

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

**GELİBOLU YARIMADASI, GÖKÇEADA VE BOZCAADA ARASINDAKİ
DENİZ ALANININ GEÇ PLEYİSTOSEN-GÜNCEL SİSMİK STRATİGRAFİSİ
VE PALEOCOĞRAFİK EVRİMİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Derya İpek GÜLTEKİN KARAKOÇ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Ocak 2022

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

**GELİBOLU YARIMADASI, GÖKÇEADA VE BOZCAADA ARASINDAKİ
DENİZ ALANININ GEÇ PLEYİSTOSEN-GÜNCEL SİSMİK STRATİGRAFİSİ
VE PALEOCOĞRAFİK EVRİMİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Derya İpek GÜLTEKİN KARAKOÇ
(505171325)**

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Cenk YALTIRAK

OCAK 2022

İTÜ, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün 505171325 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi Derya İpek GÜLTEKİN KARAKOÇ, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “GELİBOLU YARIMADASI, GÖKÇEADA VE BOZCAADA ARASINDAKİ DENİZ ALANININ GEÇ PLEYİSTOSEN-GÜNCEL SİSMİK STRATİGRAFİSİ VE PALEOCOĞRAFİK EVRİMİ” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Prof. Dr. Cenk YALTIRAK**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. Hülya KURT**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. Bedri ALPAR
İstanbul Üniversitesi

Teslim Tarihi : 14 Ocak 2022
Savunma Tarihi : 28 Ocak 2022



ÖNSÖZ

Bu çalışma İstanbul Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Yüksek Lisans Programı kapsamında tez çalışması olarak hazırlanmıştır. Çalışmada, 2005 yılında Türk Deniz Kuvvetlerine bağlı Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi (SHOD) TCG Çubuklu ile toplanan çok ışınlı batimetri verileri ile 1995,1996 ve 1997 yıllarında İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsüne bağlı Arar R/V ve TCG Çubuklu araştırma gemileri tarafından toplanan yaklaşık 590 km uzunluğunda sismik veri kullanılmıştır. Bu çalışmada kullanılan verileri sağlayan SHOD ve Prof. Dr. Bedri Alpar’a teşekkürü bir borç biliriz.

Başta; tez konumu belirleyen, süreç boyunca her türlü bilgi, imkân ve desteği sağlayan tez danışmanım ve değerli hocam Prof. Dr. Cenk Yaltırak’a, tez çalışması boyunca kullanmış olduğum bilgisayar programlarını bana öğreten ve her konuda beni destekleyen değerli hocam Araş. Gör. Murat Şahin’e çok teşekkür ederim. Bu zorlu süreçte bana her türlü imkânı sağlayan ve destek olan aileme ve eşime çok teşekkür ederim.

Ocak 2022

Derya İpek GÜLTEKİN KARAKOÇ
(Jeoloji Mühendisi)



İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖNSÖZ	v
İÇİNDEKİLER	vii
KISALTMALAR	ix
ŞEKİL LİSTESİ	xi
ÖZET	xiii
SUMMARY	xv
1.GİRİŞ	1
1.1. Genel	1
1.2. Çalışma Alanı ve Morfolojisi	2
1.3. Bölgenin Jeolojisi ve Tektoniği	3
1.3.1. Gökçeada Genel Jeolojisi	4
1.3.2. Bozcaada'nın Genel Jeolojisi	5
1.3.3. Tavşan Adası'nın Genel Jeolojisi	5
1.3.4. Çanakkale Boğazı Çevresinin Genel Jeolojisi	5
1.4. Önceki Çalışmalar	7
2.MATERYAL VE YÖNTEM	11
2.1. Batimetri	11
2.2. Sismik Veriler	12
2.3. Sismik Stratigrafik Yöntem	14
2.3.1. Sekans stratigrafi ve küresel deniz seviyesi değişimleri	14
3.BULGULAR	17
3.1. Deniz Tabanı Morfolojisi	17
3.2. Sismik Stratigrafi	18
3.2.1. Sismik kesitler ve yorumlamaları	18
3.2.1.1. Grup 1 sismik verileri	18
3.2.1.2. Grup 2 sismik verileri	27
3.2.1.3. Grup 3 sismik verileri	33
3.2.2. Kalınlık haritaları	34
3.2.2.1. Birim 1	34
3.2.2.2. Birim 2	35
3.2.2.3. Birim 3	37
3.2.2.4. Birim 4	38
3.2.2.5. Akustik Temel	39
3.3. Sismik Yapılar	40
3.3.1. Faylar	40
3.3.2. Deltalar	41
3.3.3. Biohermler	41
3.3.4. Pockmarklar	41
3.3.5. Kumullar	41
4.TARTIŞMA VE SONUÇ	43

4.1. Tektonik.....	43
4.2. Sedimantolojik Evrim.....	44
4.3. Paleocoğrafya	46
4.4. Sonuçlar.....	49
KAYNAKLAR.....	51
EKLER	54
ÖZGEÇMİŞ.....	67



KISALTMALAR

B	: Batı
D	: Doğu
DA	: Düşey abartma
DEM	: Digital Elevation Model (Dijital Yükseklik Modeli)
DGPS	: Differential Global Positioning System (Ayrımsal Küresel Konumlama Sistemi)
G	: Güney
GB	: Güneybatı
GD	: Güneydoğu
GPS	: Global Positioning System (Küresel Konumlama Sistemi)
K	: Kuzey
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KB	: Kuzeybatı
KD	: Kuzeydoğu
TWT	: Two-way travel time (Gidiş-Geliş Zamanı)
SHOD	: Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi



ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1: Çalışma alanının konumu.....	2
Şekil 1.2: Çalışma alanı ve çevresindeki morfolojik yapılar.....	3
Şekil 1.3: Çalışma alanı ve çevresinin genel jeolojisi (Sakınç ve Yaltırak, 1999; Ülgen, 2002; Yaltırak vd., 2012’den birleştirilerek düzenlenmiştir).....	7
Şekil 2.1: Çalışma alanının sayısal arazi yükseklik modeli ve çok ışınlı derinlik haritası.....	11
Şekil 2.2: Sismik hatların çalışma alanındaki dağılımı Grup 1: Arar R/V 1997 sayısal veriler. Grup 2: TGC Çubuklu 1995 analog veriler. Grup 3: 1996 TGC Çubuklu analog veriler (GlobalMapper programı ile hazırlanmıştır).....	13
Şekil 2.3: Sismik kesitlerde gözlenen yansımalar ve istiflerdeki alt-üst ilişkileri (Mitchum vd., 1977’den alınarak düzenlenmiştir).....	15
Şekil 3.1: Çalışma alanında gözlenen morfolojik yapılar (ANFK: Anafartalar Kanyonu, BKD: Bozcaada Kıyı Düzlüğü, BZÇ-1: Bozcaada Çukuru-1, BZÇ-2: Bozcaada Çukuru-2, GKD: Gökçeada Kıyı Düzlüğü, KDY: Kemikli Denizaltı Yelpazesi, LBE: Limni-Bozcaada Eşiği, LKD: Limni Kıyı Düzlüğü, SBE: Seddülbahir Eşiği, TAKD: Tavşan Adası Kıyı Düzlüğü).....	18
Şekil 3.2: C01 sismik hattı.....	20
Şekil 3.3: C02 sismik hattı.....	21
Şekil 3.4: C03 sismik hattı.....	21
Şekil 3.5: C04 sismik hattı.....	21
Şekil 3.6: C05 sismik hattı.....	22
Şekil 3.7: C06 sismik hattı.....	23
Şekil 3.8: C07 sismik hattı.....	24
Şekil 3.9: C08 sismik hattı.....	24
Şekil 3.10: C09 sismik hattı.....	25
Şekil 3.11: C10 sismik hattı.....	25
Şekil 3.12: C11 sismik hattı.....	26
Şekil 3.13: C12 sismik hattı.....	26
Şekil 3.14: B1 (1-8) sismik hattı.....	30
Şekil 3.15: B3 (55-62) sismik hattı.....	30
Şekil 3.16: B4 (67-71) sismik hattı.....	31
Şekil 3.17: B8 (326-332) sismik hattı.....	31
Şekil 3.18: B9 (333-336) sismik hattı.....	32
Şekil 3.19: B11 (350-359) sismik hattı.....	32
Şekil 3.20: B12 (360-367) sismik hattı.....	33
Şekil 3.21: A1 (1-21) sismik hattı.....	34
Şekil 3.22: Birim 1’in taban yüzeyi a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.....	35
Şekil 3.23: Birim 1’in kalınlık haritası a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm. ...	35
Şekil 3.24: Birim 2’nin taban yüzeyi a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.....	36
Şekil 3.25: Birim 2’nin kalınlık haritası a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm. .	36

Şekil 3.26: Birim 2'nin Anafartalar Kanyonunda bulunan vadi içerisindeki a) taban derinlik haritası b) birim kalınlık haritası.....	37
Şekil 3.27: Birim 3'ün taban yüzeyi a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.	38
Şekil 3.28: Birim 3'ün kalınlık haritası a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm. ..	38
Şekil 3.29: Birim 4'ün taban yüzeyi a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.	39
Şekil 3.30: Birim 4'ün kalınlık haritası a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm. ..	39
Şekil 3.31: Çalışma alanında gözlenen sismik yapılar.	40
Şekil 4.1: Son 320 bin yılda deniz seviyesi değişimi (Chappell ve Shackleton, 1986) ve tektonik çökme hızına göre eşiklerin zamansal konumu.	43
Şekil 4.2: Son 22 bin yıla ait deniz seviyesi değişimi eğrisi (Blanchon ve Shaw, 1995'ten yeniden çizilmiştir).	45
Şekil 4.3: Birim 4'ün 136-62 bin yıl arasında kalan dönemde tektonik çökme ve birim kalınlıkları dikkate alınmış maksimum (üstteki haritalar) ve minimum (alttaki haritalar) deniz seviyelerine göre kıyı çizgisi paleocoğrafik evrimi.	47
Şekil 4.4: Birim 3'ün 60-35 bin yıl arasında kalan dönemde tektonik çökme ve birim kalınlıkları dikkate alınmış maksimum (üstteki haritalar) ve minimum (alttaki haritalar) deniz seviyelerine göre kıyı çizgisi paleocoğrafik evrimi.	48
Şekil 4.5: Birim 2'nin 14.3, 11.5 ve 7.6 bin yıllarında ani deniz yükselmeleri öncesi kıyı çizgisini gösterir paleocoğrafik evrimi.	48

GELİBOLU YARIMADASI, GÖKÇEADA VE BOZCAADA ARASINDAKİ DENİZ ALANININ GEÇ PLEYİSTOSEN-GÜNCEL SİSMİK STRATİGRAFİSİ VE PALEOCOĞRAFİK EVRİMİ

ÖZET

Bu çalışmada, Kuzey Ege Denizi'nde, Gökçeada, Bozcaada ve Gelibolu Yarımadası arasında kalan alanda, sığ sismik veriler kullanılarak bölgenin Geç Pleyistosen-Güncel sismik stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi araştırılmıştır. Çalışmada, 2005 yılında Türk Deniz Kuvvetlerine bağlı Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi tarafından yürütülen TCG Çubuklu ve TCG Çeşme adlı araştırma gemilerinden toplanan çok ışınlı batimetri haritaları ile 1995, 1996 yıllarında TCG Çubuklu ve 1997 yılında Arar R/V araştırma gemileri tarafından toplanan yaklaşık 590 km uzunluğunda sismik veri kullanılmıştır. Batimetri verileri kıyıya kadar anonim sonar verileri ile tamamlanmış ve yanlış okumalar düzeltilmiştir. Çok ışınlı derinlik verileri bölgenin morfolojik unsurlarının tanımlanmasında kullanılmıştır. Kâğıda baskı sismik veriler bilgisayar ortamına aktararak sayısallaştırılmıştır. Çalışma alanının Geç Kuvaterner stratigrafisinin araştırılmasında küresel deniz seviyesi değişimleri esas alınarak sekans stratigrafik yöntem analizleri kullanılmıştır. Schlumberger şirketine ait Petrel programı kullanılarak, sismik kesitler üzerinde yüksek yansıma genliğine sahip yüzeyler belirlenerek, birimler arası uyumsuzluk yüzeyleri belirlenmiştir. Tanımlanan yüzeyler 3 boyutta birleştirilerek her bir birimin taban yüzeyi oluşturulmuştur. Oluşturulan bu yüzeyler arasındaki farklar alınarak birimlerin kalınlık dağılım haritaları elde edilmiş olup bu veriler küresel deniz seviyesi değişim eğrisine göre yorumlanmıştır. Elde edilen taban topografyaları ve kalınlık dağılım haritaları ile deniz seviyesi değişimleri ve birimlerin bulunma konumlarına göre tektonik çökme hızı hesaplanmıştır.

Bu çalışmalar sonucunda, sismik verilerde gözlenen kıvrımlı akustik temel birim üzerindeki paket içerisinde deniz tabanından aşağıya doğru sıralanan birimler tanımlanmıştır. Deniz seviyesi düşmesi esnasında erozyon ve depolanma arasında oluşan minör yükselmelerde havza kenarında aşmalı plaj ve delta çökelleri ile tanımlanan bu birimler sırasıyla Birim 1, Birim 2, Birim 3 ve Birim 4 olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda, Gökçeada-Limni sırtı ile Biga Yarımadası arasında 136-12 bin yıl öncesine kadar hep bir körfez olduğu zaman zaman göl ortamına dönüştüğü anlaşılmış ve bu çalışmada Aksu Baseni olarak adlandırılmıştır. Ayrıca, Çanakkale Boğazı ekseninden deniz seviyesi düşmesine bağlı olarak oluşan derin kanyonun daima Saroz körfezine uzandığı doğal olarak Çanakkale Boğazı ve uzantısı olan Anafartalar kanyonunun eski boğazı oluşturduğu anlaşılmaktadır.



LATE PLEISTOCENE-PRESENT SEISMIC STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF THE MARINE AREA BETWEEN GELİBOLU PENINSULA, GÖKÇEADA AND BOZCAADA

SUMMARY

In this study, the Late Pleistocene-Present stratigraphy and paleogeographic evolution of the area between Gökçeada, Bozcaada and Gallipoli Peninsula in the North Aegean Sea were investigated using shallow seismic data. Multi-beam bathymetry maps collected from the research ships TCG Çubuklu and TCG Çeşme conducted by the Turkish Naval Navigational Hydrography and Oceanography Department in 2005 and approximately 590 km long seismic data collected by the research ships TCG Çubuklu in 1995, 1996 and Arar R/V in 1997 is used. Bathymetry data were completed with anonymous sonar data up to the shore and some spikes were corrected. Multi-beam depth data were used to define the morphological features of the region. The seismic data printed on the paper were transferred to the computer environment and digitized. Sequence stratigraphic method analyzes based on global sea level changes were used to investigate the Late Quaternary stratigraphy of the study area. By using the Petrel program of Schlumberger company, surfaces with high reflection amplitudes were determined on seismic sections, and unconformity surfaces between units were determined. The defined surfaces were combined in 3 dimensions to form the base surface of each unit. The thickness distribution maps of the units were obtained by taking the differences between these surfaces, and these data were interpreted according to the global sea level change curve. The tectonic collapse rate was calculated according to the base topographies and thickness distribution maps obtained, sea level changes and the location of the units.

The units lined down from the sea floor are defined in the package on the folded acoustic basement observed in the seismic data. These units, which are defined by the overhanging beach and delta deposits at the basin edge in the minor uplifts formed between deep digging and deposition during the sea level fall, were named as Unit 1, Unit 2, Unit 3 and Unit 4, respectively. Unit 1 is located at the top of the sedimentary collection observed on the folded acoustic basement in seismic profiles. The unit showing reflections parallel to each other and with high reflection continuity. It is a fine sediment covering the older units. It is observed throughout the study area. The uppermost reflection surface of the unit is the current sea floor. The unit deposited at the last sea level rise is defined as the Holocene posttransgression unit. Unit 2 is located below Unit 1 above Unit 3. In the study area, it shows complex reflections observed as fillings in the basins and canal structures in general. In the sections between Gökçeada and Bozcaada, the internal reflection character is usually semi-parallel and chaotic. It shows parallel and semi-parallel reflections in N-S trending seismic sections east of Gökçeada. On the other hand, in the W-E oriented seismic sections taken in the

west of the Gallipoli Peninsula, it is observed that the unit consisting of horizontal reflections on a rough topography. Unit 3 is located below Unit 2 and above Unit 4. The unit, which generally shows parallel and semi-parallel reflection characteristics in the deep parts of the study area, shows sigmoidal and complex reflections in the coastal areas. When these reflection differences observed in the lower units of Unit 3 are interpreted, it is understood that the unit consists of marine sediments at the lower levels and deltaic deposits at the upper levels. The unit, which is at the bottom of the sediment collection on the acoustic basement, was deposited on the foundation with an angular unconformity and was named Unit 4. This unit generally shows parallel and semi-parallel reflections. This unit, which is observed as slightly folded in some areas, is well preserved in the Aksu Basin between Gökçeada and Bozcaada. The high amplitude reflection surface observed in the folded structure at the bottom of all seismic lines in the study area has been interpreted as an Acoustic Basement.

The erosion regime formed after the early Pleistocene in the study area shaped the topography in the region. The Late Pleistocene series unconformably overlie the base geological units in the region. In this context, the deposition regimes formed in the region besides the erosion regime are under the influence of sea level changes. Sea level has changed dynamically between -140 and +6 meters in the last 240 thousand years. Unit 4 includes depositional units between +6 m and -90 m depending on sea level changes. This unit was deposited in the period between 136 and 62 thousand years. Unit 3 was deposited between 62-24 thousand years. In this unit, it is seen that the margin facies are constantly displaced and terminate in horizontal reflections in the middle sections and are transitional with Unit 4. There are 4 minimum and 4 maximum sea level changes during the deposition of this unit and these are represented by sigmoidal wedges in margin facies. Unit 2, belongs to the last glacial maximum period and represents between 24-7.6 thousand years. This transgressive unit starts with a channel filling starting from the bottom and spreading towards the edges in the erosion area it has formed starting from -120 m above the sea level, moves towards the edges as the sea level rises, and horizontal reflections begin to be seen in the deepened sections. Unit 1 is a unit that has been deposited from 7.6 thousand years to the present. It generally presents a homogeneous thickness and thickens towards the basin edges due to the coastal dynamics. The maximum and minimum sea levels of each unit were mapped with tectonic subsidence rates calculated according to the sea level change curve based on the base levels and thickness maps of the units. There are two gulfs separated by the Seddülbahir threshold between 136-62 thousand years, a geography that turns into a narrow water passage from time to time, and the island of Lemnos and Gökçeada are connected to each other by land connection. Aksu Basin Bay is in the lagoon environment at the lowest level depending on the sea level. It attains a marine geography when the sea level is at its maximum. Since the Anafartalar Canyon was not separated from the Saros Trough by any threshold during this period, it turns into an estuary when the sea level drops and a wide strait when it rises. While the coast moves towards the land in rising sea levels with tectonic collapse, temporary lakes and gulfs are formed in the area between Bozcaada and Biga Peninsula in falls. The area must have turned into a more marine environment with sea level rise and subsidence between 62-24 thousand years due to tectonic collapse. Unit 3 was highly affected by the dynamics of sea level change between the glacial and interglacial periods of the deposition. Unit 2 represents the maximum sea level fall that occurred 24,000 years

ago and the transgressive period that began afterward. Depending on the rise of the sea level, when it exceeds -90 meters (14 thousand years), the sea inflow into Aksu Lake begins, and then when it exceeds - 60 meters (12 thousand years), Anafartalar Bay and Aksu Bay merge. In a period of 11-11.5 thousand years, as a result of rapid sea rise and high-speed flood from the Sea of Marmara, a strong current from the Dardanelles to the Saros Gulf, digging deep in a section up to Arıburnu at the tip of the Gallipoli Peninsula, leaving the sediments it brought towards the Saros Gulf. Depending on the sea level change from 11 thousand years ago, Gökçeada-Limnos island 10 thousand years ago, and Rabbit island 7600 years old Biga peninsula.

As a result of these studies, it was understood that there was always a gulf between Gökçeada-Limni ridge and Biga Peninsula until 136-12 thousand years ago, and it turned into a lake environment from time to time, and it was named Aksu Basin in this study. In addition, it has been understood that the deep canyon formed due to the decrease in sea level from the axis of the Dardanelles always extends to the Saros Gulf, naturally the Dardanelles and its extension Anafartalar Canyon form the old strait.

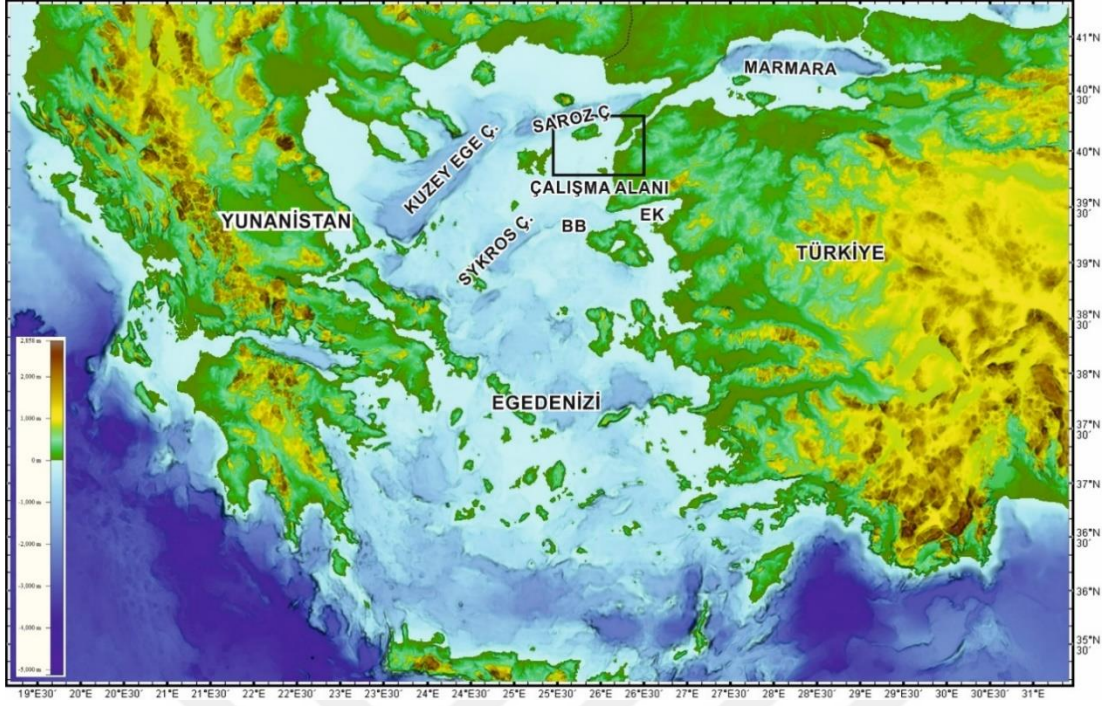




1. GİRİŞ

1.1. Genel

Kuzeydoğu Ege Denizi ile Çanakkale Boğazı çevresi, geçmişten günümüze Akdeniz ile Karadeniz'i birbirine bağlayan geçiş yolu üzerinde bulunmaktadır. Kuzeydoğu Ege Denizi sıkışmalı-genişlemeli tektonik rejim etkisinde oldukça aktif bir bölgedir. Bölgede tektonik aktivitelere bağlı olarak oluşan birçok önemli çöküntü havzaları bulunmaktadır. Bunlardan en önemlileri, Kuzey Ege Oluğu, Kuzey İskiro (Sykros) Havzası, Baba Burnu Havzası ve Saroz Havzası'dır (Şekil 1.1). Daha önce yapılan birçok araştırmada, havzaları sınırlayan çok sayıda KD-GB doğrultulu faylar bulunduğu ortaya konmuştur (Yaltırak ve diğ, 2012). Bölgesel sismisite ve fayların kinematik analizleri ile yapılan araştırmalar, Kuzey Ege Denizinin deniz tabanı morfolojisinin oluşmasında, normal ve doğrultu atımlı faylanmaların büyük rol oynadığını ortaya koymuştur (Kıratzi ve diğ, 1991; Taymaz ve diğ, 1991; Yaltırak ve diğ, 1998; Saatçılar, 1999; Yaltırak ve Alpar, 2002b; Yaltırak ve diğ, 2012; İşler ve diğ, 2008a). Küresel ölçekte gerçekleşen deniz seviyesi değişimleri, bölgedeki sedimantasyonun ve Akdeniz ve Marmara havzası ile Karadeniz arasındaki bağlantıların zaman zaman kopması ve yeniden sağlanmasında önemli etkiye sahiptir. Orta-geç Miyosenden günümüze kadar Çanakkale Boğazı civarı ve Kuzeydoğu Ege Denizi, Akdeniz ile Paratetis (Karadeniz) arasındaki bağlantıyı sağlayan geçiş yolu üzerinde bulunmuştur. Pliyosen başlarında küresel deniz seviyesinin yükselmesi ile önemli transgresyonlar meydana gelmiştir ve pliyosen sonlarında bölgenin Marmara ile olan bağlantısı sağlanmıştır. Pleyistosen'de meydana gelen buzul dönemlerinde deniz seviyesi düşmüştür, buzul arası dönemlerde ise Akdeniz koşulları sağlanmıştır. Holosende deniz seviyesi tekrar yükselerek bölgenin Marmara ile bağlantısı sağlanmıştır (Sakıncı ve Yaltırak, 1997; Alpar ve diğ, 1998; Sakıncı ve diğ, 1999; Aksu ve diğ, 1999; Yaltırak ve diğ, 2002).



Şekil 1.1: Çalışma alanının konumu.

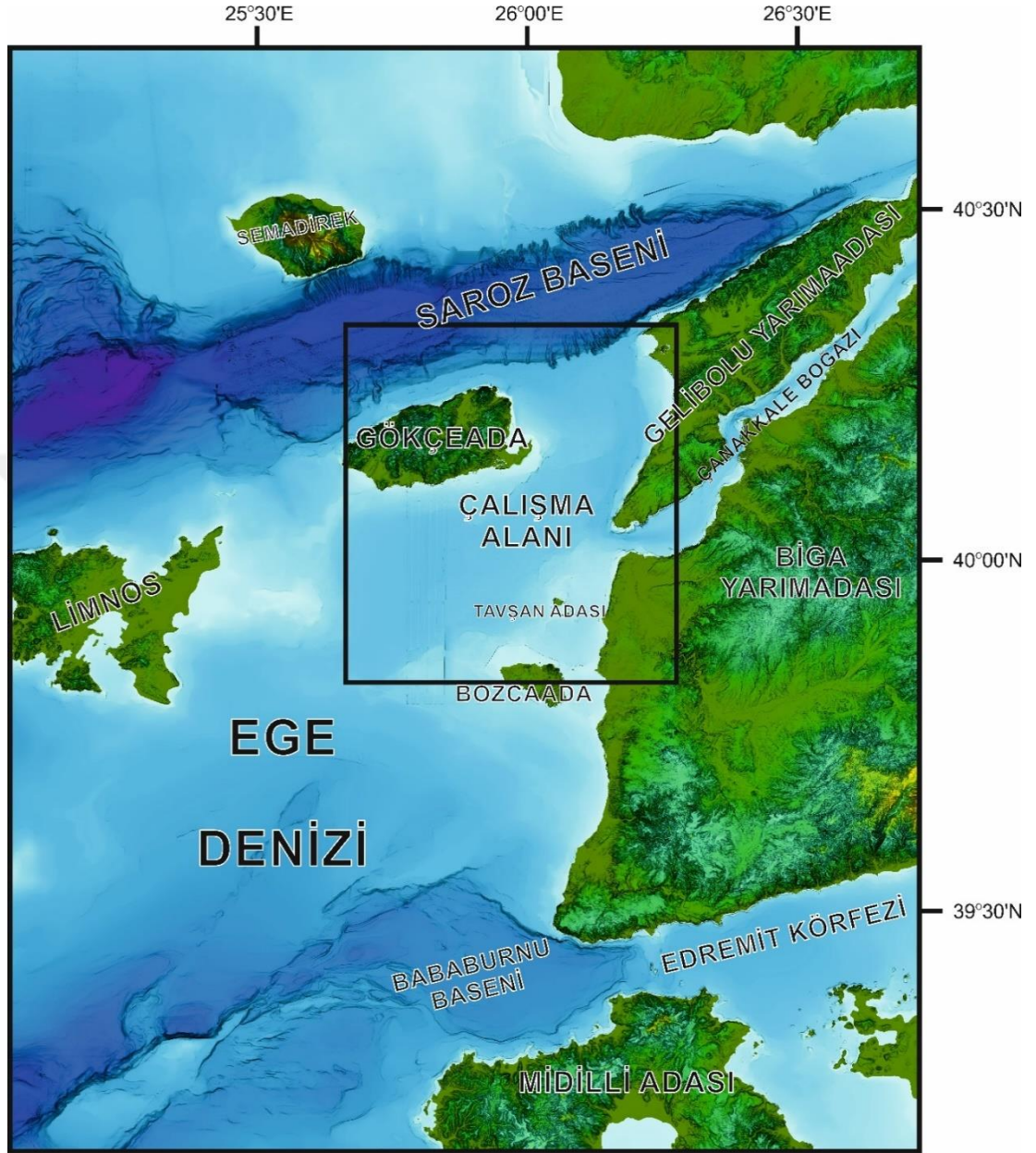
Tüm bu unsurların ışığında Kuzeydoğu Ege Denizinde, Saroz Körfezi, Çanakkale Boğazı, Gökçeada, Bozcaada, Gelibolu ile Biga yarımadaı, tektonik ve stratigrafik açıdan birçok araştırmacı tarafından irdelenmiştir. Çalışma alanı olarak seçilen alan tüm bu yapıların arasında kalan bir bölgeyi temsil etmektedir. Bu çalışmada, Kuzeydoğu Ege Denizinde, Gökçeada ve Gelibolu Yarımadaı ile Bozcaada arasında kalan alanda sığ sismik veriler kullanılarak, bölgenin Geç Kuvaterner stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi açıklanmaya çalışılmıştır.

1.2. Çalışma Alanı ve Morfolojisi

Çalışma alanı, kuzeydoğu Ege Denizinde Kuzey Biga Şelfi üzerinde, Çanakkale Boğazının Ege Denizi çıkışı, Bozcaada, Gökçeada ve Gelibolu Yarımadaı arasında kalan bölgeyi kapsamaktadır (Şekil 1.2).

Gökçeada'nın kuzeyinde bulunan derinliği 900 metreyi aşan Saroz baseni yaklaşık 15 km genişliğindedir. Gökçeada ile Gelibolu Yarımadaı arasında kalan bölge 80-90 metre derinliklerde nispeten düzlük bir alandır. Çalışma alanının doğusunda yaklaşık 74 km uzunluğunda Marmara Denizi ile Ege Denizi arasındaki bağlantıyı sağlayan Çanakkale Boğazı yer alır. Boğazın genişliği 1.4 ile 7.5 km arasında değişmektedir, ortalama derinliği 55 metredir. Biga şelfinin hemen güneyinde derinliği 300 metreyi aşan Bababurnu Baseni yer alır. Çalışma alanının doğusunda Limni, kuzeydoğusunda

Semadirek adaları bulunmaktadır. Çalışma alanı içerisinde gözlenen morfolojik yapılar ilerleyen bölümlerde detaylı anlatılacaktır.



Şekil 1.2: Çalışma alanı ve çevresindeki morfolojik yapılar.

1.3. Bölgenin Jeolojisi ve Tektoniği

Çanakkale Boğazı, Ege ve Marmara denizleri arasındaki bağlantıyı sağlamaktadır. Bu bağlantı yolu, Ganos Fayı ile ilişkili bir tektonik yanal hareketlilik aracılığı ile Pliyosen döneminde gerçekleşen bir yükselme sayesinde meydana gelmiş çift yönlü bir vadidir. Bu vadi Pleyistosen'de gerçekleşen deniz seviyesi değişimleri sonrasında, Marmara Havzası ve Ege Denizi arasındaki ilişki ortaya çıkmıştır (Yaltırak ve diğ., 2000).

Eosen döneminde Tetis Okyanusu'nun kapanması ve bu süreçte bölgenin sığ denizel bir bölge haline gelmesinden sonra, Tersiyer dönemindeki normal fayların aktivitesinden dolayı bölge sığ denizel ortamdan derin denizel ortama tekrar geçiş yapmıştır. Meydana gelen bu havza Miyosen çökelleriyle tamamen dolmuş, daha sonrasında ise bölgenin Pliyosende sıkışmaya başlaması ve ardından bu sıkışma ile birlikte Gelibolu ve Ganos yükselimleri ile Kuzey Anadolu Fayı meydana gelmiştir (Siyako ve diğ, 1989; Yaltrak, 1996).

1.3.1. Gökçeada Genel Jeolojisi

Gökçeada Türkiye'nin en büyük adasıdır ve Gelibolu Yarımadası'nın batısında yer almaktadır. Adada gözlenen birimler genel olarak batıdan doğuya doğru gidildikçe yaşlıdan gence doğru sıralanmaktadır. Tektonik olarak aktif olan bölgede faylar genel olarak KD-GB yönelimlidir. Adanın kuzeyi güneyine göre yükselmiş durumdadır.

Gökçeada'nın kuzeybatısında yüzlek veren Alt Paleozoyik yaşlı metaforfitler, adada gözlenen en yaşlı birimlerdir. Alt Eosen yaşlı denizaltı yelpaze çökelleri (Çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı, kiltası, marn) metamorfitlerin üzerine uyumsuz olarak çökelmişlerdir. Bu birim Gökçeada'nın kuzeybatısının büyük bir bölümünde yüzlek vermektedir. Metamorfit ve denizaltı yelpaze çökellerini keserek bölgeye yerleşen volkanitler Alt-Orta Eosen yaşlıdır ve adadaki en yaşlı volkanik birimleri oluşturur. Bu volkanitler adanın kuzey batısında yüzlek vermektedir. Orta-Eosen yaşlı sığ denizel ortam çökelleri (konglomera, kumtaşı, silttaşı) adanın kuzeybatısında dar alanlarda yüzlek vermektedir ve kendinden yaşlı birimlerin üzerinde uyumsuz olarak görülür. Bu birimlerin üzerine uyumlu olarak yerleşen yine Orta-Eosen yaşlı resifal kireçtaşları adanın kuzeybatısında dar alanlarda yüzlek vermektedir. Orta-Üst Eosen döneminde bölge derin denizel ortama geçiş yapmıştır. Bu dönemde çökelen birim genellikle kiltası-kumtaşı-şeyl ardalanması olarak gözlenmektedir ve Gökçeada'nın ortasında oldukça geniş bir alanda yüzlek vermektedir. Alt Oligosen yaşlı çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve marndan oluşan birim uyumlu olarak çökelmiştir. Genellikle adanın ortasının doğusunda KD-GB yönelimli olarak dar bir alanda yüzlek vermektedir. Geç Oligosen'e kadar olan dönemde bölgede volkanizma hakim olmuştur. Volkanizma ürünlerinden oluşan birimler adanın güneye bakan tepelerinin yamaçlarında geniş bir alanda gözlenmektedir. Adanın güneydoğusunda yer alan Kefalos Burnu ile batıya doğru kıyı alanında, Oligosen birimlerinin üzerinde aşıl uyumsuz olarak açık boz renkli kumtaşı, kiltası, silttaşından oluşan, yer alan

Gazhanedere ve Kirazlı formasyonun orta-üst Miyosen yaşlı birimleri bulunur (Ülgen, 2002). Bu birim bu çalışmada sismik hatlarda yüksek genlikli olarak gözükmekte olup akustik temel olarak adlandırılmıştır.

1.3.2. Bozcaada'nın Genel Jeolojisi

Bozcaada'da gözlenen birimler genel olarak güneydoğudan kuzeybatıya doğru gidildikçe yaşlıdan gence doğru sıralanmaktadır. Adadaki en yaşlı birimler Karadağ Metamorfikleri ile Denizgören ofiyolitleridir ve adanın güney doğusunda geniş bir alanda gözlenmektedir. Bu temel kayaların üzerine uyumsuz dokanakla Alt-Orta Eosen döneminde çökelmiş olan alüvyal-akarsu ortamını işaret eden çakıltası ve kumtaşlarından oluşan Fıçıtepe Formasyonu gelmektedir. Bu formasyon adanın doğusunda yüzlek vermektedir. Resifal kireçtaşlarından oluşan Soğucak formasyonu orta Eosen döneminde Fıçıtepe formasyonunun üzerinde uyumsuz dokanakla yerleşmiştir ve Fıçıtepe formasyonun yüzlek verdiği yerlerin kuzeyinde dar bir alanda gözlenmektedir. Üst Eosen döneminde bölgeye uyumlu olarak yerleşen Ceylan Formasyonu derin deniz çökellerinden oluşmaktadır. Ceylan formasyonu adanın kuzeydoğusunda yüzlek vermektedir ve kalınlığı 250 metredir. Alt-Orta Miyosende meydana gelen volkanizma sonucu Ayvacık volkanitleri Oligosen-Eosen yaşlı birimleri üzerine uyumsuz olarak gelmiştir. Kendinden yaşlı tüm birimleri kesmektedir. Adanın orta bölümü ve kuzeybatısını üst Miyosen yaşlı çökellerden oluşan Gazhanedere, Kirazlı ve Alçıtepe formasyonları kaplamaktadır. Bu Miyosen yaşlı çökel birimler bu çalışmada sismik hatlarda akustik temel olarak adlandırılmıştır (Sakıncı ve Yalıtırak, 2005).

1.3.3. Tavşan Adası'nın Genel Jeolojisi

Tavşan Adası'nda kumtaşlarından oluşan Kirazlı Formasyonu ve formasyonun üzerinde ise intrüzif bazalt bulunmaktadır. Kirazlı ve bu intrüzif bazaltların üzerinde bulunan Alçıtepe Formasyonu üzerinde ise ikinci bazalt birimi gözlenmektedir (Sakıncı ve Yalıtırak, 2005).

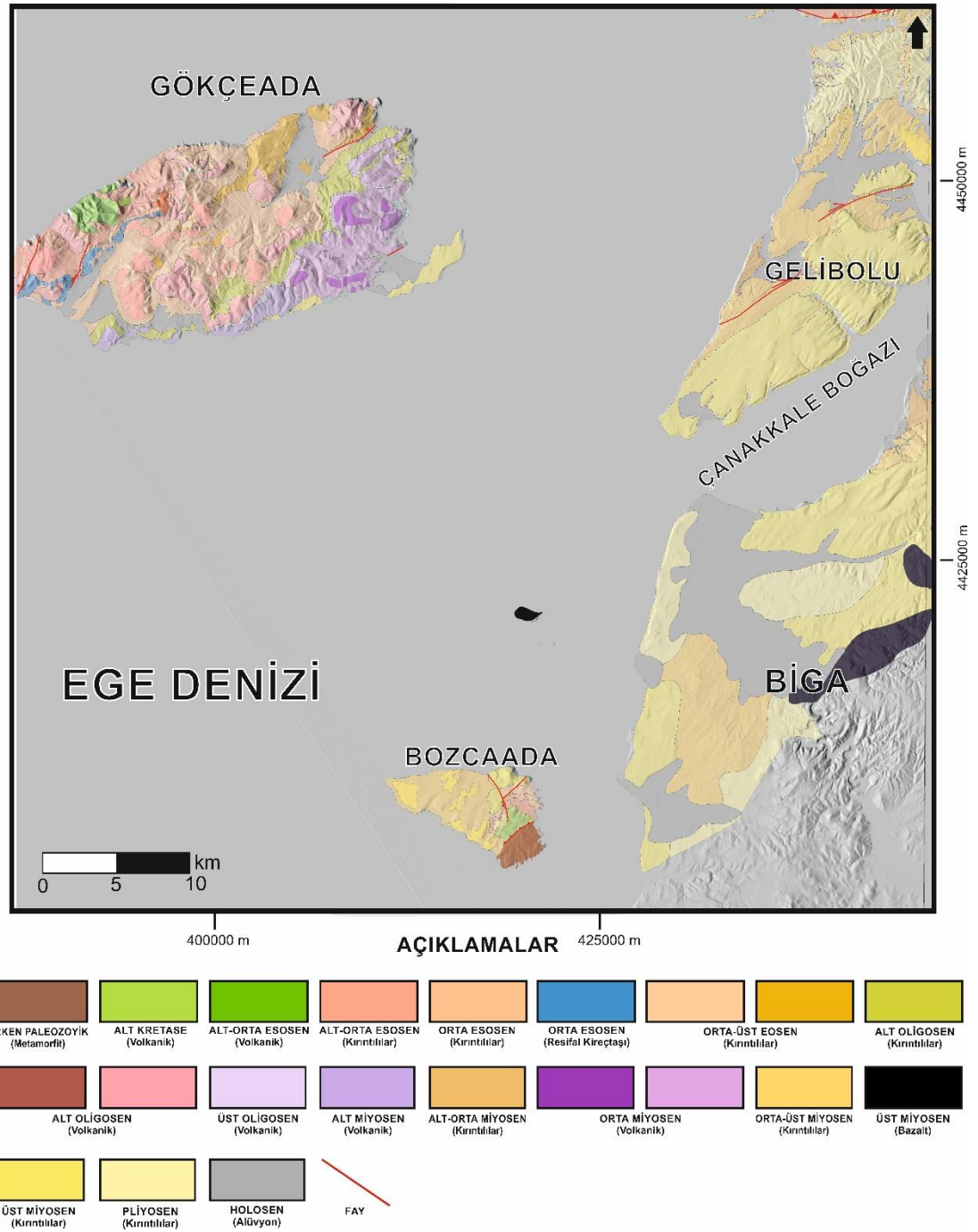
1.3.4. Çanakkale Boğazı Çevresinin Genel Jeolojisi

Bölgede yer alan birimler Kretase'den günümüze kadar geniş bir zaman aralığını kapsamaktadır. Çanakkale – Gelibolu bölgesinin temelini Kretase yaşlı metamorfikler, Üst Kretase yaşlı ofiyotlitler, Maastrichtyen-Paleosen yaşlı kireçtaşları ve Eosen-Oligosen yaşlı sedimanlar ile volkanitler oluşturmaktadır. Ayrıca bölgede Paleosen-

Miyosen yaş aralığındaki birimleri kesen bazalt bulunmaktadır (Siyako ve diğ, 1989; Yaltırak, 1996; Sakınç ve diğ, 1999).

Bölgede bulunan en yaşlı birim metamorfizma yaşı Kretase olan Çamlıca Metamorfitleridir (Okay ve diğ, 1990). Bu birim üzerinde, çoğunluğu serpantinitleten oluşan Üst Kretase yaşlı Denizgören Ofiyoliti (Okay ve diğ, 1990) ile Mastridyen-Paleosen yaşlı kireçtaşlarından oluşan Lört Formasyonu yer almaktadır (Sfondrini, 1961). Bu birimleri örten Eosen-Oligosen yaş aralığında çökelmiş sedimanlar ile volkanitler bulunmaktadır. Tüm bu birimler Neojen yaşlı sedimanter birimlerin temelini oluşturmaktadır.

Bölgede Neojen öncesi birimlerin üzerine uyumsuz dokanakla yerleşen Gazhanedere formasyonu kırmızı renkli çamurtaşları ile birlikte geçişli olarak görülen çakıltaşları, kumtaşları ve siltaşlarından oluşan bir istifdir. Gazhanedere Formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olan Kirazlı formasyonu genel olarak çapraz tabakalanmalı, masif yapı ve açık sarı renkli kumtaşlarından meydana gelmektedir. Kirazlı formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olarak gözlenen Alçıtepe formasyonu ise genel olarak karbonatlı beyaz renkli kumtaşları ile kireçtaşı ve marnlardan oluşmaktadır. Miyosen yaşlı bu birimler bu çalışmada sismik hatlarda en altta yüksek genlikli olarak gözlenmekte olup temel olarak adlandırılmıştır. Pliyosen yaşlı Conkbayırı formasyonu Alçıtepe formasyonunu uyumsuz olarak örtmektedir. Conkbayırı Formasyonu çamurtaşı ve birbirine geçişli olarak gözlenen kumtaşları ile çakıltaşlarından oluşmaktadır. Kuvaterner yaşlı Özbek Formasyonu genel olarak iyi pekleşmemiş çakıl ve kumtaşlarından oluşmaktadır ve Conkbayırı Formasyonu ile yanal geçişli olarak gözlenmektedir. Özbek formasyonunun üzerinde uyumsuz dokanakla Marmara Formasyonu bulunmaktadır. Marmara Formasyonu genel olarak konglomera ara katkılı kumtaşlarından oluşmaktadır. Marmara sahillerinde yaygın olan bu birime Marmara Formasyonu adı verilmiştir (Sakınç ve Yaltırak, 1997). Formasyonun yaşı yapılan radyometrik yaşlandırma verilerine göre Geç Pleyistosen olarak tanımlanmıştır (Yaltırak ve diğ, 2002). Marmara formasyonu genel olarak kıyı deniz ortamını yansıtan denizel terasları (Yaltırak ve diğ, 2002) temsil etmektedir.



Şekil 1.3: Çalışma alanı ve çevresinin genel jeolojisi (Sakınç ve Yaltırak, 1999; Ülgen, 2002; Yaltırak ve diğ, 2012’den birleştirilerek düzenlenmiştir).

1.4. Önceki Çalışmalar

Çalışma alanını çevreleyen Gelibolu Yarımadası, Gökçeada, Saroz Körfezi, Bozcaada ve Çanakkale Boğazı jeolojik açıdan büyük öneme sahiptir ve bu bölgelerin jeolojisinin ve jeofiziğinin araştırılması birçok araştırmacının konusu olmuştur.

Çağatay ve diğ. (1998), yüksek çözünürlüklü sismik hatlar kullanılarak Saroz Körfezi'nin oluşumu incelenmiştir. Çalışmada Saroz Körfezi, Ege'deki K-G genişlemeli tektonik rejim ile Kuzey Anadolu Fayı'nın etkileşiminden oluşan Üst Miyosen yaşlı havza olarak tanımlanmaktadır. Körfezin bugünkü halini buzullaşma evresinden sonra Holosen zamanında aldığı belirtilmiştir.

Alpar ve diğ. (1998), çalışmada sığ sismik ve gravite karotları kullanılarak, Çanakkale Boğazı'nın Ege Denizi çıkışındaki devamının stratigrafisi, sedimentolojisi ve morfolojik özellikleri araştırılmıştır. Bölgede gözlenen deltayık karakterli çökel paketlerinin bazı yerlerde kıvrımlı yapıya sahip olması bölgede deformasyonun devam ettiğine dair önemli bir bulgu olarak sunulmuştur.

Yaltırak ve diğ. (1998b), Saroz Körfezi oluşumuna etki eden tektonik rejimler yüksek çözünürlüklü sismik hatlar ile yerinde yapılan saha çalışmaları kullanılarak incelenmiştir. Saroz Körfezi'nin ilk oluşumu, Trakya Fay Zonu boyunca saat yönünün tersi yönünde meydana gelen hareketin etkisiyle orta-geç Miyosende oluşan Kuzeybatı güneydoğu yönlü sıkışma rejimiyle ilişkilendirilmiştir.

Saatçılar ve diğ. (1999), KAF'ın batıya ilerlemesi sismik yansıma verileri aracılığıyla araştırılmıştır. Sismik verilerin toplanmasında ulusal ve uluslararası veri tabanlarından faydalanılarak, bu görüntülerin ayıklanması süreci tamamlandıktan sonra, Kuzey Ege Bölgesi'nde fayların baskın olarak normal atımlı olduğu ve KD-GB uzanımlı olduğu öne sürülmüştür.

Yaltırak ve diğ. (2000), Çanakkale Boğazı ile boğazın Ege Denizi çıkışını kapsayan alanda, sığ sismik yöntemle alınan hatlar incelenerek orta ve geç Kuvaterner stratigrafisini tanımlamışlardır. Çalışmada Çanakkale Boğazı'nın, Gelibolu ve Biga Yarımadaı'nın tektonik rejimler sonucu yükselmesine bağlı olarak meydana gelen bir vadi olduğu belirtilmiştir. Bununla birlikte Ganos Fayı'nın doğrultu atımlı hareketi nedeniyle meydana gelen sıkışma rejiminin sonuçları tartışılmaktadır.

Kurt ve diğ. (2000), çalışmada çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak, Saroz Körfezi'nin oluşumu incelenmiştir. Bu çalışma Batı Anadolu, Ege denizi ve Kuzey Anadolu Fayı (KAF) arasındaki etkileşimden kaynaklı oluşan yapıları incelemektedir. Saroz körfezini meydana getiren ana unsurlardan birinin Ganos Fayı olduğundan bahsedilmiş ve Saroz Çukuru'nun KAF zonunun etkisiyle meydana gelmiş bir negatif çöcek yapısı olduğu öne sürülmüştür.

Sakınç ve Yaltırak (2005), Messiniyen döneminde meydana gelen deniz seviyesi değişimleri sürecinde bölgede gerçekleşen oluşumlar üzerinde bir çalışma yapılmıştır. Çalışmada, bu dönemde Paratetis ile Akdeniz arasında Egemar isminde bir denizin oluşumu ve buna bağlı gelişen süreçlerden, bu ortamda çökelen birimlerin litolojileri ve fosil içeriklerinden bahsedilmektedir.

Ustaömer ve diğ. (2007), çalışmada çok kanallı sismik yansıma verileri ile yüksek çözünürlüklü batimetrik veriler kullanılarak Saroz Körfezi'nin yapısal analizi ile sedimantasyon süreçleri irdelenmiştir. Batimetrik verilere göre Saroz Körfezi kuzeyde ve doğuda geniş şelfler, güneyde ise dar bir şelf ile sınırlanmaktadır. Ganos Fayı'nın, doğu şelfini dar bir deformasyon zonu boyunca kestiği ve yamacın ucunda keskin bir şekilde sona erdiği gözlemlenmiştir. Burada gerilmenin KD-GB doğrultulu iki fay zonu üzerine dağıldığı belirtilmektedir. Bu iki fay zonunun havza tabanını merkez eksenini boyunca keserek bir çek ayır havza oluşturmuştur.

Göktaşan ve diğ. (2008), çalışmada Çanakkale Boğazı'nda alınan sismik hatlar incelenerek, boğazın morfolojisini kontrol eden faktörler araştırılmıştır. Sismik verilere göre bölgenin tektoniği ve küresel deniz seviyesi değişimleri boğazın bugünkü şeklini almasında rol oynayan en önemli iki faktör olduğu belirtilmektedir. Sismik veriler kullanılarak boğazın ayrıntılı morfolojisi çıkarılmıştır.

İşler ve diğ. (2008), KD Ege Denizi'nde alınan sismik hatlar irdelenerek, bölgenin üst Kuvaterner-Güncel sismik stratigrafisi araştırılmıştır. Buna göre bölgenin üst Kuvaterner-Güncel stratigrafisinin KD-GB yönelimli üç önemli havza içinde dikey olarak istiflenmiş birkaç çökeltme dizisi ile karakterize edildiği belirtilmektedir. Bu çökeltme istifleri birbirinden şelf geçiş uyumsuzlukları ayrılmaktadır.

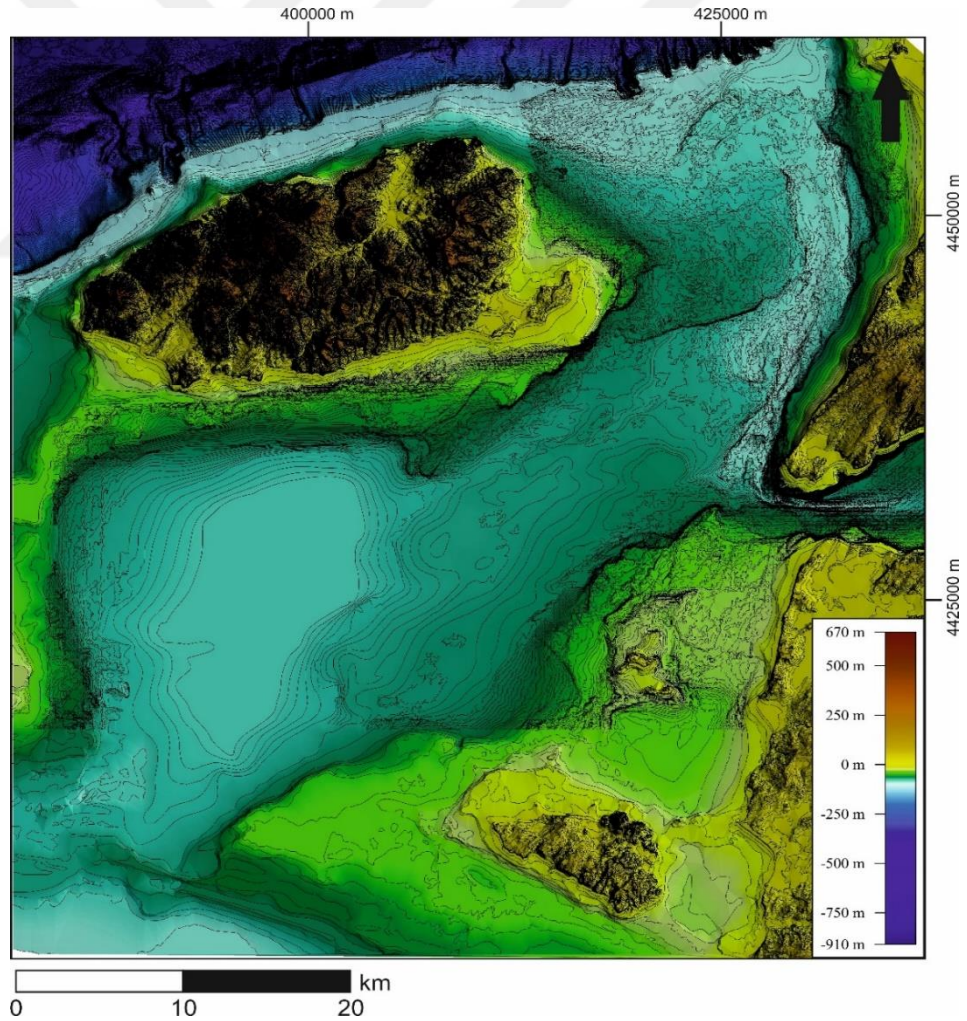
Yaltırak ve diğ. (2017), 1600 km uzunluğunda tek kanallı sismik yansıma hatları ile arazi çalışmaları birleştirilerek Kuzey Doğu Ege Denizi'nde Bababurnu Havzasının ve Biga Şelfi'nin evrimsel modeli ortaya konulmuştur. Çalışma alanının Kuvaterner-Güncel tektoniğinin Bababurnu ve Biga fayları tarafından kontrol edildiği öne sürülmüştür. Bababurnu Havzası bu fayların etkisiyle gelişen bir çek-ayır havza olarak tanımlanmaktadır. Çalışmada Ege Bölgesi'nin tektonik çerçevesinin birkaç asimetric rotasyonal kama ile karakterize edilebileceği ve Bababurnu Havzası'nın gelişiminin Kuzey Ege Denizi'ndeki havzaların evrimi için bir model olabileceği belirtilmektedir.



2. MATERYAL VE YÖNTEM

2.1. Batimetri

Çalışmada kullanılan çok ışınlı batimetri verisi 2005 yılında Türk Deniz Kuvvetlerine bağlı Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi tarafından yürütülen TCG Çubuklu ve TCG Çeşme adlı araştırma gemilerinden toplanmıştır. Araştırmada 50 kHz’de 56 ışınla çalışan Elac BCC Marko çok ışınlı sistem kullanılmıştır. Bu sistem 2500 m’lik bir menzile sahiptir, araştırma gemilerinin altına monte edilen ekosounder fanı, yaklaşık 120°’lik bir toplam açıyı kapsar. Konumlandırma için DGPS kullanılmıştır. Gemi hızı 8-10 deniz mili aralığında tutulmuştur.



Şekil 2.1: Çalışma alanının sayısal arazi yükseklik modeli ve çok ışınlı derinlik haritası.

Bu çalışmada, batimetri verileri, anonim deniz seyir haritalarındaki sonar veriler kullanılarak, Global Mapper (Sürüm 20.1) programı aracılığı ile kıyıya kadar tamamlanmış ve yanlış okumalar düzeltilmiştir. Batimetri verileri 1/25000 ölçekli topografya verileriyle birleştirilerek çalışma alanının sayısal arazi yükseklik modeli ve çok ışınlı derinlik haritası oluşturulmuştur (Şekil 2.1). Bu harita, çalışma alanının morfolojik özelliklerinin belirlenmesinde kullanılmıştır.

2.2. Sismik Veriler

Çalışmada, yaklaşık 590 km uzunluğunda 39 adet sismik hat kullanılmıştır. Bu hatlar farklı tarihlerde ve farklı yöntemlerle alındıklarından bu çalışmada gruplandırılarak isimlendirilmiştir.

Grup 1 sismik verileri (Şekil 2.2); Gökçeada, Bozcaada ve Çanakkale Boğazının Ege Denizi çıkışı arasında kalan bölgede kullanılan, yaklaşık 260 km uzunluğunda atılan sismik hatlar, 1997 yılında Arar R/V araştırma gemisi tarafından toplanmıştır. Araştırmada, yüksek çözünürlüklü ve tek kanallı sismik yansıma yöntemi kullanılmıştır (Alpar ve diğ, 1997; Alpar ve diğ, 1998). Gemi hızı saatte 4 mil, örnekleme aralığı $\frac{1}{4}$ ms, iz uzunluğu 250 ms TWT ve atış aralığı 2 saniyedir. Konum belirleme için sisteme bağlı GPS kullanılmıştır (Yaltırak ve diğ, 2000).

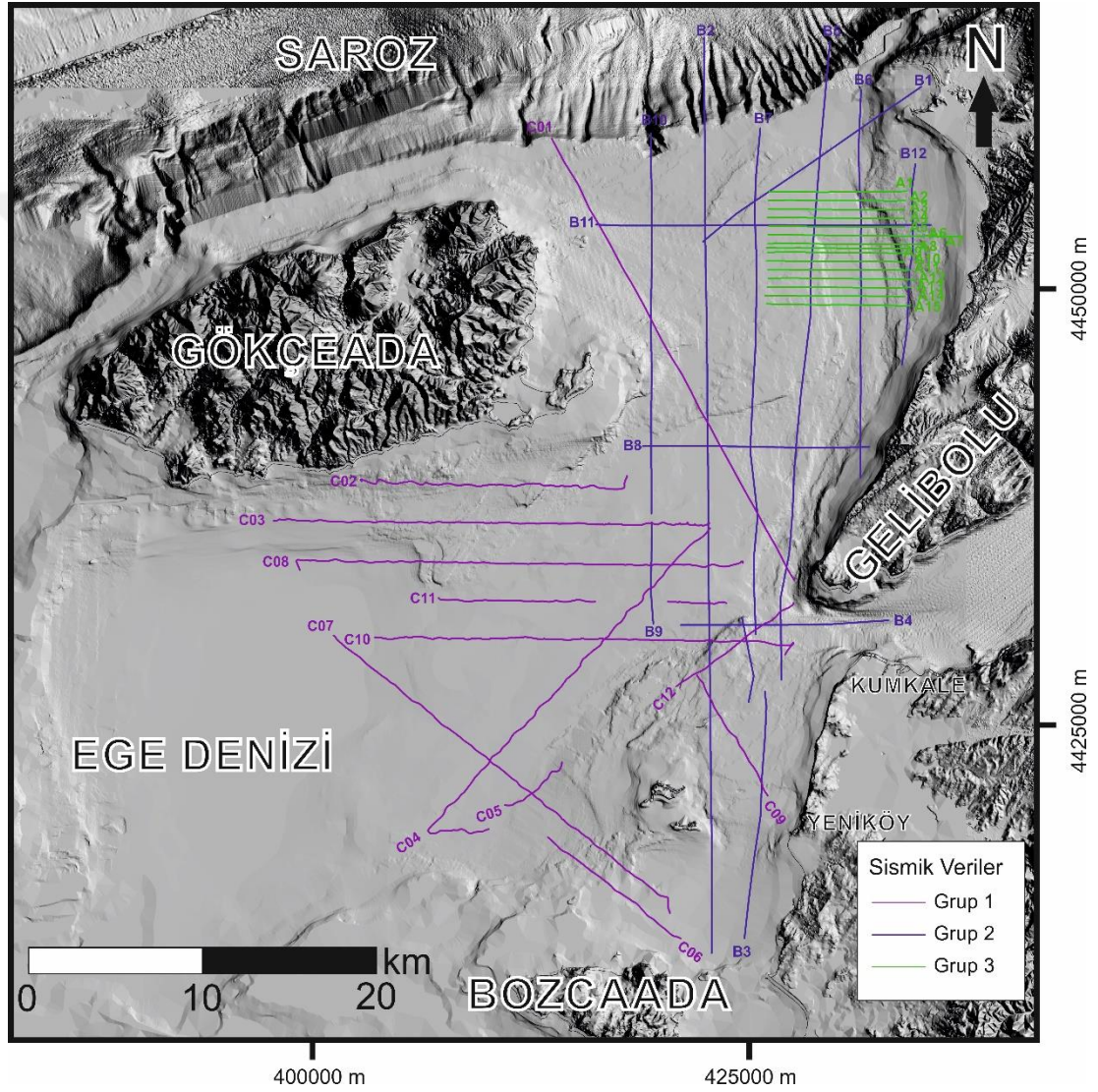
Grup 2 ve Grup 3 sismik verileri (Şekil 2.2); Gökçeada ve Gelibolu Yarımadası ile Biga Yarımadası ve Bozcaada arasında kalan bölgelerde bulunan sismik hatlar, 1995 ve 1996 yıllarında Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi tarafından yürütülen TCG Çubuklu gemisinin topladığı yüksek çözünürlüklü tek kanallı sismik verilerden alınmıştır. Araştırmalarda, sismik enerji birimi (1000 J), transdüser, tek kanallı hidrofon alıcı ve analog kayıt cihazından oluşan analog kıvılcım dizilimli sismik sistem kullanılmıştır. Gemi hızı 4 mil civarında tutulmuştur. Konum belirleme için Trisponder sistemi kullanılmıştır.

Kâğıda baskı sismik hatların taranmış görüntüleri, birçok bilgisayar programında ortak olarak kullanılan SEG-Y formatına dönüştürülmüştür.

Kâğıt baskı sismik hatların dijital görüntüleri Didger 5 programı aracılığı ile sol üst köşe atış noktasından başlanarak sağa doğru her bir atış noktası işaretlenmiş ve son olarak sismik hatların sol alt tabanları da işaretlenerek görüntü piksellere ayrılmıştır. Atış noktalarına atılan her bir piksele koordinat değerleri Mapview programı

aracılığıyla işlenmiştir. Dijital fotoğraflar koordinatlı piksellerle birlikte Matlab ortamında oluşturulmuş kod (Thomas, 2017) aracılığıyla SEG-Y formatına dönüştürülmüştür.

SEG-Y formatına dönüştürülen sismik hatlar Petrel programında yorumlanmıştır. Sismik hatlarda gözlenen yansıma farklılıklarından sismik birimlerin yansıma yüzeyleri çizilerek, 3 boyutlu yüzey haritaları ve birimlerin kalınlık haritaları oluşturulmuştur.



Şekil 2.2: Sismik hatların çalışma alanındaki dağılımı Grup 1: Arar R/V 1997 sayısal veriler. Grup 2: TGC Çubuklu 1995 analog veriler. Grup 3: 1996 TGC Çubuklu analog veriler (GlobalMapper programı ile hazırlanmıştır).

2.3. Sismik Stratigrafik Yöntem

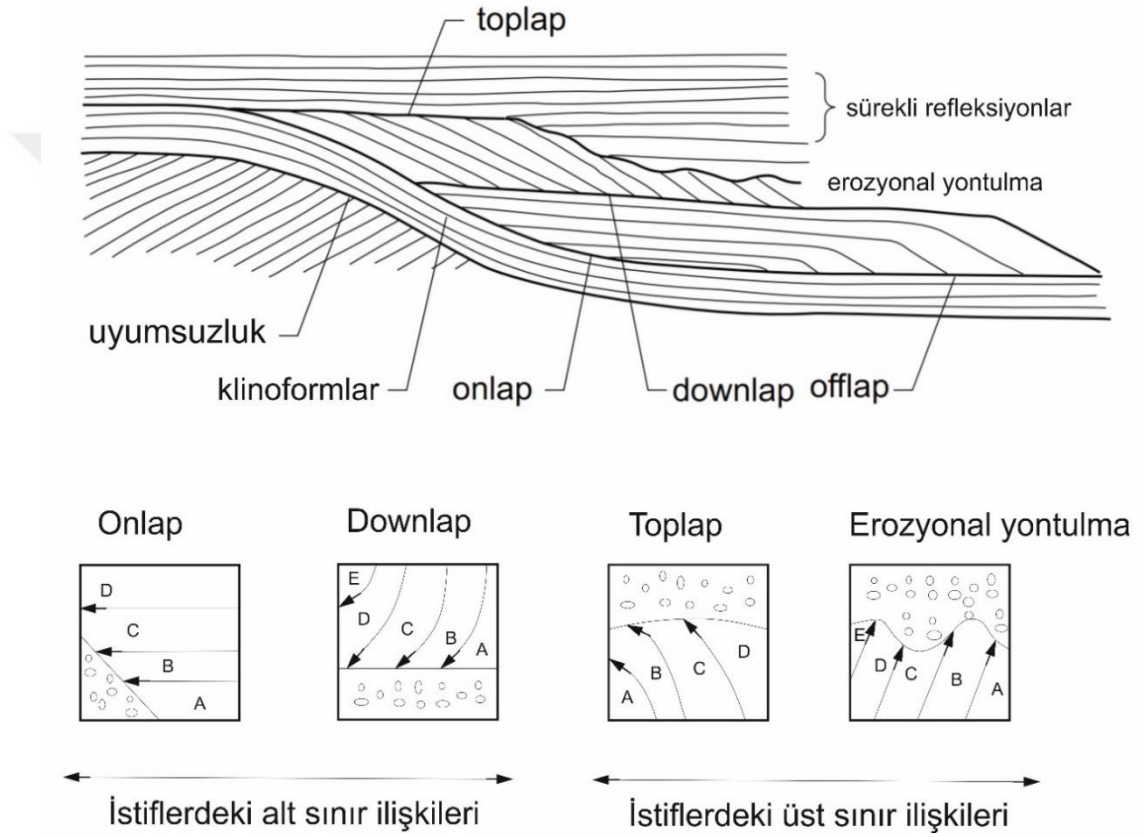
Yer altı analizlerinde oldukça yaygın olarak kullanılan bu yöntem, istiflerin sesi iletebilme ve yansıtılabilme özelliklerine göre ses dalgalarının kırılma ve yansıma değerlerinin kayıtlarına dayalı stratigrafi türü olarak tanımlanmaktadır. Farklı kayaçların akustik empedanslarındaki (yoğunluk* $hız$) farklılık güçlü yansıma yüzeyi oluşturur. Örneğin, iyi çimentolanmış ve kristalli kayaçlar genel olarak kil içeren ve gözenekli kayaçlardan daha yüksek ses hızına sahiptirler. Sismik yansıma yönteminde yer altına gönderilen dalgaların yansıma yüzeyine gidiş ve geliş süreleri kaydedilir. Kaydedilen bu süreler daha sonra yüzeylerin derinlik hesaplamalarında kullanılır. Kaydedilen bu gidiş-geliş sürelerine iki yönlü zaman (TWT) denir. Belli bir alanda birçok ses dalgasının birden fazla yansıtıcıya ulaşması sonucunda, alanın bir görüntüsü elde edilmiş olur ve bu görüntüden jeolojik yapılar ve stratigrafi yorumlanmaktadır. Bu çalışmada kullanılan veriler sismik yansıma yöntem ile elde edilmiş olup, sismik stratigrafik yöntem ilkelerine göre yorumlanmıştır.

2.3.1. Sekans stratigrafi ve küresel deniz seviyesi değişimleri

Jeolojik zaman boyunca deniz seviyesinin sabit kalmadığı, zaman zaman alçalıp zaman zaman yükseldiği bilinmektedir. Deniz seviyesinde meydana gelen değişimler temel olarak üç ana nedene bağlanır. Bunlar, tektonik aktiviteler sonucunda kabukta meydana gelen yükselme ya da alçalma, küresel su hacminde meydana gelen değişimler (buzulların artması “buzullaşma” veya buzulların erimesi) ve son olarak sedimantasyon etkisi olarak sıralanmaktadır. Farklı ortamlarda çökelen tortul kayaçların karakteristik özellikleri bu üç temel faktörden etkilenmektedir. Bu nedenle deniz seviyesinde meydana gelen değişimler sedimantasyonda ve çökeltme ortamlarının belirlenmesinde oldukça önemlidir. Sekans stratigrafisi, deniz seviyesinde meydana gelen değişimler ile sedimantasyon arasındaki ilişkiyi irdeleyen bir stratigrafi türüdür. Deniz seviyesinde meydana gelen bir yükselme sonucu kıyı şeridi göreceli olarak karaya ilerler ve buna transgresyon denir. Kıyıda meydana gelen tortul birikimi sonucunda kıyı şeridi göreceli olarak karadan uzaklaşmaktadır ve buna regresyon denir. Eğer deniz seviyesinin alçalması sonucunda kıyı şeridi karadan uzaklaşıyorsa buna cebri deniz gerilemesi denir.

Sekans stratigrafisi, temel olarak sismik yansıma hatlarının analiz edilmesi için geliştirilmiştir (Payton, 1977; Vail ve diğ, 1977; Jervay, 1988). Sismik yansımalarla tanımlanan katmanlar arasındaki ilişkiler (Şekil 2.3) deniz seviyesinde meydana gelen

değişimlerle bağlantılıdır. Şelf üzerindeki üst üste binmeler (onlap) deniz seviyesinin yükseldiğini yani transgresyonu ifade eder. Yaygın olarak gözlenen uyumsuzluk yüzeyleri ise sekans sınırı olarak tanımlanabilmektedir. Sismik yansıma kesitleri üzerindeki tabakalı paketleri sınırlayan eğimli yüzeyler, klinoform olarak adlandırılırlar (Mitchum ve diğ, 1977) ve bunlar deniz seviyesinin yüksek olduğu (highstand) dönemlerde oluşurlar. Havzaya doğru eğimli olarak gözlenen yansımalar downlap olarak adlandırılmaktadır. Bunlar deniz seviyesinde meydana gelen düşüşe yani regresyona işaret ederler.



Şekil 2.3: Sismik kesitlerde gözlenen yansımalar ve istiflerdeki alt-üst ilişkileri (Mitchum ve diğ, 1977'den alınarak düzenlenmiştir).



3. BULGULAR

3.1. Deniz Tabanı Morfolojisi

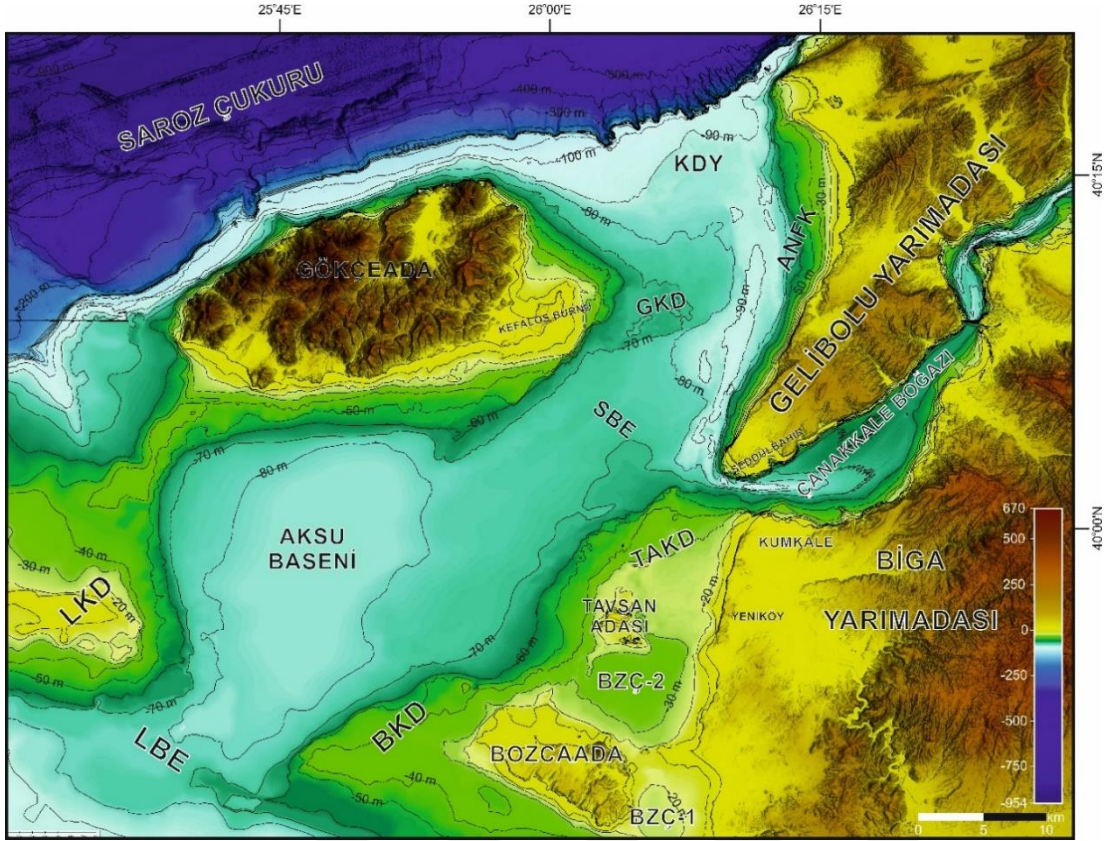
Çalışma alanı Gökçeada, Gelibolu Yarımadası ve Bozcaada arasında kuzey Biga Şelfi üzerindedir. Bu bölümde, çok ışınlı derinlik haritası kullanılarak deniz tabanı morfolojisi açıklanmaya çalışılmıştır.

Çalışma alanında gözlenen iki önemli eşik bulunmaktadır. Bunlardan ilki Limni Adası ile Bozcaada arasında bulunur ve bu çalışmada Limni-Bozcaada Eşiği (LBE) olarak adlandırılmıştır. İkinci önemli eşik ise, Gökçeada ile Kumkale arasında 65 metre kontürüyle sınırlanan eşiktir ve bu çalışmada Seddülbahir Eşiği (SBE) olarak adlandırılmıştır. Bu iki eşik arasında bulunan ve derinliği -84 metre olan basen Aksu Baseni olarak adlandırılmıştır. Deniz seviyesi -70 metrenin altına düştüğü zaman basenin olduğu alan lagün veya göl halini almaktadır.

Çanakkale Boğazının Ege Denizi çıkışında 65-70 metre konturleriyle sınırlanan eşikten dolayı boğazdan akan sular kuzeye doğru yönelerek burada bir vadi oluşturmaktadır. Gelibolu Yarımadası'nın batı sahilinde Anafartalar Kanyonu içerisinde yer alan bu vadinin derinliği -100 metreye kadar ulaşmaktadır.

Çalışma alanında çukurluk alanlar ile kıyı düzlükleri belirlenmiştir. Bozcaada'nın doğusunda ve kuzeydoğusunda olmak üzere iki çukur bulunmaktadır. Bu çukurlar sırasıyla BZÇ-1 (en derin -25 m) ve BZÇ-2 (en derin -40 m) olarak adlandırılmıştır (Şekil 3.1). Tavşan Adası'nın kuzeyi ile Bozcaada'nın batısında bulunan kıyı düzlükleri sırasıyla Tavşan Kıyı Düzlüğü (TAKD) ve Bozcaada Kıyı Düzlüğü (BKD) olarak adlandırılmıştır. Gökçeada'da Kefalos Burnu'nun doğusunda yer alan kıyı düzlüğü Gökçeada Kıyı Düzlüğü (GKD) olarak tanımlanmıştır.

Gökçeada ile Gelibolu yarımadası arasında çalışma alanının kuzeyinde denizaltı alüvyal yelpazesi bulunmaktadır. Bu yelpaze Kemikli Denizaltı Yelpazesi (KDY) olarak adlandırılmıştır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1: Çalışma alanında gözlenen morfolojik yapılar (ANFK: Anafartalar Kanyonu, BKD: Bozcaada Kıyı Düzlüğü, BZÇ-1: Bozcaada Çukuru-1, BZÇ-2: Bozcaada Çukuru-2, GKD: Gökçeada Kıyı Düzlüğü, KDY: Kemikli Denizaltı Yelpazesi, LBE: Limni-Bozcaada Eşiği, LKD: Limni Kıyı Düzlüğü, SBE: Seddülbahir Eşiği, TAKD: Tavşan Adası Kıyı Düzlüğü).

3.2. Sismik Stratigrafi

Sığ sismik kesitlerde akustik temel ile deniz tabanı arasında yüksek yansımaya genliğine sahip ve genelde sürekli olan yansımaya yüzeyleri belirlenmiştir. Yüzeyler arasındaki uyumsuzluklar, sonlanmalar ve deniz seviyesi değişimleri dikkate alınarak yapılan çalışmalar sonucunda bölgede beş adet ana sismik stratigrafik birim tanımlanmıştır. Deniz tabanından itibaren aşağıya doğru bu birimler sırasıyla Birim 1, Birim 2, Birim 3, Birim 4 ve Akustik Temel olarak adlandırılmıştır. Birimlerin derinlik hesaplamaların hız 1600 m/s alınmıştır.

3.2.1. Sismik kesitler ve yorumlamaları

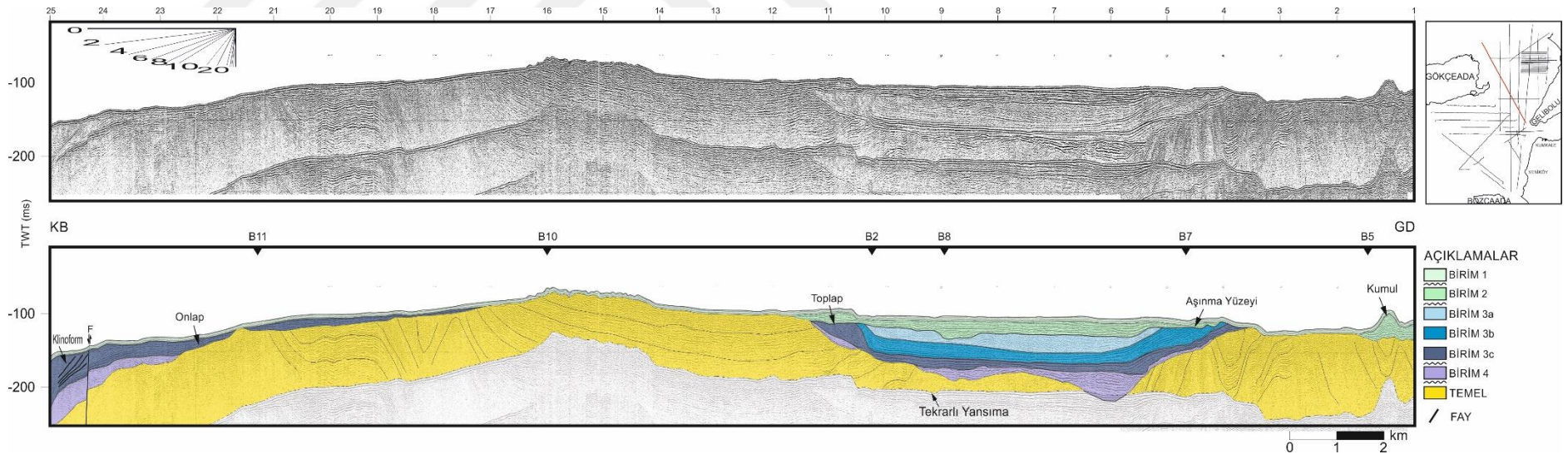
3.2.1.1. Grup 1 sismik verileri

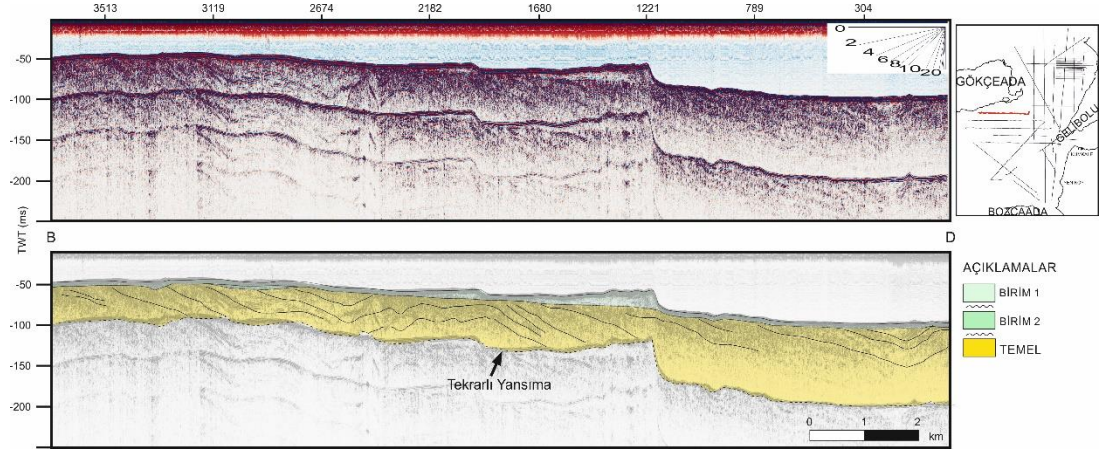
C01 sismik hattı: Gökçeada'nın KD'sundan başlayarak Gelibolu Yarımadası'nın güney batı ucuna kadar uzanan KB-GD uzanımlı hat yaklaşık 29 km uzunluğundadır. Hattın KB'sında Saroz Çukuru'na doğru olan kesimde, Akustik Temel üzerinde sadece

Birim 4 ve Birim 3 gözlenmektedir. Burada deniz tabanına kadar ulaşan ve bu birimleri etkileyen normal fay bulunmaktadır. Gökçeada'nın GD ucunda bulunan sırt bölümünde birimler aşınmış olmakla birlikte, 3-12 atışları arasında bulunan havza içerisinde ise tüm sismik birimler görülebilmektedir. Kıvrımlı Akustik Temel üzerinde uyumsuzlukla çökelmiş Birim 4, yarı paralel ve karmaşık yansımalar göstermektedir. İç yansıma özelliğine bakıldığında, bu birimin akarsu ortamında çökelmiş bir birim olduğu söylenebilmektedir. Birim 4'ün üzerinde uyumsuz olarak çökelen Birim 3, yüksek yansıma genliğine sahip ara yüzeylerin yorumlanmasıyla 3 alt birime ayrılmıştır. Deniz seviyesinin yükselip alçalmasıyla, düşük enerjili ortamdan yüksek enerjili ortama doğru sıralanan bu alt birimler, sırasıyla Birim 3c, Birim 3b ve Birim 3a olarak adlandırılmıştır. Birbirine paralel yansımalar gösteren Birim 3c, denizel ortam ürünü olarak nitelendirilmiştir. Birim 3b ve Birim 3a ise sigmoid ve oblik yansıma karakterine sahip delta ve akarsu çökelleridir. Birim 3 üzerinde deniz seviyesinin yükselmesiyle uyumsuz olarak çökelmiş, yarı paralel yansıma karakterine sahip Birim 2 bulunmaktadır. En üstte tüm alt birimleri uyumsuzlukla örten ve paralel yansılardan oluşan, ince örtü niteliğinde, posttransgresyon birimi olarak tanımlanan Birim 1 bulunmaktadır (Şekil 3.2).

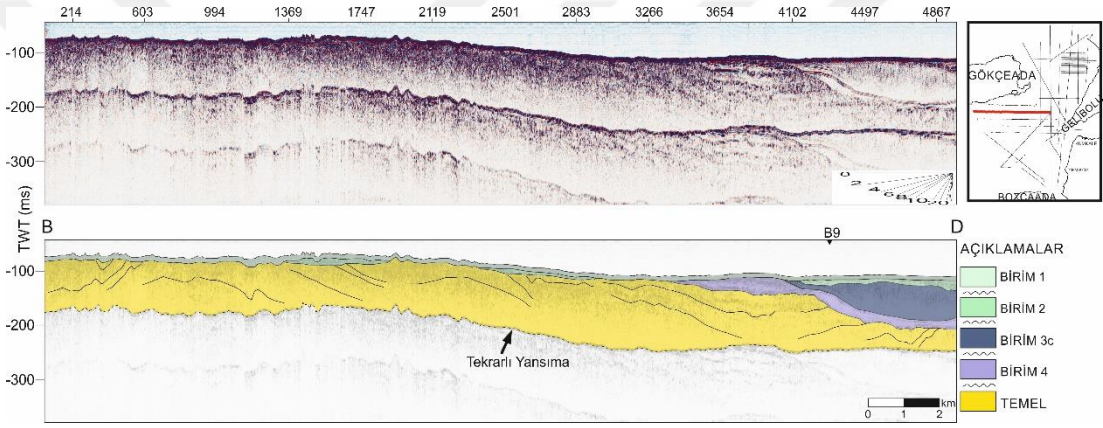
C02 sismik hattı: Gökçeada'nın GD kıyılarına yakın bir bölgede alınan bu hat, B-D uzanımlı olup yaklaşık 16 km uzunluğundadır. Sismik hat üzerinde, Birim 4 ve Birim 3 gözlenmemiştir. Kıvrımlı Akustik Temel üzerinde açısız uyumsuzlukla çökelen Birim 2, hattın 3119 ile 2674 noktaları arasında, dar bir alanda kanal dolgusu olarak gözlenmektedir. Hat üzerinde, genel olarak topografya ile uyumlu ince örtü olarak bulunan Birim 1, 1211-1680 atış noktaları arasında kum barı olarak görülmektedir (Şekil 3.3).

C03 sismik hattı: C02 hattının güneyinde yer alan hat B-D uzanımlı olup yaklaşık 25 km uzunluğundadır. Hattın doğu kesiminde, Akustik Temel yüzeyinin yaptığı eğim sonucunda oluşan depolanma alanında tüm ana sismik birimler gözlenmektedir. Temel üzerine uyumsuz olarak çökelen Birim 4, basene doğru ilerleyen klinofomlar oluşturmaktadır. Birim 4'ün üzerinde bulunan Birim 3, sigmoid oblik yansıma karakterli olarak gözlenmiştir. Birim 3'ün üzerine uyumsuz olarak çökelen Birim 2, yarı paralel ve karmaşık yansımalar göstermektedir. Tüm alt birimlerin üzerinde uyumsuz olarak gözlenen Birim 1, hattın tamamında topografya ile uyumlu olacak şekilde ince örtü olarak bulunmaktadır (Şekil 3.4).

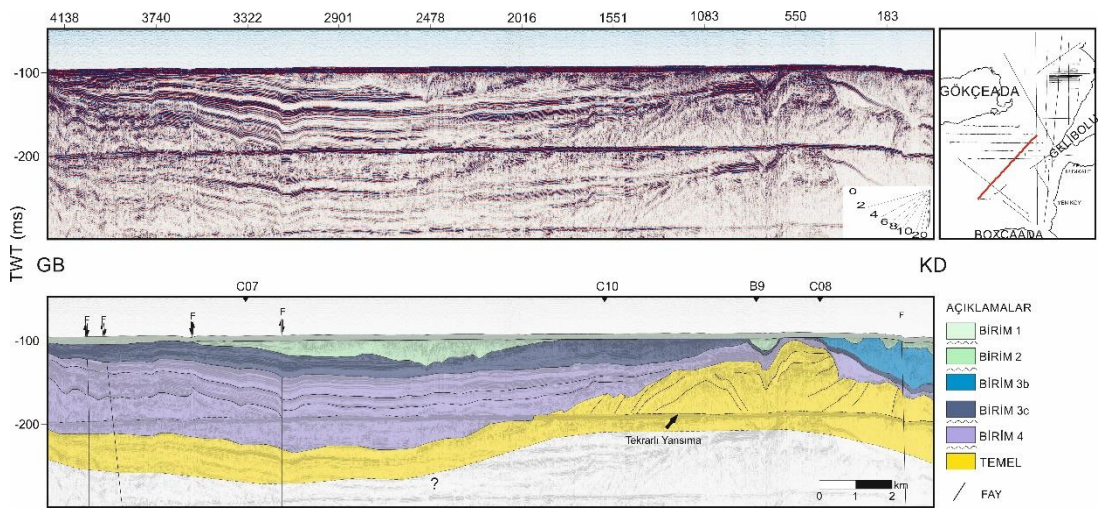




Şekil 3.3: C02 sismik hattı (DA: x15).



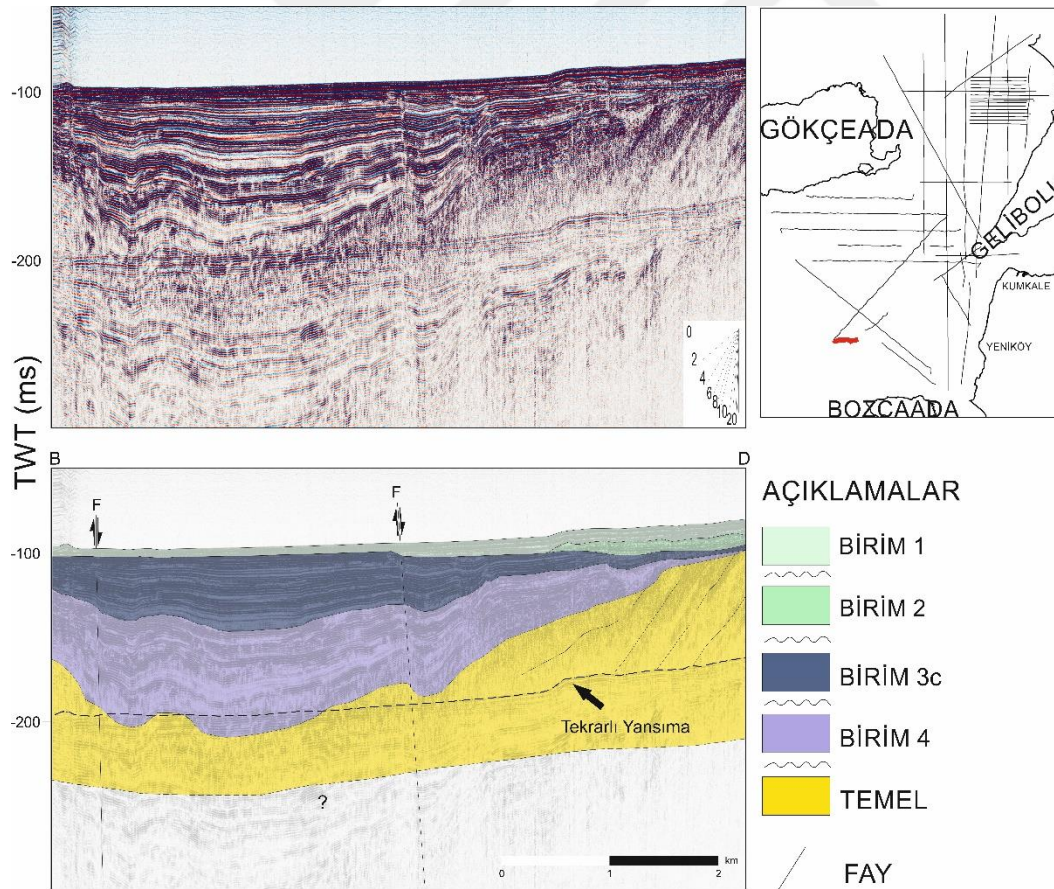
Şekil 3.4: C03 sismik hattı (DA: x15).



Şekil 3.5: C04 sismik hattı (DA: x15).

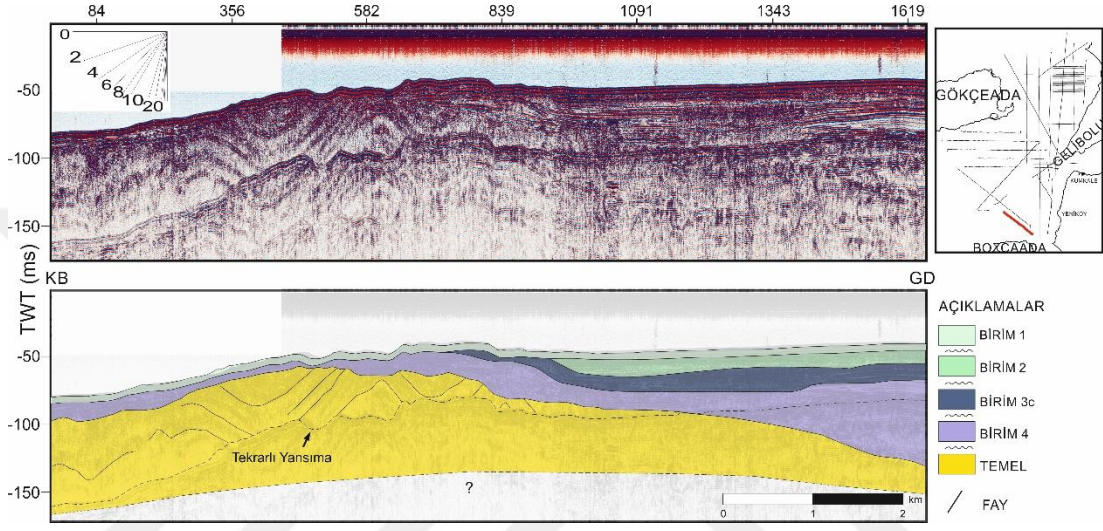
C04 sismik hattı: Aksu Baseni'nin doğusundan başlayarak Seddülbahir Eşiğine kadar uzanan hat GB-KD uzanımlı olup yaklaşık 25 km uzunluğundadır. Birim 4, Birim 3 ve Birim 2 sismik hat üzerinde Gökçeada-Bozcaada arasında kalan, çukura yakın alanda iyi korunmuştur ve tüm çalışma sahasındaki en yüksek kalınlıklarına ulaşmaktadır. Kıvrımlı Akustik Temel üzerine uyumsuz olarak çökelen Birim 4'ün hat üzerindeki en derin noktası, yaklaşık 257 ms'dir (~205.6 m). Bu alanda deniz tabanına ulaşmayan ve Birim 4'ü etkileyen normal ve doğrultu atımlı faylanmalar gözlenmiştir. Deniz seviyesinin yükselmesiyle çökelen Birim 4, birbirine paralel ve hafif kıvrımlı yansımalar göstermektedir. Hattın kuzeydoğusunda bulunan eşiğe doğru gidildikçe, birimlerin kalınlıkları azalmaktadır. Birim 4'ün üzerinde uyumsuz olarak çökelen Birim 3, paralel ve yarı paralel yansımalar göstermektedir. Birim 3'ün üzerinde uyumsuz olarak bulunan Birim 2, sigmoid yansımalar göstermektedir (Şekil 3.5).

C05 sismik hattı: C04 hattının GB ucunda bulunan B-D uzanımlı hat yaklaşık 4 km uzunluğundadır. C04 hattının uzantısı üzerindedir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6: C05 sismik hattı (DA: x15).

C06 sismik hattı: Bozcaada'nın kuzeyinde bulunan KB-GD uzanımlı hat, yaklaşık 10 km uzunluğundadır. Hattın GD kesiminde bulunan çukur içerisinde tüm ana sismik birimler gözlenebilmektedir. KB kesiminde ise Birim 3 aşınmıştır. Bu durum Birim 3'ün transgresyon ile birlikte çökelmeye başladığını, ardından regresyon ile yüksek alanlarda aşındığını ve çukur alanlarda korunduğunu göstermektedir. Birim 4 yarı paralel ve karmaşık yansılardan oluşmaktadır. Birim 4'ün üzerinde uyumsuz olarak çökelen Birim 3 de paralel ve yarı paralel yansımalar göstermektedir (Şekil 3.7).

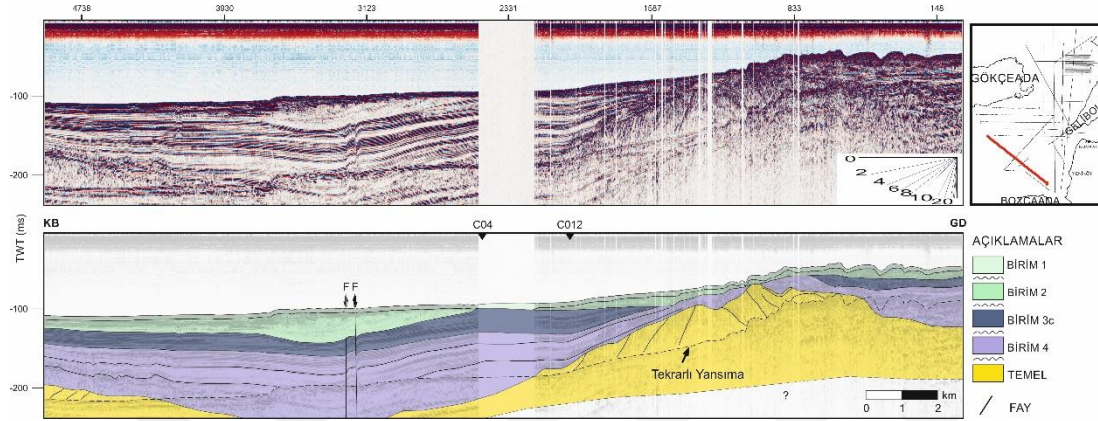


Şekil 3.7: C06 sismik hattı (DA: x15).

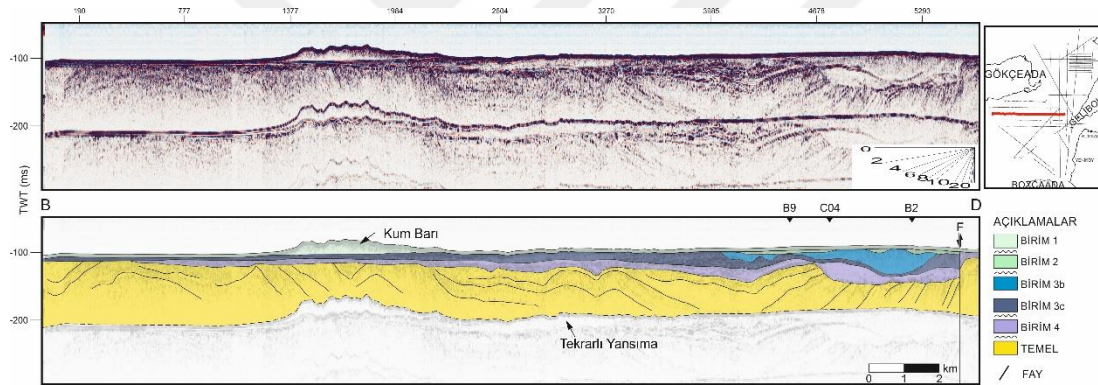
C07 sismik hattı: Aksu Baseni'nden başlayarak Bozcaada Çukuru'na doğru KB-GD uzanımlı hat yaklaşık 25 km uzunluğundadır. Kıvrımlı Akustik Temel üzerinde uyumsuz olarak çökelen Birim 4'ün hat üzerindeki kalınlığı 100 ms'ye kadar (~80 m) çıkmaktadır. Paralel yansılardan oluşan birim denizel ortam ürünüdür. Aksu Baseni yakınında iyi korunmuştur. Hat üzerindeki sırta doğru gidildikçe birimlerin kalınlığı incelmektedir (Şekil 3.8).

C08 sismik hattı: Gökçeada'nın güneyinden başlayarak Gelibolu Yarımadası'nın güneydoğu ucuna kadar uzanan hat B-D uzanımlı olup yaklaşık 26 km uzunluğundadır. Akustik Temel üzerine açılal uyumsuzlukla gelen Birim 4, yarı paralel yansımalar göstermektedir ve hattın doğu kesiminde basene doğru ilerleyen klinofomlar oluşturmaktadır. Birim 4 üzerine uyumsuz olarak gelen Birim 3c, basen içerisinde birbirine paralel güçlü yansımalar göstermektedir. Hattın batı ucuna gidildikçe, yansıma karakteri yarı paralel ve karmaşık yapıda gözlenmektedir. Birim 3b, sigmoid ve oblik yansılardan oluşmaktadır ve hat üzerinde sadece basen içerisinde gözlenebilmiştir. Birim 3'ün üzerinde uyumsuz olarak bulunan Birim 2,

sismik hat boyunca dar alanlarda dolgu olarak gözlenmektedir. Birim 1, tüm alt birimlerin üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. İnce örtü niteliğindeki bu birimin kalınlığı 1377 ile 2203 noktaları arasında artarak burada bir kum barı oluşturmaktadır (Şekil 3.9).



Şekil 3.8: C07 sismik hattı (DA: x15).

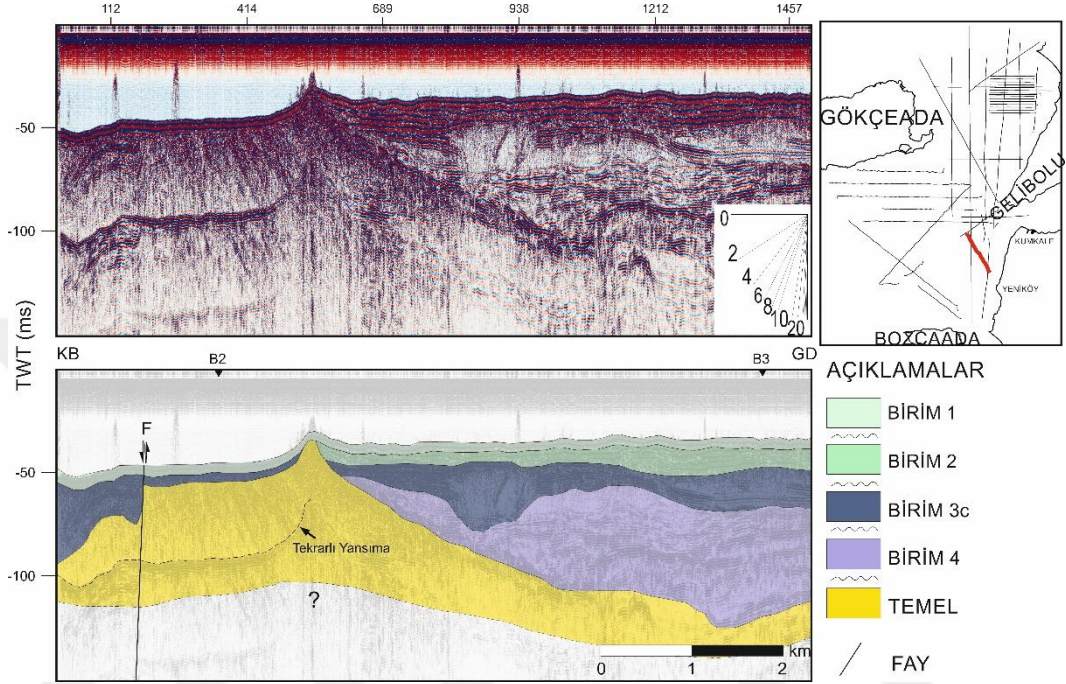


Şekil 3.9: C08 sismik hattı (DA: x15).

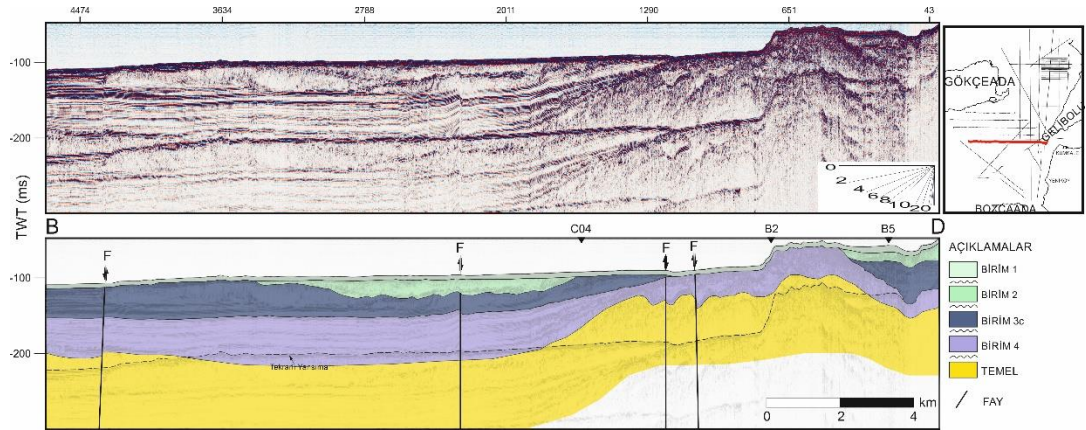
C09 sismik hattı: Tavşan Adası'nın kuzeydoğusunda alınan hat, 8 km uzunluğunda olup KB-GD uzanımlıdır. Tavşan Kıyı Düzlüğü üzerinde bulunan hatta Birim 4 gözlenememiştir. Hattın KB kesiminde, yükselmeye bağlı olarak Birim 3 aşınmış olup Birim 2 incelmıştır (Şekil 3.10).

C10 sismik hattı: Aksu Baseni'nden başlayarak Çanakkale Boğazı'na kadar uzanan hat, B-D uzanımlı olup yaklaşık 24 km uzunluğundadır. Basen içerisinde birimlerin kalınlıkları fazladır ve ortam düşük enerjilidir. Hattın doğu tarafında gözlenen eşiğe doğru Birim 3 ve Birim 2 aşınmış olduğundan gözlenememektedir. Birim 4 bu alanda korunmuş olup, eşikten Çanakkale Boğazı tarafında açılan vadi içerisine doğru kalınlığı incelmektedir. Birim 4 basen içerisinde birbirine paralel yansımalar gösterirken, eşik ve vadi içine doğru ortam enerjisi yükseldiği için yansımalar yarı

paralel ve karmaşık olarak gözlenmektedir. Birim 4'ün basen içerisindeki kalınlığı 60 ms'ye (~48 m) kadar çıkmaktadır. Birim 3 ve Birim 2 basen içerisinde birbirine paralel yansımalarla başlar ve üste doğru sigmoid ve oblik yansımalarla sonlanırlar. Hat üzerinde, Birim 4 ve Birim 3'ü etkileyen, deniz tabanına ulaşmayan 4 adet normal fay belirlenmiştir (Şekil 3.11).



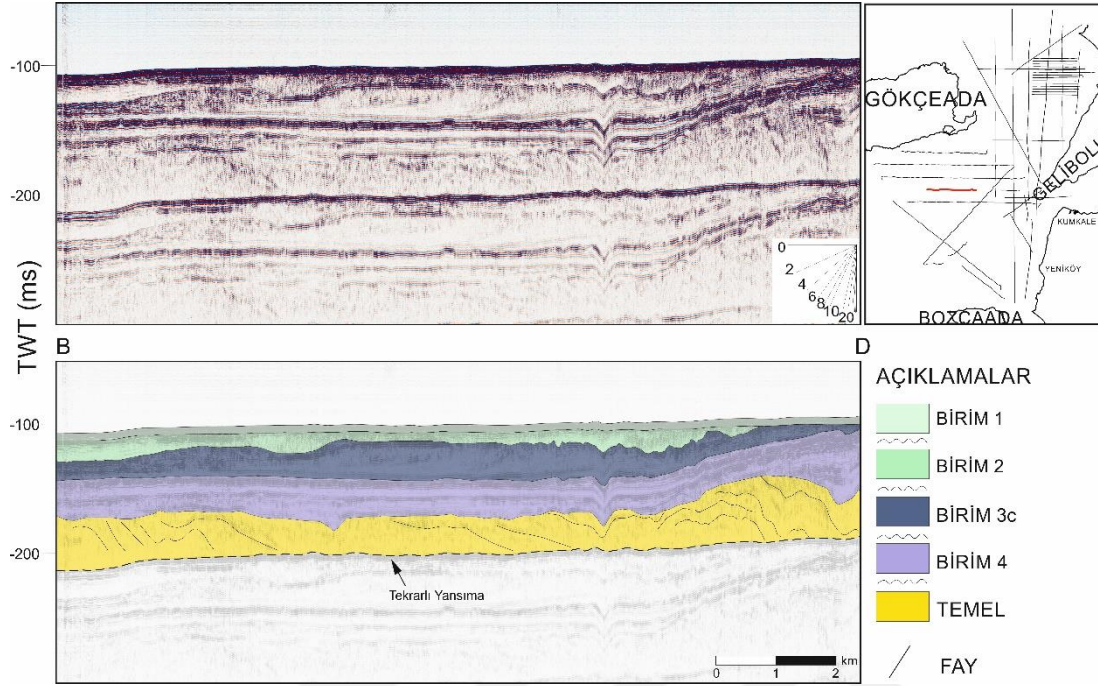
Şekil 3.10: C09 sismik hattı (DA: x15).



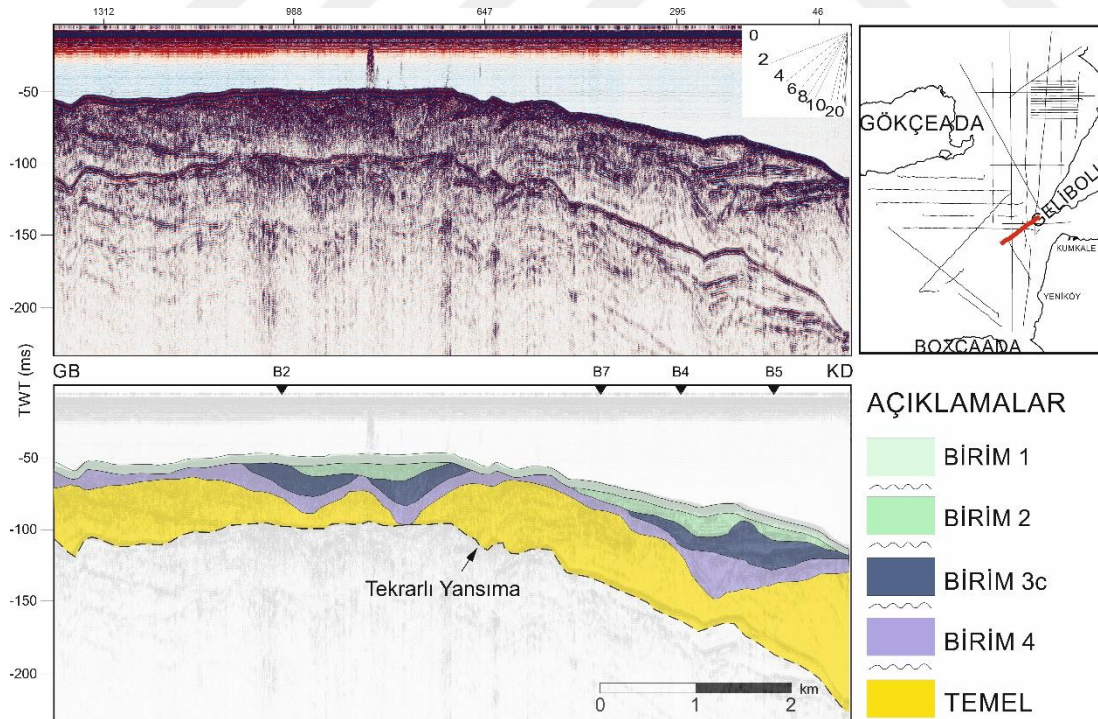
Şekil 3.11: C10 sismik hattı (DA: x15).

C11 sismik hattı: C10 hattının kuzeyinde alınan bu hat, B-D uzanımlıdır ve yaklaşık 9 km uzunluğundadır. Bu alanda C10 sismik hattına göre birimlerin kalınlıkları incelenmektedir. Akustik Temel üzerinde açıl uyumsuz olarak gözlenen Birim 4 paralel yansımalar göstermektedir. Bazı alanlarda hafif kıvrımlı olarak gözlenmiştir.

Birim 3 yarı paralel ve sigmoid yansımalar gösterir. Birim 2 ise genel olarak karmaşık yansılardan oluşmaktadır (Şekil 3.12).



Şekil 3.12: C11 sismik hattı (DA: x15).



Şekil 3.13: C12 sismik hattı (DA: x15).

C12 sismik hattı: Tavşan Adası'nın kuzeyinden başlayarak Gelibolu Yarımadası'nın güneybatı ucuna kadar uzanan hat, GB-KD doğrultulu olup yaklaşık 9 km uzunluğundadır. Sismik hat üzerinde tüm ana sismik birimler gözlenebilmektedir. Eşik üzerinde Birim 4'ün kalınlığı incelenmektedir, Birim 3 ve Birim 2 yer yer aşınmış olarak dar bir alanda gözlenmektedir. Çanakkale Boğazına doğru eğim aşağı tekrar gözlenebilmektedirler. Birim 1 tüm alt birimleri uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 3.13).

3.2.1.2. Grup 2 sismik verileri

B1 (1-8) sismik hattı: Çalışma alanının kuzeyinde Gökçeada ile Gelibolu Yarımadası arasında alınan hat yaklaşık 15.5 km uzunluğunda olup GB-KD uzanımlıdır. Sismik hat üzerinde tüm ana sismik birimler gözlenebilmektedir. Kıvrımlı Akustik Temel üzerinde uyumsuz olarak gözlenen Birim 3 birbirine paralel yansımalar göstermektedir. Bu birim Gelibolu Yarımadası'na doğru yükselme sonucu aşınmıştır. Birim 3'ün üzerinde uyumsuz olarak gözlenen Birim 2'nin iç yansıma karakteri ise karmaşık yapıdadır. Tüm alt birimleri uyumsuzlukla örten Birim 1 birbirine paralel yansımalarından oluşur ve ince örtü niteliğindedir (Şekil 3.14).

B2 (16-36) sismik hattı: K-G uzanımlı bu hat Saroz Çukuru'ndan başlar ve Bozcaada'nın KD'sunda sona erer. Çalışma alanındaki önemli morfolojik yapıları kesen bu hat yaklaşık 53 km uzunluğundadır. Hattın kuzey kesiminde Saroz Çukuru'na doğru Birim 2 gözlenmemektedir. Bu alanda Birim 4, Birim 3 ve Birim 1 çukurun içine doğru kalınlaşarak devam etmektedir. 21-22 atış noktaları arasında Birim 4, 3 ve 2'yi etkileyen normal fay gözlenmiştir. Fayın deniz tabanına ulaşıp ulaşmadığı hattın bu kısmında meydana gelen bir kesiklikten dolayı tespit edilememiştir. Birim 2 fayın kuzeyinden 20 numaralı atış noktasına kadar dar bir alanda gözlenebilmektedir. 23-28 atış noktaları arasında bulunan havza içerisinde tüm sismik birimler gözlenebilmektedir. Bu havza aynı zamanda C01 sismik hattında gözlenen havzadır. Sırtta doğru Birim 3b, 3a ve Birim 2 aşınmıştır. Birim 2 eşiğin ardından tekrar gözlenmekte olup Bozcaada Çukuru içerisinde Birim 4, 3 ve 2 gözlenebilmektedir. Birim 1, hat boyunca tüm alt birimleri uyumsuzlukla örtmektedir (Ek A.1).

B3 (55-62) sismik hattı: Tavşan Adası ile Yeniköy arasında K-G uzanan hat yaklaşık 14 km uzunluğundadır. Sismik hat üzerinde tüm ana birimler gözlenebilmektedir. Engebeli topografya üzerinde gözlenen Birim 4 birbirine paralel yansımalar gösterir. Bu da deniz seviyesinin yükseldiğini göstermektedir. Birim 3 karmaşık yansımalar

gösterir. Birim üzerine uyumsuzlukla gelen Birim 2 yarı paralel kaotik yansımalarından oluşur (Şekil 3.15).

B4 (67-71) sismik hattı: Çanakkale Boğazı'na uzanan hat B-D uzanımlıdır ve yaklaşık 12 km uzunluğundadır. Birim 4 paralel yansımalarından oluşmaktadır ve boğaza doğru kalınlığı artmaktadır. Birim 4, hattın batı tarafında ise eşikten itibaren aşınmış olduğundan gözlenmemektedir. Birim 3 kaotik yansıma özelliğine sahip olup aynı şekilde eşikten itibaren aşınmış durumdadır. Bu durum ortam enerjisinin yükseldiğini göstermektedir. Birim 2'nin paralel yansımalar göstermesi tekrar düşük enerjili ortama geçildiğini göstermektedir. Birim 2 ve Birim 1 hat boyunca gözlenebilmektedir (Şekil 3.16).

B5 (72-87) sismik hattı: Gelibolu Yarımadası'nın GB ucundan başlayarak Saroz Çukuru'na doğru devam etmektedir. K-G uzanımlı bu hat yaklaşık 37 km uzunluğundadır. C01 ve B2 sismik hatlarında gözlenen havzanın devamı hat üzerinde görülebilmektedir. Havza içerisinde çökelen Birim 3b ve Birim 3a 77-78 atış noktaları arasında gözlenen normal faydan itibaren görülememektedir. Birim 3c ise bu noktadan itibaren 81 atış noktasına kadar kalınlaşarak devam etmektedir (Ek A.2).

B6 (301-312) sismik hattı: Gelibolu Yarımadası'nın batısında bulunan hat K-G uzanımlıdır ve yaklaşık 22 km uzunluğundadır. Hat boyunca tüm ana sismik birimler gözlenmektedir ancak birimlerin iç yansıma karakterleri ayırt edilememiştir (Ek A.3).

B7 (313-325) sismik hattı: Gökçeada ile Gelibolu Yarımadası arasında alınan K-G uzanımlı hat yaklaşık 30 km uzunluğundadır. 322-318 atış noktaları arasında bulunan havza içerisinde ve havzanın kuzeyine doğru tüm sismik birimler gözlenebilmektedir. Bu havza aynı zamanda C01, B2 ve B5 sismik hatlarında da görülen havzadır. Birim 4, 325-323 atış noktaları arasında aşınmıştır. Birimin içsel yansıma karakterine bakıldığında yarı paralel ve karmaşık yansımalarından oluştuğu gözlenmektedir. Birimin taban derinliği -213 ms (-170.4 m)'dir. Paralel yansımalar gösteren Birim 3, 323 atış noktasındaki eşikte dar bir alanda aşınmıştır. Bu birimin hat üzerindeki taban derinliği -186 ms (-148.8 m)'dir. Birim 2 havza içerisinde hat üzerindeki en yüksek kalınlığına ulaşmaktadır. Yarı paralel ve karmaşık içsel yansıma karakterine sahiptir ve taban derinliği -145 ms (116 m)'dir (Ek A.4).

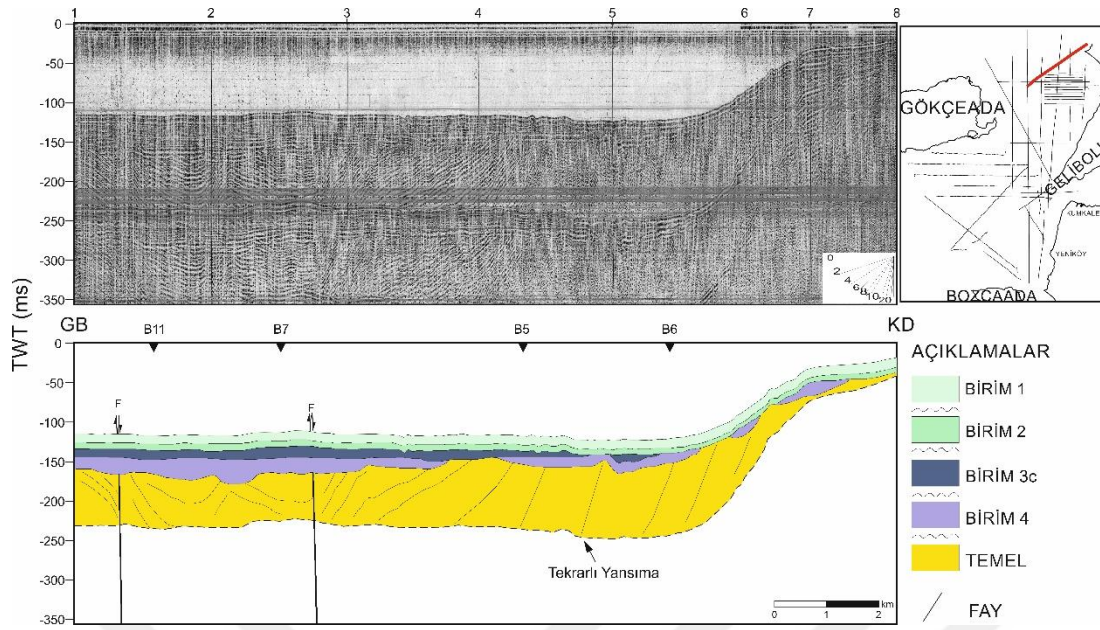
B8 (326-332) sismik hattı: Gökçeada'nın GD'su ile Gelibolu Yarımadası'nın GB'si arasında kalan bölgede alınan hat B-D uzanımlı olup yaklaşık 13 km uzunluğundadır.

Hat üzerinde tüm sismik birimler gözlenebilmektedir. Birim 2 havza içerisinde en yüksek kalınlığına ulaşmaktadır. Buradaki kalınlığı yaklaşık 40 ms'ye (32 m) kadar ulaşmaktadır (Şekil 3.17).

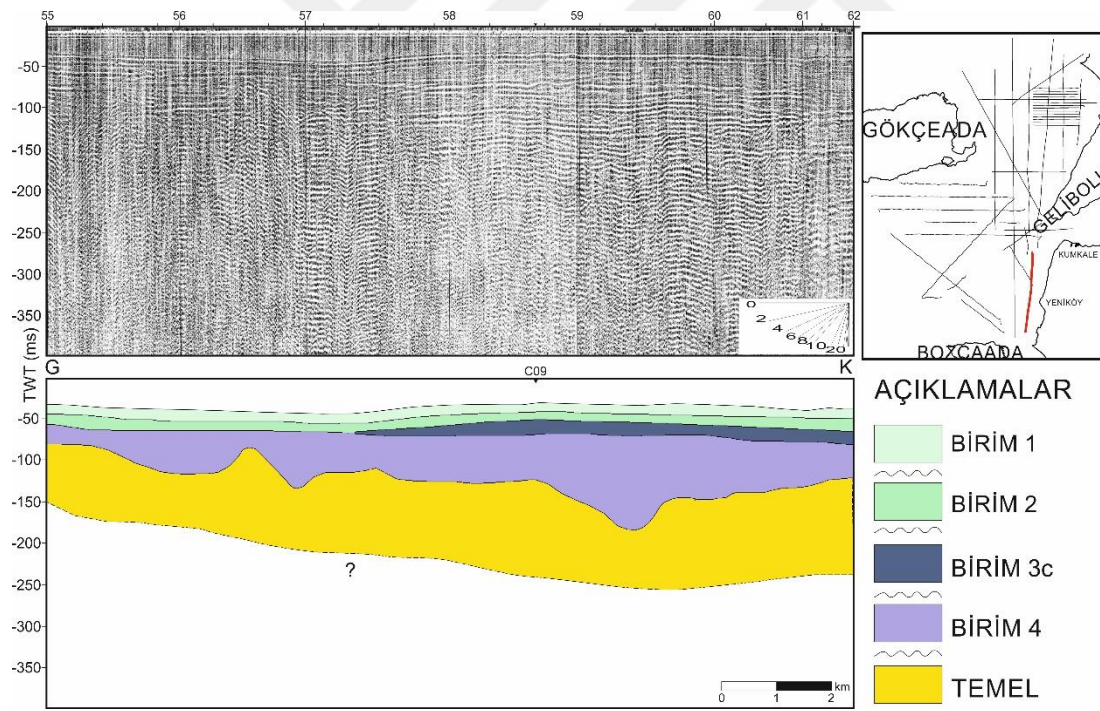
B9 (333-336) ve B10 (337-349) sismik hatları: Birbirinin devamı olan bu iki sismik hat Gökçeada'nın doğusunda K-G uzanır ve toplam uzunlukları yaklaşık 28 km'dir. Kıvrımlı Akustik Temel üzerinde açısal uyumsuz olarak gözlenen Birim 4 birbirine paralel yansımalar göstermektedir. 342-339 atış noktaları arasında görülen sırt ve çevresinde bu birim aşınmıştır. Birim 4 üzerinde uyumsuz olarak gelen Birim 3'ün içsel yansıma karakteri kaotik olarak gözlenmektedir. Aşınma yüzeyi üzerinde bulunan Birim 2 kesit boyunca ince örtü niteliğinde alt birimleri örter ve yarı paralel ve karmaşık yansımalar gösterir. Birim 1, tüm alt birimleri uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 3.18, Ek A.5).

B11 (350-359) sismik hattı: Gökçeada'nın KD'sundan başlayarak Gelibolu Yarımadası'na kadar uzanan hat B-D uzanımlıdır ve yaklaşık 19 km uzunluğundadır. Hat üzerinde tüm ana sismik birimler gözlenebilmektedir. Birim 4'ün Gelibolu Yarımadası'nın batısında bulunan kanyona doğru kalınlığı incelmektedir. Birim 3 Gökçeada kıyı düzlüğünde en yüksek kalınlığına ulaşmaktadır (44 m) ve vadiden itibaren kanyona doğru görülmemektedir. Birim 2, Birim 3'ün en kalın olarak gözüktüğü GKD'de aşınmıştır (Şekil 3.19).

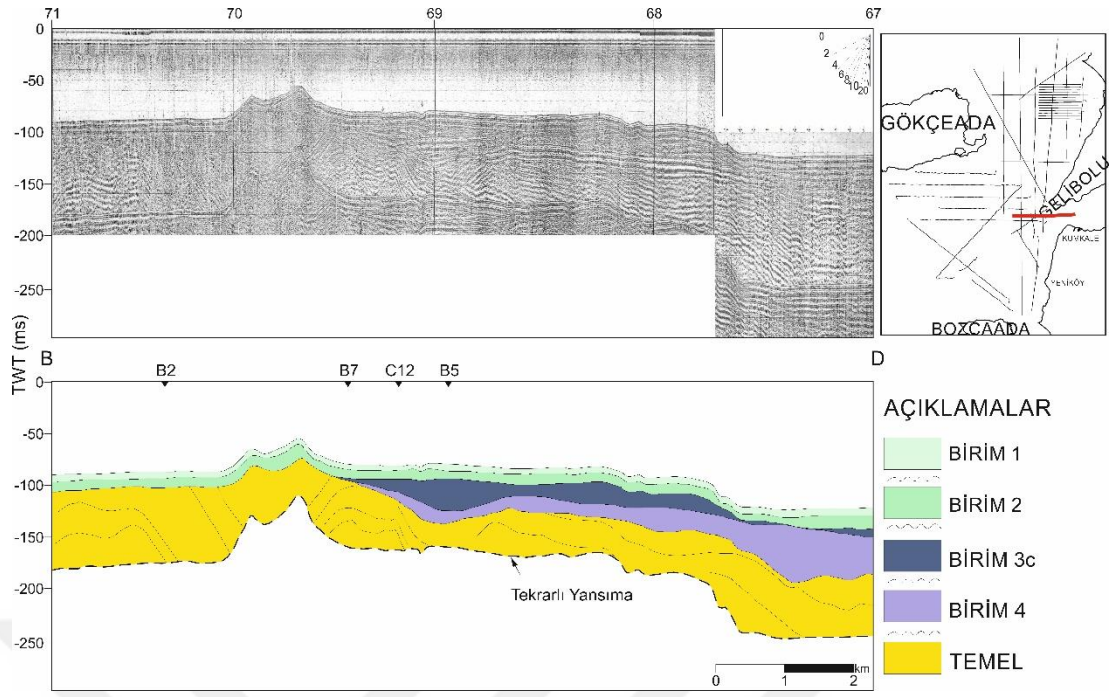
B12 (360-367) sismik hattı: Gelibolu Yarımadası'nın batısında K-G doğrultulu alınan bu hat yaklaşık 12 km uzunluğundadır. Birim 3, bu bölgede çökmemiştir veya aşınmıştır. Birim 4 hattın güney kesiminde aşınmıştır (Şekil 3.20).



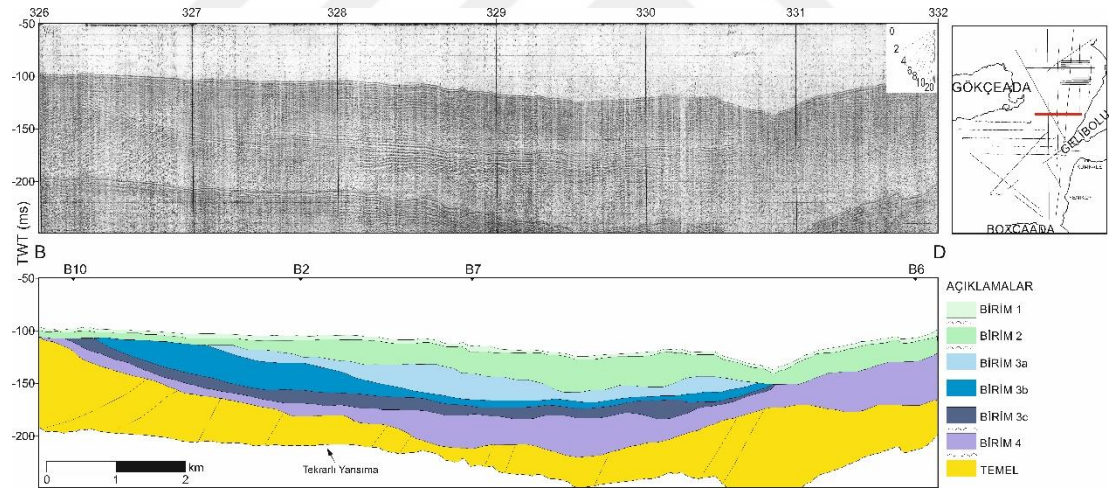
Şekil 3.14: B1 (1-8) sismik hattı (DA: x15).



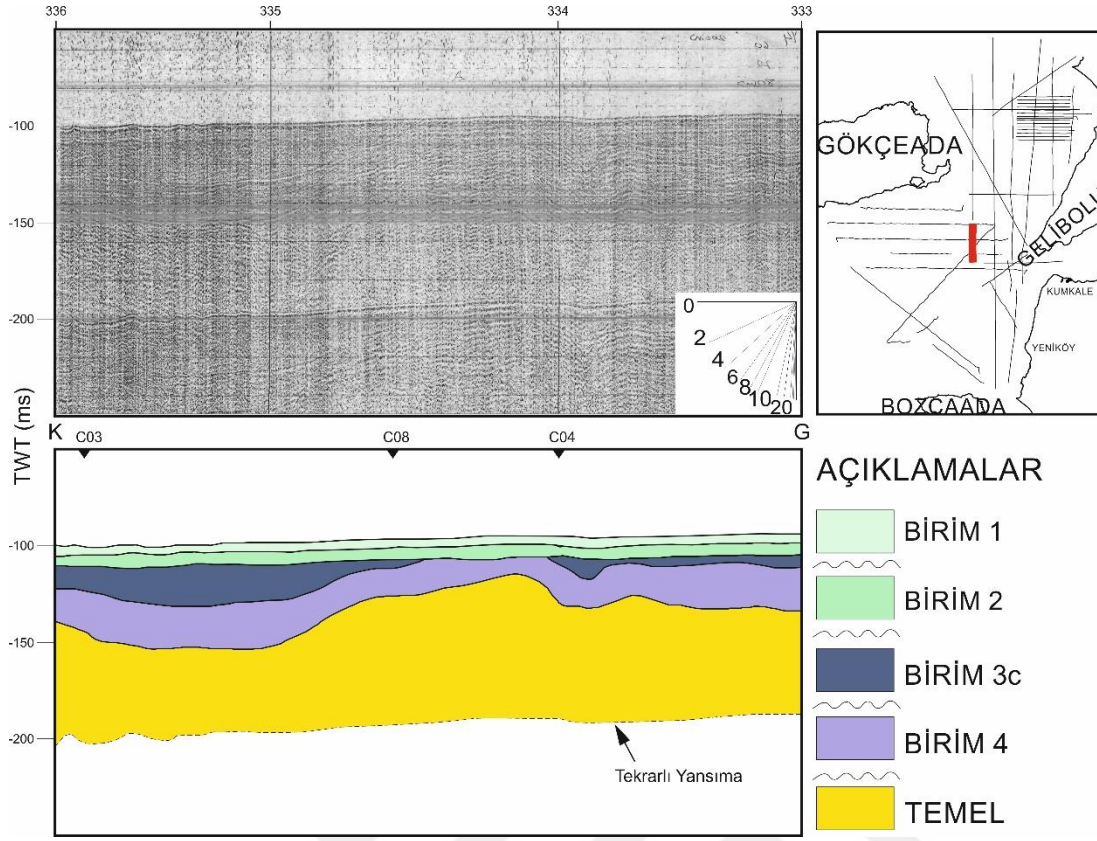
Şekil 3.15: B3 (55-62) sismik hattı (DA: x15).



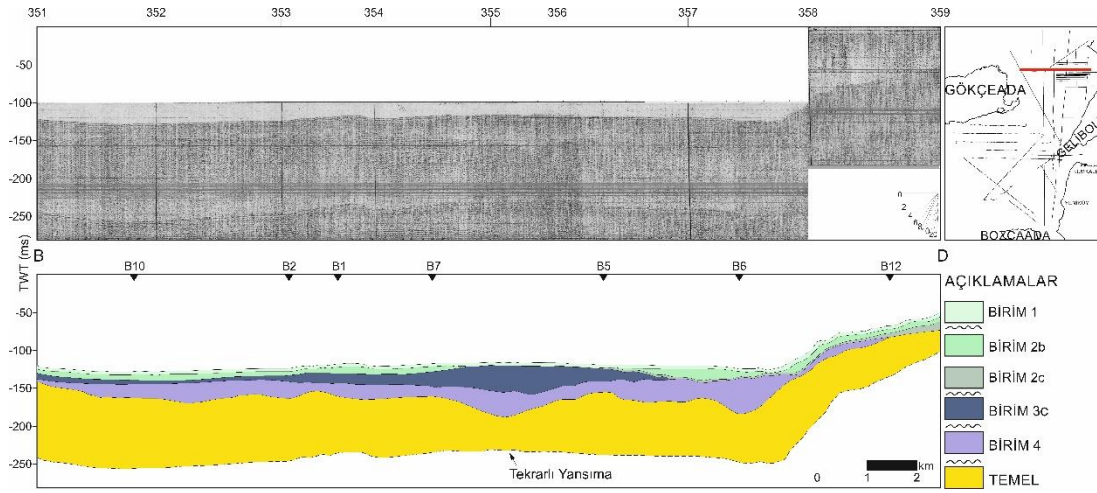
Şekil 3.16: B4 (67-71) sismik hattı (DA: x15).



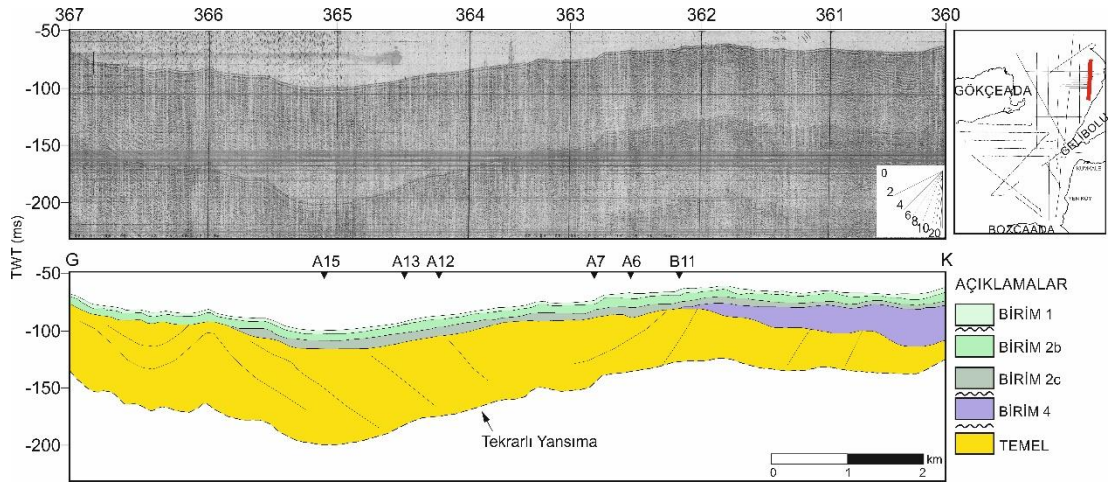
Şekil 3.17: B8 (326-332) sismik hattı (DA: x15).



Şekil 3.18: B9 (333-336) sismik hattı (DA: x15).



Şekil 3.19: B11 (350-359) sismik hattı (DA: x15).



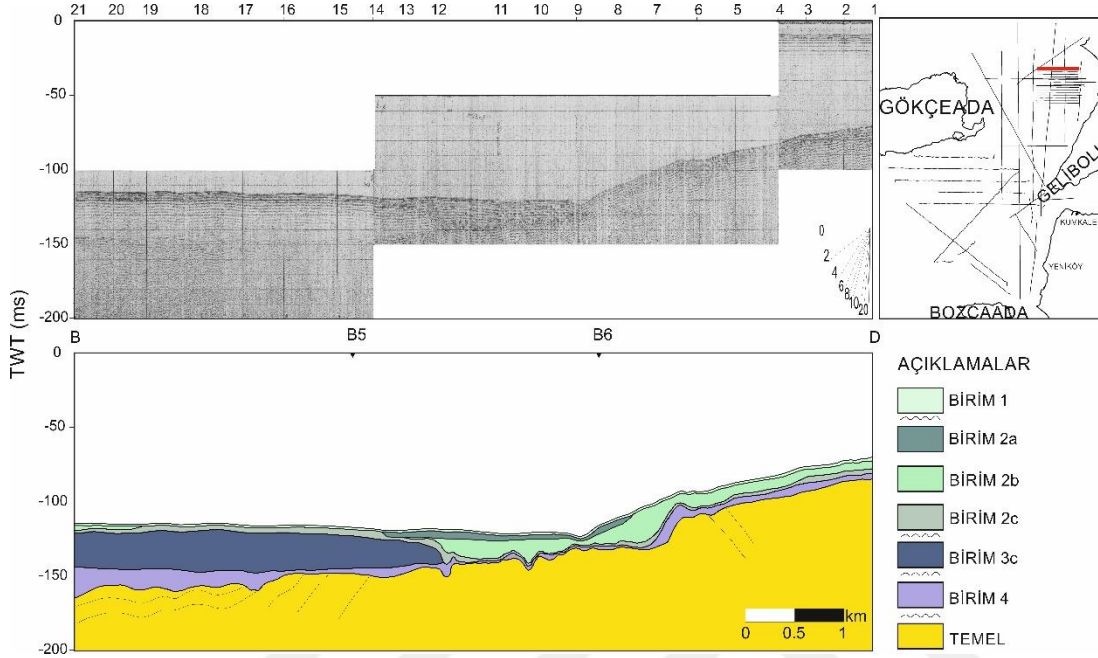
Şekil 3.20: B12 (360-367) sismik hattı (DA: x15).

3.2.1.3. Grup 3 sismik verileri

Grup 3 sismik hatları Gelibolu Yarımadası'nın batısında yer alır. B-D uzanımlı birbirine paralel ve sık aralıklarla alınan 15 sismik hat bölgedeki kanal yapısının ve dolgusunun iyi gözlemlenebildiği detay hatlar olarak kullanılmıştır. Bu hatların ortalama uzunluğu 8 km'dir ve tabanda 200 ms'ye ulaşmaktadır. Tüm ana sismik birimler dışında, yansıma süreksizliklerinin sadece bu veri setinde izlenebildiği Birim 2'ye ait alt birimler tanımlanmıştır. Bu bölümde kesitler birbirine yakın, paralel ve aralarında ortamsal ve yapısal olarak bir farklılık olmadığından Grup 3 verileri A1 hattı üzerinden anlatılacaktır. Gruba ait diğer hatlar ve yorumlamaları ekte verilmiştir (EK B).

A1 (1-21) sismik hattı boyunca çalışma sahasının tamamında bulunan 4 ana sismik birim gözlenebilmektedir. Yüksek eğimli ve kıvrımlı tabakalardan oluşan Akustik Temelin yüzeyi uyumsuzluk yüzeyi olarak belirlenmiştir. Temel üzerine uyumsuzlukla çökelen Birim 4, hattın 12-21 atış noktaları arasında paralel ve yarı paralel yansıma karakteri göstermektedir. Bu birim 1-12 atış noktaları arasında temel topografyasına bağlı olarak incelenmektedir. Birim 4'ün üzerinde 12-21 atış noktaları arasında yatay yansımalar gösteren Birim 3 gözlenmektedir. Bu da bölgede deniz seviyesinin yüksek olduğunu ve ortam enerjisinin düşük olduğunu göstermektedir. Sismik hat üzerinde Birim 3'ün kalınlığı yaklaşık 25 ms (20 m)'dir. Birim 2 bazı yansıma farklılıklarına bağlı olarak alt birimlere ayrılmıştır. Birim 3'ün üzerine uyumsuz olarak çökelen Birim 2c kanal içerisinde karmaşık yansılardan oluşurken kenarlara doğru paralel yansımalar gösterir. Bu da bu birimin vadi içerisinde kazındığını gösterir. Deniz seviyesi 140 ms'nin altına düştüğünde bu birim üzerinde

vadi açılmıştır. Engelibeli bir topografya oluşturan bu birim üzerine deniz seviyesinin ani olarak yükselmesiyle yatay yansılardan oluşan Birim 2b çökelmiştir. Bu birim deniz seviyesi 140 ms'yi aştığı zaman çökmeye başlamıştır. Birim 2b üzerinde kanal içerisinde debris akıntılarını temsil eden Birim 2a yer almaktadır (Şekil 3.21).

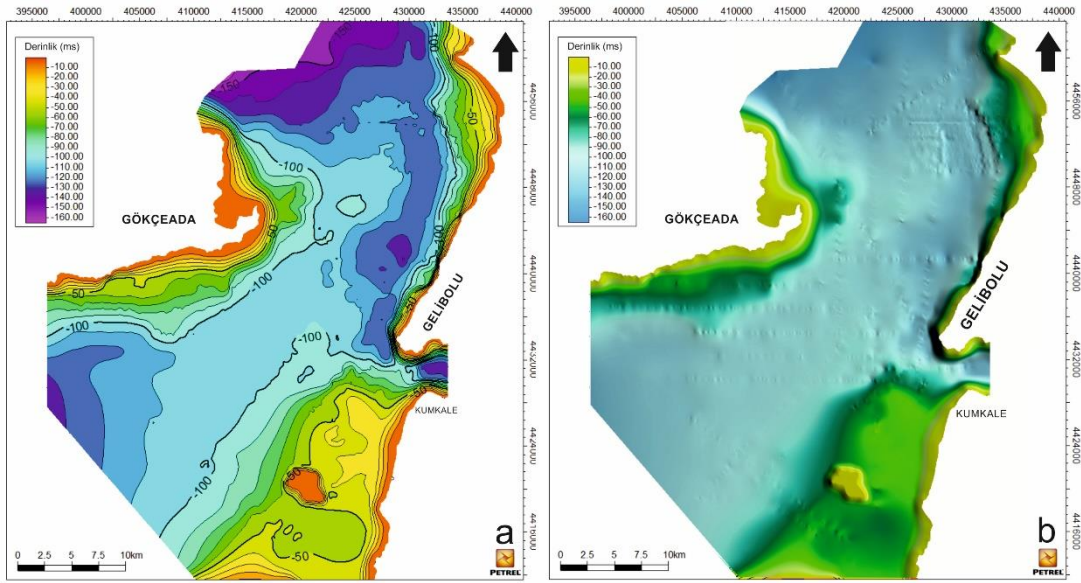


Şekil 3.21: A1 (1-21) sismik hattı (DA: x15).

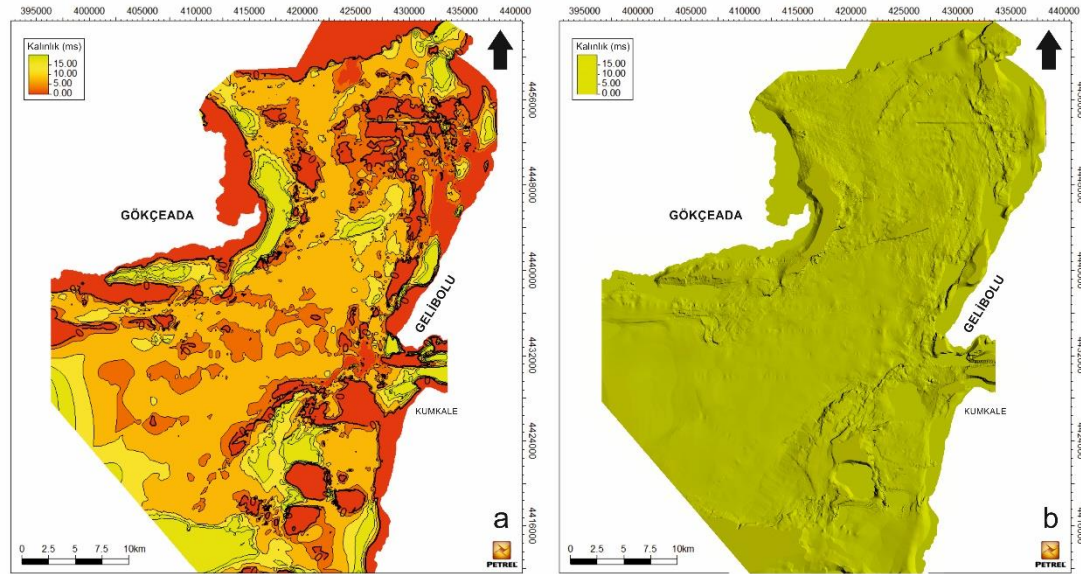
3.2.2. Kalınlık haritaları

3.2.2.1. Birim 1

Sismik hatlarda kıvrımlı temel üzerinde gözlenen sediman istif topluluğunun en üstünde bulunmaktadır. Birbirine paralel ve yansıma sürekliliği yüksek olan yansımalar gösteren birim düşük enerjili ortam ürünüdür. Kendinden yaşlı birimleri örten ince tortu niteliğindedir. Çalışma alanının tamamında gözlenmektedir. Birimin en üst yansıma yüzeyi güncel deniz tabanıdır. Son deniz seviyesi yükseliminde depolanan birim Holosen posttransgresyon birimi olarak tanımlanmaktadır. Taban derinliği 160 ms'ye (128 m) kadar ulaşan (Şekil 3.22) birimin kalınlığı çalışma alanında genel olarak 0-20 ms arasında değişmektedir (Şekil 3.23).



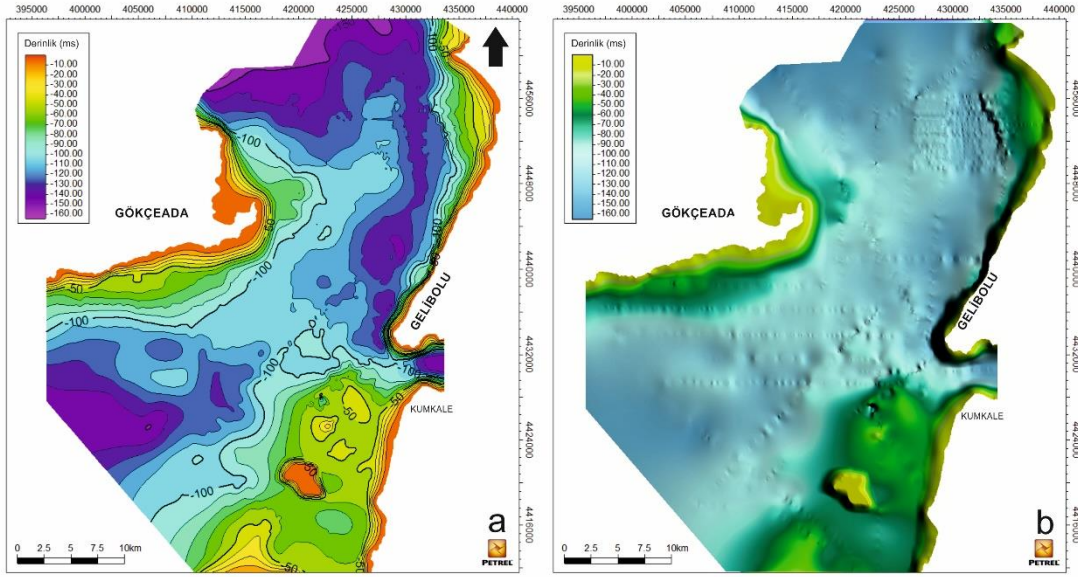
Şekil 3.22: Birim 1'in taban yüzeyi a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.



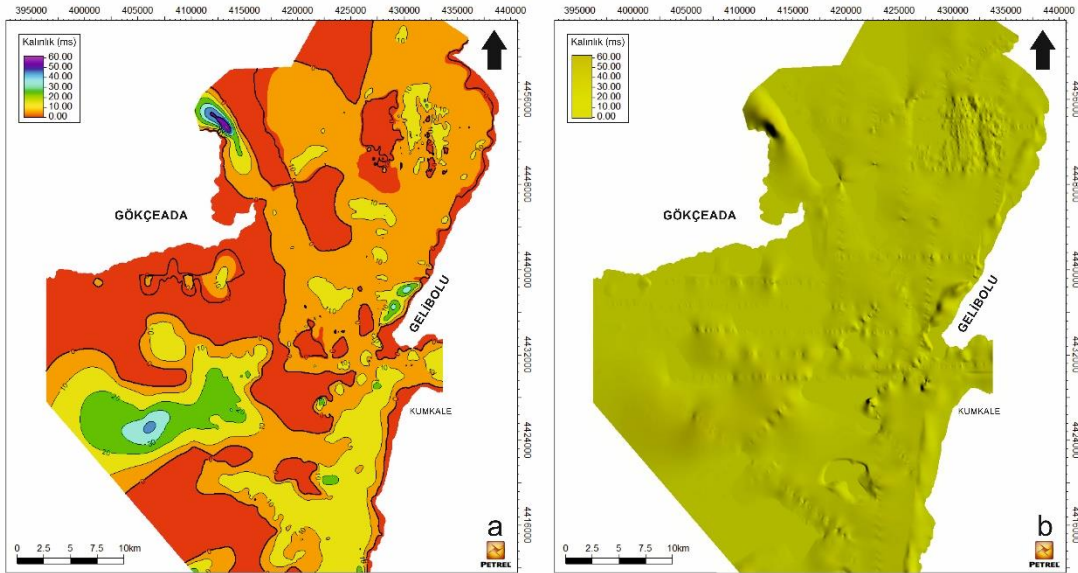
Şekil 3.23: Birim 1'in kalınlık haritası a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.

3.2.2.2. Birim 2

Birim 2, Birim 1'in altında Birim 3'ün üzerinde yer almaktadır. Çalışma alanında genel olarak havza içlerinde ve kanal yapılarında dolgu olarak gözlenen karmaşık yansımalar göstermektedir. Gökçeada ile Bozcaada arasında kalan bölgedeki kesitlerde içsel yansıma karakteri genellikle yarı paralel ve kaotiktir. Gökçeada'nın doğusunda K-G uzanımlı sismik kesitlerinde paralel ve yarı paralel yansımalar göstermektedir. Gelibolu Yarımadasının batısında alınan B-D uzanımlı sismik kesitlerinde ise, yatay yansılardan oluşan birimin engebeli bir topografya üzerine hızlıca çökelmiş olduğu gözlenmektedir.

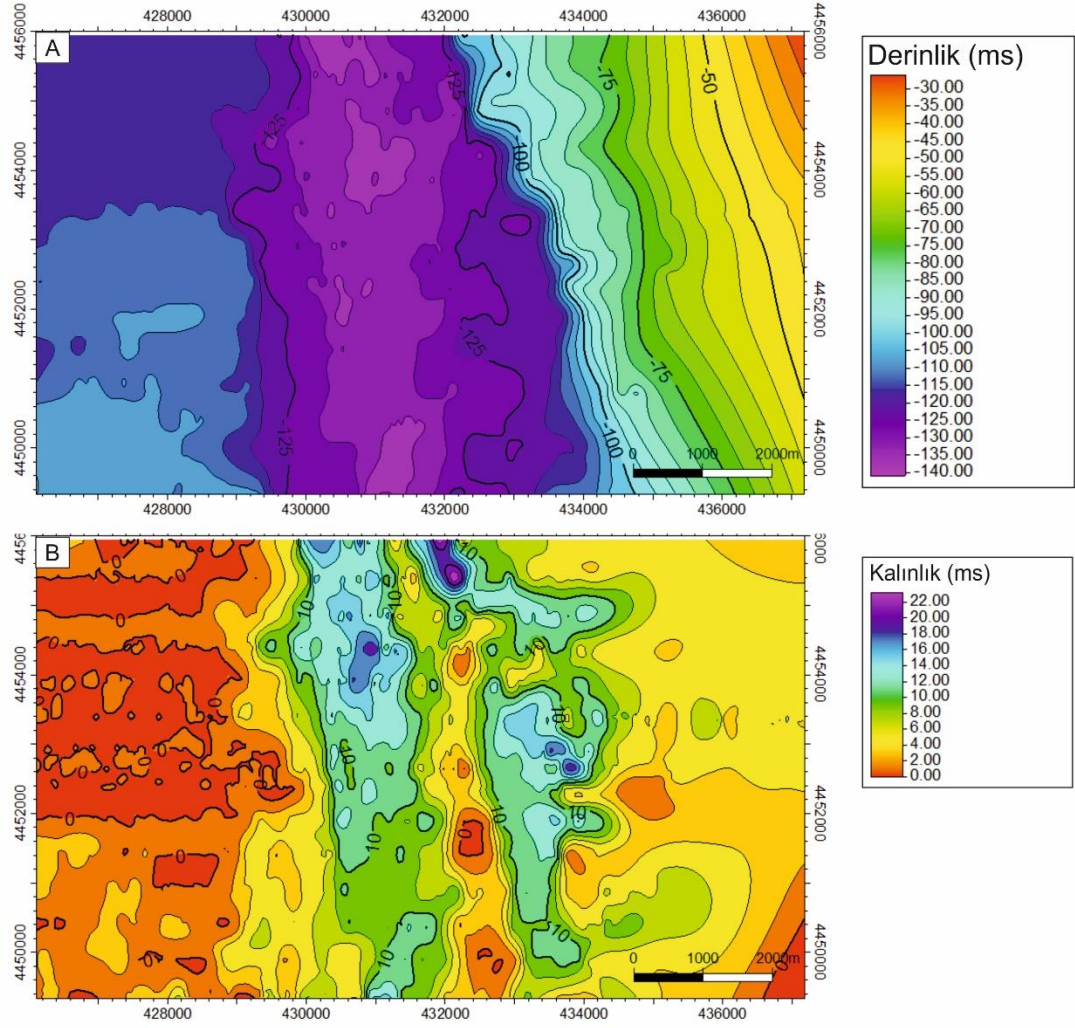


Şekil 3.24: Birim 2'nin taban yüzeyi a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.



Şekil 3.25: Birim 2'nin kalınlık haritası a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.

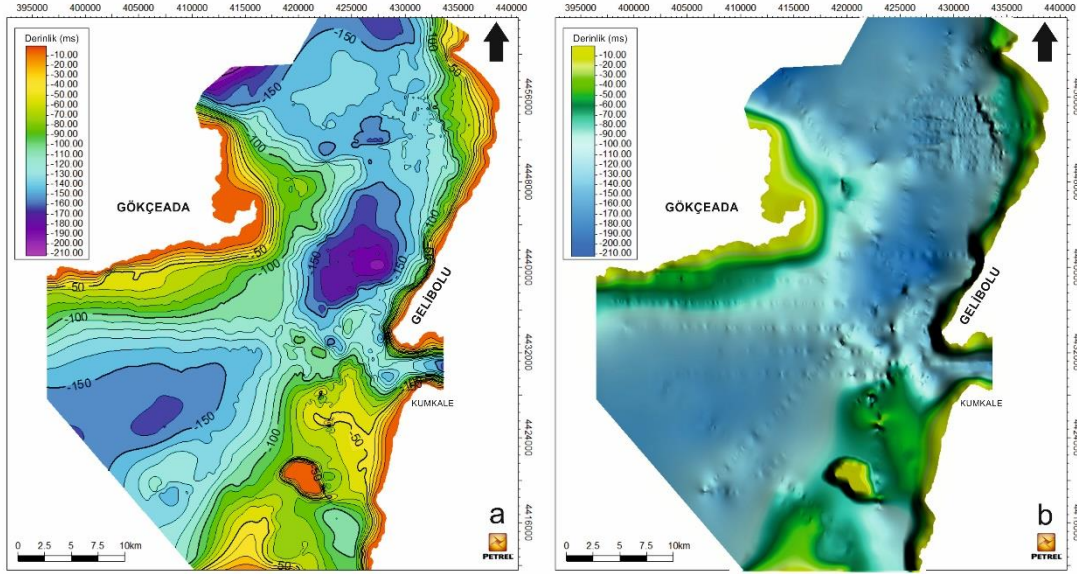
Taban derinliği -165 ms (132 m) olan (Şekil 3.24) birimin kalınlığı çalışma alanında 0-62 ms (49.6 m) arasındadır (Şekil 3.25). Gökçeada ile Bozcaada arasında ve Gelibolu Yarımada'sının batısında bulunan vadi içerisinde iyi korunmuştur. Birim 2'nin Gökçeada ile Gelibolu Yarımadası arasında bulunan yüksek çözünürlüklü sismik hatlarda gözlenen kalınlığı 0-22ms arasında değişmektedir (Şekil 3.26).



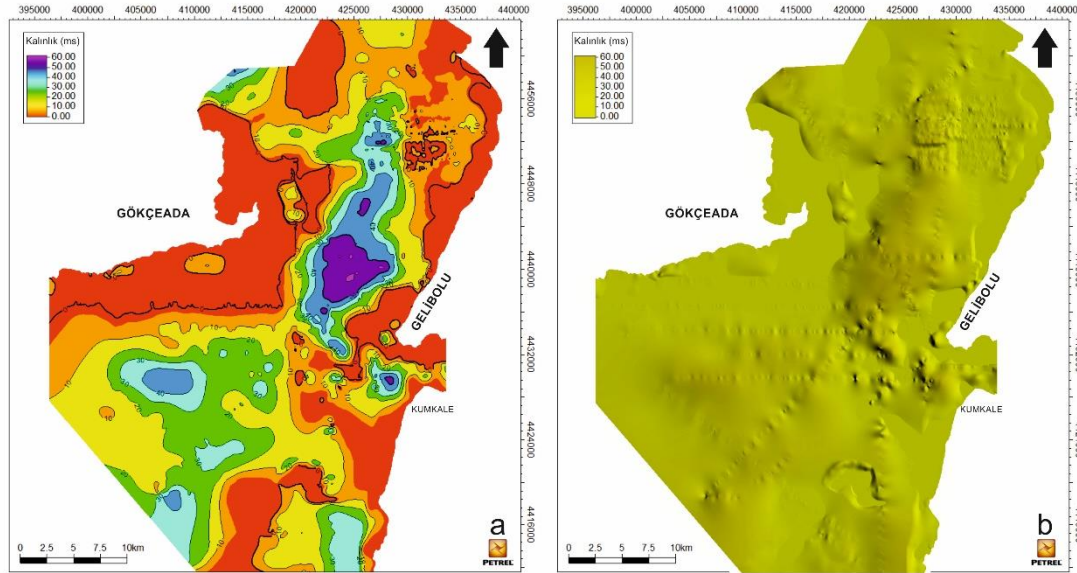
Şekil 3.26: Birim 2'nin Anafartalar Kanyonunda bulunan vadi içerisindeki a) taban derinlik haritası b) birim kalınlık haritası.

3.2.2.3. Birim 3

Birim 2'nin altında, Birim 4'ün üstünde yer alır. Çalışma alanında derin kesimlerde genellikle paralel ve yarı paralel yansıma karakteri gösteren birim kıyı alanlarda sigmoidal ve karmaşık yansımalar gösterir. Birim 3'ün alt birimlerinde gözlenen bu yansıma farklılıkları yorumlandığında birimin alt seviyelerinde denizel, üst seviyelerinde deltaik çökellerden oluştuğu anlaşılmaktadır. Birimin taban derinliği -211 ms (169 m)'dir (Şekil 3.27). Gökçeada ile Bozcaada arasında kalan bölgede (Aksu Baseni) ve Seddülbahir eşığının kuzey doğusunda gözlenen havza içerisinde en yüksek kalınlıklarına ulaşmaktadır (Şekil 3.28). Birim deniz seviyesinin -130 metreye düşmesiyle Gelibolu Yarımadası'nın batısında Anafartalar Kanyonu'nda bulunan vadi içerisinde aşınmıştır.



Şekil 3.27: Birim 3'ün taban yüzeyi a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.

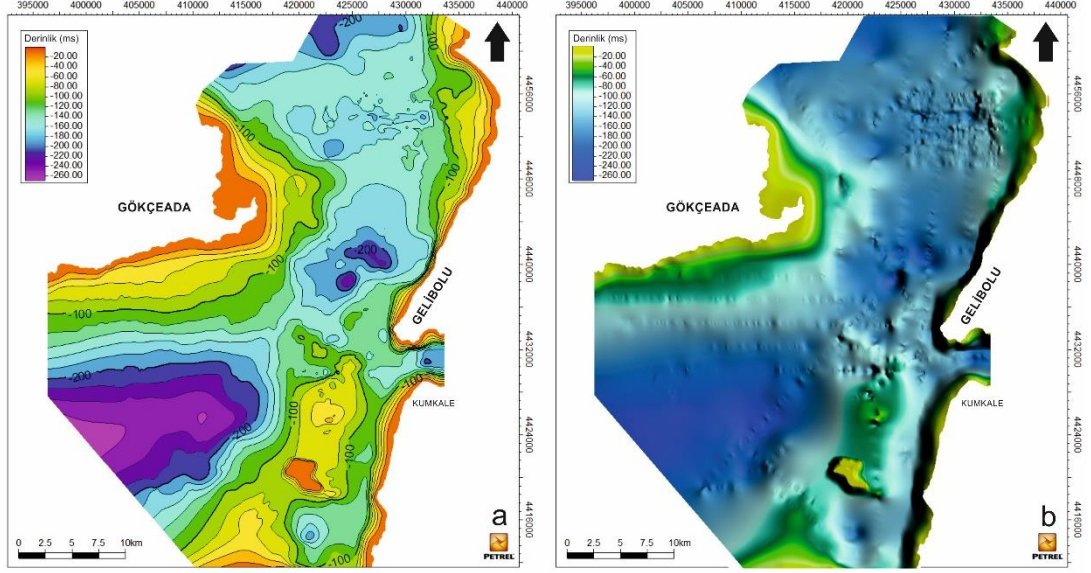


Şekil 3.28: Birim 3'ün kalınlık haritası a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.

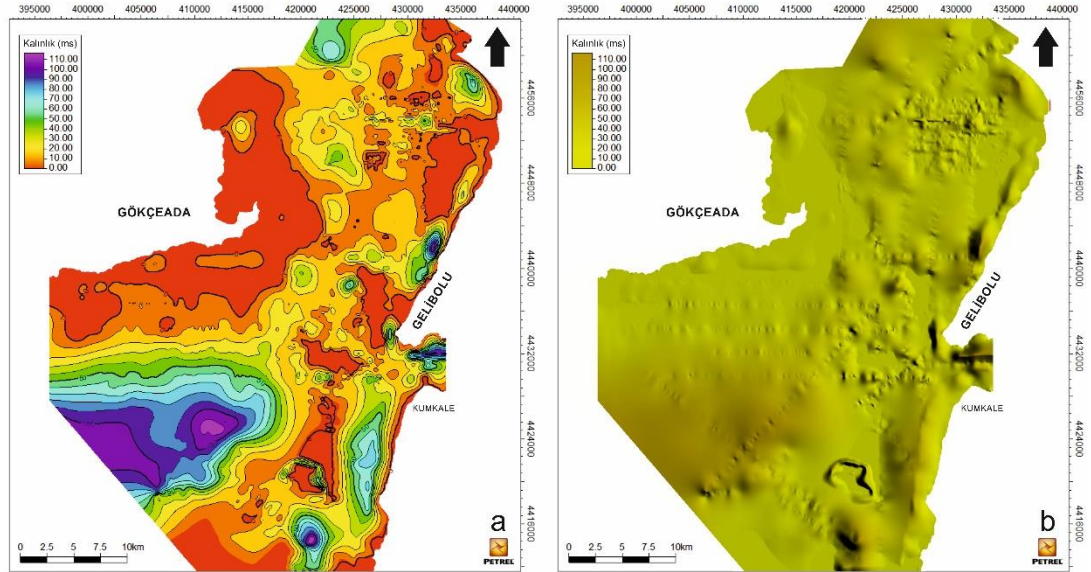
3.2.2.4. Birim 4

Akustik temel üzerindeki sediman istif topluluğunun en altında bulunan birim temel üzerine açılal uyumsuz olarak çökelmiştir ve Birim 4 olarak adlandırılmıştır. Bu birim genellikle birbirine paralel ve yarı paralel yansımalar göstermektedir. Bazı alanlarda hafif kıvrımlı olarak gözlenen bu birim Gökçeada ve Bozcada arasındaki Aksu Baseni içerisinde iyi korunmuştur. Çalışma alanı içerisinde birimin taban yüzeyinin en derin noktası basen içerisinde -268 ms (-214.4 m)'dir (Şekil 3.29). Birimin kalınlığı çalışma alanında 0-116 ms arasındadır (Şekil 3.30). Birim en yüksek kalınlığına (87 m) Aksu Baseni içerisinde ulaşmaktadır. Seddülbahir eşiğine doğru ve eşiğin diğer tarafında

birim incelenmektedir. Sismik kesitlerde Gökçeada'nın GD'su ile Gelibolu Yarımadası'nın GB'sı arasında kalan kesimde gözlenen havza içerisinde de kalınlığı artmaktadır.



Şekil 3.29: Birim 4'ün taban yüzeyi a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.



Şekil 3.30: Birim 4'ün kalınlık haritası a) kontur haritası b) kabartmalı görünüm.

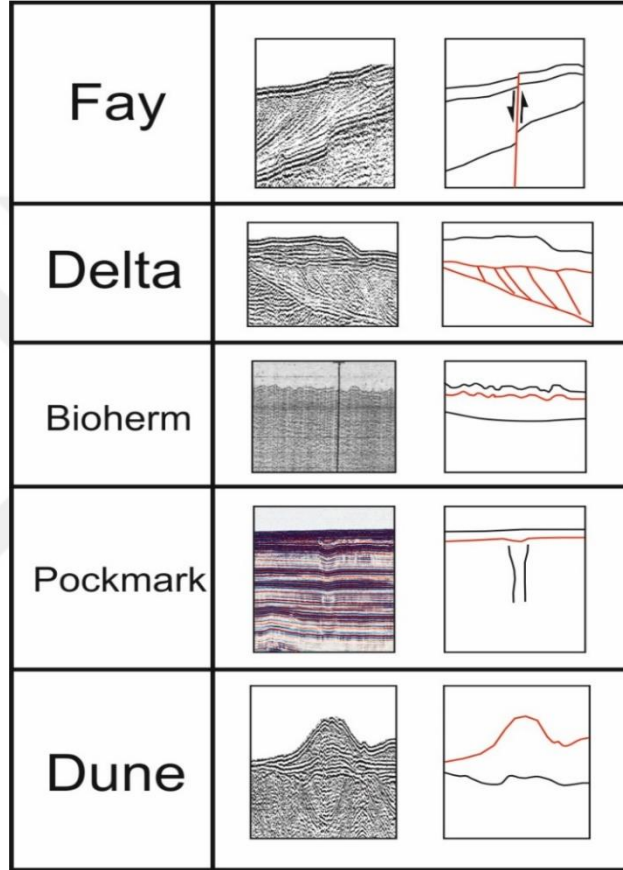
3.2.2.5. Akustik Temel

Çalışma alanında tüm sismik hatlarda en altta kıvrımlı yapıda gözlenen yüksek genlikli yansıma yüzeyi akustik temel olarak yorumlanmıştır. Çalışma alanının çevresinde karada ve Saroz Körfezi'nde yapılan daha önceki araştırmalar sonucunda, akustik temel yüzeyi Erken Pleistosen dönemindeki erozyonal yüzey olarak yorumlanarak,

karadaki terasların tabanın gözlemlenen Geç Pliyosen-Erken Pleistosen gözlemlenen uyumsuzlukla ilişkilendirilmektedir (Yaltırak ve diğ, 2000; Çağatay ve diğ, 1998; Yaltırak ve diğ, 1998b).

3.3. Sismik Yapılar

Çalışma alanında, sismik hatlarda fay, delta, bioherm, pockmark ve dune olmak üzere 5 sismik yapı gözlenmektedir (Şekil 3.31).



Şekil 3.31: Çalışma alanında gözlenen sismik yapılar.

3.3.1. Faylar

Faylar sedimanlarda ötelenmeye neden olan deformatif yapılardır. Kesitlerde tanımlanan birçok fayın deniz tabanına ulaşmadığı görülmektedir. Deniz tabanına ulaşmayan faylar pasif, ulaşan faylar ise aktif fay olarak tanımlanmıştır. Tespit edilen fayların birçoğunun yüzeye çıkmaması ve batimetride herhangi bir çizgiselliğe denk gelmemesinden ötürü eldeki veri fayları yorumlamak için yetersizdir. Çalışma alanında genel olarak eğim atımlı normal faylar gözlenmiştir. Bu faylarda gözlenen en yüksek atım 10 ms'dir. Fayların birçoğu temel birim içinde bulunmaktadır. Ancak birim 4 ve Birim 3'ü etkileyen faylar da mevcuttur. C01 sismik hattının kuzeybatısında

Saroz Çukuru'na yakınlarında deniz tabanına kadar ulaşan eğim atımlı normal fay gözlenmektedir. C04, C07 ve C10 sismik hatlarında, Aksu Baseni içerisinde bulunan, deniz tabanına ulaşmayan eğim atımlı normal faylar gözlenmiştir.

3.3.2. Deltalar

Nehirlerin göl, deniz, okyanus gibi daha büyük su kütleleri ile buluştuğu alanlarda oluşan tortul birikim sistemleridir. Deltalar oluşum dönemlerindeki iklim, tektonizma dalga ve akıntı enerjisi ile deniz taban morfolojisine göre şekil alırlar ve oluştukları dönemdeki kıyı koşulları hakkında bilgi verirler. Deltalar aynı zamanda petrol, kömür ve doğal gaz kaynaklarının da birikim ortamıdır. İdeal bir delta istifinde tabanda düşük enerjili ortam ürünü olan ince taneli tortullar, tavanda ise yüksek enerjili ortam ürünü olan kaba taneli tortullar çöker. Çalışma alanında özellikle Seddülbahir eşliğinin doğu tarafında gözlenen havzada Birim 3 içerisinde delta yapıları iyi gözlenmektedir. Ayrıca C12, B4 ve B5 sismik hatlarında Gelibolu Yarımadası'nın güneybatı ucunda Birim 3 ve Birim 2 içerisinde delta yapıları gözlenebilmektedir.

3.3.3. Biohermler

Biohermler, mercanlar, yumuşaklar gibi çeşitli deniz organizmaları tarafından inşa edilen höyük benzeri organik resiflerdir. Bu yapılar paleoortamlar hakkında bilgi sağlamaktadırlar. Çalışma alanında Gökçeada'nın doğusunda bulunan B10 sismik hattında (Ek A.5) Kefalos Burnu'nun doğusunda, Gökçeada kıyı düzlüğüne denk gelen 340-342 atış noktaları arasında bu yapılar gözlenebilmektedir.

3.3.4. Pockmarklar

Pockmarklar, yüksek basınç ve tektonik aktiviteler sonucunda deniz tabanından aniden çıkan sıvı ve gazların neden olduğu, deniz tabanında gözlenen çöküntülerdir. Bunlar serbest gaz varlığına işaret ettiğinden dolayı petrol ve hidrokarbon araştırmalarında önem taşımaktadırlar. Çalışma alanında C07 (Şekil 3.8) sismik hattı üzerinde Aksu Baseni içerisinde kalan alanda pockmark yapıları gözlenmiştir.

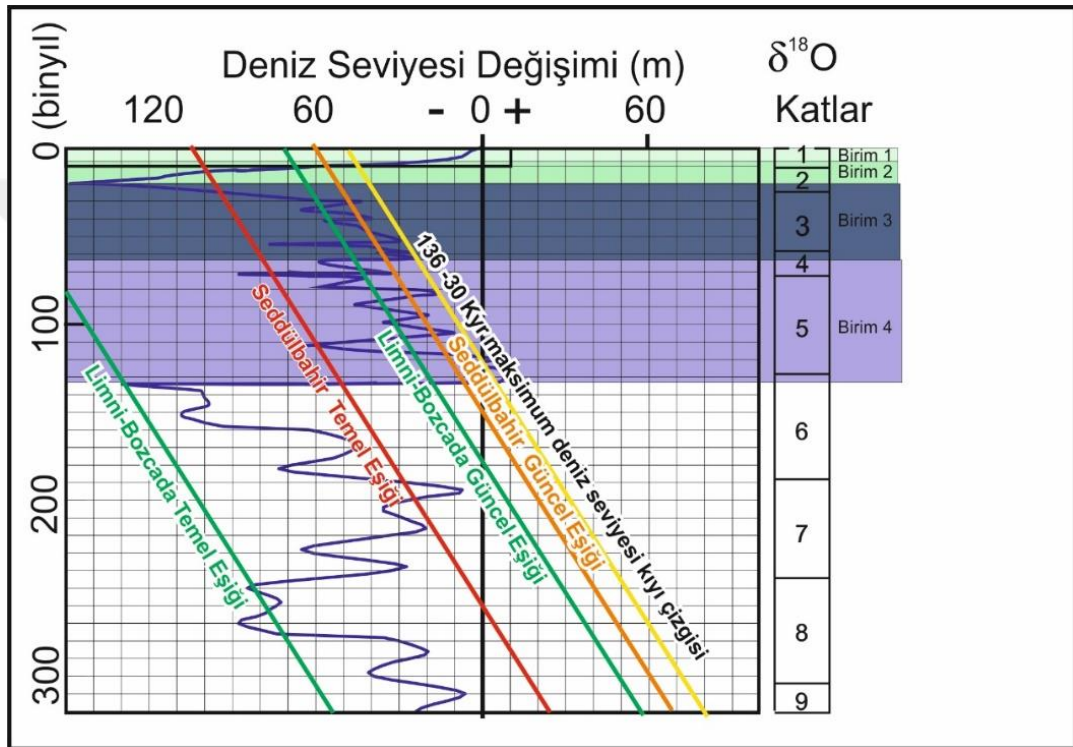
3.3.5. Kumullar

Rüzgar ve dalgaların etkisiyle genellikle kum ve çakıl yataklarında oluşan yapılardır. Çalışma alanında, C01 (Şekil 3.2) sismik hattı üzerinde Gelibolu Yarımada'sının güneybatı ucunda ve Gökçeada'nın güneyindeki C02 (Şekil 3.3) ile C08 (Şekil 3.9) sismik hatları üzerinde kum tepeleri gözlenmektedir.



4. TARTIŞMA VE SONUÇ

Çalışma alanındaki erken Pleyistosen sonrası oluşan aşınma rejimi bölgedeki topoğrafyayı şekillendirmiştir (Alpar ve Doğan, 1999). Bölgede temel jeolojik birimlerin üzerinde Geç Pleyistosen serileri uyumsuz olarak bulunurlar. Bu çerçevede bakıldığında bölgede aşınma rejiminin yanında oluşan depolanma rejimleri deniz seviyesi değişimlerinin etkisindedir. Deniz seviyesi bilindiği gibi son 240 bin yıldır dinamik olarak -140 ile +6 metre arası değişmiştir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1: Son 320 bin yılda deniz seviyesi değişimi (Chappell ve Shackleton, 1986) ve tektonik çökme hızına göre eşiklerin zamansal konumu.

4.1. Tektonik

Bölgede deniz seviyesi kadar birimlerin evrimini tanımlamakta önemli bir diğer unsur tektonik çökme hızıdır. Bölgede bulunan en yaşlı sismik stratigrafik birim olan 4 nolu birimin taban seviyesi Anafartalar Kanyonunda bulunan kesitlerde 200 ms kadar derinde yer alır (Ek A.1, A.4; Şekil 3.17, 3.19). Bu durumda deniz seviyesinin majör iki düşmesinden ilkinin temsil eden bu derinlikler yaklaşık çökel kalınlığı dikkate alındığında -160 m kadar derinlikleri temsil eder. Bu ise Chappell ve Shackleton (1986) göre olan -130 metrelik derinliğin yaklaşık 136 bin yılda 30 m ortalama bir çökmenin Gökçeada ile Gelibolu yarımadası arasında olduğunu gösterir. Bu da ~0.2

mm/yıllık düşük bir çökme hızını işaret eder. Fakat Aksu baseni söz konusu olduğunda havzanın güneyine doğru temelin derinliğinin ~-170 m (220 ms) metrelere ulaştığı görülür (Şekil 3.29). Bu durumda Aksu Basenin temeli deniz seviyesinde olan 136 bin yıl önceki düşüşten bu yana yaklaşık ~0.33 mm/yıl olduğu görülür. Gökçeada Bozcaada arasında güneyde kalan kesimde kuzeye nazaran neredeyse 1.5 kat daha hızlı bir tektonik çökme bulunur. Bu konuda çalışma yapan Yaltırak ve diğ. (2012) çalışma alanının güney kısmında kalan Biga Şelfi üzerinde DS4 adını verdikleri birimin tabanın çökme hızının 21 ± 15 cm Kyr olarak hesaplamışlardır. Bu da göstermektedir ki Ege Denizi içine doğru karadan uzaklaştıkça tektonik çökme hızı artmaktadır. Bu durumda Çanakkale Boğazı ve Anafartalar kanyonu ile Aksu baseni arasında yer alan Seddülbahir eşiği temeli -105 metrede yer aldığından, bu iki sistem arasında deniz seviyesi düşmelerinde çökel taşınımını sağlayacak herhangi bir bağlantı oluşmamıştır. Bu durumda Şekil 4.1 de görüleceği gibi, 136-30 kyr arasında oluşan maksimum deniz seviyesi kıyıların, tektonik çökmeden dolayı, kıyı düzlerinde aşındığı söylenebilir. Sebdülbahir Eşiği ve Limni Bozcada eşiklerinin güncel temel pozisyonları tektonik çökme hızı ile birleştirildiğinde, Aksu Basenin sürekli paralel yansımalarının son 136-62 bin yılda arasında çökelmiş denizel veya gölsel birimler olduğu görülür.

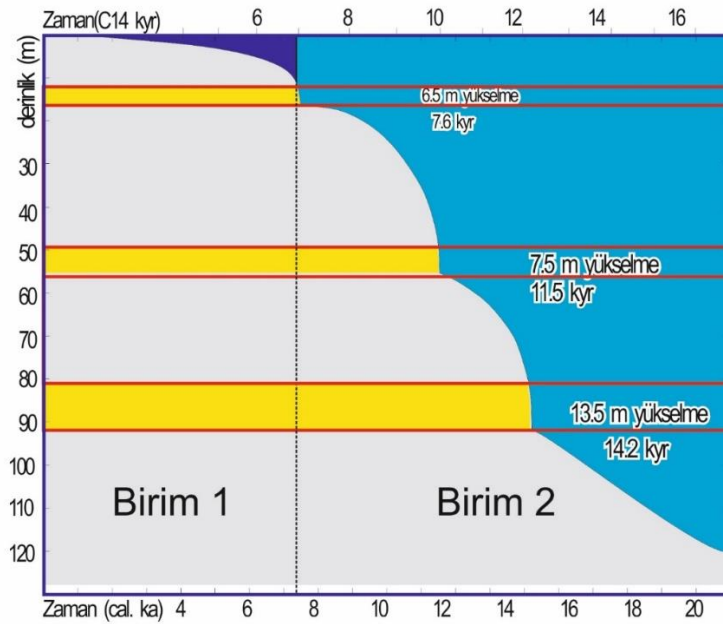
4.2. Sedimentolojik Evrim

Bu çalışmada en derin çalışma alanında sismik kesitlerde tam seri özelliğinde regresif ve transgresif karakterli iç birimlerden oluşan 4 ana sismik stratigrafik birimle tanımlanmıştır. Bu birimler deniz seviyesi, düşmesi esnasında derin kazma ve depolanma, arada oluşan minör yükselmelerde havza kenarında aşmalı plaj ve delta çökelleri ile tanımlanmaktadır. Birim 4 deniz seviyesi değişimlerine göre +6 m ile -90 metre arasında olan depolanma birimlerini içerir (Şekil 4.1). Bu birim 136-62 bin yıl arası dönemde çökelmiştir. Tektonik çökme hızına bağlı olarak +6 metre kıyı çizgisi bugünkünden -50 metre aşağıda yer alır. Bu birim temelin üzerinde yaygın olarak uyumsuzdur. Bu birimin depolanma döneminde 6 adet maksimum, 6 adet minimum salınım yer alır (Şekil 4.1). Çalışma alanında bu birim iki ayrı alanda değerlendirilmiştir. Birincisi Çanakkale Boğazında Saroz körfezine boşalan, Anafartalar kanyonu adını verdiğimiz akarsu sisteminin oluşturduğu vadi içine denizin girip çıkması ile oluşan fasiyesler, diğeri ise Aksu Baseni adını verdiğimiz göl ve lagün koşullarına geçişli bir paleo-körfezin içinde çökelen genellikle orta kesimde yatay kıyı

kesimlerinde plaj çökelleriyle temsil olan fasiyeslerdir. Bu iki sistem eş zamanlı olarak SSB 4 ün çökelim alanını da oluşturur.

Birim 3, 62-24 bin yıl arasında çökelmiştir. Deniz seviyesinin genel düşüşü ile ve tektonik çökme hızının arasında paralellik olan bu birimde kenar fasiyeslerinin sürekli yer değiştirdiği orta kesimlerde ise yatay yansımalarla sonlandığı ve Birim 4 ile geçişli olduğu görülür. Bu birim de Aksu Baseni ile Anafartalar Kanyonu arasında deniz seviyesine bağlı olarak farklılıklar gösterir. Bu birimin çökeliminde 4 minimum 4 maksimum deniz seviyesi değişimi olmuştur ve bunlar kenar fasiyeslerinde sigmoidal kamalarla temsil olurlar.

Birim 2, son buzul maksimum dönemine aittir ve 24-7.6 bin yıl arasını temsil eder (Şekil 4.2). Transgresif karakterli bu birim deniz seviyesini -120 m den başlayarak oluşturduğu aşınma alanında tabandan başlayarak kenarlara doğru yayılan bir kanal dolgusu ile başlar deniz seviyesi yükseldikçe kenarlara doğru ilerler ve yatay yansımalar derinleşmiş kesimlerde görülmeye başlar.



Şekil 4.2: Son 22 bin yıla ait deniz seviyesi değişimi eğrisi (Blanchon ve Shaw, 1995'ten yeniden çizilmiştir).

Birim 2 bu hali üç alt birim ile tanımlanır. Bunlardan ilki (Birim 2c) 24-14.3 bin yıl arasını, ikincisi 14.3-11.5 bin arasını sadece sınırlı alanda Anafartalar kanyonu içinde bir debris olarak görülen Birim 2a ise 11.5-11 bin yıl arasını temsil eder. Birim 2 a ani bir derin kazma ve hızlı depolanma istifidir. Bu sismik stratigrafik birimin yüksek çözünürlüklü kesitlerle yapılan taban ve kalınlık haritası (Şekil 3.26) bu hızlı kazılmış

morfolojiyi ve dolguyu göstermektedir. Hatta bu deniz içi yelpaze (Kemikli Denizaltı Yelpazesi) günümüz batimetrisinde dahi ayırt edilebilmektedir (Şekil 2.1, 3.1, 4.2).

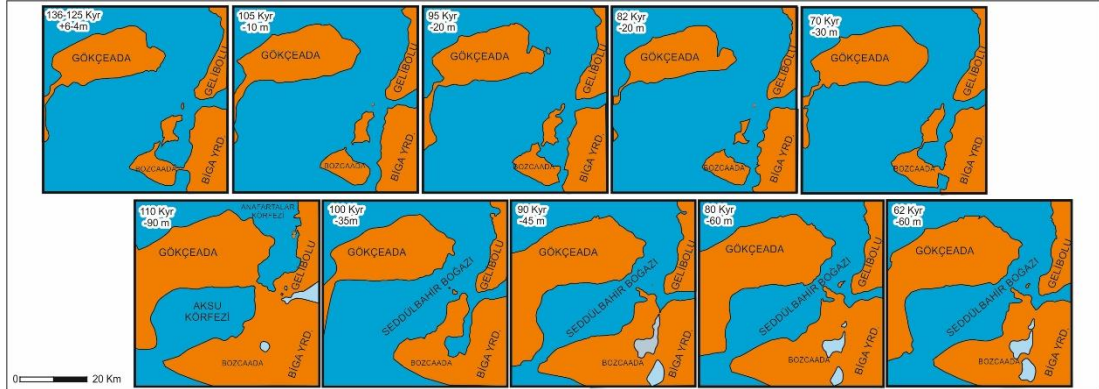
Birim 1 ise 7.6 bin yıldan günümüze kadar çökelen bir birimdir. Genellikle homojen bir kalınlık sunar ve havza kenarlarına doğru güncel kıyı dinamiğine bağlı kalınlaşma gösterir.

4.3. Paleocoğrafya

Bu çalışmada tespit edilen dört Geç Pleyistosen birimi Gelibolu Yarımadası güneyi batısından Ege denizine doğru tektonik rejimin bir gerilme rejimine dönüştüğünü gösterir. Yaltırak ve diğ. (2000) ve Yaltırak ve diğ. (2002) tarafından Çanakkale Boğazı içinde yapılan denizel teras çalışmasında tektonik yükselmeden söz edilmektedir. Bu çalışmalarında tespit ettikleri terasların tamamı Eceabat'tan başlayarak boğazın kuzeyinde yer almaktadır. Eceabat'tan başlayarak Gelibolu yarımadasını pennepleninin güneybatıya doğru eğimlenir ve Eceabat'tan Sebdülbahir'e doğru Alçıtepe Formasyonu'nun tavan seviyesi deniz seviyesi üzerinde 200 metreden 50 metreye kadar düşer. Bozcaada'da, Alçıtepe Formasyonu'nun tavan seviyesini temsil eden morfolojik düzlük 45 metrede, Gökçeada'da Kefalos Burnu'nda ise 35 metrede yer alır. Bu durum açıkça göstermektedir ki Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolundan uzaklaştıkça Ege gerilme rejimi etkisi artmaktadır. Bu durumda Geç Pleyistosen Paleocoğrafyasında birimlerin taban seviyesi ve kalınlık haritalarına göre Aksu Basenin Limni adası, Gökçeada ile Biga yarımadası arasında bir körfez olduğu ve bu körfezin deniz seviyesi düşüşüne bağlı olarak lagün ve göl ortamlarına dönüştüğü söylenebilir.

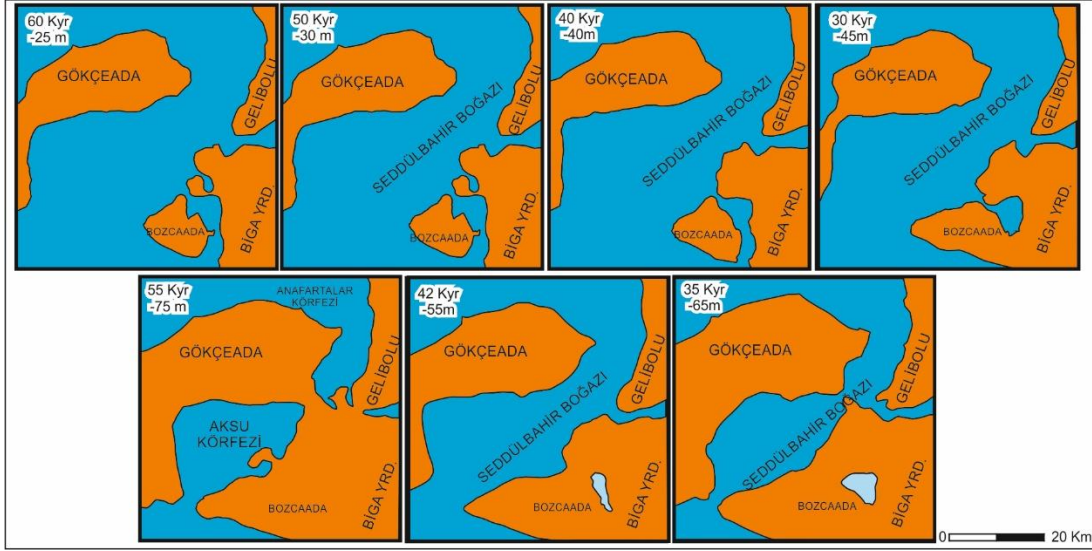
Birim 4 bu evrimi kısmen içermektedir. Bu durumda 136-62 bin yıl arasında Sebdülbahir Eşiği ile ayrılan iki körfez, zaman zaman bir dar su geçidine dönüşen bir coğrafya bulunmaktadır ve Limni Adası ile Gökçeada birbirine kara bağlantısı ile bağlıdır. Aksu Baseni körfezi deniz seviyesine bağlı olarak en düşük seviyede lagün ortamındadır (Şekil 4.3). Aksu Baseni, deniz seviyesinin maksimum olduğu zamanlarda ise denizel bir coğrafyaya kavuşur. Anafartalar kanyonu ise bu dönemde Saroz çukurundan herhangi bir eşikle ayrılmadığı için deniz seviyesinin düştüğü zamanlarda haliçe, yükseldiği zamanlarda ise geniş bir boğaza dönüşür (Şekil 4.3). Tektonik çökme ile yükselen deniz seviyelerinde kıyı karaya doğru ilerlerken,

düşmelerde ise Bozcaada ile Biga Yarımadası arasında kalan alanda geçici göller ve körfezler meydana gelmektedir (Şekil 4.2).



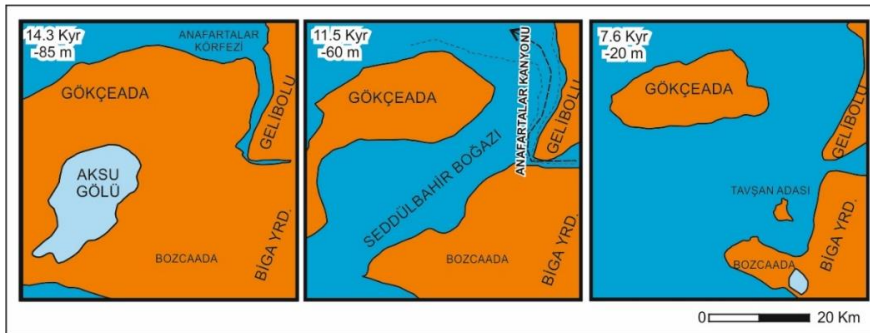
Şekil 4.3: Birim 4'ün 136-62 bin yıl arasında kalan dönemde tektonik çökme ve birim kalınlıkları dikkate alınmış maksimum (üstteki haritalar) ve minimum (alttaki haritalar) deniz seviyelerine göre kıyı çizgisi paleocoğrafik evrimi.

Birim 3 tektonik çökmeye bağlı olarak 62-24 bin yıl arasında deniz seviyesinin yükselmesi ve çökme ile daha çok denizel ortama dönüşmüş olmalıdır. Deniz seviyesi düşüşleri tektonik çökmenin genel hızına benzer bir eğime sahip olsa da keskin düşüşlerde kenarlarda kendi içinde uyumsuzluklar oluşturan paketler meydana gelmiştir. Kıyı çizgisinin buna bağlı olarak dinamik değişimi öngörülse de Şekil 2.1 de görülen sarı ve yeşil alanlar, -60 metre konturu üzerinde kalan alanlar aşınma ve karasal depolanma alanlarıdır (Şekil 4.4). Bu iki alanda da deniz seviyesi Birim 3 ve 4 için belirleyicidir. Şekil 2.1 ve 3.1 de bu alanların kısa süreli deniz etkisi olan kıyı düzlüklerini oluştururlar. Birim 3 depolanmanın buzul dönemi ile buzul arası dönemdeki deniz seviyesi değişimi dinamiğinden oldukça etkilenmiştir. Şekil 4.4.de görüldüğü gibi bölge zaman zaman iki körfeze bölünür veya dar boğaz iken coğrafya da dinamik olarak değişmektedir.



Şekil 4.4: Birim 3'ün 60-35 bin yıl arasında kalan dönemde tektonik çökme ve birim kalınlıkları dikkate alınmış maksimum (üstteki haritalar) ve minimum (alttaki haritalar) deniz seviyelerine göre kıyı çizgisi paleocoğrafik evrimi.

Birim 2, 24 bin yıl öncesi gerçekleşen maksimum deniz seviyesi düşümü ve sonrasında başlayan transgresif dönemi temsil eder (Blanchon ve Shaw, 1995; Şekil 4.2). Deniz seviyesini yükselmesine bağlı olarak -90 metreyi aştığında (14 bin yıl) Aksu Gölüne deniz girdisi başlar ve ardından da -60 metreyi aştığında (12 bin yıl) Anafartalar Körfezi - Aksu Körfezi birleşirler (Şekil 4.5). 11-11.5 bin yıl arasında olan bir dönemde hızlı deniz yükselmesi ve Marmara Denizi'nden gelen yüksek hızlı taşkın (Aksu ve diğ, 2016) sonucu Çanakkale Boğazı'ndan Saroz Körfezine doğru olan güçlü bir akım, Gelibolu Yarımadası ucunda Arıburnu'na kadar olan bir kesimde derin kazarak getirdiği çökelleri Saroz körfezine doğru bırakarak Kemikli denizaltı yelpazesini oluşturmuştur (Şekil 3.1). Deniz seviyesi değişimine bağlı olarak 10 bin yıl önce Gökçeada-Limni adası, 7600 yıl önce Tavşan adası Biga yarımadasında koparlar (Şekil 4.5).



Şekil 4.5: Birim 2'nin 14.3, 11.5 ve 7.6 bin yıllarında ani deniz yükselmeleri öncesi kıyı çizgisini gösterir paleocoğrafik evrimi.

Birim 1 in çökelmeye başladığı 7500 yıldan itibaren deniz seviyesinde yükselmeye bağlı olarak en son Bozcaada anakaradan ayrılır ve sahiller bugünkü görünümünü alır.

4.4. Sonuçlar

- Bu çalışmada Gökçeada Gelibolu yarımadası Limni adası Bozcaada ve Biga yarımadası arasında kalan deniz alanında çok ışınli batimetri haritası ile kara topoğrafyası bir araya getirilmiştir.
- Farklı kaynaklardan alınan 590 km uzunluğunda sayısal ve analog sığ sismik kesitler segy formatına çevrilerek bir araya getirilmiş ve Petrel programında sismik stratigrafik birimler yorumlanmış, bunlara dayanarak kalınlık ve birim taban topoğrafya haritaları üretilmiştir
- Bunlara dayanarak deniz seviyesi değişimi ve birimlerin bulunma konumlarına göre tektonik çökme hızı hesaplanmıştır.
- Bölgesel çökme hızı ve sismik stratigrafik birimlere dayanarak paleocoğrafik olarak ortamları yorumlanmıştır.
- Gökçeada-Limni yükseltisi ile Biga yarımadası arasında 136- 12 bin yıl öncesine kadar hep bir boğaz olduğu zaman zaman körfez ve göl ortamına dönüştüğü anlaşılmış ve bu çalışmada Aksu (Körfezi) Baseni olarak adlandırılmıştır.
- Limni ve Gökçeada'nın birbirine bağlı olduğu bir eşikle bunun Biga yarımadasına doğru devam ettiği, Anadolu karasından kopuşlarının çok yeni olduğu anlaşılmıştır.
- Bölgede Çanakkale boğazı ekseninden deniz seviyesi düşmesine bağlı olarak oluşan derin kanyonun daima Saroz körfezine uzandığı doğal olarak Çanakkale boğazı ve uzantısı olan Anafartalar kanyonunun bir körfez olduğu eski boğazı (Seddülbahir Boğazı) oluşturduğu anlaşılmaktadır.



KAYNAKLAR

- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., & Yaşar, D. (1999). Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea Black Sea Drainage Corridor. *Mar. Geol.* 153, 275–302.
- Alpar, B., Danışman, M.A., Gökaşan, E., Doğan, E., Gainanov, V., & Zverev, A. (1997). The design of a single channel high-resolution digital seismic system and some geological results, *Turkish J. of Mar, Sci.* 3(2), 49-63.
- Alpar, B., Yaltırak, C., & Eryilmaz, M. (1998). Seismic exploration of the Plio-Quaternary sediments at the Aegean exit of the Strait of Canakkale. *Marine Geology, Marine Exploration of Turkey, Workshop IV*, 39–47.
- Alpar, B. & Doğan, E. (1999). The Miocene Sill at the Aegean Prolongation of the Strait of Canakkale. *Turkish J. Marine Sciences* 5(1), 3–17.
- Blanchon, P. & Shaw J., (1995) Reef drowning during the last deglaciation Evidence for catastrophic sea level rise and ice sheet collapse. *Geology*, 23, 4-8.
- Cağatay, N., Görür, N., Alpar, B., Saatçılar, R., Akkök, R., Sakıncı, M., Yüce, H., Yaltırak, C. & Kuşçu, I. (1998). Geological evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea. *Geo-Mar. Lett.* 18, 1–9. doi:10.1007/s003670050045.
- Chappell, J., Shackleton, N.J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324, 137–140.
- Gökaşan, E., Ergin M., Özyalvaç M., Sur, H. İ., Tur, H., Görüm, T., Ustaömer, T., Batuk, F.G., Alp, H., Birkan, H., Türker, A., Gezin, E. & Özturan, M. (2008). Factors controlling the morphological evolution of the Canakkale Strait (Dardanelles, Turkey). *Geo-Marine Letters*, 28(2), 107-129. doi:10.1007/s00367-007-0094-y.
- İşler, E.B., Aksu, A.E., Yaltırak, C., & Hiscott, R.N. (2008). Seismic stratigraphy and quaternary sedimentary history of the Northeast Aegean Sea. *Marine Geology* 254, 1–17.
- Jervey, M.T. (1988). Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expressions. In: Sea Level Changes: an Integrated Approach (Eds Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. and Van Wagoner J.C.). *Special Publication* 42, 47–69.
- Kiratzi, A.A., Wagner, G.S., & Langston, C.A. (1991). Source parameters of some large earthquakes in northern Aegean determined by body wave-form inversion. *Pure and Applied Geophysics* 135, 515–527.
- Kurt, H., Demirbağ, E., & Kuşçu, I. (2000). Active submarine tectonism and formation of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea, inferred from multi-channel seismic reflection data. *Mar Geol* 165, 13–26

- Mitchum, R.M., Vail, P.R. & Thomson, S.** (1977). Seismic stratigraphy and global changes in sea level part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed. Payton, C.E.). *American Association of Petroleum Geologists* 26, 117-134.
- Okay, A.I., Siyako, M., ve Bürkan, K.A.** (1990). Biga Yarımadasının Jeolojisi ve Tektonik Evrimi. *TPJD Bült.* 2 (1), 83-121.
- Payton, C.E. (Ed.)** (1977). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. *American Association of Petroleum Geologists*, 26, 117-134.
- Saatçılar, R., Ergintav, S., Demirbağ, E., & İnan, S.** (1999). Character of active faulting in the North Aegean Sea. *Marine Geology* 160, 339–353.
- Sakıncı, M. & Yaltırak, C.** (1997). Güney Trakya sahillerinin denizel Pleistosen çökelleri ve paleocoğrafyası. *Bull. Miner. Res. Explor.*, 43–62.
- Sakıncı, M., Yaltırak, C., & Oktay, F.Y.** (1999). Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethian– Paratethian relations at northwest Turkey (Thrace). *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology* 153, 17–40.
- Sakıncı, M. & Yaltırak, C.** (2005). Messinian crisis: what happened around the Northeastern Aegean? *Marine Geology* 221, 423–436
- Sfondrini, G.** (1961). Surface geological report on Ar/TPO/I/538-537: TPAO Search Group (Rapor No. 1429), 9.
- Siyako, M., Burkan, K.A., & Okay, A.** (1989) Tertiary geology and hydrocarbon potential of the Biga and Gelibolu peninsulas (in Turkish). *Bull Turkish Assoc. Petrol Geol.* 1(3), 183–200
- Taymaz, T., Jackson, J., & McKenzie, D.** (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International* 106, 433–490.
- Thomas, M. H.** (2017) SegymatCopyright© Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Denmark. GNU Library. <http://segymat.sourceforge.net/>
- Ülgen U.B.** (2018). *Gökçeada (Kuzey Ege) Tersiyer stratigrafisi ve Gelibolu Yarımadası Tersiyer istifleri ile denestirilmesi* (Yüksek Lisans Tezi). İstanbul Teknik üniversitesi, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. & Thompson, S.** (1977). Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 4; global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed. Payton, C.E.), *American Association of Petroleum Geologists*, 26.
- Yaltırak, C.** (1996). Tectonic history of the Ganos Fault System. *Bull. Turk. Assoc. Pet. Geol.* 8, 137 – 156.
- Yaltırak, C., Alpar, B., & Yüce, H.** (1998). Tectonic elements controlling evolution of the Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea Turkey). *Tectonophysics* 300, 227–248.

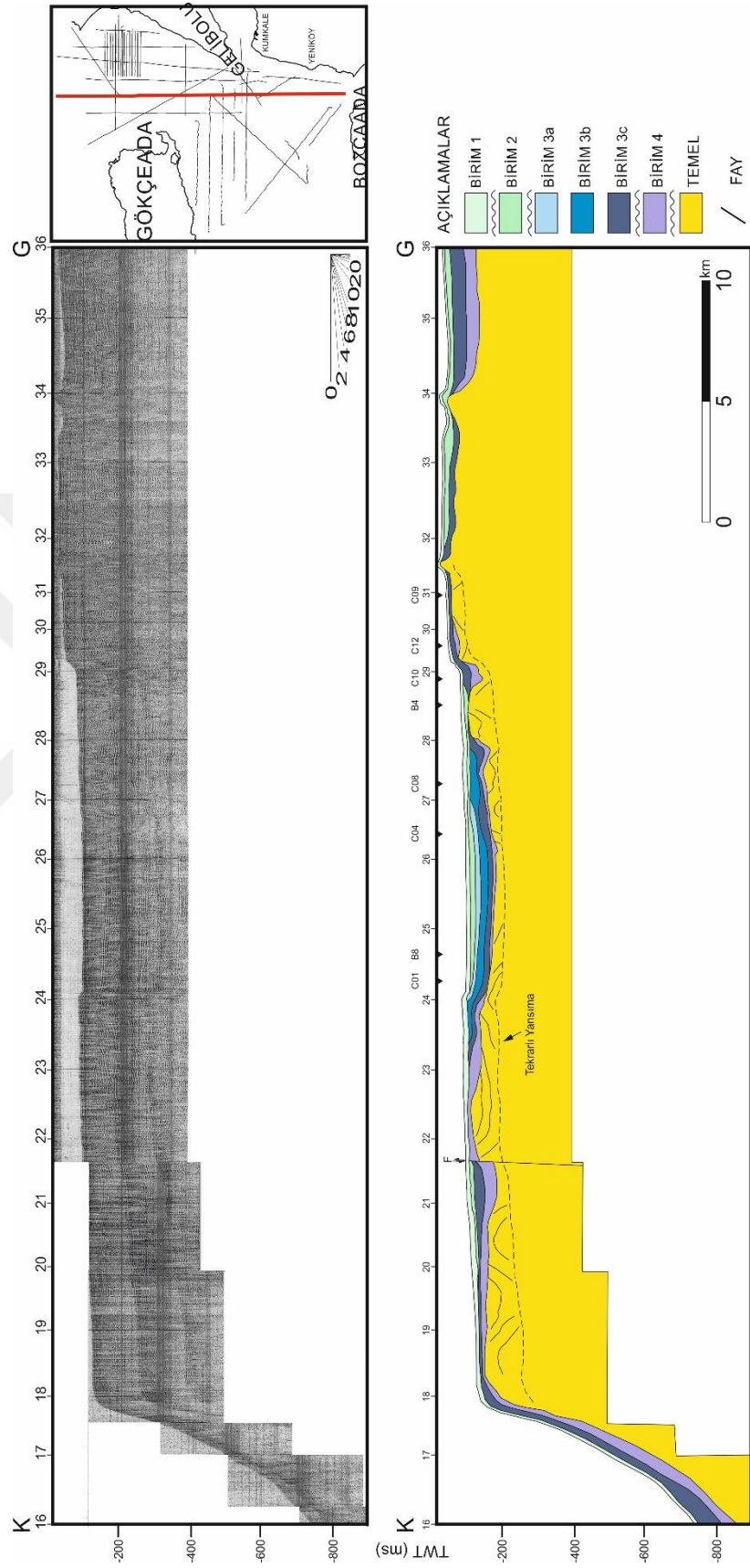
- Yaltırak, C., Alpar, B., Sakınç, M., & Yüce, H.** (2000). Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean–Marmara incursion. *Mar. Geol.* 164, 139–159.
- Yaltırak, C. & Alpar, B.** (2002). Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. *Marine Geology* 190, 351–366.
- Yaltırak, C., Sakınç, M., Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Galeb, B., & Ülgen, U.B.** (2002). Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations. *Mar. Geol.* 190(1/2), 283–305. doi:10.1016/S0025-3227(02)00351-1.
- Yaltırak, C., İşler, E.B., Aksu, A.E., & Hiscott, R.N.** (2012). Evolution of the Bababurnu Basin and shelf of the Biga Peninsula Western extension of the middle strand of the North Anatolian Fault Zone, Northeast Aegean Sea, Turkey. *J. Asian Earth Sci.* 57, 103–119.

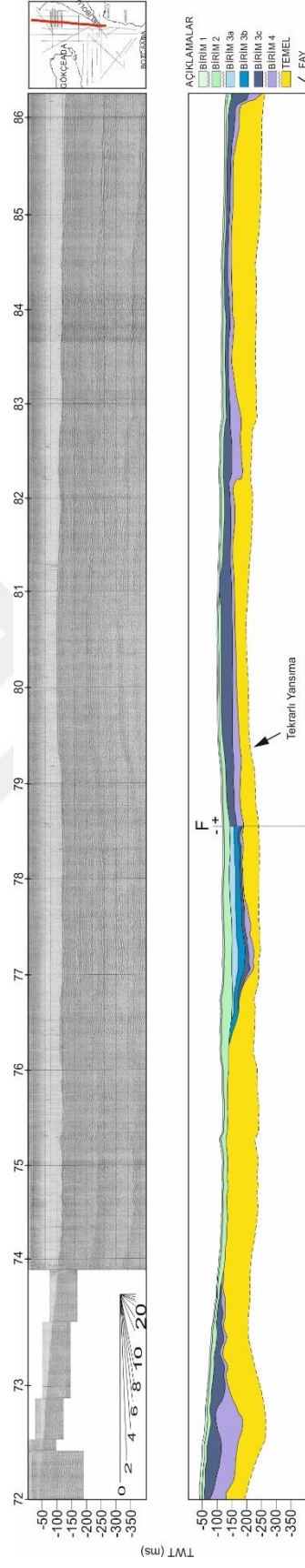
EKLER

EK A: Grup 2 Sismik Verileri ve Yorumlamaları

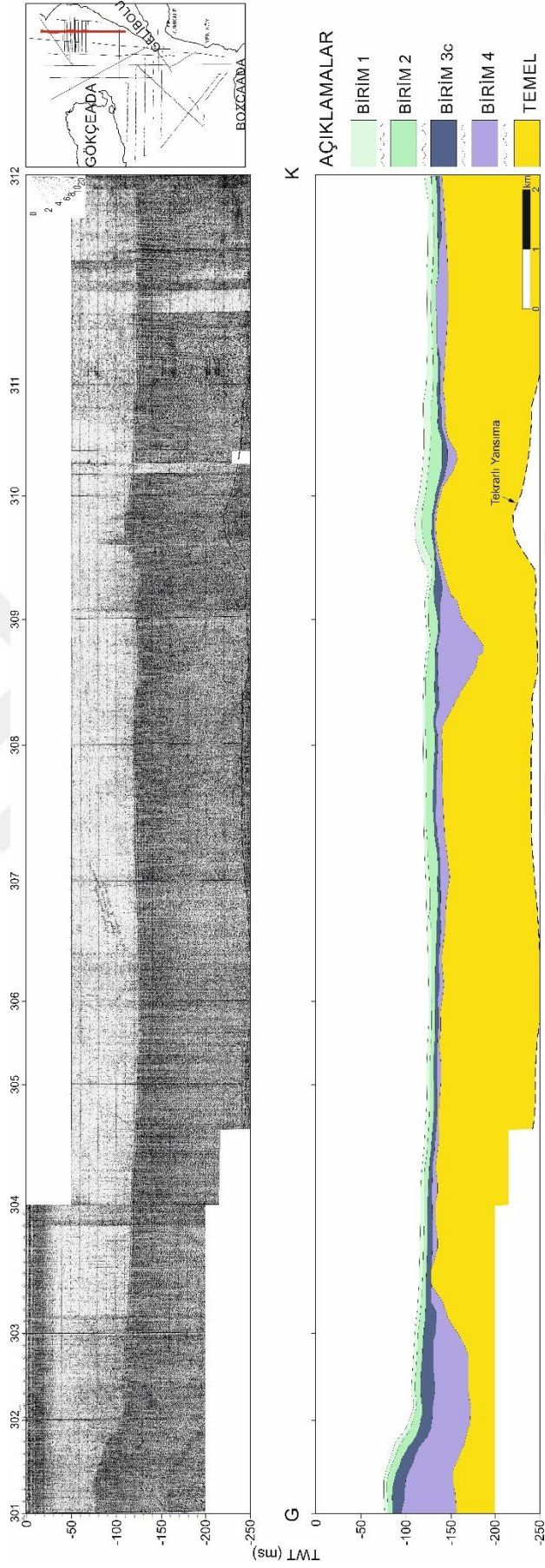
EK B: Grup 3 Sismik Verileri ve Yorumlamaları



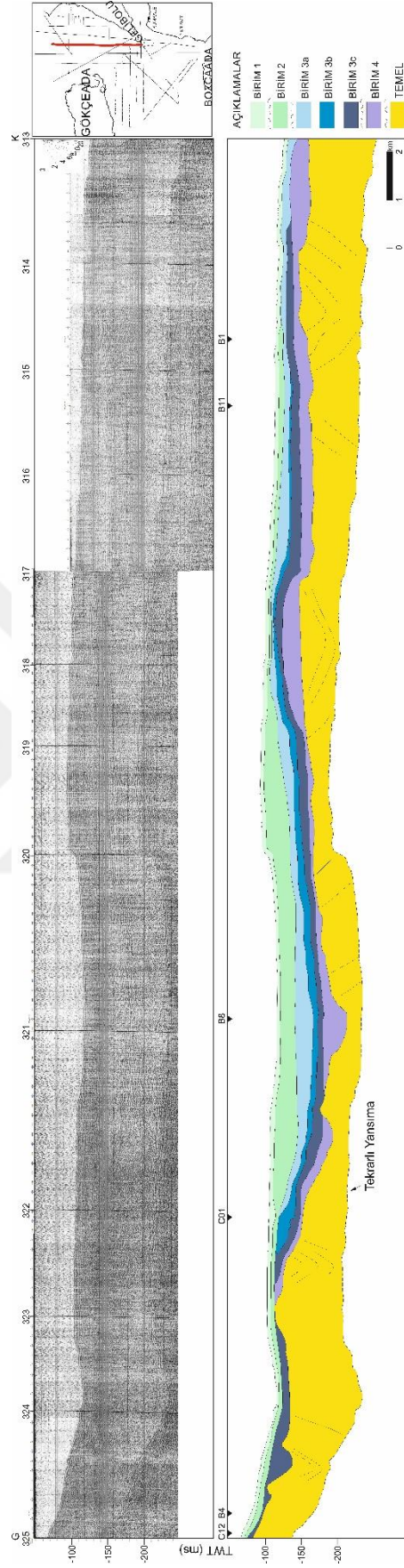




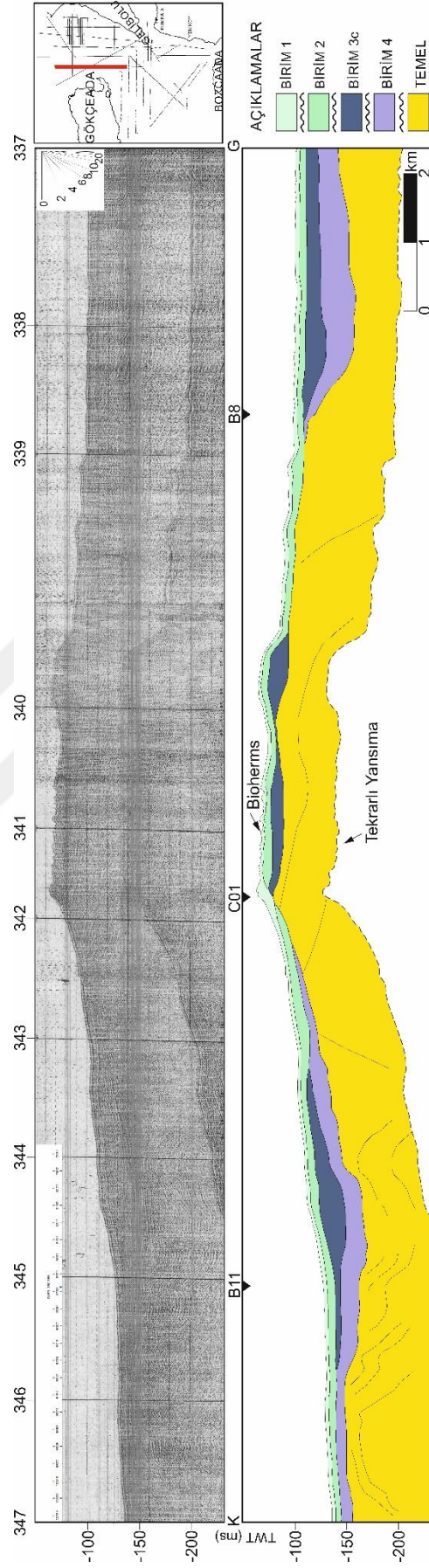
Ek A.2: B5 (72-87) sismik hattı.



Ek A.3: B6 (301-312) sismik hattı (DA: x15).

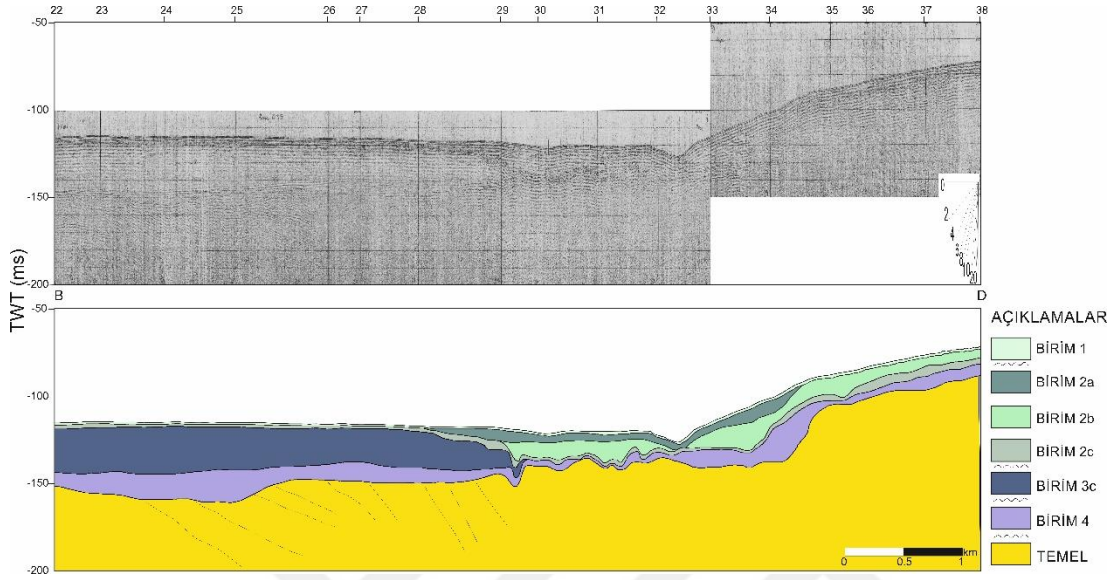


Ek A.4: B7 (313-325) sismik hattı (DA: x15).

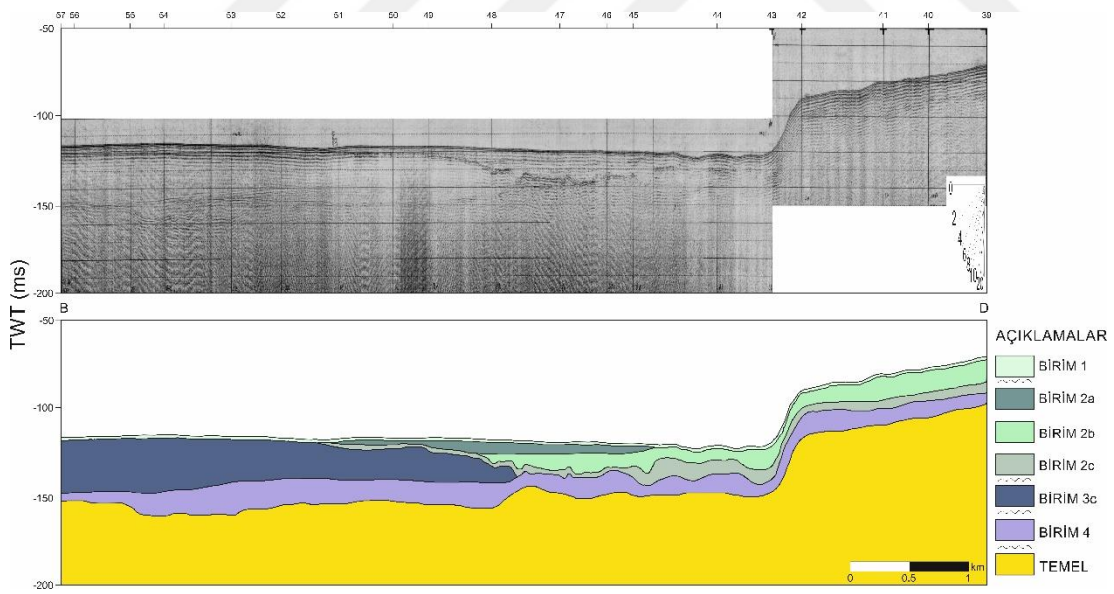


Ek A.5: B10 (337-349) sismik hattı (DA: x15).

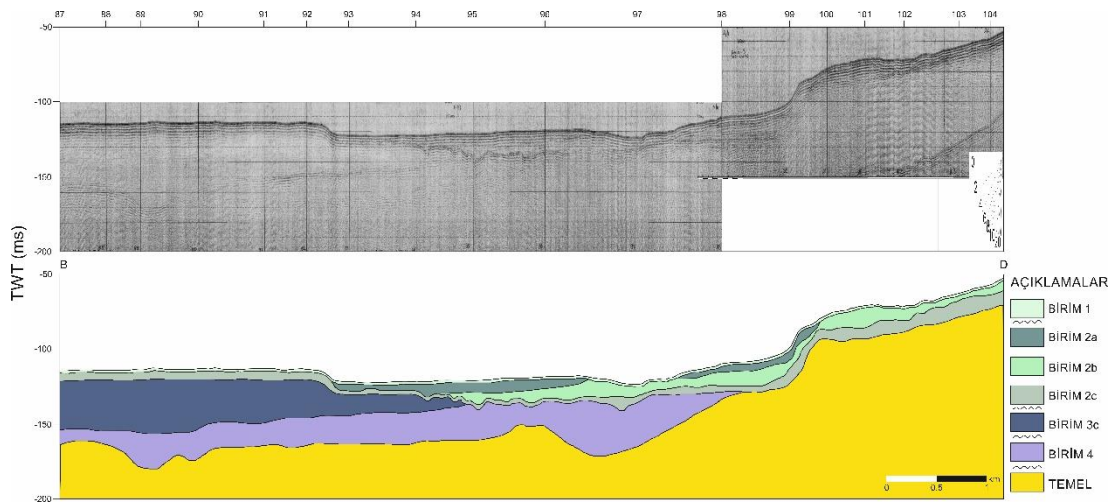
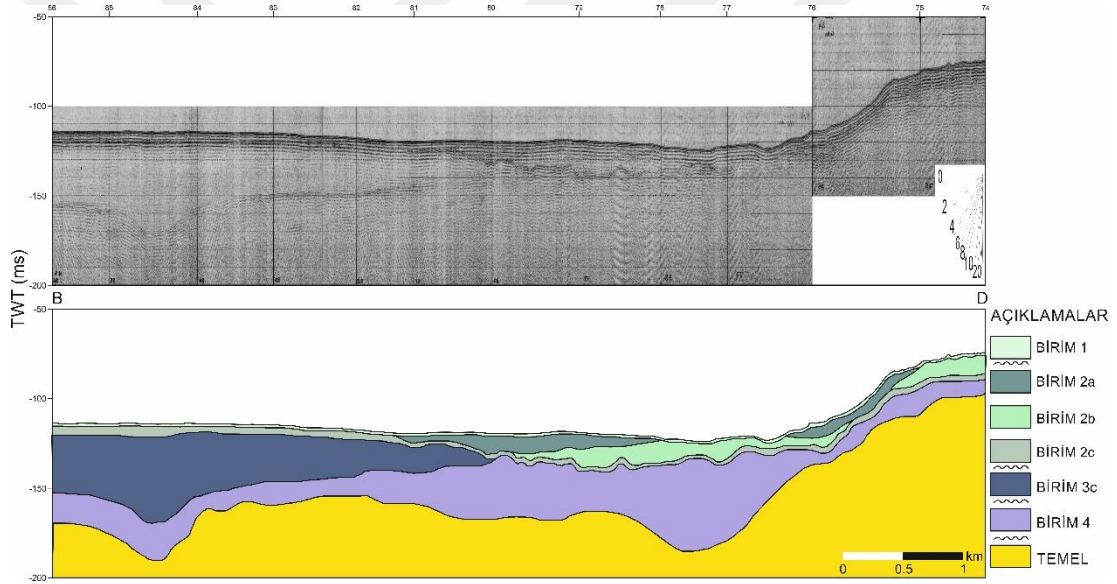
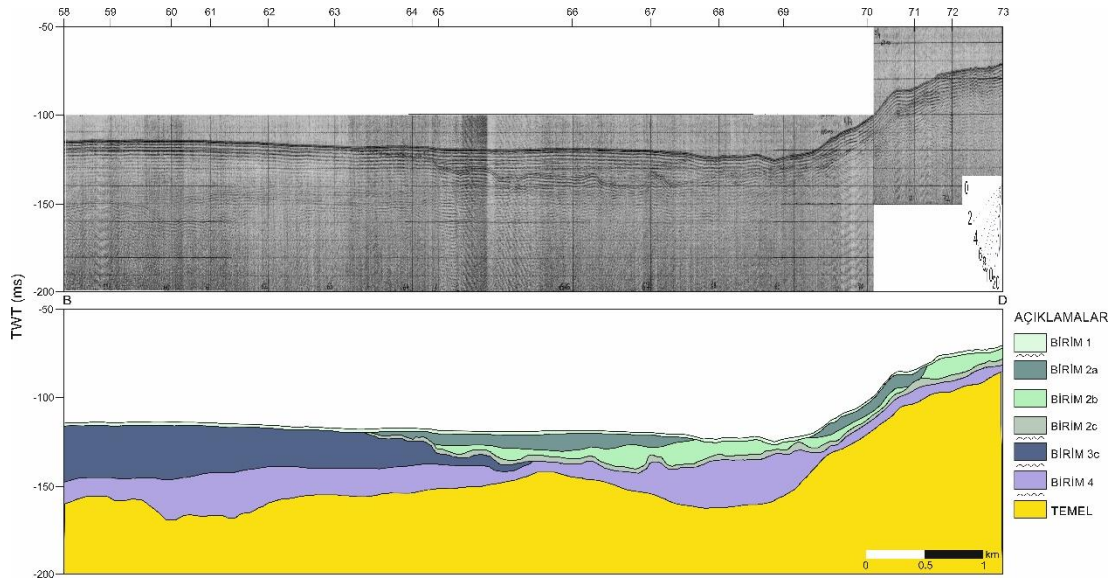
EK B

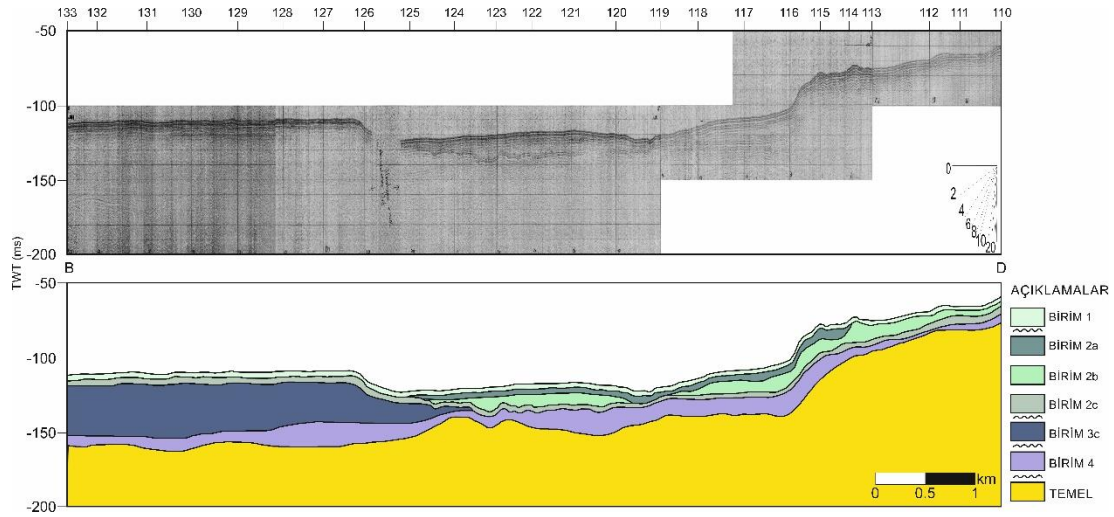


Ek B.1: A2 (22-38) sismik hattı (DA: x15).

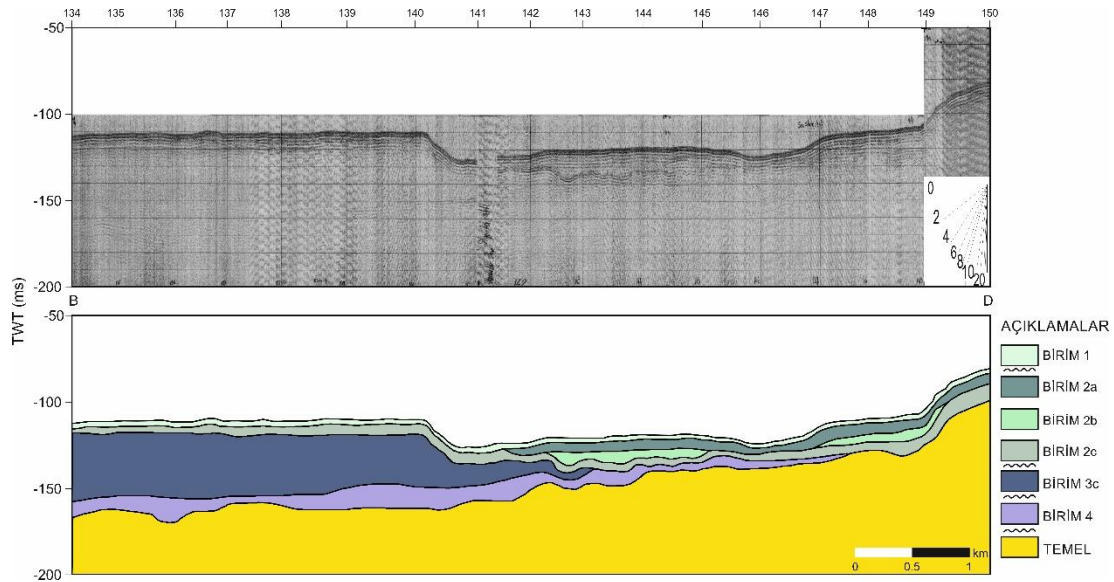


Ek B.2: A3 (39-57) sismik hattı (DA: x15).

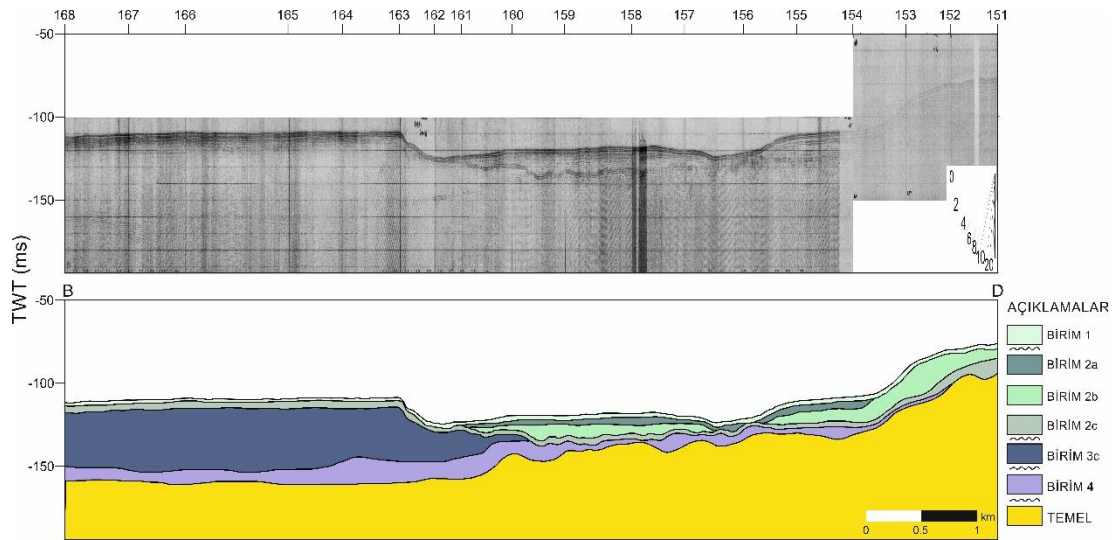




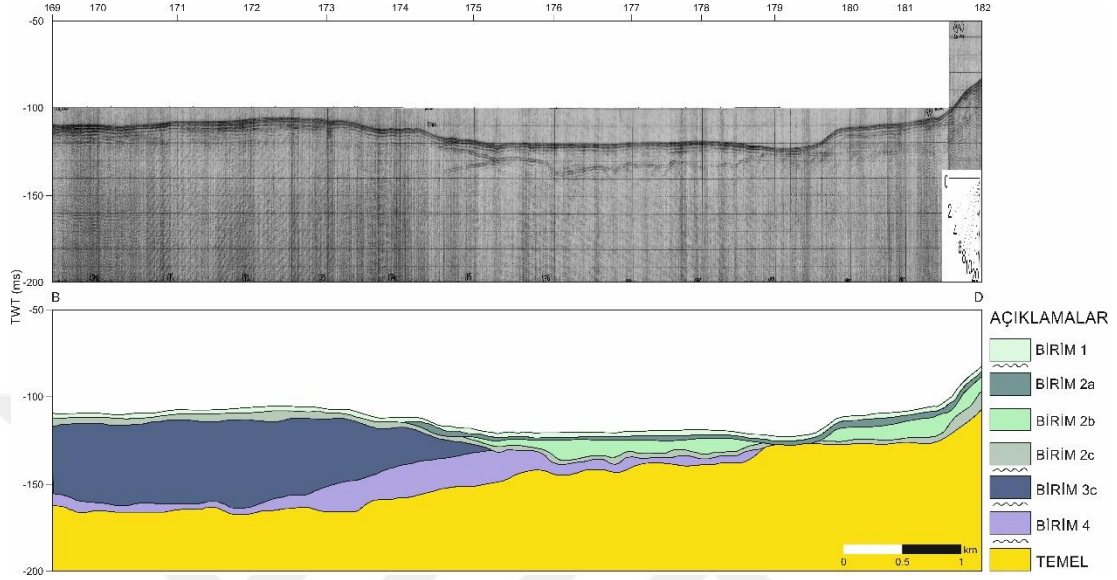
Ek B.6: A7 (110-133) sismik hattı (DA: x15).



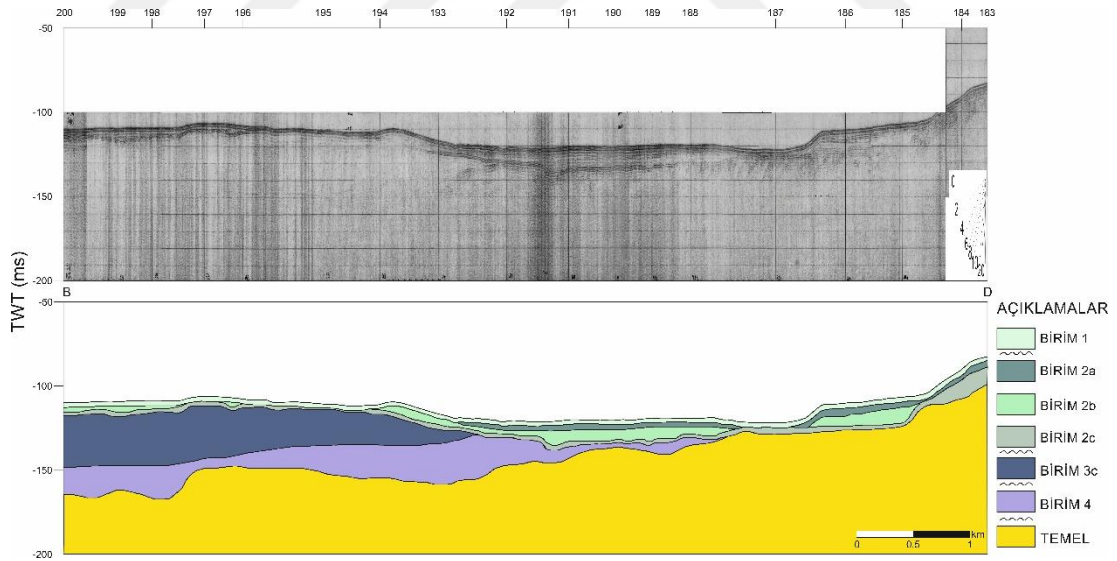
Ek B.7: A8 (134-150) sismik hattı (DA: x15).



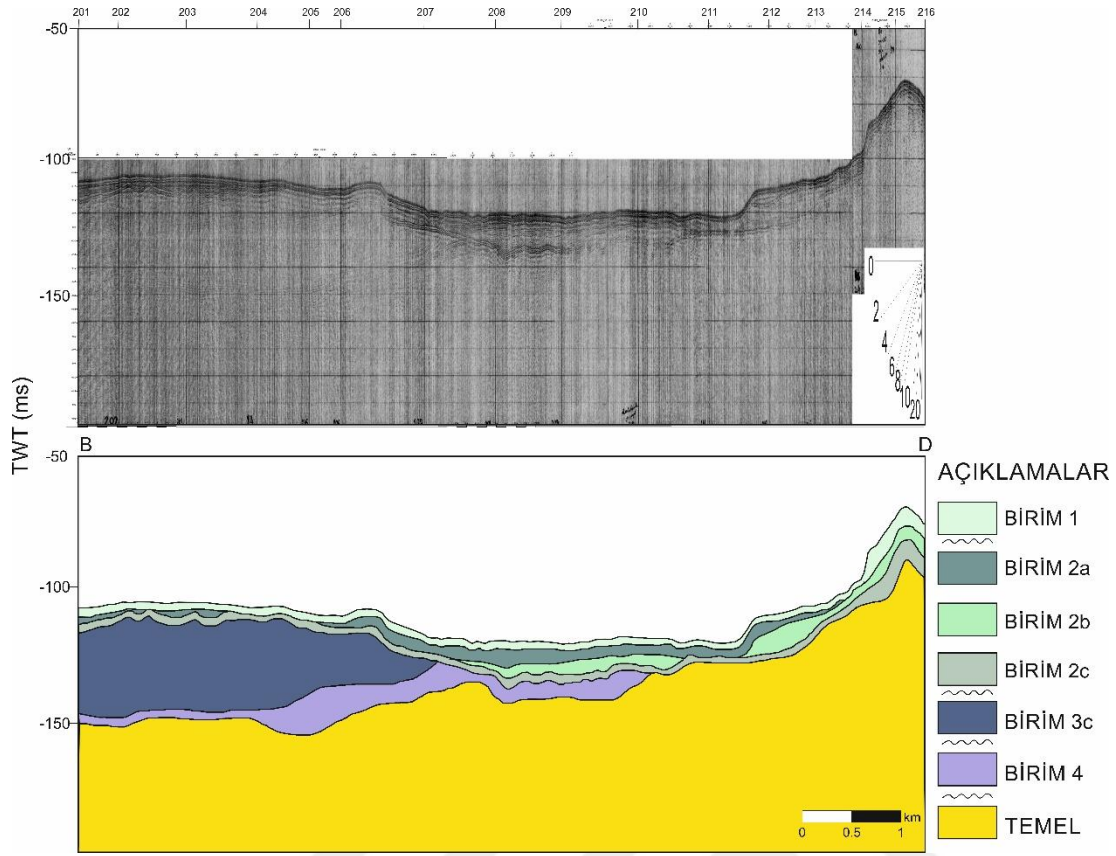
Ek B.8: A9 (151-168) sismik hattı (DA: x15).



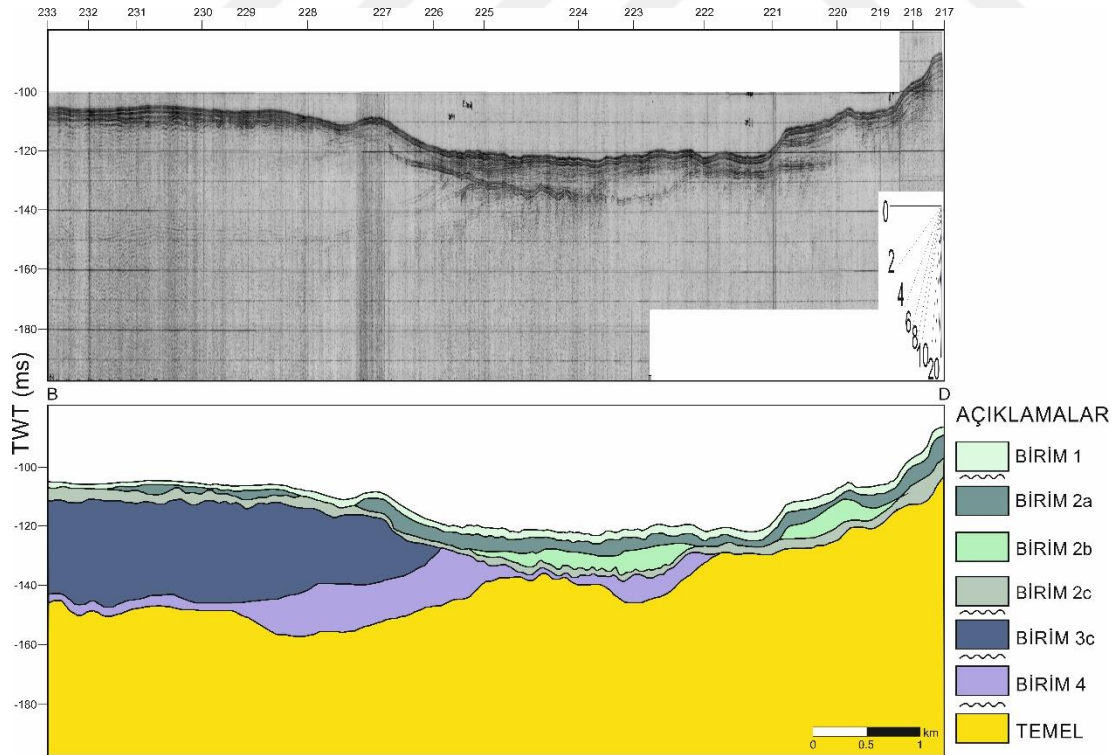
Ek B.9: A10 (169-182) sismik hattı (DA: x15).



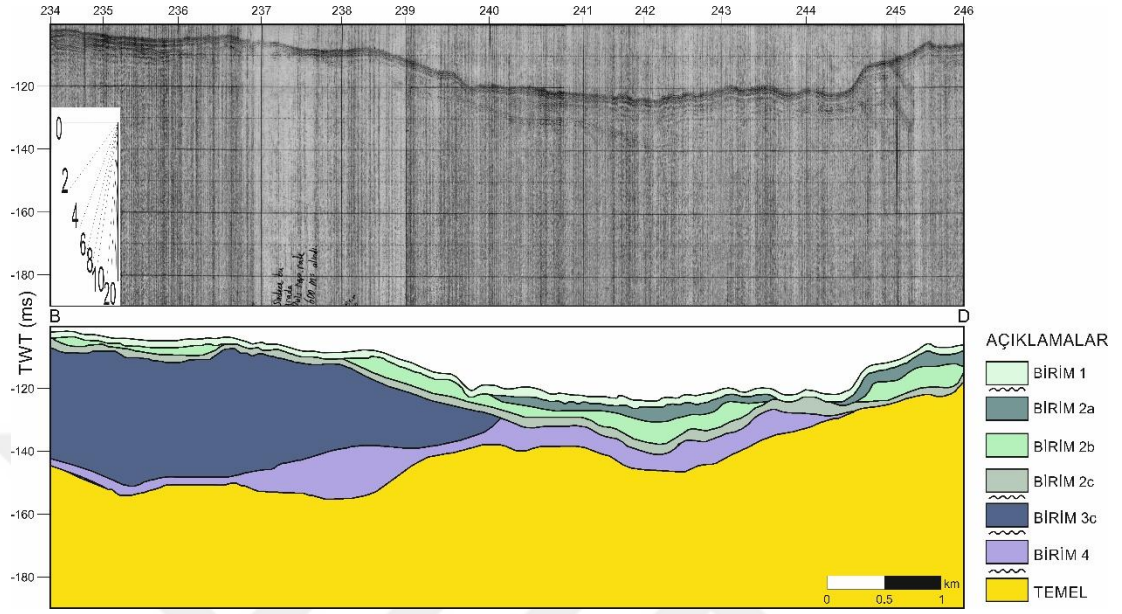
Ek B.10: A11 (183-200) sismik hattı (DA: x15).



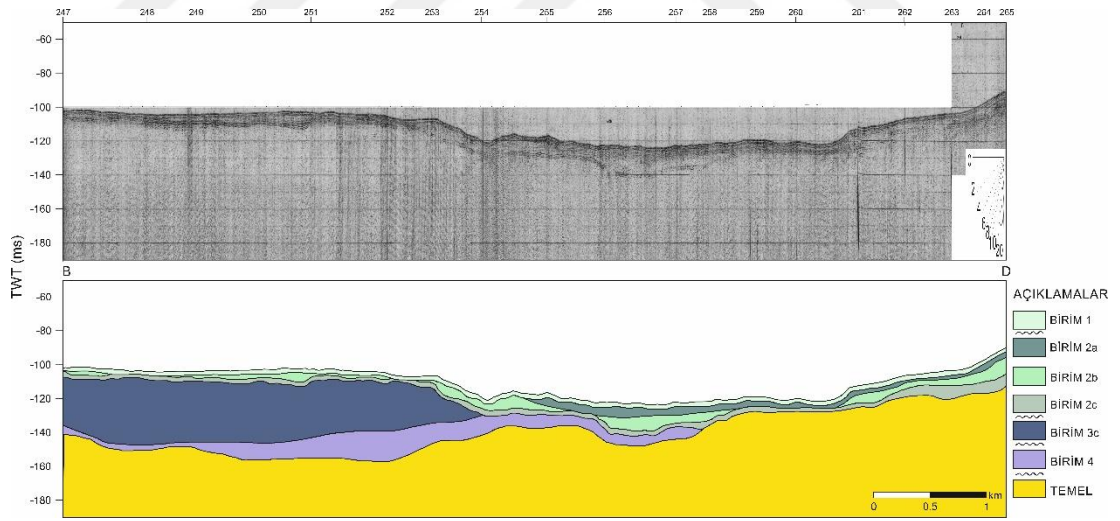
Ek B.11: A12 (201-216) sismik hattı (DA: x15).



Ek B.12: A13 (217-233) sismik hattı (DA: x15).



Ek B.13: A14 (234-246) sismik hattı (DA: x15).



Ek B.14: A15 (247-265) sismik hattı (DA: x15).



ÖZGEÇMİŞ

Ad-Soyad : Derya İpek Gültekin Karakoç

--

ÖĞRENİM DURUMU:

- **Lisans** : 2018, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü