



**T. C.**

**ORDU ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**ÇANAKKALE BOĞAZI İÇİN**  
**HİDRODİNAMİK MODEL ÇALIŞMASI**

**FADİME BUCAK**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**  
**BALIKÇILIK TEKNOLOJİSİ MÜHENDİSLİĞİ**  
**ANABİLİM DALI**

**ORDU 2019**

## **TEZ BİLDİRİMİ**

Tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan ve kullanılan intihal tespit programının sonuçlarına göre; bu tezin yazılmasında bilimsel ahlak kurallarına uyulduğunu, başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunulduğunu, tezin içerdiği yenilik ve sonuçların başka bir yerden alınmadığını, kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapılmadığını, tezin herhangi bir kısmının bu üniversite veya başka bir üniversitedeki başka bir tez çalışması olarak sunulmadığını beyan ederim.

**FADİME BUCAK**

## ÖZET

### ÇANAKKALE BOĞAZI İÇİN HİDRODİNAMİK MODEL ÇALIŞMASI FADİME BUCAK

ORDU ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

BALIKÇILIK TEKNOLOJİSİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ, 41 SAYFA

(TEZ DANIŞMANI: DR. ÖĞR. ÜYESİ ADİL SÖZER)

Bu çalışma kapsamında, mevcut literatürden sağlanan uzun süreli CTD ölçümlerine dayanan yıllık ortalama tuzluluk ve sıcaklık profillerinden elde edilen başlangıç koşulları ile geniş bir barotropik akı yelpazesinde, Çanakkale Boğazı için ortalama-akım kararlı-durum çözümleri üç boyutlu sayısal bir okyanus modeli ile gerçekçi topoğrafya ve hidrografik koşullar altında elde edilmiştir. Zamana bağlı değişimlerin ihmal edilmesi ve açık sınır koşullarındaki basitleştirmelere rağmen, boğazın bilinen hidrografisine uygun, enerji ve hacim korunumlarını başarıyla sağlayan model çözümleri üretilebilmiştir. İki tabakalı akım yaklaşımı altında kanal boyunca hesaplanan Froude Sayısı değişimi ile boğaz boyunca gerçekleşen hidrografik tepkiler, Kilitbahir daralmasında ve Ege Denizi çıkışındaki iki adet hidrolik geçişin varlığına işaret etmektedir. Model çözümlerinde, net barotropik akım ile iki tabakalı akım varsayımı altında hesaplanan tabaka akımları ve boğazın iki ucu arasındaki su seviyesi farkı arasında kısmi de olsa literatüre uygun bir ilişki görülmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Çanakkale boğazı, Hidrodinamik modelleme, Tabakalı akım

## **ABSTRACT**

### **A HYDRODYNAMIC MODEL STUDY OF THE DARDANELLES STRAIT**

**FADİME BUCAK**

**ORDU UNIVERSITY INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED  
SCIENCES**

**FISHERIES TECNOLOGY ENGINEERING**

**MASTER THESIS, 41 PAGES**

**(SUPERVISOR: ASST. PROF. DR. ADİL SÖZER)**

In this study, mean-flux steady-state solutions for the Dardanelles Strait are obtained by utilizing a three-dimensional numerical ocean model for a wide range of barotropic flux range with initial conditions representing the mean annual salinity and temperature stratifications of the neighboring seas constructed by the long-term CTD data from the present literature under the realistic topography and hydrographic conditions. Despite the neglect of time-dependent effects and simplifications in open boundary conditions, it is found that the model solutions is able to provide results parallel to the known hydrography of the strait while successfully conserving energy and volume properties within the model domain. Variation of the Froude Number estimations based on a two-layer approximation together with the hdyrographic responses through the strait indicates hydraulic transitions at two locations; Kilitbahir contraction section and the Aegean Sea exit of the channel. Layer flux responses under the two-layer approximation and the variation of the sea-level difference between the two ends of the strait with respect to the net barotropic volume-flux given by the model solutions are at least partially conformable to the literature.

**Keywords:** Dardanelles strait, Hydrodynamic modeling, Layered flow

## TEŞEKKÜR

Tüm alıőmalarım boyunca her zaman bilgi ve deneyimleriyle yolumu aan değerli Danıőman hocam Dr.Öğr.Üyesi Adil SÖZER'e ve Prof.Dr. Emin ÖZSOY'a, değerli katkılarından dolayı tez savunması jüri üyelerim Dr.Öğr.Üyesi Funda ÜSTÜN ve Dr.Öğr.Üyesi Demet BİLTEKİN'e ve tez çalıőmam süresince vermiő olduğu maddi manevi destek için Doç.Dr. Mehmet AYDIN'a teőekkürlerimi sunarım. Bu tez çalışması kapsamında AR-1623 kodlu Ordu Üniversitesi BAP projesi çıktılarından yararlanılmıő olup, destekleri için Üniversitemize ve Üniversitemizin BAP birimine teşekkür ederim.

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
<b>TEZ BİLDİRİMİ</b> .....	I
<b>ÖZET</b> .....	II
<b>ABSTRACT</b> .....	III
<b>TEŞEKKÜR</b> .....	IV
<b>İÇİNDEKİLER</b> .....	V
<b>ŞEKİL LİSTESİ</b> .....	VI
<b>ÇİZELGE LİSTESİ</b> .....	VIII
<b>SİMGELER ve KISALTMALAR LİSTESİ</b> .....	IX
<b>1. GİRİŞ</b> .....	1
<b>2. GENEL BİLGİLER</b> .....	2
2.1 Türk Boğazlar Sistemi (TBS) .....	2
2.2 İstanbul Boğazı ve Marmara Denizi .....	4
2.3 Çanakkale Boğazı .....	6
2.4 TBS Barotropik Akımı .....	7
2.5 Literatürdeki TBS Odaklı Modelleme Çalışmaları .....	7
<b>3. MATERYAL ve YÖNTEM</b> .....	9
3.1 ROMS Okyanus Modeli .....	9
3.2 Model Baseni ve Izgarası .....	10
3.3 Açık Sınır Koşulları .....	11
3.4 Model Konfigürasyonu ve Model Başlangıç Koşulu .....	14
3.5 Hidrodinamik Simülasyonlar .....	18
<b>4. BULGULAR ve TARTIŞMA</b> .....	20
4.1 Model Kararlılık ve Stabilitesi .....	20
4.1.1 KE/Hacim ve TE/Hacim Değişimleri .....	20
4.1.2 Kanal Kesitindeki Net Barotropik Akım Tepkisi .....	21
4.2 Talveg Üzerinde Tuzluluk, Sıcaklık, Hız Kesitleri ve Boğaz Boyunca Froude Sayısı Tepkisi .....	23
4.3 Barotropik Net Akım ve Su Seviyesi Değişimi .....	29
<b>5. SONUÇ ve ÖNERİLER</b> .....	34
<b>6. KAYNAKLAR</b> .....	36
<b>ÖZGEÇMİŞ</b> .....	41

## ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Şekil 2.1	Türk Boğazlar Sistemi (A) konumu ile İstanbul (B) ve Çanakkale (C) Boğazları'na ait batimetri haritaları ..... 3
Şekil 3.1	Model değişkenlerinin Arakawa-C örgü (A) ve dikey şaşırtmalı ızgara üzerinde (B) yerleşimi (Hedström, 2009'dan) ve topoğrafya takip eden dikey koordinat sistemi için Çanakkale Boğazı modelinden örnek gösterim (C) ..... 10
Şekil 3.2	Çanakkale Boğazı model baseni ve batimetrisi ile analizlerde kullanılan lokasyonların gösterimi ..... 12
Şekil 3.3	Değişken hücre boyutlu Çanakkale Boğazı model ızgarası için enine (A), dikine (B) hücre boyutları ve boğazın en dar bölgesinde model ızgarasının yakından gösterimi (C) ..... 13
Şekil 3.4	Ege Denizi için ~30 yıllık CTD verilerinden elde edilen tuzluluk (A) ve sıcaklık (B) profillerin ortalama bir yıl için günlük değişimi..... 16
Şekil 3.5	Marmara Denizi için ~30 yıllık CTD verilerinden elde edilen tuzluluk (A) ve sıcaklık (B) profillerin ortalama bir yıl için günlük değişimi ..... 16
Şekil 3.6	Ege Denizi için uzun süreli CTD ölçümlerinden elde edilen, mevsimsel ve yıllık ortalama profiller, tuzluluk (A) ve sıcaklık (B) ..... 17
Şekil 3.7	Marmara Denizi için uzun süreli CTD ölçümlerinden elde edilen, mevsimsel ve yıllık ortalama profiller, tuzluluk (A) ve sıcaklık (B) ..... 17
Şekil 3.8	Marmara ve Ege Denizleri için uzun süreli ölçümlerden elde edilen mevsimsel ve yıllık ortalama sıcaklık (A) ve tuzluluk (B) stratifikasyonlarına dayanan LE-B başlangıç koşulu talveg kesitleri ..... 18
Şekil 4.1	LE-B başlangıç koşulu ile farklı barotropik akım değerleri altında gerçekleştirilen hidrodinamik simülasyonlar için (RUN1 - RUN5) KE/Hacim (A) ve PE/Hacim (B) model çıktılarının zamana bağlı değişimi ..... 21
Şekil 4.2	RUN1 – RUN5 için farklı kanal kesitlerinde net barotropik akımın zamana bağlı değişimi (Marmara ve Ege Denizi sınırları ile Nara Burnu'nun takribi 5 km doğusu)..... 23
Şekil 4.3	RUN1 simülasyonu için (~6. gün sonunda) kanal boyunca hesaplanan barotropik net akım..... 23
Şekil 4.4	LE-B başlangıç koşulu ile $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$ barotropik net akım altında gerçekleştirilen RUN1 simülasyonu için, ~6. gün sonunda talveg boyunca tuzluluk (A), sıcaklık (B) ve kanal kesitindeki ortalama hız (C) kesitleri ..... 25
Şekil 4.5	LE-B başlangıç koşulu ile $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$ barotropik net akım altında gerçekleştirilen RUN1 simülasyonu için, talveg eğrisinin 50. (A) ve 80. (B) kilometrelerinde (Kilitbahir - Nara Burnu

	bölgesinin batısında ve doğusunda) ~6. gün sonundaki tuzluluk profilleri .....	26
<b>Şekil 4.6</b>	RUN1 model çözümü için yüzey akıntı hızları, yüzey hız magnitudü, yüzey hız magnitudünün maksimum değerini takip eden patika ve üst akım Froude Sayısı'nın lokal maksimum (~0.60) lokasyonları .....	28
<b>Şekil 4.7</b>	LE-B başlangıç koşulu ile $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$ barotropik net akım altında gerçekleştirilen RUN1 simülasyonu için iki tabakalı akım yaklaşımı altında kanal boyunca alt ve üst akımlar için (~6. gün sonunda) Froude Sayısı değişimi .....	29
<b>Şekil 4.8</b>	LE-B başlangıç koşulu ile $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$ barotropik net akım altında gerçekleştirilen RUN1 simülasyonu için ~6. gün sonunda talveg eğrisi üzerinde rölatif su seviyesi değişimi .....	30



## ÇİZELGE LİSTESİ

		<u>Sayfa</u>
<b>Çizelge 3.1</b>	Yıllık tuzluluk ve sıcaklık ortalamalarına dayanan LE-B başlangıç koşulu ile gerçekleştirilen simülasyonlar için; barotropik akım, zaman adımı, toplam simülasyon süresi ve kayıt dosyası zaman aralığı bilgileri .....	19
<b>Çizelge 4.1</b>	LE-B başlangıç koşulu ile farklı barotropik net akım değerleri altında gerçekleştirilen simülasyonlar için ~6. gün sonundaki; net barotropik akım değeri, boğazın iki ucundaki su seviyesi farkı, üst tabaka ve alt tabaka akımları ve iki basen arasındaki averaj yoğunluk farkı .....	31

## SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

---

2B-U	: i doğrultusundaki iki boyutlu yatay hız bileşeni
2B-V	: j doğrultusundaki iki boyutlu yatay hız bileşeni
3B-U	: i doğrultusundaki üç boyutlu yatay hız bileşeni
3B-V	: j doğrultusundaki üç boyutlu yatay hız bileşeni
dx	: i doğrultusunda model ızgarası hücre genişliği
dy	: j doğrultusunda model ızgarası hücre genişliği
F90	: Fortran 90
F95	: Fortran 95
i	: Model ızgarasının yanal doğrultusunu temsil eden indis
j	: Model ızgarasının boyuna doğrultusunu temsil eden indis
KE	: Kinetik Enerji
km	: Kilometre
LE	: “Lock-exchange” başlangıç koşulu
LE-B	: “Lock-exchange” benzeri başlangıç koşulu
m	: Metre
MITgcm	: “MIT General Circulation Model”
Q	: Net barotropik akım
Q <sub>1</sub>	: Üst tabaka akımı
Q <sub>2</sub>	: Alt tabaka akımı
ROMS	: “Regional Ocean Modeling System”
SAT	: Karadeniz Soğuk Ara Tabakası
TBS	: Türk Boğazlar Sistemi
TE	: Toplam enerji
U	: i doğrultusundaki yatay hız bileşeni
V	: j doğrultusundaki yatay hız bileşeni
$\rho$	: Yoğunluk
°C	: Derece Santigrat
$\Delta\rho$	: Yoğunluk farkı
%	: Yüzde

---

## 1. GİRİŞ

Bu tez çalışmasının amacı; üç boyutlu sayısal bir hidrodinamik modeli Çanakkale Boğazı değişim akımlarına gerçekçi topografik ve hidrodinamik koşullar ve açık sınır koşulları altında uygulamak ve Marmara Denizi ile Ege Denizi'ni birleştiren bu dar kanalın temel akıntı yapılarını, akışkanlar dinamiğinin ilkel denklem setinin sayısal çözümü yoluyla incelemektir. Bu çalışma kapsamında; Çanakkale Boğazı için, uzun süreli CTD ölçümlerinden elde edilen yıllık ortalama hidrografik koşullar ve geniş bir barotropik akım yelpazesi altında ortalama-akım kararlı-durum model çözümleri üretilecektir. Elde edilen model çözümleri, Çanakkale Boğazı değişim akımlarının temel etken kuvvetler altındaki davranışını ve komşu basenlerle etkileşimini açıklayabilmek amacı ile irdelenecektir.

## 2. GENEL BİLGİLER

Bu bölümde Çanakkale Boğazı'nın da içinde bulunduğu Türk Boğazlar Sistemi (TBS) oşinografisi ve TBS'yi oluşturan İstanbul Boğazı, Marmara Denizi ve Çanakkale Boğazı hakkında literatür taraması eşliğinde genel bilgiler verilmiş ve bu bölgede daha önceden yapılmış olan benzer çalışmalara değinilmiştir.

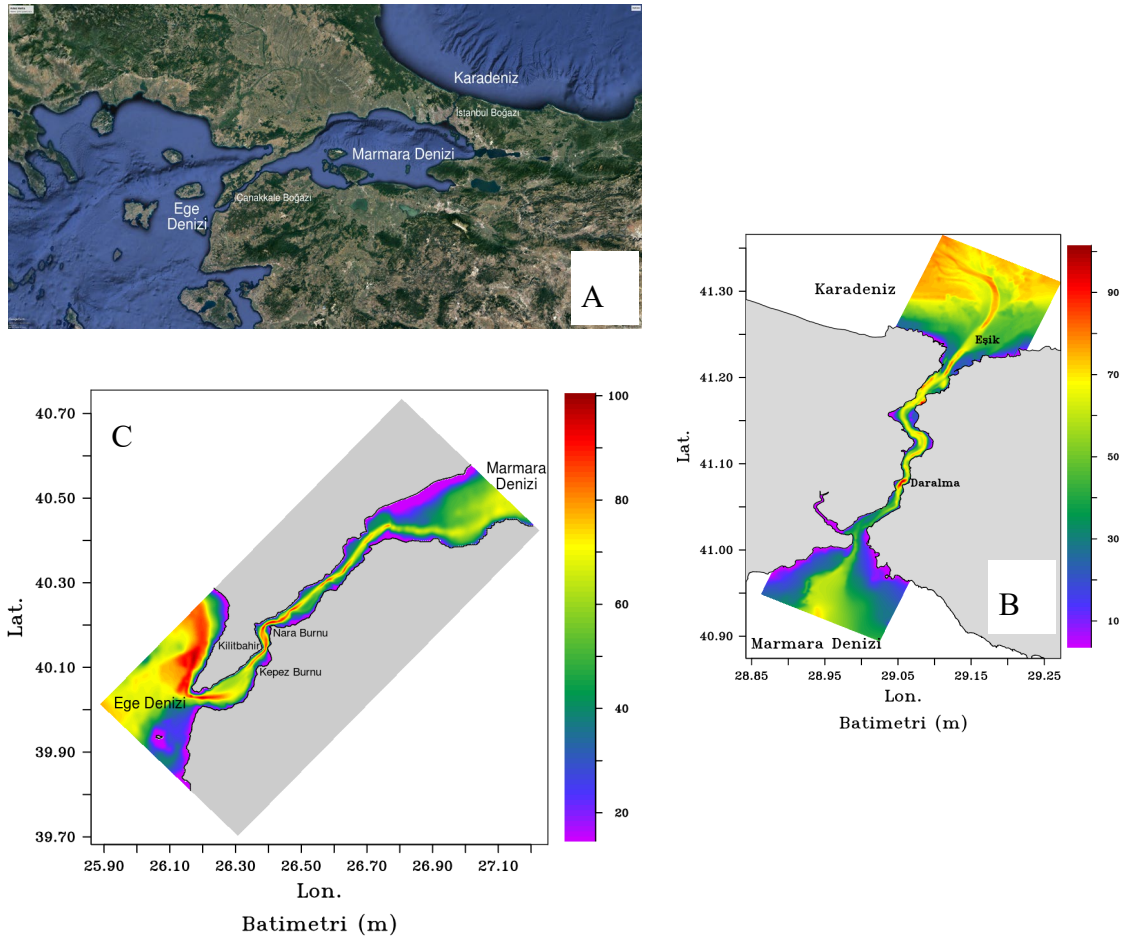
### 2.1 Türk Boğazlar Sistemi (TBS)

Türk Boğazlar Sistemi (Şekil 2.1), Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile Marmara Denizi'nin oluşturduğu, üzerinden Karadeniz ile Doğu Akdeniz arasındaki su değişiminin gerçekleştiği kısıtlı bir su yoludur. Kabaca 25 m derinlikte keskin bir gradyanla ayrılan TBS, Karadeniz ve Akdeniz komşu denizlerini birbirine bağlayan iki tabakalı bir su geçişidir (Andersen ve Carmack, 1984; Ünlüata ve ark., 1990). Karadeniz'in pozitif tatlı su bütçesi (Yağışlar + Nehir Girdileri – Buharlaşma) kaynaklı az tuzlu suları TBS yüzeyinden Ege Denizi'ne taşımırken, Akdeniz kaynaklı daha tuzlu ve daha yoğun sular da TBS'in alt tabaka akımıyla Karadeniz'in derinliklerine karışmaktadır.

Karadeniz ve Marmara Denizleri'ni birbirine bağlayan İstanbul Boğazı, takribi 35 km uzunluğunda ve yüzeyde 700 m ile 3500 m arasında değişen genişliği ile sıradışı en/boy oranıyla TBS'in en kısıtlayıcı elemanıdır. Nispeten daha geniş olan ve Ege Denizi ile Marmara Denizleri'ni birbirine bağlayan Çanakkale Boğazı ise en dar kesitinde 1.3 km genişliğinde ve yaklaşık 75 km uzunluğundadır. Her iki boğaz da keskin topoğrafyaya bitişik derin kanallara ve topografik engellerle birlikte kıvrımlara ve dönüşlere sahip olup, hem kanal boyunca hem de enine kesitte oldukça değişken bir batimetri sergilemektedir (Şekil 2.1). 11.500 km<sup>2</sup>'lik yüzey alanıyla, Marmara Denizi; Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile sırasıyla Ege Denizi'ne ve Karadeniz'e bağlanan küçük bir iç denizdir. Doğu-batı istikametinde uzanan en derini ~1350 metrede olan üç adet çukuru kuzeyde ~10 km ve güneyde ise ~40 km genişliğindeki iki kıta sahanlığını birbirinden ayırır.

TBS oldukça karmaşık geometrisi ve kavuşturduğu birbirine tezat su kütleleri sebebi ile sıradışı bir oşinografik çevredir. Karadeniz ve Akdeniz kaynaklı su kütlelerin oluşturduğu, 25 metrede keskin bir piknoklin (Su kolonunda üst ve alt tabakaya göre yoğunluğun önemli ölçüde değiştiği (arttığı) tabaka) ile ayrılan, iki

tabakalı yapısı (Andersen ve Carmack, 1984; Özsoy ve ark., 1986, 1988) ile komşu basenlerin oşinografik değişkenliğinde önemli bir rolü vardır. Tabakalar arası  $\Delta\rho/\rho \approx 10^{-2}$ 'ye varan yoğunluk farkıyla sıradışı bir stratifikasyona sahiptir. Düşük yoğunluklu, rüzgar etkisi altında karışan Karadeniz kaynaklı üst tabaka suları mevsimsel değişimler sergilerken, Çanakkale Boğazı'ndan pompalanan Ege suları ile beslenen (Beşiktepe ve ark., 1993, 1994, 2000) alt tabakası görece durağan karakterlidir. TBS üzerinden gerçekleşen net barotropik akım, Karadeniz'den Ege Denizi'ne doğrudur ve Karadeniz'in pozitif su girdisini dengelemektedir (Ünlüata ve ark., 1990; Peneva ve ark., 2001).



**Şekil 2.1** Türk Boğazlar Sistemi (A) konumu ile İstanbul (B) ve Çanakkale (C) Boğazları'na ait batimetri haritaları

İklimsel zıtlıklar bölgesinde bulunan TBS (Özsoy ve Ünlüata, 1997; Özsoy, 1999), üzerinden gerçekleşen iki tabakalı değişim akımı sebebi ile birbirine bağladığı komşu denizlerin istikrarı üzerinde güçlü bir etkiye sahiptir. TBS üzerinden

gerçekleşen taşınım, komşu denizler arasındaki çevresel sinyalleri iletmesi sebebi ile bölgesel oşinografi adına oldukça önemlidir. Bu taşınım hakkında sahip olduğumuz bilgiler (Oğuz ve ark., 1990; Ünlüata ve ark., 1990; Gregg ve ark., 1999; Gregg ve Özsoy, 1999; 2002) bölgesel iklimi anlamamız açısından da temel öneme sahiptir.

TBS boyunca basenler arası su alış-verişi belirleyen önemli faktörlerden biri de deniz seviyesi farklılıklarıdır. Tarihi ve modern ölçümler, TBS'nin tamamında 30-60 cm, İstanbul boğazı boyunca ise 20-60 cm arasında deniz seviyesi farklılıklarını göstermiştir (Marsili, 1681; Möller 1928; Smith, 1942; De Filippi ve ark., 1986; Alpar ve Yüce, 1998; Özsoy ve ark., 1998; Gregg ve Özsoy, 1999; Yüksel ve ark., 2008). Ayrıca, Tutsak ve ark., (2016) tarafından yapılan çalışmada aylık ortalama deniz seviyesi farklılıklarının, İstanbul Boğazı için Şile ve Yalova'da yapılan ölçümlere dayandırılarak 15-30 cm, Çanakkale Boğazı için ise Yalova ve Gökçea'da yapılan gözlemler temel alınarak 30-40 cm arasında değiştiğini belirtmiştir.

## **2.2 İstanbul Boğazı ve Marmara Denizi**

Türk Boğazlar Sistemi'nin en kısıtlayıcı elemanı olan İstanbul Boğazı, TBS üzerinden gerçekleşen değişim akımları üzerindeki belirleyici etkisi sebebiyle TBS'in diğer elemanlarına kıyasla literatürde kendine daha çok yer bulmuştur.

Marmara ve Karadeniz'i birbirine bağlayan İstanbul Boğazı'nın iki tabakalı değişim akımı deneysel olarak ilk kez Marsili'nin (1681) yaptığı ölçümler ve laboratuvar çalışmaları ile ispatlanmış, aynı zamanda bu çalışma oşinografi biliminin de başlangıç noktalarından biri olmuştur (Defant, 1961; Soffientino ve Pilson, 2005; Pinarđi ve ark., 2018). İstanbul Boğazı'nın iki tabakalı değişim akımı; Marmara Denizi'in Akdeniz kaynaklı tuzlu ve yoğun alt tabaka sularının tabandan Karadeniz'e doğru, daha hafif Karadeniz sularının ise yüzeyden Marmara Denizi'ne doğru taşınımıyla gerçekleşir. Karadeniz'in tatlı su bütçesindeki arz fazlalığına bağlı olarak TBS ve İstanbul Boğazı üzerinden gerçekleşen iki yönlü değişim akımının net barotropik değeri Karadeniz – Marmara – Ege Denizi yönündedir (Ünlüata ve ark., 1990).

İstanbul Boğazı'nın güney yarısında bulunan ve boğazın Marmara Denizi bağlantısına yaklaşık 12 km mesafede bulunan en dar kesiti aynı zamanda kanalın da

en derin (~105 m) noktasıdır. İstanbul Boğazı'nın Marmara tarafındaki bu daralma bölgesi ve boğazın Karadeniz çıkışındaki 60 m derinlikteki eşik (tepecik) kanalın iki önemli topoğrafik karakteridir (Şekil 2.1). Söz konusu bu iki topoğrafik kısıt, iki tabakalı boğaz akımında hidrolik kontrollere ve bu hidrolik kontrollerin bileşik etkilerine destek vermektedir. İstanbul Boğazı üzerinden gerçekleşen iki tabakalı değişim akımı; kanalın güney yarısındaki daralma ve daha az yoğun sulara sahip Karadeniz tarafında bulunan eşik üzerinde gerçekleşen iki hidrolik kontrol noktası ile, uygun rezervuar koşulları altında, “Maksimum-Değişim” akım rejimini (Farmer ve Armi, 1986) destekler niteliktedir (Özsoy ve ark., 2001; Sözer ve Özsoy, 2017). Söz konusu bu “Maksimum-Değişim” akım rejimi, İstanbul Boğazı üzerinden gerçekleşen iki tabakalı akımın; boğazın geometrisi, boğazın iki ucundaki su kütleleri arasındaki yoğunluk farkı ve kanaldaki net barotropik akım değerine bağlı olarak tümüyle belirlenebilmesine izin verir. İstanbul Boğazı'nın özel geometrisine bağlı olarak sahip olduğu bu “Maksimum-Değişim” akımı prensibi, Marmara ve Karadeniz arasındaki değişimi, bu komşu iki denizdeki rezervuar koşullarından büyük ölçüde bağımsız bir biçimde şekillendirebilmektedir. Bu karakteristik özellik; söz konusu bu iki hidrolik kontrol noktasını, İstanbul Boğazı değişim akımlarını belirleyen ve TBS sirkülasyonunu etkileyen iki önemli topoğrafik yapıdır.

İstanbul Boğazı değişim akımının üç boyutlu ve yüksek çözünürlüklü tanımı Gregg ve ark., (1999), Özsoy ve ark., (2001), Gregg ve Özsoy (2002) tarafından verilmiştir. İstanbul Boğazı'ndaki tuzluluk, sıcaklık değerleri ve akıntı hızları, kanal boyunca boğaz kesitindeki değişikliklere (güney çıkışı, daralma bölgesi ve kuzey eşiği) paralel, hidrolik geçişlere bağlı keskin değişimler gösterir (Özsoy ve ark., 1998). Konservatif tuzluluk skaleri izlendiğinde, kuzey eşiğinde, daralma ve güney çıkışı bölümlerinde keskin değişimler tespit edilmiştir (Latif ve ark., 1991; Özsoy ve ark., 2001; Gregg ve Özsoy, 2002). Bu iki bölge arasında ise yaklaşık 10 m kalınlığındaki bir ara tabaka ile ayrılan iki tabakalı akım lineer değişimler göstermektedir.

İstanbul Boğazı'nın güney çıkışında yüzeye yakın derinlikten kuzey eşiğinde dibe doğru inen keskin piknoklin, komşu denizlerdeki mevsimsel değişimlerle modüle edilir. Güney tarafında, Marmara Denizi'nde, 25 m'lik sabit bir derinlikteki haloklin ile ayrılan iki su kütlesiyle kalıcı bir iki tabakalı stratifikasyon mevcuttur.

Haloklin hattının altında ortalama sıcaklık ve tuzluluk değerleri yaklaşık  $\sim 14.5$  °C ve  $\sim 38.5$  olan deniz suyu, yıl boyunca neredeyse sabit özelliklerle havzayı doldurur. Marmara Denizinin İstanbul Boğazı çıkışı yakınında, üst tabaka suları tipik 20 ila 25 arasında bir tuzluluk ve mevsime bağlı olarak 7 °C ila 22 °C arasında sıcaklık değerlerine sahiptir (Özsoy ve ark., 1986, 1988; Ünlüata ve ark., 1990; Beşiktepe ve ark., 1994). Karadeniz tarafındaki yüzey tuzluluğu, tatlı su girdilerine ve hava - deniz etkileşimine bağlı olarak 16 - 18 arasında değişirken, yüzey sıcaklığı 4 - 25 °C arasında mevsimsel olarak değişir. İstanbul Boğazı'nın Karadeniz çıkışındaki tuzluluk dikey profili kuzey-eşik derinliğine kadar sabit kabul edilebilirken, su sıcaklığındaki en önemli karakteristik, Karadeniz'in bilinen kalıcı soğuk ara tabakasıdır (SAT). 6.5 °C çekirdek sıcaklığı ile SAT yaz mevsiminde 25 m'ye kadar çıkmakta, kışın ise boğazın kuzey çıkışında kıta sahanlığı derinliğine kadar inmektedir (Ovchinnikov ve Popov, 1991; Özsoy ve ark., 2001; Altıok ve ark., 2012).

### **2.3 Çanakkale Boğazı**

Ege Denizi ile Marmara Denizi arasında geçişi sağlayan yaklaşık 75 km uzunluğunda bir kanal olan Çanakkale Boğazı ekonomik, stratejik ve çevresel açıdan yüksek önem taşıyan bir su geçiştir. TBS'nin diğer bir elemanı olan İstanbul Boğazı'na kıyasla daha geniş olmakla birlikte, Çanakkale Boğazı'ndaki daralmanın ve kanal doğrultusundaki sert dönüşlerin hidrodinamik etkileri, Çanakkale Boğazı'nı TBS akımını etkileyen önemli bir coğrafi karakter yapar. Çanakkale Boğazı (Şekil 2.1) en dar bölgesindeki (Kilitbahir - Nara Burnu) iki keskin dönüşüyle Ege Denizi'nden Marmara'ya doğru kuzeydoğu yönünde uzanır. Boğaz boyunca devam eden 75 m derinliğindeki derin kanal Marmara ekleminin güney kısmında doğuya yönelerek Marmara Denizi'nin batı çukuruna kavuşur. Kilitbahir - Nara Burnu bölgesinde 1.3 km genişliğe düşen dar kesitiyle tek bir hidrolik kontrol noktasına sahiptir (Latif ve ark., 1991; Ünlüata ve ark., 1990). Ancak, Çanakkale Boğazı'nın görece tatlı ( $\sim 25$ ) üst tabakası Ege Denizi'ni yüzeyden (Androulidakis ve Kourafalou, 2011) ve alt akımının tuzlu ( $\sim 39$ ) Akdeniz Suları Marmara Denizi'ni diplerden beslemekte (Beşiktepe ve ark., 1993) ve komşu ekosistemlerin sağlığı üzerinde önemli bir rol oynamaktadır.



## 2.4 TBS Barotropik Akımı

Karadeniz'in yıllık ortalama su dengesi, klimatolojik bir yaklaşımla: Yağış (Y) + Nehir Girdisi (N) - Buharlaştırma (B) = 300 + 352 - 353 = ~ 300 km<sup>3</sup>/yıl olarak hesaplanmıştır. TBS'nin eklemlerindeki ortalama tuzluluk değerleri (Özsoy ve ark., 1986; 1988) ve Karadeniz'in su dengesi, Knudsen kütle korunum denklemlerine dayanarak TBS kompartmanlarında tabaka akılarını hesaplamak için kullanılmıştır (Ünlüata ve ark., 1990). Tuğrul ve ark., (2002) tarafından ise mevsimsel değişimleri de kapsayacak şekilde güncellenmiştir. Bu tahminler; üst tabaka için Karadeniz'den Marmara'ya  $Q_1 = \sim 650$  km<sup>3</sup>/yıl ve alt tabaka için Marmara'dan Karadeniz'e  $Q_2 = \sim 330$  km<sup>3</sup>/yıl akım değerlerini vermektedir. Ancak, TBS için uzun dönem gözlemleri kullanılarak ortalama tuz ve su dengesinden elde edilen ortalama akım değerleri ile doğrudan gözlemlerle elde edilen kısa süreli anlık değerler arasında ciddi farklar görülebilmektedir (Özsoy ve ark., 1996, 1998; Altıok ve ark., 2010; Jarosz ve ark., 2011a, 2011b, 2012, 2013).

## 2.5 Literatürdeki TBS Odaklı Modelleme Çalışmaları

Bir çok bilim dalında olduğu üzere, oşinografi bilimi de gelişen bilgisayar teknolojilerine kendini adapte etmektedir. Bu adaptasyonun belki de en çarpıcı noktası sayısal okyanus modellerinin yarım asır da gösterdiği gelişimdir. Okyanus akımlarının gerçekçi simülasyonu, kısa ve uzun süreli tahmin çalışmaları ve dağınık gözlemlerden kaliteli interpolasyonlar elde edilebilmesi gibi işlerde başarıyla kullanılan sayısal modeller, artık oşinografi için vazgeçilmez araçlar haline gelmişlerdir (Stewart, 2004). Gelişen bilgisayar teknolojisine paralel olarak, özellikle son 20 yıl içinde TBS odaklı model çalışmaları literatürde kendine ciddi anlamda yer bulmaya başlamıştır. TBS için gerçekleştirilmiş olan sayısal model çalışmalarını iki ana grupta inceleyebilmek mümkündür. Birincisi, TBS'i bütün olarak ele alan modeller, ikinci grup ise TBS'in elemanları için bağımsız çalıştırılan modellerdir. Bu iki yaklaşımın da avantajları ve dezavantajları mevcuttur. TBS'in tamamını kapsayan model çalışmaları, TBS'in elemanları arasındaki etkileşimi de probleme dahil ediyor olması sebebi ile daha bütünsel çözümler sağlayabilmektedir. Ancak daha büyük bir baseni kapsayan bu modeller, daha fazla hesaplama gücüne ihtiyaç duymaları sebebi ile TBS'in elemanları için bağımsız olarak uygulanan model çalışmalarının

hassasiyetine ulaşamamaktadır. Bununla birlikte, TBS’i tümüyle ele alan sayısal modeller, farklı fiziksel parametrisasyonlarla ve hassas ayarlarla doğru olarak çözülebilecek üç ayrı bölgenin (Çanakkale Boğazı, Marmara Denizi, İstanbul Boğazı) birlikte modellenmesi zorluğu ile de karşı karşıyadır. TBS’in elemanları için gerçekleştirilen bağımsız modeller her ne kadar TBS elemanları arasındaki etkileşimi ihmal etse de, Marmara Denizi, Çanakkale ve İstanbul Boğazları için yüksek çözünürlüklü, hassas ayarlı, problem odaklı sayısal çözümlere olanak sağlamaktadırlar.

Son yıllarda artan yüksek başarılı hesaplama olanaklarıyla TBS odaklı modelleme çalışmaları hız kazanmış olmakla birlikte, bu konudaki çalışmaların hem barındırdığı fiziksel karmaşıklık hem de ihtiyaç duyduğu yüksek hesaplama gücü sebebiyle literatürde hala sınırlı sayıda çalışma mevcuttur. 1980’lerin sonunda bağımsız Çanakkale ve İstanbul Boğazları için sadeleştirilmiş fiziksel denklem setlerini çözen sayısal hesaplamalarla başlayan modelleme çalışmaları (Sur 1988; Oğuz ve Sur, 1989; Johns ve Oğuz, 1989; Oğuz ve ark., 1990; Hüsrevoğlu 1999; Sözer ve Özsoy, 2002; Stashchuk ve Hutter, 2001), üç boyutlu full ilkel denklem setlerini çözen sayısal çalışmalar ile devam etmiştir (Oğuz, 2005; Kanarska ve Maderich 2008; Öztürk ve ark., 2012; Sözer, 2013; Sözer ve Özsoy, 2017). Son yıllarda ise boğazların yanı sıra Marmara Denizi için gerçekleştirilen sayısal modelleme çalışmaları (Chiggiato ve ark., 2012) ve hatta TBS’i bir bütün olarak modelleyen çalışmalar da (Sannino ve ark., 2015; Sannino ve ark., 2017) literatürdeki yerini almıştır.

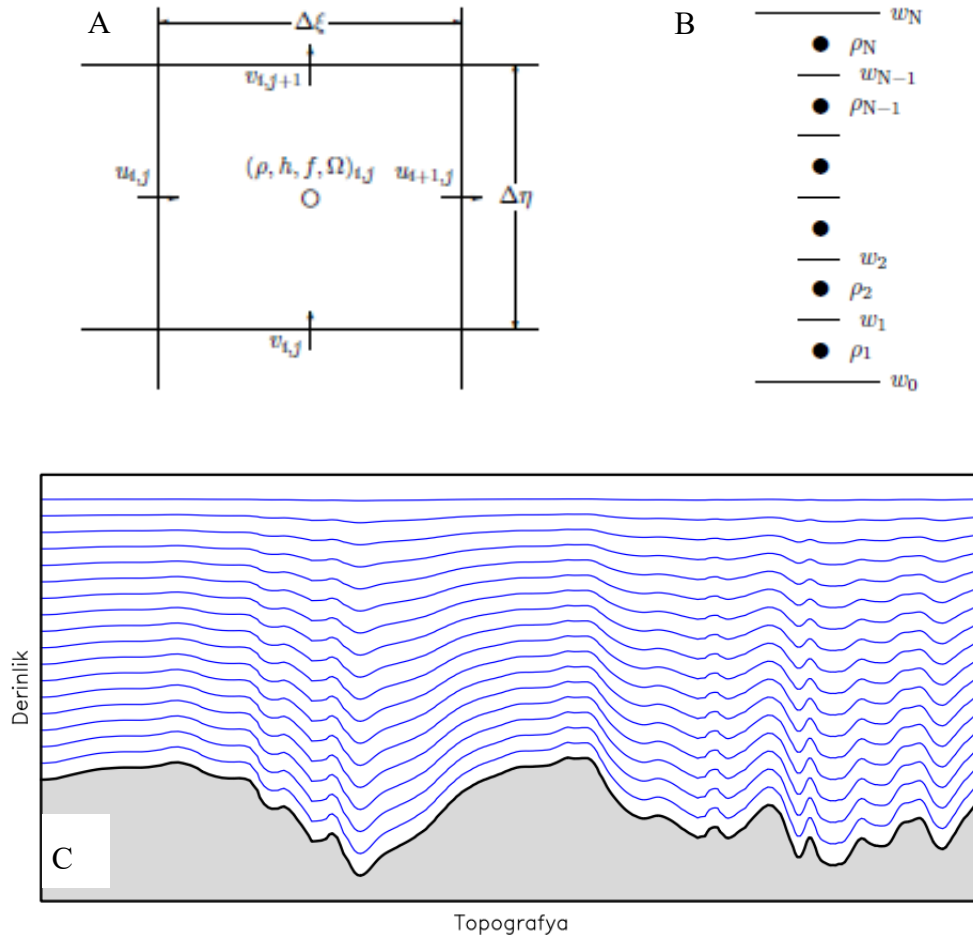
### 3. MATERYAL ve YÖNTEM

Bu bölümde, bu tez kapsamında gerçekleştirilen Çanakkale Boğazı hidrodinamik simülasyonları için kullanılan sayısal model (ROMS okyanus modeli) hakkında bilgi verilmiş ve bu simülasyonlarda kullanılan model ızgarası, başlangıç koşulları ve sayısal tanımlamalara ait konfigürasyon detayları aktarılmıştır.

#### 3.1 ROMS Okyanus Modeli

Bu tez kapsamındaki hidrodinamik simülasyonlar, okyanus modelleme camiasında yaygın olarak kullanılmakta olan açık kaynak kodlu ROMS (<http://www.myroms.org>) okyanus modeli ile gerçekleştirilmiştir (Haidvogel ve ark., 2000; Wilkin ve ark., 2005; Hedström, 2009). ROMS; üç boyutlu, serbest yüzeyli, topoğrafi takip eden bir ilkel denklem okyanus modelidir. ROMS okyanus modeli F90/F95 programlama dili ile modüler bir yapıda yazılmıştır, OPENMP ve MPI standartları ile verimli bir paralelizasyona sahip olması sebebi ile, çoklu işlemcili sistemlerde başarı ile kullanılabilir. Oşinografik modelleme çalışmalarında çok geniş bir yelpazede ve oldukça yaygın bir şekilde uzun bir süredir kullanılmakta olan ROMS, açık kaynak kodlu yapısı sayesinde de sürekli geliştirilerek güncellenmektedir. Bu tez kapsamında gerçekleştirilen hidrodinamik modelleme çalışmalarında ROMS modelinin 3.7 sürümü kullanılmıştır.

ROMS okyanus modeli, Reynolds ortalama Navier Stokes denklemlerini hidrostatik ve Boussinesq yaklaşımlarıyla çözmektedir. Denklem çözümleri, yatayda “Arakawa-C” (Arakawa ve Lamb, 1977) tipi örgüye sahip ortogonal eğrisel/doğrusal ızgara, dikeyde ise topoğrafya takip eden bir koordinat sistemi üzerinde sonlu farklar yaklaşımı ile gerçekleştirilmektedir (Şekil 3.1).



**Şekil 3.1** Model değişkenlerinin Arakawa-C örgü (A) ve dikey şaşırtmalı ızgara üzerinde (B) yerleşimi (Hedström, 2009'dan) ve topoğrafya takip eden dikey koordinat sistemi için Çanakkale Boğazı modelinden örnek gösterim (C)

### 3.2 Model Baseni ve Izgarası

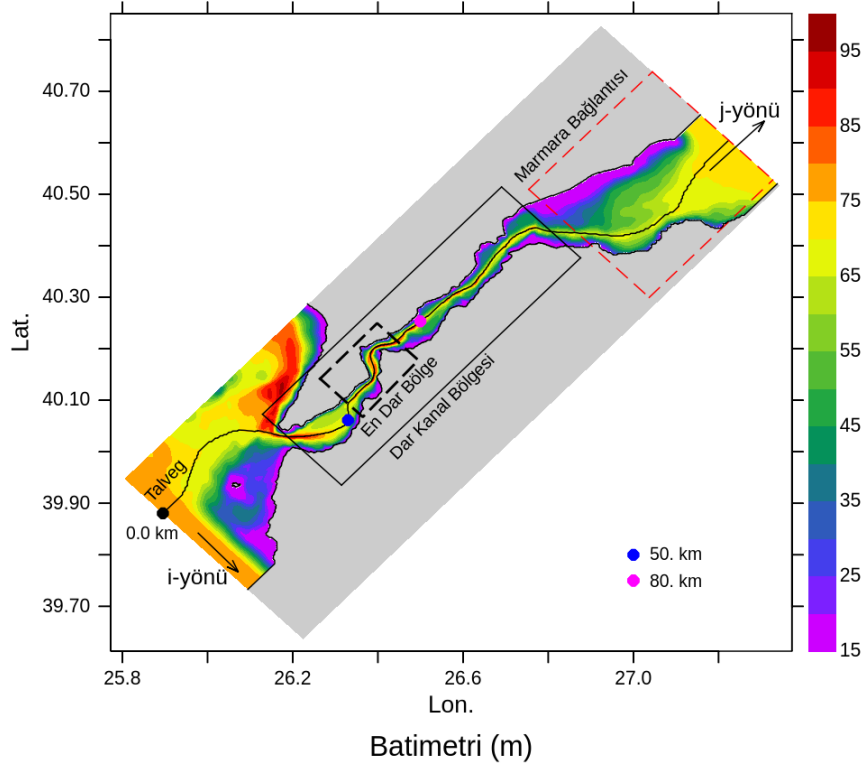
Çanakkale Boğazı'nın model baseni Marmara tarafında Erdek Körfezi sınırından, Şarköy-Karabiga hattından başlayıp batıda ise Bozcaada ve Gökçeada'yı dışarda bırakarak, ancak model basenin toplam alanı ile kıyaslandığında Ege Denizi'nden de nispeten büyük bir bölgeyi içine alarak son bulmaktadır. Bu basen üzerine rektilineer, değişken hücre boyutlu bir model ızgarası boğazın oturuş yönüne paralel şekilde oturtulmuştur. Kullanılan rektilineer ızgaranın boğazın oturuş yönüne paralel şekilde oturtulmasıyla, model ızgarasının yatay ve dikey koordinatları ile sırasıyla boğazın enine ve boyuna doğrultularının kabaca paralelliği sağlanmıştır. Bu tip bir eksen rotasyonu, model çözümü öncesi ve sonrası hesaplamalarında kolaylık

sağlamakla kalmayıp, kullanılan ızgaranın boyutunu küçültmesi sebebi ile hesaplama performansını da iyileştirmektedir.

### **3.3 Açık Sınır Koşulları**

Model baseninin, Marmara ve Ege Denizi bağlantılarındaki hudutlar açık sınırlar olarak bırakılmıştır. Boğazın oturuş istikametine paralel kuzey ve güney sınırları ise kanal boyunca topoğrafyaya uygun olarak yapay bir şekilde maskelenerek kara olarak tanımlanmış, Saros Körfezi'nin güney hududu ise modelin duvar sınır koşulu ile kapatılmıştır (Şekil 3.2).

Model ızgarası belirlenirken, Çanakkale Boğazı'nın Ege Denizi çıkışı ve Gelibolu arasında bulunan dar kanalının yanısıra, boğazın Marmara ve Ege Denizleri'ne kavuştuğu bölgeler de kısmen de olsa basene dahil edilmiştir. Model ızgarasına dahil edilen bu bölgeler, modele açık sınır koşulları öncesi bir relaksiyon zonu sağlaması açısından oldukça önemlidir. Açık sınır koşulları öncesinde kullanılan bu relaksiyon zonları, hem sayısal çözüm stabilitesi açısından gerekli hem de açık sınıra bağlı oluşacak düzensizlikleri ve hataları hidrodinamik modelin odağı olan dar kanal bölgesinden uzak tutması açısından önemlidir.

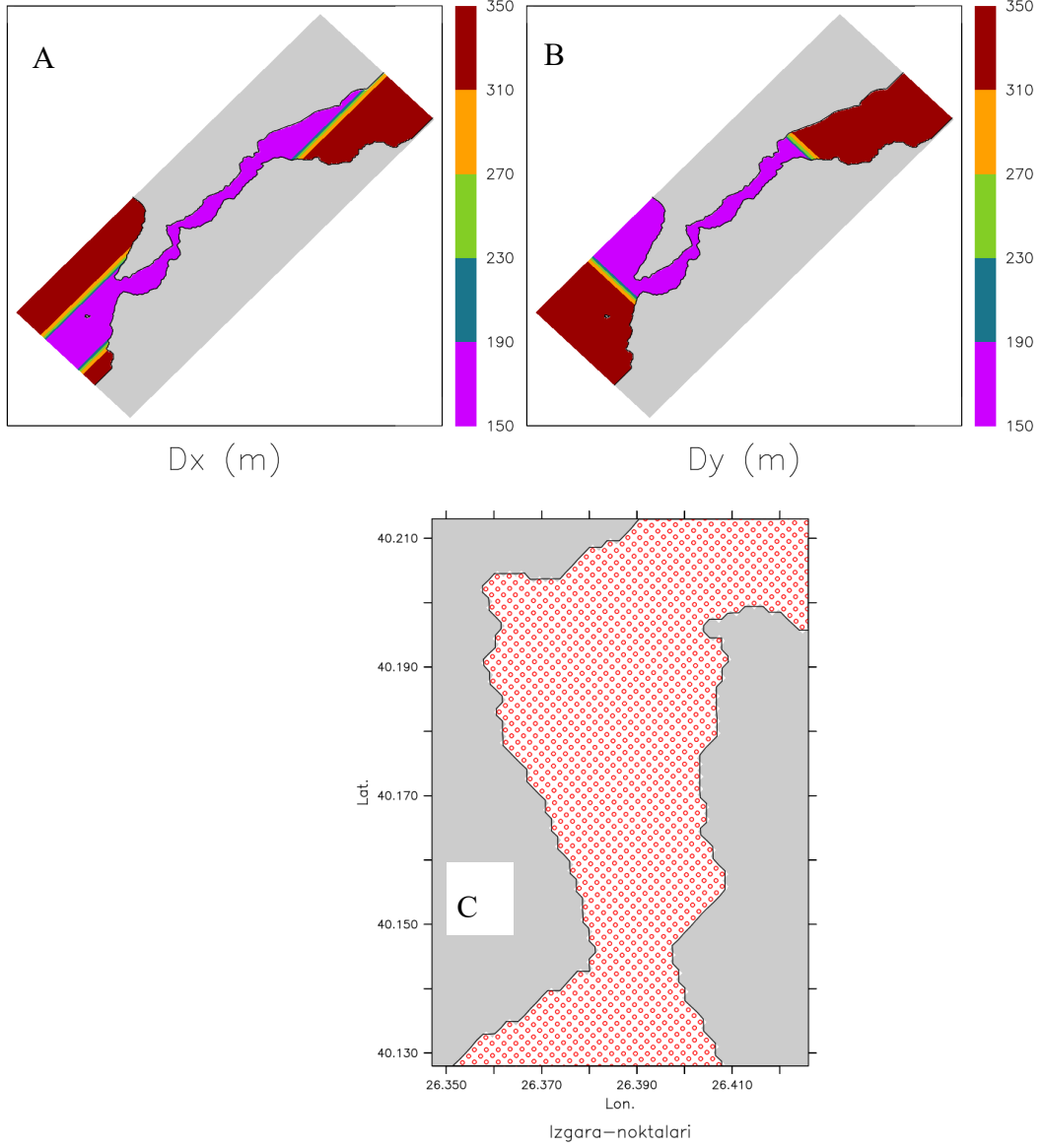


**Şekil 3.2** Çanakkale Boğazı model baseni ve batimetrisi ile, analizlerde kullanılan lokasyonların gösterimi

Oldukça dar bir kesite sahip olan Çanakkale Boğazı için, hidrodinamik model uygulamalarında hesaplama performansı önemli bir faktör olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu çalışmada kullanılan ROMS okyanus modelinin kıyı şeridinde adapte eğrisel ortogonal bir ızgara ile kullanımı da mümkün olmakla birlikte, Çanakkale Boğazı'nın ciddi düzensiz kıyı çizgisi bu tip bir ızgara pratiğini oldukça zorlaştırmaktadır. Bu sebepten dolayı, bu tez kapsamında gerçekleştirilen hidrodinamik simülasyonlar için rektilineer, değişken hücre boyutlu bir model ızgarası tercih edilmiştir.

Çanakkale Boğazı'nın ortalama oturuş doğrultusuna paralel olarak oluşturulan model ızgarasında yanal yönde (kanal enine), yani "i" doğrultusunda 200 ve boyuna doğrultuda ise (j doğrultusunda) ise 661 ızgara noktası mevcuttur. Bu ızgaranın hem enine (dx) hem de boyuna çözünürlüğü (dy) 150 ile 350 m arasında değişmektedir. Model ızgarasının iç bölgelerinde, boğazın dar kanal bölgesinde, çözünürlük 150 m iken, kanal genişliğinin arttığı alanlarda yumuşak bir geçiş ile ızgaranın hücre boyutu artırılarak 350 metreye çıkarılmış ve bu maksimum değere

sabitlenmiştir (Şekil 3.3). Böylece, nispeten düşük bir ızgara boyutu ile Çanakkale Boğazı'nın en dar kesiti için bile makul bir çözünürlük elde edilebilmiştir (Şekil 3.3).



**Şekil 3.3** Değişken hücre boyutlu Çanakkale Boğazı model ızgarası için enine (A), dikine (B) hücre boyutları ve boğazın en dar bölgesinde model ızgarasının yakından gösterimi (C)

Türk Boğazlar Sistemi için çeşitli kaynaklardan derlenen, yüksek çözünürlüklü bir batimetri verisi model ızgarası üzerine lineer interpolasyon ile oturtulmuş, minimum derinlik 15 metrede tutularak, Shapiro filtresi ile model ızgarasının iki yönünde de 3 kez yumuşatılmıştır. Bu yumuşatmanın ilk iki turu topoğrafyanın yüksek eğimli bölgeleri hedeflenerek “r-değeri” gözetilerek

sürdürülmüş son turu ise tüm ızgara noktalarını eşit ağırlıkla kapsayacak şekilde ilk iki tur neticesinde meydana gelen gürültüleri süpürmek amacıyla uygulanmıştır. Bu yumuşatma neticesinde model ızgarası üzerindeki batimetrinin maksimum “r-değeri” ( $\Delta h/2h$ , Beckmann ve Haidvogel, 1993) 0.17’nin altına çekilebilmiştir. Bu uygulama ile ızgara üzerindeki keskin batimetri değişimleri kaynaklı, s-koordinat modellerin karakteristik numerik basınç gradyanı hatası minimize edilmeye çalışılmıştır. Model batimetrisi, ızgaranın hem doğu hem de batı açık sınırlarına yaklaşırken yumuşak bir geçiş ile sabit bir derinliğe indirilmiş ve açık sınırlara 3.5 km kala dikdörtgen bir kanal kesiti elde edilerek açık sınırlara kadar bu dikdörtgen kanal kesiti ile ulaşılmıştır. Açık sınırlardaki dikdörtgen kanal kesitleri bu bölgelerde oluşabilecek düzensizlikleri önleme ve model stabilitesi açısından önemlidir.

### **3.4 Model Konfigürasyonu ve Model Başlangıç Koşulu**

Bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen hidrodinamik simülasyonlarda, zamana bağlı değişimler ihmal edilerek, farklı barotropik akım değerleri için basitleştirilmiş bir başlangıç koşulundan üretilen ortalama-akım kararlı-durum (“steady-state”) çözümleri hedeflenmiştir. Model basenin batı (Ege Denizi çıkışı) ve doğu (Marmara Denizi bağlantısı) açık sınırlarında; tuzluluk, sıcaklık, 2 ve 3 boyutlu momentum bileşenleri (2B-U, 2B-V, 3B-U ve 3B-V), serbest su seviyesi ( $\zeta$ ) değişkenleri ve türbülent model parametreleri için radyasyon sınır koşulları uygulanmıştır. Ancak, kanal kesitinde istenilen net barotropik akım değerini elde edebilmek için, kanala paralel, açık sınıra dik momentum bileşeni (2B-V) Marmara açık sınırında belli bir değere zorlanmıştır. Model Baseni yukarıda da belirtildiği üzere saat yönünün tersine takribi  $45^\circ$  döndürülmüş ve bu rotasyon neticesinde kanal enine hareketler U (i yönü) ve kanal doğrultusundaki hareketler ise V (j yönü) hız bileşenleri ile temsil edilecek hale getirilmiştir. Bu uygulama hem kullanılan ızgara büyüklüğünü sınırlandırmak hem de model hazırlığı ve model sonuçlarının analizindeki süreci kolaylaştırabilmek adına önemlidir. Söz konusu bu açık sınır tanımlarına ek olarak; model basenindeki toplam hacim korunumunu iyileştirebilmek için açık sınırlarda hacim korunumu anahtarı da aktive edilmiştir. Modelin yanıl sınırlarında kaymaz-duvar (“no-slip”) koşulu uygulanmış, deniz tabanında ise kuadratik sürtünme öngörülmüştür, bunlar haricindeki tüm sınır akıları (tabandaki ve yüzeydeki) sıfır olarak kabul edilmiştir. Dahili Rossby Deformasyon Yarıçapı’nın

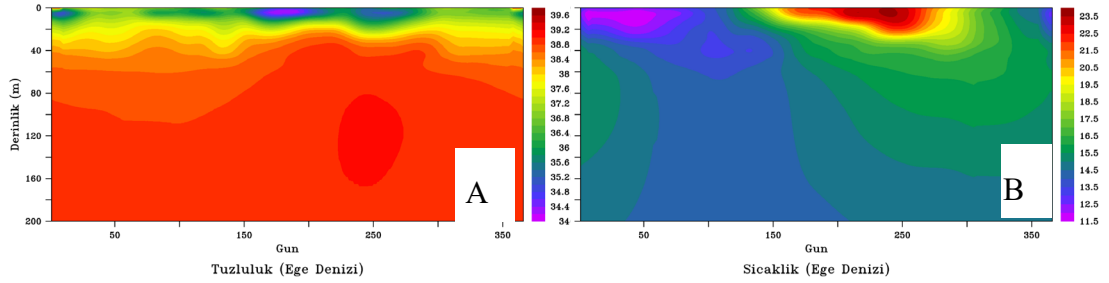


kanal genişliğinden oldukça büyük olması sebebi ile sayısal modelde “Coriolis” etkisi ihmal edilmiştir. ROMS model kodu içerisinde hem skaler hem de vektörel değişkenler için çeşitli adveksiyon şemaları mevcuttur. Bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen simülasyonlarda; yatayda, hem 3 boyutlu (3B) hem de 2 boyutlu (2B) momentum bileşenleri için üçüncü dereceden “upstream bias” adveksiyon şeması kullanılmış; dikeyde ise 3B momentum için dördüncü dereceden merkezi (“4<sup>th</sup> order centered”) adveksiyon şeması uygulanmıştır. Tuzluluk ve sıcaklık skalerleri için ise keskin gradyan kaynaklı alçak/yüksek skaler sonuçlarını engellemek amacıyla MPDATA (“Multidimensional Positive Definite Advection Transport Algorithm”) adveksiyon şeması tercih edilmiştir (Smolarkiewicz, 2006).

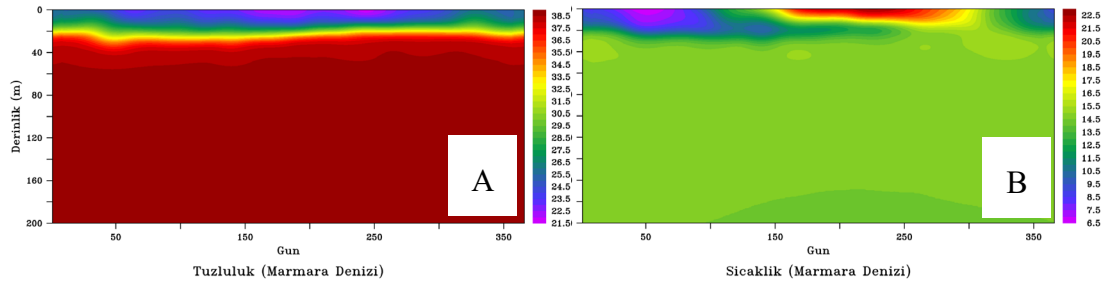
Bu tez kapsamındaki hidrodinamik simülasyon çözümleri, daha sonra detaylandırılacak olan “Lock-exchange” (LE) benzeri bir başlangıç koşulundan elde edilmiştir. Oldukça zorlayıcı olan bu başlangıç koşulu kaynaklı numerik hatalar ve bunlara bağlı stabilite problemleri ile başa çıkabilme adına bütün simülasyonlar iki aşamalı bir koşu süreci ile gerçekleştirilmiştir. Birinci adımda; model, yüksek difüzyon ve viskozite (dikey) değerleri ile LE benzeri bir ilk koşuldan küçük bir zaman-adımı ile başlatılmış ve nispeten kısa bir koşunun ardından daha gerçekçi bir dikey karışım şeması ile ve mümkün olduğunca daha büyük bir zaman-adımıyla (stabiliteyi sağlayan) hidrodinamik simülasyona devam edilmiştir. Bu yöntem ile elde edilen hesaplamaların daha verimli bir şekilde yararlanması amaçlanmıştır. Hidrodinamik simülasyonların ikinci koşu adımında, dikeyde iki denklemlilikli GLS (“Generic Length Scale”) türbülent modeli,  $k-\epsilon$  parametrizasyonu ve Kantha ve Clayson stabilite fonksiyonu ile kullanılırken (Umlauf ve Burchard, 2003), arka plan difüzyon ve viskozite sabitleri  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  olarak öngörülmüştür. Yatayda “Laplacian” difüzyon ve viskozite için “Smagorinsky” benzeri (Smagorinsky, 1963) bir yaklaşım öngörülmüştür. Ancak topoğrafyayı takip eden s-yüzeyler boyunca gerçekleşecek bir yatay karışımın dikey karışıma sağlayacağı suni katkı yüzünden, yataydaki karışım eş jeopotansiyel yükseklikler üzerinde tanımlanmıştır. Bu tanım, model kodundaki MIX\_GP\_TS (tuzluluk ve sıcaklık için) ve MIX\_GP\_UV (momentum bileşenleri için) anahtarlarıyla aktif hale getirilebilmektedir.

Hidrodinamik simülasyonlar için kullanılan literatürde “Lock-exchange” (LE) olarak adlandırılan başlangıç koşulu, basitçe hayali bir duvar ile birbirinden ayrılan

iki farklı hareketsiz homojen su külesinden ibarettir. Bu modelde kullanılan başlangıç koşulu ise benzer şekilde Ege ve Marmara Denizleri'ni temsil eden ortalama tuzluluk ve sıcaklık profilleri ile sağlanmıştır. Bu profiller için ODV (Ocean Data View) veritabanı kullanılarak Ege ve Marmara Denizleri için sıcaklık ve tuzluluk stratifikasyonlarının uzun süreli (~30 yıl) basen ortalamalarının yıllık averajları esas alınmıştır. Marmara ve Ege Denizleri için 30 yıllık CTD verilerinden elde edilen ortalama bir yıl için tuzluluk ve sıcaklık profillerinin günlük değişimi Şekil 3.4 ve 3.5'de görülmektedir. İki basen için ~30 yıllık verilerden elde edilen sıcaklık ve tuzluluk stratifikasyonlarının mevsimsel ve yıllık ortalama profilleri ise Şekil 3.6 ve 3.7'de verilmiştir.



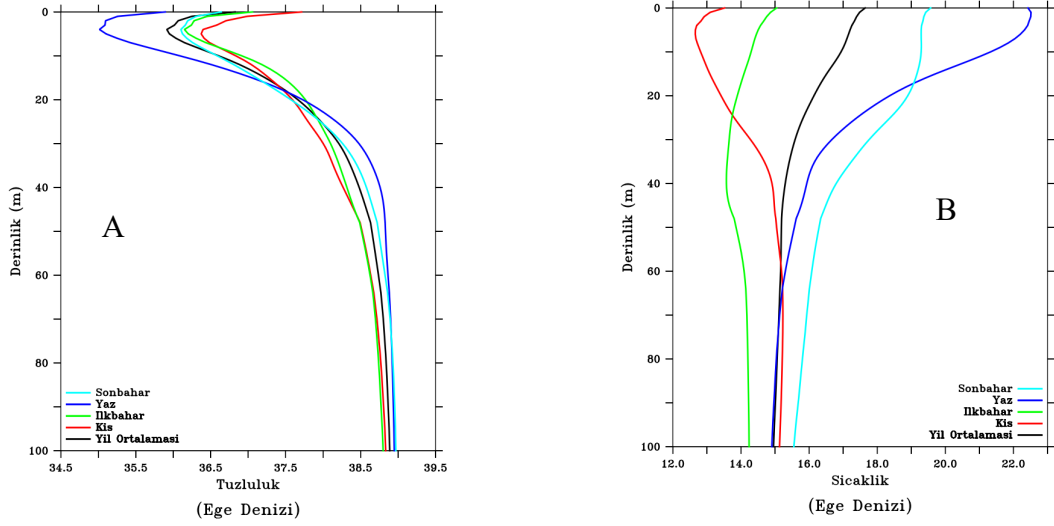
**Şekil 3.4** Ege Denizi için ~30 yıllık CTD verilerinden elde edilen tuzluluk (A) ve sıcaklık (B) profillerinin ortalama bir yıl için günlük değişimi



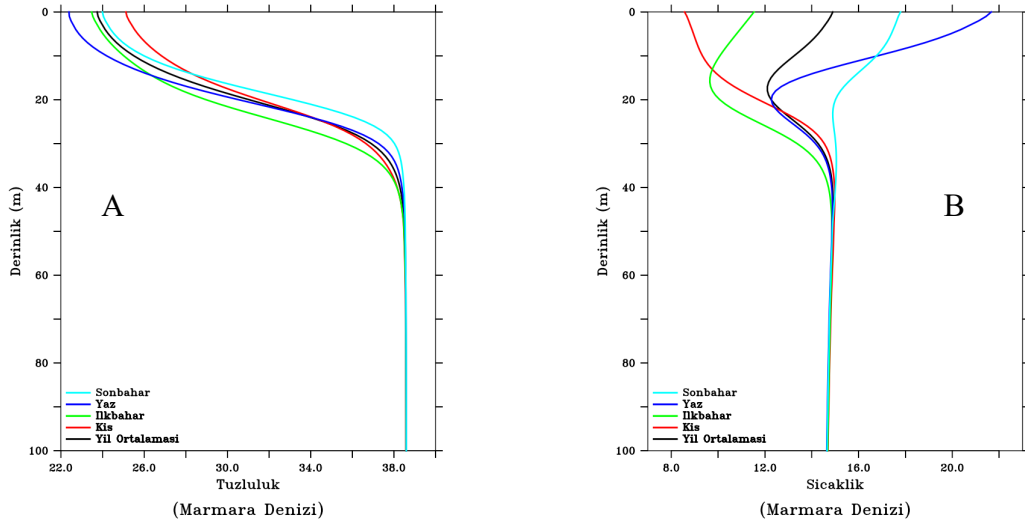
**Şekil 3.5** Marmara Denizi için ~30 yıllık CTD verilerinden elde edilen tuzluluk (A) ve sıcaklık (B) profillerinin ortalama bir yıl için günlük değişimi

Çanakkale Boğazı hidrodinamik model simülasyonları için; ODV'den elde edilen ortalama sıcaklık ve tuzluluk profilleri esas alınarak, komşu denizlerin yıllık ortalama stratifikasyon karakteristiğine uygun bir LE benzeri başlangıç koşulu (LE-B) oluşturulmuştur. LE-B başlangıç koşulu için model baseninin doğu yarısına

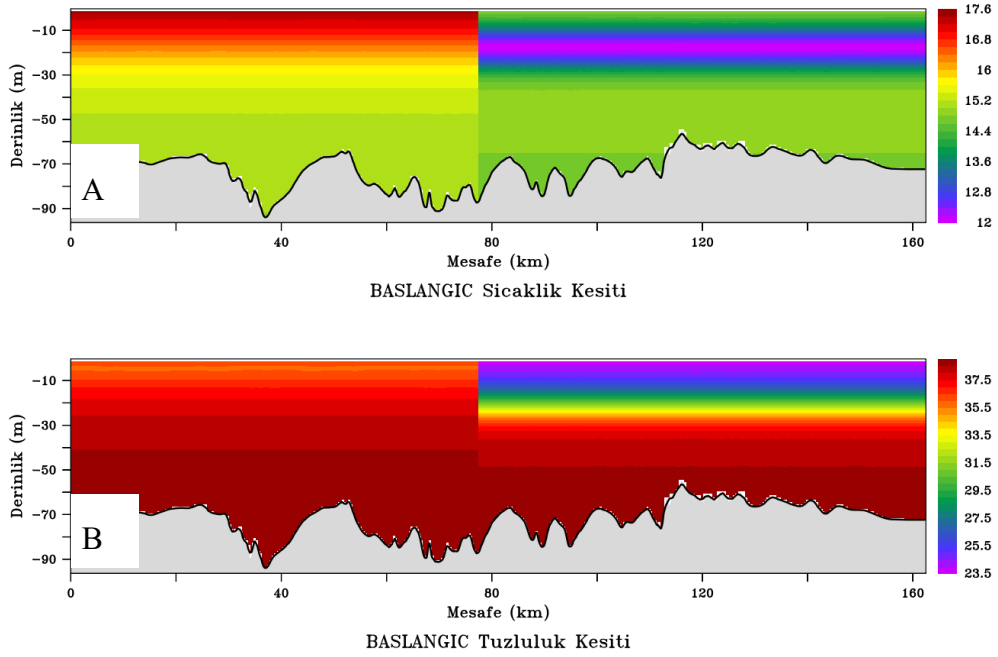
Marmara Denizi'nin yıllık ortalama profiline denk gelen sabit sıcaklık ve tuzluluk stratifikasyonu tanımlanmış ve benzer şekilde boğazın batı yarısı da Ege Denizi ortalama tuzluluk ve sıcaklık profilleri ile doldurulmuştur. Elde edilen bu LE-B başlangıç koşulu Şekil 3.8'de boğazın en derin kesitini takip eden hat (talveg, Şekil 3.2) üzerinde gösterilmiştir.



**Şekil 3.6** Ege Denizi için uzun süreli CTD ölçümlerinden elde edilen, mevsimsel ve yıllık ortalama profiller, tuzluluk (A) ve sıcaklık (B)



**Şekil 3.7** Marmara Denizi için uzun süreli CTD ölçümlerinden elde edilen, mevsimsel ve yıllık ortalama profiller, tuzluluk (A) ve sıcaklık (B)



**Şekil 3.8** Marmara ve Ege Denizleri için uzun süreli ölçümlerden elde edilen mevsimsel ve yıllık ortalama sıcaklık (A) ve tuzluluk (B) stratifikasyonlarına dayanan LE-B başlangıç koşulu talveg kesitleri

### 3.5 Hidrodinamik Simülasyonlar

Şekil 3.8’de gösterilen LE-B başlangıç koşulu ile farklı net barotropik akım değerleri için ( $-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$ ,  $-5600 \text{ m}^3/\text{sn}$ ,  $0 \text{ m}^3/\text{sn}$ ,  $5400 \text{ m}^3/\text{sn}$ ,  $9200 \text{ m}^3/\text{sn}$ ) toplamda 5 adet simülasyon gerçekleştirilmiştir. Kullanılan bu barotropik akım değerleri; Karadenizden Ege Denizi’ne gerçekleşen yıllık ortalama net barotropik akımla ( $-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$ ) kıyaslanabilir bir değerden başlayıp, aksi yönde aynı siddetteki bir akıma kadar devam eden geniş aralıklı bir yelpazeye karşılık gelmektedir. Barotropik akım için kullanılan pozitif değerler Ege Denizi’nden Marmara Denizi’ne, negatif değerler ise Marmara’dan Ege Denizi’ne doğru gerçekleşen net akımları ifade etmektedir.

Hidrodinamik simülasyonların tamamı toplamda 5.78 gün çalıştırılmış olup, her 1.15 günde bir tuzluluk, sıcaklık, hız gibi temel değerler kaydedilmiştir, ayrıca model baseni için, birim hacimdeki kinetik enerji, potansiyel enerji ve toplam hacim bilgileri de sayısal simülasyonun her bir zaman adımı için yazdırılmıştır. Daha önce de belirtildiği üzere; küçük bir zaman adımı ile başlatılan sayısal hesaplamalar, toplamda 1.15 gün koşturulduktan sonra daha büyük bir zaman adımı ile devam edilerek toplamda 5.78 günlük simülasyonlar elde edilmiştir. Beş farklı net

barotropik akım değeri altında LE-B başlangıç koşulu ile gerçekleştirilen 5 adet simülasyona ait konfigürasyon detayları, ikinci aşamada kullanılan zaman adımları ile birlikte izelge 3.1’de özetlenmiştir.

**Çizelge 3.1** Yıllık tuzluluk ve sıcaklık ortalamalarına dayanan LE-B başlangıç koşulu ile gerçekleştirilen simülasyonlar için; barotropik akım, zaman adımı, toplam simülasyon süresi ve kayıt dosyası zaman aralığı bilgileri

<b>Simülasyon</b>	<b>Başlangıç Koşulu</b>	<b>Barotropik Akı (m<sup>3</sup>/sn)</b>	<b>Baroklinik Zaman Adımı DT (sn)</b>	<b>Kayıt Dosyası Zaman Aralığı (Gün)</b>	<b>Toplam Koşu Süresi (Gün)</b>
<b>RUN1</b>	LE-B	-9500	20	1.15	5.78
<b>RUN2</b>	LE-B	-5600	20	1.15	5.78
<b>RUN3</b>	LE-B	0	20	1.15	5.78
<b>RUN4</b>	LE-B	5400	20	1.15	5.78
<b>RUN5</b>	LE-B	9200	10	1.15	5.78

## 4. BULGULAR ve TARTIŞMA

### 4.1 Model Kararlılık ve Stabilitesi

Bu bölümde model sonuçları toplam enerji ve toplam hacim korunumu gibi brüt tepkiler üzerinden incelenerek, hidrodinamik simülasyonların stabilite ve kararlılık kabiliyeti değerlendirilmiştir.

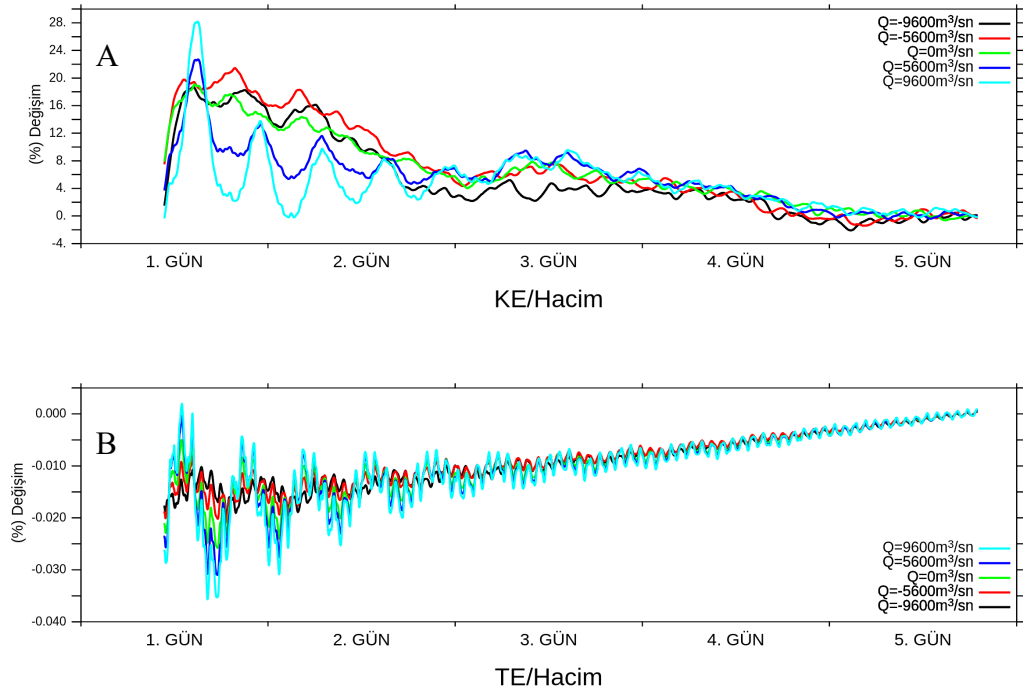
#### 4.1.1 KE/Hacim ve TE/Hacim Değişimleri

Şekil 4.1’de yıllık ortalama tuzluluk sıcaklık ortalamalarından üretilen LE-B başlangıç koşulu ile 5 farklı barotropik akım değeri altında gerçekleştirilen hidrodinamik simülasyonlar için birim hacme düşen kinetik enerji (KE/Hacim) ve birim hacme düşen toplam enerji (TE/Hacim) değerlerinin zamana bağlı değişimi gösterilmiştir. KE/Hacim ve TE/Hacim değerleri, simülasyonun her bir zaman adımı için kaydedilmiş olup; simülasyonun ikinci gününden itibaren simülasyonun son bir saat ortalamasına kıyasla % değişim olarak verilmiştir. Bu değişimlerin simülasyonun ikinci gününden başlayarak son bir saat ortalamasına kıyasla gösterilmesi, hidrodinamik modelin stabilite ve kararlılığını daha doğru değerlendirmeye olanak sağlamakta ve farklı barotropik akım değerleri için elde edilen sayısal çözümler arasında daha rasyonel bir karşılaştırmayı da mümkün kılmaktadır. Benzer yaklaşım Sözer ve Özsoy (2017) tarafından İstanbul Boğazı modelinde uygulanmıştır.

Modelin kinetik enerji yanıtı açısından tüm barotropik akım değerleri için yakınsak bir davranış sergilediği söylenebilmekle birlikte, TE/Hacim değişimlerinde KE/Hacim değişimindeki kadar belirgin bir yakınsak eğilim mevcut değildir. Ancak tüm simülasyonlar için TE/Hacim değişimlerinin %0.01 mertebesinde olması sebebiyle hem kinetik enerji hem de toplam enerji bakımından model sonuçlarının değişmez-durum koşullarına ulaştığı kanaatine varılabilir.

Farklı barotropik akım değerleri altında LE-B başlangıç koşulu ile gerçekleştirilen 5 hidrodinamik simülasyon için de KE/Hacim ve TE/Hacim % değişimleri salınımlı bir davranış sergilemektedir. Materyal ve yöntem kısmında da belirtildiği üzere; bu çalışmadaki tüm simülasyonlar iki etapta gerçekleştirilmiş olup,  $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$  barotropik akım değeri altında gerçekleştirilen yaklaşık bir günlük ilk

etabın sonunda model yeniden başlatılarak istenilen barotropik akım değeri için nihai çözüm elde edilmiştir. Buna bağlı olarak KE/Hacim ve TE/Hacim değişimlerine ait salınımlar pozitif barotropik akım değerleri için daha yüksek genlikli olarak karşımıza çıkmaktadır. Bununla birlikte, tüm barotropik akım değerleri için KE/Hacim ve TE/Hacim değişimindeki salınımların zamanla azaldığı görülmektedir. Bu azalma trendi normalize edilmemiş KE/hacim ve TE/Hacim değişimlerinde de mevcuttur. KE/Hacim ve TE/Hacim salınımlarının genliğinin zamanla azalıyor oluşu da model çözümlerinin değişmez-durum koşullarına yakınsadığı argümanını desteklemektedir.



**Şekil 4.1** LE-B başlangıç koşulu ile farklı barotropik akım değerleri altında gerçekleştirilen hidrodinamik simülasyonlar için (RUN1 - RUN5) KE/Hacim (A) ve PE/Hacim (B) model çıktılarının zamana bağlı değişimi

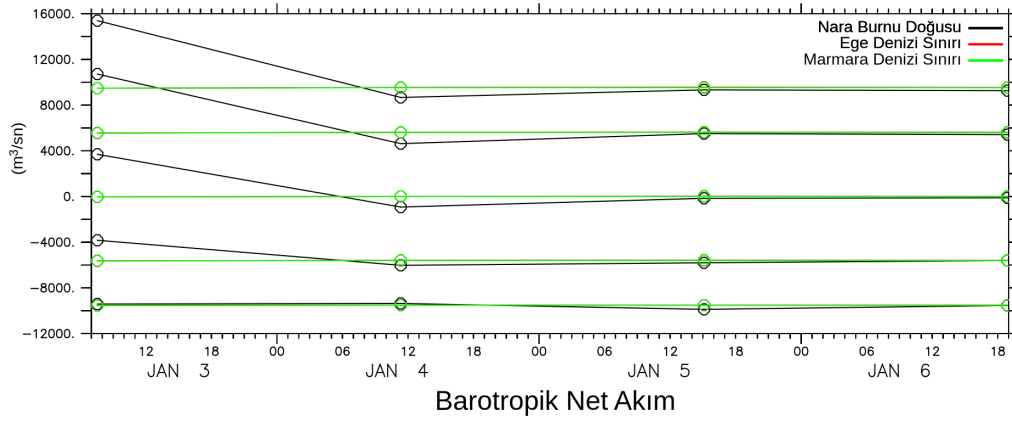
#### 4.1.2 Kanal Kesitindeki Net Barotropik Akım Tepkisi

Farklı barotropik akım değeri altında gerçekleştirilen 5 hidrodinamik simülasyon için kanal kesitindeki üç farklı noktada hesaplanan net barotropik akım değerinin zamana bağlı değişimi Şekil 4.2’de gösterilmiştir. Barotropik akımın hesaplandığı kesitler, Marmara ve Ege Denizi açık sınırları ile Nara Burnu’nun takribi 5 km doğusu olarak belirlenmiştir (Talveg eğrisinin ~80. kilometresi). Bu üç

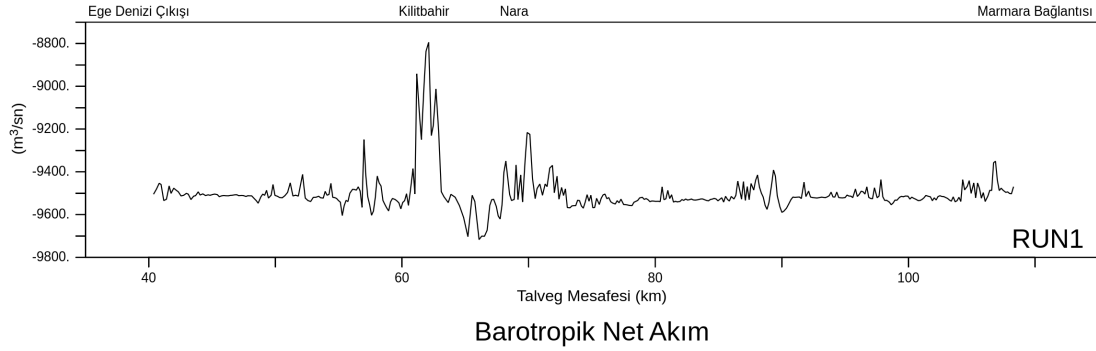
kesitin seçimindeki amaç, model basenine giren ve çıkan su hacminin denkleğini test etmek ve açık sınırlardaki bu net barotropik akım değerinin modelin Çanakale Boğazı'nın dar kanal bölgesinde de başarıyla sağlanıp sağlanmadığını görebilmektir. Açık sınırlardaki barotropik akım değerleri açık sınırın hemen yanındaki komşu kesitte hesaplanmış, Nara Burnu yakınındaki barotropik akım değeri ise 1.5 km'lik bir mesafeyi kapsayan ardışık 10 ızgara kesitindeki ortalama değerin hesabıyla elde edilmiştir. Modelin her bir zaman adımı için kaydedilen KE/Hacim ve PE/Hacim verilerinden farklı olarak, barotropik akım hesaplamaları 1.15 gün aralıklı model kayıt dosyası içeriğine dayanarak gerçekleştirilmiştir. Bu sebeple, hidrodinamik simülasyonlar için kanal kesitindeki net barotropik akımın zamana bağlı değişimi üzerinden hassas bir çıkarım yapmak sağlıklı olmayacaktır. Ancak, tüm simülasyonlar için de modelin açık sınır koşulları vasıtasıyla dayatılmış olan net barotropik akım değerine başarıyla ulaşabildiği görülmektedir. Bununla birlikte, iki açık sınırdaki ve Nara Burnu yakınındaki barotropik akım değerleri arasındaki örtüşme 5 farklı hidrodinamik simülasyon için de modelin hacim korunumunu başarıyla sağladığını da göstermektedir. Kayıt dosyası zaman aralığının uzunluğu sebebi ile net barotropik akımın zamana bağlı değişimlerinden kesin bir çıkarım yapmak mümkün değildir. Ancak, simülasyon sonundaki son iki kayıt için, net barotropik akım değerleri arasındaki farkın 5 koşu için de kabul edilebilir bir seviyede kaldığı görülmektedir.

Şekil 4.3'de, model çözümünün final durumunda (5.78'inci günde), RUN1 simülasyonu ( $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$ ) için net barotropik akımın kanal boyunca değişimi gösterilmiştir. Barotropik net akım hesaplanırken Arakawa-C tipi örgü üzerinde "v" noktalarından "p" noktalarına yapılan interpolasyon ve kıyı şeridinin tanımı için model ızgarasına uygulanan maskelemeye bağlı olarak ortaya çıkan kesikli geometri (Şekil 3.1) sebebi ile net barotropik akımın kanal boyunca değişiminde gürültü mevcuttur. Söz konusu bu gürültünün, kesit alanının hızlı bir şekilde değiştiği bir noktada ya da keskin bir dönüşün gerçekleştiği dar bir kesitte daha şiddetli olması da beklenen bir durumdur. Bununla birlikte, kanal boyunca hesaplanan net barotropik akımın ortalamasına baktığımızda, modelin hem açık sınır koşulu ile hedeflenen barotropik net akım değerini sağladığını hem de kanal boyunca hacim korunumunu başarıyla gerçekleştirebildiğini görmekteyiz.





**Şekil 4.2** RUN1 – RUN5 için farklı kanal kesitlerinde net barotropik akımın zamana bağlı değişimi (Marmara ve Ege Denizi sınırları ile Nara Burnu'nun takribi 5 km doğusu)



**Şekil 4.3** RUN1 simülasyonu için (~6. gün sonunda) kanal boyunca hesaplanan barotropik net akım

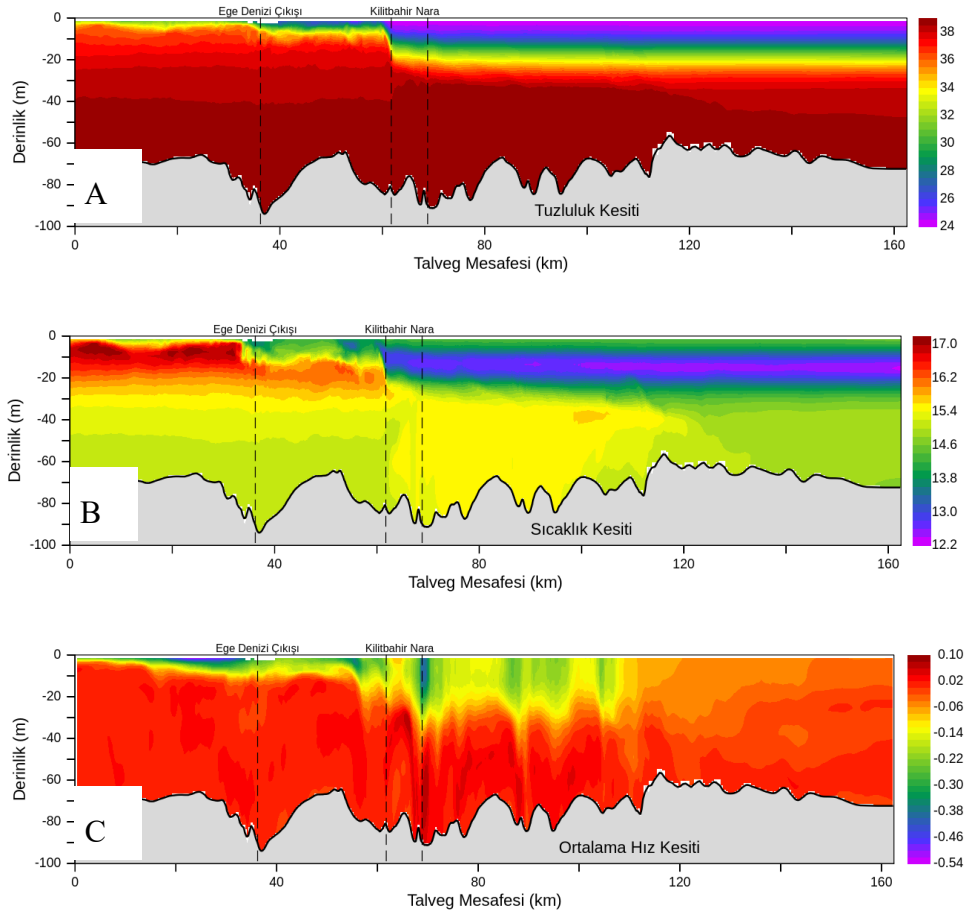
#### 4.2 Talveg Üzerinde Tuzluluk, Sıcaklık, Hız Kesitleri ve Boğaz Boyunca Froude Sayısı Tepkisi

Bu bölümde RUN1 – RUN5 model çözümleri için talveg boyunca gerçekleşen tuzluluk, sıcaklık, hız kesitleri ve boğaz boyunca hesaplanan Froude Sayısı tepkisi ile Çanakkale Boğazı akımının kanal boyunca sergilemiş olduğu hidrolik davranış incelenmiştir.

Şekil 4.4'de, LE-B başlangıç koşulu ile  $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$  net barotropik akım değeri altında gerçekleştirilen model çözümünün, RUN1, ~6. gün sonundaki tuzluluk, sıcaklık ve hız kesitleri talveg boyunca gösterilmiştir. Talveg boyunca çizdirilen hız kesiti için kanalın oturuş doğrultusuna paralel hız vektörünün (3B-V) kanal kesitinde ortalaması alınmıştır. Şekil 4.4'de verilen talveg kesitleri; modelin LE-B başlangıç koşulundan, yalnızca barotropik akım zorlaması ve radyasyon sınır

koşulları altında, tabakalı bir değişim akımına başarıyla ulaşabildiğini göstermektedir. Bununla birlikte, tuzluluk, sıcaklık ve hız kesitlerinin Marmara ve Ege Denizi açık sınırlarındaki davranışı radyasyon sınır koşullarının da başarılı bir şekilde çalıştığını göstermektedir.

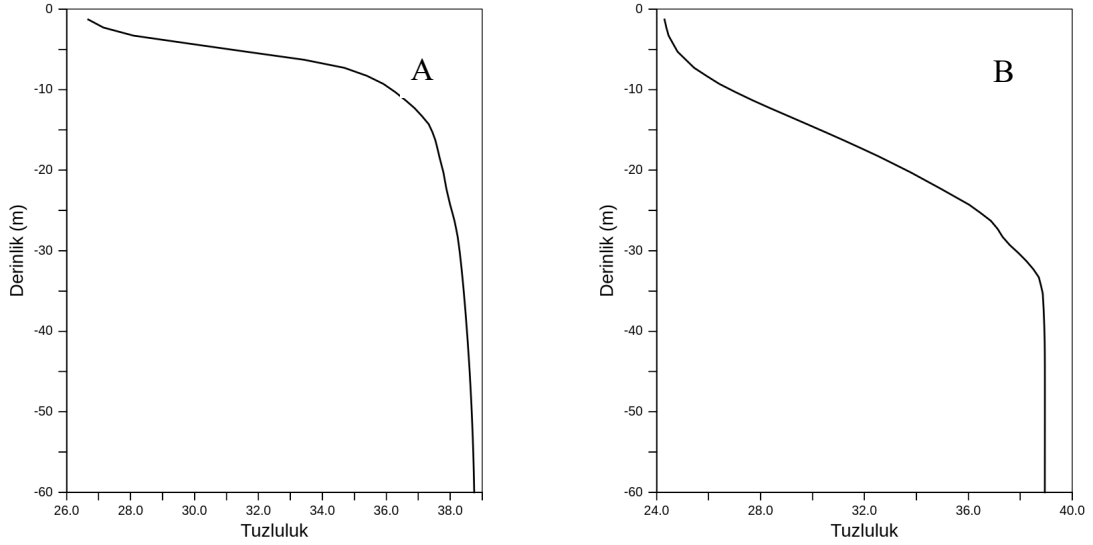
Çanakkale Boğazı boyunca gerçekleşen tabakalı akımın yoğunluk farkını belirleyen tuzluluk skalerinin Şekil 4.4’de verilmiş olan talveg kesiti, tabakalı boğaz akımının Nara Burnu – Kilitbahir daralması ve Boğazın Ege Denizi çıkışında iki adet hidrolik geçişe sahip olduğuna işaret etmektedir. Nara Burnu ve Marmara bağlantısı arasında çok zayıf bir değişim gösteren tuzluluk profili boğazın bu yarısını neredeyse sabit bir tuzluluk stratifikasyonu ile doldurmuştur. Ancak, Nara Burnu’nda zayıf bir eğimle yukarıya yönelen tuzluluk konturları, Kilitbahir daralmasında çok keskin bir şekilde yüzeye yaklaşmış ve boğazın üst tabakası çok kısa bir mesafede oldukça incelenerek yüzeye sıkışmıştır. Kilitbahir’in batısında oldukça incelen ve hızlanan bu üst tabaka, boğazın bu yarısında kanal genişliğindeki değişimlere tepki göstererek Ege Denizi çıkışına ulaşmış ve Ege Denizi çıkışında da ikinci bir hidrolik geçişle ince bir yüzey tabakası olarak boğazı terketmiştir.



**Şekil 4.4** LE-B başlangıç koşulu ile  $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$  barotropik net akım altında gerçekleştirilen RUN1 simülasyonu için, ~6. gün sonunda talveg boyunca tuzluluk (A), sıcaklık (B) ve kanal kesitindeki ortalama hız (C) kesitleri

Nara Burnu – Kilitbahir daralmasının doğu ve batısına denk gelen iki noktada (talveg eğrisinin 50. ve 80. kilometrelerinde), RUN1 model çözümü için ~6. gün sonunda elde edilen tuzluluk profilleri Şekil 4.5'de gösterilmiştir. Nara Burnu'nun doğusunda ~39 tuzluluk değeri ile boğazın homojen alt tabakasının üst sınırının 30 ila 40 metre arasında olduğu görülmektedir, yüzeyde ise ~24 tuzluluk değeri ile homojen bir üst tabaka olduğunu varsaymak mümkün olsa bile, bu tabaka oldukça ince olup, ancak ~5 m kalınlığındadır. Bu iki tabaka nispeten kalın (~30 m) bir tuzluluk ara tabakası ile birleşmektedir. Kilitbahir'in batısında (talveg eğrisinin 50. kilometresinde), Nara Burnu – Kilitbahir daralmasındaki hidrolik geçiş ile birlikte ~39 tuzluluk değerine sahip homojen alt tabakanın üst sınırı 10 - 15 metre seviyelerine yükselmiştir. Ayrıca bu bölgede ayrık bir üst tabakadan bahsetmek artık

mümkün olmayıp, oldukça keskin bir eğime sahip tuzluluk ara tabakasının yüzeye kadar ulaştığı görülmektedir.



**Şekil 4.5** LE-B başlangıç koşulu ile  $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$  barotropik net akım altında gerçekleştirilen RUN1 simülasyonu için, talveg eğrisinin 50. (A) ve 80. (B) kilometrelerinde (Kilitbahir - Nara Burnu bölgesinin batısında ve doğusunda) ~6. gün sonundaki tuzluluk profilleri

İki tabakalı invisid, homojen, üniform, tek boyutlu, tedrici değişen dikdörtgen kesite sahip kanal akımlarında hidrolik geçişlerin gerçekleştiği kontrol noktaları hidrolik kritikliği tanımlayan kompozit Froude Sayısı ( $G^2$ ) ile belirlenebilir (Armi, 1986). Söz konusu idealize akımlar için  $G^2=1$  regülarite koşuluyla sağlanan hidrolik kritiklik, alt ve üst tabakaların dahili (“internal”) Froude Sayılarının toplamı ile aşağıdaki şekilde hesaplanabilir:

$$G^2 = F_1^2 + F_2^2$$

$$G^2 = \text{kompozit Froude Sayısı}$$

$$F_i^2 = u_i^2 / (g' y_i)$$

$$i_{1/2} = \text{üst/alt tabaka, } F^2 = \text{dahili Froude Sayısı}$$

$$g' = g * (\rho_2 - \rho_1) / \rho_2$$

$$\text{indirgenmiş gravite}$$

$$\rho_i = \rho_{1,2}$$

$$\text{tabaka yoğunluğu}$$

$$u_i = u_{1,2}$$

$$\text{tabaka hızı}$$

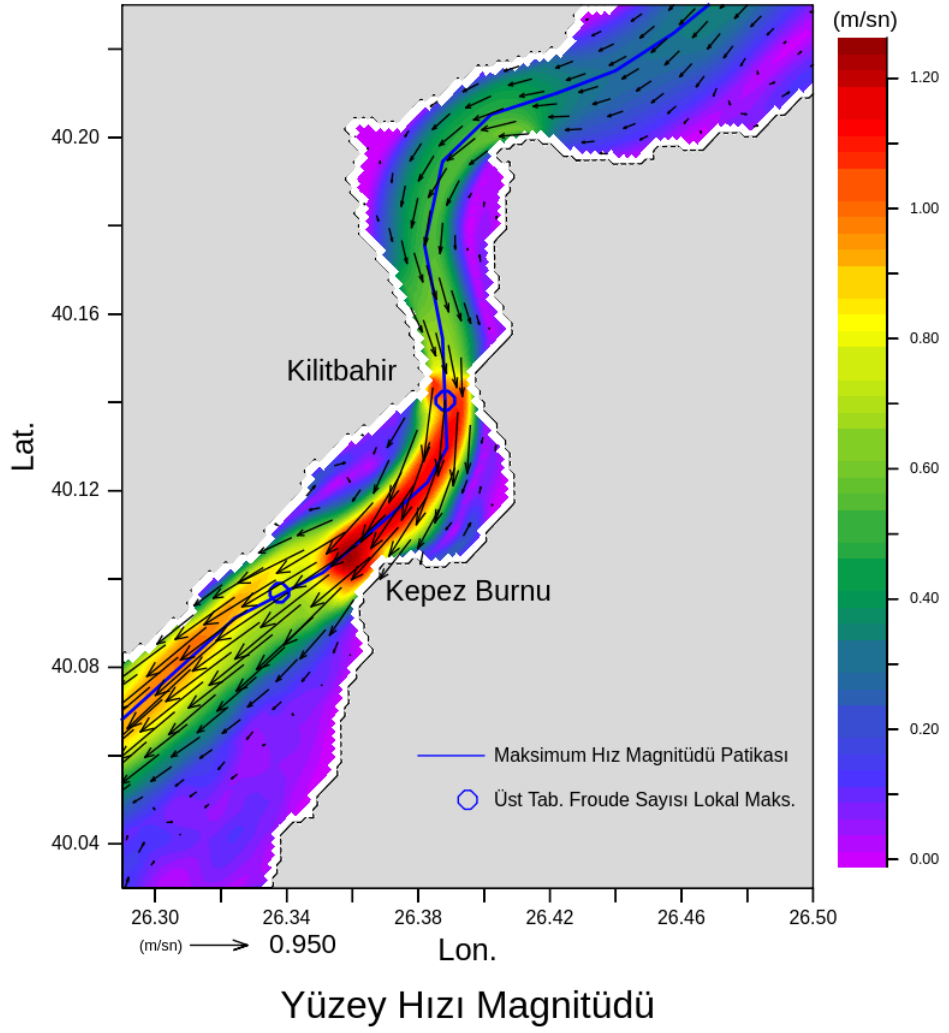
$$y_i = y_{1,2}$$

$$\text{tabaka kalınlığı.}$$

Benzer yaklaşımla, görece daha az üniform; dikeyde ve yatayda hız değişimlerinin mevcut olduğu, tabaka kalınlığının kesit boyunca sabit kalmadığı, dikdörtgen dışındaki kanal kesitlerine sahip, sürtünmeli ve 3 veya daha fazla tabakalı akımlar için de analitik çözümler literatüre girmiştir (Pratt, 1986; Winters ve Seim,

2000; Smeed 2000; Hogg ve ark., 2001; Garrett ve Gerdes, 2003; Pratt, 2008). Çanakkale Boğazı gibi hayli karmaşık bir geometri ve hidrodinamiğe sahip bir kanal için yukarıda verilmiş olan en sade  $G^2$  yaklaşımı ile bile hidrolik kritikliğin tanımı, uygulamada oldukça zordur (Sözer ve Özsoy, 2017). Kanal akımında, hem yatayda hem de dikeyde varolan keskin değişimler, tuzluluk, sıcaklık skalerleri ve hız vektörüne bağlı olarak farklı tabaka sınırlarının ve tabaka sayısının mevcudiyeti Froude Sayısı hesabında karşımıza çıkabilecek problemlerin başlıcalarıdır. Bu problemlerin çözümünde uygulanabilecek bazı yaklaşımlar Sözer ve Özsoy (2017) tarafından İstanbul Boğazı örneğine uygulanmıştır. Bu tez kapsamında Çanakkale Boğazı değişim akımı için Froude Sayısı hesabı çok temel düzeyde tutulmuş ve sadece iki tabakalı akım yaklaşımı altında ve invizid, homojen, üniform, tek boyutlu, tedrici değişen dikdörtgen kesite sahip akım varsayımları ile gerçekleştirilmiştir.

Froude Sayısı hesabında kanal kesitindeki ortalama hız değeri yerine talveg benzeri bir eğri üzerindeki hız kesiti kullanılmıştır. Yüzey akımının hızlandığı kesitlerde, üst tabakanın tüm kesit boyunca aktif olmaması ve çoğu zaman kanal kesitinden çok daha küçük bir çekirdek halinde hareket etmesi sebebi ile kanal kesitindeki ortalama değerlerden hesaplanacak Froude Sayısı oldukça düşük çıkacak ve akımın hidrolik davranışını doğru bir şekilde temsil edemeyecektir (Pratt 2008; Sözer ve Özsoy, 2017). Froude Sayısı'nın hesaplanacağı kesit için, yüzey akıntı hızlarının magnitütünün maksimum değerini takip eden talveg benzeri bir patika RUN1 model çözümü için tespit edilmiştir (Şekil 4.6). Froude Sayısı hesabında bu eğri üzerinde ve bu eğriye paralel hız kesiti kullanılmıştır. Elbette bu yaklaşım alt tabaka için Froude Sayısı'nı düşük tahmin edecektir, ancak Şekil 4.4'de verilen ortalama hız kesiti ve kanal kesitindeki ortalama değerlerden elde edilen Froude Sayıları (burada gösterilmemiştir) alt tabaka akımının kanal boyunca pasif olduğunu ve herhangi bir hidrolik kontrolden geçmediğini göstermektedir. Bu sebepten burada sadece üst tabaka akımının hidrolik davranışına odaklanılmıştır.

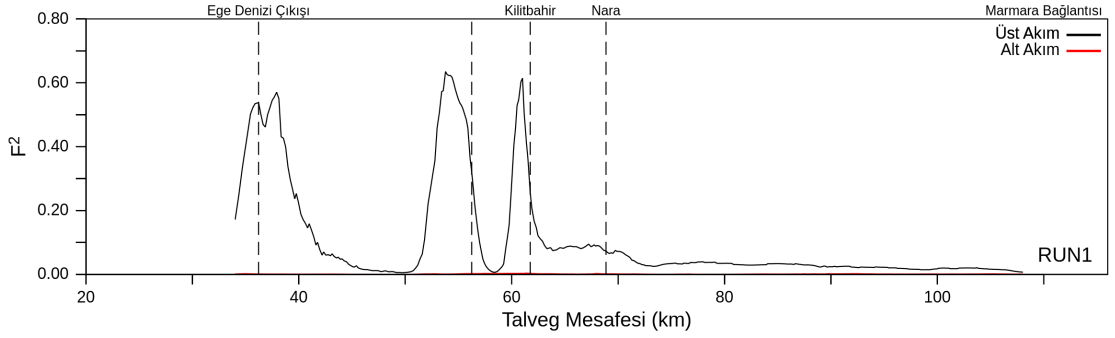


**Şekil 4.6** RUN1 model çözümü için yüzey akıntı hızları, yüzey hız magnitüdü, yüzey hız magnitüdünün maksimum değerini takip eden patika ve üst akım Froude Sayısı'nın lokal maksimum (~0.60) lokasyonları

Froude Sayıları hesaplanırken iki tabakalı akımın sınırı 0 m/sn eşhız eğrisi ile belirlenmiştir. Kanal boyunca maksimum hız magnitüdünü takip eden tek bir kesit üzerinde Froude Sayısı hesabı, akımın hidrolik kritikliğini belirlemek açısından oldukça optimistik bir yaklaşım olarak görülebilir. Ancak bu hesapta dikey hız şirinin (“shear”) moment veya enerji düzeltmeleriyle (Garret ve Gerdes, 2003) Froude Sayısı hesabına dahil edilmemiş olduğu unutulmamalıdır. RUN1 model çözümü için alt ve üst tabakaların Froude Sayıları'nın (~6. gün sonunda) kanal boyunca değişimleri Şekil 4.7’de verilmiştir.

Alt ve üst akımlar için kanal boyunca hesaplanan Froude Sayısı değişimleri; alt tabakanın bütün boğaz boyunca pasif, üst tabaka akımının ise Kilitbahir

daralmasının batısında aktif olduğunu göstermektedir. Kanal boyunca üç kesitte üst akım Froude Sayısı'nın lokal maksimum değerlere ulaştığını görmekteyiz. Bu noktalar doğudan batıya sırasıyla Kilitbahir, Kepez Burnu ve Ege Denizi çıkışıdır. Ancak, Şekil 4.6'da verilen yüzey hızlarına baktığımızda; Kilitbahir ve Kepez Burnu arasında hesaplanan üst tabaka Froude Sayısı'nın iki maksimum değerinin ayrık iki kontrol noktasına değil, birbiriyle bağlantılı muhtemel reformasyon döngülerine karşılık geldiği anlaşılmaktadır. Bu noktalarda hesaplanan Froude Sayısı değerleri kritik 1 değerine değememiş olsa da, 0.60'lara varan oldukça yüksek değerlere ulaşabilmiştir. Froude Sayısı hesaplanırken dikey şir için bir düzeltme yapılmadığını düşündüğümüzde, 0.60 değerinin oldukça yüksek olduğu ve söz konusu kesitlerde hidrolik kontrole işaret ettiği düşünülebilir.

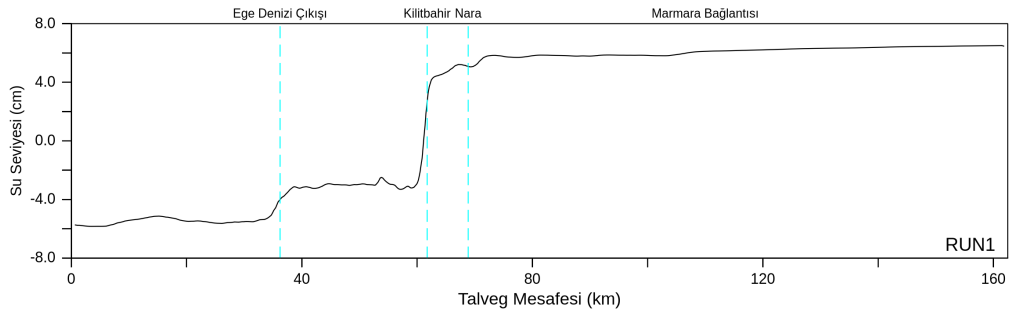


**Şekil 4.7** LE-B başlangıç koşulu ile  $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$  barotropik net akım altında gerçekleştirilen RUN1 simülasyonu için iki tabakalı akım yaklaşımı altında kanal boyunca alt ve üst akımlar için (~6. gün sonunda) Froude Sayısı değişimi

### 4.3 Barotropik Net Akım ve Su Seviyesi Değişimi

Şekil 4.8'de LE-B başlangıç koşulu ile  $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$  barotropik akım değeri altında gerçekleştirilen model çözümü (RUN1) için Ege Denizi'nden Marmara Denizi'ne boğaz boyunca gerçekleşen rölatif su seviyesi değişimleri talveg eğrisi üzerinde gösterilmiştir. Görüldüğü üzere, Marmara Denizi'nden Ege Denizi'ne doğru gerçekleşen  $9500 \text{ m}^3/\text{sn}$  değerinde net bir barotropik akım değeri model baseninin iki ucu arasında yaklaşık  $\sim 12 \text{ cm}$ 'lik bir su seviyesi farkıyla sağlanabilmiştir. Elbette bu değer LE-B başlangıç koşuluna ve açık sınır tanımlarına bağlı olarak oluşan stratifikasyon ve bunun neticesinde gerçekleşen iki basen arasındaki yoğunluk farkına da bağlıdır.

Talveg eğrisi üzerinde boğaz boyunca gerçekleşen su seviyesi değişimine baktığımızda Nara Burnu - Kilitbahir daralmasının Marmara tarafında oldukça zayıf ve lineer bir değişim gösteren serbest su seviyesi yükseliğinin, Nara Burnu ile birlikte zayıf bir eğimle azalmaya başladığını ve Kilitbahir daralmasında ise çok kısa bir mesafede 8 cm'lik bir düşüş yaşadığını görmekteyiz. Kilitbahir daralmasının batısında ise, su seviyesi yüksekliği kanal genişliğindeki oynamalara tepki vererek nispeten zayıf değişimlerle Ege Denizi çıkışına varmıştır. Ege Denizi çıkışında ise Kilitbahir daralmasına benzer ama görece daha az keskin bir değişim gözlenmiştir.



**Şekil 4.8** LE-B başlangıç koşulu ile  $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$  barotropik net akım altında gerçekleştirilen RUN1 simülasyonu için ~6. gün sonunda talveg eğrisi üzerinde rölatif su seviyesi değişimi

Çizelge 4.1'de LE-B başlangıç koşulu ile farklı net barotropik akım değerleri altında gerçekleştirilen 5 adet simülasyon için, model çözümlerinden hesaplanan barotropik net akım değeri, alt ve üst tabakalar için akım değerleri, boğazın Ege Denizi çıkışı ile boğazın Marmara bağlantısındaki dar kanal bölgesi bitimi arasındaki su seviyesi farkları, ve iki basen arasındaki averaj yoğunluk farkları verilmiştir. Çizelge 4.1'de verilen değerlerden; su seviyesi farkı talveg eğrisi üzerinde hesaplanmış, yoğunluk farkı boğazın iki dar kanalı dışında bulunan Ege ve Marmara bölgeleri için su kolonunda genel averaj alınarak elde edilmiştir. Kanaldaki net barotropik akım ile alt ve üst tabaka akımları Nara Burnu ile boğazın Marmara bağlantısındaki dar kanalının bitimi arasındaki bölgenin orta noktasında bir kesitte hesaplanmıştır. Kesitteki akımlar hesaplanırken kanala paralel hız bileşeni, 3B-V, ızgara eninde entegre edilmiş, alt ve üst tabaka sınırları için ise 3B-V'nin işareti baz alınmıştır. Akım değerleri kanal boyunca 2 km'lik bir uzunlukta ardışık kesitlerin ortalaması hesaplanarak elde edilmiştir.



**Çizelge 4.1** LE-B başlangıç koşulu ile farklı barotropik net akım değerleri altında gerçekleştirilen simülasyonlar için ~6. gün sonundaki; net barotropik akım değeri, boğazın iki ucundaki su seviyesi farkı, üst tabaka ve alt tabaka akımları ve iki basen arasındaki averaj yoğunluk farkı

Sim.	Başlangıç Koşulu	Barotropik Net Akım (m <sup>3</sup> /sn)	Su Seviyesi Farkı (cm)	Üst Tabaka Akımı (m <sup>3</sup> /sn)	Alt Tabaka Akımı (m <sup>3</sup> /sn)	Yoğunluk Farkı (kg/m <sup>3</sup> )
<b>RUN1</b>	LE-B	-9500	10.0	-15230	5710	3.83
<b>RUN2</b>	LE-B	-5600	9.3	-13790	8190	3.74
<b>RUN3</b>	LE-B	0	10.8	-12390	12250	3.72
<b>RUN4</b>	LE-B	5400	8.9	-11130	16530	3.70
<b>RUN5</b>	LE-B	9200	8.2	-10240	19450	3.68

Çizelge 4.1’de hesaplanan yoğunluk farklarının 3.68 kg/m<sup>3</sup> ile 3.83 kg/m<sup>3</sup> arasında değiştiği görülmektedir, ancak verilen bu yoğunluk farkları alt ve üst tabakalar arasındaki yoğunluk farkları olmayıp, Çanakkale Boğazı’nın dar kanalının dışında kalan Ege ve Marmara Denizleri’ni temsil eden iki bölgenin tüm rezervuar alanında su kolonu için elde edilen averaj değerlerden elde edilmiştir. Sözer ve Özsoy (2017)’de de İstanbul Boğazı model çözümleri için benzer yöntemle, Marmara ve Karadeniz’i temsil eden rezervuarlar arasındaki yoğunluk farkları ~9 kg/m<sup>3</sup> olarak hesaplanmıştır. Elbette bu değerler alt tabaka ve üst tabaka yoğunluk farkları ile kıyaslandığında oldukça düşüktür; örneğin RUN1 simülasyonu için Çanakkale Boğazı’nın dar kanal bölgesinde, yüzeyde ve tabandaki su yoğunluklarının kesit ortalamaları arasındaki fark boğazın dar kanal bölgesi boyunca 9.8 kg/m<sup>3</sup> ile 11.5 kg/m<sup>3</sup> arasında değişmektedir, RUN2 – RUN5 çözümleri için de yüzey ve taban yoğunlukları arasındaki farklar benzer aralıktadır.

Çizelge 4.1’deki Q=0 m<sup>3</sup>/sn barotropik net akım değerine sahip RUN3 haricindeki dört simülasyon ele alındığında, boğazın iki ucu arasındaki su seviyesi farkının net barotropik akım değişimine lineer bir tepki verdiği görülmektedir. Ancak RUN3 simülasyonu (Q=0 m<sup>3</sup>/sn) için elde edilen su seviyesi farkının Q=-9500 m<sup>3</sup>/sn barotropik akım değerine sahip RUN1 simülasyonunda elde edilen su seviyesi farkından yüksek olması beklenmedik bir sonuçtur. Bu aykırılığın Q=0 m<sup>3</sup>/sn barotropik net akısını elde edebilmek için kullanılan sınır koşulunun (2B-V=0 m/sn) sağlıklı çalışmaması ile ilgili olması muhtemeldir. Bununla birlikte, RUN1 için elde

edilen su seviyesi farkı (10 cm) Sannino ve ark. (2017) tarafından MITgcm ile gerçekleştirilen TBS modeli çalışmasında aynı barotropik akım için elde edilen Çanakkale Boğazı'nın iki ucundaki su seviyesi farkı sonucuyla (9.1 cm) oldukça uyumludur. Ancak RUN5 için elde edilen su seviyesi farkı (8.2 cm) yine aynı TBS modelinde elde edilen (1.6 cm) değeri ile mukayese edilebilir değildir.

Çizelge 4.1'de,  $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$  net barotropik akım değerine sahip RUN1 simülasyonu için alt ve üst tabaka akımlarının Jarosz ve ark. (2013)'de verilen uzun süreli ölçüm ortalamaları ( $Q=-11100$ , Üst Akım= $-25600 \text{ m}^3/\text{sn}$ , Alt Akım= $14500 \text{ m}^3/\text{sn}$ ) ile kıyaslanabilir olduğu görülmektedir. Sannino ve ark. (2017) tarafından MITgcm ile gerçekleştirilen TBS modeli çalışmasında, aynı net barotropik akım değeri ( $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$ ) için elde edilen üst ve alt akım ( $-15800 \text{ m}^3/\text{sn}$  ve  $6200 \text{ m}^3/\text{sn}$ ) değerleri bu çalışmada elde edilen sonuçlar ile oldukça uyumludur.  $Q=-5600 \text{ m}^3/\text{sn}$  net barotropik akım değerine sahip model çözümü (RUN2) için de tabaka akımlarının ve boğazın iki ucu arasındaki su seviyesi farkının Sannino ve ark. (2017)'in model sonuçlarıyla kıyaslanabilir olduğu görülmüştür. Ancak ters yönde  $Q=9200 \text{ m}^3/\text{sn}$  net barotropik akım değerine sahip RUN5 simülasyonu için elde edilen tabaka akımları ve su seviyesi farkı TBS model çözümüyle elde edilen sonuçlardan oldukça uzaktır. Burda yapılmış olan akım karşılaştırmalar Çanakkale Boğazı'nın Marmara tarafı için yapılmış ve kendi içinde tutarlı olsa da, Çanakkale Boğazı'nda ADCP ölçümlerinden elde edilen tabaka akım değerleri boğazın Marmara ve Ege tarafları için ciddi farklılıklar gösterebildiği (Jarosz ve ark., 2013), bu yüzden de Çanakkale Boğazı model sonuçlarından elde edilecek tabaka akım değerlerinin ölçümlerle sağlıklı bir şekilde kıyaslanmasının kolay olmadığı unutulmamalıdır.

Özsoy ve Altıok (2016)'da verilen uzun süreli ADCP ölçümlerinden görüldüğü üzere “sub-maksimal” hidrodinamik davranışı sebebiyle, Çanakkale Boğazı için net barotropik akıma karşılık alt ve üst akım tepkileri İstanbul Boğazı'nda olduğu gibi düzenli bir davranış sergilememektedir. Bu tez kapsamında gerçekleştirilen model çözümlerinde kullanılmış olan LE-B başlangıç koşulu için uzun süreli ölçümlerden elde edilen komşu basenlerdeki yıllık ortalama stratifikasyonları esas alınmıştır. Model çözümünde uygulanan radyasyon sınır koşulları ile de açık sınırlarda LE-B başlangıç koşuluna dolayısıyla da komşu

basenlerdeki yıllık ortalama stratifikasyonlara uygun profiller elde edilmiştir. Bu sebeple; Karadeniz'den Akdeniz'e gerçekleşen yıllık ortalama net barotropik akım değerine ( $Q=-9500 \text{ m}^3/\text{sn}$ , RUN1) sahip bir simülasyon için, komşu basenlerdeki yıllık ortalama stratifikasyonları esas alan LE-B başlangıç koşuluyla elde edilen ortalama-akım kararlı-durum çözümünün ters yönde net barotropik akım değerine sahip bir simülasyona göre daha makul sonuçlar üretmiş olduğu düşünülebilir.

## 5. SONUÇ ve ÖNERİLER

Karadeniz ve Akdeniz'i birbirine bağlayan Türk Boğazlar Sistemi'nin (TBS) önemli bir parçası olan Çanakkale Boğazı, Ege Denizi ile Marmara Denizi'ni bağlayan dar bir kanaldır. TBS'nin iki kanalından biri olan Çanakkale Boğazı ekonomik, stratejik ve çevresel açıdan yüksek önem taşıyan bir su geçiştir. TBS'nin diğer elamanı olan ve sahip olduğu Maksimum-değişim akımı rejimine sahip İstanbul Boğazı kadar kendine literatürde yer bulamamış olsa da Çanakkale Boğazı çevresindeki denizlerin oşinografisinde önemli bir etkiye sahiptir.

Bu çalışma kapsamında, Çanakkale Boğazı için LE-B ("Lock-Exchange" Benzeri) başlangıç koşulundan, geniş bir barotropik akı yelpazesinde ortalama-akım kararlı-durum çözümleri ROMS okyanus modeli ile üretilmiştir. Model çözümlerinde zamana bağlı değişimler ihmal edilmiş ve net barotropik akım tanımı haricinde açık sınır koşulları yalnızca serbest radyasyon tanımı ile gerçekleştirilmiştir. Söz konusu bu basitleştirmelere rağmen, ROMS okyanus modeli ile gerçekçi topoğrafya ve hidrografi altında gerçekleştirilen üç boyutlu ve nispeten yüksek çözünürlüklü bu sayısal model çalışması Çanakkale Boğazı hidrodinamiğinin daha iyi anlaşılması adına önemlidir. Son yıllarda çoklu çekirdek bağlamında gelişen mikroişlemci teknolojisi ve buna bağlı olarak gerçekleşen yüksek başarılı hesaplama olanaklarına daha kolay ulaşım, TBS'in tamamını ve hatta TBS ile birlikte komşu denizleri de kapsayan sayısal model çalışmaları gibi yüksek hesaplama gücü isteyen işleri olanaklı kılmaktadır. Ancak, bu çalışma kapsamında olduğu gibi hem Çanakkale ve İstanbul Boğazları'na uygulanacak bağımsız sayısal model çalışmaları, boğazlara ait prosesleri daha yalın, yüksek çözünürlükte ve daha hassas bir şekilde çözümleyebilmek adına önemlidir.

Çanakkale Boğazı için gerçekleştirilen hidrodinamik simülasyonlarda; model, toplam kinetik ve potansiyel enerji ile birlikte hacim korunumu da sağlayarak açık sınır koşulu ile zorlanan net barotropik akım değerine uygun ortalama-akım kararlı-durum çözümlerini başarıyla üretebilmiştir. LE-B başlangıç koşuluyla ve yalnızca Karadeniz'den Akdeniz'e doğru gerçekleşen yıllık ortalama net barotropik akım zorlaması altında, model Çanakkale Boğazı hidrografisine uygun tabakalı değişim akımı çözümüne ulaşabilmiştir. Çanakkale Boğazı'nın daha tuzlu ve nispeten ince üst

tabakasının Marmara Denizi'nden Ege Denizi'ne akışı ve bunun altında daha tuzlu ve daha kalın bir tabakanın ise üst tabakaya kıyasla oldukça düşük bir hızla Marmara Denizi'ne doğru hareketi üç boyutlu sayısal model yardımıyla başarılı bir şekilde simüle edilebilmiştir. Kilitbahir - Nara Burnu ile Marmara açık sınırı arasında kalan kanal bölgesinde lineer değişimler gösteren kanal akımının, Kilitbahir daralmasında hidrolik bir geçişe tabi olduğu ve bu geçiş sonrasında ise üst akımın incelerek hızlandığı ve Kilitbahir'in batısında kanal genişliğindeki değişimlere lineer olmayan tepkiler vererek ikinci bir hidrolik geçiş ile Ege Denizi'ne ulaştığı model çözümüyle gösterilmiştir. Boğaz boyunca iki tabakalı yaklaşım altında hesaplanan Froude Sayısı değişiminin, Kilitbahir daralmasında ve Ege Denizi çıkışındaki hidrolik geçişleri destekler nitelikte olduğu ve alt akımın bütün kanal boyunca pasif üst akımın ise akımın ise Kilitbahir daralmasının batısında aktif olduğu görülmüştür.

Farklı barotropik Model çözümleri ile elde edilen kanal boyunca gerçekleşen su seviyesi değişimleri ve alt ve üst tabaka akımları net barotropik akım ile ilişkili olarak değerlendirilmiş ve literatürdeki model çalışmaları ve ölçümlerle kıyaslanmıştır.

Mevcut tez çalışması kapsamında gerçekleştirilen Çanakkale Boğazı modeli çalışması çok temel düzeyde tutulmuş olup Çanakkale Boğazı hidrodinamiği etkileyen; zamana bağlı değişimler komşu basenlerdeki stratifikasyon ve komşu basenlerle olan etkileşim gibi faktörler ihmal edilmiştir. Ayrıca mevcut imkanlar dahilinde model çözümleri için hem yatayda hem de dikeyde sınırlı hassasiyette çözümlüğe sahip bir ızgara kullanılabilmektedir. Bu tez çalışmasını tamamlar nitelikte ileride yapılması düşünülen ve bu belirtilen hususlardaki eksikliklerin de giderileceği Çanakkale Boğazı model çalışmaları Çanakkale Boğazı hidrodinamiğini daha iyi anlamamızı sağlayacaktır.

## 6. KAYNAKLAR

- Alpar, B. & Yüce, H. (1998). Sea-Level Variations and their Interactions between the Black Sea and the Aegean Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46, 609-619.
- Altıok, H., Sur, Hİ. & Yüce, H. (2012). Variation of the cold intermediate water in the Black Sea exit of the Strait of İstanbul (Bosphorus) and its transfer through the strait. *Oceanologia*, 54(2), 233.
- Andersen, JJEC. & Carmack, EC. (1984). Observations of Chemical and Physical Fine-structure in a Strong Pycnoline, Sea of Marmara. *Deep Sea Research*, 2, 877-886.
- Androulidakis, YS., Kourafalou, VH., Krestenitis, YN. & Zervakis, V. (2012). Variability of deep water mass characteristics in the North Aegean Sea: the role of lateral inputs and atmospheric conditions. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 67, 55-72.
- Arakawa, A. & Lamb, VR. (1977). *Methods of computational physics*. New York: Academic Press, 17, 173-265.
- Beckmann, A. & Haidvogel, DB. (1993). Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part I: Problem formulation and model accuracy. *Journal of Physical Oceanography*, 23(8), 1736-1753.
- Beşiktepe, Ş., Özsoy, E. & Ünlüata, Ü. (1993). Filling of the Marmara Sea by the Dardanelles lower layer inflow. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 40(9), 1815-1838.
- Beşiktepe, Ş., Özsoy, E., Latif, MA. & Oğuz, T. (2000). Marmara Denizi'nin hidrografisi ve Dolaşımı. Marmara Sea 2000 Symposium, 11-12 Kasım, İstanbul.
- Beşiktepe, ŞT., Sur, Hİ., Özsoy, E., Latif, MA., Oğuz, T. & Ünlüata, Ü. (1994). The circulation and hydrography of the Marmara Sea. *Progress in Oceanography*, 34(4), 285-334.
- Chiggiato, J., Jarosz, E., Book, JW., Dykes, J., Torrisi, L., Poulain, PM. ... & Beşiktepe, Ş. (2012). Dynamics of the circulation in the Sea of Marmara: numerical modeling experiments and observations from the Turkish straits system experiment. *Ocean Dynamics*, 62(1), 139-159.
- De Filippi, GL., Iovenitti, L. & Akyarlı, A. (1986). Current analysis in the Marmara-Bosphorus Junction. 1st AIOM Congress, June, Venice, Italy.
- Defant, A. (1961). *Physical Oceanography*, Pergamon Press, London. 1327 s.
- Farmer, DM. & Armi, L. (1986). Maximal two-layer exchange over a sill and through the combination of a sill and contraction with barotropic flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 164, 53-76.
- Garrett, C. & Gerdes, F. (2003). Hydraulic control of homogeneous shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 475, 163-172.

- Gregg, MC. & Özsoy, E. (1999). Mixing on the Black Sea shelf north of the Bosphorus. *Geophysical Research Letters*, 26(13), 1869-1872
- Gregg, MC. & Özsoy, E. (2002). Flow, water mass changes, and hydraulics in the Bosphorus. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C3), 2-1-2-23.
- Gregg, MC., Özsoy, E. & Latif, MA. (1999). Quasi-steady exchange flow in the Bosphorus, *Geophysical Research Letters*, 26, 83–86.
- Haidvogel, DB., Arango, HG., Hedström, K., Beckmann, A., Malanotte-Rizzoli, P. & Shchepetkin, AF. (2000). Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 32(3), 239-281.
- Hedström, KS. (2009). DRAFT Technical Manual for a Coupled Sea-Ice. *Ocean Circulation Model (Version 3)*, US Department of the Interior, Mineral Management Service, Anchorage, Alaska, Arctic Region Supercomputing Center, University of Alaska Fairbanks, Contract M07PC13368.
- Hogg, AM., Ivey, GN. & Winters, KB. (2001). Hydraulics and mixing in controlled exchange flows. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C1), 959-972.
- Hüsrevoğlu, YS. (1999). Modelling of the Dardanelles Strait lower-layer flow into the Marmara Sea, M.Sc. Thesis, Institute of Marine Sciences, METU, Erdemli, Mersin.
- Jarosz, E., Teague, WJ., Book, JW. & Beşiktepe, Ş. (2011a). On flow variability in the Bosphorus Strait. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 116(C8), 1-17.
- Jarosz, E., Teague, WJ., Book, JW. & Beşiktepe, Ş. (2011b). Observed volume fluxes in the Bosphorus Strait. *Geophysical Research Letters*, 38(21), 1-18.
- Jarosz, E., Teague, WJ., Book, JW. & Beşiktepe, ŞT. (2012). Observations on the characteristics of the exchange flow in the Dardanelles Strait. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 117(C11), 1-18.
- Jarosz, E., Teague, WJ., Book, JW. & Beşiktepe, ŞT. (2013). Observed volume fluxes and mixing in the Dardanelles Strait. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(10), 5007-5021
- Johns, B. & Oğuz, T. (1989). The modelling of the flow of water through the Bosphorus. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 14, 229-258.
- Kanarska, Y. & Maderich, V. (2008). Modelling of seasonal exchange flows through the Dardanelles Strait. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 79(3), 449-458.
- Latif, MA., Özsoy, E., Oğuz, T. & Ünlüata, Ü. (1991). Observations of the Mediterranean inflow into the Black Sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 38, 711-723.
- Marsigli, LF. (1681). Osservazioni intorno al Bosforo Tracio overo Canale di Constantinopoli rappresentate in lettera all sacra real maesta di Cristina Regina di Svezia, Roma, 108p.

- Möller, L. (1928). Alfred Merz' hydrographische Untersuchungen im Bosphorus und Dardanellen. Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde an der Universität Berlin, 18 (Neue Folge A), 284.
- Oğuz, T. (2005). Hydraulic adjustments of the Bosphorus exchange flow. *Geophysical research letters*, 32(6).
- Oğuz, T. & Sur, HI. (1989). A 2-layer model of water exchange through the dardanelles strait. *Oceanologica Acta*, 12(1), 23-31.
- Oğuz, T., Özsoy, E., Latif, MA., Sur, HI. & Ünlüata, Ü. (1990). Modeling of hydraulically controlled exchange flow in the Bosphorus Strait. *Journal of Physical Oceanography*, 20(7), 945-965.
- Oğuz, T., Özsoy, E., Latif, MA., Sur, HI. & Ünlüata, Ü. (1990). Modeling of hydraulically controlled exchange flow in the Bosphorus Strait. *Journal of Physical Oceanography*, 20(7), 945-965.
- Ovchinnikov, IM. & Popov, Yu I. (1991). Evolution of the Cold Intermediate Layer in the Black Sea. *Oceanology*, 27, 555-560.
- Özsoy, E. (1999). Sensitivity to Global Change in Temperate Euro-Asian Seas (the Mediterranean, Black Sea and Caspian Sea): A Review, in P. Malanotte-Rizzoli and V. N. Eremeev, (editors), *The Eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems*, NATO Science Series 2, Environmental Security, 51, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 281-300.
- Özsoy, E. & Ünlüata, Ü. (1997). Oceanography of the Black Sea: a review of some recent results. *Earth-Science Reviews*, 42(4), 231-272.
- Özsoy, E. & Altiok, H. (2016). A review of water fluxes across the Turkish Straits System. In: Özsoy E. et al. (Eds.), *The Sea of Marmara – Marine Biodiversity, Fisheries, Conservation and Governance*. Turkish Marine Research Foundation (TÜDAV) Publication, pp. 42–61.
- Özsoy, E., Di Iorio, D., Gregg, MC. & Backhaus, JO. (2001). Mixing in the Bosphorus Strait and the Black Sea continental shelf: observations and a model of the dense water outflow. *Journal of marine systems*, 31(1), 99-135.
- Özsoy, E., Latif, MA., Beşiktepe, S., Çetin, N., Gregg, N., Belokopytov, V., Goryachkin, Y. & Diaconu, V. (1998). The Bosphorus Strait: Exchange Fluxes, Currents and Sea-Level Changes, in: Ivanov, L. & Oğuz, T. (editors), *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea*, NATO Science Series 2: Environmental Security 47, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Volume, I-II, 752pp.
- Özsoy, E., Latif, MA., Sur, HI. & Goryachkin, Y. (1996). A review of the exchange flow regime and mixing in the Bosphorus strait. *Bulletin Institut Oceanographique Monaco Numero Special*, 187-204.
- Özsoy, E., Oğuz, T., Latif, MA. & Ünlüata, Ü. (1986). *Oceanography of the Turkish Straits - First Annual Report, Volume I, Physical Oceanography of the Turkish Straits*, Institute of Marine Sciences, METU, Erdemli, İçel, Turkey, 223pp.



- Özsoy, E., Oğuz, T., Latif, MA, Ünlüata, Ü., Sur, Hİ. & Beşiktepe, Ş. (1988). Oceanography of the Turkish Straits - Second Annual Report, Volume I. Physical Oceanography of the Turkish Straits, Institute of Marine Sciences, METU, Erdemli, İçel.
- Öztürk, M., Ayat, B., Aydoğan, B. & Yüksel, Y. (2012). 3D Numerical Modeling of Stratified Flows: Case Study of the Bosphorus Strait. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 138, 406-419
- Peneva, E., Stanev, E., Belokopytov, V. & Le Traon, PY. (2001). Water transport in the Bosphorus Straits estimated from hydro-meteorological and altimeter data: seasonal to decadal variability. *Journal of Marine Systems*, 31(1-3), 21-33.
- Pinardi, N., Özsoy, E., Latif, MA., Moroni, F., Grandi, A., Manzella, G. & Lyubartsev, V. (2018). Measuring the Sea: Marsili's Oceanographic Cruise (1679–80) and the Roots of Oceanography. *Journal of Physical Oceanography*, 48(4), 845-860.
- Pratt, LJ. (1986). Hydraulic control of sill flow with bottom friction. *Journal of Physical Oceanography*, 16(11), 1970-1980.
- Pratt, LJ. (2008). Critical conditions and composite Froude numbers for layered flow with transverse variations in velocity. *Journal of Fluid Mechanics*, 605, 281-291.
- Sannino, G., Sözer, A. & Özsoy, E. (2015). Recent advancements on modelling the exchange flow dynamics through the Turkish Straits System, *Journal of Black Sea/Mediterranean Environment*, Special Issue, 110-116
- Sannino, G., Sözer, A. & Özsoy, E. (2017). A high-resolution modelling study of the Turkish Straits System. *Ocean Dynamics*, 67(3-4), 397-432.
- Smagorinsky, J. (1963). General circulation experiments with the primitive equations: I. the basic experiment. *Monthly weather review*, 91(3), 99-164.
- Smeed, DA. (2000). Hydraulic control of three-layer exchange flows: application to the Bab al Mandab. *Journal of Physical Oceanography*, 30(10), 2574-2588.
- Smith, WE. (1942). Some Observations on Water-levels and Other Phenomena Along the Bosphorus, *Transactions of the American Geophysical Union*, 27 (1), 61-68.
- Smolarkiewicz, PK. (2006). Multidimensional positive definite advection transport algorithm: an overview. *International journal for numerical methods in fluids*, 50(10), 1123-1144.
- Soffientino, B. & Pilson, MEQ. (2005). The Bosphorus Strait. A Special Place in the History of Oceanography. *Oceanography*, 18(2), 16-23.
- Sözer, A. (2013). Numerical Modeling of the Bosphorus Exchange Flow Dynamics, Ph.D. thesis, Institute of Marine Sciences, Physical Oceanography, Mersin.
- Sözer, A. & Özsoy, E. (2002). A Three-Dimensional model of Bosphorus Strait Dynamics, The 2nd Meeting on the Physical Oceanography of Sea Straits, , 15-19 April, Villefranche, France.

- Sözer, A. & Özsoy, E. (2017). Modeling of the Bosphorus exchange flow dynamics. *Ocean dynamics*, 67(3-4), 321-343.
- Stashchuk, N. & Hutter, K. (2001). Modelling of water exchange through the Strait of the Dardanelles. *Continental Shelf Research*, 21(13), 1361-1382.
- Stewart, RH. (2004). Introduction to physical oceanography. Texas A & M University. 358pp.
- Sur, Hİ. (1988). Numerical modelling studies of two-layer flows in the Dardanelles Strait and the Bay of İzmit. Ph.D. thesis, Institute of Marine Sciences, Physical Oceanography, Mersin.
- Tuğrul, S., Beşiktepe, T. & Salihoğlu, I. (2002). Nutrient exchange fluxes between the Aegean and Black Seas through the Marmara Sea. *Mediterranean Marine Science*, 3(1), 33-42.
- Tutsak, E., Gündüz, M. & Özsoy, E. (2016). Sea level and fixed ADCP measurements from the Turkish Straits System during 2008-2011, in: The Sea of Marmara – Marine Biodiversity, Fisheries, Conservations and Governance, edited by: Özsoy, E., Çagatay, MN., Balkis, N. & Öztürk, B., TÜDAV Publication.
- Umlauf, L. & Burchard, H. (2003). A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *Journal of Marine Research*, 61(2), 235-265.
- Ünlüata, Ü., Oğuz, T., Latif, MA. & Özsoy, E. (1990). On the physical oceanography of the Turkish Straits. In The physical oceanography of sea straits (pp. 25-60).
- Wilkin, JL., Arango, HG., Haidvogel, DB., Lichtenwalner, C., Glenn, SM. & Hedström, KS. (2005). A regional ocean modeling system for the Long-term Ecosystem Observatory. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C6), 1-13.
- Winters, KB. & Seim, HE. (2000). The role of dissipation and mixing in exchange flow through a contracting channel. *Journal of Fluid Mechanics*, 407, 265-290.
- Yüksel, Y., Ayat, B., Öztürk, MN., Aydoğan, B., Güler, I., Çevik, EO. & Yalçın, AC. (2008). Responses of the stratified flows to their driving conditions. A field study. *Ocean Engineering*, 35(13), 1304-1321.

## ÖZGEÇMİŞ

<b>Kişisel Bilgiler</b>	
Adı Soyadı	Fadime BUCAK
Doğum Yeri	Adana
Doğum Tarihi	19.09.1993
Uyruğu	T.C
Telefon	05310862125
E-Posta Adresi	bucakfadime@gmail.com
<b>Eğitim Bilgileri</b>	
<b>Lisans</b>	
Üniversite	Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi
Fakülte	Eğitim Bilimleri
Bölümü	Fen Bilgisi Öğretmenliği
Mezuniyet Yılı	2015

