

## Bölüm 1

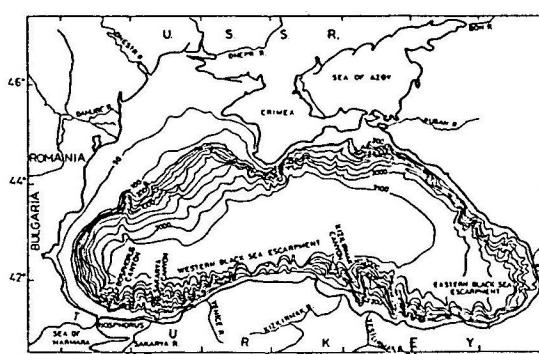
### Denizlerimizin Genel Oşinografik Özelliklerine Toplu Bir Bakış

Temel Oğuz ve Süleyman Tuğrul  
Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Deniz Bilimleri Enstitüsü  
P.K.28, Erdemli 33731, İçel

#### 1. GİRİŞ

Bu bölümde yurdumuzu çevreleyen denizlerimizin genel oşinografik özellikleri ana hatlarıyla anlatılmaktadır. Bu özet bölüm son on-onbeş yılda yurdumuzdaki deniz bilimleri konusunda yürütülen araştırmalardan derlenmiş olup daha kapsamlı bilgilere her alt başlık altında verilen kaynaklardan ulaşılabilir. Burada Karadeniz' in geometri, su bütçesi ve tabakalaşma özellikleri ile genel dolaşım sistemi ve biyokimyasal yapısı anlatılmaktadır. Daha sonra aynı özellikler Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile Marmara Denizi'nden oluşan Türk Boğazlar Sistemi, Ege Denizi ve Doğu Akdeniz' in Levant Havzası için verilmektedir.

#### 2. KARADENİZ'İN OŞINOGRAFİK ÖZELLİKLERİ



Şekil 1. Karadeniz'in coğrafik konumu ve havzının batimetrik  
özellikleri.

##### 2.1. Geometrik Özellikleri

Karadeniz yaklaşık olarak 1000 km uzunluğu ve 400 km genişliğine sahip, Asya ile Avrupa kıtaları arasında bulunan yarı-kapalı bir iç deniz olup İstanbul Boğazı, Marmara Denizi ve Çanakkale Boğazı yoluyla Ege Denizi'ne bağlanmaktadır (Şekil 1). Karadeniz Havzası' nın %70'e varan iç kesimi derinliği 2000 m'yi aşan, nisbeten düz bir taban topografyasından oluşmaktadır ve çok dik bir topografik eğim ile havzanın etrafını çevreleyen kitä sahanlığına bağlanmaktadır. Şekil 1'den görüleceği gibi, kitä sahanlığı genellikle çok dar

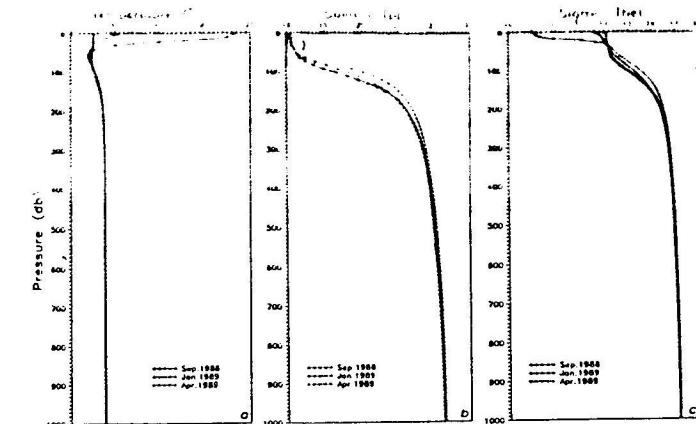
(yaklaşık 20-30 km genişliğinde), olup sadece kuzeybatı kesiminde geniş bir alanı kaplamaktadır. Karadeniz kuzeybatı kıyı sahanlığı olarak isimlendirilen bu geniş ve ortalama derinliği 50 m olan sıç bolge batı kıyısı boyunca güneye doğru giderek daralmaktır ve İstanbul Boğazı'nın doğusundaki Sakarya deltası açıklarında sona ermektedir.

## 2.2. Genel Su Bütcesi ve Tabaklaşma Özellikleri

Karadeniz'in en önemli oşinografik özelliklerinden birisi, tatlı su girdisinin buharlaşma nedeniyle olan su kaybindan daha fazla olmasıdır. Nehirler ve yağışlar ile olan tatlı su girdisi yaklaşık olarak sırasıyla  $350 \text{ km}^3/\text{yl}$  ve  $300 \text{ km}^3/\text{yl}$ , buharlaşma nedeniyle olan kayıp ise  $350 \text{ km}^3/\text{yl}$  civarındadır (Ünlüata vd., 1990). Su bütçesindeki  $300 \text{ km}^3/\text{yl}$  civarındaki bu fazlalık İstanbul Boğazı yoluyla Karadeniz'den Marmara yönünde gerçekleşen net su çıktıları ile dengelenmektedir. Yaklaşık  $600 \text{ km}^3/\text{yl}$  debisinde ve binde 18 tuzluluğundaki bir su kütlesi Karadeniz'den Ege Denizi'ne doğru yüzey suları olarak taşınmaktadır. Bu su kütlesinin altında, yaklaşık binde 36 tuzluluğa sahip daha yoğun Akdeniz kaynaklı  $300 \text{ km}^3/\text{yl}$  debisindeki bir su kütlesi ise Karadeniz'e girmektedir. Bu tür bir artı su bütçesi, son  $5000-10000$  yılda Karadeniz'in boğazlar yoluyla Akdeniz'e bağlanması ve Akdeniz kaynaklı suları almaya başlamasıyla ortaya çıkmıştır.

Boğazların açılması ve Akdeniz kaynaklı tuzlu suların Karadeniz'e doğru akması sonucu, daha önceki tüm derinliklerde tatlı su özelligi gösteren Karadeniz'de giderek bir tuzluluk katmanlaşması oluşmaya başlamıştır. Günümüzde ise su kolonunun yaklaşık olarak 100-150 m derinliklerde birbirinden çok keskin bir yoğunluk arayüzü ile ayrılan iki ayrı su kütlesinden oluşanu söylenebilir (Oğuz vd., 1992, 1993, 1994; Özsoy vd., 1993a; Özsoy ve Ünlüata, 1997). Yüzey tabakasının ilk 30-40 metrelük bölümü, tipik olarak binde 18 tuzluluğu ve mevsimlere göre 5 ile  $25^\circ\text{C}$  arasında değişen sıcaklığı sahiptir. Tuzluluk bu tabaka içinde yoresel ve mevsimsel olarak  $\pm 0.5$  birim kadar değişmekte, 75 m'de yaklaşık binde  $19.5 \pm 0.3$ , 100 m'de  $20.0 \pm 0.5$  ve 125 m'de  $20.5 \pm 0.2$  değerlerine ulaşmaktadır. Ara tabakanın altındaki değişimler göreceli olarak daha az olup, tipik tuzluluk değerleri 200 m'de binde 21.4, 400 m'de 22.0, 1000 m'de ise binde 22.0 kadardır. Yüzey tabakasının en çarpıcı özelligi ise  $8^\circ\text{C}$  den daha soğuk ve "Karadeniz Ara Tabaka Suyu (KATS)" olarak tanımlanan bir su kütlesinin varlığıdır. Bu ara tabaka suyu, kiş mevsiminde ana kara üzerinden gelen soğuk hava kütlelerinin bölgeyi etkilemesi sonucu yüzey sularının  $5^\circ\text{C}$ 'ye kadar soğuyarak yoğunluğunu  $14.6-14.8 \text{ kg/m}^3$  mertebesine kadar artırması ile ortaya çıkmaktadır. Böylece, yoğun yüzey suları kendi yoğunluk seviyelerine ulaşıcaya kadar batmakta ve buradaki su kütlesini karıştırarak homojen bir yapıya dönüştürmektedir. Bu olay genellikle Ocak-Şubat aylarında derinliği 50-75 m'ye kadar ulaşan üst tabakada ortaya çıkmaktadır. İlkbahar ve yaz aylarında havanın ısınmasıyla birlikte, yüzey tabakasının ilk 15-25 m'lik katmanı giderek ısınmaktadır ve daha aşağıdaki daha soğuk sulardan çok keskin bir mevsimsel sıcaklık geçiş tabakası ("termoklin") ile ayrılmaktadır. Bu aylarda KATS mevsimsel termoklin ile daha aşağıdaki sabit termoklin-pinoklin arasında belirgin bir soğuk su kütlesi olarak konumunu korumaktadır. Yüzey tabakası sularının bu anlatılan mevsimsel değişimleri Şekil 2 de gösterilmektedir.

Sabit arayüzeyin altındaki suların sıcaklığı derinlige göre çok daha az değişmekte ve 200 m'de  $8.7^\circ\text{C}$ , 500 m'de  $8.9^\circ\text{C}$  ve 1000 m'de  $9.0^\circ\text{C}$ 'ye yükselmektedir. Daha derinlere inildikçe, 1000 - 1700 metreler arasında, sıcaklık sadece  $9.2^\circ\text{C}$ 'ye, tuzluluk da binde 22.35'e kadar artmaktadır. Bu değerler, su kolonunun deniz tabanına kadar olan yaklaşık 300-400 m'lik bölümdeki homojen tabaka içinde sabit kalmaktadır. Bu tabaka binlerce yıldır tabandan yukarı doğru devam eden jeotermal kaynaklı ısınmanın neticesinde ortaya çıkmış olup  $1017.23 \text{ kg/m}^3$  değerinde sabit bir yoğunluğa sahiptir.



Şekil 2. Karadeniz'in tipik yaz, kiş ve ilkbahar şartlarını gösteren sıcaklık, tuzluluk ve yoğunluk profilleri.

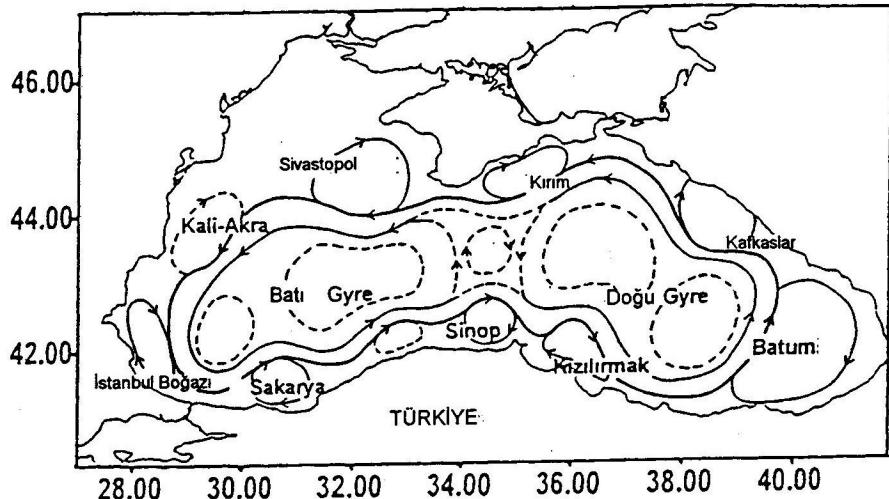
## 2.3. Su Sirkülasyonu Özellikleri

Karadeniz'de birbirinden keskin bir yoğunluk ara yüzeyi ile ayrılan iki tabakalı su kütlesi yapısına uygun olarak iki tabakalı bir dolaşım sistemi bulunmaktadır (Oğuz vd., 1992, 1993, 1994, 1998c; Özsoy ve Ünlüata, 1997; Sur vd., 1994, 1996). Yaklaşık derinliği 100-150 m olan yüzey tabakası içinde, 1990 yılı sonrasında uluslararası düzeyde yapılan deniz çalışmalarından, daha önceki bilinenin aksine, oldukça karmaşık ve değişken bir dolaşım sisteminin varlığı ortaya çıkmıştır. Bu sistemin en temel ögesi havzayı çevreleyen kıyı boyunca topografik eğim kuşağı üzerindeki Karadeniz Kıyısal Akıntı Sistemi (KAS)'dır. Bu sistem kıyısal bölgeyi, kıvrımlar ve menderesler oluşturarak, siklonik (saat yönünün tersi istikametinde) dolaşmaya olup daha az tuzlu ve genellikle küçük antisiklonik döngülerden oluşan dar kıyı kuşağı, iç bölgeyi kaplayan büyük siklonik hücreden ayırmaktadır. Genellikle derinliği 2000 m'yi aşan iç bölgedeki bu siklonik hücre ise, birbiriley ve KAS ile devamlı etkileşim halindeki takiben 100 km çapındaki bir seri hücreden oluşmaktadır. Bu dolaşım sisteminin ana hatları Şekil 3'de gösterilmiştir. Bunun günlük-haftalık zaman ölçüklerindeki değişimleri uydular resimlerinden izlenebilmektedir. Kıyısal antisiklonik döngülerin en büyüğü ve en az değişime uğrayanı basenin doğu ucunda bulunan ve Şekil 3'de Batumi döngüsü olarak isimlendirilmiştir.

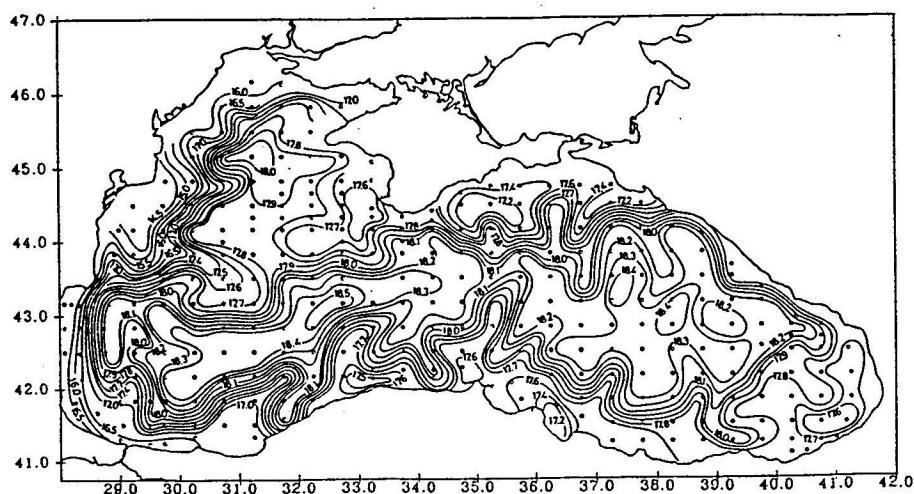
KAS sistemi içindeki akıntıların şiddetti mevsimsel olarak değişmektedir. İlkbahar aylarında tipik olarak  $50 \text{ cm/san}^2$ den fazla ve zaman zaman  $100 \text{ cm/san}^2$ ye ulaşan akıntılar ölçülmüştür. Sonbahar aylarında ise yaklaşık  $30 \text{ cm/san}^2$  şiddetindeki akıntıların varlığı bilinmektedir. Bu akıntılar genellikle 100-150 metrelük yüzey tabakası içinde sabit kalmaktadırlar. Öte yandan, akıntılar ara yüzey geçiş tabakası içinde hızla değişmekte ve 200 m'ının altındaki derinliklerde yaklaşık  $10 \text{ cm/san}^2$ de düşmektedir. Alt tabaka içindeki 200 ile 500 m arasında yüzey tabakasındaki benzer şekilde orta ölçekli döngülerden oluşan karmaşık bir akıntı sisteminin varlığına rastlanılmaktadır. Sadece 1-2 cm/san gibi çok zayıf akıntılar görüldüğü 500 m'ının altındaki dolaşım sisteminin yapısı hakkında ise detaylı bir bilgi mevcut değildir.

Şekil 3'de gösterilen genel dolaşım sisteme ek olarak, batı kıyıları boyunca Tuna, Dinyaper ve Dinyester nehirlerinden gelen tatlı su girdisi nedeniyle oluşan güney yönünde bir kıyısal akıntı sistemi bulunmaktadır. Bulgaristan ve Türkiye kıyılarında bu akıntılar KAS ile birleşerek onun bir parçası

haline gelmektedir. Tatlı su girdisi ile oluşan bu akıntı sistemi kuzeybatı kıyı sahanlığının düş kesimlerindeninde 3-4 gibi tuzluluk farklıları olan çok keskin bir cephe ile ayrılmaktadır (bak. Şekil 4). Öte yandan, belirli şartlar altında kıyısal akıntı sisteminin bir bölümünün kuzeye doğru dönerken kıyı sahanlığının kuzey-kuzey doğu kıyıları boyunca antisiklonik istikametinde aktığı da gözlenmiştir. Bu akıntılar daha sonra Kırım Yarımadası'nın güneybatı kesimlerinde KAS'a katılarak batı-güneybatı yönünde akmaktadır.



Şekil 3. Karadeniz'in yüzey tabakasındaki genel dolaşım ve döngü sistemleri



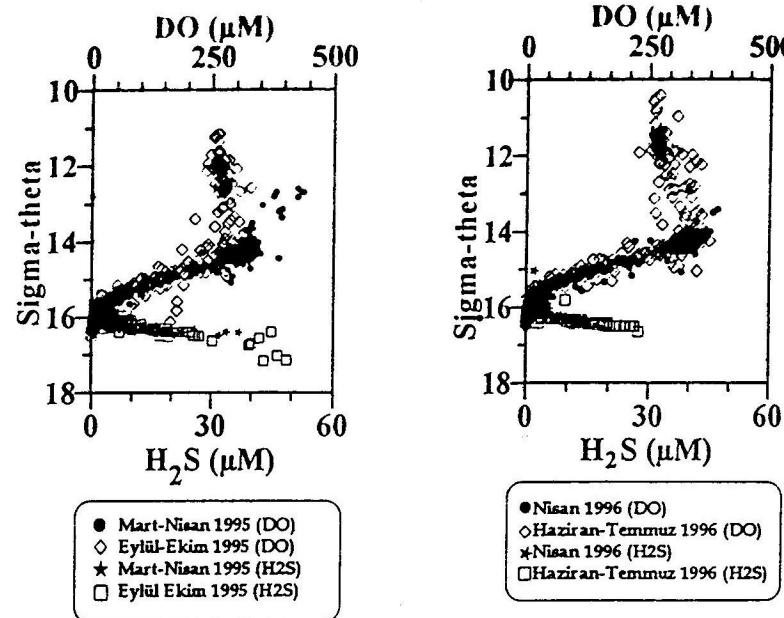
Şekil 4. Karadeniz'in yüzeyindeki Temmuz 1992 dönemine ait tuzluluk dağılımı.

Karadeniz'in su sirkülasyonu üzerine yapılan sayısal modelleme çalışmalar, yüzey tabakasındaki siklonik dolaşım sisteminin ana oluşum nedeninin rüzgarlar olduğunu ortaya çarmıştır (Oğuz vd., 1995; Oğuz ve Malanotte-Rizoli, 1996a; Stanev vd., 1995, 1997). Kuzeybatı kıyı sahanlığındaki nehirlerden tatlı su girdisi sonucu oluşan kıyısal akıntılar da bu tür bir siklonik dolaşım sisteme katkıda bulunarak belli dönemlerde şiddetinin artmasına neden olmaktadır. Mevsimlere göre büyük değişimler gösteren ısınma-soğuma, yağış-buharlaşma gibi termohalın etkiler sonucunda oluşan akıntılar ise rüzgarlar ile oluşan akıntıları bir derecede kadar değiştirmektedir. Örneğin, kış aylarındaki ısın soğuma siklonik dolaşım sistemini kuvvetlendirerek daha kararlı bir duruma getirmektedir.

#### 2.4. Biyo-Kimyasal Özellikleri

Karadeniz'in kimyasal açıdan en büyük özelliği yüzey tabakasının altındaki suların oksijensiz ve tamamen hidrojen sulfür ( $H_2S$ ) ile kaplı olmasıdır. Karadeniz'de suların oksijensizleşmesi yukarıda değinilen iki tabakalı su kütlesi sisteminin oluşum sürecinin doğal bir sonucudur. Böylece yüzeyden derin sulara dikey karışımlarla oksijen girişi çok sınırlanmış ve yüzeyden derinlere çökken organik maddeyi ayırtoran havalı ortam bakterilerinin oksijen ihtiyacı karşılanamaz olmuştur. Giderek oksijen fakirleşen alt sular, bu sürec içinde bütün oksijenini tüketerek tamamen oksijensiz bir yapıya dönüşmiş ve bugünkü görünümünü almıştır. Günümüzde, hidrojen sulfür tabaka  $16.2 \text{ kg/m}^3$  yoğunluk yüzeyine karşılık gelen, Karadeniz'in iç kesimlerinde yaklaşık  $100-120 \text{ m}$ 'de, kıyısal kesimlerde ise  $160-180 \text{ m}$  derinliklerde başlamaktadır. Oksijensiz, sulfür tabaka, oksijen zengin yüzey tabakasından bir geçiş tabakası ile ayrılmaktadır. Bu geçiş tabakanın ve bunun üzerindeki oksijenli tabakanın özellikleri üzerine yapılan araştırmalar son yıllarda giderek artan bir önem kazanmıştır (Tuğrul vd., 1992; Saydam vd., 1993; Baştürk vd., 1994, 1996, 1997). Oksijen zengin üst tabaka genellikle  $40-50 \text{ m}$  kalınlığında olup, kıyısal kesimlerde yaklaşık  $100 \text{ m}$ 'ye kadar inebilmektedir. Bu tabakanın oksijen içeriği mevsimlere bağlı olarak  $250-450 \mu\text{M}$  arasında değişmektedir. En yüksek oksijen değerleri kış aylarında homojen üst tabakanın tamamında, yaz aylarında ise mevsimsel termoklin tabakasının altındaki soğuk KATS içinde (soğuk suyun oksijen içeriğinin fotosenteze kısmen artması sonucu) görülmektedir. Atmosfer girdisinin yanı sıra, fotosentez girdisiyle desteklenen ışıklı üst tabaka oksijen derisimi,  $40-50 \text{ m}$  kalınlığındaki ışılık tabakanın altındaki  $20-30 \text{ m}$ 'lik bir tabakada -yetersiz girdi ve oksijenli organik madde oksidasyonu esnasındaki tüketim sonucu hızla azalarak,  $10-30 \mu\text{M}$  değerlerine kadar düşmektedir (Yılmaz vd., baskıda). Oksijen fakir bu tabakanın üst sınırı, Karadeniz genelinde su yoğunluğunun  $15.4-15.6 \text{ kg/m}^3$ 'e ulaşığı derinliklere karşılık gelmektedir. Bu yüzeyin altındaki yaklaşık  $16.0 \text{ kg/m}^3$  yoğunluk yüzeyine kadar olan  $30-40 \text{ m}$ 'lik tabakada ise oksijen  $5 \mu\text{M}$  değerlerinin altında kalmaktadır. Bu tabaka,  $H_2S$ 'li sular ile oksijenli sular arasındaki oksijensiz-sulfürsüz bir arageçis (suboksik) tabakası olarak tanımlanmaktadır. Bunun varlığı ancak son yıllarda yapılan araştırmalar sonucu ortaya çıkarılmıştır (Murray vd., 1989, 1995; Tuğrul vd., 1992). Daha önceki araştırmalarda ise bu geçiş tabakasında yaklaşık  $10 \mu\text{M}$  oksijen ve  $1-2 \mu\text{M}$   $H_2S$ 'in beraberce bulunduğu öne sürülmüştür (Faschuk vd., 1990). Su kolonunun tüm bu özelliklerini içeren oksijen ve hidrojen sulfür profilleri Şekil 5'de verilmektedir.

Karasal kaynaklı yüksek miktardaki kimyasal girdiler nedeniyle, Karadeniz besin tuzları bakımından son çeyrek yılında giderek zenginleşmiştir. ışıklı yüzey sularında, fotosenteze dayalı tüketim nedeniyle genellikle düşük olan besin tuzları konsantrasyonları, ışılık tabakanın altındaki oksijenin azalmaya başladığı tabakanın içinde organik maddelerin parçalanarak tekrar inorganik besin tuzları haline dönüşmesi nedeniyle giderek artmaktadır. Su kolonundaki nitrat ve fosfat değişimlerinin en yüksek değerleri oksijenin, daha önce değinilen, yaklaşık  $10-30 \mu\text{M}$  değerine düşüğü derinliklere karşılık gelmektedir. Oksijensiz tabaka içindeki organik madde parçalanma işleminin nitrat iyonları tarafından sonucu, denitrifikasyon nedeniyle tepe değerlerinin

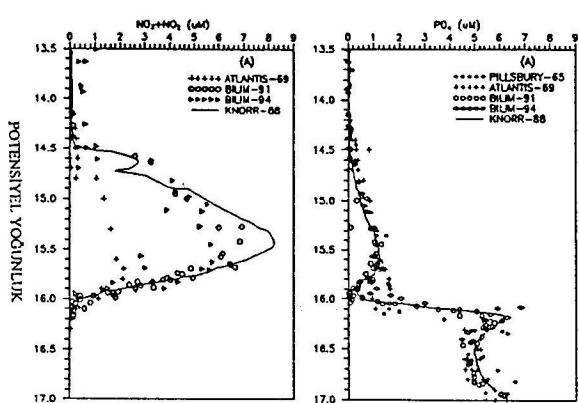


Şekil 5. Karadeniz' de çözünmüş oksijen ve hidrojen sülfürün su kolonunda yoğunluğu karşı dikey değişimi.

altındaki derinliklerde nitrat derişimi hızlı bir şekilde azalarak  $H_2S$  arayüzeyine yakın derinliklerde tüketmektedir (Şekil 6a). Sulfürlü suların üst sınırlarda nitrat derişimi giderek gözlenemez seviyelere düşerken, fosfat farklı redoks etkileşimleri sonucu hızlı bir artış göstererek ikinci bir tepe değerine ulaşmakta ve daha sonra kısmen azalmaktadır (Şekil 6b).  $H_2S$ 'li alt sularda ise bu bölgeye özgür organik madde ayrışmasından açığa çıkan amonyak, yıllarca alt sularda birikimin bir sonucu olarak

derinlere doğru artan bir değişim göstermektedir (Şekil 6c) (Murray vdl., 1989; Codispoti vdl., 1991).

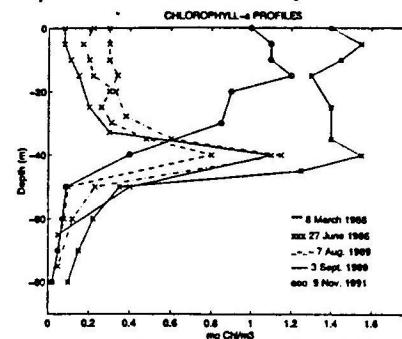
Bir zamanlar zengin biyolojik çeşitlilik ve balık potansiyeline sahip olarak bilinen Karadeniz ekosistemi son 20-30 yıldaki ortaya çıkan bir dizi iklimsel ve insan kaynaklı etkenlerden dolayı günümüzde son derece sağiksız bir ekosistem yapısına dönüşmüştür (Kideş, 1994). Bu etkenlerin en belli-başı olanları: son çeyrek yüzyıldaki aşırı artan karasal kaynaklı kirlenme, nehirler üzerine kurulan barajlar ile tatlı su girdisi debisindeki aşırı azalma sonucu su bütçesindeki olumsuz değişimler, besin değeri



Şekil 6. Karadeniz' de toplam oksitlenmiş azot ve fosfatın su kolonunda yoğunluğu karşı dikey değişimi.

olmayan bazı canlı türlerinin baskın hale gelerek biyolojik yapı kendilerine uygun olarak değiştirmeleri, balıkçılık sektöründeki hızlı teknolojik gelişmelere bağlı olarak aşırı balık avlanması ve böylece balık stoklarının eritilmesidir (Mee, 1992).

Karadeniz'deki son yıllarda yapılan çalışmalar seki disk derinliğinin yörelere ve mevsimlere bağlı olarak 5-15 m arasında, ışık şiddeti değerinin %1'ine ulaşıldığı ışotik tabaka derinliğinin de 20-40 m arasında değiştiğini belirtmektedir (Yılmaz vdl., baskıda). Klorofil bulguları bütün ışotik tabaka içinde senede iki temel fitoplankton üretimi olduğu işaret etmektedir (Şekil 7). Bu



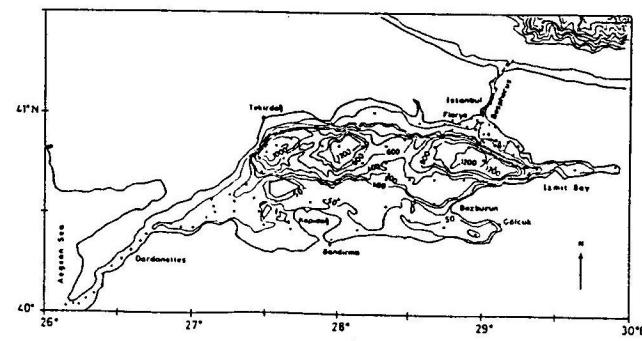
Şekil 7. Karadeniz' de klorofillin su kolonundaki değişimi.

doğrudan etki alanı dışında kalan yörelerde termoklinin üzerindeki yüzey sularının besin tuzları açısından oldukça fakir olması nedeniyle, üretim mevsimsel termoklinin altındaki ışık ve besin tuzlarını açısından optimum şartların olduğu 20-40 metreler arasındaki tabakada olmaktadır (Yılmaz vdl., baskıda; Oğuz vdl., 1996b, 1998a, baskıda).

### 3. TÜRK BOĞAZLAR SİSTEMİNİN OŞİNOGRAFİK ÖZELLİKLERİ

#### 3.1. Geometrik Özellikleri

İstanbul ve Çanakkale Boğazları ile Marmara Denizi'nden oluşan Türk Boğazlar Sistemi (TBS) Doğu Akdeniz'in Ege Havzası ile Karadeniz arasındaki su taşımını sağlayan bir iç deniz sistemi konumundadır (Şekil 8).

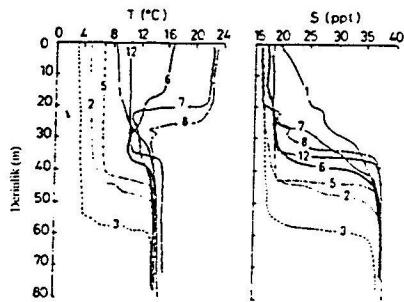


Şekil 8. Türk Boğazlar Sistemi' nin coğrafik konumu ve batimetrik özellikleri.

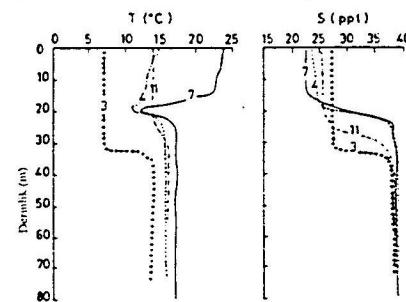
Dogu-batı yönünde 240 km'lik bir uzunluğunda, Kuzey-güneş yönünde 70 km'lik genişliğinde sahip Marmara Denizi yaklaşık 11500 km<sup>2</sup> lik bir alanı kaplamaktadır. İçerisinden geçen Kuzey Anadolu Fay hattı nedeniyle 1200 m derinliğindeki kuzey yarısı 100 m den daha sıçkı kira sahanlığı bolgesinden oluşan güney yarısından çok keskin bir topografik eğim ile ayrılmıştır. Bu derin kesim ayrıca birbirinden 750 m'lik eşiklerle ayrılmış üç tane derin havzadan oluşmaktadır. Bu havzalar Marmara Denizi'nin her iki ucundaki sıçkı sahanlıklarıyla İstanbul ve Çanakkale Boğazlarına bağlanmaktadır. İstanbul ve Çanakkale Boğazları dar ve uzun su yollarıdır. Yaklaşık 31 km uzunlığında İstanbul Boğazı'nın genişliği 0.7 km ile 3.5 km arasında değişmektedir. En dar yeri, Marmara girişinin 12 km kuzeyinde bulunmaktadır. Ortalama derinliği 35 m civarında olmakla beraber, boğazın eksemi boyunca bazı noktalarda derinlik 110 m'ye kadar ulaşmaktadır. Kuzey ve güney uçlarına yakın bölgelerde ise sırası ile yaklaşık olarak 60 m ve 33 m'lik iki tane eşik bulunmaktadır. Öte yandan, Çanakkale Boğazı 62 km uzunluğu ve 1.2 km ile 7 km arasında değişen genişliğe sahiptir. En dar yeri olan Nara Burnu civarında boğaz çok keskin bir kıvrım yapmaktadır. Ortalama derinliği 55 m kadardır.

### 3.2. Hidrografik Özellikleri

Türk Boğazlar Sistemi'nin hidrografik ve diğer fiziksel özellikleri son on yıllık sürede kapsamlı olarak araştırılmıştır (Ünlüata vd., 1990; Beşiktepe vd., 1993, 1994). İstanbul ve Çanakkale Boğazları için Şekil 9 ve 10'da verilen sıcaklık ve tuzluluk profilleri TBS içinde Karadeniz'dekine benzer iki tabakalı bir sistemin varlığını işaret etmektedir. Arayüzeyin, TBS içinde



Şekil 9. İstanbul Boğazı'ndaki farklı aylardaki tipik sıcaklık ve tuzluluk profilleri (profiller üzerindeki rakamlar ayları göstermektedir).

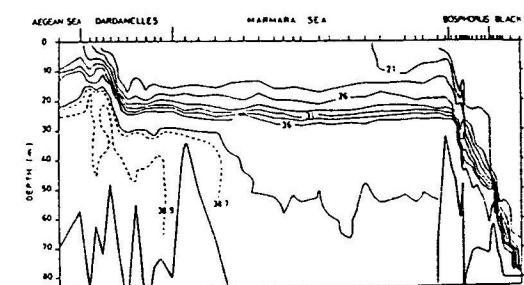
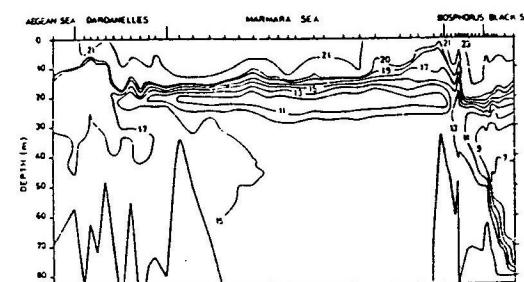


Şekil 10. Çanakkale Boğazındaki farklı aylardaki tipik sıcaklık ve tuzluluk profilleri (profiller üzerindeki rakamlar ayları göstermektedir).

değişmekte birlikte, genellikle 25-35 m arasında olduğu söylenebilir. Yüzey tabakasında sıcaklık kış mevsimindeki soğuma nedeniyle 4-5 °C'ye kadar düşmekte, İlkbahar ve yaz aylarında ise ısınmanın etkisiyle 25 °C'ye kadar yükselmektedir. Kışın meydana gelen konvektif karışımın sonucu yüzey tabakası yaz aylarındakine göre 10-20 m kadar daha derin olabilmektedir. Yüzey tabakası tuzluluğu TBS boyunca süregelen karışımın nedeniyle büyük değişimler göstermektedir. İstanbul Boğazı'ndaki tipik tuzluluklar binde 16-18 iken, Çanakkale Boğazı'nda binde 23-28 arasındadır.

TBS içinde, alt tabaka suları en çok Çanakkale Boğazı içinde mevsimsel değişimler göstermektedirler. En düşük sıcaklık 13.0 °C ile Mart ayında, en yüksek 16.5 °C ile Temmuz-Ağustos aylarında gözlenmektedir. Tuzluluk değişimleri binde 38.5-38.7 arasındadır. Marmara Denizi'nde daha kararlı bir yapı gösteren alt tabaka sularının tipik tuzluluk ve sıcaklık değerleri binde  $38.52 \pm 0.03$  ve  $14.48 \pm 0.04$  °C'dir. Bu değişimler İstanbul Boğazında ise binde 35-37.5 ve 12.5-14.5 °C arasında olmaktadır.

Ege Denizi'nden giren tuzlu alt tabaka suları TBS içindeki en büyük değişim, daha derin Marmara basenine girmeden, Çanakkale Boğazı içinde uğramaktadır. Az tuzlu ve Karadeniz kaynaklı üst tabaka suları ise en büyük değişim İstanbul Boğazı'nın güney yarısı içinde meydana gelen karışım olayları nedeniyle geçirmektedirler. Şekil 11a ve b'deki TBS boyunca verilen tuzluluk ve sıcaklık kesitlerinden görüleceği gibi, üst tabaka İstanbul Boğazı'nın Karadeniz girişini bölgesinde en derin konumunda bulunmakta ve arayüzeyin boğazın Marmara ucuna doğru doğrusal bir eğimle yükselmesi dolayısıyle giderek incelmektedir.



Şekil 11a ve b. Türk Boğazlar Sistemi boyunca üst ve alt sularlardaki tuzluluk değişimleri (Temmuz 1986).

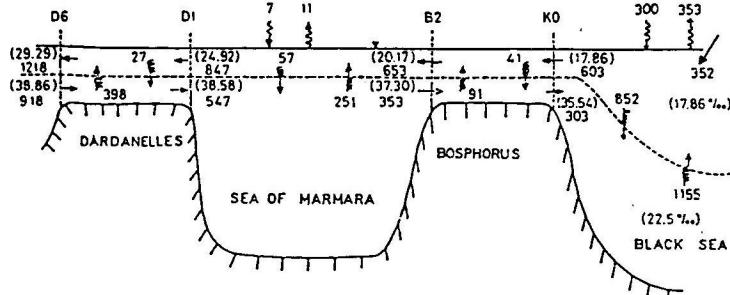
Gerek ara yüzeyin konumu gerekse yüzey tabakası kalınlığı açısından Marmara Denizi'nde önemli değişimler olmamaktadır. İstanbul Boğazının Marmara çıkışına göre binde 3-4 kadar yükselen yüzey tabakası tuzluluğunun Marmara boyuncakı değeri çoğunlukla binde 22-23 arasındadır. Bu tür sabit yapı, Çanakkale Boğazı'nın Nara Burnu ile Ege Denizi çıkışının arasında tekrar bozunmaktadır. Bu kesimde tuzluluk 4-5 birim kadar artarak, binde 27-28 seviyelerine ulaşmaktadır. İstanbul Boğazı'nda olduğu gibi, ara yüzey doğrusal olarak yükselmektedir.

Ege Denizi'nden Çanakkale Boğazı'na giren oksijen zengin Akdeniz suları burada bir miktar değişimle uğrayarak derin Marmara basenine girerlerken kendi yoğunluk seviyelerine kadar batmaktadır (Beşiktepe vd., 1993). Bu nedenle, Ege Denizi'ndeki hidrografik şartlara bağlı olarak, yıl boyunca Ege'den Marmara Denizi alt tabakasına bir oksijen girdisi olmakta, böylece Karadeniz'e benzer oksijensiz derin su koşulların ortaya çıkması bir dereceye kadar önlenmektedir. Marmara Denizi'ni geçerek İstanbul Boğazı'na giren Akdeniz kaynaklı alt tabaka suları, boğazın her iki

ucundaki eşikler üzerinden geçerlerken üst tabaka suları ile karışma uğrayarak hem incelmekte hem de tuzluluk değerlerini azaltmaktadır. Ancak, çok kuvvetli poyraz rüzgarlarının estiği ve bu nedenle Karadeniz'den İstanbul Boğazı'na çok yüksek debili üst tabaka akımı olduğu yılın belli günlerinde, üst tabaka akımının boğazın bütün derinliklerini doldurmasıyla Akdeniz kaynaklı alt tabaka suları zaman zaman İstanbul Boğazı içinde tutularak Karadeniz'e girememektedir. Bu tür olayların tipik olarak 3-4 gün süre ile devam ettiği gözlenmiştir (Latif vd., 1991; Oğuz vd., 1990, Yüce, 1990, 1996; Özsoy vd., 1998). İstanbul Boğazı'ndan çıkan Akdeniz kaynaklı alt tabaka suları Karadeniz'e bağlılığı bölgesindeki kira sahanlığı içinde topografyanın genel yapısına uyarak kuzey batı istikametine yönelmektedir. Bu esnada Karadeniz'in suları ile karışarak, daha soğuk ve daha az tuzlu olarak sadece 1-2 m kalınlığında bir tabaka halini almaktadır (Oğuz ve Rozman, 1990; Özsoy vd., 1993a).

### 3.3. Su Bütçesi

Yukarıdaki anlatılan olayların ışığı altında, TBS'yi iki tabaklı üç bölümden oluşan bir sistem şeklinde tanımlayarak geliştirilen bir kutu modelinden elde edilen su bütçesi Şekil 12'de gösterilmektedir.

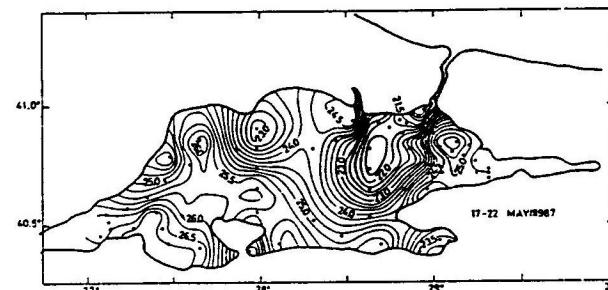


Şekil 12. Türk Boğazlar Sistemi içindeki  $\text{km}^3/\text{yıl}$  cinsinden yaklaşık su debileri. Parantez içindeki rakamlar tuzluluk değerlerini göstermektedir.

Bu modele göre, yaklaşık binde 17.79 tuzluluğundaki Karadeniz üst tabaka suları Marmara Denizi'ne girerken 19.4 değeri, Çanakkale Boğazı girişinde 25.27 değerlerine yükselmekte, Ege Denizi'ne ise 29.6 tuzluluk ile girmektedir. Öte yandan, Ege kaynaklı sular Çanakkale Boğazı'na binde 38.9 ile girmekte, 38.67 değeri ile çıkararak Marmara Denizi'ni kat etmektedir. Bu esnada tuzluluk yaklaşık binde 2 kadar daha azalmakta ve daha sonra yaklaşık binde 35 değeri ile Karadeniz'e ulaşmaktadır. Buna bağlı olarak İstanbul Boğazı'na giren 612  $\text{km}^3/\text{yıl}$ 'lık Karadeniz sularının debisi burada 636  $\text{km}^3/\text{yıl}$ 'a yükselmektedir. Üst tabaka akıntısının debisi Marmara geçişindeki karışım olaylarına bağlı olarak 866  $\text{km}^3/\text{yıl}$ 'a yükselmektedir. Çanakkale Boğazı içinde bu debi 391  $\text{km}^3/\text{yıl}$  daha artarak Ege Denizi girişinde 1257  $\text{km}^3/\text{yıl}$  değerine ulaşmaktadır. Ege'den Çanakkale Boğazı'na giren suyun debisi 957  $\text{km}^3/\text{yıl}$  olarak hesaplanmıştır. TBS içindeki üst tabakaya olan su transferleri nedeniyle bu debi Marmara girişinde 566  $\text{km}^3/\text{yıl}$ , İstanbul Boğazı girişinde ise 336  $\text{km}^3/\text{yıl}$ 'a düşmektedir. Karadeniz girişindeki debi ise sadece 312  $\text{km}^3/\text{yıl}$  kadardır. Bu nedenle Ege'den giren suların sadece %30 kadarı Karadeniz'e ulaşmakta, giren suların büyük bir kısmı üst tabaka sularına karışarak tekrar Ege Denizi'ne geri dönmektedir. İstanbul ve Çanakkale Boğazları'ndaki yöresel karışım olaylarının dinamiği ve su bütçesine katkıları sayısal model bulguları ile desteklenmiştir (Oğuz ve Sur, 1989; Oğuz vd., 1991).

### 3.4. Marmara Denizi'nin Üst Tabaka Dolaşım Sistemi

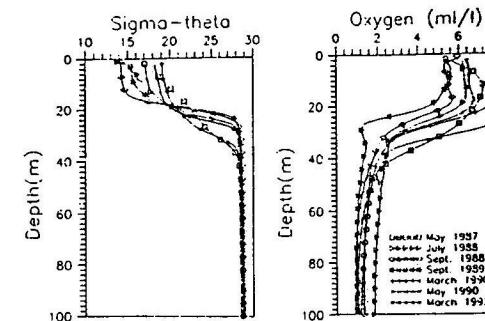
İstanbul Boğazı'ndan bir turbulans jeti olarak çıkan yüzey akıntısı İstanbul Boğazı'nın Marmara Denizi'ne bağlılığı üçgen biçimindeki bölgede genellikle güney yönünde akmaktadır (Beşiktepe vd., 1994). Bozburun Yarımadası civarına kadar gelen bu akıntılar daha sonra antisiklonik bir kavis çizerek kuzyeybatı istikametinde Marmara Denizi'nin Trakya kıyılarına doğru dönmektedir. Kuzey kıyılarına kadar ulaşan akıntılar, daha sonra kıyı boyunca kıvrımlar yaparak Çanakkale Boğazı girişine doğru ilerlemektedir. Ayrıca, büyük bir kavis yapan bu akıntı sisteminin içinde doğu Marmara Havzası'nu dolduracak şekilde bir antisiklonik döngü bulunmaktadır. Batı Marmara'da ise batı yönünde ilerleyen kıyısal akıntı sisteminin güney tarafında bir siklonik döngünün varlığı görülmektedir. Bu tür bir genel akıntı sisteminin varlığı Marmara Denizi'ndeki tuzluluk dağılımlarından açıkça görülmektedir (Şekil 13).



Şekil 13. Marmara Denizi'ndeki tipik yüzey tabakası dolaşım sistemini gösteren tuzluluk dağılımı (Mayıs 1987).

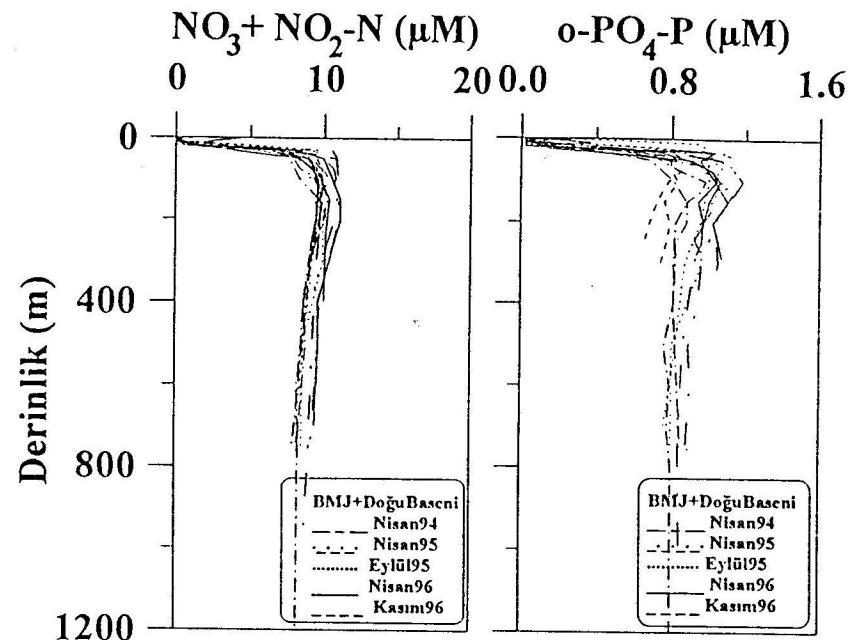
### 3.5. Biyo-Kimyasal Özellikleri

TBS içindeki alt ve üst tabakalar arasındaki tuzluluk-yoğunluk arayüzeyi biyolojik aktivitenin yoğun olduğu üfotik-ıkişli tabakanın alt sınırını belirlemektedir (Polat ve Tuğrul, 1996). Gerek Karadeniz'den İstanbul Boğazı yoluyla taşınan gerekse kendi doğal üretiminden ve insan kaynaklı kirlenmelerden oluşan üretimin sonucu ortaya çıkan organik yük alt tabaka sularındaki oksijen azalmasına neden olmaktadır. Daha önce degniildiği gibi, Marmara sadece Ege'den gelen sular ile bir dereceye kadar oksijenleştirmektedir. Aratabakanın keskinliği nedeniyle -kış dönemindeki sınırlı girdi hariç- alt tabaka suları atmosfer yoluyla bir oksijen girdisine sahip değildir. Marmara Denizi dip sularının yenilenme süresi ortalama 6-7 yıl mertebesinde olduğundan, üst tabakadan çökken organik maddelerin parçalanması sonucu Akdeniz kaynaklı alt tabaka sularının oksijen derişimi doygunluk değerinin %20-30 mertebesine kadar düşmektedir (Şekil 14). Şekil 14. Marmara Denizi'nde çeşitli aylardaki yoğunluk ve çözümlü oksijen profilleri.



Şekil 14. Marmara Denizi'nde çeşitli aylardaki yoğunluk ve çözümlü oksijen profilleri.

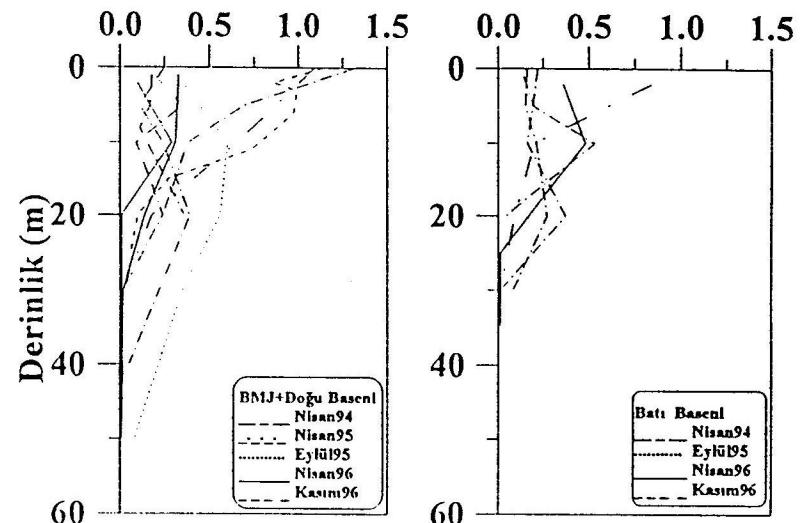
yoğunluk ve çözünmuş oksijen profilleri. Bu da 50-75  $\mu\text{M}$ 'lik oksijenle karşılaştırılmıştır. Yüzey sularındaki oksijen derisimi ise ortamın sıcaklığına bağlı olarak doygunluk değerlerine yakın seviyelerde salının göstermektedir. Bu tabakanın oksijen içeriği doğal olarak kendisini boğaz yoluya yıl boyu sürekli besleyen Karadeniz yüzey sularının benzemektedir. Üst tabaka, sürekli olarak üretimde kullanılmaları nedeniyle anorganik besin tuzları açısından sene boyunca genellikle fakirdir. Ancak, plankton kaynaklı organik madde yapısına girmiş besin elementleri (azot, fosfor) derişimleri ise ortamda anorganik bileşenden oldukça yüksektir (Polat ve Tuğrul, 1995). Işıklı tabakanın alt ucunda yer alan arayüzde besin tuzları konsantrasyonları hızla artarak 50 m civarında sabit derin su değerlerine ulaşmaktadır (Şekil 15).



Şekil 15. Marmara Denizi' nin doğu kesiminde toplam oksitlenmiş azot ve fosfat su kolonundaki değişimleri.

Ara geçiş tabakasının altında kalan 30-50 metre derinlik aralığındaki Akdeniz kaynaklı tuzlu suların fosfat derişimi genellikle 0.7-1.2  $\mu\text{M}$ , nitrat ise 8-11  $\mu\text{M}$  aralığındadır. Görüleceği üzere, alt sudaki nitrat:fosfat oranı yaklaşık 9-10 aralığında olup okyanuslar için hesaplanan 16'lık oranın (Redfield oranı) oldukça altındadır (Polat ve Tuğrul, 1995). Bu düşüklüğün temel nedeni yüzeyden çöken plankton kaynaklı organik maddenin azota kıyasla daha fazla fosforlu bileşikler içermesidir. Derin çukurların tabanına doğru inildikçe besin tuzları değerlerinde kısmi bir azalma, ortamın oksijen içeriğinde de ters yönde (artan) bir değişim gözlenmektedir. Derin suların yenilenmesi çok yavaş, tabana ulaşan organik madde miktarı da az olduğundan derin sularda ölçülen besin tuzları ve oksijen derişimlerinde belirgin mevsimsel değişimler gözlenmemektedir. Marmara alt sularının ekosistemi bu derinliklerde adeta denge durumundadır. Ortamın bu az değişken özelliği bizlere, Marmara Denizi'nde mevsimsel ölçekte elde edilen verilerin kalite kontrolünün sağlanmasına olanak vermektedir. Daha önceki bölümde Karadeniz için anlatıldığı gibi, besin tuzları konsantrasyonlarının haloklinin altında yer alan Akdeniz kaynaklı sularlardaki çarpıcı artışının nedenleri, yüzey sularında

uretilen ve/veya Karadeniz'den taşınan azot ve fosfor içerekli organik maddenin derin sulara doğru çökerken bakterilen tarafından parçalanarak besin tuzlarının yeniden kullanılabilir hale dönüştürülmemesidir. Ege'den giren Akdeniz kaynaklı tuzlu sular gerek besin elementlerince gerekse organik karbonca çok fakirdir. Giren suların reaktif fosfat derişimi genellikle <0.02-0.05  $\mu\text{M}$ , nitrat ise 0.1-0.3  $\mu\text{M}$  arasında değişmektedir. Ancak kişi aylarında bu değerler birkaç kat artmaktadır. Sonuç olarak Akdeniz kaynaklı tuzlu sular Marmara Denizi'ni terk ederken besin elementlerince en az 8-10 kat zenginleşmekte, fakat oksijence de yaklaşık %70-80 faktörleşmektedir (Polat ve Tuğrul, 1996). Pinoklin ile çakışan nütriklin'den üst tabakaya besin tuzu taşını, genel olarak dikey adveksiyon ve difüzyon yolu ile olmaktadır, kişi şartlarında ise dikey konvektif karışımalar büyük miktardaki besin tuzlarının üst tabakaya geçmesine yol açmaktadır. Buna bağlı olarak kişi sonu-ilkbahar başlangıcında (Şubat-Mart) üretim artmalarına ve fitoplankton patlamaları ortaya çıkmaktadır. Fitoplankton biyo-kütlesinin bir göstergesi olarak ölçülen klorofil-a konsantrasyonları en yüksek değerlere kişi sonu-ilkbahar döneminde ve yeterli güneş ışınlarının bulunduğu yüzeye yakın sularda ulaşmaktadır (Şekil 16). Yaz ve sonbahar aylarında besin tuzlarının yüzey sularında aşırı tüketilmesi ve iç-dış kaynaklardan yetersiz girdi sonucu fitoplankton üretimi ve yoğunlaşması besin elementlerince kısmen zengin, fakat güneş ışığının daha az ulaştığı arayüzde (pinoklin) içerisinde olmaktadır. Bu derinliklerde belirgin bir artış tepe değerlerde ulaşan klorofil derişimi, pinoklin tabakası alt sınırında hızla azalarak ölçülemez seviyelere düşmektedir.



Şekil 16. Marmara Denizi' nin doğu ve batı kesiminde klorofill su kolonundaki değişimleri.

#### 4. EGE DENİZİ'NİN OŞİNOGRAFİK ÖZELLİKLERİ

##### 4.1. Geometrik Özellikleri

Yüzey alanı yaklaşık 180000 km<sup>2</sup> olan Ege Denizi, çok karmaşık bir taban topografyası ve kıyı geometrisine sahiptir (Şekil 17). Ayrıca, bu denizde irili-ufaklı yüzlerce adacık bulunmaktadır. Havzanın genel olarak 3 tane derin çukurdan oluştuğu söylenebilir. Kuzey çukuru yaklaşık 1500 m derinliğinde olup 200-500 m derinliğinde bir tepe ile 1100 m'lik orta Ege çukuruna bağlanmıştır. En güney kısmında ise Girit Havzası bulunmaktadır. Burası 2000 m'yi geçen derinliklerle Ege

Denizi'nin en derin bölgesi olup Girit Adası'nın her iki tarafındaki boğazlar ile Doğu Akdeniz'e bağlanmıştır.



Şekil 17. Ege Denizi'nin coğrafik konumu ve batimetrik özellikleri.

#### 4.2. Su Bütçesi

Karadeniz ve Marmara Denizi'nin aksine, yıllık buharlaşma ile olan su kaybı yağış ve nehir kaynaklı girdilerden daha fazladır. Ancak, Çanakkale Boğazı'ndan giren Karadeniz kaynaklı az tuzlu su girdisi dikkate alındığında, Ege Denizi'nde artı bir su bütçesinin olduğu görülmektedir. Bu bütçe Girit'in iki yakasındaki boğazlar yoluyla Doğu Akdeniz'le olan su alış-verişini dikkate almamaktadır. Buradaki su alış-verişleri buharlaşma, yağış vs'ye göre en azından 10 kat daha fazla olup yıl içinde Doğu Akdeniz sirkülasyonunun yapısındaki değişimlere bağlı olarak önemli farklılıklar göstermektedir. Son yıllarda yapılan model çalışmalarına göre, Girit'in doğu tarafındaki boğazlardan giren  $5000 \text{ km}^3/\text{yıl}$ lık su debisi batı tarafındaki boğazlardan çıkan aynı mikardaki su ile dengelenmektedir.

#### 4.3. Hidrografik Özellikleri

Ege Denizi'nde yüzey suyu sıcaklığı yıl içinde  $24^\circ\text{C}$  ile  $13^\circ\text{C}$  arasında değişmektedir. En düşük sıcaklıklar Şubat ayında görülrken, en yüksek su sıcaklıkları Ağustos ayında ortaya çıkmaktadır. Yüzey tuzluluk değerleri ise binde 31-39 arasında değişmektedir. Tuzluluk genellikle kuzey-güney yönünde bir değişim göstermekte, kuzeyden güneye doğru artmaktadır. Kuzey tarafından, yüzeydeki daha az tuzlu sular Çanakkale Boğazı'ndan çıkan Karadeniz sularından kaynaklanmaktadır. Bu durum Karadeniz suyu debisinin daha da arttığı ilkbahar ve yaz aylarında daha belirgin bir hal almaktadır.

Ege Denizi'ndeki su hareketleri Karadeniz ve Marmara Denizi'ne göre daha kararsız ve meteorolojik koşullara bağlı olarak çok daha değişkendir. Kuzey Ege'de genellikle siklonik yöndeki bir su hareketinin varlığı ileri sürülmektedir. Buna göre akıntılar kıyılarımız boyunca kuzey istikametinde, Yunanistan tarafında ise güney yönündedir. Bu bölgedeki su hareketlerinin en önemli parçası Çanakkale Boğazı'ndan çıkan suların kuzey Ege'de ne şekilde dağıldığıdır. Genellikle yönün meteorolojik koşullarına bağlı olarak Karadeniz yüzey suları, bazı durumlarda güneye

dönerken genel siklonik akımı sisteminin tersi yönde hareket etmektedir. Bazı durumlarda ise kuzey-kuzeybatı istikametinde yayılarak, genel dolaşım sisteminin daha da kuvvetlenmesine katkıda bulunmaktadır. Bu akıntı sistemine bağlı olarak, Çanakkale Boğazı'nın Ege Denizi'ne bağlılığı bölgelerde siklonik veya antisiklonik karakterli küçük döngüler ortaya çıkmaktadır. Güney Ege'de de genel olarak siklonik bir dolaşım sisteminin varlığı öne sürülmektedir. Buna göre, Girit adasının doğu tarafındaki boğazlardan giren sular güney Ege baseninde saat yönünün aksi istikametinde dolaşarak Girit'in batı tarafındaki boğazlardan çıkmaktadırlar.

Anlatılan akıntı sisteme daha çok kiş aylarında rastlanmaktadır. Bu akıntılar yaz aylarında Etezien rüzgarlarına bağlı olarak bir miktar değişmektedir. Bu rüzgarlar kıyılarımız boyunca yüzeye doğru dikey su hareketleri (upwelling), batı kıyıları boyunca ise deniz tabanına doğru dikey su hareketleri (downwelling) yaratmaktadır. Bu tür su hereketlerine bağlı olarak kuzey Ege Havzası'nın doğu tarafında antisiklonik, batı tarafında ise siklonik iki hücre oluşmaktadır. Yaz aylarında güney Ege'de görülen su hareketleri ise oldukça değişken olup daha çok küçük döngülerden oluşmaktadır.

#### 4.4. Biyokimyasal Özellikleri

Doğu Akdeniz'in bir uzantısı olan Ege Denizi gerek besin elementeri gereksiz birinci üretim açısından oldukça fakirdir. Ancak, akarsuların ve Çanakkale yüzey akıntısının etkin olduğu kıyasla bölgelerde belirgin plankton ve besin tuzları artışı olmaktadır (Küçüksezin vd., 1996). Yüzeyden derin sulara organik madde taşıma sınırlı olduğundan, üfotik tabaka altında kalan ara sular besin elementlerince fakirdir. Nutriklin tabakası oldukça geniş ve eğimi düşüktür. Ege'nin derin sulardaki fosfat ( $0.1-0.16 \mu\text{M}$ ) ve nitrat ( $3-4.7 \mu\text{M}$ ) derişimleri Marmara alt sularına kıyasla çok düşüktür. Marmara'daki durumun tersine bu denizin derin sulardaki nitrat/fosfat oranı 25'den daha büyük olup okyanus derin suları için hesaplanan 16'lık ortamala orana kıyasla oldukça yüksektir. Bu da yüzeydeki plankton üretiminin fosforca sınırlandırıldığı ve fakir olduğunu işaret etmektedir. Besin tuzlarının düşük olduğu bu denizin çözünmüş oksijen derisimi derin sulardaki organik madde parçalanmasından dolayı bir miktar azalmaktadır (Küçüksezin vd., 1996).

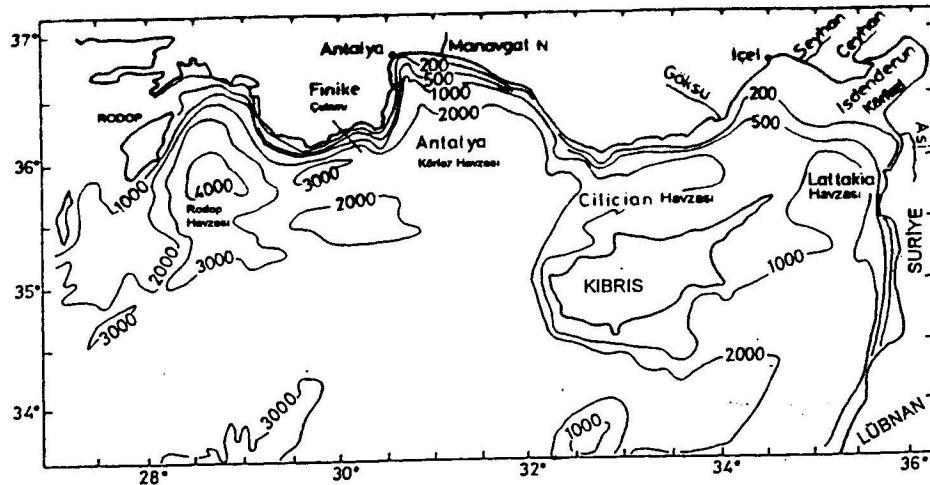
### 5. DOĞU AKDENİZ LEVANT HAVZASI'NIN OŞİNOGRAFİK ÖZELLİKLERİ

#### 5.1 Geometrik Özellikleri

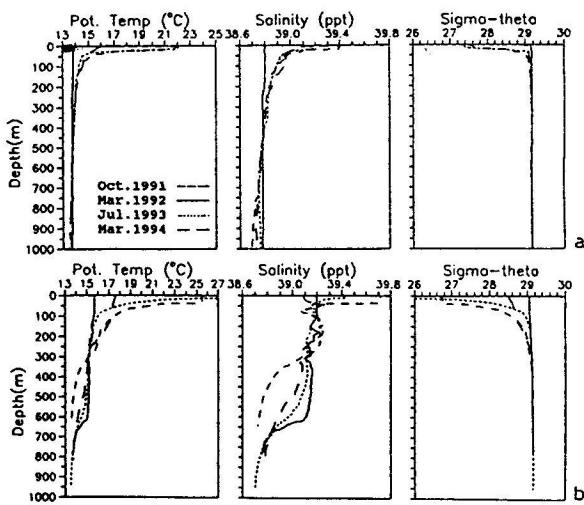
Yaklaşık olarak 26. doğu boyamının doğusunu kaplayan Levant Denizi, kuzeyde kıyılarımız, güneyde Mısır, doğuda İsrail, Lübnan ve Suriye tarafından çevrelenmiştir. Batıda Girit Geçidi ile Doğu Akdeniz'in diğer bölgelerine, Girit Adası'nın her iki tarafındaki geçitler ile de Ege Denizi'ne bağlanmaktadır (Şekil 18). Nil Deltası ile İskenderun ve Mersin körfezleri hariç olmak üzere Levant Denizi'nde hemen geniş kita sahanlığı bulunmamaktadır. Karadeniz'de olduğu gibi, Doğu Akdeniz kıyıları 10-20 km'lik bir topografik eğim kuşağı ile derin havzaya bağlanmaktadır. Kuzey Levant Denizi'nin en belli başlı çukurları Rodos (4000 m), Antalya (2500 m), Kılıçka (1000 m) ve Latakya (1500 m) basenleridir. Kılıçka Havzası, Antalya Havzası'na göre daha sığ olup duvar biçimindeki bir topoGRAFya ile birbirlerinden ayrılmıştır.

#### 5.2. Hidrografik Özellikleri

Genelde buharlaşmanın tatlı su girdisinden daha fazla olduğu bir basen olan Akdeniz'de, su bütçesi Cebelitarık Boğazı yoluyla olan su alışverisi ile dengelenmektedir. Basende, fizikal ve biyokimyasal özellikleri birbirinden farklı üç temel su kütlesi bulunmaktadır (Şekil 19). Yüzeydeki 25-30 metrelük bir tabaka içinde yaz aylarındaki ısınma ve buharlaşmaya bağlı olarak ortaya çıkan



Şekil 18. Kuzey Levant Denizi' nin coğrafik konumu ve batimetrik özellikleri.



Şekil 19. Kuzey Levant Denizi' nin (a) Rodos Havzası ve (b) Antalya Körfezi'nde değişik aylardaki sıcaklık, tuzluluk ve yoğunluk profilleri.

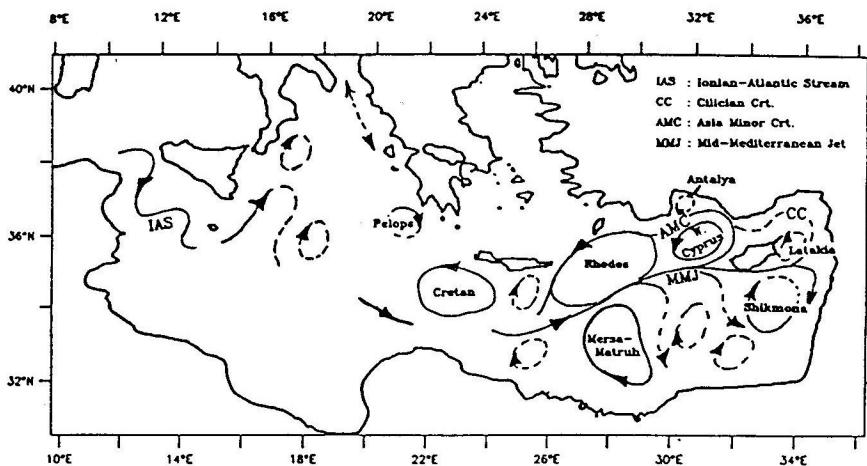
kadar çıkmaktadır. Mevsimsel termoklinin altında ise sıcaklık hızlı bir düşüş göstererek 150-200 metrelerde yaklaşık 16 °C ye inmektedir. Sonbaharda havaların soğuması yüzey sıcaklıklarının yavaş yavaş azaltarak tekrar kış şartlarının oluşmasına yol açmaktadır (Özsoy vd. 1989; 1991; 1993b). Az tuzu ve kısmen soğuk Atlantik suyunun altında yaklaşık 200 ile 600 metreler arasında ise göreceli olarak daha tuzlu (38.5 fazla) ve daha sıcak Levant Arasuyu (LAS) bulunmaktadır. Bu su kütlesi sıklıkla döngülü alanlarda bulunmamaktadır. Daha derinlerde ise daha az tuzlu fakat daha soğuk Akdeniz dip suları bulunmaktadır. Bu tabakanın yer aldığı 700 metrenin altında sıcaklık sadece 13.79 °C den 13.35 °C kadar değişmekte, tuzluluk ise binde 38.74 ve daha azdır.

Kuzey Levant Denizi' nin en özgün özelliği kışın havaların soğuması ile yüzey sularının soğuması sonucu dikey konvektif karışım olayları meydana gelmekte ve yüzey suları yaklaşık 400-500 m'ye kadar batarak Levant arasuyunun oluşmasına yol açmaktadır (Özsoy vd. 1989, 1991). Zaman zaman ve/veya belirli bölgelerde, soğulan suyun yoğunluğunun daha fazla olması sonucu batma ve konvektif karışım 1000-1500 m'ye kadar ulaşabilmekte ve bu durumda Levant dip suyunun oluşmasına neden olmaktadır (Sur vd. 1993). Bu olayların en özgün olarak gorulduğu bölge Rodos siklonik döngü birlikte, bu tur olaylar Antalya ve Kilikya basenlerinde de yaygın olarak ortaya çıkmaktadır.

Kuzey Levant baseninde kış aylarındaki LAS ve/veya dip suyu oluşum dinamiği daha önce Karadeniz için anlatılan KATS ile aynıdır. Fakat bu iki denizin çok farklı katmanlaşma özellikleri göstermesi açısından Karadenizde bu olay sadece 50-75 m'lik daha sağlam bir tabakada gerçekleşirken, Rodos baseninde 1000 m'ye kadar olabilmektedir.

### 5.3. Kuzey Levant Denizi Dolaşım Sisteminin Özellikleri.

Yaklaşık 1980'li yılların ortasında başlayarak günümüze kadar devam eden ojinografik çalışmalar neticesinde, doğu Akdeniz dolaşım sisteminin bir seri kararlı, büyülükleri birkaç 100 km'yi bulan hücreler ile bu hücrelerin aralarından geçerek Levant Denizi' nin içinde farklı yönlerde dağılan akıntılar ve bunların etrafındaki küçük döngülerden oluşan ortaya çıkmıştır (Şekil 20) (Poem Grubu, 1992).



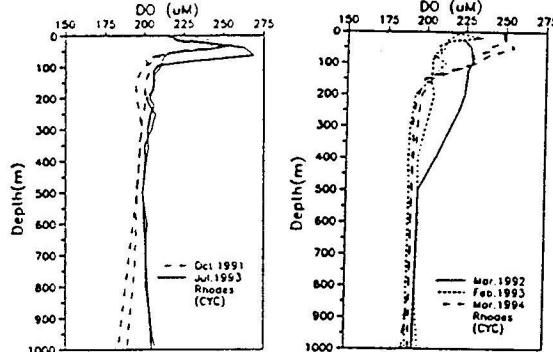
Şekil 20. Doğu Akdeniz' in Levant Havzası'nda çeşitli hidrografik bulguların bir sentezi olarak elde edilen yüzey dolaşım sistemi.

Büyük hücrelerin en önemli iki tanesi Rodos Basen'i dolduran Rodos siklonik döngüsü ile bunun güney tarafında bulunan Mersa Matruh antisiklonik döngüsüdür. Bunların doğusunda, Kıbrıs'ın güney tarafındaki bölge ise Shikmona antisiklonik döngüsü tarafından işgal edilmiştir. Bu döngüler arasından doğuya doğru ilerleyen akıntılar Kıbrıs Adası'nın doğu tarafından kuzeye doğru dönerken Kilikya Havzası' na girmekte ve daha sonra kıymızımız boyunca kıvrımlar halinde batıya doğru akmaktadır. Bu kıymalı akıntı sistemine Küçük Asya (Asia Minor) akıntı sistemi adı verilmektedir. Ayrıca, bazı durumlarda, Levant Basen' in ortasından ilerleyen ana akıntı sisteminin bir parçası Kıbrıs Adası'nın batısından yukarı dönerek Küçük Asya akıntı sistemine katıldığı gözlenmiştir. Küçük Asya akıntı sisteminin her iki tarafında doğu-batı yönünde uzanan bir dizi

sıklonik-antisıklonik döngüler bulunmaktadır. Bu döngülerin konumu ve büyüklüklerinin sabit kalmayıp zamanla bağlı olarak değiştiği gözlenmiştir.

#### 5.4. Kuzey-Levant Denizi'nin Biyo-kimyasal Özellikleri

Levant Denizi'ndeki oksijenin su kolonundaki düşey dağılımı genel olarak tuzluluk ile benzer bir yapı göstermektedir. Yüzeyden 100 m derinlige kadar ulaşan üst tabaka sularında oksijen derişimi genelde 250-300  $\mu\text{M}$  civarında olup suyun doygunluk değerine yakındır (Şekil 21). Üfotik tabakanın kalınlığı (%1 ışık derinliği) sıklonik alanlarda, antisıklonlara göre daha sağ olup, genellikle 75 -85 m civarındadır (Ediger ve Yılmaz, 1996a). Antisıklonik yörelerde ise bu sınır 110-120 metreye kadar uzanmaktadır. Bu ışıklı tabakanın altında oksijen değerleri derinlikle azalan bir değişim göstermektedir. Levant arasuyunun altında 180-200  $\mu\text{M}$  civarındaki sabit dip suyu konsantrasyonlarına ulaşmaktadır. Sıklonik döngü alanında Levant arasusu olamadığından, pinoklin tabakasının inceliğine bağlı olarak oksijen düşüsü bu alanda daha kaskin olmaktadır. Benzer derin su oksijen değerleri bölgesel olarak farklı derinliklerde gözlenmekte birlikte, yaklaşık aynı su yoğunluğu değerinde ölçülmemektedir. Bu da alt suyun yatay hareketinin bölgesel farklılık yaratmayacak seviyede hızlı olduğunu işaret etmektedir (Yılmaz ve Tuğrul, başkeda).



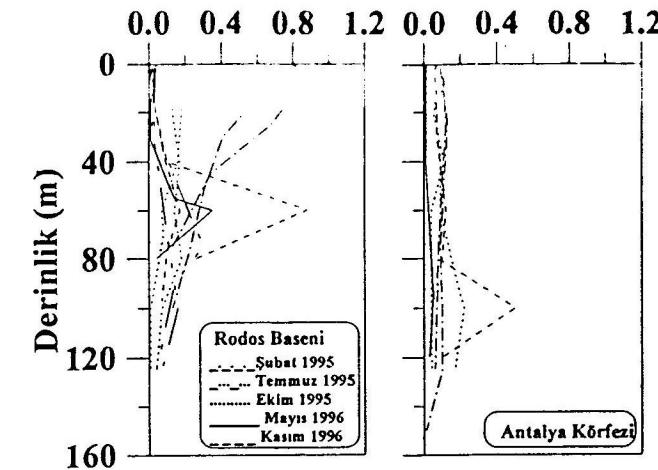
Şekil 21. Doğu Akdeniz' in Levant Havzası' nda değişik aylardaki oksijen profilleri.

Kuzey Levant Denizi besin tuzları açısından yörelere göre farklı özellikler göstermektedir (Şekil 22) (Salihoğlu vd., 1990; Yılmaz vd., 1994). Antalya Körfezinde 50-100 m kalınlığındaki ışıklı tabaka besin tuzlarında oldukça fakidir. Ancak, ışıklı tabakanın altında derinlere gidildikçe besin tuzları derşimleri artarak, 750-800 metrelerde sabit dip su değerlere ulaşmaktadır. Derin sulardaki N:P oranı Ege'deki gibi yüksektir ( $>25$ ). Bu nedenle yüzey sularındaki birincil üretimin öncelikle fosfor elementince kontol edildiği ileri sürülmektedir. Rodos döngüsü içinde ise nütriklin ışıklı tabakanın hemen alt sınırında (50-75 m derinliklerde) yer almaktır ve basenin diğer bölgelerine göre çok daha ince (50 m) olduğu görülmektedir. Buna paralel olarak, derin klorofil maksimumu Rodos Baseninde daha yüzeye yakın derinliklerde (50-60 m) bulunmaktadır (Şekil 23). Antalya ve Klikya Basenleri gibi antisıklonik karakterli yerlerde ise derin

Şekil 22. Kuzey Levant Denizi' nin (a) Rodos Havzası ve (b) Antalya Körfezi' nde değişik aylardaki toplam oksitlenmiş azot ve fosfat profilleri.

olarak, derin klorofil maksimumu Rodos Baseninde daha yüzeye yakın derinliklerde (50-60 m) bulunmaktadır (Şekil 23). Antalya ve Klikya Basenleri gibi antisıklonik karakterli yerlerde ise derin

klorofil maksimumu daha derinlerde, yeterli ışığın ve yeterince besin tuzlarının bulunduğu dar bir tabaka içinde oluşmaktadır (Yılmaz vd., 1994; Ediger ve Yılmaz, 1996b)



Şekil 23. Kuzey Levant Denizinin (a) Rodos Havzası ve (b) Antalya Körfezi' nde değişik aylardaki klorofil profilleri.

## 6. KAYNAKLAR

- Baştürk, O., C. Saydam, İ. Salihoğlu, L. V. Eremeeva, S. K. Konovalov, A. Stoyanov, A. Dimitrov, A. Cociasu, L. Dorogan, and M. Altabet, 1994, Vertical variations in the principle chemical properties of the Black Sea in the autumn of 1991. *J. Marine Chemistry*, 45, 149-165.
- Baştürk, O., S. Tuğrul, and İ. Salihoğlu, 1996, Vertical chemistry of the three dynamically different regions of the Black Sea. *Turkish Jr. Marine Sciences*, 2, 35-50.
- Baştürk, O., S. Tuğrul, S. Konovalov, and İ. Salihoğlu, 1997, Effects of circulation on the spatial distributions of principle chemical properties and unexpected short- and long-term changes in the Black Sea. *NATO ASI Series*, the Proceedings of the Symposium on the scientific results of the NATO TU-Black Sea Project, Crimea-Ukraine, 15-19 June, 1997.
- Beşiktepe, S., E. Özsoy, and Ü. Ünlüata, 1993, Filling of the Marmara Sea by the Dardanelles Lower Layer Inflow. *Deep-Sea Res.*, 40(9), 1815-1838.
- Beşiktepe, S., H. İ. Sur, E. Özsoy, M. A. Latif, T. Oguz, and Ü. Ünlüata, 1994, The Circulation and Hydrography of the Marmara Sea. *Prog. Oceanogr.*, 34, 285-334.
- Codispoti L. A., G. E. Friederich, J. W. Murray, and C. M. Sakamoto, 1991, Chemical variability in the Black Sea: Implications of continuous vertical profiles that penetrated the oxic/anoxic interface. *Deep Sea Res.*, 38(2), S691-S710.
- Ediger D. and A. Yılmaz, 1996a, Characteristics of deep chlorophyll maximum in the northeastern Mediterranean with respect to environmental conditions. *J. of Mar. Systems*, 9, 291-303.
- Ediger, D. and A. Yılmaz, 1996, Variability of light transparency in physically and biochemically different water masses; Turkish Seas. *Fresenius Environmental Bulletin*, 5, 133-140.
- Faschuk, D.Ya., T.A. Ayzatullin, V.V. Dronov, T.M. Pankratova, and M.S. Finkelshteyn, 1990, Hydrochemical structure of the layer of coexistence of oxygen and hydrogen sulphide in the Black Sea and a possible mechanism of its generation. *Oceanology*, 30, 185-192.

- Kudey, A. E., 1994, Recent Changes in the Black Sea Ecosystem: The reason for the sharp decline in Turkish fisheries. *J. Mar. Sys.*, 5, 171-181.
- Küçüksezen, F., A. Balci, A. Kontas, and O. Altay, 1995, Distribution of nutrients and chlorophyll-a in the Aegean Sea. *Oceanologica Acta*, 18, 343-352.
- Latif, M.A., E. Özsoy, T. Oğuz, Ü. Ünlüata, 1991, Observations of the Mediterranean inflow into the Black Sea. *Deep Sea Res.*, 38 (suppl 2), S711-S723.
- Mee L. D., 1992, The Black Sea in Crisis: The need for concerted international action. *Ambio*, 21(3), 278-286.
- Murray J. M., H. W. Jannasch, S. Honjo, R. F. Anderson, W. S. Reeburgh, G. E. Friderich, L. A. Codispoti, and E. Izdar, 1989, Unexpected changes in the oxic/anoxic interface in the Black Sea. *Nature*, 338, 411-413.
- Murray J. M., L. A. Codispoti, and G. E. Friderich, 1995, Oxidation-reduction environments: The suboxic zone in the Black Sea. In: C. P. Huang, C. R. Omelia, and J. J. Morgan, eds., *Aquatic Chemistry*. ACS Advances in Chemistry Series No: 244, pp:157-176.
- Oğuz, T. and H. İ. Sur, 1989, A two-layer model of water exchange through the Dardanelles Strait. *Oceanologica Acta*, 12, 23-31.
- Oğuz, T. and L. Rozman, 1991, Characteristics of the Mediterranean underflow in the southwestern Black Sea continental shelf/slope region. *Oceanologica Acta*, 14, 433-444.
- Oğuz, T., E. Özsoy, M. A. Latif, Ü. Ünlüata, 1991, Modeling of the hydraulically controlled exchange flow in the Bosphorus Strait. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 945-965.
- Oğuz, T., P. E. La Violette, and Ü. Ünlüata, 1992, The Upper layer circulation of the Black Sea: Its variability as inferred from hydrographic and satellite observations. *J. Geophys. Res.*, 97, 12569-12584.
- Oğuz, T., V. S. Latun, M. A. Latif, V. V. Vladimirov, H. İ. Sur, A. A. Markov, E. Özsoy, B. B. Kotovshchikov, V. V. Eremin, and Ü. Ünlüata, 1993, Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea. *Deep Sea Res. I*, 40, 1597-1612.
- Oğuz, T., D. G. Aubrey, V. S. Latun, E. Demirov, L. Koveshnikov, V. Diaconu, H. İ. Sur, S. Beşiktepe, M. Duman, R. Limeburner, and V. Eremin, 1994, Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black Sea observed during hydroBlack91. *Deep-Sea Res.I*, 41, 603-628.
- Oğuz, T., P. Malanotte-Rizzoli, and D. Aubrey, 1995, Wind and thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing. *J. Geophys. Res.*, 100, 6845-6863.
- Oğuz, T. and P. Malanotte-Rizzoli, 1996a, Seasonal variability of wind and thermohaline-driven circulation in the Black Sea: Modeling Studies. *J. Geophys. Res.*, 101(C7), 16,551-16,569.
- Oğuz, T., H. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli, S. Tuğrul, N. Nezlin, and Ü. Ünlüata, 1996b, Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model. *J. Geophysical Res.*, 101, 16585-16599.
- Oğuz, T., H. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli, J.W. Murray, E.A. Shuskina, V.I. Vedernikov, and Ü. Ünlüata (Baskıda), A physical-biochemical model of plankton productivity and nitrogen cycling in the Black Sea. *Deep Sea Res.*.
- Oğuz, T., H. Ducklow, E. A. Shuskina, P. Malanotte-Rizzoli, S. Tuğrul, L.P. Lebedeva, 1998a, Simulation of upper layer biogeochemical structure in the Black Sea. NATO ASI Series, the Proceedings of the Symposium on the Scientific Results of the NATO TU-Black Sea Project, Crimea-Ukraine, June 15-19, 1997.
- Oğuz, T., L.I. Ivanov, and Ş. Beşiktepe, 1998c, Circulation and hydrographic characteristics of the Black Sea during July 1992. NATO ASI Series, the Proceedings of the Symposium on the Scientific Results of the NATO TU-Black Sea Project, Crimea-Ukraine, June 15-19, 1997.
- Özsoy, E., A. Hecht, and Ü. Ünlüata, 1989, Circulation and hydrography of the Levantine basin. Results of POEM coordinated experiments 1985-1986. *Progress in Oceanography*, 22, 125-170.
- Özsoy, E., A. Hecht, Ü. Ünlüata, S. Brenner, T. Oğuz, J. Bishop, M. A. Latif, and Z. Rozentraub, 1991, A review of the Levantine basin circulation and its variability during 1985-1988. *Dynamics of atmosphere and oceans*, 15, 421-456.
- Özsoy E., Ü. Ünlüata, and Z. Top, 1993a, The evolution of Mediterranean water in Black Sea: Interior mixing and material transport by double diffusive intrusions. *Prog. Oceanogr.* 31, 275-320.
- Özsoy, E., A. Hecht, Ü. Ünlüata, S. Brenner, J. Bishop, M. A. Latif, Z. Rozentraub, and T. Oğuz, 1993b, A Synthesis of the Levantine Basin circulation and hydrography, 1985-1990. *Deep-Sea Res.*, 40, 1075-1119.
- Özsoy, E. ve Ü. Ünlüata, 1997, Oceanography of the Black Sea: A Review of some recent results. *Earth Sci. Rev.*, 42(4), 231-272.
- Özsoy, E., M.A.Latif, Ş. Beşiktepe, N. Çetin, M.C. Gregg, V. Belokopytov, Yu. Goryachkin, and V. Diakonov, 1998, The Bosphorus Strait: Exchange fluxes, currents, and sea level changes. *NATO ASI Series, Proceedings of the Symposium on the Scientific Results of the NATO TU-Black Sea Project, Crimea-Ukraine, June 15-19, 1997*.
- Poem Group, 1992, General circulation of the Eastern Mediterranean. *Earth Science Reviews*, 32, 285-309.
- Polat, Ç. ve S. Tuğrul, 1995, Nutrient and organic carbon exchanges between the Black and Marmara Seas through the Bosphorus Strait. *Continental shelf Res.*, 15, 1115-1132.
- Polat, Ç and S.Tuğrul, 1996, Chemical exchange between the Mediterranean and the Black Sea via the Turkish straits. In: F. Briand, ed., *Dynamics of Mediterranean straits and channels*. CIESM Science Series No.2, Monaco, Special Vol:17, 167-186.
- Saydam, C., S. Tuğrul, Ö. Baştürk, and T. Oğuz, 1993, Identification of the oxic/anoxic interface by isopycnal surfaces in the Black Sea. *Deep-Sea Res.*, 40(7), 1405-1412.
- Stanev, E., V.M. Roussenov, N.H. Rachev, and J. V. Staneva, 1995, Sea response to atmospheric variability: Model study for the Black Sea. *J. Marine Systems*, 6, 241-267.
- Stanev, E., J.V. Staneva, and V.M. Roussenov, 1997, On the Black Sea water mass formation. Model sensitivity study to atmospheric forcing and parameterizations of physical processes. *J. Marine Systems*, 13, 245-272.
- Salihoğlu, İ., C. Saydam, Ö. Baştürk, K. Yılmaz, D. Ediger, E. Hatipoğlu, and A. Yılmaz, 1990, Transport and distribution of nutrients and chlorophyll-a by mesoscale eddies in the northeastern Mediterranean. *Marine Chemistry*, 29, 375-390.
- Sur H. İ., E. Özsoy, and Ü. Ünlüata, 1993, Simultaneous deep and intermediate depth convection in the northern Levantine Sea, Winter 1992. *Oceanologica Acta*, 16, 33-43.
- Sur, H. İ., E. Özsoy, and Ü. Ünlüata, 1994, Boundary current instabilities, upwelling, shelf mixing and eutrophication processes in the Black Sea. *Prog. Oceanogr.*, 33, 249-302.
- Sur H. İ., E. Özsoy, Y.P. Ilyin, and Ü. Ünlüata, 1996, Coastal/deep interactions in the Black Sea and their ecological/environmental impacts. *J. Mar. Systems*, 7, 293-320.
- Tuğrul, S., Ö. Baştürk, C. Saydam, and A. Yılmaz, 1992, Changes in the hydrochemistry of the Black Sea inferred from water density profiles. *Nature*, 359, 137-139.
- Ünlüata, Ü., T. Oğuz, M.A. Latif, and E. Özsoy, 1990, On the physical oceanography of the Turkish straits. In: L.J. Pratt, ed., *The Physical Oceanography of Sea Straits*. NATO ASI Series, Kluwer, 25-60.
- Yılmaz, A., D. Ediger, Ö. Baştürk, and S. Tuğrul, 1994, Phytoplankton fluorescence and deep chlorophyll maxima in the northeastern Mediterranean. *Oceanologica Acta*, 17, 69-77.
- Yılmaz A., S. Tuğrul, C. Polat, D. Ediger, Y. Çoban, and E. Morkoç (Baskıda), On the production, elemental composition (C,N,P) and distribution of photosynthetic organic matter in the southern Black Sea. *Hydrobiologia*.
- Yılmaz, A. and S. Tuğrul (Baskıda), The effect of cold and warm core eddies on the distribution and stoichiometry of dissolved nutrients in the northeastern Mediterranean. *J. Marine Systems*.
- Yüce, H., 1990, Investigation of the Mediterranean water in the Strait of Istanbul (Bosphorus) and the Black Sea. *Oceanologica Acta*, 13, 177-186.
- Yüce, H., 1996, On the variability of Mediterranean water flow into the Black Sea. *Cont. Shelf Res.*, 16, 1399-1413.