

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**GEMLİK KÖRFEZİ HOLOSEN ÇÖKELLERİNDE
SEDİMENTOLOJİK VE JEOFİZİK ARAŞTIRMALAR**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Aslı ÖZMARAL

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

HAZİRAN 2012

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**GEMLİK KÖRFEZİ HOLOSEN ÇÖKELLERİNDE
SEDİMENTOLOJİK VE JEOFİZİK ARAŞTIRMALAR**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Aslı ÖZMARAL
(5050901409)**

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

**Tez Danışmanları: Prof. Dr. M. Namık ÇAĞATAY
Yrd. Doç. Dr. Caner İMREN**

HAZİRAN 2012

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505091409 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi **Aslı ÖZMARAL**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “**GEMLİK KÖRFEZİ HOLOSEN ÇÖKELLERİNDE SEDİMENTOLOJİK VE JEOFİZİK ARAŞTIRMALAR**” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Yrd. Doç. Dr. Caner İMREN**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Eş Danışman : **Prof.Dr. M. Namık ÇAĞATAY**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. M. Namık ÇAĞATAY**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. Naci GÖRÜR
İstanbul Teknik Üniversitesi

Doç. Dr. Ayşe KAŞLILAR
İstanbul Teknik Üniversitesi

Yrd. Doç. Dr. Caner İMREN
İstanbul Teknik Üniversitesi

Yrd. Doç. Dr. Neslihan OCAKOĞLU
İstanbul Teknik Üniversitesi

Teslim Tarihi : **4 Mayıs 2012**
Savunma Tarihi : **1 Haziran 2012**

ÖNSÖZ

Bu tezde Prof. Dr. Namık ÇAĞATAY ile çalışmama vesile olan Umut Barış ÜLGEN'e, desteğini hiçbir zaman esirgemeyen değerli danışmanım Prof. Dr. M. Namık ÇAĞATAY'a, soru ve sorunlarımdan yılmadan bana yardımcı olan Emre DAMCI'ya, laboratuvar çalışmalarında büyük emeği geçmesiyle birlikte umutsuzluğa kapıldığımda moral desteğinde bulunan Dursun ACAR'a, sorularım olduğunda bana vaktini ayıran Doç. Dr. Ayşe KAŞLILAR'a, Dr. Demet BİLTEKİN ve Zeynep ERDEM'e çok teşekkür ederim.

Haziran 2012

Aslı Özmaral
(Jeofizik Mühendisi)

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER	vii
KISALTMALAR	ix
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xi
ŞEKİL LİSTESİ.....	xiii
ÖZET.....	xv
SUMMARY	xvii
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanı, Çalışmanın Amacı ve Kapsamı	1
1.2 Gemlik Körfezi'ne Ait Önceki Çalışmalar	2
2. MATERYAL VE YÖNTEMLER.....	7
2.1 Yöntemler Giriş	7
2.2 Yüksek Çözünürlüklü Sığ Sismik Veriler ve Sentetik Sismogramların Oluşturulması.....	9
2.3 Litolojik Tanımlama.....	12
2.4 Tane Boyu Analizleri	13
2.5 MSCL: Çok Sensörlü Karot Logu Alıcısı (MSCL)	15
2.6 ITRAX: Mikro X-ışın Fluorescence ve X-ışın Radyografi Karot Tarayıcı	20
2.7 Toplam İnorganik (TİK) ve Organik Karbon Analizleri (TOK).....	22
3. ANALİZ SONUÇLARININ SUNUMU	25
3.1 Sentetik Sismogram ile Sismik Verilerin İlişkilendirilmesi.....	25
3.2 Karotların Litolojik Tanımlamaları	32
3.3 Tane Boyu Analizi Sonuçları	38
3.4 Çok Sensörlü Karot Log Alıcısı (MSCL) Sonuçları	39
3.5 XRF Çoklu Element Analiz Sonuçları	43
3.6 Toplam Organik Karbon ve İnorganik Karbon Dağılımları.....	48
4. TARTIŞMA	51
4.1 Yapısal Jeoloji ve Tektonik.....	51
4.2 Göl ve Deniz Seviyesi Değişimleri	52
4.3 Sismik Stratigrafi ve Karot Stratigrafisi	52
4.4 Kütle Akmaları	56
4.5 Sapropel.....	58
5. SONUÇLAR VE ÖNERİ.....	61
EKLER.....	69
ÖZGEÇMİŞ.....	71

KISALTMALAR

cps	: counts per second (saniyede sayım)
μ	: Mikron
MSCL	: Multi-sensor Core Logger (çok sensörlü karot logu)
NAF	: North Anatolian Fault (Kuzey Anadolu Fayı)
SoM	: Sea of Marmara (Marmara Denizi)
TOK	: Toplam Organik Karbon
TİK	: Toplam İnorganik Karbon
TWT	: Çift yol seyahat süresi (ms)
XRF	: X-Ray Fluorescence

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 2.1 : Folk ve Ward (1957)'a göre boylanma aralıkları.....	15
Çizelge 2.2 : Folk ve Ward (1957)'a göre yamukluk sınıfları.....	15

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

- Şekil 1.1 :** Çalışma alanının (kırmızı dikdörtgen) Marmara Denizi'ndeki konumunu gösteren çok ışınli batimetri haritası (Armijo (2005)'ten değiştirilmiştir). Sağ üst köşedeki haritada Türkiye'deki temel aktif tektonik bileşenler ve bu sistem içerisinde Marmara Denizi'nin konumu gösterilmiştir. 3
- Şekil 1.2 :** Gemlik Körfezi'ne ait önceki çalışmalarda yorumlanan faylar (Kuşçu (2009)'dan değiştirilerek. A) Kurtuluş (1985)'e göre bölgedeki aktif faylar B) Karadaki faylar ve deniz içindeki uzanımları (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988) C) Barka ve Kuşçu (1996) tarafından Gemlik Körfezi'ne önerilen çek-ayır havza modeli D) Yaltırak ve Alpar (2002) tarafından yorumlanan tektonik bileşenler E) Kuşçu (2009)'un tanımladığı çek-ayır havza ve yükselim (push-up) yapısı (kalın çizgiyle gösterilen faylar: birincil faylar)..... 5
- Şekil 2.1 :** Çalışma alanının çok ışınli batimetri haritası. Siyah çizgiler sismik hatları, kırmızı ve sarı yıldızlar karot lokasyonlarını gösterir. 8
- Şekil 2.2 :** Sentetik sismogram oluşturulurken izlenen adımlar. 12
- Şekil 2.3 :** Lazer Tane Boyu Analizi cihazının çalışma prensibi (Pye, 2004'ten değiştirilmiştir). 13
- Şekil 2.4 :** MSCL cihazının şematik gösterimi (M.S: Manyetik Duyarlilik). 16
- Şekil 2.5 :** ARC (Acoustic Rolling Contact) transducer'in kesit olarak gösterimi.... 17
- Şekil 2.6 :** a) Yarım karotların, b) tam karotların gama yoğunluk kalibrasyonunda kullanılan silindirik alüminyum. 18
- Şekil 2.7 :** MS2C Halka (solda) ve MS2E nokta manyetik sensor. 19
- Şekil 2.8 :** ITRAX mikro XRF karot tarayıcı (Croudace v.d., 2006). 22
- Şekil 3.1 :** Chirp kaynak dalgacığı ve özilişkisi (sıfır fazlı Klauder dalgacığı). 25
- Şekil 3.2 :** ML-01 karotunda MSCL ile ölçülen V_p ve ρ derinlik profilleri. 26
- Şekil 3.3 :** ML-01 karotu için; a) Yansıma katsayıları serisi b) Klauder dalgacık ile yansıma katsayılarının evrişimi c) Ters evriştirilmiş veri. (TWT: Çift-yol seyahat zamanı) 26
- Şekil 3.4 :** Ge_24 chirp profili ve ML-01 ve M-13 karotlarının bu profil üzerinde gösterimi. Havza çökel merkezinde 155 ms civarında göl çökellerinden deniz çökellerine geçiş görülür. (Sağ üst köşedeki batimetri haritasında sismik hattın konumu gösterilmiştir). 27
- Şekil 3.5 :** Ge_24 chirp profili ve ML-01 karotuna ait V_p ve ρ logu kullanılarak elde edilen 4,5 ms'lik sentetik sismik izler. 28
- Şekil 3.6 :** MNTKS-34 karotunda MSCL ile ölçülen V_p ve ρ derinlik logları. 28
- Şekil 3.7 :** MNTKS-34 karotu için; a) Yansıma katsayıları serisi b) Klauder dalgacık ile yansıma katsayılarının evrişimi c) Ters evriştirilmiş veri. (TWT: Çift-yol seyahat zamanı). 30
- Şekil 3.8 :** a) MNTKS-34 karotunun sismik hat ile kesiştiği noktadaki izlerin ge_20 chirp profilinden çıkarılmasıyla elde edilen izler b) Sentetik sismik izler. 30

Şekil 3.9 : Ge_20 chirp profili ve sismik kesitten çıkarılan izler ile sentetik sismik izlerin karşılaştırılması (Sol üst köşedeki batimetri haritasında sismik hattın konumu gösterilmiştir).	31
Şekil 3.10 : ML-01 karotunun litolojik tanımlaması ve radyografisi.	34
Şekil 3.11 : MNTKI-13 ara yüzey karotunda yapılan litolojik tanımlama.	35
Şekil 3.12 : MNTKS-34 karotunun ilk 5 bölümünün litolojik tanımlaması (Rad.: Radyografi; Opt.: Optik görüntü; Lit: Litoloji).	36
Şekil 3.13 : MNTKS-34 karotunun son 5 bölümünün litolojik tanımlaması (Rad.: Radyografi; Opt.: Optik görüntü; Lit: Litoloji).	37
Şekil 3.14 : ML-01 karotunda tane boyu analizi ve silt-kil-kum yüzdeleri.	38
Şekil 3.15 : M-13 karotunda tane boyu analizi ve silt-kil-kum yüzdeleri.	39
Şekil 3.16 : MNTKS-34 karotunun 0,5 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları.	40
Şekil 3.17 : ML-01 karotunun 1 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları.	41
Şekil 3.18 : M-13 karotunun 1 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları.	42
Şekil 3.19 : MNTKI-13 karotunun 0,5 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları.	42
Şekil 3.20 : MNTKS-34 karotunun XRF karot tarayıcısı sonuçları. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).	44
Şekil 3.21 : MNTKI-13 ara yüzey karotunun XRF karot tarayıcısı sonuçları.	45
Şekil 3.22 : ML-01 karotunun XRF karot tarayıcısı sonuçları. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).	46
Şekil 3.23 : M-13 ara yüzey karotunun XRF karot tarayıcısı sonuçları.	47
Şekil 3.24 : ML-01 karotunun TİK ve TOK yüzdelerinin gösterimi.	48
Şekil 3.25 : MNTKS-34 karotunun TİK ve TOK yüzdelerinin gösterimi.	49
Şekil 4.2 : Ged_20 chirp profili (sol alt köşede hattın konumu; sağ üst köşede sismik hattın tümü gösterilmiştir).	53
Şekil 4.2 : Karot lokasyonlarından geçen sismik hatları kesen Ge_65 chirp profili (sağ üst köşede hattın konumu gösterilmiştir).	55
Şekil 5.1 : MNTKI-13 karotunun XRF element ve M.S. profilleri	62
Şekil 5.2 : MNTKS-34 karotunun XRF element profilleri ve MSCL (V_p , M.S., ρ) analiz sonuçları	63
Şekil 5.3 : ML-01karotunun XRF element profilleri ve MSCL (V_p , M.S., ρ) analiz sonuçları	64

GEMLİK KÖRFEZİ HOLOSEN ÇÖKELLERİNDE SEDİMENTOLOJİK VE JEOFİZİK ARAŞTIRMALAR

ÖZET

Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu üzerindeki Gemlik Körfezi, geç Pliyosen-Erken Pleyistosen döneminde gelişen doğu-batı yönlü sağ yanal doğrultu atımlı faylar denetiminde 11 km genişliğinde 36 km boyunda KB-GD yönünde uzanan açılmalı (transtensional) bir havzadır. En derin yeri 113 m olan bu eliptik çukur, doğuda Kocadere tarafından beslenen denizaltı delta lobları ile karakterize edilir. Kuzey kolun Gemlik Körfezi'nde Holosendeği ortalama hareket hızı jeodezik hızdan (~2 mm/yr) daha büyük olup yılda 4 ± 0.4 mm'dir.

Bu tez çalışması kapsamında, Gemlik Körfezi havza çökel birikim alanına ait dört adet çökel karotu, karot lokasyonlarını ve delta lobunu kesen sismik hatlar kullanılarak havzadaki Holosen zamanındaki sedimantolojik süreçler araştırılmıştır. Gemlik Körfezi'nden 2007 yılında L'Atalante araştırma gemisiyle $K40^{\circ} 23' 35.820''/D28^{\circ} 57' 31.320''$ ve $K40^{\circ} 23' 35.940''/D28^{\circ} 57' 31.140''$ lokasyonlarından MNTKS-34 No'lu uzun (940 cm) piston karotu ve MNTKI-13 No'lu üstü korunmuş kısa (84 cm) ara yüzey (interface) karotu alınmıştır. Bununla birlikte, 2010 yılında Urania araştırma gemisiyle Gemlik Körfezi havza çökel birikim alanından $K40^{\circ} 23' 55.520''/D28^{\circ} 58' 1.833''$ lokasyonundan yaklaşık 113 m su derinliğinden alınan ML-01-1 ve arayüzey karotu olan M-13 No'lu karotların uzunluğu sırasıyla 338 cm ve 87,5 cm'dir. Litolojik tanımlaması yapılan karotlar, fiziksel özellikleri (manyetik duyarlılık, P-dalga hızı, elektirik öz direnç ve gama-yoğunluk) için Çok Sensörlü Karot Log Alıcısı (MSCL), jeokimyasal çoklu element analizleri için XRF (X-Ray Fluorescence) tarayıcısı ile taranmıştır. ML-01 ve M-13 karotunda tane boyu analizleri yapılmıştır. MNTKS-34 ve ML-01 karotunda toplam inorganik (TİK) ve organik karbon (TOK) analizleri yapılmıştır. Karot lokasyonlarını kesen sismik hatlar 2005 yılına ait chirp verilerinden seçilerek yorumlanmış ve MSCL verileri ile elde edilen sentetik sismogramlarla ilişkilendirilmiştir.

Çok ışınlı batimetrik haritaya göre havza, KB-GD uzanımlı gerilme bileşenli oblik faylarla ve Kocadere kaynaklı delta lob'larıyla karakterize edilir. Yüksek çözünürlüklü sismik profillerde, derin basen kısımlarındaki Geç Buzul dönemde Marmara Denizi'nde su seviyesi günümüzden daha düşük, 100 m veya daha altındayken, oluşan erozyonal yüzeyler görülür. Bu yüzey, yüksek yansıma genliklerine sahip göl birimi tarafından örtülmüş ve bu çökeltme süreci G.Ö. 12.000 ^{14}C yılındaki göl/deniz geçişine (ilk deniz basması = first marine transgression) kadar devam etmiştir. En üstteki birim yaklaşık 15 m kalınlığında Holosen çamur örtüsüyle (mud drape) temsil edilir. Havzanın doğusunda yer alan deltanın üzerinde çökelen Holosen biriminin alt sınırının yaşı, daha önceki çalışmalarda G.Ö. 11.250 ± 60 ^{14}C (kalibre edilmemiş) olarak bulunmuştur.

Çökel karotlarında yapılan litolojik tanımlamalar, çoklu element analizleri ve sismik-karot korelasyonu, Holosen çamur örtüsünün üst kısımlarında kalın kırmızı-

kahverengi tabakalar içeren grimsi-yeşil denizel killi çamur bulunurken ve alt kısımlarda laminalı, organik maddece zengin koyu yeşil sapropel olduğunu göstermiştir. Bu sapropel, %1,5'tan yüksek değerlerde toplam organik karbon içermekte, brom değerlerinde artış göstermektedir. Çağatay, v.d (2000) sapropeli G.Ö. 10.6-6.4 ^{14}C ka olarak yaşlandırılmıştır. Mangan değerlerinde ve manyetik duyarlılıktaki azalma çökellerin indirgenmiş olduğunu gösterir. Sapropel çökelişi sırasındaki zirkonyum değerlerindeki azalma - deniz seviyesinin düşük olduğu alt kısımları haricinde -; kırınıtlı girdide ve tane boyundaki azalmayı temsil eder.

Karotların üst 2,5 m'lik kısmında tespit edilen kırmızı-kahverengi çamur tabakalarının üstte geçişli dokanağa sahip iken altta keskin dokanaklıdır. Bu kırmızı-kahve çamur tabakalarında ortalama tane boyu 3-4 μm 'dir ve göreceli olarak yüksek manyetik duyarlılık değerlerine sahiptir. Bununla birlikte, kırınıtlı girdinin göstergesi olan potasyum, demir, titanyum ve zirkonyum değerlerinde zenginleşme; kalsiyum, brom, mangan değerlerinde azalma görülür. Tüm bu özellikler, kırmızı-kahverengi tabakanın doğuda deltadan kaynaklanan kütle akması çökelleri olduğunu gösterir. Bu tabakanın alt sınırında Mn değerlerindeki ani yükselme, deniztabanına yakın oksik/anoksik sınırındaki diyajenetik zenginleşmeyi temsil eder. Delta kaynaklı kütle akması, bu diyajenez zonunu örter. Bu tez çalışmasının ardından kütle akmasını işaret eden seviyelerin ^{14}C ve radyonüklid yaşlandırılması ve geçmiş depremlerle olan muhtemel ilişkisi EMCOL tarafından araştırılacaktır.

HOLOCENE SEDIMENTARY PROCESSES IN THE GEMLIK GULF: A TRANSTENSIONAL BASIN ON THE MIDDLE STRAND OF THE NORTH ANATOLIAN FAULT, SEA OF MARMARA

SUMMARY

Pull-apart Gemlik basin meets with the middle branch of the North Anatolian Fault (NAF) where it enters the southeastern of the Sea of Marmara (SoM) and this study area has lack of investigations in literature compared to northern branch of NAF in the Marmara Sea. The study area, Gemlik Gulf, is characterized by a 113 m-deep oval-shaped transtensional basin and submarine delta lobes fed by Kocadere (Büyükdere) in the east. Although, slip rates at the Middle NAF strand are much lower (few mm/yr) than those at the northern branch, according to the up-to-date calculations, the average slip rate estimate of the Middle Strand in the Gemlik Gulf is 4 ± 0.4 mm/yr, which is much higher than the geodetic estimates of approximately 2 mm/yr in the study area.

High resolution seismic profiles, multibeam bathymetry of the Gemlik Gulf, and multi-proxy analyses of cores from the Gulf's depocentre has been used to study the sedimentary processes in the Gemlik Gulf. Some of the dense chirp profiles and multibeam bathymetry data belong to Gemlik Gulf, acquired onboard R/V Urania during "MARM05" cruise in 2005, are studied. Two piston-gravity 9.4 m and 3.38 m with two accompanying interface cores with undisturbed tops were recovered from 105 and 113 m water depths on board R/V L'Atalante during "Marnaut" cruise in 2007 and R/V Urania during "MARM10_02" cruise in 2010, respectively.

Core ML-01, which is a 3.38 m length, and its sediment/water interface core M-13 have been scanned in order to collect multi-element profiles, X-radiographic and optical images by ITRAX micro X-ray fluorescence (XRF), and physical properties in terms of p-wave velocity, magnetic susceptibility, gamma density and electrical resistivity by GEOTEK's MSCL (Multi-sensor Core Logger). Moreover, the laboratory work was continued with analyses for sedimentary cores' total organic and inorganic carbon contents (TOC/TIC) by Shimadzu TOC analyzer, grain size distribution by laser diffraction technique and taking samples for ^{14}C dating, as well as the same procedure has been applied for a 9.40 m long core MNTKS34 and its sediment/water interface core MNTKI-13, except analysis for grain size distribution on these cores.

Closely spaced Chirp sub-bottom profiling data was acquired by the 16 transducers, hull mounted Benthos (Datasonics) Chirp-II profiler, with operating frequencies ranging between 2 and 7 kHz. Seismic traces, which have been extracted from chirp profiles crossing the core locations, have been correlated with sediment cores by generating synthetic traces with using the P-wave velocity and gamma density measurements from Multi-sensor Core Logger. The autocorrelation of the Chirp pulse (zero-phase Klauder wavelet) is used as a source wavelet for the synthetic seismic traces. The source wavelet, which has been convolved with the reflectivity series obtained through acoustic impedance calculations using gamma-density and P-

wave velocity core logs, has been generated as having identical parameters such as sampling rate, sweep start frequency, sweep end frequency of with the real traces. In order to eliminate the ringing noises which is a result of convolution process, a source signature deconvolution is applied to the synthetic traces, and subsequently the instantaneous amplitude of the traces is computed by Hilbert Transform. The instantaneous amplitude, that is proportional to the square root of the total energy of the seismic trace at an instant of time, measures the reflectivity strength, thereby the stratigraphy could be relatively well defined.

The multibeam bathymetric map of the basin show that the study area is characterized by NW-SE trending transtensional oblique faults, delta lobes of the Kocadere River to the east. Furthermore, the faults observed both in high resolution seismic sections and multibeam bathymetric map, have NW-SE orientations and high-angle dip-slip geometries, are most probably associated with secondary elements of the Middle strand of the NAF in the Gemlik Gulf.

The high resolution seismic profiles show an erosional surface in the deep basal parts, that was formed during Late Glacial period when the water level was 100 m, or more lower than present. This surface is overlain by a highly reflective lacustrine unit deposited until about the first marine transgression at 12 ¹⁴C ka BP. The topmost unit is represented by an up to 15 m-thick Holocene mud drape. The base of the Holocene above the delta in the eastern part of the Gulf had been dated at 11.250±60 ¹⁴C (uncalib.) a BP by previous works on the study area.

The oblique clinoform reflectors have been interpreted on seismic sections as prograding deltaic sediments, and foreset directions of the deltaic unit indicate that the delta was sourced from Kocadere River. This delta lobe is offset by the secondary faults of the Middle strand of the NAF. The dimly trace of the main NAF, according to the multibeam bathymetry map, is interpreted in the northern part of lacustrine delta lobe.

Correlation of magnetic susceptibility, micro-X-ray fluorescence spectrometry (XRF) elemental and TOC/TIC profiles of the long gravity-piston cores MNTKS-34 and ML-01 with their counterpart interface cores MNTKI-13 and M-13 indicate that while the Core MNTKS-34 has recovered almost the whole of the Holocene mud drape, its top 10 cm part of is missing, and that core ML-01 has recovered only about half of the Holocene unit with the top of its sediment section as almost completely preserved.

Visual observations, multi-proxy analyses of the sediment cores and seismic-core correlation using chirp traces and synthetic seismic traces show the Holocene mud drape consists mainly of plastic gray green marine clayey mud that includes thick-red brown clay layers in the upper part and a laminated organic-rich, dark olive green sapropel below 3.4 m core depth in MNTKS-34 and 2.4 m core depth in ML-01. The sapropel is characterized by high TOC content (>1.5 wt %) and high Br. In sapropel layer, the low Mn and the loss of magnetic susceptibility (MS) show the reduced nature of the sediments. During diagenesis ferrimagnetic iron (oxyhydr)oxides could be replaced by paramagnetic iron sulfides that results in loss of magnetic susceptibility, therefore magnetic susceptibility profile of the core MNTKS-34 at the whole sapropel layer is seen as having a constant trend. Also, the low amounts of Zr indicates the low detrital input and grain size during the sapropel deposition, except for the lower part of the core when the sea level was relatively low.

Moreover, within this sapropel volcanic ash (tephra) layer is found approximately at the core depths of 3 m in the core ML-01 and 4.7 m in the core MNTKS-34 by darker areas in radiographic images, high Zr and K contents. This ash layer, is possibly sourced from Vesuvius (AP2, 3.5 cal. ka BP) eruption, which has been also identified by other studies in the Lake İznik. Furthermore, the interval where TOC contents show a downtrend by approaching to the boundary of 1.5 wt % and Mn amounts show relative increments around tephra layer can be related to the separation between upper and lower sapropel formation as in the case of Marmara sapropels.

The laser particle size analyses for sediment core ML-01 show that mean grain size ranges between 3 and 4 μm , and the clay content ranges between 55 % and 75 %, whereas silt content ranges between 35 % and 25 %. The sediment cores, MNTKS-34 and ML-01, include 2 to 10 cm-thick five “red-brown mud layers” in the top 2.5 m of the cores. These layers have a sharp basal boundary and gradational upper boundary. The red brown layers consist of relatively high clay-size material with an average grain size of 3.5-4 μm , and have a relatively a high magnetic susceptibility. They are also enriched in K, Fe, Ti and Zr that are the proxy of detrital mineral input, and depleted in Ca, Br, Fe and Mn content. Manganese shows a sharp enrichment immediately below the base of these red-brown mud layers. All these features strongly suggest that the red-brown mud layers represent the distal edges mass flow deposits, possibly sourced from the delta to the east. The distinct Mn enrichments below the base of these deposits layers represent the diagenetic enrichment at the oxic/anoxic boundary near the seafloor, which was later covered by the mass flow deposit.

As a result, the red-brown mud layers in sediment cores represent mass flow events which are derived from the deltaic source in the eastern part of the basin. During the Late Glacial period, the Gemlik Gulf was sub-aerially exposed and widely eroded. The Gulf, then became a lake isolated from the rest of the Sea of Marmara, with delta deposition to its east until 11.25 ^{14}C ka BP, when the marine waters invaded the isolated basin. A sapropel layer was deposited under anoxic conditions until 3.2 ^{14}C ka BP, which was synchronous with the rest of the Sea of Marmara. Reoxygenation of the bottom water indicates the end of sapropel formation and in this way, upper parts of the sapropelic layer get oxidized, since there is an enrichment in Mn elemental profiles at these parts of the cores, which is an indicator of bottom water oxygenation.

The Gemlik area has still insufficient geophysical and geological information about fault geometry and the recurrence period for an adequate earthquake risk assessment. For future works in the study area after this thesis, ^{14}C and radionuclide datings of these mass flow layers, some fossils and samples around tephra layer all of which have been chosen from cores ML-01, MNTKS-34 and MNTKI-13. Also, the investigation of these turbidites’ possible relation with the past earthquakes are under progress by ITU-EMCOL.

1. GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanı, Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Kuzey Anadolu Fayı, KB Anadolu'da Akyazı (Adapazarı) civarında üç kola ayrılır (Barka, ve Kadinsky-Cade, 1988): kuzey kolu, Sapanca Gölü üzerinden İzmit körfezi yoluyla Marmara Denizi'ne ulaşarak kuzey Marmara çukurluğunu oluşturur; orta kolu, Akyazı batısından Geyve Boğazı yoluyla İzmit Gölü'ne ve oradan Gemlik Körfezi'ne uzanır; güney kol ise Yenişehir ovası üzerinden Bursa güneyinden Ulubat ve Manyas göllerine ulaşır (Barka, 1997). Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun yer aldığı KB Anadolu'da ölçülen GPS değerlerine göre Anadolu Levhası'nın batıya doğru 20-25 mm/yıllık hareketinin bu kollar arasında bölündüğü görülür (Kahle vd., 1998; McClusky vd., 2000).

Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu üzerindeki Gemlik Körfezi, geç Pliyosen-Erken Pleyistosen döneminde gelişen doğu-batı yönlü sağ yanal doğrultu atımlı faylar denetiminde 11 km genişliğinde 36 km boyunda bir çek-ayır havzadır (Yaltırak vd., 2002). Gemlik Körfezinin en önemli özelliği Marmara güney şelfinin güneyinde kalan ve Marmara çukurlarından 50 m derinliği olan bir eşik ile ayrılan (Meriç, 2005) ve Marmara çukurluklarına göre verev konumda yer alan kuzeybatı yönelimli eliptik bir çukurluk olmasıdır.

Güney kıyılar fay denetimli morfolojik yapılardan, Kuzey sahiller ise 20-30 m yüksekliğinde falezlerden ve bunları kesen K-G doğrultulu 70-80 m'lik derin denizaltı vadilerinden oluşmaktadır. 65-70 m derinlik konturları, en derin yeri 110 m olan eliptik bir çukurun KB-GD yönünde uzandığını açıkça göstermektedir. Marmara Denizi'nin güney şelfinde ortalama eğim $0,3^\circ$ iken, Gemlik Körfezi'nde yaklaşık 1° dir (Yaltırak ve Alpar, 2002).

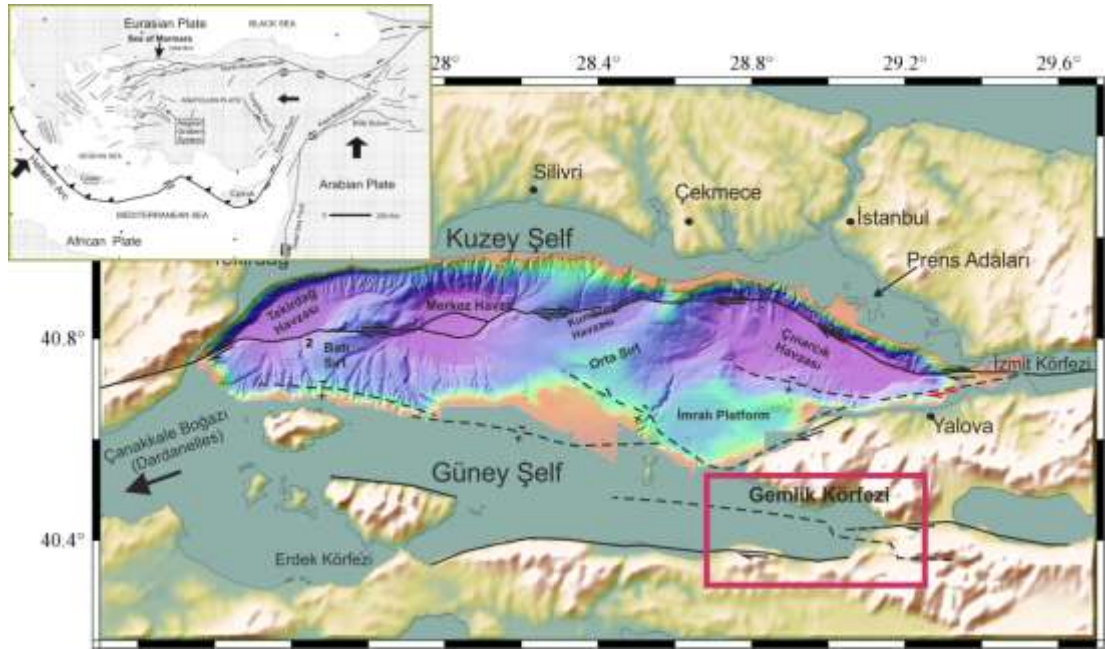
Çalışmanın amacı, Gemlik Körfezi'nde çok parametrelili karot ve yüksek çözünürlüklü sismik veri analizleri ile son buzul-Holosen çökel süreçlerini araştırmaktır. Bu tez çalışması kapsamında, Gemlik Körfezi (Şekil 1.1) havza çökel merkezine ait dört adet çökel karotu ve bu karot lokasyonlarını kesen sismik hatlar

kullanılarak havzadaki Holosen zamanındaki sedimantolojik süreç araştırılmıştır. Gemlik Körfezi'nden 2007 yılında L'Atalante araştırma gemisiyle K40° 23' 35.820"/D28° 57' 31.320" ve K40° 23' 35.940"/D28° 57' 31.140" lokasyonlarından MNTKS-34 No'lu uzun (940 cm) piston karotu ve MNTKI-13 No'lu üstü korunmuş kısa (84 cm) ara yüzey (interface) karotu alınmıştır. Karotların alındığı lokasyonlar çok ışınli batimetri haritasında Şekil 2.1'de (Bölüm 2) gösterilmiştir. Bununla birlikte, 2010 yılında Urania araştırma gemisiyle Gemlik Körfezi havza çökel merkezinde K40° 23' 55.520"/D28° 58' 1.833" lokasyonundan 112.9 m su derinliğinden alınan ML-01-1 ve arayüzey karotu olan M-13 No'lu karotların uzunluğu sırasıyla 338 cm ve 87,5 cm'dir (Şekil 2.1). Litolojik tanımlaması yapılan karotlar, fiziksel özellikleri (manyetik duyarlılık, P-dalga hızı, elektirik öz direnç ve gama-yoğunluk) için Çok Sensörlü Karot Log Alıcısı (MSCL), jeokimyasal çoklu element analizleri için XRF (X-Ray Fluorescence) tarayıcısı ile taranmıştır. ML-01 ve M-13 karotunda tane boyu analizleri yapılmıştır. MNTKS-34 ve ML-01 karotunda toplam inorganik ve organik karbon analizleri yapılmıştır. Gerekli görülen aralıklarda ayrılan yaş örnekler tarihlendirme analizleri için 63 mikron (μ) elekte az basınçlı suda yıkanarak iki gün etüvde kurutulmuştur. Karot lokasyonlarını kesen sismik hatlar 2005 yılına ait chirp verilerinden seçilerek yorumlanmış ve MSCL verileri ile elde edilen sentetik sismogramlarla ilişkilendirilmiştir.

Bölüm 2'de, çalışmada kullanılan materyal ve yöntemlerden bahsedilmiştir. Bölüm 3'te, çalışmada kullanılan yöntemler sonucu elde edilen veriler ve bunların grafikleri verilmiştir. Bölüm 4'te ise farklı yöntemlerden elde edilen sonuçların birarada değerlendirilmesi ve yorumu ele alınmıştır.

1.2 Gemlik Körfezi'ne ait önceki çalışmalar

KAF'ın kuzey kolundaki sismik tehlike nedeniyle, diğer kollarındaki araştırmalar yetersiz olsa da, Gemlik Körfezi'nin tektonik evrimi, Kurtuluş (1985); Barka ve Kadinsky-Cade (1988); Barka ve Kuşçu (1996); Yaltırak ve Alpar (2002) tarafından MTA Sismik-1 gemisiyle 1984 yılında toplanan tek kanallı yüksek çözünürlüklü sismik yansıma profilleri kullanılarak çalışılmıştır. Kurtuluş (1985), Gemlik Körfezi'ndeki fayları; sınır faylar, sedimanlarda az miktarda atıma sebep olan aktif olmayan faylar ve sedimanları deniztabanında kesen aktif faylar olarak sınıflandırmıştır.



Şekil 1.1 : Çalışma alanının (kırmızı dikdörtgen) Marmara Denizi'ndeki konumunu gösteren çok ışınli batimetri haritası (Armijo (2005)'ten değiştirilmiştir). Sağ üst köşedeki haritada Türkiye'deki temel aktif tektonik bileşenler ve bu sistem içerisinde Marmara Denizi'nin konumu gösterilmiştir.

Barka ve Kadinsky-Cade (1988), Gemlik ve Gençali olarak tanımladıkları sağ yanal doğrultu atımlı fayların karada da gözlemlendiğini ve Gemlik Körfezi'nin içine doğru uzandıklarını açıklamışlardır (Şekil 1.2.A). Aynı sismik verileri batimetri verisiyle birlikte değerlendiren Barka ve Kuşçu (1996), Gemlik Körfezi ve çevresindeki aktif fayları çek-ayır havza modeli kapsamında yorumlamışlardır (Şekil 1.2.B). Yaltırak ve Alpar (2002), bu sismik yansıma verilerini karadan elde edilen jeolojik verilerle birlikte değerlendirerek KAF ile Trakya-Eskişehir Fayı (TEF) arasında yapısal ilişki olduğunu ve Gemlik Körfezi'nin çek-ayır havza olarak oluşarak tektonik evriminin doğu yönlü faylar tarafından kontrol edildiği sonucuna varmışlardır (Şekil 1.2.C). Gemlik Körfezinin içinde, karadaki faylar ile uyumlu ve bir kısmı körfezin oluşumunu denetleyen birçok fay yer almaktadır ve bunların başında Armutlu Yarımadası'nın batısında KB-GD yönlü uzanan normal bileşenli faylar (TEF'in Armutlu Bloğu), güney kıyı çizgisine paralel gelişen deniz içi fayları ve körfezin ortasından geçen D-B doğrultulu ana fay (Gemlik Fayı) sayılabilir (Yaltırak ve Alpar, 2002).

Kuşçu (2009), 2002 yılında toplanan yüksek çözünürlüklü sığ sismik verilerini kullanarak bölgedeki fayları iki gruba ayırmıştır: havzayı oluşturan birincil faylar

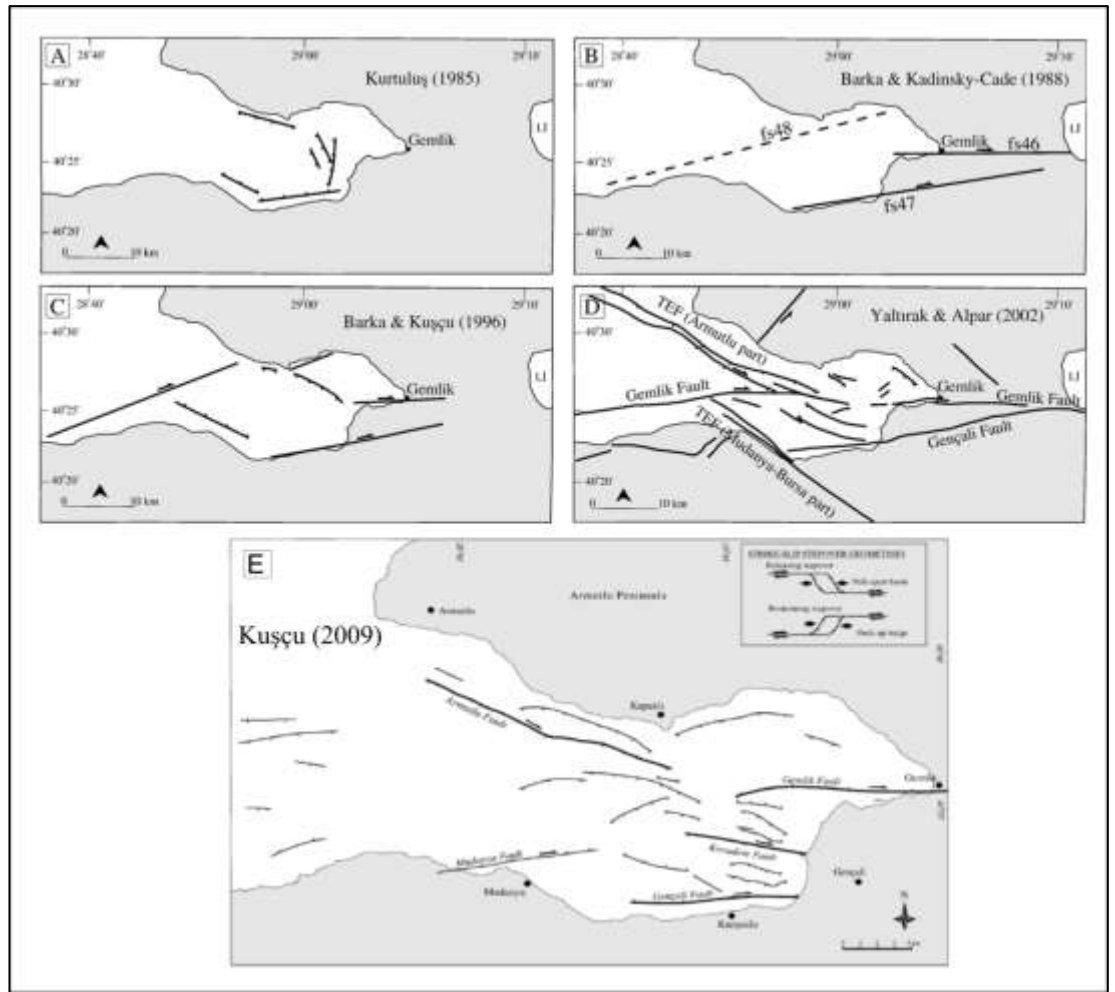
(Gemlik, Armutlu, Gençali ve Kocadere Fayları) ve bu fayların arasında veya etrafında yer alan ikincil faylar. Gemlik Körfezi'nin doğusunda yer alan Gemlik Yükselimi'nin (push-up structure), sağ yanal atımlı Gemlik ve Kocadere faylarının arasındaki sola doğru basamak (restraining step over) ile oluştuğunu; Burgaz Çukurluğu'nun (çek-ayır havza) ise, sağ yanal atımlı Armutlu ve Gençali faylarının arasındaki sağa doğru basamak (releasing step over) ile oluştuğunu belirtmiştir (Şekil 1.2.D).

Son olarak, Gasperini vd. (2011), 2010 yılında toplanan chirp ve çok ışınli batimetri verilerine göre bölgedeki ana morfolojik unsurların, havza çökel merkezini oluşturan eliptik bir çukur ve körfezin doğusundaki şelfin devamını oluşturan 'lob' şekilli topoğrafik yükselim olduğunu yorumlamışlardır. Bu lob şekilli yükselimin, yatay erozyonel tabanın üstündeki offlap yansıtıcılarla karakterize edildiğine ve iyi tabakalanmış çamur akmasıyla örtüldüğüne değinmişlerdir. Bununla birlikte, sismik kesitlerde ve morfo-batimetri haritalarında tespit ettikleri KKB-GGB ve KB-GD doğrultulu ve yüksek açılı eğim atımına sahip fayların, Kuşçu (2009)'da belirtilen sıkışma zonunun (transpression) aksine, serbestlenme zonunu (transtensional) temsil ettiğini yorumlamışlardır.

“Marmara2005” seferine ait verilerle oluşturulan batimetrik haritada, KAF güney kolunun sağa doğru basamak yaparak Gemlik çek-ayır havzasını oluşturmaları ve havza kenarlarında çökel merkezine karşı eğimlenen normal faylar gösterilmiştir. 'Lob' şekilli topoğrafik yükselim ise, deniz transgresyonundan önce oluşmuş gölsel (lacustrine) delta olarak yorumlanmıştır.

Deniz tabanında 3-4 m kadar kalınlıktaki en üst birim, son Akdeniz transgresyonunun ardından (12.000 yıl B.P.) deniz seviyesinin güney Marmara şelfini aştığı (-55 m) 9700 yıldan sonra çökelmiştir (Yaltırak ve Alpar, 2002). Karot çalışmalarına göre, Kocadere açıklarındakinin aksine Gemlik Körfezi içinde depolanma şartlarının düzenli bir şekilde korunduğu belirlenmiştir (Ergin ve diğerleri, 1999). Tarihsel verilere göre, NAF'ın güney kolundaki son büyük depremler; 15 Mart 1419'da 7,2 büyüklüğünde (Ambraseys, 2006), 28 Şubat 1855'te $M_s > 7$ (Ergin vd., 1967) ve 10 Kasım 1863'te 6,7 büyüklüğünde (Ergin vd., 1967; Ambraseys ve Finkel, 1991) kaydedilmiştir. Aletsel dönemde Bandırma Geyve arasında yıkıcı bir deprem kaydedilmemesine rağmen, Gemlik fayı boyunca mikro-deprem etkinliği –özellikle 17 Ağustos 1999'dan sonra- söz konusudur (Emre vd.,

2001). KAF güney kolundaki 2mm/yıllık göreceli kayma miktarı, 4-5 m'lik yerdeğiştirmeye neden olacak depremin oluşma sıklığının 2000-2500 yıl olduğunu gösterir (Barka, 1993; Yaltırak&Alpar, 2002; Uçarkuş, 2002) . GPS hızlarına göre bu üç kol farklı hareket hızları göstermektedir (Straub ve diğ., 1997) kuzey kol diğer iki kola göre çok daha aktif bir fay sistemidir. Çok parçalı kısa segmentlerden oluşan güney ve orta kol arasında aktivite olarak çok fark olmamasına rağmen orta kol güney kola göre daha az aktiftir. İstanbul sabit alınarak yapılan ölçümlerde Anadolu levhasının batıya olan hareketi güney Marmara bölgesinde toplam 22 ± 3 mm/yıl dır (Straub ve diğ., 1997).



Şekil 1.2 : Gemlik Körfezi'ne ait önceki çalışmalarda yorumlanan faylar (Kuşçu (2009)'dan değiştirilerek. A) Kurtuluş (1985)'e göre bölgedeki aktif faylar B) Karadaki faylar ve deniz içindeki uzanımları (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988) C) Barka ve Kuşçu (1996) tarafından Gemlik Körfezi'ne önerilen çek-ayır havza modeli D) Yaltırak ve Alpar (2002) tarafından yorumlanan tektonik bileşenler E) Kuşçu (2009)'un tanımladığı çek-ayır havza ve yükselim (push-up) yapısı (kalın çizgiyle gösterilen faylar: birincil faylar)

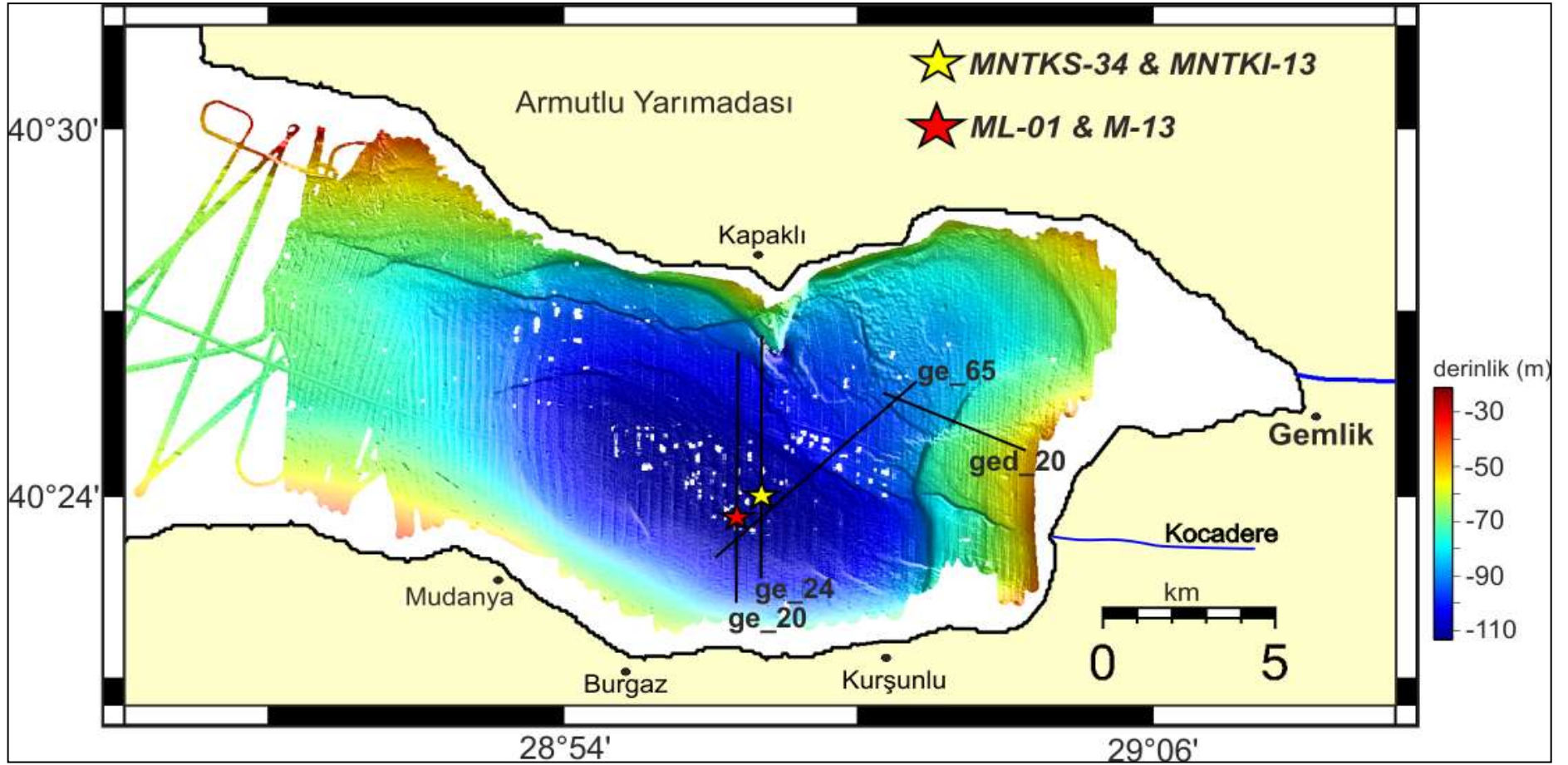
Yaltırak (2000)'in, KAF'ın Trakya-Eskişehir fayında yaptığı ötelenmelere göre yaptığı hesaplamada, Anadolu'nun batıya göçünün % 77,7'sini kuzey kol, % 9'unu orta kol, % 13,3'ünü güney kol almaktadır. GPS verileri KAFZ'nunun kuzey zonunda kuvvetli bir sağ yanal makaslama ve bir miktarda sıkışma olduğunu göstermektedir. Güneyde KAF'ın Gemlik kolunda ise gerilme ve az oranda sağ yanal makaslama meydana gelmektedir. En yüksek yamulma oranı kuzey kol üzerinde olup en az yamulma ise orta kol üzerindedir. Öte yandan normal yamulma oranlarına göre İzmit Körfezi yüksek sıkışma altında iken Gemlik kolu ve Bursa gerilme altındadır. Üç kol üzerinde GPS hız vektörlerinin dağılımına göre, kuzey kol üzerindeki hareket 16-17 mm/yıl, orta kol üzerinde 1-2 mm/yıl, güney kol üzerinde ise 3-4 mm/yıl olarak ifade edilebilir (Uçarkuş, 2002). Ancak, Gasperini (2011) Holosen zamanı boyuca Gemlik Körfezi'ndeki bu hareketin hızını % 20'lik hata oranını hesaba katarak yılda 3.7 ± 0.7 mm olarak hesaplamış ve bu değer Anadolu-Avrasya kümülatif hareketinin % 30-40'ını temsil ettiğini öngörmüşlerdir. Bu değer, daha önce elde edilen jeodetik modellerden yüksektir. Kuşçu (2009)'un 2000 yılına ait MTA sismik veri setine göre yaptığı yorumda özellikle havzanın merkezinde olmak üzere gaz içeren çökellerden, ancak bunların ne deniztabanında ne de su kolonunda gözlemlenemediğinden bahsetmiştir. Bununla birlikte, yüksek sismik aktivitenin önemli bir belirteci olabilecek gaz içeren çökeller ve su kolonundaki gaz içeriği İzmit Körfezi'nde 17 Ağustos 1999'dan sonra arttığı rapor edilmiş, ancak Gemlik Körfezi'nde bu durumun deniztabanı ve su kolonunda gözlemlenememesi bölgenin sismik aktivitesinin düşük olduğunun belirteçlerinden biri olmasına rağmen, Gasperini (2011), KAF'ın orta kolu üzerinde hesapladığı hareket hızlarını dikkate alarak bu kolun yeni bir büyük deprem yaratmasına hazır olduğuna dikkat çeker.

2. MATERYAL VE YÖNTEMLER

2.1 Yöntemler Giriş

Gemlik Körfezi'nden 2007 yılında L'Atalante araştırma gemisiyle K40° 23' 35.820"/D28° 57' 31.320" ve K40° 23' 35.940"/D28° 57' 31.140" lokasyonlarından MNTKS-34 No'lu uzun (940 cm) piston karotu ve MNTKI-13 No'lu üstü korunmuş kısa (84 cm) ara yüzey (interface) karotu alınmıştır. Karotların alındığı lokasyonlar çok ışınli batimetri haritasında (Şekil.2.1) gösterilmiştir. Bununla birlikte, 2010 yılında Urania araştırma gemisiyle Gemlik Körfezi havza çökel merkezinde K40° 23' 55.520"/D28° 58' 1.833" lokasyonundan 112.9 m su derinliğinden alınan ML-01-1 ve arayüzey karotu olan M-13 No'lu karotların uzunluğu sırasıyla 338 cm ve 87,5 cm'dir (Şekil 2.1). Karotlar, 9 cm'lik çapta ve 6 m uzunluğunda karot borularıyla (arayüzey gravite-piston karotları için 1.2 m uzunluğunda karot borularıyla) 1.2 Ton'luk ağırlıklı sistemle çalışma alanından alınmıştır.

EMCOL (Eastern Mediterranean Centre for Oceanography and Limnology) Soğuk Karot deposunda 4°C'de muhafaza edilen karotların tez çalışması kapsamında litolojik tanımlaması yapılmış, fiziksel özellikleri (manyetik duyarlılık, P-dalga hızı, elektirik özdirenç ve gama-yoğunluk) için Çok Sensörlü Karot Log Alıcısı (Geotek MSCL) ile 0.5 cm (MNTKS-34 ve MNTKI-13 karotu için) ve 1 cm (ML-01 ve M-13 karotu için) çözünürlükle; jeokimyasal çoklu element analizleri için XRF (ITRAX X-Ray Fluorescence) tarayıcısı ile 0.04 mm çözünürlükle taranmıştır. Bu analizlerin ardından karotlar arşivlenmek üzere, tekrar soğuk karot deposuna yerleştirilmiştir. Örnekleme için hazırlanan yarım karotların üzerinde 10 cm (ML-01 karotu için) ve 20 cm (MNTKS-34 karotu için) aralıklarla örneklenen çökeller etüvde kurutulmuş ve havanda dövülerek homojenleştirildikten sonra inorganik ve organik karbon analizleri için hazırlanmıştır. ML-01 ve M-13 karotunda tane boyu analizleri yapılmıştır. Radyokarbon (¹⁴C) ve hızlandırılmış kütle spektrometresi (AMS) yöntemleriyle tarihlendirilmesi amacıyla, gerekli görülen aralıklarda ayrılan yaş örnekler, 63 mikron elekte az basınçlı suda yıkanarak iki gün etüvde kurutulmuş ve mikroskopta incelenerek ayıklanmıştır.



Şekil 2.1 : Çalışma alanının çok ışınli batimetri haritası. Siyah çizgiler sismik hatları, kırmızı ve sarı yıldızlar karot lokasyonlarını gösterir.

2.2 Yüksek Çözünürlüklü Sığ Sismik Veriler ve Sentetik Sismogramların Oluşturulması

Çalışmada kullanılan yüksek çözünürlüklü sığ sismik verileri, Urania araştırma gemisiyle 2005 (MARM05 seferi) ve 2010 (MARM10_02 Seferi) yılında toplanmış chirp (2-7 kHz) profilleridir. Karot lokasyonlarını kesen chirp profilleri seçilerek MSCL'den elde edilen P-dalga hızı ve yoğunluğa göre oluşturulan sentetik sismogram ile karşılaştırılmıştır.

VibroSeis sistemine benzer geniş bir frekans aralığını tarayan Chirp sistemleri, yüksek frekanslı, frekans modüleli (FM) ve tekrarlanabilir süpürme (sweep) kaynaklarıdır ve üretilen sinyalin imzası önceden belirlenebilir (Çifçi, 2005). Genellikle 1-10 kHz frekans aralığında çalışan bu sistemler deniz tabanından itibaren yaklaşık ilk 30 m'lik kısımdaki sedimanlardan bilgi taşır (Bull vd, 1998). Sistemin ayrırlılığı desimetre mertebesinde ve kaynağın bant genişliğine bağlı olarak düşey ayrırlılık değişir (P dalga hızı 1500 m/s kabul edildiğinde teorik düşey ayrırlılık, 2-8kHz chirp kaynağı için 12,5 cm civarındayken, yatay ayrırlılık kaynağın ışın açısına ve baskın frekansına, sistemin sinyal tekrarlama oranına, sedimanlardaki P-dalga hızına bağlı olarak 1-2 m civarındadır) (Çifçi, 2005).

Chirp sistemlerinin, kısa sinyalli tek frekanslı (boomer ve pinger) sismik sistemlerden farkı, kaynak dalga formunun verici ve alıcının genlik-faz tepkilerine göre düzeltilmiş olan tarama (sweep) frekans sinyalinden oluşmasıdır (Schock, 1989). Böylece, düşey ayrırlılığı etkileyen kaynak sinyalinin salınımları (ringing) bastırılmış olur.

Sentetik sismogramların elde edilmesine 'Chircor' programı aracılığıyla Chirp kaynak dalgacığı oluşturularak başlanmıştır. Bu program, (2.1)'de gösterilen bağıntıyı kullanarak kaynak dalgacığını oluşturur (Gasperini, 2005). (2.1) bağıntısında, t , zaman; f_0 : taşıyıcı frekans (3.5 kHz); k : frekans tarama oranı; T : sinyal uzunluğu; $w(t)$: Blackmann-Harris zarf fonksiyonu olarak ifade edilir.

$$s(t) = w(t) \begin{cases} \cos \left[2\pi \left(f_0 + \frac{kt}{2} \right) t \right], & 0 \leq t \leq T, \\ 0 & elsewhere \end{cases} \quad (2.1)$$

Bağıntı (2.1)'de $w(t)$ ile ifade edilen Blackmann-Harris zarf fonksiyonu, sinyal genliğinin zamana bağlı olarak değişen bir şekilde tanımlanmasını ve böylece chirp

kaynak dalgacığının yanbantlarının mükemmel bir şekilde bastırılmasını sağlar. Bağntı (2.2)'te gösterilen dört terimli Blackmann-Harris zarf fonksiyonunun katsayıları; $a = 0,359$; $b = 0,488$; $c = 0,141$; $d = 0,012$ şeklindedir.

$$w(t) = a + b \cos\left(2\pi \frac{t-(\frac{T}{2})}{T}\right) + c \cos\left(4\pi \frac{t-(\frac{T}{2})}{T}\right) + d \cos\left(6\pi \frac{t-(\frac{T}{2})}{T}\right) \quad (2.2)$$

Chircor programı ile kaynak dalgacığının oluşturulması için gerekli olan parametreler: kaynak sinyalin uzunluğu (s), taramanın (sweep) başladığı frekans (Hz), taramanın sonlandığı frekans (Hz) ve sinyalin örnekleme aralığıdır (s). Chirp kaynak dalgacığı elde edildikten sonraki aşama kaynak dalgacığının özilişkisi alınarak sıfır fazlı Klauder dalgacığı oluşturulmasıdır. Bu aşamadan sonra, sentetik sismogram oluşturulmasına Matlab programıyla devam edilmiş ve chirp dalgacığının özilişkisi ile (sıfır fazlı Klauder dalgacığı) elde edilen negatif kayma zamanındaki değerler veriden atılmıştır.

Çok sensörlü karot log alıcısı (Bölüm 2.5) ile ölçülen karotların fiziksel parametrelerinden olan P-dalgası ve yoğunluk ile akustik empedans değerleri elde edilmiş ve (2.4) bağıntısında yerleştirilerek yansıma katsayıları bulunmuştur. Ayrıca, çok sensörlü karot log alıcısının her bir tarama adımında ölçülen p-dalgası değerlerinden çift yol seyahat zamanları hesaplanmıştır, böylece sentetik sismogramın ve daha sonrasında sentetik ile olan uyumuna bakılacak olan sismik kesitin toplam çift yol seyahat zamanı hesaplanmıştır. Toplam çift yol seyahat zamanı, kaynak dalgacık oluşturulurken kullanılan örnekleme aralığına göre bölünmüş ve yansıma katsayıları ilgili zaman değerlerine yerleştirilmiştir.

$$R = \frac{V_{i+1} \rho_{i+1} - V_i \rho_i}{V_{i+1} \rho_{i+1} + V_i \rho_i} \quad (2.3)$$

Hesaplanan yansıma katsayıları ile Klauder dalgacığının evriştirilmesi sonucu sentetik sismogram oluşturulmuştur. İlişkilendirilmiş bu profildeki salınım (ringing) etkilerinin bastırılması için iğnecikleştirme ters evrişimi (ters süzgeç) uygulanmıştır. Burada istenilen, Klauder dalgacığının ters süzgeç ile evrişimi sonucunda (2.4) birim impuls fonksiyonu elde etmektir.

$$w(t) * f(t) = \delta(t) \quad (2.4)$$

(2.5) bağıntısında, $w(t)$, Klauder dalgacığı (kaynak sinyali); $f(t)$, ters süzgeç; $\delta(t)$, birim impuls fonksiyonudur ve bu bağıntının Fourier dönüşümü alındığında, $W(f)$,

$F(f)$ ve 1, sırasıyla $w(t)$, $f(t)$ ve $\delta(t)$ 'nin Fourier dönüşümleri olmak üzere (2.5) bağıntısı elde edilir.

$$W(f) * F(f) = 1 \quad (2.5)$$

Bağıntı (2.5)'ten;

$$F(f) = \frac{1}{W(f)} = \frac{1}{|W(f)|} e^{-\phi_w(f)},$$

$$|F(f)| = \frac{1}{|W(f)|} \text{ ve } \phi_f(f) = -\phi_w(f) \quad (2.6)$$

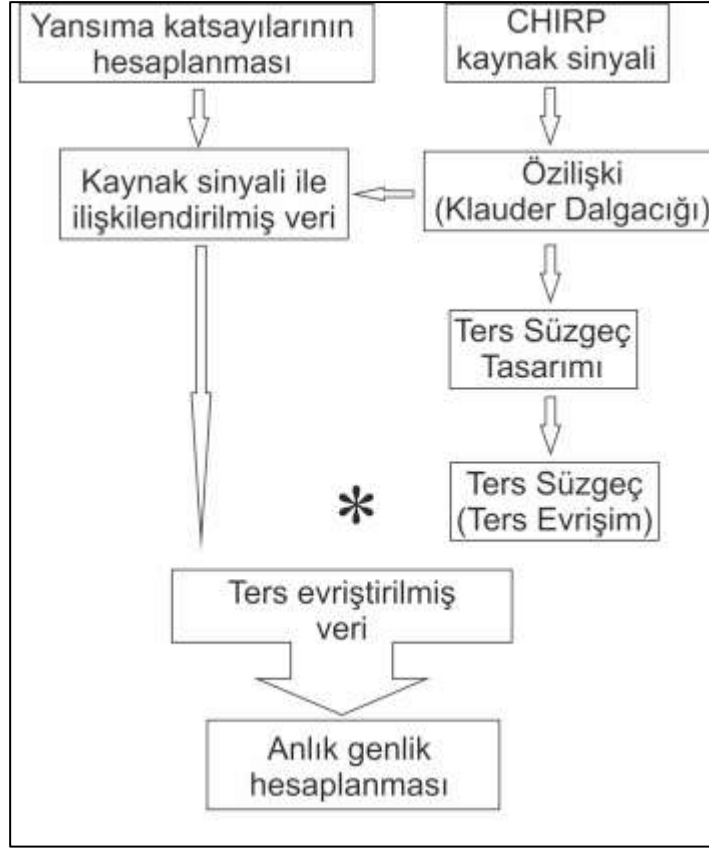
Bağıntı (2.6)'deki $|W(f)|$ ve $\phi_w(f)$, $w(t)$ 'nin genlik ve faz spektrumlarını; $|F(f)|$ ve $\phi_f(f)$, $f(t)$ 'nin genlik ve faz spektrumlarını gösterir.

Frekans ortamında elde edilen bu filtrenin $F(f)$ ters Fourier dönüşümü alınarak, zaman ortamında filtre $f(t)$ katsayıları elde edilmiştir. En başta evriştirilmiş profil (Yansıma katsayıları ile kaynak dalgacığının evrişimi) ile ters filtrenin evriştirilmesiyle sentetik sismogram elde edilmiştir. Ters evriştirilmiş verinin yorumlanabilirliğini arttırmak amacıyla, yansıma gücünün bir ölçütü olan anlık genlik ($R(t)$) hesaplamaları Hilbert Dönüşümünü gösteren (2.7) bağıntısı kullanılarak yapılmıştır. Anlık genlik, sismik sinyalin toplam enerjisinin kareköküyle doğru orantılıdır (2.7) (Yılmaz, 1987).

$$R(t) = \sqrt{x^2(t) + y^2(t)} \quad (2.7)$$

Bağıntı (2.7)'de, $x(t)$, ters evriştirilmiş sinyal; $y(t)$, $x(t)$ sinyalinin 90° faz kaymasına uğraması sonucu oluşan sinyaldir. Şekil 2.2'de sentetik sismogram oluşturulmasında yukarıda anlatılan işlemler diyagram olarak gösterilmiştir.

Sentetik sismogramlar oluşturulurken, yansıma katsayılarının hesaplanması aşamasında, MNTKS-34 ve ML-01 karotlarından çok sensörlü karot logu alıcısı (MSCL) ile elde edilen p-dalga hızı ve gama yoğunluk değerleri kullanılmıştır. Her bir ölçüm adımında çok sensörlü karot logu alıcısı ile elde edilen p-dalgası hızı ve gama yoğunluk değerleri ile önce akustik empedanslar hesaplanmış ve bu değerler yukarıda verilen bağıntı (2.3)'e göre yerleştirilerek ölçüm noktalarındaki yansıma katsayıları hesaplanmıştır. Oluşturulan sentetik sismogramlar, bahsi geçen karot lokasyonlarıyla kesişen sismik izler ile karşılaştırılmış ve Bölüm 3'te şekiller üzerinde gösterilmiştir. Şekil 2.2'de anlatılan adımlar sonucu elde edilen sentetik iz, yorum kolaylığı sağlaması amacıyla gerçek sismik iz sayısı kadar çoğaltılmıştır.



Şekil 2.2 : Sentetik sismogram elde edilmesinde izlenen adımların diyagramı.

2.3 Litolojik Tanımlama

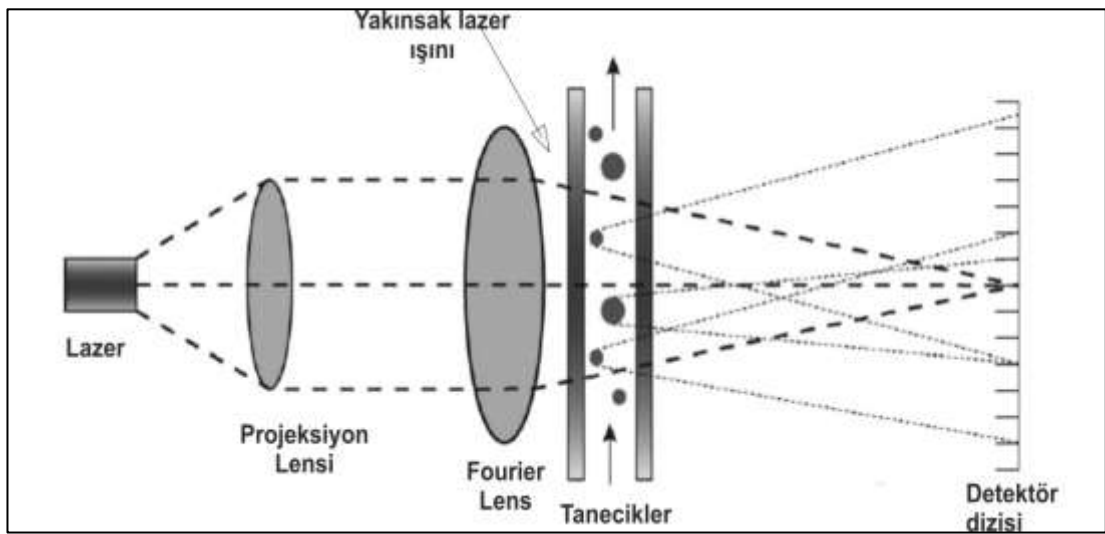
Çökel karotları karot uzunluğu boyunca yaklaşık 100 cm'lik bölümler halinde kesilmiş ve ikiye ayrılarak (split cores) bir yarımında litolojik tanımlaması yapılırken diğer yarımı ile radyografik ve optik görüntüleri, jeokimyasal element analizi, fiziksel parametreler elde edilmiştir. Her bir karot bölümü (section) için, temel litolojik birimler, sedimanter yapılar, karot alınırken kaynaklanan bozulmalar grafik-log'a aktarılmıştır. Ayrıca, karot bölümlere ayrıldığında çökellerde bozulmaya sebep olabileceğinden bu noktalar log'a not edilmiş ve bu noktalardan örnek alınmamasına dikkat edilmiştir. Tanımlama yapılırken çökel birimindeki renk değişimleri ve mümkün olduğunca birimdeki bileşenler log'a aktarılmıştır. Ana birim içinde tabakalar, 1-10 cm aralığında; laminalar ise 1 cm ve 1 cm'den küçük aralıklarda tanımlanmıştır. Ayrıca, tabakalar arasındaki dokanaklar keskin (sharp) veya geçişli (gradational) olarak değerlendirilmiştir. Ayrıca, litolojik tanımlamayla birlikte, fosil bulunan noktalardan alınan örnekler, mikroskopta incelenmek ve yaş tayini yapılmak üzere yıkanıp elekten geçirilmiştir.

2.4 Tane Boyu Analizleri

Tane boyu analizleri, EMCOL Jeokimya ve Sedimantoloji Laboratuvarında 0,3-300 µm arasında yüksek çözünürlüklü tane boyu ölçümleri sağlayan “Fritsch - Laser Diffraction Particle Size Analyser” ile yapılmıştır.

Tane boyu, sediman taneciklerinin taşınma ve çökelimine etki eden temel faktörlerdendir, bu nedenle, tane boyu ölçümleri sedimanın kökeni, taşınım süreci, çökeltme koşullarıyla ilgili önemli ipuçları sağlar (Folk and Ward, 1957). Tane boyu ölçümlerinde birkaç metod mevcuttur; yaş ve kuru olarak örneği elekten geçirme (özellikle kum ve çakıl örneklerinde) ve pipet veya hidrometre (sit ve kil örneklerinde) metodları günümüzde yerini elektro-rezistans çok kanallı tane boyu analiz cihazlarına bırakmıştır (Poppe, 2003). Bu cihazlar, taneciklere Fourier lenslerinden geçerek lazer ışını gönderir. Farklı yönlerde sapan lazer ışını, taneciklerden geçerek karakteristik, çember şekilli yoğunluk dağılımlarını oluşturur ve bu dağılımlar detektör tarafından ölçülür (Pye, 2004). Tane boyu, bu çemberlerin çapına göre saptanır; büyük taneciklerde değer küçükken, küçük taneciklerde daha büyüktür (Şekil 2.3).

Bu çalışmada M13-1 ve ML-01-1 karotları her 3cm’de bir beherlerde örneklenip, organik maddelerin elimine edilmesi amacıyla örneklere hidrojen peroksit (H_2O_2) eklenmiştir. Gray vd. (2010)’da da açıklandığı gibi, H_2O_2 ile reaksiyonun devam



Şekil 2.3 : Lazer Tane Boyu Analizi cihazının çalışma prensibi (Pye, 2004’ten değiştirilmiştir).

ettiğini gösteren ‘bubbling’ etkisi geçene ve örnekte beklenen renk açılması gerçekleşene kadar (yaklaşık 24 saat) reaksiyon için beklenmiştir. Daha sonra, 1.00 g Sodium hexametaphosphate (SHMP) distile suda çözündürmülmüş ve her bir örneğe 20ml bu çözeltiden eklenerek (% 5 Sodium hexametaphosphate) örneklerin seyrelmesi (topaklanmış tanelerin birbirinden ayrılması) için 24 sa bekletilmiştir. FRITSCH Analysette cihazının haznesine örnekler transfer edilmeden önce çalkanarak homojenleştirilmesine özen gösterilmiştir. Ölçümler bittikten sonra Analysette 22 yazılımından elde edilen veriler istatistiksel grafik gösterim için değerlendirilmiştir. Krumbein (1934)’e göre, tane boyu frekans verisinin grafik gösterimi ve istatistik analizleri için, tane çaplarının logaritmik dönüşümü, $\phi = -\log_2 d$ (d: mm cinsinden tane çapı), matematiksel hesaplamalardaki kolaylığı nedeniyle yapılmıştır. Tane boyu dağılımı belirlendikten sonra, dört temel istatistiksel parametre hesaplanmıştır; (a) ortalama tane boyu (mean), (b) boylanma=derecelenme (standard sapma): ortalama etrafında boyların dağılımı, (c) yamukluk (skewness): ortalamaya göre olan simetri, (d) basıklık (kurtosis): dağılım egrisinin diklik veya basıklık derecesi. Boylanma, tane boyundaki (iriden inceye) yayılımdır (Çizelge 2.1) ve taneleri boylarına göre ayırma/ayıklama bakımından çökelim ortamının etkisini gösteren en önemli verilerden birisidir. Boylanma, birçok faktöre bağlıdır ve bu faktörler; sedimanın kaynağı, tane boyunun kendisi ve çökme mekanizmasıdır. Tane boyu yamukluğu ise, çökme ortamını gösteren önemli bir araçtır (Çizelge 2.1 ve 2.2). Tane boyu parametrelerinin hesaplanmasında, yukarıda anlatılan bu dört parametre, Folk and Ward (1957)’da gösterilen istatistik formülleri (2.8), (2.9), (2.10), (2.11) kullanılarak hesaplanmıştır. Bu bağıntılardaki ϕ_x simgesi, tane çaplarının phi cinsinden değerlerini temsil eder. Bağıntı (2.8), (2.9), (2.10), (2.11)’de sırasıyla ortalama (M_Z), boylanma (σ_I), yamukluk (Sk_I), ve kurtosis (K_G) katsayısı gösterilmiştir.

$$M_Z (\text{ortalama}) = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \quad (2.8)$$

$$\sigma_I (\text{boylanma}) = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6} \quad (2.9)$$

$$Sk_I (\text{yamukluk}) = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)} \quad (2.10)$$

$$K_G (\text{kurtosis}) = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})} \quad (2.11)$$

Çizelge 2.1: Folk ve Ward (1957)’a göre boylanma aralıkları

Boylanma dereceleri (σ_1)	
Çok İyi boylanmalı	<0,35
İyi boylanmalı	0,35-0,50
Orta derecede iyi boylanmalı	0,50-0,71
Orta derecede boylanmalı	0,71-1,00
Kötü boylanmalı	1,00-2,00
Çok kötü boylanmalı	>2,00

Çizelge 2.2: Folk ve Ward (1957)’a göre yamukluk aralıkları

Yamukluk Sınıfları (σ_1)	
Çok ince yamuk	>1,30
İnce yamuk	0,43-1,30
Yaklaşık simetrik	(-0,43) - (+0,43)
İri yamuk	(+0,43) - (-1,30)
Çok iri yamuk	< (-1,30)

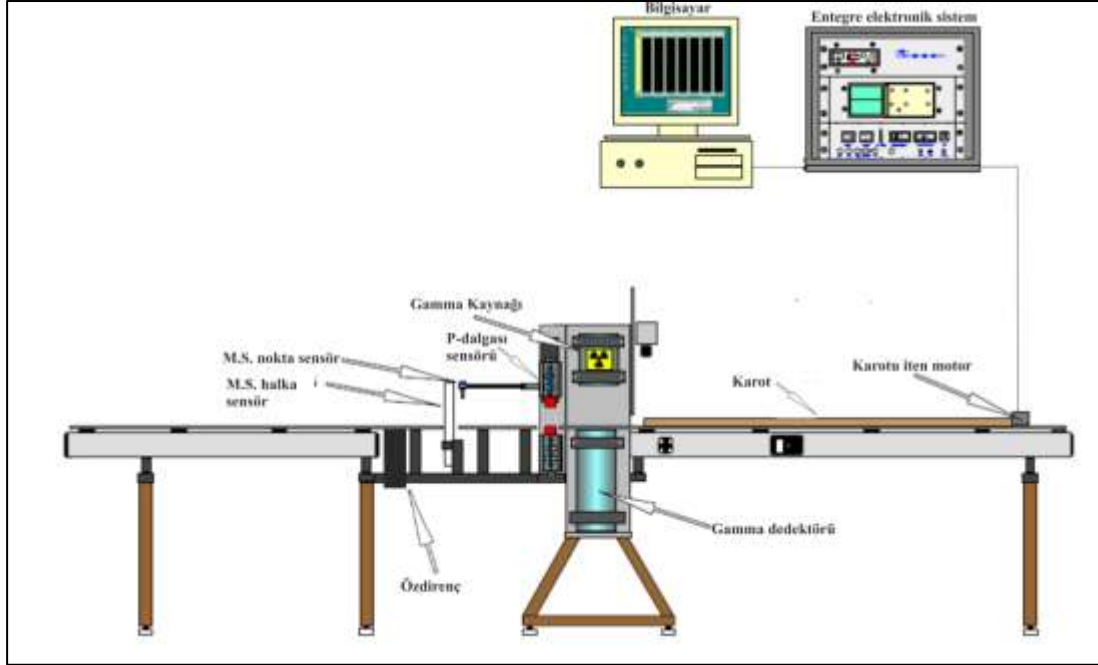
2.5 MSCL: Çok Sensörlü Karot Logu Alıcısı (MSCL)

EMCOL Karot Analizi Laboratuvarında bulunan GEOTEK Çok sensörlü karot logu alıcısı (MSCL=Multi Sensor Core Logger), 1,5m uzunluğuna kadar 50-150 mm çapında olan tam veya yarım karotların P-dalgası hızı, gama yoğunluğu, manyetik duyarlılık ve elektrik öz direnç gibi fiziksel özelliklerinin 1 mm’den büyük örnekleme aralığı ile bulunmasını sağlar. Şekil 2.4’te şematik olarak gösterildiği gibi MSCL, taşıyıcı sistem –karotu ray üzerinde ilerleterek sensör dizisinden geçmesini sağlar-, ana sistem –sensörlerin monte edildiği alan-, mikro-işlemci ve bilgisayardan oluşur. Elde edilen verinin kalitesi; karotun ve ortamın sıcaklığı, karotun suya doygunluğu, karotun çeperlerinde boşluk olmaması ve sensörlerin hassaslığıyla ilişkilidir. Ayrıca, ölçümlere başlanmadan önce ölçüm yapılacak olan karotun özelliklerine göre her bir sensörün kalibrasyonun yapılması gereklidir.

Cihazın üzerinde bulunan ray ve itici sisteme yerleştirilen birbirini takip eden karot bölümleri, tanımlanan örnekleme aralığına göre cihaz üzerinde bulunan sensörlerden geçer ve böylece aynı karota ait bölümlerden ardışık olarak veri toplanır. Ham ve işlenmiş data tarama süreci boyunca monüterden gerçek zamanlı olarak takip edilir ve tarama sonucunda ASCII formatında veriler elde edilir. Başlıca MSCL ölçüm bileşenleri şunlardır:

Karot kalınlığı: P-dalgası sensörü üzerinde yer alan yerdeğiştirme sensörü ile 0,01 mm hassasiyetle ölçüm yapılır.

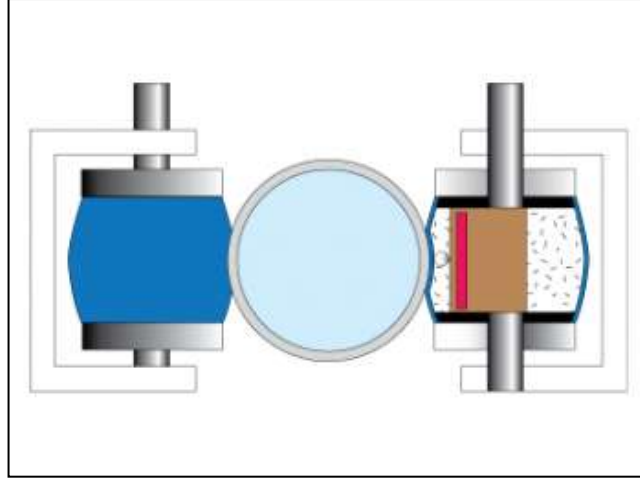
Sıcaklık: Laboratuvar sıcaklığı veya karotun sıcaklığı PRT (platinum resistance thermometer) probu ile 0,01 °C hassasiyetle ölçülür. Bu ölçüm özellikle doğru P-dalgası hızı ölçümleri için çok önemlidir, çünkü hız, her bir °C’de yaklaşık olarak 3 m/s olarak değişir.



Şekil 2.4 : MSCL cihazının şematik gösterimi (M.S: Manyetik Duyarlılık).

P-dalgası hızı: P-dalgası ölçümleri, karot tarama işlemi için geliştirilen, baskın frekansı 230 kHz olan ARC (Acoustic Rolling Contact) transducer (Şekil 2.5) olarak adlandırılan döner akustik sistem ile yapılmaktadır. Bu sistemin sabit transducer sistemlerden farkı, içerisinde sıvı bulunan döner muhafaza sayesinde akustik temas artırıcı ölçüm (transducer yüzeyini nemlendirmeden) kullanılmadan yapılabilmesidir. Ölçümler, karotun kalitesine –sıcaklığa, suya doygunluğuna, yarım (split) karotların yüzeylerinin engebeli olmamasına, tam karotların karot borusunu tamamen doldurmuş olmasına- bağlı yaklaşık olarak % 0,5 hata miktarına sahiptir. Ölçümlere başlanmadan önce P-dalgası için kalibrasyon, ölçülecek olan karot borusuyla aynı özellikteki borunun içinde sıcaklığı bilinen damıtılmış su ile yapılır. Verici, karot uzanımına dik doğrultuda tekrarlanma oranı 1 kHz olan 500 kHz frekansında ultrasonik sinyal gönderir ve alıcıda saptanan sinyale otomatik genlik kazancı uygulanır. Önceden belirlenmiş genlik eşik değerindeki alıcıda kaydedilen negatif dalga şeklinin 50 ns hassasiyetindeki seyahat zamanı sistem tarafından saptanır. Karot kalınlığı P-dalgası transducerine eklenmiş olan yerdeğiştirme

sensörleriyle 0,1 mm hassasiyetinde ölçülür. Sonuç olarak, kalibrasyon sırasında belirlenen pencere (gate) genişliği ve gecikme zamanı (delay time) parametrelerine göre, sistem tarafından tespit edilen seyahat zamanı ve karot kalınlığını ölçen sensörden elde edilen bilgilerle P-dalgası hızına ulaşılır.

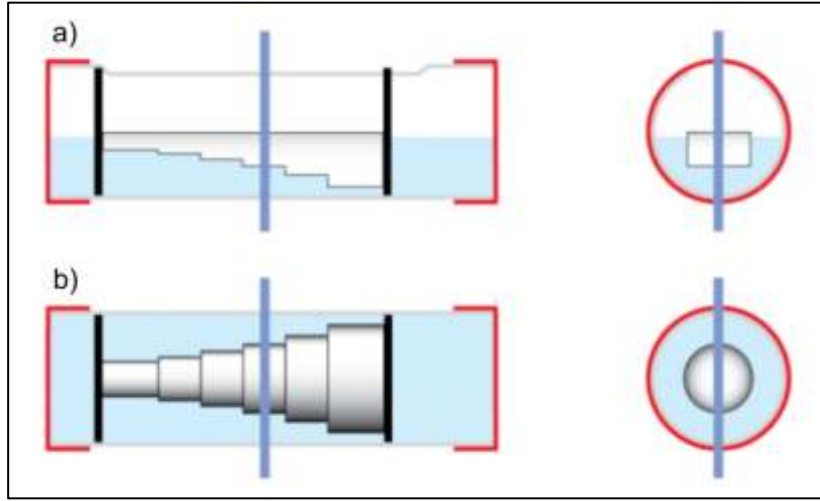


Şekil 2.5 : ARC (Acoustic Rolling Contact) transduser'in kesit olarak gösterimi

Gama yoğunluk ($\text{Gamma density} = GD$): Yoğunluk, Compton saçılması prensibine dayanarak karot içerisinden geçen gama ışınlarının soğrulmasına göre ölçülür. Kısmi enerji kaybıyla alıcıya ulaşan fotonlar elektronlar tarafından saçılır, bu nedenle Compton soğrulması, gama ışın yolundaki elektron sayısı, karot kalınlığıyla ilişkilidir. Kurşun muhafazaya sahip Cs-137 gama kaynağından (yarılanma ömrü 30,2 yıl olan) çıkan 5 mm çapındaki kolimatör ile oluşturulan 662 keV foton enerjisine sahip gama ışını, karotun içerisinden geçerek karşı yöndeki gama algılayıcısına ulaşır. Bu algılayıcı, karotun gama yoğunluk özelliklerine bağlı olarak kendisine ulaşan ışının şiddetini ölçer, ve böylece sedimanın yoğunluk değerleri elde edilir. Yoğunluk değerleri, hesaplama zamanına ve karotun durumuna bağlı olarak % 1 hata oranıyla elde edilir. Gama yoğunluk ölçümleri için kalibrasyon, damıtılmış su ile dolu olan karot barosuna yerleştirilen farklı kalınlıklara sahip basamaklardan oluşan (Şekil 2.6), yoğunlukları bilinen silindirik alüminyum ile yapılır (Blum, 1997). Elde edilen yoğunluk değerleri, P-dalgası hızı ile birleştirilerek akustik empedans hesaplanıp sentetik sismogramların oluşturulmasını sağlayabilirken, litoloji ve gözenekliliğin göstergesi olabilir.

Manyetik duyarlılık: Manyetik duyarlılık (k), malzemelerin bir dış alan etkisinde kazandığı mıknatıslanma değerinin katsayısıdır. Bir kütlenin birim hacmi içinde

bulunan dipoller, şiddeti yavaş yavaş arttırılan dış alan yönüne ne kadar çok sayıda ve çabuk yönelebilirse kütlenin manyetik duyarlılığı o ölçüde büyük olur. Manyetik duyarlılık, H ve M sırası ile dış alanın ve birim hacimdeki mıknatıslanmanın şiddetini göstermek üzere $k = M/H$ bağıntısı ile tanımlanır; gerek SI ve gerek CGS-EMB sisteminde boyutsuz bir büyüklüktür. Deniz sedimanlarındaki yoğunluk değişimi göreceli olarak düşük olduğundan, hacim duyarlılık (volume susceptibility) değerleri kullanılır. Her madde olduğu bileşenlerine göre manyetik duyarlılığa



Şekil 2.6 : a) Yarım karotların, b) tam karotların gama yoğunluk kalibrasyonunda kullanılan silindirik alüminyum.

sahiptir: yüksek manyetik duyarlılığa sahip ferromanyetik özellikteki elementler Fe, Co, Ni, Fe-oksitler (manyetit, hematit), Fe-sülfürler (pyrrhotite, greigite); küçük pozitif değerlere sahip paramanyetik mineraller Fe-Ti oksitler, Fe-Mn karbonatlar, demir içeren silicatlar (biyotit ve kil mineralleri) veya Fe sülfür (pirit) iken; Fe içermeyen (Kuars, kalsit, halit) mineraller, su, organik madde, yapay malzeme (karotborusu gibi) diyamanyetik özelliktekiler negatif duyarlılık değerleri gösterirler. Bununla birlikte, biyojenik karbonat ve opal zengini sedimanlar düşük manyetik duyarlılık değerlerine sahiptir, hatta bu sedimanlar kil veya manyetit içermiyorlarsa negatif manyetik duyarlılık değerleri gösterirler.

Sensör etrafındaki manyetik cisim, manyetik alanda değişim yaratır ve bu değişimden sedimanı oluşturan taneciklerin özellikleri hakkında bilgi elde edilebilir. Manyetik duyarlılık, volkanik kül tabakalarının ve mineralojik bileşimdeki (örneğin; terrijenik ve bijonenik materyaller) değişimin tespit edilmesinde kullanılabilir. Ayrıca, manyetik duyarlılıktaki değişim ile sedimanter ortamların değişimi ve/veya

diyajenetik ortamlar bağdaştırılabilir, tane boyu değişimleri doğru orantılı olarak manyetik duyarlılık değerleriyle eşleştirilebilir (Stoner, 1996).

Bu ölçümler için iki tür sensör mevcuttur: halka ve nokta sensör (Şekil 2.7). Bartington MS2C halka sensör, bütün karotlar için kullanılırken; Bartington MS2E nokta sensör, yarım karotların manyetik geçirgenliğini -en yüksek 5 mm uzamsal çözünürlükte- tespit etmek için kullanılır. Nokta sensörün uzamsal çözünürlüğü halka sensörden daha yüksektir, ancak etki alanının çapı yaklaşık 1cm olduğundan yarım olmayan karotlar için kullanılamaz. Sensörün içinde yer alan osilatör devresi alternatif manyetik alan (MS2C sensör için 0.565 kHz; MS2E sensör için 2 kHz olmak üzere) yaratır ve sensör civarındaki manyetik duyarlılığa sahip madde osilatör frekansında değişime neden olur. Elektrik ünitesi, bu frekans bilgisini manyetik duyarlılık değerlerine dönüştürür. Manyetik duyarlılık ölçümleri yapılırken, sonuçların yanlış olmasına neden olacağından sensör yakınında metalik veya manyetik cisim bulunmamasına dikkat edilmelidir. En iyi çözünürlüğün elde edilebilmesi için halka sensörün çapının karotun çapına oranının mümkün olduğunca küçük tutulmalıdır.



Şekil 2.7 : MS2C Halka (solda) ve MS2E nokta manyetik sensör.

Manyetik duyarlılık sensörü, Bartington Instruments Ltd tarafından analiz edilen standard demir oksit örneğini ölçmek için elektronik olarak ayarlanmıştır, bu nedenle ölçümlerden önce kalibrasyon yapılmasına gerek yoktur. Ancak, içi boş olan karot borusu test edilip değerlerde değişim olup olmadığı kontrol edilmelidir. Deniz sedimanlarında manyetik duyarlılık verileri göreceli olarak değerlendirilir ve bu değerler -10×10^{-5} ile 900×10^{-5} aralığında değişir (Gunn, 1998).

Elektrik özdirenç (Non-contact resistivity=NCR): Elektrik özdirenç ölçümleri, plastik boru içerisinde yer alan, temassız endüktif bobin sargı sensörü ile yapılır. Sensör, karotta yüksek frekanslı manyetik alan indükleyerek elektrik akımları oluşturur ve böylece bu indüklenmiş elektrik akımlarıyla oluşan küçük manyetik alanlar alıcı bobin ile ölçülür. Ölçümlerin uzamsal çözünürlüğü yaklaşık olarak 2-4 cm'dir. Bu ölçümler, gözenek suyundaki tuzluluğa karşı oldukça hassastır ve gama yoğunluk ölçümlerinden elde edilebilen tane boyu bilgisi ile birleştirildiğinde karotun litolojik özellikleri saptanabilir. Elektrik özdirenç ölçümleri için kalibrasyon, özdirenci bilinen beş farklı konsantrasyonda NaCl içeren su ile dolu olan karot boruları kullanılarak yapılır. Distile su kullanılarak oluşturulan 5 adet NaCl çözeltilerinin konsantrasyonları 35g/l (20⁰C'de 0,21 ohm.m) ve 0,35g/l (20⁰C'de 15,48 ohm.m) aralığında olmalıdır, çünkü ölçüm sonucunda, deniz suyundan daha yüksek özdirenç (35‰; 20⁰C'de 0,21 ohm.m) sahip değerler beklenmez.

2.6 ITRAX: Mikro X-ışın Fluorescence ve X-ışın Radyografi Karot Tarayıcı

EMCOL Karot Analizi Laboratuvarında bulunan X-ray fluorescence (XRF), yarım (split) karotları tahrip etmeden, çökellerin detaylı jeokimyasal çoklu element analizlerinin, tabakalanma karakterinin, gözle tespit edilemeyen laminasyonlanmanın, optik ve mikro-radyografik görüntülerinin yüksek uzamsal çözünürlükte elde edilmesini sağlar (Croudace vd. 2006). ITRAX karot tarayıcı, 50 µm piksel⁻¹ maksimum çözünürlüğe sahip optik kamera, lazer topoğrafik tarayıcı (karot yüzeyi için), X-ışını kamerası (iletlen X-ışınlarının yoğunluğunun ölçümü) ve XRF detektör sistemden oluşur (Şekil 2.3).

X-ışını radyografi görüntüleri: Bu teknik, X-ışınlarının sedimanlara iletimindeki farklılığa dayanır (Bouma, 1969). Bu iletim sırasında X-ışınları, sedimanın bulk yoğunluğuna bağlı olarak soğrulur, dolayısıyla tane boyu ve karbonat, silis içeren litolojiden etkilenir. Ayrıca, ışın soğrulması, su içeriğindeki ve gözeneklilikteki değişim gibi fiziksel parametrelerden de etkilenir. Sonuç olarak, bu gri skaladaki görüntüler sediman yoğunluğuna yani kabaca tane boyu dağılımına ait bilgi içermesiyle birlikte biyotürbasyonların, sedimanter birim ve fasiyeslerin, laminasyonlarının tespitinde kullanılabilir, ölçülen gama yoğunluk, manyetik duyarlılık, tane boyu değerleriyle bağdaştırılabilir.

Mikro X-ışını fluorescence: Çökel yüzeyi, yoğun X-ray ışınına maruz bırakılır, böylece mm veya μm çözünürlüğündeki X-ray Fluorescence analizleri ile çökellerin element bileşimi ve konsantrasyonları tespit edilir. Tespit edilen elementler ve tespit edilme sınırları, X-ışını yayınlayan tüpe, işlem zamanına, elementin atom numarasına bağlıdır. Örnek olarak, molibden (Mo) tüp kullanıldığında periyodik tabloda Al'den U'ya kadar geniş bir aralıkta elementlerin tespiti yapılabilir.

X-ışını yayınımları ile atomun iç kabuğundan elektron koparılmasıyla oluşan boşluk dış kabuktan gelen elektron ile doldurulur ve elektron elektromanyetik radyasyon şeklinde artan enerjisini bırakır. Elektron kabukları arasındaki enerji farkına eşit olan bu artık enerji, X-ışınları olarak görülür. Bu nedenle her bir kabuk çifti kendine özgü radyasyon yaratır, yani her atom kendine özgü enerji ve dalga boyu spektrumunu oluşturur. Karoton yüzeyindeki çok ince bir tabakadan yayılan karakteristik X-ışınlarının etkileşim derinliği, her bir element için, radyasyonun dalga boyuna ve matriksin kimyasal bileşimine göre farklılık gösterir (Jenkins ve De Vries, 1970). Al ve Si gibi hafif elementlerin tespit edilme aralığı, uzun süren sayım zamanı gerektirirken (derinlik birkaç μm); Fe ve Rb gibi ağır elementler için bu zaman çok daha kısadır (derinlik birkaç yüz μm) (Jansen, 1998).

Tarama işlemine önce karotun X-radyografi görüntüsü elde edilerek başlanır, ardından karot başlangıç noktasına geri çekilerek XRF element profilleri toplanır.

ITRAX sistemi tarafından sağlanan QSpec yazılımı, standard çakıştırma (fitting) yöntemlerini kullanarak elementlerin pik yaptığı alanları spektrumdan tespit etmeye yardımcı olur. Her pik, düşük enerjili kısımları üssel olarak azalan Gauss fonksiyonu ile tanımlanır. X-ışını spektrumundan tespit edilen elementler (S, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Zn, vb.) veya aralarındaki oranlar çizdirilerek yorum yapılır. Ancak bunlarla birlikte, organik madde varlığı, gözeneklilik değişimleri, su içeriği, tane boyu gibi iç etkenler ve karotun suyunu kaybetmiş, dolayısıyla karotta çatlakların oluşması gibi dış faktörler fluorescent radyasyonunun üretimi ve tespitini olumsuz yönde etkileyebilir (St-Onge, 2007).

Paleo-oşinografik çalışmalarda X-ray Fluorescence, sedimantasyon sürecinin ve sedimantasyona etki eden parametrelerin (ve böylece paleo-iklim belirteçlerinin gelişimi) araştırılmasında kullanılır. Klastik sedimantoloji çalışmalarında, biyojenik

(Ca, Sr, v.b) ve silisiklastik (Al, Ti, Fe, v.b) oran karşılaştırılması yapılarak denizel ortamlara yüksek miktarda terrijenik kökenli çökelme tespit edilebilir.

Bu çalışmada, tüm karot bölümleri ITRAX ile taranmıştır. İlk işlem X-radyografi ve optik görüntünün elde edilmesiyle başlamış ve daha sonra karot başlangıç noktasına çekilerek XRF element profillerinin (Al, Si, P, S, Cl, Ar, K, Sc, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Zn, Ge, Ga, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Cd, Nb, Mo, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Ta, W, Pb, U, Th) elde edilmesi için 0,5 mm örnekleme aralıklarında ve 10s'lik etki sürelerinde Mo tübü (X-şını tübü) kullanılarak taranmıştır. Özetle, çalışmada yapılan analizler 3 aşamadan oluşur:

- Mikro XRF analizi (200 µm) (çoklu element jeokimyasal analiz için)
- X-ışını radyografisi (20 µm) (ITRAX'ın ürettiği “radyografik pozitif” görüntülerinde açık renkler düşük yoğunluklu alanları; koyu renkler yüksek yoğunluklu alanları temsil eder)
- 3 ana renk (RGB) dalgaboyunda optik görüntü



Şekil 2.8 : ITU-EMCOL laboratuvarındaki ITRAX mikro XRF karot tarayıcısı (Croudace v.d., 2006).

2.7 Toplam İnorganik (TİK) ve Organik Karbon Analizleri (TOK)

Çökel örneklerindeki toplam organik karbon ve inorganik karbon değerleri, Shimadzu TOC/IC Analyzer kullanılarak EMCOL Sedimantoloji Laboratuvarı'nda ölçülmüştür. MNTKS-34 karotu her 20 cm'de bir örneklenirken, ML-01 karotu 10 cm'de bir örneklenmiş ve 72 saat boyunca etüvde bekletilmiştir. Kurutulmuş

örnekler, analizler için gerekli olan homojen tane boyu elde edilene kadar agat havan yardımıyla dövülmüştür. Kurutulmuş ve toz haline getirilmiş her bir örnekten 40 mg tartılarak 900 °C’lik fırında sterilizasyonu gerçekleştirilen seramik kapların içinde Shimadzu ölçüm cihazına yerleştirilmiştir.

Örnekler cihaza yerleştirilmeden önce, Toplam Karbon analizi (TK) için sırasıyla 10, 20 ve 40 mg potasyum hidrojen ftalat (KHP) yakılarak; Toplam İnorganik Karbon (TİK) için sırasıyla 20, 40 ve 80 mg sodyum hidrojen karbonat yakılarak elde edilen kalibrasyon eğrileriyle metodlar oluşturulmuştur ve bu metoda göre, toplam karbon ve inorganik karbon oranı arasındaki fark ($TOK (wt \%) = TK (wt \%) - İK (wt \%)$), örnekteki toplam organik karbon (TOK) oranını verir.

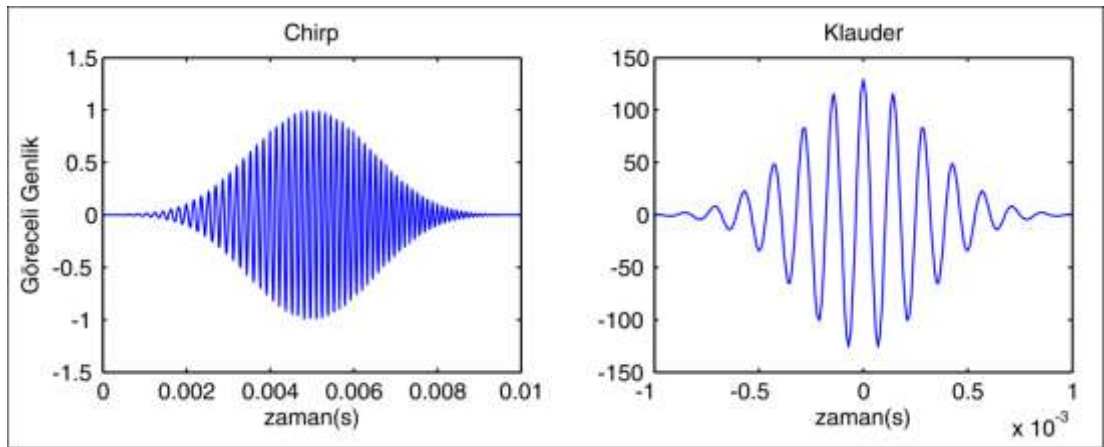
Toplam inorganik karbon analizinden hemen önce örneklerdeki karbonatın karbondioksit'e dönüştürülmesini sağlayan % 85’lik fosforik asit örneklerle ilave edilmiştir. Toplam organik karbon ölçümünün yapılacağı kabın üzerine bir miktar kuvars pamuğu yerleştirilmiştir.

Shimadzu katı numune yakma ünitesinin çalışma prensibi, 900 °C’de katalitikli yanma oksidasyonudur. Bu yüzden cihaz, bir oksijen tüpüyle ve bir de kuru hava tüpüyle bağlantılıdır. Örneklerin, toplam karbon analizleri için 900°C’de; toplam inorganik karbon analizleri 200°C’de gerçekleşen yanma işleminin ardından ortaya çıkardıkları karbondioksit (CO₂) miktarları infrared detektör aracılığıyla hassaslığı % 95 olan cihaz tarafından ölçülür ve bu noktadan sonra karbon içerikleri tespit edilir. Analizler sonucunda toplam organik karbon ve toplam inorganik karbon ağırlıklarını yüzde cinsinden ifade eden grafikler çizdirilmiştir. Toplam inorganik ve organik karbon analizleri, çökellerde paleo-iklim, paleo-ortam, paleoşionografi gibi çalışmalar için yapılır ve ayrıca suda kirlilik, atık sularında organik yüklerin kökeni ve tipinin belirlenmesi amacıyla da yapılabilir.

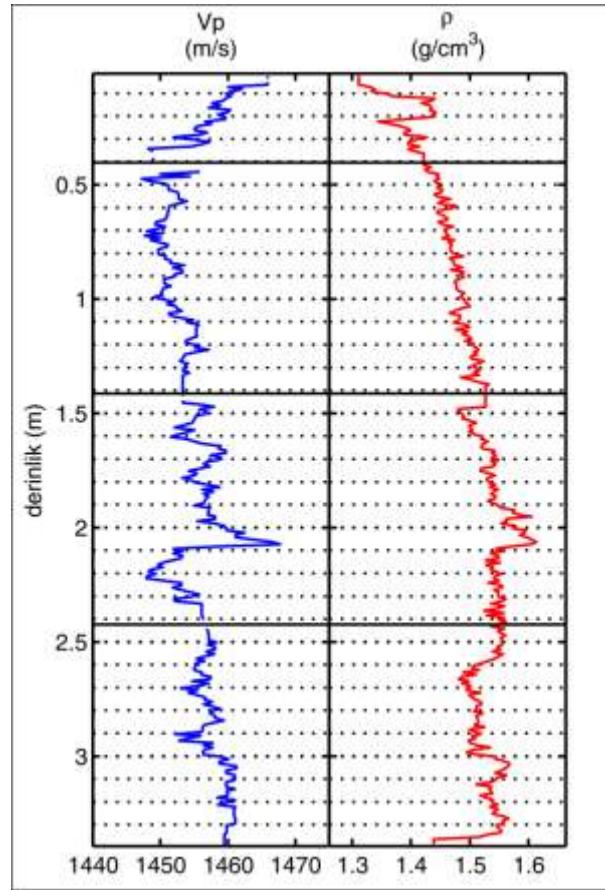
3. ANALİZ SONUÇLARININ SUNUMU

3.1 Sentetik Sismogram ile Sismik Verilerin İlişkilendirilmesi

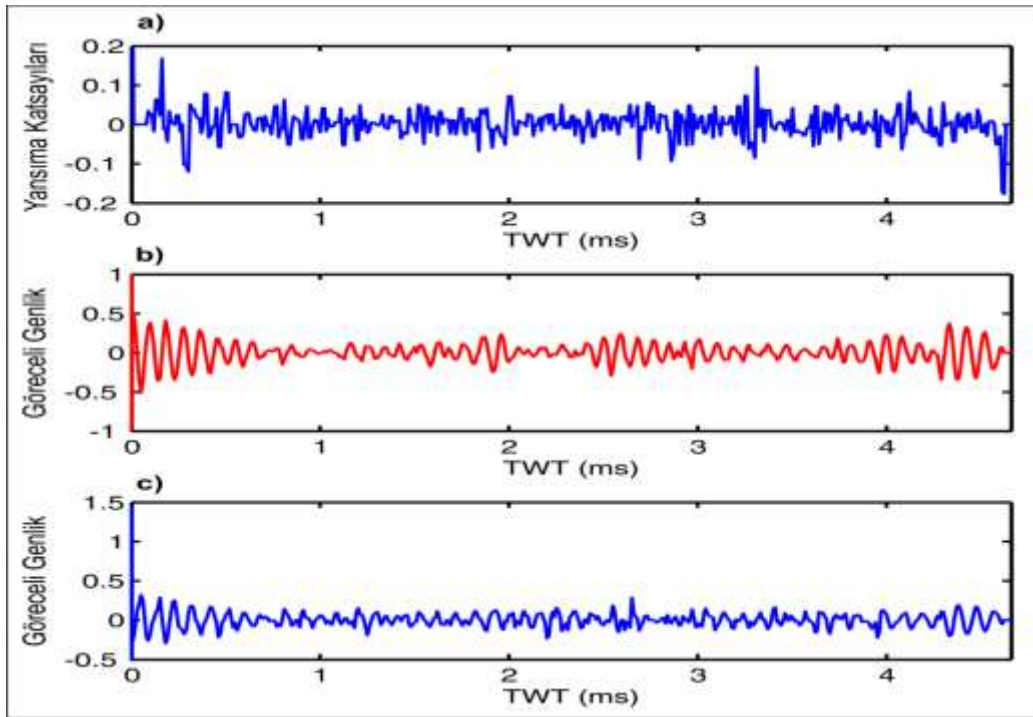
2-7 kHz frekans aralığında, 0,01 s sinyal uzunluğunda ve 0,000031 s örnekleme aralığına sahip olan Chirp kaynak dalgacığı *Chircor* programıyla Gasperini (2005)'teki “chirp bağıntısına” göre oluşturulmuştur (Bölüm 2.2). Chirp sinyalinin özilişkisi *Matlab* programında hesaplanmış ve Klauder dalgacığı elde edilmiştir (Şekil 3.1). MNTKS-34 karotundan Çok Sensörlü Karot Logu (MSCL) ile elde edilen P-dalgası ve Gama-yoğunluk değerleri (Şekil 3.2 ve Şekil 3.6) kullanılarak akustik empedanslar ve bunun ardından yansıma katsayıları hesaplanmıştır. Bu aşamada, yansıma katsayılarını derinlik ekseninden çift yol seyahat zamanı (twl) eksenine aktarmak için MSCL örnekleme aralığı (0,5 cm) ve P-dalgası bilgilerinden yararlanılmıştır. Toplam çift yol seyahat süresi 0,031 ms örnekleme aralığına bölünerek yansıma katsayıları ilgili noktalara yerleştirilerek Şekil 3.3a ve Şekil 3.7a'daki yansıma serisi elde edilmiştir. Yansıma katsayıları, Klauder dalgacığı ile evriştirildikten (Şekil 3.3b ve Şekil 3.7b) sonra evrişimden kaynaklanan salınım etkilerini gidermek amacıyla ters evrişim yapılmıştır (Şekil 3.3c ve Şekil 3.7c). En son aşamada Hilbert Dönüşümü kullanılarak ters evriştirilmiş sismogramın anlık genlik hesaplaması yapılmış ve gerçek sismik izler ile karşılaştırılmıştır.



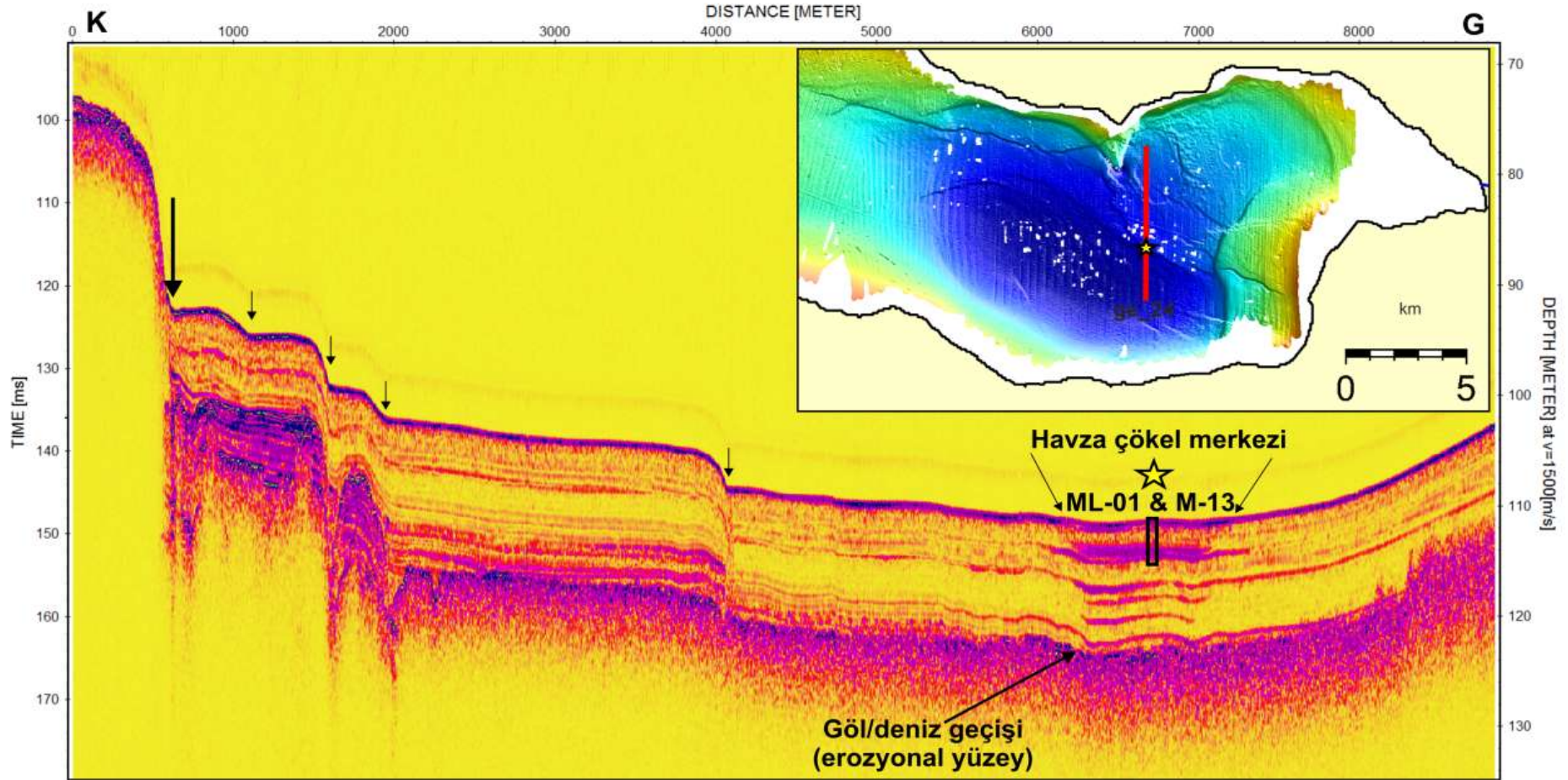
Şekil 3.1 : Chirp kaynak dalgacığı ve özilişkisi (sıfır fazlı Klauder dalgacığı).



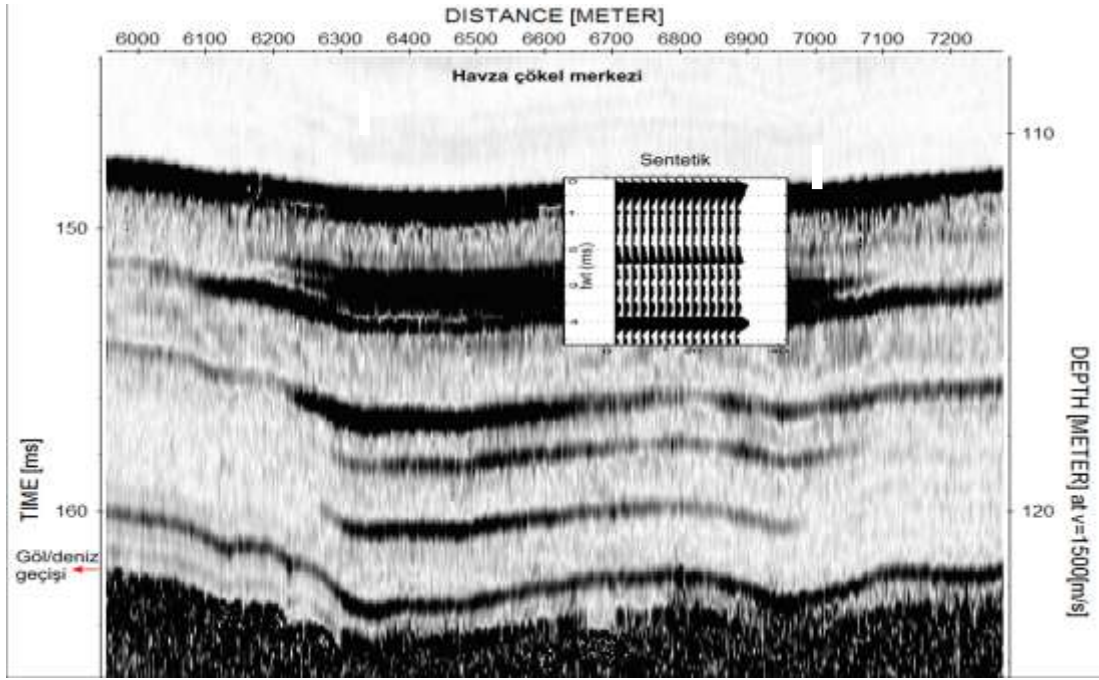
Şekil 3.2 : ML-01 karotunda MSCL ile ölçülen V_p ve ρ derinlik profilleri.



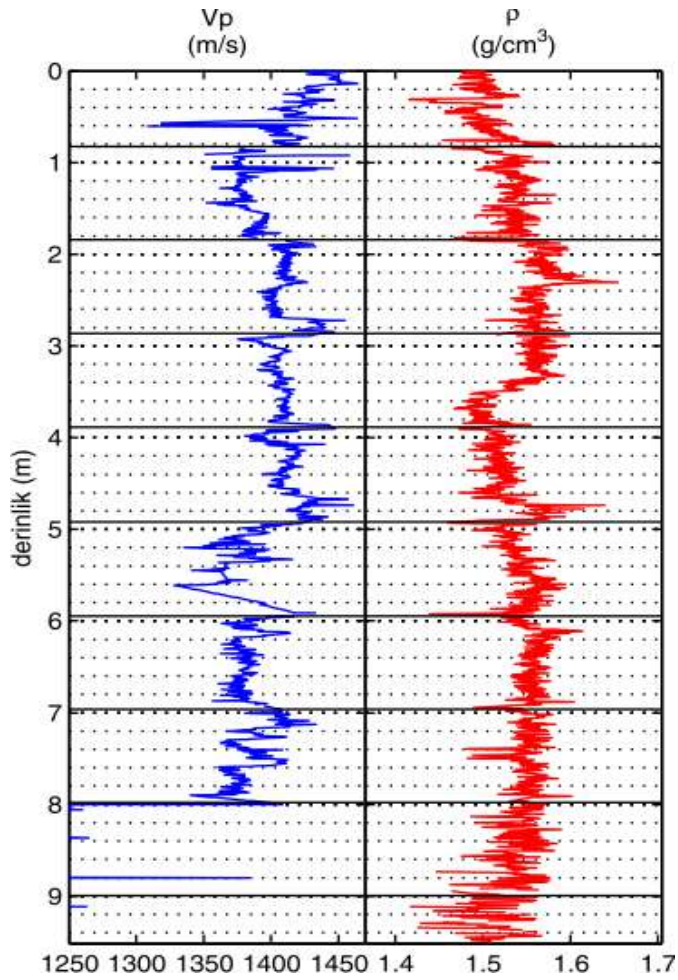
Şekil 3.3 : ML-01 karotu için; a) Yansıma katsayıları serisi b) Klauder dalgacık ile yansıma katsayılarının evrişimi c) Ters evriştirilmiş veri. (TWT: Çift-yol seyahat zamanı)



Şekil 3.4 : Ge_24 chirp profili ve ML-01 ve M-13 karotlarının bu profil üzerinde gösterimi. Havza çökel merkezinde 155 ms civarında göl çökellerinden deniz çökellerine geçiş görülür. (Sağ üst köşedeki batimetri haritasında sismik hattın konumu gösterilmiştir).



Şekil 3.5 : Ge_24 chirp profili ve ML-01 karotuna ait V_p ve ρ logu kullanılarak elde edilen 4,5 ms'lik sentetik sismik izler.



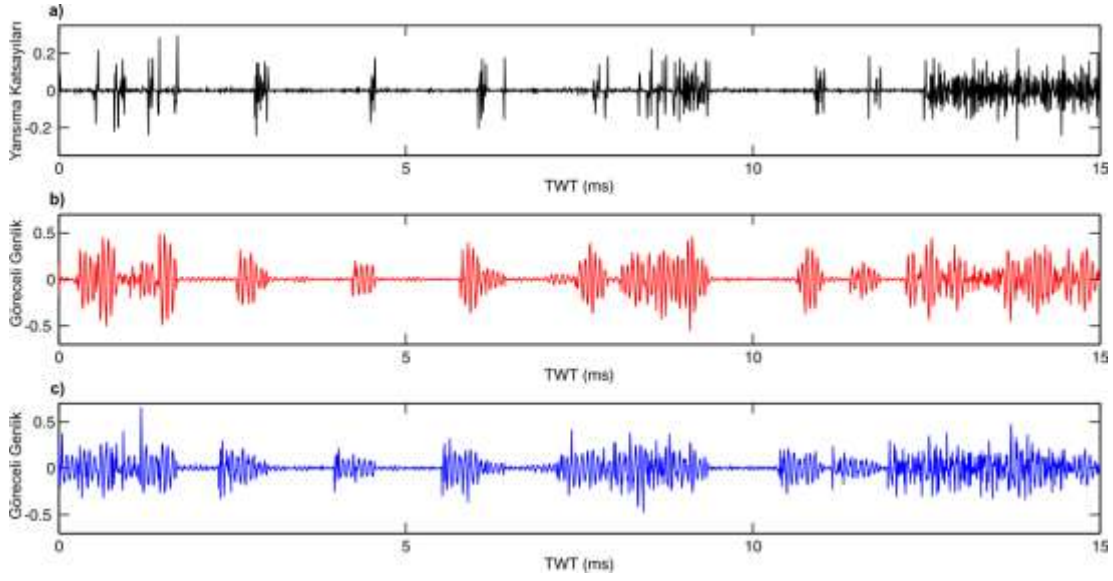
Şekil 3.6 : MNTKS-34 karotunda MSCL ile ölçülen V_p ve ρ derinlik logları.

Karot lokasyonlarıyla kesişen sismik profiller ge_24 ve ge_20 (Şekil 3.4 ve Şekil 3.9), 2005 yılında Urania araştırma gemisine ait veri setinden seçilmiş ve karot lokasyonuna denk düşen sismik izler *Reflex* programı yardımıyla bu seçilen sismik hatlardan çıkarılmıştır.

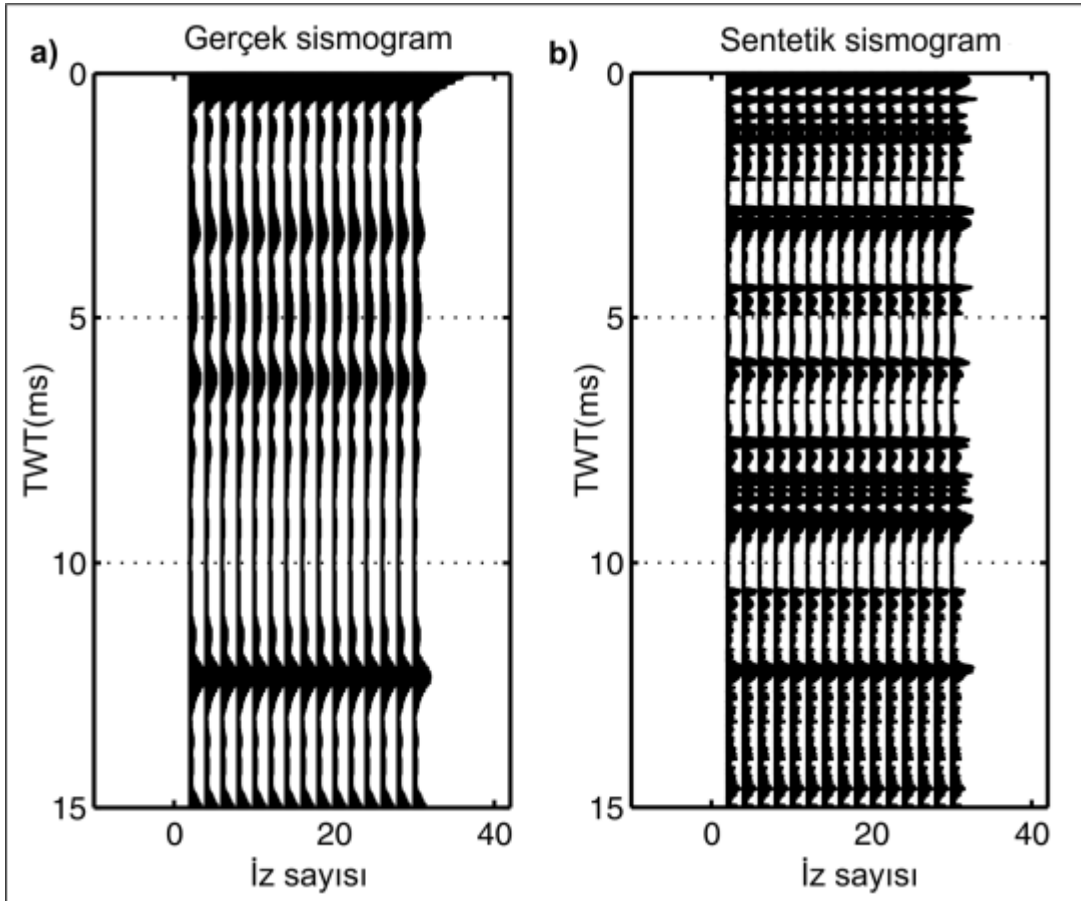
Havza çökel merkezinden alınan ML-01 ve M-13 karotlarının K-G doğrultulu ge_24 sismik hattının üzerindeki konumu Şekil 3.4'teki kesitte gösterilmiştir. 3,38 m uzunluğundaki ML-01 karotundan MSCL cihazı ile elde edilen fiziksel parametreler kullanılarak elde edilen 4,55 ms'lik sentetik sismogram Şekil 3.5'te sismik kesit ile karşılaştırılmıştır. Sismik kesitte ayırt edilemeyen tabaka içi yansımalar sentetik sismogramda görülmüştür. Havza çökel merkezinde yaklaşık 155 ms çift yol seyahat zamanına (twl) denk gelen yüksek yansıma genlikleri, profil boyunca takip edildiğinde, göl çökellerinden Holosen deniz çökellerine geçiş sınırı tespit edilir.

Sismik hat ge_24'e paralel uzanan ge_20, 9,40 m uzunluğundaki MNTKS-34 ve MNTKI-13 karotlarının lokasyonu ile kesişir (Şekil 3.9). Bu karot logundan elde edilen sentetik sismogramın (Şekil 3.8) uzunluğu 15 ms'dir ve göl çökellerinden Holosen deniz çökellerine geçiş sınırına kadar uzanır. Toplam organik karbon değerlerine göre, sapropelin tespit edildiği aralıkta beklenen laminalı tabakalanmalar sismik kesitte ayırt edilemezken (holosen çamur örtüsü), sentetik sismogramda 7,5 ms'den sonra görülebilir (Şekil 3.8). Şekil 3.9'da ge_20 nolu K-G uzantılı sismik kesit ve bu kesitten karot lokasyonun kestiği noktadan çıkarılan izler ile sentetik sismogram karşılaştırılması gösterilmiştir.

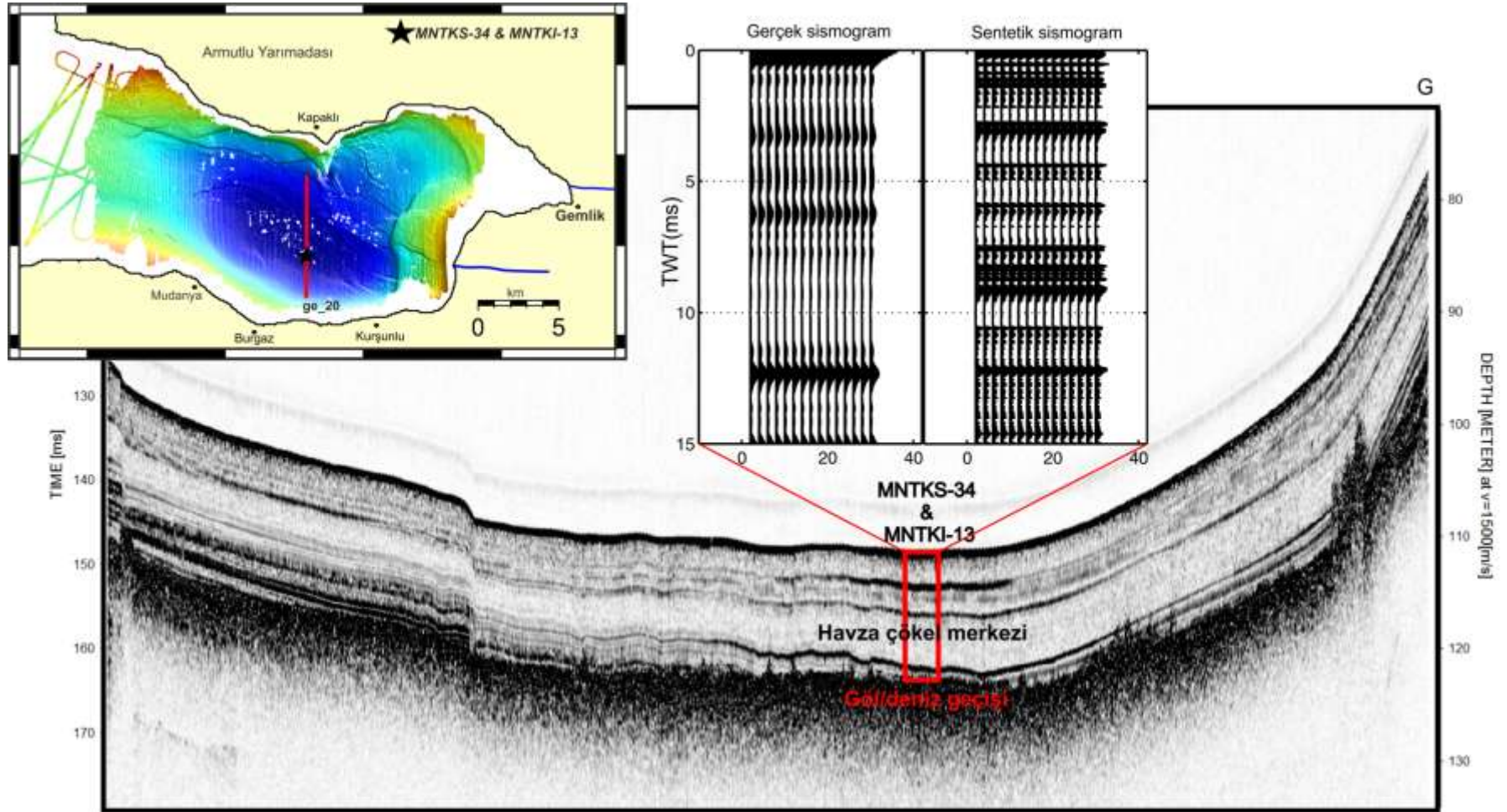
Gemlik Körfezi'nin doğusunda yer alan Kocadere delta lobunu kesen GD-KB doğrultulu ged_20 chirp profilinde, Geç Buzul Dönemdeki erozyonal yüzeyi, 105-110 ms arasında ilerleyen (prograding) delta çökellerini, buzul sonrası döneme ait yüksek yansıma genlikli gölsel çökelleri ve Holosene çamur örtüsünden (mud drape) Bölüm 4'te bahsedilecektir. Bu tez çalışmasında kullanılan sismik hatların lokasyonu Şekil 2.1'deki çok-ışınlı batimetri haritasında görülebilir.



Şekil 3.7 : MNTKS-34 karotu için; a) Yansıma katsayıları serisi b) Klauder dalgacık ile yansıma katsayılarının evrişimi c) Ters evriştirilmiş veri. (TWT: Çift-yol seyahat zamanı).



Şekil 3.8 : a) MNTKS-34 karotunun sismik hat ile kesiştiği noktadaki izlerin ge_20 chirp profilinden çıkarılmasıyla elde edilen izler b) Sentetik sismik izler.



Şekil 3.9 : Ge_20 chirp profili ve sismik kesitten çıkarılan izler ile sentetik sismik izlerin karşılaştırılması (Sol üst köşedeki batimetri haritasında sismik hattın konumu gösterilmiştir).

3.2 Karotların Litolojik Tanımlamaları

ML-01 karotu litoloji tanımı: Gemlik Körfezi havza çökel merkezinde (40° 23' 55.520"K ve 28° 58' 1.833" D) 112.9 m su derinliğinden alınan ML-01 karotunun uzunluğu 338 cm'dir. Şekil 3.1'de de görüldüğü üzere, ML-01 karotu, üç adet 100 cm'lik ve bir adet 37.5 cm'lik bölümlerden oluşmaktadır. Karot boyunca hakim olan litoloji, gri yeşil çamurdur. Karotun en alt kısmı olan birinci bölümünde (section 1) 270-339 cm'ler arası Marmara'ya özgü homojen yeşil çamur bulunmaktadır. 260 cm'den 270 cm'e kadar hafif lamine, altında ve üstünde geçişli dokanağa sahip organik maddece zengin koyu yeşil sapropel yapısı bulunmaktadır. 239-260 cm'ler arası gri-yeşil killi çamurdan oluşmaktadır (Şekil 3.10).

Karotun ikinci bölümü (section 2) 138-238 cm'ler arası gri-yeşil çamurdan oluşmaktadır. 141-142 cm'de kırmızı çamur ve yer yer siyah indirgenme benekleri içermektedir. 155-156 cm'de açık yeşil-mavi renkli laminanın (organik maddece zengin) üst ve alt kısımlarında 153 ve 157 cm'lerde kırmızı-kahverengi kil yer almaktadır ve kırmızı kahverengi çamur 168 cm'de ve 199-207 cm'ler arasındada tekrarlanmaktadır. 199-207 cm'lik aralıkta organik maddenin neden olduğu indirgenmeyi işaret eden kırmızı-kahverengi kil tabakasının içinde düzensiz yer alan 203-204 cm'deki açık yeşil-mavi lenslerin (bu mavi-yeşil indirgenmiş demirin etrafındaki kırmızı kahverengi kil, oksitlenmiş organik madde indirgenmesinin işaretidir), 155-156 cm'deki açık yeşil-mavi laminayla ilişkili olduğu düşünülmektedir. 230-235 cm arasında "*Ostrea edulis*" kavkıları bulunmaktadır (Şekil 3.10). Karotun üçüncü bölümünde de ikinci bölümde görülen gri-yeşil çamur ve siyah silt benekleri gözlemlenmiştir. Karotun sonlarına doğru 133 cm'de dereceli (gradational) dokanak ile görülen koyu kırmızı kahverengi seviye görülmektedir (Şekil 3.10). Karotun dördüncü en üst bölümünde 0-5 cm'ler arası gri-siyah kil; 5-9 cm arası gri-yeşil çamur ve dereceli (gradational) geçişle koyu kırmızı kahverengi çamur seviyesi 9 cm'den 14 cm'e kadar devam etmektedir; yine dereceli (gradational) geçişle 19 cm'e kadar açık kırmızı kahverengi görülen seviyenin redoks cephe, flood depositleri veya kütle akışı (türbidit) olduğu tartışmalıdır. 19 cm'den sonra keskin dokanak (sharp contact) karotun diğer bölümlerinde de hakim olarak görülen homojen gri yeşil çamur görülmektedir (Şekil 3.10). ML-01 karotunun sediman/su arayüzey karotu olan M-13'te yapılan litolojik tanımlamanın ardından,

ML-01 karotundaki üst sedimanların karot alımı sırasında korunduğu gözlemlendiğinden M-13 karotunun litolojik tanımına ayrıca değinilmemiştir. Karotun birinci bölümünde radyografide göreceli olarak koyu görülen 302 cm'deki olası tefra seviyesinin hemen üstünden tarihlendirme amacıyla örnek alınmıştır.

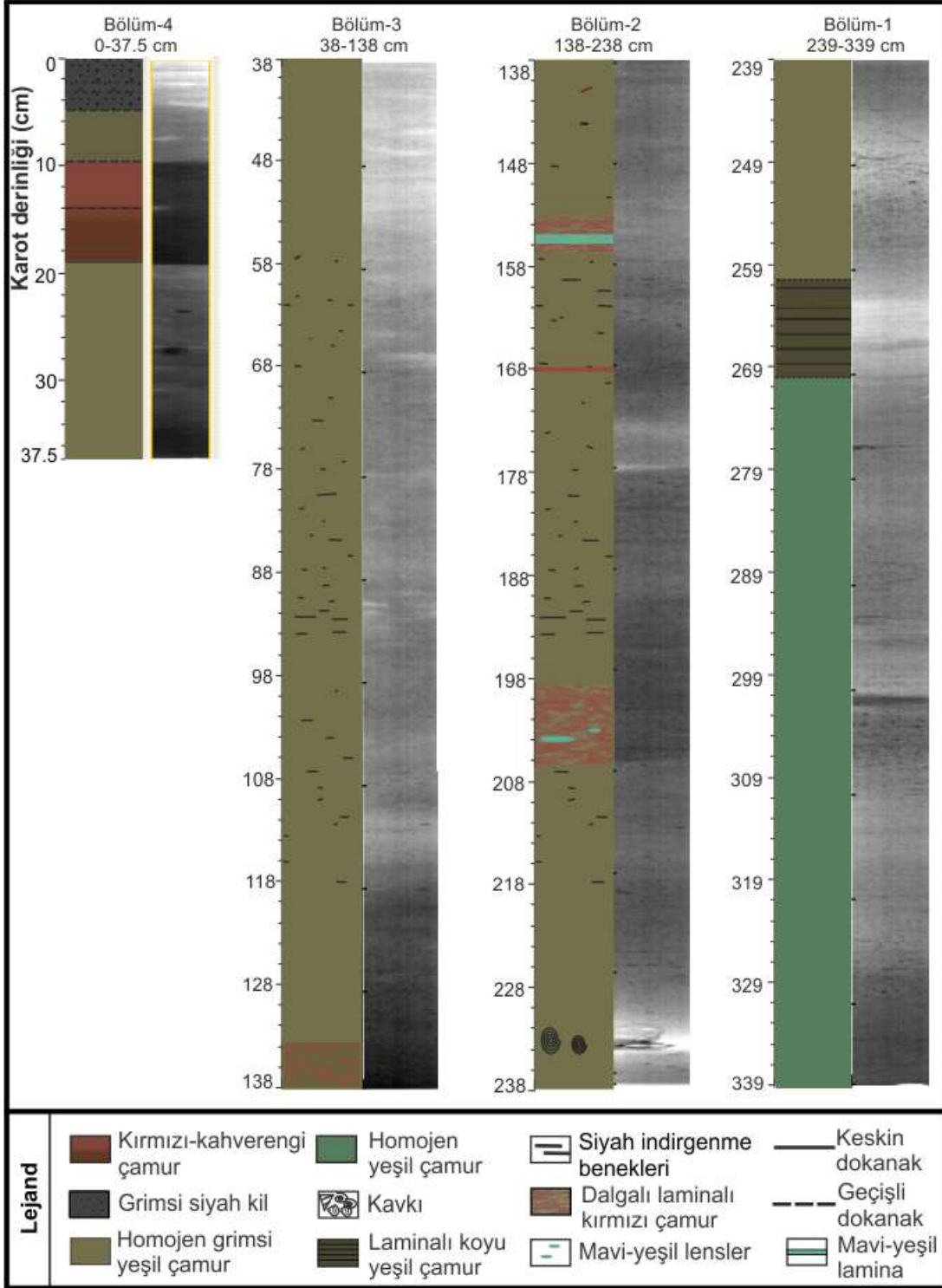
MNTKI-13 karotu litolojik tanım: Gemlik Körfezi havza çökel merkezinden (K40° 23' 35.940"/D28° 57' 31.140"), 105m su derinliğinden alınan MNTKI-13, MNTKS-34 karotunun sediman/su arayüzey karotudur ve uzunluğu 84 cm'dir. Şekil 3.11'de karotun litolojik tanımlamasıyla birlikte optik, işlenmiş optik ve radyografi görüntüsü verilmiştir. Karotta üstteki ilk 5 cm'de koyu kahverengi-yeşil tabaka bulunurken, her biri 1-2 mm kalınlığında olan 3 adet beyaz band, karotun 5-8 cm'leri arasında gözlemlenmiştir. 17-20 cm'ler arasındaki karbonatça zengin tabakanın ardından 22-27 cm arasında kırmızı-kahve çamur tabakası bulunur. Bu çamur tabakasının içinde Demirmonosülfid belirteci siyah tanecikler yer alır. Litolojik tanımlama, radyografi ve optik görüntüde 27 cm'e karşılık gelen anoksik/oksik geçişini gösteren keskin arayüzey, bu kırmızı-kahve çamur tabakasının karot lokasyonuna kütle akımı (mass flow) sonucu taşındığını gösterir. Karottaki bu keskin geçişten sonra yeşil homojen çamur litolojisi hakimdir. Ayrıca, karbon-14 tarihlendirilmesine gönderilmek üzere, kırmızı-kahverengi tabakanın birkaç cm aşağısından, 42-44 cm'ler arasından, örnek alınmıştır (Şekil 3.11).

MNTKS-34 Litolojik Tanım: Gemlik Körfezi havza çökel merkezinde (K40° 23' 35.820"/ D28° 57' 31.320") 105 m su derinliğinden alınan MNTKS-34 karotunun uzunluğu 938 cm'dir ve 10 adet bölüme ayrılmıştır. Şekil 3.12 ve Şekil 3.13'te de görüldüğü üzere MNTKS-34 karotu, sekiz adet yaklaşık 100 cm'lik, bir adet 84 cm'lik ve bir adet 56 cm'lik bölümler halinde kesilmiştir. Şekil 3.12'de çökel karotunun ilk 5 bölümünün; Şekil 3.13'te ise geri kalan 5 bölümünün litolojik tanımı, optik ve radyografik görüntüsü verilmiştir. Karotun ilk bölümü olan ilk 84 cm'de hakim olan litoloji, açık yeşil renkli homojen çamurdur. Bu özellik ikinci bölümde de gözlenirken, 92-93 cm arasında yer alan boşluğun karot alımı esnasında oluştuğu düşünülmektedir. Üçüncü bölümün 223 cm'lik kısmına kadar ilk iki bölümde gözlemlenen açık yeşil renkli homojen çamurun ardından, 223-232 cm arasında üstte geçişli dokanak; altta ise keskin dokanak ve içerisinde dalgalı (wavey) laminalara sahip 9 cm'lik kırmızımsı kahve renkli çamur tabakası bulunur. Bu keskin dokanaktan sonra, bölüm sonuna doğru artan gri-kahverengi tonları içeren, ancak

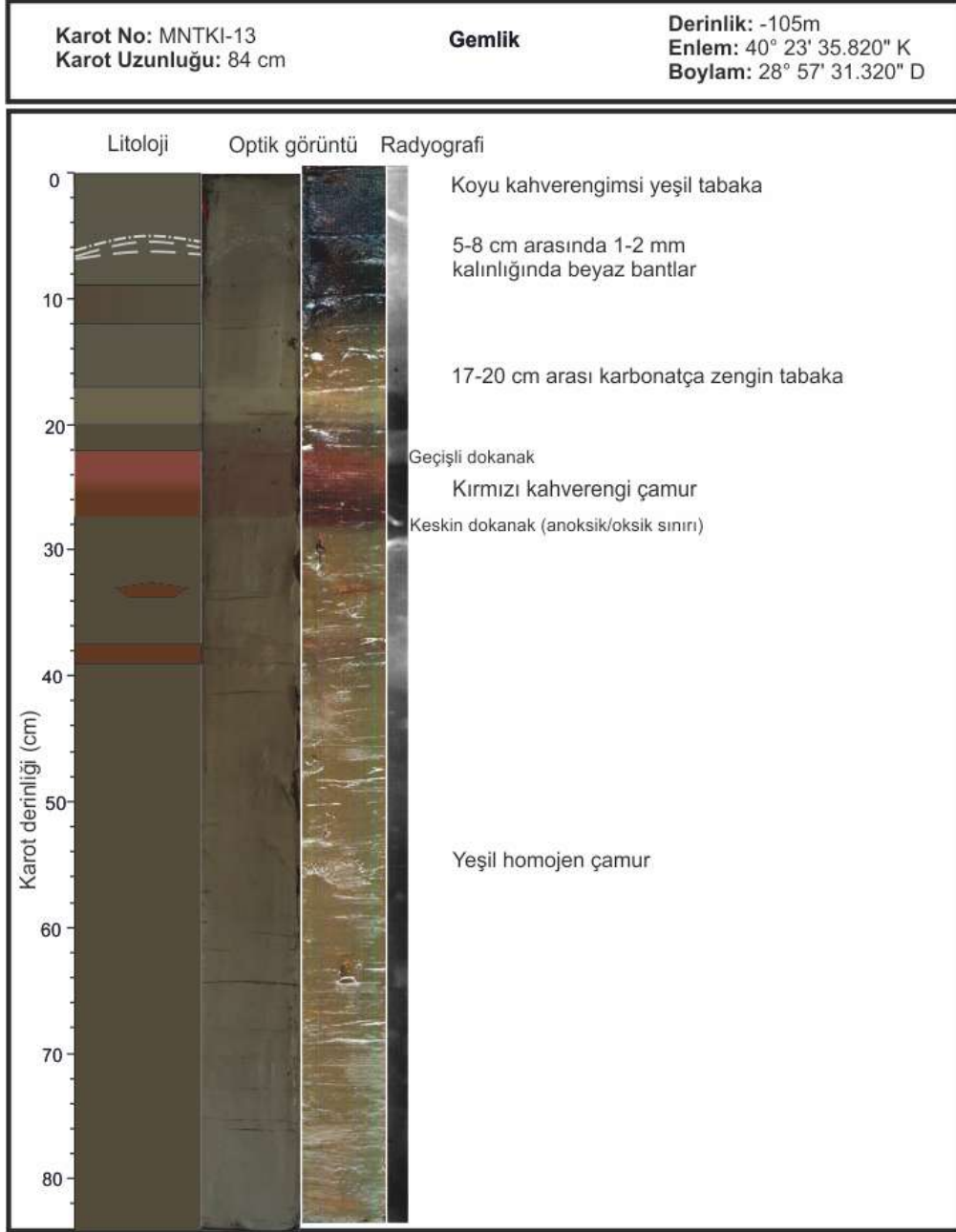
Karot No: ML-01
Karot Uzunluğu: 339 cm
Bölüm No: 1-4

Gemlik

Derinlik: -112.9m
Enlem: 40° 23' 55.520" K
Boylam: 28° 58' 1.833" D

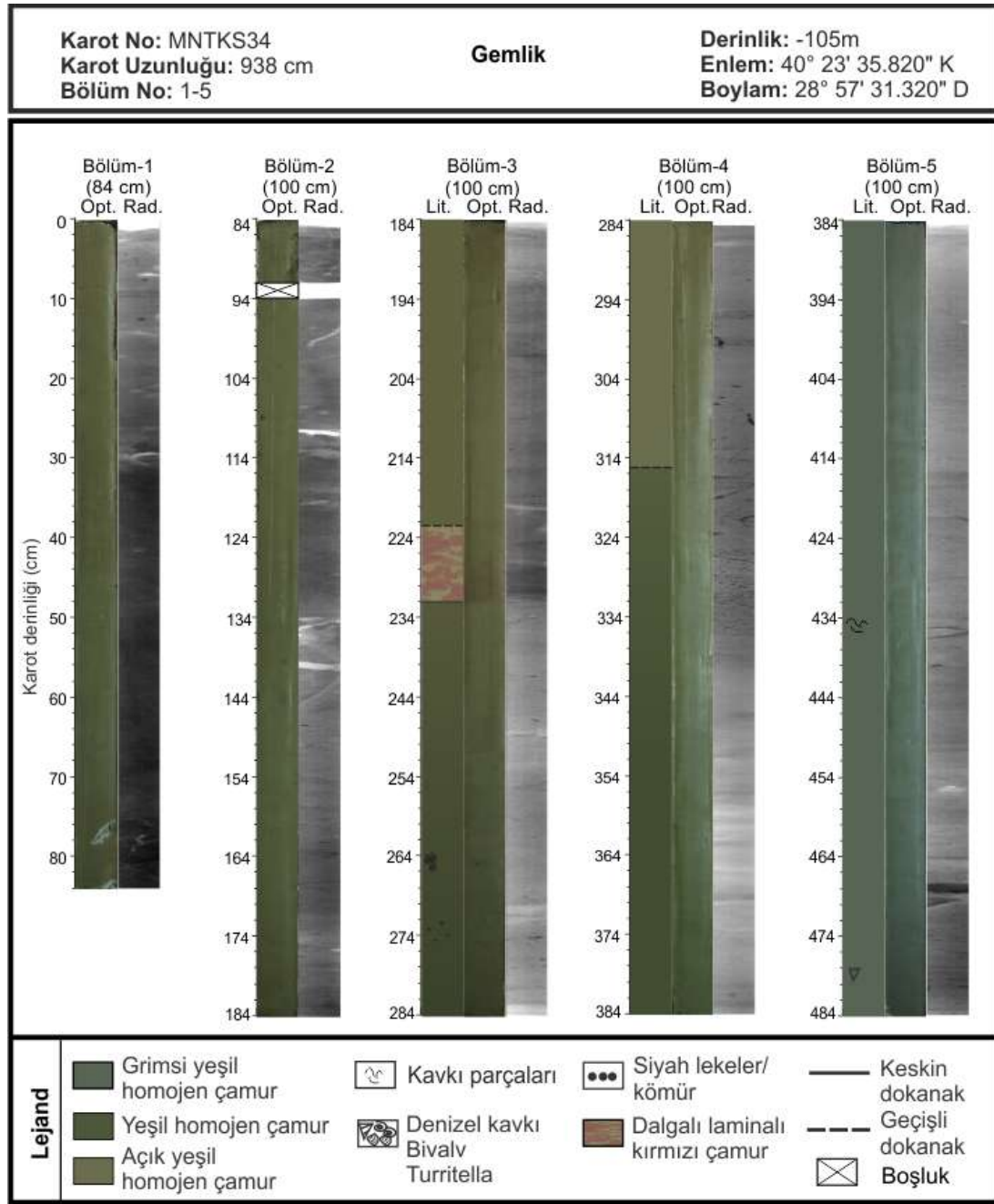


Şekil 3.10 : ML-01 karotunun litolojik tanımlaması ve radyografisi.



Şekil 3.11 : MNTKI-13 ara yüzey karotunda yapılan litolojik tanımlama.

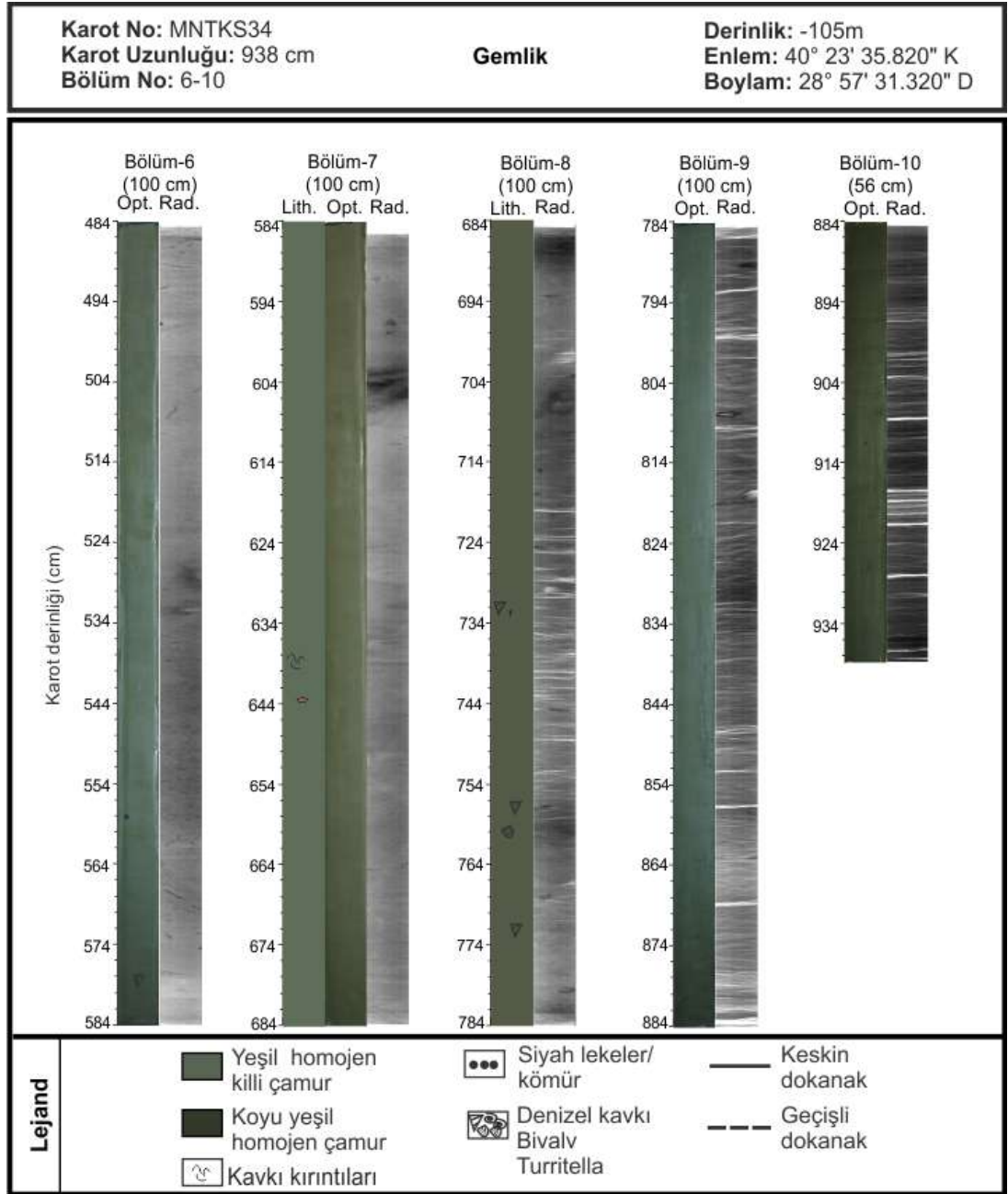
hakim litolojinin yeşil homojen çamur olduğu birim bulunur. Söz konusu birimin içinde 264-275 cm arasında kavkı parçaları gözlenirken, 272-276 cm'lik aralıkta muhtemel organik maddeyi işaret eden siyah benekler (black patches) yer alır. Dördüncü bölümde, baskın rengin koyu yeşil olduğu ve gri-kahverengi tonları içeren çamurun 315 cm'de geçişli (gradational) dokanak ile yeşil homojen çamurun derinlikle birlikte koyulaştığı görülmüştür. Beşinci bölümde hakim litoloji, yeşil killi çamurdur ve bu çamurun içinde 434-436 cm'ler arasında kavkı parçaları ve 479 cm'de turritella tespit edilmiştir.



Şekil 3.12 : MNTKS-34 karotunun ilk 5 bölümünün litolojik tanımlaması (Rad.: Radyografi; Opt.: Optik görüntü; Lit: Litoloji).

Karotun altıncı bölümü boyunca yine yeşil homojen killi çamur mevcutken 558 cm'de görülen organik madde ve 578-579 cm arasında görülen turritella ¹⁴C yaşlandırması için örneklenmiştir. Yeşil homojen çamurdan oluşan yedinci bölümün 638-639 cm'lik kısmında kavkı kırıntıları, 643-644 cm'lik aralıkta ise kahverengi kavkı parçası bulunmuştur. Turritellaların en sık görüldüğü (732 cm, 757 cm ve 772 cm'de olmak üzere üç adet) sekizinci bölümde ayrıca 760 cm civarında çift kabuklu 1 cm'lik bivalv kavkuları tespit edilmiştir. Karotun yaklaşık sekizinci bölümünün

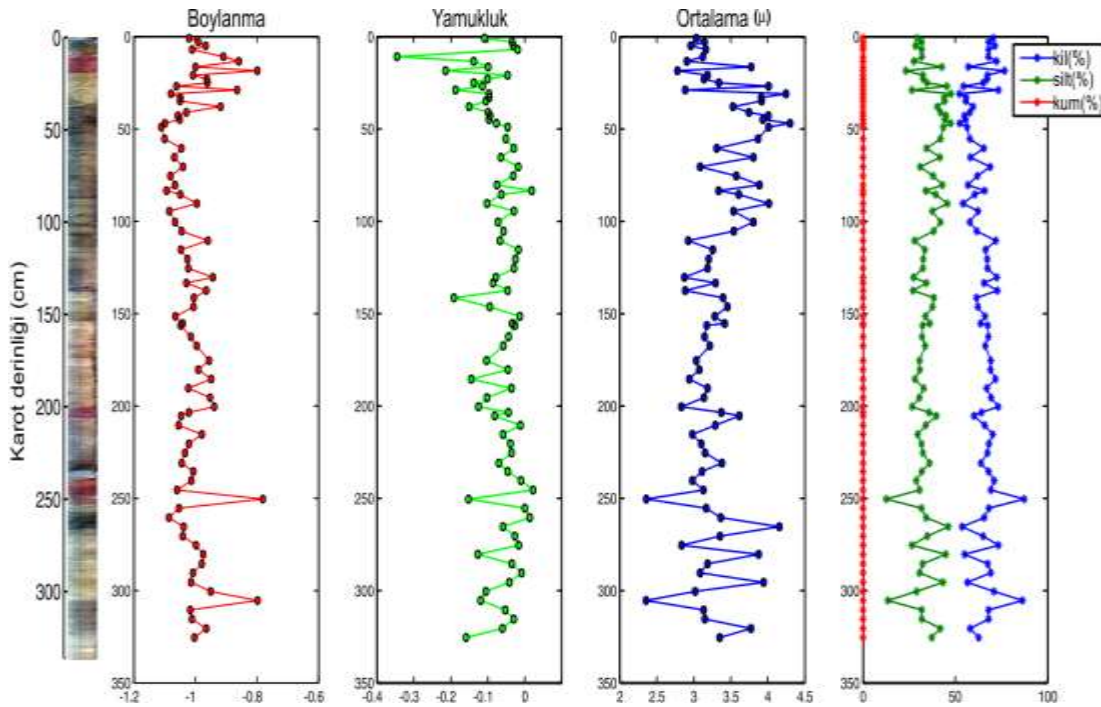
yarısından geri kalan bölümlerine kadar radyografi görüntülerine dikkat edilecek olursa laminalı olduğu görülür. Söz konusu bu bölümlerde (sekizinci bölümün yarısından onuncu bölüme kadar) karotların ikiye ayrılıp soğuk odada bekletildiği süreç içinde oluşan jips (piritlerin oksidasyonu sonucu oluşan) kristalleri karotların yüzeyinde tespit edilmiştir. Tüm karot bölümleri ele alındığında, en koyu yeşilin bulunduğu son bölümde (onuncu bölüm) organik maddece zengin sapropelde ince laminalı yapı hem gözle hem de radyografide görülebilir.



Şekil 3.13 : MNTKS-34 karotunun son 5 bölümünün litolojik tanımlaması
(Rad.: Radyografi; Opt.: Optik görüntü; Lit: Litoloji).

3.3 Tane Boyu Analizi Sonuçları

Tane boyu analizleri ML-01 ve M-13 karotu boyunca önemli görülen kütle akması seviyelerinde 3 cm’de bir, değişim görülmeyen seviyelerde 5 cm’de bir örneklenerek yapılmıştır. Bölüm 2’deki Tane Boyu Analizleri başlığı altında verilen bağıntılar kullanılarak oluşturulan grafikler, Şekil 3.14 ve Şekil 3.15’te verilmiştir. ML-01 karotunun boylanma değerleri incelendiğinde -1,11 ile -0,78 arasında değişim gösterdiği, 13,5 cm, 18,5 cm, 29 cm, 250 cm ve 305,5 cm’de yaklaşık -0,8 boylanma değerine sahip olduğu Şekil 3.14’te görülebilir. Karot boyunca bu seviyeler dışında kalan derinliklerde boylanma değerleri -1,00 değeri civarında salınım gösterir. Buna göre, örneklerin çok iyi boylanmalı-orta derecede boylanmalı bir aralıkta olduğu sonucuna varılır. ML-01 karotundaki yamukluk değerleri ise -0,34 ve 0,01 arasında değişim göstermektedir. Buna göre, taneler simetrik sınıfında yer alır. Bu simetriklik sınıfının sınırlarına yaklaşan değerler karotta ilk kırmızı-kahve tabakanın başladığı

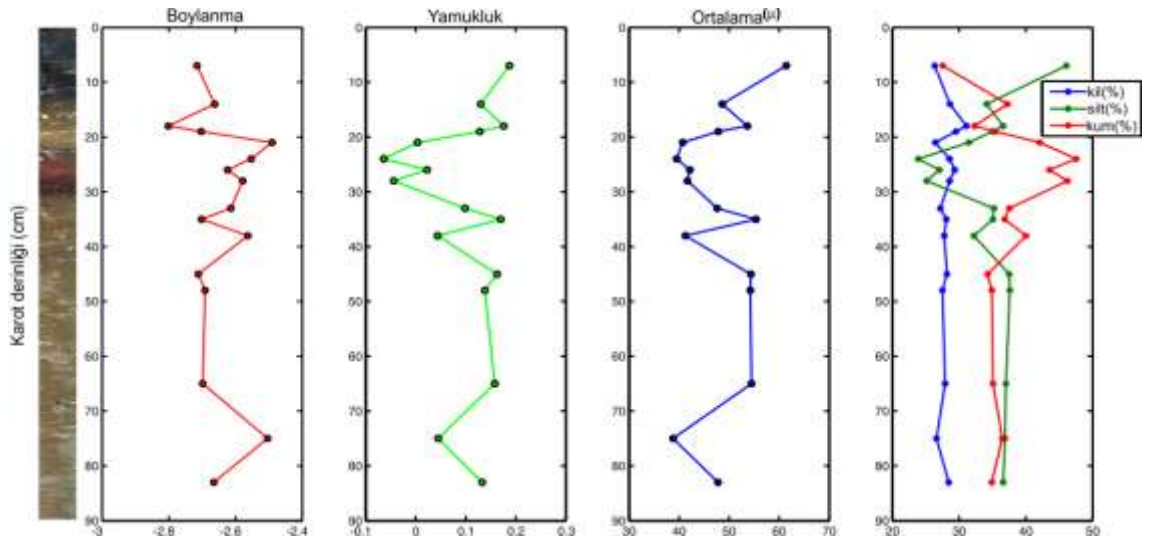


Şekil 3.14 : ML-01 karotunda tane boyu analizi ve silt-kil-kum yüzdeleri.

11 cm’e, ve sapropel olarak belirlenen seviyenin 250,5 cm ve 325,5 cm’lerinde gözlenir. Aritmetik ortalama (mean) değerleri 2,3-4,3 μ arasında değişim gösterir, bununla birlikte karot boyunca ilk 15-50 cm ve son 50 cm (sapropelin tespit edildiği seviye) boyunca aritmetik ortalama değerlerinde göreceli artış vardır. Ayrıca, aritmetik ortalama da göreceli artış gözlenen bu aralıklarda silt içeriğinde de yüzde

cinsinden artış görülür. Karottaki silt içeriği profil boyunca yaklaşık % 40 iken, kil içeriği % 60 civarındadır. Analizler sonucunda karotun içeriğinde kum tespit edilmemiştir (Şekil 3.14).

M-13 karotundan elde edilen tane boyu analizi sonuçlarının ML-01 karotunun ilk bölümünden elde edilen sonuçları desteklediği ve kırmızı-kahve tabakanın altındaki ve üstündeki çökellere göre daha yüksek aritmetik ortalamaya ($2,77-3,33 \mu$) sahip olduğu görülmüştür (Şekil 3.15). Yine bu tabakada, silt yüzdesindeki artış (% 35) Şekil 3.15'te gösterilmiştir. Ayrıca kırmızı-kahve tabakanın içindeki açık tondan koyuya geçiş sınırı olan 20 cm seviyesinde grafiklerdeki ani değişim dikkat çekicidir.



Şekil 3.15 : M-13 karotunda tane boyu analizi ve silt-kil-kum yüzdeleri.

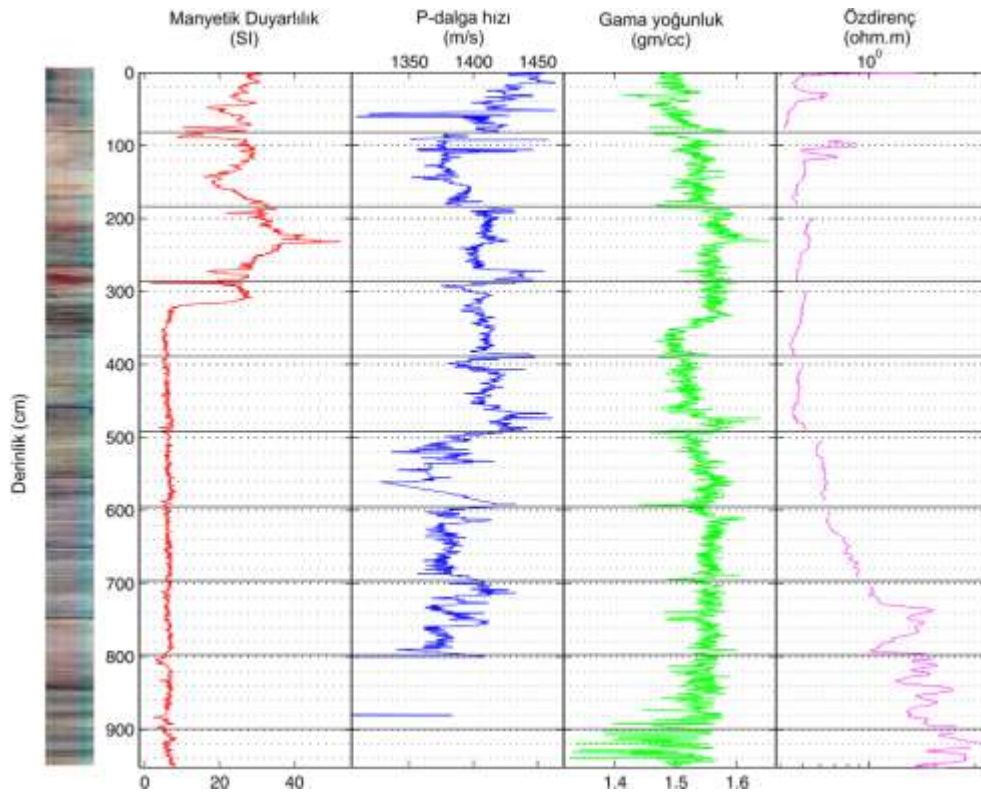
3.4 Çok Sensörlü Karot Log Alıcısı (MSCL) Sonuçları

MNTKS-34 (Şekil 3.16) ve MNTKI-13 (Şekil 3.17) karotları, yarım karotlar şeklinde 0,5 cm'lik örnekleme aralığında taranmıştır. Yarım karot olmaları nedeniyle, tarama esnasında manyetik halka sensörü yerine nokta sensörü kullanılmış ve P-dalga hızı ölçümü için transducer'lar karotların kesildiği yüzeye dik şekilde yerleştirilmiştir.

Manyetik duyarlılık profilinde görülen maksimum değer, ML-01 karotunda 200-210 cm aralığında yer alan kırmızı-kahverengi çamur tabakasına denk gelirken, yine aynı tabakanın MNTKS-34 karotunun manyetik duyarlılık profilinde maksimum değere ulaştığı seviyeler 220-240 cm arasındadır. Bu yüksek değerler (ML-01 için 40-70 u.S.I. ve MNTKS-34 için 20-50 u.S.I.) ve biyotürbasyon özelliği, bu aralıkta çökellerin nispeten oksijenli dip suyu koşullarında çökeldiğini ve demir

oksihidroksitlerin göreceli olarak korunduğunu göstermektedir. Söz konusu bu seviyelerde P-dalgası hızında ve gama-yoğunluk değerlerinde de göreceli artış görülür.

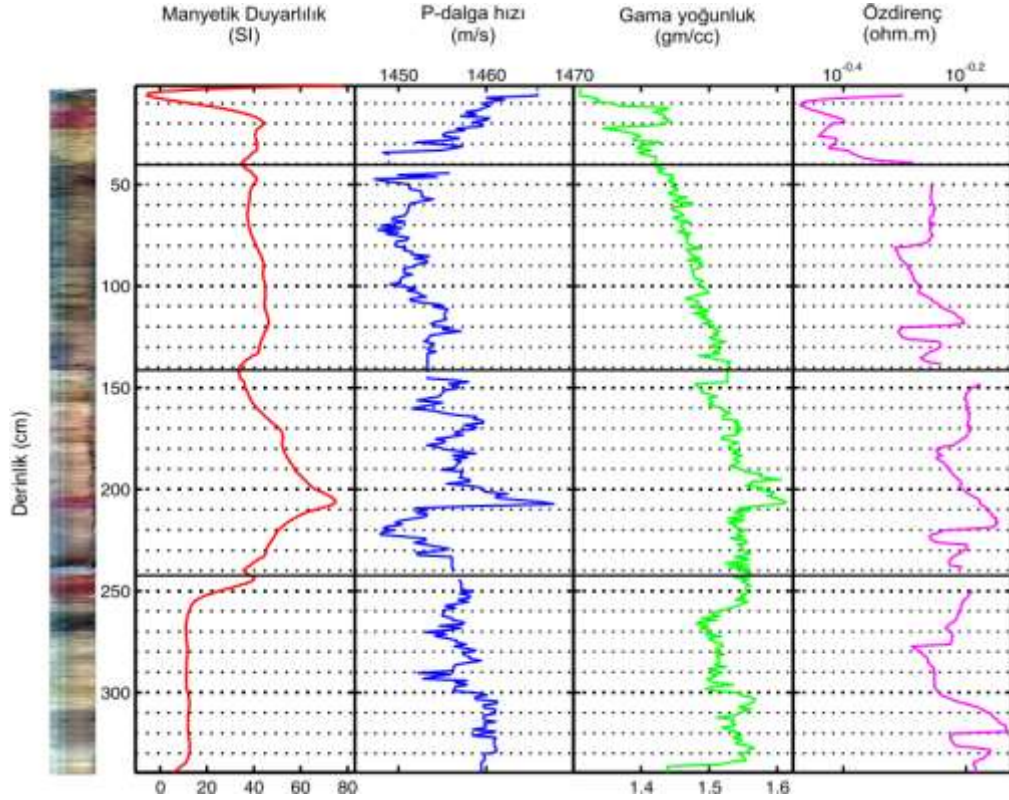
MNTKS-34 karotunda 320 cm'den ve ML-01 karotunda 260 cm'den sonra görülen manyetik duyarlılıktaki sabit, düşük değerler bu seviyedeki diyajenezi gösterir, bununla bağlantılı olarak XRF sonuçlarında da aynı seviyede Fe değerlerinde zenginleşme görülür (Şekil 3.16 ve 3.17). Yani, yaklaşık 15 u.S.I civarındaki bu sabit değerler, bu birimlerin indirgeyici koşullarda bulunduğunu ve demiroksitlerin indirgendiğine işaret etmektedir.



Şekil 3.16 : MNTKS-34 karotunun 0,5 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları.

Yoğunluk değerleri, derinlik arttıkça çökellerin sıkışması (compaction) ile alta doğru göreceli bir artış ve bazen de malzemenin mineral içeriğine bağlı olarak değişim gösterir. Bu durumda, ML-01 karotunun derinliğiyle bağlantılı olarak yoğunluk değerlerinde artış gözlenmiştir ve değerler 1,3-1,6 gm/cc aralığında sınırlı kalmıştır. Ancak, litolojik tanımlamalarda kırmızı-kahverengi çamur olarak bahsedilen tabakalardaki yoğunluk değerlerinin, karot boyunca derinlikle artış trendinden daha yüksek değerlere karşılık geldiği görülmüştür. 9 cm'den 19 cm'ye kadar devam eden kırmızı kahverengi tabakada yoğunluk değerleri bu tabakanın hemen altındaki ve

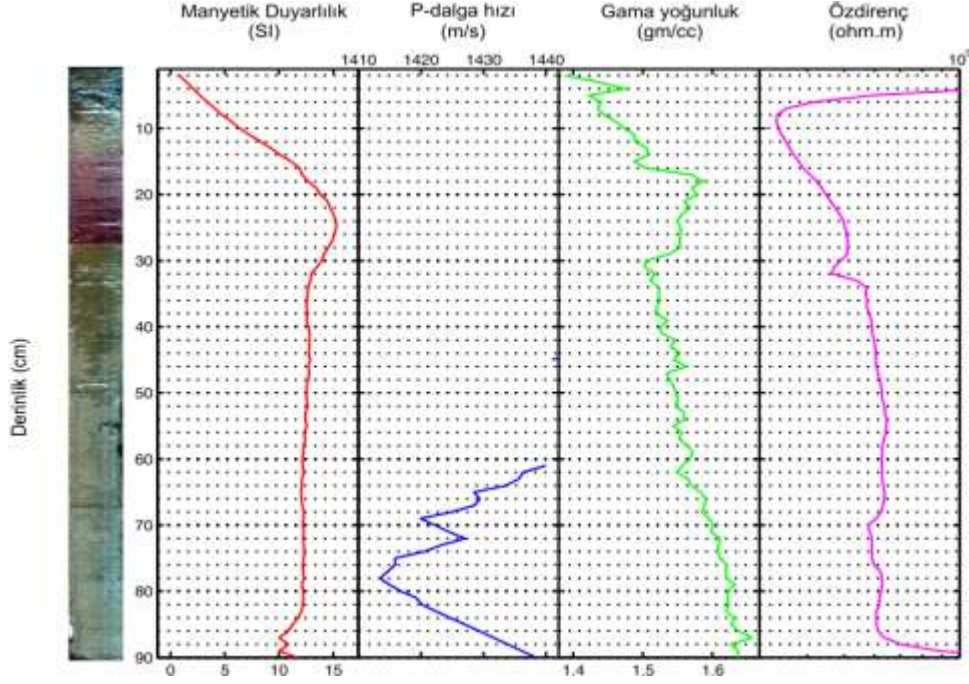
üstündeki gri-yeşil çamura nazaran artış göstererek 1,32-1,44 gm/cc aralığında değişim göstermiştir. Benzer şekilde derinlikle artış trendinin üstünde yoğunluk değer aralığına sahip ve de karot boyunca en yüksek yoğunluk değerinin (1,62 g/cc) 199-207 cm arasındaki yeşil-mavi lensler içeren kırmızı-kahverengi tabakaya karşılık gelmektedir. Yaklaşık 320 cm'den karot sonuna kadar devam eden organik maddece zengin ve yüksek gözenek suyu içeriğine sahip olan sapropel tabakasında yoğunluk değerleri, yukarıda bahsedilen maksimum değer altındadır. Elektrik özdirenç profillerinde görülen boş alanlar, karotların bölümlere ayrılan kesim aralarını işaret eder. Karot bölümlerinin sonu ve başında yer alan kapaklar analiz sonuçlarını olumsuz yönde etkileyebildiğinden buradaki değerler dikkate alınmamıştır. MNTKS-34 karotunun alttaki son iki bölümünde (Şekil 3.16) P-dalgası hızlarının çok düşük çıkması, karotun bu bölümlerindeki su kaybı ile oluşan çatlaklar nedeniyledir.



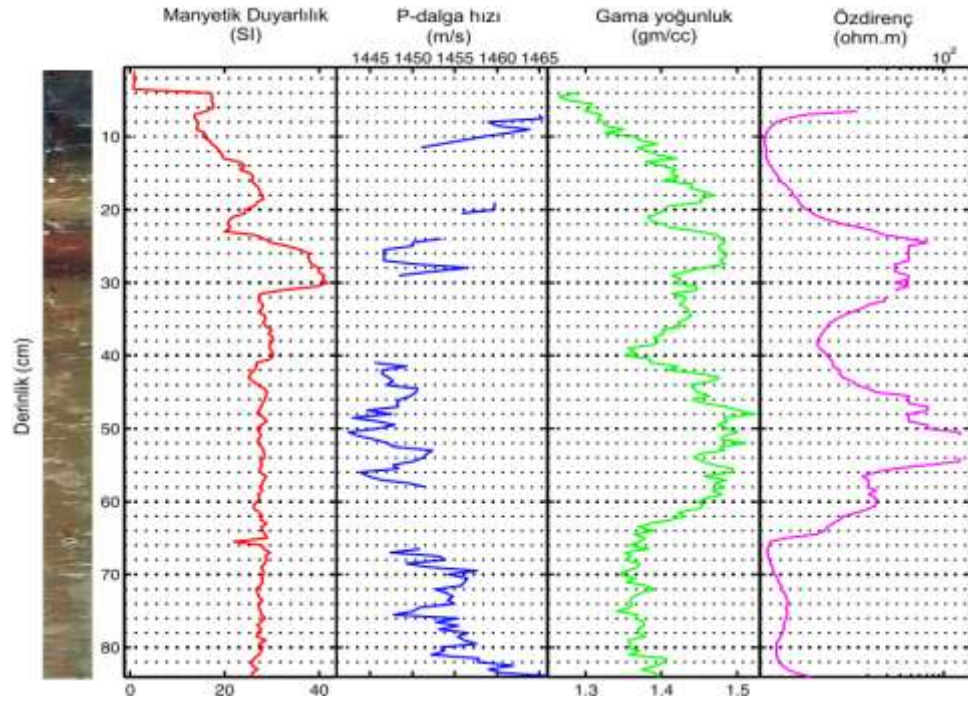
Şekil 3.17 : ML-01 karotunun 1 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları.

MNTKS-34 karotunda 470 cm civarında P-dalgası ve gama yoğunluk değerlerindeki artış, radyografi görüntülerinde ve çoklu element analiz sonuçlarında (XRF) olası tefra olarak tanımlanan seviyeye gelmektedir. Yine aynı şekilde, ML-01 karotunda da olası tefra seviyesinde –yaklaşık 300 cm civarındaki seviyede– P-dalgası ve gama yoğunluk değerleri artış gösterir.

M-13 karotunda kütle akmasının olduğu 14-28 cm arasındaki seviyede manyetik duyarlılık, gama yoğunluk, elektrik özdirenç değerleri artış gösterirken, p-dalgası ölçümlerinden sonuç elde edilememiştir (Şekil 3.18). MNTKI-13 karotunda kütle akmasının olduğu 23-29 cm arasındaki seviyede manyetik duyarlılık, gama-yoğunluk, özdirenç, p-dalgası değerleri artış gösteririr (Şekil 3.19).



Şekil 3.18 : M-13 karotunun 1 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları.

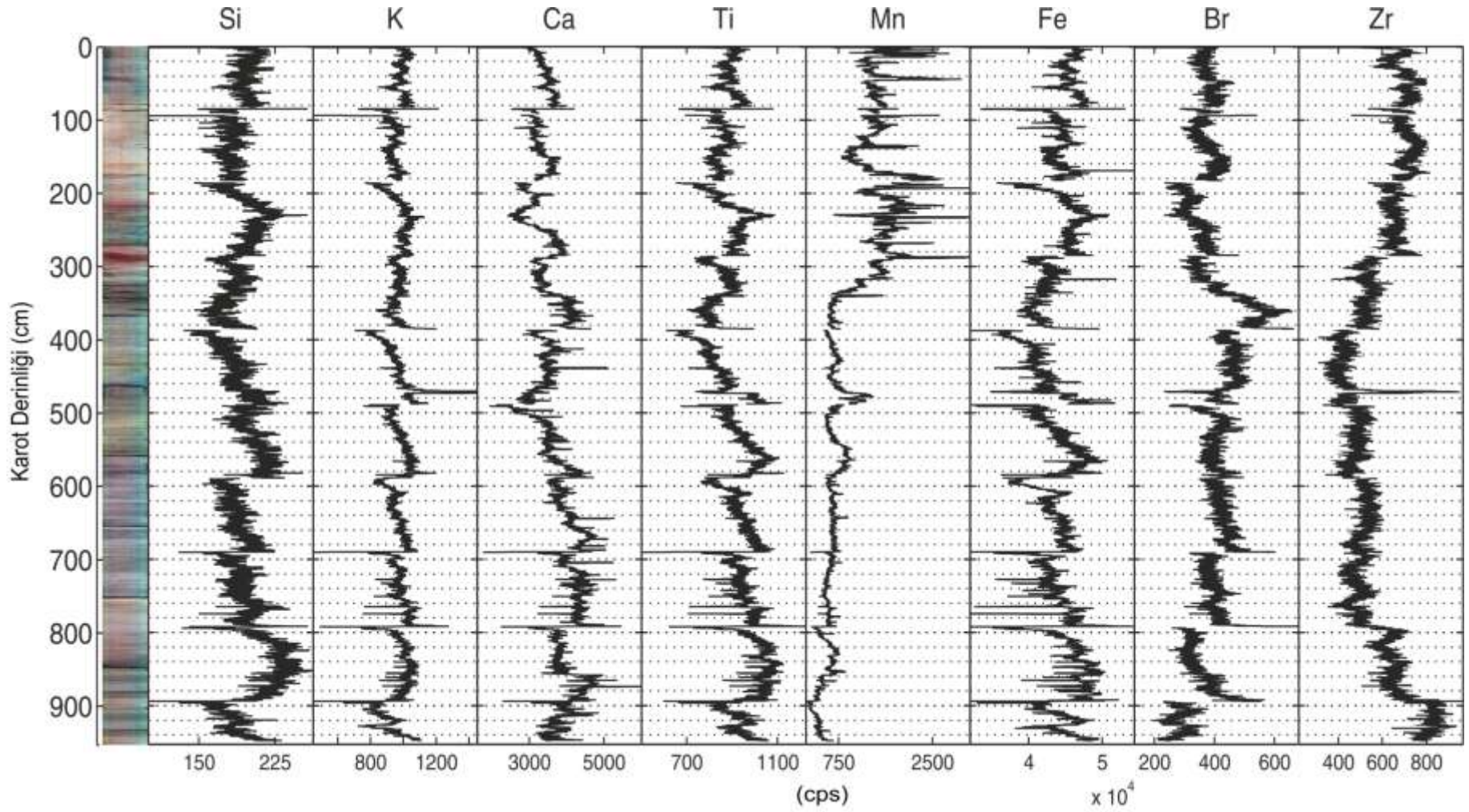


Şekil 3.19 : MNTKI-13 karotunun 0,5 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları.

3.5 XRF Çoklu Element Analiz Sonuçları

MNTKS-34 karotunun kimyasal element analizi için XRF taraması 0,04 cm örnekleme aralığında yapılmıştır. Şekil 3.20'deki kimyasal element-karot derinliği profilinde element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps). MNTKS-34 karotunda gerçekleştirilen XRF çoklu element analizi sonuçlarına göre (Şekil 3.20), kırmızı-kahverengi tabakanın gözlemlendiği 223-232 cm aralığında, litofil elementlerden Titanyum (Ti), Potasyum(K), Zirkonyum (Zr) ve Demir (Fe), Silisyum (Si) değerlerinde kırıntılı malzeme girdisine bağlı olarak artış görülürken; Kalsiyum (Ca), Mangan (Mn) ve Brom (Br) değerlerinde azalma söz konusudur. Mangan, kırmızı-kahve tabakanın altında belirgin bir zenginleşme göstermektedir. Redoks koşullarına oldukça duyarlı olan bu Mn elementinin zenginleşmesi, büyük olasılıkla oksijenli taban suları altında çökel içerisinde oksik/anoksik (oksijensiz) sınırında diyajenez sonucu olmuştur. Karotun beşinci bölümünden sonra (434-734 cm'ler arası) görülen yerel Ca artışları çökellerdeki kavkı içeriğinden kaynaklanır. Ayrıca, organik karbon dağılımının belirteci olan Br elementinin 360 cm civarında çökel karotu boyunca maksimum değere ulaştığı ve bu seviyeden sonra karotun üst seviyelerindeki çökellere oranla artış gösterdiği görülür. Zr profiline bakıldığında, tane boyu değişimi ile ilgili ipuçları edinilebilirken; Zr değerlerindeki değişimin organik karbon içeriğindeki artıştan sonra Br değerleriyle ters orantılı ilişkide olduğu görülmüştür. Ayrıca, bu organik karbon artışından sonra Mn değerlerinde belirgin bir düşüş ve homojen bir gidiş olduğunu Şekil 3.20'de görmek mümkündür. 465-475 cm aralığında görülen K ve Zr değerlerindeki maksimum değerler, olası bir tefra seviyesini gösterir.

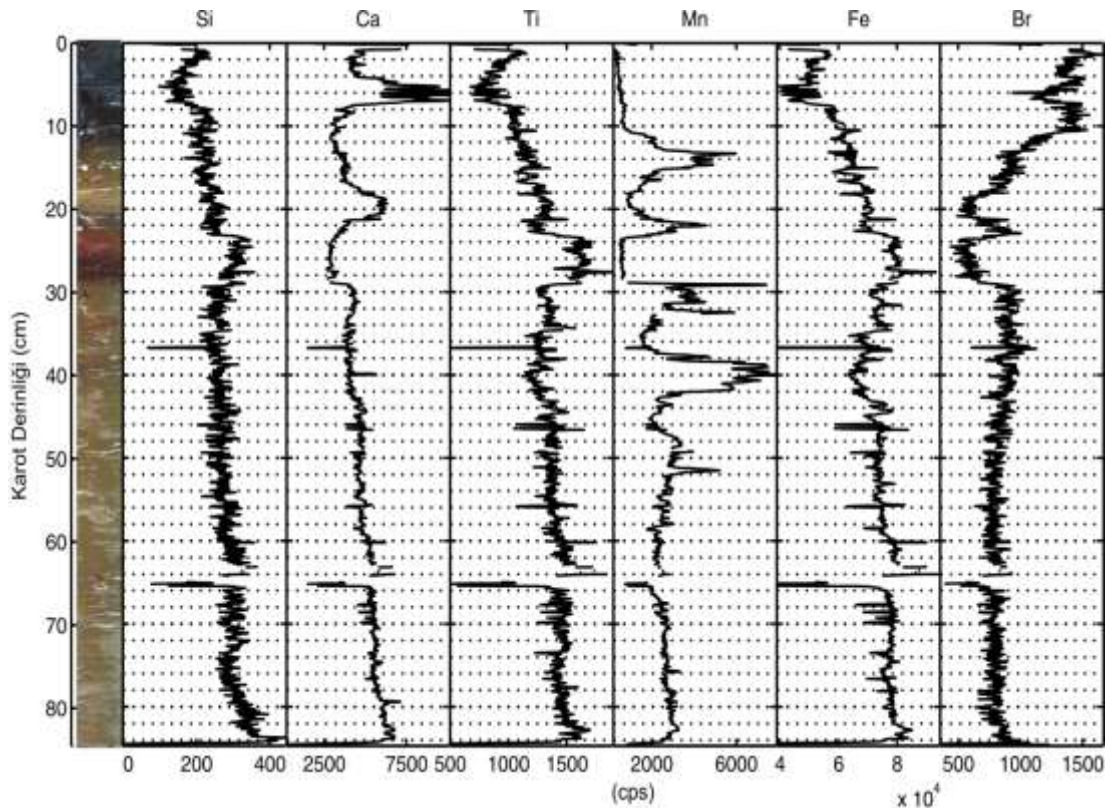
MNTKS-34 karotunun ara yüzey karotu olan MNTKI-13 karotunda Mn elementi (ve ayrıca manyetik duyarlılık) aracılığıyla MNTKS-34 karotunun ilk ~10-14 cm'lik kısmının kayıp olduğu tahmin edilmiştir. MNTKI-13 karotunun kimyasal element analizi için XRF taraması 0,04 cm örnekleme aralığında yapılmıştır. Şekil 3.21'deki kimyasal element-karot derinliği profilinde element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps). Bu karotun XRF analizi sonuçlarına göre, ilk 5-8 cm'leri arasında Ca değerlerindeki artış litolojik tanımlamada beyaz bantlar olarak gösterilmiştir. ML-01 karotunun litolojik tanımında bahsi geçen kırmızı-kahve tabakaya denk gelen, ancak bu karotta 22-29 cm aralığında görülen tabakada belirgin oranda Si, Ti, Fe değerlerinde artış; Ca, Mn ve Br değerlerinde azalma söz konusudur (Şekil 3.21).



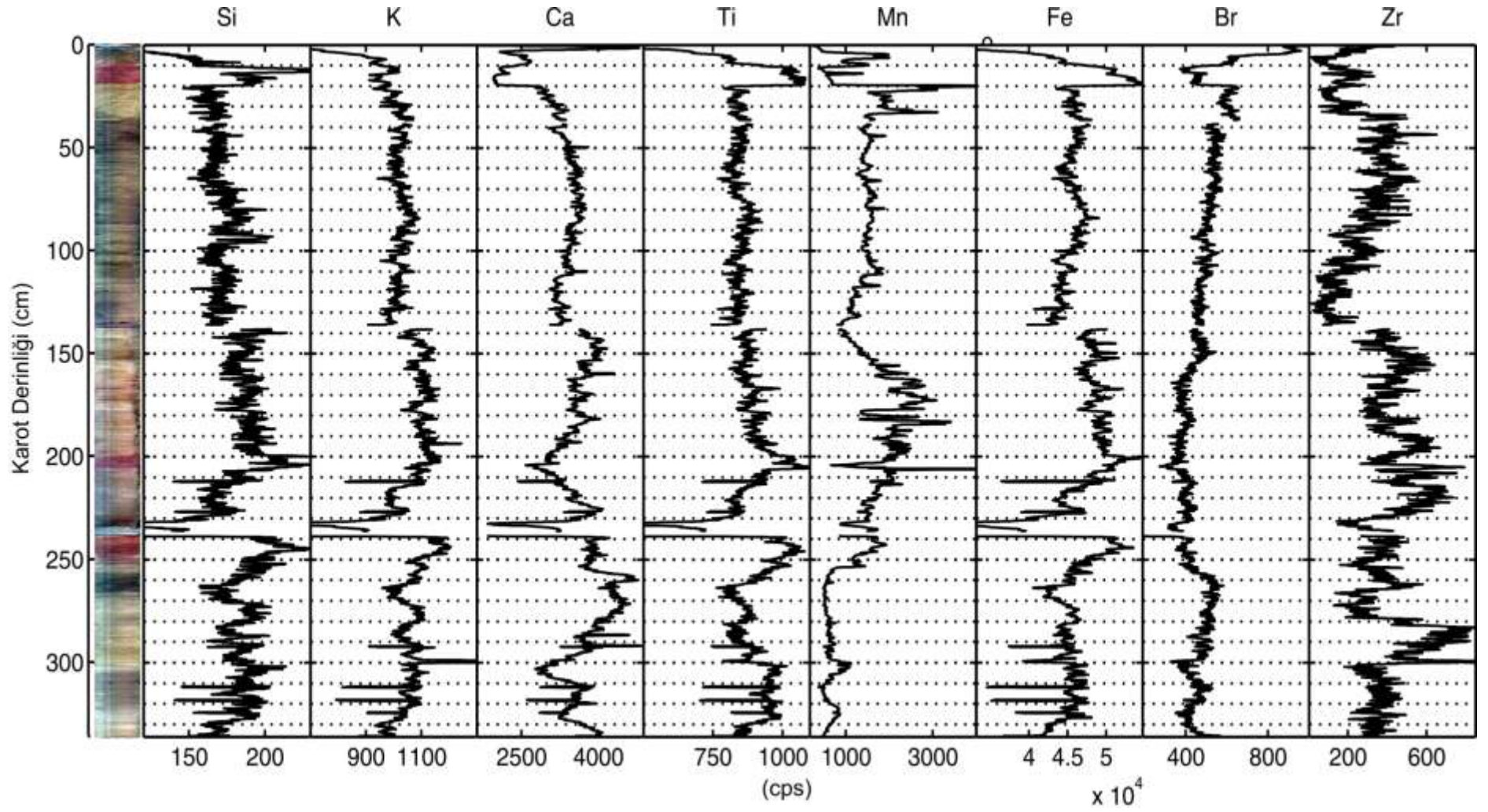
Şekil 3.20 : MNTKS-34 karotunun XRF karot tarayıcısı sonuçları. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).

Ayrıca, bu çamur tabakasındaki Fe değerlerinde artış litolojik tanımlamada bahsedilen siyah renkli demir monosülfid içeriğinden kaynaklanır.

ML-01 karotunun kimyasal element analizi için XRF taraması 0,05 cm örnekleme aralığında yapılmıştır. Şekil 3.22'deki kimyasal element-karot derinliği profilinde element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps). Bu karotun XRF analizi sonuçlarına göre, 10-20 cm seviyesinde Si, K, Ti, Fe, Zr elementlerinde artış; Ca, Mn, Br elementlerinde belirgin bir azalma vardır (Şekil 3.22). MNTKS-34 karotunda tespit edilen 223-232 cm aralığındaki kırmızı-kahve çamur tabakasının ML-01 karotunda 198-208 cm aralığına denk gelmesi, her iki karota ait Mn element profilleri karşılaştırılarak söylenebilir. Kırmızı-kahve çamur tabakasıyla aynı kökenli olduğu düşünülen diğer tabakalardan biri olan ve litolojik tanımlamada 134-138 cm aralığında tanımlanan seviyedeki element profillerinde beklenen radikal değişim karotun kesim noktasına denk geldiğinden ve kısa bir aralığa sahip olduğundan tespit edilememiştir. 168 cm'de görülen kırmızı laminalanmanın ve 154-56 cm arasındaki kırmızı-kahve seviyenin, bahsi geçen çamura ait element miktarlarındaki değişim ile uyumlu olduğu görülmüştür (Şekil 3.22). 203-204 cm aralığında Fe elementindeki



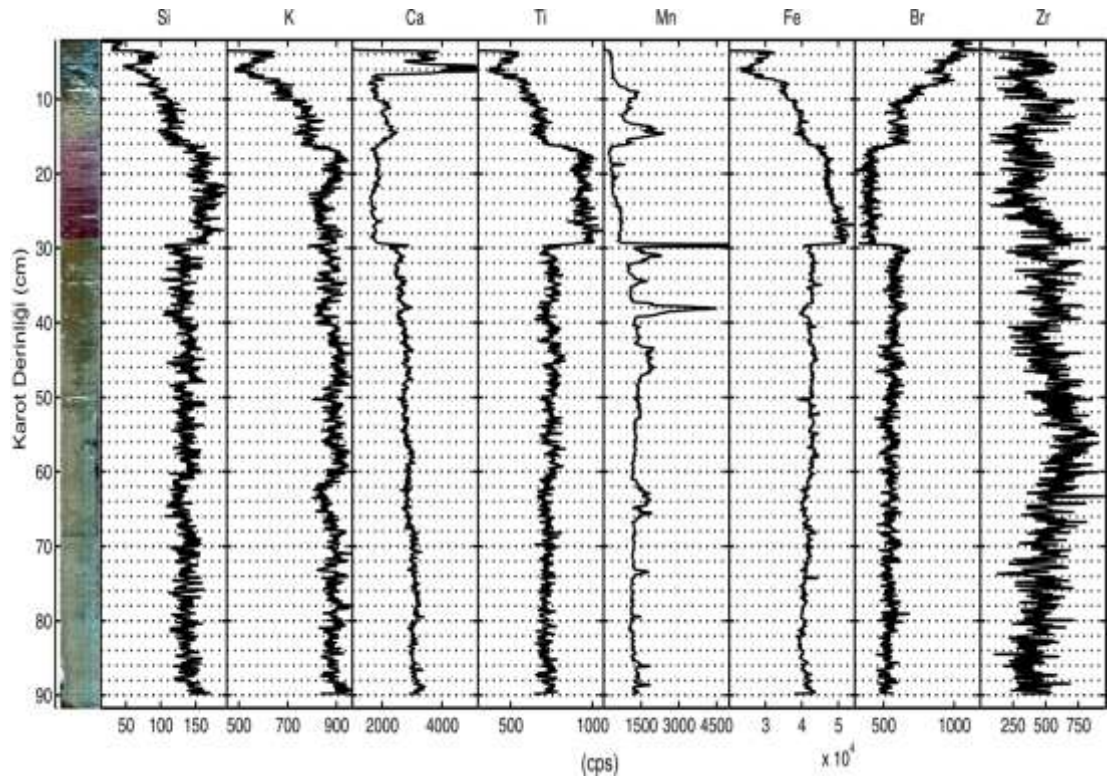
Şekil 3.21 : MNTKI-13 ara yüzey karotunun XRF karot tarayıcısı sonuçları.



Şekil 3.22 : ML-01 karotunun XRF karot tarayıcısı sonuçları. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).

artış litolojik tanımlamada bahsi geçen mavi-yeşil renkli mercek şekilli yapıların göstergesidir. Tane boyu analizi sonuçları Zr profili ile birlikte değerlendirildiğinde birbirleriyle ilişkili olduğu görülür. 260 cm’den itibaren görülmeye başlayan Br değerlerindeki artış, çökellerin organik karbon içeriği ile korelasyon gösterir (daha sonraki bölümde anlatılacak olan TOC analizleri de bu durumu destekler). 230-235 cm’ler arasında bulunan kavkı -*Ostrea edulis*-, Ca elementinin bu seviyede artış göstermesine neden olur. Ayrıca, karotun ikinci ve üçüncü bölümlerinde düzensiz aralıklarda, ancak ikinci bölümde daha yoğun oranda gözlenen siyah FeS indirgenme benekleri, Fe elementinin 140-210 cm aralığında artış göstermesinin nedenidir.

MNTKS-34 karotunda tefra seviyesi olduğundan şüphelenilen aralığın, ML-01 karotunun kimyasal element analizi sonuçlarına göre de K ve Zr elementlerinde maksimum değerlere sahip olduğu, ancak bu karotta tefra seviyesinin yaklaşık 300 cm civarında yer aldığı görülmüştür.



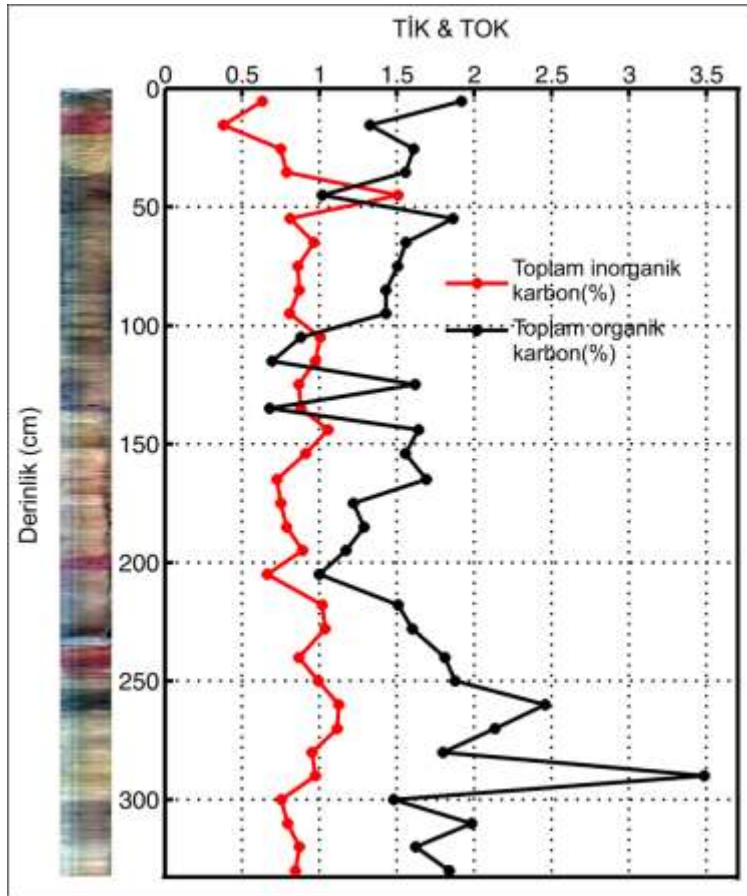
Şekil 3.23 : M-13 ara yüzey karotunun XRF karot tarayıcısı sonuçları.

ML-01 karotunun ara yüzey karotu olan M-13 karotunda, Mn profili ve manyetik duyarlılık profili aracılığıyla ML-01 karotunun yaklaşık ilk 5 cm’lik kısmının kayıp olduğu anlaşılmıştır. Bu karotun kimyasal element analizi için XRF taraması, 0,05 cm örnekleme aralığında yapılmıştır. Şekil 3.23’teki kimyasal element-karot derinliği

profilinde element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps). M-13 karotunun XRF analizi sonuçlarına göre, ilk 2-5 cm'leri arasında Ca değerlerindeki artış, karotun litolojik tanımlaması aşamasında görülen gri-siyah çamur içerisinde yer alan beyaz kavkı kırıntılarını işaret eder. ML-01 karotunun litolojik tanımında bahsi geçen kırmızı-kahve tabakaya denk gelen, ancak bu karotta 16-30 cm aralığında görülen tabakada belirgin oranda Si, Ti, Fe elementlerinde artış; Ca, Mn ve Br değerlerinde ise azalma söz konusudur (Şekil 3.23). Ayrıca, bu çamur tabakasındaki Fe değerlerindeki artış litolojik tanımlamada bahsedilen siyah renkli demir monosülfid içeriğinden kaynaklanır.

3.6 Toplam Organik Karbon ve İnorganik Karbon Dağılımları

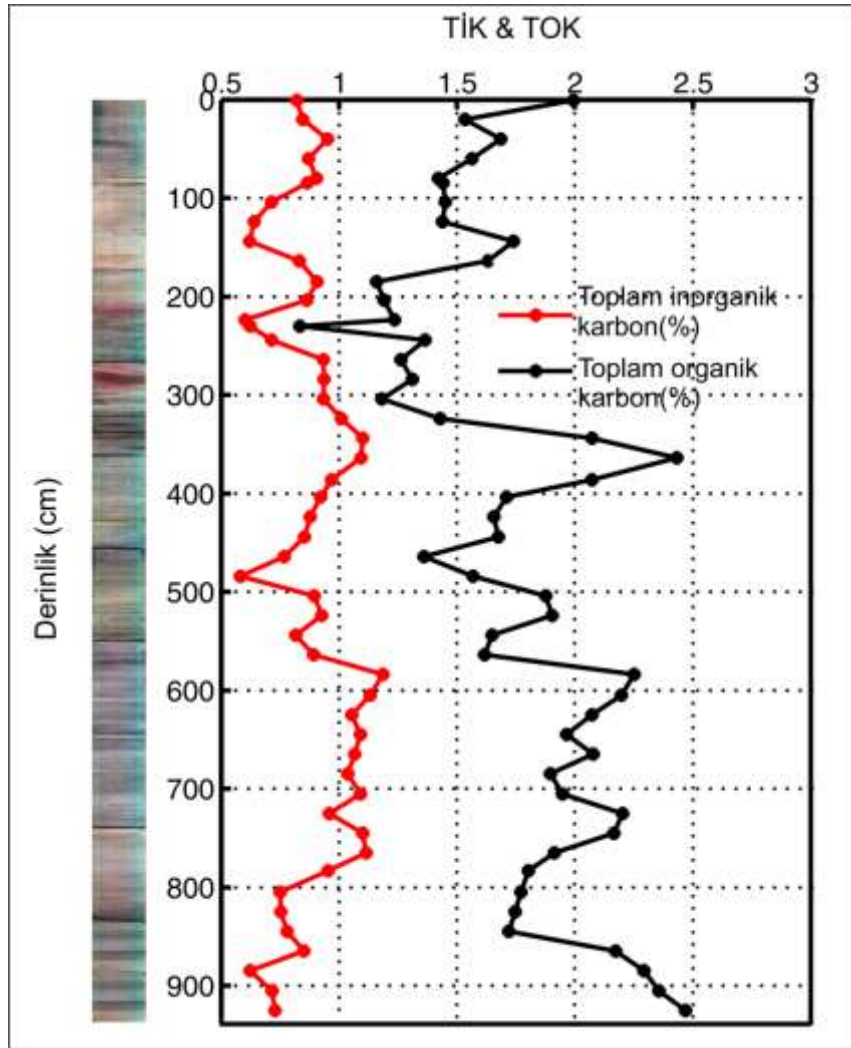
ML-01 karotu için toplam organik karbon (TOK) ve toplam inorganik karbon (TİK) analizleri 10 cm'lik örnekleme aralığında yapılmıştır. Analiz sonuçlarına göre, TİK değerleri, % 0,4 (18 cm) ile % 1,5 (48 cm) arasında değişmekte ve 50 cm'den sonra dar bir aralıkta değişim gösteren TİK değeri ortalama olarak % 0,75'tir (Şekil 3.24).



Şekil 3.24 : ML-01 karotunun TİK ve TOK yüzdelerinin gösterimi.

TOK değerleri, % 0,6 ile % 3,5 arasında değişir ve kırmızı-kahverengi çamur tabakalarında ortalama olarak % 1,3 civarındadır. 290 cm'de en yüksek miktarına (% 3,5'a) ulaşır ve 220 cm'den karot sonuna (338 cm'e) kadar sapropelli koyu yeşil çamurun bulunduğu aralıkta TOK değerlerinin tümü % 1,5'tan büyüktür.

MNTKS-34 karotu için, toplam organik karbon (TOK) ve toplam inorganik karbon (TİK) analizleri 20 cm'lik örnekleme aralığında yapılmıştır. Analiz sonuçlarına göre, TİK değerleri % 0,6 (490 cm) ile % 1,2 (590 cm) arasında değişmektedir. Ortalama olarak TİK miktarı % 0,8'dir (şekil 3.25). TOK değerleri ise, % 0,75 ile % 2,5 değerleri arasında değişir. Kırmızı-kahverengi çamur tabakasında TOK miktarı, ani düşüş göstererek 220 cm'de % 0,75'lik en düşük miktardadır. Koyu yeşil sapropelli çamurda (310 cm'den 940 cm'e kadar) % 1,5'in üzerindeki değerler görülür, en yüksek miktarına (yaklaşık % 2,5) 360 cm karot derinliğinde ulaşır.



şekil 3.25 : MNTKS-34 karotunun TİK ve TOK yüzdelerinin gösterimi.

4. TARTIŞMA

4.1 Yapısal Jeoloji ve Tektonik

“Marmara2005” seferine ait verilerle oluşturulan çok ışınli batimetrik haritaya göre (Şekil 2.1), 11 km genişliğinde ve 36 km boyundaki Gemlik havzası, KB-GD uzanımlı gerilme bileşenli oblik faylarla ve Kocadere kaynaklı delta loblarıyla karakterize edilir. KAF orta kolunun sağa doğru basamak yaparak Gemlik çek-ayır havzasını oluşturması ve havza kenarlarında çökel merkezine karşı eğimlenen normal faylar gösterilmiştir. Batimetri haritasının doğusunda görülen lob sekilli topoğrafik yükselim ise, deniz transgresyonundan önce oluşmuş gölsel delta lobudur. KAF’ın orta kolunun Gemlik Körkezi’nin doğusundan denize ulaştığının izi, batimetri haritasında yorumlanan delta lobunun kuzeyinde belirlenmiştir. Delta lobunu güneyden kesen KAF orta segmentine ait gerilme bileşenine sahip fay, delta lobunu kuzeye doğru öter. Delta lobundan batıya doğru, orta kolun ana bileşeninin izi çok-ışınli batimetri haritasında görülmemiştir, dolayısıyla ana fay bileşeninin güncel sedimanlarca örtüldüğü sonucu çıkarılmıştır. Bununla birlikte, yukarıda bahsedilen KB-GD uzanımlı, çökel merkezinin kuzeyinde yer alan ve yüksek açılı eğim atımına sahip oblik faylar, orta koldaki doğrultu atımlı fay sisteminin ikincil bileşenlerinin (gerilme bileşenli) izleri olarak yorumlanmıştır.

Sismik profillerdeki fayların varlığı ve bolluğu, havzanın tektonik süreçler etkisinde bulunduğunun işaretidir. Ge_24 (Şekil 3.4) ve Ge_20 (Şekil 3.9) yüksek çözünürlüklü sismik kesitlerinde yanal yönde sırasıyla 4000 ve 2400 m’de görülen gerilme ikincil bileşenine sahip fay, KAF orta segmentinin deniz içindeki ana kolu olarak tanımlanmıştır. Kesitlerde görülen diğer eğim atımlı faylar ise, orta ana kolun ikincil bileşenini temsil etmektedir. Tüm bu morfolojik ve sismik yorumlar, havzada serbestlenme zonunu (transtensional) temsil eder; havzada negatif çiçek yapısı söz konusu olabilir. Bu nedenle, gelecek çalışmalarda havzaya ait tüm derin sismik verilerinin yüksek çözünürlüklü batimetri ile birlikte yorumlanmasıyla KAF orta kolu segmentinin fay geometrisi konusundaki tartışmalar geliştirilebilir.

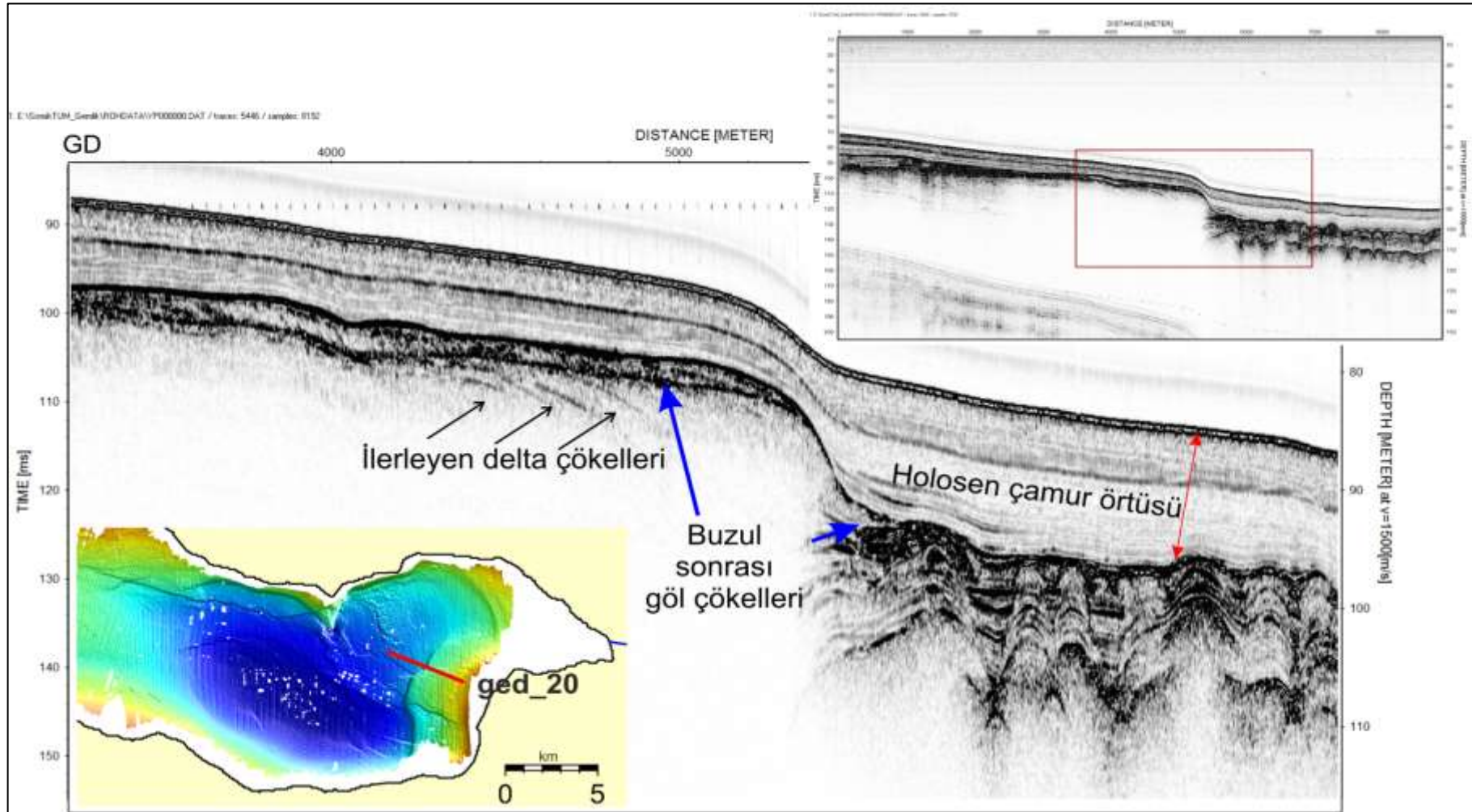
4.2 Göl ve Deniz Seviyesi Değişimleri

Sismik stratigrafik verilere göre Gemlik Körfezi 13-14 bin yıl öncesinde karasal ortamdadır ve bu ortamda havzanın derin kısımları akarsu kanalları ile kesilmiştir. Bu havza, daha sonra göl haline gelerek yüksek yansımali göl birimi çökelmiştir (Şekil 3.4, 3.9 ve 3.10). Marmara Denizi yaklaşık 12 bin yıl (^{14}C yaşı, Çağatay vd., 2000; 14 bin yıl kalibre yaş, Vidal vd., 2010) önce Akdeniz sularinsularla dolmuş ve denizel ortamda Holosen birimi çökelmeye başlamıştır. Bundan sonra Marmara Denizi ve Gemlik Körfezi'nde deniz seviyesi, küresel deniz seviyesine uygun olarak son 6000 yıl öncesine kadar artarak yaklaşık bugünkü seviyesine ulaşmıştır (Fairbanks, 1989).

4.3 Sismik Stratigrafi ve Karot Stratigrafisi

Yüksek çözünürlüklü sismik profillerde, derin basen kısımlarındaki Geç Buzul Dönemde su seviyesi, günümüzden daha düşük, 100 m veya daha altındayken, oluşan erozyonal yüzeyler görülür. Bu yüzey, yüksek yansıma genliklerine sahip göl birimi tarafından örtülmüş ve bu çökme süreci G.Ö. 12.000 ^{14}C yılındaki göl/deniz geçişine (ilk deniz transgresyonuna) kadar devam etmiştir. En üstteki birim yaklaşık 15 m kalınlığındaki Holosen çamur örtüsü ile temsil edilir. Havzanın doğusunda yer alan deltanın üzerinde çökelen Holosen biriminin alt sınırının yaşı, daha önceki çalışmalarda G.Ö. 11,250±60 ^{14}C (kalibre edilmemiş) olarak bulunmuştur (Çağatay v.d., 2008, Gasperini v.d., 2011).

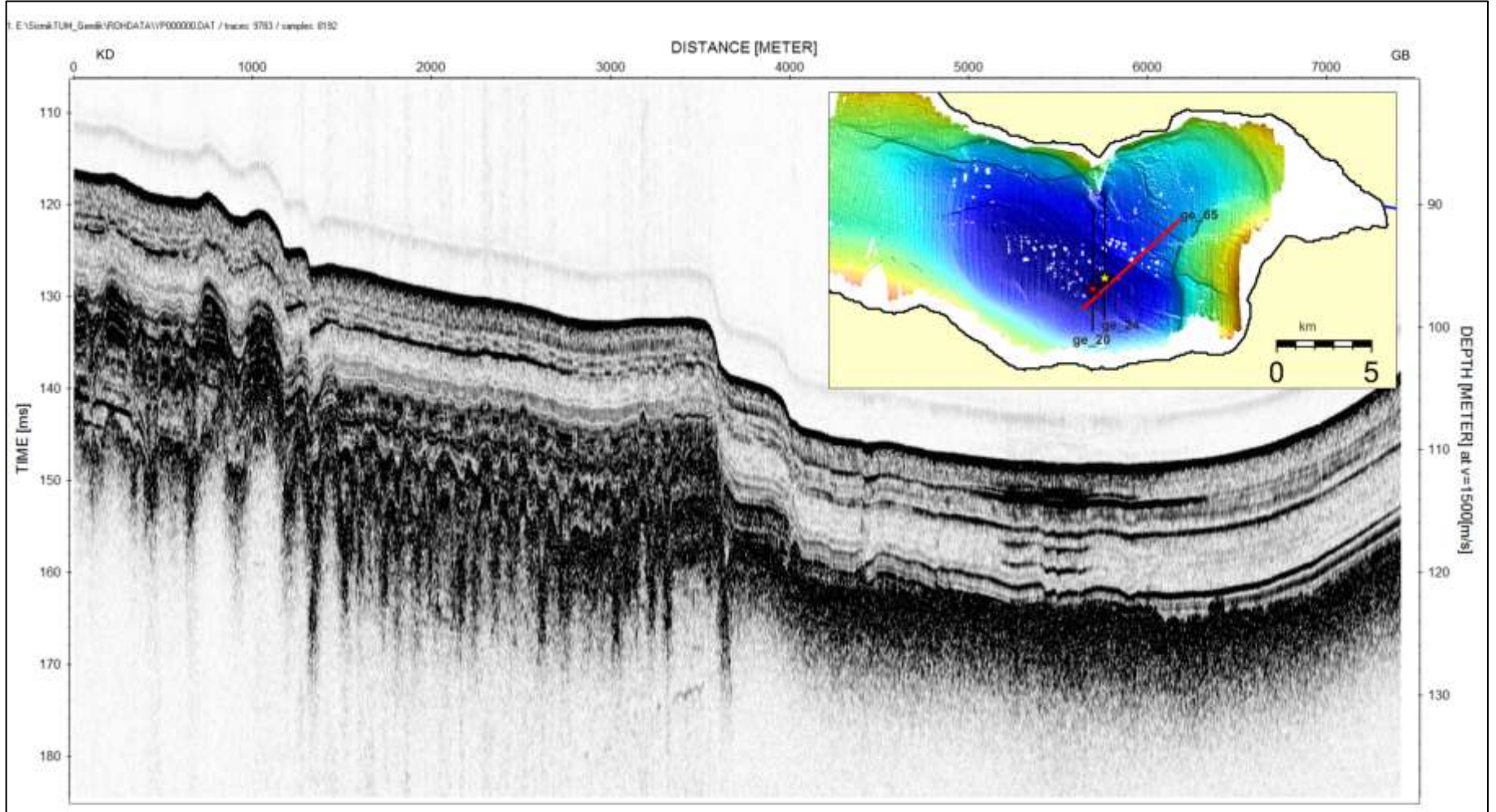
İlerleyen yansıma paketleri (Şekil 4.1), genelde ilerleyen yamaçla birlikteki şelfi, ilerleyen şelf delta veya şelf kenarı deltalarını, yamaçla birlikte ve periyodik olarak yelpaze-şelf deltalarıyla beslenen, ilerleyen şelfleri göstermektedir. Deltaların şelf-platform kenarlarının ve yamaç ortamlarının zaman içinde ve basen yönündeki göçleri nedeniyle oluşurlar. Basene doğru yanal yönde gelişen bu eğimli çökme yüzeyleri (klinofom) GD-KB doğrultulu sismik hattın (ged_20 chirp) 4400-5200 m ve 104-112 ms twt arasında ilerleyen göl çökelleri (Şekil 3.10) olarak yorumlanmıştır.



Şekil 4.1 : Ged_20 chirp profili (sol alt köşede hattın konumu; sağ üst köşede sismik hattın tümü gösterilmiştir).

Kocadere kaynaklı ilerleyen delta çökelleri, eğim yukarı doğru yatay ve yataya yakın bir üst yüzeye toplam'lerle ulaşan klinoformlardır. Sığ su ortamlarında ilerleyen klinoformlar, genelde bu tip sismik fasiyesleri oluştururlar. İlerleyen delta çökellerinin hemen üstünde yaklaşık 3 ms twt kalınlığında ve yüksek genlikli kaotik yansıma özelliği gösteren buzul sonrası kırıntılı-kaba taneli göl çökelleri yer alır. Buzul sonrası göl çökellerinin yanal yönde 5600 m'den itibaren Ged_20 hattının sonuna kadar devamı, yüksek eğimli yamaç üzerindeki fluvyal erozyon sonucu taşınmış sıkışmış denizaltı yelpaze (submarine fan) çökellerinin üstünü uyumsuz olarak örter.

Bu göl birimini, son Akdeniz transgresyonunun ardından (G.Ö. 12000 yıl) deniz seviyesinin güney Marmara şelfini aştığı (-55 m) G.Ö. 9700 yıldan sonra çökelmeye başlayan (Yaltırak ve Alpar, 2002) ve çökel istifinin en üst yüzeyini temsil eden Holosen çökelleri uyumlu şekilde üzerler. Bu özelliği en açık şekilde ge_24 (Şekil 3.4) no'lu hattın yanal olarak 600-2000 m'leri arasında tespit etmek mümkündür. Göl ve deniz birimi arasında son buzul dönemiyle ilişkilendirilen aşınım yüzeyi yer alır. Bu denizel birim, genelde düşük enerjili ortamın (çamur örtüsü olarak tanımlanan aralıklarda) ürünüdür. Holosen birimindeki yansıma genlikleri, göl birimine nispeten düşük ve yansıma sürekliliğinin yer yer belirgin şekilde edilebildiği, paralel iç yansımali bir özelliktedir. Bu birimin içinde yaklaşık 8 ms twt kalınlığında saydam olarak görülen çamur örtüsü yer alır. Holosen biriminin kalınlığı sismik hatlarda çökel merkezi olarak tanımlanan bölgeye karşılık gelen derinliklerde en yüksek değerine (15 ms twt) ulaşır ve kıyıya doğru yanal yönde Holosen çökel seviyesinde düşme görülür. Holosen birimi içinde tane boyu analizlerine göre, çökel merkezinde yer alan sedimentler % 65 oranında kil ve % 35 oranında siltten oluşmaktadır. İnce taneli kırıntılar su kolonunda asılı halde taşınırlar ve çökelme hızları çok yavaştır. Holosen birimi içinde yer alan yüksek genlikli yansıma seviyelerinin çökel merkezi olarak tanımlanan alandan uzaklaştıkça yanal yöndeki sürekliliği azalmaktadır (Şekil 4.2). Çökel merkezinin kenarlarının düşey atımlı fayların denetiminde olduğu ve burada çökme (depression) yarattığını sismik kesitlerde tespit etmek mümkündür. Bu Holosen birimi içindeki çökel merkezinde yüksek yansıma genlikli 5 adet seviye (ge_24 hattında sırasıyla 154, 156, 158, 161, 163 ms twt'ye karşılık gelen), havza kenarlarındaki faylara karşı yönelerek incelen, merceğimsi yansıma karakteri gösterir.



Şekil 4.2 : Karot lokasyonlarından geçen sismik hatları kesen Ge_65 chirp profili (sağ üst köşede hattın konumu gösterilmiştir).

Sonuç olarak, sismik kesitlerde üstten alta doğru saydam bir örtü birimi (Holosen çamur örtüsü), altında yüksek yansıma karekteri gösteren bir birim (göl birimi) görülmektedir (Şekil 3.4, 3.9 ve 3.10). Bu birim altta aşınmalı bir yüzey üzerine gelmektedir. Fayla atılmış derin kısımlarda aşınma yüzeyi ve kanal-bank yapıları (channel-levee) görülmektedir.

Karotların çökel merkezinde ulaştığı derinlikler, sismik-karot korelasyonu ile tespit edilmiştir. Buna göre, ML_01 karotu 4,64 ms twt'lik (çift yol seyahat zamanı) derinliğe kadar ulaşabilirken, MNTKS-34 karotu 15 ms twt'lik derinliğe kadar ulaşır. Bu derinlik, karotun lokasyonunu kesen sismik hatla karşılaştırıldığında, 9,40 m'lik MNTKS-34 karotunun Holosen çökellerinden bilgi sağladığını, yani yüksek yansıma genlikli göl/deniz geçişine kadar uzandığını gösterir. Bu örtü birimi karotlarda Holosen yaşında, yeşil renkli çamurdan oluşmakta ve sapropel tabakası içermektedir. Buna göre karotta izlenen sapropel, Çağatay vd. (1999) tarafından Marmara Denizi'nin sığ kesimlerinde karotlarda bulunan ve 4700-3200 yıl olarak yaşlandırılan sapropelin eşleniğidir.

MNTKS-34 ve ML-01 karotlarına ait radyografik görüntülerde yüksek yoğunluğa sahip (koyu renk) ve çoklu jeokimyasal element analizleri sonuçlarında K ve Zr elementlerinde anomali gösteren seviyelerden alınan tefra olduğu düşünülen örnekler, Potsdam Enstitüsü'ne Electron Probe Microanalyses (EPM) ile incelenmesi amacıyla gönderilmiştir. Analizler sonucunda bu seviyenin tefra (volkanik kül) olduğu kesinleştirilmiştir. Bu tefra seviyesinin K ve Zr elementleri bakımından zengin olması alkali özelliğini göstermektedir. Benzer bir kül (tefra) seviyesi Ülgen vd (baskıda) ve Roesner v.d. (baskıda) tarafından İznik Gölünde bulunmuştur. Bu çalışmacılar bu tefranın Vezüv patlaması ile oluşan AP tefrasının eşleniği olduğunu belirtmişlerdir. Bu tefra İtalya'da Lago Grande di Monticchio gölünde varv sayımı ile G.Ö. 4150 ± 210 , 4020 ± 200 and 3990 ± 200 yaşlandırılmıştır BP (Wulf et al., 2008).

4.4 Kütle Akmaları

Silt ve kil oranları, düşük enerji koşullarında biriken ve kütle akıntılarıyla taşınan silisiklastik çamura işaretir. Havza çökel merkezinden alınan karotlarda rastlanan yer yer kaba taneli (killi-silt) seviyeler kütle akması olarak tanımlanabilir fakat bunların tetiklenme mekanizması tartışılmalıdır. Sismik hat ge_20'nin (Şekil 3.9)

yanal yönde 5000-6000 m arasında kalan çökel merkezinde 152-153 ms çift seyahat zamanına karşılık gelen merceğimsi yansıma karakteri gösteren seviye, MNTKS-34 karotuna ait analizler sonucunda “Kütle Akması-2” olarak tanımlanan seviyeye denk geldiği sentetik sismogram yardımıyla da tespit edilmiştir. Aynı kütle akması -sismik hat ge_24’ün yanal yönde 6200-7000 m arasında kalan çökel merkezinde 151-153 ms çift seyahat zamanına karşılık gelen merceğimsi yansıma karakteri gösteren seviye- ML-01 karotunun verilerinde de deneştirilmiştir. Bu seviye, her iki karotun manyetik duyarlılık ve gama yoğunluk profilinde karot derinliği boyunca en yüksek değerlere sahip olduğu seviyeye denk gelir. Diğer fiziksel parametrelerden olan p-dalgası değerlerinde “Kütle Akması-2” seviyesindeki göreceli artış ML-01 karotunda MNTKS-34 karotuna göre daha belirgindir. MNTKS-34 karotunun en üst çökellerinde “Kütle Akması-1” seviyesi tespit edilememiş, ancak aynı lokasyondan alınan su/sediment arayüzey MNTKI-13 piston karotunda, ML-01 ve M-13 karotunda bu seviye belirlenebilmiştir. “Kütle Akması-1” seviyesinde manyetik duyarlılık, p-dalgası ve gama yoğunluk değerleri göreceli olarak artarak “Kütle Akması-2” ile aynı karaktere sahiptir. Bunların yanında, her iki kütle akması için litofil elementlerde (K, Ti, Zr) zenginleşme görülmüştür. Silt ve kilden oluşan ince taneli çamur türü çökeller ve K, Ti, Zr gibi litofil elementler, çevre kıyıardı jeolojik kayaçların ayrışma ve taşınması sonucunun göstergesidir. Kırıntılı girdinin artmasıyla bu seviyelerde organik madde oranı seyrelmiştir. Bu nedenle, kütle akması seviyelerinde toplam organik karbon yüzdelerinde ve Br değerlerinde düşüş görülür. Ayrıca, bu seviyelere denk gelen Mn değerlerindeki azalma, dip suyundaki oksijensiz koşullarda suda çözünen ve oksijenle kolayca birleşme eğilimi gösteren Mn elementinin çökelerde fakirleşmesi ile açıklanabilir. Bu durumda, dip suyunun oksijensiz hale gelmesi tektonik aktivite ile açıklanabilir. Ca değerlerindeki azalma ise bu seviyelerdeki kavrının az ya da hiç olmamasıyla ilgilidir ve yoğunluk değerlerindeki artma ile bu durum desteklenir. Kütle akması seviyelerinin hemen altındaki Mn değerlerindeki anomali, oksik ortamdan anoksik ortama geçiş sınırını (redoks) gösterir ve litolojik tanımlamada homojen yeşil çamur ile kırmızı-kahverengi çamur arasındaki keskin dokanağa karşılık gelir. Bu sınırın altındaki oksik ortamda bulunan çökellerden sonra anoksik ortamda çökelen sapropel seviyesi yer alır. Jeokimyasal element-karot derinliği profillerinde yüksek Mn miktarlarını, havzada değişen diyajenetik ve redoks koşulları izah etmektedir.

4.5 Sapropel

G.Ö 12000 yılında deniz seviyesinin 85 m altında gölsel havza olan Marmara, Erken Holosende (G.Ö. 11,500- 10,500 yılında) Akdeniz sularının Çanakkale Boğazı eşik derinliğinin (-83 m) ve Karadeniz göl sularının İstanbul Boğazı eşik derinliğinin (-35 m) üstüne çıkmasıyla denizel havzaya dönüşmüş ve su kolonunda su tabakalanması meydana gelmiştir. Erken ve Orta-Geç Holosen boyunca Marmara Denizi su seviyesi, G.Ö. 4,500 yılına kadar Akdeniz sularının etkisinde yükselmiştir. G.Ö. 4500 yılından günümüze kadar ise, -10 m'lik deniz seviyesi ile Marmara Denizi, organik maddece zengin Karadeniz ve nispeten fakir, ancak tuzluluğu ve yoğunluğu fazla Akdeniz sularının etkisi altındadır. Bu durum, su kolonunda su tabakalanmasına neden olur ve böylece organik madde çökerek sapropel oluşumunu mümkünleştirir (Çağatay v.d, 1999). Organik madde içeriği % 1,5'tan fazla olan sapropel sedimentlerin depolanmasını kontrol eden faktörler; yüzey suyunda birincil üretimin artması, kısıtlı dip suyu sirkülasyonu ve anoksik dip koşullarıdır (Demaison ve Moore, 1980, Peterson ve Calvert, 1990). Çağatay v.d (1999), Marmara Denizi'nin güney şelfinde, yaklaşık 4750 ila 3500 yıl öncesi çökelmiş sapropel tabakası belirlemişlerdir. Orta-Geç Holosen koşullarını yansıtan bu sapropel tabakasının varlığının, organik madde ve tatlı su bakımından zengin Karadeniz su girişine bağlı olarak geliştiğini ve sonuç olarak üst sapropelin G.Ö 4700-3200 yılında, alt sapropelin ise G.Ö 10600-6400 yılları arasında çökeldiğini belirtmişlerdir.

Gemlik Havzası çökel karotlarında organik karbon içeriği % 1-3 arasında değişmektedir. Bu yüksek organik karbon değerleri genelde birincil organik üretim ile ilgili olabileceği gibi, Marmara Denizi kıyıardı-karasal girdiler ve Karadeniz girdisi ile de ilişkili olabilir. Bilhassa karotun orta ve alt seviyelerinde tespit edilen nispeten organik karbonca zengin ve koyu yeşil çökel seviyeleri Marmara Denizi sapropelleri olarak tanımlanabilir.

Tüm bunlara göre, her iki çökel karotunun radyografisinde ve K ve Zr elementlerinde görülen piklerle tespit edilen tefra seviyesinin hemen üstündeki toplam organik karbon yüzdesinde karot derinliği boyunca en yüksek değerlerin bulunduğu seviye organik madde ve tatlı su bakımından zengin Karadeniz su girişine bağlı olabilir. Tefra seviyesinden sonra Mn değerlerinde toplam organik karbon miktarları karot

sonuna kadar tekrar artmaya başlamıştır. Bu sapropel seviyesi Marmara Denizi'nde G.Ö. 10 600 ile 3200 yılları arasında çökelen Holosen Sapropel seviyesidir. Örneklerin tarihlendirmesiyle Çağatay (2000)'de tanımlanan alt ve üst sapropel ayrımı gelecek çalışmalarda yapılabilir.

Karot verilerine göre, Akdeniz sularının transgresyonu ile Marmara Denizi ve Gemlik Körfezi gibi kısımlarında dip suyu koşulları suboksik-anoksik hale gelmiş ve su tabakalanması oluşmuştur. Bu koşullarda G.Ö. 10,600-6,400 ve G.Ö. 4,700-3,200 yıllarında (^{14}C yaşı, Çağatay vd., 2000) sapropel tabakaları çökelmiştir. Yukarıda da bahsedildiği gibi, G.Ö. 4,700-3,200 yıllarında oluşan genç sapropel seviyesi Gemlik Körfezi karotlarında da belirgin bir şekilde izlenmektedir. Büyük bir olaslıkla 9.4 m uzunluğundaki Gemlik Körfezi MNTKS-34 karotunun alt kısımlarında G.Ö. 10,600-6,400 yılları arasındaki ikinci sapropel seviyesi de görülmektedir. Her iki karotta da sapropel seviyesinde (oksitlenmiş üst kısımlar hariç) manyetik duyarlılık değerlerinde sabitleme ve Mn değerlerinde fakirleşme görülür. Diyajenez sırasında ferrimanyetik demiroksitler paramanyetik demir sülfidlere dönüşerek manyetik anomalilerin kaybolmasına ve değerlerin düşerek sabitleşmesine neden olur. İndirgenme zonunda denizel organik maddeler, sülfat indirgeyen mikroorganizmalarla parçalanarak hızlı metabolize olurlar ve böylece oksijen tüketilmesinde ve bunun sonucunda sülfid oluşumuna neden olurlar. Sapropel içinde oluşan ve hapsedilen sülfid, demir ile reaksiyona girerek paramanyetik demir sülfidleri (pirit) veya daha manyetik duyarlılığı yüksek Fe-monosülfidleri (örneğin greigit) oluştururlar. Manyetik duyarlılığın Gemlik Körfezi karotlarının alt kısımlarında düşük olması oluşan Fe-sülfidlerin pirit olduğuna işaret etmektedir.

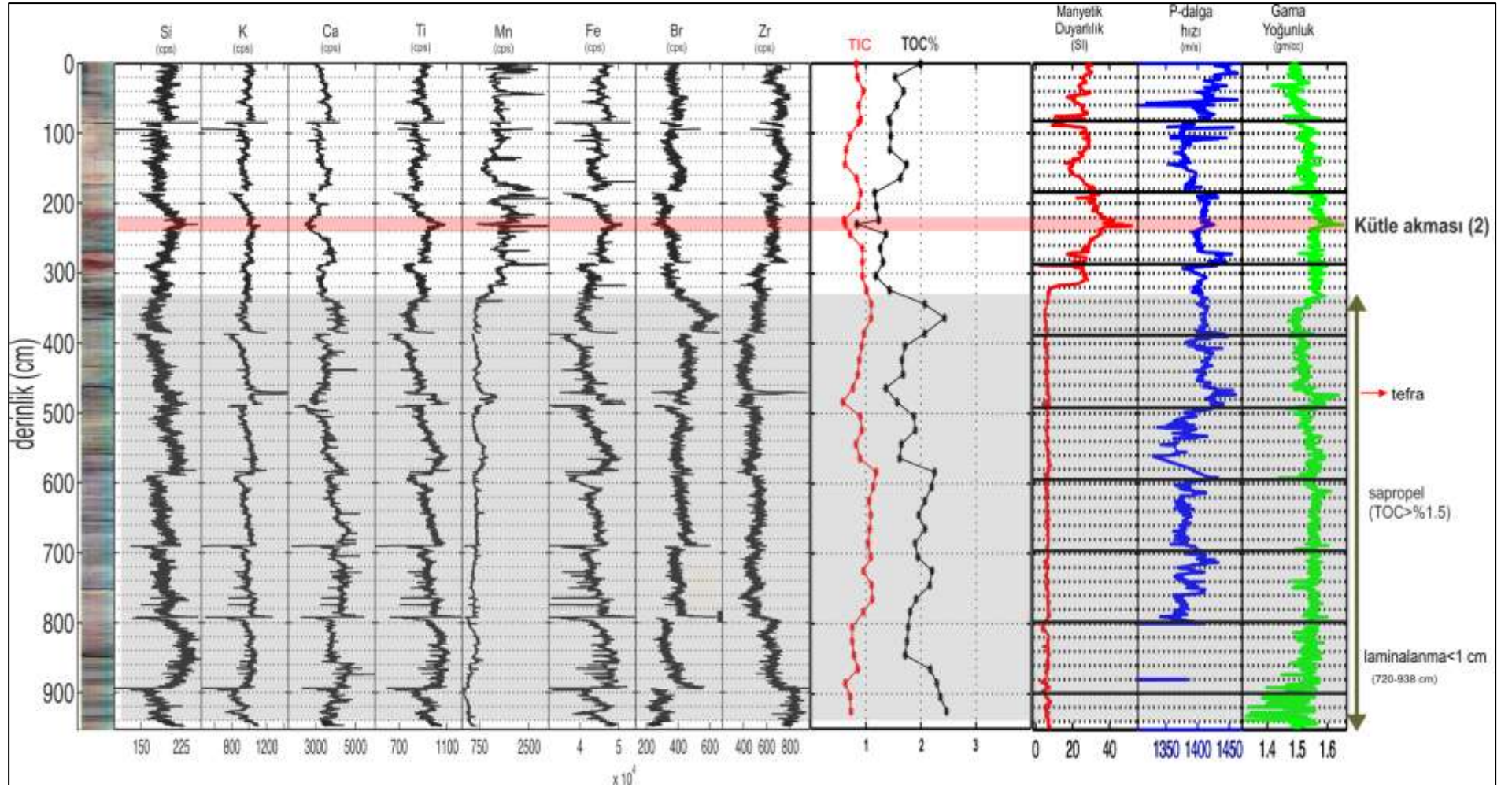
Oksijence zenginleşmeye başlayan dip suları sapropel seviyesinin sonlandığını gösterir ve sapropel çökelleri oksik çökeller tarafından örtülmesiyle sapropelin en üst kısmı oksitlenir. Oksitlenme sırasında demir oksitler çökerek manyetik duyarlılık profilinde karotun yukarısına doğru artış görülür. Bu durumu Mn element profilindeki artış destekler, yani kütle Akması-2 seviyesinin tabanı ile sapropelin en üstte kalan seviyeleri arasında oksijenli koşullar altında çökelen sedimentler yer alır.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİ

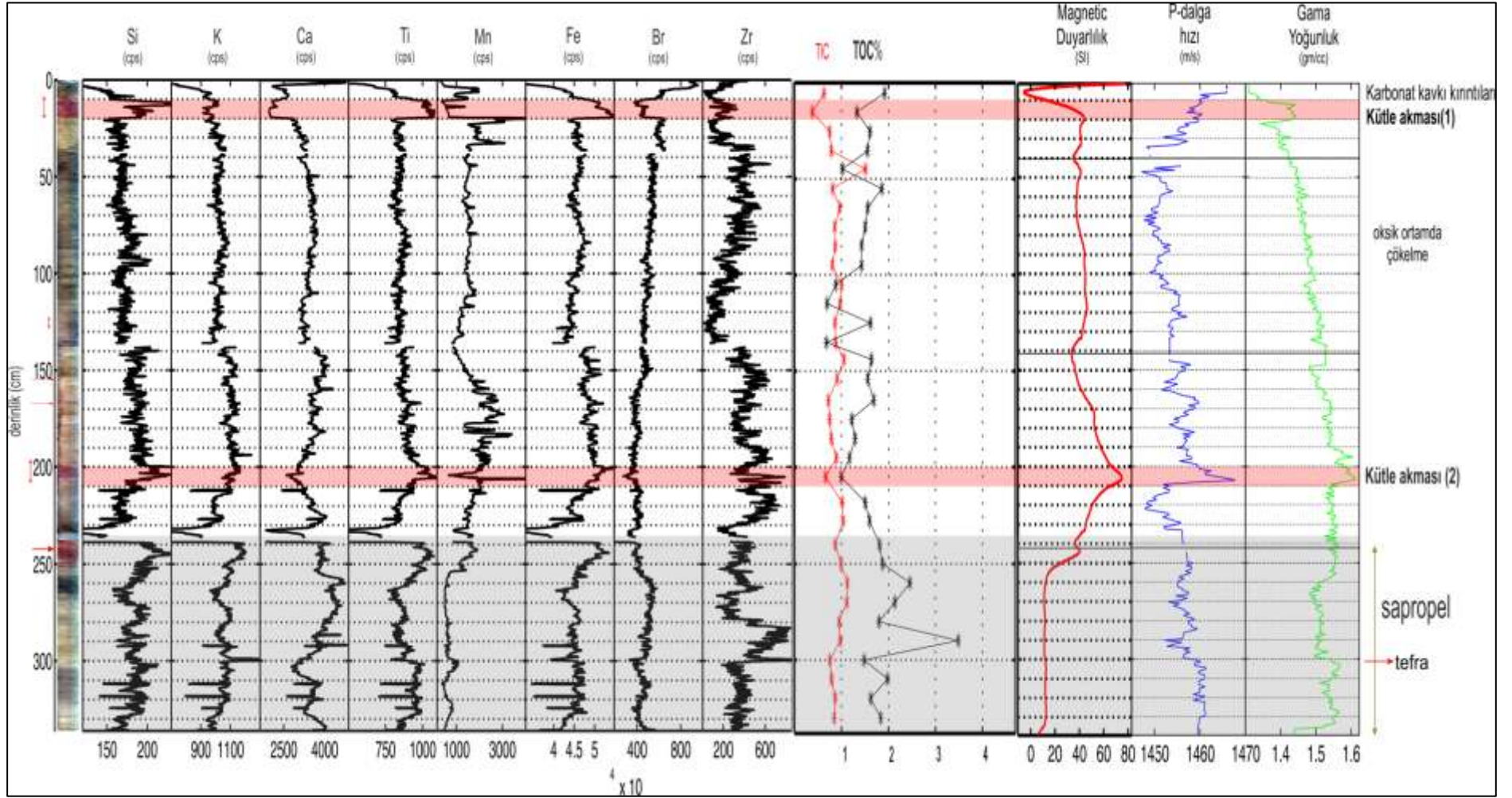
Çok ışınlı batimetrik haritaya göre Gemlik havzası, KB-GD uzanımlı gerilme bileşenli oblik faylarla ve Kocadere kaynaklı delta loblarıyla karakterize edilir. Yüksek çözünürlüklü sismik profillerde, derin basen kısımlarındaki Geç Buzul Dönemde su seviyesi günümüzden daha düşük, 100 m veya daha altındayken, oluşan erozyonal yüzeyler görülür. Bu yüzey, yüksek yansıma genliklerine sahip göl birimi tarafından örtülmüş ve bu çökeltme süreci G.Ö. 12.000 ^{14}C yılındaki göl/deniz geçişine (ilk deniz basması = first marine transgression) kadar devam etmiştir. En üstteki birim yaklaşık 10 m kalınlığında Holosen çamur örtüsüyle (mud drape) temsil edilir. Havzanın doğusunda yer alan deltanın üzerinde çökelen Holosen biriminin alt sınırının yaşı, daha önceki çalışmalarda G.Ö. 11,250±60 ^{14}C (kalibre edilmemiş) olarak bulunmuştur (Çağatay v.d., 2008, Gasperini v.d., 2011).

Çökel karotlarında yapılan litolojik tanımlamalar, çoklu element analizleri ve sismik-karot korelasyonu, Holosen çamur örtüsünün üst kısımlarında kalın kırmızı-kahverengi tabakalar içeren grimsi-yeşil denizel killi çamur tabakaları bulunurken ve alt kısımlarda laminalı, organik maddece zengin koyu yeşil sapropel olduğunu göstermiştir. Sapropel, % 1,5'ten yüksek değerlerde total organik karbon içermekte, ve Br değerlerinde artış, Mn değerlerinde azalma göstermektedir. Çağatay, v.d (2000), Marmara Denizi'nde sapropeli G.Ö. 10.6-6.4 ^{14}C ka olarak yaşlandırılmıştır. Mn değerleri ve manyetik duyarlılıktaki azalma çökellerin indirgenmiş halde olduğunu gösterir. Sapropel çökeli - deniz seviyesinin düşük olduğu alt kısımları haricinde - sırasındaki Zr elementindeki azalma; kırınıtlı girdideki ve tane boyundaki azalmayı temsil eder.

Karotların üst 2.5 m'lik kısmında tespit edilen kırmızı-kahverengi çamur tabakalarının üst dokanağı geçişli iken alt dokanağı oldukça keskindir. Bu kırmızı-kahve çamur tabakalarında ortalama tane boyu 3-4 μm 'dir ve göreceli olarak yüksek manyetik duyarlılık değerlerine sahiptir. Bununla birlikte kırınıtlı girdinin göstergesi olan K, Fe, Ti ve Zr değerlerinde zenginleşme; Ca, Br, Mn elementlerinde azalma görülür. Tüm bu özellikler, kırmızı-kahverengi tabakaların doğudaki delta kaynaklı

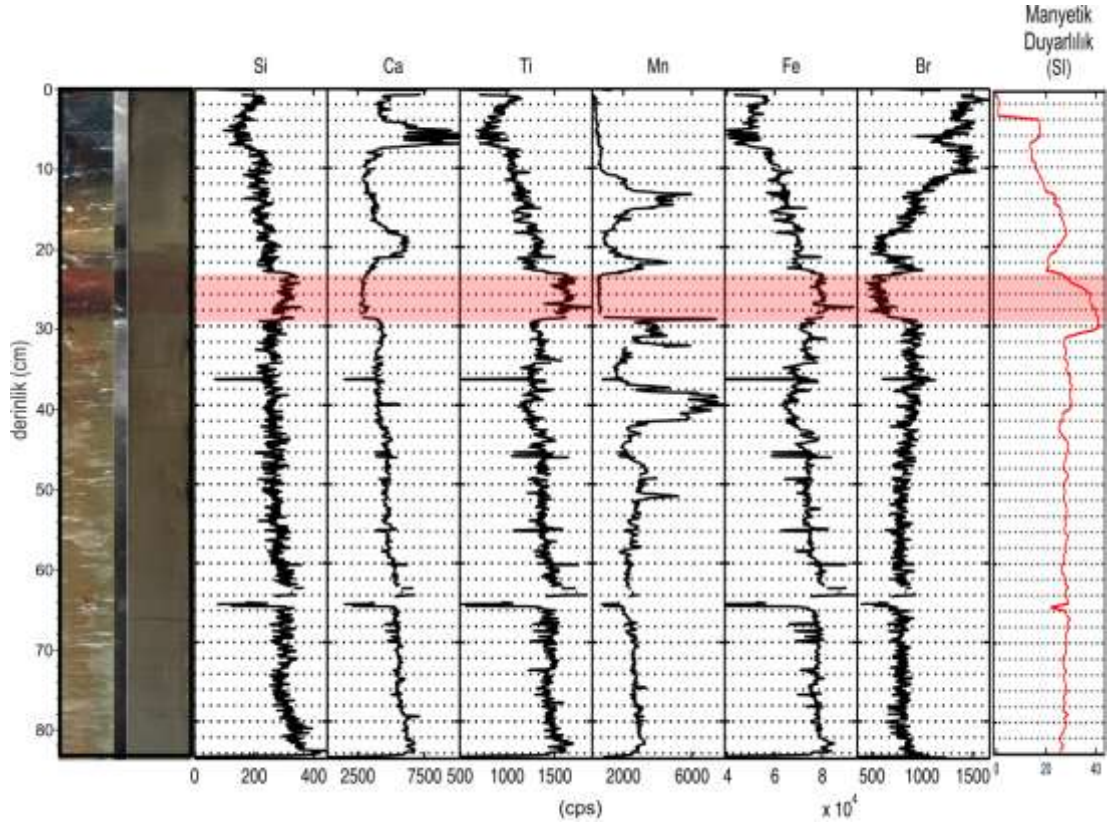


Şekil 5.1 : MNTKS-34 karotunun XRF element profilleri, TOK, TİK ve MSCL (V_p , M.S., ρ) analiz sonuçları



Şekil 5.2 : ML-01 karotunda XRF element profilleri, TOK, TİK ve MSCL (V_p, M.S., ρ) analiz sonuçları

kütle akması çökelleri olduğunu gösterir. Bu tabakanın alt sınırında Mn değerlerindeki ani yükselme, deniz tabanına yakın oksik/anoksik sınırındaki diyajenetik zenginleşmeyi temsil eder ve delta kaynaklı kütle akması bu çökellerin üstünü örter. Bu tez çalışmasının ardından kütle akmasını işaret eden seviyelerin ^{14}C ve radyonüklid tarihlendirmesi ve geçmiş depremlerle muhtemel ilişkisi EMCOL tarafından araştırılacaktır.



Şekil 5.3 : MNTKI-13 karotunun XRF element ve M.S. profilleri

KAYNAKLAR

- Alpar, B., Çizmeci, S.** (1999). Seismic hazard assessment in the Gemlik Bay region following the 17 August Kocaeli Earthquake, *Turkish Journal of Marine Sciences*, ISSN: 1300-7122, 5(3), 149-166.
- Ambraseys, N.N., Finkel, C.F.** (1991). Long term seismicity of the Istanbul and of the Marmara Sea region, *Terra Nova*, 3, 527-539.
- Ambraseys, N.N.** (2006). Comparison of frequency of occurrence of earthquakes with slip rates from long-term seismicity data: the cases of Gulf of Corinth, Sea of Marmara and Dead Sea Fault Zone, *Geophys. J. Int.*, 165, 516–526.
- Barka, A.A., K., Kadinsky-Cade** (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka, A.A., I., Kusu** (1996). Extents of the North Anatolian fault in the Izmit, Gemlik and Bandirma Bays, *Turkish Journal of Marine Sciences*, 2, 93–106.
- Blum, P.** (1997). Physical properties handbook: a guide to the shipboard measurement of physical properties of deep sea cores. *ODP Tech. Note 26*. Adres: <http://www-odp.tamu.edu/>
- Bouma, A. H.** (1969). *Methods for the Study of Sedimentary Structures*. Wiley, New York, p. 458.
- Bull, J.M., Quinn, R. ve Dix, J.K.** (1998). Reflection coefficient calculation from marine high resolution seismic reflection (Chirp) data and application to an archaeological case study. *Marine Geophysical Researches*, 20 (1), 1-11.
- Croudace, I.W., Rindby, A. and Rothwell, R.G.** (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner, in *New techniques in sediment core analysis*, Geological Society Special Publication, 267, p. 51-63, Ed. Rothwell, R.G., Geological Society of Lond., London, UK.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, A., Eastoe, C.J., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kusu, I.** (2000). Late Glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Sea. *Marine Geology*, 167, 191-206.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Polonia, A., Demirbag, E., Sakinc, M., Cormier, M.-H., Capotondi, L., McHugh, C., Emre, O., Eris, K.** (2003). Sea level changes and depositional environments in the Izmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late glacial-Holocene period. *Marine Geology*, 202, 159-173.

- Çifçi, G., Dondurur, D. ve Okay, S.** (2005). *Yüksek Ayrımlı Deniz Jeofiziği Yöntemleri*, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, 223 sayfa.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z.** (1967). Türkiye ve Civarının Deprem Katalogu (Milattan Önce 11 yılından 1964 sonuna kadar), İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Arz Fizigi Enstitüsü Yayınları, No:24.
- Eriş, K.K., Çağatay, M.N., Akçer, S., Gasperini, G., Mart, M.** (2010). Late glacial to Holocene sea-level changes in the Sea of Marmara: new evidence from high-resolution seismics and core studies. *Geo-Marine Lett.*, DOI:10.1007/s00367-010-0211-1
- Folk, R.L., Ward, W.C.** (1957). Brazos river bar: a study of significance of grain size parameters, *J. Sediment. Petrol.*, 27, 3-26.
- Folk, R.L.** (1966). A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6, 73–93.
- Gasperini, L., A. Polonia, M. N. Çağatay, G. Bortoluzzi, and V. Ferrante.** (2011). Geological slip rates along the North Anatolian Fault in the Marmara region, *Tectonics*, 30, TC6001 doi:10.1029/2011TC002906.
- Gray, A.B., Pasternack, G. B., and Watson, E.B.** (2010). Hydrogen peroxide treatment effects on the particle size distribution of alluvial sediments, *The Holocene*, 20, 293-301.
- Gunn, D.E., Best, A.I.** (1998). A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores, *Geo-Marine Letters*, 18, 70-77.
- Jansen, J.H.F., Van der Gaast, S.J., Koster, B. and Vaars, A.J.** (1998). CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores, *Marine Geology*, 151(1-4), 143-153.
- Jenkins, R. and De Vries, J.L.** (1970). *Practical X-ray Spectrometry*, MacMillan, London.
- Kahle, H.-G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K., and Cross, P.** (1998). The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294, 237–252.
- Krumbein, W.C.** (1934). Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 4, 65–77.
- Kurtuluş, C., Canbay, M. M.** (2007). Tracing the middle strand of the North Anatolian Fault Zone through the southern Sea of Marmara based on seismic reflection studies. *Geo-Marine Letters*, 27, 27-40.
- Löwemark, L., Jakobsson, M., Mörrth, M., Backman, J.** (2008). Arctic Ocean manganese contents and sediment colour cycles. *Polar. Res.*, 27, 105-113.
- Meade, B.J. Hager, B.H. Reilinger, R.E.** (2002). Estimates of seismic potential in the Marmara region from block models of secular deformation constrained by GPS measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 208-215.
- Meriç, E., Avşar, N., Nazik, A., Alpar, B., Yokeş, M.B., Barut İ.F., Ünlü S.** (2005) Gemlik Körfezi yüzey çökellerinin foraminifer, ostrakod ve

mollusk faunası, foraminifer kavkılarında gözlenen morfolojik anomaliler ile bölgenin sedimentolojik, hidrokimyasal ve biyokimyasal özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **131**, 21-48.

- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M.N., and Veis, G.** (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **105**, 5695 – 5719.
- Poppe L.J., Eliason A.H., Fredericks J.J., Rendigs R.R., Blackwood D., Polloni C.F.** (2003). Chapter 1: Grainsize analysis of marine sediments: methodology and data processing. USGS report 00-358. Adres: <http://pubs.usgs.gov/of/2000/of00-358/text/chapter1.htm>
- Pye, K. and Blott, S.J.** (2004). Particle size analysis of sediments, soils and related particulate materials for forensic purposes using laser granulometry, *Forensic Science International*, **144**, 19-27.
- Schock, S.G., LeBlanc, L.R., and Mayer, L.A.** (1989). Chirp sub-bottom profiler for quantitative sediment analysis. *Geophysics*, **54**, 445-450.
- St-Onge, G., Mulder, T., Francus, P.** (2007). Continuous physical properties of cored marine sediments. *Developments in Marine Geology*, **1**, pp. 65-101.
- Stoner, J.S., Channell, J.E.T., ve Hillaire-Marcel, C.** (1996). The magnetic signature of rapidly deposited detrital layers from the deep Labrador Sea: Relationship to North Atlantic Heinrich layers. *Paleoceanography*, **11**, 309–325.
- Uçarkuş, G.** (2002). Gemlik Fay Zonunun Aktif Tektoniği [Active Tectonics of Gemlik Fault Zone]. Yüksek Lisans Tezi, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü.
- Vidal, L., Ménot, G. Joly, C. Bruneton, H., Rostek, F., Çağatay, M.N., Major, M., and Bard, E.** (2010). Hydrology in the Sea of Marmara during the last 23 ka: Implications for timing of Black Sea connections and sapropel deposition. *Paleoceanography*, **25**, PA1205, 16 pp. doi: 10.1029/2009pa001735.
- Wulf, S., Kraml, M., Keller, J.** (2008). Towards a detailed distal tephrostratigraphy in the Central Mediterranean: The last 20,000 yrs record of Lago Grande di Monticchio. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **177** (1), 118–132.
- Yilmaz, Ö.** (1987). *Seismic data processing*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp.526.

EKLER

EK A: Matlab Kodları

```
clear all;close all;clc;

format long;
mscl = load('MNTKS34_mscl.txt');
rho = mscl(:,3);v = mscl(:,2);sec_depth = mscl(:,1);
for j = 1:length(v)-1;
    rc(j) = (v(j+1)*rho(j+1)-v(j)*rho(j))/(v(j+1)*rho(j+1)+v(j)*rho(j));
end
rc = rc';
%(1454*1.4814-1450*1.050)/(1454*1.4814+1450*1.050)=0.171756623417402
rc = [0.171756623417402;rc];
depth = 0.005; % metre
t= 2.*(depth./v);
t = t.*1000; % milisecond
tt = cumsum(t); %toplam veri uzunluğu: 14.552684328654129
twc_synthetic = 0:tt(length(tt))/(length(v)-1):tt(length(tt));
figure(1)
subplot(1,3,1);plot(rho,sec_depth,'r');xlabel('Density (gm/cc)');ylabel('depth(m)')
axis([min(rho) max(rho) 0 max(sec_depth)])
axis ij
subplot(1,3,2);plot(v,sec_depth);xlabel('P-wave velocity (m/sec)');ylabel('depth(m)')
axis([min(v) max(v) 0 max(sec_depth)])
axis ij
subplot(1,3,3);plot(rc,twc_synthetic,'k');xlabel('Reflection Coefficients');ylabel('TWT (ms)')
axis ij
figure(2)
chrp = load('chirp.dat');
chrp = chrp(:,2);
klauder = xcorr(chrp);
klauder = xcorr(chrp,'coeff');
plot(klauder)
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
K_f = fft(klauder);
phase = atan(imag(K_f)./real(K_f));
KK = (1./(abs(K_f))).*exp(-1i*phase);
f = real(ifft(KK));
figure(3)
plot(f)
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
syn = conv(rc, klauder);
```

```

figure(4)
plot(syn)
syn = conv(syn, f);
h_syn = hilbert(syn);
figure(5)
plot(abs(h_syn))
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
SS = abs(h_syn)*ones(1,15);
trace = load('GE_20_trace_15ms.txt');
trace = trace(:,2)
gg = trace*ones(1,15);
figure(6);
wigplot(gg,6,6,6,2,11.454269659539669/(length(gg)-1),2,0,2.5);
figure(7);
wigplot(SS,2,6,6,2,11.454269659539669/(length(SS)-1),2,0,2.5);
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
g_t = trace;
s_t = abs(h_syn);
figure(8);
subplot(2,1,1);plot(0:14.5/(length(g_t)-1):14.5,g_t);
subplot(2,1,2);plot(0:14.5/(length(s_t)-1):14.5,s_t);
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

```

ÖZGEÇMİŞ



Ad Soyad: Aslı Özmaral

Doğum Yeri ve Tarihi: Kadıköy, 16/07/1986

Adres: Beyaz Köşk Cad., No:3/26, A Blok, Kartal / İstanbul

E-Posta: asliaoymaral@gmail.com

Lisans: Jeofizik Mühendisliği

TEZDEN TÜRETİLEN YAYINLAR/SUNUMLAR

- **A. Özmaral**, M.N. Çagatay, C. Imren, L. Gasperini, and P. Henry. Holocene Sedimentary processes in the Gemlik Gulf: a transtensional basin on the middle Strand of the North Anatolian Fault, Sea of Marmara. *European Geosciences Union General Assembly 2012*, 22-27 April 2012, Vienna, Austria (poster presentation).
- **A. Özmaral**, M.N. Çagatay. Investigating earthquake records in sediment cores from Gemlik Bay, Sea of Marmara, Turkey. “Subseafloor Fluid Flow and Gas Hydrates” ECORD Summer School 2011, 12-23 September 2011, Center for Marine Environmental Sciences (MARUM), University of Bremen, Germany.