İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

GEMLİK KÖRFEZİ DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Asen Sabuncu

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Ayşe KAŞLILAR
Doç. Dr. Kürşad Kadir ERİŞ

MAYIS 2016

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

GEMLİK KÖRFEZİ DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Asen Sabuncu
(505121401)

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Ayşe KAŞLILAR
Doç. Dr. Kürşad Kadir ERİŞ

Mayıs 2016

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505121401 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi **Asen Sabuncu**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı "**GEMLİK KÖRFEZİ DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ**" başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı :	**Prof. Dr. Ayşe KAŞLILAR** İstanbul Teknik Üniversitesi	.....
Eş Danışman :	**Doç.Dr. Kürşad Kadir ERİŞ** İstanbul Teknik Üniversitesi	.....
Jüri Üyeleri :	**Prof. Dr. Erol SARI** İstanbul Üniversitesi	.....
	Prof. Dr. Bedri ALPAR İstanbul Üniversitesi	.....
	Yard. Doç. Dr. Caner İMREN İstanbul Teknik Üniversitesi	.....

Teslim Tarihi : 06.05.2016
Savunma Tarihi : 09.06.2016

ÖNSÖZ

‘‘Gemlik Körfezi Deniz Seviyesi Değişimlerinin Jeofizik Yöntemlerle İncelenmesi’’ başlıklı bu çalışma İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında 2015-2016 yılları arasında Yüksek Lisans Tez çalışması olarak hazırlanmıştır.

Bu çalışma “Gemlik Körfezi’nde Geç Pleyistosen-Holosen dönemi deniz seviyesi ve paleo-iklim değişimleri” başlıklı “115Y033” numaralı TÜBİTAK 1002 Araştırma projesi tarafından ve İstanbul Teknik Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri, Lisansüstü Tezlerini Destekleme Programı tarafından desteklenmiştir. Bu kurumlar tarafından sağlanan destek için çok teşekkür ederim.

Öncelikle bu çalışmanın hazırlanmasında tez yürütücülüğünü üstlenen ve yönlendiren, tezimin her aşamasında bilgi ve deneyimlerinden yararlanıp, yüksek lisans hayatımda bana ilerleme fırsatı yataran ve bu konuda her zaman sabırla desteğini esirgemeyen Sayın Hocam Prof. Dr. Ayşe KAŞLILAR’a ve beni İTÜ-EMCOL ailesine kabul eden, bilgi ve deneyimlerinden yararlanıp, mesleki hayatımda bana yeni ufuklar açan ve bu konuda her zaman bana olan desteğini esirgemeyen Sayın Hocam Doç. Dr. Kürşad Kadir ERİŞ’e çok teşekkür ederim.

Tez çalışmam sırasında İstanbul Teknik Üniversitesi EMCOL biriminin tüm imkanlarını kullanmamı sağlayan ve çalışmalarıma bilgi ve birikimleriyle destek olan Sayın Hocam Prof. Dr. Namık ÇAĞATAY’a çok teşekkür ederim. Tez çalışmam sırasında çıkan problemlere ivedilikle çözümler üreten ve desteklerini esirgemeyen Sayın Prof. Dr. Ziyadin ÇAKIR ve Yard. Doç. Dr. Gülsen UÇARKUŞ’a teşekkür ederim. Tez çalışmamda kullandığım verilerinin yorumlanmasında ve karot çalışmalarındaki tecrübelerini hiçbir desteği esirgemeyen İTÜ-EMCOL ekibinden Nurettin YAKUPOĞLU, Burak YALAMAZ, Dursun ACAR ve Güliz YILDIZ’a tez çalışmalarıma yaptıkları katkılardan dolayı teşekkür ederim

Son olarak tez savunma jürimde yer alan değerli hocalarım Sayın Prof. Dr. Bedri ALPAR, Prof. Dr. Erol SARI ve Yard. Doç. Dr. Caner İMREN’e katkılarından dolayı çok teşekkür ederim. Mühendislik hayatım boyunca çalıştığım kurumlarda bana desteğini esirgemeyen ve üstümde büyük emekleri olan Sayın Levent GENÇMAN, Serdar TANK ve Tayfun ÖZDEMİR’e teşekkür ederim. Tez çalışmam sırasında, maddi ve manevi desteğini esirgemeyen aileme çok teşekkür ederim.

Mayıs 2016

Asen Sabuncu
(Jeofizik Mühendisi)

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ ..... **vii**
İÇİNDEKİLER ..... **iix**
KISALTMALAR ..... **xi**
ÇİZELGE LİSTESİ ..... **xiii**
ŞEKİL LİSTESİ ..... **xiv**
ÖZET ..... **xvii**
SUMMARY ..... **xix**
1. GİRİŞ …….. 1
1.1 Çalışma Alanı, Çalışmanın Amacı ve Kapsamı 1
1.2 İnceleme Alanının Genel Jeolojisi 3
1.3 İnceleme Alanının Hidrolojisi 5
1.4 Gemlik Körfezi'ne Ait Önceki Çalışmalar 7
2. MATERYAL VE YÖNTEMLER 11
2.1 Batimetrik ve Topografik Veri 11
2.2 Yüksek Rezolüsyonlu Sismik Yansıma Verileri (CHIRP) 16
2.3 Karot Verisi 19
2.3.1. Karotlarda radyokarbon yaşlandırma analizleri 22
2.3.2. Çok sensörlü karot logu 24
2.4 Yapay Sismogramların Üretilmesi 27
3. JEOFİZİK VERİLERE AİT BULGULAR 31
3.1 Batimetri ve Morfotektonik 31
3.2 Sismik Stratigrafi 36
3.3 Sismik Yansıma Yüzey Haritaları 53
3.3 Karot Stratigrafisi 54
3.4 Yapay Sismogram ile Sismik Verilerin İlişkilendirilmesi 58
4. TARTIŞMA 61
4.1 Gemlik Körfezi'nin Morfotektonik Evrimi 61
4.2 Geç-Pleyistosen-Holosen Yaşlı Çökellerin Kronostratigrafisi 62
4.3 Göl ve Deniz Seviyesi Değişimleri 65
5. SONUÇ VE ÖNERİLER 71
KAYNAKLAR 73
ÖZGEÇMİŞ 77

KISALTMALAR

µ	**:** Mikron
AF	: Armutlu Fayı
AMS	: Accelerator Mass Spectrometry (Kütle Spektrometresi)
ARC	: Acoustic Rolling Contact (Dönen Akustik Kontak)
BF	: Batı Fayı
cps	: Counter Per Second (Saniyede Sayım Miktarı)
EMCOL	: Eastern Mediterranean Centre for Oceanography and Limnology
GF	: Gençali Fayı
G.Ö. (BP)	: Günümüzden Önce / (Before Present)
GmF	: Gemlik Fayı
ka	: Kilo Annum
KF	: Kocadere Fayı
LGM	: Late Glacial Maximum (Son Buzul Dönem)
MF	: Mudanya Fayı
MS	: Manyetik Süseptibilite
MSCL	: Multi Sensor Core Logger (Çok Sensörlü Karot Logu)
msn	: milisaniye
NAF	: North Anatolian Fault (Kuzey Anadolu Fayı)
NAFMS	: North Anatolian Fault Main Strand (Kuzey Anadolu Fayı Ana Kol)
NAFZ	: North Anatolian Fault Zone (Kuzey Anadolu Fay Zonu)
SoM	: Sea of Marmara (Marmara Denizi)
TWT	: Two Way Traveltime (Gidiş – Geliş Zamanı)

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 2.1 : Kullanılan navigasyon parametreleri..... **13**
Çizelge 2.2 : Çok ışınlı batimetri sisteminin teknik özellikleri **14**
Çizelge 2.3 : Chirp sismiği veri kayıt parametreleri..... **18**
Çizelge 2.4 : Chirp sistemi üniteleri tarafından kayıt edilen sinyale ait parametreler..... **18**
Çizelge 2.5 : Kullanılan hatların ismi, uzunluğu, başlangıç ve bitiş koordinatları.... **19**
Çizelge 2.6 : Gemlik Körfezi'nden alınmış ve tez kapsamında incelenen üç farklı karota ait derinlik, uzunluk, koordinat bilgileri ile sismik profillere ait uzaklıklar **22**
Çizelge 2.7 : Tez kapsamında çalışılan M13-08 karotuna ait radyokarbon ^{14}C analiz sonuçları **23**
Çizelge 2.8 : Tez kapsamında çalışılan GE-124 karotuna ait radyokarbon ^{14}C analiz sonuçları **24**

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : Çalışma alanının Marmara Denizi'ndeki konumunu gösteren çok ışınlı batimetri haritası **2**
Şekil 1.2 : Gemlik Körfezi'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası **4**
Şekil 1.3 : Marmara Denizi'nin yüzey suyu dolaşımı **6**
Şekil 1.4 : Marmara Denizi'nin derin su dolaşımı **6**
Şekil 1.5 : Gemlik Körfezi'ne ait akarsuları ve drenaj hatlarını gösteren harita **7**
Şekil 1.6 : Gemlik Körfezi'ne ait önceki çalışmalarda yorumlanan faylar **10**
Şekil 2.1 : SeaBeam 1050D veri kayıt birimi **13**
Şekil 2.2 : Ham batimetri verisindeki saçılmaların 3B ve işaretli görünümü **15**
Şekil 2.3 : Çok ışınlı batimetri verilerinden gürültülerin ayıklanması işlemi örneği **15**
Şekil 2.4 : Çok ışınlı batimetri verisinin interpolasyon öncesi-sonrası görünümü .. **16**
Şekil 2.5 : Chirp sistem üniteleri **18**
Şekil 2.6 : Sığ-Sismik kesitlerin yer aldığı Gemlik Körfezi Haritası **20**
Şekil 2.7 : Gemlik Körfezi'ne ait çalışılan M13-08 ve GE-124 karotuna ait yer bulduru haritası **21**
Şekil 2.8 : M13-08 karotuna ait kısım sınırları. **22**
Şekil 2.9 : İTÜ-EMCOL laboratuvarındaki çok sensörlü karot log alıcısı **25**
Şekil 2.10 : ARC alıcı verici ekipmanının kesit olarak gösterimi **26**
Şekil 2.11 : Kullanılan Chirp sinyali üretilmiş ve bu sinyale ait özilişkisi hesaplanarak üretilen Klauder dalgacığı **28**
Şekil 2.12 : İğnecikleştirme işlemi uygulanan Klauder dalgacığı ile salınımlara sahip otokorelasyon çıktısı Klauder dalgacığı **29**
Şekil 2.13 : Yapay sismogramların Hilbert Dönüşümü alınarak üretilen anlık genlik (envelope) değerleri **29**
Şekil 3.1 : Oluşturulan çok ışınlı batimetri haritası ve ana-ikincil fayların oluşturduğu güncel fay haritası **33**
Şekil 3.2 : Çok ışınlı batimetri haritasından elde edilen eğim haritası **34**
Şekil 3.3 : 596 No.'lu profilin gösterimi **39**
Şekil 3.4 : GE-40 No.'lu profilin gösterimi **41**
Şekil 3.5 : 406 No.'lu profilin gösterimi **42**
Şekil 3.6 : 403 No.'lu profilin gösterimi **44**
Şekil 3.7 : 354 No.'lu profilin gösterimi **46**
Şekil 3.8 : 396 No.'lu profilin gösterimi **48**
Şekil 3.9 : 348 No.'lu profilin gösterimi **50**
Şekil 3.10 : 308 No.'lu profilin gösterimi **51**
Şekil 3.11 : 314 No.'lu profilin gösterimi **52**
Şekil 3.12 : -74 metreden alınan M13-08 karotuna ait derinlik,yaş bilgisi ve litolojik tanımlama içeren log **55**

Şekil 3.13 : Birim S1'in tabanını oluşturan SB-5 yansıma yüzeyine ait paleo-batimetri ve kontur haritası **56**
Şekil 3.14 : Birim S3'in tabanını oluşturan SB-3 yansıma yüzeyine ait paleo-batimetri ve kontur haritası **57**
Şekil 3.15 : Çok sensörlü karot logu analiz sonuçları, yansıma katsayıları ile oluşturulan Klauder dalgacığının evrişimi ve anlık genlik değerleri **59**
Şekil 3.16 : Oluşturulan yapay sismogramın yüksek çözünürlüklü sismik veriler ve karot stratigrafisi ile karşılaştırılması **60**
Şekil 4.1 : Gemlik Körfezi'nde oluşturulan kronostratigrafi, yansıma karakterleri ve fasiyes bilgileri **64**
Şekil 4.2 : Birim S-3'ün tabanını oluşturan SB-3 yansıma yüzeyine ait paleo-batimetri ve G.Ö. 18 bin yılına ait kıyı çizgileri **68**
Şekil 4.3 : Birim S-1'ün tabanını oluşturan SB-3 yansıma yüzeyine ait paleo-batimetri ve G.Ö. 18 bin yılına ait kıyı çizgileri **69**

GEMLİK KÖRFEZİ DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ

ÖZET

Marmara Denizi'nin doğusunda Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu üzerinde yer alan Gemlik Körfezi, geç Pliyosen-Erken Pleyistosen döneminde gelişen doğu-batı yönlü sağ yanal doğrultu atımlı faylar denetiminde 11 km genişliğinde 36 km boyunda KB-GD yönünde uzanan açılmalı (transtensional) bir havzadır. Marmara Denizi'nin doğusunda yer alan Gemlik Körfezi, İzmit Körfezi gibi yarı kapalı bir havza olup, benzer oşinografik özelliklere sahiptir. Kuzey Anadolu Fayının (KAF) orta kolu üzerinde yer alması nedeniyle tektonik olarak aktif bir havza olmasına rağmen 17 Ağustos 1999 İzmit depreminden fazlaca etkilenmemiş olması ile İzmit Körfezi'nden ayrılmaktadır. Geçmişten günümüze yapılan paleoşinografik çalışmalar Marmara Denizi'nin genellikle kuzey şelfine yoğunlaşmış olmasından dolayı Gemlik Körfezi'nin morfo-tektonik yapısının yanı sıra Geç Pleyistosen-Holosen dönemine ait çökellerinin detaylı stratigrafisi ve bu çökellerin fasiyes özellikleri de detaylı bir şekilde ortaya konulmamıştır. Bu sebeple Gemlik Körfezi'nin Geç Kuvaterner'deki paleoşinografik ve paleosismolojik evrimini ortaya çıkarmak amacı ile R/V URANIA araştırma gemisinin 2013 yılında tamamladığı deniz çalışmalarından elde edilen sığ-sismik ve karot verileri bu tez kapsamında kullanılmıştır. Bununla birlikte çok ışınlı batimetri verilerin üretilen derinlik haritaları ile morfo-tektonik yapılar tespit edilmiş, ayrıca sismik kesitlerden elde edilen kontur haritaları ile farklı zamanlardaki havzanın paleo-batimetrileri ortaya çıkarılmıştır. Sismik yansıma görüntülerinde belirlenmiş olan eski kıyı taraçaları ve kıyı çizgilerine ait morfolojik yapılar Gemlik Körfezi'ndeki su seviyesi değişimleri hakkında önemli bilgiler vermektedir.

Holosen başından itibaren Gemlik Körfezi'nde deniz seviyesi değişimleri Marmara Denizi ile eş zamanlı gerçekleştiği daha önce yapılan çeşitli araştırmalar ile ortaya çıkarılmıştır. Günümüzde körfezin Marmara Denizi ile geçişinde bulunan ve -55 m derinlikte olduğu güncel batimetri veriler ile de gözlenebilen bir eşiğin varlığı, Marmara Denizi ile su geçişlerinin de farklı zamanlarda kesilmiş olabileceğini göstermektedir. Gemlik Körfezi'nin Marmara Denizi ile deniz seviyesi açısından olan bu ilişkinin zaman içerisinde nasıl değiştiğini ve bunu kontrol eden lokal jeolojik faktörlerin ortaya çıkarılması bu tez çalışmasında amaçlanmıştır.
Bu amaca yönelik sığ-sismik yansıma verileri ve batimetri verileri kullanılmış, ayrıca kronostratigrafik çalışmalar için sismik profiller üzerinden alınan bir adet piston karot kullanılmıştır. Bu sayede Gemlik Körfezi'nin güncel morfolojisi ve Geç Pleyistosen-Holosen dönemine ait çökellerin stratigrafisi ve bunların fasiyes özellikleri ortaya çıkarılmıştır. Karotlardan elde edilen çok sensörlü karot logu verilerinden üretilen yapay sismogram ile karot sedimentlerinin sismik yansıma görüntülerinin eşleştirilmesi yapılarak birimler hakkında yorumlar yapılmıştır.

Gemlik Körfezi'nin kuzeyinden alınan M13-08 piston karotunda litolojik özelliklerin belirlenmesiyle alınan örneklerin yaşlandırılması ve yapılan çok sensörlü karot loglaması (MSCL) ile çökellerin fiziksel özellikleri su seviyesi değişimleri ışığında incelenmiştir. Bununla birlikte Gemlik Körfezi içerisinde alınan ve incelenen 280 adet sığ-sismik yansıma profillerinde beş farklı çökel birimi ayırtlanmış ve bunları

sınırlayan sismik yansıma yüzeylerinin sismik profillerde devamlılığı belirlenmiştir. Sismik yansıma profillerinde ayırtlanan sismik birimlerin genel olarak yansıma karakterleri kullanılarak ve ayrıca bu birimleri sınırlayan yüzeylerin gösterdikleri su derinlikleri sayesinde Gemlik Körfezi'nde su seviyesi değişimleri ile ilgili önemli bilgiler elde edilmiştir. Sismik birimlerin kronostratigrafileri gerek karotlardan elde edilen radyokarbon yaşlar ile ve gerekse göreceli stratigrafik konumları gözönünde bulundurularak ortaya çıkarılmıştır. Bu birimlerden en yaşlı olan Birim-S5 yansıma görüntülerinde körfezin şelfinde deltaik çökeller ile temsil olunurken, bu birimin G.Ö. 23-21 bin yılları arasında çökeldiği düşünülmektedir. Bu zamanda körfezdeki su seviyesinin -65 m'nin altında olduğu birime ait foreset/topset geçişlerinden anlaşılmaktadır. Bu birimi sismik görüntülerde uyumsuz olarak üzerleyen Birim-S4, daha yaşlı olan Birim-S3'ü aşmalı olarak üzerleyen çamur yaygılarından oluşması bu birimin transgresif olarak G.Ö. 21-18 bin yılları arasında çökeldiğini göstermektedir.

Son Buzul Maksimum'un (LGM) bitimi olan G.Ö. 18 bin yılında geliştiği karotlardan elde edilen radyokarbon yaşlar ile de belirlenmiş erozyonel kanalların -110 m'ye kadar kazıdığı gözlenmektedir. Sismik yansıma görüntülerinde açıkca gözlenebilen bu aşınmalı kanal yapılarını sergileyen yansıma yüzeyi üzerine transgresif olarak çökeldiği anlaşılan Birim-S3, karotlardan elde edilen radyokarbon yaşların ışığında G.Ö. 18-15,6 bin yılları arasında körfezdeki su seviyesinin yeniden yükselmeye başladığı bir dönemde çökelmiştir. Bu dönem buzul sonrası dönemde nemli bir iklim ile körfez çevresindeki drenajlar ile körfezin beslendiğini göstermektedir. G.Ö. 18-15,6 bin yıl önceki zaman aralığında Marmara Denizi'ndeki su seviyesinin yaklaşık -110 m'lerde olduğu düşünüldüğünde körfezdeki su seviyesi yükseliminin Marmara Deniz ile ilgisi olmadığı ortaya çıkmaktadır. Bu durum Holosen'den önce körfezin Marmara Denizi ile su geçişinin olmadığını da göstermektedir. Tez çalışması kapsamında üretilen kontur haritalarından G.Ö.18 bin yıl öncesinde paleo-batimetri verileri körfezin batısında Marmara Denizi'ne olan bağlantısının su seviyesi üzerinde kaldığını da ispatlamaktadır.

Holosen'den önce G.Ö. 15,6 ile 12,1 bin yılları arasında çökeldiği radyokarbon yaşlar ile belirlenmiş olan Birim-S2, şelf kenarında biriken eğimli klinoformlardan oluşmakta ve bu da körfezde bu dönemde genel olarak regresif su seviyesinin yaşandığını göstermektedir. Sismik yansıma görüntülerinde Birim-S2'yi üzerleyen ve aynı zamanda Holosen yaşlı Birim-S1'in de tabanını oluşturan ana uyumsuzluk yüzeyi üzerinde -65 m su derinliğinde oluştuğu gözlenen "Berm" lerin varlığı Holosen'den önce su seviyesinin de hemen hemen bu derinliklerde olması gerektiğini göstermektedir. M13-08 karotundan elde yaşlar sayesinde G.Ö. 12.1 bin yılından da önce oluştuğu düşünülen bu uyumsuzluk yüzeyine ait kontur haritası yorumlandığında körfezde bu zamana ait kıyı çizgisi ortaya çıkarılabilinmiştir. Bu ana uyumsuzluk yüzeyini körfezin birçok yerinde kıyısal aşma ile üzerleyen ve G.Ö. 12.1 bin yılından sonra körfezin Marmara Deniz ile su geçişin sağlanması sonucunda çökeldiği ortaya çıkarılan denizel Birim-S1, sismik yansıma karakterlerinden de Birim-S1'in körfeze Akdeniz sularının ulaştığı ve körfezde su seviyesinin artışına neden olduğunu göstermektedir.

INVESTIGATION OF SEA LEVEL CHANGES IN GULF OF GEMLIK WITH GEOPHYSICAL METHODS

SUMMARY

Located to the east of the Sea of Marmara (SoM), the Gemlik Gulf, is a semi-enclosed basin such as the Gulf of İzmit, have similar oceanographic features. Although it is an active basin, it is diversed from the İzmit Gulf because it is not effected by 1999 earthquake as much as İzmit Gulf . The Gemlik Gulf has an earthquake risk, while it is on the mid-part of North Anatloin Fault Zone, therefore, the Gemlik Gulf must be investigated in terms of paleoseismology. The middle arm in the Gemlik Gulf, late Pliocene-Pleistocene period in the growing east-west right-lateral strike-slip faults control width of 36 km, 11 km in length. NW-SE Extendded Gemlik basin must be formed as result of transtention during the late Pleiocene-Pleistocene. The North Anatolian Fault reached the eastern Sea of Marmara ≥3.5 Ma ago, where its middle strand intersected the Thrace-Eskişehir Fault. GPS slip vectors measured on the Armutlu and Mudanya blocks show a displacement of 7–8 km during the last 3.5 Ma. The middle strand of the North Anatolian Fault zone has lower tectonic activity than the northern strand. Because uplifting of the southeast Marmara Sea region has been continuous since the late Pliocene, the presence of fluviatile, lacustrine and deltaic environments in the Gemlik pull-apart basin over the same period supports a lower level of tectonic activity. The transgressive Marmara Formation was deposited on top of these fluvio-lacustrine deposits following the Mediterranean inundation at 600 ka via the Strait of Çanakkale. The Gemlik basin was affected both by two major sea-level falls at 160–132 and 24–11 ka, and minor short-lived sea-level variations, as a result of becoming a lacustrine setting five times since ≥600 ka. During these lowstands, stacked delta successions were deposited around the lake and on the transgressed shelves of the Sea of Marmara.

In addition to the Gemlik Gulf morpho-tectonic structure as detailed stratigraphy of the sediments of the late Pleistocene-Holocene period and facial features of these sediments it is not demonstrated in detail. This is why the Gemlik Gulf have late goal to uncover the paleoceanographic and palaeoseismologic evolution in the Quaternary, R/V URANIA research vessel obtained from completing the sea trials in 2013. Shallow-seismic and core data were obtained and used in this thesis. High resolution seismic profiles, multibeam bathymetry of the Gemlik Gulf, and multi-proxy analyses of cores from the Gulf's depocentre has been used to study the sedimentary processes in the Gemlik Gulf. Some of the dense chirp profiles and multibeam bathymetry data belong to Gemlik Gulf, acquired onboard R/V Urania during "MARM13" cruise in 2013 and "MARM05" cruise in 2005, are studied. One piston-gravity 8.6 m core with undisturbed tops were recovered from -78 m water depth on board during cruise in respectively.

Closely spaced Chirp sub-bottom profilling data was acquired by the 16 transducers, hull mounted Benthos (Datasonics) Chirp-II profiler, with operating frequencies ranging between 2 and 7 kHz. Seismic traces, which have been extracted from chirp profiles crossing the core locations, have been correlated with sediment cores by generating stynthetic traces with using the P-wave velocity and gamma density measurements from Multi-sensor Core Logger. The autocorrelation of the Chirp pulse

(zero-phase Klauder wavelet) is used as a source wavelet for the synthetic seismic traces. The source wavelet, which has been convolved with the reflectivity series obtained through acoustic impedance calculations using gamma-density and P-wave velocity core logs, has been generated as having identical pramateres such as sampling rate, sweep start frequency, sweep end frequency of with the real traces. In order to eliminate the ringing noises which is a result of convolution process, a source signature deconvolution is applied to the synthetic traces, and subsequently the instantaneous amplitude of the traces is computed by Hilbert Transform. The instantaneous amplitude, that is proportional to the square root of the total energy of the seismic trace at an instant of time, measures the reflectivity strength, thereby the stratigraphy could be relatively well defined.

The multibeam bathymetric map of the basin shows that the study areais characterized by NW-SE trending transtensional oblique faults, delta lobes of the Kocadere River to the east. Furthermore, the faults observed both in high resolution seismic sections and multibeam bathymetric map have NW-SE orientations and high-angle dip-slip geometries, are most probably associated with secondary elements of the Middle strand of the NAF in the Gemlik Gulf. The high resolution seismic profiles show an erosional surface in the deep basinal parts, that was formed during Late Glacial period when the water level was 100 m, or more lower than present. This surface is overlain by a highly reflective lacustrine unit deposited until about the first marine transgression at 12 ^{14}C ka BP. The topmost unit is represented by an up to 15 m-thick Holocene mud drape. The base of the Holocene above the delta in the eastern part of the Gemlik Gulf had been dated at 11,250±60 ^{14}C (calib.) BP by previous works on the study area.The oblique clinoform reflectors have been interpreted on seismic sections as prograding deltaic sediments, and foreset directions of the deltaic unit indicate that the delta was sourced from the Kocadere River. This delta lobe is offset by the secondary faults of the Middle strand of the NAF. The dimly trace of the main NAF, according to the multibeam bathymetry map, is interpreted in the northern part of lacustrine delta lobe.

Gulf of Gemlik, from the beginning of the Holocene sea level changes were revealed simultaneously with the Marmara with various research studies carried out before that. Today, with the bay in the Marmara and transition bathymetry data is up to date with -55 m depth in the presence of an observable threshold indicates that the water may be cut at different times of transition with the Marmara. This thesis aims the late Pleistocene to Holocene sealevel changes and the water exchanges between the Gemlik Gulf and the Marmara under the transtensional tectonic regime. For this purpose, we used the shallow seismic reflection data in this study together with a piston core that was recovered from the northern shelf of the Gemlik Gulf

Studying of high-resolution seismic and bathymetric dataallow us to examine the current morphology of the Gulf of Gemlik and stratigraphy of the sediments that were deposited during the Late Pleistocene-Holocene period. Seismic stratigraphic studies revealed facies characteristics of the main depositional units. P-wave and density measurements of Core M13-08 by the multi-sensor core logging were used for producing synthetic seismogram. This was matched with the seismic reflection profile on the basis of which the core sediments can be compared on the basis of lenght of the core. However, five different sedimentary units have been differentiated in 280 seismic profiles and their boundaries have been defined as continuous seismic reflection surfaces . Using the same general character as the reflection of seismic

reflection profiles and differentiated seismic unit in water depths through which they also limit the volume of the surface were obtained important information about water level changes in the gulf. Both revealed the relative stratigraphic position of taking into account. The oldest of these mirror images within Unit S5 shelf unit represented by deltaic sediments in the gulf, this unit precipitated between 23 to 21 ka BP. It also belongs to the unit the water level in the gulf below -65 m foreset/topset is indicate the transition. This unit unconformably overlying Unit-S4 seismic images, the formation of the more old-S3 exceeds the unit overlying mud mats should be as transgressive of this unit BP 21-18 thousand years shows that between sediments.

Last Glacial Maximum (LGM), which terminate at 18 ka BP in the coming year as determined by the erosional channels with radiocarbon age obtained from seismic profiles is found to -110 m up to scratch. Seismic reflection images can be clearly observed that the vaccine should be understood that channels the transgressive deposits on the surface reflection structure exhibits the Unit-S3, radiocarbon dates obtained from core 18-15,6 ka BP between were deposited at a time when the water level started to rise again in the gulf. This period shows that post-glacial period, humid climate with the Gulf around the bay fed by drainage.and when the water level of the Marmara in the previous time period considered to be at about -110 m level rise of water in the gulf in around 18-15,6 ka BP.

This thesis shows also water level collation with the Gemlik Gulf and the Sea of Marmara before Holocene transition. Paleo-bathymetric contour maps produced from the data in 18 ka BP that remains to water level connection with the gulf and in the Sea of Marmara. Before Holocene 15,6 to 12,1 ka BP between the sediments with radiocarbon ages determined that the unit-S2 consists of accumulated clinoform shelf edge and slope indicating that the overall experience of the gulf in this period, the water level is regressive feature. Unit-S2 in seismic reflection images overlying and also Unit-S1 is also on the main disharmony forming the base -65 m observed to occur at a water depth "Berm". The presence before the Holocene in the water level almost to be at these depths It indicates that it should. From the M13-08 12,1 ka BP thought to result from a contour map of this disharmony in the gulf has been reviewed, removable out this time of shoreline. In the way of providing water to pass through the sea sediments which uncovered marine Unit-S1 indicates that caused the seismic character of which also reached the Unit-S1 and Mediterranean waters and increase the water level in the gulf.

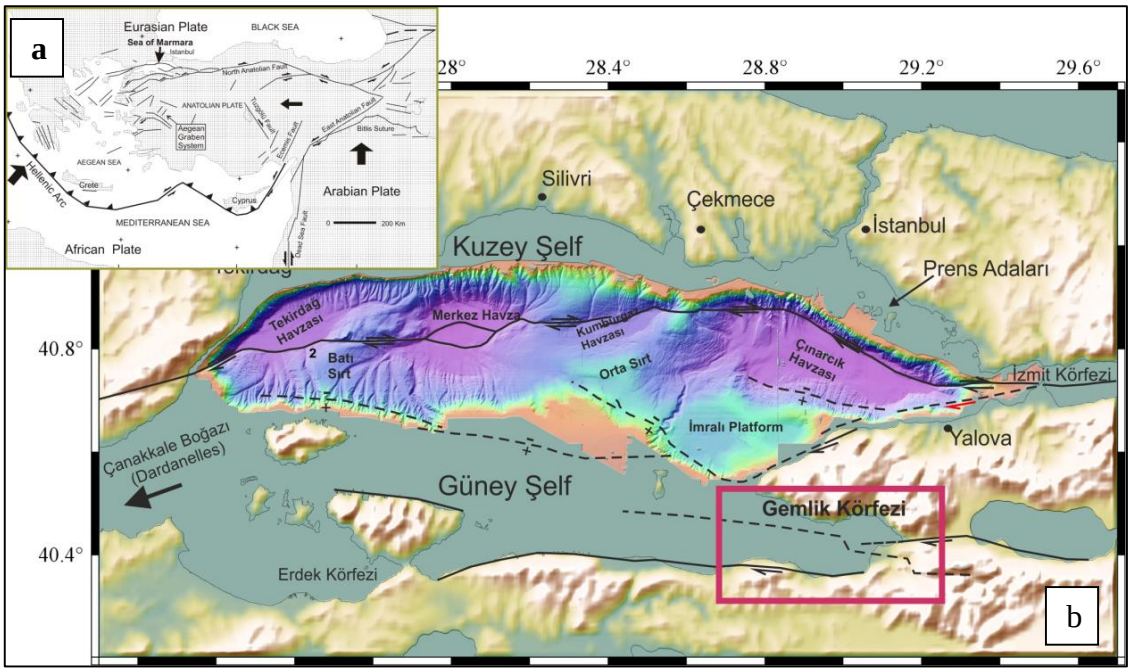
1. GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanı, Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Marmara Denizi'nin, güneydoğu yönünde doğu-batı doğrultuda Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu üzerinde bulunan Gemlik Körfezi, geç Pliyosen-Erken Pleyistosen döneminde gelişen doğu-batı yönlü sağ yanal doğrultu atımlı faylar denetiminde 11 km genişliğinde 36 km boyunda bir çek-ayır havza konumundadır (Yaltırak ve diğ., 2002). Gemlik Körfezi; Marmara Denizi'nin güney şelfinin güney doğusunda, batısındaki Marmara güney şelfinden -55 m su derinliğinde bir eşik ile ayrılmakta ve ortasında "Burgaz depresyonu" ismindeki elips şeklinde bir çukur içermektedir (Gökaşan ve diğ., 2005). KB-GD yönünde uzayan bu eliptik çukurluğun derinliği, -70 m'den başlayıp, ortasında en derin yeri olan -113 m'ye kadar ulaşmaktadır (Şekil 1.1b).

Körfezin Güney kıyıları fay denetimli morfolojik yapılardan, Kuzey sahilleri ise 20-30 m yüksekliğinde falezlerden ve bunları kesen K-G doğrultulu 70-80 m'lik derin denizaltı vadilerinden oluşmaktadır. Körfezin doğusunda Kocadere akarsuyunun oluşturduğu delta bulunmaktadır. Gemlik Körfezi'nin üzerinde yer aldığı KAF'ın orta kolu, Akyazı batısından Geyve Boğazı yoluyla İznik Gölü'ne ve oradan Gemlik Körfezi'ne uzanır; güney kol ise Yenişehir ovası üzerinden Bursa güneyinden Ulubat ve Manyas göllerine ulaşmaktadır (Barka ve diğ, 1996). Doğu-Batı yönlü ana fay Kocadere deltasını kuzeyinden keserek ve sağ yanal yönlü öteleyerek Gemlik Körfezi'ne girmektedir. Faylara ait yamaçlar özellikle Burgaz depresyonunun kuzeyinde güneyine nazaran daha dik eğimlere sahiptir. Marmara Denizi'nin güney şelfinde ortalama eğim 0,3º iken, Gemlik Körfezi'nde yaklaşık 1º'dir (Yaltırak ve diğ., 2002).

Bu tezin temel amacı, Marmara Denizi'nin güneyinde ve Kuzey Anadolu Fay hattının orta kolunda bulunan Gemlik Körfezi'nin, Geç Pleistosen 'den Holosen'e kadar kapsayan süreçteki paleoşinografik evriminden yararlanarak geçmişteki su seviyelerinin hangi sebeplerle ne derecede değiştiğini anlamak, bu su seviyesi değişimlerini üreten unsurların çalışma prensibini araştırmaktır. Bu tez kapsamında yüksek çözünürlüklü çok ışınlı batimetri



Şekil 1.1 : a) Türkiye'deki temel aktif tektonik bileşenler ve bu sistem içerisinde Marmara Denizi'nin konumu (Okay ve diğ., 1997) b) Çalışma alanının (kırmızı dikdörtgen) Marmara Denizi'ndeki konumunu gösteren çok ışınlı batimetri haritası (Pondard ve diğ. 2007).

ölçümleri, yüksek çözünürlüklü sığ-sismik yansıma (Sub-Bottom Chirp Seismic) profilleri ve bir adet piston karot (M13-08) birlikte detaylı şekilde incelenmiş ve Gemlik Körfezi'nin çökel stratigrafisi ortaya çıkarılmıştır. Kullanılan bu jeofizik veri setleri 2005 ve 2013 yıllarında; piston karot ise 2013 yılında R/V Urania gemisi ile gerçekleştirilen deniz seferleri sırasında elde edilmiştir. Sismik çalışmalar için iki seferde elde edilen 280 adet sığ sismik yansıma profili analiz edilmiştir. Analiz edilen bu profillerden dokuz adedi yorumlanarak, Geç Pleistosen'den Holosen'e kadar, körfeze ait sismik stratigrafik birimler tespit edilmiştir. Ayrıca litolojik tanımlaması yapılan M13-08 karotu 5 mm örnekleme aralığında manyetik duyarlılık, P-dalga hızı, elektrik özdirenç ve gamma-yoğunluğu gibi fiziksel özelliklerinin belirlenmesi amacıyla Çok Sensörlü Karot Log Alıcısı (Multi Sensor Core Logger - MSCL) deneyleri yapımıştır. Karot üzerinde bu işlemin ardından deniz-göl geçişi, yaşadığı döneme ait yaşların tayini amaçlı fosillerin tespiti amacıyla alınan 5 adet örnek tarihlendirme analizleri

için Poznan Radyokarbon Laboratuvarı'nda gönderilmiş ve radyokarbon (^{14}C) yaş analizleri yaptırılmıştır (Poznańskie Laboratorium Radioweglowe, *www.radiocarbon.pl*).

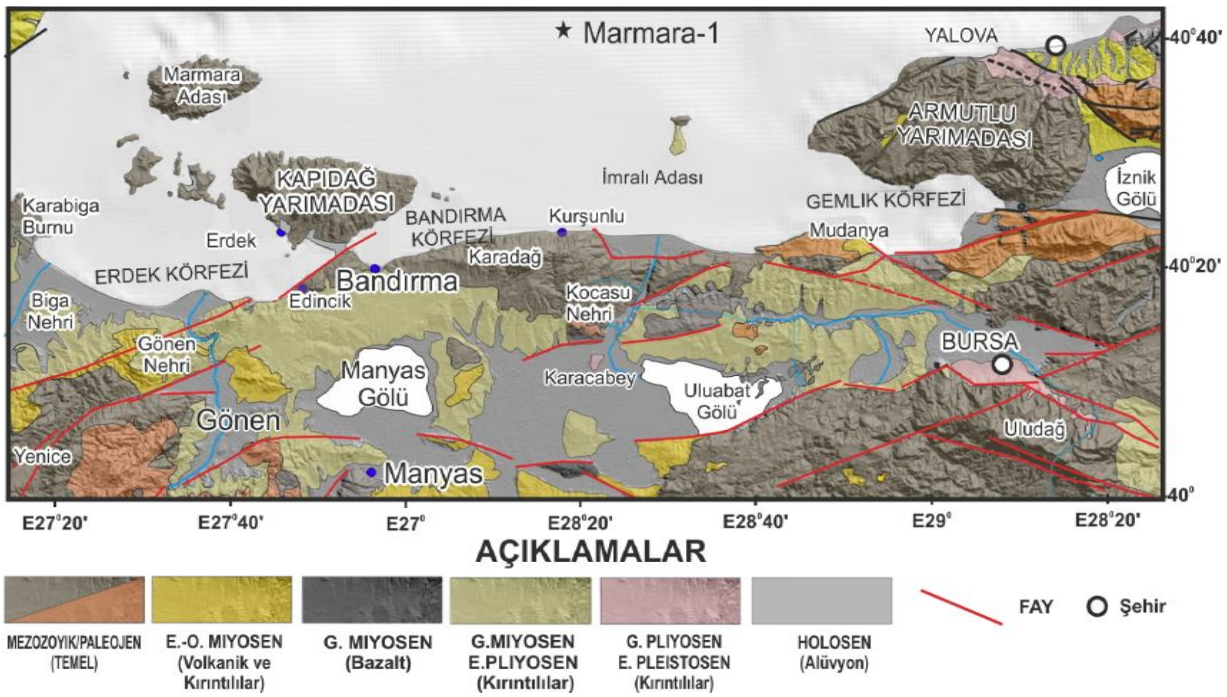
Elde edilen bu yaş bilgileri ile birlikte Taviani ve diğ. (2014) ile Gasperini ve diğ. (2011a, 2011b) çalışmalarında da kullanılan Gemlik Körfezi'nin doğusundan alınmış olan GE-124 karotuna ait litolojik birimler, bu birimlere ait yaş bilgisi ve sismik profiller ilişkendirilerek statigrafik birimler yaşlandırılmış ve kronostratigrafik birimler elde edilmiştir. Belirlenen bu birimlere ait sismik reflektörlerin körfez boyunca zaman/derinlik ekseninde haritalanması ile oluşturulan izopak haritalar ile paleobatimetriler elde edilmiş; bu sayede son 20 bin yılda özellikle sismik profillerde belirlenen farklı su seviyesi değişimleri ve çökelme ortamlarının Gemlik Körfezi'ndeki evrimi detaylı bir şekilde ortaya konulabilmiştir. Son olarak, MSCL analizlerinden elde edilen fiziksel özelliklerin kullanıldığı yapay sismogramlar ile Holosen döneme ait çökellerde yer alan iklimsel olayların yarattığı sismik reflektörlerin genlik değerlerinin sismogramlar ile karşılaştırılması yapılarak yaşları bilinen bu iklimsel olayların holosen çökellerine ait yaş modeli kurulmuş ve yorumlanmıştır.

Tez kapsamında Bölüm 2'de çalışmada kullanılan materyal ve yöntemler, Bölüm3'te, çalışmada kullanılan yöntemler sonucu elde edilen veriler ve bunların grafikleri, Bölüm 4'te ise farklı yöntemlerden elde edilen sonuçlar ve son olarak da, Bölüm 5'te bu sonuçların yorumu ele alınmıştır.

1.2 İnceleme Alanının Genel Jeolojisi

Kuzey Anadolu Fayı (KAF), yaklaşık 1.600 km uzunluğunda, sağ yanal doğrultu atımlı, kıta içi transform fay olup, Anadolu plakasının Avrasya′ya göre batıya doğru hareket etmesini sağlamakla birlikte bu transform fay Marmara Denizi içerisinde kuzey,orta ve güney olmak üzere üç kola ayrılmaktadır (Şengör, 1979). Çalışma alanı Türkiye′nin sismik olarak aktif bölgelerinden biri olan KB Anadolu′da yer alır. Türkiye′nin neotektoniği Arap-Afrika levhaları ile Avrasya levhası arasında Orta-Geç Miyosen′de gerçekleşmiş olan kıta-kıta çarpışmasıyla başlar. (Şekil 1.1a) Bandırma ile Dokurcun Vadisi arasında 250 km uzunluğunda olan güney kol doğudan batıya doğru birbirinden sağa sıçramalı yapılarla ayrılan Geyve, İznik, Gemlik, Zeytinbağı ve Bandırma fayları olarak adlanmış beş geometrik segmentten oluşmaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Sakarya Zonu'na ait kayaçlar geç Triyas'ta bir araya gelmiş iki tektonik birlik halinde bulunmaktadır (Okay ve diğ., 1996).

Bunlar, Paleozoyik yaşlı granitik ve metamorfik kayaç birliği ile Paleozoyik-Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı olarak bilinen eklenmiş dalma-batma kuşağı birliğidir. Granitik-metamorfik birimler, felsik gnays, kuvars-feldispat-mika şist ve bunlarla ara tabakalı amfibolit ve mermerlerden oluşmuştur. Metamorfizma yüksek amfibolit ve granulit fasiyesindedir. Bu kayaçlar Gemlik Körfezi'nin yakınında Uludağ'da ve Armutlu Yarımadası batısında yüzeylenmektedir. Sakarya zonuna ait Karakaya Karmaşığı Nilüfer, Çal, Hodul ve Orhanlar grovağı gibi birimlerden oluşmaktadır.



Şekil 1.2 : Gemlik Körfezi'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Vardar ve diğ., 2006).

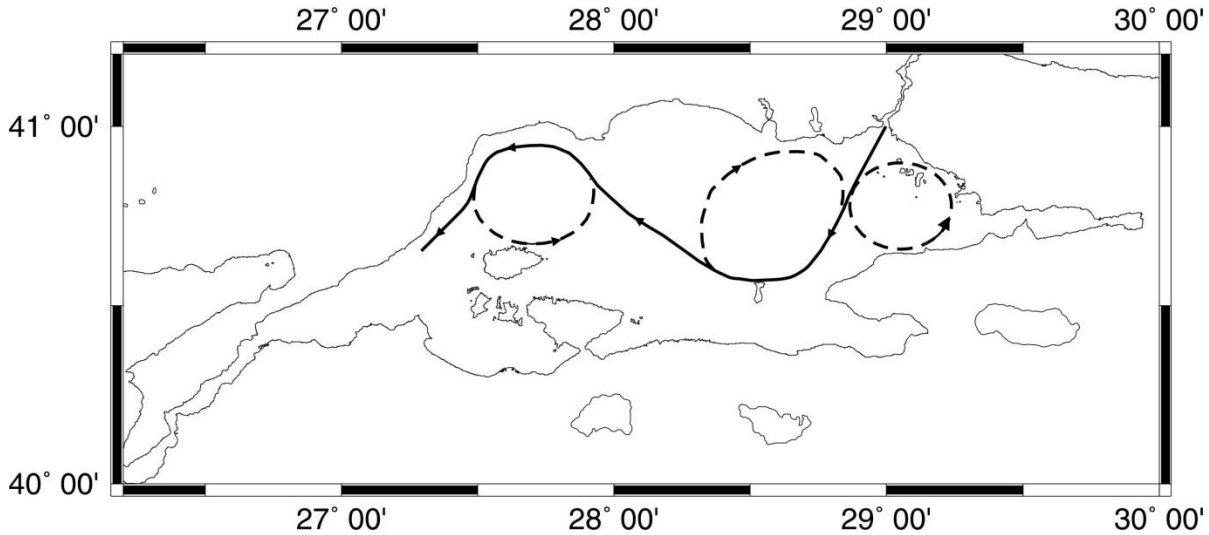
Nilüfer biriminin çoğunluğu mafik volkanik tüf ve kırıntılılardan oluşmuştur. Yüksek-basınç yeşil şist metamorfizması geçirmiştir (Okay ve diğ., 1996). Kayaçlar albit, klorit, epidot, aktinolit ve sfen içermektedir. Bazaltlar alkali nitelikte olup, titan-ojit ve kaersutit içermektedir. Bu birim, Mudanya arasında kıyı şeridinde, Manyas güney ve güneybatısında ve Bursa'nın güneybatısında yüzeylenmektedir. Hodul birimi Biga ve Çan doğusunda Biga Nehri'nin akaçlama alanında yüzeylenmektedir. Orhanlar Grovak'ı daha yaygın olup Karacabey kuzeyi ve Uluabat Gölü güneyinde görülmektedir (Şekil 1.2). Ayrıca Oligo-Miyosen yaştaki granitler Mustafa Kemalpaşa–Kepsut ve Balya-Manyas arasında, Uludağ ve Armutlu Yarımadası'nda görülmektedir. Eosen yaşlı bazalt ve andezitler ise Armutlu Yarımadası'nda geniş yüzeylenmeler göstermektedir.

1.3. İnceleme Alanının Hidrolojisi

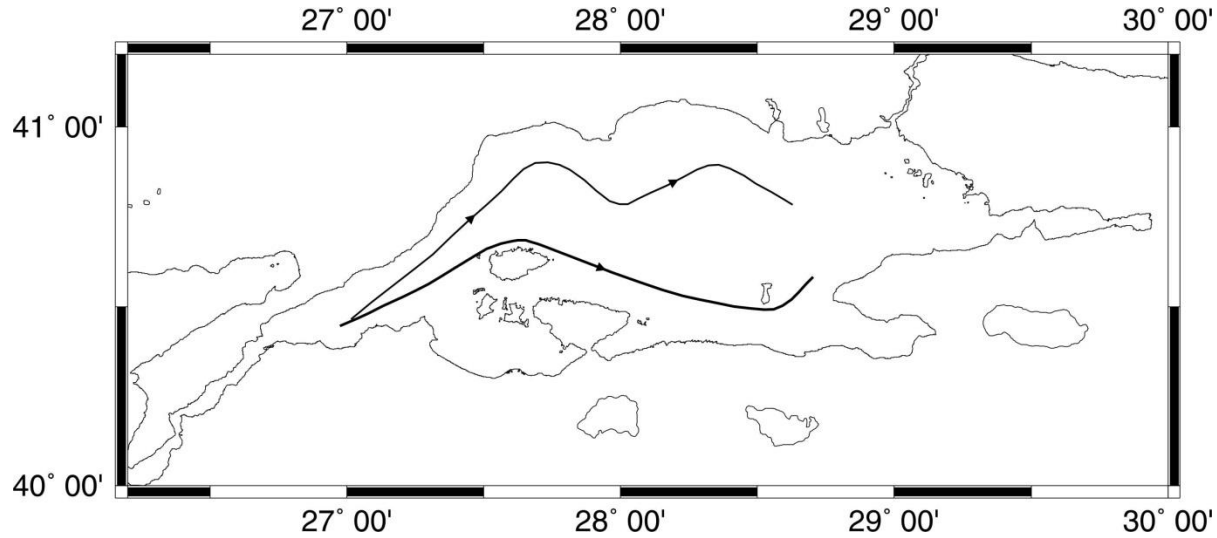
İstanbul ve Çanakkale boğazlarının sığ eşik derinlikleri ile Akdeniz ve Karadeniz kökenli suların tuzluluk farklılığı, Boğazlarda ve Marmara Denizi'nde iki tabakalı bir su sütunu ve akıntı sisteminin oluşmasını sağlamakta ve alt suyun etkin dolaşımını engellemektedir. Altta Akdeniz kökenli daha tuzlu (38.5 ‰) su Karadeniz'e akarken, üstte Karadeniz kökenli az tuzlu sular (18 ‰) Akdeniz'e akmaktadır (Ünlüata ve diğ., 1990). Boğazlar ve Marmara Denizi'ndeki karışım ve difüzyon olaylarından dolayı Marmara Denizi'nde yaklaşık 36 ‰ ve 22 ‰ tuzluluğuna erişen bu iki su kütlesi arasındaki sınır (haloklin) yaklaşık -25 m'de bulunmaktadır.

Marmara Denizi'nin üst su dolaşımı, Karadeniz ile Ege Denizi arasındaki su seviyesi farkının neden olduğu antisiklonik bir döngü ile oluşmaktadır (Beşiktepe ve diğ., 1994; Şekil 1.4). Bu dolaşım İstanbul Boğazı'ndan giren ve özellikle de geç ilkbahar ve yaz aylarında etkili olan Karadeniz kökenli üst su akıntısı tarafından oluşturulmaktadır. Güneye doğru 60-75 cm/s hızında hareket eden Boğaz akıntısı, Armutlu Yarımadası'nın kuzey-batı ucuna çarparak önce batıya ve daha sonra kuzey-batıya yönlendirilmektedir. Daha sonra ise Tekirdağ Körfezi kıyılarını izleyerek Çanakkkale Boğazına girmektedir. Bu akıntıya bağlı olarak Çınarcık Çukurluğu batısı, Doğu Sırtı ve Orta Çukurluğu kapsayan geniş bir alan üzerinde hakim olan antisiklonik büyük bir döngü ile Adalar - Armutlu Yarımadası ve Tekirdağ Körfezi - Marmara Adası arasında sık sık tekrarlanan siklonik daha küçük döngüler oluşmaktadır (Şekil 1.4). Yüzey suyu akıntı hızı yerel ve mevsimsel olarak 20-50 cm/s arasında değişmektedir. Üst tabakanın yenilenme zamanı meteorolojik koşullara bağlı olarak 4-5 aydır (Ünlüata ve diğ., 1990; Beşiktepe ve diğ., 1994). Yüzey suyu tuzluluğu kış ve ilkbaharda rüzgar şiddetinin artması ile alt su - üst su karışımının daha etkili olması ve Karadeniz'den gelen daha az tuzlu suyun azalması nedenleriyle ‰25-26'ya kadar artmaktadır (Beşiktepe ve diğ., 1994).

Dip suyu dolaşımını Çanakkale Boğazı'ndan giren ve Marmara Denizi'nde tabana yayılarak, doğuya İstanbul Boğazı'na doğru ilerleyen Akdeniz kökenli suların oluşturduğu batı-doğu yönlü yavaş bir akıntı sistemi oluşturmaktadır (Beşiktepe ve diğ.,1994). Bu akıntı en belirgin olarak Tekirdağ Çukurluğu içinde izlenmekte olup, mevsimsel değişimler göstermektedir. Kış aylarında Tekirdağ Çukurluğunun dibine çöken bu akıntı batı sırtı ve Doğu sırtları tarafından bir miktar engellemeye uğramaktadır. Bu nedenle özellikle Çınarcık Havzasında dip suyunun durağan olmasına ve oksijence fakirleşmesine neden olmaktadır.



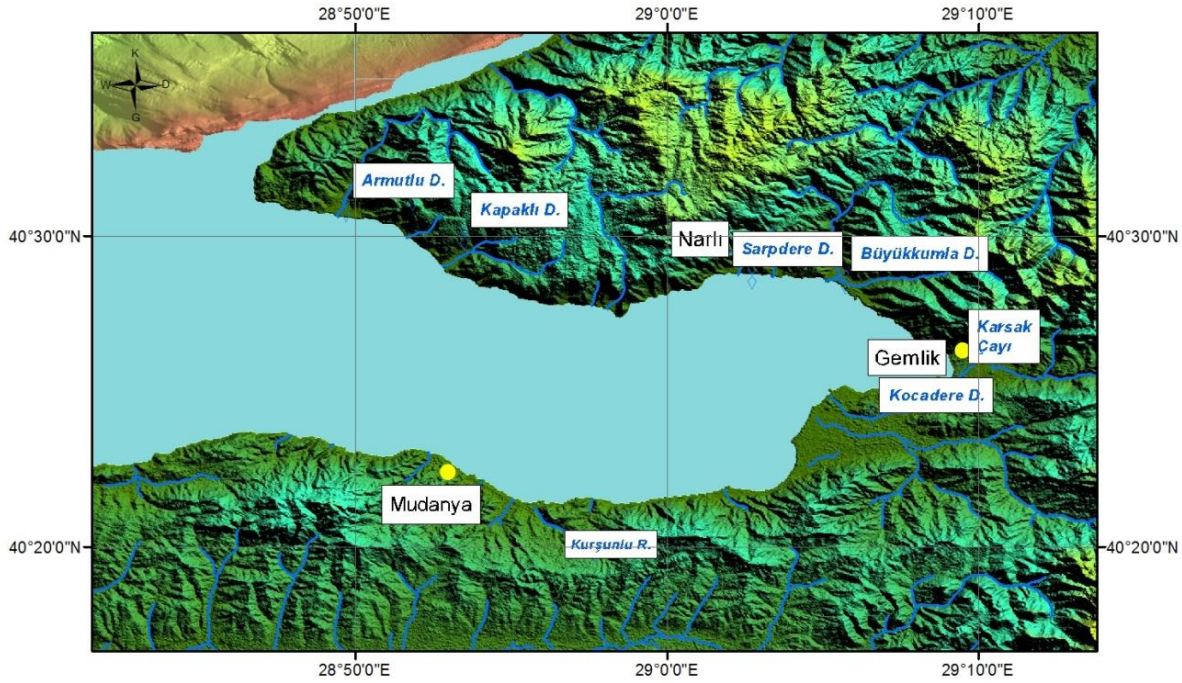
Şekil 1.3 : Marmara Denizi'nin yüzey suyu dolaşımı (Beşiktepe ve diğ., 1994). Sürekli çizgiler yaz mevsimindeki devamlı akıntıyı, kesik çizgiler ise zaman zaman tekrarlanan akıntıyı göstermektedir.



Şekil 1.4 : Marmara Denizi'nin derin su dolaşımı (Beşiktepe ve diğ., 1994). Kalın çizgi, 50-100 m derinlikteki akıntıyı; ince çizgi, 100-500 m derinlikler arasındaki akıntıyı göstermektedir.

Etkin dolaşımı engellenen alt su kütlesinde organik maddenin bozuşması sonucu, oksijen miktarı Çınarcık Çukurluğunda 1-2 mg/l düzeylerine düşmektedir (Ünlüata ve diğ., 1990). Sonbaharda ise Çanakkale akıntısı daha sıcak ve az yoğun olduğundan haloklinin altında, daha sığ derinliklerde, güney şelfinin kenarını izlemektedir. Diğer mevsimlerde ise 150-500 m derinliklerde görülmektedir. Bu dip akıntısı genellikle yavaş olup batimetriyi izlemektedir. Alt tabakanın yenilenme zamanı 6-7 yıldır (Ünlüata ve diğ., 1990, Beşiktepe ve diğ., 1993). Gemlik

Körfezi'ne nehir girdileri kuzeyden Kapaklı, Armutlu, Sarpdere ve Büyükkumla dereleri, doğuda Karsak ve Kocadere dereleri ile güneyden Kurşunlu deresi ile olmaktadır. Bu akarsular Marmara Denizi'ne toplam 4.650 km3/y su ve 2.2 x 106 t/y askıda sediment yükü taşımaktadır (Albut, 2012). Bu akarsuların en büyüğü Kocadere deresi olup; Gemlik Körfezine olan toplam nehir suyu girdisinin %60'ını 27600 km^2 lik drenaj alanı ile 158 m^3/sn'lik akıntı hızı ile sağlamaktadır.



Şekil 1.5 : Gemlik Körfezi'ne ait akarsuları ve drenaj hatlarını gösteren harita.

1.4. Gemlik Körfezi'ne Ait Önceki Çalışmalar

KAF'ın kuzey kolundaki sismik tehlike nedeniyle, diğer kollarındaki araştırmalar kuzey kola kıyaslandığında az sayıda olsa da, Gemlik Körfezi'nin tektonik evrimi Barka ve diğ. (1988); tarafından MTA Sismik-1 gemisiyle 1984 yılında toplanan tek kanallı yüksek çözünürlüklü sismik yansıma ölçümleri kullanılarak çalışılmıştır. Kurtuluş (1985), Gemlik Körfezi'ndeki fayları; sınır faylar, sedimanlarda az miktarda atıma sebep olan aktif olmayan faylar ve sedimanları deniz tabanında kesen aktif faylar olarak sınıflandırmıştır.Barka ve Kadinsky-Cade (1988), Gemlik ve Gençali olarak tanımladıkları sağ yanal doğrultu atımlı fayların karada da gözlemlendiğini ve Gemlik Körfezi'nin içine doğru uzandıklarını açıklamışlardır (Şekil 1.2.a). Aynı sismik verileri batimetri verisiyle birlikte değerlendiren Barka ve Kuşçu (1996), Gemlik Körfezi ve çevresindeki aktif fayları çek-ayır havza modeli kapsamında yorumlamışlardır (Şekil 1.2.b). Yaltırak ve Alpar (2002), bu sismik yansıma verilerini karadan elde edilen

jeolojik verilerle birlikte değerlendirerek KAF ile Trakya-Eskişe hir Fayı (TEF) arasında yapısal ilişki olduğunu ve Gemlik Körfezi'nin çek-ayır havza olarak oluşarak tektonik evriminin doğu yönlü faylar tarafından konrol edildiği sonucuna varmışlardır (Şekil 1.2.c). Gemlik Körfezi'nin içinde, karadaki faylar ile uyumlu ve bir kısmı körfezin oluşumunu denetleyen birçok fay yer almaktadır ve bunların başında Armutlu Yarımadası'nın batısında KB-GD yönlü uzanan normal bileşenli faylar (TEF'in Armutlu Bloğu), güney kıyı çizgisine paralel gelişen deniz içi fayları ve körfezin ortasından geçen D-B doğrultulu ana fay (Gemlik Fayı) sayılabilir (Yaltırak ve Alpar, 2002; Şekil 1.2.e).Kuşçu ve diğ. (2009), 2002 yılında toplanan yüksek çözünürlüklü sığ sismik verilerini kullanarak bölgedeki fayları iki gruba ayırmıştır: havzayı oluşturan birincil faylar (Gemlik, Armutlu, Gençali ve Kocadere Fayları) ve bu fayların arasında veya etrafında yer alan ikincil fayları tespit etmiştir. Gemlik Körfezi'nin doğusunda yer alan Gemlik Yükselimi'nin (push-up structure), sağ yanal atımlı Gemlik ve Kocadere faylarının arasındaki sola doğru basamak ile oluştuğunu; Burgaz Çukurluğu'nun ise, sağ yanal atımlı Armutlu ve Gençali faylarının arasındaki sağa doğru basamak ile oluştuğunu belirtmiştir (Şekil 1.2.e).

Gasperini ve diğ. (2011a), 2010 yılında toplanan yüksek çözünürlüklü sığ sismik ve çok ışınlı batimetri verilerine göre bölgedeki ana morfolojik unsurların, havza çökel merkezini oluşturan eliptik bir çukur ve körfezin doğusundaki şelfin devamını oluşturan Gemlik Yükselimi adını alan pozitif çiçek yapsının (positive flower structure) oluşturduğu lob şekilli topoğrafik yükselim olduğunu yorumlamışlardır. Bu lob şekilli yükselimin, yatay erozyonel tabanın üstündeki üstten aşma (offlap) yansıtıcılarla karakterize edildiğine ve iyi tabakalanmış çamur akmasıyla örtüldüğüne değinmişlerdir. Bununla birlikte, sismik kesitlerde ve morfo-batimetri haritalarında tespit ettikleri KKB-GGB ve KB-GD doğrultulu ve yüksek açılı eğim atımına sahip fayların, Kuşçu (2009)'da belirtilen sıkışma zonunun (transpression) aksine, serbestlenme zonunu (transtensional) temsil ettiğini yorumlamışlardır. 2005 seferine ait verilerle oluşturulan batimetrik haritada, Babayev (2015) tarafından KAF güney kolunun sağa doğru basamak yaparak Gemlik çek-ayır havzasını oluşturması ve havza kenarlarında çökel merkezine karşı eğimlenen normal faylar gösterilmiştir. Lob sekilli topoğrafik yükselim ise, deniz transgresyonundan önce oluşmuş gölsel (lacustrine) delta sınırları olarak yorumlanmıştır.

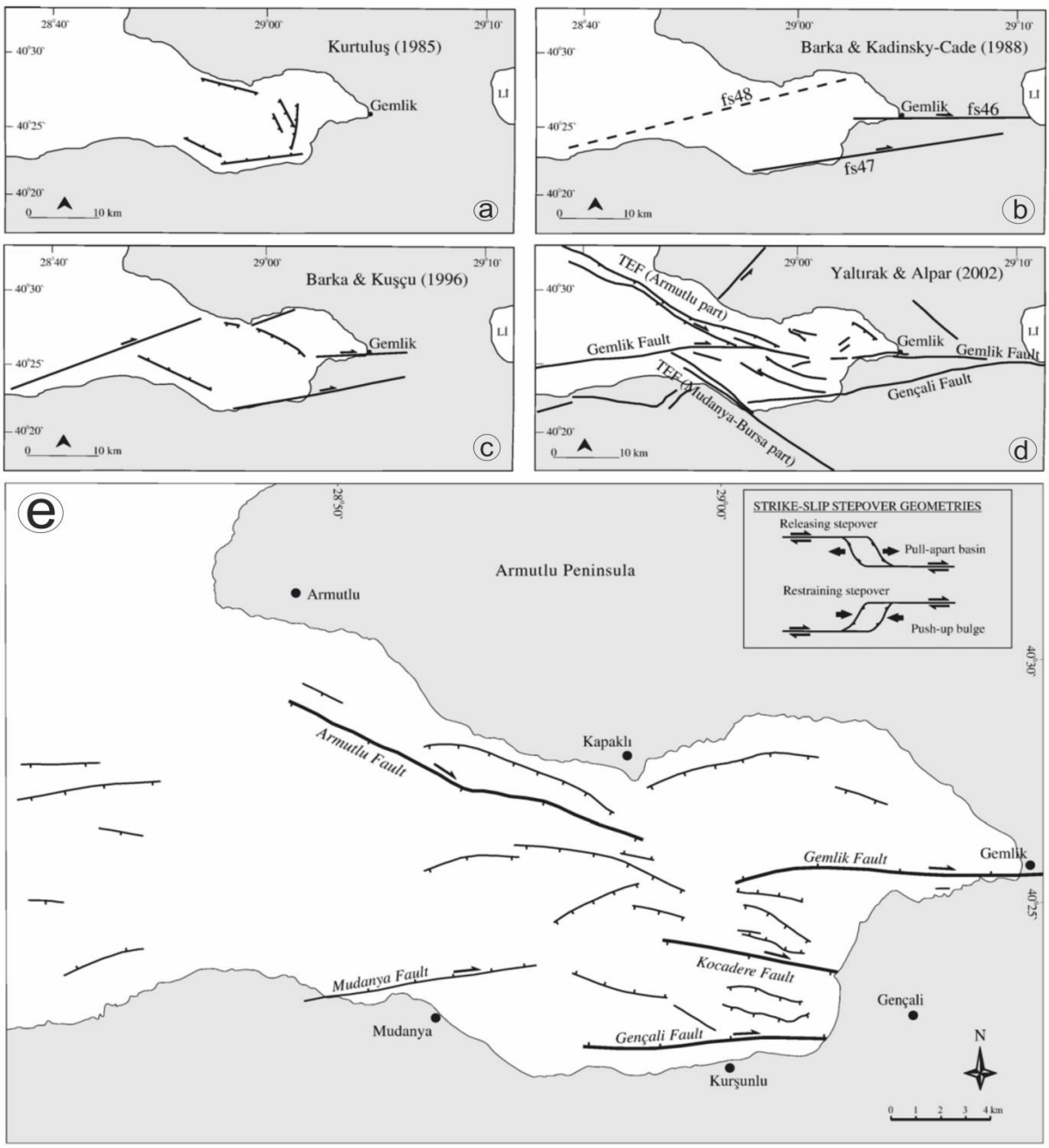
Deniz tabanında 3-4 m kadar kalınlıktaki en üst birim, son Akdeniz transgresyonunun ardından (G.Ö. 12.000 yıl) deniz seviyesinin Güney Marmara şelfini aştığı G.Ö. 9700 yılından sonra çökelmiştir (Özmaral, 2012; Yaltırak ve Alpar, 2002). Yapılan son karot çalışmalarına göre,

Kocadere açıklarındakinin aksine Gemlik Körfezi içinde depolanma şartlarının düzenli bir şekilde korunduğu belirlenmiştir (Ergin ve diğ., 1990). Tarihsel verilere göre, NAF'ın güney kolundaki son büyük depremler; 15 Mart 1419'da 7.2, 28 Şubat 1855'te 7 ve 10 Kasım 1863'te 6,7 büyüklüklerinde kaydedilmiştir (Ergin ve diğ., 1967; Ambraseys ve diğ., 1991). Aletsel dönemde Bandırma Geyve arasında yıkıcı bir deprem kaydedilmemesine rağmen, Gemlik fayı boyunca mikrodeprem etkinliği özellikle 17 Ağustos 1999'dan sonra söz konusudur (Utkucu ve diğ., 2011). KAF güney kolundaki 2 mm/yıllık göreceli kayma miktarı, 4-5 m'lik yer değiştirmeye neden olacak depremin oluşma sıklığının 2000-2500 yıl olduğunu göstermektedir (Barka, 1996; Yaltırak ve diğ., 2002; Uçarkuş, 2002).

Yaltırak (2000) tarafından , KAF'ın Trakya-Eskişehir fayında yaptığı ötelenme miktarları Anadolu'nun batıya göçünün % 77,7'sini kuzey kol, % 9'unu orta kol, % 13,3'ünü güney kol üzerinde yer aldığını göstermektedir. GPS verileri KAFZ'nin kuzey zonunda kuvvetli bir sağ yanal makaslama ve bir miktarda sıkışma olduğunu göstermektedir. Güneyde KAF'ın Gemlik kolunda ise gerilme ve az oranda sağ yanal makaslama meydana gelmektedir. En yüksek yamulma oranı kuzey kol üzerinde olup en az yamulma ise orta kol üzerindedir. Öte yandan normal yamulma oranlarına göre İzmit Körfezi yüksek sıkışma altında iken Gemlik kolu ve Bursa gerilme miktarları İzmit Körfezine oranla daha az miktardadır (Şengör ve diğ., 2005).Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun yer aldığı Kuzey Batı Anadolu'da ölçülen GPS değerlerine göre Anadolu Levhası'nın batıya doğru 20-25 mm/yıllık hareketinin bu kollar arasında bölündüğü görülmektedir (Cocard ve diğ., 1999; McClusky ve diğ., 2000).

Üç kol üzerinde GPS hız vektörlerinin dağılımına göre, kuzey kol üzerindeki hareket 16-17 mm/yıl, orta kol üzerinde 1-2 mm/yıl, güney kol üzerinde ise 3-4 mm/yıl olarak ifade edilebilir (Uçarkuş, 2002). Ancak, Gasperini (2011b) Holosen zamanı boyuca Gemlik Körfezi'ndeki bu hareketin hızını % 20'lik hata oranını hesaba katarak yılda 3.7±0.7 mm olarak hesaplamış ve bu değerin Anadolu-Avrasya kümülatif hareketinin % 30-40'ını temsil ettiğini öngörmüşlerdir. Bu değer, daha önce elde edilen jeodetik modellerden yüksektir. Kuşçu (2009)'nun 2000 yılına ait MTA sismik veri setine göre yaptığı yorumda özellikle havzanın merkezinde olmak üzere gaz içeren çökellerden, ancak bunların ne deniz tabanında ne de su kolonunda gözlemlenemediğinden bahsetmiştir. Bununla birlikte, yüksek sismik aktivitenin önemli bir belirteci olabilecek gaz içeren çökeller ve su kolonundaki gaz içeriği İzmit Körfezi'nde 17 Ağutos 1999'dan sonra arttığı rapor edilmiş, ancak Gemlik Körfezi'nde bu durumun deniztabanı ve su kolonunda gözlemlenememesi bölgenin sismik aktivitesinin düşük olduğunun belirteçlerinden biri olmasına rağmen, Gasperini (2011b), KAF'ın orta kolu üzerinde

hesapladığı hareket hızlarını dikkate alarak bu kolun büyük bir deprem yaratmasına hazır olduğunu söylemektedir.



Şekil 1.6 : Gemlik Körfezi'ne ait önceki çalışmalarda yorumlanan faylar (Kuşçu (2009)'dan referans alınarak) **a)** Kurtuluş (1985)'e göre bölgedeki aktif faylar;**b)** Karadaki faylar ve deniz içindeki uzanımları (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988); **c)** Barka ve Kuşçu (1996) tarafından Gemlik Körfezi'ne önerilen çek-ayır havza modeli; **d)** Yaltırak ve Alpar (2002) tarafından yorumlanan tektonik bileşenler; **e)** Kuşçu (2009)'un tanımladığı çek-ayır havza ve yükselim yapısı (kalın çizgiyle gösterilen faylar: birincil faylar).

2. MATERYAL VE YÖNTEMLER

Bu tez kapsamında, R/V URANIA gemisinin Marmara Denizi'nde 2005 ve 2013 yıllarında yaptığı iki sefere ait çok ışınlı batimetri ve yüksek çözünürlüklü sığ sismik veriler işlenmiş ve yorumlanmıştır. Sığ-sismik verilerde sismik stratigrafik çalışmalar ışığında sismik çökel birimleri ayırtlanarak bu birimlerin bazılarında kalınlık ve bu birimleri sınırlayan sismik yansıma yüzeylerine ait kontur haritaları üretilmiştir. Ayrıca sismik birimlerin kronostratigrafilerini ortaya çıkarmak amacı ile aynı deniz seferlerinden alınan iki piston karot üzerinden alınan sismik yansıma görüntüleri ile eşleştirme yapılmıştır. Bu karotlardan M13-08'e ait MSCL verileri ise karot-sismik eşleşmesinin yanısıra yapay sismogramların üretilmesinde kullanılmıştır. Ayrıca denizde toplanan verilere ek olarak yine bu tez kapsamında kara alanlarının sayısal topografya verileri temin edilerek batimetri verileri ile birleştirilmiş ve bölgenin birleşik bir sayısal arazi modeli oluşturulmuştur.

2.1 Batimetri ve Topografik Veri

Sonar sistemler genel olarak deniz tabanı derinliğinin ölçülmesinde kullanılan akustik sistemler olarak tanımlanmakla birlikte günümüzde geniş çapta kullanılan sonar sistemleri tek ışınlı (single beam) ve çok ışınlı (multi beam) olarak iki gruba ayrılmaktadır. Tek ışınlı sonarlar, tek bir ses dalgası ışını ile geminin altındaki deniz tabanı üzerinde dar bir alan tarayarak, bu alandan yansıyan ses dalgalarını kaydeder ve tek bir profil boyunca batimetrinin elde edilmesini sağlarlar. Çok ışınlı sonar sistemleri ise birden fazla ışın kümesinin kullanılmasıyla, sadece gemi altındaki batimetrinin değil, aynı zamanda geminin her iki yanında uzanan deniz tabanının derinliğinin de elde edilmesine olanak sağlarlar. Çok ışınlı sonar sistemleri yardımıyla toplanan mikrobatimetrik veriler kullanılarak su tabanı yüksek çözünürlükle ve sürekli bir biçimde görüntülenebilmektedir. Bu sayede deniz tabanı mikrobatimetrisi ± 5 cm gibi yüksek bir duyarlılıkla haritalanabilmektedir. "Digital Terrain Imaging" olarak da adlandırılan bu tür görüntüler, "iskandil" olarak bilinen ve nokta ölçümlerine dayanan batimetrik haritalara göre, ayrıntılardaki bilgi zenginliği bakımından son derece üstündürler.Gemlik Körfezi'nde toplanan

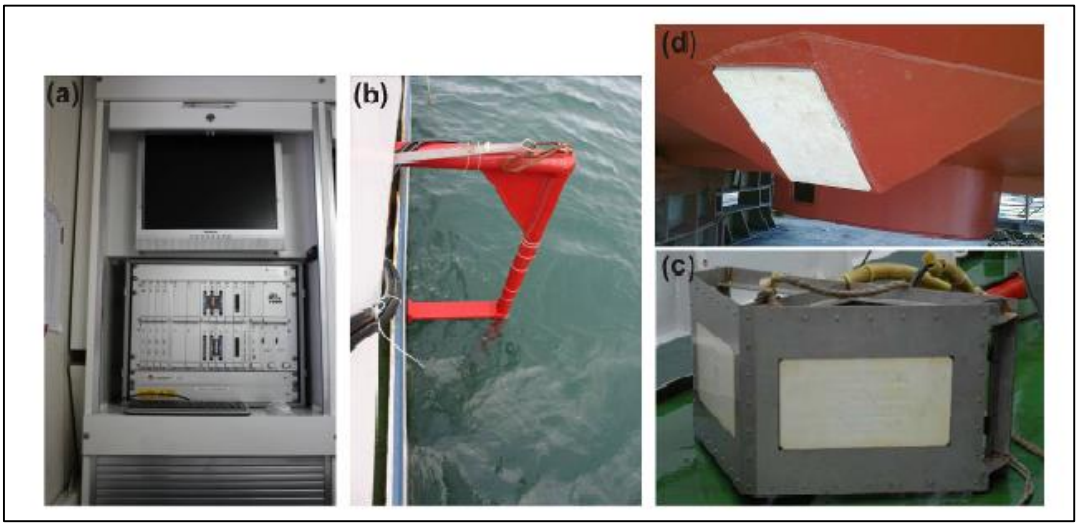
batimetrik veri tarama açısı 120 dereceye kadar ulaşabilen bir sistemle toplanmıştır. Sistem, 180 kHz sinyal frekansı ile 250 m ve 400 kHz sinyal frekansı ile 120 m derinliğe kadar hızlı ve sürekli derinlik araştırma olanağı sağlamaktadır. Çok ışınlı batimetri verilerinin toplanmasında, geminin iskele tarafına yandan monte edilen SeaBeam 1050D cihazı kullanılmıştır. Cihaz V şekilli iki alıcı verici ile çalışmaktadır. Alıcı vericilerden biri iskele diğeri ise sancak tarafına eğimli olarak monte edilmektedir (Şekil 2.1).

Çok ışınlı batimetri cihazının genel teknik özellikleri ise Tablo 1'de verilmiştir. Kullanılan SeaBeam 1050 D çok ışınlı sonar sistemine ait alıcı – verici (transduser) sistemler birbirlerine göre yatayla 30°'lik bir açıyla geminin alt kısmına monte edilmiştir.Bu tez kapsamında, R/V URANIA gemisinin, UTM-35 projeksiyonu WGS-84 koordinat sistemindeki topladığı veriler kullanılmıştır (Çizelge 2.1). Üretilen 56 adet ışın, R/V URANIA gemisinde 153° genişliğinde yelpazeler biçiminde iletilmektedir (Çizelge 2.2.) Çalışmada kullanılan derinlik ölçme sisteminin geminin alt kısmına monte edilmiş olması (pole-mounted), gemi motorundan kaynaklanan titreşimin de kaydedilmesine neden olmuştur. Renk kodu içeren kontur haritalarında bu etki daha az göze çarparken, yapısal unsurları görüntülemekte kullanılan gölgeli kabartma (shaded relief) haritalarında, küçük dalga boylu ve geminin hareket doğrultusunda süreklilik arz eden istenmeyen yapılar oluşmaktadır. Oluşan bu gürültü, yapıların üzerini kısmen örtmekte ve yorumlamayı güçleştirmektedir.

Hypack 2015 isimli yazılım ile alçak geçişli süzgeç uygulanalarak küçük dalga boyuna sahip gürültüler istenilen bir aralıkta süzgeçlenmekte, morfolojinin karmaşık yapısından ötürü üçüncü boyuttan saçılan dalgaların yarattığı gürültülerin giderilmesi ile deniz tabanı morfolojisinin gerçek yapısını ve ayrıntıların kolay bir şekilde seçilebilmesini sağlanmıştır. Bu veriler, ESRI ArcGIS ve Global Mapper yazılımları ile dijital ortama Binary Grid formatında aktarılmış ve yüzey topografya verileriyle birleştirilerek, çalışma alanı sayısal arazi modeli elde edilmiştir (Şekil 2.2). Çok ışınlı bir batimetri çalışması, su derinliğine bağlı olarak binlerce taramadan (ping) ve bu taramaları oluşturan milyonlarca ışından (beam) meydana gelir. Bu kadar büyük hacimdeki bilginin işlenmesi çok büyük operatör zamanları gerektirebileceği için, bazı işlemler istatistiksel olarak yapılır. Çok ışınlı batimetri verilerinin işlenmesi, bazı ardışık işlemlerin uygulanmasından oluşmaktadır.

Çizelge 2.1 : Kullanılan navigasyon parametreleri.

GPS	Diferansiyel (en az 8 Uydu)
Küresel Konumlama	WGS 84
Yatay düzleştirme katsayısı	298.2572235630
Düşey düzleştirme katsayısı	6378137.0000
Projeksiyon	UTM (kuzey)
Skala	0.999600000000
Dış Merkezlilik	0.081819190843
Merkez meridyen	033°00'0.0000"
Referans emlemi	000°00'0.0000"
UTM Bölgesi	35 K



Şekil 2.1 : a) SeaBeam 1050D veri kayıt birimi, b) 50 kHz alıcı vericilerin gemiye yandan monte edilişi, c) 50 kHz alıcı vericilerin görünümü, d) alıcı-vericilerin deniz çalışmasından önce geminin altına monte edilmiş hali.

Bu işlemler bütünü aşağıdaki gibidir.

1. Ön işlemler
   a. veri yükleme (data loading)
   b. navigasyon düzeltme işlemi
   c. navigasyon ve batimetrik verinin birleştirilmesi

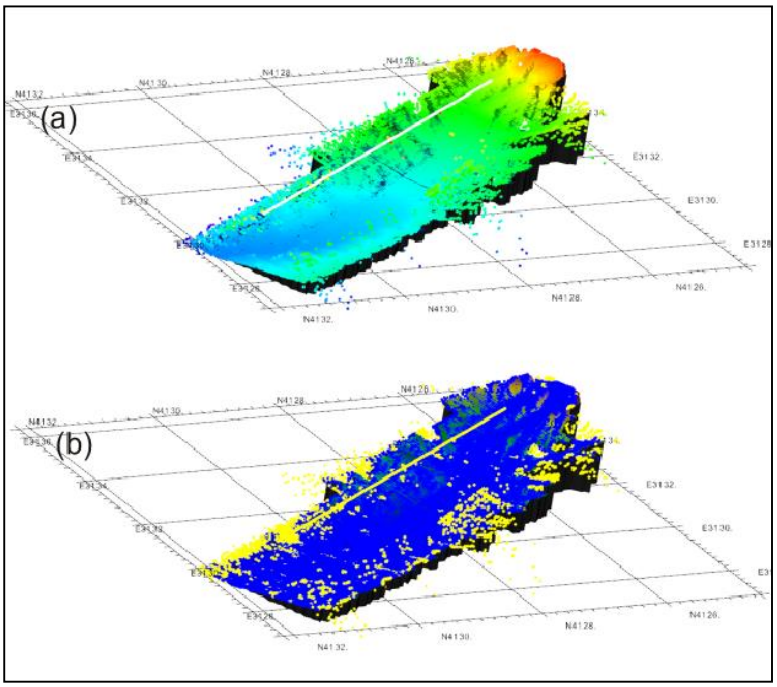
2. Ana işlemler
    a. gürültü ayıklama (spike edit)
    b. örüntü oluşturma (gridding)
    c. ara değer bulma (interpolation)
3. Ek işlemler
    a. Süzgeçleme ve bazı profilerde ek olarak yumuşatma
    b. Dijital Yükselti Modeli (Digital Terrain Model – DTM) oluşturma

Çizelge 2.2 : Çok ışınlı batimetri sisteminin teknik özellikleri.

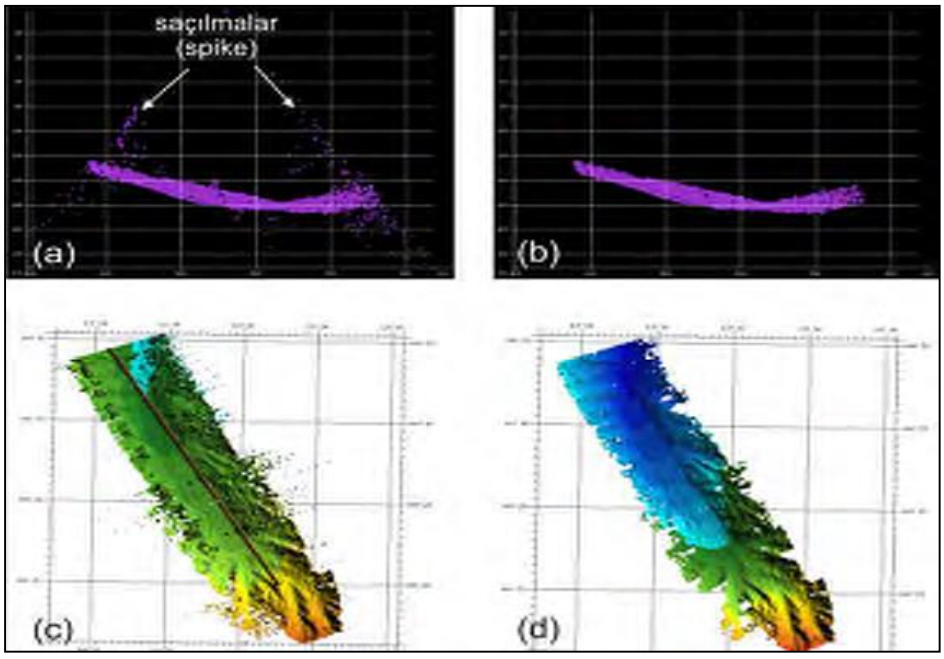
Çok Işınlı Batimetri Sisteminin Teknik Özellikleri	
Model	SeaBeam 1050D
Frekans	50 kHz
Işın sayısı	126
Işın Genişliği	153°
Çalışma Derinliği	2600 m maksimum
Ayrımlılık	1.2°
Çok Işınlı Batimetri Veri Kayıt Parametreleri	
Tarama	153º maksimum
Işın sayısı	126 maksimum (su derinliği bağımlı)
Frekans	50 kHz
Ayrımlılık	1.2º
Sinyal uzunluğu	10 ms (otomatik)
Kazanç	48 dB
Alıcı bant genişliği	10 kHz

Ön işlemler, verinin işlenmeye hazır hale getirilmesini sağlayan işlemler olup, asıl veri işlem aşaması ana işlemlerden oluşur. Ham çok ışınlı batimetri verilerinde, alıcı vericilerin titreşimi, geminin ani ve yüksek frekanslı hareketleri, alıcı etrafında akan suyun etkisi gibi nedenlerle, oldukça baskın saçılmış ışınlar görülebilir. Işınların saçılması su derinliğine ve çalışma sırasındaki deniz dalgası durumuna bağlı olarak değişir. Şekil 2.2, çalışma alanından alınan bir batimetri hattı üzerinde bu tür saçılmaların (spike) 3B görünümünü vermektedir. Batimetri verilerinin işlenmesindeki ana adımlar olan gürültü ayıklama,

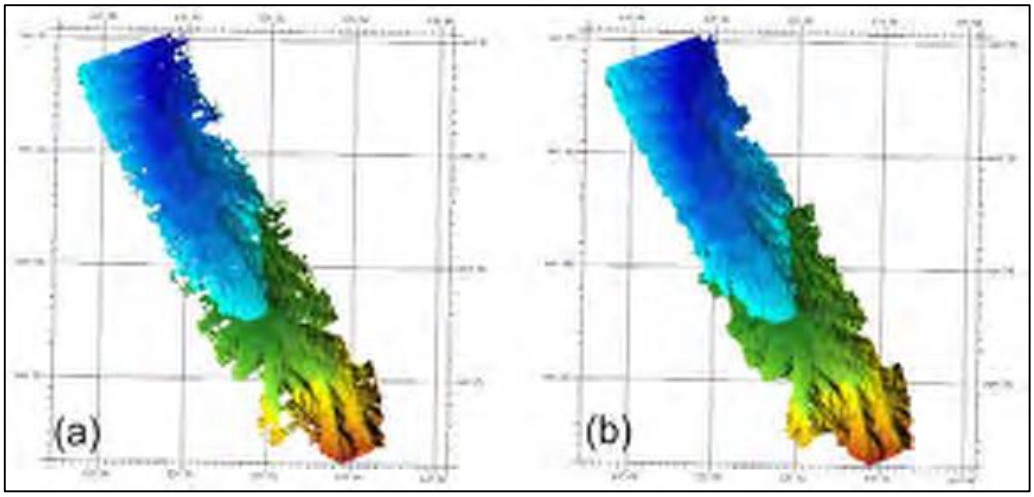
örüntü oluşturma ve ara değer bulma işlemlerinin sonuçları ise örnek olarak Şekil 2.3 ve Şekil 2.4'de verilmiştir.



Şekil 2.2 : Ham batimetri verisindeki saçılmaların
(a) 3B görünümü ve (b) saçılmaların (sarı) işaretlenmiş hali.



Şekil 2.3 : Çok ışınlı batimetri verilerinden gürültülerin ayıklanması işlemine örnek olarak**,**
a) Ham batimetri verisinin bir kısmının taramalar (ping) üzerinde görünümü,
b) Aynı taramalardan saçılmaların silinmiş hali, c) Ham batimetri verisinin örüntü oluşturulmuş (gridlenmiş) görünümü, d) Saçılmaların temizlenmesinden sonraki hali.



Şekil 2.4 : Çok ışınlı batimetri verisinin (a) ara değer bulma (interpolasyon) öncesi ve (b) sonrası görünümü

2.2.Yüksek Çözünürlüklü Sismik Yansıma Verileri (CHIRP)

Karada kullanılan vibro sistemine benzer bir şekilde geniş bir frekans aralığını kaynak olarak kullanan ve bu aralığı tarayan Chirp sismiği; yüksek frekanslı, frekans modülasyonlu (FM) ve tekrarlanabilir tarama (sweep) kaynaklarıdır ve üretilen sinyalin imzası önceden belirlenebilir (Heinrich, 1986). Genellikle 1-10 kHz frekans aralığında çalışan bu sistemler deniz tabanından itibaren yaklaşık ilk 30 m'lik kısımdaki sedimanlardan bilgi taşır (Large ve diğ, 1998). Sistemin ayrımlılığı desimetre mertebesindedir ve kaynağın bant genişliğine bağlı olarak düşey ayrımlılık değişmektedir. Örneğin P dalga hızı 1500 m/s kabul edildiğinde teorik düşey ayrımlılık, 2-8 kHz chirp kaynağı için 12,5 cm civarındayken, yatay ayrımlılık kaynağın ışın açısına ve baskın frekansına, sistemin sinyal tekrarlama oranına, sedimanlardaki P-dalga hızına bağlı olarak 1-2 m civarında olmaktadır (Heinrich, 1986). Chirp sinyalinin özilişkisi (autocorrelation), sıfır fazlı Klauder dalgacığıdır. Bu nedenle Chirp teknolojisi, tüm diğer tekrarlanabilir kaynaklı ve yüksek ayrımlı deniz sismiği sistemleri arasında gürültünün arasından sinyalin çıkarılabilme olasılığı en yüksek olan sistemdir (Chawla ve diğ. 1998).

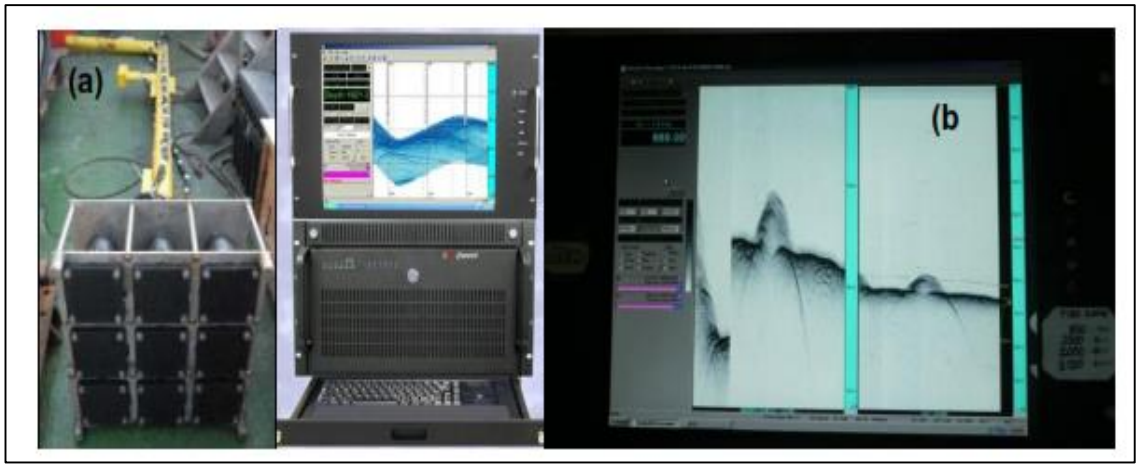
Chirp sistemlerinin kısa sinyalli tek frekanslı (boomer ve pinger) sismik sistemlerden farkı kaynak dalga formunun verici ve alıcının genlik-faz tepkilerine göre düzeltilmiş olan tarama (sweep) frekans sinyalinden oluşmasıdır (Schock,1989). Böylece, düşey ayrımlılığı etkileyen kaynak sinyalinin salınımları (ringing) bastırılmış olur. Kullanılan kaynak sinyali, çalışmanın amacına, istenen düşey ayrımlılık miktarına ve etki derinliğine göre en uygun şekilde ayarlanabilmektedir. 2005 ve 2013 yıllarında Marmara Denizi içerisinde R/V URANIA araştırma gemisi tarafından alınan veriler BENTHOS CAP-6600 CHIRP-II model sığ sismik

cihazı tarafından toplanmıştır (Şekil 2.5). Sistem; sismik enerji ünitesi (300 J), alıcı - verici, tek kanallı hidrofon güç sağlayıcı ve analog kayıtçı adı verilen elemanlardan oluşmaktadır (Çizelge 2.3). Kayıt sırasında gemi hızı ortalama 4 knot olarak belirlenmiştir. Kayıt uzunluğu, verilerin toplaması sırasında 200 ms olarak belirlenmiş, derinliğin kayıt uzunluğunu aştığı alanlarda manuel olarak kaydırılmıştır. Ayrıca gemi pozisyonu Trisponder sistem ile nokta bazında hesaplanmıştır.

Veri toplama çalışmalarında kaydedilen verilerin üzerine de-chirping adı verilen Chirp kaynak sinyali ile verinin korelasyonu, korelasyon gürültülerinin (ghost waves) giderilmesi ve Hilbert dönüşümü ile sinyal zerfının hesaplanması işlem adımlarını uygulamakta ve veriler kaydedilmektedir. Bu nedenle sığ sismik yanısma verilerine veriler toplandıktan sonra ek bir veri işlem uygulanmamıştır. Ancak ölçümün alındığı profilin derinliğine bağlı olarak derinliğin 0-90 metre mertebesinde olduğu profiller için 40-80 dB arasında genlik kazancı; derinliğin 90 metreyi aştığı profillerde genlik kazancı 90 dB'e kadar genlik kazancı uygulanmıştır. Bu verilere bant geçişli süzgeç uygulanarak diğer akustik sistemlerden gelen gürültüler giderilmiştir sinyal/gürültü oranı arttırılmaya çalışılmıştır.

Kaydedilen veriler 3.5 kHz merkezlenmiş frekans değerinde, 2-7 kHz frekans bandında 600W verici gücü kapasiteli dokuz adet alıcı ile toplanmış olup sismik verinin alındığı ortama ait header bilgilerinin de bulunduğu XTF dosya formatında kaydedilmiştir (Çizelge 2.3). Bu eşik değerleri ile toplanan verilerdeki sinyal/gürültü oranı ters orantılı olarak ayarlanabilmektedir. Bu değerlerin arttırılması ile 90 metrenin altından toplanan verilerin nüfuz derinliği ve sinyal gücü arttırılırken orantılı olarak verideki gürültü oranı da artmaktadır. Bundan dolayı kritik profiller haricinde bu süzgeç elemanı kullanılmamıştır (Çizelge 2.4). Bu veri işlem adımlarına ek olarak verinin yorumlama sistemine yüklenerek yorumlanabilmesi amacıyla, Chirp verisi ham veri formatı olan XTF formatından SEGY formatına dönüştürülmüş, su kolonundaki sinyal yayılımı nedeniyle oluşan gecikme zamanlarının batimetri verilerinden elde edilmesi (delay times) ve giderilmesi ile birlikte ve verilerin başlık (header) kısmındaki koordinatlar UTM koordinatlardan coğrafik koordiat formatına dönüştürülmüş ve ara değer bulma işlemine hazır hale getirilmiştir. Çalışma alanından toplanmış olan tüm sismik profillerde ilk aşamada her bir profil ayrı olarak yorumlanmış, birim sınırları belirlenerek örtüşen profillerdeki kesiştirmeler zaman ortamında yapılarak bu sınırların karot verilerinden elde edilen birimlere ait hız bilgileri ile derinlikleri belirlenmiştir. Böylece hem kesitler üzerinde yapılan yorumlar test edilmiş ve hem de sismik kesitlerde birbirinden ayrılan ünitelerin sınırlarının bir bütünlük arz edecek

şekilde belirlenmesi sağlanmıştır. Bu tez çalışmasında işlenenen dokuz adet sismik hatta ait koordinat ve uzunluk bilgileri Çizelge 2.5'te verilmiştir.



Şekil 2.5 : Chirp sistemi üniteleri (a) alıcı - vericiler ve Chirp sonar ünitesi, (b) Veri toplama sırasında ekranda gözlenen ham veri

Çizelge 2.3 : Chirp sismiği veri kayıt parametreleri.

Benthos Cap-6600 Chirp Sistemi	
Model	Benthos Cap-6600
Frekans	3.5 kHz merkezlenmiş
Frekans aralığı	2-7 kHz CHIRP
Bant genişliği	4 kHz
Alıcı –verici sayısı	9
Alıcı – vericilerin gücü	600 W
Veri formatı	16 bit XTF

Çizelge 2.4 : Chirp sistemi üniteleri tarafından kayıt edilen sinyale ait parametreler.

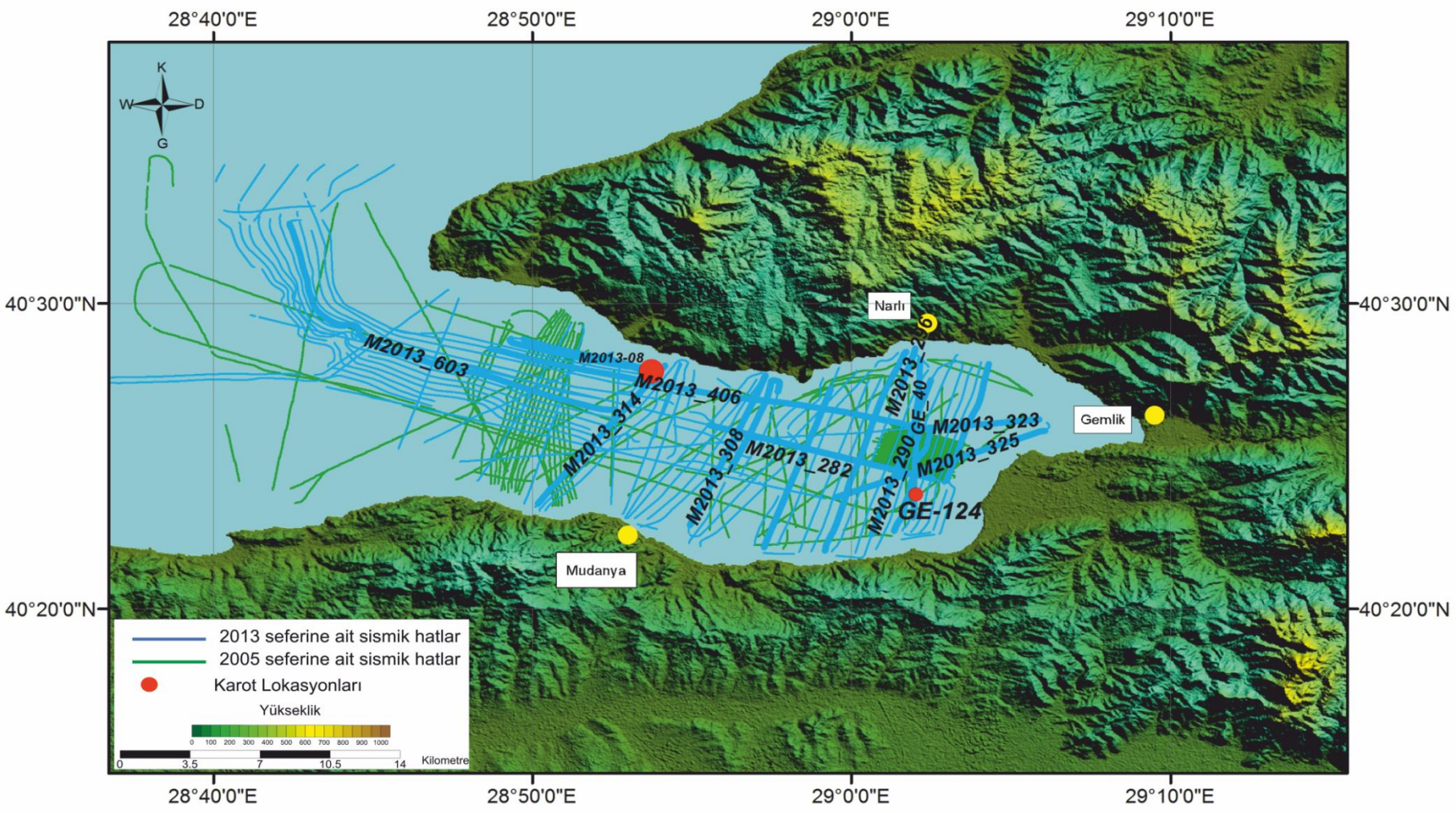
Kayıt uzunluğu (azami)	426,4 ms
Örnek sayısı / İz	800
Gecikme miktarı	Su kolonu derinliği bağımlı
Örnekleme aralığı	0,032 ms
Sinyal frekansı	3.5 kHz
Bant genişliği	4 kHz (2.75 – 6.75 kHz)

Çizelge 2.5 : Kullanılan hatların isimleri, uzunluğu, başlangıç ve bitiş koordinatları.

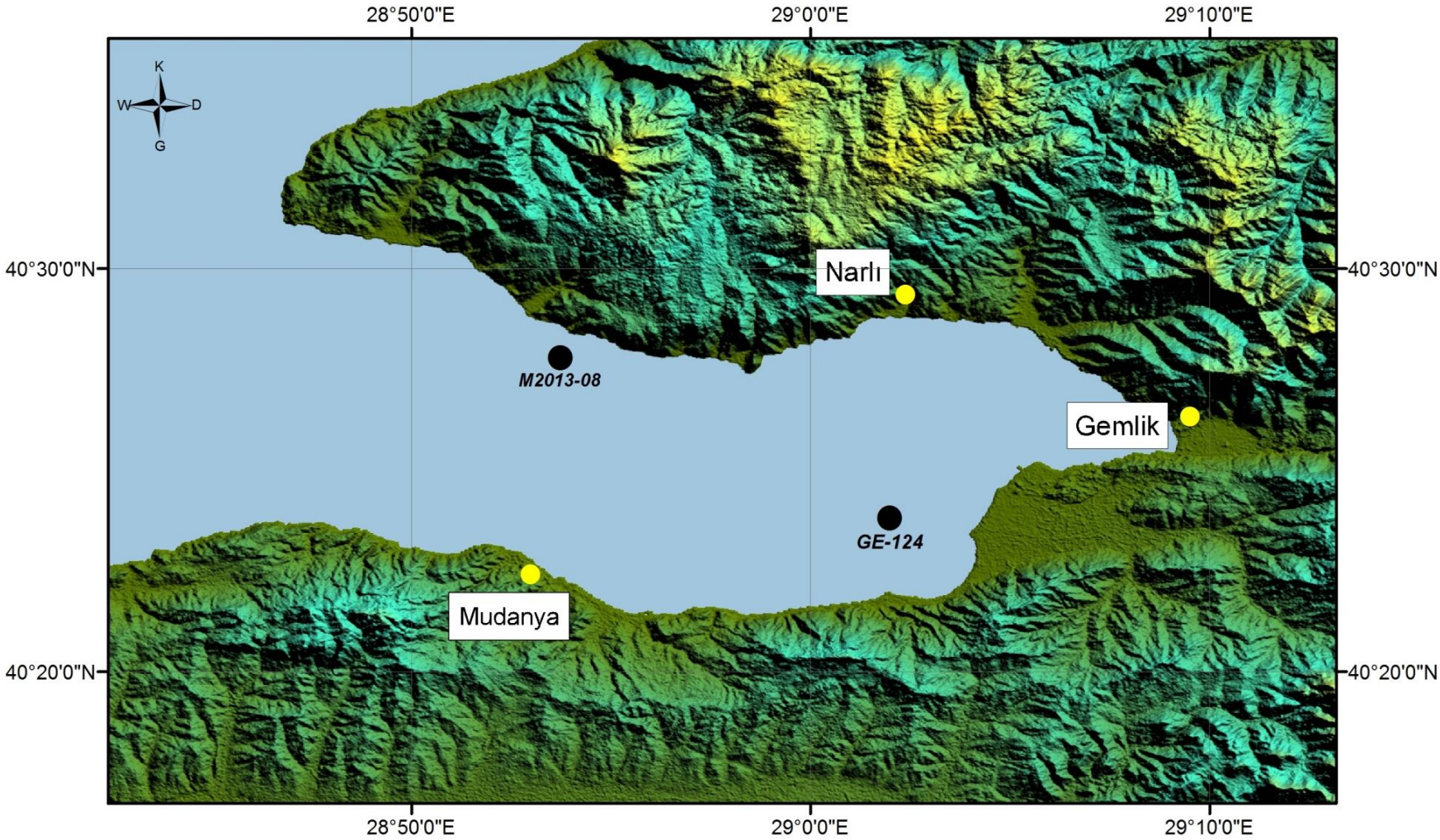
Profil İsmi	Başlangıç Koordinatları		Bitiş Koordinatları		Profil Uzunluğu
	X	Y	X	Y	(metre)
M2013_308	40.421	40.503	28.795	28.763	18243
M2013_314	40.383	40.468	28.914	28.882	7997
M2013_340	28.893	28.952	40.457	40.382	8724
M2013_348	28.937	28.962	40.458	40.410	7019
M2013_354	28.967	28.985	40.459	40.432	2884
M2013_396	28.759	28.918	40.484	40.449	11652
M2013_403	28.986	29.029	40.474	40.365	13101
M2013_406	28.811	29.041	40.475	40.376	18833
M2013_596	28.829	28.895	40.480	40.463	5175
Ge_40	29.032	29.036	40.469	40.383	9607

2.3. Karot Verisi

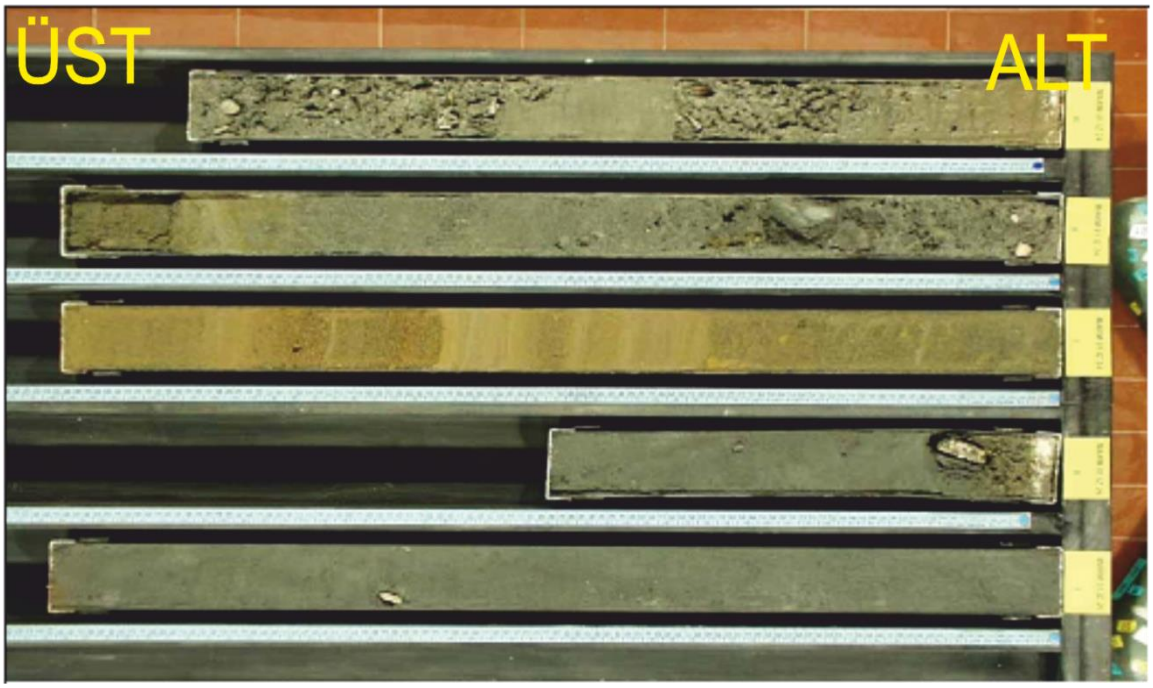
R/V Urania araştırma gemisinin 2013 yılında yapmış olduğu seferde Gemlik Körfezi içerisinde M2013-596 sığ sismik yansıma profilinin GD bitiş noktasında 73,62 m. su derinliğinden M13-08 isimli piston karotu alınmıştır (Şekil 2.7). Alınan bu karot; 12 cm'lik çapta ve 12 m uzunluğunda karot borularıyla 1,5 ton ağırlık ile piston sistemi ile alınmıştır (Çizelge 2.6). İTÜ EMCOL (East Mediterrian Center for Oceanography and Limnology) birimine ait soğuk karot deposunda, 4°C'de vakumlanarak muhafaza edilen karotun; tez kapsamında litolojik tanımlaması yapılmış olup çökellere ait birim sınırları ve çökel karakteristikleri metre ve derinlik cinsinden belirlenmiş, bu çökellerinin gösterdikleri fiziksel özellikleri (manyetik duyarlılık, P-dalga hızı, elektirk özdirenç ve gamma-yoğunluk) belirlemek amaçlı Çok Sensörlü Karot Log Alıcısı (Geotek MSCL) ile karot 5 mm çözünürlükle taranmıştır. Karot üzerinde bulunan birim geçişlerinden ve özellikle Holosen içerisinde bulunan çeşitli iklim değişiklilerini temsil eden (örn. Younger ve Older Dryas, Boiling Allerod vb.) noktalardan alınan örnekler ^{14}C yaşlandırma tekniği ile yaşlandırılmıştır. Alınan bu yaş değerleri ile Marmara Denizi'nde oluşan çeşitli jeolojik, hidrolojik ve iklimsel süreçlerin Gemlik Körfezi'ne belirli bir zaman sonra geldiği anlaşılmış, tez çalışmasının kalan kısmında bu gecikmenin nedenleri de araştırılmıştır.Uygulanan yaş tayinleri ile karotun üzerinden alınan sığ-sismik yansıma profilinin zaman derinlik dönüşümü uygulandıktan sonra eşleştirilmesinin yapılmasıyla sismik birimlere ait kronostratigrafik modelin ortaya çıkarılmasını sağlamıştır.



Şekil 2.6 : Bu tez kapsamında kullanılan sismik stratigrafik yorumlanması yapılan sığ-sismik kesitler ile bunların üzerinde yer alan karotların yerlerini gösteren Gemlik Körfezi haritası.



Şekil 2.7 : Gemlik Körfezi'ne ait çalışılan M13-08 ve GE-124 karotlarının lokasyonlarını gösteren yer bulduru haritası.



Şekil 2.8 : Gemlik Körfezi'ne ait çalışılan M13-08 karotu ve karota ait alt ve üst kısımlara ait parça (section) sınırları

M13-08 karotunun yanısıra yine 2010 yılına ait benzer deniz seferlerinden alınmış olan ve Taviani ve diğ. (2014) tarafından litolojik özellikleri ve karot stratigrafisi çalışmaları tanımlanmış GE-124 karotu da kullanılmıştır (Şekil 2.8). Kullanılan bu karotlara ait konum bilgileri Çizelge 2.6'da verilmiştir.

Çizelge 2.6 : Gemlik Körfezi'nden alınmış ve tez kapsamında incelenen üç farklı karota ait derinlik, uzunluk, koordinat bilgileri ile sismik profillere ait uzaklıklar.

Karot No.	**Derinlik (m)**	**Uzunluk (cm)**	**Enlem (X) Boylam (Y)**	**Sismik profil No.**
M13-08	-73,62	670	40.46309 28.89545	M2013_596 (10 m) M2013_594 (20 m) M2013_585 (40 m)
GE-124	-76,51	208	40.39700 29.03316	M2013_287 (20 m) M2013_406 (30 m)

2.3.1 Karotlarda radyokarbon yaşlandırma analizleri

Litolojik tanımlama sırasında Radyokarbon (^{14}C) yaşlarının hızlandırılmış kütle spektrometresi (AMS) yöntemiyle belirlenmesi için M13-08 karotundan (Şekil 2.7) 1,44 m., 2,38m., 2,58m., 2,66m., ve 6,52m. seviyelerinden alınan bivalv,

ostrakod ve bitki/odun parçaları gibi örnekleri çökel malzemesinden yıkayarak, arındırılarak yaşlandırma analizi için hazır edilmiştir. Örnek alımlarında taşınmamış olanları seçmek için tüm kavkı içerikli olmasına dikkat edilerek seçilen örnekler Polonya'da bulunan Poznan Radyokarbon laboratuarlarına gönderilmiştir Yaşlar, 13C düzeltmesi yapıldıktan sonra günümüzden önce (G.Ö.) ^{14}C yılı olarak hesaplanmış ve hata payları ± 1σ olarak tespit edilen yaşlar takvim yılına göre Calib 7.1 yazılımı kullanılarak takvim yılına kalibre edilmiştir (Reimer ve diğ.,2004; Siani ve diğ., 2000) ve sonuçlar Çizelge 2.7'de verilmiştir. Ayrıca bu tez çalışması kapsamında Taviani (2014) kullanılan GE-124 karotuna ait sonuçlar Çizelge 2.8'de verilmiştir.

Çizelge 2.7 : Tez kapsamında çalışılan M13-08 karotuna ait radyokarbon ^{14}C analiz sonuçları.

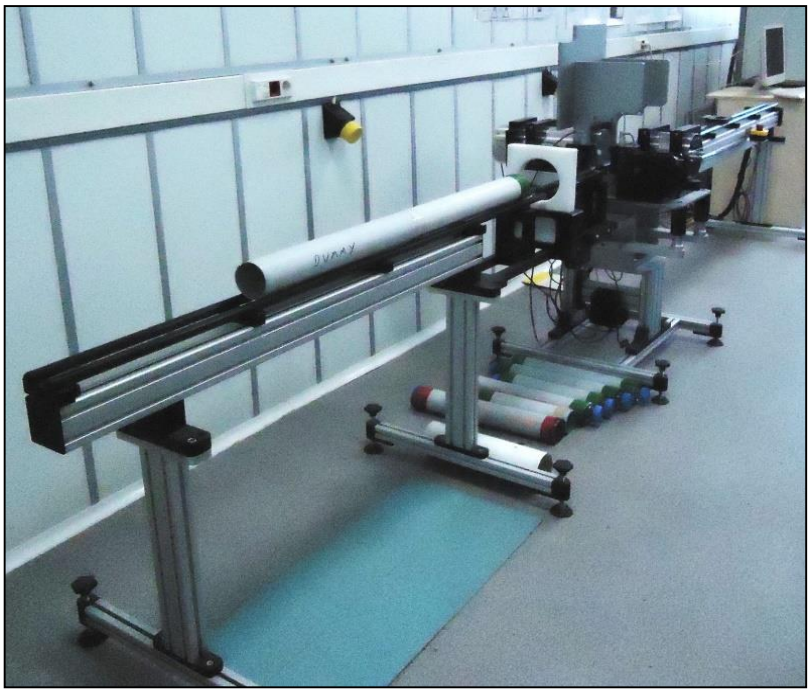
Yer, su derinliği (mbss), yaşlandırılan materyal (lab.numarası)	**Karot Adı**	**Birim**	**Karot uzunluğu (mbsf)**	**Radiocarbon yaşı [G.Ö. yıl]**	**Radiocarbon yaşı [G.Ö. yıl] Kalibre edilmiş**
Gemlik Körfezi, -75,06m, Turritella sp. (Poz-71741)	M13-08	Birim 1	1,44	7660+/- 50	8115 Calib 7.1
Gemlik Körfezi, -76,00m, Cardium sp. (Poz-71741)	M13-08	Birim 1	2,38	10060+/- 60	11061 Calib 7.1
Gemlik Körfezi, -76,20m, Didacna (Poz-71743)	M13-08	Birim 1	2,58	10660+/- 60	12015 Calib 7.1
Gemlik Körfezi, -76,28m, Bivalve kabuğu (Poz-75388)	M13-08	Birim 2	2,66	10800+/- 50	12281 Calib 7.1
Gemlik Körfezi, -80,14m,	M13-08	Birim 2	6,52	12630+/- 70	14131 Calib 7.1

Çizelge 2.8 : Tez kapsamında çalışılan GE-124 karotuna ait radyokarbon ^{14}C analiz sonuçları (Taviani ve diğ. 2014).

Yer, su derinliği (mbss), yaşlandırılan materyal (lab.numarası)	**Karot Adı**	**Birim**	**Karot uzunluğu (mbsf)**	**Radiocarbon yaşı [G.Ö. yıl]**	**Radiocarbon yaşı [G.Ö. yıl] Kalibre edilmiş**
Gemlik Körfezi, -76,45 m, Mactra sp. (OS-53533)	GE-124	Birim 1	0,45-0,47	11250+/- 60	12727 Calib 7.1
Gemlik Körfezi, -76,83 m, Dreissena rostriformis (OS-53534)	GE-124	Birim 2	0,83-0,85	13950+/- 65	16315 Calib 7.1
Gemlik Körfezi, -78,08m, Euxinipyrgula cf. lincta (Poz-22446)	GE-124	Birim 2 (Delta platformu)	2,08-2,18	15860+/- 90	18719 Calib 7.1

2.3.2 Çok sensörlü karot logu

Çok Sensörlü Karot Log alıcısı (Multi Sensor Core Logger-MSCL), değişik koşullar altında çökel karotlarında çeşitli fiziksel özellikleri belirli örnekleme aralığı ile otomatik olarak jeofizik ölçümleri ile sağlamaktadır. (Breitzke, 2000; Weber ve diğ., 1997). Karotların fiziksel özellikleri (yoğunluk, manyetik duyarlılık, gözeneklilik) İTÜ-EMCOL karot analiz laboratuarında bulunan Çok Sensörlü Karot Log Alıcısı (Geotek MSCL) ile analiz edilmiştir (Şekil 2.9). Karotlarda çökel istiflerinin manyetik duyarlılık, yoğunluk ve p-dalgası hızı gibi fiziksel özelliklerinin 5 mm çözünürlükte analizleri yapılarak, bu parametrelerin karot boyunca değişimleri elde edilmiştir. Tamamen otomatikleştirilmiş karot logu alma işleminin kontrolü ve verilerin işlenmesi için Geotek Logger yazılımı kullanılmıştır. Ölçümlerin karot boyunca çözünürlüğü istenildiği şekilde seçilebilmektedir. Uygulanan kalibrasyon değişik konsantrasyonlarda tuz içeren tuzlu su kullanılarak yapılmıştır.



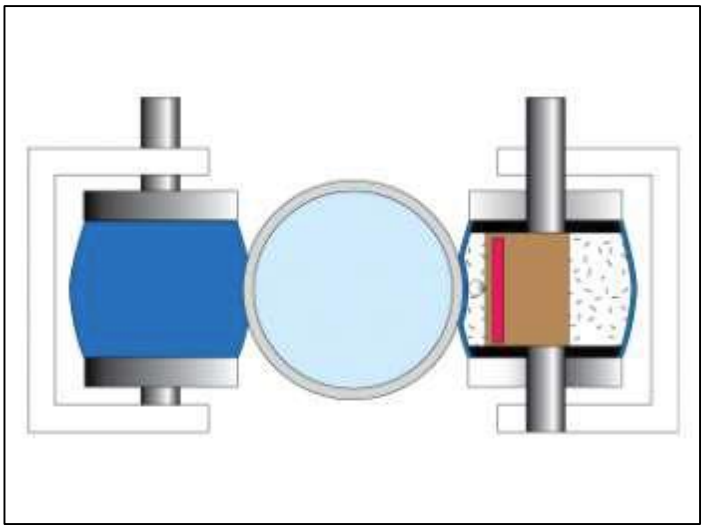
Şekil 2.9 : İTU-EMCOL laboratuvarındaki çok sensörlü karot log alıcısı.

Başlıca MSCL ölçümlerinde kullanılan fiziksel parametreler :

1. *Karot Kalınlığı:* Bu ölçüm, P dalgası sensörü üzerinde yer alan mekanik olarak yaya tuturulmuş bir çift yerdeğiştirme sensörü ile 0,01 mm hassasiyetle yapılmaktadır.

2. *Sıcaklık:* Bu ölçüm, Laboratuar sıcaklığını veya her bir karotun sonunda karot içerisine yerleştirilerek, karot sıcaklığının PRT probu ile yapılmaktadır. Sıcaklık ölçümlerinin hassasiyeti 0,01°C dir.

3. *P-Dalgası Hızı:* P-Dalgası ölçümleri ARC (Acoustic Rolling Contact) olarak adlandırılan döner akustik sistem ile yapılmaktadır (Şekil 2.10). Bu sistem özellikle karot tarama işlemi için geliştirilmiştir ve baskın frekansı 230 kHz dir. Bu sistemin diğer eski sabit alıcı verici sistemlerinden farkı etrafındaki içerisinde sıvı bulunan döner muhafaza sayesinde başka bir akustik temas arttırıcı sıvı kullanmadan akustik teması arttırmasıdır. Ölçümler 50 ns mertebesinde doğruluğa sahiptir ki bu da karot kalınlığına ve kalitesine bağlı olarak yaklaşık %0,5 hata miktarına denktir. Ölçümlerin kalibrasyonu içerisinde sıcaklığı ve hızı bilinen damıtılmış su bulunan karot borusu ile yapılmıştır.



Şekil 2.10 : ARC (Acoustic Rolling Contact) alıcı verici ekipmanının kesit olarak gösterimi.

4. *Gamma Yoğunluk (GD):* Yoğunluk, karot içerisinden geçen gamma ışınlarının soğrulmasının ölçülmesiyle belirlenmektedir. Kurşun muhafaza içerisindeki Cs-137 gamma kaynağı 5 mm çapındaki kolimatör ile oluşturulan ince gamma ışını, karotun içerisinden geçerek diğer taraftaki gamma algılayıcısına ulaşır. Bu algılayıcı, karot malzemesinin gamma yoğunluk özelliklerine bağlı olarak ışının şiddetini ölçer. Yoğunluk, hesaplama zamanına ve karotun durumuna bağlı olarak %1 hassasiyetle ölçülebilmektedir. Gamma yoğunluk ölçümlerinin kalibrasyonu için değişik kalınlıklarda basamaklı alüminyum kullanılmıştır.

5. *Manyetik duyarlılık (MS):* Manyetik duyarlılık ölçümleri için iki tip sensör mevcuttur. Birincisi halka sensör olup bütün karotlar için kullanılmaktadır. İkinci tip sensör ise nokta sensör olup ikiye kesilmiş yarım karotlarda kullanılmaktadır. Bu çalışmada yarım karotlarda 5 mm'den daha iyi çözünürlükte ölçüm yapılabilabilen Bartington MS2E nokta sensörü kullanılmıştır.

6. *Elektrik Özdirenç (ER):* Elektrik özdirenç ölçümleri, plastik boru içerisinde yer alan karotta bile özdirenç ölçümü yapmaya olanak tanıyan, temassız bobin sargı ile yapılmaktadır. Özdirenç ölçümleri boşluk suyunun tuzluluğuna karşı oldukça hassas olup, gamma yoğunluk ölçümlerinden elde edilen tane boyu bilgisi ile birleştirildiğinde litolojik bilgi elde edilebilir.

2.4. Yapay Sismogramların Üretilmesi

Karotlar ile yüksek çözünürlüklü sismik verilerin entegrasyonu stratigrafi hakkında sağlıklı bilgilerin elde edilmesine katkı sağlar. Yapay sismogramlar karotların MSCL den elde edilen P - dalga hızı ve yoğunluk bilgileri kullanılarak elde edilir. Bu tez çalışmasında yapay sismogramların hesaplanmasında Matlab yazılım paketinden yararlanılmıştır. Öncelikle çalışmada kullanılan Chirp sinyali üretilmiş (Şekil 2.11a) ve özilişkisi (auto-correlation) hesaplanarak Klauder dalgacığı elde edilmiştir (Şekil 2.11b). Chirp sinyalinin üretilmesinde kullanılan bağıntı ve parametreler aşağıda verilmektedir

$$s(t) = \cos\left[2\pi\left(f_1 t + \frac{(f_2 - f_1)}{2T} t^2 \right)\right]. \qquad \textbf{(2.1)}$$

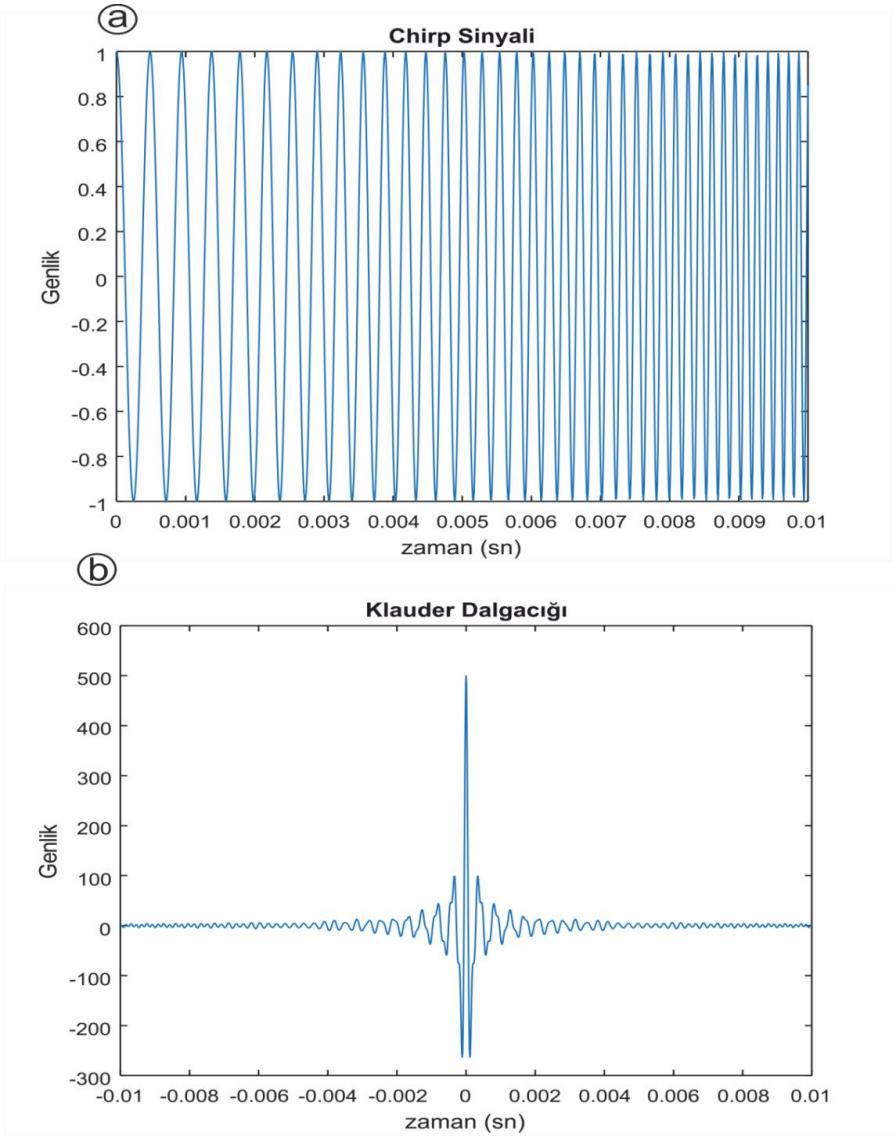
(2.1) bağıntısında, t zamanı temsil etmekte ve sinyal örneklemesi 0,00001 sn. dir. Sinyal süresi T=0,01 sn., sinyal frekans bandı f_1 ve f_2, 2-7 kHz aralığındadır. Çok sensörlü karot log alıcısı (MSCL) ile ölçülen karotların derinlik, P-dalga hızları ve yoğunluk bilgileri kullanılarak **(2.2)** bağıntısı yardımı ile gidiş-geliş zamanı yansıma katsayıları hesaplanmıştır

$$R = \frac{V_{i+1}\rho_{i+1} - V_i \rho_i}{V_{i+1}\rho_{i+1} + V_i \rho_i}. \qquad \textbf{(2.2)}$$

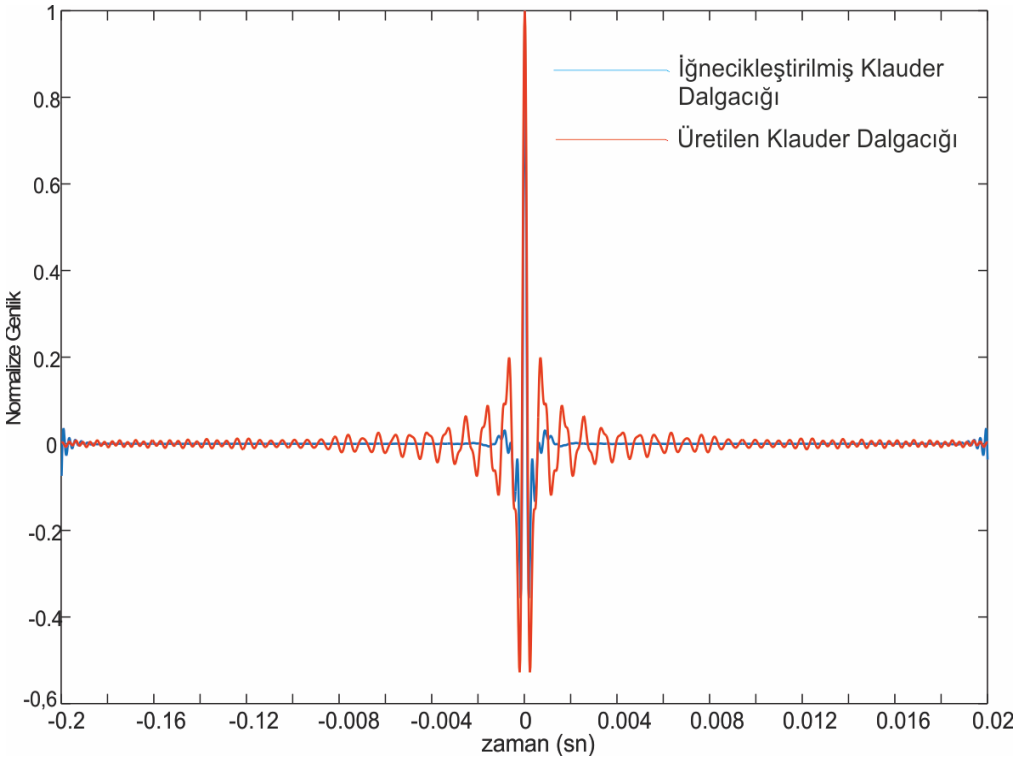
Elde edilen yansıma katsayılarının zaman örneklemesi, yüksek çözünürlüklü verinin zaman örneklemesinden farklı olduğundan yeniden örnekleme yolu (resampling) ile örnekleme birimleri eş duruma getirilmiştir. Klauder dalgacığının yan salınımlarını azaltmak ve çözünürlüğü artırmak amacıyla frekans ortamı iğnecikleştirme işlemi gerçekleştirilmiştir. Önce Klauder dalgacığının Fourier dönüşümü alınarak **(2.3)** bağıntısı ile çözünürlüğü artırılmıştır

$$K^{-1}(\omega) = \frac{K(\omega)}{|K(\omega)| + \varepsilon.\max|K(\omega)|}. \qquad \textbf{(2.3)}$$

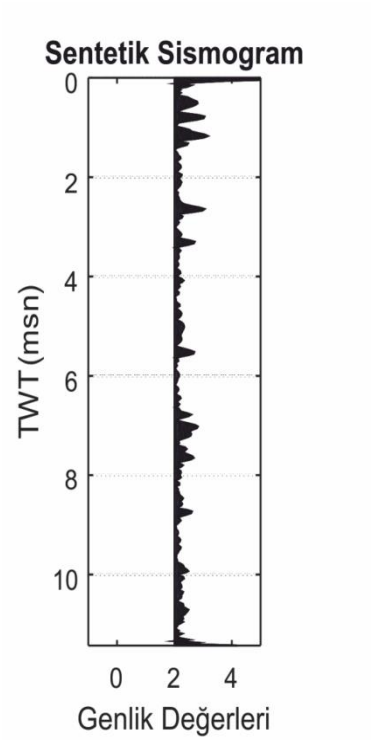
(2.3) bağıntısındaki $K(\omega)$, frekans ortamı Kaluder dalgacığını, ω açısal frekansı temsil etmektedir. Bağıntıda ε sinyalin tersi alınırken oluşacak stabilite sorunlarını önlemek amacıyla kullanılan bir parametredir. Bu çalışmada %1 olarak alınmıştır. **(2.3)** bağıntısı ile elde edilen Klauder dalagacığı ile orjinal Klauder dalgacığı birlikte Şekil 2.12'de görüntülenmektedir. İğnecikleştirme işlemi sonrası ters Fourier Dönüşümü alınarak zaman ortamında temsil edilen Klauder dalgacığı, yine zaman ortamında bulunan yansıma katsayıları dizisi ile evriştirilerek (convolution) yapay sismogram oluşturulmuştur. Elde edilen yapay sismogramların yorumlanabilirliğini arttırmak amacıyla, yansıma gücünün bir ölçütü olan anlık genlik (envelope) değerleri sinyalin Hilbert Dönüşümü alınarak hesaplanmıştır (Şekil 2.13).



Şekil 2.11 : a) kullanılan Chirp sinyali b) bu sinyale ait özilişkisi hesaplanarak üretilen Klauder dalgacığı.



Şekil 2.12 : İğnecikleştirme işlemi uygulanan Klauder dalgacığı ve orjinal Klauder dalgacığı



Şekil 2.13 : Elde edilen yapay sismogramların sinyalin Hilbert Dönüşümü alınarak üretilen anlık genlik (envelope) değerleri.

Yapay sismogramlar oluşturulurken, yansıma katsayılarının hesaplanması aşamasında, Gasperini ve.diğ., (2011a) ve Taviani ve.diğ., (2014) çalışmalarında kullanılan karotlarından çok sensörlü karot logu alıcısı (MSCL) ile elde edilen P-dalga hızı ve gamma yoğunluk değerleri referans alınmıştır. Oluşturulan yapay sismogramlar, bahsi geçen karot lokasyonlarıyla kesişen sismik izler ile karşılaştırılmıştır.

.

3. JEOFİZİK VERİLERİNE AİT BULGULAR

3.1.Batimetri ve Morfotektonik

Bu tez kapsamında yapılan çok ışınlı (multi-beam) batimetri çalışmaların ışında Gemlik Körfezi'nin batimetri ve morfolojik durumu detaylı bir şekilde ortaya konulmuştur. İşlenen güncel batimetri verileri eşliğinde oluşturulan yükselti haritalarında önceki çalışmalarda da işlenen Gemlik Körfezi'nin; Marmara güney şelfinden -55 m su derinliğinde bulunan bir eşik ile ayrıldığı ve körfezin en derin olan bölümünün "Burgaz Çökelimi" adını alan elips şeklindeki çukurluk görülebilmektedir (Şekil 3.1). KB-GD yönünde uzayan eliptik çukurluğun derinliği, -70 m'den başlayıp, ortasında en derin yeri olan -114 m'ye kadar ulaşmaktadır.

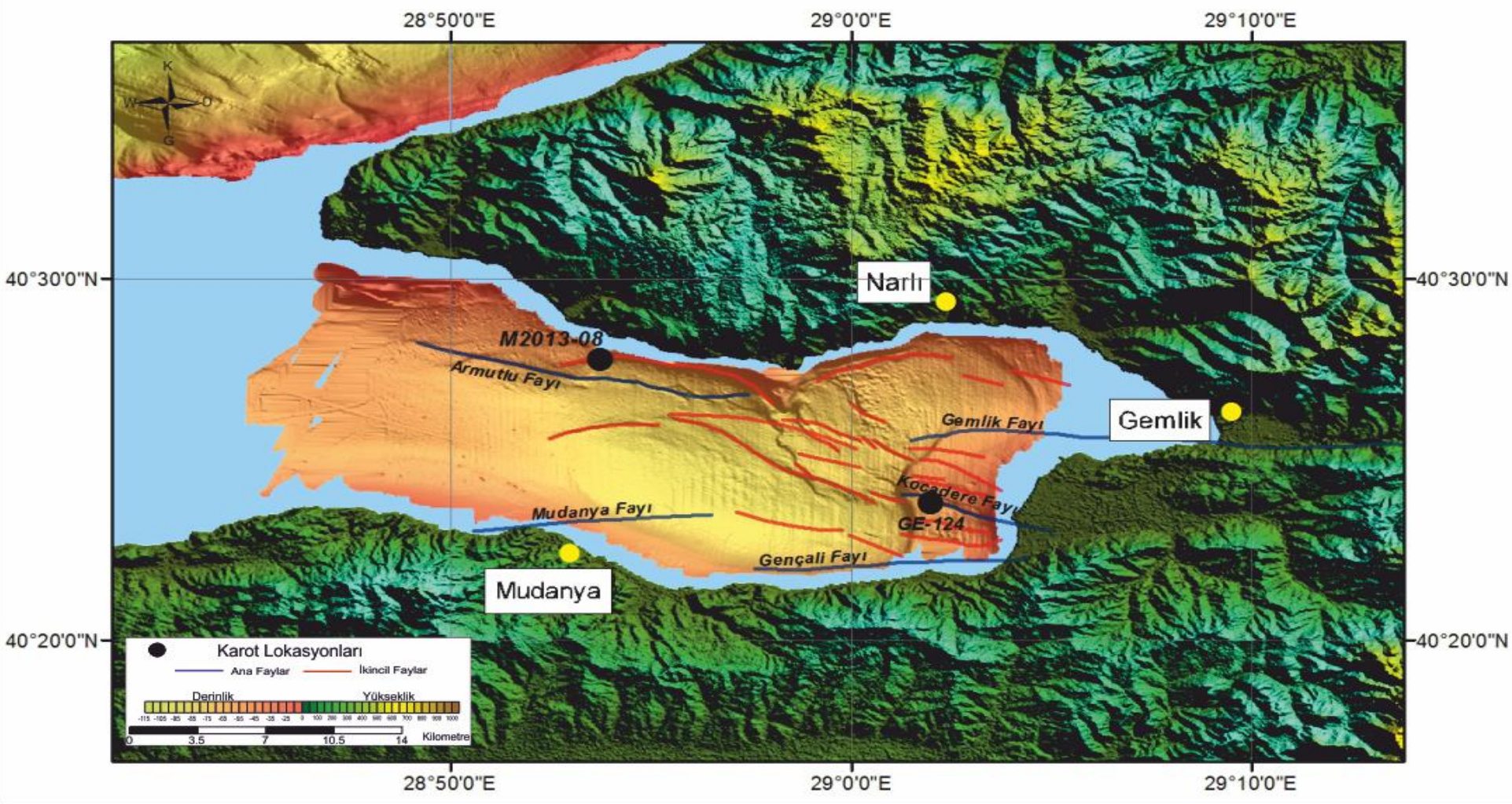
Körfeze ait batimetri haritası aynı zamanda kuzeydeki Kapaklı çıkıntısını, doğusunda farklı araştırmalar ile de belirlenmiş olan Gençali delta platformunu, Gemlik Yükseltisi olarak isimlendirilen Gençali ve Gemlik Fayları'nın arasında temel kayanın yükselmesi sonucu oluşan D-B yönlü denizaltı yükseltisi ile çeşitli noktalarda bulunan birincil fay kırıkları gibi birçok morfolojik yapıyı da göstermektedir (Gasperini ve diğ., 2011a, 2011b; Taviani ve diğ., 2014). Çok ışınlı batimetri haritasından elde edilen ve koordinat düzleminde bir noktanın çevresindeki noktalarla arasındaki açının bir fonksiyon cinsinden ele alınmasıyla oluşturulan açı haritasında Armutlu ve Kapaklı arasındaki kuzey kıyı çizgisi boyunca uzanan eğimli bir yüzey bulunmaktadır (Şekil 3.2). Bu yüzeyin Armutlu Yarımadası'ndaki akarsuların getirdiği sedimanla beslenen deltaların yatay yönde ilerlemesi ile oluşan sedimanter bir yapıda olduğu görülmektedir. Derin Burgaz Çökelimi'nin yamaçlarının bağlandığı kuzeyde ve güneydeki kıyıya yakın alanlarda Batıdaki Gemlik Körfezine ait silin yamacıyla kıyaslandığında eğim açılarının farklı olduğu gözlenmektedir (Şekil 3.2).

Bu çalışma kapsamında oluşturulan çok ışınlı batimetri haritası körfezin açık bir şekilde aktif tektonizmaya maruz kaldığını gösteren birçok aktif fay izini göstermektedir. Batimetri haritasının üzerindeki orta çöküntünün oluşumunda rol oynayan normal bileşen içeren doğrultu atımlı fayların izleri KB-GD yönlü

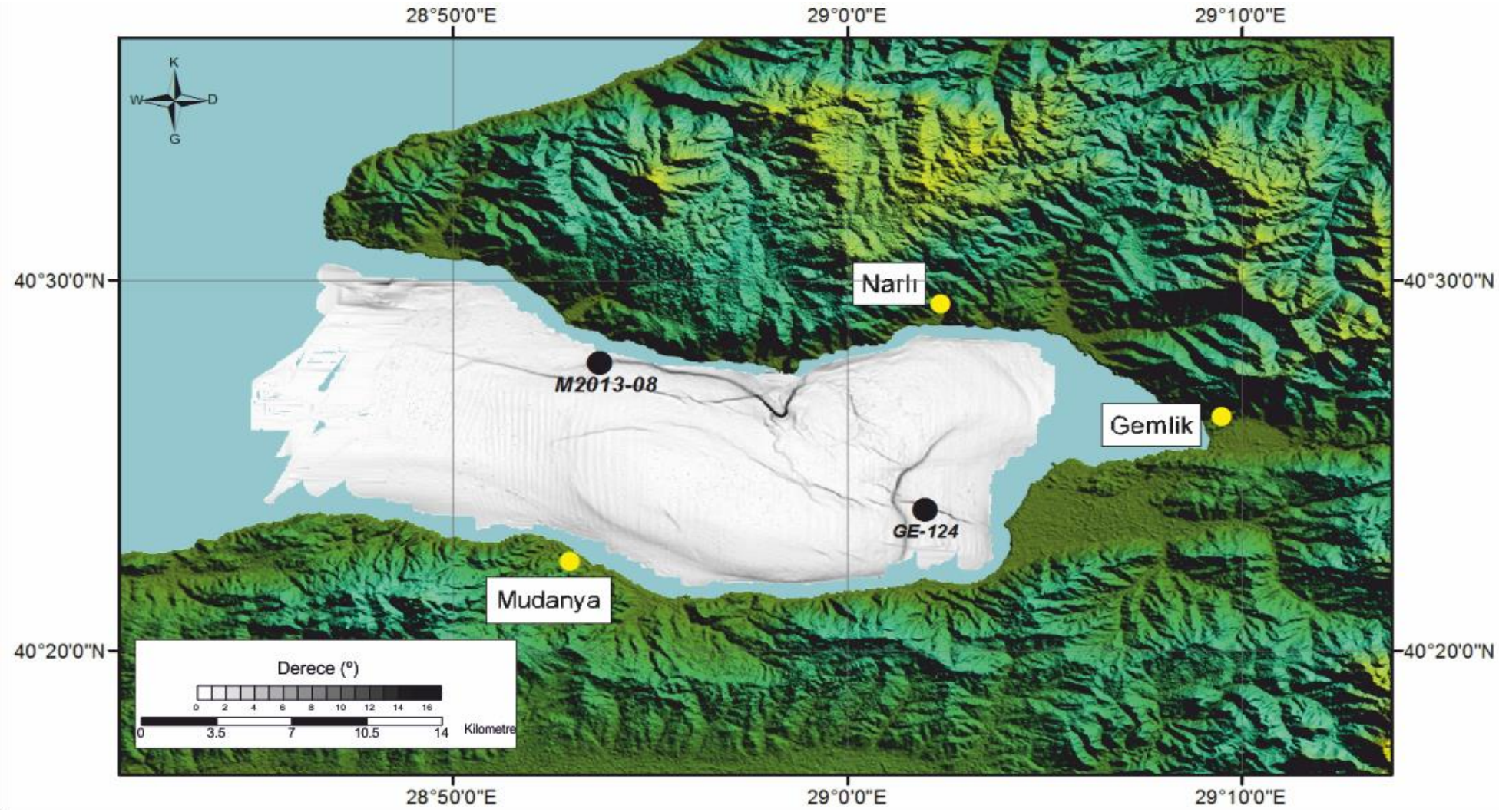
görülmektedir. Havzanın K-KB sınırındaki muhtemel fay izlerinin dalma açıları yüksektir. Havzanın ortası bu fay izlerinin gözlenmediği yatay bir yapıdadır. Gemlik Körfezi'ndeki K-KD yönlü fay izleri Holosen sedimanlarını kesen ikincil aktif fayları temsil etmektedir. Bu faylar da normal bileşen içermektedir. Aktif fay haritasının oluşturulmasında; çok ışınlı batimetri ölçümleri ile birlikte yüksek çözünürlüklü sığ sismik yansıma verileri kullanılmıştır. Ayrıca bu iki veri setinde tespit edilen fayların birbiri ile karşılaştırılması yapılarak fay haritasının doğruluğu denetlenmiştir. Körfezin kuzey ve güneyindeki sarp yamaçlar 20-30 m lik yüksek tepeler ve 70-80 m derinliğindeki K-G doğrultulu derin denizaltı vadilerine bakındığında uyumludur (Şekil 3.1).

Oluşturulan çok ışınlı batimetri haritası körfezin açık bir şekilde aktif tektonizmaya maruz kaldığını gösteren birçok aktif fay izini göstermektedir. Batimetri haritasının üzerindeki orta çöküntünün oluşumunda rol oynayan normal bileşen içeren doğrultu atımlı fayların izleri KB-GD yönlü görülmektedir. Havzanın K-KB sınırındaki muhtemel fay izlerinin dalma açıları yüksektir. Havzanın ortası bu fay izlerinin gözlenmediği yatay bir yapıdadır. Marmara Denizi'ndeki K-KD yönlü fay izleri Holosen sedimanlarını kesen ikincil aktif fayları temsil etmektedir. Bu faylar da normal bileşen içermektedir. Aktif fay haritasının oluşturulmasında; çok ışınlı batimetri ölçümleri ile birlikte yüksek çözünürlüklü sığ sismik yansıma verileri kullanılmıştır (Şekil 3.1). Ayrıca bu iki veri setinde tespit edilen fayların birbiri ile karşılaştırılması yapılarak fay haritasının doğruluğu denetlenmiştir.

Günümüz Gemlik Körfezi morfolojisinin oluşmasında ana fayların büyük bir rolü vardır. Armutlu ve Kocadere Faylarının doğrultusu G-GB iken, Gençali ve Gemlik fayları ise doğu batı yönündedir. Batimetri ve sismik veriler Kocadere ve Gemlik Faylarının neredeyse bölgeye bağlandığını göstermektedir. Sağ yanal atımlı Gemlik ve Kocadere faylarının arasında kalan sol atım bir push-up yapısı olan Gemlik Körfezi; doğusunda kıyıda görülen yükselti ile körfezin güneydoğu kıyısında bulunan Gençali delta düzlüğüne oranla yüksek topografyaya sahip Gemlik yükselmesini oluşturmuştur. Fayların dağılımı D-B doğrultulu, açılmalı, ikincil kısa fay segmentleri körfezin doğu kısmındaki deniz tabanının özellikle Gemlik yükseltisi civarında fazlaca deforme olduğu göstermektedir. Mudanya – Armutlu arasında yer alan batı hattı bölgesi boyunca fayların yoğnluğu azalmaktadır. Bu çalışmada faylar adlarını aldığı



Şekil 3.1 : Oluşturulan çok ışınlı batimetri haritası ve ana-ikincil fayların oluşturduğu güncel fay haritası



Şekil 3.2 : Çok ışıklı batimetri haritasından elde edilen eğim haritası.

ilk harfleri ile gösterilmiştir. Bu kapsamda, Armutlu Fayı (AF), Batı Fayı (BF), Kocadere Fayı (KF), Gemlik Fayı (GmF), Gençali Fayı (GF) ve ikincil (seconder) fayları da (SF) şeklinde isimlendirilmiştir. Ayrıca bütün faylar sismik profiler üzerinde siyah renkle ve kısaltmaları ile birlikte belirtilmiştir. Ana faylarının genel özellikleri şu şekildedir:

Gemlik Fayı, Gemlik Körfezi'nin merkezinden geçen, deniz tabanı üzerinde yaklaşık 12 km uzunluğunda, B-GB doğrultulu, karada devamlı yüzlek veren bir faydır. Fayın kuzeyindeki blok topografik olarak aşağıda kalmakta ve Gemlik yükseltisini bölgenin kuzeyinde sınırlamaktadır. Bu fay ayrıca üzerinden geçen bütün sismik hatlarda açıkça görülmektedir 398, 290, 399, ve 325 no.'lu profillerde saptanmış olup düşey atım sırası ile bu profillerde 1,2 m., 6,97 m., 1,1 m. ve 2,2 m. olarak hesaplanmıştır (Şekil 3.1).

B-KB doğrultulu Armutlu Fayı, Kapaklı Körfezi'nin güneybatı tarafında yüksek açılı kuzey körfez kıyısı ile düşük açılı güney deniz tabanı arasında bulunan faydır. Güneydeki belirgin alçalan tavan bloğuna sahip olan bu fay B-KB yönünde batimetri haritasında da görüldüğü üzere sonlamaktadır (Şekil 3.2). Armutlu fayı (AF) 18 adet sismik profilde saptanmıştır. Bu profiller batıdan doğuya 319, 317, 406, 598, 314, 354, 336, 313, 593, 338, 351, 310, 339, 340, 308, 343, 344, ve 348. numaralı profilledir. Fay boyunca dikey atım sismik profil boyunca 1,2 m. ile 6,2 m. arasında değişmektedir. En yüksek düşey atım 6.2 m. ile Burgaz havzasının Kuzey batısında Kapaklı'nın GB bölgesine yakın bir noktada gözlenmiştir.

Kocadere Fayı, KB yönlü Gemlik Fayı'nın doğusunda bulunan devamsız özellikte bir fay zonundan oluşmaktadır. Gençali Deltası'nda batıda Kocadere Fayı ile Gemlik Fayı ile birleşir, Kocadere Fayı'nın doğu uzantısı da karada Gençali Fayı ile keşismektedir (Şekil 3.1). 290, 399, 406, 287, 401, 402, ve 284 profillerinde görülen bu fayın düşey atımı 3,12 m. ile 8,53 m. arasında değişmektedir. En yüksek düşey atım 284 no'lu profilde tespit edilmiştir.

Gemlik Körfezinin GD kıyısında deniz tabanı üzerinde 10 km den fazla bir uzunlukta izlenen doğu yönlü *Gençali Fayı*, doğuda karada bu fayın yarattığı açılma yapısı ile birleşmektedir. Bu fay Gemlik Körfezi'nin tektonik evriminde önemli bir yere sahiptir (Şekil 3.1). Gemlik havzasının güneyinde yer alan bu fay üzerinden sığ sismik yansıma ölçümlerin alınamamasından dolayı profillerde rastlanamamış, ancak batimetri ölçümlerinden fayın konumu ve eğim açıları hesaplanmıştır. Ayrıca *Batı Fayı*, Armutlu Fayı'nın güneyinde bulunan 8 km uzunluğunda bir faydır. Yaklaşık olarak KD yönlü, doğuya gidildikçe doğrultusunu doğuya çeviren bir yapıya sahiptir. Bu fay Güney Marmara şelfi ile Gemlik Körfezi'ni

birleştiren sili yükseltmesine neden olan bindirme bileşimli doğrultu atımlı bir fay özelliğindedir. Batı fayı 313, 317, 338, 389, 588, 591 ve 593 no.'lu profillerde belirlenen bu faya ait düşey atımlar sırası ile 2,20 m., 1,02 m., 2,25 m., 1,20 m., 0,87 m., 1,11 m. ve 1,93 m. olarak hesaplanmıştır.

3.2.Sismik Stratigrafi

Bu tez çalışması kapsamında R/V Urania araştırma gemisine ait 2005 ve 2013 seferlerinden elde edilen toplam 280 adet yüksek frekanslı sığ sismik profilden stratigrafik yorumlama aşamasında kullanmak için çökel birimlerine ait fasiyes özellikleri ile birimler arasındaki ilişkilerin en iyi gözlenebildiği 9 adet profil seçilmiştir. Tez kapsamında özellikle bu profiller göz önünde tutularak gerek birimlerin sismik özellikleri ve gerekse kronolojik ilişkileri detaylı bir şekilde ortaya çıkarılmıştır. Bu profiller üzerinde yer alan iki adet karot örneği sayesinde profiller üzerinde sismik-karot eşleşmesi yapılarak karotlarda ayırt edilen litostratigrafik birimler ile sismik birimler eşleştirilmiştir. İncelenen sismik yansıma kesitlerinde düşey abartma yaklaşık 5,5 kattır.

Bu karotlardan M13-08 karotu ilk defa bu tez kapsamında çalışılmış olup, diğer karot GE-124 isimli Gemlik Körfezi'nin güneydoğusunda Taviani ve diğ. (2014) tarafından çalışılmıştır. Karotlar bu çalışmada sadece sismik-karot eşleşmesinin yapılması ile Gemlik Körfezi'nin kronostratigrafisi ile ilgili çalışma bölümünde kullanılmıştır. Sismik-stratigrafik birimler genç birimden yaşlıya doğru Birim-S1'den S5'e kadar isimlendirilmiştir. Sismik yansıma görüntülerinde çökel birimlerini sınırlayan yüzeyler belirgin yansıma karakterine göre belirlenmiş olup, BS-1 bunlardan Birim-S1, karot-sismik eşleşmesine göre Holosen yaşlı denizel çökelleri temsil etmekte olup, diğer daha yaşlı olan birimler ise, BS-2 – BS-5 yansıma yüzeylerini kapsayan Birim-S2'den Birim-S4, Gemlik Körfezi'nin Geç-Pleyistosen'deki gölsel çökellerini temsil etmektedir. Tez kapsamında sismik-stratigrafik yorumlamalarında kullanılan 9 profilin detaylı sismik özellikleri aşağıda verilmektedir:

Profil 596: Bu profil, Gemlik Körfezi'nde KB-GD uzanımlı olup 6,5 km uzunluğundadır (Şekil 3.3). Profilde Birim-S1'den Birim-S5'e kadar değişen birimler gözlenebilmektedir. Bu birimlerin arasında belirgin olarak ayırtlanan birim sınırları ise BS-1'den BS-5'e kadar değişen yansıma yüzeylerini temsil etmektedir. Bu birimlerden en yaşlı olduğu tespit edilen Birim-S5, profilin KB'sında −67 m'nin altında yüzeylemekte ve profilin GD'suna doğru devamlılığı ise gözlenememektedir. Birim-S5 profilde düşük açılı (8-9º) klinoformlardan oluşmakta ve bunların yeryer deforme oldukları gözlenmektedir. Bu eğimli tabakalar güçlü sismik yansıma

karakteri sunmakta ve altta yataya yakın tabakalar üzerine birleşmektedir. Birime ait tüm bu sismik yansıma özellikleri birimin delta çökellerini temsil ettikleri anlaşılmaktadır. Bu deltaik birime ait bottomset ve foreset tabakaları ayırt edilebilinmekte ancak topset çökellerinin aşındırıldığı gözlenmektedir. Delta çökellerinde foreset/topset geçişi yaklaşık −65 m derinlikte gözlenmektedir. Bu profilde deltaik çökelleri en kalın 22,5 m olarak ölçülmüştür. Birim, altta BS-1 yüzeyi ile sınırlanmakta olup, birime ait eğimli klinoformlar ise BS-2 yüzeyi ile traşlanmıştır. Birim-S5 stratigrafik olarak daha genç olan Birim-S4 tarafından profilin GD'suna doğru uyumlu olarak üzerlenmektedir. Birim deltaik çökellerin (Birim-S5) sadece açık deniz tarafında yüzeyledikleri gözlenmektedir.

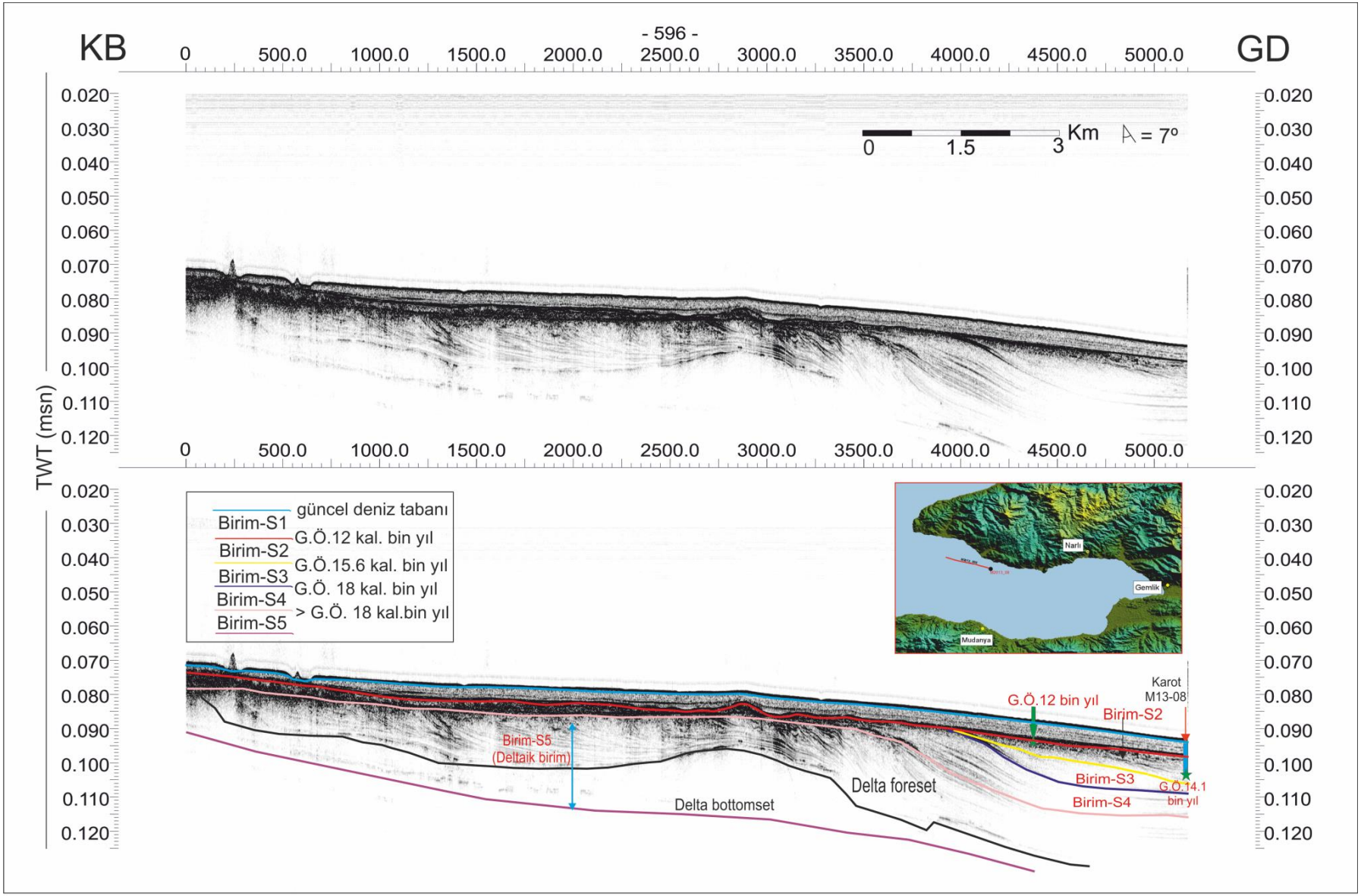
Birime ait tabakalar orta-güçlü sismik yansıma özellikleri sunarken, birimin üst sınırını şelf kenarında BS-3 yüzeyi oluşturmaktadır. Profilde Birim-S4'ü şelf kenarında uyumlu olarak üzerlediği gözlenen Birim-S3, bu profilde oldukça masif veya homojen iç sismik yansıma karakteri göstermesi ile ayırt edilebilmektedir. Tabakasız iç yapı gösteren bu birim, profilin KB'sına doğru devamlılığı gözlenememekte ve birimin üstünden BS-4 yüzeyi uyumlu bir şekilde sınırlamaktadır. Bu tez kapsamında incelenen M13-08 karotu bu profilin en GD ucunda yeralmakta olup, Birim-S3'ü uyumlu bir şekilde üzerleyen Birim-S2'nin tabanına kadar olan kısmı kesebilmektedir. Birim-S2, altındaki birimden (Birim-S3) farklı olarak güçlü yansıma özelliği gösteren ve düşük açılı eğime sahip klinoform tabakalardan oluşmaktadır. Profilde BS-4 birim sınırı ile ayrılan Birim-S3 ve –S2'de gözlenen iç sismik yansıma özelliklerine dayanarak şelf kenarında ilerleyen ve daha sonra aşındırılmış çökeller olarak yorumlanmaktadır. Bu iki birime ait çökeller ise BS-5 yüzeyi ile −68 m'lerde aşındırıldığı gözlenmektedir. Bu profilde Holosen yaşlı ve tüm diğer birimleri BS-5 yüzeyi üzerinde uyumsuz olarak üzerleyen Birim-S1, güçlü iç sismik yansıma yüzeyleri sunmakta ve birimin kalınlığı hemen hemen profilin KB'sına doğru inceldiği gözlenmektedir. Birim-S1'in altındaki birimler ile uyumlu gözlendiği kısmı, profilin GD ucunda Birim-S2'yi üzerlediği ve genelde su derinliğinin 67 m'nin de altında kaldığı bölgededir (Şekil 3.3).

Profil GE-40: Bu profil, Gemlik Körfezi'nde KB-GD uzanımlı olup 10 km uzunluğundadır (Şekil 3.4). Profilde Birim-S1'den Birim-S4'e kadar değişen birimler gözlenebilmektedir. Bu birimlerin arasında belirgin olarak ayırtlanan birim sınırları ise BS-2'den BS-5'e kadar değişen yansıma yüzeylerini temsil etmektedir. Profil boyunca devamı gözlenebilen en yaşlı

çökeller Birim-S4'e aittir. Bu birimi tabandan sınırlayan BS-2 yüzeyi profilin KB'sın doğru belirli bir kısmında devamı gözlenemediğinden bu birime ait çökellerde profilin bu kısmında gözlenmemiştir. Birim profilin GD'suna yakın kesimlerde güçlü iç sismik yansıma karakterinde olan paralel tabakalardan oluşurken, profilin KB'sına doğru yüzeylediği kesimlerde yer yer hafif kıvrımlandıkları gözlenmektedir. Birimin kalınlığı profilin KB'sına doğru incelmekte olup, birimin üstüne doğru gözlenen tabakaların ise Birim-S3 ile olan sınırını oluşturan BS-3 yüzeyi tarafından yeryer kazınmış ve yeryer de traşlanmış olarak gözlenmektedir. Birim-S4'ü üstten sınırlayan BS-3 yüzeyi profilde derin kazınmış kanalları anımsatan geometriler sunarken, bu yüzeyin Birim-S4'e ait çökelleri aşındırdığı gözlenmektedir.

BS-3 üzerinde gözlenen bu yapıların erozyonel gully olarak tanımlanan eski şelf yamaçlarında gelişen ve deniz tabanını aşındıran kanallar olduğu düşünülmektedir. Bu kanalların derinlikleri 1m ila 13 m arasında değişirken, genişlikleri ise 15 m ila 200 m arasında değiştiği gözlenmektedir. Birim-S3, profilin KB'sına yakın kesimlerde şelf kenarında hafif eğimli, orta-güçlü sismik yansıma karakterinde tabakalı çökellerden oluşurken, profilin GD'suna doğru ise erozyonel gully olarak tanımlanan derin kazılmış kanalların dolguları olarak gözlenmektedir. Kanalları paralel ve hemen hemen yataya yakın tabakalar ile doldurduğu gözlenirken, birimin kalınlığı genel olarak profilin GD'suna doğru oldukça inceldiği gözlenmektedir. Birim-S3 profil boyunca devamlılığı gözlenebilmektedir. Birim-S3'ü üzerleyen Birim-S2, gerek şelfde ve gerekse havzada BS-2 üzerine uyumlu çökeldiği gözlenmektedir. Genelde orta-güçlü iç sismik yansıma özellikleri gösteren birime ait çökellerin paralel tabaklı çökellerden oluşmakta ve kalınlığı ise profilin GD'suna doğru inceldiği gözlenmektedir. Gemlik Körfezi'nde en genç birim olarak ayırtlanmış Birim-S1 tüm diğer birimleri BS-5 uyumsuzluk yüzeyi ile üzerlediği gözlenmektedir. Birim, profil boyunca devamlılığı gözlenirken en fazla kalınlığı profilin ortasına yakın kesimde 16 m olarak ölçülmüştür. Profil boyunca deniz tabanını kesen ve düşey atımı yaklaşık 17,5 m olan aktif bir doğrultu atımlı fayın hemen üzerinde GE-124 karotu bulunmaktadır. Bu karot daha önce Tavianni ve diğ. (2014) tarafından tanımlanmış ve yaşlandırmıştır (Şekil 3.4).

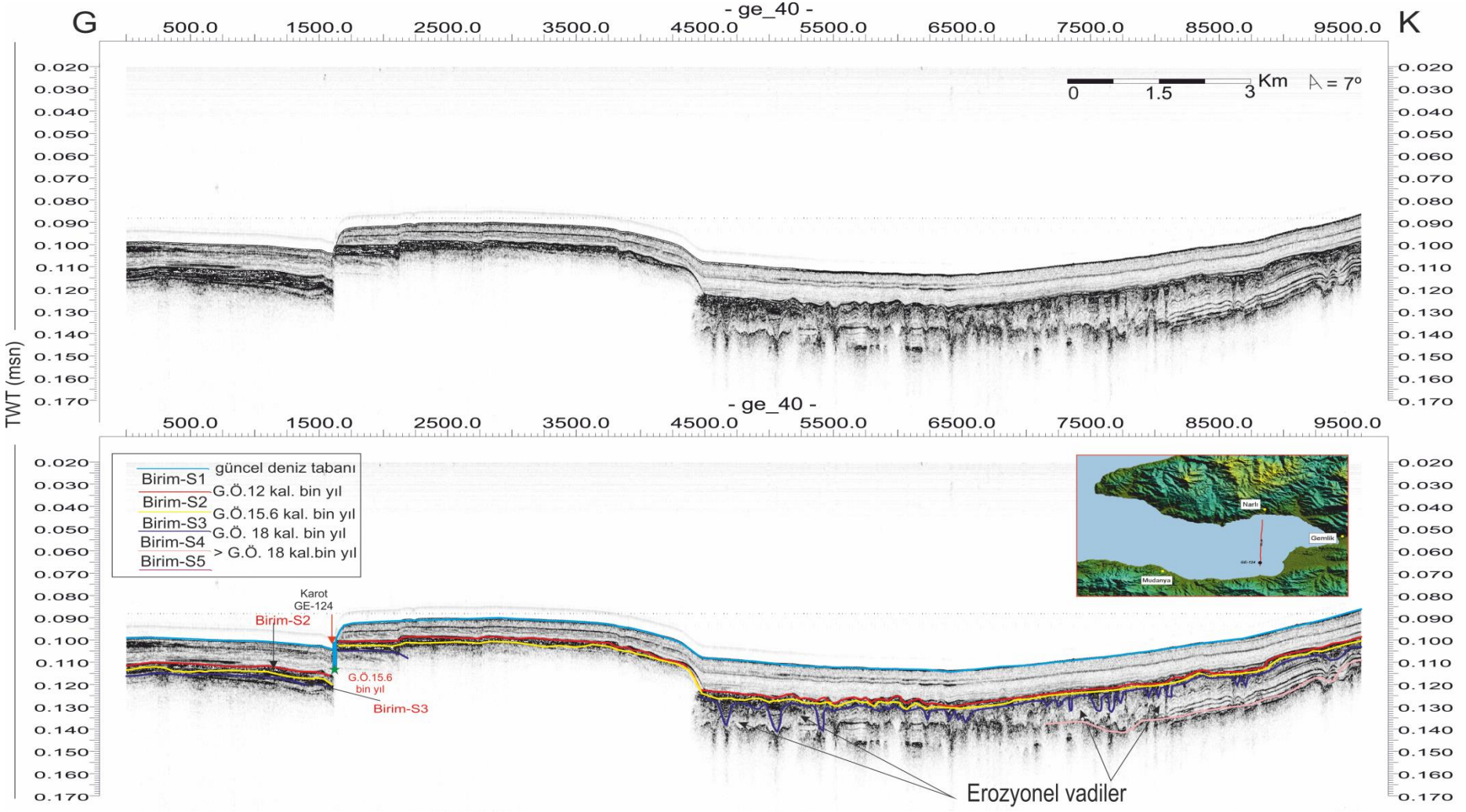
Profil 406: Bu profil, Gemlik Körfezi'nde KB-GD uzanımlı olup 34.5 km uzunluğundadır (Şekil 3.5). Profilde Birim-S1'den Birim-S5'e kadar değişen birimler gözlenebilmektedir. Bu birimlerin arasında belirgin olarak ayırtlanan birim sınırları ise BS-1'den BS-5'e kadar değişen yansıma yüzeylerini temsil etmektedir. Profil boyunca devamı gözlenebilen en yaşlı



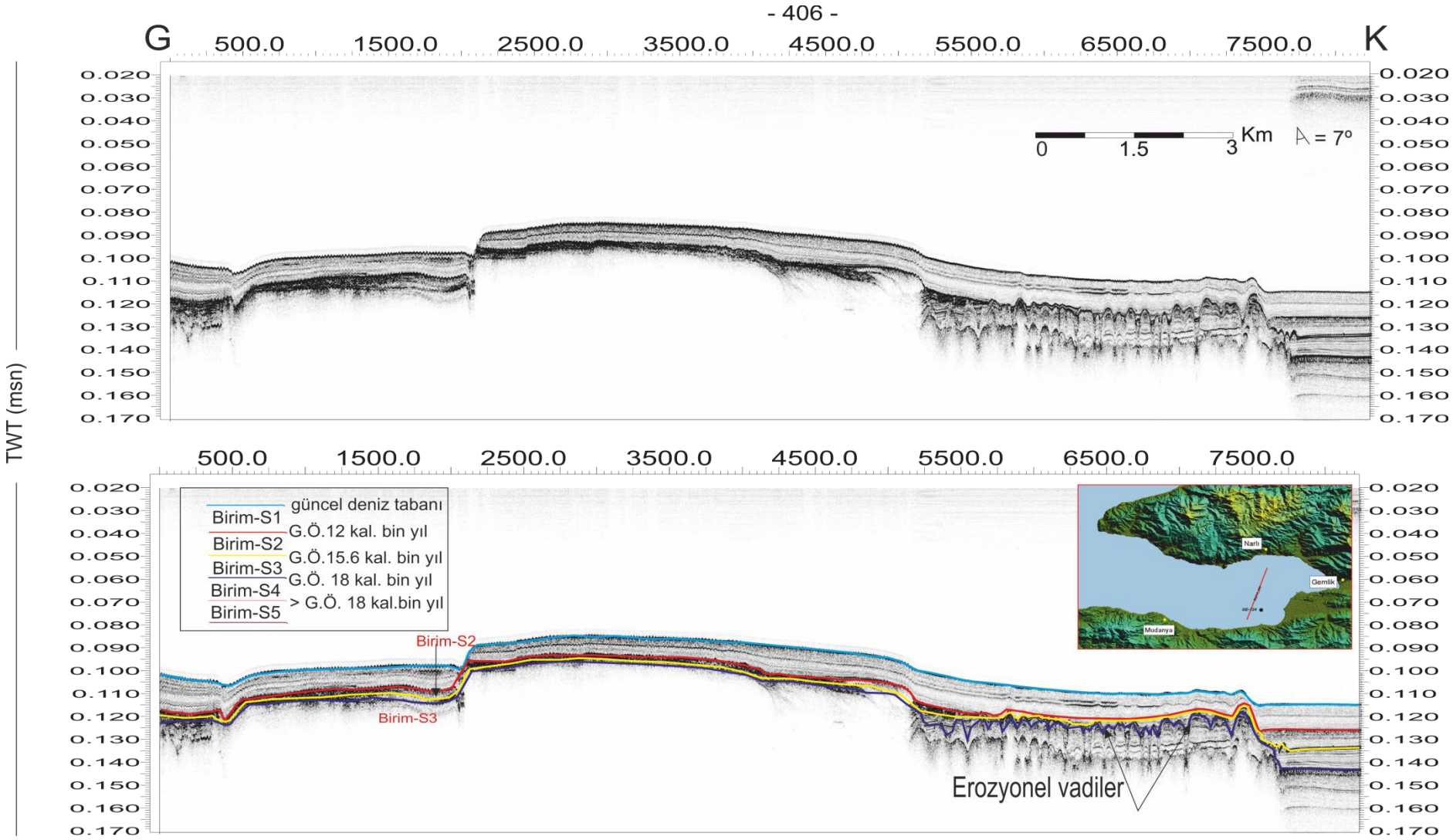
Şekil 3.3 : 596 No.'lu profilin gösterimi.

çökeller Birim-S5'e aittir. Bu birime ait çökeller profilin en KB ucuna yakın kesimde yüzeylemekte, ancak GD'ya doğru ise devamlılığı gözlenememektedir. Birime ait çökeller 10-12º arasında eğimde değişen ve orta-güçlü iç sismik yansıma özelliği sunan klinoform tabakalı çökellerinden oluşmaktadır.. Birim-S5'e ait bu sismik yansıma özellikleri birimin deltaik çökelleri temsil ettikleri anlaşılmaktadır. Bu birimdeki delta çökellerine ait foreset-topset geçişinin yaklaşık 66 m'de durduğu gözlenirken, aynı su derinliğinde ise topset çökellerinin aşındırıldığı da gözlenebilmektedir. Birim-S5, Birim-S4 tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir. BS-2 ve BS-3 birim sınırları arasında kalan bu birim, orta-güçlü iç sismik yansıma özellikleri gösteren paralel tabakalardan oluşmaktadır. Birim-S4'e ait çökeller profilin KB'sına doğru deltanın üzerinde inceldiği gözlenmektedir.

Profilin GD'suna doğru Birim-S4'e ait çökeller paralel tabakalı ve yeryer hafif kıvrımlanmalar göstermekte ve birime ait çökeller BS-3 yüzeyi ile kazındıkları veya traşlandıkları gözlenmektedir. Birim-S4'ü üzerleyen Birim-S3 profilin KD'suna doğru incelerek merceklenmiş ve profilin bu kısmında aşındırılmıştır. Profilin GD'suna doğru aynı birim kazınmış ve erozyonel gully olarak tanımlanan kanalları dolduran, paralel tabakalı ve orta-güçlü sismik iç yansıma özellikleri sunan çökeller olarak gözlenmektedir. Birim-S3, profilde yeryer uyumlu ve yeryer ise uyumsuz olarak Birim-S2 tarafından üzerlendiği gözlenmektedir. Profil boyunca çoğunlukla yanal devamlılığı gözlenebilen bu birim, orta-güçlü iç sismik yansıma özellikleri sunmaktadır. Profilin GD'suna doğru Birim-S3 ile birlikte şelf kenarında ilerleyen klinoformlardan oluşmuş ve aynı zamanda BS-5 yüzeyi tarafından aşındırıldığı gözlenebilmektedir. Profilde en genç olan Birim-S1, diğer tüm birimleri BS-5 yansıma yüzeyi üzerinde uyumsuz olarak üzerlemektedir. Birimin profilde yanal devamlılığı gözlenebilinsede KB'ya doğru kalınlığının oldukça inceldiği gözlenmektedir. Profilde deniz tabanı da dâhil tüm birimleri kesen güncel iki tane doğrultu atımlı fayın varlığı gözlenmektedir. Bu faylara yaslanmış tabakaların kısmen aşındırıldığı gözlenirken, basınç sırtı gibi sıkışmalı yapısal deniz tabanı morfolojisini oluşturduğu gözlenmektedir. Normal bileşeni olan bu doğrultu atımlı fayda yaklaşık 8 m düşey atım bulunmaktadır. Deniz tabanını kesen diğer güncel fay ise deniz tabanında çok hafif bir çıkıntı yapmıştır (Şekil 3.5).



Şekil 3.4 : GE-40 No'lu profilin gösterimi.

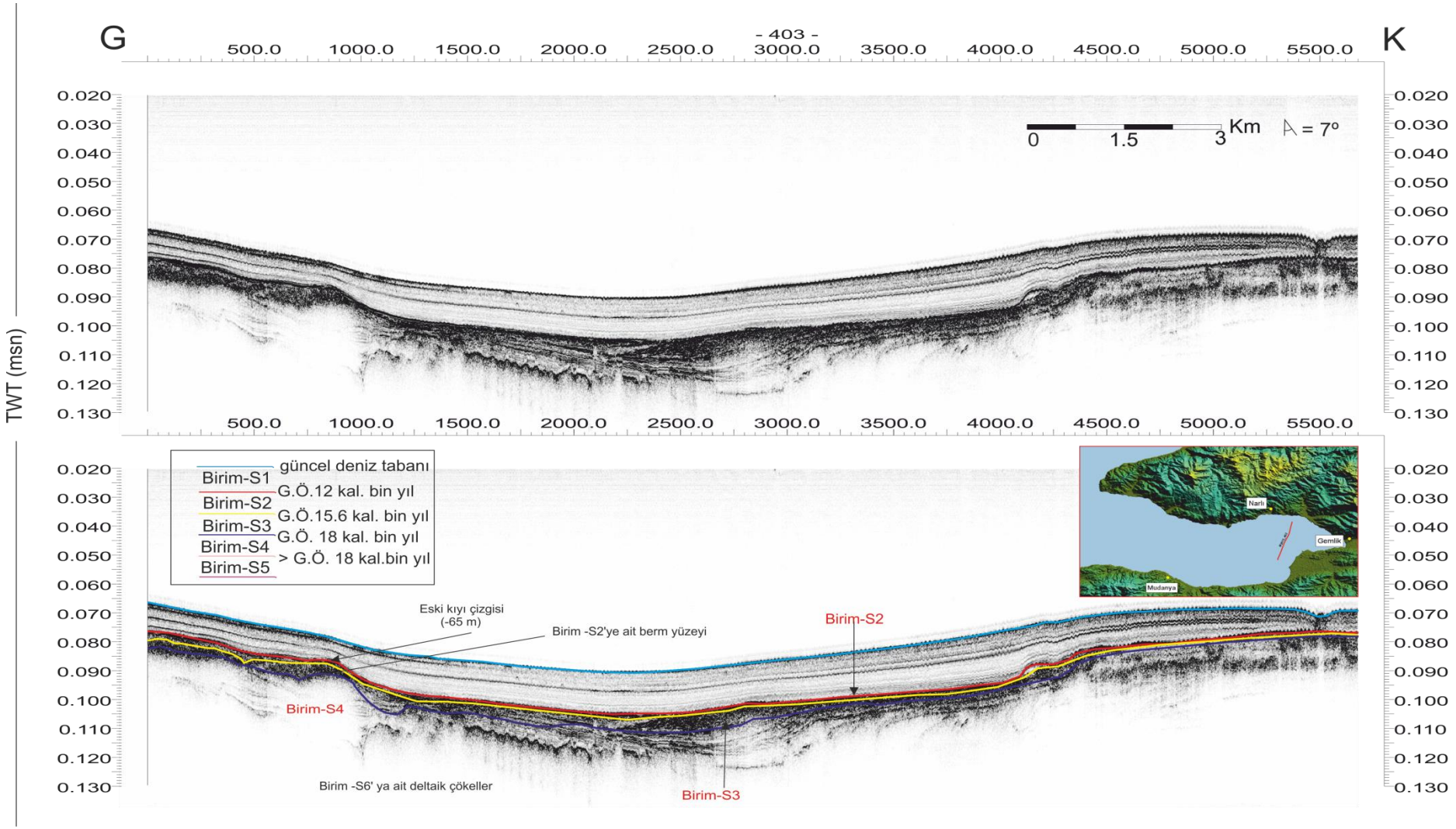


Şekil 3.5 : 406 No'lu profillin gösterimi.

Profil 403: Bu profil, Gemlik Körfezi'nde KD-GB uzanımlı olup 7 km uzunluğundadır (Şekil 3.6). Profilde Birim-S1, Birim-S2 ve Birim-S5'e ait çökeller gözlenebilmektedir. Profil boyunca devamı gözlenebilen en yaşlı çökeller Birim-S5'e aittir. Bu birim profilin belirli bir kısmında yüzeylediği gözlenirken, güçlü iç sismik yansıma özelliği gösteren eğimli klinoform tabakalardan oluştuğu gözlenmektedir. Deltaik çökelleri temsil ettiği düşünülen bu birimde foreset çökellerinin dışında topset çökellerinin aşındırıldığı ve bottomset çökellerinin ise sismik yansıma görüntüsünün kalitesinin çok iyi olmaması nedeni ile gözlenememektedir. Birim-S5'e ait delta foreset çökellerinin BS-2 yüzeyi ile aşındırıldıkları gözlenmektedir. Delta foreset-topset geçişi yaklaşık 75 m su derinliğinde gözlenirken, deltanın 13,5 m kalınlığına ulaşabildiği gözlenmektedir. Birim-S5'i BS-2 yüzeyi ile uyumsuz olarak üzerleyen Birim-S2, profilin sadece KD'suna yakın kesimde yüzeylediği gözlenmektedir. Bu birim, profilin KD ucundan GB'sına doğru merceklenerek sonlandığı gözlenirken, çökellerinin oldukça güçlü iç sismik yansıma özelliği sunan yüksek eğimli klinoform tabakalar içerdiği gözlenmektedir.

Birimin yüzeylediği alandaki gösterdiği morfolojik özellik ve ayrıca yüksek eğimli tabakaların varlığı bu birimin bu profilde Berm çökellerine ait olduklarını göstermektedir. BS-5 yüzeyi ile aşındırıldıkları gözlenen bu birimin Berm morfolojisinde gözlendiği yerde BS-5 yüzeyinin derinliği -65 m'lerde olup eski su seviyesini göstermesi açısından oldukça önemlidir. Birim-S2'nin Gemlik Körfezi'nde çökeldiği dönemde su seviyesinin de hemen hemen bu derinliklerde olmuş olabileceği anlaşılmaktadır. Profilde en genç çökelleri temsil eden Birim-S1, BS-5 yüzeyi üzerinde diğer birimleri uyumsuz olarak üzerlediği gözlenmektedir. Birimin profil boyunca devamlılığı gözlenmekte ve kalınlığının ise en fazla kalın gözlendiği yerde yaklaşık 11,5 m'dir. Birim-S1'e ait orta-güçlü iç sismik yansıma yüzeylerinin paralel tabakalı oldukları gözlenirken, bu tabakaların profilin KD'suna doğru BS-5 yüzeyi üzerine kıyısal aşma yapaak çökeldikleri gözlenmektedir (Şekil 3.6).

***Profil 354*:** Bu profil, Gemlik Körfezi'nde KB-GD uzanımlı olup 15 km uzunluğundadır (Şekil 3.7). Profilde Birim-S1'den Birim-S5'e kadar olan çökeller gözlenebilmektedir. Bu birimlerin arasında belirgin olarak ayırtlanan birim sınırları ise BS-1'den BS-5'e kadar değişen yansıma yüzeylerini temsil etmektedir. Profil boyunca devamı gözlenebilen en yaşlı çökeller Birim-S5'e aittir. Bu birim, profilin GD'sundan KB'sına doğru yüzeyleme vermekte olup alt sınırını BS-1 yüzeyi oluşturmaktadır.Birime ait çökeller profilde orta-güçlü sismik yansıma karakterinde düşük açılı klinoform tabakalardan oluşan foreset ve ayrıca bunların üzerine birleştiği yataya yakın bottomset tabakalarından oluşmaktadır.

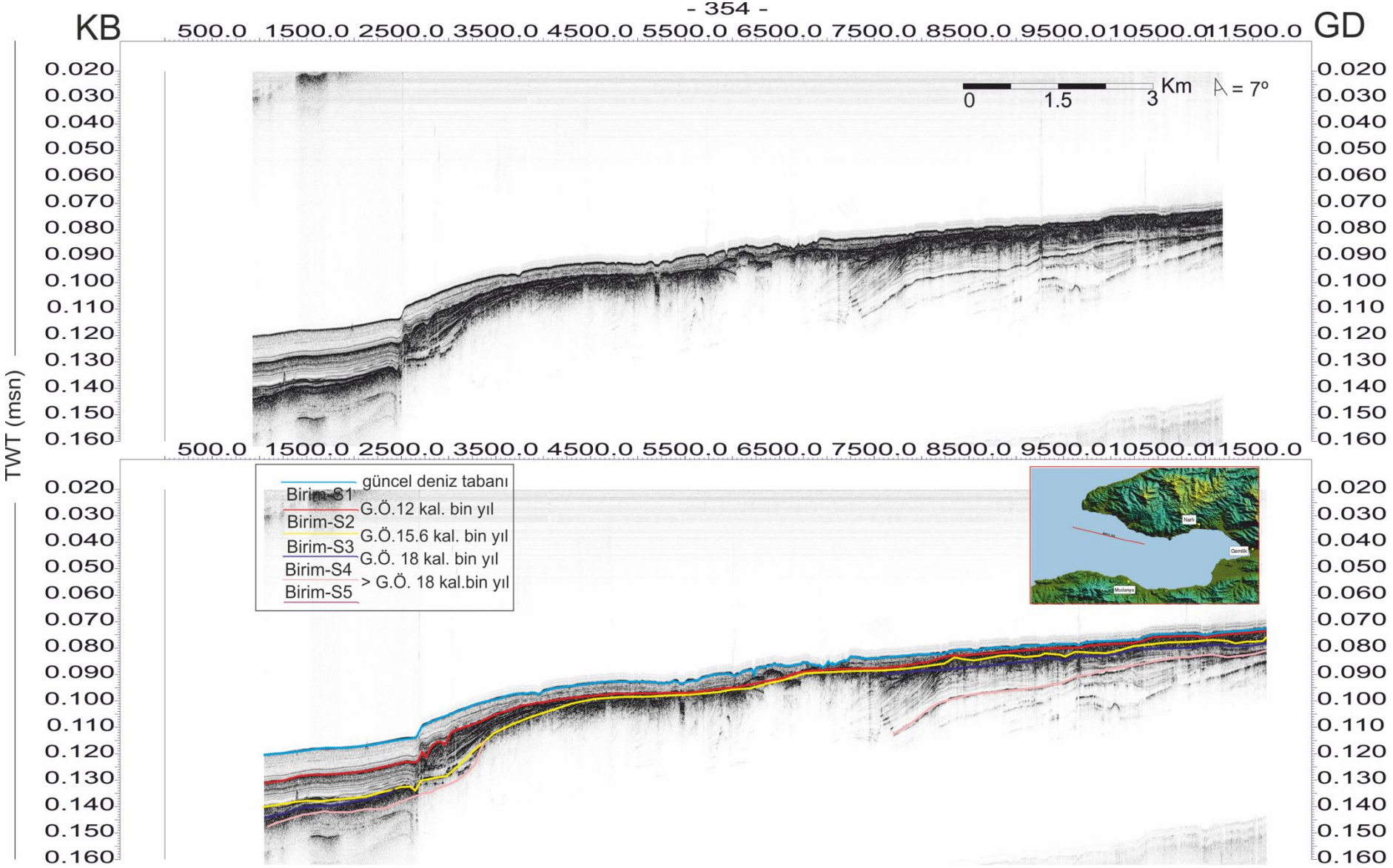


Şekil 3.6 : 403 No'lu profilin gösterimi.

Birimin tüm bu sismik özelliklerinden delta çökelleri oldukları anlaşılmaktadır. Birim içerisinde foreset tabakaların yeryer deforme oldukları gözlenirken, topset çökellerinin ise aşınmış oldukları gözlenmektedir. Foreset-topset geçişi yaklaşık -65 m'de gözlenirken, deltanın kalınlığı ise 19.5 m'dir. Delta çökellerini KB'da BS-2 yüzeyi uyumlu üzerlerken, topsetlerin aşındırıldığı kısmında ise BS-5 yüzeyi tarafından uyumsuz olarak üzerlenmiştir.

Profilde Birim-S5'i temsil eden deltanın KB yüzünde Birim-S4 uyumlu olarak çökelmektedir. Bu birimin yüzeyleme verdiği profilin KB'sında güçlü sismik yansıma karakterinde paralel tabakalı çökellerden oluştuğu gözlenmektedir. Bu çökellerin deltanın ön yüzüne kıyısal aşma yaparak çökeldikleri de gözlenebilmektedir. Birim, profilde GD'ya doğru merceklenerek inceldiği gözlenirken, profilin bu kısmında bu çökellerin BS-5 uyumsuzluk yüzeyi ile aşındırıldığı da gözlenebilmektedir. Bu birimi daha genç olan Birim-S3 uyumlu olarak sadece profilin KB'sında üzerlediği gözlenmektedir. BS-4 ve BS-3 birim sınırları arasında çökeldiği gözlenen bu birimin devamı GD'ya doğru ise gözlenememektedir. Birim-S3, orta şidette iç sismik yansıma özellikleri sunan paralel tabakalardan oluşmaktadır. Bu birim profilde Birim-S2 tarasından uyumlu olarak üzerlendiği gözlenmektedir. Profilin sadece KB'sında yüzeyleyen bu birim oldukça ince kalınlıkta olup genelde zayıf-orta sismik yansıma karakteri sunmaktadır. Birim-S2'ye ait çökeller KB'dan GD'ya doğru incelerek BS-5 uyumsuzluk yüzeyi tarafından aşındırılmıştır. Profilde en genç birim olan Birim-S1 tüm profil boyunca devamlılığı gözlenebilmekte ve kalınlığı KB'dan GD'ya doğru inceldiği gözlenmektedir. Birim BS-5 uyumsuzluk yüzeyi üzerinde çökelmiş ve genelde orta-güçlü sismik yansıma karakteri sunmaktadır (Şekil 3.7).

***Profil 396*:** Bu profil, Gemlik Körfezi'nde KD-GB uzanımlı olup 14 km uzunluğundadır (Şekil 3.8). Profilde Birim-S2'den Birim-S5'e kadar olan çökeller gözlenebilmektedir. Bu birimlerin arasında belirgin olarak ayırtlanan birim sınırları ise BS-1'den BS-4'e kadar değişen yansıma yüzeylerini temsil etmektedir. Profil boyunca devamı gözlenebilen en yaşlı çökeller Birim-S4'e aittir. Bu birim profilin en KD ucunda en kalın iken GB'ya doğru devamlılığı ancak 5 km gözlenebilmektedir.Birime ait çökeller paralel tabakalı, orta-güçlü sismik yansıma karakterinde olduğu gözlenirken, yüzeylediği kısımda BS-3 yüzeyi tarafından kazınmış kanallar boyunca aşındırıldıkları gözlenmektedir. Profilde BS-3 yüzeyi üzerinde erozyonel gully olarak tanımlanan kazınmış kanalların gözlendiği kesimlerde Birim-S4'ü uyumsuz olarak üzerlediği gözlenmektedir. Birim-S3, profilin KD suna yakın kesimlerde belirgin orta şidette sismik yansıma özelliği sunan paralel tabakalardan oluşurken profilin GB'sına doğru inceldiği gözlenmektedir. BS-3 yüzeyinin erozyonel gully şeklinde kanalları

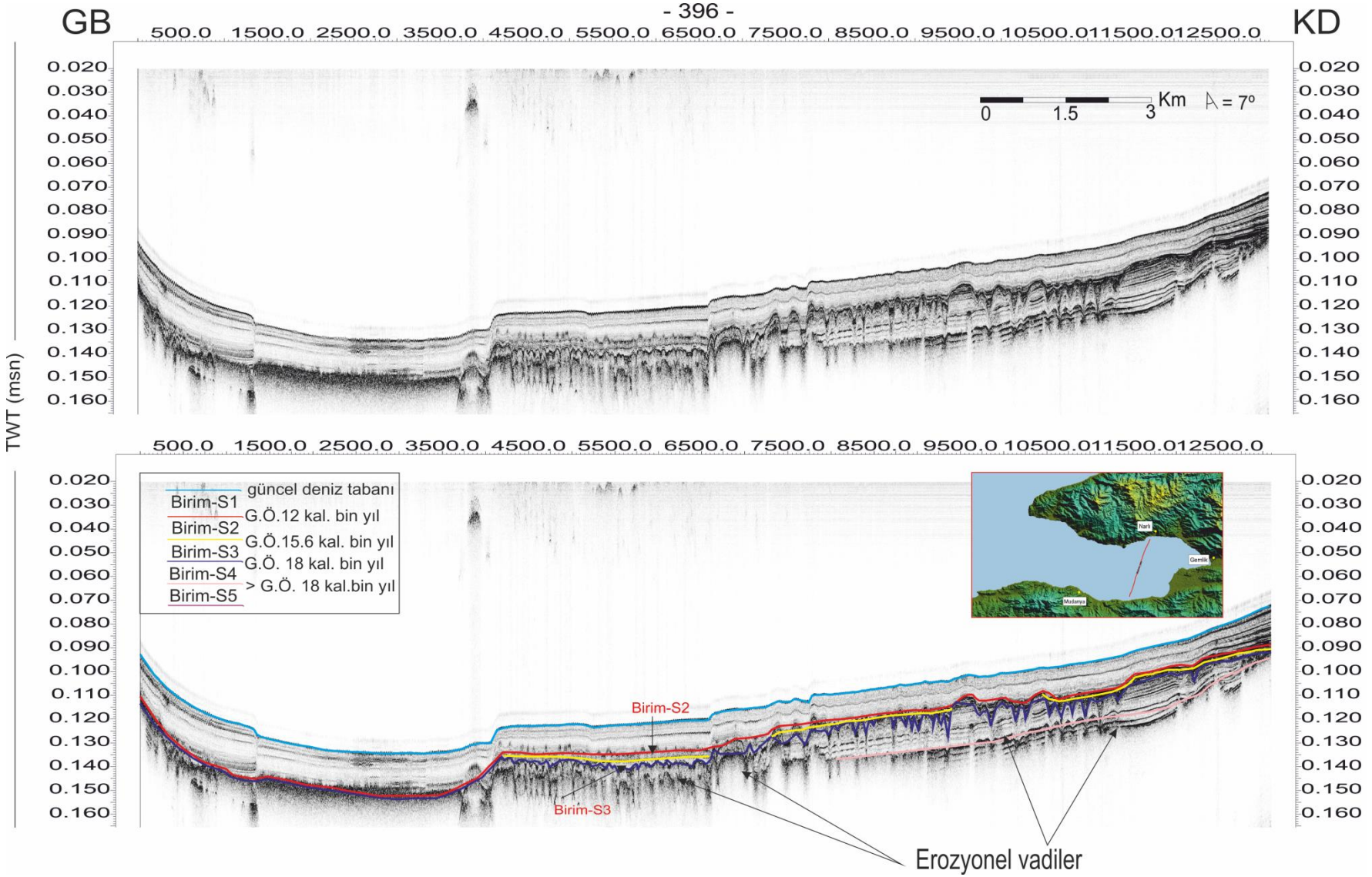


Şekil 3.7 : 354 No'lu profilin gösterimi.

doldurduğu gözlenen birim BS-4 yüzeyi tarafından aşındırıldıkları gözlenmektedir. Birim-S3'ü yeryer uyumsuz ve yeryer de uyumlu olarak üzerlediği gözlenen Birim-S2, profilde iç yapısı çok iyi gözlenememekle birlikte profilin KD'suna doğru oldukça inceldiği gözlenmektedir. Profilde en genç olan Birim-S1 tüm profil boyunca devamlılığı gözlenebilmektedir. Birim, orta-güçlü sismik yansıma karakteri sunan paralel tabakalardan oluşurken kalınlığı ise yer yer 15 m'yi geçmektedir (Şekil 3.8).

Profil 348: Bu profil, Gemlik Körfezi'nde KD-GB uzanımlı olup 4,2 km uzunluğundadır (Şekil 3.9). Profilde Birim-S1'den Birim-S4'e kadar olan çökeller gözlenebilmektedir. Bu birimlerin arasında belirgin olarak ayırtlanan birim sınırları ise BS-2'den BS-5'e kadar değişen yansıma yüzeylerini temsil etmektedir. Profil boyunca devamı gözlenebilen en yaşlı çökeller Birim-S4'e aittir. Birime ait çökeller güçlü sismik yansıma karakterinde olup, paralel tabakalı ve yeryer ise deforme olmuş ve kıvrımlanmış tabakalanma göstermektedir. Birime ait çökeller bu birimi uyumsuz olarak üzerleyen BS-3 yüzeyi tarafından aşındırıldığı gözlenmektedir. Bu yüzey üzerinde yeryer küçük kanal kazımalarının olduğu gözlenirken, bu yüzeyin devamlılığı basınç sırtının belirdiği kesimde gözlenememektedir. Birim-S4'ü uyumsuz olarak üzerleyen Birim-S3, BS-3 yüzeyi üzerinde düzensizlikleri ve kazınmış kanalları dolduran paralel tabakalı ve orta-güçlü sismik yansıma karakterinde gözlenmektedir. Birim-S3 profilde genel olarak GB'ya doğru inceldiği gözlenmektedir. Birim-S2 profilde oldukça ince yüzeylediği gözlendiğinden çökellerin sismik yansıma karakterleri çok iyi gözlenememektedir. Birim-S1, BS-5 uyumsuzluk yüzeyi üzerinde çökeldiği gözlenirken, profilde gözlenen en kalın birimi temsil etmektedir. Birime ait çökeller orta-güçlü sismik yansıma karakterinde gözlenirken kalınlığı ise yeryer 9 m'yi aştığı gözlenmekte, ancak basınç sırtının bulunduğu kesimde ise oldukça inceldiği gözlenmektedir. Profilde gözlenen en önemli morfo-tektonik yapı ise bu basınç sırtının varlığıdır (Şekil 3.9).

Profil 308: Bu profil, Gemlik Körfezi'nde KD-GB uzanımlı olup 11.5 km uzunluğundadır (Şekil 3.10). Profilde Birim-S1'den Birim-S4'e kadar olan çökeller gözlenebilmektedir. Bu birimlerin arasında belirgin olarak ayırtlanan birim sınırları ise BS-2'den BS-5'e kadar değişen yansıma yüzeylerini temsil etmektedir. Profilde BS-2 yüzeyi üzerinde çökeldiği gözlenen Birim-S4, profilin sadece KD ucuna yakın yüzeylediği gözlenmektedir. Çökellerin genelde paralel tabakalı ve orta-güçlü sismik yansıma karakterinde olduğu gözlenmekte ve BS-4 yüzeyi tarafından aşındırıldığı gözlenmektedir. Birim-S4'ü üzerleyen Birim-S3, BS-3 yüzeyi üzerinde çökeldiği gözlenmektedir. BS-3 yüzeyinin yeryer kazınmış kanallar şeklinde

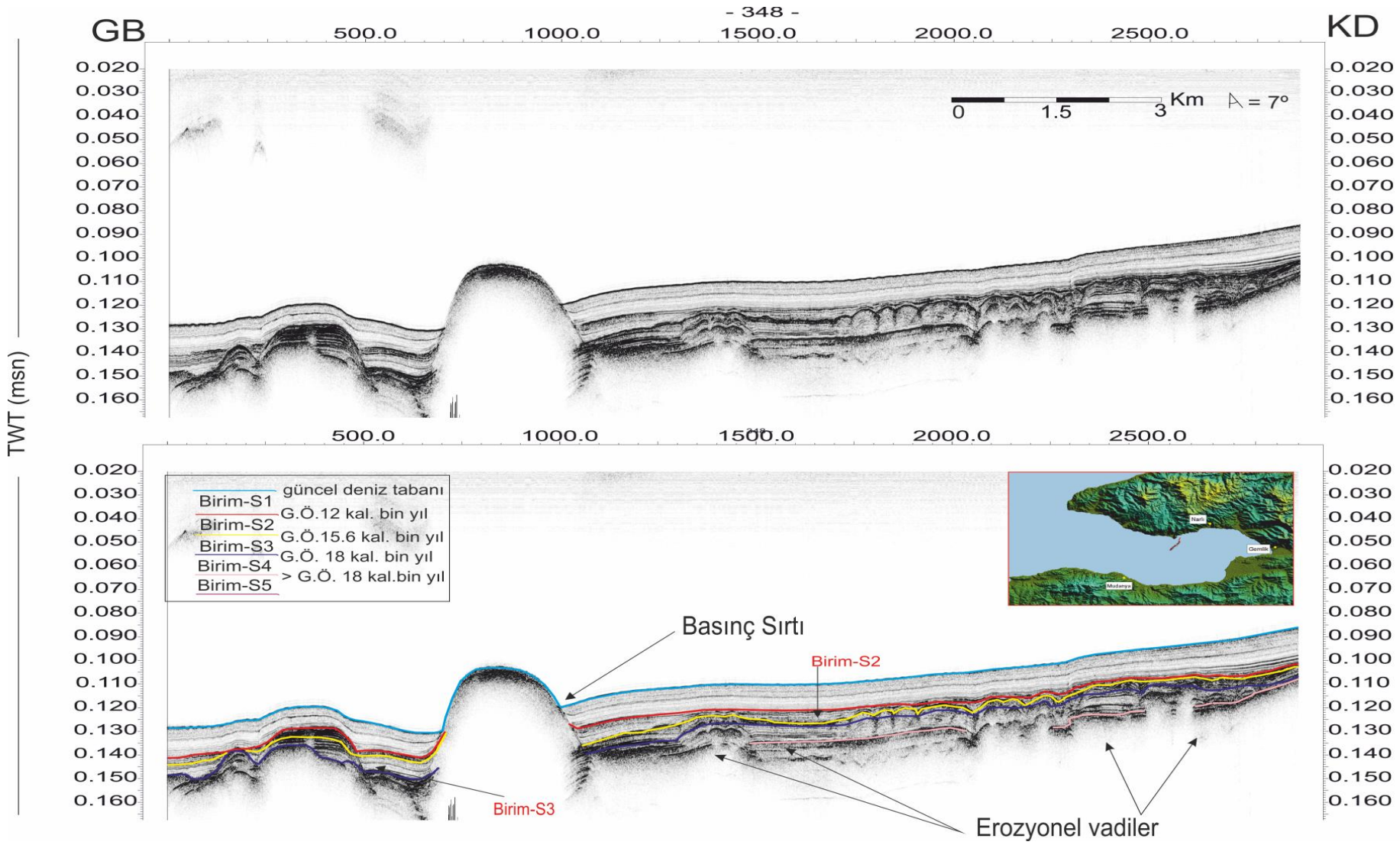


Şekil 3.8 : 396 No'lu profilin gösterimi.

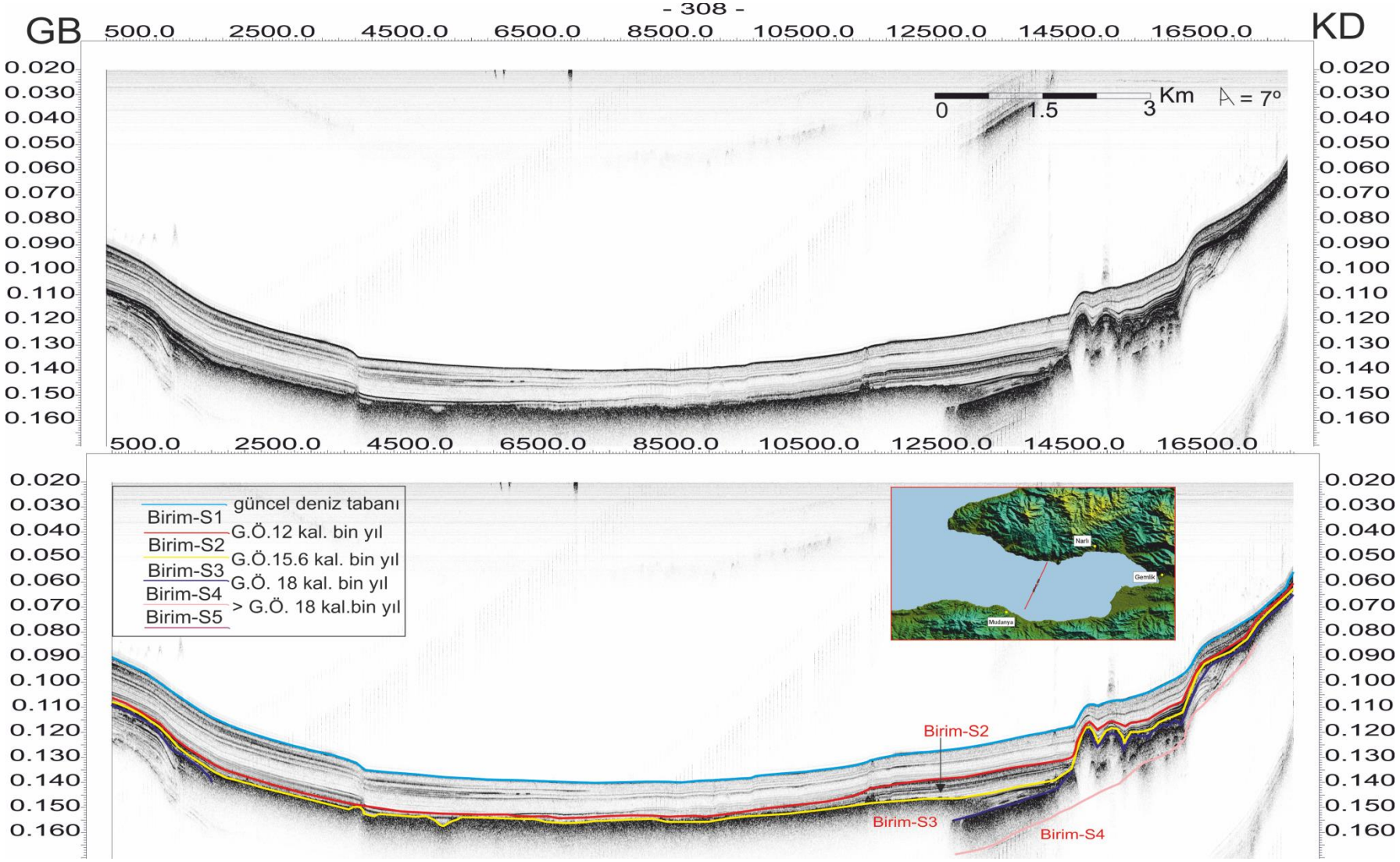
gözlendiği kesimlerde bunların dolguları şeklinde orta-güçlü sismik yansıma karakterinde paralel tabakalardan oluşurken, profilin GD'suna doğru ise bu çökellerin yataya yakın orta-zayıf yansıma karakteri sunan çökellerden oluştuğu gözlenir. BS-4 yüzeyi üzerine çökelen Birim-S2, profilin KD'sunda en kalın gözlendiği şelf kenarında orta-güçlü sismik yansıma özelliğinde, eğimli klinoform tabakalardan oluşmaktadır. Birimin profilde GB'ya doğru devamlılığı gözlenirken inceldiği de gözlenmektedir. Birim-S2'ye ait klinoform tabakaların profilin KD ucuna yakın şelf birimleri üzerleyen BS-5 yüzeyinin KD'ya yakın Birim-S2'ya ait çökelleri aşındırdığı kesimde -65 m'de eski kıyı çizgisini gösterdiği gözlenmektedir. Profilde en genç birim olan Birim-S1, profilin KD ucuna doğru inceldiği gözlenirken, profilin GB'sına doğru kalınlığının yeryer 9 m'yi aştığı gözlenmektedir (Şekil 3.10).

Profil 314: Bu profil, Gemlik Körfezi'nde KD-GB uzanımlı olup 11 km uzunluğundadır (Şekil 3.11). Profilde Birim-S1'den Birim-S5'e kadar olan çökeller gözlenebilmektedir. Bu birimlerin arasında belirgin olarak ayırtlanan birim sınırları ise BS-1'den BS-5'e kadar değişen yansıma yüzeylerini temsil etmektedir. Profilde en yaşlı birim olan Birim-S5 küçük bir alanda yüzeyleme vermektedir. Birime ait çökeller orta-güçlü sismik yansıma özelliği sunan paralel tabakalı çökellerden oluşmaktadır. Birimi uyumlu olarak üzerleyen Birim-S4 profilin GB'sında daha kalın yüzeylerken KD'ya doğru inceldiği gözlenmektedir. Birime ait çökellerin en iyi gözlenebildiği GB ucuna yakın kesimde orta-güçlü sismik yansıma özellikleri sunmakta ve hafif eğimli klinoform tabakalardan oluştuğu gözlenmektedir. Profilin en GB ucunda bu çökellerin BS-5 yüzeyi ile aşındırıldıkları gözlenirken, profilin KD'suna doğru ise BS-3 yüzeyi ile üzerlenmektedir. BS-3 yüzeyi üzerinde yeryer kazınmış kanalların oluştuğu kesimlerde Birim-S4'e ait çökellerin aşındırıldığı gözlenmektedir.

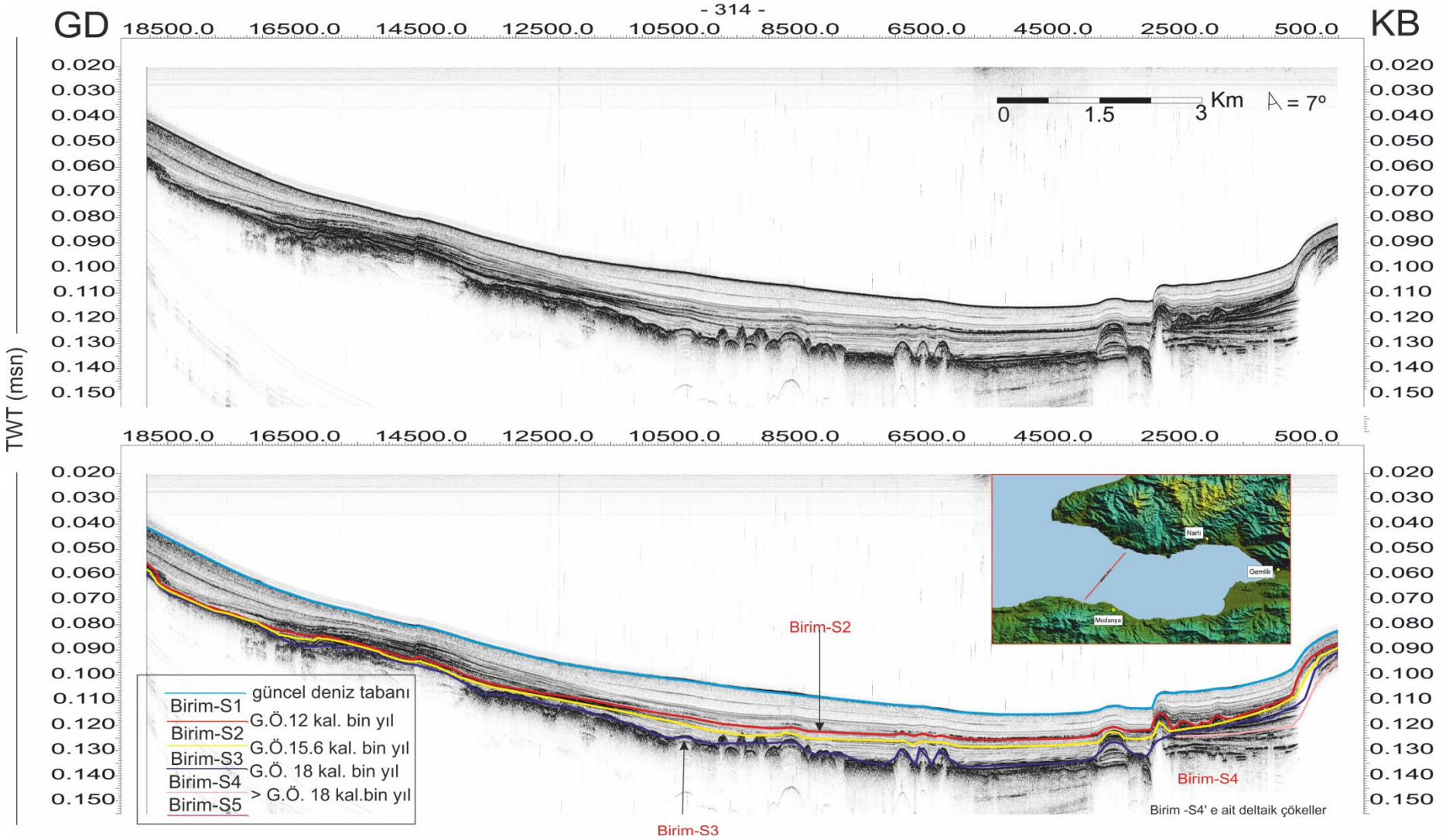
Birim-S4'ü üzerleyen Birim-S3 profil boyunca devamlılığı gözlenebilmektedir. Profilin GB ucuna yakın kesimde Birim-S3 merceklenmiş, zayıf-orta sismik yansıma karakteri sunan çökellerden oluşmaktadır. Birime ait çökellerin BS-3 yüzeyinin kazınmış kanallar şeklinde geliştiği kesimlerde bu kanalları paralel tabakalı olarak dolduran çökeller şeklinde gözlenmektedir. Birim-S3 profilin en GB ucunda BS-5 yüzeyi ile aşındırıldığı gözlenirken, KD'ya doğru ise bu birimi BS-2 yüzeyi üzerlemektedir. Profilde Birim-S3'ü üzerleyen Birim-S2 devamlılığı gözlenebilsede profilin GB ucunda daha kalın çökeldiği gözlenmektedir. Profilin GB ucuna yakın kesimde orta-güçlü sismik yansıma karakteri sunan bu çökeller BS-5 uyumsuzluk yüzeyi ile aşındırıldığı gözlenmektedir. Profilde en genç çökelleri temsil eden Birim-S1 profilde devamlılığı izlenebilen ve genelde kalınlığının ise KD'ya doğru arttığı gözlenmektedir. (Şekil 3.11).



Şekil 3.9 : 348 No'lu profilin gösterimi.



Şekil 3.10 : 308 No'lu profilin gösterimi



Şekil 3.11 : 314 No'lu profilin gösterimi.

3.3.Sismik Yansıma Yüzeyi Haritaları

Bu tez çalışması kapsamında sığ-sismik yansıma görüntülerinde deniz tabanına ait yansıma yüzeyinin yanı sıra ayırtlanan birimlerden Birim-S1 ve Birim-S3'ü tabandan sınırlayan BS-5 ve BS-3 yansıma yüzeylerine ait derinlik kontur haritaları üretilmiştir. Haritaların oluşturulmasında Gemlik Körfezi içerisinden karelaj tekniği ile alınan 280 adet profile ait yansıma yüzeylerini koordinat eksenleri ve her bir noktaya ait seyehat zamanları (TWT) değişkenleri kullanılmıştır. İkinci aşamada zaman değerleri M13-08 ve GE-124 karotlarından elde edilen hız bilgilerinin kullanılmasıyla profil bazında çökel kalınlıkları belirlenmiştir. Son aşamada da flex gridding interpolasyon yöntemi ile körfez içerisinde farklı yansıma yüzeylerine ait derinlikler belirlenmiştir. Çökel birimlerinden kontur haritalaması yapılan en eski yansıma yüzeyi olan BS-3'e ait maksimum ve minimum derinlikler -110 m ve -80 m'dir. Buna göre yansıma yüzeylerinin minimum derinliklerinin üzerinde kalan alanlar bu yüzeylerin geliştikleri zamandaki kıyı çizgilerini temsil edeceğinden, bu derinliklerin üzerinde kalan alanlar kara alanlarını temsil ettiği düşünülmelidir. Kontur haritaları 3 m aralıklar ile çizilmiş olup derinlik değişimleri de buna göre göz önünde bulundurulmalıdır.

Sismik yansıma profillerinde BS-3 ile temsil olunan yansıma yüzeyine ait kontur haritasında, körfezin günümüz batimetrisine göre en derin basende -112 m olan maksimum su derinliğinin bu reflektörün geliştiği zamanda -130 m'lerde olduğunu göstermektedir (Şekil 3.12). Bu en derin havza KB-GD uzanımlı elipsoidal bir görünüm sergilemektedir. Bu havzanın kuzeyinde yeralan Armutlu Fayı'na ait fay yüzeyi güncel batimetriye göre daha belirgin ve dik gözlenirken kuzeyinde yeralan şelf yamaçlarının da günümüze oranla daha dik olduğu gözlenebilmektedir. Derin havzanın GB'sında kalan şelf daha yayvan iken, bu alan GD'ya doğru daralmakta ve daha dik bir konumda olduğu gözlenmektedir. Körfezin doğusunda yeralan Kocadere Deltası'nın geliştiği alanda düz bir platformun varlığı ve bunun hemen GB'sından geçen Kocadere Fayı'na ait yüzeyi oldukça belirgindir. Bu delta platfomunun bu zamanda su üstünde kaldığı düşünüldüğünde -80 m konturu aynı zamanda eski su seviyesini vermelidir. Sismik profillerde gözlenen erozyonel vadilerin körfezin derin havzasına doğru olan gelişimleri bu vadilerin konturlanması ile güneyden ve daha çok kuzeyden geliştikleri anlaşılmaktadır.

Körfezin batısına doğru kıyı çizgisi -80 m'de takip edildiğinde batıya doğru Armutlu Yarımadası'nın GD'sunda kıyı çizgisinin kapandığı gözlenebilmektedir. Bu aynı zamanda körfezin batısında Marmara Denizi ile olan irtibatında kesikliğe sebep olan yükselimin varlığını

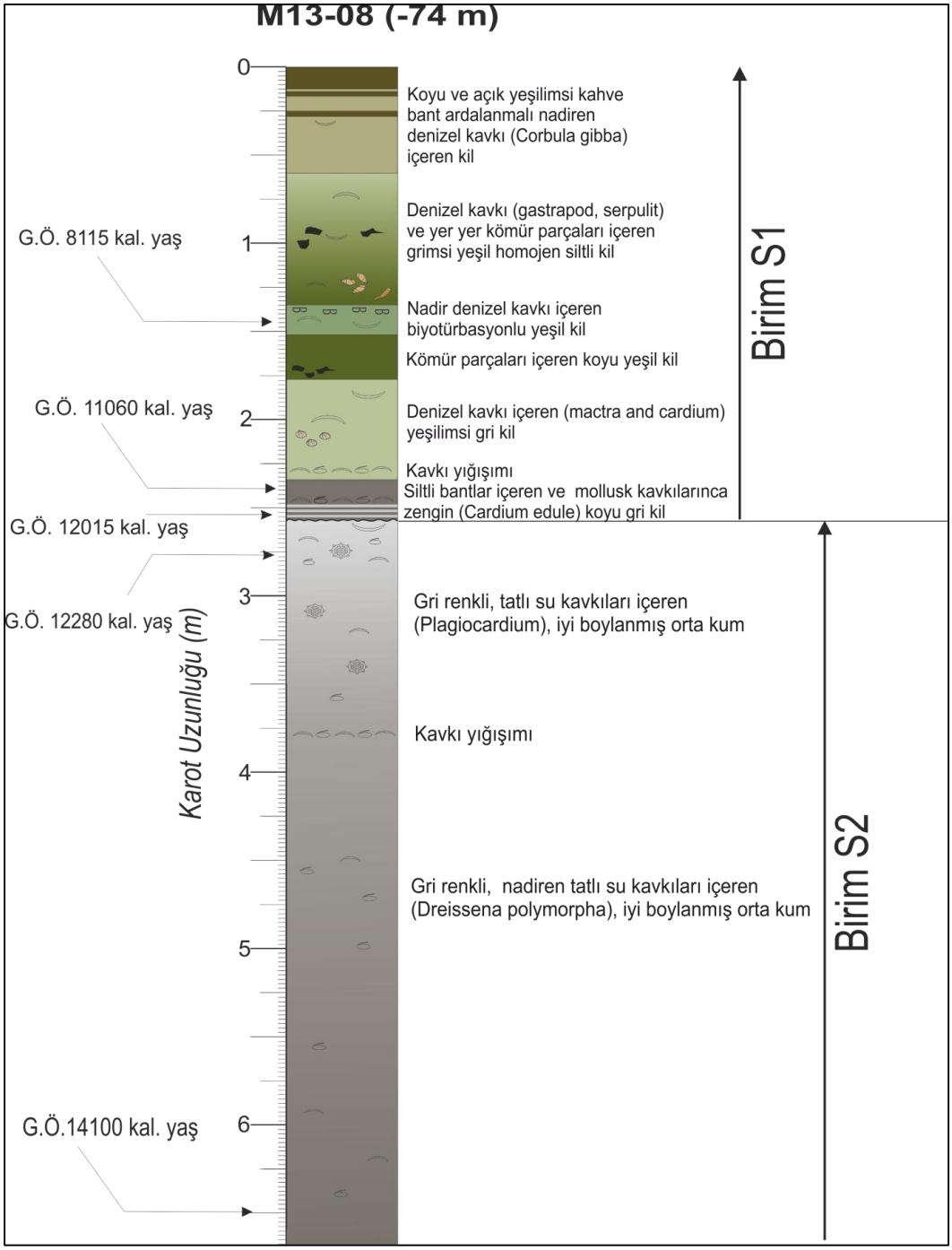
göstermektedir. Bu yükselimin Marmara Denizi'ne olan tarafında derinliklerin Artmutlu Yardımadası'nın hemen önünde -100 m'ye vardığı gözlenmektedir.Sismik yansıma profillerinde BS-5 ile temsil olunan yansıma yüzeyine ait kontur haritasında, körfezin en derin kesimlerinin -120 m'yi geçen su derinliğine ulaştığını göstermektedir (Şekil 3.13). Bu havza BS-3 ile benzer şekilde KB-GD uzanımlı elipsoidal bir görünüm sergilemesine rağmen BS-3 ile kıyaslandığında körfezin daha dar bir alanda konuçlandığı görülmektedir. Körfezin en derin çukurluğunda su derinliklerinin -120 m'yi geçtiği gözönünde bulundurulduğunda, bu çukurlukta sediman birikim hızının körfezin batı kısmına oranla fazla olduğu görülmektedir. Ayrıca 12 bin yılından önce körfeze ait bütün noktalarda birikim görülmekte ve her noktada sığlaşma gözlenmektedir.

3.4. Karot Stratigrafisi

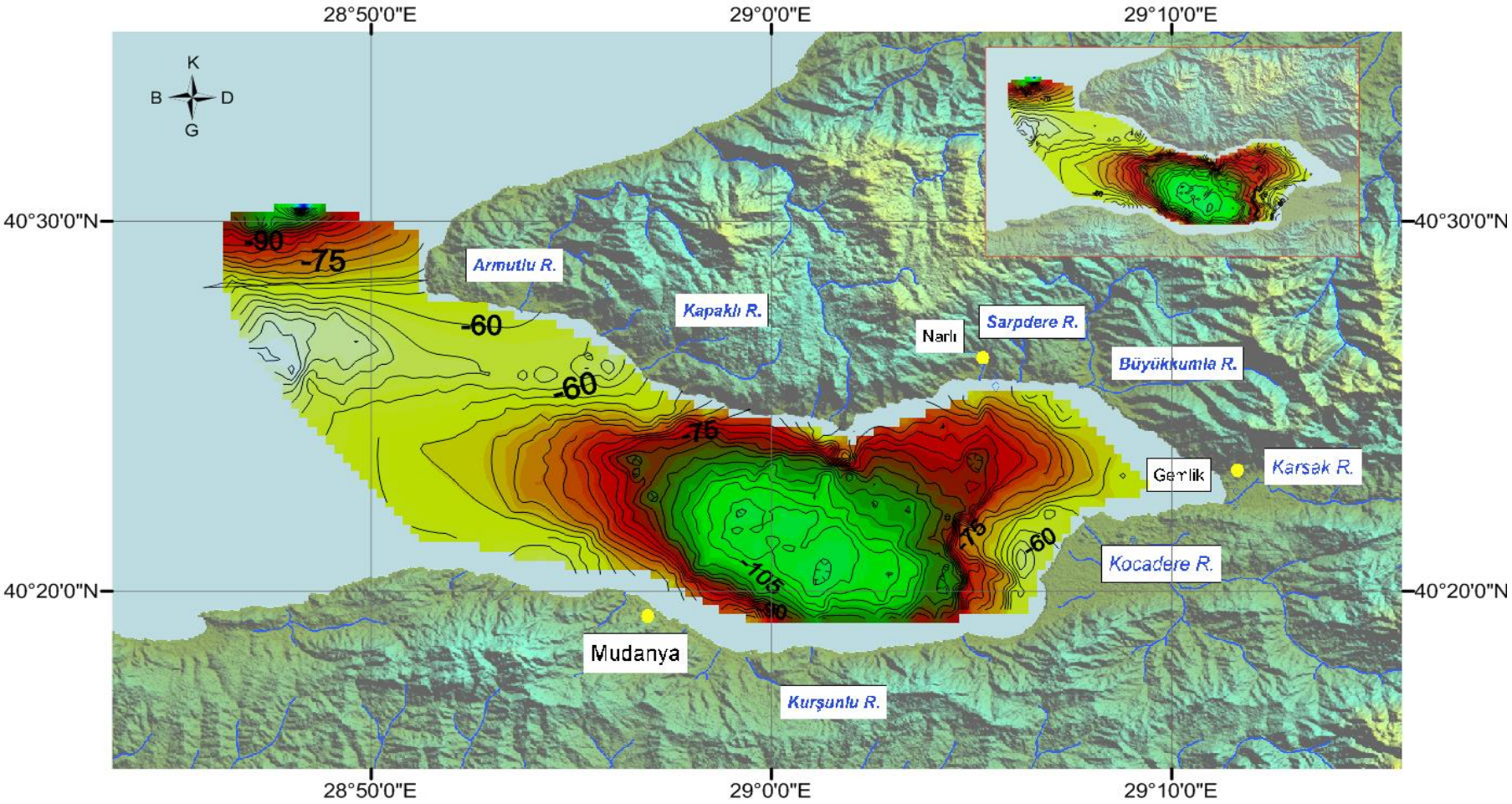
Gemlik Körfezi kuzey şelfine yakın 74 m su derinliğinden alınan M13-08 karotu 668 cm uzunluğunda olup tez kapsamında sedimantolojik özellikleri incelenmiştir Karotta yapılan litolojik tanımlamalar ışığında ve ayrıca karotun üzerinde yeraldığı sığ-sismik yansıma görüntüsü ile olan eşleştirilmesinde karotta başlıca iki farklı litolojik birimin olduğu saptanmıştır. Bunlar, altta daha yaşlı olan Birim-S2 ve bunu uyumsuzluk ile üzerleyen Birim-S1'dir. Birim-S2 karotta tabandan başlayarak karotun 257 cm'ine kadar devam etmektedir. Birim tabandan üstüne kadar tamamen gri renkte iyi boylanmış orta kumdan oluşmaktadır. Birim boyunca tabanda daha nadir gözlenen tatlı su molluskları üste doğru, Birim-S1 ile olan sınırına yakın sayıca çoğaldığı gözlenmektedir. Birim içerisinden seçilen makro mollusk fosillerinde yapılan gözlemlerde bunların Dreissena polymorpha ve birimin üstüne doğru ise Plagiocardium türünde oldukları tespit edilmiştir. Buna göre Birim-S2 Gemlik Körfezi'nde tatlı su koşullarında çökeldiği anlaşılmaktadır. Birim içerisinde bu örnekler kullanılarak iki farklı seviyeden radyokarbon yaş tayini yaptırılmıştır. Bu seviyelerden karotun tabanından alınan yaklaşık G.Ö. 14100 yıl kalibre yaşını verirken, Birim-S2'nin en üst Birim-S1 ile olan sınırının hemen altından ise yaklaşık G.Ö. 12280 yıl kalibre yaşı elde edilmiştir.

Karotta üste doğru 257 cm'de Birim-S2'yi üzerleyen Birim-S1, karotun en üstüne kadar farklı litolojik özellikler sergilemektedir. Birim-S1 tabanda mollusk kavkılarınca zengin, siltli bantlar içeren koyu gri kilden oluşmaktadır. Birim-S2 ile olan sınırına yakın örneklerden alınan radyokarbon yaşı G.Ö.12015 yıl kalibre yaşını vermektedir. Yine aynı seviyenin üstüne yakın alınan örneklerden ise G.Ö.11060 yıl kalibre yaşını vermektedir. Birimin bu seviyesindendenizel mollusk kavkısından elde edilen radyokarbon yaşı G.Ö. 8115 kalibre yılını

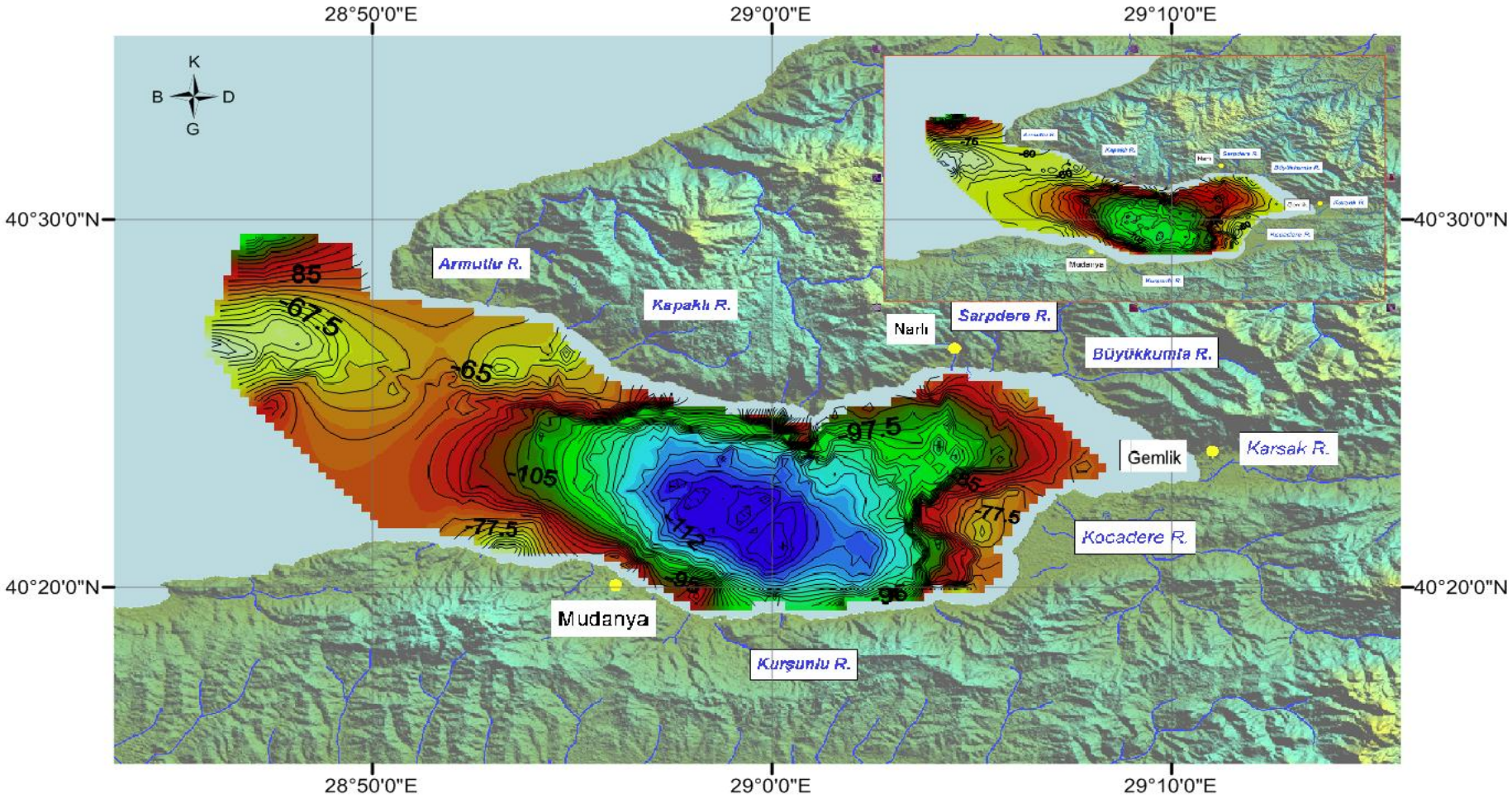
vermektedir. Birim-S1 içerisinde en kalın seviye 134,5-60 cm'leri arasında gözlenmektedir (Şekil 3.14).



Şekil 3.12 : -74 metre derinlikten alınan M13-08 karotuna ait derinlik,yaş bilgisi ve litolojik tanımlama içeren log.



Şekil 3.13 : Birim S1'in tabanını oluşturan SB-5 yansıma yüzeyine ait paleo-batimetri ve kontur haritası.

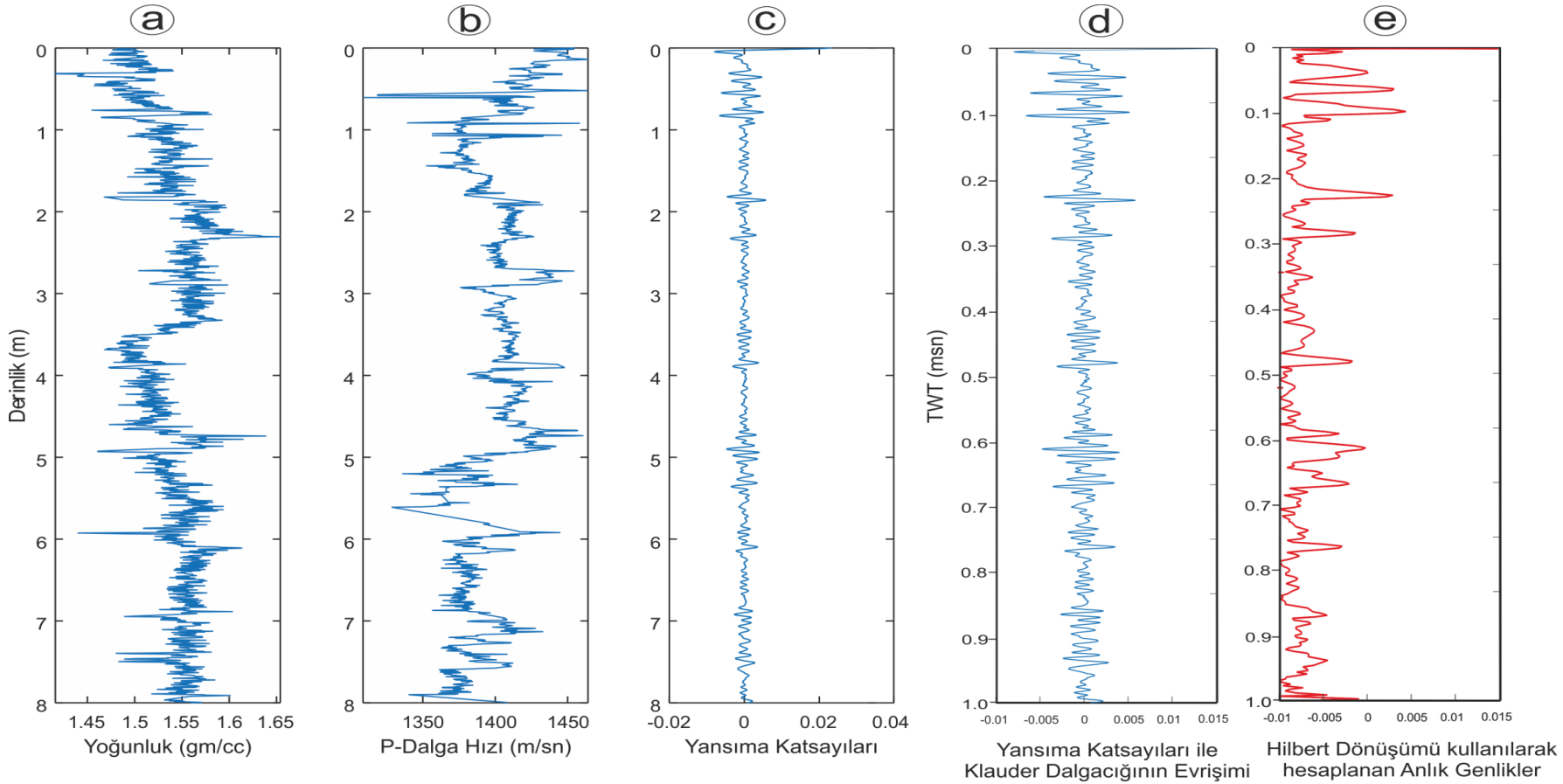


Şekil 3.14 : Birim S3'ün tabanını oluşturan SB-3 yansıma yüzeyine ait paleo-batimetri ve kontur haritası

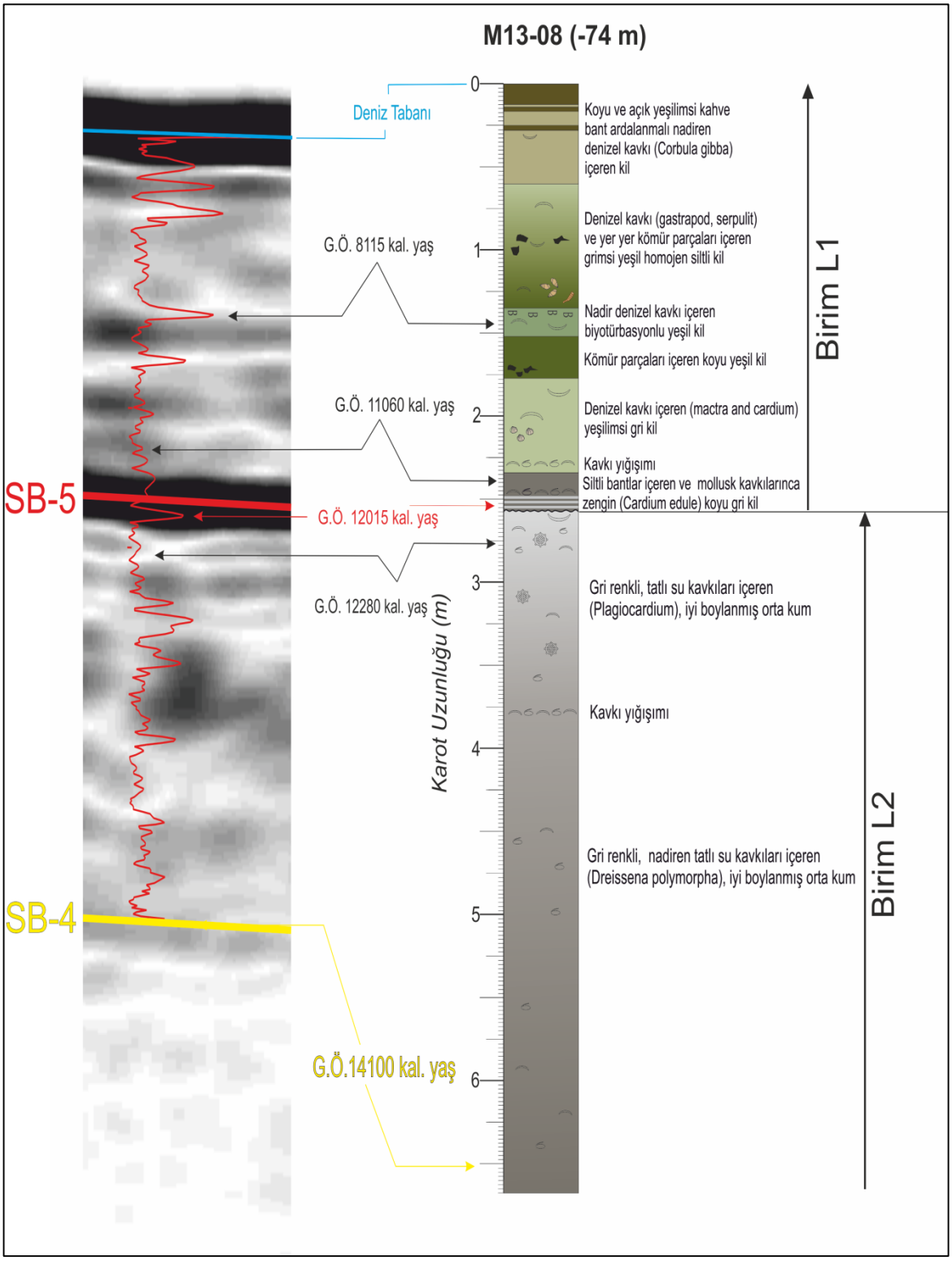
3.4. Yapay Sismogram ile Sismik Verilerin İlişkilendirilmesi

2-7 kHz frekans aralığında, 0,01 sn. sinyal uzunluğunda ve 0,00001 sn. örnekleme aralığına sahip olan Chirp kaynak dalgacığı Matlab programlama dilinde Bölüm 2.4'deki bağıntılar kullanılarak oluşturulmuş, sinyalinin özilişkisi hesaplanarak Klauder dalgacığı elde edilmiştir (Şekil 2.11). M13-08 karotundan Çok Sensörlü Karot Logu (MSCL) ölçümleri ile elde edilen P – dalga hızı ve gamma-yoğunluk değerleri kullanılarak yansıma katsayıları hesaplanmıştır (Şekil 3.15). Bu aşamada, yansıma katsayılarını derinlik ekseninden çift yol seyahat zamanı (TWT) eksenine dönüştürmek için MSCL örnekleme aralığı (0,5 cm) ve ölçülen noktaya ait P – dalgası bilgilerinden yararlanılmıştır.

Oluşturulan Klauder dalgacığı Fourier dönüşümü ile frekans ortamına alındıktan sonra iğnecikleştirme ters süzgeçleme işlemi yapılmıştır. Tekrardan Fourier dönüşümü ile zaman ortamına alınan süzgeçlenmiş Klauder dalgacığı yine zaman ortamında bulunan yansıma katsayıları dizisi ile evriştirilerek yapay sismogram oluşturulmuştur. Oluşturulan bu sismogramın zaman örneklemesi yüksek çözünürlüklü verinin zaman örneklemesinden farklı olduğundan yeniden örnekleme (resampling) yapılmıştır. Son olarak Elde edilen yapay sismogramların yorumlanabilirliğini arttırmak amacıyla, yansıma gücünün bir ölçütü olan anlık genlik (envelope) değerleri sinyalin Hilbert Dönüşümü alınarak hesaplanmıştır. M13-08 karotunun üzerinde bulunduğu 596 no.'lu sismik hattın karot lokasyonuna denk gelen sismik izleri alınarak karşılaştırılmalar yapılmıştır (Şekil 3.15). Deniz tabanı ile Birim-S1'in alt tabanını oluşturan SB-5 yansıtıcı yüzeyi arasında kalan ve karot litolojisinde belirlenen yüzeylere ait birim sınırları daha detaylı belirlenmiştir. Bu yüzeylere ait sınırların belirlenmesi ve karot üzerinde yaşlandırılması ile Holosen döneme ait çökelmeyi ve sedimantasyon hızına ait bilgiler deneştirilmiştir. (Şekil 3.16). Bu genlik değerlerine ait yapılar elde edilen birimlere ait yaşlarla kıyaslanarak iklimsel dönemlerin Gemlik Körfezi'ni nasıl etkilediği hakkında yorum yapılmasına olanak sağlanmaktadır.



Şekil 3.15 : a - b)Çok sensörlü karot logu analiz sonuçları, **c)**hesaplanan yansıma katsayıları, **d)**Klauder dalgacığının yansıma katsayıları ile evrişimi ile **e)**Hilbert dönüşümü ile hesaplanan anlık genlik değerleri.



Şekil 3.16 : Oluşturulan yapay sismogramın yüksek çözünürlüklü sismik veriler ve karot litolojisi ile karşılaştırılması.

4.TARTIŞMA

4.1. Gemlik Körfezi'nin Morfotektonik Evrimi

Marmara Denizi üzerinde Orta Kol'da yapılan çalışmalar genellikle Kuzey Kol'a kıyasla az sayıda yapılmıştır. Ancak, Gemlik Körfezi'nin morfotektonik evrimi kapsamında içerisinde paleocoğrafik evrimi, ana fay sistemleri ve fay dinamikleri gibi unsuruları da içeren çeşitli çalışmalar mevcuttur.Bu çalışmada işlenen morfotektonik unsurlar oluşturan Armutlu Fayı (AF), Batı Fayı (BF), Gemlik Fayı (GmF), Kocadere Fayı (KF), ve Gençali Fatı (GF) faylarını gösteren fay haritası çok ışınlı batimetri ile birlikte kullanılan sismik profiller vasıtasıyla oluşturulan fay haritalında gösterilmiştir. Bununla birlikte genel olarak KB doğrultulu ufak, (<5) ikincil faylar bu haritaya eklenmiştir. Batimetri ve eğim haritalarında fay sarplıkları gözlenen Ana faylar 5km'den uzun ve 1m den yüksek düşey atımlar içermektedir. Üretilen fay haritası, daha önce yapılan çeşitli çalışmalarla kıyaslanmıştır. Barka ve Kuşcu (1999) tarafından üretilen fay haritasında Armutlu, Gençali, Gemlik, Kocadere ve Batı Fayı bulunmaktadır. Fakat bu çalışmalarda fay haritası tek kanal batimetri ölçününden üretilen morfoloji üzerinden üretildiği için ikincil faylar detaylı bir şekilde görülememektedir. Yaltırak ve Alpar (2002) tarafından üretilen fay haritası Barka ve Kuşcu (1999) çalışmasından daha detaylı olmakla birlikte Kuşcu (2009) fay haritasında da gösterilen KB doğrultulu Mudanya kıyılarındaki ikincil fayları da içermektedir. Bununla birlikte Kuşcu (2009) çalışmasında bahsedilen iki adet ikincil fay bu tez çalışmada görülmemiştir. Bu ikincil faylardan ilki Armutlu Fayı'nın kuzeyinde, diğeri ise Gemlik Körfezi'nin kuzeydoğusunda yer almaktadır (Şekil 3.1).

Diğer farklı çalışmalara rağmen bahsi geçen 5 ana fay bu çalışmalarla uyumlu olarak Gemlik Körfezi'nin evriminde önemli bir rol oynamıştır.(Yaltırak ve Alpar, 2002; Kuşçu ve diğ., 2009). Şekil 3.1'de gösterilen kontur haritasında merkezdeki Burgaz çökelimi Gençali Fayı ve Amutlu Fayı'nın sağa kıvrılmaları ile oluşmuş bir çek ayır havza karakterinde olduğunu göstermektedir. Bir push-up yapısı olan Gemlik

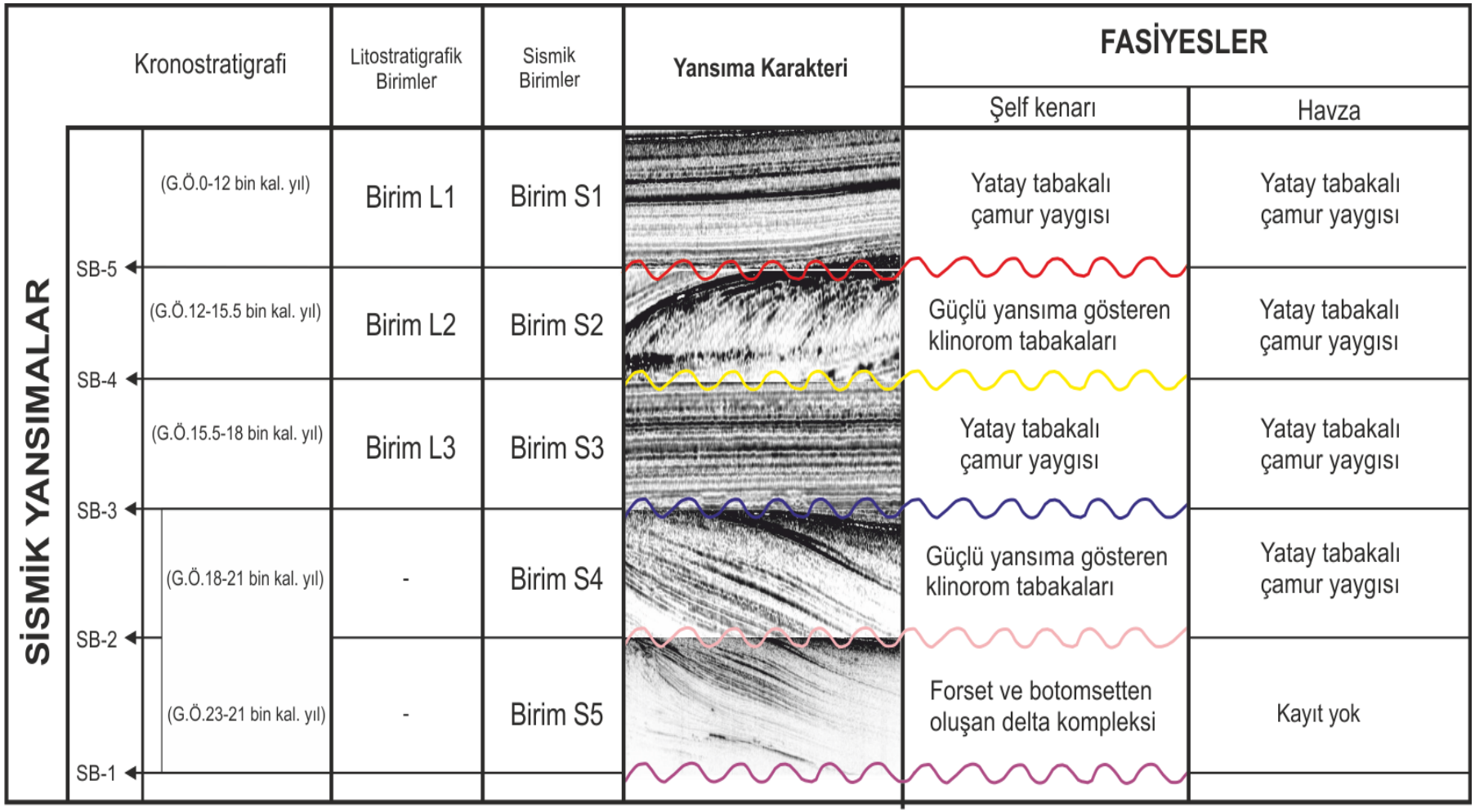
Yükselimi de Kocadere Fayı ve Gemlik Fayı'nın sola sıçrama yapması ile oluşmuştur. Gemlik Körfezi'nin güney kıyısındaki daha sığ topopgrafya, kuzeydeki Gençali delta düzlüğünün yükselmesi sonucunda oluşmuştur.

Batimetri haritası, sismik kesitler ve oluşturulan kontur haritalarına göre Gemlik Körfezi'nin baseni fay kontrolünde çökmesi sonucunda Burgaz Depresyonu'nu (çökelimini) oluşmuştur. Multi-beam batimetri haritasında bu genişlemenin yönünde Kocadere ve Gemlik Fayları'nın bağlandığı görülmektedir. Bu sonuç Kocadere Fayı'nın Kuzey Anadolu Fayı'nın Güney kolu olanGemlik Fayı ile sola sıçrama yaptığını göstermektedir (Şekil 3.1). Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu için yıllık atımın 2 mm/yıl olduğunu beliten Meade ve diğ. (2002) ve McClusky ve diğ. (2000) çalışmalarında üretilen jeodezi modelleride bu tez çalışması ile uyuşmaktadır. Gasperini ve diğ. (2011b) çalışmasında Gemlik Körfezi'ne ait batı kısımında kalan delta önündeki yatay atımın 42+-4 m olduğunu ve denizel transgresyon ve deltanın ilerlemesinin yavaşlama süreci ile tanımlanan 11 bin yıllık toplam sürede yıllık 4 mm. ile atım oranı belirtmiştir. Bu yaş değeri ve sismik profillerin yorumu bu tez çalışması ile uyuşmaktadır. Gasperini (2011b) önerdiği jeolojik atım miktarı ile 11 bin yıldan daha uzun süredir orta kolun aktif olduğunu söylemekte, bu kol jeodezi ile gösterilenden daha büyük deprem riski olduğunu belirtmektedir.

4.2 Geç-Pleyistosen-Holosen Yaşlı Çökellerin Kronostratigrafisi

Bu çalışma, Gemlik Körfezi'nden alınan sediman karotları ile birlikte yapılan detaylı sismik stratigrafik çalışmalar sonucunda, Geç Pleistosen-Holosen dönemini temsil eden çökellerin kronostratigrafisi ortaya çıkarılmıştır. Sismik profillerde 5 farklı sismik birim ayırtlanmış ve bu sismik birimlerden 3 tanesi alınan sediman karotlarında gözlenmiştir. Katotlarda radyokarbon yaşlandırmalarına göre, çalışılan piston karotları günümüzden önce 18 bin yılı kapsamaktadır. Karot ile kesilebilen en yaşlı birim Birim-S4'ün göreceli stratigrafik pozisyonuna dayanarak, birimin Gemlik Körfezi'nde günümüzden 18 bin kalibre yıl öncesinde ve muhtemelen Son Buzul Maksimum döneminde çökeldiği düşünülmektedir. Sismik profillerde Birim-S4 ile Birim-S3'ün sınırı olan SB-3 yüzeyi havzaya doğru erozyonel kanallar (eorzyonel gully) ile temsil olunmaktadır. Sismik profil ve karot karşılaştırmasına göre bu erozyonel kanalların bulunduğu sismik yansıma yüzeyi, GE-124 karotunun alt seviyelerinde bulunan Birim-L3'ün tabanına karşılık gelmektedir (Şekil 4.1).

Bu birimden alınan radyokarbon yaşına dayanarak bu erozyonel kanalların Gemlik Körfezi yamaçlarında günümüzden önce yaklaşık 18 bin kalibre yılında geliştiği söylenebilmektedir (Taviani ve diğ., 2014). Sismik profillerde SB-3 yüzeyi üzerinde bulunan Birim-S3 havzanın derinlerinde yüksek yansımalı paralel çökeller içermektedir ve bu litolojik birimin sismik profillerde erozyonel kanalları doldurduğu görülmektedir (Şekil 3.8). GE-124 karotundaki radyokarbon yaşlandırmasına ve karotun sismik profil ile karşılaştırmasına göre Birim-S3 günümüzden önce 18-15,5 bin kalibre yılları arasında çökeldiği saptanmıştır (Şekil 3.9). Sismik profillerde, SB-4 ve SB-5 yüzeyleri arasında bulunan ve Holosen'den önceki en genç sedimanter birim olan Birim-S2, şelf kenarında yüksek yansımalı ve dik eğimli klinoformlara sahip olmasıyla oldukça belirgindir. Bunun yanı sıra altındaki yaşlı birimleri çok ince çamur yaygısı ile örtmüştür. Birim-S2, 596 no'lu sismik profil üzerindeki M13-08 karotu ile eşleştirilebilmesi sayesinde yaşlandırılmıştır. Bu karot ile birlikte GE-124 karotu üzerinden alınan radyokarbon yaş tayinlerine göre Birim-S2'nin günümüzden önce 15,5-12 bin kalibre yılları arasında çökeldiği ortaya çıkarılmıştır. Sismik profillerde ve karot stratigrafisinde gözlenen gölsel sedimanlardan denizel sedimanlara geçiş, M13-08 karotunda L2 ve L1 birimleri arasında da görülebilen SB-5 ana uyumsuzluk yüzeyi ile temsil olunur. M13-08 karotunda gözlenen bu yüzeyin yaşı günümüzden önce 12 bin kalibre yılıdır. Sismik profillerde görülen Holosen döneminde çökelen ve sismik profillerde Birim-S1 olarak adlandırılan birim, altındaki tüm diğer birimleri uyumsuz olarak üzerlemektedir.
SB-5 yüzeyi boyunca bulunan yüksek yansımalı paralel tabakalı çamur yaygılarının profillerde kıyısal aşma şeklinde çökelmesi , Birim-S1'in Holosen'de transgresif olarak çökeldiğine işaret etmektedir. Bu birimin litolojik eşleniği M13-08 ve GE-124 karotlarında Birim-L1 olarak ayırtlanmıştır.



Şekil 4.1 : Gemlik Körfezi'nde sismik profiller ve karot stratigrafisine dayanarak oluşturulan kronostratigrafi, yansıtıcı yüzeylere ait yansıma karakterleri ve fasiyes bilgileri.

4.3 Göl ve Deniz Seviyesi Değişimleri

Günümüzde Marmara Denizi ile bağlı olan Gemlik Körfezi'nin Kuvaterner süresince farklı zamanlarda bağlantısının kapandığını ve tamamen bir iç göl konumunu aldığı önceki yapılan araştırmalarda öne sürülmüştür (Gasperini ve diğ. 2011a; Taviani ve diğ.. 2014; Çağatay ve diğ., 2015). Yine aynı araştırmalarda Gemlik Körfezi'nin Marmara Denizi ile birleştiği batı kısımında yeraldığı öne sürülen -55 m'deki bir eşiğin körfezin Marmara Deniz ile olan su geçişlerini kontrol eden en önemli etken olduğu varsayılmıştır. Yakın zamanda Taviani ve diğ. (2014) tarafından yapılan karot çalışmalarında Gemlik Körfezi'nin Marmara Denizi ile olan su geçişinin Holosen başında sağlandığını göstermiştir. Bu geçişin dereceli olarak gerçekleştiğini öne süren bu çalışmada karotta Neouxine Karadeniz faunasına ait mollusk kavkılarından elde edilen G.Ö. 12.7 bin kalibre yılı olarak öne sürülsede bu zamandaki eğişin derinliği -55 m olduğu varsayılmıştır. Bu durum, Gemlik Körfezi'nin Marmara Denizi suları tarafından basılmasına kadar olan dönemde, körfezdeki su seviyesi değişimlerinin Marmara Denizi'ndeki deniz seviyesi değişimlerinden etkilenmediğini göstermektedir. Bu tez kapsamında gerek sismik çalışmalar ve gerekse karotların sismik profiller ile olan eşleşmesinden yola çıkarak Gemlik Körfezi'nin Holosen öncesindeki su seviyesi değişimleri ile bu değişimleri kontrol eden faktörleri tartışmak ve ayrıca Marmara Denizi ile su bağlantısının sağlandığı zamanın kesin olarak ortaya çıkarılması amaçlanmıştır. Sismik yansıma görüntülerinde ayırtlanan ve karotlar ile tarihlendirilmiş çökel birimlerinin karakteristik yansıma özelliklerini kullanarak fasiyeslerini ve dolayısıyla çökeldikleri zamana ait su seviyelerinin de ortaya çıkarılması sağlanmıştır.

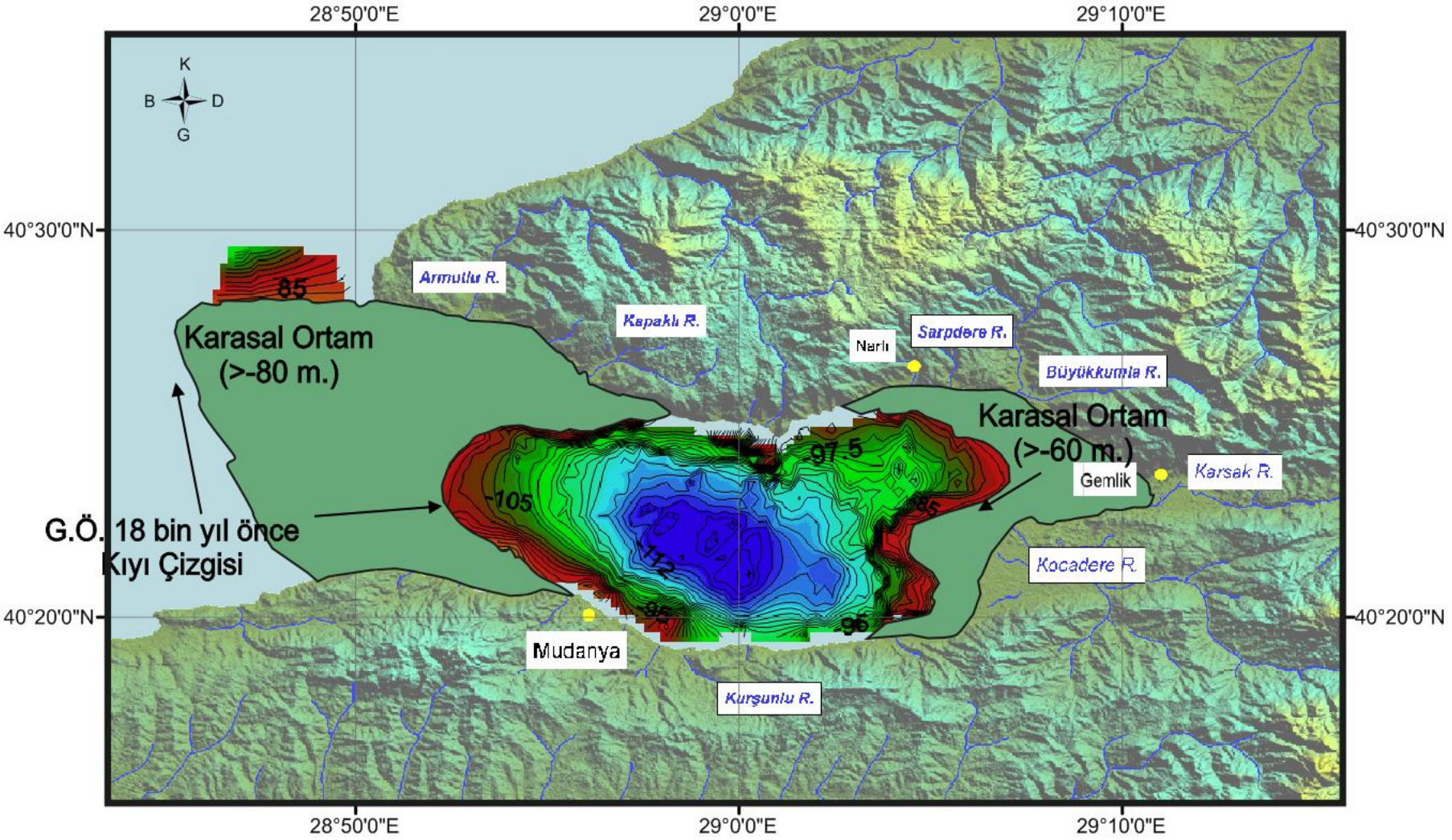
Gemlik Körfezi'nin Holosen öncesinde en yaşlı ve yansıma görüntülerinde takip edilebilen Birim-S5, göreceli stratigrafik pozisyonu göz önünde bulundurulduğunda, Geç Pleyistosen'de Son Buzul Maksimum'un (LGM; G.Ö. 23-21 kal. bin yıl) başlarında gerçekleştiği düşünülen ve Paleo-Kocadere nehrine ait olan delta çökelleri ile temsil olunur. Bu delta istifine ait foresetlerden çoğunlukla aşınmış olan topset seviyesine geçişlerin yaklaşık -65 m'de bulunması bize o dönemdeki su seviyesinin de yaklaşık bu derinliklerde olması gerektiğini göstermektedir. Hemen hemen tüm Avrupa'da ve ülkemizin de batı bölgelerinde soğuk ve kurak geçtiği bilinen

(Eriş ve diğ., 2011; Çağatay ve diğ., 2015) bu dönemde dünya deniz seviyelerinin ise -130 m aşağıda bulunduğu da bilinmektedir (Fairbanks, 1989). Ancak, Gemlik Körfezi'nde bu soğuk dönemde su seviyesinin Marmara Denizi'ne kıyasla daha yüksek olması, bu körfezin aynı dönemde bir iç göl olduğunu ve bu gölün çevresindeki drenajlar ile yüksek yağış oranından dolayı yeterli miktarda beslendiğini göstermektedir. Bu durum, Gemlik Körfezi çevresindeki drenajların günümzdeki gibi oldukça yoğun ve aktif olduklarını göstermektedir. Son Buzul Maksimum döneminin bitimine yakın G.Ö. 21-18 bin yılları arasında çökeldiği saptanan Birim-S4, sismik profillerde genelde transgresif karakterde yansıma özellikleri sunması bu dönemde su seviyesinin de dereceli olarak yükseldiğini göstermektedir. Gemlik Körfezi'nde Birim-S4'üb çökeliminin ardından bu birimi alttan sınırlayan ve GE-124 karotunun tabanında da kesilebilen SB-3 yüzeyi üzerinde erozyonel kanalların (erosional gullies) oluştuğu ve bunların havzanın derin kesimlerinde -115 m'ye kadar Birim-S4'e ait çökelleri de aşındırarak geliştiği gözlenmektedir. Bu kanalların şelfin yamaçlarında türbidit akıntıları ile yamaçları aşındıran ve derinliklerinin ise yer yer 15 m'yi bulan erozyonel morfolojik oluşumlar oldukları düşünülmektedir. Bu türbidit sisteminin yaygın geliştiği G.Ö.18 bin yılından sonraki körfeze ait bu çalışmada üretilen paleo-batimetri haritasında körfezin kuzey ve güney şelfine yakın yamaçlarda geliştikleri gözlenmektedir. Bu yansıma yüzeyine ait kontur haritasında işlenen derinliklerin minimum -80 m'de bulunması su seviyesinin de hemen hemen bu derinliklerde olması gerektiğini göstermektedir. BS-3 yüzeyine ait kontur haritasına göre körfezin batısında, Armutlu Yarımadasına gelmeden Kapaklı Deresi açıklarında kıyı şeridinin sonlandığı ve gerisindeki alanın ise su seviyesi üzerinde kalması gerektiği anlaşılmaktadır. Yine aynı haritada Körfezin Marmara Denizi ile bağlantısının olmadığı ve bu kesimde hemen hemen -65 m'lerde eşiğin bulunması gerektiği düşünülmektedir. Bu eşik, kontur haritasında Armutlu Yarımadası ucuna kadar yayvan bir şekilde uzandığı gözlensede, daha GB'da bunun devamı sismik verilerin olmamasından dolayı gözlenememektedir. Gemlik Körfezi'nde derin havzanın günümüze göre özellikle fay kontrollü derinleştiği, aynı kontur haritasında körfeze ait derinliklerin -130 m'lere varmasından anlaşılmaktadır (Şekil 4.2).

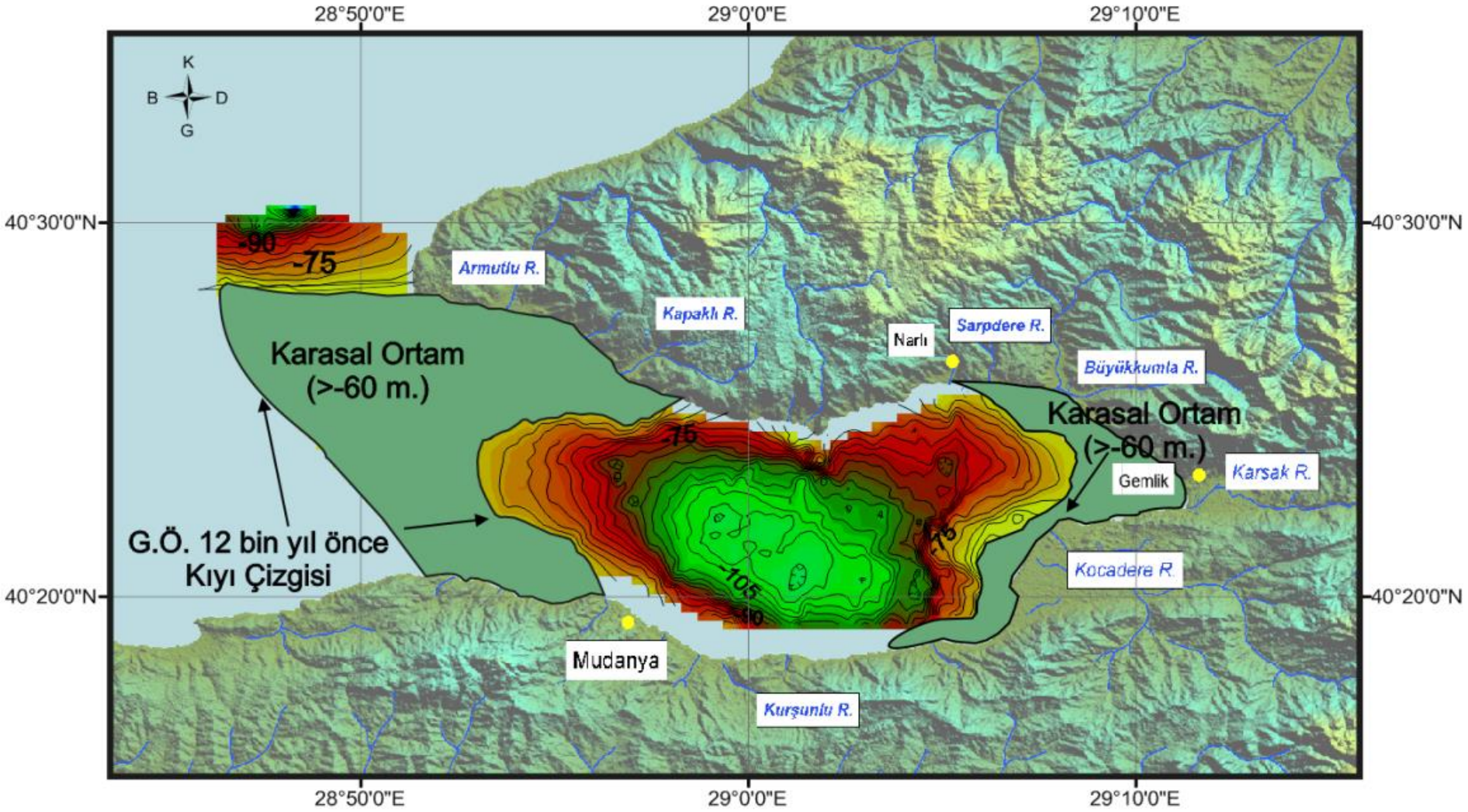
Bu çalışma kapsamında sismik profil ile eşleştirilebilen GE-124 karotunun altı kısmında gözlenebilen Birim-L3 ve sismik profillerde karşılığı olarak saptanan Birim-S3, yine bu karotta Tavianni ve diğ. (2014)'nin elde ettiği radyokarbon yaşlara göre

G.Ö.18-15.6 bin yılları arasında çökeldiği bilinmektedir. Bu birimin sismik profillerdeki en önemli yansıma özellikleri, erozyonel kanalları yatay tabakalı çökeller şeklinde doldurmasıdır. Bu birime ait bu özelliğin aslında göldeki transgresif su seviyesi ile çamur yaygılarını temsil ettikleri düşünülmektedir. Yine aynı dönemde de Marmara Denizi ile su geçişinin olmadığı düşünüldüğünde Gemlik Körfezi'ndeki su seviyesi yükseliminin yine çevredeki drenajlar ile beslenerek olduğu ön görülmelidir. Bu durum, körfez ve çevresinde ılıman ve yağışlı bir iklimin var olduğunu göstermektedir.

Holosen'den önce körfezin göl olduğu dönemi temsil eden en genç çökel birimi olan Birim-S2'nin, bu tez kapsamında da stratigrafik çalışması yapılan M13-08 karotundaki ^{14}C yaşa göre G.Ö. 14.1 bin yılından daha yaşlı olması gerektiğini göstermektedir. Ayrıca, aynı birimin tabanı daha önce Tavianni ve diğ. (2014) tarafından çalışılan GE-124 karotundaki radyokarbon yaşa göre ise G.Ö. 15.6 bin kalibre yılı olması gerekmektedir. Birim-S2'nin bu çalışmada incelenen sismik yansıma görüntülerinde eğimli klinoformlardan oluşan çökellerden oluşmakta ve bunların ise hemen hemen -60 m'lerde şelf üzerinde uyumsuzluk yüzeyi olan BS-5 yüzeyi tarafından aşındırıldığı gözlenmektedir. Bu çökellerin şelf kenarında ilerleyen sismik karakterde birikerek çökelmeleri (progradational) bu zamanda göl seviyesinin dereceli olarak azaldığını göstermektedir. Holosen'den hemen önce gelişen bu regresif çökel fasiyesinin, Marmara Denizi ile su geçişi olmayan körfez ve çevresinde yaşanan kurak iklimin bir sonucu olmalıdır. Holosen'den hemen önce Genç Kuruma Dönemi'nde (Younger Dryas) soğuk ve kurak bir dönemin varlığı bilindiğinden (Eriş ve diğ., 2007,2012; Çağatay ve diğ, 2009) bu dönemde kurak iklimin sonucu olarak azalan yağış körfezin çevresindeki drenajlardan göle olan akışları azaltmış ve göl seviyesinin düşmesine yol açmış olmalıdır. Sismik profillerde Birim-S2'yi üzerleyen BS-5 uyumsuzluk yüzeyi üzerinde -60 m'de gelişen bermlerin varlığı ise bu zamanda ve Holosen'den hemen önce kıyı çizgisini gösterdiğinden, göldeki su seviyesinin de yaklaşık -60 m'lerde olması gerektiğini göstermektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.2 : .Birim S3'ün tabanını oluşturan SB-3 yansıma yüzeyine ait paleo-batimetri ve G.Ö. 18 bin yılına ait kıyı çizgileri.



Şekil 4.3 : Birim S1'in tabanını oluşturan SB-5 yansıma yüzeyine ait paleo-batimetri ve G.Ö. 12 bin yılına ait kıyı çizgileri.

Bu göl birimlerini, son Akdeniz transgresyonunun ardından (G.Ö. 12 bin yıl) deniz seviyesinin güney Marmara şelfini aştığı (-55 m) G.Ö. 9700 yıldan sonra çökelmeye başlayan (Yaltırak ve Alpar, 2002) ve çökel istifinin en üst yüzeyini temsil eden Holosen çökelleri uyumlu şekilde üzerler. Göl ve deniz birimi arasında son buzul dönemiyle ilişkilendirilen aşınım yüzeyi yer almaktadır. Bu denizel birim, genellikle düşük enerjili ortamın (çamur örtüsü olarak tanımlanan aralıklar) ürünüdür. Holosen birimdeki yansıma genlikleri, genellikle göl birimine kıyasla düşük ve yansıma sürekliliğinin yer yer belirgin şekilde edilebildiği, paralel iç yansımalı bir özelliktedir. Bu birimin içinde sismik profillerde enerjinin soğurulduğu ve genlik değerlerinin azaldığı 8 msn. kalınlıkta çamur örtüsü yer almaktadır.

Holosen birimin kalınlığı sismik hatlarda çökel merkezi olarak tanımlanan bölgeye karşılık gelen derinliklerde en yüksek değerlere (15 msn) ulaşmakta ve kıyıya doğru yanal yönde Holosen çökel seviyesinde düşme görülmektedir. Bu birim içerisinde yer alan yüksek genlikli yansıma seviyelerinin çökel merkezi olarak tanımlanan alandan uzaklaştıkça yanal yöndeki sürekliliği azalmaktadır. Çökel merkezinin kenarlarının düşey atımlı fayların denetiminde olduğu ve burada çökme (depression) yarattığı sismik profiller aracılığı ile tespit edilmiştir. Bu Holosen birimi içerisinde yapay sismogramlarda da tespit edilen yüksek yansıma genliğine sahip beş adet seviye havza kenarnındaki faylara karşı yönelerek incelen, merceğimsi yansıma karakteri göstermektedir.

.

5.SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, çok ışınlı batimetri, yüksek frekanslı sığ sismik yansıma ve MSCL ölçümlerinden elde edilen fiziksel özelliklerin kullanıldığı yapay sismogramların üretilmesi gibi birçok disiplini bir araya getirerek, Gemlik Körfezi'nin morfoteknonik evrimi ve Geç Pleistosenden beri gerçekleşmiş su seviyesi değişimlerinin hesaplanması amaçlanmıştır.Bu tez çalışması bölgede yapılan diğer çalışmalarla korele edilerek elde edilen sonuçlarda; bölgedeki faylar sınıflandırılmış, bölgenin yaklaşık 21 bin yıllık paleoşinografik tarihçesi açıklanmaya çalışılmıştır.

Çok ışınlı batimetri ve yüksek frekanslı sığ sismik yansıma kesitlerinden elde edilen morfoteknonik bulgular ile Kuzey Anadolu Fayı'nın Orta Kolu'nun geçtiği Armutlu ve Gemlik Faylar'ı olduğu tespit edilmiştir. Bunlarla ilgili atımlar hesaplanmış ve morfolojideki fay izleri takip edilmiştir. Bölgede belirlenen ikincil faylar ise sağ yanal atımlı düşey birleşene sahip ana kolun güneyinde KB-GD doğrultulu *"en-echelon"* yapısına sahip ana fayın riedel yönünde lokalize olduğunu gostermektedir. Bulunan bu yapı bölgenin çek ayır bir havza olduğunu ve havzayı ayıran ana fayla aynı davranışta hareket ettiğini göstermektedir. Gemlik Körfezi'nde gözlenen Burgaz çökelimi de bu hareketin sonucunda oluştuğu tespit edilmiştir.

Sığ sismik yansıma profillerinde gözlenen erozyona uğramış delta topsetleri ve erozyonal gully adı verilen yapıların bölgenin Geç Pleistosende karasal bir ortamda olduğunu ancak, Holosen dönemine geçildiğinde önce göl devamında ise Marmara Denizi'nde su yukselmesi ile denizel ortama geçtiğini açıkca göstermektedir. Bu çalışmada kullanılan verilerden M13-08 karotu ile birlikte Gemlik Körfezi'nde farklı araştırmalarda çalışılmış olan GE-124 karotu da kronostratigrafik bulgularımıza katkıda bulunmuştur. Ayrıca oluşturulan kontur haritaları ile bölgenin G.Ö. 18 bin yıl ve 12 bin yıllarına ait paleobatimetrileri ortaya çıkarılmıştır.

Bu haritalar güncel batimetri haritası ile karşılaştırılarak ve ayrıca kontur haritaları çizilen yansıma yüzeylerinin minimum derinlikleri gözönünde bulundurularak

bölgeye ait paleo-kıyı çizgileri belirlenmiştir. Karotlara ait çok sensörlü karot logunda (MSCL) elde edilen veriler ile oluşan yapay sismogramlarda yaşları bilinen birimlerin genlik değerleri ile Gemlik Körfezi'ne ait statigrafik birimler olan Birim-1 ile Birim - 2 içerisinmdeki tüm yansıtıcı yüzeyler elde edilmiştir. Bunların bölgeye ait yaşlarla korelasyonu ve Gemlik Körfezi'ne ait bütün yüzeylerde yaş aralıklarının bulunma işlemlerinin yapılması bir sonraki çalışmalarda planlanmaktadır. Tüm bu calışmada Kuzey Anadolu Fayı'nın genel evriminin anlaşılmasına katkı sunacak veriler elde edilmiştir. Orta kolu'n atımı ve Gemlik Körfezi'nde yarattıgı tektonik yapılar açıklanmaya çalışılmıştır. Geç Pleistosenden Holosene uzanan dönemdeki su seviyesi değişimleri belirlenerek körfezin paleoşinografik tarihçesi yorumlanmaya çalışılmıştır.

KAYNAKLAR

Alpar, B., & Çizmeci, S. (1999). Seismic hazard assessment in the Gemlik Bay region following the 17 August Kocaeli Earthquake. *Journal of Black Sea/Mediterranean Environment*, 5(3).

Ambraseys N, Finkel C. (1991). Long-term seismicity of İstanbul and of the Marmara Sea region. *Terra* 3:527-539.

Babayev, H. (2015). Late Quaternary Stratigraphy And Morphotectonics Of Gemlik Gulf, Sea Of Marmara (Master's thesis).

Barka, A. A., & Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684.

Barka, A.A., Kuscu, I., (1996). Extents of the North Anatolian fault in the Izmit, Gemlik and Bandirma Bays, *Turkish Journal of Marine Sciences*, 2, 93–106.

Beşiktepe, Ş. T., Sur, H. I., Özsoy, E., Latif, M. A., Oğuz, T., & Ünlüata, Ü. (1994). The circulation and hydrography of the Marmara Sea. *Progress in Oceanography*, 34(4), 285-334.

Breitzke, M. (2000). Acoustic and elastic characterization of marine sediments by analysis, modeling, and inversion of ultrasonic P wave transmission seismograms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B9), 21411-21430..

Çağatay, M. N., Eriş, K., Ryan, W.B.F., Sancar, Ü., Polonia, A., Akçer, S. Biltekin, D., Gasperini, L., Görür, N. Lericolais G., Bard, E., (2009). Late Pliestocene-Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara. *Marine Geology*, 265: 87-100.

Çağatay, M. N., Wulf, S., Sancar, Ü., Özmaral, A., Vidal, L., Henry, P., ... & Gasperini, L. (2015). The tephra record from the Sea of Marmara for the last ca. 70ka and its palaeoceanographic implications. *Marine Geology*, 361, 96-110.

Chawla, S., Hardingham, G. E., Quinn, D. R., & Bading, H. (1998). CBP: a signal-regulated transcriptional coactivator controlled by nuclear calcium and CaM kinase IV. *Science*, 281(5382), 1505-1509.

Cocard, M., Kahle, H. G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., ... & Billiris, H. (1999). New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 172(1), 39-47.

Dal Forno, G., & Gasperini, L. (2008). ChirCor: a new tool for generating synthetic chirp-sonar seismograms. *Computers & Geosciences*, 34(2), 103-114.

Ergin, K, Güçlü, U. ve Uz, Z., (1967). Türkiye ve Civarının Deprem Katalogu (Milattan Önce 11 yılından 1964 sonuna kadar), *İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Arz Fizigi Enstitüsü Yayınları*, No:24.

Eriş, K. K., Ryan, W. B. F., Çağatay, M. N., Sancar, U., Lericolais, G., Menot, G., ve Bard, E. (2007). The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of Istanbul. *Marine Geology*, 243(1), 57-76.

Eriş, K. K., Çağatay, M. N., Akçer, S., Gasperini, L., ve Mart, Y. (2011). Late glacial to Holocene sea-level changes in the Sea of Marmara: new evidence from high-resolution seismics and core studies. *Geo-Marine Letters*, 31(1), 1-18.

Eriş, K.K., Çağatay, M.N., Beck, C. Mercier de Lepinay, B., (2012). Corina, Late-Pleistocene to Holocene sedimentary fills of the Çınarcık Basin of the Sea of Marmara. *Sedimentary Geology*, 281: 151-165.

Fairbanks, R. G. (1989). A 17, 000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342(6250), 637-642.

Gasperini, L., Polonia, A., Çağatay, M. N., Bortoluzzi, G., ve Ferrante, V., (2011a). Geological slip rates along the North Anatolian Fault in the Marmara region, *Tectonics*, 30, TC6001 doi:10.1029/2011TC002906.

Gasperini,L., Polonia, A., Bortoluzzi, G., Henry, P., Le Pichon, X., Tryon, M., Çağatay, N., Géli, L., (2011b). How far did the surface rupture of the 1999 İzmit earthquake reach in Sea of Marmara. *Tectonics*, VOL. 30, TC1010, doi:10.1029/2010TC002726, 2011**.**

Gökaşan, E., Algan, O., Tur, H., Meriç, E., Türker, A., ve Şimşek, M. (2005). Delta formation at the southern entrance of Istanbul Strait (Marmara sea, Turkey): a new interpretation based on high-resolution seismic stratigraphy.*Geo-Marine Letters*, 25(6), 370-377.

Heinrich, H. (1986), A Comparison of Conventional Ship-Installed 3.5 kHz Sub Bottom Profiler (SBP) and the New KAE PARASOUND *Illustrated by a Mapping of a Deep-Sea Meander*, Mitt. Dt. hydrogr. Z. 39 (6), 255–262, doi:10.1007/BF02226468

Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684.

Kurtulus, C. (1985). Gemlik Körfezi yüksek ayrımlı sıg sismik etüdü raporu.MTA, Jeofizik Etüdler Dairesi, 735(6).

Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Yamamori, K., Awata, Y. and Özalp, S. (2009). Recognition of Active Faults and Stepover Geometry in Gemlik Bay, Sea of Marmara, NW Turkey. *Marine Geology*, 260:90-101.

Large, R. R., Bull, S. W., Cooke, D. R., ve McGoldrick, P. J. (1998). A genetic model for the HYC Deposit, Australia; based on regional sedimentology, geochemistry, and sulfide-sediment relationships. *Economic Geology*, 93(8), 1345-1368.

Meade, B. J., Hager, B. H., McClusky, S. C., Reilinger, R. E., Ergintav, S., Lenk, O., ... ve Özener, H. (2002). Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 208-215.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., ve Kastens, K. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5695-5719.

Okay, A. I., ve Monié, P. (1997). Early Mesozoic subduction in the Eastern Mediterranean: Evidence from Triassic eclogite in northwest Turkey. *Geology*,25(7), 595-598.

Özmaral, A., (2012). Holocene Sedimentary Processes in the Gemlik Gulf: Trastensional Basin on the middle Strand of the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara. İstanbul Teknik Üniversitesi. Master Tezi, 2012.

Pondard, N., Armijo, R., King, G. C., Meyer, B., ve Flerit, F. (2007). Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 171(3), 1185-1197

Reimer, P. J., Baillie, M. G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J., .ve Damon, P. E. (2004). IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. from http://plato.stanford.edu

Schock, R. N., Duba, A. G., ve Shankland, T. J. (1989). Electrical conduction in olivine.Journal of Geophysical Research: *Solid Earth*, 94(B5), 5829-5839.

Siani, G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métivier, B., Tisnerat, N., ve Bassinot, F. (2000). Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. *Radiocarbon*, 42(2), 271-280.

Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. London*, 136, 269–282.

Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C.(2005). The North Anatolian Fault: A new look. Annu. Rev. *Earth Planet*. Sci., 33, 37-112.

Taviani, M., Angeletti, L., Çağatay, M. N., Gasperini, L., Polonia, A., ve Wesselingh, F. P. (2014). Sedimentary and faunal signatures of the post-glacial marine drowning of the Pontocaspian Gemlik "lake"(Sea of Marmara).*Quaternary International*, 345, 11-17.

Uçarkuş, G., (2002). Gemlik Fay Zonu'nun Aktif Tektoniği. İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü. Yüksek Lisans Tezi, 92 sayfa, 2002.

Ünlüata, Ü., T. Oğuz, M. A. Latif and E. Özsoy, (1990). On the Physical Oceanography of the Turkish Straits, In: *The Physical Oceanography of Sea Straits* , L.J. Pratt, editor, NATO/ASI Series, Kluwer.

Vardar, D., Öztürk, K., Yaltırak, C., Alpar, B., ve Tur, H. (2014). Late Pleistocene–Holocene evolution of the southern Marmara shelf and sub-basins: middle strand of the North Anatolian fault, southern Marmara Sea, Turkey.*Marine Geophysical Research*, 35(1), 69-85.

Weber, M. E., Niessen, F., Kuhn, G., ve Wiedicke, M. (1997). Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology*, 136(3), 151-172.

Yaltırak, C., Alpar, B., Sakınç, M., ve Yüce, H. (2000). Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean–Marmara incursion. *Marine Geology*, 164(3), 139-156.

Yaltırak, C., ve Alpar, B. (2002). Evolution of the middle strand of North Anatolian Fault and shallow seismic investigation of the southeastern Marmara Sea (Gemlik Bay). *Marine Geology*, 190(1), 307-327.

ÖZGEÇMİŞ



Ad-Soyad **: Asen Sabuncu**

Doğum Tarihi ve Yeri **: 07/09/1989 - Beyoğlu**

E-posta **:** asen.sabuncu@gmail.com

ÖĞRENİM DURUMU:

- **Lisans** **:** 2012, İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği
- **Yüksek Lisans** **:** 2016, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği

MESLEKİ DENEYİM VE ÖDÜLLER:

- 2012-2013 Rumeli Zemin Saha Mühendisi
- 2013-2015 SRC Yerbilimleri Jeofizik Mühendisi
- 2015- … İTÜ EMCOL Jeofizik Mühendisi

TEZDEN TÜRETİLEN YAYINLAR, SUNUMLAR VE PATENTLER:

- Asen Sabuncu, K. Kadir Eriş, Ayse Kaslilar, M. Namık Çağatay, Luca Gasperini Late Glacial to Holocene evolution and sea-level history of Gulf of Gemlik, Sea of Marmara, Turkey, European Geosciences Union General Assembly 2016, 17-22 April 2016, Vienna, Austria (Poster Presentation).