını ve izlerin meydana getirdiği yansıma hiperbolünün düzleştirilmesini sağlamaktadır. DYK düzeltmesi için kullanılacak olan hızların doğru olarak belirlenmemesi, düzeltmenin hatalı olarak gerçekleştirilmesine ve yansıma hiperbolünün tam olarak düzleştirilememesine sebep olmaktadır. Şekil 4.19'da, bir ODN grubu için gerçekleştirilen DYK düzeltmesinde, olması gereken hız değerinden daha yüksek (Şekil 4.19c) ve daha düşük (Şekil 4.19d) olan değerlerin kullanılması sonucu elde edilen hatalı sonuçlar verilmektedir.



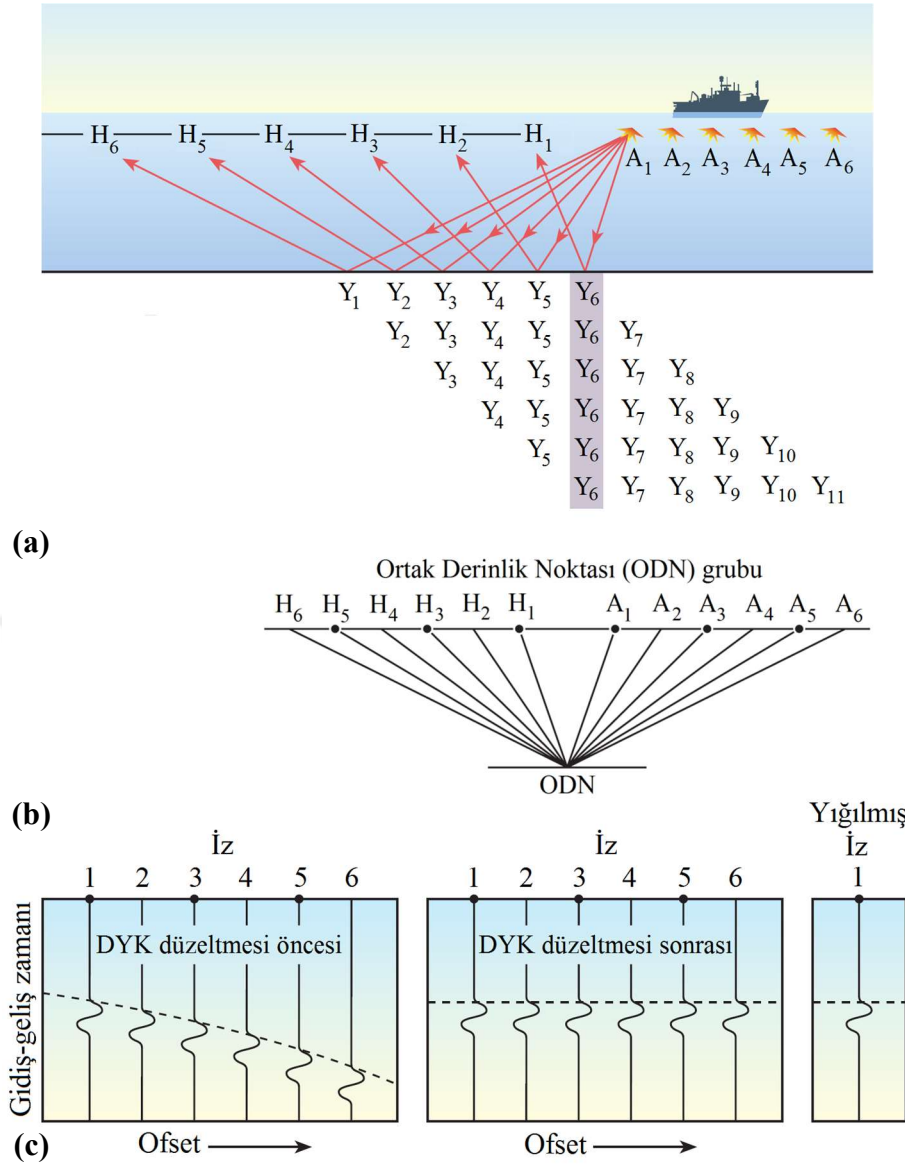
Şekil 4.19 : (a) Bir ODN grubu, (b) en uygun hız değeri kullanılarak gerçekleştirilen DYK düzeltmesi ile tüm yansıma varış zamanlarının sıfır ofset zamanına kaydırılması, (c) DYK düzeltmesi için olması gereken hız değerinden daha yüksek ve (d) daha düşük hız değerlerinin kullanılması durumundaki hatalı sonuçlar.

DYK düzeltmesinde kullanılan sismik hız değeri, olması gereken hız değerinden daha yüksek bir değerde kullanılırsa yansıma hiperbolü, Şekil 4.19c'de görüldüğü gibi az düzeltilmiş (undercorrected), eğer daha düşük bir değerde kullanılırsa da, Şekil 4.19d'de görüldüğü gibi fazla düzeltilmiş (overcorrected) olmaktadır. Bu durumlarla karşılaşılması DYK düzeltmesi aşamasında tercih edilmemektedir. DYK düzeltmesi, Disco'nun NMO modülü kullanılarak gerçekleştirilmektedir. Hız analizi aşamasında oluşturulan ve sismik veri tabanına VELDEF modülü kullanılarak yazdırılan hız fonksiyonlarına ait dosyanın ismi, NMO modülünün IDENT seçeneğine girilmektedir. Böylece NMO modülü ilk aşamada, istenilen hız dosyasını sismik veri tabanından bulup getirerek, dosyadaki sismik hız fonksiyonlarının ara değerlerinin hesaplanmasını (interpolasyonunu) gerçekleştirmektedir. NMO modülü daha sonra DYK düzeltmelerini hesaplamakta ve bu düzeltmeleri sismik izlere uygulamaktadır. DYK düzeltmelerinin uygulanmasıyla birlikte, Şekil 4.1'de verilen akış şemasındaki yığma öncesi veri-işlem aşamalarının tümü tamamlanmış olmaktadır.

4.1.10 Yığma

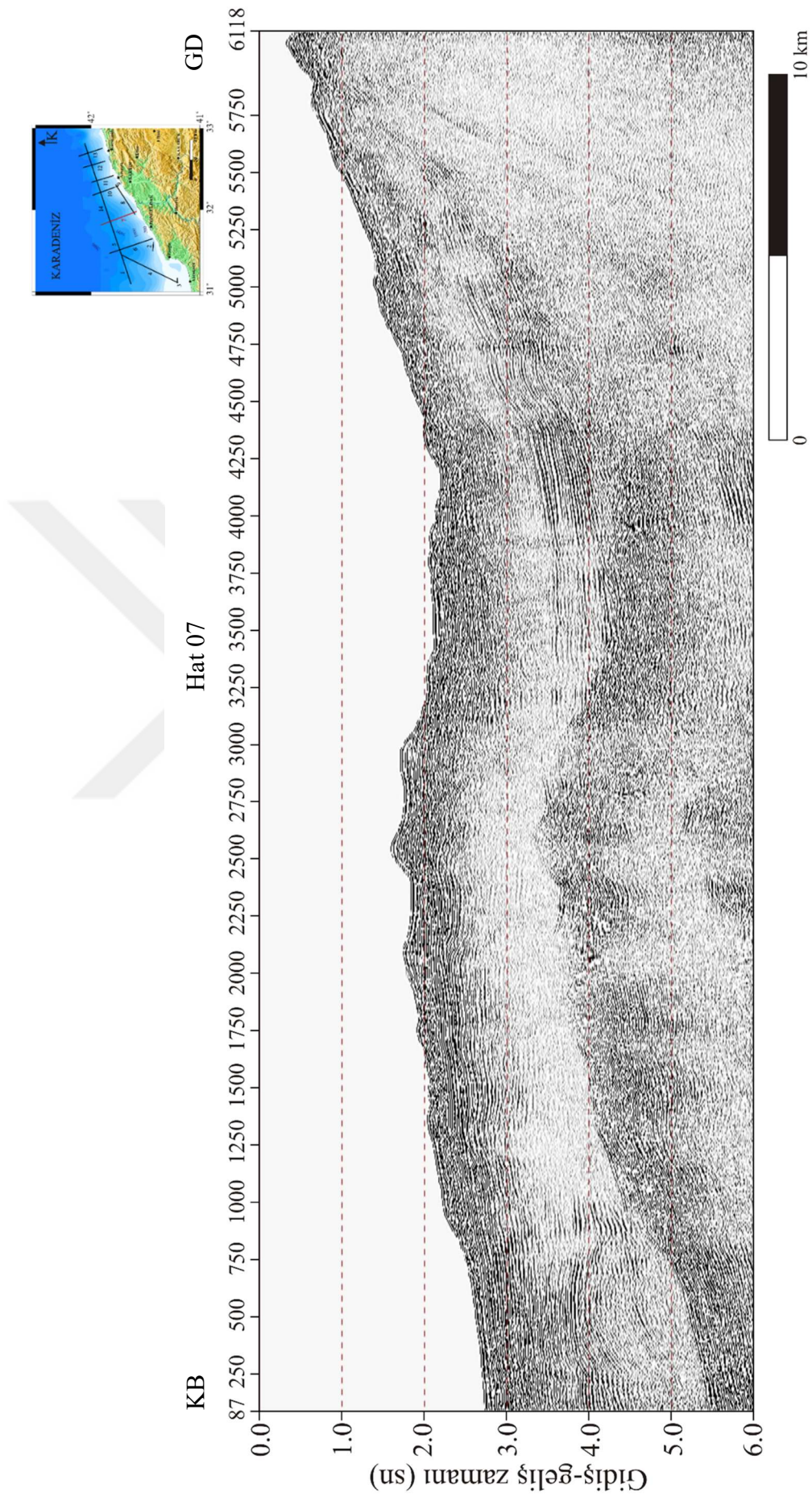
Yığmaya kadar olan aşamalar göz önüne alındığında (Şekil 4.20), ilk olarak atış düzeninden ODN düzenine geçilmekte, daha sonra gerçekleştirilen hız analizi ile ODN gruplarındaki tüm yansıma varış zaman değerlerinin sıfır ofset değerine kaydırılmasını sağlayacak olan en uygun hız fonksiyonları belirlenmekteydi. DYK düzeltmesinde bu hız fonksiyonlarının kullanılmasıyla tüm ODN gruplarındaki yansıma hiperbollerinin düzleştirilmesi sağlanarak izler yığma aşamasına hazır hale getirilmekteydi.

Yığma işlemiyle, DYK düzeltmesi sonucu tüm yansıma varış zamanları sıfır ofset yansıma varış zamanına kaydırılmış olan ODN gruplarındaki sismik izler, cebirsel olarak toplanarak, her ODN grubuna ait yalnızca bir sismik iz (yığma izi) elde edilmektedir. Her ODN grubu için elde edilen yığma izlerinin yan yana dizilmesiyle birlikte "yığma kesit" oluşturulmaktadır. Deniz yansıma sismiği çalışmalarında elde edilen bir yığma kesit, deniz tabanının altındaki jeolojik yapı ile ilişkilendirilebilecek ilk görsel olma özelliğine sahiptir. Yığma işlemi sonucunda S/G oranında önemli bir artış gerçekleşmekte ve özellikle gelişigüzel gürültüler çok büyük oranda ortadan kaldırılmaktadır.



Şekil 4.20 : Yığma işleminin temelleri. **(a)** Sismik izlerin, birçok farklı ofsette yapılan çok sayıdaki atıştan temin edilmesi (A, sismik kaynaklar, H, hidrofonlar ve Y, yansıma noktaları) **(b)** Sismik izlerden ODN grubunun oluşturulması. **(c)** ODN grubunun oluşturduğu yansıma hiperbolünün DYK düzeltmesi ile düzeltilmesi ve yığma işlemi ile tüm izlerden bir yığılmış izin elde edilmesi (Barclay ve diğ. (2008)’den değiştirilerek alınmıştır).

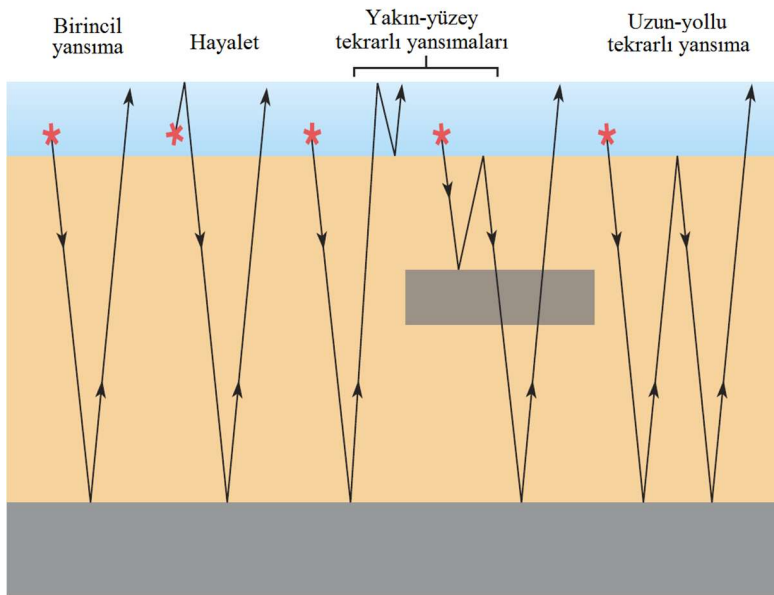
Yığma işlemi Disco'nun STACK modülü kullanılarak gerçekleştirilmektedir. Her ODN grubunda tüm izlerin toplanması için STACK modülünün MXFOLD seçeneğine, o hattaki en fazla sayıda ize sahip olan ODN grubunun iz sayısı diğer bir ifade ile katlama sayısı değeri girilmelidir. Şekil 4.21’de, tüm hatlar için elde edilmiş olan yığma kesitlerden, 07 numaralı hatta ait yığma kesit örnek olarak verilmektedir. Diğer hatlar için elde edilen yığma kesitler EK A’da verilmektedir. Yığma kesitler elde edildikten sonra Şekil 4.1’de verilen akış şemasında görüldüğü gibi, yığma sonrası ilk veri-işlem aşaması olan "Ters Evrişim" aşamasına geçilmiştir.



Şekil 4.21 : 07 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.

4.1.11 Ters evrişim

Sismik yansıma çalışmalarında, bir atış sonrası kaynaktan çıkan enerji, alıcılara ulaşmadan önce defalarca yansıma uğrayabilmektedir. Tekrarlı yansımalar (multiples), süzgeçleme ve yığma ile bastırılmaları oldukça güç olan ve sismik kesitler üzerinde oldukça sıkıntılı durumlar yaratabilen özel bir gürültü türüdür. Bu gürültüler, deniz yüzeyi ve deniz tabanı arasındaki gibi veya yeryüzü ile sağlam olmayan kayaktan oluşmuş bir tabakanın tabanı arasındaki gibi, yüksek akustik empedans kontrastına sahip ara yüzeyler arasında oluşan yankılanmalar (reverberations) biçiminde gerçekleşmektedir (Şekil 4.22). Sismik kesitler üzerinde geç zamanlarda belirlemekte olduklarından, derindeki gerçek yansımalarla karıştırılmaları kolay olmaktadır. Deniz yansıma sismiği çalışmalarında, özellikle deniz tabanı tekrarlı yansımaları, gözlemlendikleri zaman değeri ve bu değer in altında kalan kısmın üzerini örtmekte ve gerçek yansımaların seçilememesine sebep olmaktadır. Ayrıca, Bölüm 4.1.6'da detayları verilen "Genlik Kazancı Düzeltmesi"nin verilere uygulanması sonucu, geç zamanlardaki arzu edilen sinyallerin genliklerinin iyileştirilmesi işlemi sırasında, deniz tabanı tekrarlı yansımasına ait olan genliklerin de hiç istenmeyen biçimde güçlendirilmeleriyle birlikte, geç zamanlardaki yapıların sismik kesitler üzerinde seçilemez hale gelmesine neden olunabilmektedir.



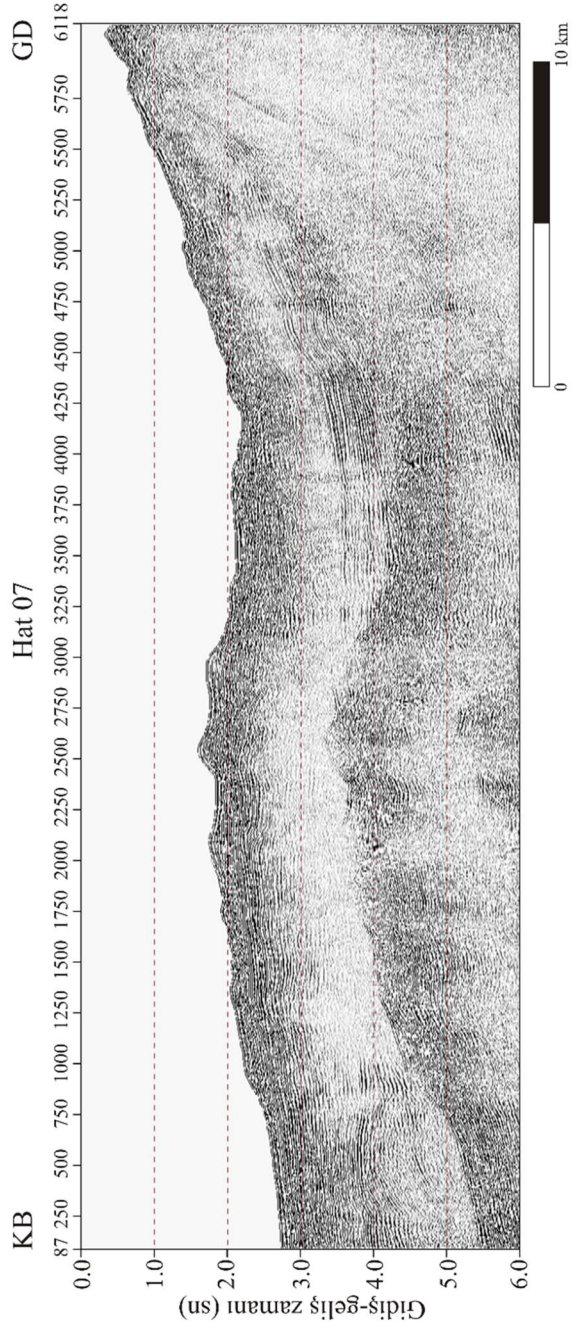
Şekil 4.22 : Tekrarlı yansıma biçimlerine örnekler. Hayalet tekrarlı yansımalarda, diğer tekrarlı yansılardan farklı olarak, kaynaktan çıkan enerji yansımadan önce yukarıya doğru hareket etmektedir (Camara Alfaro ve diğ. (2007)'den değiştirilerek alınmıştır).

Tekrarlı yansımaların giderilmesinde, etkili yöntemlerden biri olan "Ters Evrişim" (Deconvolution) kullanılmaktadır. Ters evrişimin esas amacı, yansıma katsayıları serisini (reflectivity function) sismik izden ayırmak ve böylece sismik olayların düşey ayrımlılığını ve tanımlanabilirliğini iyileştirmektir (Sheriff ve Geldart, 1995). Tekrarlı yansımaların etkisinin sismik kesitler üzerinden kaldırılmasında ters evrişimin özel bir türü olan "Önkestirme Ters Evrişimi"nin (Predictive Deconvolution) (Peacock ve Treitel, 1969) kullanımı tercih edilmektedir. Ters Evrişim işlemi, Disco'nun DECONA modülü kullanılarak gerçekleştirilmektedir. Şekil 4.23a'da 07 numaralı hattın yığma kesiti ve Şekil 4.23b'de bu yığma kesite ait spektral analiz sonucu verilmektedir. Şekil 4.24a'da ise 07 numaralı hattın yığma kesitine ters evrişim uygulanarak elde edilen kesit ve Şekil 4.24b'de bu kesite ait spektral analiz sonucu verilmektedir.

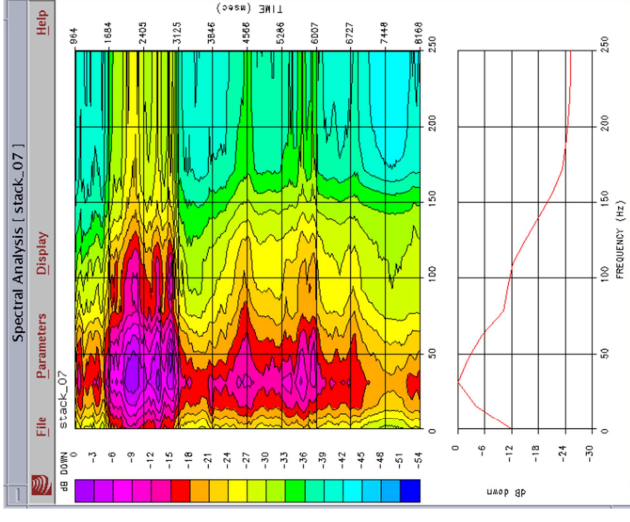
Şekil 4.23a'daki yığma kesit ile bu yığma kesite ters evrişim uygulanarak elde edilen kesit (Şekil 4.24a) karşılaştırıldıklarında, deniz tabanına ait tekrarlı yansımaların, tam olarak ortadan kaldırılamamış olmalarına rağmen, kesit üzerindeki etkilerinin önemli ölçüde zayıflatılmış olduğu görülmektedir. 07 numaralı hattın yığma kesiti için ve bu kesite ters evrişim uygulanarak elde edilmiş olan kesit için, Focus programının "Spektral Analiz" penceresi kullanılarak oluşturulan genlik spektrumu eğrileri (Şekil 4.23b ve Şekil 4.24b) incelendiğinde, uygulanan önkestirme ters evrişimi sonucunda, yüksek frekansları temsil eden kısımlardaki değerlerde artış olduğu görülmektedir. Bu sebeple, "Ters evrişim" uygulaması tüm hatlara ait yığma kesitler için gerçekleştirildikten sonra, elde edilen tüm kesitlere, detayları daha önce Bölüm 4.1.2'de verilmiş olan, "Bant geçişli süzgeç" uygulaması gerçekleştirilmiştir. Disco'nun FILTER modülü yardımı ile oluşturulan bant geçişli süzgecin kesme frekans değerleri 5-15 ve 70-80 Hz olarak seçilmiştir.

Şekil 4.25a'da 07 numaralı hattın yığma kesitine ters evrişim uygulanarak elde edilen kesite, bant geçişli süzgeç uygulanması sonucunda elde edilen kesit, Şekil 4.25b'de ise bu kesite ait spektral analiz sonucu verilmektedir. Şekil 4.24b ve Şekil 4.25b karşılaştırıldıklarında, alt kısımda yer alan genlik spektrumu eğrilerinde, süzgeçleme işlemi sonrası yüksek frekansları temsil eden kısımlarda oluşan etkinin giderilmiş olduğu açık bir şekilde görülmektedir. "Bant geçişli süzgeç" uygulaması tüm hatlara ait kesitler üzerinde gerçekleştirildikten sonra bir sonraki aşama olan, "Otomatik Kazanç Kontrolü" aşamasına geçilmiştir.

(a)

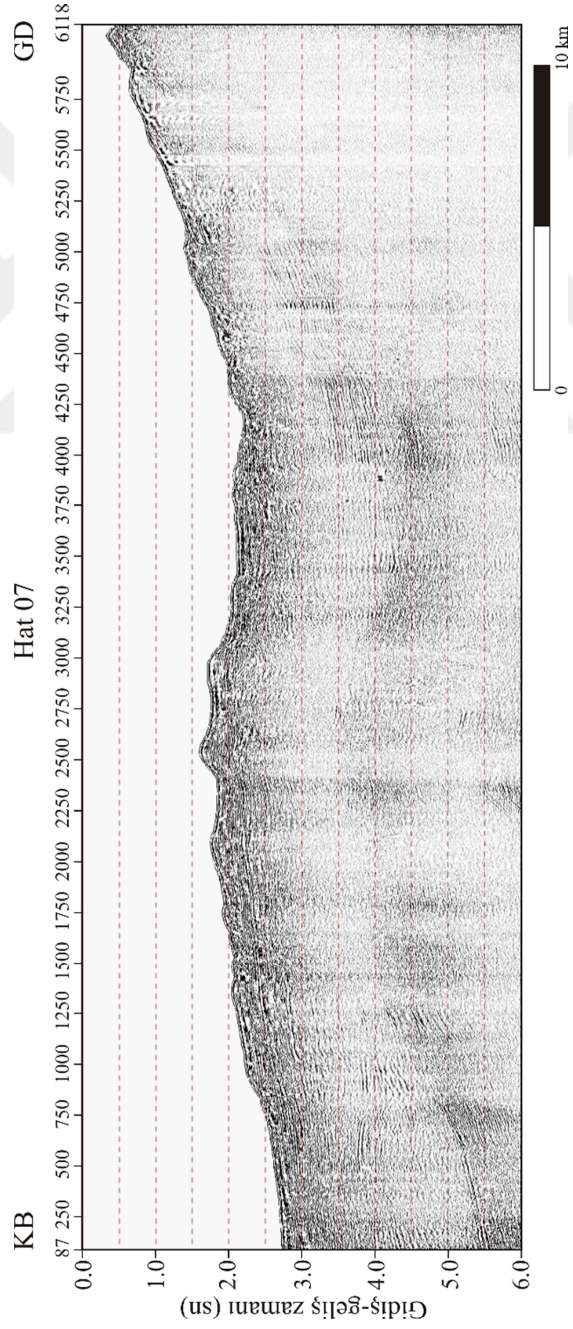


(b)

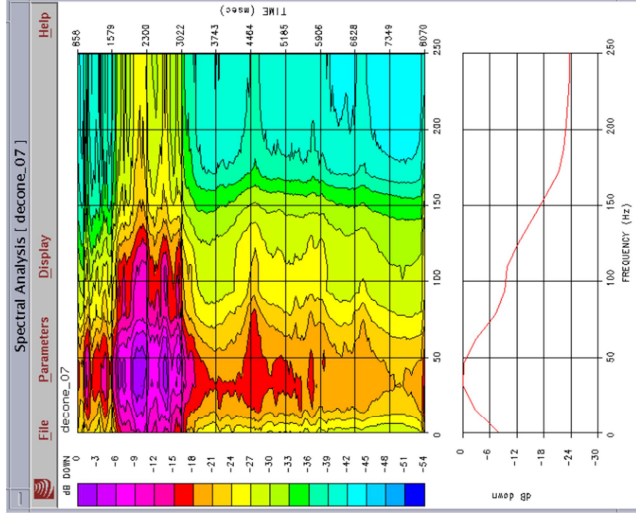


Şekil 4.23 : (a) 07 numaralı hatta ait yığma kesiti ve (b) spektral analiz grafiği.

(a)

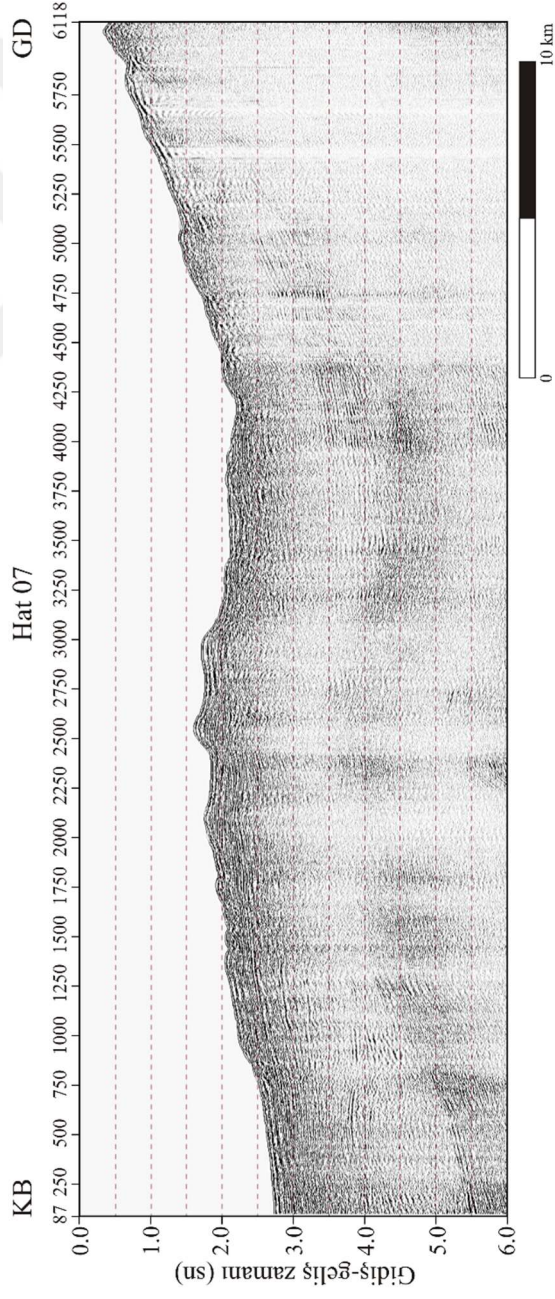


(b)

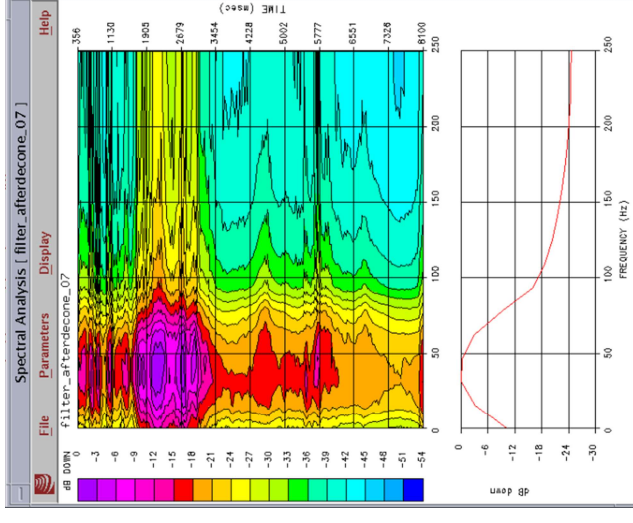


Şekil 4.24 : (a) 07 numaralı hattın yığma kesitine ters evrişim uygulanarak elde edilen kesit ve (b) spektral analiz grafiği.

(a)



(b)



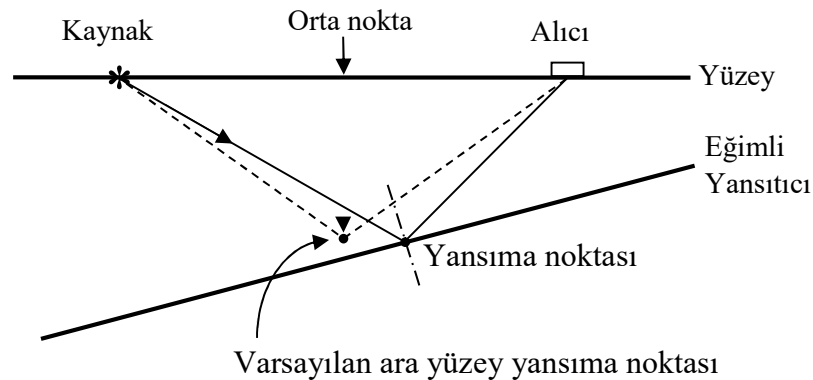
Şekil 4.25 : (a) 07 numaralı hattın yığma kesitine ters evrişim uygulanarak elde edilen kesite, bant geçişli süzgeç uygulanması sonucunda elde edilen kesit ve (b) spektral analiz grafiği.

4.1.12 Otomatik kazanç kontrolü

"Otomatik Kazanç Kontrolü" (Automatic Gain Control-AGC), bir çeşit genlik kazanç yöntemidir. Disco'nun AGC modülü kullanılarak gerçekleştirilen bu genlik kazancı uygulamasında, uzunluğu kullanıcı tarafından belirlenen kayan bir zaman penceresi sismik izlere uygulanır. Pencerenin içerisinde kalan genlikleri sıfırdan farklı tüm örneklerin genlik değerleri toplanır ve ortalaması alınır. Elde edilen ortalama değer, pencerenin orta noktasındaki iz örneği ile çarpılacak olan bir skalerin hesaplanmasında, ölçekleme faktörü olarak adlandırılan (SFACTOR) bir parametre ile birlikte kullanılır. Ölçekleme işlemi, örnekten örneğe, iz boyunca aşağı doğru uygulanır. Bu çalışmada pencere uzunluğu sabit bir değer olarak alınmış ve deneme-yanılma yoluyla 500 msn olarak belirlenmiştir. Tüm hatlara ait kesitlere "Otomatik Kazanç Kontrolü" uygulandıktan sonra bir sonraki aşama olan "Göç" aşamasına geçilmiştir.

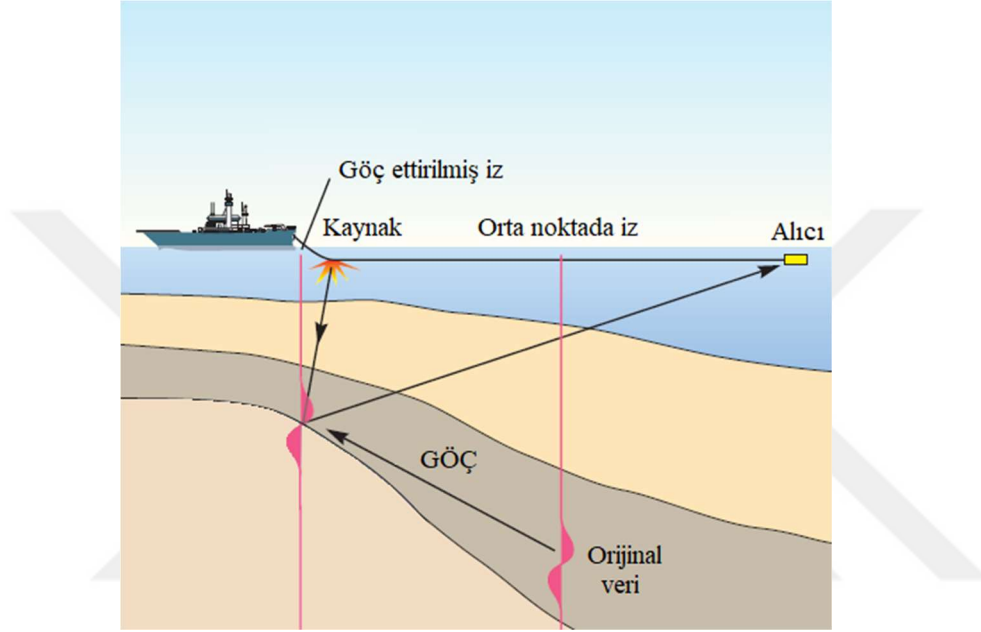
4.1.13 Göç

Sismik yansıma çalışmaları, akustik empedans kontrastına sahip ara yüzeylerin eğimlerine oldukça duyarlıdır. Yatay durumdaki yansıtıcılar için alıcılar, kaynak ve alıcı arasındaki mesafenin ortasında bulunan noktadan kaynaklanan yansıma verisini kaydedeceklerdir. Bununla birlikte, eğimli yansıtıcılar için ara yüzey veri noktası, kaynak ve alıcı arasındaki mesafenin ortasındaki noktada değil, bu noktaya göre eğim yukarı yönde bir ofsete sahip bir konumda yer almaktadır (Şekil 4.26) (Badley, 1985).



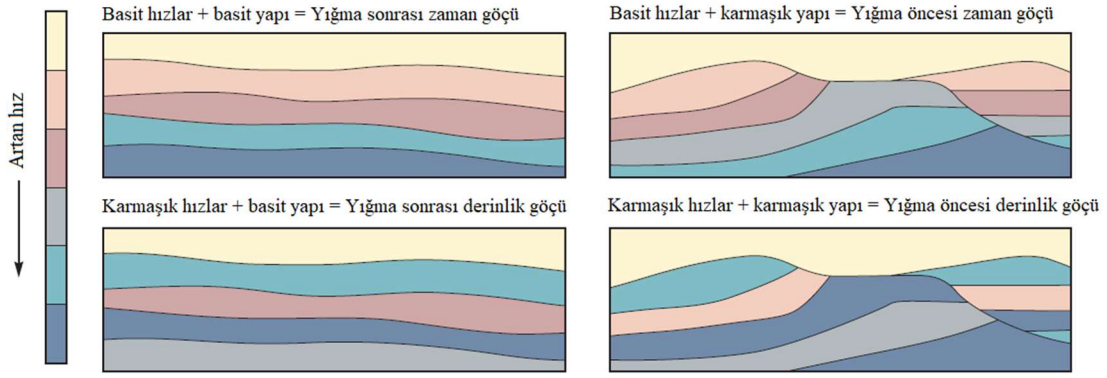
Şekil 4.26 : Yatay yansıtıcı durumunda, kaynak ve alıcı arasındaki mesafenin ortasında yer alan ara yüzey yansıma noktasının, eğimli yansıtıcı durumunda, gerçek yansıma noktasına göre eğim aşağı kısımda ve yansıtıcı düzleminin yukarısında kalan bir konumda bulunması (Badley (1985)'den değiştirilerek alınmıştır).

Eğimli ara yüzeyin sebep olduğu etkilerin gidermesi için "Göç" (Migration) işlemi uygulanmaktadır. Göç işlemi yansıtıcıları eğim yukarı taşımakta, eğimlerini arttırmakta, yansımaların uzunluğunu kısaltmakta ve böylece yansıtıcıların gerçek konumlarına taşınmasını sağlamaktadır (Badley, 1985). Şekil 4.27'de kaynak-alıcı arasındaki orta noktadan kaydedilen sismik izin göç işlemi ile gerçek konumuna taşınmasıyla ilgili basitleştirilmiş 2B bir deniz yansıma sismiği çalışması örneği verilmektedir.



Şekil 4.27 : Kaynak-alıcı arasındaki orta noktadan kaydedilen sismik izin göç işlemi ile gerçek konumuna taşınmasıyla ilgili basitleştirilmiş 2B bir örnek (Albertin ve diğ. (2002)'den değiştirilerek alınmıştır).

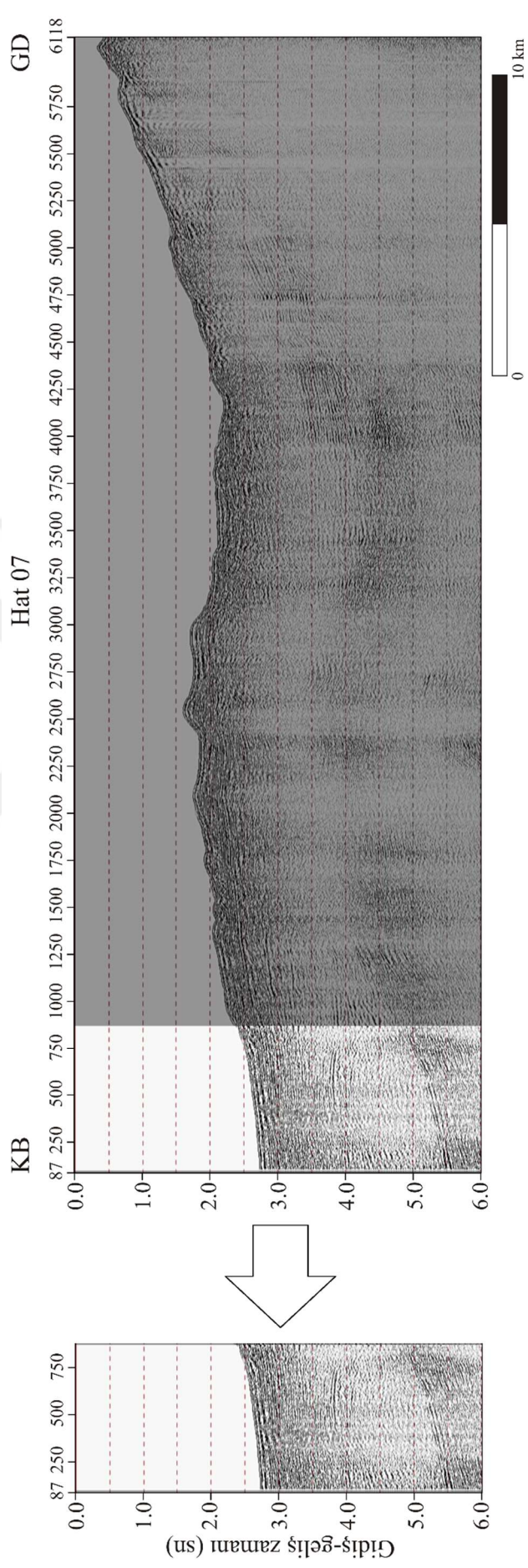
Göç işlemi gerçekleştirilmek için bir hız modeli kullanılır ve bunun için yığma işlemi sırasında kullanılan hız modelinden farklı bir hız modelinin oluşturulması gerekmektedir. Bunun temel nedeni, yığma hızlarının ara yüzeylerin eğimine duyarlı olmaları ve göç hızlarının ise ara yüzey eğiminden bağımsız olmalarıdır. Göç işlemi, zaman (time) veya derinlik (depth) olmak üzere farklı iki ortamda ve ayrıca yığma işleminden önce (prestack) veya yığma işleminden sonra (poststack) olacak şekilde gerçekleştirilebilmektedir. Basit yapısal özelliklere ve yumuşak hız değişimlerine sahip ortamlarda zaman ortamı göçü kullanılırken, ani hız değişimlerine sahip karmaşık ortamlarda derinlik ortamı göçü tercih edilmektedir. Yanal hız değişiminin bulunduğu ve düşey hızlarında derinlikle beraber ani olarak değişim gösterdiği ortamlarda yığma öncesi derinlik göçünün (prestack depth migration) kullanılması uygun olmaktadır (Şekil 4.28).



Şekil 4.28 : Hız değişimine ve yapısal özelliklerin değişimine göre tercih edilen dört farklı göç işlemi (Albertin ve diğ. (2002)’den değiştirilerek alınmıştır).

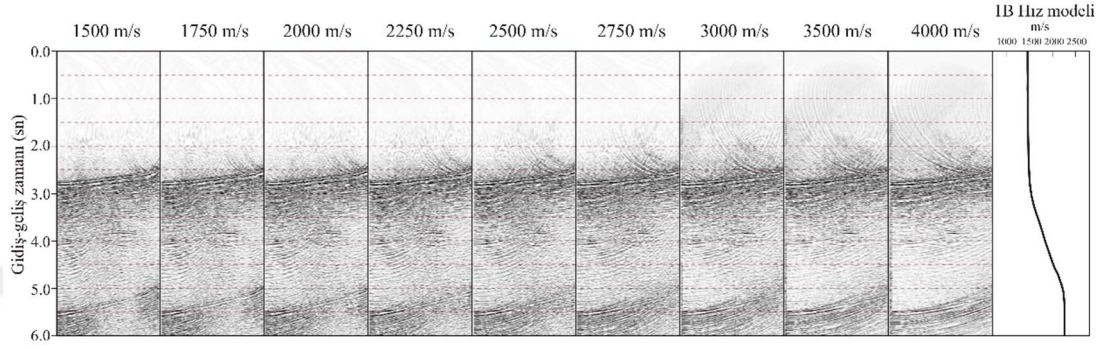
Bu çalışmada yığma sonrası zaman göçü (poststack time migration) uygulaması gerçekleştirilmiştir. Disco’nun MIGRATX modülü kullanılarak gerçekleştirilen göç işleminde, modülün kullanacağı 2B hız modeli yine Disco’nun DEFINE modülü yardımıyla oluşturulmuştur. Göç işlemi için kullanılan 2B hız modelinin oluşturulmasında, daha önce Bölüm 4.1.8’de belirtilen "Hız Analizi" yöntemlerinden, "Sabit Hız Taraması" (Constant Velocity Analysis) yöntemi kullanılmıştır.

Sabit Hız Taraması yönteminin uygulanmasında ilk olarak, otomatik kazanç kontrolü aşamasından sonra elde edilen kesitin belirli aralıklarla panellere ayrılma işlemi gerçekleştirilmiştir. 07 numaralı hattın kesitinin panellere ayrılması uygulamasını örnek olarak verecek olursak, hatta ait kesitte en büyük ODN değerinin 87 ve en küçük ODN değerinin 6118 olduğu göz önüne alındığında, ilk panelin aralığı 87-841 olarak belirlenmiş, daha sonra diğer panellerin aralıklarının da mümkün olduğunca ilk panelin aralığına eşit veya yakın değerde olmasına dikkat edilmiştir. Böylece 841-1595, 1595-2349, 2349-3103, 3103-3857, 3857-4611, 4611-5365 ve 5365-6118 olmak üzere kesit toplamda sekiz panele ayrılmıştır. Şekil 4.29’da, 07 numaralı hattın kesiti üzerinden hız analizi yapılacak olan ilk panelin seçilme işlemi görülmektedir. Kesiti panellere ayırma işlemi Disco’nun DSKRD modülünün ENSMBLE seçeneği yardımıyla gerçekleştirilmektedir. İlk ODN aralığı olan 87-841 paneline Disco’nun MIGRATX modülü kullanılarak, ilk hız değeri 1500 m/s seçilip daha sonra sırasıyla 1750 m/s, 2000 m/s, 2250 m/s, 2500 m/s, 2750 m/s, 3000 m/s, 3500 m/s ve 4000 m/s sabit hızları kullanılarak ayrı ayrı göç işlemi uygulanmıştır. Daha sonra bu dokuz farklı sabit hız değeri kullanılarak elde edilen göç panelleri yan yana dizilmiştir.



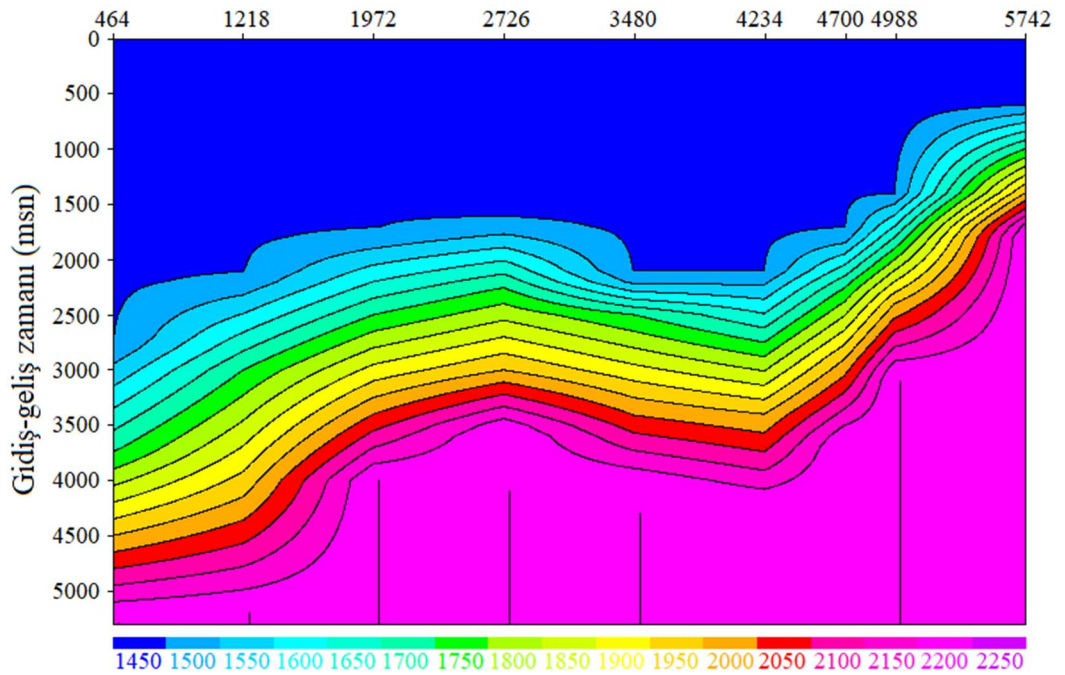
Şekil 4.29 : 07 numaralı hattın kesiti üzerinden hız analizi yapılacak ilk panel olan 87-841 panelinin seçilmesi.

Panellerde, hızlara bağlı olarak hangi saniye aralıklarında uygun görüntülerin elde edildiği gözlemlenip değerlendirilerek, 87-841 paneli için 1B hız fonksiyonu oluşturulmuştur. Şekil 4.30'da, 07 numaralı hattın 87-841 paneli için, sırasıyla 1500 m/s, 1750 m/s, 2000 m/s, 2250 m/s, 2500 m/s, 2750 m/s, 3000 m/s, 3500 m/s ve 4000 m/s sabit hız değerleri kullanılarak elde edilen göç panelleri ve ayrıca bu panellerin yardımıyla oluşturulan 1B hız fonksiyonu görülmektedir.



Şekil 4.30 : 07 numaralı hattın 87-841 paneli için, 1500 m/s'den 4000 m/s'ye kadar belirtilen sabit hız değerleri için elde edilen göç panelleri ve bu panellerin yardımıyla oluşturulan 1B hız fonksiyonu.

Bu işlem daha sonra diğer yedi panel için tekrarlanmış ve her bir panel için elde edilen sekiz adet 1B hız fonksiyonu, 07 numaralı hattın kesitine bir bütün halinde göç işlemi uygulanırken kullanılacak olan 2B hız modelinin (Şekil 4.31), Disco'nun DEFINE modülü kullanılarak oluşturulması sırasında kullanılmıştır.

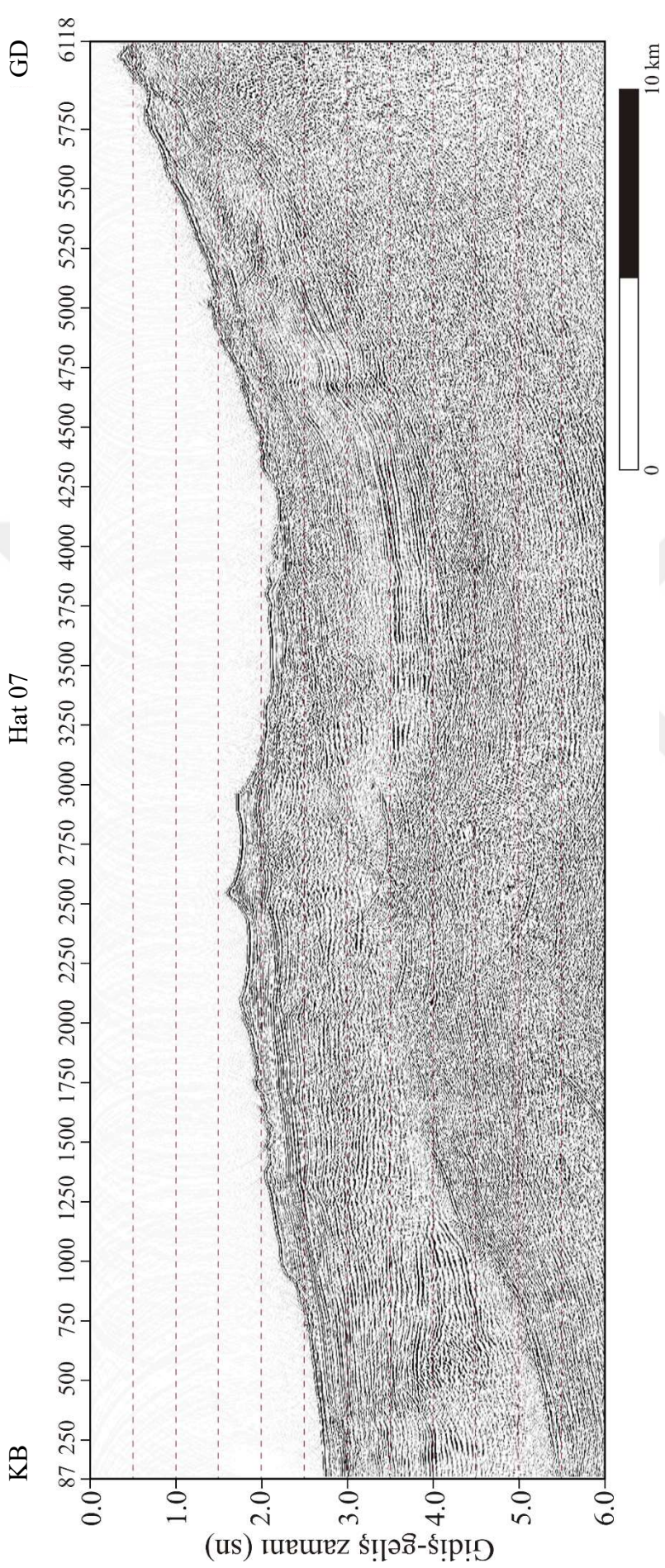


Şekil 4.31 : 07 numaralı hattın kesitine bir bütün halinde uygulanacak göç işlemi için 1B hız fonksiyonları kullanılarak oluşturulan 2B hız modeli.

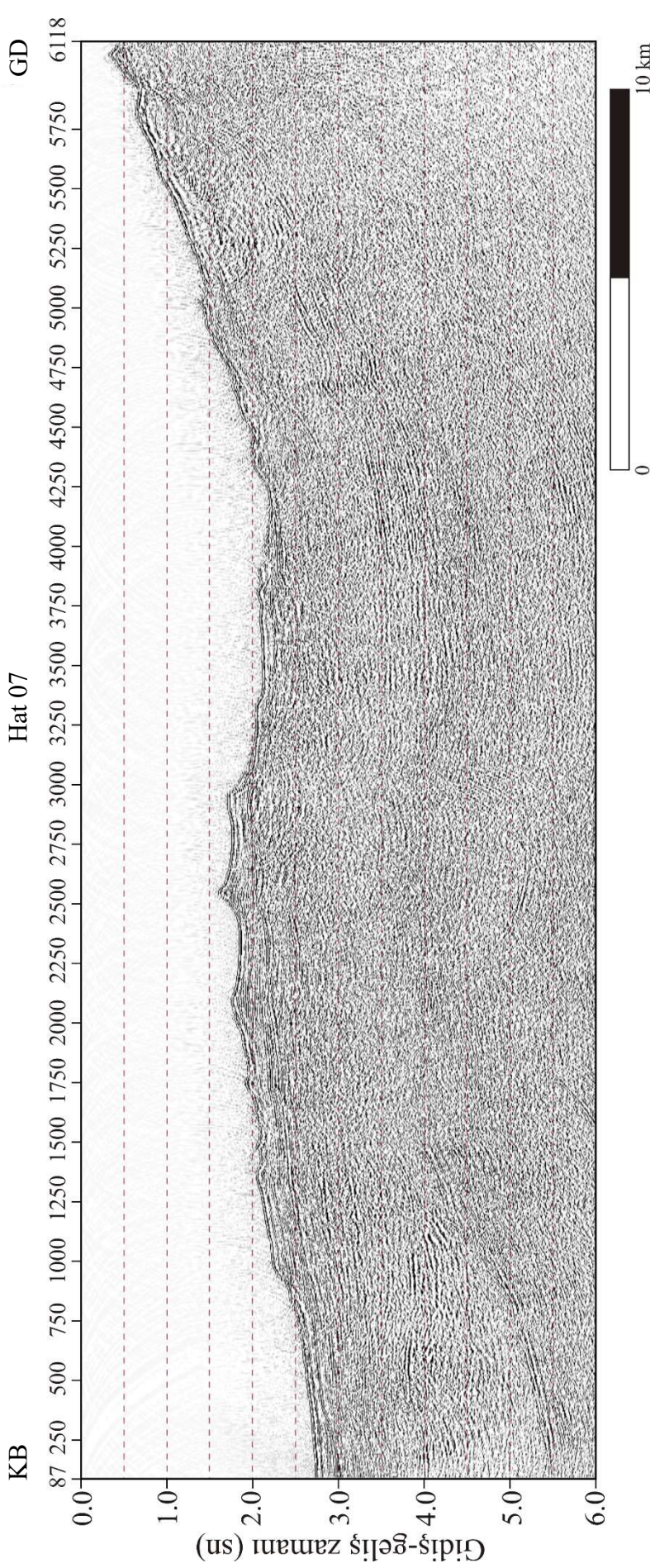
DEFINE modülü, oluşturulan 2B hız modellerinin veri tabanına tanıtılmasını sağlamaktadır. Tüm hatlar için "Sabit Hız Taraması" yöntemi ile ayrı ayrı oluşturulan 2B hız modelleri, farklı isimler kullanılarak veri tabanına kaydedildikten sonra tüm hatlar için genel göç işlemi uygulamasına geçilmektedir. MIGRATX modülü kesitlere sonlu farklar zaman göçü uygulamaktadır. Modülün IDENT seçeneğinde, ilgili hat için oluşturulan 2B hız modelinin veri tabanına kayıt edildiği dosya ismi girilmektedir. Zaman ortamı göçü gerçekleştirilirken RMS (Root-Mean-Square, Karekök ortalama) hızları kullanıldığından modülün hız türü seçimi ile ilgili olan VELMOD seçeneğinde, TVRMS parametresi kullanılmıştır.

Bu çalışmada, tüm hatlara ait iki farklı göç kesiti elde edilmiştir. Bu göç kesitlerinden ilki, doğrudan yığma kesitine otomatik kazanç kontrolü uygulanması sonucu elde edilen kesite göç işlemi uygulanması ile elde edilen kesittir. İkinci göç kesiti ise, yığma kesitine, sırasıyla ters evrişim, bant geçişli süzgeç ve otomatik kazanç kontrolü uygulanması sonucu elde edilen kesite göç işlemi uygulanması ile elde edilen kesittir. Şekil 4.32’de 07 numaralı hattın yığma kesitine otomatik kazanç kontrolü uygulanması ve sonrasında MIGRATX modülü kullanılarak zaman ortamı göç işlemi uygulanmasıyla elde edilen göç kesiti, Şekil 4.33’de ise aynı hattın yığma kesitine, sırasıyla ters evrişim, bant geçişli süzgeç ve otomatik kazanç kontrolü uygulanması ve sonrasında MIGRATX modülü kullanılarak zaman ortamı göç işlemi uygulanmasıyla elde edilen göç kesiti verilmektedir.

Elde edilen iki göç kesiti arasında karşılaştırma yapıldığında, Şekil 4.33’teki, ters evrişim, bant geçişli süzgeç ve otomatik kazanç kontrolü uygulanmış olan kesite göç uygulanması sonucu tekrarlı yansımaların oldukça zayıflamış olduğu, fakat kesitteki birinci deniz tabanı tekrarlı yansımalarının üzerinde gözlemlenen yapıların çözünürlük düzeylerinde bir azalma olduğu görülmektedir. Ayrıca her ne kadar deniz tabanı tekrarlı yansımaları, ters evrişim ve bant geçişli süzgeç uygulandıktan sonra elde edilen kesitte zayıflamış olarak gözlenirse de, üzerini örttüğü bölümlerdeki gerçek yapıların açık bir biçimde ayırt edilmesi mümkün olamamaktadır. Bu nedenlerden dolayı birinci deniz tabanı tekrarlı yansımalarının üzerinde bulunan yapıların stratigrafik ayrımlılıklarını zayıflatmamak adına, Şekil 4.32’de yer alan, doğrudan yığma kesitine otomatik kazanç kontrolü uygulanması sonucu elde edilen kesite göç işlemi uygulanması ile elde edilen kesit, yorumlama aşamasında kullanılmak üzere tercih edilmiştir.



Şekil 4.32 : 07 numaralı hattın yığma kesitine otomatik kazanç kontrolü uygulanması ve sonrasında zaman ortama göç işlemi uygulanmasıyla elde edilen göç kesiti.



Şekil 4.33 : 07 numaralı hattın yığma kesitine, sırasıyla ters evrişim, bant geçişli süzgeç ve otomatik kazanç kontrolü uygulanması ve sonrasında zaman ortami göç işlemi uygulanmasıyla elde edilen göç kesiti.

4.1.14 Kesit baskısı

Tüm hatlara ait göç kesitleri elde edildikten sonra, Şekil 4.1'de verildiği üzere, bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen veri-işlem aşamalarından sonuncusu olan "Kesit baskısı" aşamasına geçilmiştir. Sismik göç kesitlerinin asıl oluşturulma amacı, yapısal jeolojik birimlerin kolay bir biçimde tanımlanması ve yorumlanmasıdır. Bu sebeple bazı durumlarda kesitlere, daha etkili bir yorumlama gerçekleştirebilmek amacıyla, "Düşey büyütme" (Vertical exaggeration) olarak ifade edilen ve gerçek ölçeğe yakın bir seviyeye ulaşabilmek için yapılan düşey yönlü bir germe işlemi uygulanmaktadır. Bacon ve diğ. (2003)'ne göre düşey büyütme değerinin sık olarak kullanıldığı değerler 2-4 değerleri arasındadır (Stewart, 2011). Disco'nun PSPLIT modülü kullanılarak tüm göç kesitlerine istenilen değerde düşey büyütme uygulamak mümkün olmaktadır. Böylelikle göç kesitleri gerçek jeolojik yapı ile sağlıklı olarak ilişkilendirilebilecek bir biçimde üretilebilmektedir. Bu çalışmada düşey büyütme değeri 2 olarak alınmıştır. PSPLIT modülü bir PostScript dosya üretmekte ve istenirse bir PostScript yazıcıdan doğrudan çıktı alınabilmektedir. PSPLIT modülü tarafından üretilen ".ps" uzantılı dosya, daha sonra birçok farklı çizim programında kullanılabilir. PSPLIT modülü yardımıyla "Kesit baskısı" aşamasında elde edilen 14 hatta ait final göç kesitleri EK B'de verilmektedir.

4.2 Sismik Veride Ayrımlılık

Sismik ayrımlılık (seismic resolution), en basit tanımıyla, yeraltındaki iki yapıyı birbirinden ayırt edebilme yeteneğini ifade etmektedir. Sismik çalışmalarda, verilerin gerek düşey yönde gerekse yatay yönde mümkün olduğunca yüksek ayrımlılığa sahip olması istenmektedir. Bir sismik sinyale ait yüksek frekanslı bileşenlerin, mesafe ile soğrulmasından dolayı, sinyal ilerledikçe sinyalin ayrımlılığının giderek azalması durumu söz konusudur. Bu durum, derin kesimlerden gelen sismik sinyallerin, sık kesimlerden gelen sismik sinyallere oranla daha düşük ayrımlılığa sahip olmasına neden olmaktadır.

Sismik çalışmalarda düşey ayrımlılık (vertical resolution), düşey yönde iki arayüzeyin birbirlerinden ayrı olarak tanımlanabilmesi ve bu arayüzeylerden gelen sismik yansıma sinyallerinin kayıt üzerinde ayrı ayrı görüntülenebilmesi ile ilişkilidir. Yatay ayrımlılık (horizontal resolution) ise yeraltındaki iki ayrı yapının

yatay yönde birbirlerinden ayrı olarak tanımlanabilmesi ile ilişkilidir. Hem düşey hem de yatay ayrımlılıkta, sismik dalga yayılım hızı ve sismik sinyalin frekans bandı genişliği, ayrımlılığın üzerinde önemli rol oynamaktadır. Sismik kaynaktan çıkan ve yeraltında ilerleyen sismik dalganın yayılım hızı kontrol edilemediğinden, sismik kaynağın frekans içeriği kontrol edilerek sismik verilerin ayrımlılığı yüksek tutulmaya çalışılmaktadır.

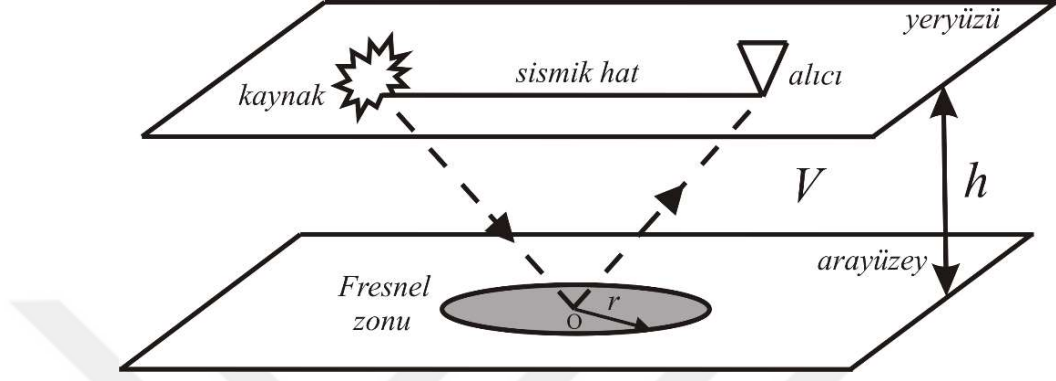
Düşey ayrımlılık, sismik dalga boyuna (λ) bağlı olarak tanımlanmaktadır. Ortamdaki sismik dalga yayılım hızının (V), sismik dalganın frekansına (f) oranı ile sismik dalga boyu hesaplanmaktadır. Yeraltında iki arayüzeyin birbirlerinden ayırt edilebilmeleri için, bunların düşey yönde sismik dalga boylarının en az dörtte biri kadar birbirlerinden ayrı olması gerekmektedir. Bu çalışmada daha önce deniz tabanı yansımaları temsil eden bölgelerde, kullanılan sismik kaynak sebebiyle, baskın frekansın 30 Hz değerinde olduğu belirtilmişti. Deniz tabanında düşey ayrımlılık için, sudaki sismik dalga hızının 1500 m/s olduğu göz önüne alınarak sismik dalga boyu, 50 m olarak hesaplanmaktadır. Ayrımlılık sınırı, dalga boyunun dörtte biri kadarı olarak tanımlandığından dolayı, bu çalışmada, deniz tabanında iki arayüzeyin birbirlerinden ayırt edilebilmesi için aralarında en az 12,5 m derinlik farkı olması gerektiği hesaplanmaktadır. Diğer bir ifade ile en az 12,5 m kalınlığındaki bir tabakanın alt ve üst arayüzeyleri belirlenebilmektedir. Bu değer altındaki bir tabaka kalınlığı için, tabakanın alt ve üst arayüzeylerini birbirlerinden ayırt etmek mümkün olamamaktadır.

Yatay ayrımlılık, yer altındaki iki yansıtıcı yapının yatayda, tek değil de iki ayrı yapı olarak tanımlanabilmeleri için, birbirlerine ne kadar yakın konumlanabilecekleriyle ilgili bir kavramdır. Yeraltına yayılan dalgalar, küresel dalga cepheleri şeklinde ilerlemektedir. Küresel dalga cephesi bir ara yüzeye çarptığında, yüzey üzerinde dairesel bir alandan yansımaktadır (Şekil 4.34). Fresnel zonu olarak bilinen bu alanın yarıçapı, düşey gidiş-geliş zamanına (t_0), baskın frekansa (f) ve sismik hıza (V) bağlı olarak denklem 4.5 ile hesaplanmaktadır.

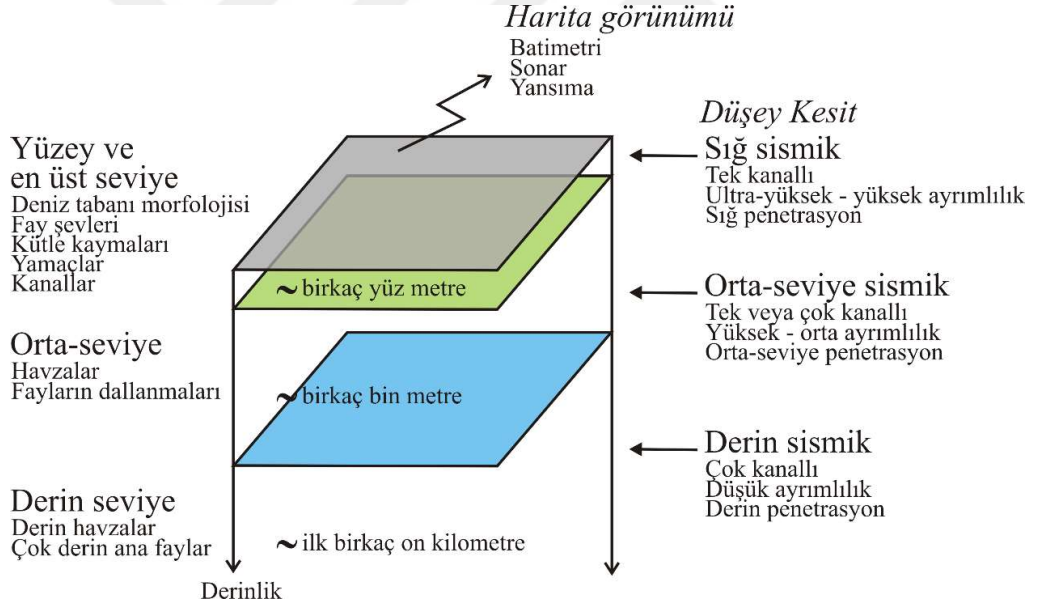
$$r \cong \frac{V}{2} \sqrt{\frac{t_0}{f}} \quad (4.5)$$

Deniz tabanı civarında yatay ayrımlılık için, sudaki sismik dalga hızının 1500 m/s olduğu göz önüne alınarak, $t_0 = 1,5$ sn ve baskın frekans değerinin 30 Hz olarak belirlenmesiyle, Fresnel zonu yarıçapı 168 m olarak hesaplanmaktadır. Bu duruma

göre, $t_0 = 1,5$ sn'lerde olan deniz tabanı civarında, yanal olarak birbirlerine en çok $2 \times 168 = 336$ m yakın olan yapılar, birbirlerinden ayırt edilebilmektedir. Şekil 4.35'te, sığ, orta-seviye ve derin deniz yansıma sismiği çalışmalarında, yüzeyden itibaren derinlere doğru ayrırlılığın değişimi ile ilgili bilgi veren bir görsel sunulmaktadır.



Şekil 4.34 : Fresnel zonu geometrisinin tanımlanması.



Şekil 4.35 : Sığ, orta-seviye ve derin deniz yansıma sismiği çalışmaları ile, yüzeyden derinlere doğru, farklı derinliklerdeki jeolojik yapıların görüntülenmesi.

Deniz yansıma sismiğinde, toplanan verinin frekans içeriğinin belirlenmesinde en etkin rollerden birini sismik kaynağın frekansı oynamaktadır. Şekil 4.35'te görüldüğü gibi tek kanallı olarak gerçekleştirilen, baskın frekans değerinin yüksek olduğu (örn., $f = 400$ Hz) bir deniz yansıma sismiği çalışmasında, deniz tabanı morfolojisinin yanında sığ derinliklerde bulunan (~birkaç yüz metrede) fay şevleri, kütle kaymaları, yamaçlar ve kanallar gibi jeolojik yapıların, çok yüksek ayrırlılıkla

görüntülenebileceği görülmektedir. Bu $f = 400$ Hz için olan örnekte, sudaki sismik dalga hızı 1500 m/s ve t_0 için 1,5 sn değerleri göz önüne alındığında, deniz tabanı civarındaki düşey ayrımlılık değeri 1 m olarak hesaplanmaktadır. Yatay ayrımlılık içinde, birincil Fresnel zonunun yarıçap değeri 46 m olarak hesaplanmakta yani yanal olarak birbirlerine en çok $2 \times 46 = 92$ m yakın olan yapılar, birbirlerinden ayırt edilebilmektedir.

Çok kanallı olarak gerçekleştirilen ve baskın frekans değerinin düşük olduğu (örn., $f = 10$ Hz) bir deniz yansıma sismiği çalışmasında ise, derin havzaların ve çok derindeki ana fayların (~ilk birkaç on kilometre) düşük ayrımlılıkla görüntülenebileceği görülmektedir (Şekil 4.35). Bu $f = 10$ Hz için olan örnekte de, sudaki sismik dalga hızı 1500 m/s ve t_0 için 1,5 sn değerleri göz önüne alındığında, deniz tabanı civarındaki düşey ayrımlılık değeri 38 m olarak hesaplanmaktadır. Yatay ayrımlılık içinde, birincil Fresnel zonunun yarıçap değeri 290 m olarak hesaplanmakta yani yanal olarak birbirlerine en çok $2 \times 290 = 580$ m yakın olan yapılar, birbirlerinden ayırt edilebilmektedir.

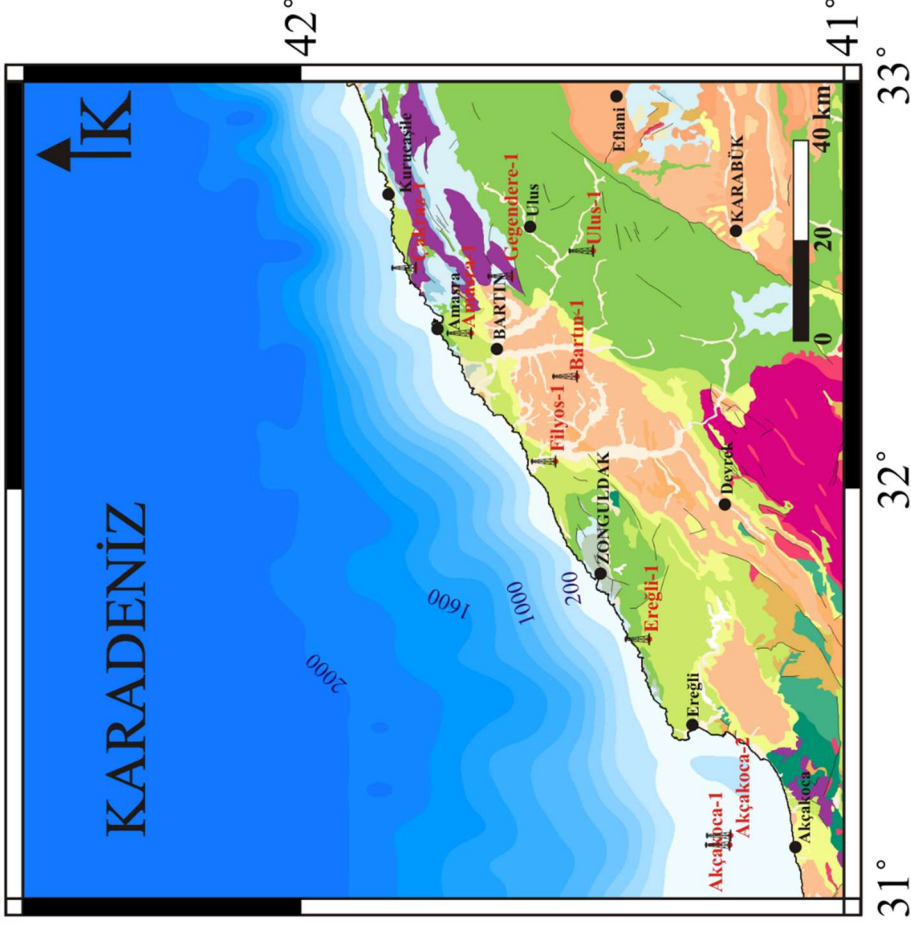
Deniz tabanı yansımasını temsil eden bölgelerde, baskın frekansın 30 Hz olduğu, R/V MTA Sismik-1 gemisi ile yapılan bu çalışma benzeri çalışmalarda da, orta-seviye derinliklerdeki (~birkaç bin metre) havza yapıları ve fayların dallanmalarının yüksek - orta ayrımlılıkla görüntülenebileceği görülmektedir (Şekil 4.35).

5. KUYU VERİLERİ

Karadaki jeolojinin deniz altında nasıl devam ettiğine dair bilgilerin ortaya konulması sırasında yararlanılmak amacıyla, çalışma alanı içerisinde kalan bölgede açılmış olan dokuz kuyuya ait veriler, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü'nden (PİGM) temin edilmiştir. MTA'nın 1/500.000'lik jeoloji haritasının Zonguldak paftasından (Şenel, 2002) faydalanılarak çizilen çalışma alanına ait jeoloji haritasının üzerinde (Şekil 5.1), kompozit kuyu logları PİGM'den temin edilen denizde açılmış Akçakoca-1 (Ünal ve Coşkun, 1976) ve Akçakoca-2 (Ünal, 1976) kuyularının ve karada açılmış Ulus-1 (Güner ve Aydın, 1987), Bartın-1 (Usta, 1988), Filyos-1 (Aydın ve diğ., 1988), Amasra-1 (Güner, 1989), Çakraz-1 (Türker ve Dölek, 1989), Ereğli-1 (Aydın ve diğ., 1990) ve Gegendere-1 (Türker ve diğ., 1994) kuyularının konumları verilmektedir.

Çalışma alanında denizde açılmış olan iki kuyudan ilki olan Akçakoca-1 kuyusunun sondajına 03.08.1976 tarihinde başlanmış ve gazlı kuyu olma özelliğindeki kuyu, 11.09.1976 tarihinde geçici olarak terk edilmiştir. Deniz seviyesinden 94.18 m aşağıda sondajına başlanan kuyunun taban derinliği 2180 m dir (gemi seviyesinden 2284 m) ve kuyunun sonlandırıldığı derinlikteki formasyon Kretase yaşlı Hamsaros Formasyonu'dur (Ünal ve Coşkun, 1976). Akçakoca-1'in doğusunda daha sonra açılan Akçakoca-2 kuyusunun sondajına 24.09.1976 tarihinde başlanmış ve kuyu, 11.10.1976 tarihinde gaz emareli kuyu olarak terk edilmiştir. Deniz seviyesinden 96.65 m aşağıda sondajına başlanan kuyunun taban derinliği 1537 m dir (gemi seviyesinden 1643.40 m) ve kuyunun sonlandırıldığı derinlikteki formasyon Eosen yaşlıdır (Ünal, 1976).

Akçakoca-1 kuyusuna ait kompozit logun (Ünal ve Coşkun, 1976) sadeleştirilmiş hali Şekil 5.2'de ve Akçakoca-2 kuyusuna ait kompozit logun (Ünal, 1976) sadeleştirilmiş hali ise Şekil 5.3'te verilmektedir. Şekil 3.8'de konumları verilen hatların zaman ortamı sismik göç kesitlerinde, ayırt edilen sismik birimlerin jeolojik yaşlandırmaları gerçekleştirilirken, Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyularının kompozit loglarından elde edilen verilerden faydalanılmıştır.



SEDİMANTER KAYALAR

- Kuvaterner (Ayrılmamış kuvaterner)
- Pliyosen (Ayrılmamış karasal kıvrıntılılar)
- Orta-Üst Eosen (Kırıntılılar ve karbonatlar)
- Orta-Üst Eosen (Karasal kıvrıntılılar)
- Alt-Orta Eosen (Kırıntılılar ve karbonatlar)
- Alt-Orta Eosen (Kırıntılılar (yer yer karasal))
- Alt-Orta Eosen (Neritik kireçtaşı)
- Üst Kretase-Eosen (Kırıntılılar ve karbonatlar)
- Üst Kretase-Paleosen (Kırıntılılar ve karbonatlar (bloklı flış))
- Senoniyen (Volkanitler ve sedimanter kayalar)
- Alt Kretase (Kırıntılılar ve karbonatlar)
- Üst Jura-Alt Kretase (Neritik kireçtaşı)
- Üst Jura (Karbonatlar ve kıvrıntılılar)
- Alt-Orta Jura (Karbonatlar ve kıvrıntılılar (yer yer karasal))
- Permo-Triyas (Karasal kıvrıntılılar)
- Üst Karbonifer (Kırıntılılar (kömürlü))
- Üst Devoniyen-Alt Karbonifer (Karbonatlar ve kıvrıntılılar)
- Silüriyen-Alt Devoniyen (Karbonatlar ve kıvrıntılılar)
- Ordovisiyen (Karasal kıvrıntılılar)
- Ordovisiyen (Kırıntılılar)

VOLKANİK KAYALAR

- Eosen (Ayrılmamış volkanitler)

PLUTONİK KAYALAR

- Prekambriyen (Metagranit)

METAMORFİK KAYALAR

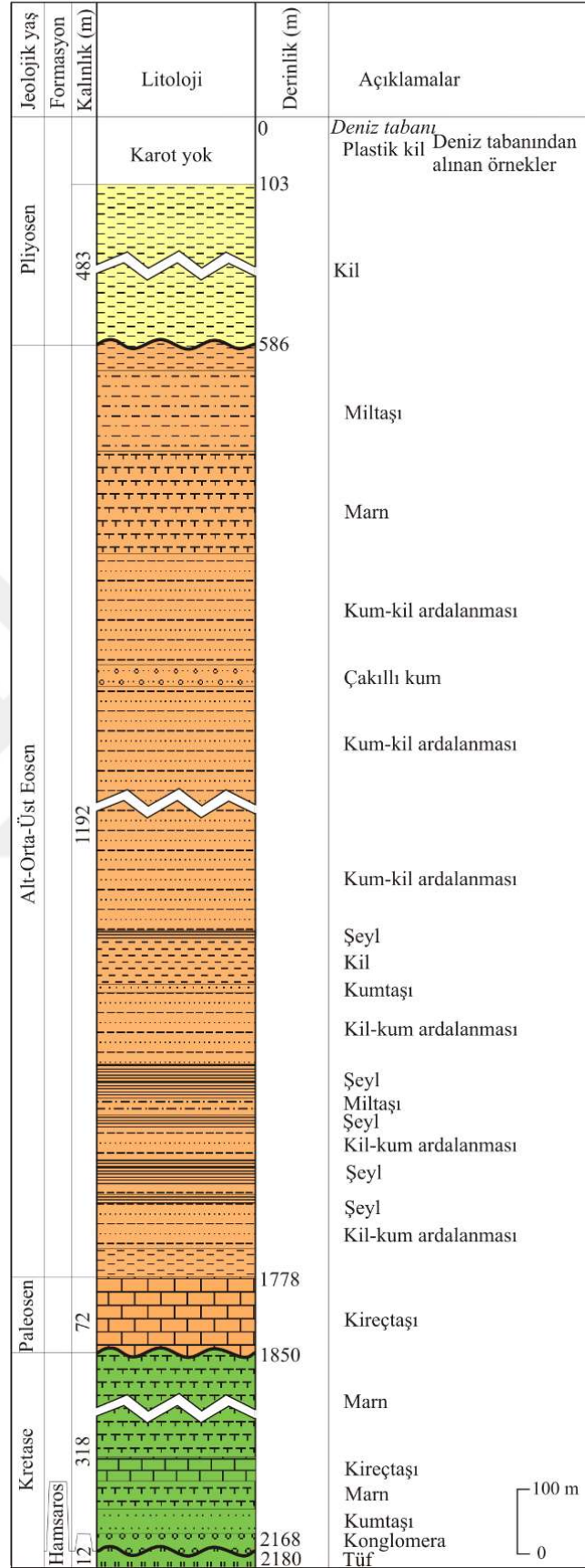
- Prekambriyen (Ayrılmamış gnays, şist, migmatit, metagranit, amfibolit vb.)

İŞARETLER

- Fay
- Yerleşim yerleri
- Petrol ve doğalgaz kuyuları

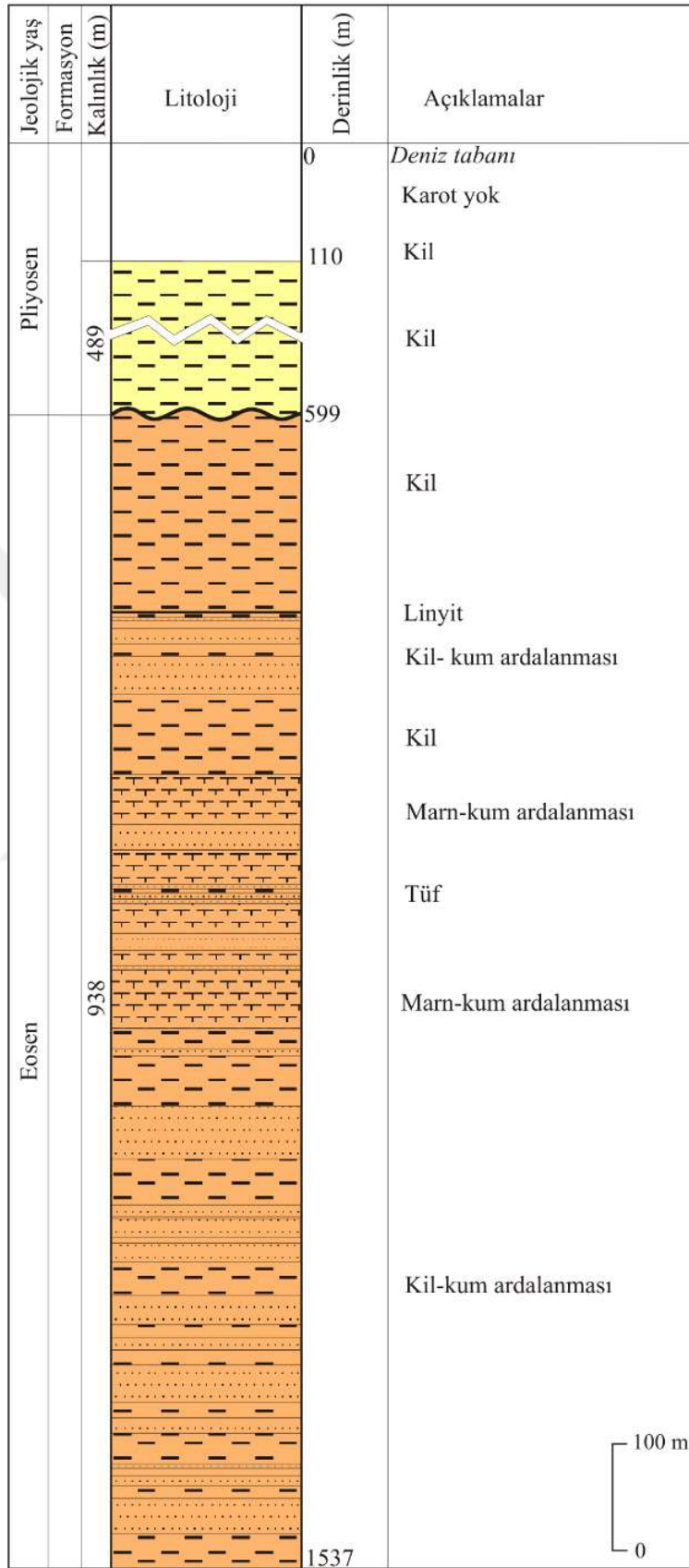
Şekil 5.1 : Kompozit kuyu logları PİGM'den temin edilmiş olan çalışma alanındaki kuyuların konumları (Jeoloji haritası, MTA'nın 1/500.000'lik jeoloji haritasının Zonguldak paftasından (Şenel, 2002) yararlanılarak oluşturulmuştur. Haritanın batimetrisi, GEBCO (IOC, IHO ve BODC, 2003) verilerinden yararlanılarak GMT (Wessel ve diğ., 2013) programında hazırlanmıştır).

Akçakoca - 1



Şekil 5.2 : Çalışma alanında denizde açılmış olan kuyulardan Akçakoca-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Ünal ve Coşkun, 1976).

Akçakoca - 2



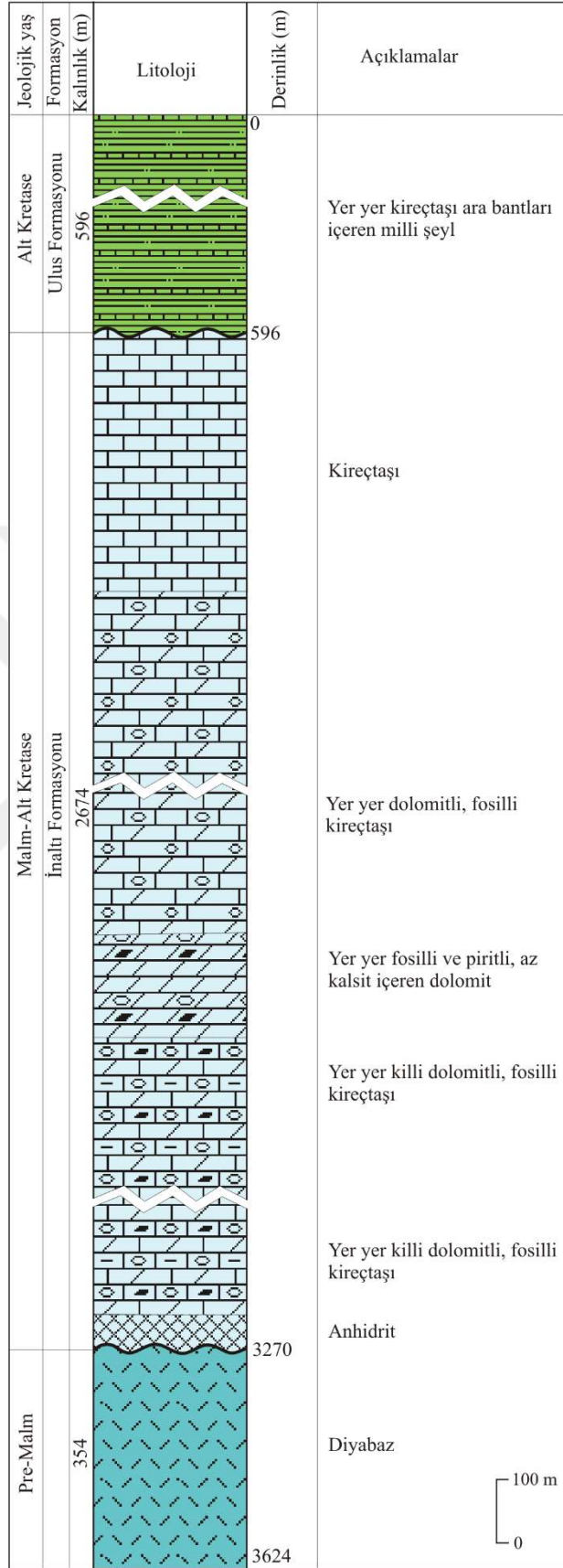
Şekil 5.3 : Çalışma alanında denizde açılmış olan kuyulardan Akçakoca-2 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Ünal, 1976).

Kompozit kuyu logları sadeleştirilerek ve ölçekli bir biçimde çizilmiş olmasına rağmen, logları A4 boyutundaki tek bir sayfaya sığdırabilmek için, litolojinin tekdüze ve kalın olduğu bölümler, kısaltma işareti (≈≈≈) kullanılarak daha dar bir biçimde gösterilmiştir. Örneğin Şekil 5.2'deki Akçakoca-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logunda, 103 ve 586 metreler arası tamamen killi birimlerden oluştuğundan, 483 metrelik bu birimin kısaltma işareti kullanılarak daha dar bir biçimde gösterilmesi sağlanmıştır.

Çalışma alanında karada açılmış olan yedi kuyudan ilki olan, konumu Bartın'ın Ulus ilçesinin Zafer köyü kuzeyinde kalan Ulus-1 kuyusunun sondajına 19.04.1986 tarihinde başlanmış ve kuyu, 16.03.1987 tarihinde kuru kuyu olarak terk edilmiştir. Kompozit kuyu logu temin edilen karadaki diğer kuyularla kıyaslandığında Karadeniz kıyısına en uzak konumda bulunan ve sondajına deniz seviyesinden 694 m yukarıda başlanan Ulus-1 kuyusu, 3624 m kadar ilerletilmiştir. Ulus-1 kuyusunun sonlandırıldığı derinlikte (deniz seviyesinden ~2930 m) Diyabazlar bulunmaktadır (Güner ve Aydın, 1987). Şekil 5.1'de verilen jeoloji haritası incelendiğinde, Ulus-1 kuyusunun açıldığı konumda yüzeyleyen birimlerin Alt Kretase yaşlı kırıntılılar ve karbonatlar olduğu görülmektedir. Şekil 5.4'te verilen Ulus-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logunda (Güner ve Aydın, 1987), yüzeyden itibaren ilk olarak Ulus Formasyonu ile karşılaşmaktadır. Kompozit kuyu logunda 596 m kalınlığa sahip olan formasyon, altında yer alan İnaltı Formasyonu ile uyumsuz olarak bulunmaktadır.

Tüysüz ve diğ. (2004), Ulus Formasyonu'nun litolojik özellikleri ile ilgili olarak, birimin Cide-Kurucaşile hattının güneyinde Türbeyanı marnları üzerine geldiği kesimlerde marn içerisine türbiditik kumtaşı ara katkılarının girmesi ile başladığını, bu katkılarının giderek artması ile ince-orta kalın tabakalı homojen bir kumtaşı-şeyl araldanması haline geldiğini belirtmişlerdir. Birimin İnaltı Formasyonu üzerine geldiği kesimlerde ise tabanda yelpaze tarzı çökellerle başladığını ve türbiditik nitelikli kumtaşı-şeyl araldanmasına geçtiğini ifade etmişlerdir. Bu yelpaze çökellerinin yaklaşık 50 m kalınlığında, açık yeşilimsi alacalı çakıltaşı, kumtaşı ve kilaşlarından oluştuğunu vurgulamışlardır. Bu kısmen kaba kırıntılı istifin üzerine gelen kesimlerde ise kumtaşı ara katkılı kilaşı-silttaşı istifi ya da kilaşı oranının daha fazla bulunduğu kilaşı-kumtaşı istifinin egemen olduğunu belirtmişlerdir.

Ulus - 1



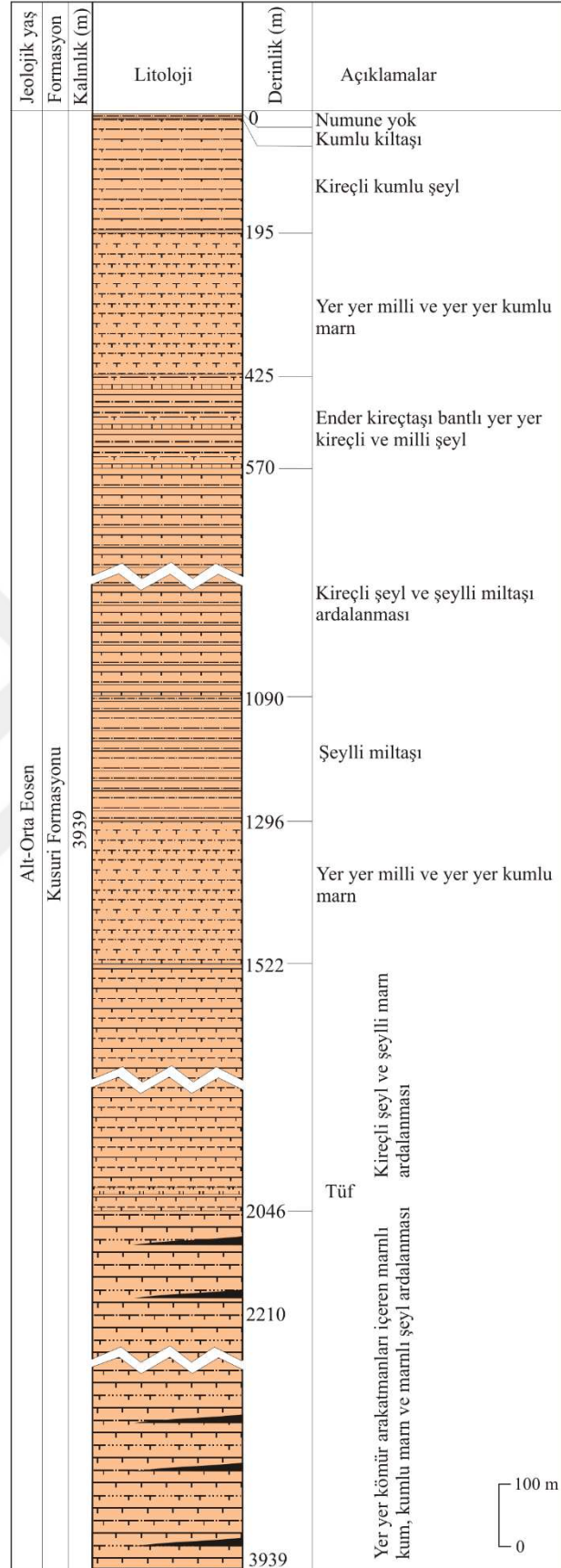
Şekil 5.4 : Ulus-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Güner ve Aydın, 1987).

Tüysüz ve diğ. (2004), Ulus Formasyonu'nun daha üst kesimlerinde kumtaşı tabakalarının daha kalın ve fazla olduğunu gözlemlemişlerdir. İstifin hemen her düzeyinde çoğunlukla İnaltı Formasyonu'na ait blokların ya da olistostromal seviyelerin var olduğunu ve birimin üst seviyelerinde kırmızı pelajik çamurtaşlarının, Azdavay civarına doğru ise radyolaryalı çörtlerin bulunduğunu ifade etmişlerdir. Formasyonu'nun kesin kalınlığının bilinmemekte olduğunu, Saner ve diğ. (1979)'nin, birimin 3000 m civarında bir kalınlığa sahip olabileceğini belirttiklerini ifade etmişlerdir. Formasyonun içerisinde fosil bulgularının oldukça seyrek olduğunu, birim için gerek fosil bulguları gerekse stratigrafik konumuna dayanarak Valanjiniyen'den Kampaniyen'e kadar değişen aralıklarda yaşlar önerildiğini belirtmişlerdir. Ulus Formasyonu'nun Saner ve diğ. (1979), Siyako ve diğ. (1980), Aydın ve diğ. (1986, 1987) ve Yergök ve diğ. (1987) tarafından Erken-Geç Kretase yaşında kabul edildiğini ifade etmişlerdir. Birimin İnaltı Formasyonu üzerinde gelişmiş olduğunu ve Çukurköy Formasyonu'nun yanal eşdeğeri olduğunu, buna göre Barremiyen-Senomaniyen yaşlarını da kapsaması gerektiğini vurgulamışlardır. Şekil 5.4'te verilen Ulus-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logunda (Güner ve Aydın, 1987), Ulus Formasyonu'ndan sonra, kalınlığı 2674 m olan İnaltı Formasyonu ile karşılaşılmaktadır. İnaltı Formasyonu, altında yer alan 354 m kalınlığındaki Diyabazlar (formasyon adı belirtilmemiş) ile uyumsuz olarak bulunmaktadır. Tüysüz ve diğ. (2004), bentik foraminiferlere dayanarak İnaltı Formasyonu'nun yaşının Ketin ve Gümüş (1963) tarafından Malm-Erken Kretase olarak belirlendiğini ifade etmişlerdir. Derman ve Sayılı (1995) ve Akman (1992)'nin, birimin Geç Oksfordiyen-Berriaziyen yaşında olduğunu belirlediklerini ayrıca Akman (1992) ve Tüysüz ve diğ. (1997)'nin birimin yaşının bazı kesimlerde Valanjiniyen'e kadar çıktığını ileri sürdüklerini belirtmişlerdir. Derman ve Sayılı (1995)'ya göre birimin kalınlığının 150-1200 m aralığında değiştiğini vurgulamışlardır. İnaltı Formasyonu altta Bürnük Formasyonu ile ya da doğrudan kendisinden yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. İnaltı ve Bürnük Formasyonları arasındaki dokanak bazı kesimlerde geçişli (Gedik ve Korkmaz, 1984) bazı alanlarda ise açısız uyumsuzluk şeklindedir (Tüysüz ve diğ., 1990; Derman ve Sayılı, 1995). Birim, Batı Karadeniz bölgesindeki en geniş yayılımlı yüzleklerin bulunduğu Zonguldak-Cide arasında çoğu zaman altında kendisinden yaşlı birimleri kumlu, killi, bazen de resifal bir taban birimi ile doğrudan örtmektedir (Tüysüz ve diğ., 1997). Litolojik özelliklerine bakıldığında, taban seviyelerindeki bir

bölümü dışında oldukça monoton platform tipi bir karbonat istifı ile temsil edilir. Sarp tepeler oluşturmaları, açık rengi, belirgin tabakalı görünümü ve karstik yapısı ile diğer formasyonlardan kolayca ayrılırken, üzerinde uyumsuz olarak duran benzer nitelikteki Alt Kretase kireçtaşları ile de kolaylıkla karıştırılabilmektedir. Tabanda çok sığ denizel kırıntılı çökeller ile transgresif başlayan İnaltı Formasyonu genel olarak sığ denizel karbonatlardan oluşmaktadır. Karbonatlar, gel-git düzlüğü ve dalga etkinliği altındaki kesimlerde sparit çimentolu ve oolitik, lagün ve korunmalı şelf kesimlerinde ise mikritik özelliktedir (Tüysüz ve diğ., 2004).

Karada açılmış ikinci kuyu olan Bartın-1 kuyusunun konumu, Bartın'ın Merkez ilçesinin Uluköy köyü kuzeyinde kalmaktadır. Kuyunun sondajına 14.10.1987 tarihinde başlanmış ve kuyu, 26.05.1988 tarihinde jeolojik nedenle terk edilmiştir. Bartın-1 kuyusunun sondajına deniz seviyesinden 290 m yukarıda başlanmış ve kuyu 3939 m kadar ilerletilmiştir. Bartın-1 kuyusunun sonlandırıldığı derinlikte (deniz seviyesinden ~3649 m) Kusuri Formasyonu yer almaktadır (Usta, 1988). Şekil 5.1'de verilen jeoloji haritası incelendiğinde, Bartın-1 kuyusunun açıldığı konumda yüzeyleyen birimler olarak Alt-Orta Eosen yaşlı kırıntılılar ve karbonatlar olduğu görülmektedir. Şekil 5.5'te verilen Bartın-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logunda (Usta, 1988), yüzeyden itibaren kuyu tabanına kadar yalnızca Kusuri Formasyonu'nun geçildiği gözlemlenmektedir. Tüysüz ve diğ. (2004), Kusuri Formasyonu'nun Ketin ve Gümüş (1963) tarafından adlandırıldığını ve formasyonun yaşının da yine aynı yazarlar tarafından Orta-Erken Eosen olarak belirlendiğini ifade etmişlerdir. Birimin yaşı için Akyol ve diğ. (1974)'nin Erken Eosen, Gedik ve Korkmaz (1984)'in Orta Eosen, Tüysüz ve diğ. (1989)'nin ise Erken-Orta Eosen yaşlarını belirlediklerini eklemişlerdir. Birimin altta Atbaşı Formasyonu ile dereceli geçişli olduğunu ve üst dokanağının çoğu yerde görülmediğini vurgulamışlardır. Litolojik özellikleri bakımından Kusuri Formasyonu'nun oldukça homojen bir türbiditik kumtaşı-şeyl aralanması ile temsil edildiğini belirtmişlerdir. İstifin alt kesimlerinde ince tabakalı kilaşı-marn aralanmasından oluşan birimin, üste doğru giderek artan kumtaşı arakatıkları içerdiğini ve kumtaşı-şeyl aralanmasına dönüştüğünü ifade etmişlerdir. Atbaşı Formasyonu'na yakın olan alt seviyelerdeki kilaşı-marn seviyelerinin gri-yeşil yer yer kırmızı renkli, ince tabakalı ve dağılgan yapıda olduğunu, üste doğru artan kumtaşlarının ise gri, haki renkli, sert, belirgin tabakalı olup kuvars ve litik taneler açısından zengin olduklarını belirtmişlerdir.

Bartın - 1



Şekil 5.5 : Bartın-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Usta, 1988).

Karada açılmış üçüncü kuyu olan Filyos-1 kuyusu, konum olarak Zonguldak'ın Çaycuma ilçesinin Çömlekçi köyünün kuzeyinde kalmaktadır. Filyos-1 kuyusunun sondajına 21.11.1987 tarihinde başlanmış ve kuyu, 19.07.1988 tarihinde kuru kuyu olarak terk edilmiştir. Sondajına deniz seviyesinden 18.43 m yukarıda başlanan kuyu, 4800 m ilerletilmiştir. Filyos-1 kuyusunun sonlandırıldığı derinlikteki formasyon (deniz seviyesinden ~4782 m) Yılanlı Formasyonu'dur (Aydın ve diğ., 1988).

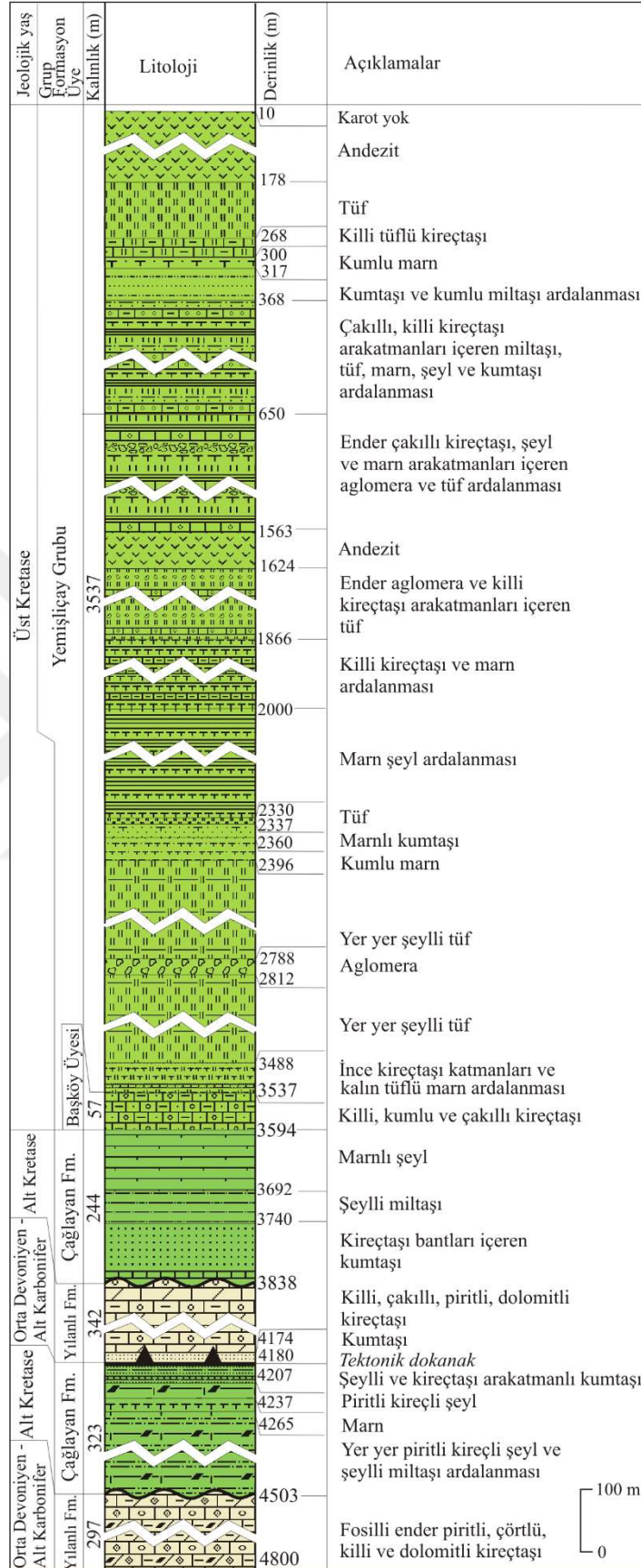
Şekil 5.1'de verilen jeoloji haritası incelendiğinde, Filyos-1 kuyusunun açıldığı konumda yüzeyleyen birimlerin Senoniyen yaşlı volkanitler ve sedimanter kayalar olduğu görülmektedir. Şekil 5.6'da verilen Filyos-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logunda (Aydın ve diğ., 1988), yüzeyden itibaren ilk olarak Yemişliçay Grubu ile karşılaşılmaktadır. Kompozit kuyu logunda 3537 m kalınlığa sahip olan formasyonun altında, 57 m kalınlığındaki Başköy Üyesi bulunmaktadır.

Karadeniz kıyısındaki volkanitli Üst Kretase birimleri batıdan doğuya doğru benzer ve oldukça iyi ayırtlanabilen bir stratigrafi sunmaktadır. Orta Karadeniz bölgesinde Ketin ve Gümüş (1963), bu volkanik istifi bir bütün olarak ele almış ve Yemişliçay Formasyonu olarak adlandırmışlardır. Yemişliçay Formasyonu daha sonra Kaya ve diğ. (1982/1983) tarafından grup aşamasına yükseltilmişse de bazı yayınlarda grup, bazı yayınlarda ise formasyon olarak kullanılmaya devam edilmiştir (Tüysüz ve diğ., 2004).

Tüysüz ve diğ. (2004), çalışmaları içerisinde formasyon ve grup ayrımları yaptıklarından dolayı Yemişliçay adını üst grup aşamasına yükseltmişlerdir. Batı Karadeniz bölgesinde Yemişliçay Üst Grubu kayalarının Senomaniyen ve daha yaşlı birimler üzerine çoğunlukla uyumsuzlukla, yer yer de uyumlu olarak gelmekte olduğunu, Yemişliçay Üst Grubunu oluşturan birimlerin gerek birbirleri ile gerekse daha alttaki birimlerle ilişkilerinin yanal yönde farklılıklar gösterdiğini vurgulamışlardır.

Yemişliçay Üst Grubu Turoniyen ile Kampaniye sonu (Üst Kretase) arasındaki dönemi kapsamaktadır ve bazı kesimleri dışında volkanik egemen bir birim özelliğindedir. Bu grup üstte Gürsöku ya da Akveren Formasyonu'na geçmektedir. Bu birimlerin üzerinde ise karbonatlı çamurtaşlarından oluşan Atbaşı Formasyonu ve Eosen yaşlı silisiklastik türbiditlerden oluşan Kusuri Formasyonu kesintisiz bir çökel istif oluşturmaktadır (Tüysüz ve diğ., 2004).

Filyos - 1



Şekil 5.6 : Filyos-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Aydın ve diğ., 1988).

Yemişliçay Grubu'nun Başköy killi kireçtaşı üyesi ile ilgili detaylar, Siyako ve diğ. (1980) ve Yergök ve diğ. (1987) tarafından verilmektedir. Tüysüz ve diğ. (2004), Başköy Üyesi'nin Meydan Formasyonu'nun eşdeğeri olduğunu vurgulamışlardır.

Tüysüz ve diğ. (2004), Meydan Formasyonu'nun Göldere Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmekte olduğunu, Unaz Formasyonu tarafından ise uyumsuz, bazen de uyumlu olarak örtülmekte olduğunu belirtmişlerdir. Yergök ve diğ. (1987)'nin, bu birim üzerinde Dinlence Formasyonu adını verdikleri bir volkanik serinin daha var olduğunu belirlediklerini vurgulamışlardır. Ancak yazarların Ereğli civarındaki altta Başköy formasyonu (Meydan Formasyonu eş değeri) ile üstte Unaz Formasyonu arasında yer alan volkanitlerle, Kurucaşile çevresinde Unaz Formasyonu'nun üzerinde yer alan volkanitleri aynı isim altında ele aldıklarını da eklemişlerdir. Meydan Formasyonu'nun açık renkli marn-killi kireçtaşı ardalanmasından oluştuğunu, yer yer tüfit ve kumtaşı ara katkıları da içermekte olduğunu ifade etmişlerdir.

Meydan Formasyonu'nu ilk defa tanımlayan Akman (1992) tarafından üstteki Unaz Formasyonu ile birlikte kalınlığı 460 m ölçülmüştür. Yergök ve diğ. (1987) ise birimin F27-a4 paftasındaki Neyren yakınlarında 30-40 m, aynı paftadaki Sücüllü yakınlarında 360 m, E28-b4 paftasındaki Başköy yakınlarında 20-60 m kalınlıkta olduğunu belirtmişlerdir. Yaşı ile ilgili olarak Siyako ve diğ. (1980) Koniasiyen, Yergök ve diğ. (1987) Geç Senomaniyen-Turoniyen ve Akman (1992) Kampaniyen yaşlarını önermişlerdir. Tüysüz ve diğ. (1997) ise Dereköy Formasyonu içerisinde ele aldıkları bu birimi foraminifer verilerine göre Turoniyen-Santoniyen yaşında kabul etmişler ve Turabi köyü civarında Geç Santoniyen-Erken Kampaniyen yaşlı Unaz Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtüldüğü verisini kullanarak birimin üst yaşının Geç Santoniyen ile sınırlı olması gerektiğini belirtmişlerdir (Tüysüz ve diğ., 2004).

Şekil 5.6'da verilen Filyos-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logunda (Aydın ve diğ., 1988), Başköy Üyesinden sonra Çağlayan Formasyonu ile karşılaşılacaktır. Kompozit kuyu logunda ilk olarak 3594-3838 m ler aralığında yer alan Çağlayan Formasyonuna ait birimlere, daha sonra 4180-4503 m ler aralığında tekrar rastlanmaktadır. Tüysüz ve diğ. (2004), çalışmalarında formasyonların farklı adlamaları ile ilgili olarak yer verdikleri bölümde, Ulus Formasyonu'nun Orta Karadeniz bölgesindeki Çağlayan Formasyonu (Ketin ve Gümüş, 1963) ile yaş ve

litolojik olarak benzer özellikler sunduğunu ancak Tüysüz (1999) ve Tüysüz ve diğ. (2000)'nin bu iki birimin aynı dönemde ancak farklı paleocoğrafik konumdaki iki farklı havzada çökelmiş olduklarını ve Geç Kretase'de bir araya geldiklerini belirttiklerini ifade etmişlerdir. Buna bağlı olarak Ulus-1 kuyusuna ait daha önce yapılan açıklamalar kapsamında Ulus Formasyonu ile ilgili verilen bilgiler, benzer özellikler sunduklarından dolayı Çağlayan Formasyonu içinde geçerli olmaktadır.

Şekil 5.6'da verilen Filyos-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logunda (Aydın ve diğ., 1988), Çağlayan Formasyonu'ndan sonra Yılanlı Formasyonu ile karşılaşılmaktadır. Çağlayan Formasyonu'na olduğu gibi, Yılanlı Formasyonu'na da kompozit kuyu logunda iki farklı derinlik aralığında rastlanmaktadır. Yılanlı Formasyonu ilk olarak 3838-4180 m ler aralığında, daha sonra 4503-4800 m ler aralığında yer almaktadır.

Tüysüz ve diğ. (2004) Yılanlı Formasyonu'nun, Tokay (1954/1955, 1962)'ın Karasu, Bartınsuyu ve Kapaklı Formasyonları birimine karşılık gelmekte olduğunu ve bu birimin Adapazarı doğusunda kalan tüm alanlarda yaygın mostralara sahip olduğunu belirtmektedirler. Birimin yaşının Saner ve diğ. (1979)'ne göre Orta Devoniyen-Vizeyen olduğunu, kalınlığının ise, değişmekle birlikte, Zonguldak dolayında 1000 m civarında (Aydın ve diğ., 1987; Derman ve Özçelik, 1993) olduğunu ifade etmektedirler.

Litolojik özellikleri incelendiğinde Yılanlı Formasyonu, altta karbonat kayalarının yanı sıra yer yer şeyl ve şeyl yumrulu kireçtaşı ardalanması ile başlamaktadır. Üst kısma doğru, izleyen düzeylerde düzenli, açık gri-siyah arası renklerde, kötü kokulu, ince-orta, yer yer kalın tabakalı karbonatlarla temsil edilmektedirler. Karbonat kayaları karbonat çamurtaşı, vaketaşı, yer yer istifası ve bağlam taşlarından oluşmaktadır. Değişik düzeylerinde çört yumrulu olan birimde üste doğru dolomitik kireçtaşı ve dolomitler artmaktadır. En üst seviyelerine doğru ve özellikle üzerine gelen Alacaağzı Formasyonu'na geçiş zonuna yakın kısımlarında bol miktarda yumru ve mercek şeklinde çörtler içermektedir. Yine bu zonda, katman aralarında ince asfalt ve şeyl ara katkıları yer almaktadır. Birimin alt ve üst sınırları ile ilgili olarak Tokay (1954/1955, 1962), Zonguldak-Amasra dolayında Yılanlı Formasyonu'na karşılık gelen Bartınsuyu, Kapaklı ve Gökgöl Formasyonlarınca temsil edilen istifin, altta İnkum ve Karasu Formasyonlarının oluşturduğu istifle (Ferizli Formasyonu karşılığı), üstte Alacaağzı Formasyonu ile geçişli olduğunu

belirtmiştir. Derman ve Özçelik (1993) ise Zonguldak civarında formasyonun altta Kartal Formasyonu (Ferizli Formasyonu karşılığı) üzerinde uyumsuz olarak yer aldığını, üstte ise Alacaagzı Formasyonu'na geçiş gösterdiğini ifade etmişlerdir (Tüysüz ve diğ., 2004).

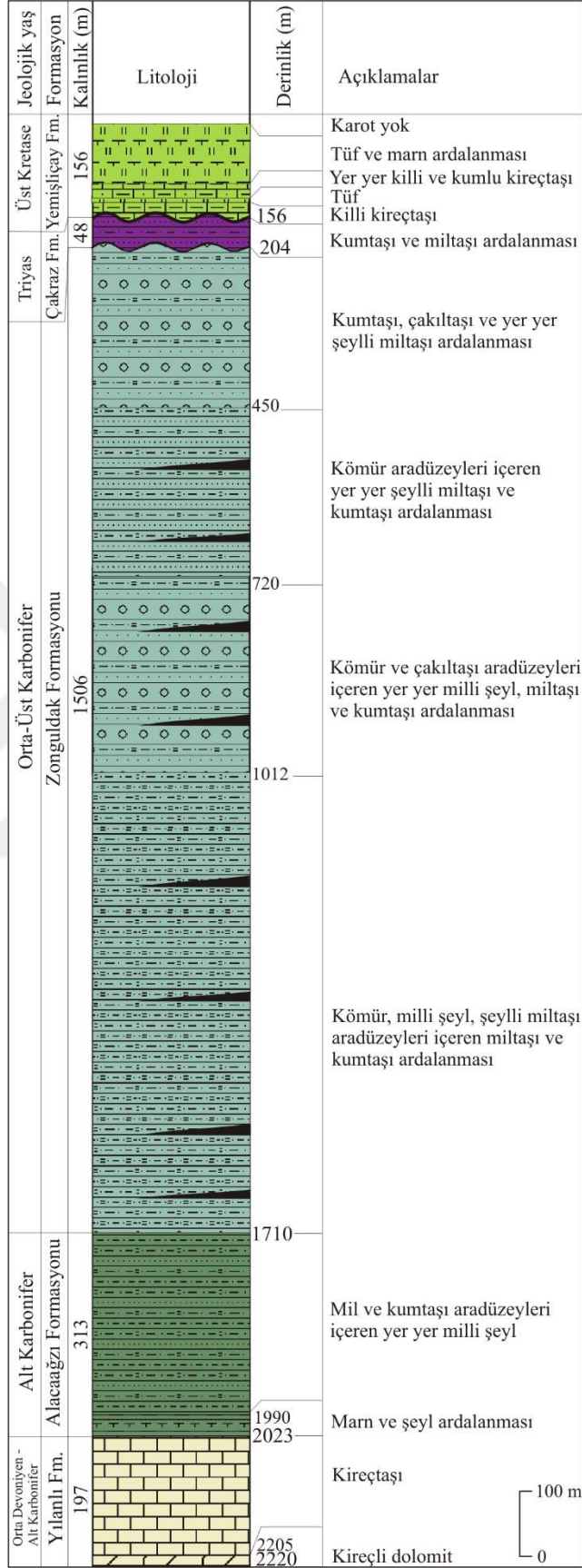
Karada açılmış dördüncü kuyu olan Amasra-1 kuyusunun konumu, Bartın'ın Merkez ilçesinin Kaman köyü doğusunda kalmaktadır. Kuyunun sondajına 16.01.1989 tarihinde başlanmış ve kuyu, 27.04.1989 tarihinde sulu kuyu olarak terk edilmiştir. Sondajına deniz seviyesinden 62.5 m yukarıda başlanan kuyu, 2220 m ilerletilmiştir. Amasra-1 kuyusunun sonlandırıldığı derinlikteki formasyon (deniz seviyesinden ~2158 m) Yılanlı Formasyonu'dur (Güner, 1989).

Şekil 5.1'de verilen jeoloji haritası incelendiğinde, Amasra-1 kuyusunun açıldığı konumda yüzeyleyen birimlerin Senoniyen yaşlı volkanitler ve sedimanter kayalar olduğu görülmektedir. Şekil 5.7'de verilen Amasra-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Güner, 1989) incelendiğinde, yüzeyden itibaren ilk 156 m lik bölümde Yemişliçay Formasyonu ile karşılaşıldığı görülmektedir. Yemişliçay Formasyonu, altında yer alan 48 m kalınlığındaki Çakraz Formasyonu ile uyumsuz olarak bulunmaktadır. Yemişliçay Formasyonu (veya Yemişliçay Grubu) ile ilgili özelliklere, daha önce Filyos-1 kuyusu ile ilgili bilgiler verilirken değinilmiştir.

Tüysüz ve diğ. (2004), Çakraz Formasyonu'nun başlıca litolojisinin karasal kumtaşı ve çamurtaşları olduğunu belirtmiştir. Çakraz Formasyonu'nun bütünüyle karasal çökellerden oluşan ve ayırtman kırmızı görünümüyle kolayca tanınabilen bir formasyon olduğunu ifade etmişlerdir. Formasyonun içerisinde yer alan beyaz kumtaşı seviyeleri ile yeşilimsi çamurtaşlarının ise bulundukları yerlerde formasyona alacalı bir görünüm kazandırmakta olduğunu vurgulamışlardır.

Akman (1992) birimin altında yer alan Karbonifer yaşlı Kızıllı Formasyonu ile dokanağının tektonik olduğunu, ancak sondaj verilerine göre bu iki birimin uyumlu kabul edildiğini ifade etmiştir. Tüysüz ve diğ. (1997) ise birimin Çakraz koyu doğusunda Karbonifer çökelleri üzerinde açık bir açısız uyumsuzlukla geldiğini belirtmişlerdir. Formasyonun üst dokanağı ise Çakrazboz Formasyonu ile geçişlidir. Ayrıca Jura, Alt ve Üst Kretase birimleri tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Akman, 1992; Tüysüz ve diğ., 1997, 2000; Tüysüz ve diğ., 2004).

Amasra - 1



Şekil 5.7 : Amasra-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Güner, 1989).

Çakraz Formasyonu'nda herhangi bir fosil bulunamamıştır. Birimin Geç Karbonifer yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak gelmesi, üstte ise tedricen Geç Triyas yaşlı Çakrazboz Formasyonu ile geçişli olması nedeniyle Triyas yaşlı olduğu kabul edilmiştir (Alişan ve Derman, 1995; Tüysüz ve diğ., 1997). Bazı araştırmacılar ise birimin alt kesimlerinde Permiyen'i de içerebileceği düşüncesi ile Permo-Triyas yaşını kabul etmişlerdir. (Akyol ve diğ., 1974; Aydın ve diğ., 1986, 1987; Akman, 1992). Akman (1992), birimin alt seviyelerinde ölçtüğü kesitin 1350 m olduğunu, tabanı yüzeylemeyen birimin görünür kalınlığının 1800 m olduğunu belirtmiştir. Akyol ve diğ. (1974), birimin Çakraz dolaylarında 1200 m, Pelitovası dolayında ise 3000 m kalınlıkta olduğuna işaret etmişlerdir (Tüysüz ve diğ., 2004).

Şekil 5.7'de verilen Amasra-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logunda (Güner, 1989), Çakraz Formasyonu'nun, 1506 m kalınlığındaki Zonguldak Formasyonu'nu uyumsuz olarak üzerlediği görülmektedir. Kompozit kuyu logunda, Zonguldak Formasyonun altında, 313 m kalınlığındaki Alacaağzı Formasyonu'nun yer aldığı görülmektedir. Alacaağzı Formasyonu'nu ise, daha önce Filyos-1 kuyusu ile ilgili bilgiler verilirken özelliklerine değinilen, 197 m kalınlığındaki Yılanlı Formasyonu'nu üzerlemektedir.

Aydın ve diğ. (1986), Zonguldak Formasyonu'nun yaşının Tokay (1952) tarafından saptanan çeşitli fosillerle, Vestfaliyen-Stefaniyen (Orta-Üst Karbonifer) olarak belirlendiğini ifade etmişlerdir. Birimin Azdavay-Söğütözü-Karafasıl yörelerinde yüzelediğini ve gri-sarı renkli çakıltası, kumtaşı, silttaşı, ince katmanlı şeyl ve kömür katmanları içermekte olduğunu, deltayık, acısu ve genelde karasal ortamlarda çökelmiş olduğunu belirtmişlerdir. Formasyonun alttan Alacaağzı Formasyonu ile geçişli olduğunu ve birimin ayrıca çakıltaları, metamorfik ve magmatik çakılları da içerdiğini vurgulamışlardır. Birimin, Bartın Tarlaağzı koyunda tüfit katmanları da içerdiğini eklemişlerdir. Aydın ve diğ. (1986) ayrıca Alacaağzı ve Zonguldak Formasyonları'nın birlikte toplam kalınlıklarının 1500 m'nin üzerinde olduğunu ifade etmişlerdir.

Zonguldak Formasyonun altındaki Alacaağzı Formasyonu'nun litolojik özellikleri incelendiğinde, birimin alt seviyelerde brakiyopod, gonyiatit ve trilobit içeren kireçtaşlarından (çamurtaşı ve vaketaşı) oluştuğu belirtilmektedir (Kerey, 1982; Kerey ve diğ., 1986; Tüysüz ve diğ., 2004).

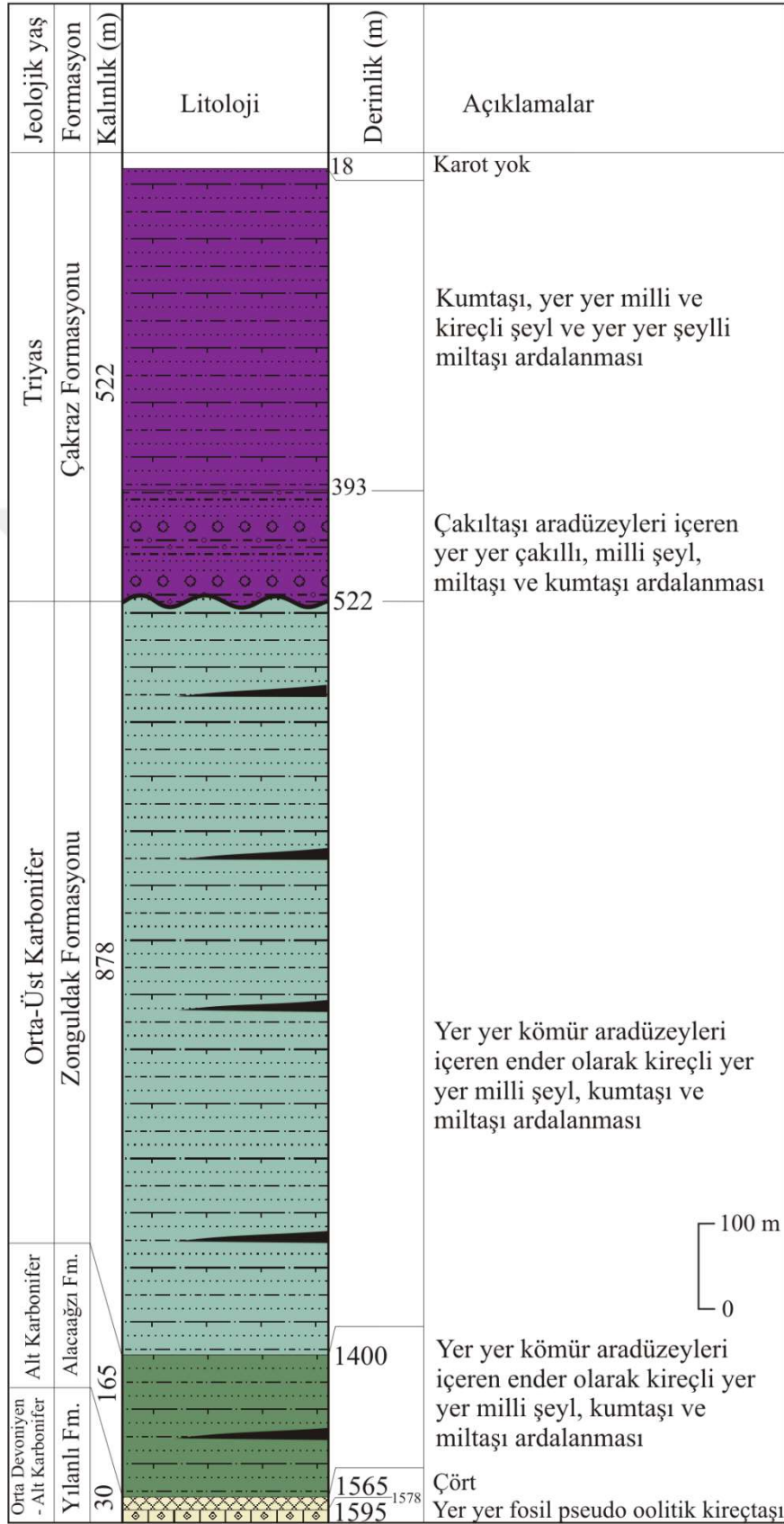
Kerey ve diğ. (1986) bu alt seviyelerdeki kireçtaşlarını, bitki parçaları ve kömürlü klastların yaygın olduğu koyu renkli çamurtaşları, silt ve kumca zengin, yukarı doğru kabalaşan düzeylerin izlediğini ifade etmişlerdir. Birimin en üst bölümünün ise taban sınırı aşınmalı kanal dolgusu kumtaşlarıyla başladığını ve yukarıya doğru incelen kalın bir istif özelliğinde olduğunu belirtmişlerdir (Tüysüz ve diğ., 2004).

Tüysüz ve diğ. (2004), alt ve üst sınırlar olarak Alacağzı Formasyonu'nun sırasıyla Yılanlı Formasyonu ve Kozlu Formasyonu ile geçişli olduğunu belirtmişlerdir. Birimin yaşının, Kerey ve diğ. (1986)'ne göre, elde edilmiş flora ve fauna topluluklarına göre en geç Vizeyen-Geç Namuriyen (Alt Karbonifer) olarak belirlendiğini, Zonguldak civarı Paleozoyik istifinde formasyonun yaşının Derman ve Özçelik (1993) tarafından Namuriyen-Vestfaliyen A olarak belirlendiğini ifade etmişlerdir. Formasyonun, Zonguldak ve Amasra bölgelerinde yüzeylemekte olduğunu ve Kerey ve diğ. (1986)'ne göre formasyonun kalınlığını 600 m civarında olduğunu belirtmişlerdir. Derman ve Özçelik (1993)'in, birimin kalınlığının 1200 m'den daha fazla olduğunu belirttiklerini de açıklamalarına eklemişlerdir.

Karada açılmış beşinci kuyu olan Çakraz-1 kuyusu, Bartın'ın Amasra ilçesinin Yahyayazıcılar köyü kuzeyinde kalmaktadır. Kuyunun sondajına 16.05.1989 tarihinde başlanmış ve kuyu, 18.07.1989 tarihinde sulu kuyu olarak terk edilmiştir. Sondajına deniz seviyesinden 12.78 m yukarıda başlanan kuyu, 1595 m ilerletilmiştir. Amasra-1 kuyusunun sonlandırıldığı derinlikteki formasyon (deniz seviyesinden ~1582 m) Yılanlı Formasyonu'dur (Türker ve Dölek, 1989).

Şekil 5.1'de verilen jeoloji haritası incelendiğinde, Çakraz-1 kuyusunun açıldığı konumda yüzeyleyen birimlerin Permo-Triyas yaşlı karasal kırıntılılar olduğu görülmektedir. Şekil 5.8'de verilen Çakraz-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Türker ve Dölek, 1989) incelendiğinde, yüzeyden itibaren ilk olarak Çakraz Formasyonu ile karşılaşmaktadır. Kompozit kuyu logunda 522 m kalınlığa sahip olan formasyonun altında, 878 m kalınlığındaki Zonguldak Formasyonu bulunmaktadır. Zonguldak Formasyonu, 165 m kalınlığındaki Alacağzı Formasyonu'nu üzerlemektedir. Kuyuda en son 30 m kadar bir kalınlık değeri kadar Yılanlı Formasyonu geçilmiştir. Çakraz, Zonguldak ve Alacağzı Formasyonları ile ilgili özelliklere Amasra-1 kuyusu ve Yılanlı Formasyonu ile ilgili özelliklere Filyos-1 kuyusu ile ilgili bilgiler verilirken daha önce değinilmiştir.

Çakraz - 1



Şekil 5.8 : Çakraz-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Türker ve Dölek, 1989).

Karada açılmış altıncı kuyu olan Ereğli-1 kuyusu, Zonguldak'ın Ereğli ilçesinin Cemaller köyü güneydoğusunda kalmaktadır. Kuyunun sondajına 15.12.1989 tarihinde başlanmış ve kuyu, 16.04.1990 tarihinde sulu kuyu olarak terk edilmiştir. Sondajına deniz seviyesinden 194.66 m yukarıda başlanan kuyu, 2434 m ilerletilmiştir. Ereğli-1 kuyusunun sonlandırıldığı derinlikteki formasyon (deniz seviyesinden ~2239 m) Yılanlı Formasyonu'dur (Aydın ve diğ., 1990).

Şekil 5.1'de verilen jeoloji haritası incelendiğinde, Ereğli-1 kuyusunun açıldığı konumda yüzeyleyen birimlerin Senoniyen yaşlı volkanitler ve sedimanter kayalar olduğu görülmektedir. Şekil 5.9'da verilen Ereğli-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Aydın ve diğ., 1990) incelendiğinde, yüzeyden itibaren ilk olarak Kalabaklar Formasyonu ile karşılaşılmaktadır.

İlk olarak Siyako ve diğ. (1980) tarafından tanımlanan Kalabaklar Formasyonu'nun litolojik özellikleri incelendiğinde, tip kesitinde fliş fasiyesinde kumtaşı-şeyl araldanması ile temsil edilmekte olduğu, üst düzeylerinde kumtaşının yerini tuf ve tüfitlerin aldığı görülmektedir. İnce-kaba tane boylu, derecelenmeli, laminalı ve Karbonifer birimlerinden türeme kömür kırıntılıdır. Geniş yayılım alanı içerisinde litolojik farklılıklar göstermekle birlikte genel anlamda volkanojenik kırıntılılar içeren bir fliş istifidir. Zonguldak güneyinde derin denizel kumtaşı, kıltaşı, silttaşı, çakıltaşı ile Devoniyen karbonatlarından türeme olistostromal seviyeler ve olistolitler içeren bir türbiditik kırıntılı istifi ile temsil edilir (Yergök ve diğ., 1987; Tüysüz ve diğ., 2004).

Formasyonun alt ve üst sınırları incelendiğinde tip kesitinde altta Senomaniyen yaşlı marnlar (Tasmaca Formasyonu), üstte ise Koniasiyen yaşlı killi kireçtaşları ile dereceli geçişli olduğu belirtilmiştir (Siyako ve diğ., 1980). Ereğli civarında altta Alt Kretase ve Senomaniyen birimleri üzerine açılmal ya da paralel uyumsuzlukla gelmekte, üstte Geç Kretase yaşlı volkanitlere geçmektedir (Yergök ve diğ., 1987). Birimin kalınlığı tip kesitinde 280 m'dir (Siyako ve diğ., 1980). Ereğli civarında 50 m, Zonguldak güneyinde ise 250 m kadar kalınlığa sahiptir (Tüysüz ve diğ., 2004).

Formasyona yaş olarak, foraminifer içeriğine göre Siyako ve diğ. (1980) tarafından olası Albien-Turoniyen, Yergök ve diğ. (1987) tarafından Senomaniyen yaşı verilmiştir. Bölgesel dağılımına bakıldığında ise Ereğli-Kandilli civarı ve Zonguldak güneyinde yüzeylemektedir (Tüysüz ve diğ., 2004).

Şekil 5.9’da verilen sadeleştirilmiş kompozit kuyu logunda (Aydın ve diğ., 1990), 426 m kalınlığa sahip Kalabaklar Formasyonu’nun, 176 m kalınlığa sahip olan Çağlayan Formasyonu’nu uyumsuz olarak üzerlediği görülmektedir. Çağlayan Formasyonu’nun altında, 164 m kalınlığındaki İnaltı Formasyonu uyumsuz olarak bulunmaktadır. İnaltı Formasyonu, 1035 m kalınlığındaki Alacaağzı Formasyonu’nu uyumsuz olarak üzerlemektedir.

Kuyuda en son 633 m kadar Yılanlı Formasyonu geçilmiştir. İnaltı Formasyonu ile ilgili özelliklere Ulus-1 kuyusu, Çağlayan ve Yılanlı Formasyonları ile ilgili özelliklere Filyos-1 kuyusu, Zonguldak ve Alacaağzı Formasyonları ile ilgili özelliklere de Amasra-1 kuyusu ile ilgili bilgiler verilirken daha önce değinilmiştir.

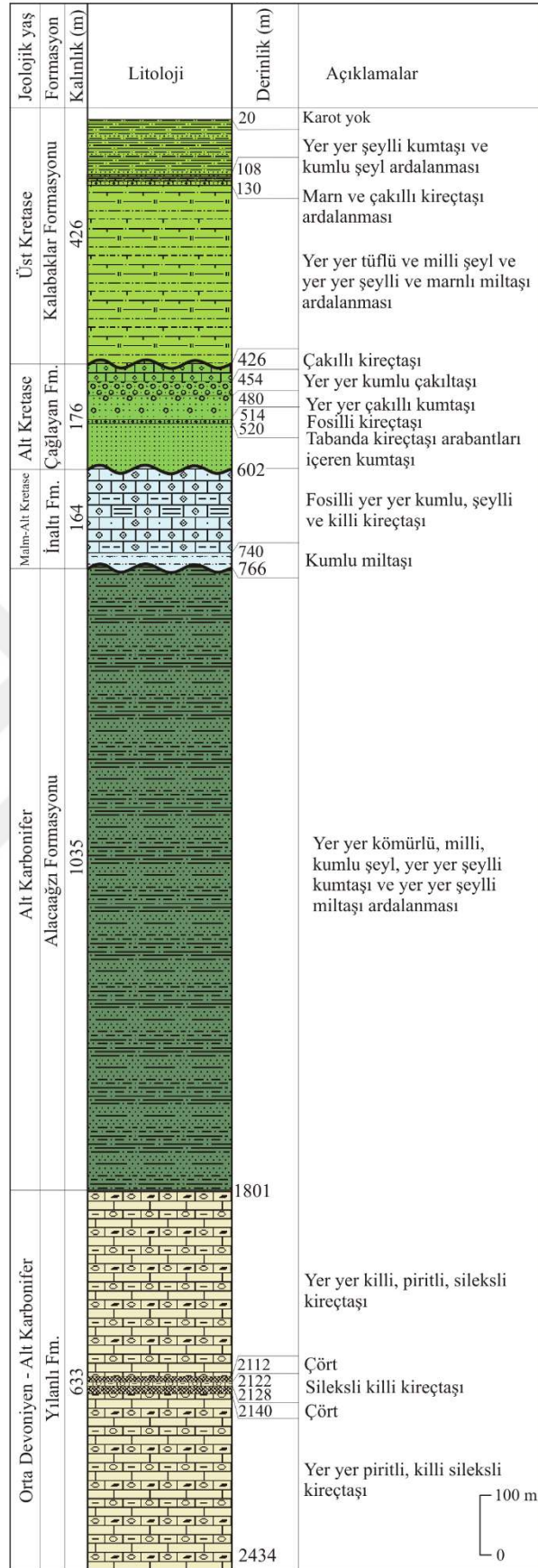
Karada açılmış yedinci kuyu olan Gegendere-1 kuyusu, konum olarak Bartın’ın Ulus ilçesinin Çerde köyünün kuzeybatısında kalmaktadır. Sondajına 06.08.1993 tarihinde başlanmış ve kuyu, 08.03.1994 tarihinde jeolojik nedenle terk edilmiştir. Sondajına deniz seviyesinden 409.48 m yukarıda başlanan kuyu, 3450 m ilerletilmiştir. Gegendere-1 kuyusunun sonlandırıldığı derinlikteki formasyon (deniz seviyesinden ~3041 m) Alacaağzı Formasyonu’dur (Türker ve diğ., 1994).

Şekil 5.1’de verilen jeoloji haritası incelendiğinde, Gegendere-1 kuyusunun açıldığı konumda yüzeyleyen birimlerin Permo-Triyas yaşlı karasal kıvrıntılılar olduğu görülmektedir. Şekil 5.10’da verilen Gegendere-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Türker ve diğ., 1994) incelendiğinde, yüzeyden itibaren ilk olarak Çakraz Formasyonu ile karşılaşilmektedir.

Gegendere-1 kuyusuna ait kompozit kuyu logunda (Türker ve diğ., 1994), 666 m kalınlığındaki Çakraz Formasyonu’nun, 692 m kalınlığındaki Zonguldak Formasyonu’nu uyumsuz olarak üzerlediği görülmektedir. Zonguldak Formasyonu’nun altında ise 310 m kalınlığındaki Alacaağzı Formasyonu yer almaktadır.

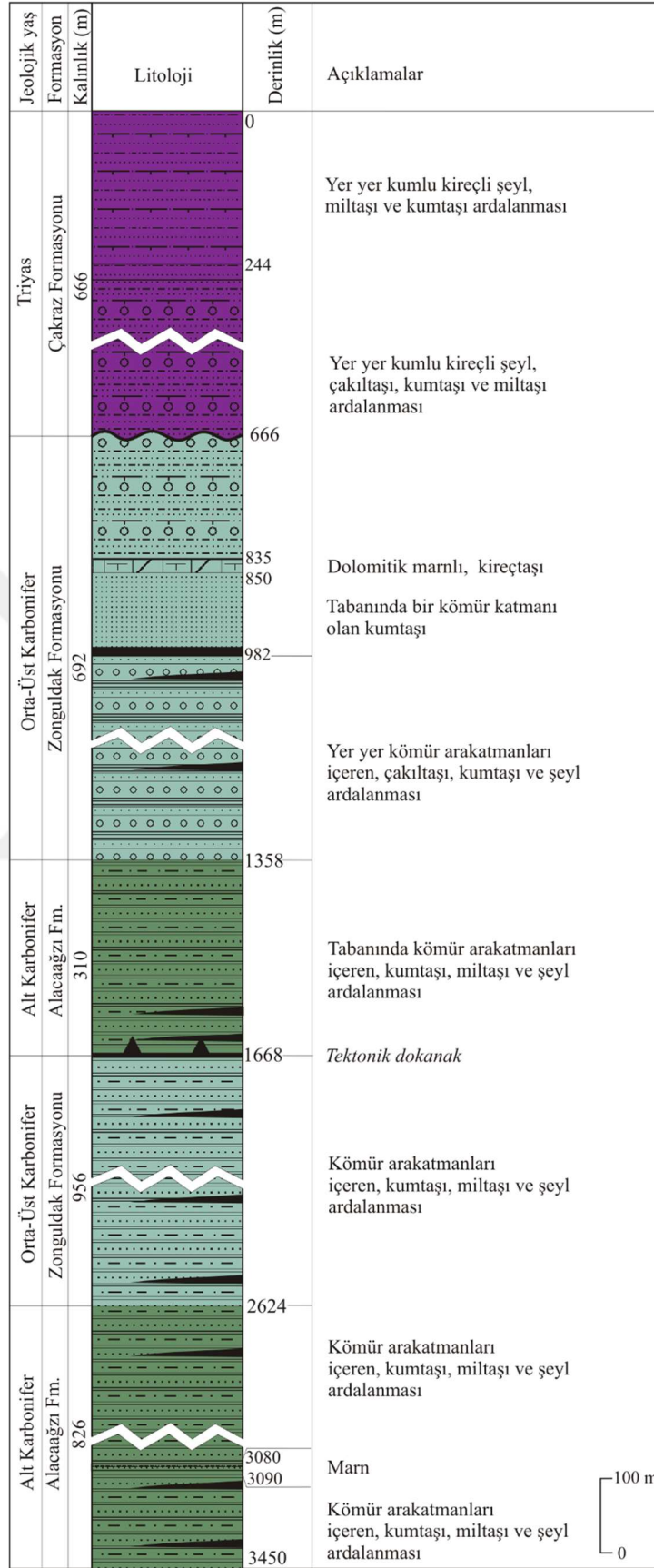
Zonguldak Formasyonu’na kompozit kuyu logunda, 666-1358 m ve 1668-2624 m aralıkları olmak üzere iki farklı derinlik aralığında rastlanmaktadır. Zonguldak Formasyonu’na olduğu gibi, Alacaağzı Formasyonu’na da, 1358-1668 m ve 2624-3450 m aralıkları olmak üzere, iki farklı derinlik aralığında rastlanmaktadır. Çakraz, Zonguldak ve Alacaağzı Formasyonları ile ilgili özelliklere daha önce Amasra-1 kuyusu ile ilgili bilgiler verilirken değinilmiştir.

Ereğli - 1



Şekil 5.9 : Ereğli-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Aydın ve diğ., 1990).

Gegendere - 1



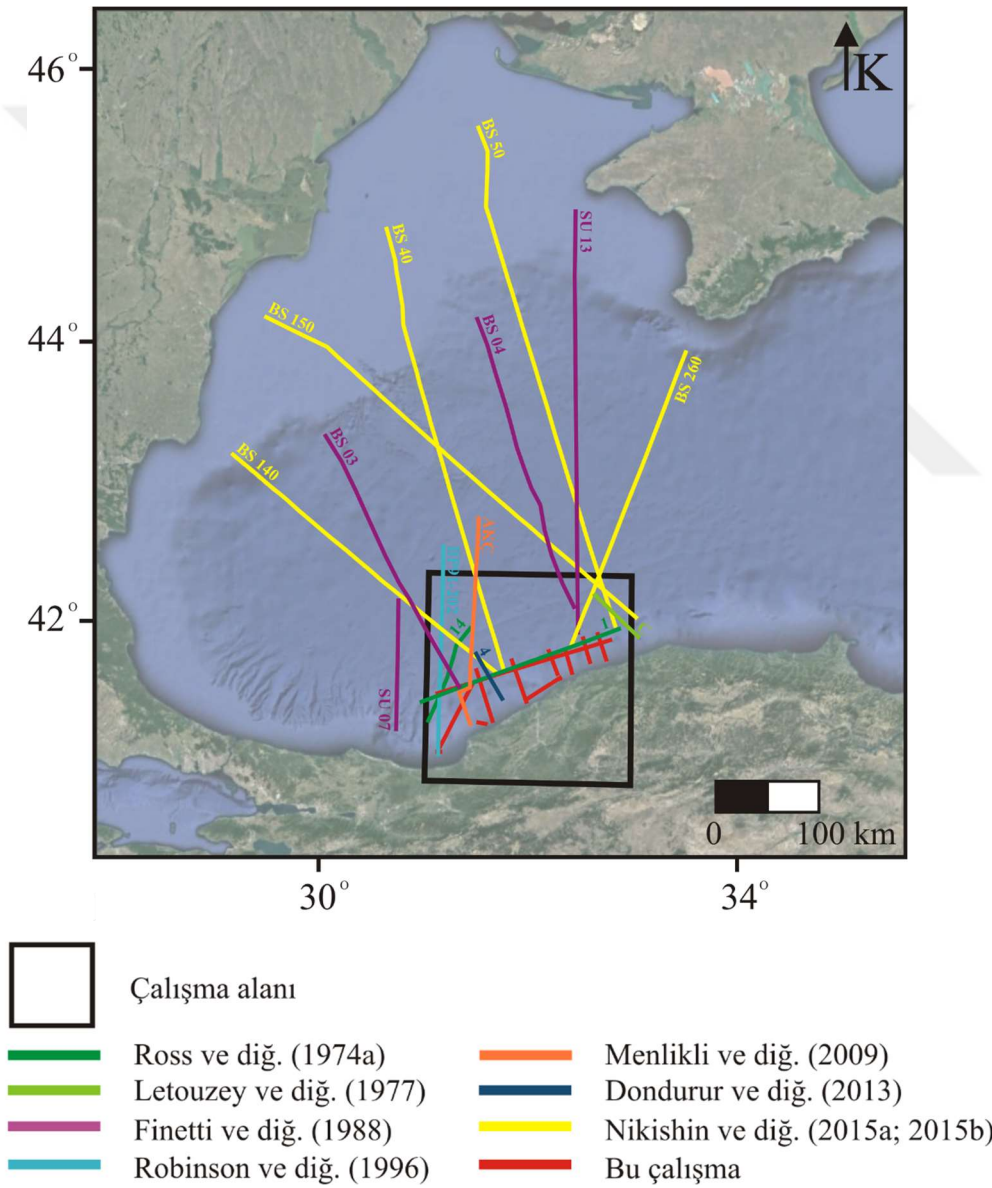
Şekil 5.10 : Gegendere-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Türker ve diğ., 1994).

6. YORUMLAMA

Bu tez çalışması kapsamında incelenen çalışma alanının bulunduğu bölge ve yakın çevresinde daha önceden yapılmış olan deniz yansıma sismiği çalışmaları ele alındığında, TPAO ve diğer petrol arama firmaları tarafından ekonomik amaçlı olarak gerçekleştirilmiş 2B ve 3B çalışmalarda toplanmış olan yoğun miktardaki sismik verilerin oldukça az bir bölümü, bilimsel çevrelerin yararlanabileceği şekilde yayınlanarak akademik ortamda paylaşılmıştır (örn. Robinson ve diğ., 1995a; Robinson ve diğ., 1996; Menlikli ve diğ., 2009, vb.). Çalışma alanının kapsadığı Karadeniz kıyısı açıklarındaki şelf ve yamaç bölgeleri altındaki derin yapının ve jeolojik özelliklerin ortaya çıkarılabilmesi amacıyla geçmişten günümüze kadar gerçekleştirilen bilimsel amaçlı sismik yansıma çalışmaları, az sayıda olmakla birlikte, bölgenin tektonik özelliklerinin anlaşılmasında önemli katkılar sağlamışlardır (örn. Ross ve diğ., 1974a; Letouzey ve diğ., 1977; Finetti ve diğ., 1988; Dondurur ve diğ., 2013; Nikishin ve diğ., 2015a; Nikishin ve diğ., 2015b, vb.). Şekil 6.1’de, çalışma alanının kapsadığı Karadeniz kıyısı açıkları ve yakın çevresinde daha önceden gerçekleştirilmiş olan farklı deniz yansıma sismiği çalışmalarında veri toplanmış olan bazı hatların konumları verilmektedir.

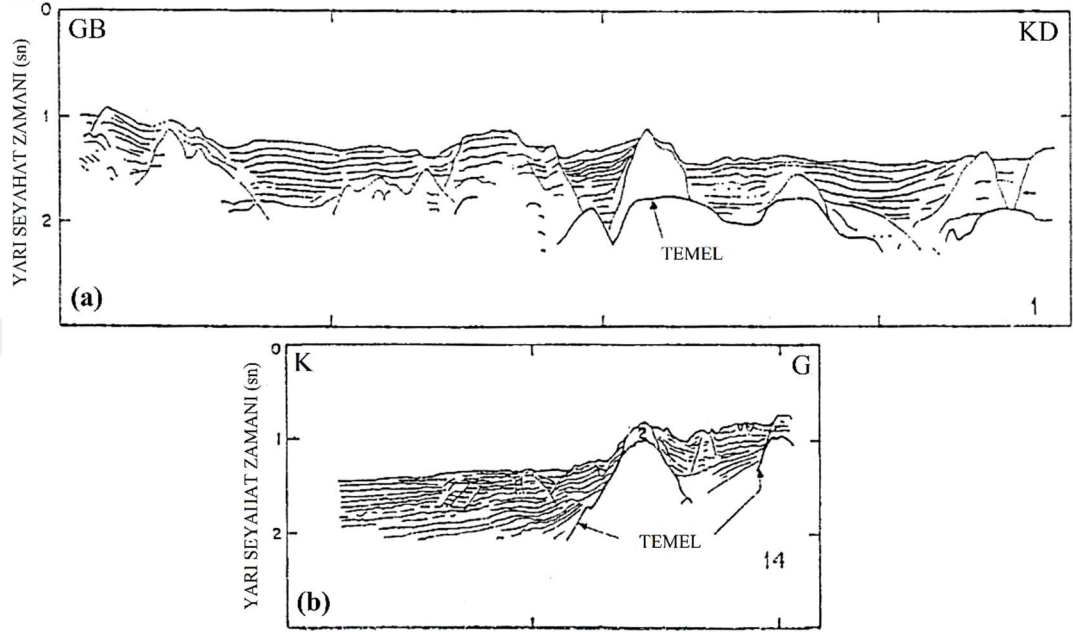
A.B.D.’nin Woods Hole Oşinografi Enstitüsü’nün R/V Atlantis II gemisi ile 1969 yılında Karadeniz’de gerçekleştirdiği çalışmada, 39 ayrı hat üzerinde sismik yansıma verileri toplanmıştır (Ross ve diğ., 1974a). Ross ve diğ. (1974a) bu hatlardan, Anadolu kıyıları açıklarındaki havza yamacı boyunca uzananlarının genel olarak, değişik kalınlıklar gösteren sedimanter bir örtü ile örtülmüş olan belirgin bir akustik temeli ortaya koyduklarını belirtmişlerdir. Bununla birlikte, genel olarak bu temeldeki yansıtıcının yüzeye yakın kısımlarda pek fazla görülemeyen bir yeraltı yapısı olduğunu, birkaç yerde yükselimler oluşturmuş olduğunu vurgulamışlardır. Karadeniz’in güney yamacına paralel olarak uzanan 1 numaralı hattın (Şekil 6.2a), en az iki tektonik aktivite dönemi sonucu oluşmuş, inişli-yokuşlu tür bir topoğrafya göstermekte olduğunu ifade etmişlerdir. Bu dönemlerden birincisine düzensiz olan temelin gösterge olduğunu, ikincisine ise, 1 numaralı hattın kuzeydoğu kısmındaki

sediman yüzeyi ile kesişen, belirgin fakat süreksiz olan yansıtıcının gösterge olduğunu belirtmişlerdir. Sediman dolgusunun düzensiz olduğuna, eğimde ters dönmelerin ve çok sayıda uyumsuzlukların meydana gelmiş olduğuna dikkat çekmişlerdir. Türkiye kıyılarında veri topladıkları hatların genellikle havza yamacını belirli bir açı ile kesmekte olduğunu (örnek 14 numaralı hat, Şekil 6.2b) ve bu hatların kanal oluşumlarını ve yansıtıcı düzensizliklerini ortaya koyduklarını belirtmişlerdir. Bu kanallardan bazılarının gömülü olduklarını, bazılarının ise muhtemelen hala türbidite akımlarına iletim yolu olarak hizmet ettiklerini ifade etmişlerdir.



Şekil 6.1 : Çalışma alanının kapsadığı Karadeniz kıyısı açıkları ve yakın çevresinde daha önceden gerçekleştirilmiş olan farklı deniz yansıma sismikliği çalışmalarında veri toplanmış olan bazı hatların konumları.

Ross ve diğ. (1974a) ayrıca, karada gözlemlenen yapısal özelliklerin yer yer denizde de takip edilebildiğini, havza yamacından havza eteğine veya abisal düzlüğe olan geçişlerin ani olduğunu ve bunların havza yamacı tabanında veya havza yamacı-havza eteği geçiş bölgesinde oluşmuş olan birçok diyapirik yapılar, küçük faylar ve çökmeler ile belirginleştirildiğini belirtmişlerdir.

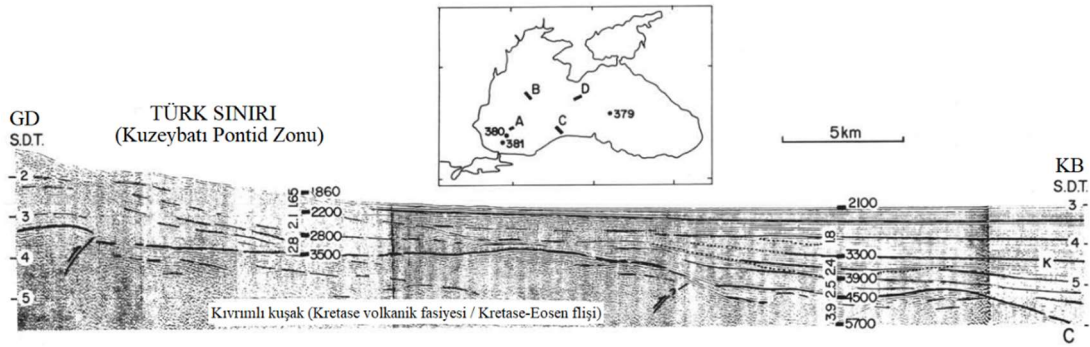


Şekil 6.2 : Woods Hole Oşinografi Enstitüsü'nün R/V Atlantis II gemisi ile 1969 yılında Karadeniz'de gerçekleştirdikleri çalışmadan elde ettikleri, **(a)** 1 numaralı ve **(b)** 14 numaralı hatlara ait sismik kesitler (Ross ve diğ. (1974a)'den değiştirilerek alınmıştır).

Fransız Enstitüleri ortaklığında kurulan CEPN-CNEXO (Le Comité d'Études Pétrolières Marines-Centre National pour l'Exploitation des Océans), 1973 yılındaki çalışmalarıyla, Karadeniz'de gerçekleştirilen deniz yansıma sismiği çalışmalarına katkı sağlamışlardır. Bu çalışmada A, B, C ve D hatları olmak üzere 4 hat üzerinde gerçekleştirilen sismik yansıma çalışmalarına ait kesitler Letouzey ve diğ. (1977) tarafından sunulmuştur.

Letouzey ve diğ. (1977) çalışmalarında, Geç Kretase'nin sonundaki kıtasal çarpışma evresinden sonra karada oluşan sıkışma safhaları sırasında, Pontidlerin kuzeye ve Büyük Kafkasların güneye doğru bindirmeleriyle, Karadeniz'in sınır bölgelerinin de ayrıca etkilenmiş olduklarının, sundukları çok kanallı sismik hatlar yardımıyla doğrulandığını vurgulamaktadırlar. Sismik hatların, çok kalın sedimater seriler altında gömülü olan, abisal düzlüğün altındaki röllyefi de meydana çıkarmış olduğunu belirtmektedirler. Bu çalışmada ayrıca, Messiniyen yaşlı tuz çökmelerine, Doğu ve Batı

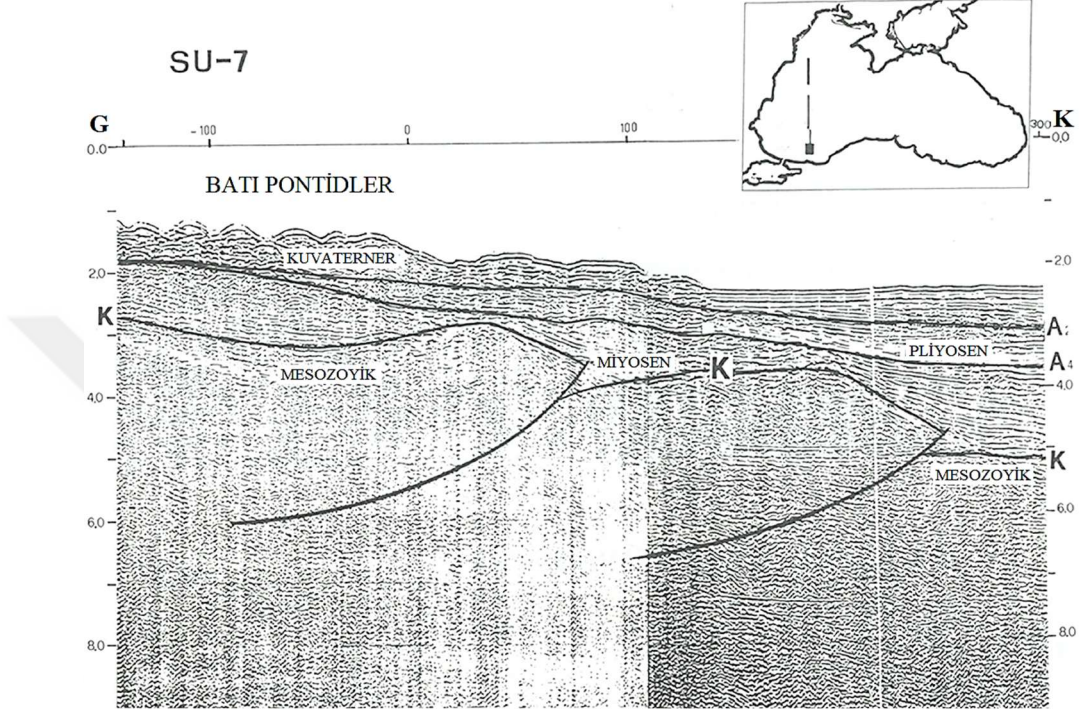
Akdeniz'dekinin aksine Karadeniz'de rastlanmadığı hususuna dikkat çekmişler ve bu dönem süresince nehirlerden Karadeniz'in içine doğru olan tatlı su akışının, tuzlu su koşullarını ortadan kalkmaya zorladığını ifade etmişlerdir. Karadeniz'in sınır bölgelerinde gerçekleştirdikleri gözlemlere göre, çökme ve sedimantasyonun Miyosen sonunda (?) ve Pliyosen-Kuvaterner'de hızlanmış olduğunu belirtmişlerdir. Karadeniz'in sınır bölgelerini etkileyen tektonik evrelerin, abisal düzlükteki sedimanları gözle görünür düzeyde etkilemediğini, bu sedimanların yalnızca çamur diyapirizması (mud diapirism) olaylarından etkilenmiş olduklarını ifade etmişlerdir. Şekil 6.3'te, Letouzey ve diğ. (1977) tarafından sunulmuş olan ve çalışma alanının kapsadığı Karadeniz kıyısı açıklarında yer alan C hattına ait yorumlanmış sismik kesit yer almaktadır.



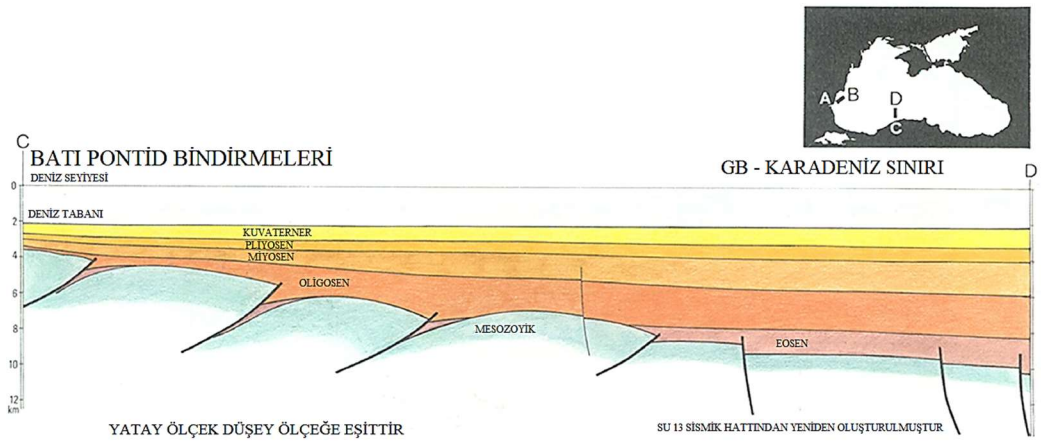
Şekil 6.3 : Türkiye'nin Karadeniz kıyısı açıklarında gerçekleştirmiş olan çalışmada elde edilen, C hattına ait yorumlanmış sismik kesit (Letouzey ve diğ. (1977)'den değiştirilerek alınmıştır).

Karadeniz'in sismik yansıma yöntemi ile en kapsamlı olarak incelendiği çalışmalardan biri, İtalya'nın OGS Ulusal Enstitüsü, Rus Bilimler Akademisi ve Bulgaristan Jeoloji Komitesi'nin oluşturduğu ortaklık bünyesinde gerçekleştirilen Finetti ve diğ. (1988)'nin çalışmasıdır. Bu çalışmada, hatların toplam uzunluğunun yaklaşık olarak 10.000 km'yi bulduğu (OGS 3702 km, Rus Bilimler Akademisi 3880 km ve Bulgaristan Jeoloji Komitesi 2420 km) oldukça geniş ve elverişli bir sismik veri grubu bir araya getirilmiştir. Karadeniz'in stratigrafik ve yapısal özelliklerinin detaylı bir şekilde incelenmesine olanak sağlayan bu verilerle, Karadeniz'in güney sınırları boyunca oluşmuş olan sıkışmalı yapıların bir bölümü ortaya konulmaktadır. Finetti ve diğ. (1988) tarafından sunulmuş olan ve bu tez çalışmasının kapsadığı çalışma alanı ve çevresinde yer alan hatlardan biri olan SU 07 hattına (Şekil 6.1) ait yorumlanmış sismik kesit (-125-307 nolu atış noktaları arası), Şekil 6.4'te verilmektedir. Şekil 6.5'te, hattın güney bölümünün, bu tez çalışmasının kapsadığı çalışma alanı içerisinde

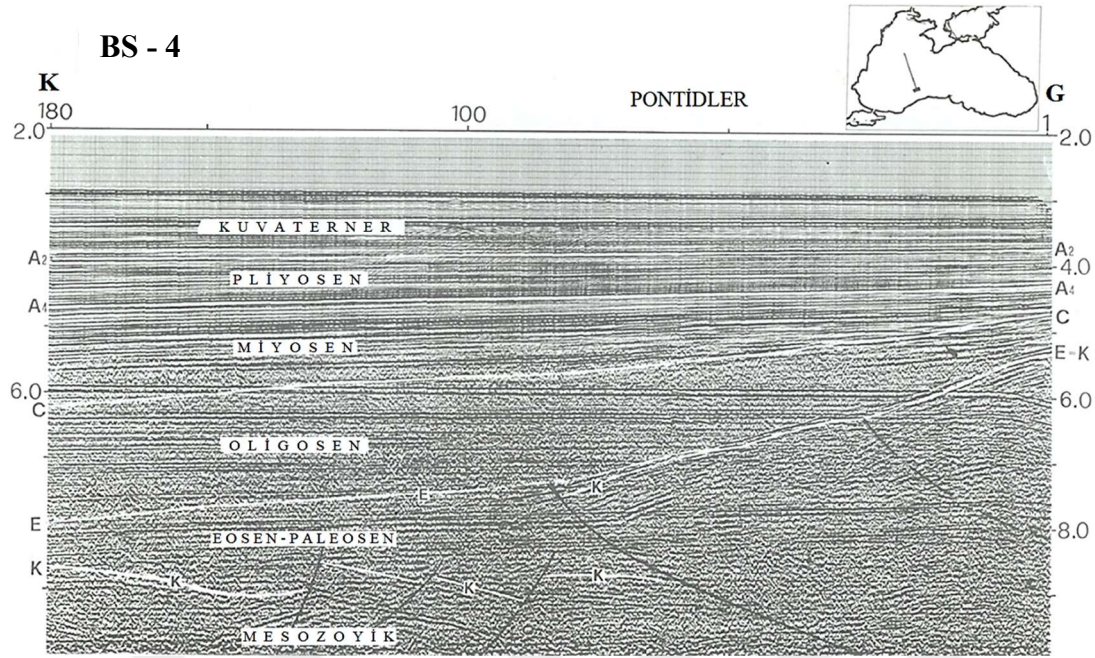
kaldığı SU 13 hattına (Şekil 6.1) ait sismik kesitten faydalanarak, Finetti ve diğ. (1988) tarafından oluşturulmuş olan jeolojik kesit verilmektedir. Şekil 6.6’da ise, hattın güney bölümünün, yine bu tez çalışmasının kapsadığı çalışma alanı içerisinde kaldığı diğer bir hat olan BS 04 hattına ait (Şekil 6.1), Finetti ve diğ. (1988) tarafından yorumlanmış sismik kesit verilmektedir (1-180 numaralı atış noktaları arası).



Şekil 6.4 : Karadeniz güney sınırları boyunca oluşmuş olan bindirme yapılarına örnek olarak verilen SU 07 hattına ait yorumlanmış sismik kesit (125-307 numaralı atış noktaları arası). Kesitte A₂, Kuvaterner’in tabanını, A₄, Pliyo-Kuvaterner’in tabanını ve K, Mesozoyik’in tavanını temsil etmektedir (Finetti ve diğ. (1988)’den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 6.5 : SU 13 hattından elde edilen sismik kesitten faydalanılarak oluşturulan jeolojik kesit (Finetti ve diğ. (1988)’den değiştirilerek alınmıştır).

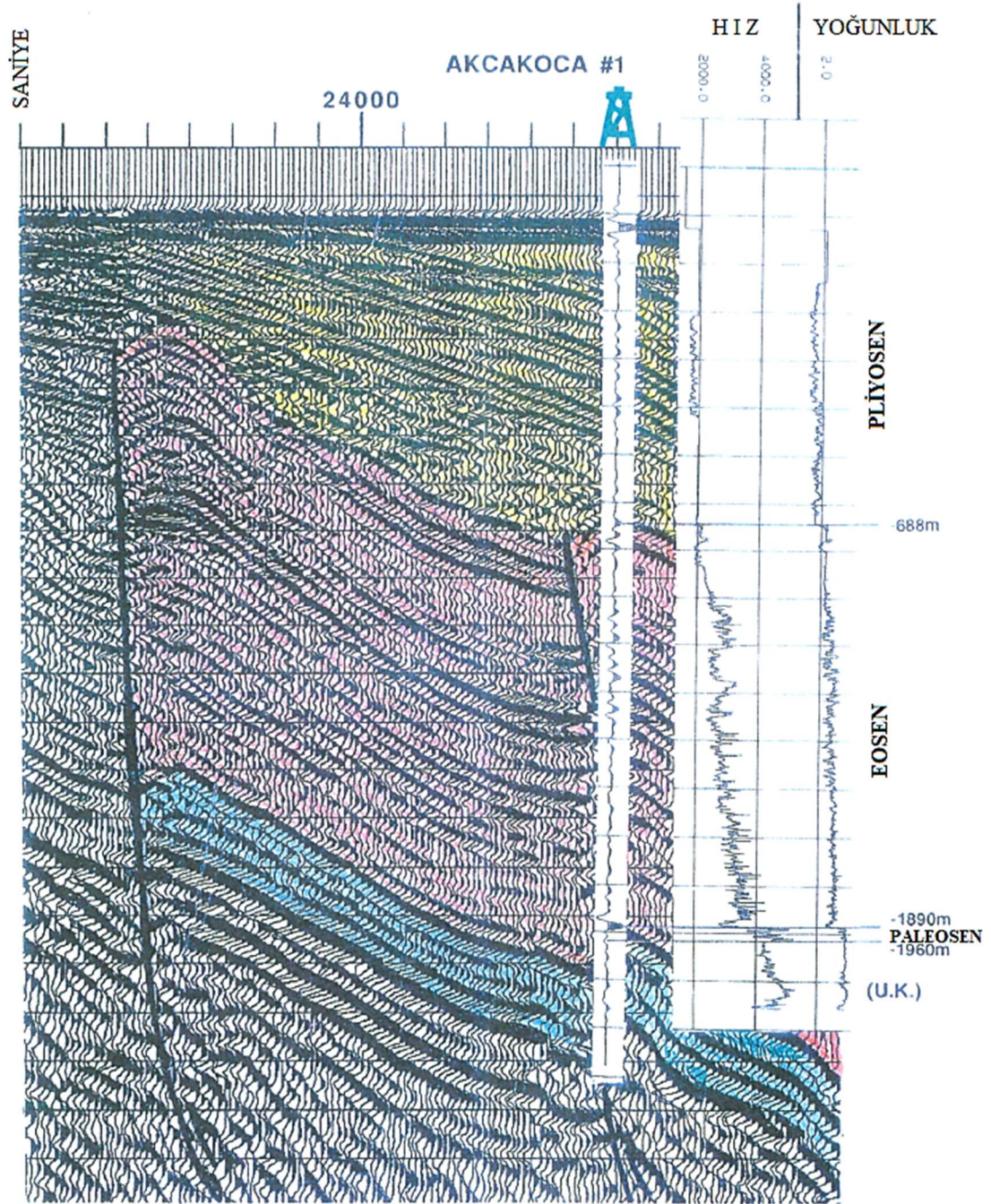


Şekil 6.6 : Karadeniz güney sınırları boyunca oluşmuş olan bindirme yapılarına örnek olarak verilen BS 04 hattına ait yorumlanmış sismik kesit (1-180 numaralı atış noktaları arası). Kesitte A₂, Kuvaterner'in tabanını, A₄, Pliyo-Kuvaterner'in tabanını, C, Miyosen'in tabanını, E, Oligosen'in tabanını ve K, Mesozoyik'in tavanını temsil etmektedir (Finetti ve diğ. (1988)'den değiştirilerek alınmıştır).

1990'ların ilk yıllarında, Karadeniz'in Türkiye kıyılarının büyük bir kısmı, batılı petrol firmaları tarafından ruhsatları alınarak araştırılmış, büyük miktarda sismik yansıma verileri toplanmış, değerlendirilmiş ve bunların bir kısmı, Robinson ve diğ. (1995a) ve Robinson ve diğ. (1996) gibi çalışmalarda yayınlanmıştır (Robinson, 1997b). Robinson ve diğ. (1995a) ve Robinson ve diğ. (1996) çalışmalarında, bu tez çalışmasının kapsadığı çalışma alanı içerisinde kalan BP91-202 numaralı hatta (Şekil 6.1) ait sismik kesiti ve yorumlanmış halini vermişlerdir. Bu hat, Akçakoca-1 kuyusunun bulunduğu Batı Karadeniz'in güney sınırını keserek kuzeye, havzanın derin olan kısmına doğru uzanmaktadır. Bu sebeple, BP91-202 hattının yorumlanmasında, Akçakoca-1 kuyusuna ait stratigrafik bilgilerden yararlanmışlardır. Robinson ve diğ. (1995a) Akçakoca-1 kuyusunun, Pontidlerdeki Tersiyer sıkışması ile ilişkili olan eğimi az olan güneye verjanslı bir antiklinal üzerinden açıldığını ve Akçakoca-1 kuyusundan elde edilen stratigrafik bilginin BP91-202 hattına ait kesit ile tam doğru olarak ilişkilendirilebildiğini belirtmişlerdir.

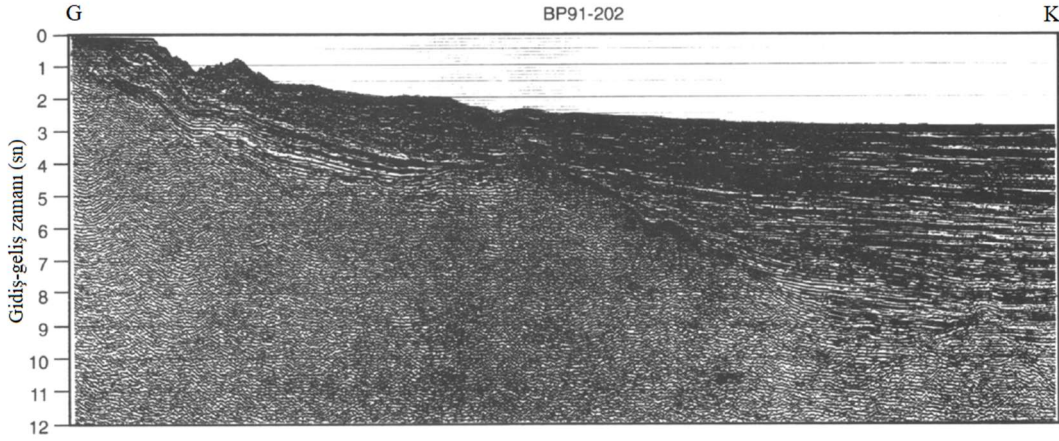
Robinson ve diğ. (1995a) tarafından elde edilen BP91-202 hattına ait sismik kesitin Akçakoca-1 kuyusuna kadar olan güney bölümü Şekil 6.7'de verilmektedir. Burada, Akçakoca-1 kuyusu için Robinson ve diğ. (1995a) tarafından oluşturulan sentetik

sismogram ile sismik kesitin tam olarak ilişkilendirilebildiği açıkça görülmektedir. Bu görselde ayrıca, kuyudan elde edilen hız ve yoğunluk bilgilerinin de sismik kesit ile ilişkilendirilmiş olduğu görülmektedir. Şekil 6.8a'da, Robinson ve diğ. (1996) tarafından BP91-202 hattı için elde edilen sismik kesit ve Şekil 6.8b'de ise Robinson ve diğ. (1996)'nin bu kesitten yararlanarak BP91-202 hattı için oluşturdukları jeolojik kesit verilmektedir.

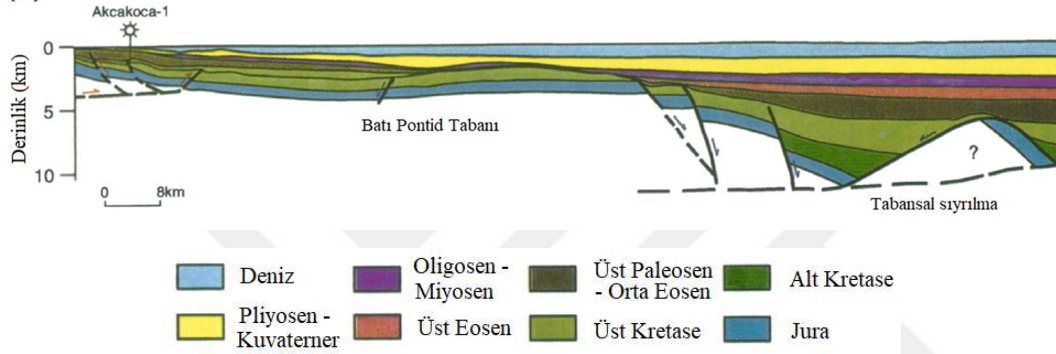


Şekil 6.7 : Akçakoca-1 kuyusuna ait hız ve yoğunluk bilgisinin ve bu kuyu için oluşturulan sentetik sismogramın, BP91-202 hattına ait sismik kesit ile ilişkilendirilmesi (Robinson ve diğ. (1995a)'den değiştirilerek alınmıştır).

(a) TÜRKİYE KIYISI



(b)



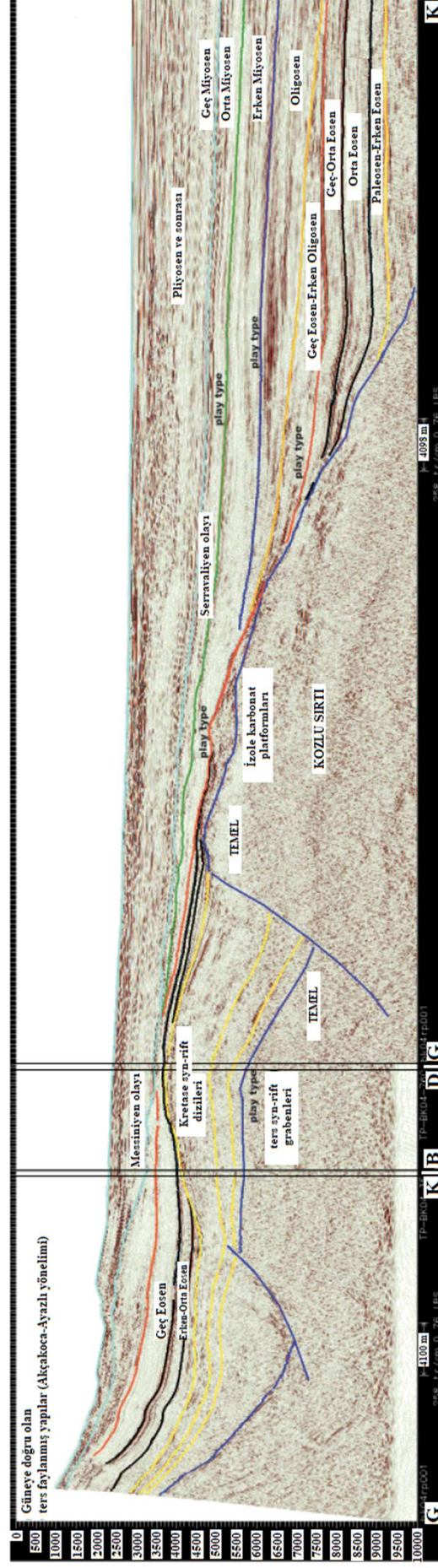
Şekil 6.8 : (a) BP91-202 hattına ait sismik kesit ve (b) bu kesitten yararlanarak BP91-202 hattı için oluşturulan jeolojik kesit (Robinson ve diğ. (1996)'den değiştirilerek alınmıştır).

TPAO tarafından Karadeniz'de gerçekleştirilmiş olan çalışmalarda toplanan verilerden elde edilen sismik kesitlerin, bilimsel çevrelerin yararlanabileceği şekilde sunulduğu çalışmalardan biri, Menlikli ve diğ. (2009) tarafından verilmiştir. Menlikli ve diğ. (2009), Karadeniz'in Türkiye kıyılarındaki arama faaliyetleri ile ilgili TPAO'nun genel yaklaşımlarına değindikleri çalışmalarında, 2004 yılında şelf üzerinde açılan Ayazlı-1 kuyusu ile gerçekleştirilmiş olan ilk ticari keşfe kadar, şelf üzerinde yalnızca 4 kuyunun açılmış olduğunu belirtmişlerdir. Bu kuyularda, tüm arama hedeflerinin ters faylar tarafından kontrol edilen yapılar olduğunu ve potansiyel rezervuarlar olan Miyosen deltayık dizisine (Karadeniz-1 ve İğneada-1 kuyuları) ve Erken Eosen türbiditik dizisine (Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyuları) bu yapılar üzerinden nüfuz edildiğini ifade etmişlerdir. İğneada-1 kuyusunun Oligosen bölümünde izine rastlanan petrolün ve Akçakoca-1 kuyusundaki gaz emarelerinin, aramaların erken evrelerinin ilksel sonuçları olduklarını belirtmişlerdir. İlk ticari başarının, 2004 yılında TPAO-Toreador-Stratic ortaklığında, ters fay yapılarına gerçekleştirilen sondajla, Ayazlı-1 kuyusunda geldiğini ve tüm bu yapısal kapanların,

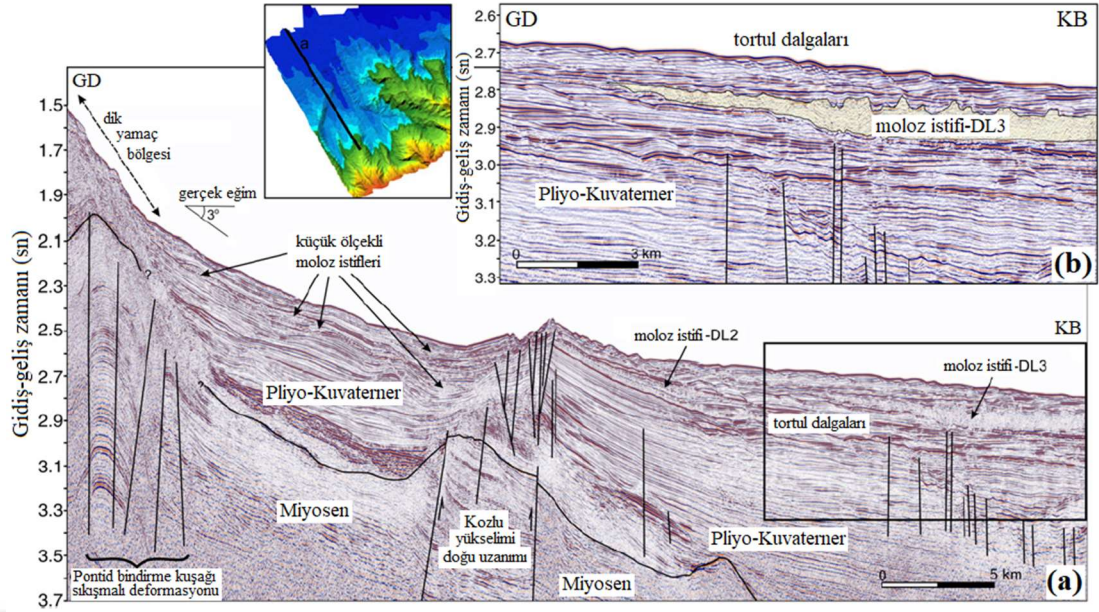
havza sınırlarının yükseldiği ve deforme olduğu Orta Eosen sonrası sıkışma evresi sonucunda oluştuklarını vurgulamışlardır. Şekil 6.9’da, Menlikli ve diğ. (2009) tarafından sunulan ve bu tez çalışmasının kapsadığı çalışma alanı içerisinde kalan Akçakoca hattına (Şekil 6.1) ait yorumlanmış sismik kesit verilmektedir.

Karadeniz’in Türkiye kıyılarında bilimsel amaçlı olarak gerçekleştirilen en önemli çalışmalardan biri, Dondurur ve diğ. (2013) tarafından Kozlu (Zonguldak) ile Kurucasıle (Amasra) arasında kalan bölgede yapılan çalışmadır. Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü tarafından R/V K. Piri Reis gemisi ile 2010 yılında gerçekleştirilen çalışmada, Batı Karadeniz’in Türkiye sınırlarındaki deniz tabanı morfolojisinin ve güncel sedimanter süreçlerin tanımlanması hedeflenmiştir. Ayrıca bu çalışmada kütle kayma türlerinin ve bunların akma (run-out) mesafelerinin belirlenmesi ve bu kütle kaymalarıyla ilişkili olarak var olan veya oluşma potansiyeli olan yer tehlike alanlarının (geohazard) tanımlanması da amaçlanmıştır. Dondurur ve diğ. (2013) sundukları bazı sismik kesitlerde, Pontid bindirme kuşağının yapılar üzerinde sıkışma sebebiyle deformasyon oluşturmuş olduğu bölgeleri de vermektedirler. Bu çalışma kapsamında üç farklı tür kütle kayması tanımlamışlardır. Bunlardan ilki, dik yamaç bölgelerindeki rotasyonel faylar boyunca olan blok türü kayma, ikincisi, kuzeye doğru olan kıtasal yükselimdeki kanyon duvarları üzerindeki küçük ölçekli kayma, üçüncü tür ise “Amasra Kütle Kayma Alanı” olarak adlandırdıkları bölgede oluşmuş olan kaymalardır.

İlk iki kütle kayma türünün oluşumuna, muhtemelen sismik aktivitelerin tetiklemiş olduğu dik yamaç bölgelerindeki gravitasyonel yüklemenin sebep olduğunu belirtmişlerdir. Amasra Kütle Kayma Alanı’nda oluşmuş olan heyelanın, diğer bölgelerle kıyaslandığında daha geniş ölçekli olduğunu vurgulamışlardır. Her ne kadar deniz tabanı heyelanlarının tetiklenmesi açısından birincil sebep olarak sismik aktiviteleri göz önüne alsalar da, bu bölgede oluşan heyelanın, gaz hidrat çözünmesi nedeniyle artan gözenek basıncının, yamaç aşağı tortul duraysızlığına sebep olduğunu ve bununla beraber deniz tabanı heyelanının tetiklenmiş olabileceğini ifade etmişlerdir. Şekil 6.10a’da, Dondurur ve diğ. (2013) tarafından sunulan, Pontid bindirme kuşağının yapılar üzerinde sıkışma sebebiyle deformasyon oluşturmuş olduğu bir görselin yer aldığı, 4 numaralı hatta (Şekil 6.1) ait yorumlanmış sismik kesit ve Şekil 6.10b’de de, bu kesitte gözlemlenen iki gömülü moloz istifinden (debris lobe) biri olan DL3’ün yakından görünümü verilmektedir.



Şekil 6.9 : Karadeniz'in güneybatı sınırının stratigrafik özelliklerini veren, Akçakoca hattına ait yorumlanmış sismik kesit (Menlikli ve diğ. (2009)'den değiştirilerek alınmıştır).

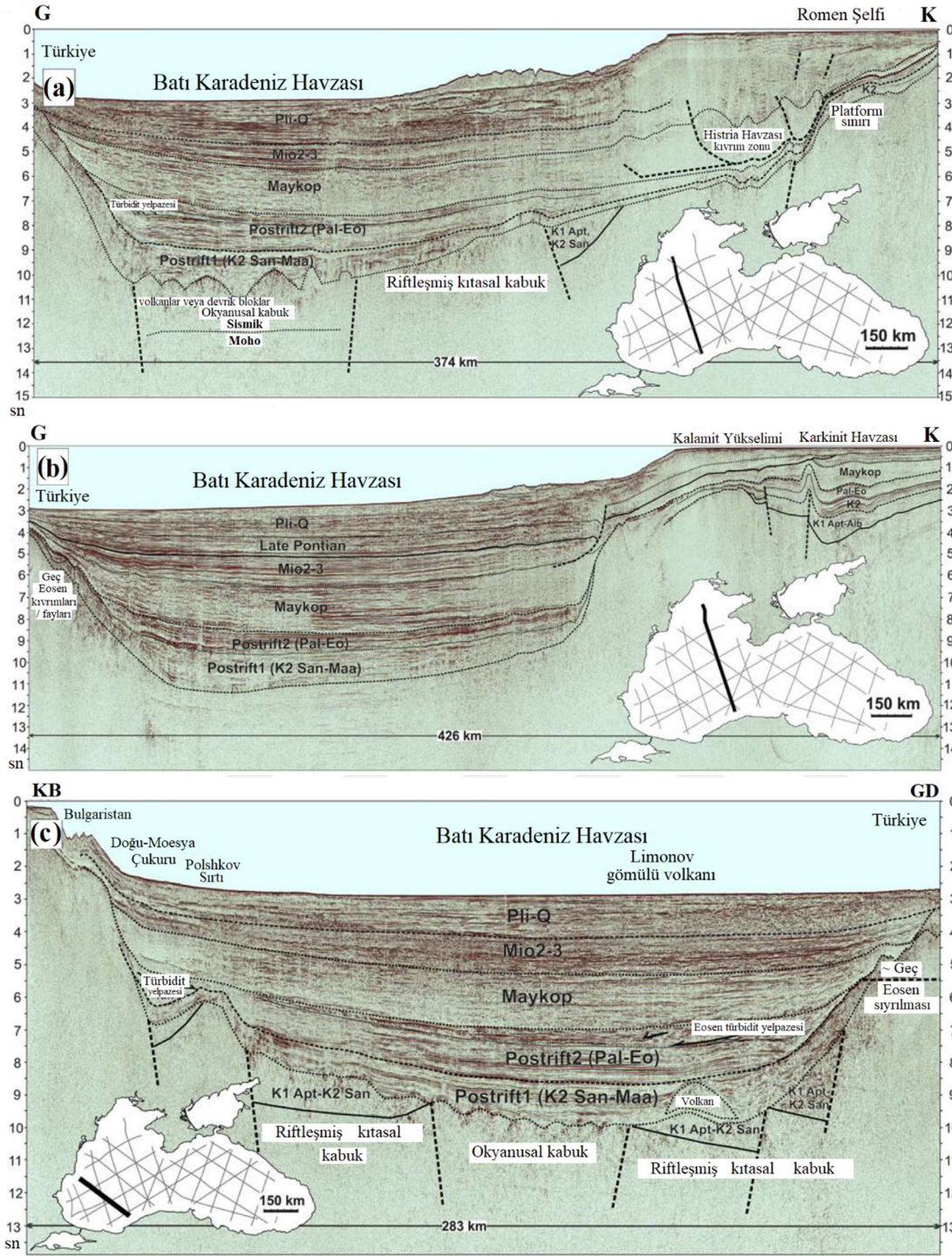


Şekil 6.10 : (a) Pontid bindirme kuşağının yapılar üzerinde sıkışma sebebiyle oluşturduğu deformasyon bölgesini veren, 4 numaralı hatta ait yorumlanmış sismik kesit ve **(b)** bu kesitte gözlemlenen iki gömülü moloz istifinden biri olan DL3'ün yakından görünümü (Dondurur ve diğ. (2013)'den değiştirilerek alınmıştır).

Karadeniz'in tektonik yapısı ile ilgili olarak yapılan en kapsamlı ve en güncel çalışmalardan biri, 2011 yılında, "Geology without Limits" olarak adlandırılan, Rus, Türk, Ukraynalı, Romen ve Bulgar uzmanların katıldığı uluslararası bir proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. R/V Mezen gemisiyle gerçekleştirilen bu 2B çalışmada 27 ayrı hat üzerinde sismik veriler toplanmıştır. Bu sismik hatların toplam uzunluğu 8890,5 km'yi bulmaktadır. Elde edilen yeni bölgesel sismik verilerin yorumlanmasıyla Karadeniz'in yapısal özellikleri ve oluşum tarihi ile ilgili temel bulgular ortaya konulmuştur (Nikishin ve diğ., 2015a; Nikishin ve diğ., 2015b).

Nikishin ve diğ. (2015a), bu çalışmanın önemli sonuçlarından bir tanesinin, 2B sismik veriler kullanılarak oluşturulan kesitler üzerinden yeni Paleosen ve Eosen türbidit havzalarının ayırt edilerek haritalandırılması olduğunu belirtmişlerdir. Bu türbidit havzalarının, Batı Karadeniz Havzası'nın güney ve güneybatı bölümleri boyunca oluşan sıkışma, bindirme ve yükselme olaylarının varlığı sonucu oluşmuş olduklarını vurgulamışlardır.

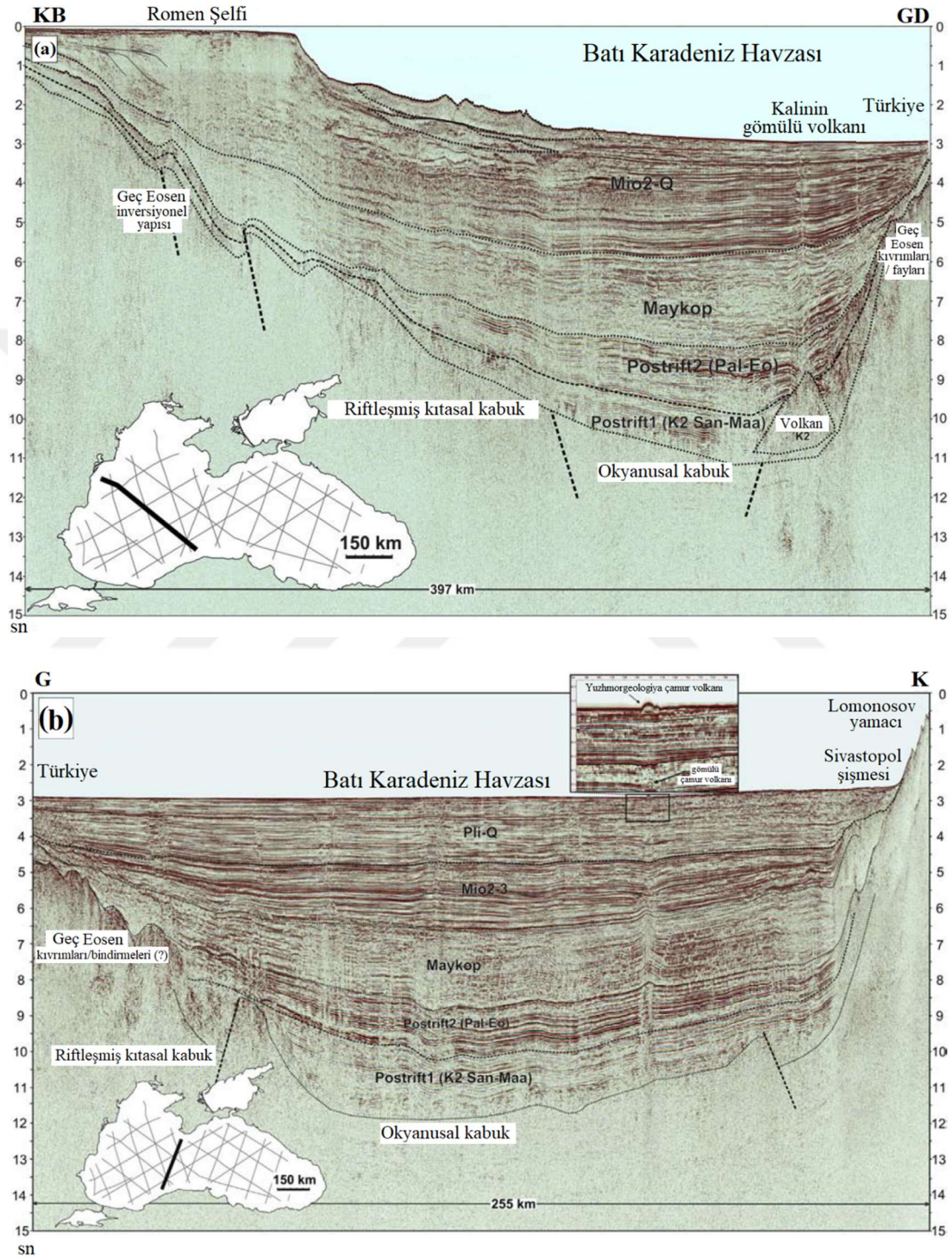
Bu çalışmada veri toplanan hatlardan, tüm hatların güney bölümlerinin bu tez çalışmasının kapsadığı çalışma alanı içerisinde kaldığı 5 hatta (Şekil 6.1) ait, Nikishin ve diğ. (2015a) tarafından yorumlanmış sismik kesitler, Şekil 6.11 (BS 40, BS 50 ve BS 140 hatları) ve Şekil 6.12 (BS 150 ve BS 260 hatları)'de verilmektedir.



Şekil 6.11 : (a) BS 40 hattına ait yorumlanmış sismik kesit, (b) BS 50 hattına ait yorumlanmış sismik kesit ve (c) BS 140 hattına ait yorumlanmış sismik kesit (Nikishin ve diğ. (2015a)'den değiştirilerek alınmıştır).

Nikishin ve diğ. (2015a), Şekil 6.11a'da verilen BS 40 hattına ait sismik kesitte, Batı Pontidlerin Geç Eosendeki yükselimi ile muhtemelen ilişkili olan büyük bir türbidit biriminin, Üst Eosen seviyesinde dikkat çektiğini ifade etmişlerdir. Şekil 6.11b'de verilen BS 50 hattına ait sismik kesitin Türkiye kesiminde, Geç Eosen kıvrımları / faylarının bulunduğu bölüme dikkat çekmişlerdir. Şekil 6.11c'de verilen BS 140

hattına ait sismik kesitte ise, Türkiye kesimindeki riftleşmiş kıtasal kabuk üzerinde, derinde gömülü bir Kretase volkanın haritalandırılmış olduğu belirtmişler ve ayrıca Eosen dizisinin üst kısımlarında, Batı Pontidler tarafından beslenen bir türbidit yelpazesinin varlığına dikkat çekmişlerdir.

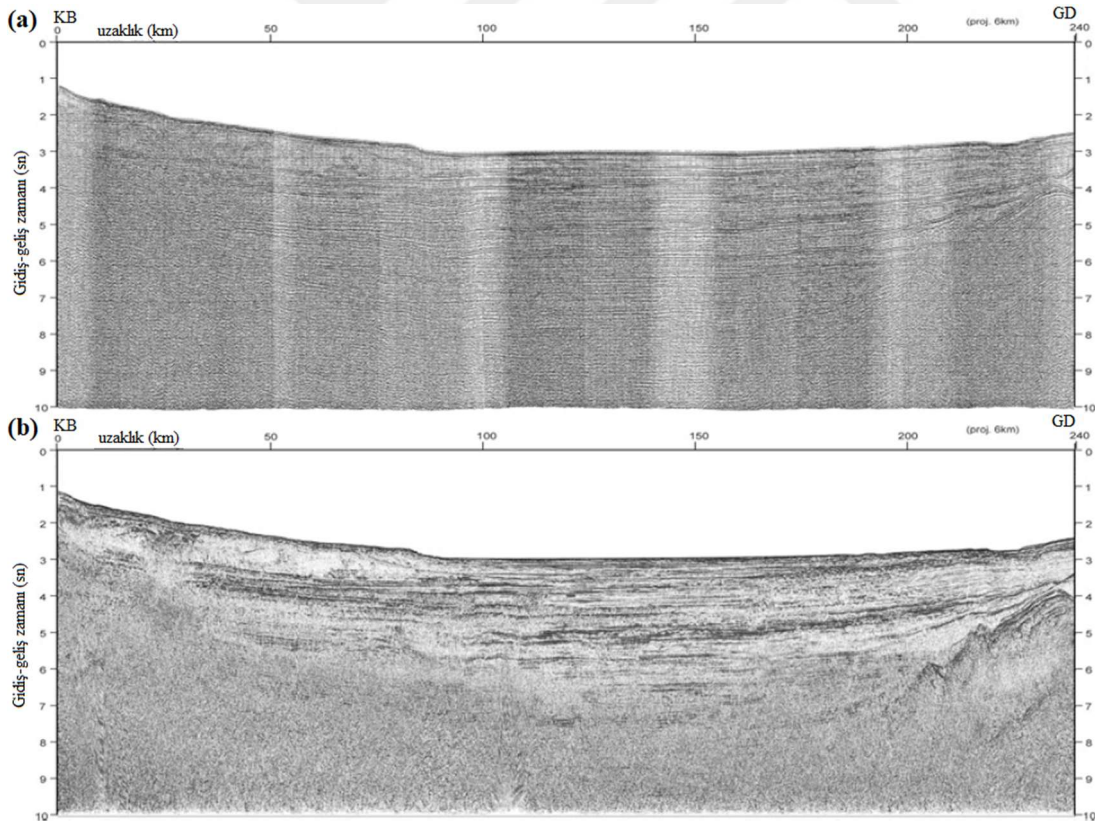


Şekil 6.12 : (a) BS 150 hattına ait yorumlanmış sismik kesit ve (b) BS 260 hattına ait yorumlanmış sismik kesit (Nikishin ve diğ. (2015a)’den değiştirilerek alınmıştır).

Nikishin ve diğ. (2015a) bu çalışmalarında Batı Pontidlerin, Geç Eosen-Erken Oligosen zamanları sırasında kıvrımlandıklarını ve Karadeniz'e doğru bindirdiklerini belirtmişlerdir. Bu kıvrım ve bindirme kuşağının tabanda bir sıyrılma yüzeyi ile ayrıldığını vurgulamışlardır.

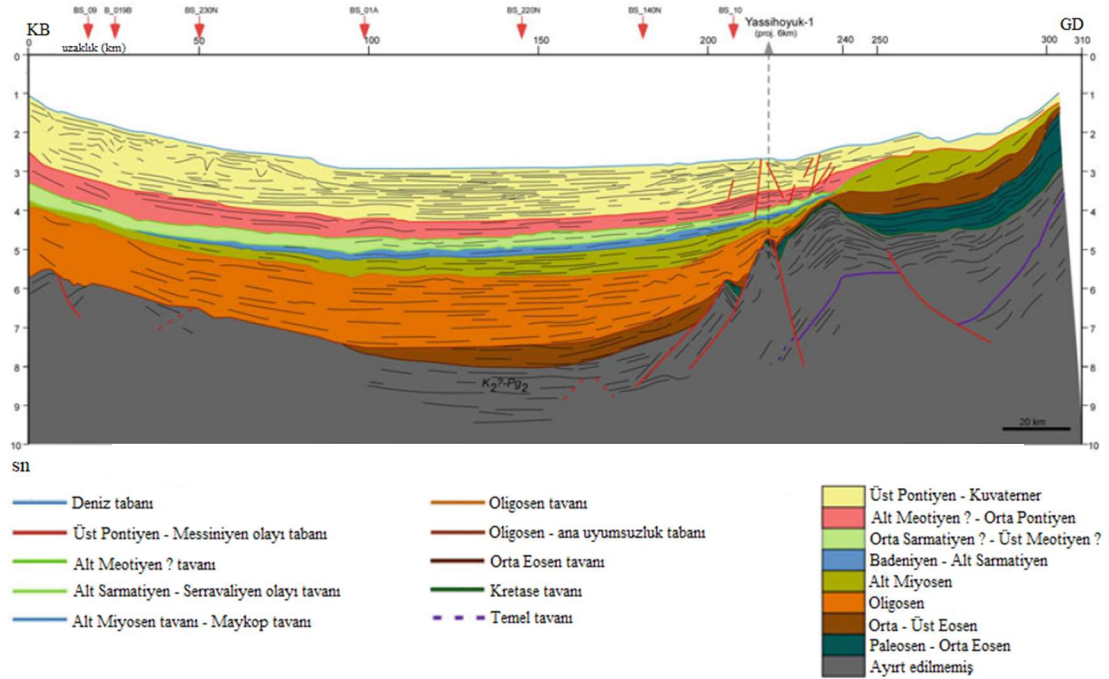
Karadeniz'in stratigrafik ve yapısal özelliklerinin ortaya çıkarılması için yapılan en güncel çalışmalardan biri de, Munteanu ve diğ. (2018)'nin gerçekleştirdiği çalışmadır. Bu çalışmada Munteanu ve diğ. (2018), 1975 yılında OGS tarafından yapılan seferde toplanmış olan ve ilk defa Finetti ve diğ. (1988)'nin çalışmalarında sunmuş oldukları ve günümüzde artık klasikleşmiş (vintage) olarak tabir edilen bölgesel sismik verileri, güncel veri-işlem teknikleri kullanarak yeniden işlemişlerdir.

Şekil 6.13'te, 1975 yılında yapılan veri-işlem çalışmaları sonucu BS 03 numaralı hat (Şekil 6.1) için elde edilen sismik kesit ile Munteanu ve diğ. (2018)'nin çalışmalarında güncel veri-işlem teknikleri kullanarak elde ettikleri sismik kesitlerin karşılaştırması verilmektedir.



Şekil 6.13 : (a) 1975 yılında OGS tarafından yapılan seferde BS 03 numaralı hat üzerinde toplanmış olan sismik verilerden, Finetti ve diğ. (1988)'nin çalışmalarında gerçekleştirdikleri veri-işlem sonucu elde ettikleri kesit ve (b) aynı hat için güncel veri-işlem teknikleri kullanılarak elde edilen sismik kesit (Munteanu ve diğ. (2018)'den değiştirilerek alınmıştır).

Munteanu ve diğ. (2018), elde ettikleri sismik kesitleri diğer yayınlanmış sismik veriler ve kuyu verileri ile ilişkilendirerek, Batı Karadeniz Havzası'nın sınırlarından derin bölümlerine doğru geçiş bölgelerine ait uyumlu jeolojik modeller oluşturmuşlardır. Şekil 6.14'te, Munteanu ve diğ. (2018) tarafından güncel veri-işlem teknikleri kullanılarak elde edilen, BS 03 numaralı hatta ait sismik kesitin yorumlanması ile oluşturulan jeolojik kesit verilmektedir. Munteanu ve diğ. (2018), oluşturdukları bu jeolojik kesitin güney kısmını, Menlikli ve diğ. (2009)'nin çalışmalarından edindikleri bilgilerle uzatma olanağına sahip olmuşlardır. Şekil 6.1 incelendiğinde, Menlikli ve diğ. (2009)'nin AKÇ hattının güney bölümünün BS 03 hattının devamını oluşturma niteliğinde olduğu görülmektedir. Munteanu ve diğ. (2018) ayrıca bu jeolojik kesitin yorumlanmasında Yassihöyük-1 kuyusuna ait bilgilerden de faydalanmışlardır.



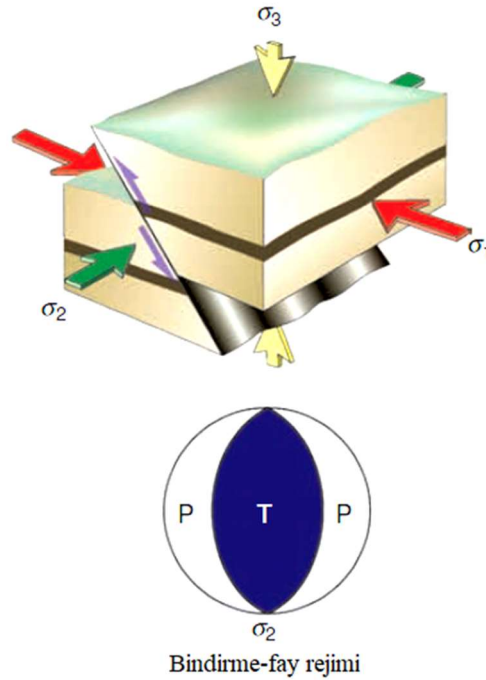
Şekil 6.14 : BS 03 numaralı hatta ait sismik verilerin güncel veri-işlem teknikleri kullanılarak işlenmesiyle elde edilen kesitin yorumlanması sonucu oluşturulan jeolojik kesit (Munteanu ve diğ. (2018)'den değiştirilerek alınmıştır).

Önceki çalışmaların incelenmesi sonucunda, Batı Karadeniz Havzası'nın güney kıyısında bulunan bu tez kapsamındaki çalışma alanında, bölgede muhtemelen hala aktif olan sıkışmalı tektonik rejim sebebiyle oluşmuş olan jeolojik yapıların detaylı bir biçimde ortaya konulması yönünde çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Özellikle karada izlenebilen yapısal unsurların deniz tabanının altındaki yapısal unsurlarla ilişkisinin ortaya konulmasıyla, şelf ve yamaç bölgelerinin daha iyi bir şekilde tanımlanması

amaçlanmıştır. Karada gözlemlenen dilimli (imbricate) fay sisteminin tabanından geçtiği düşünülen ana sıyrılma (detachment) düzleminin deniz tabanının altında hangi birimden sıyrıldığı sorusuna da ayrıca çözüm üretilmeye çalışılmıştır.

6.1 Akçakoca-Cide Karadeniz Yamacı Deniz Yansıma Sismiği Verilerinin Yapısal ve Stratigrafik Yorumu

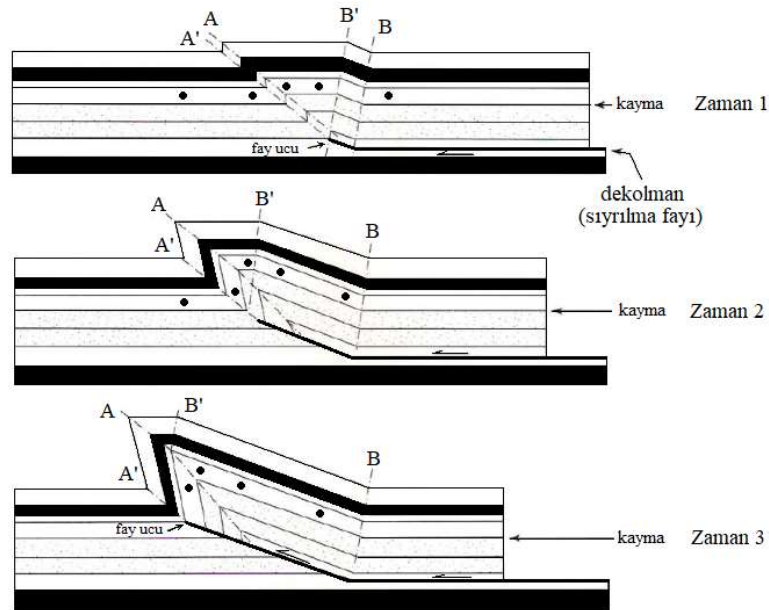
Dağ kuşaklarının oluşumunda çok önemli bir rol oynayan bindirme fayları (thrust faults), dev kaya kütlelerinin yükselmesine ve ötelenmelerine sebep olmaktadır. Tavan bloğun yukarıya doğru taban blok üzerine hareket ettiği eğim atımlı faylar olan ters faylar, eğim açısı 30°'den düşük olduğunda bindirme fayları adını almaktadırlar. Anderson (1951), artık klasikleşmiş olan çalışmasında, her üçü de farklı büyüklüklere sahip olan (en büyük (σ_1), orta (σ_2) ve en küçük (σ_3)) üç ana gerilme eksenini tanımlamaktadır. Bu üç ana gerilme ekseninin her birinin düşey konumda olması durumuna göre, üç farklı tektonik rejim ortaya koymuştur. σ_1 'in düşey olduğu durum normal-fay rejimi, σ_2 'nin düşey olduğu durum ise doğrultu-atımlı fay rejimi olarak adlandırılmaktadır. Bu rejimlerden üçüncüsü olan ve ters fayların oluşumuna olanak sağlayan bindirme-fayı rejiminde (thrust-fault regime) (Şekil 6.15), en küçük olan σ_3 ana gerilmesinin düşeyde olduğunu ve diğer iki ana gerilmenin de (σ_1 ve σ_2) yatayda olduğunu belirtmektedir (Fossen, 2010).



Şekil 6.15 : Anderson (1951)'a göre ana gerilmelerin (σ_1 , σ_2 , σ_3) yönelimleri ile bindirme-fay tektonik rejiminin arasındaki ilişki. Fay düzlemi çözümü sıkışma (P) ve gerilme (T) alanlarını göstermektedir (Fossen (2010)'den değiştirilerek alınmıştır).

Kıvrım kuşakları için özellikle önemli olan bir gerçek şudur ki, kıvrımlara genellikle ters faylar eşlik etmektedir. Bu ters fayların büyük bir kısmı düşük açılı olan bindirme faylarıdır ve neticede oluşturdukları bu yapısal alanlarda, kıvrım-ve-bindirme kuşağı (fold-and-thrust belt) olarak adlandırılmaktadır. Bazı bindirme fayları ve yüksek açılı ters faylar yüzey kırığı oluşturabilirler, fakat gömülü ters faylar (buried reverse faults) olarak adlandırılan diğer birçok ters fay ise antiklinallerin çekirdeklerinde saklı olarak kalırlar (Keller ve Pinter, 2002). Son zamanlarda bu gömülü aktif fayların belirgin şekilde deprem tehlikesi ortaya koydukları kabul edilmektedir ki, bu büyük zararlara sebep olan depremler, kıvrımlı kayaçların içinde veya tam altında konumlanmış olan faylar üzerinde oluşabilmektedir. Bu özellikteki faylar, kilometrelerce derinlikte gömülü olabilirler ve deprem sırasında yırtıldıklarında yüzeyde yükselme (uplift) ve kıvrımlanmalara sebep olabilirler (Stein ve Yeats, 1989; Keller ve Pinter, 2002).

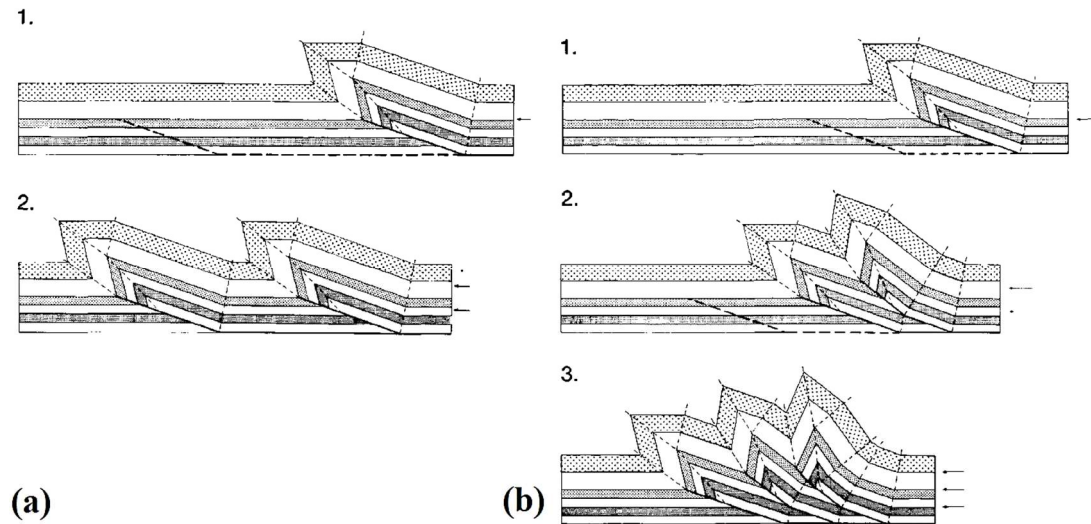
Faylanma, kıvrımlanma ve kıvrım-ve-bindirme kuşakları arasındaki ilişkileri açıklayabilmek amacıyla, gömülü fayların oluşumuyla sonuçlanan kıvrımlanma davranışlarının öngörülebilmesi için birçok farklı model geliştirilmiştir. Bu geliştirilen kıvrım modellerinden bir tanesi fay-ilerleme kıvrımları (fault-propagation folds) olarak adlandırılan modeldir (Keller ve Pinter, 2002). Fay-ilerleme kıvrımları, ilerleyen bir fayın önünde oluşturduğu deformasyondan kaynaklanmaktadır. Bir bindirme fayının ucundaki fay-ilerleme kıvrımlanması aşamaları Şekil 6.16'da görülmektedir.



Şekil 6.16 : Bir dekolman (sıyrılma fayı) boyunca kayma sonucunda bir fay-ilerleme kıvrımının ve daha dik bir bindirme fayının gelişimi (Suppe (1985)'den değiştirilerek alınmıştır).

İlerleyen fayın ucu, zayıf bir stratigrafik seviye boyunca gelişen sıyrılma fayından (detachment fault, décollement) başlayarak fay bükülme kıvrımları boyunca ilerleyişine devam eder. Sıyrılma fayı altındaki kayaçlar ile üzerindeki kayaçlar karşılaştırıldıklarında, alttaki kayaçların genellikle deformasyona uğramadığı görülür. Kıvrım geliştikçe daha asimetrik bir özellik kazanır. Bindirme fayı yaygın olarak kıvrımın içinde son bulmaktadır (Suppe, 1985; Keller ve Pinter, 2002). Ayrıca, fay ve kıvrımdaki yatay ilerleme oranı, düşey kayma oranından birkaç kez daha büyük olabilmektedir (Keller ve diğ., 1998; Keller ve diğ., 1999; Keller ve Pinter, 2002).

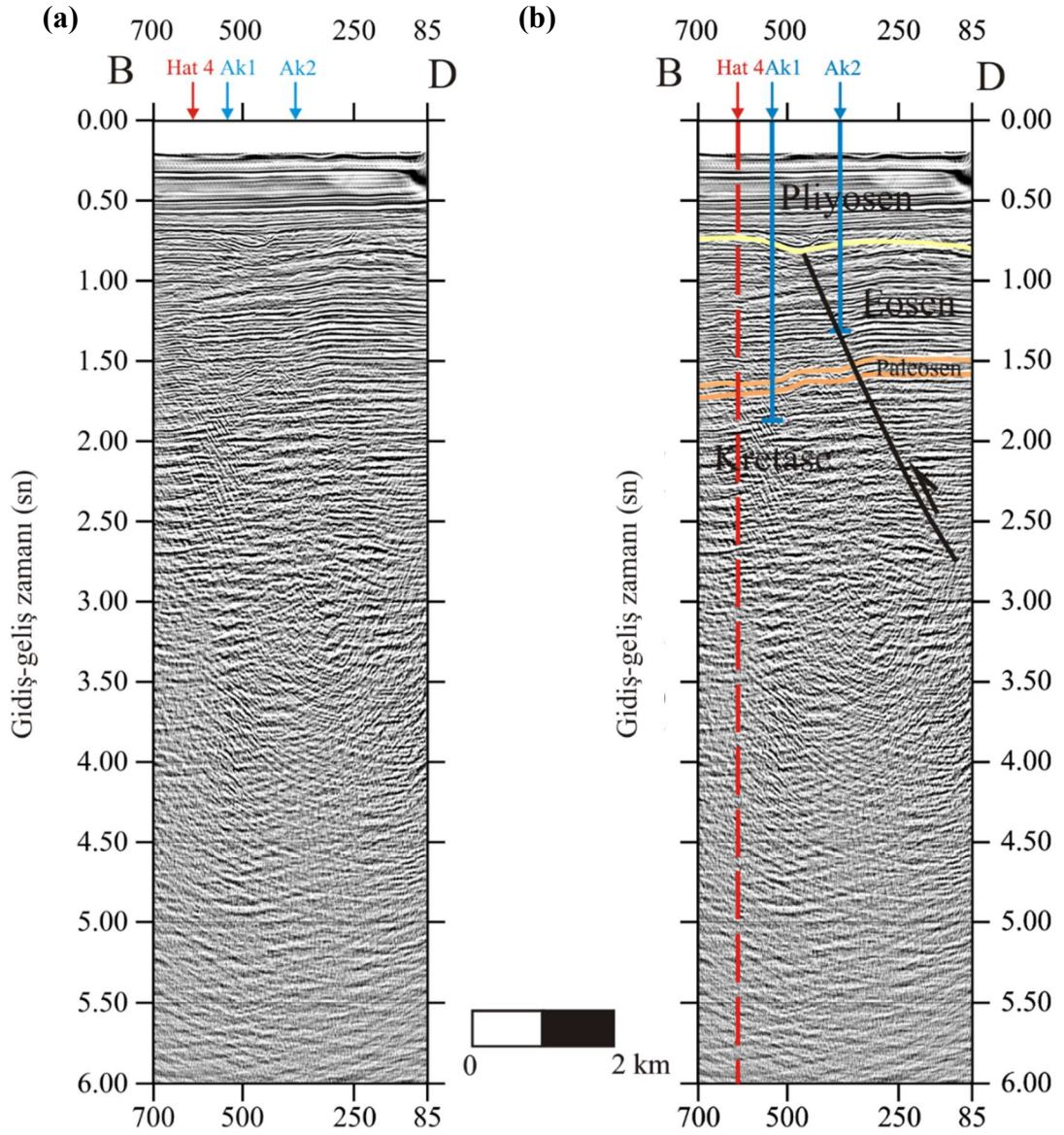
Dilimli (imbricate) bindirme ve dupleks bindirme (duplexes) gibi bindirme fay sistemleri, kıvrım-ve-bindirme kuşakları için önemli bileşenler olarak kabul edilmektedir. Bir dilimli bindirme sistemi, aralarında belirli uzaklıklar bulunan çok sayıda bindirme fayından meydana gelmektedir. Fay-ilerleme kıvrımları sisteminden gelişerek oluşan bu dilimli fay sistemlerinde, bindirme fayları arası uzaklık fazla ise (Şekil 6.17a), birbirini takip ederek oluşan kıvrımlar, ilk bindirmenin sahip olduğu geometrinin benzeri biçimde oluşmakta ve böylece, daha sonra oluşan bindirmelerin geometrisinde herhangi bir değişime sebep olmamaktadır. Bindirme fayları arası uzaklık az ise (Şekil 6.17b), ilk kıvrımdaki bindirmeyle karşılaştırıldığında, gelişen sonraki kıvrımlarda dereceli olarak daha dik bindirmeler oluşmakta ve bu bindirmelere bağlı olarak oluşan kıvrımların geometrilerinde de, gittikçe artış gösteren dönme hareketi sebebiyle, farklılıklar gözlenmektedir (Mitra, 1986).



Şekil 6.17 : Dilimli bindirme fay sistemlerinde (a) bindirme fayları arası uzaklığın fazla, (b) bindirme fayları arası uzaklığın az olduğu durumlarda, oluşan kıvrımların geometrilerinde gözlemlenen değişimler (Mitra, 1986).

Bu çalışmada, zaman ortamı sismik göç kesitleri elde edilmiş olan 14 hattan (Ek B) ilk olarak, 4438 m olan uzunluğu ile (göç kesitinin uzunluğu 3844 m), hatların en kısası olma özelliğindeki 3 numaralı hattın yorumlanması tamamlanmıştır. Bunun sebebi, bu hat üzerinde toplanan verilerin, veri toplama aşamasında Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyularının bulunduğu konumlar üzerinden seyir edilerek toplanmış olmasıdır (Şekil 6.18). Bu da, 3 numaralı hattın kesitinde ayırt edilen sismik birimlerin jeolojik yaşlandırmalarının doğrudan (sadeleştirilmiş kompozit kuyu logları Şekil 5.2 ve Şekil 5.3'te daha önceden verilmiş olan) bu kuyulardan elde edilen bilgilerden faydalanılarak gerçekleştirilmesini sağlamıştır. Şekil 6.19a'da, Şekil B.2b'de de sunulan, 3 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti, Şekil 6.19b'de ise bu kesitin yorumlanmış hali görülmektedir.

Akçakoca-1 (Şekil 5.2) ve Akçakoca-2 (Şekil 5.3) kuyularının kompozit logları incelendiğinde, deniz tabanından itibaren en üstte yer alan birimin Pliyosen yaşlı killi birimler olduğu görülmektedir. Pliyosen yaşlı birimlerin taban derinliği (aynı zamanda Eosen yaşlı birimlerin tavan derinliği) Akçakoca-1 kuyusunda 586 m'de iken, Akçakoca-2 kuyusunda 599 m'de dir. 3 numaralı hatta ait sismik kesit incelendiğinde, özellikle iki kuyu arasında kalan bölgede, Eosen yaşlı birimlerin üst sınırından başlayarak, yüzeye doğru dike yakın bir eğim açısına sahip bir biçimde ve batıdan doğuya doğru derinlere inildikçe eğim açısında azalma görülen bir fay ayırt edilmektedir. Eosen yaşlı birimlerin tavanı olarak ayırt edilen sismik seviyenin fayın batısında kalan bölümünün, doğusunda kalan bölümüne oranla deniz tabanına bir miktar daha yakın olduğu görülmektedir. Buna, Eosen sonrası biriken Pliyosen ve sonrası çökellerin paleotopoğrafyasal gelişiminin sebep olduğu düşünülmektedir. Bu şekilde düşünülmesinin nedeni ise, kesitin daha derin bölümlerinde bulunan, Eosen yaşlı birimleri ve altında yer alan Paleosen yaşlı birimleri temsil eden sismik seviyelerin takip edilmesiyle, fayın doğusunda kalan bölümlerinin, batısında kalan bölümlerine nazaran deniz tabanına daha yakın olduklarının ayırt edilmesidir. Daha önce Robinson ve diğ. (1995a)'nin çalışmalarında Akçakoca-1 kuyusunun, Pontidlerdeki Tersiyer sıkışması ile ilişkili, eğimi az olan güneye verjanslı bir antiklinal üzerinden açıldığını belirttikleri ifade edilmişti. Menlikli ve diğ. (2009)'nin de çalışmalarında, bu bölgede ters faylar tarafından kontrol edilen yapıların varlığının söz konusu olduğunu vurgulamalarından dolayı, kesitte ayırt edilen bu fayında, rejimin etkisiyle oluşmuş olan batıya verjanslı bir ters fay olduğu düşünülmektedir.

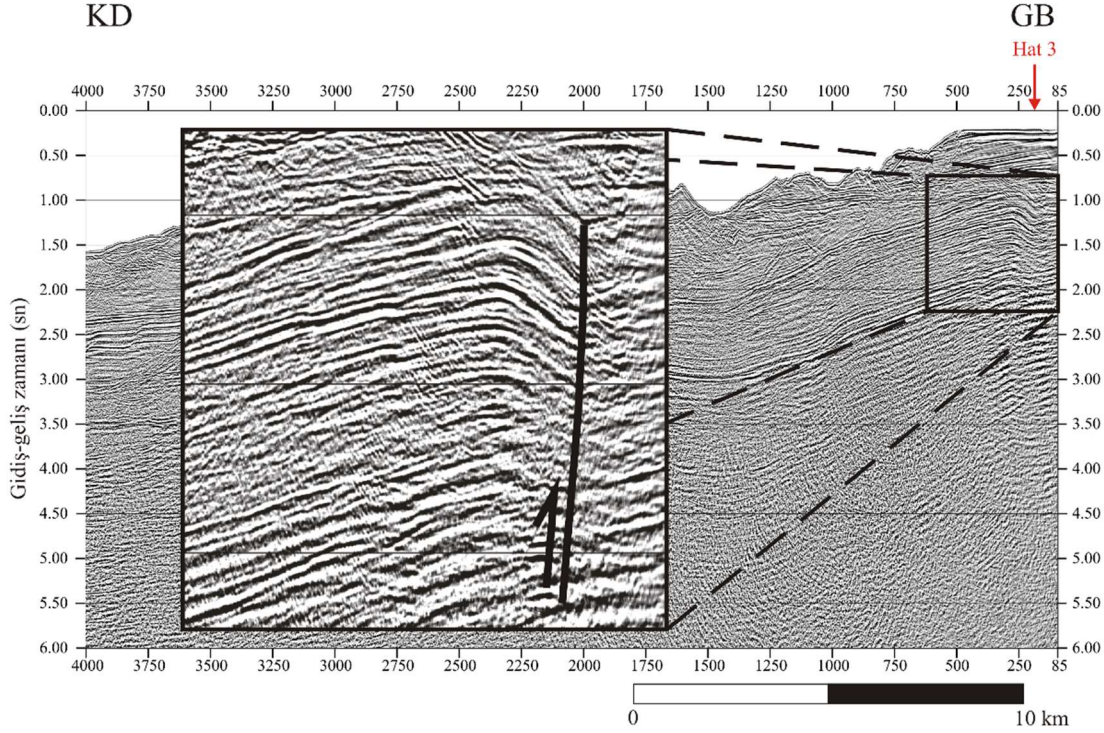


Şekil 6.19 : (a) 3 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti ve (b) bu kesitin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).

Paleosen yaşlı kireçtaşı birimlerinin, Akçakoca-1 kuyusundan elde edilen verilerden, Kretase yaşlı birimleri uyumsuz olarak üzerlediği bilinmektedir. Sismik kesitin derin kısımlarında tekrarlı yansımaların etkilerinin artmasından dolayı Kretase yaşlı birimin tabanı ile ilgili bir yorum yapılamamıştır.

3 numaralı hattın yorumlama aşamasının tamamlanmasından sonra, bu hattı, Akçakoca-1 kuyusunun yaklaşık olarak 500 m batısında kalacak biçimde keserek, GB'dan KD'ya havzanın daha derin bölümlerine doğru uzanan, 62738 m uzunluğundaki (göç kesiti uzunluğu 62194 m) 4 numaralı hattın (Şekil 6.18) yorumlanmasına geçilmiştir. Bu hattın göç kesitinde de, ayırt edilen sismik birimlerin jeolojik yaşlandırmalarında Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyularından elde edilen

bilgilerden faydalanılmıştır. Şekil 6.20’de, Şekil B.3’te bir bütün halinde verilmiş olan 4 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 85 ile 4000 numaralı Ortak Derinlik Noktaları (ODN) arasında kalan bölümü görülmektedir. Hattın GB bölümünde, 85 ile 500 numaralı ODN’leri arasında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş olduğu düşünülen güneye verjanslı bir ters fay ayırt edilmiştir. Bu fay, Robinson ve diğ. (1995a) ve Robinson ve diğ. (1996)’nin çalışmalarında verilen BP91-202 numaralı sismik hatta ait kesitte de (Şekil 6.7 ve Şekil 6.8) gözlemlenmektedir.



Şekil 6.20 : 4 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 85 ile 4000 numaralı ODN’leri arasında kalan bölümü ve kesitin GB bölümünde ayırt edilen güneye verjanslı ters fayın yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).

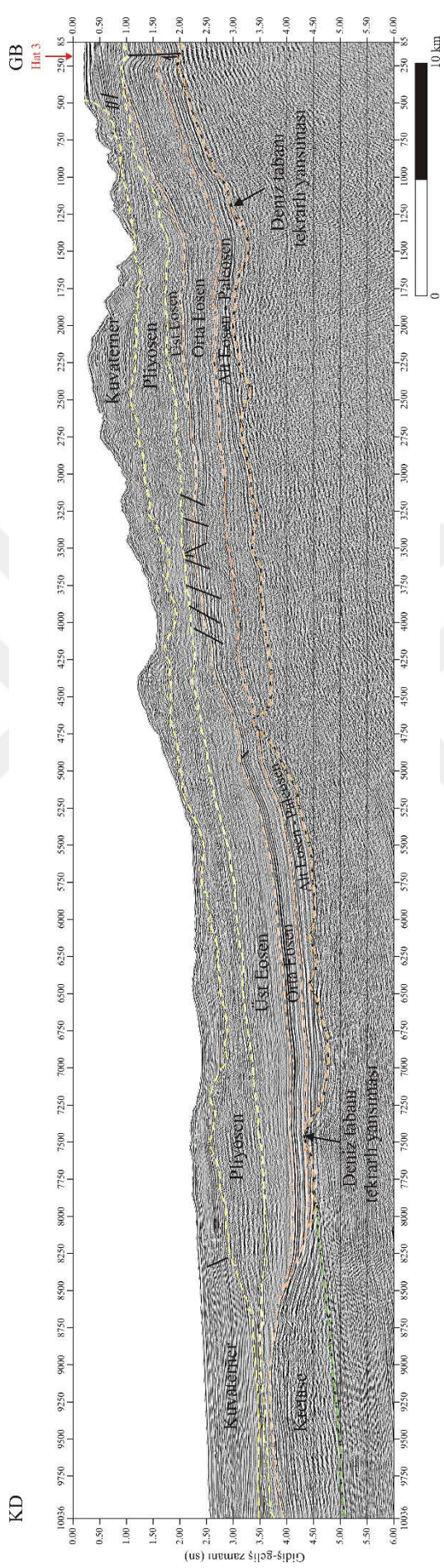
Daha önce belirtildiği gibi, çalışma alanında kıyıya dik veya dike yakın olarak uzanan sismik hatlara ait tüm göç kesitlerinin, karadaki jeoloji ile ilişkilendirilebilmeleri için, karada gerçekleştirilmiş olan farklı önceki jeolojik çalışmalarda sunulan jeolojik kesitlerden faydalanılmıştır.

Bu kapsamda, 4 numaralı hatta ait sismik kesitin, kuyulardan elde edilen bilgiler ışığında stratigrafik olarak yorumlanma aşamasından sonra (Şekil 6.21), karada gerçekleştirilmiş olan önceki jeolojik çalışmada verilen jeolojik kesitin kullanılmasıyla birlikte kara-kıyı ötesi jeolojik kesitin oluşturulabilmesi amacıyla, Şekil 6.22’de görülen jeolojik kesit hazırlanmıştır.

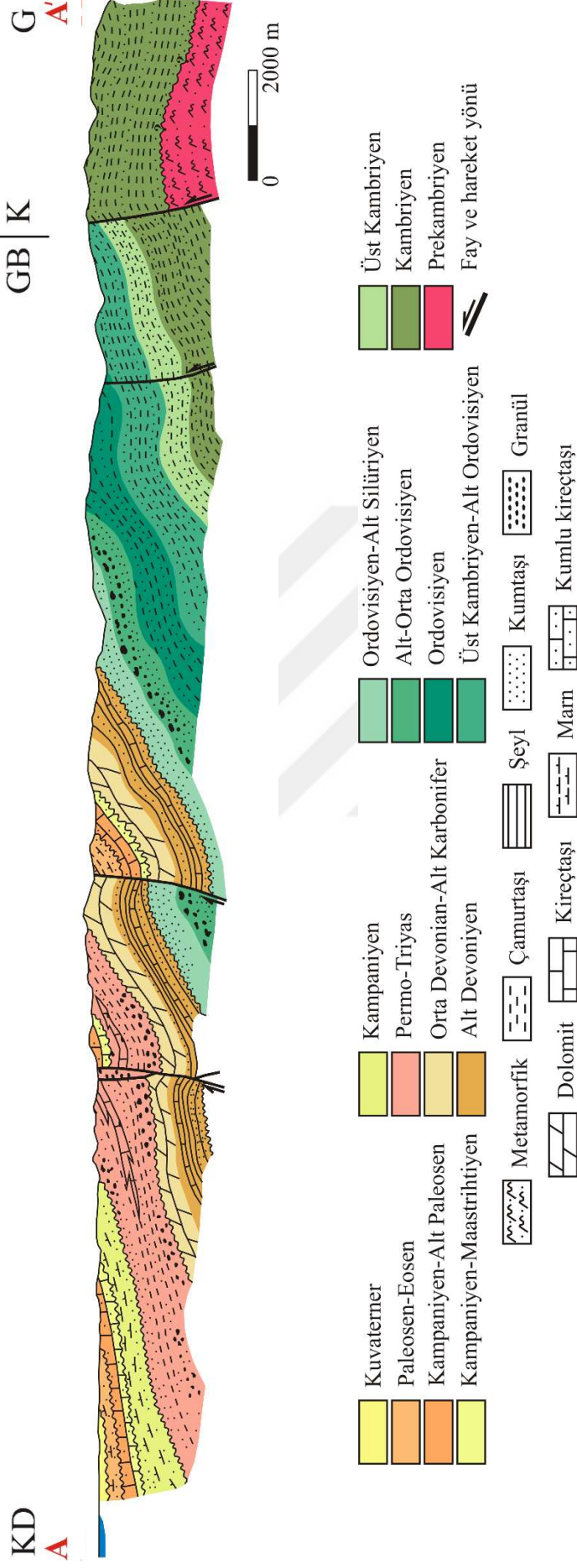
4 numaralı hattın sismik göç kesitinden faydalanılarak oluşturulan jeolojik kesit, Şekil 6.23'te verilen, Aydın ve diğ. (1987) tarafından sunulan jeolojik kesit (konum için Şekil 6.18) ile ilişkilendirilerek, Şekil 6.24'te verilen ve karadaki jeolojinin deniz altında nasıl devam ettiğine dair bilgilerin sunulduğu kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti oluşturulmuştur.

Bu kesitte, Aydın ve diğ. (1987) tarafından verilmiş olan jeolojik kesitin yer aldığı kısım incelendiğinde, kesitte görülen kuzey ve güney verjanslı fayların hareketlerine bağlı olarak karadaki yaşlı birimlerin genç birimlere bindirmiş oldukları gözlemlenebilmektedir. Kıyıya yakın bölümlerde görülen güneye verjanslı bindirme faylarının benzerleri, sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin yer aldığı kısımda da yine kıyıya yakın bölümlerde gözlemlenmektedir. Deniz tabanının altında yer alan güneye verjanslı fayların Pliyosen yaşlı birimlerde kesildiği, karadaki güney verjanslı fayların ise yer yüzüne kadar ulaşmış oldukları görülmektedir.

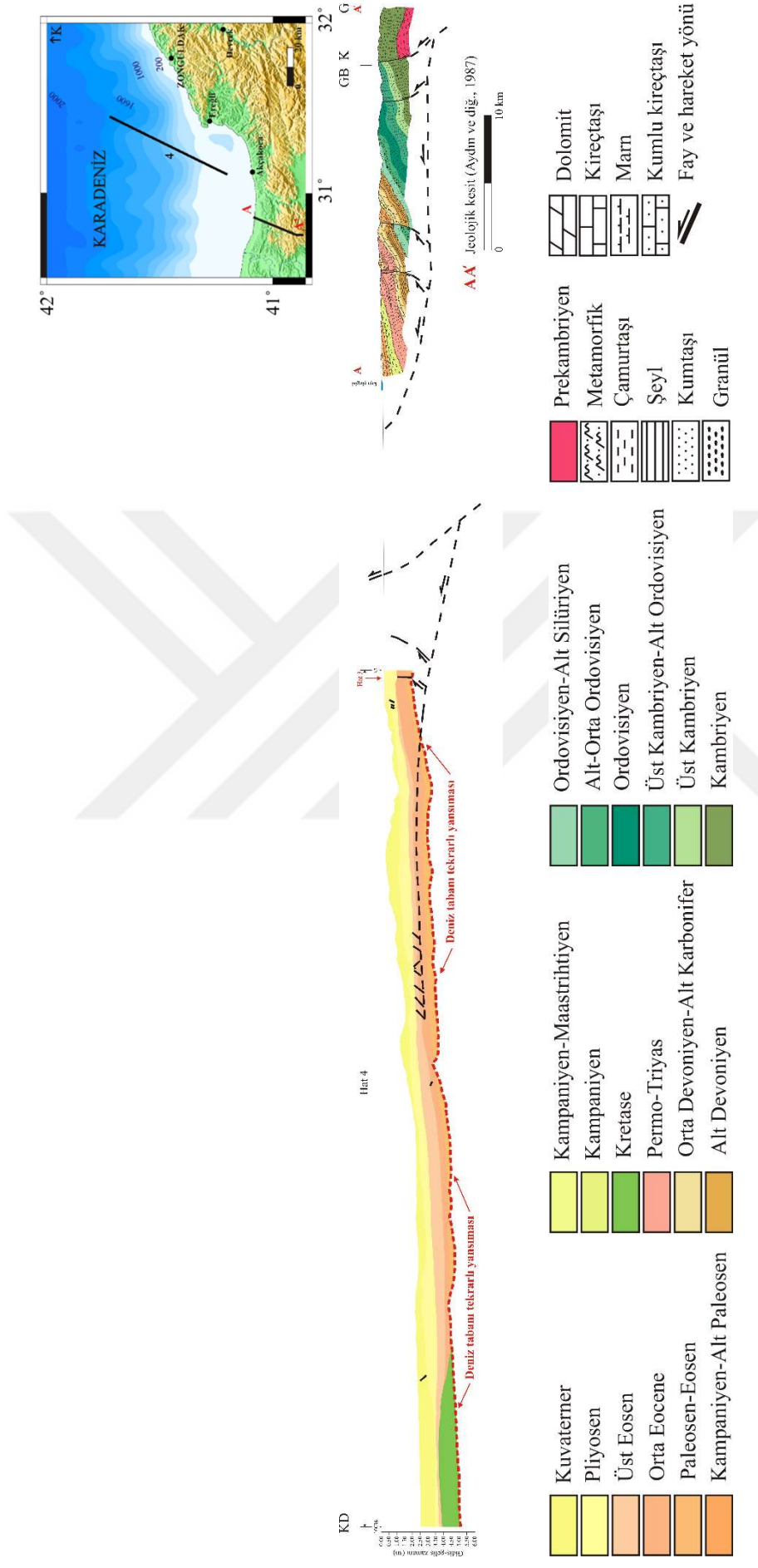
Şekil 6.21'de verilen yorumlanmış sismik kesitte, Eosen yaşlı olarak ayırt edilen birimlerin içerisinde, 3000 ve 4250 numaralı ODN'ler arasında kalan bölümde, bir çok normal fay yapısı da gözlemlenmektedir. Bu normal faylarda Şekil 6.24'te verilen kara-kıyı ötesi jeolojik kesitte işaretlenmiştir. Bu tez çalışması kapsamında yorumlanan sismik göç kesitlerinde, deniz tabanı tekrarlı yansımalarının üzerlerini örttüğü derindeki birimler sağlıklı biçimde ayırt edilemediğinden, sismik göç kesiti yardımıyla oluşturulan jeolojik kesitlerde ve buna bağlı olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi kesitlerinde bu ayırtlanamamış kısımlar beyaz renkte verilmiştir. Deniz tabanı tekrarlı yansıması sebebiyle ayırt edilemeyen kısımların üst sınırları, Şekil 6.24'te de görüldüğü biçimde, siyah kesikli çizgilerle vurgulanmıştır. Ayrıca kara-kıyı ötesi kesitleri oluşturulurken, kesitlerin oluşturmasında yararlanılan iki kesit arasında, Şekil 6.18'de görüldüğü üzere, bir miktar boşluk bulunduğu ve bu boşluk olan bölgelere ait herhangi bir veri mevcut olmadığından, bu bölümlerinde yine beyaz renkte bırakılması uygun görülmüştür. Kara-kıyı ötesi kesitlerle ilgili dikkat edilmesi gereken diğer bir noktada, oluşumları daha önce Şekil 6.16'da verilen görseller yardımıyla açıklanan sıyrılma faylarıyla ilgilidir. Kesitlerde sıyrılma faylarının bulunduğu düşünülen bölümler, tekrarlı yansımalar tarafından örtüldüğünden dolayı, sıyrılma faylarının bir bütün olarak ayırt edilebilmeleri pek mümkün olamamıştır. Bindirme faylarının tabanında yer alan bu sıyrılma faylarının konumları, oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesitlerinde, tahmini olarak (kesikli çizgilerle) işaretlenmiştir.



Şekil 6.21 : 4 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali ($2 \times$ Düşey Büyütme).



Şekil 6.23 : Aydın ve diğ. (1987) tarafından verilen ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit.



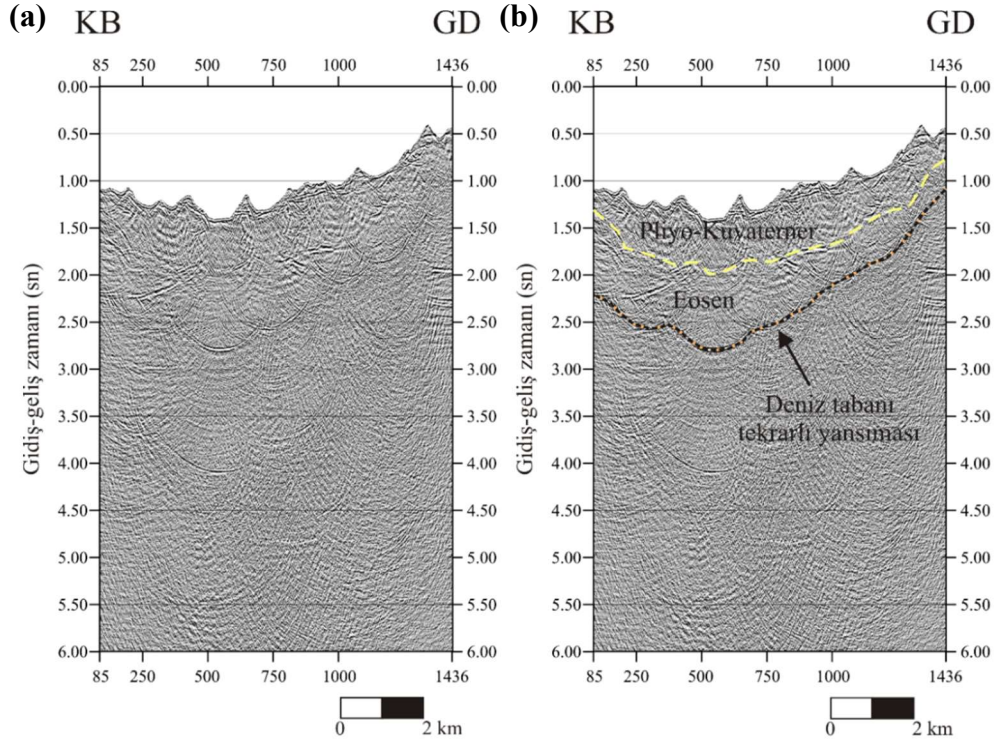
Şekil 6.24 : 4 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Aydın ve diğ. (1987) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımalarının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.

4 numaralı hattın yorumlanma aşaması tamamlandıktan sonra, kıyıya en yakın hatlardan biri olan 9038 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 8444 m), 2 numaralı hattın (Şekil 6.18) yorumlanması aşamasına geçilmiştir. Bu hattın veri-işlem aşamasında, Dondurur (2009)'un çalışmasında detaylıca açıklanan ve “Saçılmış Dalgalar” (Side Scattered Waves) olarak adlandırılan gürültü türü sebebiyle sağlıklı bir yorumlama gerçekleştirilememiştir.

Dondurur (2009)'un ifade ettiği gibi, yatay ve düzgün olmayan, düzensiz deniz tabanının bulunduğu bölgelerde saçılmış dalga problemi yaşanabilmektedir. Deniz tabanındaki veya tabanın altında yer alan düzensizliklerin farklı büyüklüklerdeki nokta saçıcılar şeklinde davranmaları sonucu, sismik verilerde saçılma hiperbollerine meydana gelebilmektedir. Bu saçılma hiperbollerinin, dik yola kaydırma (normal moveout) zamanları oldukça büyük olabilmektedir. Bu saçılmalar, yığma kesitlerinde düz veya ters eğimli saçılma hiperbollerine veya aşırı eğimli doğrusal olaylar şeklinde görülebilmektedirler (Şekil A.2a).

Dondurur (2009) çalışmasında, saçıcı noktaların sismik verinin toplandığı hat boyunca konumlanmak zorunda olmadığını belirtmiştir. Kaynaktan üretilen sinyalin her yöne yayındığını, saçılmış sinyallerin sismik hattın tamamen altından gelebileceği gibi (2B saçılmalar) sismik hattın dışındaki alanlardan da gelebileceğini vurgulamıştır. Üçüncü boyuttan gelen bu saçılmalara “yan etkiler” (side effects) veya “yan sızıntılar” (side sweeps) adlarının verildiğini, 2B saçılmaların 2B göç işlemi ile tamamen bastırılabilmesini fakat üçüncü boyuttan gelen saçılmaların yok edilebilmesi için 2B göç işleminin yeterli olmayacağını ifade etmiştir. Bu tür gürültülerin yalnızca 3B sismik veri üzerinden 3B göç işlemi ile atılabileceğini belirtmiştir.

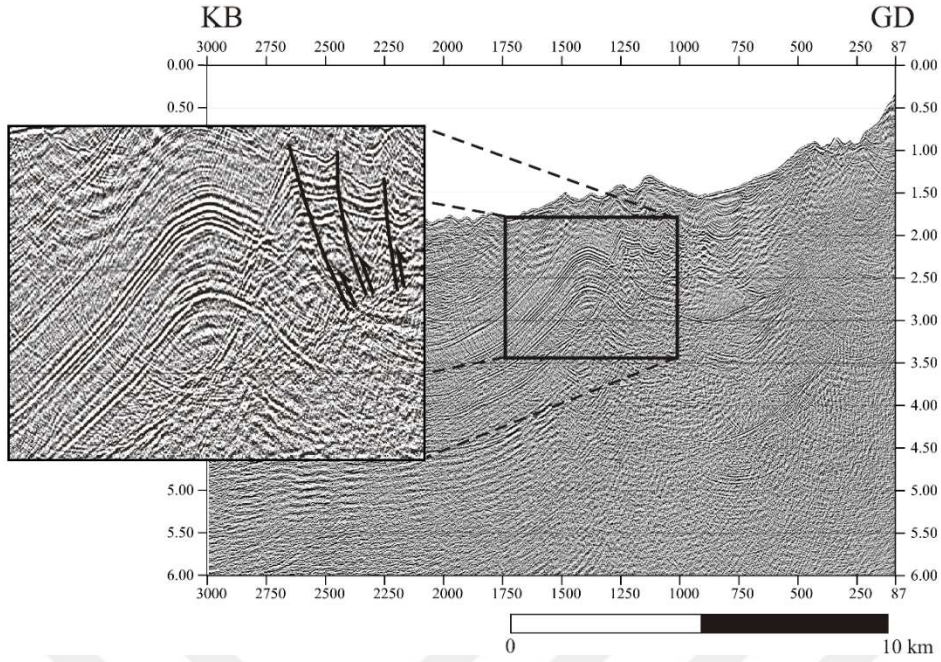
2 numaralı hattın bulunduğu konumdaki deniz tabanının karmaşık yapısı yüzünden, üçüncü boyuttan gelen saçılmaların sismik kesit üzerinde oluşturduğu etki sebebiyle, hattın yığma kesitine uygulanan veri-işlem aşamaları ve özellikle de en son uygulanan 2B göç işlemi sonucunda, yansıma arayüzlerinin açık bir şekilde ayırt edilebileceği bir göç kesiti elde edilememiştir. Şekil 6.25a'da, Şekil B.2a'da da verilen, saçılmış dalgaların etkilemiş olduğu 2 numaralı hatta ait göç kesiti ve Şekil 6.25b'de ise bu kesitin yorumlanmış hali verilmektedir. 2 numaralı hattın yorumlanma aşaması tamamlandıktan sonra, bu hattın hemen doğusunda yer alan ve kıyıya dik olarak uzanan (Şekil 6.18), 45538 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 44944 m) 6 numaralı hatta ait göç kesitinin yorumlanması aşamasına geçilmiştir.



Şekil 6.25 : (a) 2 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti ve **(b)** bu kesitin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).

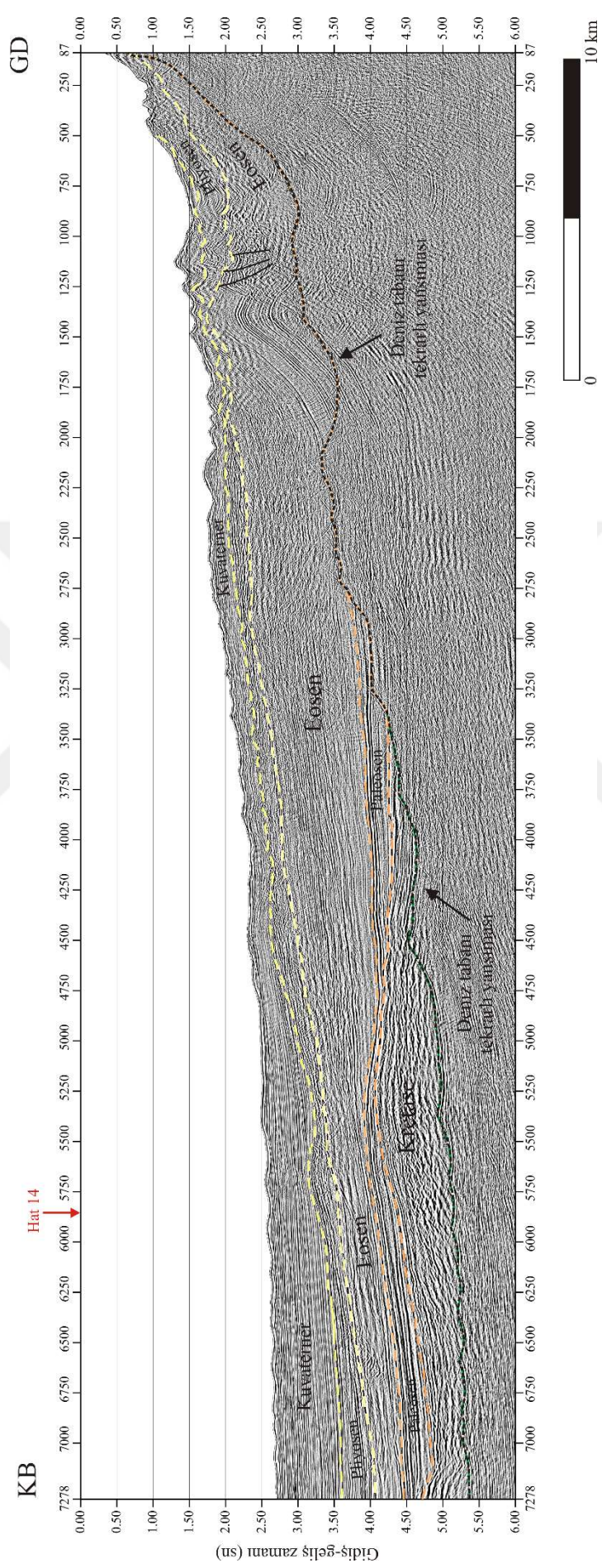
6 numaralı hatta ve diğer tüm hatlarda, kesitlerde ayırt edilen sismik birimlerin jeolojik yaşlandırmalarında yine Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyularından elde edilen bilgilerden yararlanılmıştır. Şekil 6.26’da, Şekil B.5’te bir bütün halinde verilmiş olan 6 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 87 ile 3000 numaralı ODN’leri arasında kalan bölümü görülmektedir. Kesitin GD bölümünde, 1000 ile 1750 numaralı ODN’ler arasında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş olduğu düşünülen kuzeye verjanslı birden fazla ters fay ayırt edilmiştir. Kesitten ayırt edilen bu yapılar, Mitra (1986) tarafından tanımlanan bindirme modellerinden, aralarındaki uzaklıklar az olan birçok bindirme fayından oluşmuş dilimli fay sistemlerini temsil eden modele benzerlik göstermektedir. 6 numaralı hattın göç kesitinde, gerek tabandaki Kretase yaşlı birim içerisinde, gerekse tabanın üzerinde istiflenmiş olan genç çökeller içerisinde, herhangi belirgin bir normal fay yapısı ayırt edilememiştir. Bu hatta ait sismik kesitin, stratigrafik olarak yorumlanması aşaması tamamlandıktan sonra (Şekil 6.27), kara-kıyı ötesi jeolojik kesitin oluşturulması aşamasında kullanılmak üzere, Şekil 6.28’de sunulan jeolojik kesit hazırlanmıştır.

Tokay (1952) tarafından hazırlanmış olan jeolojik kesit, Şekil 6.29’da verilmektedir. Bu kesit, 6 numaralı hattın sismik göç kesitinden faydalanılarak oluşturulan jeolojik kesit ile ilişkilendirilerek kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti oluşturulmuştur.

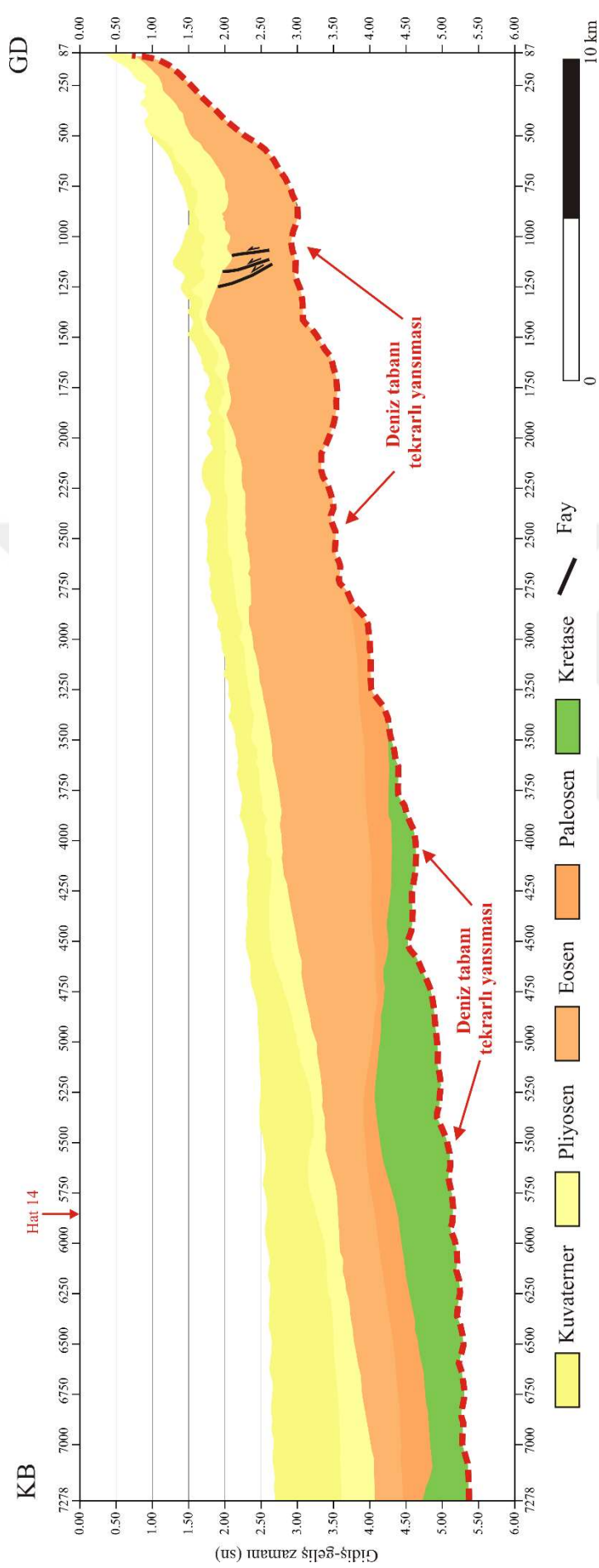


Şekil 6.26 : 6 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 87 ile 3000 numaralı ODN'leri arasında kalan bölümü ve kesitin GD bölümünde ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayların yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).

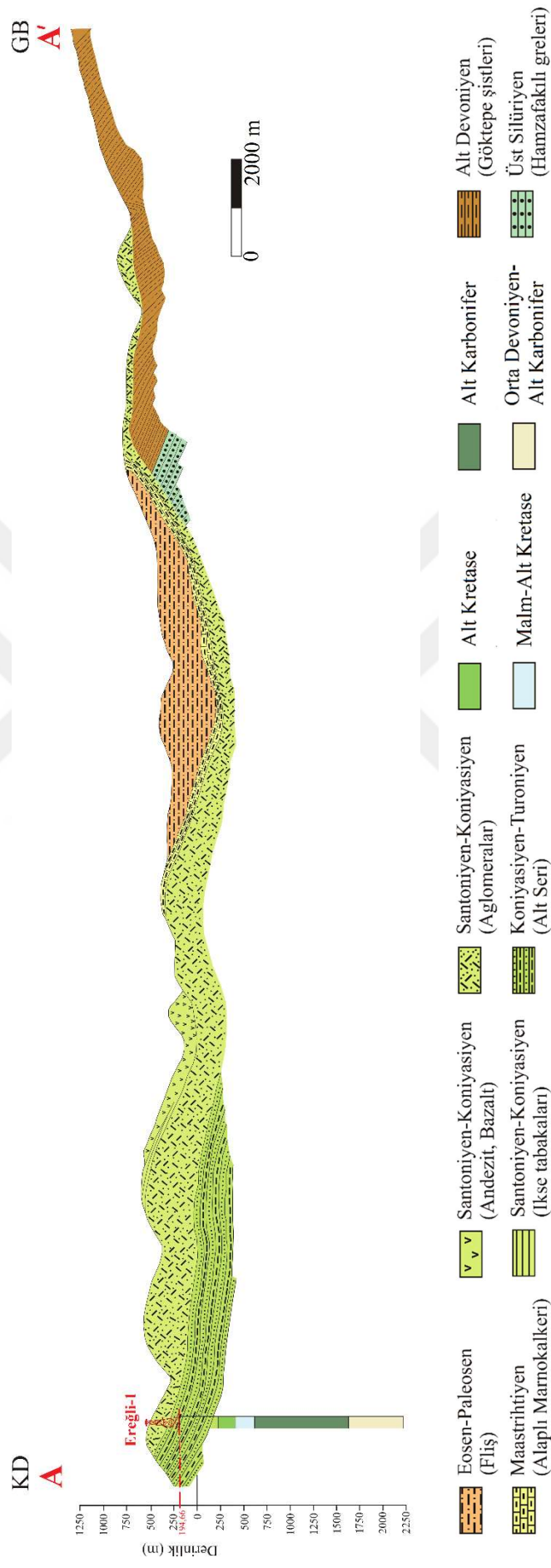
Kara-kıyı ötesi kesiti oluşturulurken, aynı zamanda Ereğli-1 kuyusundan elde edilen bilgilerden de yararlanılmıştır. Şekil 6.18'den görülebileceği üzere Ereğli-1 kuyusu, Tokay (1952) tarafından verilen jeolojik kesitin KD ucuna yakın olan bir konumda yer almaktadır. Sondajı deniz seviyesinden 194.66 m yukarıdan başlatılmış olan ve yer altında 2434 m ilerlenen (kuyunun sonlandırıldığı derinlik deniz seviyesinden ~2239 m) Ereğli-1 kuyusuna ait veriler (Aydın ve diğ., 1990), Şekil 6.29'da yer alan Tokay (1952) tarafından verilmiş olan jeolojik kesit üzerine, ölçeğine uygun bir biçimde aktarılmıştır. Tokay (1952) tarafından sunulan jeolojik kesit incelendiğinde, kesitin orta bölümlerinde Eosen-Paleosen yaşlı birimlerin yüzeylemekte olduğu, fakat kesit üzerinde sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş herhangi bir bindirme fayının işaretlenmemiş olduğu görülmektedir. Bu durum, kesitin kıyıya yakın bölgelerinde yüzeylemiş olan ve Şekil 6.28'deki jeolojik kesitin de tabanında gözlemlenen Kretase yaşlı birimlerin, her iki kesitin arasında kalan kesimde yer aldığı tahmin edilen, kuzeye verjanslı fay veya fayların vasıtasıyla kuzeye eğimli bir şekilde yüzeye doğru uzanmakta olduklarını düşündürmektedir. Söz konusu bindirme faylarının ve bu fayların tabanında yer aldığı düşünülen sıyrılma fayının konumları, Şekil 6.30'da sunulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinde, siyah kesikli çizgilerle tahmini olarak işaretlenmiştir. Bu kesit, karadaki yaşlı birimlerin genç birimler üzerine bindirmiş olduğu düşüncesini desteklemektedir.



Şekil 6.27 : 6 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali ($2 \times$ Düşey Büyütme).



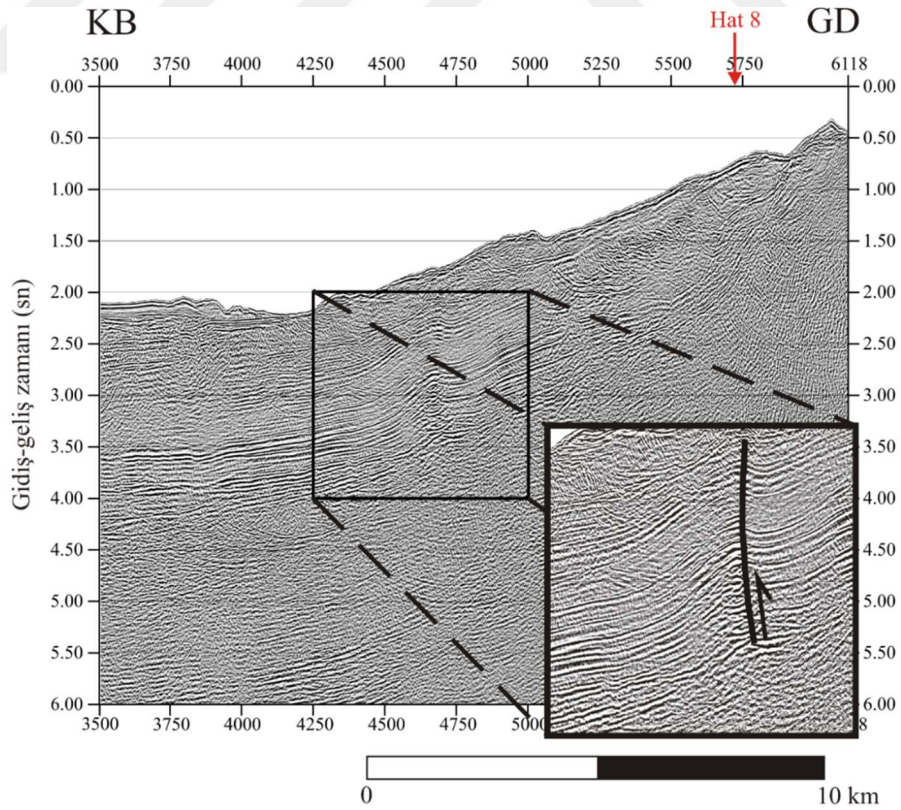
Şekil 6.28 : 6 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.



Şekil 6.29 : Tokay (1952) tarafından hazırlanmış olan ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit (Aydın ve diğ. (1990) tarafından verilen Ereğli-1 kuyusuna ait veriler kesit üzerine ölçeğe uygun biçimde aktarılmıştır).

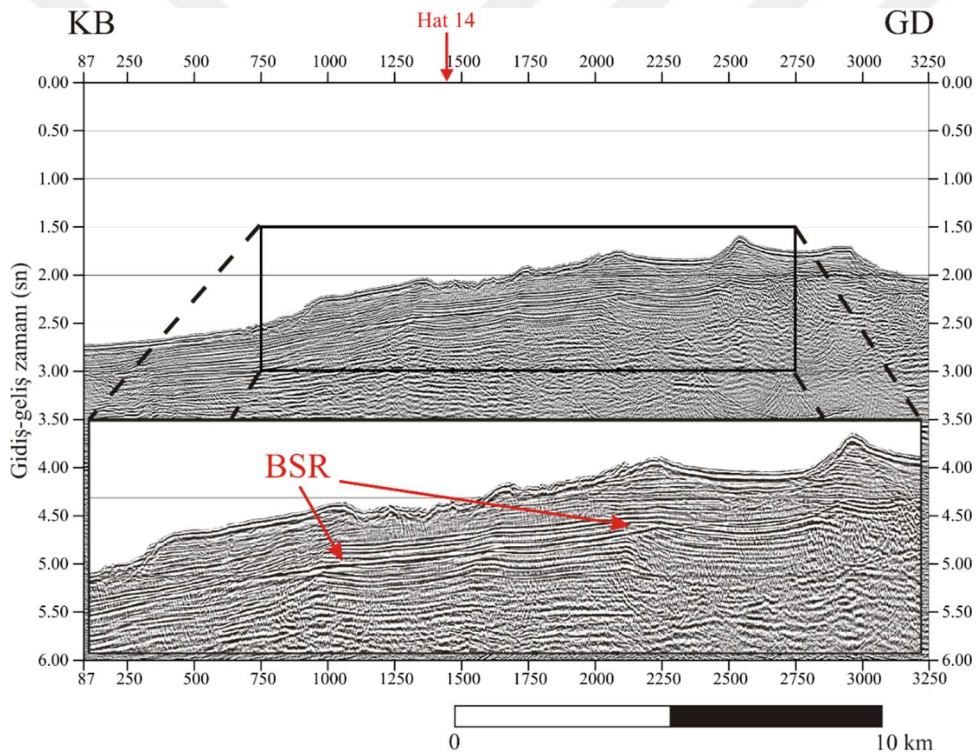
Batı Karadeniz Havzası'nın güneyinde, önceki çalışmalardan var olduğu bilinen (örn. Menlikli ve diğ. (2009), Dondurur ve diğ. (2013) ve Küçük (2016)) ve özellikle, sağladığı ve sağlayabileceği volkanik gazlarla gaz hidrat kararlılık zonu açısından oldukça önem taşımakta olan volkanik Kozlu Yükselimi, çalışma alanının kapsadığı Karadeniz kıyısı açıklarındaki bölge altındaki önemli jeolojik unsurlardan biridir. Bu çalışma da, 4 ve 6 numaralı hatların kuzey bölümlerinde gözlemlenen Kretase yükselimlerinin, volkanik Kozlu Yükseliminin etkisi ile oluşmuş olmaları söz konusudur.

6 numaralı hattın yorumlanma aşaması tamamlandıktan sonra, bu hatta paralel olarak uzanan (Şekil 6.18), 38288 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 37694 m) 7 numaralı hatta ait göç kesitinin yorumlanması aşamasına geçilmiştir. Şekil 6.31'de, Şekil B.6'da bir bütün halinde verilmiş olan 7 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 3500 ile 6118 numaralı ODN'leri arasında kalan bölümü görülmektedir. 7 numaralı hattın sismik göç kesitinin GD bölümünde, 4250 ile 5000 numaralı ODN'ler arasında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş olduğu düşünülen kuzeye verjanslı bir ters fay ayırt edilmiştir.



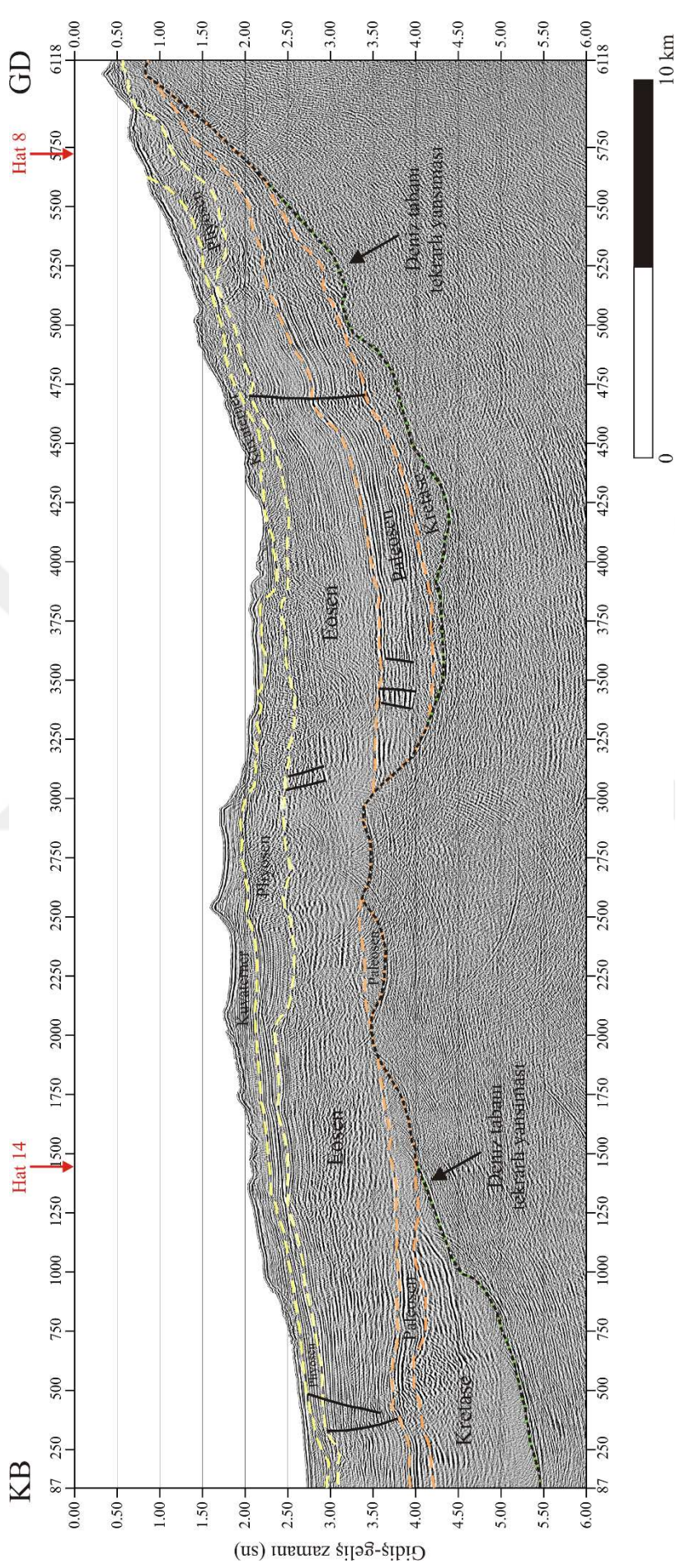
Şekil 6.31 : 7 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 3500 ile 6118 numaralı ODN'leri arasında kalan bölümü ve kesitin GD bölümünde ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayın yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).

Çalışma alanında gaz hidratların ve tabana benzeyen yansıtıcıların (Bottom Simulating Reflector-BSR) varlığı daha önceden, Damcı (2004), Damcı ve diğ. (2004), Küçük ve Dondurur (2011), Dondurur ve diğ (2013), Özel ve diğ. (2013), Küçük (2016) ve diğer benzeri çalışmalarda, sismik kesitler üzerindeki örnekleriyle birlikte detaylı biçimde ortaya konulduğundan dolayı artık iyi bilinen bir konudur. Bu tez çalışmasında bu konu detaylı bir biçimde incelenmeyecek olsa da, 7 numaralı hattın sismik göç kesitinde karşılaşılan tabana benzeyen yansıtıcı yüzeyi, bu tür yapıların sismik kesitte oluşturdukları yansımalara bir örnek vermek amacıyla Şekil 6.32’de verilmektedir. Şekilde, 7 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 87 ile 3250 numaralı ODN’leri arasında kalan bölümü görülmekte ve 750 ile 2750 numaralı ODN’leri arasında kalan bölümündeki tabana benzeyen yansıtıcı yüzeyinin yakından görünümü sunulmaktadır.

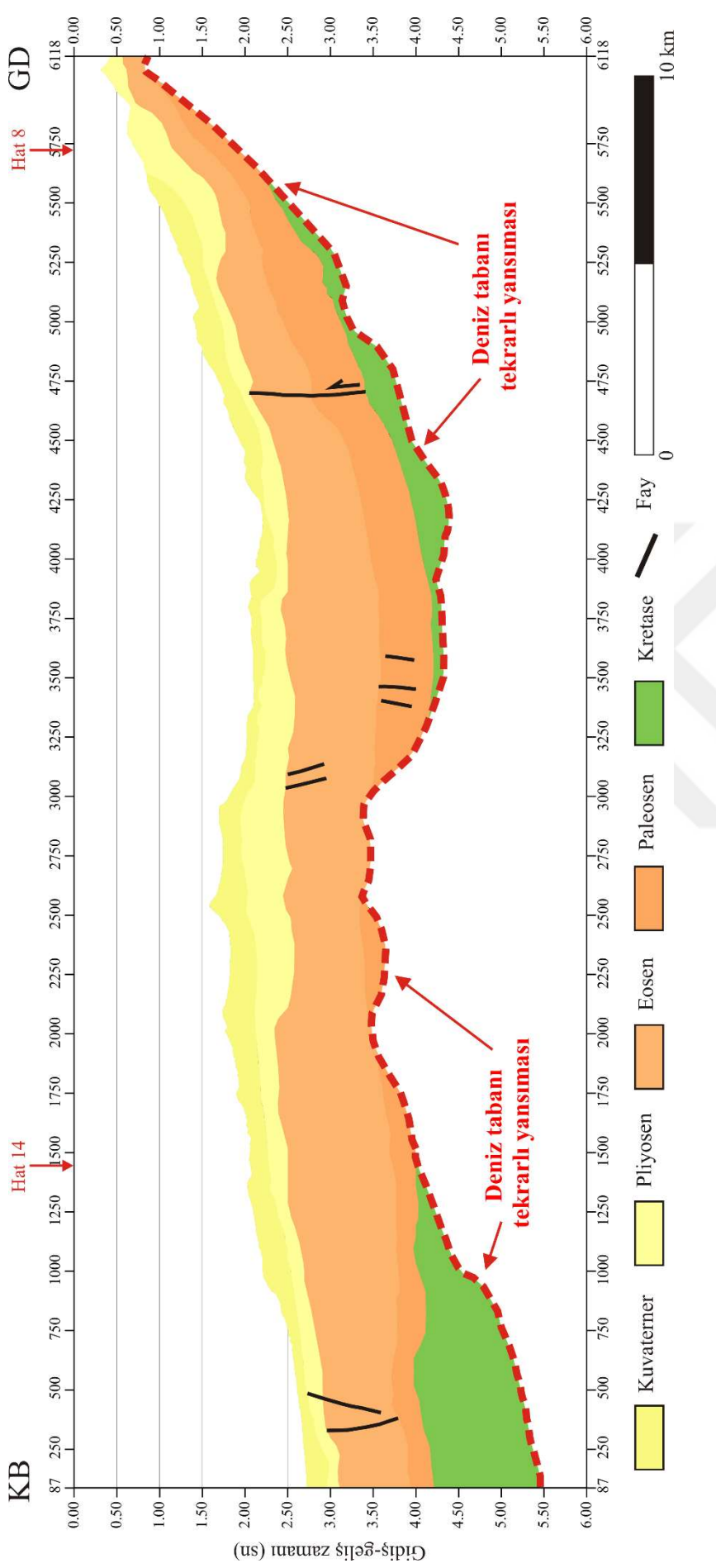


Şekil 6.32 : 7 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 87 ile 3250 numaralı ODN’leri arasında kalan bölümü ve kesitin KB bölümünde ayırt edilen tabana benzeyen yansıtıcı (BSR) yüzeyinin yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).

7 numaralı hattın göç kesitinde, Kretase birimin üzerinde yatay katmanlı biçimde istiflenmiş olan genç çökeller içerisinde (Paleosen ve Eosen yaşlı birimlerde) belirli konumlarda normal fay yapıları belirlenmiştir. Bu faylar da, hatta ait sismik kesitin stratigrafik olarak yorumlandığı Şekil 6.33’teki kesitte işaretlenmiştir. Yorumlanmış sismik kesitten yararlanarak, kara-kıyı ötesi jeolojik kesitin oluşturulması aşamasında kullanılmak üzere, Şekil 6.34’te verilen jeolojik kesit hazırlanmıştır.



Şekil 6.33 : 7 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).

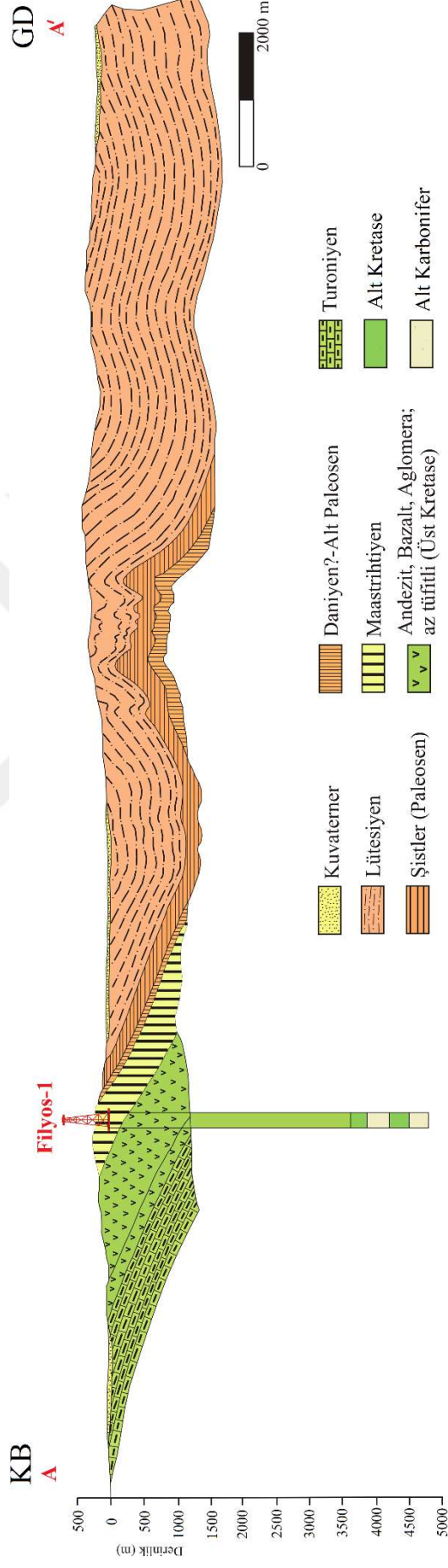


Şekil 6.34 : 7 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.

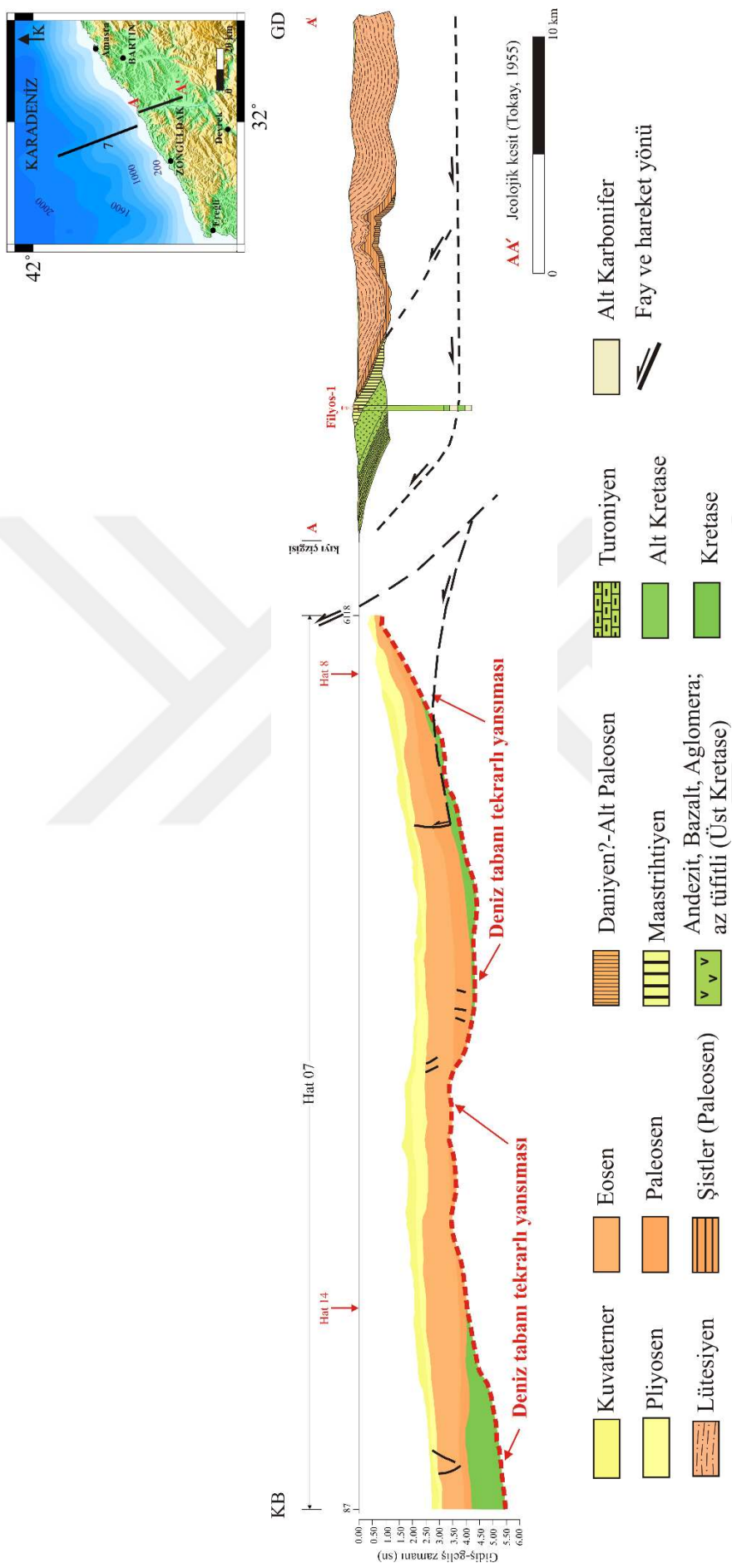
Şekil 6.35'te verilen jeolojik kesit, Tokay (1955) tarafından hazırlanmış olup (konum için Şekil 6.18) bu çalışmada, 7 numaralı hattın sismik göç kesitinden faydalanılarak oluşturulan jeolojik kesit ile ilişkilendirilerek kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulmasında kullanılmıştır. Kara-kıyı ötesi kesiti oluşturulurken, aynı zamanda Filyos-1 kuyusundan elde edilen bilgilerden de yararlanılmıştır. Şekil 6.18'den görülebileceği üzere Filyos-1 kuyusu, Tokay (1955) tarafından verilen jeolojik kesitin KB ucuna doğru olan bir konumda yer almaktadır. Sondajı deniz seviyesinden 18.43 m yukarıdan başlatılmış olan ve yer altında 4800 m ilerlenen (kuyunun sonlandırıldığı derinlik deniz seviyesinden ~4782 m) Filyos-1 kuyusuna ait veriler (Aydın ve diğ., 1988), Şekil 6.35'te yer alan Tokay (1955) tarafından verilmiş olan jeolojik kesit üzerine, ölçeğine uygun bir biçimde aktarılmıştır.

Tokay (1955) tarafından sunulan Şekil 6.35'deki jeolojik kesit incelendiğinde, sismik göç kesitinden faydalanılarak oluşturulan jeolojik kesitin tabanında gözlemlenen Kretase yaşlı birimlerin, bu jeolojik kesitin kıyıya yakın bölgelerinde de yüzeylemiş olduğu ve kesitin orta bölümlerinde Lütesiyen (Eosen)-Paleosen yaşlı birimlerin yüzeylemekte olduğu görülmektedir. Fakat kesit üzerinde sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş herhangi bir bindirme fayının, Tokay (1955) tarafından işaretlenmemiş olduğu görülmektedir. Bu da, Kretase yaşlı birimlerin sıkışmalı tektonik rejim etkisiyle yüzeye doğru yükselmesini sağlayan kuzeye verjanslı bindirme fayının her iki kesitin arasında kalan ve herhangi bir veri bulunmayan kesimde yer aldığını düşündürmektedir. Kretase yaşlı birimler, kuzeye verjanslı fay veya fayların vasıtasıyla kuzeye eğimli bir şekilde yüzeye doğru yükselmişlerdir.

Aydın ve diğ. (1988) tarafından verilen Filyos-1 kuyusuna ait veriler bu düşüncüyü kuvvetlendirmektedir. Bunun sebebi, Şekil 5.6'da verilen kuyuya ait kompozit logda, Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu'nun uyumsuz olarak üzerlediği Alt Karbonifer yaşlı Yılanlı Formasyonu'nun tabanında bir tektonik dokanağın yer almasıdır. Kompozit kuyu logunda, bu tektonik dokanaktan sonra derinlere doğru tekrar sırasıyla Çağlayan ve Yılanlı Formasyonları yer almaktadır. Bu durum, bindirme faylarının tabanında yer aldığı düşünülen sıyrılma fayının, karada yaklaşık olarak 4160 m'lerde yer almakta olduğu fikrini vermektedir. Kompozit kuyu logunda rastlanan bu durum, bir sıyrılma fayının varlığı düşüncesini güçlendirmektedir. Bindirme faylarının ve sıyrılma fayının konumları, Şekil 6.36'da sunulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinde, siyah kesikli çizgilerle tahmini olarak işaretlenmiştir.



Şekil 6.35 : Tokay (1955) tarafından hazırlanmış olan ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit (Aydın ve diğ. (1988) tarafından verilen Filyos-1 kuyusuna ait veriler kesit üzerine ölçeğine uygun biçimde aktarılmıştır).

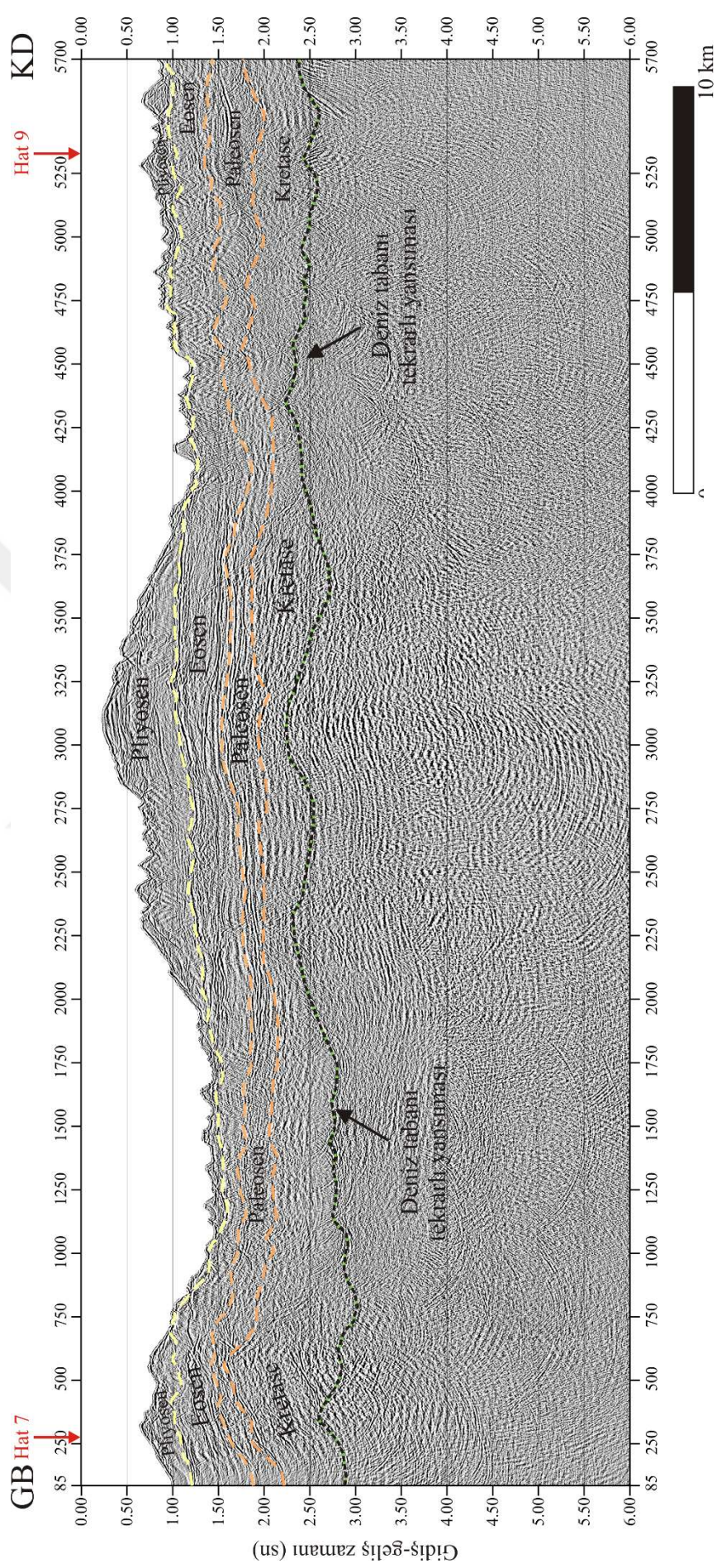


Şekil 6.36 : 7 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Tokay (1955) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımalarının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.

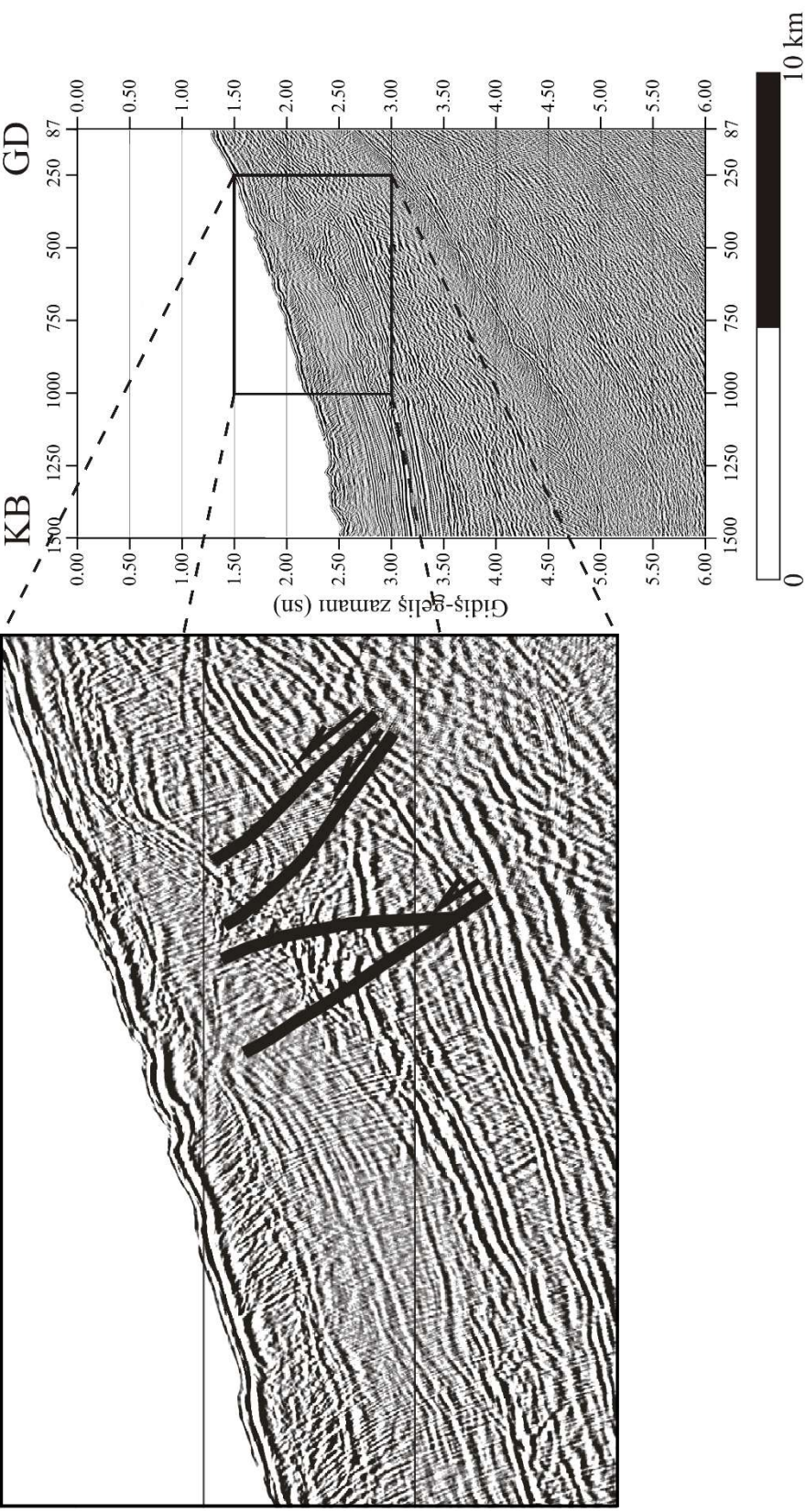
7 numaralı hattın yorumlanma aşaması tamamlandıktan sonra, 7 numaralı ve 9 numaralı hatları güney bölümlerinden dik olarak kesen ve kıyıya paralel olarak uzanan (Şekil 6.18), 35588 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 35094 m) 8 numaralı hatta ait göç kesitinin yorumlanması aşamasına geçilmiştir. Şekil B.7’de daha önceden verilmiş olan 8 numaralı hatta ait sismik göç kesitinde, herhangi belirgin bir normal fay yapısı ayırt edilememiştir. Kesitte dikkat çeken nokta, 750 ve 1750 numaralı ODN’ler arası ve 4000-5250 numaralı ODN’ler arası kalan bölümlerin yüzeye yakın kısımlarında, diğer ODN aralıkları arasında kalan bölümlerde açık biçimde farkedilen yatay katmanlı çökelme yapılarına ait sismik yansıma görsellerinin yerine, yorumlamayı güçleştiren düzensiz yansıma şekillerinin görülmesidir.

8 numaralı hattın kıyıya oldukça yakın olmasından dolayı deniz tabanının oldukça sığ derinliklerde kalması, deniz tabanı tekrarlı yansımalarının kesitte yaklaşık olarak 2.5-3 sn’lerde etkilerini göstermeye başlamasına sebep olmuştur. 8 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali Şekil 6.37’de yer almaktadır.

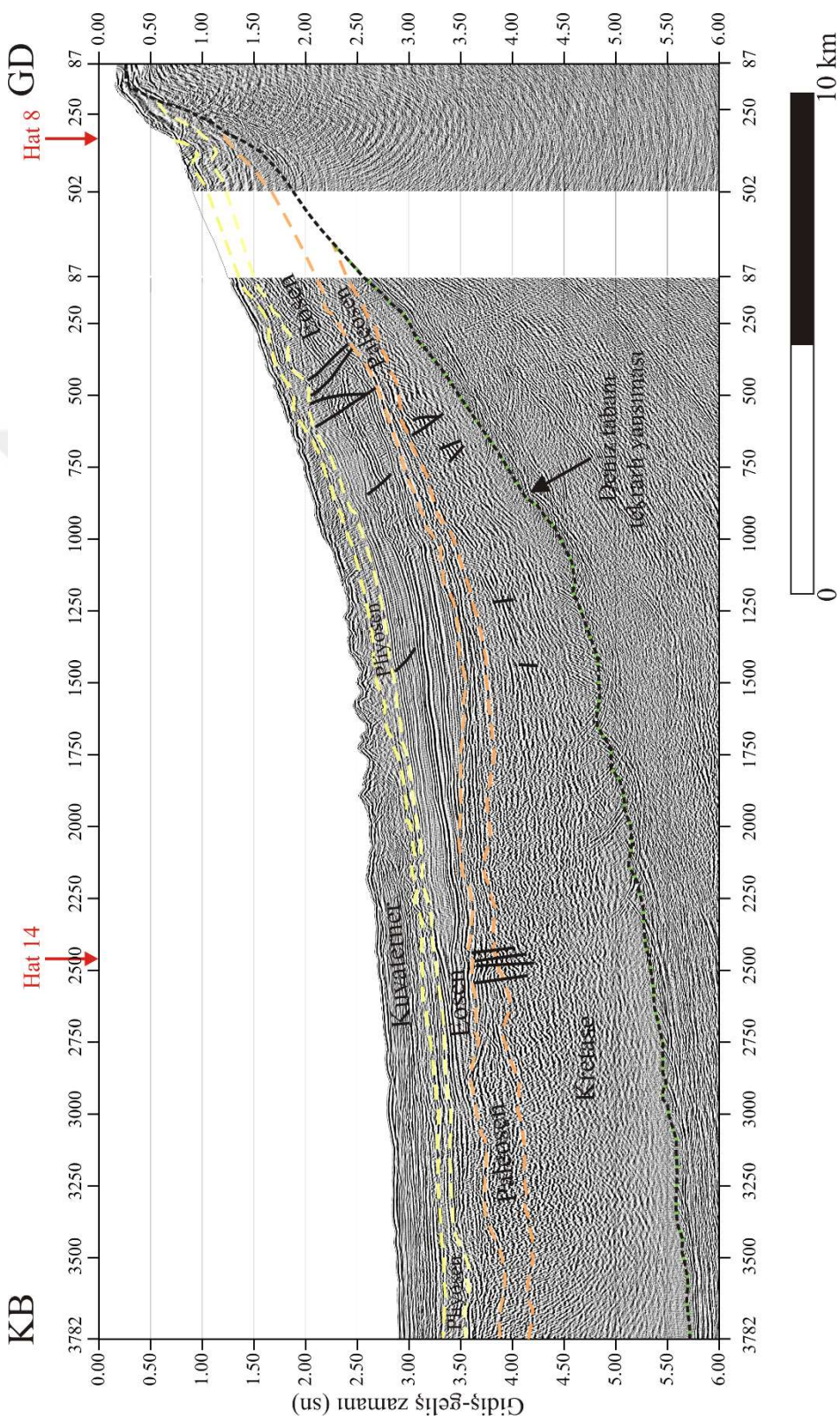
Bu hattın yorumlanma aşaması tamamlandıktan sonra, 7 numaralı hattın hemen doğusunda yer alan ve bu hatta paralel olarak uzanan (Şekil 6.18), 9 ve 10 numaralı hatlara ait göç kesitlerinin yorumlanması aşamasına geçilmiştir. Şekil 6.18’den görülebileceği üzere aralarında ~800 m’lik bir aralık mevcut olan 9 ve 10 numaralı hatların yorumlanması sırasında, iki hat bir bütün olarak ele alınarak değerlendirilmiştir. 3188 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 2594 m) 9 numaralı hat ve 23688 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 23094 m) 10 numaralı hatta ait bütünleşik sismik göç kesiti daha önce Şekil B.8’de verilmişti. Hatların birbirinden ayrı gerçekleştirilen veri-işlem aşamalarının sonunda sahip oldukları ODN numaralarının, bu bütünleşik kesitte olduğu gibi korunduğuna dikkat edilmelidir. Şekil 6.38’de, 10 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 87 ile 1500 numaralı ODN’leri arasında kalan bölümü görülmektedir. 10 numaralı hattın sismik göç kesitinin GD bölümünde, 250 ile 1000 numaralı ODN’ler arasında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş olduğu düşünülen kuzeye verjanslı birden fazla ters fay ayırt edilmiştir. Şekil B.8’de, Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimler içerisinde herhangi bir normal fay yapısı ayırt edilemezken, Kretase’de dahil olmak üzere diğer birimlerde ayırt edilen tüm normal fay yapıları, sismik kesitin stratigrafik olarak yorumlandığı Şekil 6.39’daki kesitte işaretlenmiştir. Şekil 6.40’ta kara-kıyı ötesi jeolojik kesitin oluşturulmasında kullanılmak üzere hazırlanan jeolojik kesit sunulmaktadır.



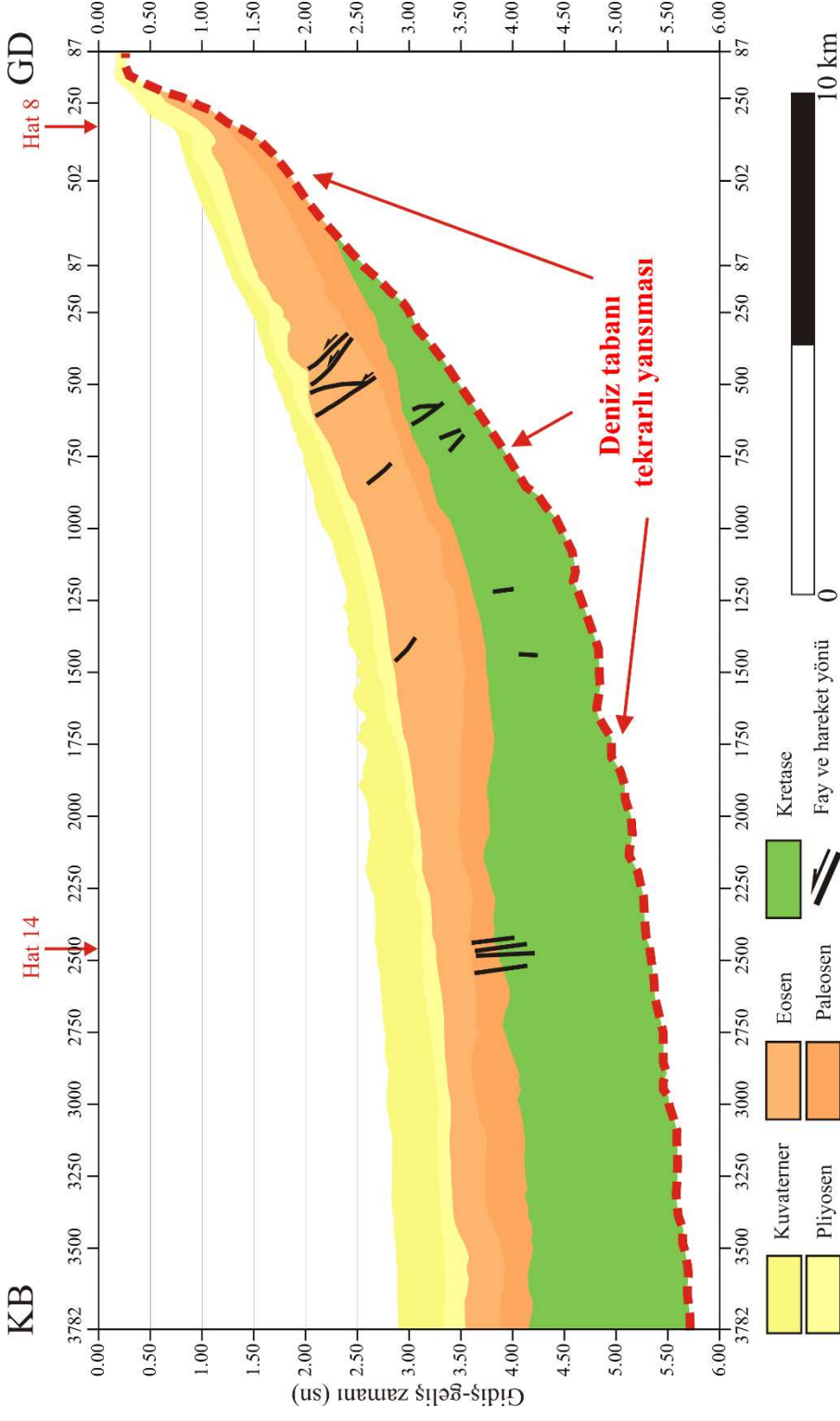
Şekil 6.37 : 8 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).



Şekil 6.38 : 10 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 87 ile 1500 numaralı ODN'leri arasında kalan bölümü ve kesitin GD bölümünde ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayların yakından görünümü ($2 \times$ Düşey Büyütme).

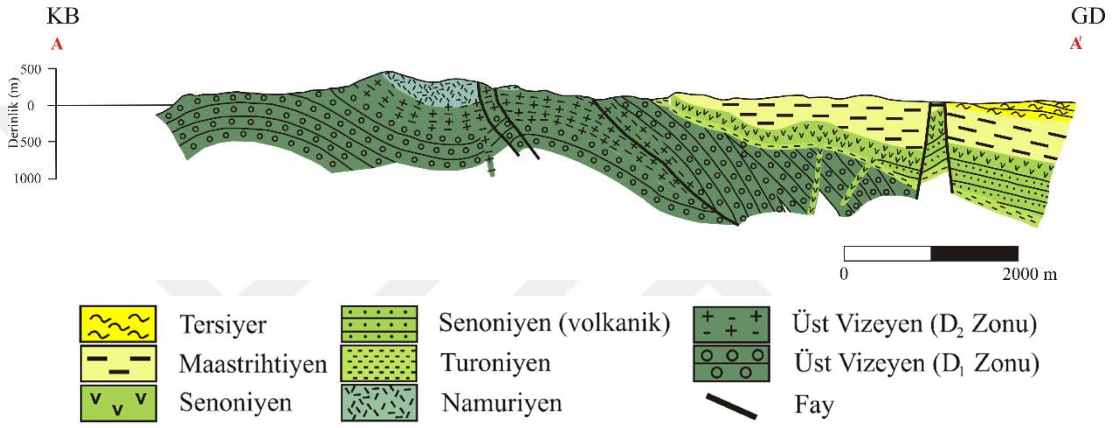


Şekil 6.39 : 9 ve 10 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitlerinin yorumlanmış hali ($2 \times$ Düşey Büyütme).



Şekil 6.40 : 9 ve 10 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitlerinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.

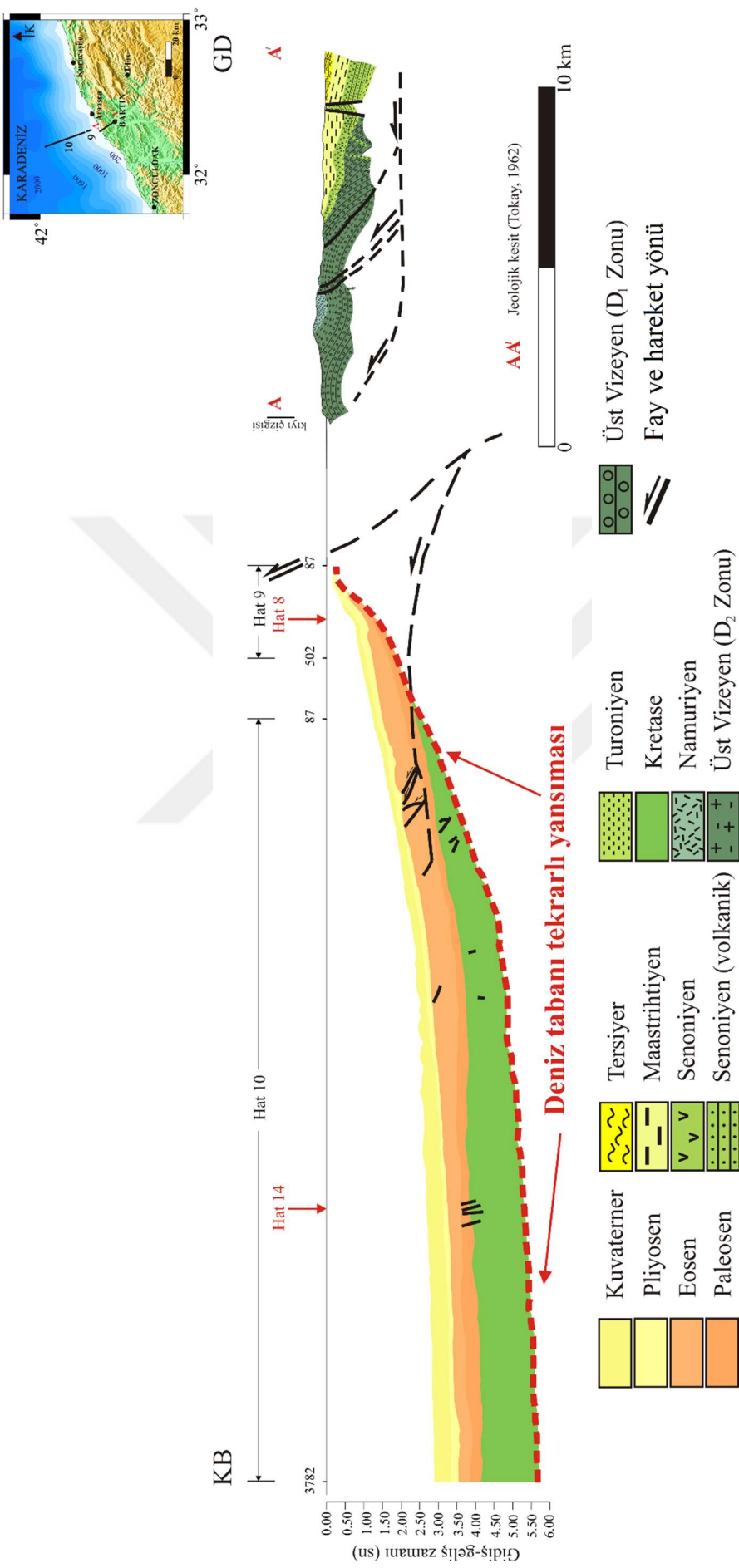
Şekil 6.41’de, Tokay (1962) tarafından hazırlanmış olan jeolojik kesit (konum için Şekil 6.18) verilmektedir. Bu kesitte kıyıya yakın bölümde yüzeyleşmiş birimlerin, özellikle Vizeyen yaşlı birimlerinin kıvrımlı olma özelliği gösterdiği, Karbonifer yaşlı birimler olduğu dikkat çekmektedir. Kıyıdan daha içerideki bölümlerde ise Kretase yaşlı birimler yüzeylemektedir. Tokay (1962) tarafından, Karbonifer yaşlı birimler içerisinde kuzeye verjanslı fayların işaretlenmiş olduğu görülmektedir. Bu fayların sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş oldukları ve Karbonifer yaşlı birimlerin bu faylar vasıtasıyla kuzeye eğimli bir biçimde yüzeye doğru yükseldikleri düşünülmektedir.



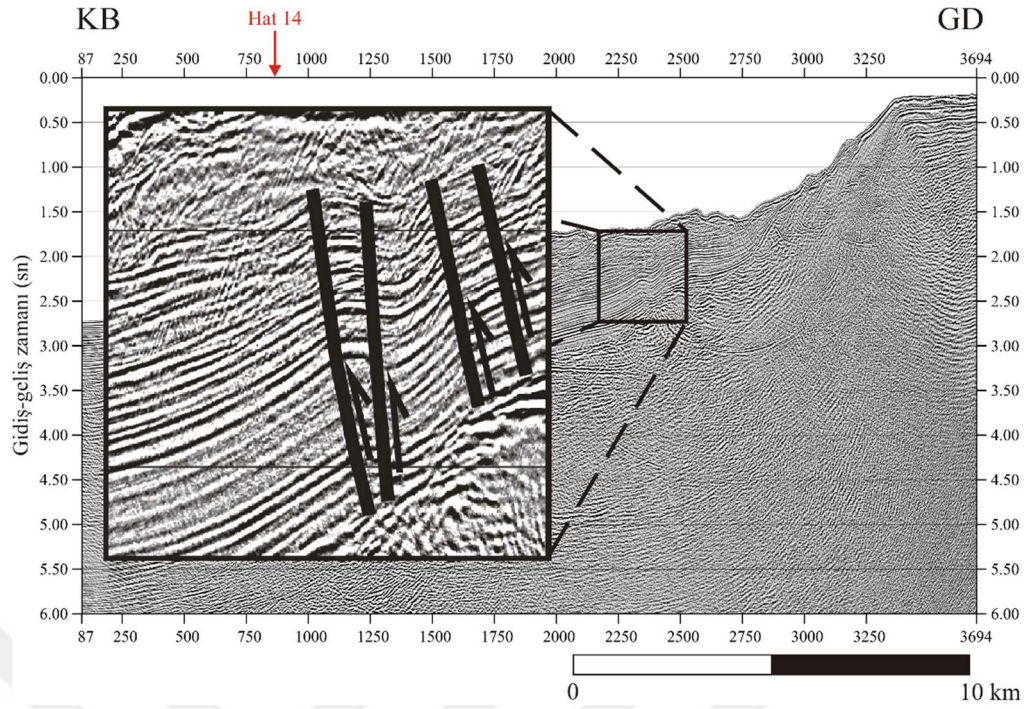
Şekil 6.41 : Tokay (1962) tarafından verilen ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit.

Şekil 6.41’de yer alan bu jeolojik kesit, 9 ve 10 numaralı hatların sismik göç kesitinden faydalanılarak oluşturulan jeolojik kesit ile ilişkilendirilerek Şekil 6.42’de sunulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti oluşturulmuştur. Kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinde, bindirme faylarının tabanından geçtiği düşünülen sıyrılma faylarının konumları, siyah kesikli çizgilerle tahmini olarak işaretlenmiştir.

9 ve 10 numaralı hatların yorumlanma aşaması tamamlandıktan sonra, bu hatların hemen doğusunda yer alan ve 9 ve 10 numaralı hatlara paralel olarak uzanan (Şekil 6.18), 23138 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 22544 m) 11 numaralı hatta ait göç kesitinin yorumlanması aşamasına geçilmiştir. 11 numaralı hat, 03 Eylül 1968 Bartın depreminin episantırına konum olarak en yakın olan hat olma özelliğindedir. Şekil B.9’da daha önce verilmiş olan 11 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin GD bölümünde, 2150 ile 2500 numaralı ODN’leri arasında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş olduğu düşünülen kuzeye verjanslı bir çok ters fay yapısı ayırt edilmiştir. Bu fayların yakından görünümü Şekil 6.43’te sunulmaktadır.



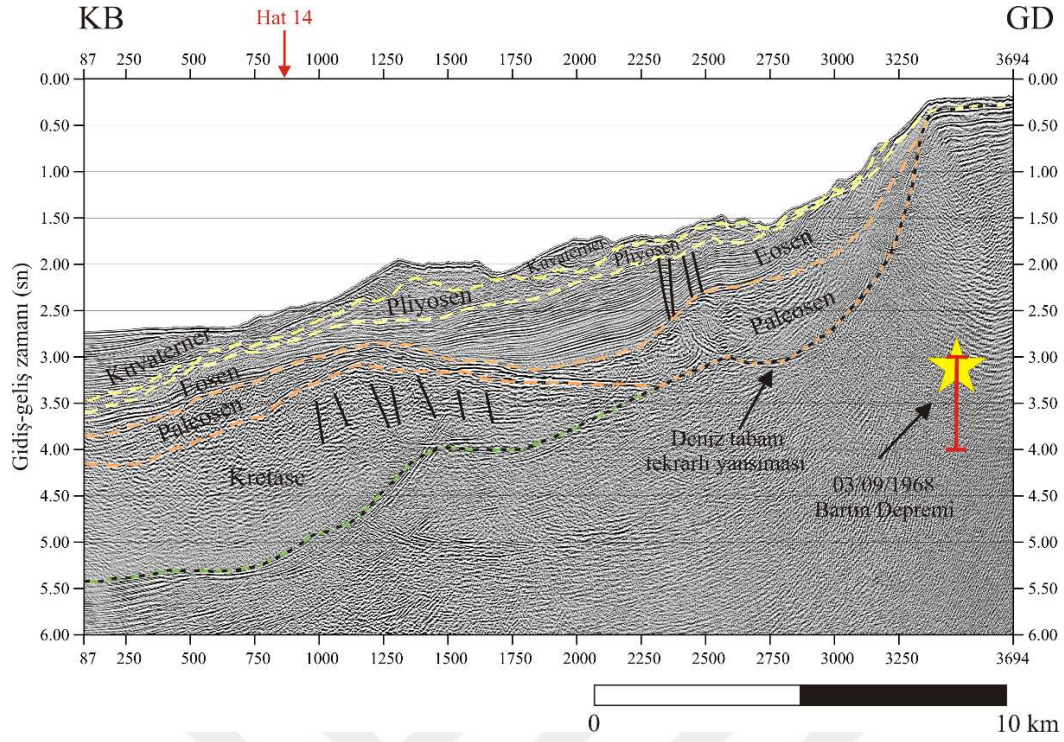
Şekil 6.42 : 9 ve 10 numaralı hatlara ait sismik göç kesitlerinden elde edilen jeolojik kesitin ve Tokay (1962) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.



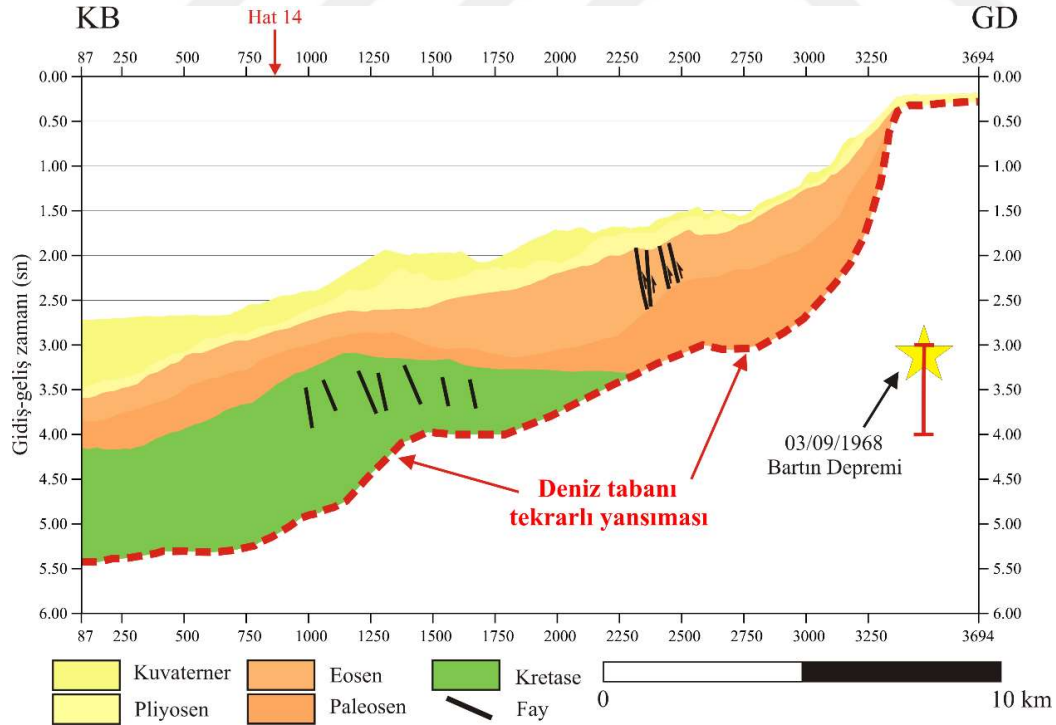
Şekil 6.43 : 11 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin GD bölümünde, 2150 ile 2500 numaralı ODN'leri arasında ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayların yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).

11 numaralı hattın göç kesitinde, tabandaki Kretase yaşlı birimler içerisinde, bir çok normal fay yapısı ayırt edilmiş ve bu faylarda, Şekil 6.44'te görülen, bu hatta ait stratigrafik olarak yorumlanmış sismik kesit üzerinde işaretlenmiştir. Yorumlama aşaması tamamlandıktan sonra, kara-kıyı ötesi jeolojik kesitin oluşturulması aşamasında kullanılmak üzere, Şekil 6.45'te sunulan jeolojik kesit hazırlanmıştır.

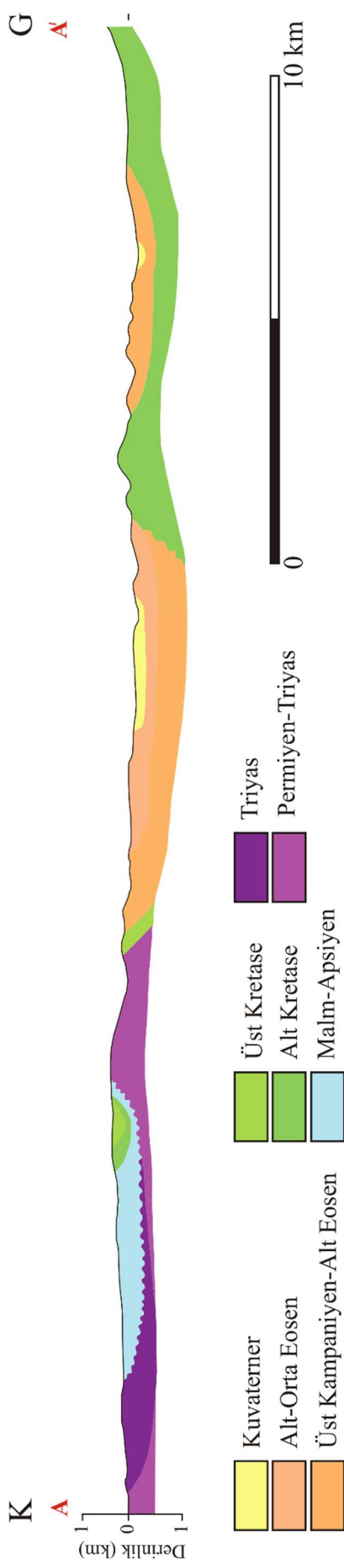
Akbaş ve diğ. (2002) tarafından hazırlanan ve Şekil 6.46'da verilen jeolojik kesit, bu çalışmada, 11 numaralı hattın sismik göç kesitinden faydalanılarak oluşturulan jeolojik kesit ile ilişkilendirilerek kara-kıyı ötesi jeolojik kesitin oluşturulmasında kullanılmıştır. Şekil 6.18'de, 3 Eylül 1968 Bartın depreminin episantırının konumu, 11 numaralı hattın ve bu hattın karadaki jeoloji ile ilişkilendirilmesinde yararlanılan Akbaş ve diğ. (2002)'nin sunduğu jeolojik kesitin konumları bir arada görülebilmektedir. Şekil 6.46'da verilen jeolojik kesitte, kıyıya yakın bölümde yüzeyleşmiş birimlerin, Permiyen-Triyas, Triyas ve Malm-Apsiyen yaşlı birimler oldukları görülmektedir. Akbaş ve diğ. (2002) tarafından kesit üzerinde sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş herhangi bir ters fay işaretlenmemiştir. Bu durum, bu birimlerin her iki kesitin arasında kalan ve herhangi bir veri bulunmayan kesimde yer aldığı tahmin edilen, kuzeye verjanslı fay veya fayların vasıtasıyla yüzeye doğru yükselmiş olduklarını düşündürmektedir.



Şekil 6.44 : 11 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış halı (2 × Düşey Büyütme). Deprem odak derinliğinin üzerindeki kırmızı çubuk, hata aralığını vermektedir.



Şekil 6.45 : 11 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır. Deprem odak derinliğinin üzerindeki kırmızı çubuk, hata aralığını vermektedir.

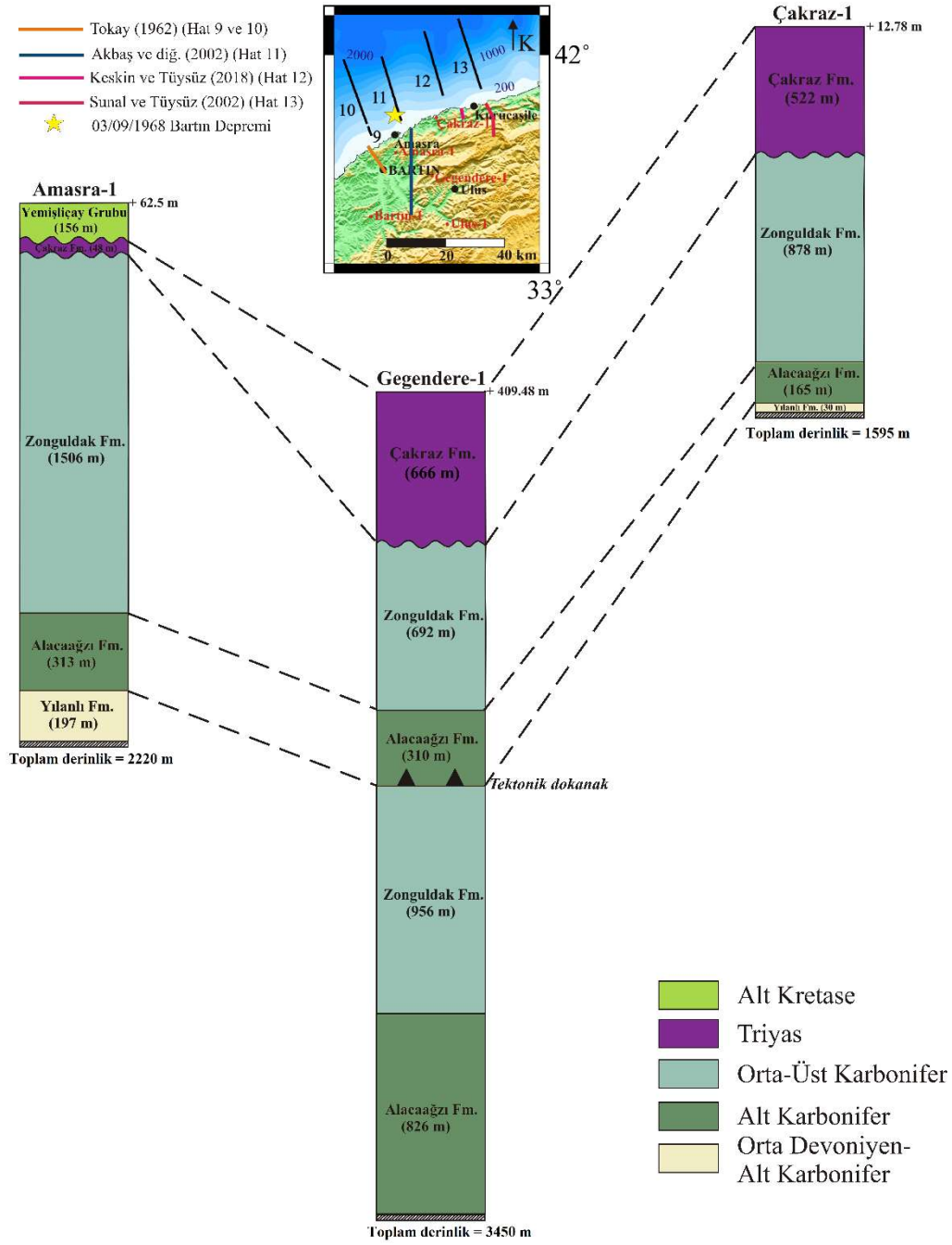


Şekil 6.46 : Akbaş ve diğ. (2002) tarafından hazırlanmış olan ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit.

11 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Akbaş ve diğ. (2002) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti, Şekil 6.47’de yer almaktadır. Bu kara-kıyı ötesi kesitinde, bindirme faylarının tabanından geçtiği düşünülen sıyrılma faylarının konumları, siyah kesikli çizgilerle tahmini olarak işaretlenmiştir.

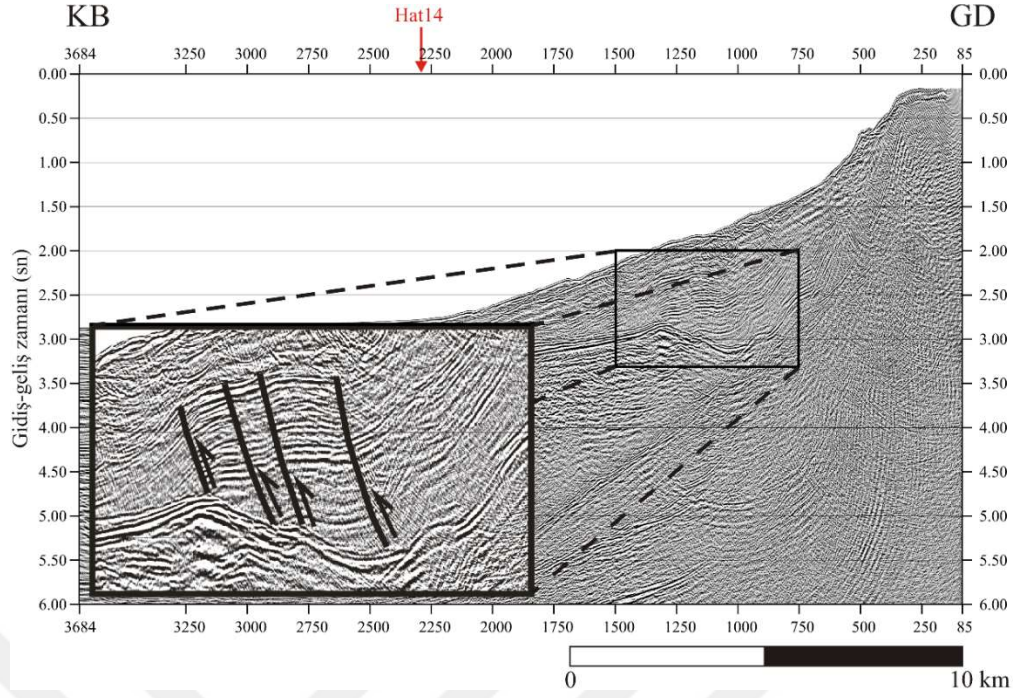
Şekil 6.47’de deniz tabanının altında işaretlenen sıyrılma fayı, oluşturulan kara-kıyı ötesi kesitinden de görülebileceği gibi, Kretase yaşlı birimlerin içerisinde geçerek Eosen yaşlı birimler içerisinde bulunan bindirme faylarının tabanına doğru uzanmaktadır. 03 Eylül 1968 Bartın Depremi’nin odağına en yakın hat olan 11 numaralı sismik hattan yararlanılarak oluşturulan bu kara-kıyı ötesi kesitinde, depremin odak derinliğinin sıyrılma fayının bulunduğu düşünülen derinlikte yer aldığı görülmektedir. Bu sebeple, Bartın Depremi’nin oluşumunun sıyrılma fayındaki bir harekete bağlı olarak gerçekleşmiş olduğu düşünülmektedir.

Akbaş ve diğ. (2002) tarafından sunulan jeolojik kesitten elde edilen bilgilerle, daha önceden verilen Şekil 5.7’deki Amasra-1 kuyusuna, Şekil 5.8’deki Çakraz-1 kuyusuna ve Şekil 5.10’daki Gegendere-1 kuyusuna ait kompozit kuyu loglarından elde edilen bilgiler bir arada değerlendirilerek, çalışma alanının bu bölümüne ait stratigrafik özellikler ortaya konmaya çalışılmıştır. Şekil 6.48’de, Akbaş ve diğ. (2002) tarafından verilen jeolojik kesitin yakın çevresinde bulunan bu üç kuyunun birbirleriyle ilişkilendirilmiş hali görülmektedir. Şekil 6.46’da verilen jeolojik kesitin kıyıya yakın bölümde yüzeylemiş olan Triyas yaşlı birimlerin (Çakraz Formasyonu), özellikle Gegendere-1 kuyusunun bulunduğu bölüme doğru kıyıdan içeriye ilerledikçe kalınlaşmakta olduğu görülmektedir. Triyas yaşlı birimler, Amasra-1 kuyusunda 48 m kalınlığındayken, Çakraz-1 kuyusunun bulunduğu konumda 522 m kalınlığına ulaştığı dikkat çekmektedir. Bu formasyonun uyumsuz olarak üzerlediği Orta-Üst Karbonifer yaşlı birimin (Zonguldak Formasyonu) altında yer alan Alt Karbonifer yaşlı birimin (Alacaagzı Formasyonu) tabanında bir tektonik dokanak olduğu görülmektedir. Bu tektonik dokanaktan sonra derinlere doğru tekrar sırasıyla Orta-Üst Karbonifer yaşlı birimler ve Alt Karbonifer yaşlı birimler tekrar aynı sırayla yer almaktadır. Bu durum, bindirme faylarının tabanında yer aldığı düşünülen sıyrılma fayının karadaki konumu hakkında bir fikir vermektedir. Amasra-1 ve Çakraz-1 kuyularının kompozit kuyu loglarının sonlandıkları bölümde yer alan Orta Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı birime (Yılanlı Formasyonu) Gegendere-1 kuyusunda rastlanmamıştır.



Şekil 6.48 : Amasra-1, Çakraz-1 ve Gegendere-1 kuyularına ait kompozit kuyu loglarından elde edilen bilgilerin bir arada gösterimi.

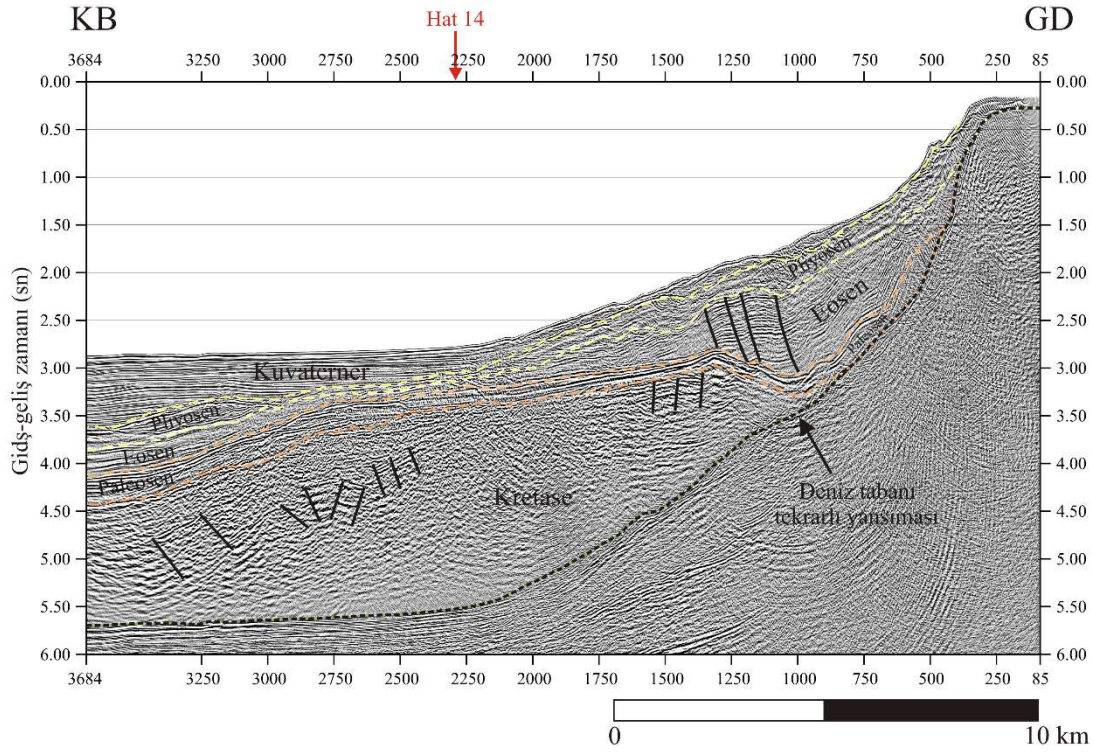
11 numaralı hattın yorumlanma aşaması tamamlandıktan sonra, bu hattın hemen doğusunda yer alan ve 11 numaralı hatta paralel olarak uzanan (Şekil 6.18), 23038 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 22494 m) 12 numaralı hatta ait göç kesitinin yorumlanması aşamasına geçilmiştir. Şekil B.10'da daha önce verilmiş olan 12 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin GD bölümünde, 750 ile 1500 numaralı ODN'leri arasında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş olduğu düşünülen kuzeye verjanslı bir çok ters fay yapısı ayırt edilmiştir (Şekil 6.49).



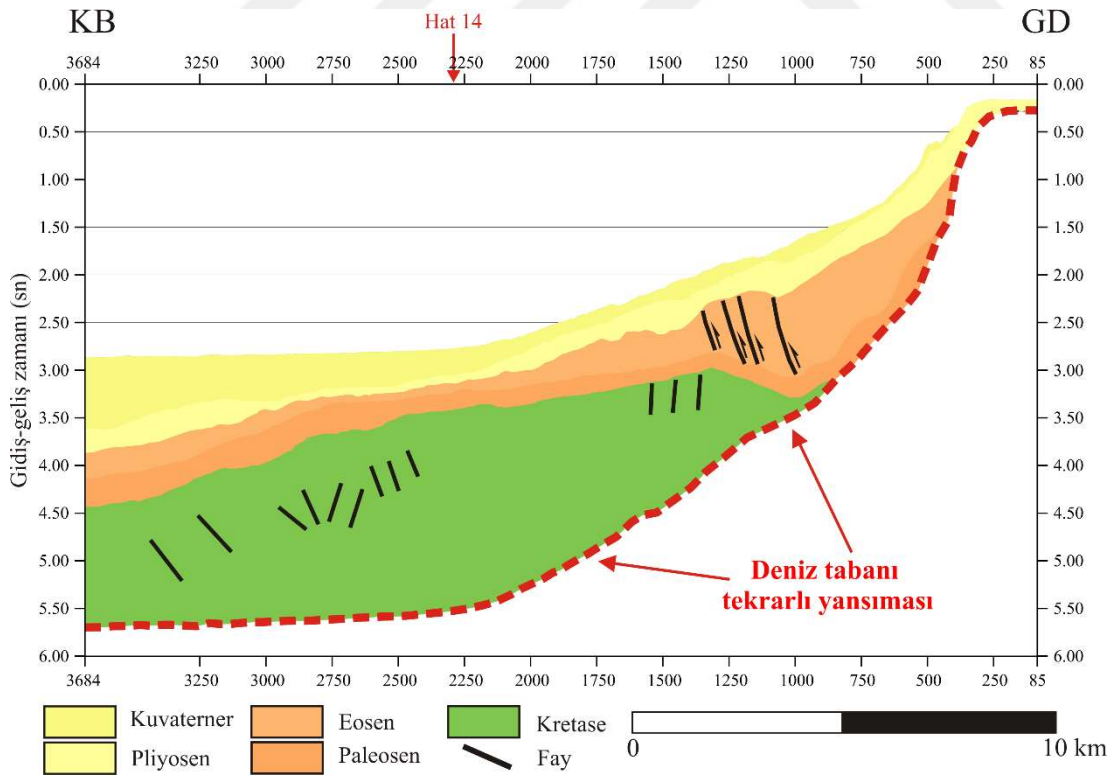
Şekil 6.49 : 12 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin GD bölümünde, 750 ile 1500 numaralı ODN'leri arasında ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayların yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).

12 numaralı hattın göç kesitinde, tabandaki Kretase yaşlı birimlerin üzerinde istiflenmiş olan genç çökeller içerisinde herhangi bir normal fay yapısına rastlanamazken, Kretase yaşlı birimler içerisinde bir çok normal fay yapısı ayırt edilmiştir. Bu hatta ait sismik kesitin, stratigrafik olarak yorumlanması aşaması tamamlandıktan sonra (Şekil 6.50), kara-kıyı ötesi jeolojik kesitin oluşturulması aşamasında kullanılmak üzere, Şekil 6.51'de sunulan jeolojik kesit hazırlanmıştır.

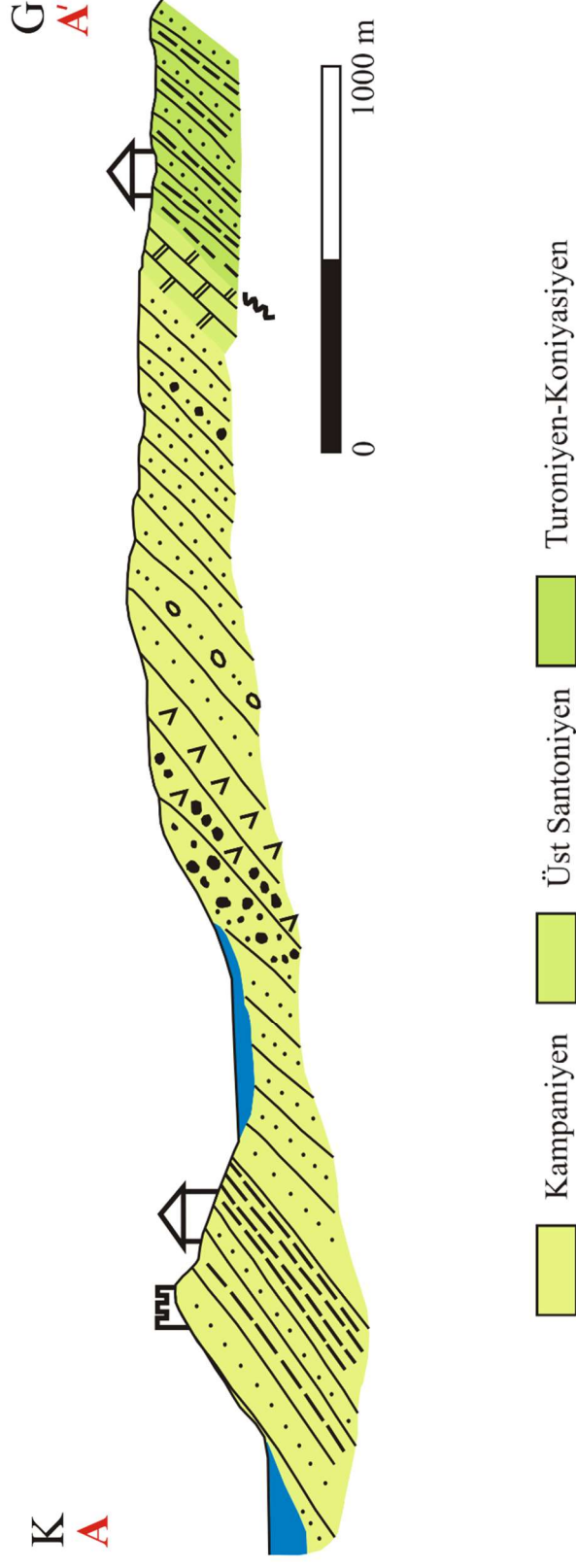
Şekil 6.52'de, Keskin ve Tüysüz (2018) tarafından hazırlanmış olan jeolojik kesit (konum için Şekil 6.18) verilmektedir. Bu kesitte, kıyıdan itibaren yüzeylemiş olan tüm birimlerin, güneye doğru eğimli Üst Kretase yaşlı birimler oldukları görülmektedir. Keskin ve Tüysüz (2018) tarafından kesit üzerinde sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş herhangi bir ters fay işaretlenmemiştir. Bu da, kesitte yüzeylemiş olan Üst Kretase yaşlı birimlerin, her iki kesitin arasında kalan ve herhangi bir veri bulunmayan kesimde yer aldığı tahmin edilen, bir bindirme fayı veya faylarının vasıtasıyla yüzeye doğru yükselmiş olduklarını düşündürmektedir. Keskin ve Tüysüz (2018) tarafından sunulan bu jeolojik kesit, 12 numaralı hattın sismik göç kesitinden faydalanılarak oluşturulan jeolojik kesit ile ilişkilendirilerek kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti oluşturulmuştur (Şekil 6.53). Kesitte, sıyrılma faylarının konumları, siyah kesikli çizgilerle tahmini olarak işaretlenmiştir.



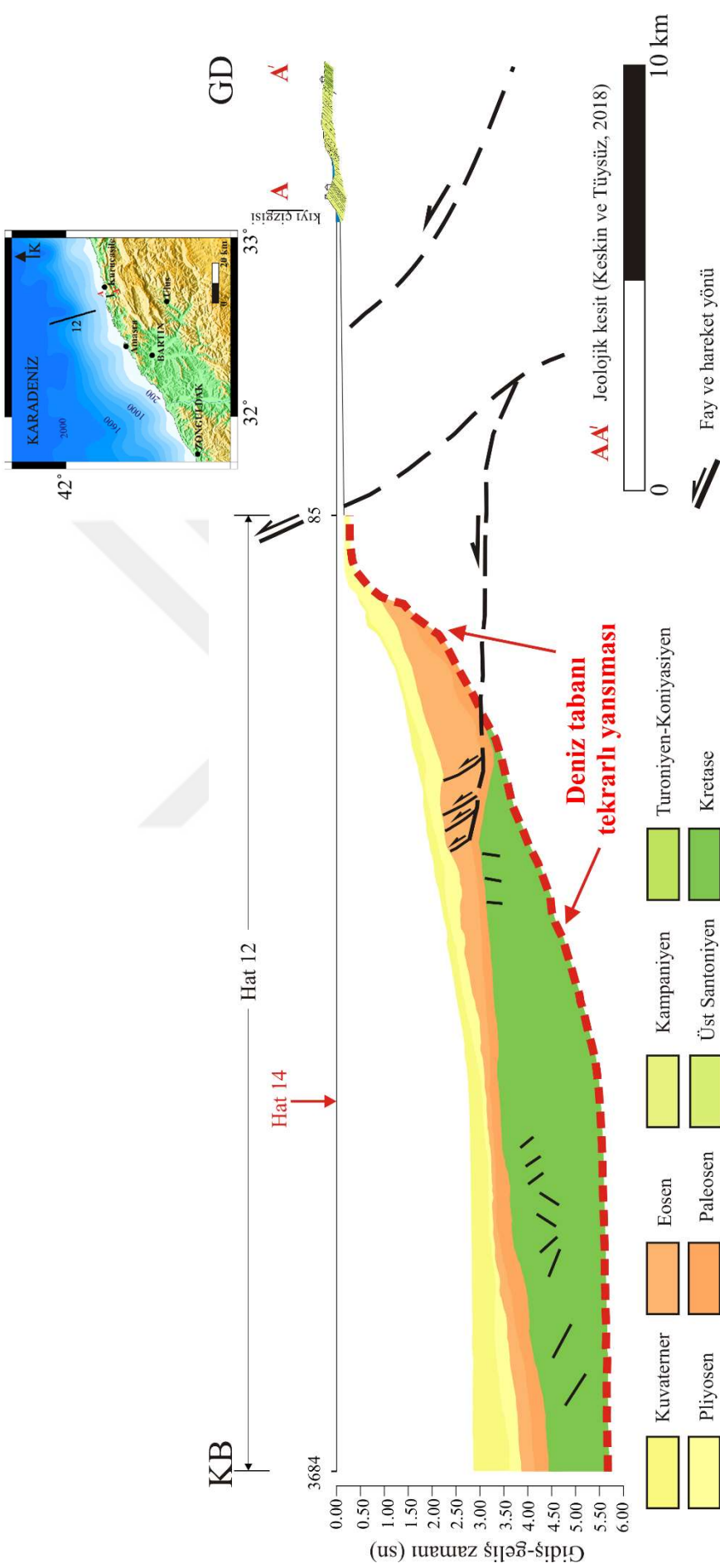
Şekil 6.50 : 12 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).



Şekil 6.51 : 12 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.

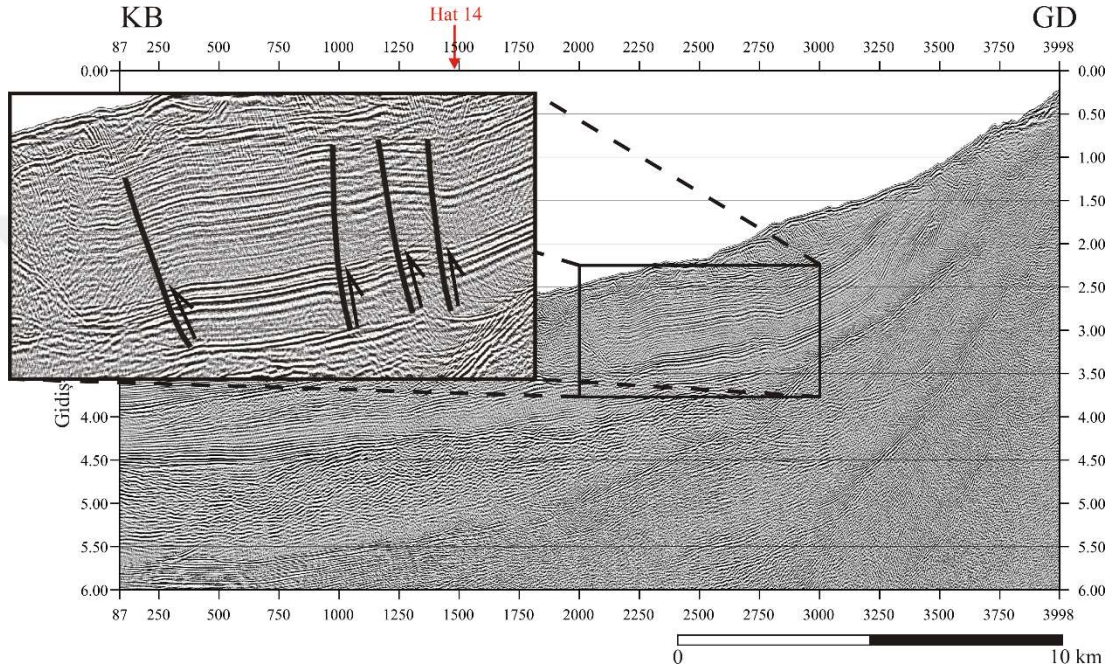


Şekil 6.52 : Keskin ve Tüysüz (2018) tarafından hazırlanmış olan ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit.



Şekil 6.53 : 12 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Keskin ve Tüysüz (2018) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.

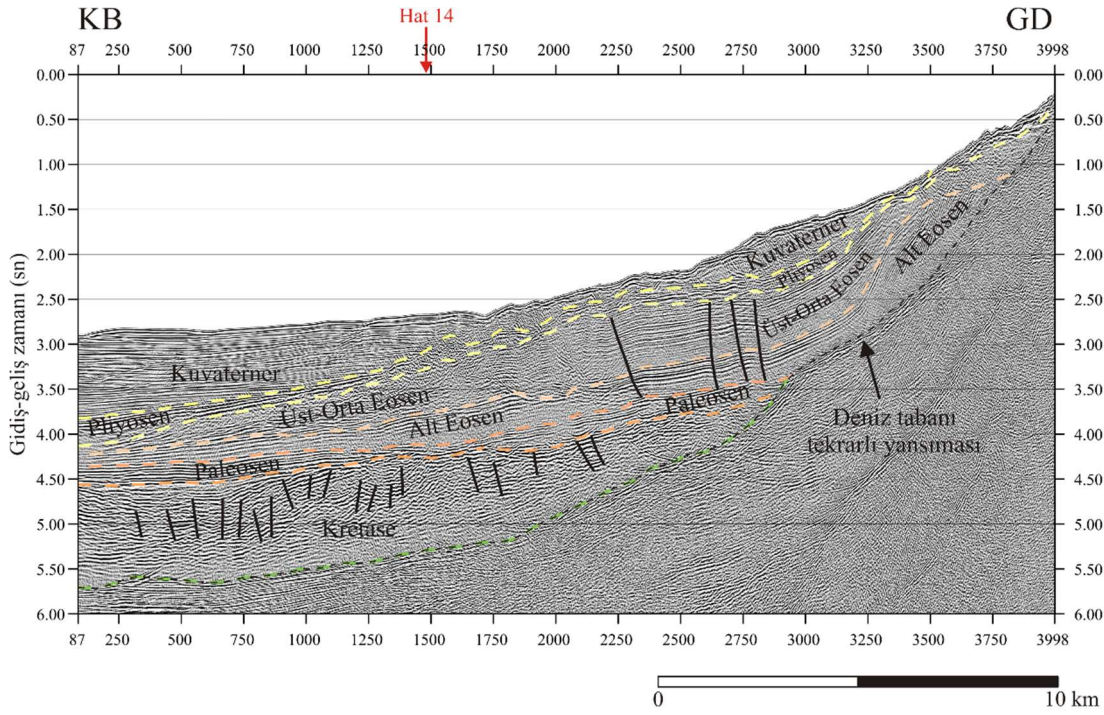
12 numaralı hattın yorumlanma aşaması tamamlandıktan sonra, bu hattın hemen doğusunda yer alan ve 12 numaralı hatta paralel olarak uzanan (Şekil 6.18), 25288 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 24444 m) 13 numaralı hatta ait göç kesitinin yorumlanması aşamasına geçilmiştir. Şekil B.11’de daha önce verilmiş olan 13 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin GD bölümünde, 2000 ile 3000 numaralı ODN’leri arasında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş olduğu düşünülen kuzeye verjanslı bir çok ters fay yapısı ayırt edilmiştir (Şekil 6.54).



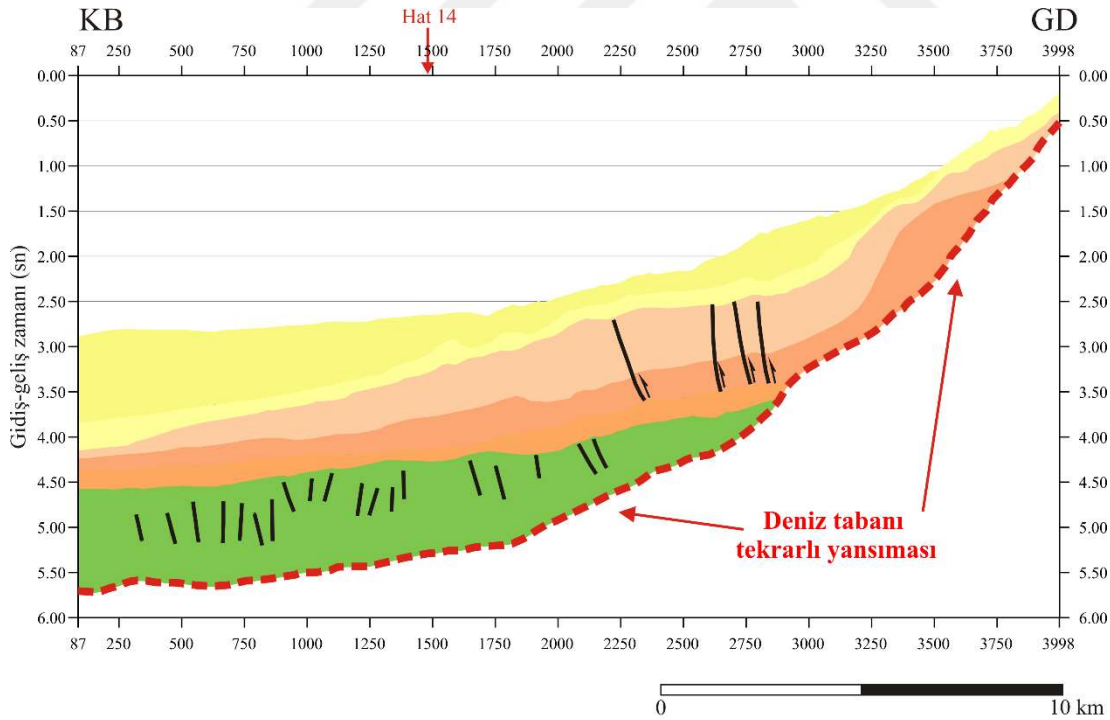
Şekil 6.54 : 13 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin GD bölümünde, 2000 ile 3000 numaralı ODN’leri arasında ayırt edilen kuzeye verjanslı ters fayların yakından görünümü (2 × Düşey Büyütme).

13 numaralı hattın göç kesitinde, 12 numaralı hattın göç kesitinde olduğu gibi, tabandaki Kretase yaşlı birimlerin üzerinde istiflenmiş olan genç çökeller içerisinde herhangi bir normal fay yapısına rastlanamazken, Kretase yaşlı birimler içerisinde bir çok normal fay yapısı ayırt edilmiştir.

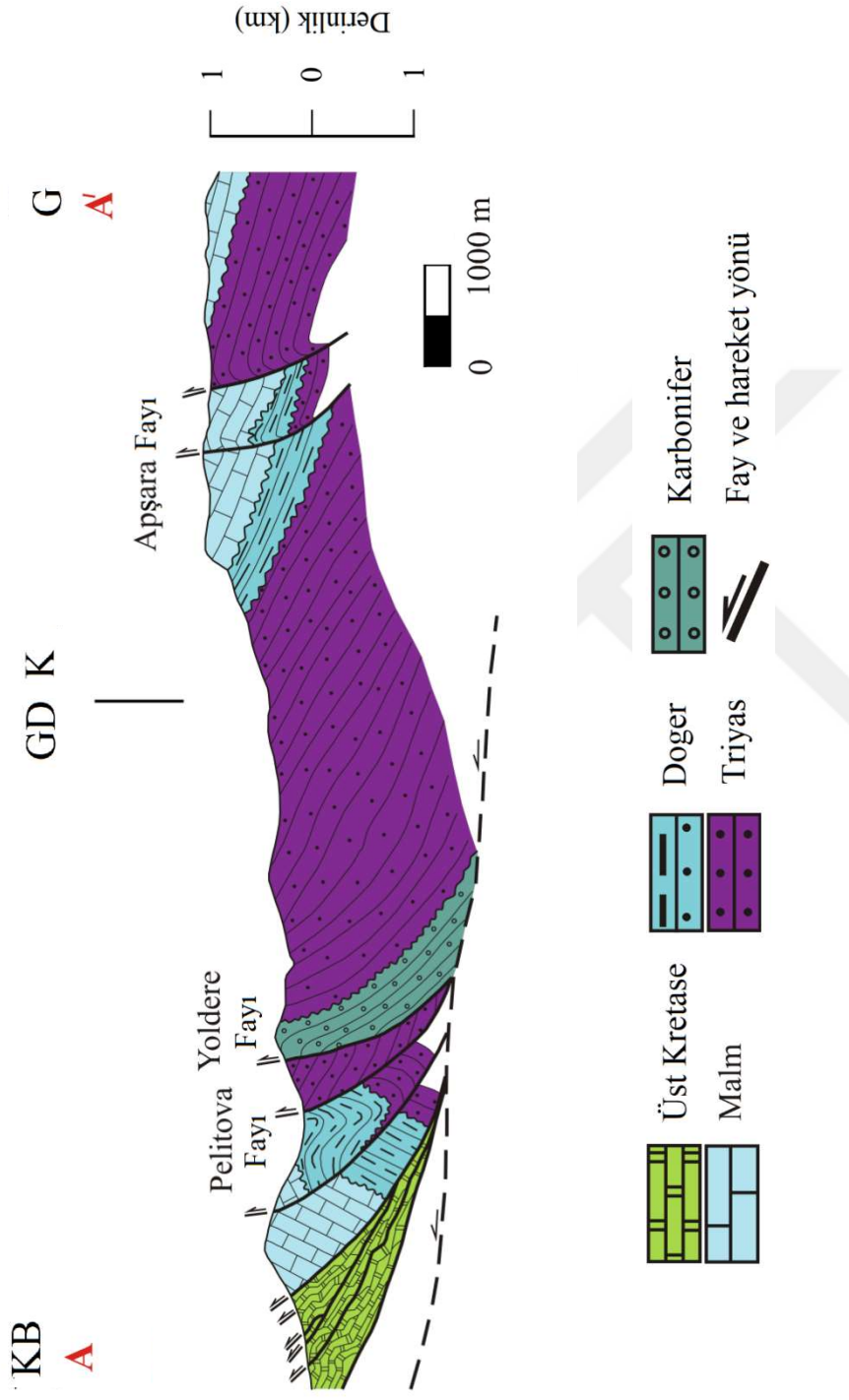
Şekil 6.55’te 13 numaralı sismik kesitin stratigrafik olarak yorumlanmış hali yer almaktadır. Yorumlanmış sismik kesitten, kara-kıyı ötesi jeolojik kesitin oluşturulması aşamasında kullanılmak üzere, Şekil 6.56’da verilen jeolojik kesit hazırlanmıştır. Şekil 6.57’de, Sunal ve Tüysüz (2002) tarafından hazırlanmış olan jeolojik kesit (konum için Şekil 6.18) verilmektedir. Bu kesitte Sunal ve Tüysüz (2002) tarafından, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş olan kuzeye verjanslı fayların detaylıca işaretlenmiş oldukları görülmektedir.



Şekil 6.55 : 13 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali (2 × Düşey Büyütme).



Şekil 6.56 : 13 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin oluşturulabilmesi için hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.



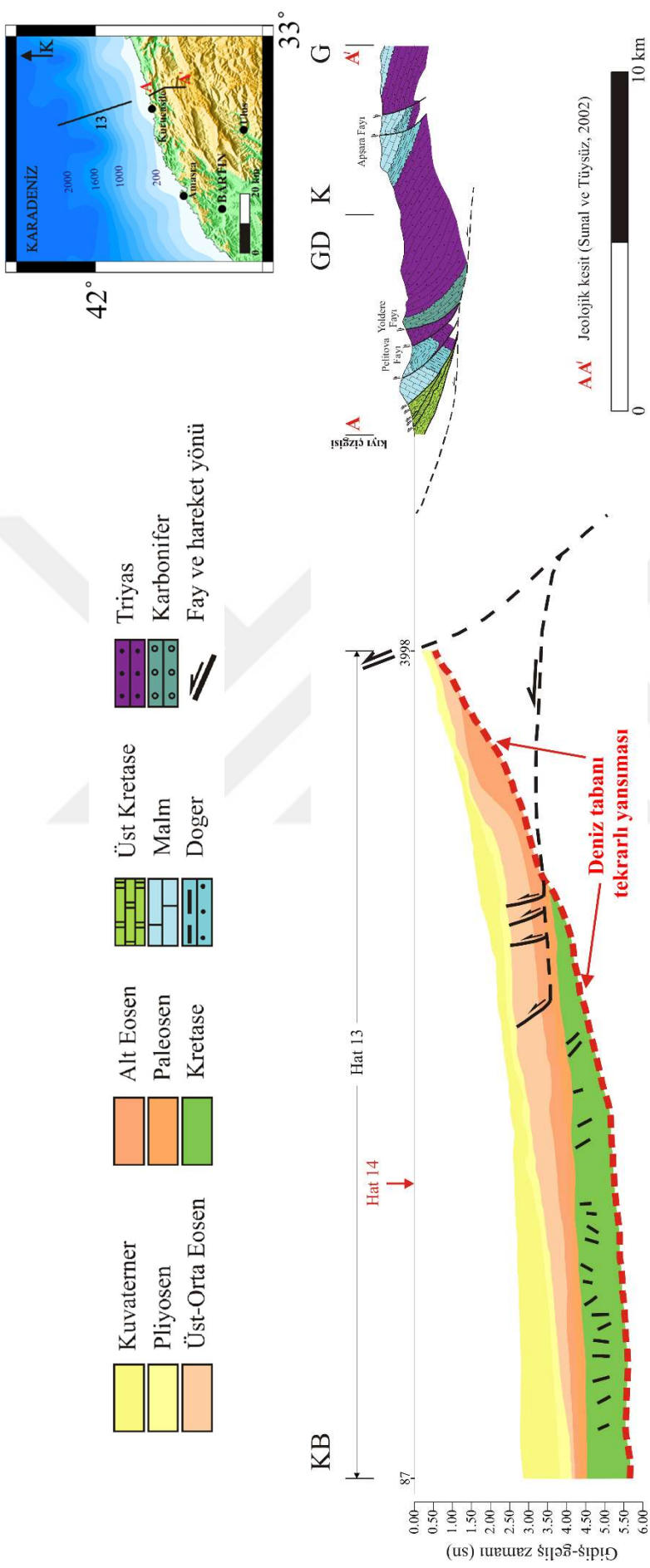
Şekil 6.57 : Sunal ve Tüysüz (2002) tarafından hazırlanmış olan ve aslına uygun olarak yeniden çizilen jeolojik kesit.

13 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Sunal ve Tüysüz (2002) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti, Şekil 6.58’de yer almaktadır. Bu kara-kıyı ötesi kesitinde, bindirme faylarının tabanından geçtiği düşünülen sıyrılma faylarının konumları, siyah kesikli çizgilerle tahmini olarak işaretlenmiştir.

13 numaralı hattın yorumlanma aşaması tamamlandıktan sonra, çalışma alanındaki kıyıya dik olarak uzanan tüm hatların yorumlanma aşamaları tamamlanmış olduğundan, kıyıya paralel olarak uzanan, 1, 5 ve 14 numaralı hatlara (Şekil 6.18) ait göç kesitlerinin yorumlanması aşamasına geçilmiştir. Şekil 6.59a’da, birarada tek bir hat oluşturma özelliğindeki, 31888 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 31319 m) 1 numaralı, 15138 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 14544 m) 5 numaralı ve 118538 m uzunluğundaki (göç kesitinin uzunluğu 117944 m) 14 numaralı hatların konum haritası verilmektedir.

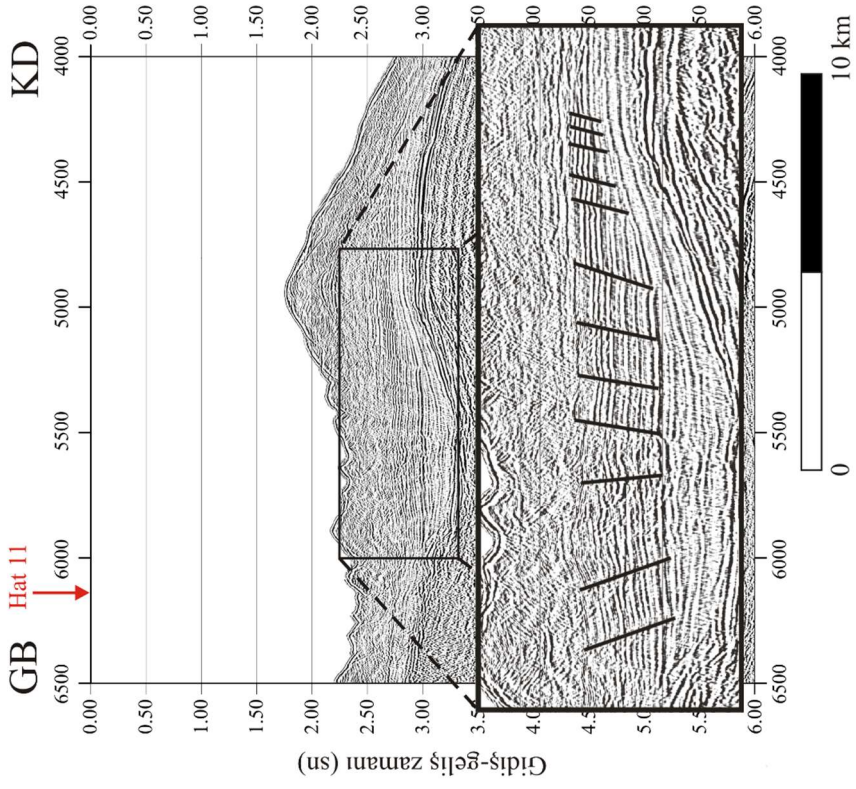
Şekil B.1’de daha önce verilmiş olan 1 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, yorumlanmış hali Şekil 6.59b’de verilmektedir. Bu hatta ait sismik göç kesitinde Kretase yaşlı temel kaya üzerindeki çökeller içerisinde herhangi bir normal fay yapısına rastlanmamıştır. Kırıklı ve çatlaklı yansıma karakteri gösteren temeldeki Kretase yaşlı birimde de büyük ölçekli herhangi bir normal fay yapısı ayırt edilememiştir. Hattın kuzeydoğu bölümüne doğru Kuvaterner yaşlı çökellerin kalınlığının artmış olduğu görülmektedir. Şekil B.4’te daha önceden verilmiş olan 5 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, yorumlanmış hali de Şekil 6.59c’de verilmektedir. Bu hatta ait sismik göç kesitinde ayırt edilen hiç bir jeolojik birim içerisinde herhangi bir normal fay yapısı ayırt edilememiştir.

Şekil 6.60a’da, Şekil B.12’de bir bütün halinde verilmiş olan 14 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, 4000 ile 6500 numaralı ODN’leri arasında kalan bölümü görülmektedir. Kesitinin bu bölümünde, özellikle 4750 ile 6000 numaralı ODN’ler arasında kalan kısımda, 2.5-3 sn’ler aralığında bir çok normal fay yapısı ayırt edilmiştir. Aynı şekilde, Şekil 6.60b’de görülen, kesitin 10000 ile 13000 numaralı ODN’leri arasında kalan bölümünde, özellikle 10750 ile 12000 numaralı ODN’ler arasında kalan kısımda, 2-2.5 sn’ler aralığında da bir çok normal fay yapısı ayırt edilmiştir. Bu normal fay yapıları, Şekil 6.61a’da verilen 14 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin yorumlanmış halinde ve bu kesitten yararlanılarak oluşturulan Şekil 6.61b’de ki jeolojik kesitte Pliyosen yaşlı birimlerin içerisinde yer almaktadır.

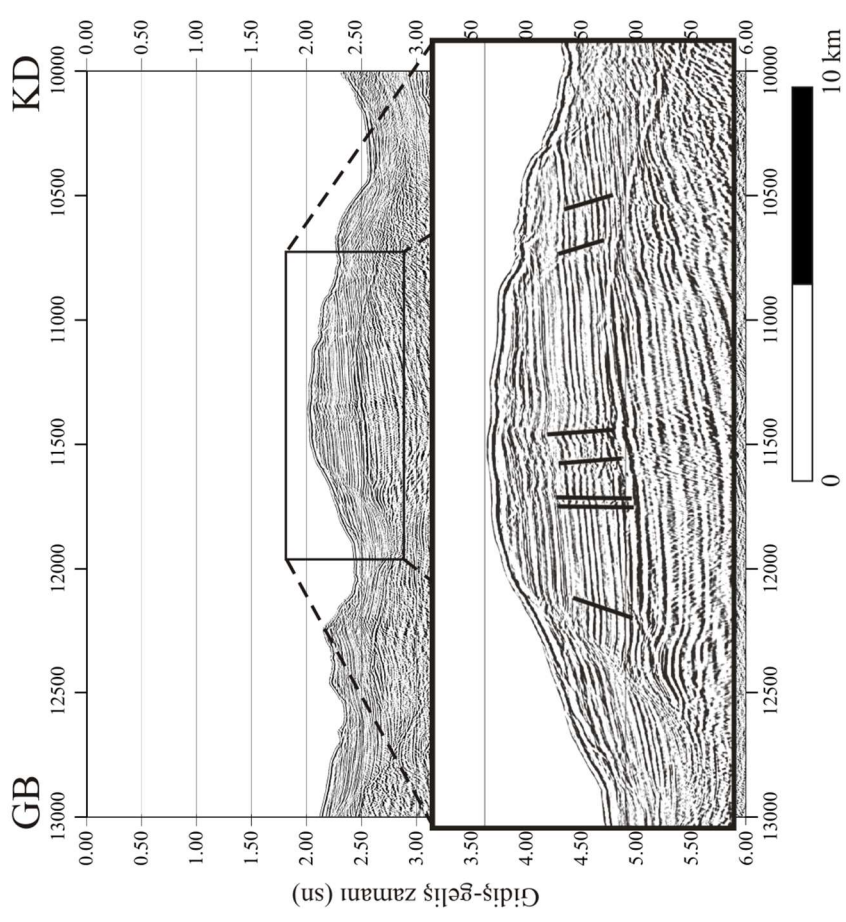


Şekil 6.58 : 13 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Sunal ve Tüysüz (2002) tarafından sunulan jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımalarının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.

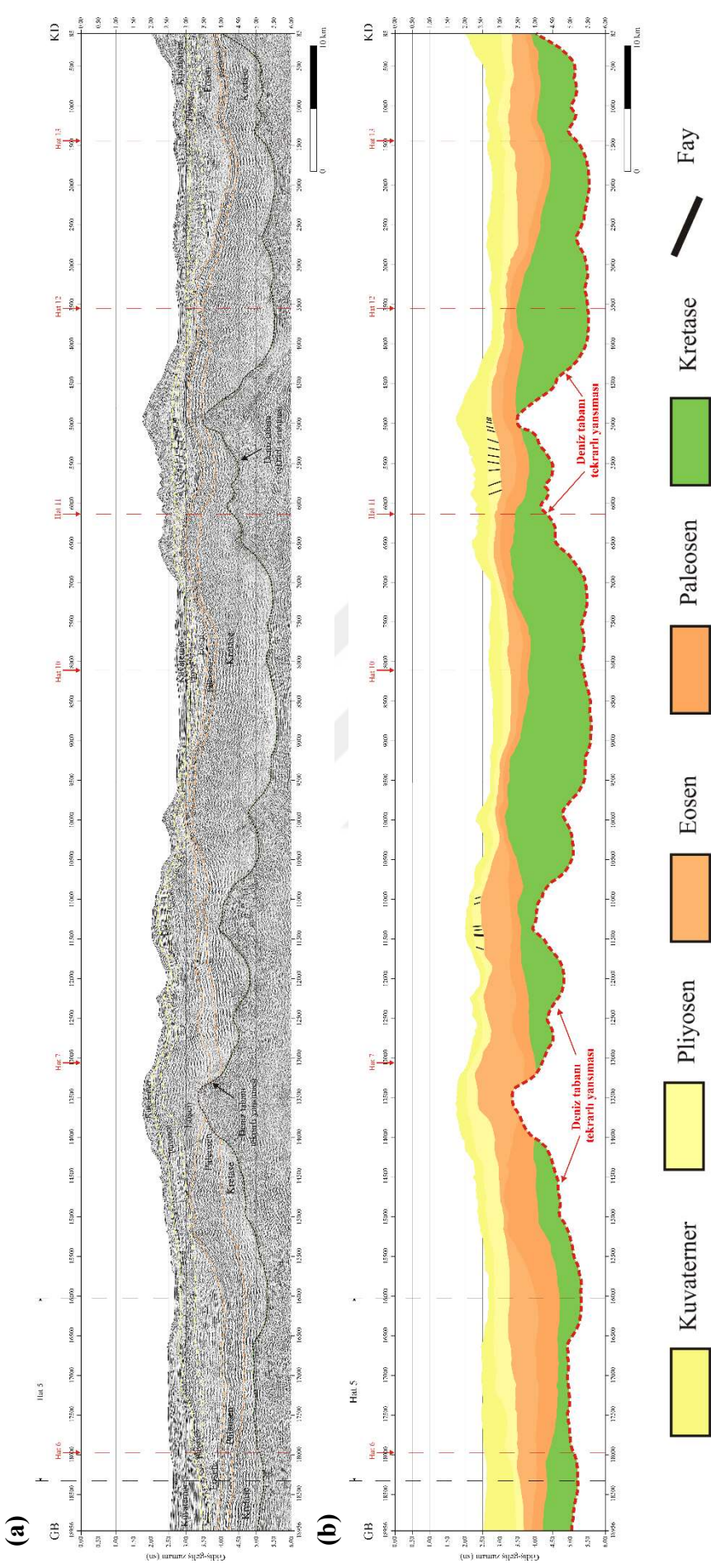
(a)



(b)



Şekil 6.60 : 14 numaralı hatta ait sismik göç kesitinde, (a) 4750 ile 6000 numaralı ODN'ler arasında ayırt edilen normal fayların yakından görünümü, (b) 10750 ile 12000 numaralı ODN'ler arasında ayırt edilen normal fayların yakından görünümü ($2 \times$ Düşey Büyütme).



Şekil 6.61: (a) 14 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinin yorumlanmış hali ($2 \times$ Düşey Büyütme), **(b)** 14 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesitinden yararlanarak hazırlanan jeolojik kesit. Kırmızı kesikli çizgilerle gösterilen deniz tabanı tekrarlı yansımasının altında kalan bölüm jeolojik olarak yorumlanmamıştır.

Şekil 6.62a’da, Şekil B.13’te bir bütün halinde verilmiş olan 1, 5 ve 14 numaralı hatlara ait sismik göç kesitinin yorumlanmış hali ve Şekil 6.62b’de de bu üç hattın sismik göç kesitlerinden yararlanarak oluşturulmuş olan jeolojik kesit verilmektedir. Kesit incelendiğinde, temelde yer alan Kretase yaşlı birimlerin, kesitin KD bölümüne doğru kalınlaşmakta oldukları dikkat çekmektedir. Kesitte Eosen yaşlı birimlerin, 7 numaralı hattın bulunduğu bölümlerde en büyük kalınlık değerine ulaşmış olduğu da ayrıca gözlemlenmektedir. En üstte yer alan Kuvaterner yaşlı istifin, 11 ve 12 numaralı hatlar arasında kalan bölümde ve 7 numaralı hattın batısında kalan bölümde, diğer bölümlerle kıyaslandığında, deniz seviyesine en yakın seviyelerine ulaşmış olduğu görülmektedir (1.5-2 sn aralığı). 1, 5 ve 14 numaralı hatların oluşturduğu bu birleşik hat, Ross ve diğ. (1974a)’nin gerçekleştirdikleri çalışmadaki 1 numaralı hat ile neredeyse üst üste çakışma özelliğinde olduğundan (Şekil 6.1), Ross ve diğ. (1974a)’nin çalışmalarında elde etmiş oldukları sismik kesitle, bu çalışma da elde edilen birleşik sismik kesitin karşılaştırması da gerçekleştirilmiştir.

Tüm sismik hatların yorumlanması aşamaları tamamlandıktan sonra, oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesitleri ile doğrudan ilişkilendirilemeyen verilerin değerlendirilmesine geçilmiştir. Şekil 5.5’te verilen Bartın-1 kuyusuna ait kompozit kuyu logundan elde edilen bilgiler, kara-kıyı ötesi jeolojik kesitler oluşturulurken doğrudan kullanılamamış olsa da, kuyuda deniz seviyesinden yaklaşık olarak 3650 m kadar Eosen birimlerin kesilmiş olduğu bilgisinden yararlanılmıştır. Şekil 6.36’da verilen, 7 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Tokay (1955) tarafından verilen jeolojik kesitin kullanılmasıyla oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesitinin güney bölümlerinde yüzeyleyen birimlerin, kuzeyden güneye doğru gittikçe kalınlaşan Eosen yaşlı birimler olduğu görülmektedir. Bu kesitin güney bölümünün yaklaşık olarak 15 km doğusunda kalan Bartın-1 kuyusunda da, kalın bir Eosen istifinin kesilmiş olması, bu kesitin güney bölümlerinde de Eosen yaşlı birimlerin benzer kalınlık değerlerine ulaşmış olabileceği fikrini vermektedir. Şekil 5.4’te verilen Ulus-1 kuyusuna ait kompozit kuyu logundan elde edilen bilgilerle de, Şekil 5.9’da verilen Ereğli-1 kuyusuna ait kompozit kuyu logundan elde edilen bilgiler ilişkilendirilmiştir. Ereğli-1 kuyusunda 164 m kalınlığında olan Malm-Alt Kretase yaşlı birimin, Ulus-1 kuyusunda 2674 m değerlerine ulaştığı dikkat çekmektedir. Bu da, İnaltı Formasyonu olarak adlandırılan bu birimin, batıdan doğuya doğru kalınlaşmakta olduğu bilgisini ortaya koymaktadır.

7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışma, Batı Karadeniz Havzası'nın güneyinde yer alan Türkiye kıyılarında, Akçakoca ile Cide arasında kalan bölge açıklarında bulunan şelf ve yamaç bölgeleri altında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisi ile oluştuğu düşünülen fayların ve bu fayların aktiviteleriyle oluşan jeolojik yapıların ortaya çıkarıldığı bir çalışmadır. Çalışmada sunulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesitleri yardımıyla, çalışma alanı içerisinde kalan bölgede, karadaki jeolojinin deniz altında nasıl devam ettiğine dair bilgiler sunulmaktadır.

Çalışma kapsamında kullanılan deniz yansıma sismiği verilerinin özellikleri, ele alındığında (ayrımlılık, penetrasyon, vb.), 10 adet hava tabancasının oluşturduğu sismik enerjinin kaynak olarak kullanıldığı ve 900 m uzunluğunda 72 kanallı bir streamer'in alıcı olarak kullanıldığı bu çalışmanın, orta-seviye penetrasyona (~birkaç bin metre) sahip olduğu görülmektedir. Bu çalışmada toplanan sismik veriler, yüksek-orta ayrımlılığa sahip olma özelliğindedir (Şekil 4.35). İncelenmesi planlanan derinlik açısından bakıldığında, bu çalışma için, baskın frekansın daha düşük olarak elde edilebileceği daha fazla sayıdaki büyük hacimli hava tabancalarının oluşturacağı sismik enerji ve katlama sayısının artırılabilmesi daha uzun olan bir streamer ile yapılabilecek bir çalışmayla, daha düşük ayrımlılıkla olsa bile daha derin bölgelerin incelenbilmesi mümkün olabilirdi.

Bu çalışmada, verilerin kayıt uzunluğu 8192 ms'dir. Kayıt uzunluğunun, çalışmada hedeflenen derinlik için uygun olduğu düşünülebilir fakat kullanılan sismik kaynağın gücünün, hedef derinliğe inecek kadar büyük olmaması durumunda, yalnızca gürültüden oluşan fazladan veri kaydedilmiş olmaktadır. Bu duruma bağlı olarak, bu çalışma sonucu elde edilen kesitlerde, özellikle deniz tabanı tekrarlı yansımasının da etkili olmaya başladığı derinlikler göz önüne alınarak, sağlıklı bilgi alınamayan 6000 ms'nin altındaki bölüm kesilerek, bu bölgelere ait veriler sunulmamıştır. Alıcı açısından baktığımızda da, kısa streamer kullanılması ve buna bağlı olarak düşük katlama sayısına sahip olunması, sismik veriden yapılan hız analizinin doğruluğunu ve ayrımlılığını da etkilemektedir.

Çalışmada elde edilen kıyıya dik olarak uzanan hatlara ait sismik göç kesitleri incelendiğinde, kıyıdan uzak olan bölümlerde akustik temelin üzerinde ayırt edilen stratigrafik birimlerin ayrımlılıkları yorumlama açısından yeterli olmakla birlikte, kıyıya yakın bölgelerde tekrarlı yansımaların, kesitin büyük bir bölümünü örtmesi sebebiyle, yorumlama açısından istenmeyen bir durum oluşmuştur. Bu durum özellikle kıyıya yakın bölgelerde stratigrafinin açıkça ortaya konamamasına ve deniz tabanının altında bulunan akustik temelin karaya doğru nasıl devam ettiğine dair sağlıklı bilgi sunulamamasına neden olmuştur. Kesitlerde, kuyu verilerinden elde edilen bilgiler ışığında yapılan yorumlamalarda, stratigrafik seviyelerden Kretase biriminin üst bölümünün çalışma alanı genelinde akustik temeli temsil etmekte olduğu belirlenmiştir. Tekrarlı yansımaların belirli bir seviyeden itibaren bu Kretase biriminin alt bölümlerini ve daha derinde gözlemlenebilecek sismik arayüzeyleri örtmesinden dolayı, gözlemlenebilen Üst Kretase birimlerinin altındaki stratigrafik seviyelerin ayırt edilebilmesine imkân olmamıştır.

Çalışma alanının bulunduğu bölgede daha önceden özellikle kütle kayması, gaz hidratlar ve tabana benzeyen yansıtıcı (Bottom Simulating Reflector-BSR), sedimantasyon, deniz-seviyesi değişimleri ve Messiniyen olayları gibi farklı konular üzerine odaklanmış deniz yansıma sismiği çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada da, İstanbul Zonu ve Sakarya Zonu'nun İç-Pontid Süturu boyunca olan çarpışmaları sonrası Pontidler boyunca Orta Eosen'den itibaren gelişmiş olan kıvrım ve bindirme kuşağını temsil eden jeolojik yapıların (kuzeye ve güneye verjanslı bindirmeler ve kıvrım yapıları) detaylı biçimde sunulduğu bir çalışma olma özelliğindedir. Nikishin ve diğ. (2015a) çalışmalarında, Batı Pontidlerin, Geç Eosen ve Erken Oligosen zamanlarında kıvrımlandıklarını ve Karadeniz'e doğru bindirdiklerini (Okay ve diğ., 2001; Sunal ve Tüysüz, 2002; Cavazza ve diğ., 2011) vurgulamışlar, bu kıvrım-ve-bindirme kuşağının tabanda bir sıyrılma yüzeyi ile ayrılmakta olduğunu (Sunal ve Tüysüz, 2002) belirtmişlerdir. Çalışmada vurguladıkları diğer bir konu ise, Maykop çökelleri tarafından örtülmüş olduğunu ifade ettikleri bu kıvrım ve bindirme yapıları ile sıyrılma yüzeyinin, çalışma yaptıkları hatlara ait sismik kesitlerde görülememiş olmasıdır. Bu çalışmada, kıyıya dik olarak uzanan hatlara ait oluşturulan zaman ortamı sismik göç kesitlerinden, Mitra (1986) tarafından tanımlanan bindirme modellerinden, aralarındaki uzaklıklar az olan birçok bindirme fayından oluşmuş dilimli fay sistemlerini temsil eden modele benzerlik gösteren yapılara görsel örnekler vermek

mümkün olmuştur. Sismik göç kesitlerinden elde edilen bu görüntüler, çalışma alanını etkileyen sıkışmalı tektonik rejimin varlığının açıklığa kavuşturulması için oldukça faydalı ipuçları vermektedir.

Sismik kesitlerde, gösterdikleri farklı yansıma karakterlerinden ötürü, temel kaya ve üzerinde örtülü olan ince ve genç çökellerden oluşan birimler kolaylıkla ayırt edilebilmiştir. Düzensiz yansıma şekilleri gösteren ve temel kayası olduğu düşünülen Kretase yaşlı birimlerin üzerini örten birimlerin jeolojik yaşlandırmaları, Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyularının kompozit logundan faydalanılarak gerçekleştirilmiştir. Kesitler incelenirken, Kretase yaşlı birimlerin içerisinde birçok küçük ölçekli normal faylar ayırt edilmiştir. Bu faylar, sismik kesitlerde Kretase yaşlı birimlerin üzerini örten Eosen yaşlı birimlerin içerisinde ayırt edilen dilimli yapıdaki bindirme faylarından (imbricate thrust faults) farklı özellikler göstermektedir.

Sismik göç kesitlerinden yararlanılarak oluşturulan jeolojik kesitlerin kıyıya yakın olan kesimlerinde, Eosen birimleri içerisinde bulunan (sismik kesitlerde Pliyosen sınırından itibaren gözlemlenemeyen) ve dilimli yapı özelliği gösteren bindirme fayları işaretlenmiştir. Bu fayların fay düzlem açıları kuzeye doğru azalmaktadır ki bu özellikleri de fayların tabandan bir sıyrılma fayına (detachment fault, décollement) bağlandıklarını göstermektedir. Sismik kesitlerde sıyrılma fayının bulunduğu düşünülen bölümler, tekrarlı yansımalar tarafından örtüldüğünden dolayı sıyrılma fayının ayırt edilmesi pek mümkün olamamıştır. Dilimli yapı gösteren bindirme faylarının tabanındaki sıyrılma fayının konumu, oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesitlerde, tahmini olarak (kesikli çizgilerle) işaretlenmiştir. Sıyrılma fayı, oluşturulan kara-kıyı ötesi kesitlerinden de görülebileceği gibi, Kretase yaşlı birimlerin içerisinden geçerek Eosen yaşlı birimler içerisinde bulunan bindirme faylarının tabanına doğru uzanmaktadır.

03 Eylül 1968 Bartın Depremi'nin odağına en yakın hat olan 11 numaralı hatta ait kara-kıyı ötesi jeolojik kesit (Şekil 6.47) incelendiğinde, depremin odak derinliğinin (~4-5 km aralığında) sıyrılma fayının bulunduğu düşünülen derinliklere yakın bir bölümde yer aldığı görülmektedir. Bu sebeple, Bartın Depremi'nin oluşumunun, sıyrılma fayı üzerinde gelişmiş olan bir bindirme fayının hareketine bağlı olarak gerçekleşmiş olduğu düşünülmektedir. Mitra (1986) tarafından tanımlanan bindirme modellerindeki biçimde gelişmiş olması söz konusu olan sıyrılma fayının tabanından geçtiği bu bindirme fayının, özellikle depremin odak mekanizması çözümü de göz

önüne alınınca, Karadeniz kıyısına paralel olarak uzanan kuzeye verjanslı bir fay özelliğinde olması muhtemeldir. Bu bindirme fayı, sismik kesitte deniz tabanı tekrarlı yansımalarının üzerini örtmesinden dolayı ayırt edilememiştir.

Sismik kesitlerden yararlanılarak oluşturulan jeolojik kesitler ve önceki çalışmalardan elde edilen jeolojik kesitlerin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesitlerinde, kıyıya yakın kesimlerde yüzeylemiş olan jeolojik birimlerin çoğunlukla Kretase'den daha yaşlı birimler olduğu dikkat çekmektedir. Bu kesitler, karadaki daha yaşlı birimlerin genç birimler üzerine bindirmesi ve Batı Karadeniz Havzası'nın güney ve güneybatı bölümleri boyunca oluşmuş olan sıkışma, bindirme ve yükselme olaylarının sonuçları hakkında faydalı bilgiler sunmaktadır. Bu çalışmada elde edilen sonuçlar, Karadeniz'in K-G yönlü olarak sıkışmakta olduğu düşüncesini destekler nitelikte bir çalışmadır.

Bu çalışmada kullanılan Karadeniz kıyısına dik olarak uzanan sismik hatların sayısı, çalışma alanı için detaylı ve sağlıklı bir fay haritasının oluşturulması açısından yeterli değildir. Bu bölgeye ait detaylı bir fay haritası oluşturulabilmesi için hatların sık aralıklı olduğu 2B veya tercihen 3B deniz yansıma sismiği çalışmalarının gerçekleştirilmesi gerekmektedir. Ayrıca bölgedeki derin yapının daha detaylı olarak ortaya çıkarılabilmesi için, karada da yapılması gerekli olan sismik yansıma çalışmalarından elde edilecek sonuçlar ile denizde yapılacak olan çalışmalardan elde edilen sonuçların bir arada değerlendirilmesi önerilmektedir. Böylece bu çalışmada oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesitlerine kıyasla, derin yapı hakkında daha sağlıklı bilgiler verecek olan bir çalışmanın gerçekleştirilmesi mümkün olacaktır.

KAYNAKLAR

- Akbaş, B., Altun, İ.E. ve Aksay, A.** (2002). *1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Zonguldak E28 Paftası*. Ankara : Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları.
- Akman, Ü.** (1992). *Amasra-Arıt arasındaki jeolojisi*, (Doktora Tezi), Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Yaşar, D., İşler, F.I. & Marsh, S.** (2002). Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for non-catastrophic variations in sea-level during the last ~10 000 yr. *Marine Geology*, 190, 61-94.
- Akyol, Z., Arpat, E., Erdoğan, B., Göğer, E., Güner, Y., Şaroğlu, F., ... Uysal, Ş.** (1974). *1/50.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Serisi, Zonguldak E29 a, E29 b, E29 c, E29 d, Kastamonu E30 a, E30 d*. Ankara : Maden Tetkik Arama Enstitüsü Yayınları.
- Albertin, U., Kapoor, J., Randall, R., Smith, M., Brown, G., Soufleris, C., ... Kemme, M.** (2002). The time for depth imaging. *Oilfield Review*, 14(1), 2-15.
- Algan, O., Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Alpar, B., Güneysu, C., ... Ongan, D.** (2002). A high-resolution seismic study in Sakarya Delta and Submarine Canyon, southern Black Sea shelf. *Continental Shelf Research*, 22, 1511-1527.
- Alişan, C. & Derman, A.S.** (1995). The first palynological age, sedimentological and stratigraphic data for Çakraz Group (Triassic), Western Black Sea, In: A. Erler, T. Ercan, E. Bingöl and S. Örcen (Eds.), *Geology of the Black Sea Region* (pp.93-98). Ankara: General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers.
- Alpar, B., Danişman M.A., Gökaşan, E., Doğan, E., Gainanov, V. & Zverev, A.** (1997). Design of a single channel high resolution digital seismic system and some geological results. *Journal of the Black Sea/Mediterranean Environment*, 3, 49-63.
- Alpar, B. & Gainanov, V.** (2004). New shallow seismic data from the southwestern Black Sea shelf; implications for recent sea-level fluctuations. *Journal of the Black Sea/Mediterranean Environment*, 10, 5-20.
- Alpar, B. & Yüce, H.** (1998). Sea-level variations and their interactions between the Black Sea and the Aegean Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46, 609-619.

- Alptekin, Ö., Nabelek, J.L. & Toksöz, M.N.** (1986). Source mechanism of the Bartın Earthquake of September 3, 1968 in Northwestern Turkey: Evidence for active thrust faulting at the Southern Black Sea margin. *Tectonophysics*, 122, 73-88.
- Altınok, Y., Alpar, B., Özer, N. & Aykurt, H.** (2011). Revision of the tsunami catalogue affecting Turkish coasts and surrounding regions. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(2), 273-291.
- Anderson, E.M.** (1951). *The Dynamics of Faulting and Dike Formation with Application to Britain*, 2nd Edition. Edinburgh : Oliver and Boyd Publ.
- Andrusov, N.I.** (1890a). O neobkhodimosti glubokovodnykh issledovaniy Chernogo morya (Need for deep-water investigations in the Black Sea). *Izvestiya Imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*, 26, 171-185.
- Andrusov, N.I.** (1890b). Preliminary report on participation in the Black Sea deepwater expedition. *Izvestiya Imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*, 26(5), 398-409.
- Arkhangel'sky, A.D. & Strakhov, N.M.** (1932). Geologicheskoe istoria Chernogo morya (Geological history of Black Sea). *Moskov. Obshch. Ispytateley Prirody Byull. Otdel Geol.*, 10(1), 3-104.
- Arkhangel'sky, A.D. & Strakhov, N.M.** (1938). Geologicheskoe stroyeniye i istoria razvitiya Chernogo morya (Geological structure and history of the evolution of the Black Sea). *Izdat. Akad. Nauk. S.S.S.R.*, 226.
- Avcı, M.** (1988). *Sakarya-Amasra-Cide kıyı ve kıyı ötesi sedimanları üzerine genç tektoniğin etkisi*, (Yüksek Lisans Tezi), Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir, 69 s.
- Aydın, M., Sarıaltın, İ. ve Usta, H.** (1990). *Ereğli-1 Kompozit Kuyu Logu*. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu Trakya Bölge Jeoloji Müdürlüğü. No: 2201/171-N.
- Aydın, M., Serdar, H.S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O. ve Özçelik, Y.** (1987). Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 30(1), 1-14.
- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, İ., Üngör, A., ... Kasar, S.** (1986). Ballıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 29(2), 1-16.
- Aydın, M., Türker, M., Emiroğlu, H. ve Sarıaltın, İ.** (1988). *Filyos-1 Kompozit Kuyu Logu*. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu Trakya Bölge Jeoloji Müdürlüğü. No: 2006/154-C.
- Bacon, M., Simm, R. & Redshaw, T.** (2003). *3-D Seismic Interpretation*. Cambridge : Cambridge University Press.

- Badley, M.E.** (1985). *Practical Seismic Interpretation*. Boston : International Human Resources Corporation Publishers.
- Barclay, F., Bruun, A., Rasmussen, K.B., Camara Alfaro, J., Cooke, A., Cooke, D., ... Roberts, R.** (2008). Seismic Inversion: Reading Between the Lines. *Oilfield Review*, 20(1), 42-63.
- Barka, A.A. ve Sütçü, İ.F.** (1993). Sinop Yarımadası çevresindeki Geç Pleyistosen (Karangat) çökellerinin özellikleri ve tektonik yorumu. *Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri* (17-19 Kasım 1993, İstanbul Teknik Üniversitesi), 41-43.
- Boccaletti, M., Manetti, P. & Peccerillo, A.** (1974). Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan arcs. *Earth and Planetary Science Letters*, 23, 193-198.
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A. & Stanisheva-Vassileva, G.** (1978). Late Cretaceous high-potassium volcanism in Eastern Srednogie, Bulgaria. *Geological Society of American Bulletin*, 89, 439-447.
- Camara Alfaro, J.C., Corcoran, C., Davies, K., Gonzalez Pineda, J.F., Hill, D., Hampson, G., ... Kragh, E.** (2007). Reducing Exploration Risk. *Oilfield Review*, 19 (1), 26-43.
- Cavazza, W., Federici, I., Okay, A.I. & Zattin, M.**, (2011). Apatite fission-track thermochronology of the Western Pontides (NW Turkey). *Geological Magazine*, 149(1), 133-140.
- Chekunov, A.V., Pustovitenko, B.G. & Kul'chitskiy, V.E.** (1994). Seismicity and deep tectonics of the Black Sea depression and its margins. *Geotectonics*, 28(3), 221-225.
- Çifçi, G., Dondurur, D. & Ergün, M.** (2002). Sonar and High Resolution Seismic Studies in the Eastern Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11, 61-81.
- Çifçi, G., Dondurur, D. & Ergün, M.** (2003). Deep and shallow structures of large pockmarks in the Turkish shelf, Eastern Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 23, 311-322.
- Damcı, E.** (2004). *Bartın-Amasra Açıklarında Deniz Sismiği Verilerinin Derinlik Ortamında Göç Uygulamaları ve Bölge Jeolojisi ile İlişkilendirilmesi*, (Yüksek Lisans Tezi), İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Damcı, E., Demirbağ, E. ve Sarıkavak, K.** (2004). Bartın-Amasra açıklarında deniz sismiği verilerinin değerlendirilmesi. *Türkiye 16. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi, Bildiri Özetleri Kitabı*, 171-175, Ankara : MTA Kültür Sitesi, 7-10 Aralık.
- Demirbağ, E., Gökaşan, E. Oktay, F.Y., Simsek, M. & Yüce, H.** (1999). The last sea level changes in the Black Sea: evidence from the seismic data. *Marine Geology*, 157, 249-265.

- Derman, A.S. ve Özçelik, Y.** (1993). Batı Karadeniz Bölgesi'ndeki Paleozoyik birimlerinin stratigrafisi, sedimentolojik özellikleri ve yörenin muhtemel paleocoğrafik evrimi. *A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu Bildiriler Kitapçığı* (sf. 11-20), Ankara: Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 2-5 Eylül.
- Derman, A.S. & Sayılı, A.** (1995). İnaltı Formation: a key unit for regional geology, *In: A. Erler, T. Ercan, E. Bingöl and S. Örçen (Eds.), Geology of the Black Sea Region* (pp.99-103). Ankara: General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers.
- Dondurur, D.** (2009). *Deniz Sismiğinde Veri-İşlem*. Ankara : TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları.
- Dondurur, D. & Çifçi, G.** (2007). Acoustic structure and recent sediment transport processes on the continental slope of Yeşilırmak River fan, Eastern Black Sea. *Marine Geology*, 237, 37-53.
- Dondurur, D. & Çifçi, G.** (2009). Anomalous strong reflections on high resolution seismic data from the Turkish shelf of the Eastern Black Sea: Possible indicators of shallow hydrogen sulphide-rich gas hydrate layers. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(2), 299-313.
- Dondurur, D., Küçük, H.M. & Çifçi, G.** (2013). Quaternary mass wasting on the western Black Sea margin, offshore of Amasra. *Global and Planetary Change*, 103, 248-260.
- Dondurur, D., Özel, Ö., Çifçi, G. Gürçay, S., Küçük, H.M., Er, M. ve Okay, S.** (2012). Batı Karadeniz kıtasal yamacından bir resif yapısının sismik analizi. *Jeofizik*, 16, 3-15.
- Ergün, M., Dondurur, D. & Çifçi, G.** (2002). Acoustic evidence for shallow gas accumulations in the sediments of the Eastern Black Sea. *Terra Nova*, 14(5), 313-320.
- Erinç, S. ve İnandık, H.** (1955). Les Dépôts pléistocènes observés sur la côte Nord de la Turquie. *Review of the Geographical Institute of the University of İstanbul*, 2, 85-92.
- Eva, C., Riuscetti M. & Slejko D.** (1988). Seismicity of the Black Sea Region. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30, 53-65.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. & Xuan, Z.** (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30, 197-324.
- Flood, R.D., Hiscott, R.N. & Aksu, A.E.** (2009). Morphology and evolution of an anastomosed channel network where saline underflow enters the Black Sea. *Sedimentology*, 56, 807-839.
- Fossen, H.** (2010). *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press.

- Garkalenko, I.A.** (1970). The deep-seated crustal structure in the Western part of the Black Sea and adjacent areas: Seismic reflection measurement. *Tectonophysics*, 10, 539-547.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S.** (1984). Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 19, 53-80.
- Geophysics Study Committee** (1986). Overview and recommendations. In: *Active Tectonics (Studies in Geophysics)*. National Academy Press, Washington D.C., ISBN 0-309-03638-0, 266 p.
- Gillet, H., Lericolais, G. & Rehault, J.-P.** (2007). Messinian event in the black sea: Evidence of a Messinian erosional surface. *Marine Geology*, 244, 142-165.
- Gillet, H., Lericolais, G., Rehault, J.-P. & Dinu, C.** (2003). The Oligo-Miocene stratigraphy and the Messinian erosional surface in Black Sea, high-resolution seismic stratigraphy. *Comptes Rendus Geoscience*, 335, 907-916.
- Goncharov, V.P., Neprochnova, A.F. & Neprochnov, Yu.P.** (1966). Geomorfologiya dna i glubinnoye stroyeniye Chernogo morya vpadiny (Geomorphology of the floor and deep structure of the Black Sea basin), In: *Glubinnoye stroyeniye Kavkaza (Deep structure of the Caucasus)*. Izd. Nauka, Moscow, 135-146.
- Göktaşan, E.** (1996). Anadolu'nun Karadeniz kıyılarının neotektoniğine bir yaklaşım. *Yerbilimleri, Geosound*, 29, 99-109.
- Görür, N.** (1988). Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 147, 247-262.
- Görür, N., Çağatay, N.M., Emre, Ö., Alpar, B., Sakıncı, M., İslamoğlu, Y., ... Karlık, G.** (2001). Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth? *Marine Geology*, 176, 65-73.
- Graham, R., Kaymakci, N. & Horn, B.W.** (2013). The Black Sea: Something different? *GEO ExPro*, 10, 57-62.
- Güner, A.** (1989). *Amasra-1 Kompozit Kuyu Logu*. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu. No: 2131/136-K.
- Güner, A. ve Aydın, M.** (1987). *Ulus-1 Kompozit Kuyu Logu*. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu. No: 1835/151-E.
- Hiscott, R.N. & Aksu, A.E.** (2002). Late Quaternary history of the Marmara Sea and Black Sea from high-resolution seismic and gravity-core studies. *Marine Geology*, 190, 261-282.
- Horne, D.F.** (1988). *Measuring Systems and Transducers for Industrial Applications*. Bristol : IOP Publishing Ltd.
- İlgar, A.** (2014). Sedimentary record of mid-Miocene seismotectonic activity in the Sinop Peninsula, north-central Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23, 16-30.

- IOC, IHO & BODC** (2003). Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans, British Oceanographic Data Centre, Liverpool, U.K.
- ISC** (2017). *International Seismological Centre, On-line Bulletin*, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2017.
- İnandık, H.** (1956). Sinop-Terme arasındaki kıyıların morfolojik etüdü. *Türkiye Coğrafya Dergisi*, 15-16, 21-41.
- İşcan, Y., Ocakoğlu, N., Kılıç, F. ve Özel, A.O.** (2017). Cide-Sinop açıkları'nın çok kanallı sismik yansıma verileri ile araştırılması. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 28(1-2), 47-56.
- İşcan, Y., Ocakoğlu, N., Kılıç, F. & Özel, A.O.** (2019). Active tectonics of offshore Cide–Sinop (southern Black Sea shelf): from seismic and multibeam bathymetry data. *Geo-Marine Letters*, 39, 279-294.
- Jackson, J. & McKenzie D.P.** (1984). Active tectonics of the Alpine–Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77(1), 185-264.
- Jaoshvili, S.** (2002). *The Rivers of the Black Sea*. Technical Report 71, European Environment Agency, Copenhagen, Denmark, 58 p.
- Kalafat, D.** (2016). Türkiye ve çevresi denizlerinde depremsellik. *Türkiye Deniz Bilimleri Konferansı, Bildiri Özleri Kitabı*, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Kültür ve Kongre Merkezi, 31 Mayıs-3 Haziran 2016, Ankara, 149-150.
- Kalafat, D.** (2017). Seismicity and Tectonics of the Black Sea. *International Journal of Earth Science and Geophysics*, 3:011.
- Kalafat, D.** (2018). An Overview of the Seismicity and Tectonics of the Black Sea. In: D'Amico S. (ed.) *Moment Tensor Solutions: A Useful Tool for Seismotectonics*. Springer Natural Hazards. Springer, Cham, 573-588.
- Kalafat, D. ve Toksöz, N.M.** (2015). Karadeniz'in yakın dönem depremselliğine ve sismotektoniğine genel bir bakış. *ATAG 19 Aktif Tektonik Araştırma Grubu Toplantıları Bildiri Özleri Kitabı*, Sakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 7-9 Ekim 2015, Sakarya, 71.
- Kalafat, D. & Toksöz, N.M.** (2016). Seismicity and tectonics of the Black Sea. *Japan Geoscience Union Meeting, Abstracts Book*, SMP13-P04, Makuhari Messe, Chiba, May 22-26, 2016.
- Kaya, O., Dizer, A., Tansel, İ. ve Meriç, E.** (1982/1983). Ereğli (Zonguldak) alanının Kretase stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 99/100, 19-33.

- Keller, E.A., Gurrola, L. & Tierney, T.E.** (1999). Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding. *Geology*, 27, 515-518.
- Keller, E.A. & Pinter, N.** (1996). *Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape*. New Jersey : Prentice-Hall.
- Keller, E.A. & Pinter, N.** (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, 2nd Edition, Prentice Hall Earth Science Series*, New Jersey : Prentice-Hall.
- Keller, E.A., Zepeda, R.L., Rockwell, T.K., Ku, T.L. & Dinklage, W.S.** (1998). Active tectonics at Wheeler Ridge, southern San Joaquin Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 298-310.
- Kerey, I.E.** (1982). *Stratigraphical and sedimentological studies of Upper Carboniferous rocks in northwestern Turkey*, (Ph.D. Thesis), Keele University, UK.
- Kerey, I.E., Kelling, G. & Wagner, R.H.** (1986). An outline stratigraphy and palaeobotanical records from the middle Carboniferous rocks of northwestern Turkey. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 55, 203-216.
- Keskin, M. & Tüysüz, O.** (2018). Stratigraphy, petrogenesis and geodynamic setting of Late Cretaceous volcanism on the SW margin of the Black Sea, Turkey. In: Simmons, M.D., Tari, G.C. and Okay, A.I. (eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea*. Geological Society, London, Special Publications, 464, 95-130. <https://doi.org/10.1144/SP464.9>.
- Ketin, İ.** (1966). Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 66, 23-34.
- Ketin, İ. ve Abdüsselamoğlu, Ş.** (1969). Bartın depreminin etkileri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 12(1-2), 66-76.
- Ketin, İ. ve Gümüş, A.** (1963). Sinop-Ayancık güneyinde üçüncü bölgeye dahil sahaların jeolojisi hakkında rapor. (2. Kısım: Jura ve Kretase formasyonlarının etüdü) (Rapor No. 288). Ankara : Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Raporu.
- Konerding, P.** (2008). *Quaternary tectonics and seismic stratigraphy of the western Black Sea shelf*, (Ph.D. Thesis), Faculty of Mathematics, Informatics and Natural Sciences, Department of Earth Sciences, University of Hamburg, Hamburg, 168 p.
- Konuk Y.T., Ergün M., Avcı M. & Duman M.** (1991). The effects of neotectonic movements on the recent sedimentation of the SW Black Sea. In: İzdar, E. and Murray J.W. (eds.), *Black Sea Oceanography, NATO ASI Series*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 389-400.
- Koral, H.** (2007a). Modes, rates and geomorphological consequences of active tectonics in the Marmara Region, NW Turkey - A critical overview based on seismotectonic field observations, *Quaternary International*, 167-168, 149-161.

- Koral, H.** (2007b). Sea-level changes modified the Quaternary coastal lines in the Marmara Region, Northwestern Turkey: What about tectonic movements? In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A., Panin, N., and Dolukhanov, P. (eds.) *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement*, Springer-Verlag, New York, 571-601.
- Korucu, Ö., Sipahioğlu, N.Ö., Aktepe, S. & Bengü, E.** (2013). Correlation of Neogene Sequence in Western-Central Part of Turkish Black Sea Based on Ultra-Deep Well Data. *19th International Petroleum and Natural Gas Congress and Exhibition of Turkey*, May 15-17, 2013, Abstracts & Proceedings Book, 291-294.
- Kosminskaya, I.P.** (1961). The deep crustal structure of the Black Sea, the Caspian Sea, the Sea of Japan, the Barents and the Sea of Okhotsk depressions by the seismic data. *Byul. Mosk. Obshchestva Ispytatelei Prirody, Otd. Geol.*, 6.
- KRDAE, 2016.** 15 Ekim 2016 Karadeniz Depremi Basın Bülteni, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve DAE., Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi, İstanbul.
- Kudo, K.** (1983). Seismic source characteristics of recent major earthquakes in Turkey. In: Ohta, Y. (eds), *A Comprehensive Study on Earthquake Disasters in Turkey in View of Seismic Risk Reduction*. Hokkaido University, Sapporo, Japan, 23-66.
- Kuşçu, İ., Parke, J.R., White, R.S., McKenzie, D., Anderson, G.A., Minshall, T.A., ... Şengör, A.M.C.** (2004). Active slumping offshore Amasra (Southwest Black Sea) and its relation with regional tectonics. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 128, 27-47.
- Küçük, H.M.** (2016). *Batı Karadeniz Zonguldak-Amasra Açıklarında Gaz ve Gaz Hidratların Jeolojik ve Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması*. (Doktora Tezi). Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Küçük, H.M. & Dondurur, D.** (2011). Shallow Gas and BSR distributions offshore of Zonguldak - Kozlu region, Central Black Sea. *3rd International Symposium of the Geology of the Black Sea Region*, Bucharest, Romania : October 1-10.
- Lericolais, G., Guichard, F., Morigi, C., Popescu, I., Bulois, C., Gillet, H., & Ryan, W.B.F.** (2011). Assessment of Black Sea water-level fluctuations since the Last Glacial Maximum, In: Buynevich, I.V., Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., and Martin, R.E. (eds.), *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis*. Geological Society of America, Special Paper 473, 33-50.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L. & Sungurlu, O.** (1977). The Black Sea: A marginal basin geophysical and geological data. In: Biju-Duval, B. and Montadert, L.

(eds.), *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins*, Editions Technip, Paris, 363-376.

- Letouzey, J., Gonnard, R., Montadert, L., Kristchev, K. & Dorkel, A.** (1978). Black Sea: Geological setting and recent deposits distribution from seismic reflection data. In: Ross, D.A., Neprochnov, Yu.P., Hsü, K.J. et al. (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol.42, Part 2*, Washington (U.S. Government Printing Office), 1077-1084.
- Malovitsky, Ya.P. & Neprochnov, Yu.P.** (1966). Sopotavleniye seysmicheskikh i gravimetricheskikh dannyykh o stroyenii zemnoy kory Chernomorskoy vpadiny (Comparison of seismic and gravimetric data on the crustal structure of the Black Sea Basin). In: Magnitskiy, V.A. et al. (eds.), *Stroyeniye Chernomorskoy vpadiny (The Structure of the Black Sea Basin)*, Izd. Nauka, Moscow, 5-16.
- Malovitsky, Ya.P., Neprochnov, Yu.P., Garkalenko, I.A., Starskinov, E.A., Milashina, K.G., Komornaya, M.Ya., ... Sedov, V.V.** (1969a). Stroyeniye zemnoy kory v zapadnoy chasti Chernogo morya (Structure of the earth's crust in the western part of the Black Sea). *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 186(4), 905-907.
- Malovitsky, Ya.P., Uglov, B.D. & Osipov, G.V.** (1969b). Geomagnitnoye pole Chernomorskoy vpadiny (Geomagnetic field of the Black Sea depression). *Akad. Nauk. Ukr. S.S.R. Geofiziki, Geofiz. Sbornik.*, 32, 28-38.
- Manetti, P., Boccaletti, M. & Peccerillo, A.** (1988). The Black Sea: remnant of a marginal basin behind the Srednogie-Pontides island arc system during the Upper Cretaceous-Eocene times. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30, 39-51.
- Manetti, P., Peccerillo, A. & Poli, G.** (1979). REE distribution in Upper Cretaceous calc-alkaline and shoshonitic volcanic rocks from Eastern Srednogie (Bulgaria). *Chemical Geology*, 26, 51-63.
- McKenzie, D.P.** (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Menlikli, C., Demirer, A., Sipahioğlu, Ö., Körpe, L. & Aydemir, V.** (2009). Exploration plays in the Turkish Black Sea. *The Leading Edge*, 28(9), 1066-1075.
- Mindeli, P.Sh., Neprochnov, Yu.P. & Pataraya, Ye.I.** (1965). Opredeleniye oblasti otsutstviya granitnogo sloya v Chernomorskoy vpadine po dannym GSZ i seysmologii (Granite-free area in Black Sea trough, from seismic data). *Akad. Nauk SSSR Izv. Ser. Geol.*, 2, 7-15.
- Mitra, S.** (1986). Duplex structures and imbricated thrust systems: Geometry, structural position and hydrocarbon potential. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70, 1087-1112.

- Mitra, S.** (1990). Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 921-945.
- Moore, E.M. & Twiss, R.J.** (1995). *Tectonics*. W.H. Freeman and Company, New York, ISBN 0-7167-2437-5, 415 p.
- Munteanu, I., Diviacco, P., Sauli, C., Dinu, C., Burca, M., Panin, N. & Brancatelli, G.** (2018). New Insights into the Black Sea Basin, in the Light of the Reprocessing of Vintage Regional Seismic Data. In: Finkl, C.W. & Makowski, C. (eds.), *Diversity in Coastal Marine Sciences, Coastal Research Library*, 23, Springer International Publishing, 91-114.
- Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C. & Cloetingh, S.** (2011). Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin, *Tectonics*, 30, TC5004.
- Muratov, M.V. & Neprochnov, Yu.P.** (1967). Stroyeniye dna Chernomorskoy kotloviny i yeye proiskhozhdeniye (Structure of Black Sea basin and its origin). *Moskov. Obshch. Ispytateley Prirody Byull. Otdel Geol.*, 42(5), 40-59.
- Neprochnov, Yu.P.** (1962). Rezul'taty glubinnogo seysmicheskogo zondirvaniya na Chernom more (On results of deep seismic sounding in the Black Sea), In: *Glubinnoye seysmicheskoye zondirovaniye zemnoy kory v S.S.S.R. (Deep seismic sounding of the earth's crust in the USSR)*: Gostoptekhizdat, Leningrad, 271-281.
- Neprochnov, Yu.P.** (1978). Underway Geophysical Measurements, Leg 42B. In: Ross, D.A., Neprochnov, Yu.P., Hsü, K.J. et al. (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol.42, Part 2*, Washington (U.S. Government Printing Office), 1057-1064.
- Neprochnov, Yu.P., Kosminskaya, I.P. & Malovitsky, Ya.P.** (1970). Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian Seas. *Tectonophysics*, 10, 517-538.
- Neprochnov, Yu.P., Neprochnova, A.F., Zverev, S.M. & Mironova, V.I.** (1967). Deep seismic sounding of the earth's crust in the central part of the Black Sea depression. In: Zverev, S.M. (ed.), *Problems in Deep Seismic Sounding*. Gostoptekhizdat, Leningrad, 271 p.
- Neprochnov, Yu.P., Neprochnova, A.F., Zverev, S.M., Mironova, V.I., Bokuni, R.A. & Chekunov, A.V.** (1964). Novyye dannye o stroyeniye zemnoy kory Chernomorskoy vpadiny k yugu ot Kryma (Fresh information on the crustal structure of the Black Sea trough south of the Crimea). *Dok. Akad. Nauk. S.S.S.R.*, 156(3), 561-564.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N. & Petrov, E.** (2015a). The Black Sea basins structure and history: New model

based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 638-655.

Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N. & Petrov, E. (2015b). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656-670.

Ocakoğlu, N., İşcan, Y., Kılıç, F. & Özel, O. (2018). Morphologic and seismic evidence of rapid submergence offshore Cide-Sinop in the southern Black Sea shelf. *Geomorphology*, 311, 76-89.

Okay, A.I. (1986). High-pressure/low-temperature metamorphic rocks of Turkey. In: Evans, B.W. and Brown, E.H. (eds.), *Blueschists and Eclogites*, Geological Society of America, Memoir 164, 333-348.

Okay, A.I. (1989). Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In: Şengör, A.M.C. (ed.) *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 109-115.

Okay, A.I., Sunal, G., Sherlock, S., Altiner, D., Tüysüz, O., Kylander-Clark, A.R.C. & Aygöl, M. (2013). Early Cretaceous sedimentation and orogeny: an active margin of Eurasia: Southern Central Pontides, Turkey. *Tectonics*, 32, 1-25.

Okay, A.I., Şengör, A.M.C. & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267-270.

Okay, A.I., Tansel, İ. & Tüysüz, O. (2001). Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geological Magazine*, 138(2), 117-142.

Okay, A.I. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. and Seranne, M. (eds.), *The Mediterranean Basins, Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, 156, 475-515.

Okay, S., Jupinet, B., Lericolais, G., Çifçi, G. & Morigi, C. (2011). Morphological and stratigraphic investigation of a Holocene subaqueous shelf fan, North of the Istanbul Strait in the Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 287-305.

Okyar, M. & Ediger, V. (1999). Seismic evidence of shallow gas in the sediment on the shelf off Trabzon, southeastern Black Sea. *Continental Shelf Research*, 19, 575-587.

Okyar, M., Ediger, V. & Ergin, M. (1994). Seismic stratigraphy of the southeastern Black Sea shelf from high-resolution seismic records. *Marine Geology*, 121, 213-230.

Özel, Ö., Dondurur, D., Küçük, H.M. ve Çifçi, G. (2013). Batı Karadeniz Akçakoca açıkları Kıtasal Yamacının Sismo-Akustik Yapısı: İlksel

Sonuçlar. *Türkiye 20. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi*, Antalya : 25-27 Kasım.

- Palmer, E., Bacon, J., Toygar, A.R., Uygun, S. & Menlikli, C.** (2008). A complex, deepwater seismic survey produces high quality results. *World Oil*, 229(7), 89-93.
- Peacock, K.L. & Treitel, S.** (1969). Predictive deconvolution – Theory and practice, *Geophysics*, 34(2), 155-169.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R.** (1975). Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontide chain, northern Turkey. *Bulletin Volcanologique*, 39, 1-13.
- Pirazzoli, P.A.** (2005). Tectonics and Neotectonics. In: M.L. Schwartz (ed.), *Encyclopedia of Coastal Sciences*. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Dordrecht, ISBN 978-1-4020-1903-6 924-925.
- Rangin, C, Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitoglu, B. & Görür, N.** (2002). Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise)^{1,2}. *Marine Geology*, 182, 265-278.
- Ranguelov, B.** (1996). Earthquakes and tsunami hazards in the Black Sea. *First Congress of the Balkan Geophysical Society, Abstract Book*, 23-27 September, Athens, 44-45.
- Robinson, A.G.** (1997a). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 68, 385 p.
- Robinson, A.G.** (1997b). Introduction: Tectonic elements of the Black Sea region. In: Robinson, A.G. (ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 68, 1-6.
- Robinson, A.G., Banks, C.J., Rutherford, M.M. & Hirst, J.P.P.** (1995b). Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Geological Society*, 152, 861-872.
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J. & Wiles, R.L.F.** (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13(2), 195-223.
- Robinson, A., Spadini, G., Cloetingh, S. & Rudat, J.** (1995a). Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modelling. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), 821-835.
- Ross, D.A.** (1974). The Black Sea. In: Burk, C.A. and Drake, C.L. (eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 669-682.
- Ross, D.A., Neprochnov, Yu.P., Hsü, K.J., Stoffers, P., Supko, P., Trimonis, E.S., ... Traverse, A.** (1978). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling*

Project, Vol.42, Part 2, Washington (U.S. Government Printing Office), 1244 p.

- Ross, D.A., Uchupi, E. & Bowin, C.O.** (1974a). Shallow structure of Black Sea. *In*: Degens, E.T. and Ross, D.A. (eds.), *The Black Sea, Geology, Chemistry, and Biology*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 20, 11-34.
- Ross, D.A., Uchupi, E., Prada, K.E. & MacIvaine, J.C.** (1974b). Bathymetry and microtopography of Black Sea. *In*: Degens, E.T. and Ross, D.A. (eds.), *The Black Sea, Geology, Chemistry, and Biology*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 20, 1-10.
- Saner, S., Taner, İ., Aksoy, Z., Siyako, M. ve Bürkan, K.** (1979). Karabük-Safranbolu bölgesinin jeolojisi (Rapor No. 1322). Ankara: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Raporu.
- Scott, C.L., Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J. & White, N.J.** (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin. *Geophysical Journal International*, 178, 1145-1163.
- Sercel Inc.** (2016). Marine Sources (High-performance airguns) information brochure, Carquefou Cedex, France.
- Sheriff, R.E. & Geldart, L.P.**, (1995). *Exploration Seismology*, 2nd Edition, Cambridge : Cambridge University Press.
- Shillington, D.J., Scott, C.L., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J. & White, N.** (2009). Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology*, 37(1), 7-10.
- Shillington, D.J., White, N., Minshull, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A. & Scott, C.L.** (2008). Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: A test of depth-dependent stretching models. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 360-378.
- Simm, R. & Bacon, M.** (2014). *Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook*. Cambridge : Cambridge University Press.
- Sipahioğlu, N.Ö. & Batı, Z.** (2018). Messinian canyons in the Turkish western Black Sea. *In*: Simmons, M.D., Tari, G.C. and Okay, A.I. (eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea*. Geological Society, London, Special Publications, 464, 365-387. <https://doi.org/10.1144/SP464.12>.
- Sipahioğlu, N.O., Karahanoğlu, N. & Altiner, D.** (2013). Analysis of Plio-Quaternary deep marine systems and their evolution in a compressional tectonic regime, Eastern Black Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 187-207.

- Siyako, M., Aksoy, Z., Brkan, K.A. ve Demir, O.** (1980). Zonguldak dolayının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları (Rapor No. 1536) Ankara : Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Raporu.
- Sollogub, V.B.** (1967). Results of deep seismic soundings on the territory of the Ukraine. *In: Geophysical Researches of Crustal Structure of the Southeastern Europe. Upper Mantle*, 5, 8-19.
- Spadini, G., Robinson, A.G. & Cloetingh, S.A.P.L.** (1997). Thermomechanical modeling of Black Sea Basin formation, subsidence and sedimentation. *In: Robinson, A.G. (ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir* 68, 19-38.
- Stein, R.S. & Yeats, R.S.** (1989). Hidden earthquakes. *Scientific American*, 260(60), 48-57.
- Stephenson, R. & Schellart, W.P.** (2010). The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues. *In: Sosson, M., Kaymakçı, N., Stephenson, R.A., Bergerat, F. & Starostenko, V. (eds.), Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geological Society, London, Special Publications*, 340, 11-21.
- Stewart, S.A.** (2011). Vertical exaggeration of reflection seismic data in geoscience publications 2006-2010. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 959-965.
- Suc, J.-P., Gillet, H., Çağatay, M.N., Popescu, S.-M., Lericolais, G., Armijo, R., ... Macalet, R.** (2015). The region of the Strandja Sill (North Turkey) and the Messinian events. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 149-164.
- Sunal, G.,** (1998). *Cide-Kuruaşile dolayının jeolojisi*. İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul, 96 sf.
- Sunal, G. ve Tüysüz, O.** (2001). Batı Pontidler'de Tersiyer yaşı çarpışma sonrası sıkışmalı yapıların zellikleri. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 13(1), 1-26.
- Sunal, G. & Tüysüz, O.** (2002). Palaeostress analysis of Tertiary post-collisional structures in the Western Pontides, northern Turkey. *Geological Magazine*, 139(3), 343-359.
- Suppe, J.,** (1985). *Principles of Structural Geology*. Englewood Cliffs, New Jersey : Prentice Hall Inc.
- Şen, Ş.** (2013). New evidences for the formation of and for petroleum exploration in the fold-thrust zones of the central Black Sea basin of Turkey. *AAPG Bulletin*, 97(3), 465-485.
- Şenel, M.** (2002). *1/500.000 lekli Türkiye Jeoloji Haritası Zonguldak Paftası*, Maden Tetkik ve Arama Genel Mdrlę, Ankara.

- Şengör, A.M.C.** (1979). Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279, 590-593.
- Şengör, A.M.C.** (1980). *Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları*. Türkiye Jeoloji Kurumu, Konferans Serisi, 2, 40 s.
- Şengör, A.M.C.** (1984a). *The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia*. Geological Society of America Special Papers, 195, 82 p.
- Şengör, A.M.C.** (1984b). Türkiye'nin Tektonik Tarihinin Yapısal Sınıflaması, *Türkiye Jeoloji Kurumu, 20-21 Şubat 1984 Ketin Sempozyumu*, 37-62.
- Şengör, A.M.C., Büyükaşıkoglu, S. & Canitez, N.** (1983). Neotectonics of the Pontides: implications for 'incompatible' structures along the North Anatolian Fault. *Journal of Structural Geology*, 5(2), 211-216.
- Şengör, A.M.C. & Yilmaz, Y.** (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tan, O.** (1996). 3 Eylül 1968 ($M_s = 6.6$) Bartın Depremi Fay Düzlemi Çözümü, (Lisans Tezi), İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, İstanbul, 74 s.
- Tan, O., Tapırdamaz, C. and Yörük, A.** (2008). The Earthquake Catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 405-418.
- Taner, M.T. & Koehler, F.** (1969). Velocity spectra-Digital Computer derivation and applications of velocity functions. *Geophysics*, 34(6), 859-881.
- Tari, G., Fallah, M., Kosi, W., Floodpage, J., Baur, J., Bati, Z. & Sipahioğlu, N.Ö.** (2015). Is the impact of the Messinian Salinity Crisis in the Black Sea comparable to that of the Mediterranean? *Marine and Petroleum Geology*, 66, 135-148.
- Tari, G., Fallah, M., Schell, C., Kosi, W., Bati, Z., Sipahioğlu, N.Ö., ... Kitchka, A.** (2016). Why are there no Messinian evaporites in the Black Sea? *Petroleum Geoscience*, 22, 381-391.
- Taymaz, T., Tan, O. & Genç, T.** (1999). Source parametres of September 3, 1968 Bartın (SW-Black Sea) and October 5, 1977 Kurşunlu (NAF) earthquakes from inversion of teleseismic body-waveforms. *22nd General Assembly of IUGG, IASPEI-Symposia: Seismotectonics of Eurasia ST2/E/13-A5, Abstracts Book-A*, P.A-169, The University of Birmingham, UK, July 19-30, 1999.
- Tikhomirov, V.V.** (1980). The first geological-oceanological studies of the Black Sea (N.I. Andrusov, A.D. Arkhangel'sky, N.M. Strakhov). In: Sears, M. and Merriman, D. (eds.), *Oceanography: The Past*. Springer-Verlag, New York, 306-315.
- Tokay, M.** (1952). Karadeniz Ereğlisi, Alaplı, Kızıltepe, Alacaağzı Bölgesi jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 42/43, 1-35.

- Tokay, M.** (1954/1955). Filyos Çayı Ağzı-Amasra-Bartın-Kozcağız-Çaycuma bölgesinin jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 46/47, 58-74.
- Tokay, M.** (1962). Amasra bölgesinin jeolojisi ve Karbonifer’de gravite yoluyla bazı kayma olayları. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 58, 1-21.
- TPAO** (2014). *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı 2014 Yıllık Raporu*, Ankara, 96 sf.
- TPAO** (2015). *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı 2015 Yıllık Raporu*, Ankara, 104 sf.
- TPAO/BP Eastern Black Sea Project Study Group** (1997). A promising area in the Eastern Black Sea. *The Leading Edge*, 16(6), 1001-1004.
- Türker, M. ve Dölek, T.** (1989). *Çakraz-1 Kompozit Kuyu Logu*. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu Trakya Bölge Jeoloji Müdürlüğü. No: 2154/137-A.
- Türker, M., Dölek, T. ve Özatar, A.** (1994). *Gegendere-1 Kompozit Kuyu Logu*. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu. No: 2673/192-C.
- Tüysüz, O.** (1993). Karadeniz'den Orta Anadolu'ya bir jeotravers: Kuzey Neo-Tetisin tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 5(1), 1-33.
- Tüysüz, O.** (1999). Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the Western Pontides. *Geological Journal*, 34, 75-93.
- Tüysüz, O.** (2018). Cretaceous geological evolution of the Pontides. In: Simmons, M.D., Tari, G.C. and Okay, A.I. (eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea*. Geological Society, London, Special Publications, 464, 69-94. <https://doi.org/10.1144/SP464.9>.
- Tüysüz, O., Aksay, A. ve Yiğitbaş, E.** (2004). *Batı Karadeniz Bölgesi Litostratigrafi Birimleri*. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi-1, 92 sf., Ankara.
- Tüysüz, O., Keskin, M., Natalin, B. ve Sunal, G.** (2000). İnebolu-Ağlı-Azdavay dolayının jeolojisi (Rapor No. 4250). Ankara : Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Raporu.
- Tüysüz, O., Kirici, S. ve Sunal, G.** (1997). Cide-Kurucaşile dolayının jeolojisi (Rapor No. 3736). Ankara : Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Raporu.
- Tüysüz, O., Melinte-Dobrinescu, M.C., Yılmaz, İ.Ö., Kirici, S., Švabenická, L. & Skupien, P.** (2016). The Kapanboğazı formation: a key unit for understanding Late Cretaceous evolution of the Pontides, N Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 565-581.

- Tüysüz, O., Yılmaz, İ.Ö., Švabenická, L. & Kirici, S.** (2012). The Unaz formation: a key unit in the Western Black Sea region, N Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 1009-1028.
- Tüysüz, O., Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. ve Serdar, H.S.** (1990). Orta Pontidlerde Üst Jura-Alt Kretase stratigrafisi ve tektonik anlamı. *Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler Kitapçığı*, (sf. 340-350). Ankara : Hilton Oteli Konferans Salonu, 16-20 Nisan.
- Tüysüz, O., Yiğitbaş, E. ve Serdar, H.S.** (1989). Orta Pontidlerin güney kesiminin jeolojisi, (Rapor No. 2596). Ankara : Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu Raporu.
- Usta, H.** (1988). *Bartın-1 Kompozit Kuyu Logu*. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu. No: 1982/129-J.
- Url-1** <<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/deprem-verileri/moment-tensor-cozumleri>>, erişim tarihi 15.09.2017.
- Url-2** <<http://gyro-compass.com/tr/galeri>>, erişim tarihi 10.12.2016.
- Ünal, O.T.** (1976). *Akçakoca-2 Kompozit Kuyu Logu*. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu. No: 1069/67-L.
- Ünal, O.T. ve Coşkun, B.** (1976). *Akçakoca-1 Kompozit Kuyu Logu*. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu. No: 1052/66-K.
- Wedding, H.** (1968). Das erdbeben von Bartın-Amasra am 3 September 1968. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*. 71, 68-73.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., Scharroo, R., Luis, J.F. & Wobbe, J. F.** (2013). Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS Trans. AGU*, 94, 409-410.
- Yergök, A.F., Akman, Ü., İplikçi, E., Karabalık, N.N., Keskin, I., Mengi, H., ... Çetinkaya, A.** (1987). Batı Karadeniz Bölgesi'nin jeolojisi (I), (Rapor No. 8273), Ankara : Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu.
- Yıldırım, C., Melnick, D., Ballato, P., Schildgen, T.F., Echtler, H., Erginal, A.E., ... Strecker, M.R.** (2013). Differential uplift along the northern margin of the Central Anatolian Plateau: inferences from marine terraces. *Quaternary Science Reviews*, 81, 12-28.
- Yıldırım, C., Schildgen, T.F., Echtler, H., Melnick, D. & Strecker, M.R.** (2011). Late Neogene and active orogenic uplift in the Central Pontides associated with the North Anatolian Fault: implications for the northern margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey. *Tectonics*, 30(5), TC5005.
- Yıldırım, C., Tüysüz, O. & Görüm, T.** (2019). The Sinop Peninsula: The Northernmost Part of Asia Minor. In: Kuzucuoğlu, C., Çiner, A. and

Kazancı, N. (eds.), *Landscapes and Landforms of Turkey, World Geomorphological Landscapes*, Springer Nature Switzerland AG, 265-276.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. & Şengör, A.M.C. (1997). Geology and tectonic evolution of the Pontides. *In: Robinson, A.G. (ed.) Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, AAPG Memoir 68, 183-226.

Yiğitbaş, E., Elmas, A., Sefunç, A. & Özer, N. (2004). Major neotectonic features of eastern Marmara region, Turkey: development of the Adapazarı-Karasu corridor and its tectonic significance. *Geological Journal*, 39(2), 179-198.

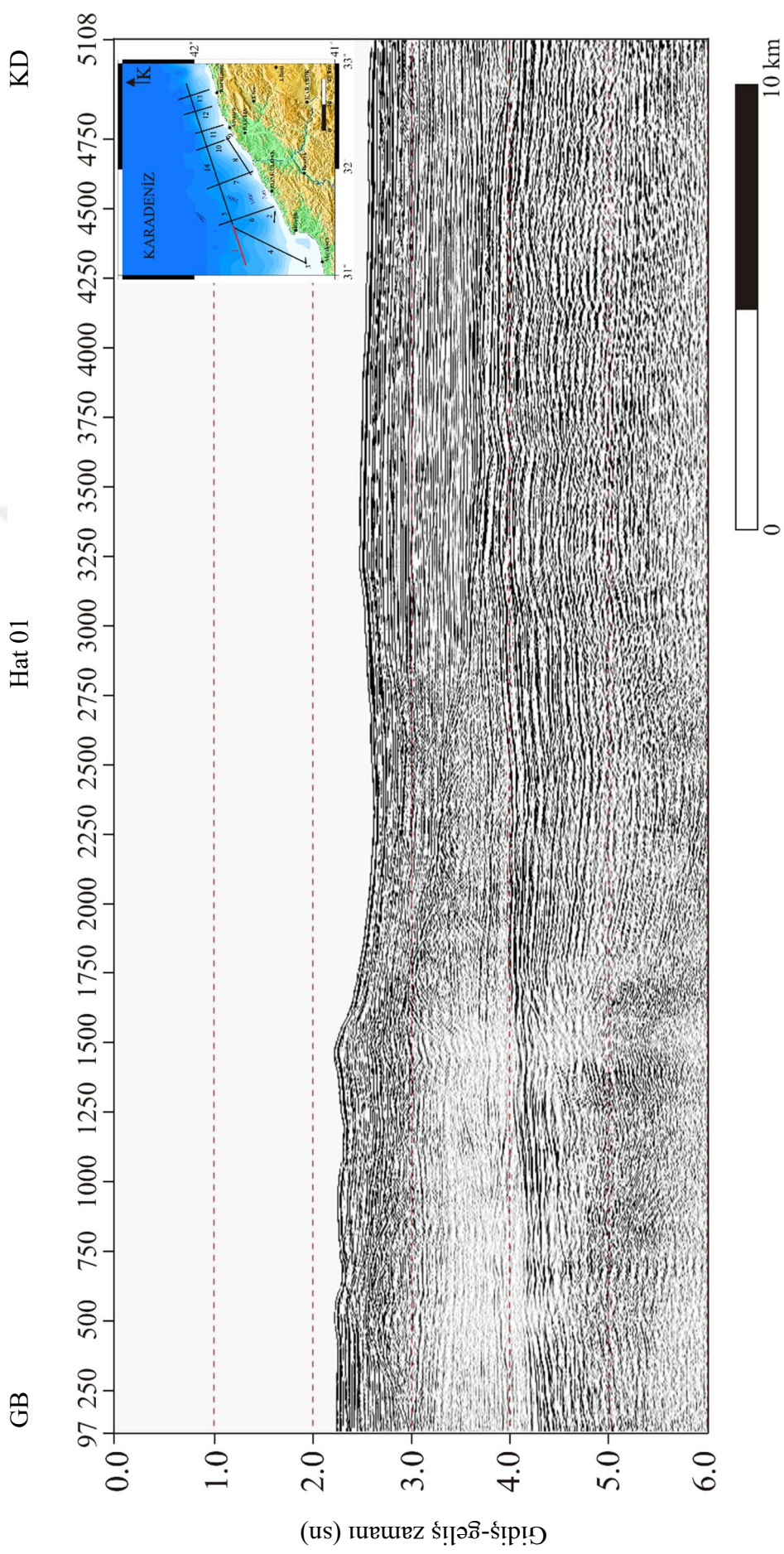
Zonenshain, L.P. & Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181-211.

EKLER

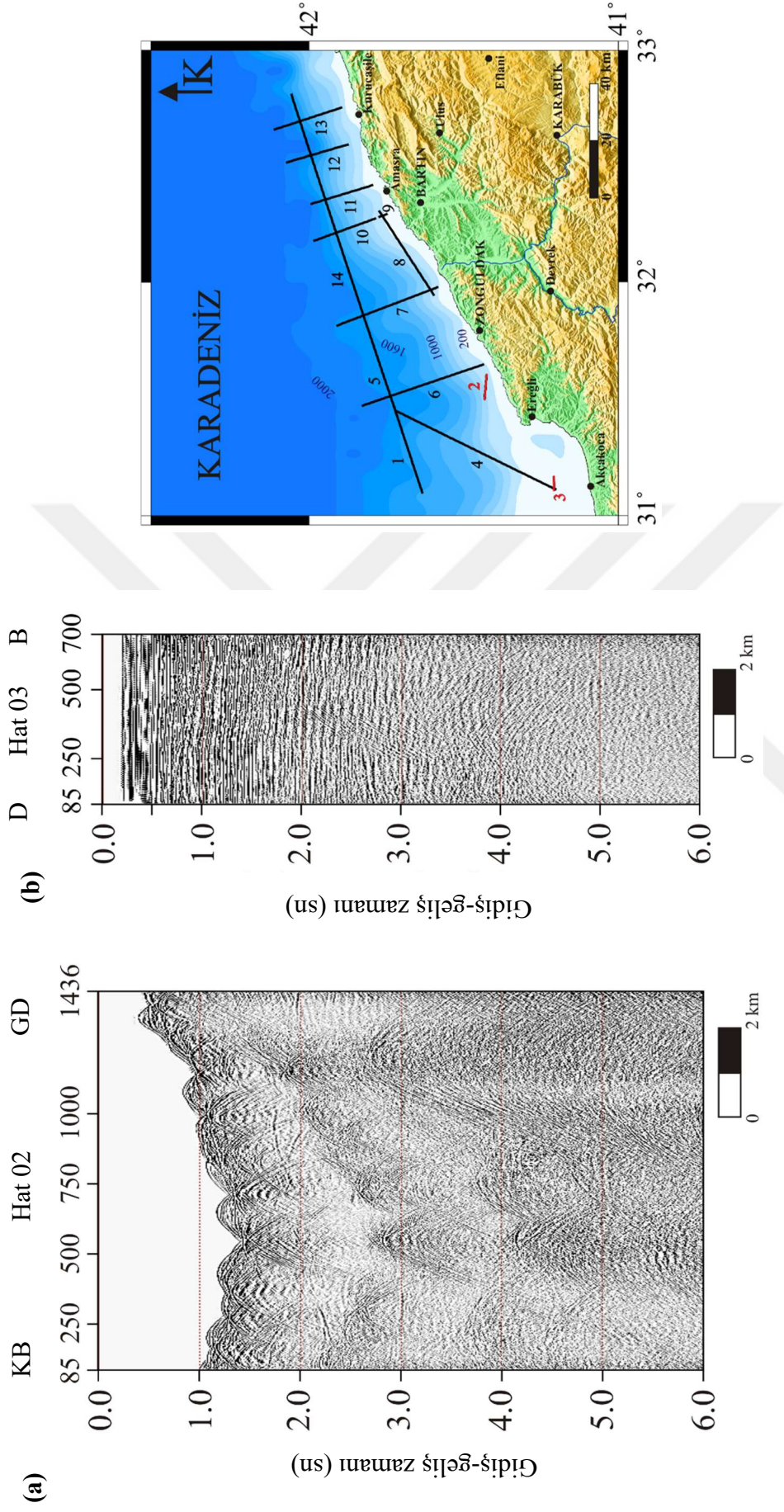
EK A: Sismik Yığma Kesitler







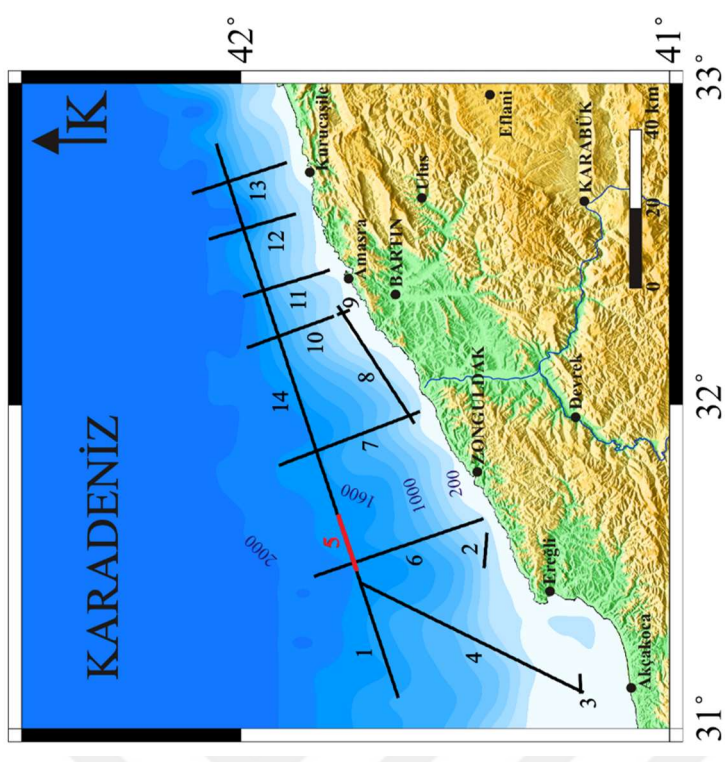
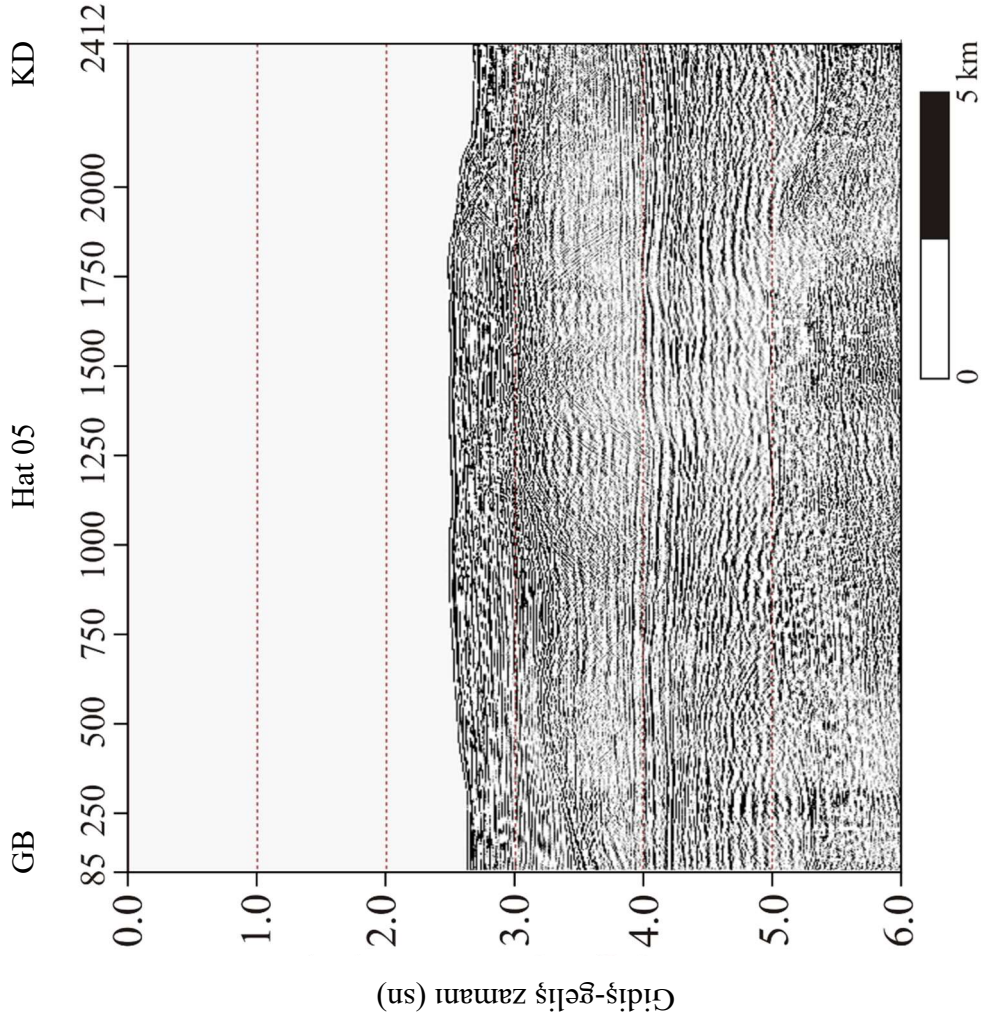
Şekil A.1 : 01 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.



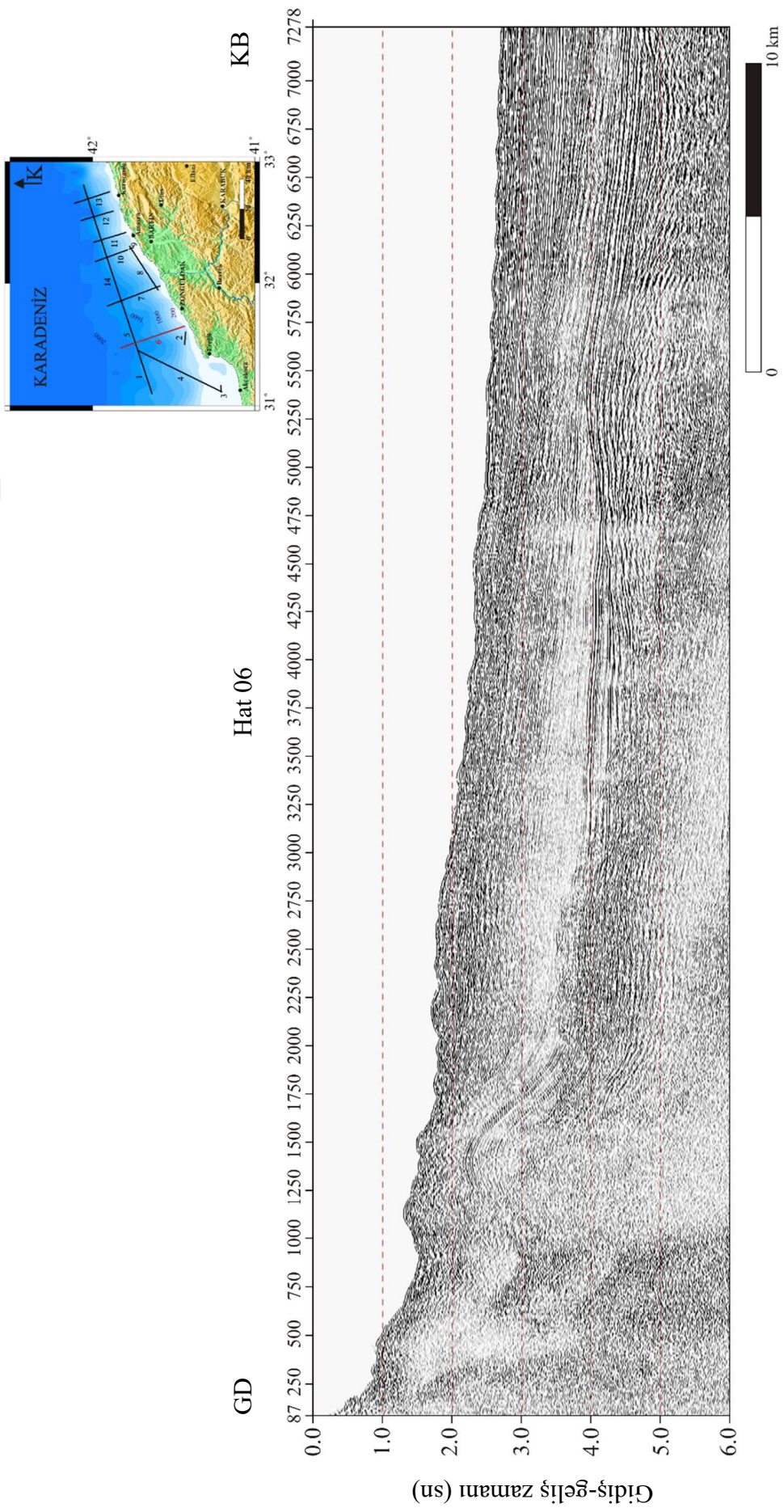
Şekil A.2 : (a) 02 numaralı ve (b) 03 numaralı hatlara ait sismik yağma kesitleri.



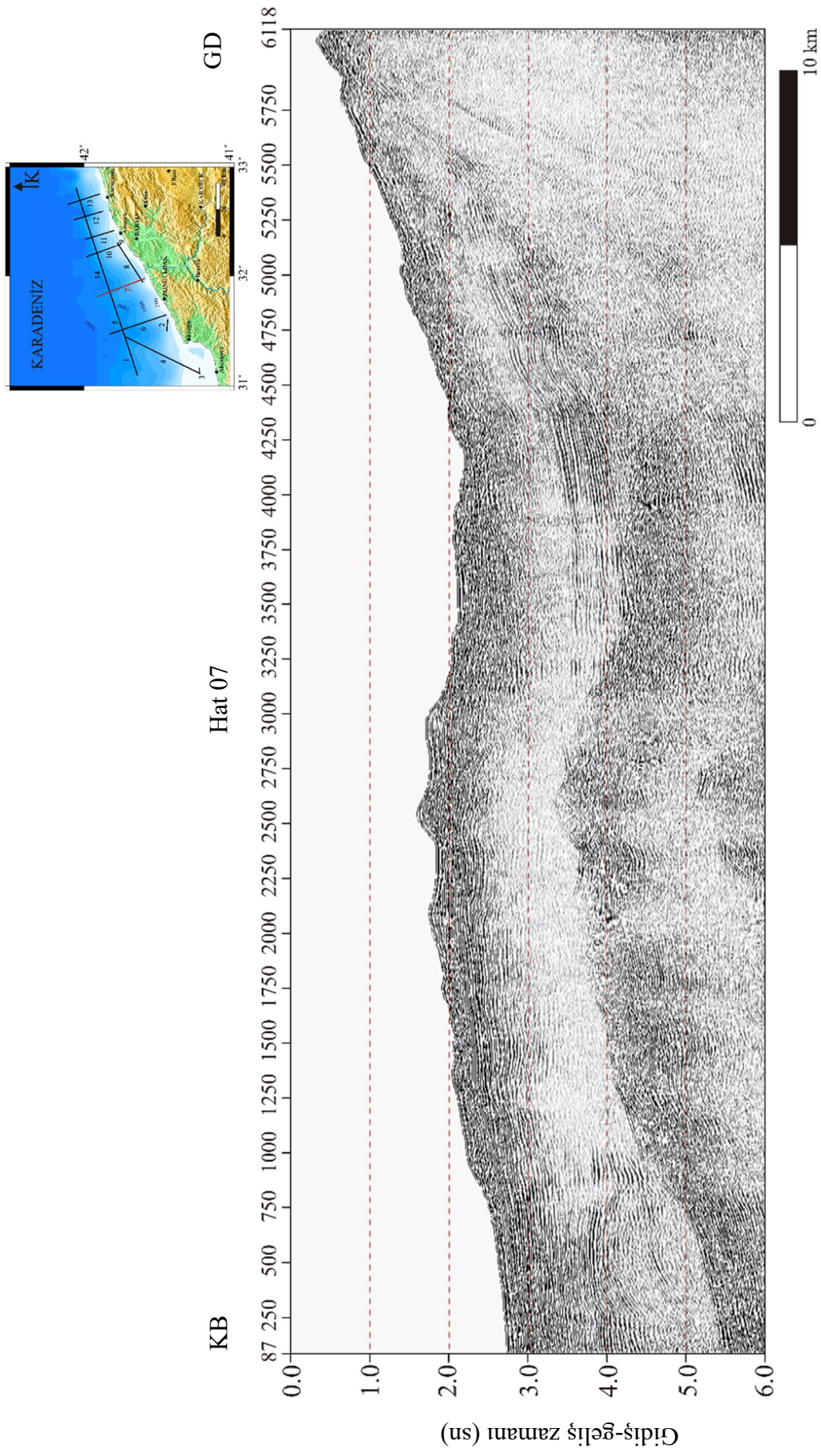
Şekil A.3 : 04 numaralı hatta ait sismik yağma kesiti.



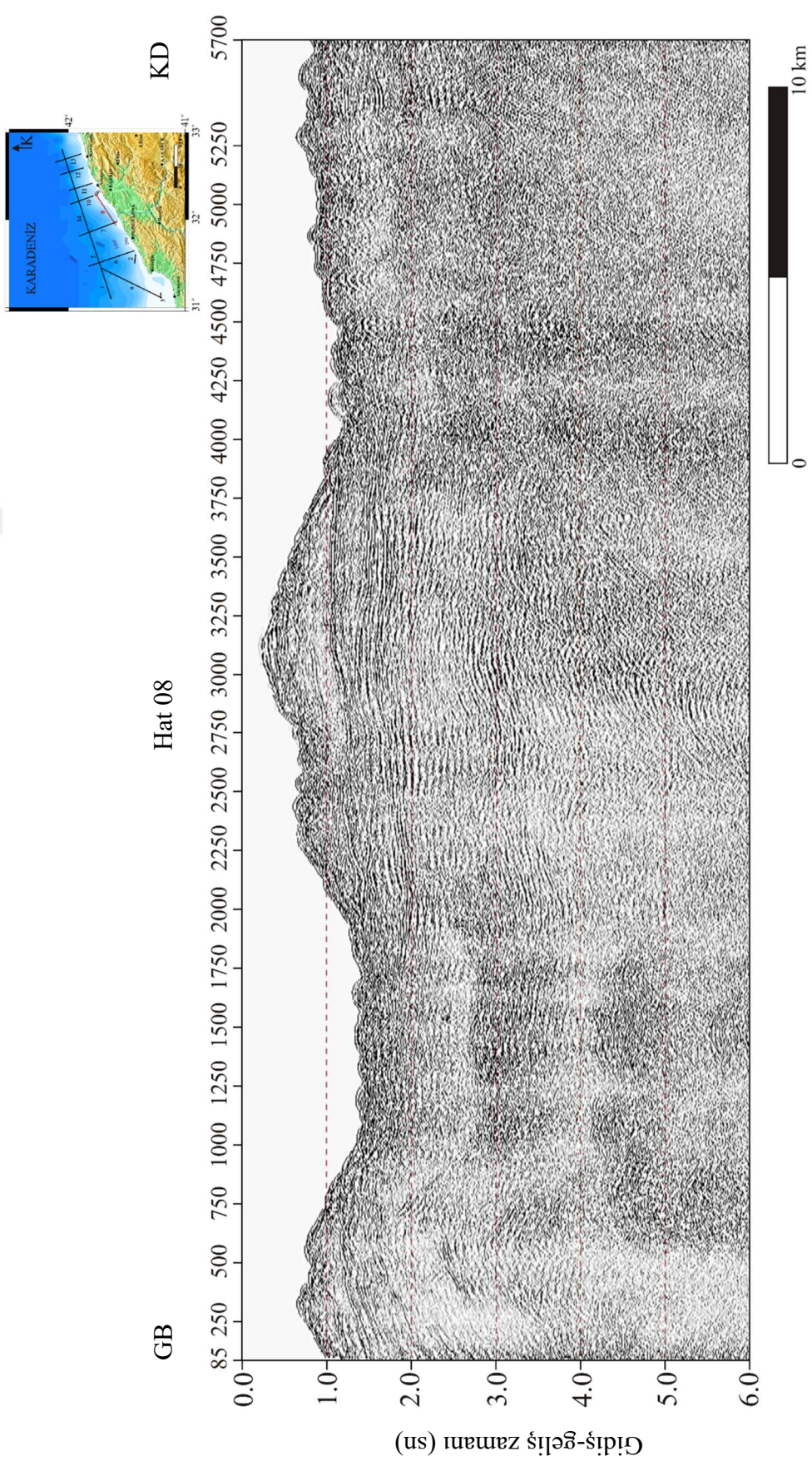
Şekil A.4 : 05 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.



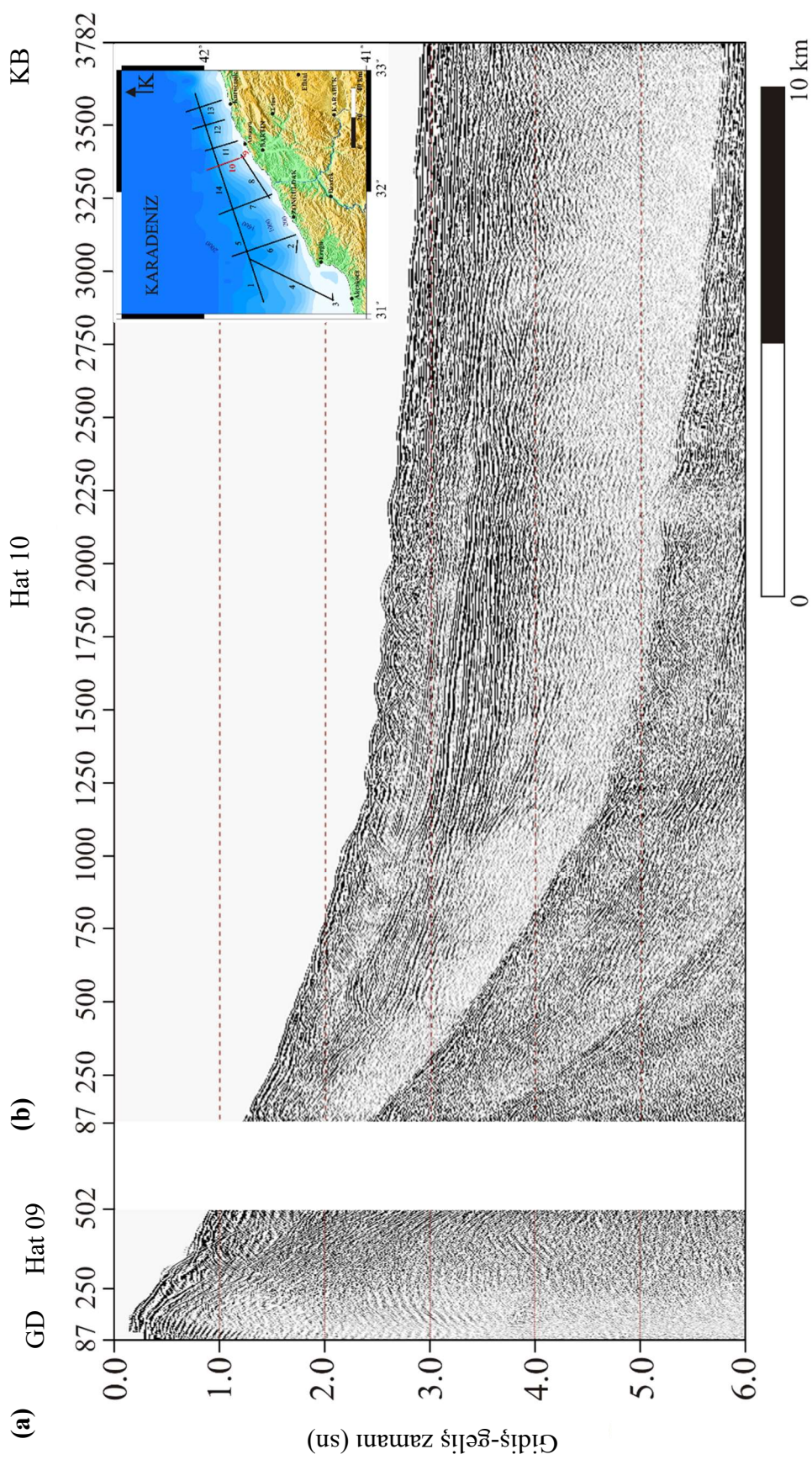
Şekil A.5 : 06 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.



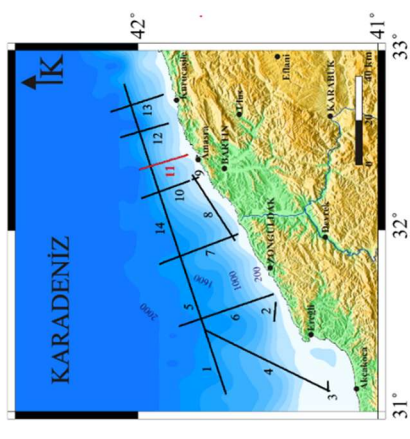
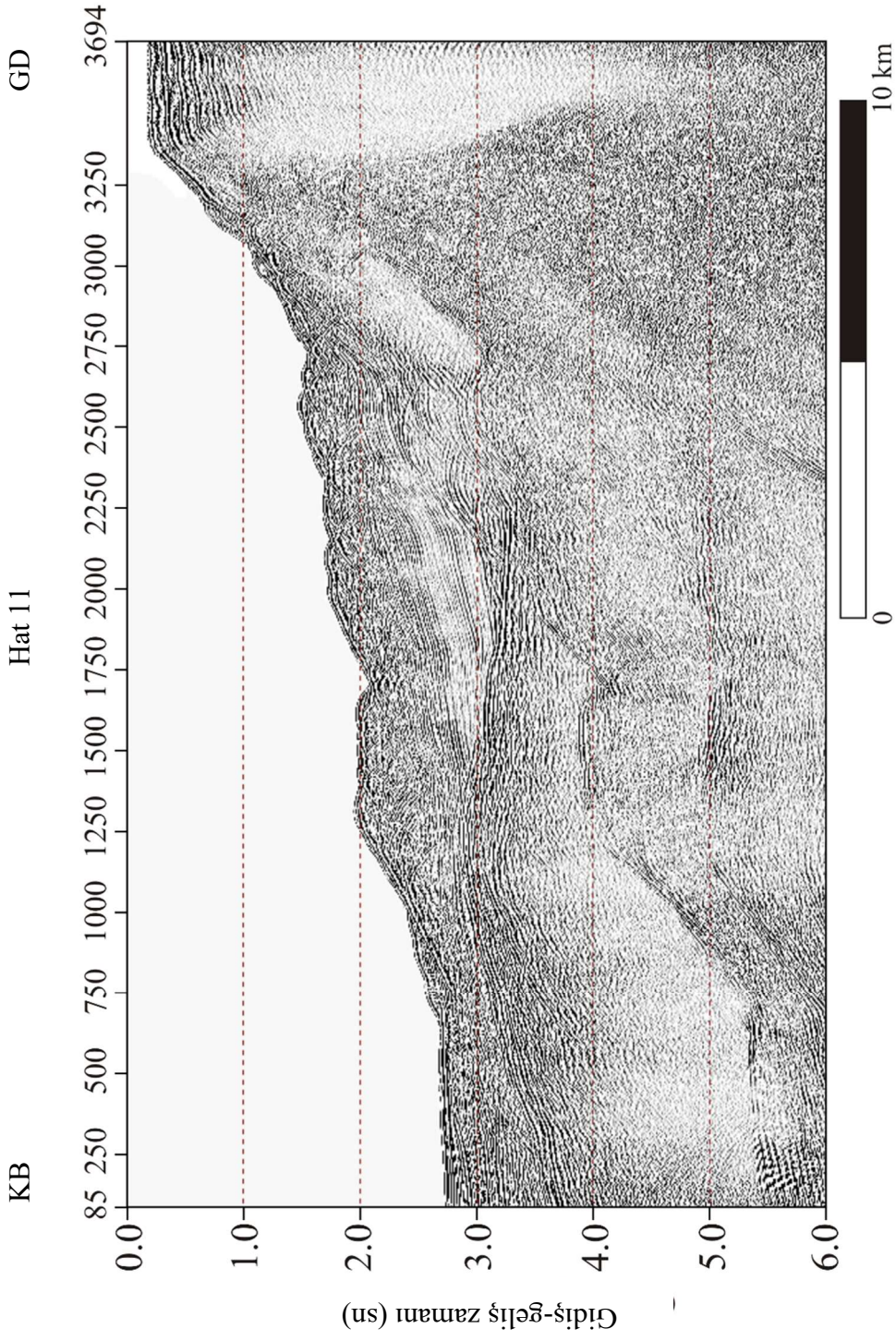
Şekil A.6: 07 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.



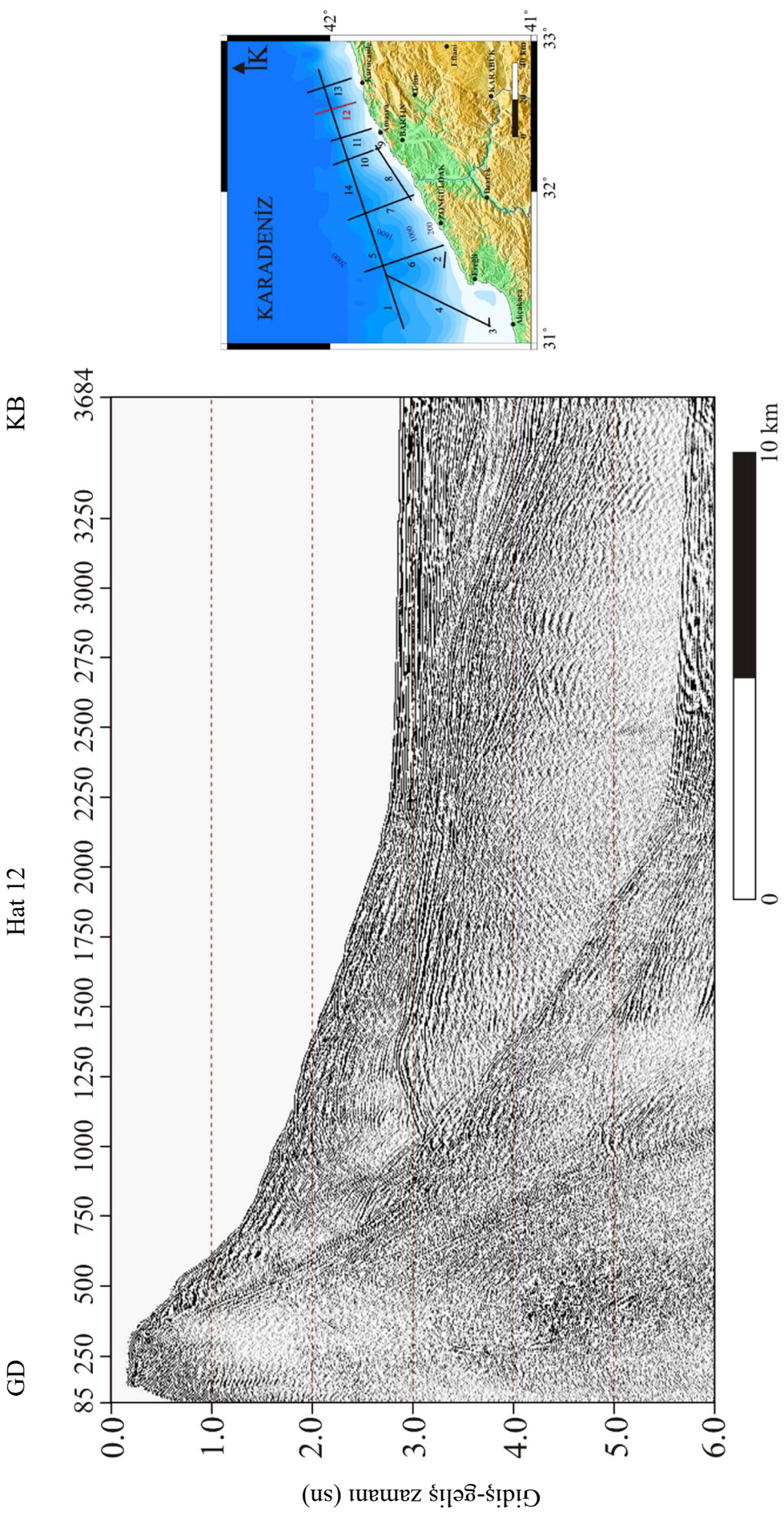
Şekil A.7 : 08 numaralı hatta ait sismik yığıma kesiti.



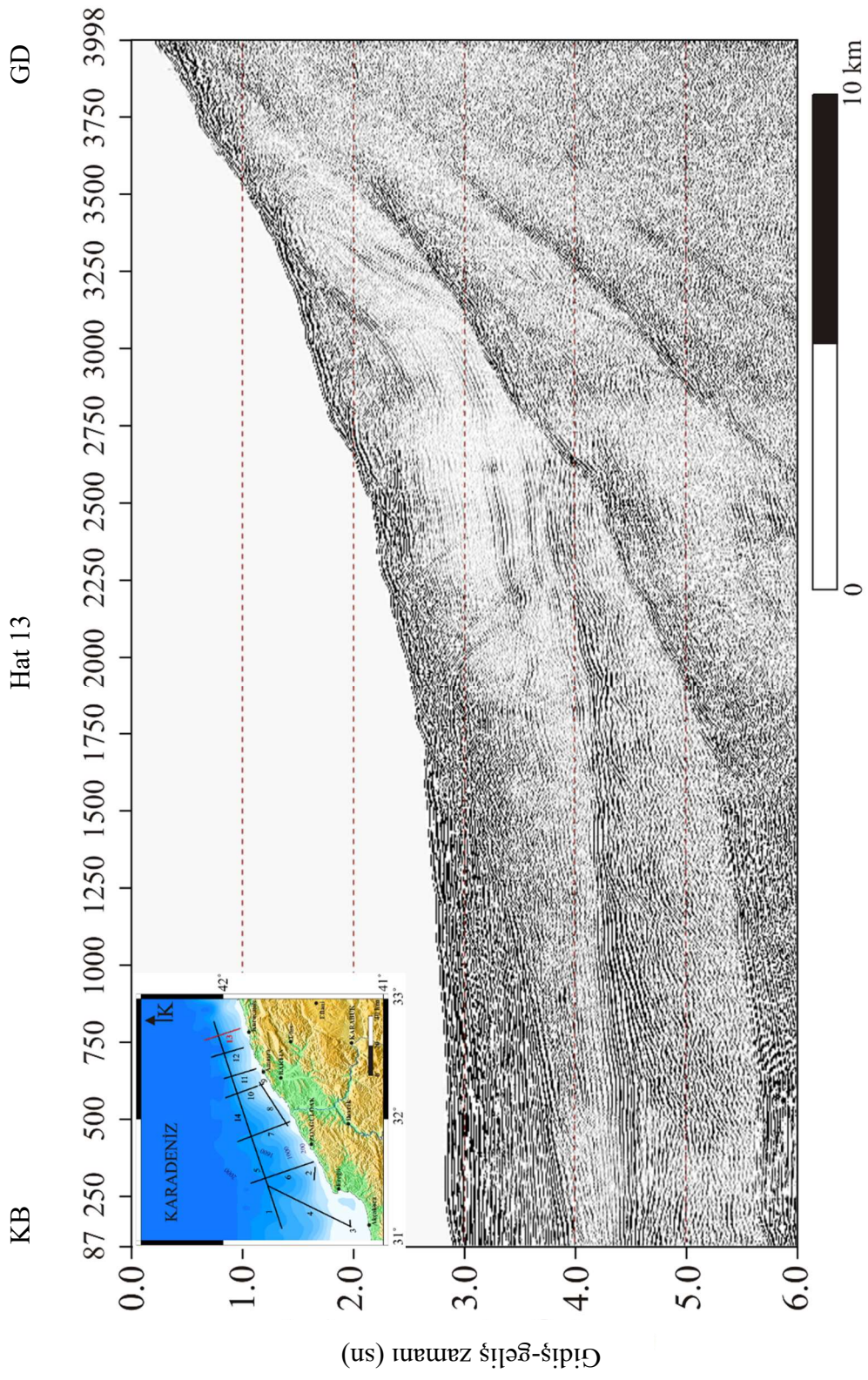
Şekil A.8 : (a) 09 numaralı ve (b) 10 numaralı hatlara ait sismik yığma kesitleri.



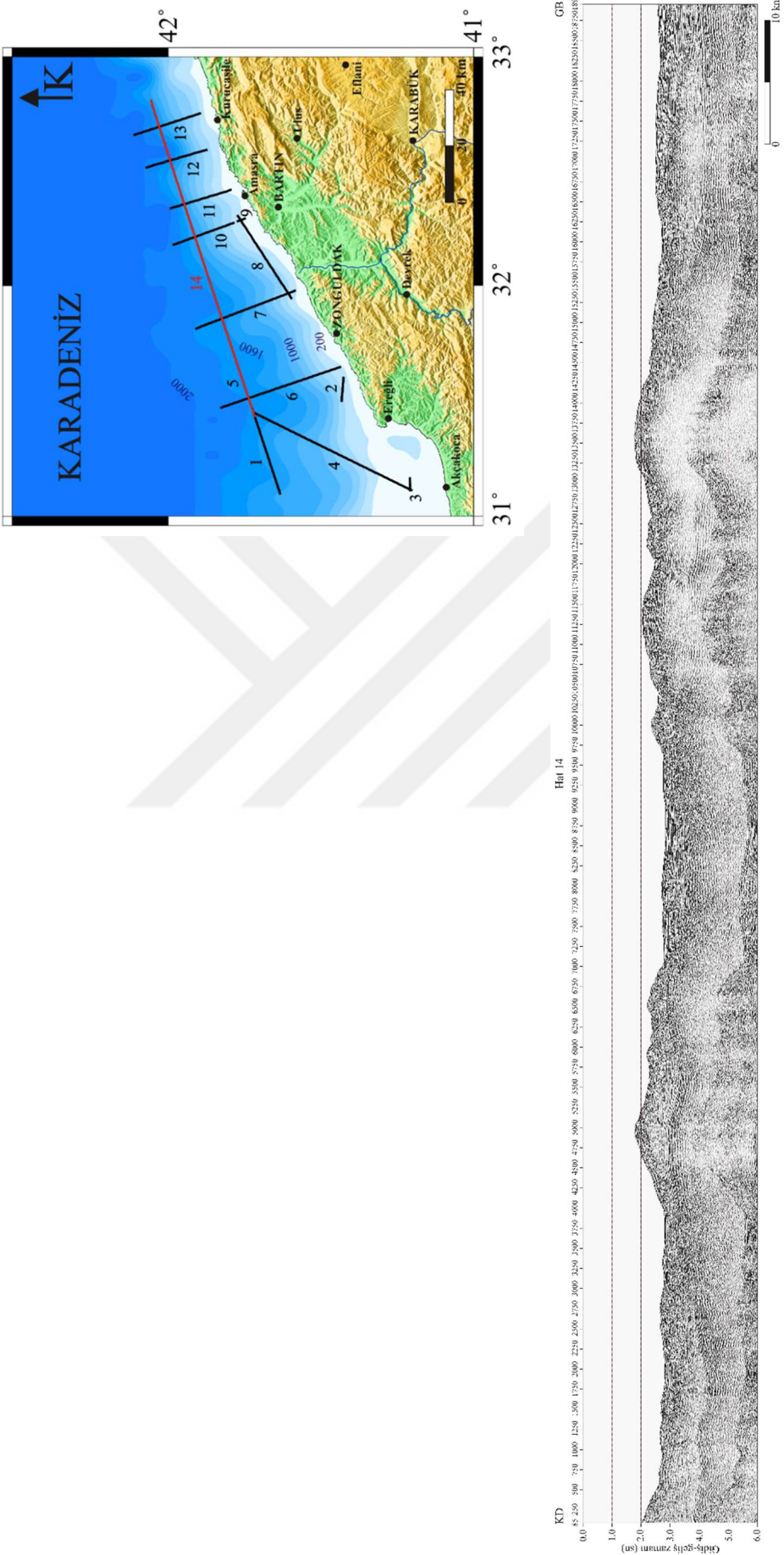
Şekil A.9 : 11 numaralı hatta ait sismik yağma kesiti.



Şekil A.10 : 12 numaralı hatta ait sismik yığıma kesiti.



Şekil A.11 : 13 numaralı hatta ait sismik yığıma kesiti.

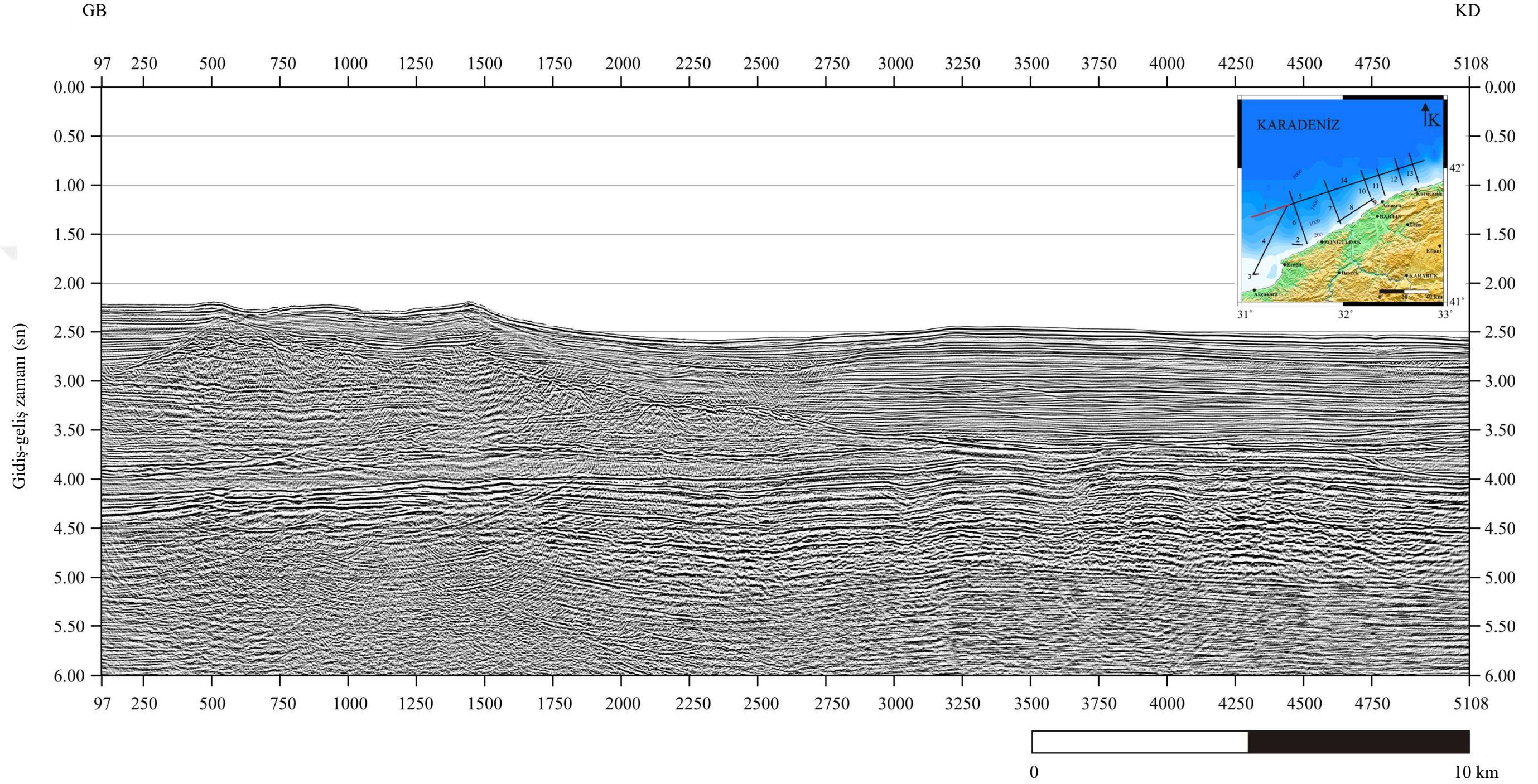


Şekil A.12 : 14 numaralı hatta ait sismik yığma kesiti.

EK B: Zaman Ortamı Sismik Göç Kesitleri

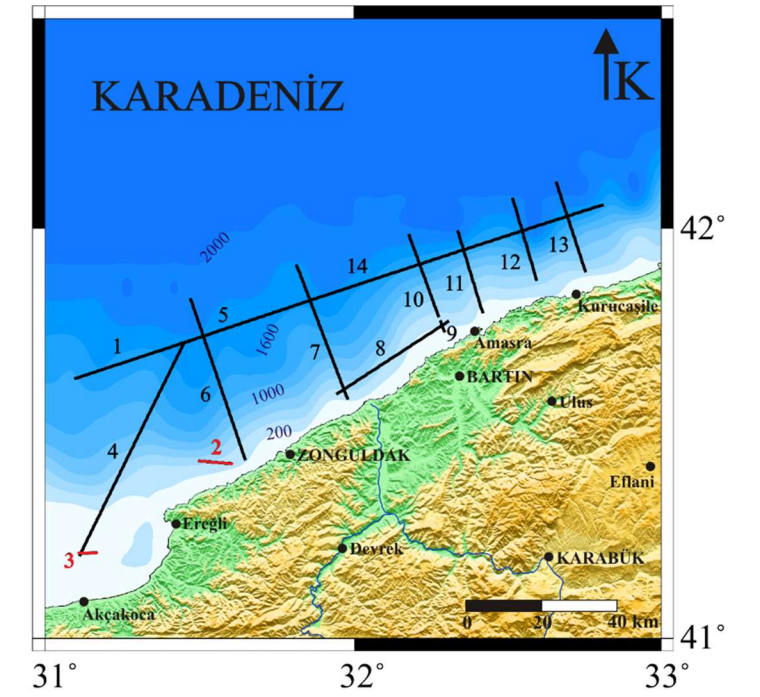
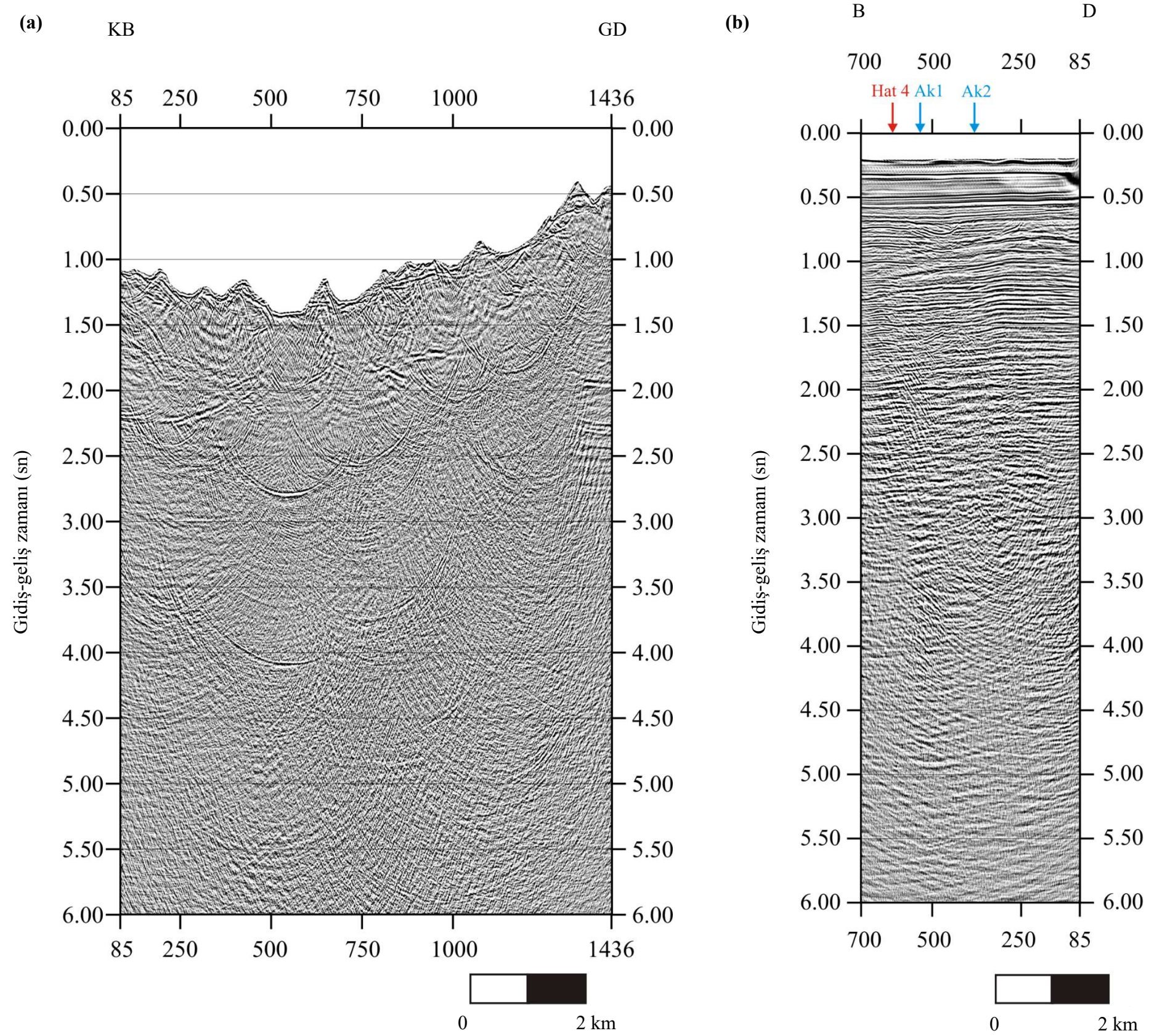






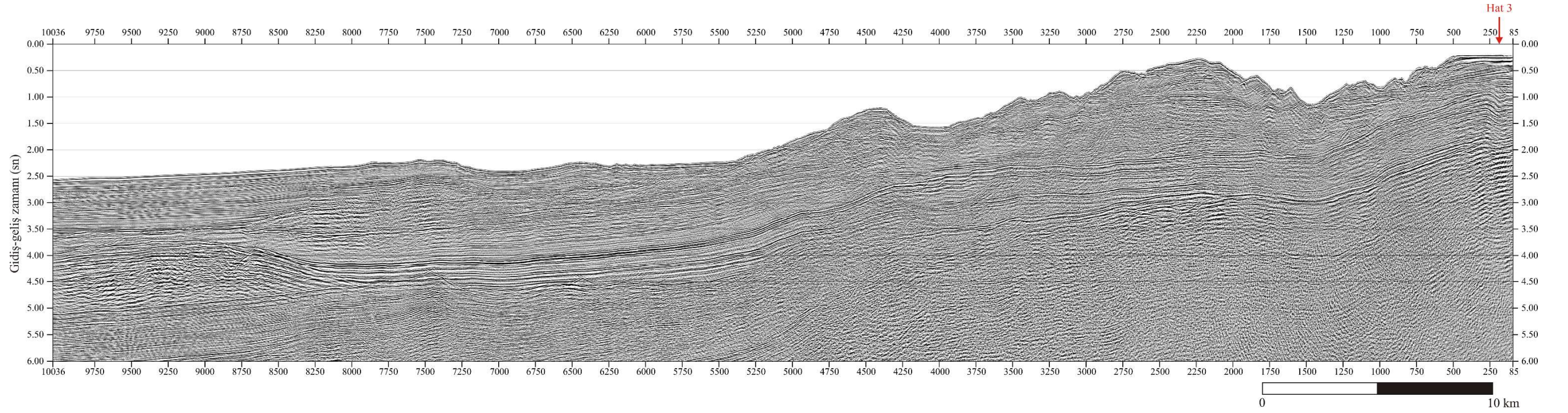
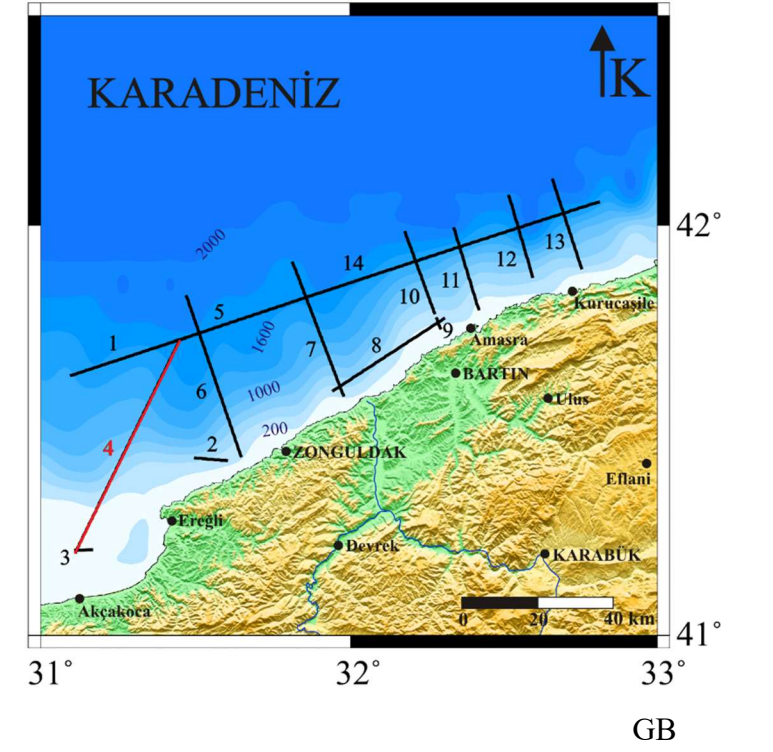
Şekil B.1 : 01 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.





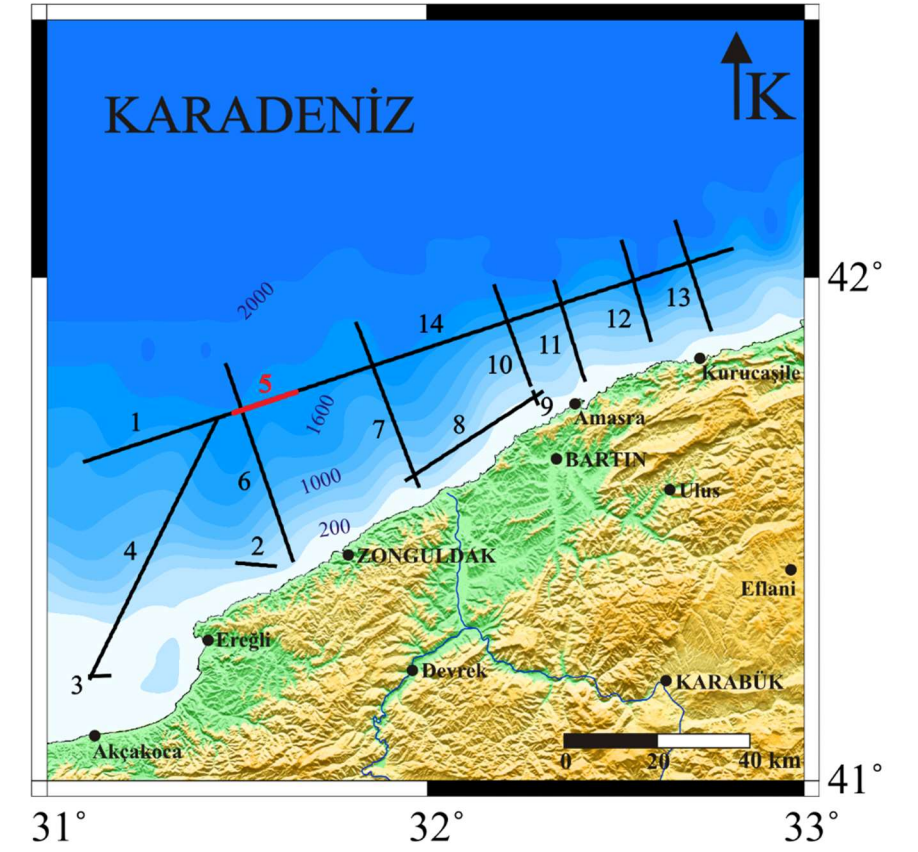
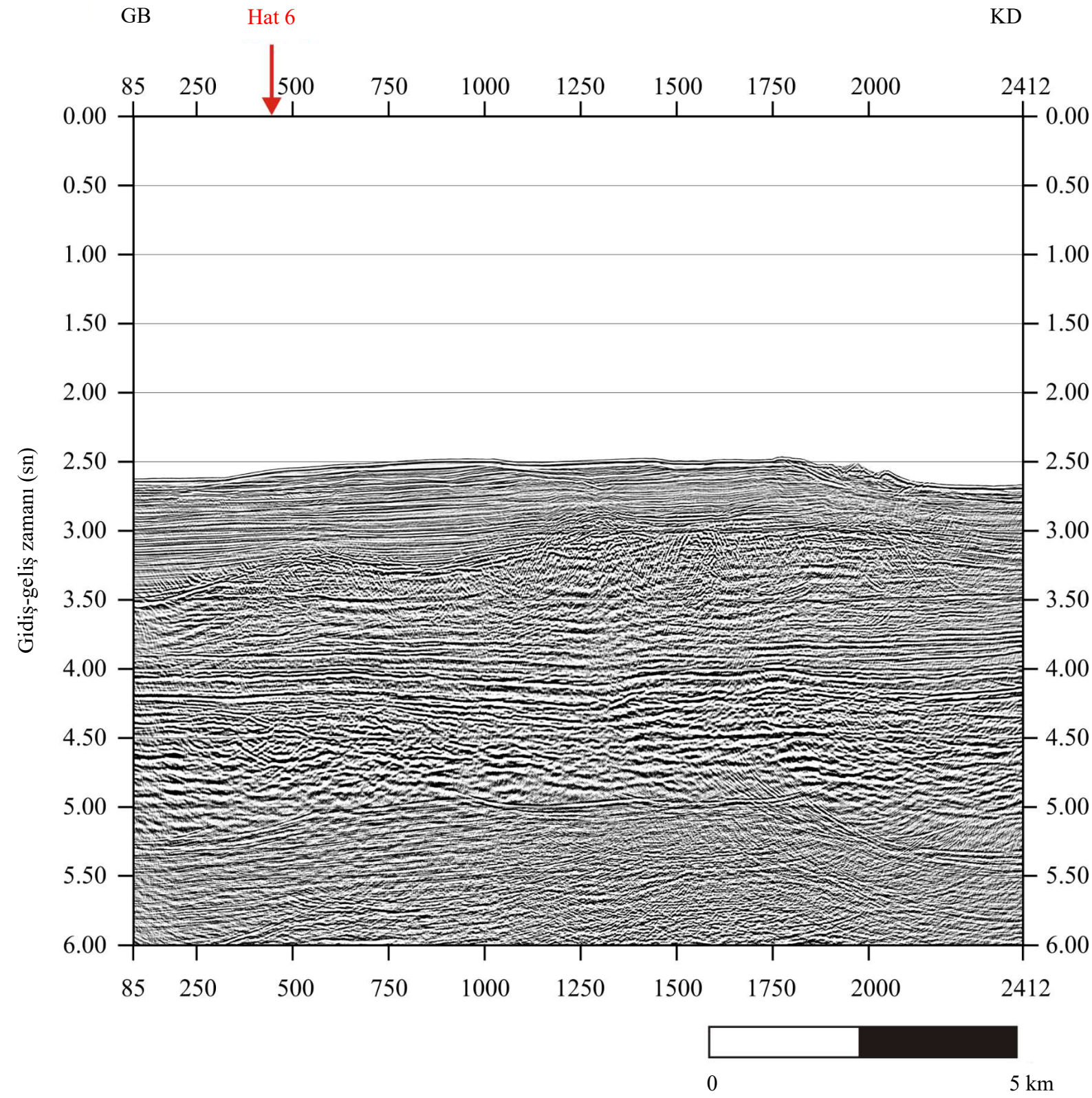
Şekil B.2 : (a) 02 numaralı ve (b) 03 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitleri.





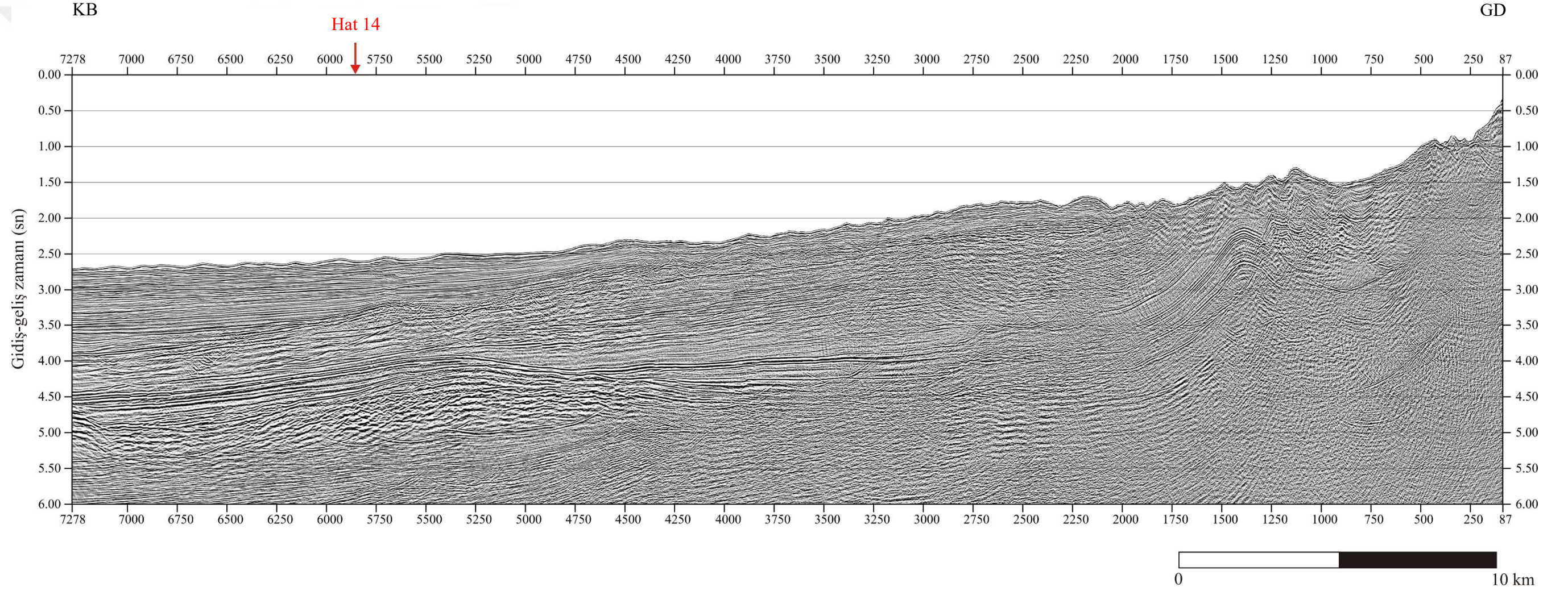
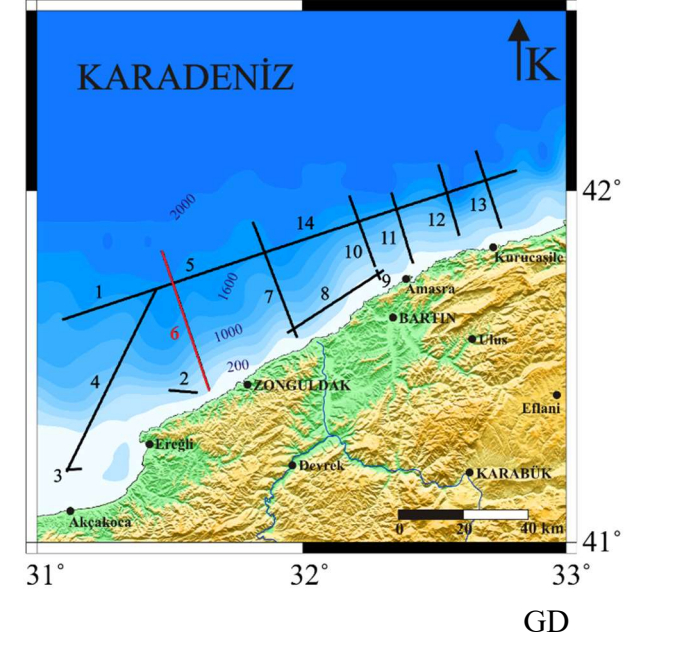
Şekil B.3 : 04 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.





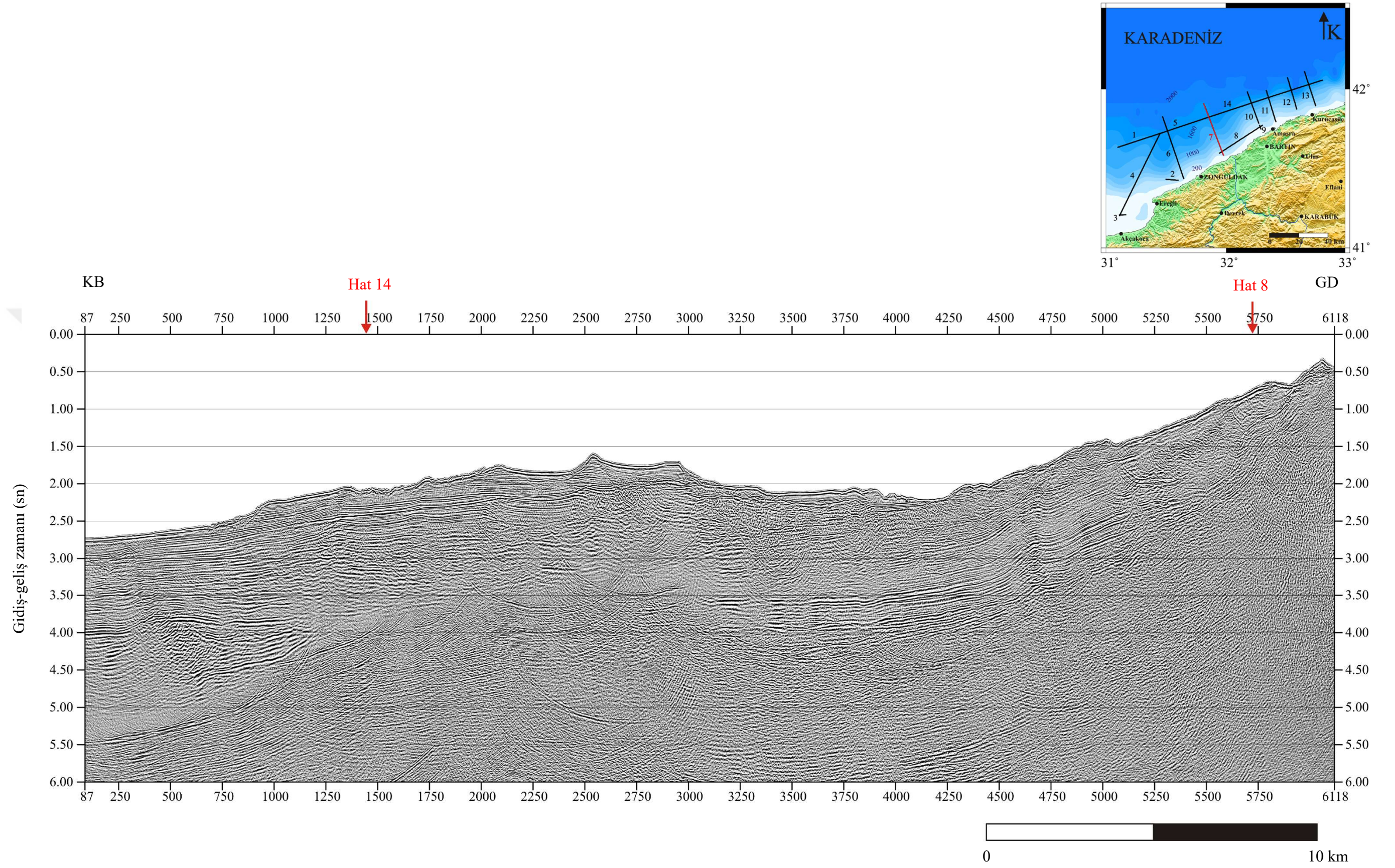
Şekil B.4 : 05 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.





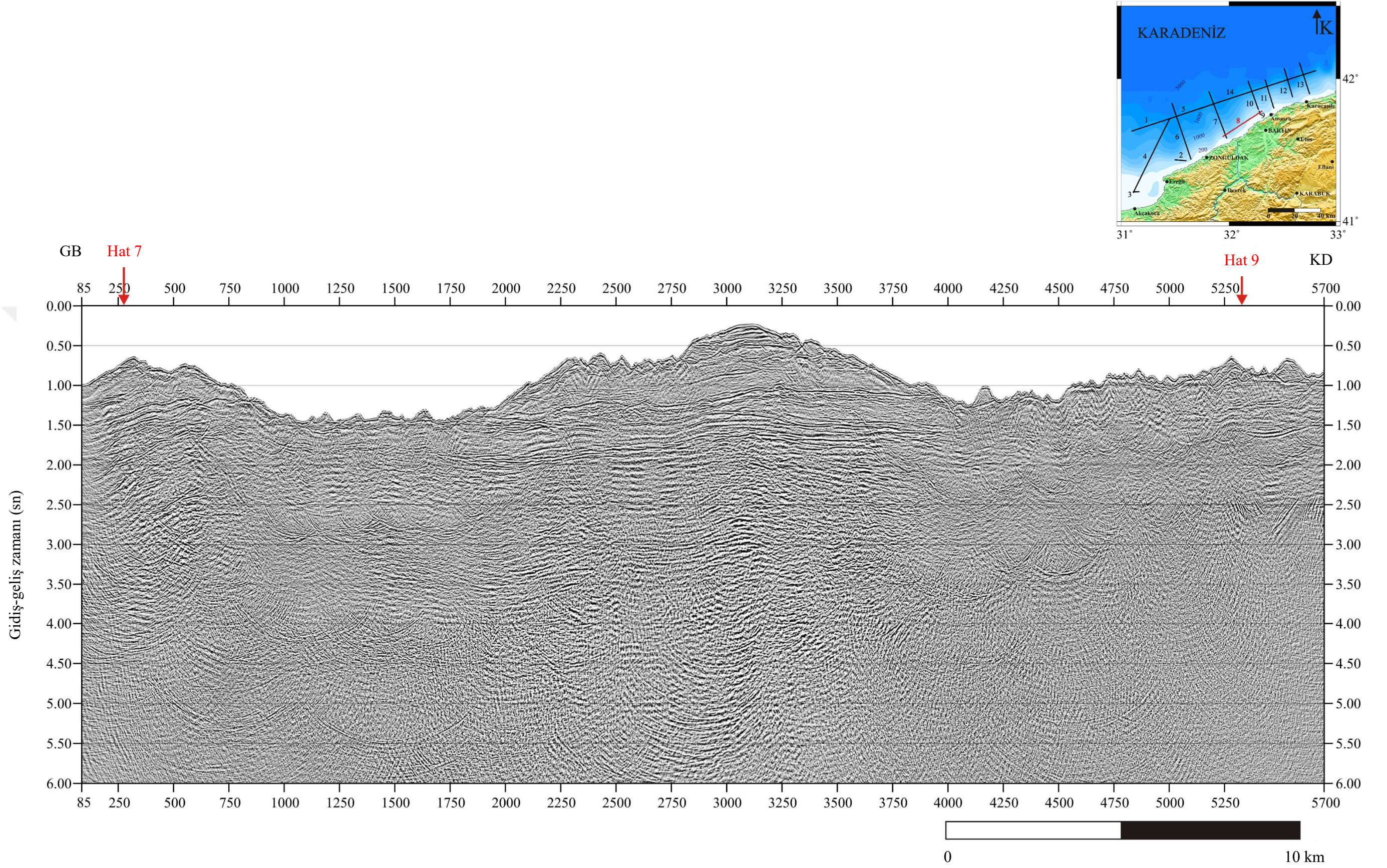
Şekil B.5 : 06 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.





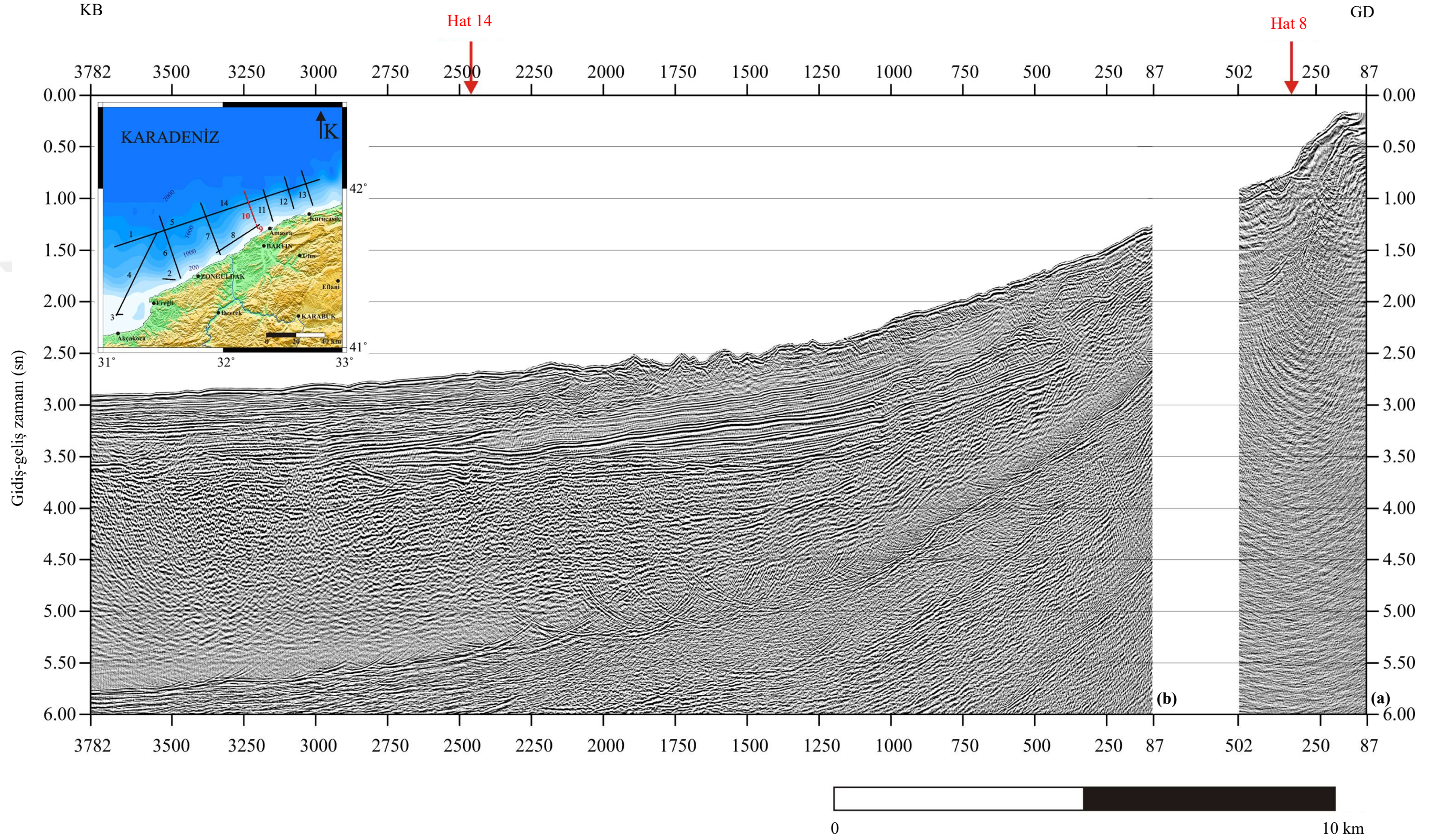
Şekil B.6 : 07 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.





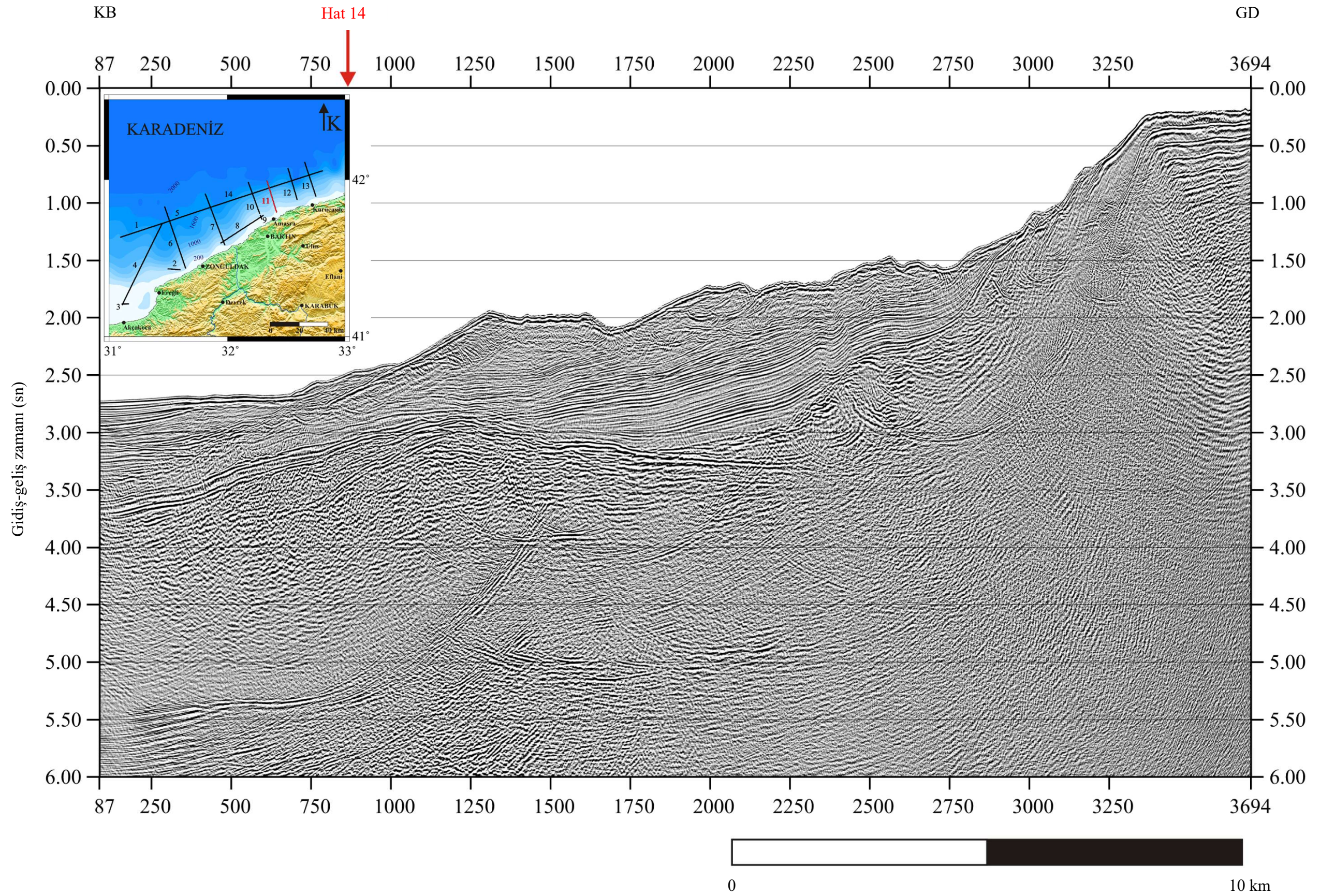
Şekil B.7 : 08 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.





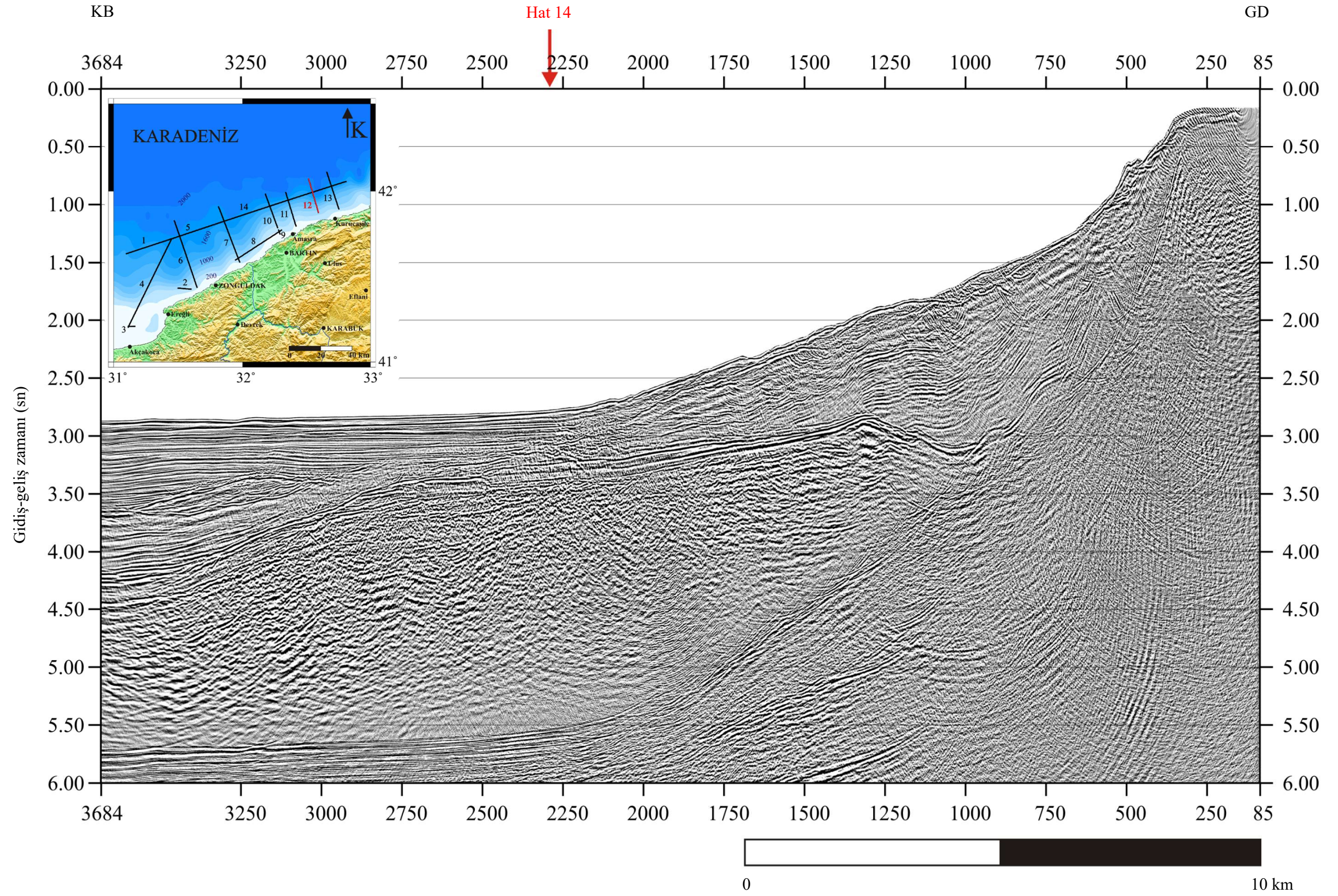
Şekil B.8 : (a) 09 numaralı ve (b) 10 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitleri.





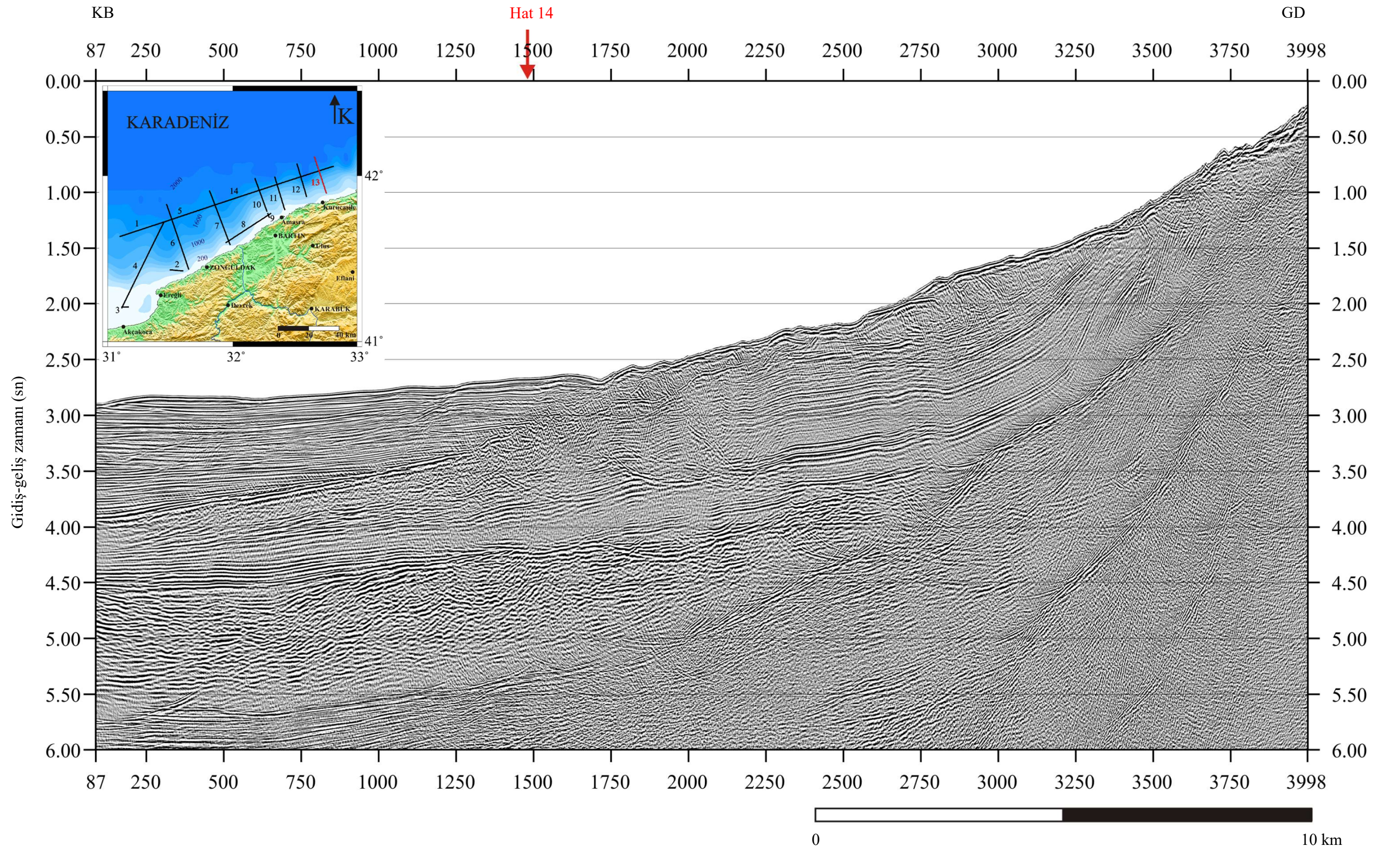
Şekil B.9 : 11 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.





Şekil B.10 : 12 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.

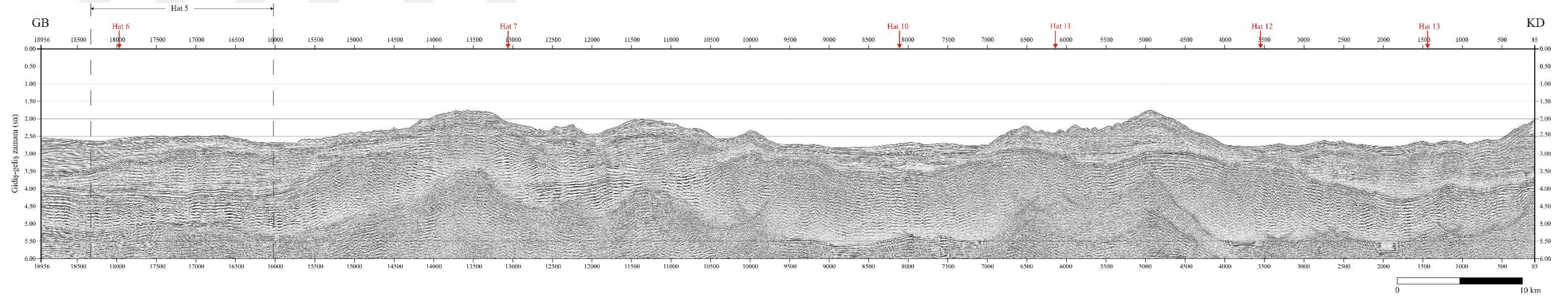
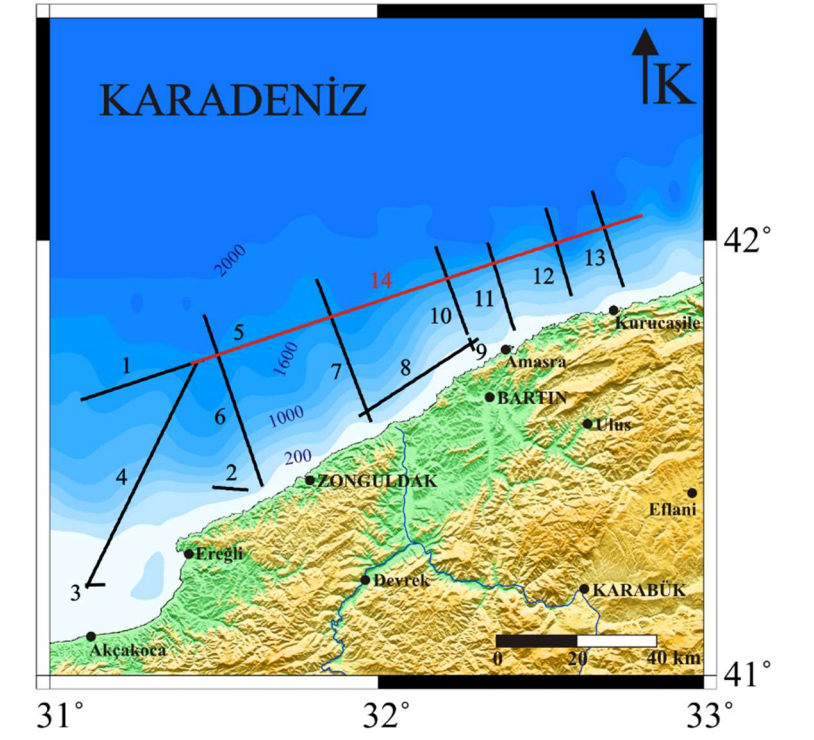




Şekil B.11 : 13 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.

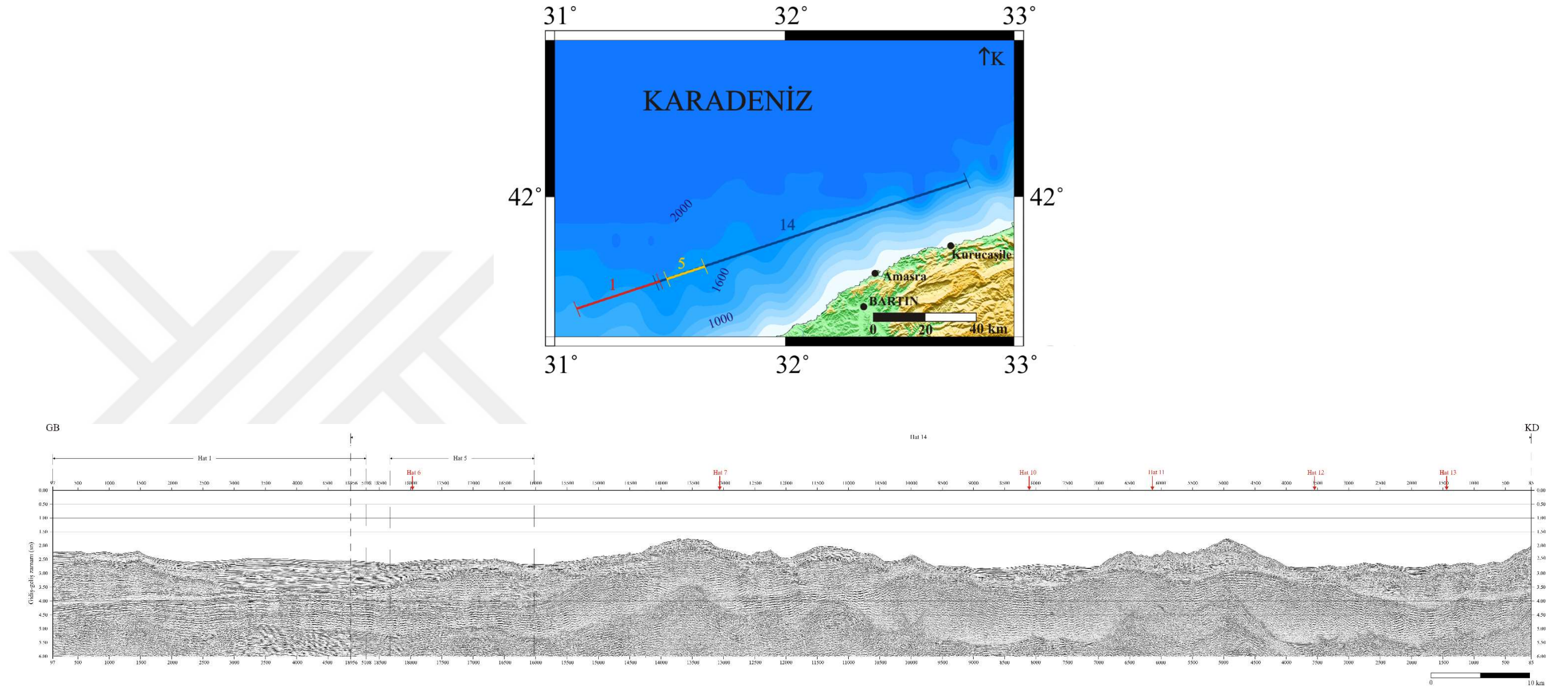


XXXX



Şekil B.12 : 14 numaralı hatta ait zaman ortamı sismik göç kesiti.





Şekil B.13 : 1, 5 ve 14 numaralı hatlara ait zaman ortamı sismik göç kesitlerinin bir arada verildiği kesit



ÖZGEÇMİŞ



Ad Soyad : Kemal Mert ÖNAL
Doğum Tarihi ve Yeri : 14/12/1979, Ankara
E-Posta : kmonal@cumhuriyet.edu.tr
kmonal@itu.edu.tr

ÖĞRENİM DURUMU:

- **Lisans** : 2003, Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü
- **Yükseklisans** : 2007, Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeofizik Mühendisliği Programı

MESLEKİ DENEYİM VE ÖDÜLLER:

- Temmuz 2004-Ocak 2008 tarihleri arasında Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak görev aldı.
- Avrupa Birliği Öğrenci Değişim Programı (ERASMUS) kapsamında Yüksek Lisans eğitiminin bir dönemini (Mayıs 2005-Temmuz 2005 tarihleri arasında) Almanya'nın Köln Üniversitesi, Jeofizik ve Meteoroloji Enstitüsü'nde tamamlamıştır.
- Ocak 2008-Eylül 2016 tarihleri arasında İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak görev aldı.
- Eylül 2016'dan itibaren Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak görevine devam etmektedir.

DOKTORA TEZİNDEN TÜRETİLEN YAYINLAR, SUNUMLAR VE PATENTLER:

- **Onal, K.M.** and Demirbag, E., 2017. New Evidences of Compressional Tectonic Regime at the Southern Part of the Western Black Sea Basin along Turkish Margin (between Akcakoca and Cide). *9th Congress of the Balkan Geophysical Society (BGS), Extended Abstracts*, 05-09 November, 2017, Antalya, Turkey, 44095, doi: 10.3997/2214-4609.201702582.
- **Önal, K.M.** ve Demirbağ, E., 2019. Batı Karadeniz Havzası'nın Güney Bölümü'nde Akçakoca-Cide Açıklarında Sıkışmalı Tektonik Rejime Ait Yeni Bulgular. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 30(1), 27-51.

DİĞER YAYINLAR, SUNUMLAR VE PATENTLER:

- Saka, Ö., **Önal, K.M.**, Gündoğdu, N.Y., Kadioğlu, S. ve Uluggerli, E.U., 2003. Akalan Kalesi'nde (Samsun) Yapılan Jeofizik Ön Çalışmaları ve Radar Ölçüm Örneği. *Süleyman Demirel Üniversitesi 10. Yıl Etkinliği Jeofizik Sempozyumu, Bildiri Özleri Kitapçığı*, 13-15 Mayıs, 2003, Isparta, 4.
- Gündoğdu, N.Y., Saka, Ö., **Önal, K.M.**, Keskinoglu, F., Kadioğlu, S. ve Uluggerli, E.U., 2003. Yer Radarı Yöntemi Kullanılarak Fay Görüntüsünün Elde Edilmesi. *Süleyman Demirel Üniversitesi 10. Yıl Etkinliği Jeofizik Sempozyumu, Bildiri Özleri Kitapçığı*, 13-15 Mayıs, 2003, Isparta, 45.
- Sayılı, İ.S., Kadioğlu, S., Gündoğdu, N.Y., Kadirioğlu, T. ve **Önal, K.M.**, 2004. Yozgat-Kargılık Pembe Turmalin İçeren Pegmatit Damarlarının Özellikleri ve Yer Radarı Yöntemi ile Aranması. *57. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitapçığı*, 08-12 Mart, 2004, MTA Kültür Sitesi, Ankara, 112-113.
- **Onal, K.M.**, Buyuksarac, A., Aydemir, A. and Ates, A., 2008. Investigation of the deep structure of the Sivas Basin (innereast Anatolia, Turkey) with geophysical methods. *Tectonophysics*, 460, 186-197.