

**Su Kolonunun Oksijenli-Oksijensiz Arayüzey Tabakasındaki
Fosfat ve Nitrat Döngülerinin Modellemesi**

Proje No: 108Y228

Yard.Doç.Dr. Bettina Fach Salihoğlu
Yard.Doç.Dr. Barış Salihoğlu
Prof.Dr. Temel Oğuz

Eylül 2012
MERSİN

Önsöz

TÜBİTAK tarafından desteklenen “Su Kolonunun Oksijenli-Oksijensiz Arayüzey Tabakasındaki Fosfat ve Nitrat Döngülerinin Modellemesi” isimli 108Y228 numaralı proje, IntenC projesi kapsamında Alman ortak IFM-GEOMAR Enstitüsü ile beraber yürütülmüştür. Bu çerçevede Karadeniz’in oksijenli/oksijensiz tabakalarında biyojeokimyasal dinamiklerinin işleyişi üzerine model geliştirilmiş, zaman zaman anoksik karaktere sahip olan Baltık Denizi ile karşılaştırma yapabilmek için Karadeniz’deki anoksiyanın azot, fosfor gibi besin tuzu döngüleri, atmosfer, sediment ile ilişkili olarak tarih içerisindeki oluşumu incelenmiş ve deniz ortamındaki gelecekteki olası iklimsel değişimler sonucu ortaya çıkabilecek etkileri araştırılmıştır.

İÇİNDEKİLER

Önsöz.....	i
İçindekiler.....	ii
Tablo Listesi.....	vi
Şekil Listesi.....	v
Özet.....	vii
Absract.....	viii
1. GİRİŞ	1
1.1. Tek boyutlu modelin uygulanması	1
1.2. Model analizleri, parametreler ile ilgili düzenlemeler, hassasiyet testleri.....	2
1.2.1. Geçmişe yönelik analizler.....	2
1.2.2. Geleceğe yönelik analizler	2
1.3. Stokiyometrik analizler	3
1.4. Veri tabanının oluşturulması.....	3
1.5. Bilimsel ziyaretler	3
1.6. Sonuçların uluslararası dergilerde yayınlanması	4
1.7. FP 7 Proje Önerisi Hazırlanması	5
2. GENEL BİLGİLER.....	6
2.1. Tek boyutlu modelin uygulanması	9
2.2. Model analizleri, parametreler ile ilgili düzenlemeler, hassasiyet testleri.....	13
2.3. Stokiyometrik analizler	14
3. GEREÇ VE YÖNTEM.....	15
3.1. Tek boyutlu modelin uygulanması	15
3.1.1. Besin ağı modülü.....	16
3.1.2. Nitrojen çevrimi modülü	18
3.1.3. Oksik-anoksik reaksiyonları modülü.....	20
3.1.4. Sınır şartları.....	21
3.2. Model analizleri, parametreler ile ilgili düzenlemeler, hassasiyet testleri	22
3.2.1. Modelin kalibrasyonu	24
3.2.2. Modelin Biyokimyasal Yapısı	25
3.2.2.1. Yüzeydeki gaz alış-verişi.....	26
3.2.2.2. Birincil üretim ve üreticiler	26
3.2.2.3. Parçacık taşınımı ve hidroliz	28
3.2.2.4. Bentik submodül	29
3.2.2.5. Remineralizasyon ve mikrobiyal heterotroflar	30

3.2.2.6. İnorganik sülfür oksidasyonu	32
3.2.2.7. Nitrifikasyon	33
3.2.2.8. Anammox.....	34
3.2.2. Geçmişe dönük senaryoların test edilmesi.....	34
3.2.2.1. Referans senaryo.....	35
3.2.2.2. Senaryo 1 (ilk durumdaki CO2 seviyesinin korunumu)	36
3.2.2.3. Senaryo 2 (ilk durumdaki N/P girdi seviyesinin korunumu)	36
3.2.2.4. Senaryo 3 (ilk durumdaki CO2 ve N/P girdisi seviyesinin birlikte korunumu)	37
3.2.3. Geleceğe yönelik test edilen senaryolar	38
3.4. Stokiyometrik analizler	39
4. BULGULAR.....	39
4.1. Tek boyutlu modelin uygulanması.....	39
4.1.1. Model simülasyonlarına örnekler	39
4.2. Model analizleri, parametreler ile ilgili düzenlemeler, hassasiyet testleri.....	44
4.2.1. Geçmişe yönelik model çalışmaları	44
4.2.1.1. Referans senaryo	45
4.2.1.2. Senaryo 1 (ilk durumdaki CO2 girdi seviyesinin korunumu).....	46
4.2.1.3. Senaryo 2 (ilk durumdaki N/P girdi seviyesinin korunumu)	47
4.2.1.4. Senaryo 3 (ilk durumdaki CO2 ve N/P girdisi seviyesinin birlikte korunumu)	49
4.2.2. Geleceğe yönelik model uygulamaları	50
4.3. Stokiyometrik analizler	51
5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	55
6. KAYNAKÇA.....	60

Tablo Listesi

Tablo 1. Biyolojik modelde kullanılan parametre değerleri	40
Tablo 2. Biyolojik modelde kullanılan parametre değerleri	40
Tablo 3. Nitrojen çevrimi ve Oksik-anoksik reaksiyonları modüllerinde kullanılan parameter değerleri	41

Şekil Listesi

Şekil 1. Karadeniz'in konumu, Türk Boğazlar Sistemi ile Akdenizle bağlantısı ve Mart ayı SeaWIFS yüzey klorofil dağılımı (mgm^{-3})	7
Şekil 2. Karadeniz'in iç bölgelerinde görülen tipik (a) su kolonu boyunca yoğunluk değişimleri, (b) oksijen, hidrojen sülfür, amonyak, nitrit ve sülfür konsantrasyonları değişimleri, (c) partikül ve çözünmüş hallerdeki mangan konsantrasyonları değişimleri	8
Şekil 3. Karadeniz'in iç bölgelerinde 1969 Atlantis, 1988 Knorr ve 1991 Bilim seferlerinde çeşitli istasyonlarda ölçülen ve yoğunluk değişimlerine göre gösterilen oksijen ve hidrojen sülfür konsantrasyonları	9
Şekil 4. OĞUZ ve diğ. (2001) tarafından yapılan model simülasyonlarından elde edilen suboksik-anoksik arayüzey tabakası yapısına bir örnek.	12
Şekil 5. Çözünmüş oksijen ve hidrojen sülfür konsantrasyonlarının (μM) yoğunluğa (kg/m^3) bağlı olarak değişimi	14
Şekil 6. Biyojeokimyasal modelin besi ağındaki av-avcı ilişkilerini tanımlayan etkileşimler.....	17
Şekil 7. Besin ağı ve nitrojen çevrim modüllerin arasındaki bağıntının şematik görünümü.....	19
Şekil 8. Karadeniz'i simüle etmek için kullanılan iki uçlu akış modelinin şematik gösterimi.	23
Şekil 9. Simülasyon sonuçlarının gözlem sonuçları ile karşılaştırılması	24
Şekil 10. Modelin biyojeokimyasal yapısı.....	25
Şekil 11. Yüzeydeki gaz alışverişinin şematik gösterimi.....	26
Şekil 12. Birincil üretim dinamiklerinin şematik gösterimi	26
Şekil 13. Parçacık taşınımı dinamiklerinin şematik gösterimi	28
Şekil 14. Bentik submodülünün şematik gösterimi	29
Şekil 15. Remineralizasyon dinamiklerinin şematik gösterimi	30
Şekil 16. İnorganik sülfür oksidasyonu dinamiklerinin şematik gösterimi.....	32
Şekil 17. Nitrifikasyon döngüsünün şematik gösterimi	33
Şekil 18. Anammox döngüsünün şematik gösterimi.....	34
Şekil 19. Modelde kullanılan atmosferik CO_2 miktarının ve nehir yolu ile Karadeniz'e taşınan besin tuzu miktarlarının zamana karşı değişimi).	35
Şekil 20. Senaryo 1'e göre atmosferik CO_2 miktarının ve nehir yolu ile Karadeniz'e taşınan besin tuzu miktarlarının zamana karşı değişimi.....	36
Şekil 21. Senaryo 2'ye göre atmosferik CO_2 miktarının ve nehir yolu ile Karadeniz'e taşınan besin tuzu miktarlarının zamana karşı değişimi	37
Şekil 22. Senaryo 3'e göre atmosferik CO_2 miktarının ve nehir yolu ile Karadeniz'e taşınan besin tuzu miktarlarının zamana karşı değişimi.....	38
Şekil 23. Karadeniz'e nehir yolu ile taşınan azot ve fosfor miktarının zamana karşı değişimi.....	38

Şekil 24. Model entegrasyonlarından elde edilen yıllık nitrat (NO ₃), amonyak (NH ₄) ile çözünmüş oksijen (O ₂) ve hidrojen sülfür (H ₂ S) konsantrasyonları dağılımları	41
Şekil 25. Derinlik ve yoğunluğa göre çizilmiş çözünmüş oksijen ve hidrojen sülfür profilleri.	42
Şekil 26. Şekil 25'deki yapının difüzyon katsayısı $5.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ san}^{-1}$ alınarak tekrarı.	42
Şekil 27. Kutu model şematigi.	43
Şekil 28. Referans senaryo simülasyonu ile elde edilen sonuçların yerinde gözlem sonuçları ile karşılaştırmalı olarak gösterimi.	45
Şekil 29. Referans senaryo besin tuzu konsantrasyonları ile gerçekleşen birincil üretim	46
Şekil 30. Senaryo 1 simülasyonu ile elde edilen sonuçların yerinde gözlem sonuçları ile karşılaştırmalı olarak gösterimi.	46
Şekil 31. Senaryo 1 besin tuzu konsantrasyonları ile gerçekleşen birincil üretim	47
Şekil 32. Senaryo 2 simülasyonu ile elde edilen sonuçların yerinde gözlem sonuçları ile karşılaştırmalı olarak gösterimi.	48
Şekil 33. Senaryo 2 besin tuzu konsantrasyonları ile gerçekleşen birincil üretim	48
Şekil 34. Senaryo 3 simülasyonu ile elde edilen sonuçların yerinde gözlem sonuçları ile karşılaştırmalı olarak gösterimi.	49
Şekil 35. Senaryo 3 besin tuzu konsantrasyonları ile gerçekleşen birincil üretim	50
Şekil 36. 2000, 2050, ve 2100 yılları için simüle edilen Karadeniz'deki oksijen profili	51
Şekil 37. Karadeniz'e nehir yolu ile taşınan fosfor miktarının zamana bağlı değişimi	52
Şekil 38. Karadeniz'e nehir yolu ile taşınan azot miktarının zamana bağlı değişimi	52
Şekil 39. Karadeniz'e deşarj olan nehir sularındaki azot ve fosfor oranının zamana bağlı değişimi	53
Şekil 40. Kuzey batı Karadeniz kıyı sularında ölçülen çözünmüş inorganik azot (DIN), PO ₄ ve SiO ₄ derişimlerinin zamana karşı değişimi.	53
Şekil 41. 1980 ve 2000 yılları arasında nehir ve deniz suyu için hesaplanan Azot/Fosfor oranının zamana bağlı değişimi.....	54

Özet

Biyojeokimyasal döngüler ve bu döngülerin sistemin diğer fiziksel özellikleri ile etkileşimlerinin dünya denizlerinde görülen oksijen konsantrasyonlarındaki azalma ve dolayısıyla canlı yaşam üzerinde önemli bir etkiye sahip olduğu bilinmektedir. Yapılan araştırmalar küresel iklim değişikliği ile deniz ve okyanuslardaki tabakalaşmanın sıcaklık artışı nedeniyle gelecekte artacağına ve bunun olası bir sonucu olarak orta ve dip sulardaki oksijen konsantrasyonunun giderek azalacağına işaret etmektedir. Hali hazırda okyanuslardaki oksijen konsantrasyonlarında bir azalma gözlemlenmektedir. Hem suboksik hem de oksijensiz şartları kapsayan Karadenizin günümüzdeki kimyasal yapısı küresel ölçekte önümüzdeki yüzyıllarda ortaya çıkabilecek yapının günümüzdeki örneğini sunmaktadır. Bu çalışmada Karadeniz'in biyokimyasal yapısını örnek alarak küresel iklim modellerinde kullanılabilir basitlikte, fakat oksik-suboksik geçiş katmanlarındaki fosfat ve nitrat döngülerinin yapısını doğru bir şekilde açıklayabilen bir model geliştirmek amaçlanmıştır. Ayrıca insan kaynaklı etkilerin giderek artış gösterdiği son yüzyıl mercek altına alınarak, bu dönemdeki nehir yolu ile Karadeniz ekosistemine taşınan besin tuzu miktarı ve atmosferdeki CO₂ konsantrasyonu gibi önemli değişimlerin biyojeokimyasal döngüler, atmosfer ve sedimanla ilişkileri ile şekillenen süreçler sonucunda sistemdeki oksijen konsantrasyonu üzerindeki etkileri incelenmiştir.

Yapılan çalışmalar, atmosferik CO₂ miktarında son 300 yılda gerçekleşen artışın Karadeniz ekosisteminin oksijen konsantrasyonu üzerinde etkisi olmadığını göstermektedir. Buna karşılık nehirlerle sisteme taşınan besin tuzu girdisinin 1960'li yıllardan sonraki hızlı artışının olmaması durumunda oksijenli tabakanın bugüne kıyasla daha derinlerde olabileceği anlaşılmaktadır. Bir başka deyişle, oksijenli tabakanın son 50 yıldaki görülen sığlaşması besin tuzu miktarındaki artışa bağlı olarak artan birincil üretim tarafından tetiklenmiştir. Geleceğe yönelik uygulanan bir senaryo çalışmasında nehirler ile taşınan besin tuzu miktarı bugünkü seviyede tutulsa dahi üst oksik tabakanın pelajik yaşamı tehdit edecek derecede sığlaşmaya devam edeceği gözlenmiştir. Bu durum Karadeniz ekosistemi sağlığını korumak için deşarj edilen besin tuzu miktarını azaltma gerekliliğini ortaya koymaktadır. Ekosistem modeli kullanarak uygulanan bu tür senaryo çalışmaları, henüz Karadeniz'de olduğu gibi sabit oksijenli/oksijensiz su tabakalaşması oluşumunun ortaya çıkmadığı Baltık Denizi'nde de benzer durumun ortaya çıkarak suboksiyanın artacağı hatta belki Karadeniz gibi kalıcı anoksiyaya yol açabileceğini düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler; Model, Karadeniz, Anoksiya, Gelecekteki biyokimyasal yapı

Abstract

Biogeochemical cycles and their interactions with the physical properties and biogeochemical structure of marine ecosystems are regarded to have an important impact on the decrease of oxygen concentrations and living organisms in the world oceans. Recent studies indicate that ocean stratification will be intensified and oxygen concentrations in the water column will gradually decrease with the global climate change leading to higher oxygen deficiency in sub-thermocline and deep waters. A recent decrease in the current oxygen concentrations has already been observed. The biogeochemical structure of the Black Sea water column that includes both suboxic and anoxic conditions provides a good laboratory example for the possible state of future oceans. In this study, using the biochemical structure of the Black Sea as an example, a model development is described to explain the phosphate and nitrate cycles in the oxic-suboxic layers with sufficient simplicity adequate to embed into the global scale climate models. In addition, focusing on the past 50 years characterized with ever increasing human based activities in the Black Sea, the impact of increasing river-born nutrient inputs and atmospheric CO₂ concentration on the oxygen concentration of the system and subsequent changes on the interactions between atmosphere and sediment are investigated.

According to the results, the atmospheric CO₂ increase did not show direct impact on the oxygen concentration in the Black Sea. On the other hand, if the amount of nutrients discharged into the Black Sea has not increased, the present oxic layer could be much deeper. The increasing nutrient inputs and swallowing of the oxic layer is linked with each other due to increasing primary production in response to eutrophication. For the future, even if the current level of nutrient discharges remains constant, the oxic layer depth will continue shallowing and threatens the ecological life. For the Baltic Sea which has no permanent and stable su-oxic-anoxic layer today may experience a similar shallowing of the oxygenated layer and formation of the permanent anoxic conditions under present eutrophication conditions.

Key words; Modelling, Black Sea, Anoxia, Biogeochemical structure of future oceans

1. GİRİŞ

Gelecekte deniz ve okyanuslardaki tabakalaşmanın yoğunlaşacağı, orta ve dip sularda oksijen konsantrasyonunun azalacağı, ve bu durumun okyanuslardaki oksijensiz ortamların yaygınlaşmasına neden olacağı öngörülmektedir (KEELING, 2010). Modern biojeokimyasal modeller, biyolojik yapılara giren elementlerin ve oksijenin Redfield oranları ile belirlenen dengeleri üzerine kurulmuştur. Farklı oksidanların kullanımı ile anoksik sistemlerde gerçekleşen Redfield oranından sapmalar deniz suyundaki besin tuzu miktarını, üretimi ve dolayısıyla okyanuslarda gerçekleşen CO₂ emilimini etkilemektedir. Karadeniz sahip olduğu 100 m'lik ince bir oksik tabakanın altındaki kapalı anoksik su kütlesi ile doğal bir laboratuvar özelliği taşımaktadır.

Proje kapsamında önerilen modelleme çalışmaları temelde deniz ve okyanuslarda olduğu varsayılan azot ve fosfor kaynaklı yüksek miktardaki ötrofikasyonu engelleyen ve sınırlandıran süreçleri niteliksel ve niceliksel olarak tanımlamayı amaçlamaktadır. Bu amaç doğrultusunda kullanılacak olan ekosistem modellerinin sağladığı nütrefikasyonun geçmişten bugüne sistem üzerindeki etkisi araştırılmış, geleceğe yönelik öngörüm çalışmaları yapılmıştır. Sabit anoksik sistem yapısı (örneğin Karadeniz) ve zaman zaman anoksik koşulların olduğu salınım gösteren sistemlerdeki (örneğin Baltik Denizi) bölgesel farklılıkları da dikkate alarak bu işlemleri etkileyen reaksiyonlara bağlı kontrol mekanizmalarını açıklamak amaçlanmıştır. Bu şekilde oksijen doygunluk miktarı zaman içerisinde azalan okyanusların gelecekteki durumu hakkında öngörülerde bulunabilmek daha olanaklı hale gelecektir.

Yukarıda bahsedilen hedeflere ulaşabilmek için proje süresince gerçekleştirilen çalışmalar aşağıda ana başlıklar altında açıklanmıştır.

1.1. Tek boyutlu modelin uygulanması

Karadenizin günümüzdeki kimyasal yapısı hem suboksik hem de anoksik şartları kapsamakta ve küresel ölçekte ileriki yüzyıllarda ortaya çıkabilecek yapının günümüzdeki örneğini sunmaktadır. Bu noktadan hareketle, proje kapsamında Karadeniz'in biyolojik yapısı örnek alınarak küresel

iklim modellerinde kullanılabilir düzeyde oksik-suboksik geçiş katmanlarında fosfat ve nitrat döngülerinin yapısını doğru bir şekilde açıklayabilen bir model geliştirilmesi amaçlanmıştır.

1.2. Model analizleri, parametreler ile ilgili düzenlemeler, hassasiyet testleri

Karadeniz'in biyolojik yapısı örnek alınarak küresel iklim modellerinde kullanılabilme amacıyla geliştirilen ve aşağıda detayları ile açıklanan ekosistem modeli parameterizasyonu temel alınarak, ROMANIELLO ve DERRY (2010a; 2010b) tarafından geliştirilen tek boyutlu model yardımı ile geçmişe ve geleceğe yönelik senaryolar test edilmiş ve değerlendirilmiştir. Bu simülasyonların temel hedefi Karadeniz'deki anoksik koşulların oluşumunun nedenlerini kantitatif olarak ortaya çıkarmak ve Baltik Denizi ekolojik yapısı ile karşılaştırmalar yapabilmektedir.

1.2.1. Geçmişe yönelik analizler

Yapılan alışmalar biyojeokimyasal döngülerin ve bu döngülerin sistemin diğer fiziksel özellikleri ile etkileşiminin dünya denizlerinde görülen oksijen konsantrasyonlarındaki azalma ve dolayısıyla canlı yaşam üzerinde önemli rolü olduğunu göstermektedir (GILBERT ve diğer., 2005; MONTEIRO ve diğer., 2006). Bu bölümde insan kaynaklı etkilerin giderek artış gösterdiği son 100 yıl mercek altına alınmış, 1960'li yıllarla birlikte nehirlerle sisteme taşınan besin tuzu girdisindeki ve atmosferdeki CO₂ konsantrasyonundaki hızlı artışın Karadeniz ekosistemi üzerindeki etkileri farklı senaryo uygulamaları ve simülasyonları ile incelenmiştir.

1.2.2. Geleceğe yönelik analizler

"Stokiyometrik Analizler" bölümünde detaylı olarak anlatıldığı gibi Karadeniz'e nehir yolu ile taşınan ve aşırı üretime ve bunun sonucunda oksijen azalması ve anoksiyaya neden olan yüksek besin tuzu konsantrasyonlarının gelecekte aynı seviyede tutulduğu, azaltıldığı veya arttırıldığı durumlarda sistemde ortaya çıkabilecek olası etkiler araştırılmıştır.

1.3. Stokiyometrik analizler

Proje kapsamında yapılan modelleme çalışmaları kapsamında Karadeniz ekosisteminin geçirmiş olduğu tarihsel süreç incelenmekte, model simülasyonları sonucunda nehirlerle sisteme taşınan besin tuzu girdisinin geçen süreç içerisinde geçirdiği değişimin biyokimyasal döngüler kanalı ile oksijenli tabaka üzerindeki etkileri araştırılmaktadır. Baltik Denizi'nde henüz Karadeniz'de olduğu gibi olgunlaşmış oksijenli/oksijensiz su tabakalaşması gözlenmiyor olsa da besin tuzu girdisinin suboksiya oluşumu üzerinde belirlenen tetikleyici etkisi gereken önlemlerin alınmadığı durumda Baltik Denizi'ndeki suboksiyanın Karadeniz'e benzer şekilde artacağı hatta belki Karadeniz'de olduğu gibi kalıcı anoksiyaya yol açabileceği öngörülmüştür. Tüm bunlar göz önüne alındığında Karadeniz'in besin tuzlarınca zenginleşme süreci Baltik Denizi için emsal teşkil ettiğinden ötürü proje kapsamında 1950-2000 yıllarını kapsayan Karadeniz'in sitokiyometrik analizi yapılmıştır.

1.4. Veri tabanının oluşturulması

Proje kapsamında kullanılması öngörülen **veri tabanı** (SeaDataNet) ve bu veri tabanından üretilen deniz yüzey sıcaklığı, deniz yüzey tuzluluğu, ve besin tuzu konsantrasyonları dağılımı EK 1'de verilmiştir.

1.5. Bilimsel ziyaretler

Alman tarafından Dr. Paul Kähler birlikte yürüttüğümüz çalışmalar ve yazmakta olduğumuz iki makalenin ilerleyişi hakkında görüşmek üzere 15-20 Temmuz 2010 tarihleri arasında ODTÜ-DBE'yi ziyaret etmiştir.

Ağustos 2010'da Dr. Bettina Fach Salihoğlu ve Dr. Barış Salihoğlu IFM-GEOMAR'ı ziyaret ederek Alman tarafıyla projenin işleyişi, yapılan çalışmaların karşılıklı aktarılması ve gelecek dönemlerin planlanması konusunda çalışmalarda bulunmuştur.

IntenC Projesi kapsamında Alman taraf ile karşılıklı görüşmeler Alman araştırma grubundan Dr. Paul Kahler'in 17 - 25 Nisan 2011 tarihleri arasında ODTÜ, Deniz Bilimleri Enstitüsü'nün Erdemli yerleşkesini ikinci ziyareti ile hız kazanmıştır. Türk proje ekibi ve Dr. Paul Kahler, Karadeniz ve Baltık Denizi'nde gerçekleşen biyokimyasal özelliklerin karşılaştırılması üzerine yapılan çalışmalar ve yayınlar üzerinde bir hafta süre ile çalışmalar yürütmüştür.

Karşılıklı bilimsel temaslar proje araştırmacılarından Yard.Doç.Dr. Barış Salihoğlu'nun 16-18 Haziran 2011 tarihlerindeki Almanya ziyareti ile devam etmiştir. Bu ziyaret esnasında karşılıklı gelişmelerin aktarıldığı bir dizi toplantılar gerçekleştirilmiştir.

21 Mayıs – 1 Haziran 2012 tarihlerinde Arş.Gör. Ayşe Gazihan Akoğlu Alman tarafına ziyarette bulunarak, kendileri tarafından verilen ekosistem modelleme üzerine kursuna katılmış, final raporu ve proje sonunda hazırlanması hedeflenen FP7 proposalı ile ilgili görüşmelerde bulunmuştur. Alman taraf yürütmekte oldukları modelleme çalışmaları ile ilgili olarak da eğitim vermişlerdir.

Yukarıda sözü geçen bilimsel ziyaretlerin yanısıra proje önerisinde de öngörüldüğü üzere 2010 ve 2011 yıllarında Viyana'daki European Geosciences Union (EGU) toplantılarının esnasında proje araştırmacılarından Barış Salihoğlu ile Alman tarafından Andreas Oschlies ve Wolfgang Koeve proje ile ilgili toplantılar gerçekleştirmiştir.

1.6. Sonuçların uluslararası dergilerde yayınlanması

Proje kapsamında hazırlanan "Estimating the Formation Rates of Nitrate Deficits by Denitrification and Anammox in the Central Baltic Sea" başlıklı ilk makale veri analizi sonucu denitrifikasyon ve anaerobik amonyum oksidasyon kaynaklı olduğu ileri sürülen Baltık Denizi'nin merkezindeki nitrat eksikliği gelişmelerini açıklama amaçlıdır. Özet olarak sonuçlar Baltık Denizi'nde denitrifikasyonun yüksek olmadığını, bunun sebebi olarak suların derinlikle beraber anoksiyaya eğilimli olmasını göstermektedir. Bunun aksine, maksimum değerler sürekli olarak oksijenli olan bölgelerde konumlanmış olup, oranlar oksijen miktarıyla pozitif artış

göstermektedir. Suyun oksik durumu nitrojen ayrımını kolaylaştırmaktadır çünkü sadece bu durumlarda nitrit ve nitrat uygun durumda olmaktadır. Yüksek yüzey nitrat yüklemesi olduğunda nitrojeni ayrıştıran, artan biyokütlenin sedimana çökmesiyle derin anoksiyaya sebep vermesi sonucunda yüksek denitrifikasyon oranlarının ortaya çıkmasına neden olan negatif etki mekanizması vardır. 1970 ve 1980lerdeki durgunluk döneminde, 1990lardaki daha oksik döneme göre daha az denitrifikasyon vardır.

Proje kapsamında hazırlanan ikinci makale “Anoxia-Related Feedbacks in the Marine Cycles of Nitrogen and Phosphorus: Negative or Positive?” ile Karadeniz ve Baltik Denizi'nin anoksik derin sularındaki nitrat ve fosfatın pozitif ve negatif etki mekanizmalarının mevcudiyeti , her iki bölge için de var olan kapsamlı veriler ile incelenmektedir. Nitrat için önerilen etki mekanizması denitrifikasyonla ayrışımının ve fosfat için önerilen redüksif çözünürlüklü demir oksitlerden serbest kalmasının her iki denizde de olmadığı gösterilmiştir. Bu sonuç daha önceden yapılmış olan çalışmalarla çelişmektedir.

Bu iki yayın çalışmasının bitirildiğinde uluslararası dergilere sunulmak üzere taslakları EK 2'te verilmiştir.

1.7. FP 7 Proje Önerisi Hazırlanması

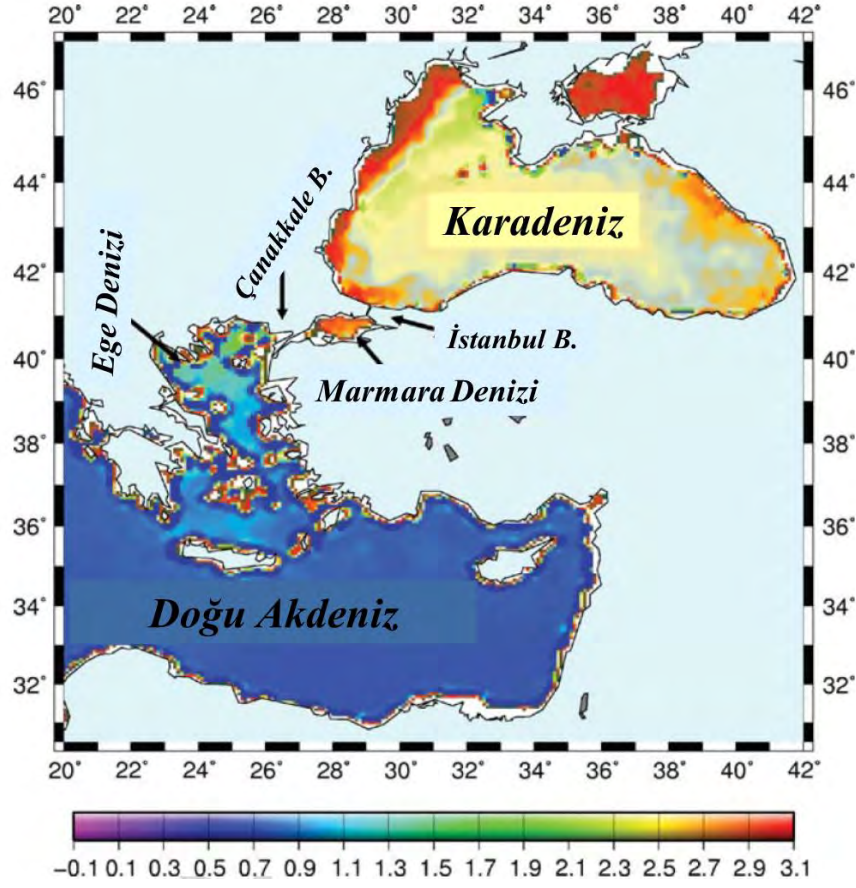
Proje çıktılarında biri olan Alman taraf ile birlikte hazırlanan FP 7 Proje önerisi EK 3'te verilmiştir.

2. GENEL BİLGİLER

Küresel ısınma sonucunda deniz ekosistem ve sirkülasyon dinamiği üzerinde önümüzdeki on yıllarda ortaya çıkması beklenen etkilerden biri de denizlerin atmosfer ile doğrudan etkileşiminin bulunduğu katmanın hemen altında yer alan su kütlelerindeki oksijen konsantrasyonlarının giderek azalmasıdır. Yalnızca daha sıcak sularda oksijenin çözünürlüğünün azalıyor olması değil aynı zamanda deniz ve okyanusların üst kısımlarındaki tabakalaşmanın artması ve böylece daha derin bölgelere oksijen taşınımının azalmasının da etkisiyle gelecekte bazı denizlerin az oksijenli (suboksik) bazılarının ise oksijensiz (anoksik) duruma dönüşebileceği ve genel olarak deniz ve okyanuslardaki oksijensiz alanlarda artış gözlenebileceği öngörülmektedir (SARMIENTO ve diğ., 1998; MATEAR ve diğ., 2000; BOPP ve diğ., 2002; KEELING ve GARCÍA, 2002; KEELING ve diğ., 2010). Deniz ve okyanuslarda sistemli olarak azalan oksijen geniş ölçekli sonuçlar oluşturacaktır. Çünkü karbon, azot ve biyojeokimyasal olarak önemli bir çok elementin (P, Fe, Mn, vs.) biyojeokimyasal döngüsünde oksijen doğrudan rol almaktadır. Oksijen aynı zamanda okyanus diplerinde yaşayan canlılarda dahil olmak üzere tüm aerobik yaşam için gereklidir (FEELY ve diğ., 2004; WHITNEY ve diğ., 2007).

Karadeniz dünya üzerinde bilinen en büyük anoksik su külesine sahip denizlerden biridir ve oksijenli, oksijensiz ve geçiş tabakasındaki biyojeokimyasal süreçler ile ilgili genel bilgi 1. araraporda verilmiştir. Nehir deşarjları ile sisteme giren yüksek miktarda besin tuzu konsantrasyonları ile Akdeniz havzası içerisinde ötrofik koşullara sahip üretken bir denizdir (Şekil 1).

Karadeniz gibi anoksik tabaka içeren sistemlerde farklı oksidanların kullanımı ile gerçekleşen Redfield oranından sapmalar ortamdaki besin tuzu konsantrasyonlarını, okyanuslardaki üretimi ve bunların sonucu olarak da okyanuslardaki CO₂ alımını etkiler. PO₄'ün açığa çıkmasını etkileyen NO₃'ün oksidan olarak kullanılması (denitrifikasyon, anammoks) ve Fe indirgenmesi/çözünürlüğü ve adsorbe olmuş PO₄'ün aşağıya taşınımını etkileyen oksidasyon/çökmesi ilgili işlemlerdir.

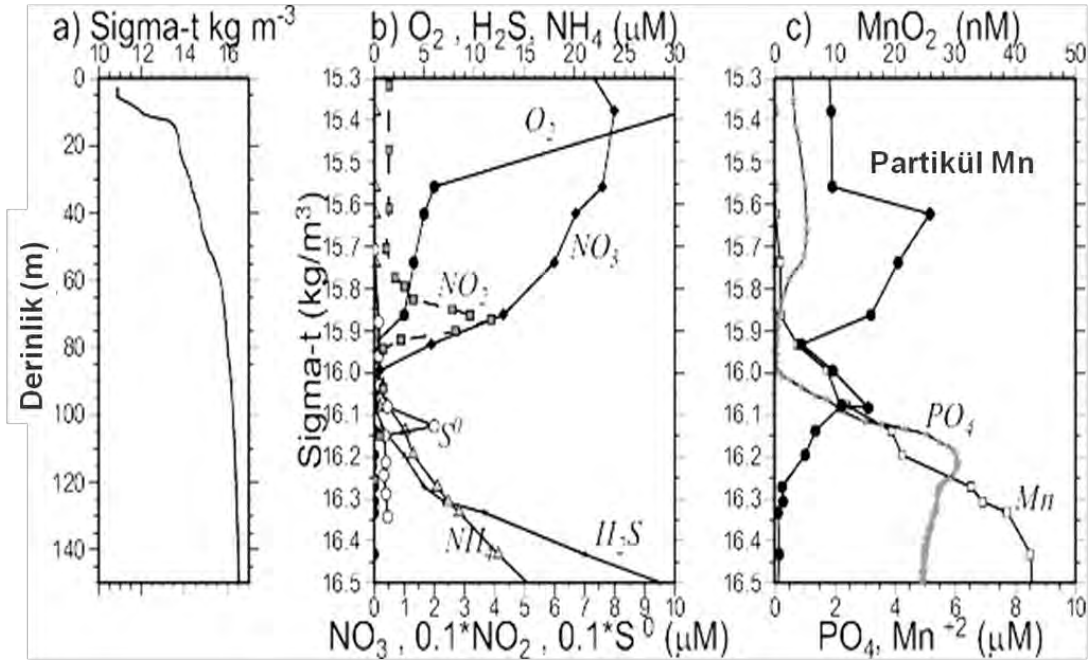


Şekil 1. Karadeniz'in konumu, Türk Boğazlar Sistemi ile Akdenizle bağlantısı ve Mart ayı SeaWIFS yüzey klorofil dağılımı (mgm^{-3}) (OĞUZ ve TUĞRUL, 2009).

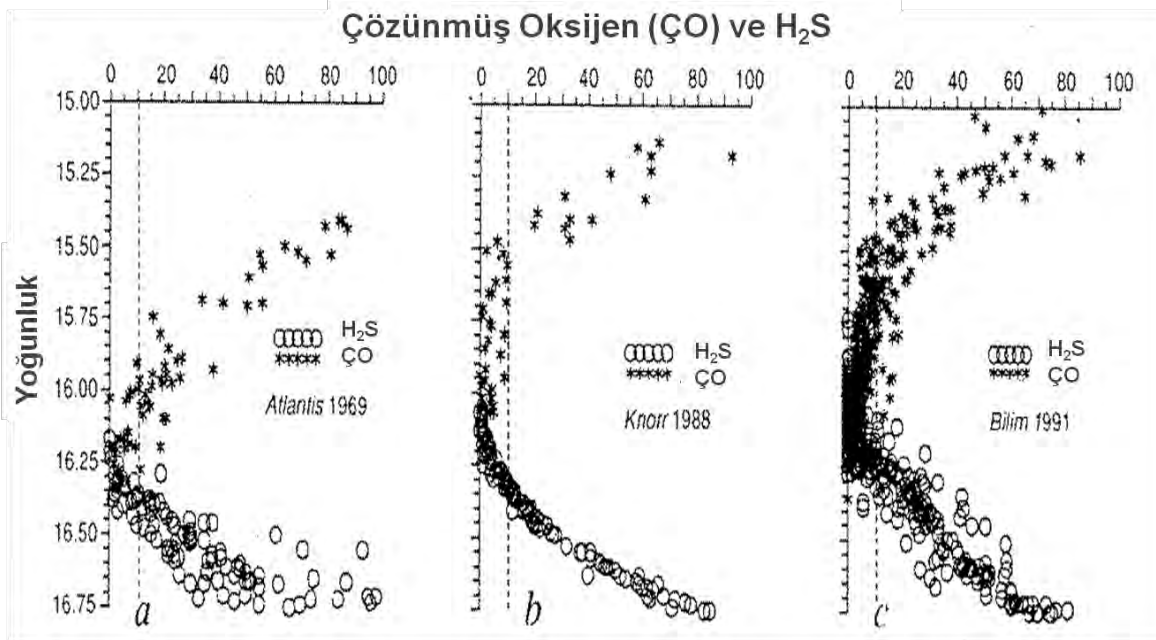
Karadeniz'in günümüzdeki kimyasal yapısı hem oksik hem de anoksik şartları kapsamakta ve ileriki yüzyıllarda diğer deniz ve okyanuslarda ortaya çıkabilecek yapının günümüzdeki örneğini sunmaktadır. Bu açıdan Karadeniz'deki oksik anoksik tabakaların tarihsel oluşumu üzerinde yapılan araştırmalar gelecekte azalması öngörülen oksijen seviyelerine yol açan değişimler için referans noktası olabilir.

Karadeniz'in oksijen konsantrasyonu yaklaşık $10 \mu\text{M}$ dan az olan ($\text{O}_2 < 10 \mu\text{M}$), suboksik tabakası ile bunun daha üstteki oksik ve daha alttaki anoksik tabakalar ile olan etkileşimleri son 30 yıldaki gözlemler yardımıyla çok kapsamlı olarak araştırılmıştır (MURRAY ve diğ., 1989, 1991; TEBO, 1991; TEBO ve diğ., 1991; LEWIS ve LANDING, 1991; REPETA ve SIMPSON, 1991; TUĞRUL ve diğ., 1992; SAYDAM ve diğ., 1993; BUESSELER ve diğ., 1994; MURRAY ve diğ., 1995; ROZANOV, 1996; BAŞTURK ve diğ., 1994, 1998; KONOVALOV ve MURRAY,

2001; OĞUZ ve diğ., 2000, 2001; KONOVALOV ve diğ., 2003; KUYPERS et al., 2003). Şekil 2a,b den görülebileceği gibi Suboksik tabakası genellikle 15.55 ± 0.05 ve 16.15 ± 0.05 kg m^{-3} sigma-t cinsinden yoğunluk arayüzeyleri arasında bulunmaktadır. Ancak kıyusal kesimlerdeki antisiklonik karakterli bölgelerde, bu tabaka daha ince olup başlangıç derinlikleri 15.80 kg m^{-3} yoğunluk katmanına kadar değişebilmektedir (Şekil 3). Suboksik tabakasının Karadeniz'in son 5-10 bin yıllık transformasyonu içinde oluştuğu, fakat 1960 lardan sonra ortaya çıkan şiddetli ötrofikasyon ve buna bağlı aktif organik madde çevrimi nedeni ile daha da keskinleşerek bir miktar kalınlaştığı ortaya çıkmıştır. Suboksik tabakanın altındaki anoksik tabakaya geçiş bölgesi ise karmaşık reaksiyonların hüküm sürdüğü bir katmandır. Bu tür kompleks reaksiyonlar H_2S tabakasının yüzeye doğru yükselmesini önleyerek sabit bir yapının oluşmasına neden olmaktadır.



Şekil 2. Karadeniz'in iç bölgelerinde görülen tipik (a) su kolonu boyunca yoğunluk değişimleri, (b) oksijen, hidrojen sülfid, amonyak, nitrit ve sülfür konsantrasyonları değişimleri, (c) partikül ve çözülmüş hallerdeki mangan konsantrasyonları değişimleri (OĞUZ ve diğ., 2001).



Şekil 3. Karadeniz'in iç bölgelerinde 1969 Atlantis, 1988 Knorr ve 1991 Bilim seferlerinde çeşitli istasyonlarda ölçülen ve yoğunluk değişimlerine göre gösterilen oksijen ve hidrojen sülfür konsantrasyonları (TUĞRUL ve diğ. 2002).

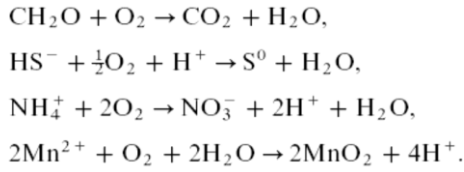
Yukarıda bahsi geçen genel bilgiler ışığında gerçekleştirilen tek boyutlu modelin uygulanması, model simülasyonları, geçmişe ve geleceğe yönelik senaryo uygulamaları ve sitokiyometrik analizler ile ilgili genel bilgiler aşağıda verilmektedir.

2.1. Tek boyutlu modelin uygulanması

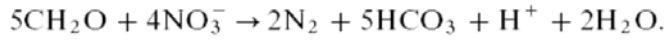
Karadeniz'in biyojeokimyasal yapısının modellenmesine yönelik çalışmalar yaklaşık son 15 yıllık bir dönemi kapsamaktadır. İlk model YAKUSHEV ve NERETIN (1997) tarafından gerçekleştirilmiş ve hidrojen sülfür'ün oksijen ile oksidasyonu temel alınmıştır. Bu nedenle model oksijenin bulunmadığı durumlarda doğru olarak çalışmamakta ve hidrojen sülfür tabakasının oksijen ile karşılaşmaya kadar yukarı doğru yükselmesine yol açmakta veya oksijenin aşağı doğru kuvvetli bir difüzyon hızı ile yayılmasını gerektirmektedir. YAKUSHEV ve NERETIN (1997) ikinci yolu takip ederek gözlemlere göre 10 kat daha fazla bir difüzyon hızı kullanarak ($1 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) oksijenin hidrojen sülfür tabakasına doğru gerçekçi olmayan bir şekilde hareket ettirmiştir.

YAKUSHEV (1998), YAKUSHEV ve diğ. (2001) ve DEBOLSKAYA ve YAKUSHEV'de (2002) söz konusu modeli geliştirilerek mangan çevrimi eklenmiş ve daha gerçekçi bir duruma getirilmeye çalışılmıştır.

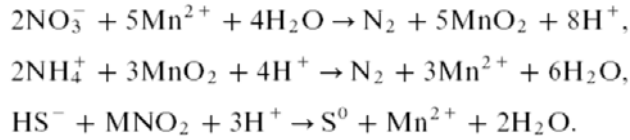
OĞUZ ve diğ. (2000, 2001) de Yakushev'in yukarıda anlatılan modelinde kullanılan reaksiyonlara göre biraz daha farklı reaksiyonlar kullanarak bir model geliştirmiştir. Bu modelde nitrojen ve sülfür çevrimleri mangan katalizör reaksiyonları kullanarak MURRAY ve diğ. (1995) de önerildiği gibi aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır.



Bu reaksiyonlara göre oksijen konsantrasyonlarının yeterince bulunduğu durumlarda partikül organik madde, hidrojen sülfür, amonyak ve çözülmüş mangan konsantrasyonları oksijen ile oksitlenmişlerdir. Oksijenin olmadığı durumlarda ise organik madde denitrifikasyon olayı ile aşağıdaki reaksiyon sonucu parçalanmaktadır.



Oksijensiz ortamdaki diğer reaksiyonlar ise mangan çevrimi üzerinden oluşturulmuştur.



Buna göre, çözülmüş mangan (Mn^{2+}) nitrat (NO_3) ile reaksiyona girerek mangan partiküllerini (MnO_2) oluşturmaktadır. Bu partiküller ise çökerken arayüzeyin hemen altındaki amonyak ve hidrojen sülfürü oksitleyerek nitrojen gazı (N_2), çözülmüş mangan (Mn^{2+}) ve elemental sülfür (S) açığa çıkmasına sebep olmaktadır. Nitrojen gazı atmosfere yayılarak ortamdaki uzaklaşırken, sülfür'ün bir kısmı bakteriler tarafından tekrar hidrojen sülfüre dönüşmekte, Mn^{2+} ise nitratın oksitlenmesinde kullanılmaktadır. Söz konusu modelin kurgulanmasına ilişkin detaylar OĞUZ ve diğ. (2001) de kapsamlı bir biçimde anlatıldığı için burada daha fazla detaya girilmeyecektir. Denklem setlerinde t zaman, z dikey koordinat değişkenlerini göstermekte, ∂ ise türev operatörünü tanımlamaktadır.

Yukarıda anlatılan reaksiyonlar aşağıda verilen reaksiyon fonksiyonları ile tanımlanarak model denklemleri haline dönüştürülmüşlerdir. Denklemlerin sağ taraflarındaki ilk terimler dikey yöndeki difüzyon olayının, diğer terimler ise biyojeokimyasal reaksiyonların gösterimleridir. Söz konusu model, oldukça basitleştirilmiş ve sadece en önemli reaksiyonlar göz önüne alınmış olmasına rağmen oldukça başarılı bir performans sergilemiş ve Karadeniz'in oksik-anoksik tabakalar arasındaki yapısını gerçekçi bir biçimde simüle etmiştir (Şekil 4). Buradaki basitleştirme yaklaşımının temel nedeni bu tür proseslerin kabul edilebilir gerçekçilik sınırları içinde üç boyutlu modellerde kullanılabilmesidir.

$$R_1 = k_1 f_n(O_2)[O_2],$$

$$R_2 = k_2 [HS^-][O_2],$$

$$R_3 = k_3 [NH_4^+][O_2],$$

$$R_4 = k_4 [Mn^{2+}][O_2],$$

$$R_5 = k_5 f_d(O_2)[NO_3^-],$$

$$R_6 = k_6 [NO_3^-][Mn^{2+}],$$

$$R_7 = k_7 [NH_4^+][MnO_2],$$

$$R_8 = k_8 [HS^-][MnO_2],$$

$$\frac{\partial [O_2]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial [O_2]}{\partial z} \right) - R_1 - \frac{1}{2} R_2 - 2R_3 - \frac{1}{2} R_4 + F_L(O_2),$$

$$\frac{\partial [HS^-]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial [HS^-]}{\partial z} \right) - R_2 - R_8,$$

$$\frac{\partial [S^0]}{\partial t} = R_2 + R_8 - k_9 [S^0],$$

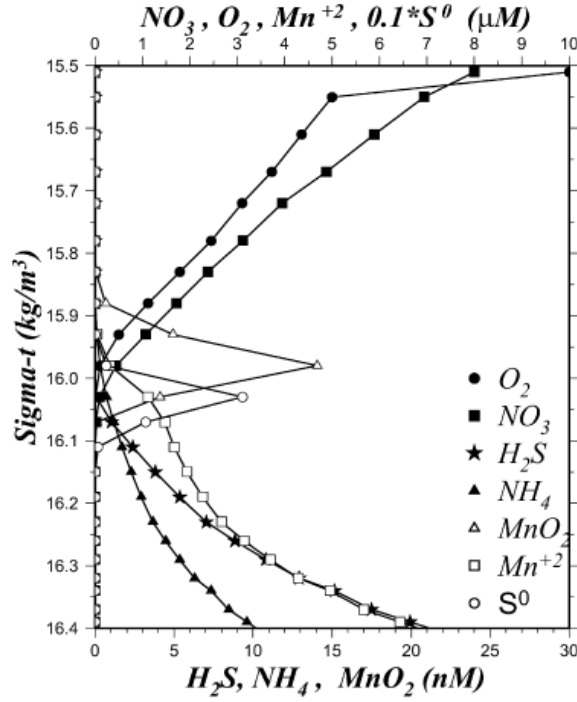
$$\frac{\partial [NO_3^-]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial [NO_3^-]}{\partial z} \right) - R_5 - \frac{2}{5} R_6 + R_3,$$

$$\frac{\partial [NH_4^+]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial [NH_4^+]}{\partial z} \right) - R_7 - R_3,$$

$$\frac{\partial [N_2]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial [N_2]}{\partial z} \right) + \frac{1}{2} R_5 + \frac{1}{5} R_6 + \frac{1}{2} R_7,$$

$$\frac{\partial [Mn^{2+}]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial [Mn^{2+}]}{\partial z} \right) - R_4 - R_6 + \frac{3}{2} R_7 + R_8,$$

$$\frac{\partial [MnO_2]}{\partial t} = W_s \frac{\partial [MnO_2]}{\partial z} - \frac{3}{2} R_7 - R_8 + R_4 + R_6,$$



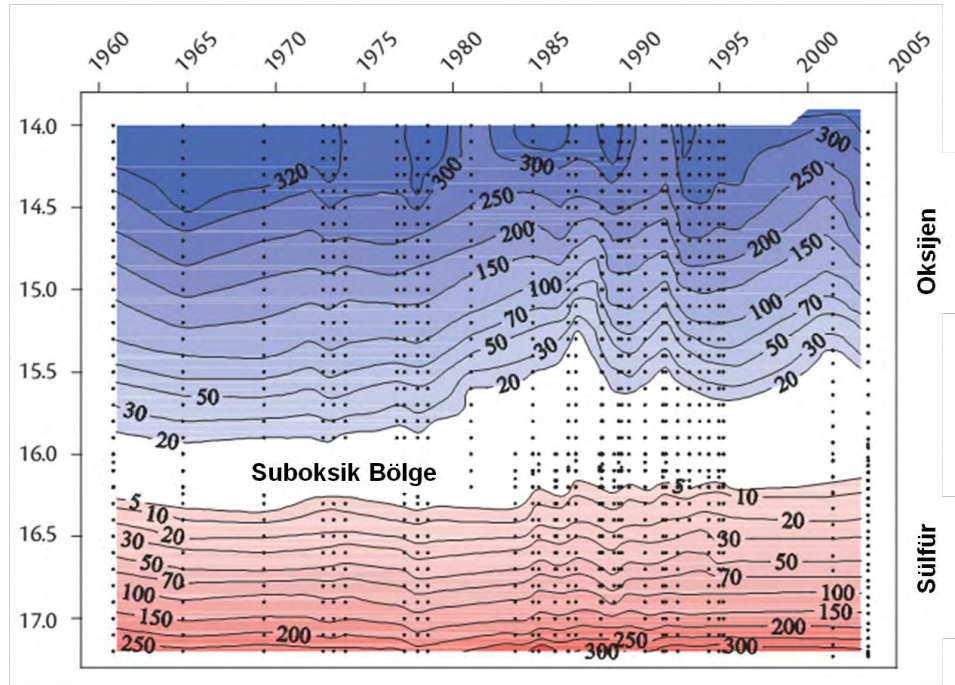
Şekil 4. OĞUZ ve diğ. (2001) tarafından yapılan model simülasyonlarından elde edilen suboksik-anoksik arayüzey tabakası yapısına bir örnek.

2.2. Model analizleri, parametreler ile ilgili düzenlemeler, hassasiyet testleri

Son 50 yıl boyunca insan aktiviteleri besin tuzlarının deniz ekosistemlerine geçişini oldukça arttırmıştır. Yüksek miktarda besin tuzunun denizlere deşarjı sonucunda artan algal üretimi küresel olarak anoksik ve hipoksik alanların sayısındaki artışı beraberinde getirmektedir (DIAZ ve ROSENBERG, 2008). Bu oluşumlardan birçoğu daha fazla algal üretime neden olan besin tuzu girdisindeki artışın direkt sonucu olarak kendini göstermektedir (HOWARTH ve diğ., 2011). Karadeniz’de de son elli yılda etkisini gösteren besin tuzu girdisindeki artışın bu zaman sürecinde ekosistem üzerindeki etkisini anlamak gelecekte durumun nasıl ilerleyeceğini anlayarak önlemler geliştirmek açısından büyük önem taşımaktadır. Proje amaçları doğrultusunda önceki bölümdeki genel bilgiler ışığında Karadeniz’deki fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçleri atmosfer, sediment, tatlı su girdileri ve boğaz ile etkileşimlerini de göz önünde bulundurarak simüle eden ROMANIELLO ve DERRY (2010) tarafından geliştirilen tek boyutlu

model, geçtiğimiz yüzyıla ve gelecek yüzyıla yönelik senaryo uygulamaları gerçekleştirmek üzere kullanılmıştır.

1960-2005 yılları arasında Karadeniz'in oksijen ve hidrojen sülfür konsantrasyonlarındaki değişimler Şekil 5'te görülmektedir (OĞUZ, 2005). 1950'li yıllardan itibaren artan sanayileşme ve gübre kullanımı ile nehir yoluyla Karadeniz ekosistemine taşınan besin tuzundaki ve atmosferdeki CO₂ miktarındaki artışın sirkülasyon, biyokimyasal reaksiyonlar, atmosfer-deniz etkileşimleri, sedimentle ilişkiler vb. gibi çok sayıda bileşenden oluşan bir mekanizma işleyişi sonucunda Karadeniz ekosisteminde oksik/anoksik tabakalaşma üzerinde nasıl bir etkiye sahip olduğunu incelemek için geçmişe ve geleceğe yönelik senaryo uygulamaları yapılmıştır.



Şekil 5. Çözünmüş oksijen ve hidrojen sülfür konsantrasyonlarının (µM) yoğunluğa (kg/m³) bağlı olarak değişimi (OĞUZ, 2005).

2.3. Stokiyometrik analizler

Yer yüzündeki karasal alanların kullanımı 20. yüzyılda belirgin bir şekilde değişim geçirmiştir. Bu değişimlerin deniz ekosistemleri üzerindeki en belirgin etkilerinden biri deniz ortamına deşarj edilen azot, fosfor ve silikat miktarlarındaki değişimler olmuştur. Bazı istisnalar dışında sucul

ekosistemlerdeki birincil üretim fosfor ya da azot ile sınırlanmaktadır (QUAN ve FALKOWSKI, 2009). İstanbul Boğazı kanalıyla gerçekleşen sınırlı su değişimi ve Karadeniz'deki karakteristik sabit pıknoklin tabakasının varlığı yüksek miktardaki besin tuzu girdisinin yüzeydeki 100 m'lik tabakada birikmesine neden olmaktadır. Karadeniz'deki biyokimyasal döngüleri ve bu döngülerin diğer faktörlerle etkileşimini anlayabilmek için Karadeniz'in ve Karadeniz'e deşarj olan fosfor ve azot'un stoikiyometrik analizi önem taşımaktadır.

3. GEREÇ VE YÖNTEM

3.1. Tek boyutlu modelin uygulanması

Bir önceki bölümde anlatılan model yapısının ışığı altında geliştirilen 1 mekan boyutlu biyojeokimyasal model aşağıdaki gibi bir adveksiyon-difüzyon genel denklemi ile tanımlanabilir:

$$\frac{\partial F}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K_b + v_b) \frac{\partial F}{\partial z} - (w - w_b) F \right] + \mathcal{R}(F), \quad (1)$$

Burada t zaman, z dikey eksenindeki değişimleri, ∂ ise türev operatörünü göstermektedir. F biyojeokimyasal modelin değişkenlerini, K_b rüzgar ve yoğunluk değişimleri ile ortaya çıkan türbülans hareketlerini ifade eden dikey difüzyon katsayısını, v_b türbülansın olmadığı durumlardaki difüzyon katsayısını, w dikey yöndeki adveksiyon hareketi hızını, w_b partikül maddenin su kolonu içindeki düşüş hızını, $\mathcal{R}(F)$ ise her değişken için toplam biyojeokimyasal olayları sembolize etmektedir.

Bir numaralı denklem ile ifade edilen biyojeokimyasal model Princeton Ocean Model (POM) un bir boyutlu versiyonu olup 1996 yılından beri kullanılmakta olan fiziksel model (OĞUZ ve diğ. 1996) ile beraber çalıştırılmaktadır. Bu model verilen hidro-meteorolojik koşullar altında ortaya çıkan akıntılar ile 2.5 dereceden Mellor-Yamada parameterizasyonu kullanarak difüzyon katsayısını hesaplamaktadır. v_b nin dikey yapısı ise eldeki mevcut gözlemlerden yardımıyla empirik olarak tanımlanmıştır.

Toplam 17 tane değişkenden oluşan biyojeokimyasal model tüm su kolonunun biyojeokimyasal yapısını modelleyebilmektedir. Yüzeğe yakın en üstteki yaklaşık 40-50 metre kalınlığındaki üfotik tabakadaki biyolojik olayları simüle etmek için Şekil 6'daki toplam 7 kompartmandan oluşan besin ağı sistemi kullanılmıştır. Burada, fitoplanktonlar diatom (P_d) ve flagelatlar (P_f) olmak üzere iki grup altında toplanmıştır. Bunlara ek olarak bakteriler (B) ayrı

bir grup halinde, zooplanktonlar büyük (mesozooplankton, Z_l) ve küçük (microzooplankton, Z_s) grupları olarak iki kategoride tanımlanmıştır. Ayrıca, fırsatçı bir tür olan ve Karadeniz ekosisteminde çok yaygın olarak bulunan *Noctiluca scintillans* (Z_n) ile jelimsi organizmalar (Z_m) da iki ayrı grup olarak modele eklenmişlerdir

3.1.1. Besin ağı modülü

Şekil 6'da şematik olarak gösterildiği gibi, her iki fitoplankton grubu besin olarak her iki zooplankton grubunu ve *Noctiluca*'yı farklı yüzdeler ile desteklemektedir. *Noctiluca* bakteriler, zooplanktonlar, ve detritus (cansız organik maddeler) üzerinden de belli oranlarda beslenmektedir. Büyük zooplanktonlar, fitoplanktonlara ek olarak, küçük zooplanktonlar ve detritusları yerlerken, bakteriler genellikle küçük zooplanktonlar üzerinden beslenmektedir. Jelimsi organizmalar ise hem büyük hem küçük zooplankton gruplarını besin olarak kullanmaktadırlar. Bakteriler ise partikül ve çözülmüş haldeki organik maddeler üzerinden beslenmektedir.

$$\mathfrak{R}(P_f) = (1 - \chi)\sigma_f\Phi P_f - G_s(P_f)Z_s \quad (2a)$$

$$-G_l(P_f)Z_l - G_n(P_f)Z_n - \lambda_f P_f^2$$

$$\mathfrak{R}(P_d) = (1 - \chi)\sigma_d\Phi P_d - G_s(P_d)Z_s \quad (2b)$$

$$-G_l(P_d)Z_l - G_n(P_d)Z_n - \lambda_d P_d^2$$

$$\mathfrak{R}(Z_s) = \gamma_s[G_s(P_f + G_s(P_d) + G_s(D) \quad (2c)$$

$$+G_s(B)]Z_s - [G_l(Z_s)Z_l + G_m(Z_s)Z_m$$

$$+G_n(Z_s)Z_n] - \mu_s Z_s - \lambda_s Z_s$$

$$\mathfrak{R}(Z_l) = \gamma_l[G_l(P_f) + G_l(P_d) + G_l(D) + G_l(Z_s) \quad (2d)$$

$$+G_l(Z_n)]Z_l - G_m(Z_l)Z_m - \mu_l Z_l - \lambda_l Z_l$$

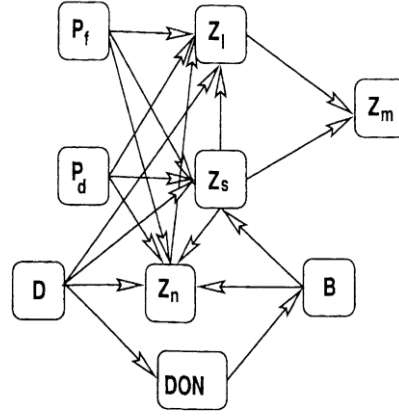
$$\mathfrak{R}(Z_n) = \gamma_n[G_n(Z_s) + G_n(P_f) + G_n(P_d) \quad (2e)$$

$$+G_n(D)]Z_n - G_n(Z_n)Z_l - \mu_n Z_n - \lambda_n Z_n$$

$$\mathfrak{R}(Z_m) = \gamma_m[G_m(Z_s) + G_m(Z_l)]Z_m \quad (2f)$$

$$- \mu_m Z_m - \lambda_m Z_m$$

$$\mathfrak{R}(B) = [G_b(DON) + G_b(D)]B - G_s(B)Z_s - \mu_s B. \quad (2g)$$



Şekil 6. Biyojeokimyasal modelin besi ağındaki av-avcı ilişkilerini tanımlayan etkileşimler.

(2a) ve (2b) denklemlerindeki fitoplankton biyokütle büyümesi (sağ taraftaki ilk terimler), sabit bir büyüme katsayısının büyüme sınırlandıran ve (3a) denklemi ile gösterilen bir fonksiyonun çarpımı ile ifade edilmektedir. Bu fonksiyon ışık yetersizliği $[\alpha(I)]$ (denklem 3b, 3g) ile besintuzu yetersizliği $\beta(NO_3, NH_4)$ (denklem 3c) koşullarından en sınırlayıcı olanını (denklem 3a) büyüme sınırlandıran etken olarak kabul etmektedir. Denklem (3d) ile tanımlanan sıcaklık değişimleri $[f(T)]$ de ek bir sınırlayıcı etken durumundadır. (3g) denklemi ışığın dikey yöndeki yayılım şiddetinin suyun kendisi ve içindeki askı yükler tarafından sınırlandırılmasını ifade etmektedir. Işık sınırlaması \tanh fonksiyonu (3b), besin tuzu sınırlaması ise nitrat ve amonyak konsantrasyonları cinsinden hiperbolik fonksiyonlar (3e, 3f) ile tarif edilmektedir.

$$\Phi = \min[\alpha(I), \beta_t(NO_3, NH_4)]f(T) \quad (3a)$$

$$\alpha(I) = \tanh[aI(z, t)] \quad (3b)$$

$$\beta_t(NO_3, NH_4) = \beta_n(NO_3) + \beta_a(NH_4) \quad (3c)$$

$$f(T) = Q_{10}^{(T-20)/10} \quad (3d)$$

$$\beta_n(NO_3) = [NO_3/(R_n + NO_3)]\exp(-\psi NH_4) \quad (3e)$$

$$\beta_a(NH_4) = NH_4/(R_a + NH_4) \quad (3f)$$

$$I(z, t) = I_s \exp[-(k_w + k_c(P_d + P_f + D))z] \quad (3g)$$

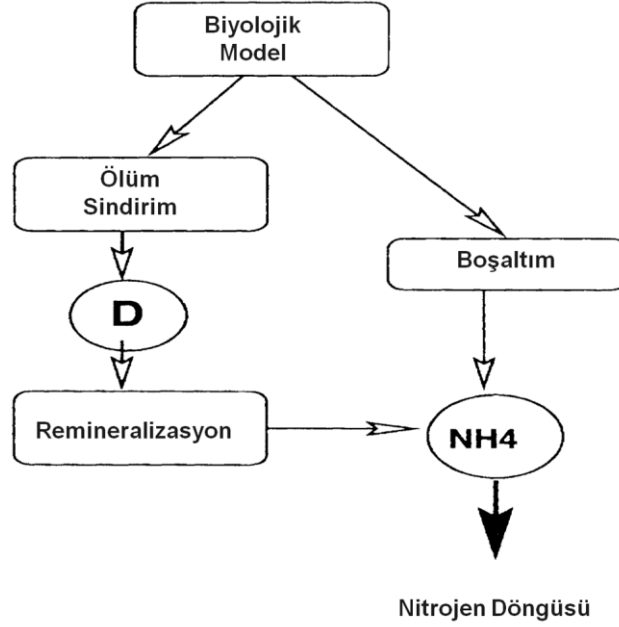
$$G_i(\psi_j) = r_i f_i(T) \frac{a_j \varphi_j}{R_i + \sum_n a_n \varphi_n} \quad (3h)$$

$$G_m(\psi_j) = r_m(t) f_m(T) \frac{a_j \varphi_j}{\sum_n a_n \varphi_n} \quad (3i)$$

Beslenme (ingestion), avlanma (predation), ölüm (mortality) ve fizyolojik kayıplar (excretion) zooplankton denklemlerini (2c-2f) tarif eden olaylar zinciridir. Beslenme (2c)-(2e) denklemlerinde köşeli parantezlerin içindeki terimleri ile gösterilmiştir. (2c) deki ikinci köşeli parantez ile (2d) ve (2e) deki eksi işaretli terimler söz konusu grupların daha büyük zooplankton grupları tarafından yenmesini göstermektedir. En son iki terim ise fizyolojik nedenler ve yaşlanma ile oluşan biyokütle kayıplarıdır. (3h) denkleminde verilen beslenme yoluyla büyüme sabit bir büyüme oranı (r_i)'nin hem sıcaklık hem de mevcut avların miktarına bağlı hiperbolik bir fonksiyon ile sınırlanması ile tarif edilmektedir. Bu sınırlamayı kontrol eden parametre ise saturasyon'un yarılama katsayısı (R ; half saturation constant) dır. Jelimsi hayvanlar için ise hiperbolik beslenme fonksiyonu saturasyona bağlı olmaksızın linear olarak artabilen bir fonksiyon ile tanımlanmıştır (denklem 3i). Bu nedenle, jelimsi hayvanlar herhangi bir doyuma ulaşmadan avların toplam biyokütlesine bağlı olarak lineer olarak sürekli büyüebilmektedir. Modelde bakteri popülasyonlarının büyümesi partikül ve çözünmüş haldeki nitrojen konsantrasyonlarına bağlı olarak ifade edilmiştir (denklem 2g).

3.1.2. Nitrojen çevrimi modülü

Nitrojen çevrimi partikül halindeki parçalanabilir (labile) organik nitrojen (D), çözünmüş haldeki organik nitrojen (DON), çözünmüş haldeki inorganik nitrojen fraksiyonları; nitrate (NO_3), nitrite (NO_2) ve amonyak (NH_4) olmak üzere 5 kompartmandan oluşmaktadır. Besin ağı ve nitrojen çevrim modüllerin arasındaki bağıntının şematik görünümü Şekil 7'de gösterilmektedir. Parçalanabilir haldeki partikül maddeler denklem (4a) da ifade edildiği gibi zooplanktonların bünyesinde assimile olmayan besinler ve ölümler ile ortaya çıkan organik maddelerden oluşmaktadır. Bunların parçalanması esnasında bir kısmı DON haline, bir kısmı da NH_4 haline dönüşmektedir (denklem 4b, 4c). Zooplankton gruplarının NH_4 formundaki bazı fizyolojik kayıpları (excretion) ile fitoplankton büyümesinin temel taşı olan birincil üretim safhasında sistemde kullanılmayan %5-10 luk bir kısım (exudation) da NH_4 çevrimine katkı sağlamaktadır (denklem 4c). İki basamaklı nitrojen çevriminde öncelikle NH_4 den NO_2 formuna (denklem 4d), daha sonra da NO_2 den NO_3 formuna olan dönüşüm gerçekleşmektedir (denklem 4e).



Şekil 7. Besin ağı ve nitrojen çevrim modüllerin arasındaki bağıntının şematik görünümü

Detritus partiküllerin dikey düşme hızları hiperbolik bir fonksiyon olarak konsantrasyonlara bağlı olarak değişim göstermektedir (denklem 5). Buna göre, yüksek konsantrasyonlarda partiküllerin bir araya toplanması nedeniyle (aggregation) daha yüksek hızlar ortaya çıkmaktadır. Öte yandan, organik maddelerin parçalanma hızı, denklem (6) da gösterildiği gibi, azalan oksijen konsantrasyonlarına bağlı olarak azalmaktadır. Oksijenin çok az miktarlarda bulunduğu şartlarda ise (örneğin $3 \mu M$) organik madde parçalanma oranı denklem (7) deki gibi ifade edilen denitrifikasyon olayı ile gösterilmiştir.

$$w_d(z) = w_d^* \left[\frac{D}{R_d + D} \right], \quad (5)$$

$$f_n(O_2) = \frac{O_2}{O_2 + R_O} \quad \text{for } O_2 \geq 3\mu M, \quad (6)$$

$$f_d(O_2) = \left[\frac{K_O}{K_O + O_2} \right] \quad \text{for } O_2 < 3\mu M, \quad (7)$$

3.1.3. Oksik-anoksik reaksiyonları modülü

Bir önceki bölümde anlatılan suboksik tabaka ile suboksik-anoksik tabakaların geçiş bölgesindeki oksidasyon-redaksiyon olayları baz alınarak geliştirilen denklem setleri (13a)-(13e) de verilmektedir. Bu denklemlerde çözülmüş oksijen (O_2), hidrojen sülfür (H_2S), reaktif sülfür (S^0), çözülmüş ve partikül halindeki manganez konsantrasyonları (Mn , MnO_2) temel değişkenler olarak ele alınmıştır. (13a) denklemi, atmosferik girdinin yanısıra, fotosentez yoluyla su kolonu içinde oluşan oksijen üretimi detritusların parçalanması, amonyum üretimi, ve nitrifikasyon olayı ile hidrojen sülfür ve partiküler manganezin oksidasyonlarında kullanımını ifade etmektedir. (13b) ye göre hidrojen sülfür modele konu olan su kolonuna aşağıdan difüzyon yolu ile girmekte ve hem oksijen hem de partiküler manganez ile oksitlenmektedir. Bu olaylar sonucu oluşan elemental sülfür konsantrasyonlarının değişimi ise (13c) denklemi ile ifade edilmektedir. Modelin bu versiyonu sülfür redaksiyonu sonucu oluşan hidrojen sülfür üretimini göz önüne almamaktadır. Fakat bu kaynak, derin sulardan desteklenen H_2S konsantrasyonlarına göre ihmal edilebilecek düzeydedir. Manganez çevrimi ile ilgili reaksiyonlar (13d) ve (13e) denklemleri ile tanımlanmıştır. Derin sulardan anoksik geçiş tabakasına yükselen çözülmüş manganez nitrat ve oksijen ile etkileşerek partiküler manganez üretimine yol açmaktadır. Üretilen partiküler manganez ise amonyak ile H_2S in oksitlenmesinde kullanılarak bunların tüketilmesine yol açmaktadır.

$$\begin{aligned} \mathfrak{R}(O_2) = & \alpha_0[\sigma_d \Phi P_d + \sigma_f \Phi P_f] - \alpha_c \epsilon f_n(O_2) D \quad (13a) \\ & - \alpha_2 k_1 f_n(O_2) NH_4 - \alpha_3 k_2 f_n(O_2) NO_2 \\ & - \alpha_5 k_5(O_2) HS^- - \alpha_6 k_6(O_2) Mn^{2+} \end{aligned}$$

$$\mathfrak{R}(HS) = -k_5 O_2 HS^- - k_9 HS^- MnO_2 \quad (13b)$$

$$\mathfrak{R}(S) = k_5 O_2 HS^- + k_9 HS^- MnO_2 - k_s S^0 \quad (13c)$$

$$\begin{aligned} \mathfrak{R}(Mn) = & \alpha_8 k_8 NH_4 Mn^{2+} + k_9 HS^- MnO_2 \quad (13d) \\ & - k_6 O_2 Mn^{2+} - k_7 NO_3 Mn^{2+} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \mathfrak{R}(MnO_2) = & k_6 O_2 Mn^{2+} + k_7 NO_3 Mn^{2+} \quad (13e) \\ & - \alpha_8 k_8 NH_4 Mn^{2+} - k_9 HS^- MnO_2. \end{aligned}$$

3.1.4. Sınır şartları

Modelin alt sınırı yaklaşık olarak sürekli piknoklin tabası sınırına karşılık gelen 150 metre derinliğinde kabul edilmiştir. Burada HN_4 , H_2S , Mn hariç tüm model değişkenlerinin akıları sıfır kabul edilmiştir. En genel formunda söz konusu sınır şartı

$$\left[(K_b + \nu_b) \frac{\partial F}{\partial z} \right] + w_b F = 0 \quad \text{at } z = 0, -h_b. \quad (14)$$

bağıntısı ile tarif edilmektedir. Oksijen denklemi için su yüzeyinden oksijen girdisi

$$\left[(K_b + \nu_b) \frac{\partial O_2}{\partial z} \right]_{z=0} = V_p [O_2^{sat} - O_2(z=0)], \quad (15)$$

ifadesi ile tanımlanmıştır. Burada V_p yüzeyden oksijen giriş hızı ve O_2^{sat} ise saturasyon konsantrasyon değeridir.

3.1.5. Sayısal teknikler

150 metre kılınılığındaki su kolonu 3 metre aralıklarla sıralanmış (Δz) 50 tane çözüm tabakası ile gösterilmiştir. Diferansiyel denklemlerin zaman integrasyonu için 5 dakikalık bir zaman aralığı (Δt) kabul edilmiştir. Deklemler nümeri stabilite şartları bakımından zamana bağlı olmayan bir yöntem kullanarak çözülmüştür. Zaman integrasyonunda “Leapfrog” yöntemi kullanılmış ve her integrasyondan sonra Aselin filtresi uygulanarak çözüm kararlı bir halde tutulmuştur.

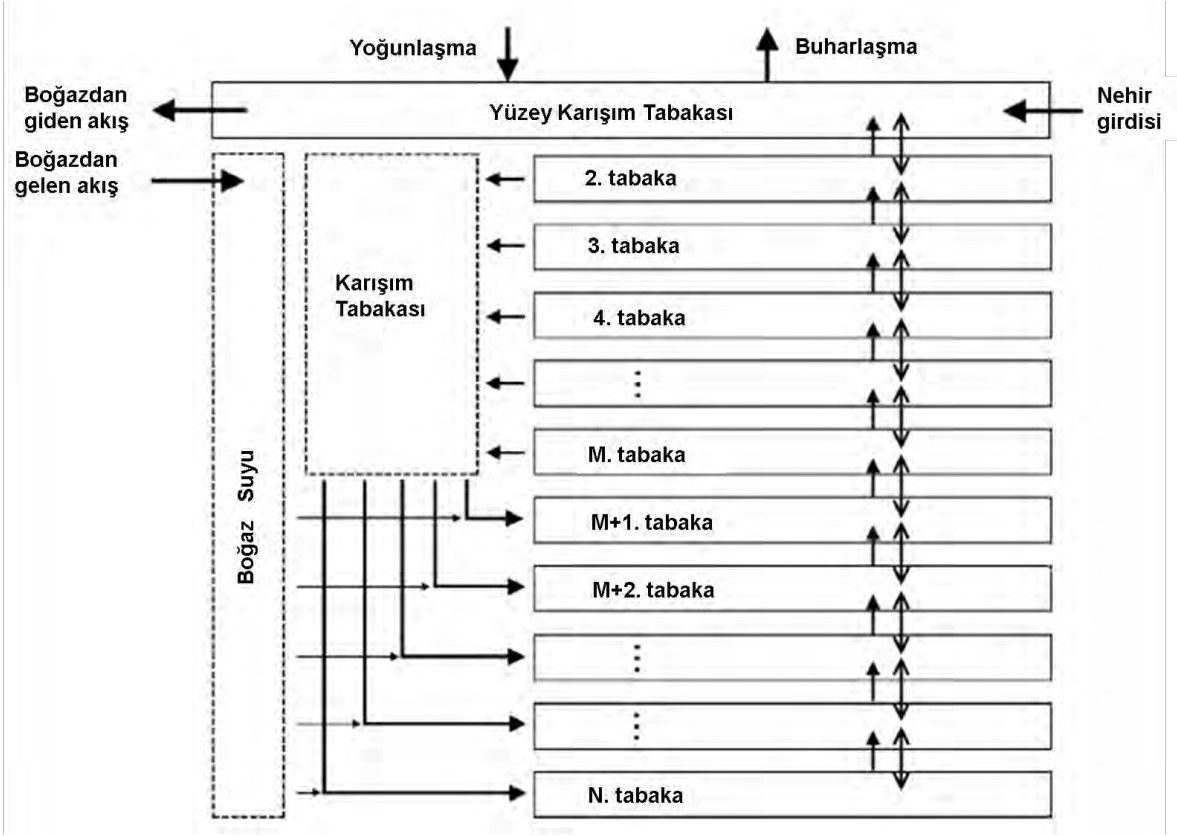
Biyolojik model, ilk şart olarak su kolonunda sabit NO_3 ($=3.5 \mu\text{M}$) ve NH_4 ($=0.5 \mu\text{M}$) konsantrasyon değerleri ile oksijen için ilk 100 metrede $15 \mu\text{M}$ daha derinlerde sıfır değerleri verilmiştir. Diğer tüm model değişkenlerinin ilk şart değerleri çok küçük sayılar ile ifade edilmişlerdir. Bu şartlar model için integrasyona başlamadan önce belirli bir biyojeokimyasal yapının belirlenmemiş olduğu göstermektedir. Bunun yerine, model kendi dinamiği içinde gözlemlere uygun yapıyı üretmesi beklenmektedir. Yani Karadeniz ekosisteminin yapısını doğru bir şekilde üretebilecek denklem kurgusuna sahip bir model ilk şartlara bağlı olmaksızın gerçekçi yapıyı ortaya koyabilecektir. Model denklemleri kararlı çözümler elde edilinceye

kadar entegre edilmiştir. Genellikle ilk şartların yarattığı kararsızlıklar ilk 2 yıl içinde kaybolmuş, model üçüncü yılında normal şartlara ulaşmış ve dördüncü yıldan itibaren çözümlerde herhangi bir değişme gözlenmemiştir. Proje kapsamındaki gösterilecek tüm çözümler, modelin dördüncü veya beşinci yılına karşılık gelmektedir.

Modelde kullanılan parametrelerin bazıları gözlemlerden, bazıları ise daha önce kullanılan benzer model çalışmalarından elde edilmişlerdir. Modelden gözlemlere uyumlu sonuçlar elde edilebilmesinin en önemli şartı çok sayıdaki parametrenin birbirine uyumlu bir şekilde tanımlanmasıdır. Bunun için çok miktarda uyumluluk (sensitivity) testleri yapmak gerekmektedir. Bu testlerin sonucunda saptanan parameter değerleri Tablo 1-3 de verilmektedir.

3.2. Model analizleri, parametreler ile ilgili düzenlemeler, hassasiyet testleri

Tek boyutlu biyokimyasal model, birincil üretimi, atmosferik gaz alışverişini, çözünmüş ve partikül organik madde salınımını ve remineralizasyonu, kemoototrofik reaksiyonları ve bentik işlemleri simüle etmektedir. Model şu anki hali ile 5 işlevsel mikrobiyal grup (genel heterotroflar, amonyum okside edenler, nitrit okside edenler ve anaerobik amonyum okside edenler), iki fitoplankton sınıfını (nitrojen fikse eden ve konvensiyonel), fosfor, nitrat, nitrit, amonyak, partikül organik madde (POM), kararsız ve yarı kararlı çözünmüş organik madde (DOM), çözünmüş oksijen, çözünmüş nitrojen gazı, toplam çözünmüş inorganik karbon (DIC), sülfat ve sülfid bileşenlerini kullanarak simülasyon yapmaktadır. Ayrıca potansiyel sıcaklık, tuzluluk, CFC-11 ve bazı radyokarbonlar gibi taşınım alanlarını doğrulamak için kullanılabilecek parametreleri simüle etmektedir. Bu model ana piknoklin tabakasında 1 m'ye ve daha derinlerde 300 metrelere ulaşan dikey 183 tabaka içermektedir (Şekil 8). Modeldeki Karadeniz su bütçesine dair değerler için ÖZSOY ve ÜNLÜATA (1997), profiller için IVANOV ve SAMODUROV (2001) referans alınmıştır. Sonuçların geçerliliği simülasyon sonuçlarının gözlem sonuçları ile karşılaştırılması ile doğrulanmıştır (ROMANIELLO ve DERRY, 2010).

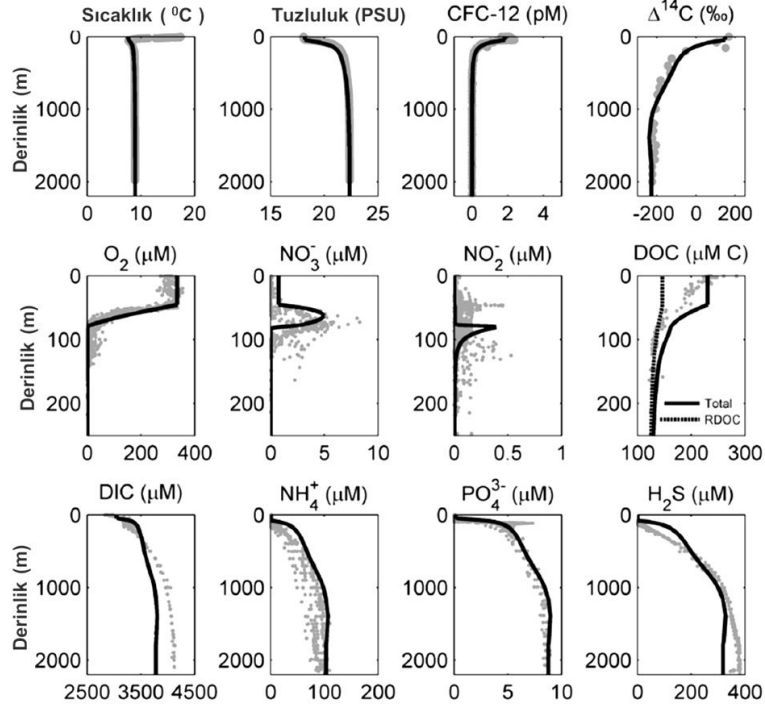


Şekil 8. Karadeniz'i simüle etmek için kullanılan iki uçlu akış modelinin şematik gösterimi. Dip tabakaların ventilasyonu iki tabakanın derinliğe bağlı karışım oranına göre karışımı ile olur. Kesikli çizgili kutular o tabakaların modeldeki sabit depolanma yerleri olmadığını göstermektedir. Entrained su hızlı bir şekilde boğazdan gelen su ile karışır ve derin tabakalara katılmaktadır (ROMANIELLO ve DERRY, 2010).

Simülasyon işlemi iki kısımdan oluşmaktadır. Öncelikle model 10.000 yıla entegre edilir ve preantropojenik sınır koşullar kullanılarak modelin kararlı duruma geçmesi sağlanır. Daha sonra 1700-2000 yılları arasına denk gelecek şekilde 300 yıllık bir integrasyon daha yapılır. Bu son 300 yılda atmosferik CO₂ konsantrasyonundaki değişim sistem üzerinde etkin olarak uygulanmaktadır. Deniz ortamına nehir yolu ile giren besin tuzu konsantrasyonu da modelde kullanılan bir diğer önemli dış faktördür.

3.2.1. Modelin kalibrasyonu

Model sonuçlarının doğruluğu ROMANIELLO ve DERRY (2010) tarafından simülasyon sonuçlarının gerçek gözlem değerleri ile karşılaştırılması ile test edilmiştir (Şekil 9). Paleoşeanografik verilerle çalışıp binlerce yıl sonra 2000 yılında Şekil 3'de görüldüğü gibi gözlem değerlerine bu derece yakın sonuçlar elde edilmesi modelin geçen zaman içerisindeki süreçleri değerlendirmesine olan güveni arttırmaktadır.

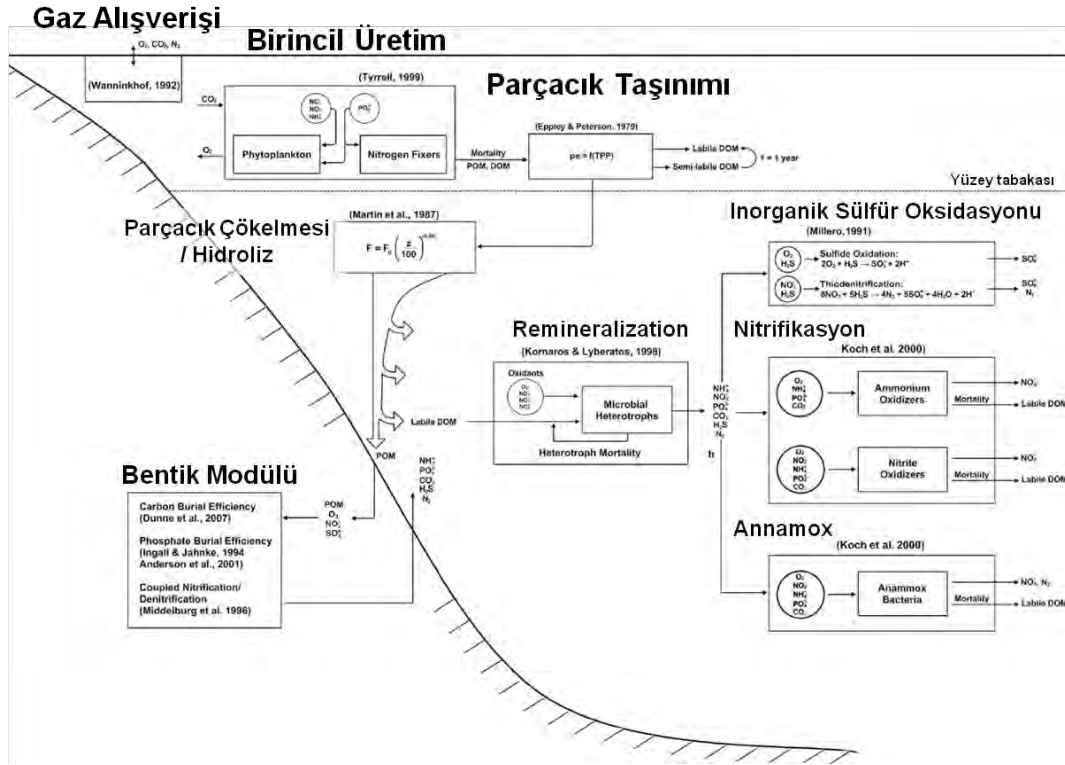


Şekil 9. Simülasyon sonuçlarının (koyu çizgi) gözlem sonuçları ile (gri noktalar) karşılaştırılması (ROMANIELLO ve DERRY, 2010).

3.2.2. Modelin Biyokimyasal Yapısı

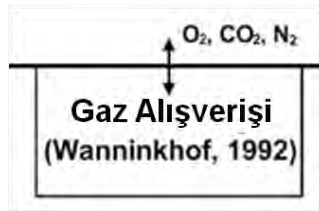
Model 5 mikrobiyal grup (genel heterotroflar, amonyum okside edenler, nitrit okside edenler ve anaerobik amonyum okside edenler), iki fitoplankton sınıfı (nitrojen fikse eden ve konvensiyonel), fosfor, nitrat, nitrit, amonyak, partikül organik madde (POM), kararsız ve yarı kararlı çözülmüş organik madde (DOM), çözülmüş oksijen, çözülmüş nitrojen gazı, toplam çözülmüş inorganik karbon (DIC), sülfat ve sülfid bileşenlerini durum değişkenleri olarak içermektedir. Bunların yanısıra biojeokimyasal modüldeki ana işlemler birincil üretim, atmosferik gaz alışverişi, çözülmüş ve partikül organik madde taşınımı ve remineralizasyon, kemoototrofik

raksiyonlar ve bentik işlemlerden oluşmakta olup içerdiği 183 dikey tabakanın her birinde bu işlemleri simüle etmektedir. Bu işlemler atmosfer ve sediman ile ilişkileri açıklaması, ve sistemin kendi içindeki ilişkiler hakkında bilgi vermesi nedeniyle oldukça önem taşımaktadır ve ilerleyen bölümlerde detaylı bir şekilde anlatılacaktır. Biojeokimyasal modülün yapısı Şekil 10'da detayları ile gösterilmiştir.



Şekil 10. Modelin biyojeokimyasal yapısı

3.2.2.1. Yüzeydeki gaz alış-verişi



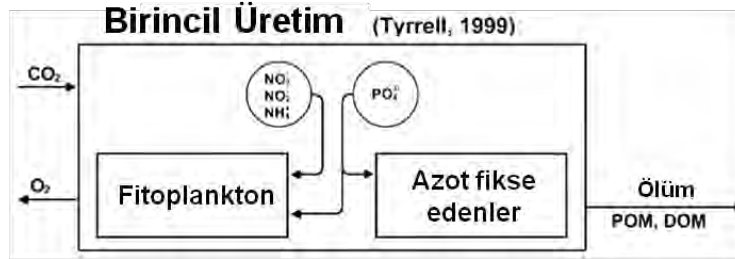
Şekil 11. Yüzeydeki gaz alışverişinin şematik gösterimi

Yüzeydeki gaz değişimi alkaliniteye (ALK - $\mu\text{eq kg}^{-1}$) ve deniz yüzey suyunda çözünmüş inorganik karbon (DIC) konsantrasyonlarına bağlı olarak değişmektedir (Şekil 11). Bu işlem aşağıdaki gibi formüle edilmiştir.

$$[H_2CO_3^*] = \frac{K_2}{K_1} \cdot \frac{(2[DIC] - [ALK])^2}{[ALK] - [DIC]}$$

Formüldeki K_1 ve K_2 , belirlenen yüzey sıcaklığı ve tuzluluğunun bir fonksiyonu olarak birinci ve ikinci karbonik asit çözünürlük sabitleridir (MILLERO, 1995).

3.2.2.2. Birincil üretim ve üreticiler



Şekil 12. Birincil üretim dinamiklerinin şematik gösterimi

Fitoplankton (PP) ve azot fikse edenler (NF) birincil üretim işlemlerini temsil eden ve fosfor ve azot üzerinden üreyen iki fitoplankton grubudur (TYRRELL , 1999) (Şekil 12). Bu işlemler modelde aşağıdaki gibi formüle edilmiştir.

$$\frac{\partial PP}{\partial t} = \mu_{PP} \cdot \min \left[\frac{PO_4^{3-}}{PO_4^{3-} + K_P}, f(NO_3^-, NO_2^-, NH_4^+) \right] \cdot PP - m \cdot PP$$

$$\frac{\partial NF}{\partial t} = \mu_{NF}(sst) \cdot \frac{PO_4^{3-}}{PO_4^{3-} + K_P} \cdot NF - m \cdot NF$$

Formülde μ_{PP} ve μ_{NF} maksimum büyüme oranlarıdır. μ_{NF} azot fikse eden grubun sıcaklığa bağlı büyüme sabitidir. Bu grubun büyümesi ortamdaki fosfat varlığı ile sınırlandırılmaktadır. Diğer fitoplankton grubunun μ_{PP} büyüme oranı fosfat ve azot bileşiklerinin göreceli az olanı tarafından belirlenmektedir. Her iki fitoplankton grubu için sınırlayıcı besin tuzlarının büyümeye olan etki seviyesi Michaelis-Menten tipi bir fonksiyon kullanılarak tanımlanmıştır. TYRELL (1999) tarafından fitoplankton için önerilen sınırlayıcı besin tuzu ifadesi NO_2 ve NH_4^+ 'ü içerecek şekilde modelde aşağıdaki gibi genişletilmiştir (GRUBER ve dig., 2006; PARKER, 1993):

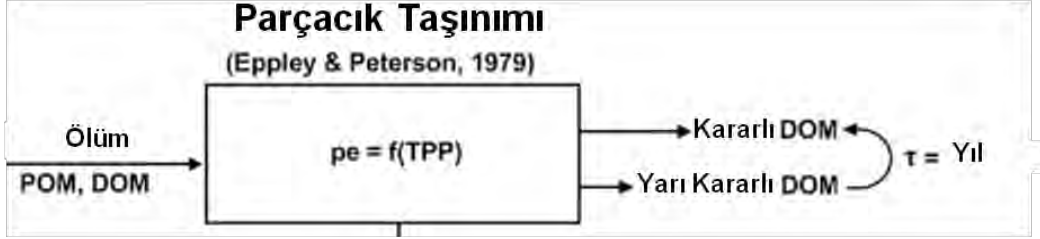
$$f(NO_3^-, NO_2^-, NH_4^+) = \frac{NO_3^- + NO_2^-}{NO_3^- + NO_2^- + K_{Nox}} \cdot \frac{K_{Nred}}{NH_4^+ + K_{Nred}} + \frac{NH_4^+}{NH_4^+ + K_{Nred}}$$

Formülde sadece NO_3 yerine NO_3 ve NO_2 toplamı kullanılmıştır. Fitoplanktonun NO_3 'ü biyomasa çevirmeden önce indirgemesi gerektiği için inhibe edici terim olarak NH_4^+ 'ün tercih edildiği varsayılmıştır. Fosfor sınırlaması monod tipi fonksiyon da içeren Liebig minimum kuralına göre tanımlanmıştır.

$$P - limitation = \min\left(\frac{(PO_4^{3-} - PO_4^{3-}{}_{min})}{(PO_4^{3-} - PO_4^{3-}{}_{min}) + K_P}, 0\right)$$

Buradaki PO_{4min} varolan konsantrasyon ve K_p fosfor ile sınırlı büyüme için yarı doyumluk sabitidir. Birincil üreticiler üzerindeki otlama baskısı üreticilerin ölüm katsayısı olarak parametrize edilmiştir.

3.2.2.3. Parçacık taşınımı ve hidroliz



Şekil 13. Parçacık taşınımı dinamiklerinin şematik gösterimi

Parçacık taşınımı EPPLEY ve PETERSON (1979)'in verileri ile uyumlu deneysel doygunluk ilişkisi ile birincil üretime (NPP) ilişkilidir (Şekil 13), sigmoid fonksiyonu kullanılmıştır.

$$f_{Export} = 0.5 \cdot \frac{NPP^2}{NPP^2 + 92.8^2}$$

buradaki NPP, birimi $gCm^{-2} yr^{-1}$ olan net birincil üretim miktarıdır. Taşınan organik madde sediment yüzeyi ile alınmış ya da derinlerde çözülmüş organik maddeye çevirilmiştir. Çökelmekte olan parçacıkların hidroliz nedeni ile derinliğe bağlı olarak zayıflaması da aşağıdaki gibi formüle edilmiştir.

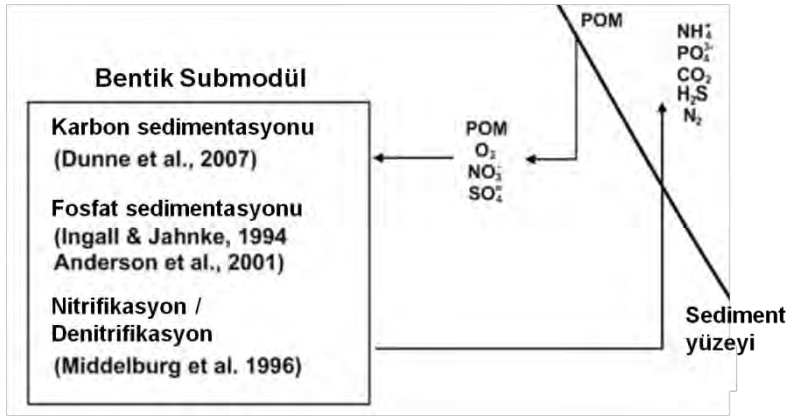
$$F_{POM} = F_{POM}^{Z_{mix}} \cdot \left(\frac{Z + (100 - Z_{mix})}{100} \right)^{-0.86}$$

Buradaki F_{POM} , katı organik maddenin (POM) Z derinliğindeki akışı, $F_{POM}^{Z_{mix}}$, POM'un karışım tabakasının tabanındaki akışı ve Z_{mix} ise karışım tabakasının taban derinliğidir. Export üretimin sediment yüzeyi tarafından alınan kısmı, parçacık taşınımının derinlikle zayıflamasının ve basen yüksekliğinin bir fonksiyonudur;

$$F_{POM}^{Sed} = \int_{Z_1}^{Z_2} F_{POM}(z) \cdot \frac{dSA}{dz} dz$$

Formüldeki F_{POM}^{Sed} , POM'un sediment yüzeyine taşınımı; dSA/dz , basenin kesitsel alanının derinliğe bağlı olarak türevi; Z_1 ve Z_2 ise rezervuarın üst ve alt derinlikleridir.

3.2.2.4. Bentik submodül



Şekil 14. Bentik submodülün şematik gösterimi

Nitrifikasyon ve denitrifikasyondan gelen denitrifikasyon kısmını belirleyebilmek için bentik katı organik azotun (PON) remineralize olan kısmı aşağıdaki formül ile hesaplanmıştır.

$$f_{Re\ min}^N = 1 - CBE \cdot \frac{106}{16 \cdot C / N_{Burial}}$$

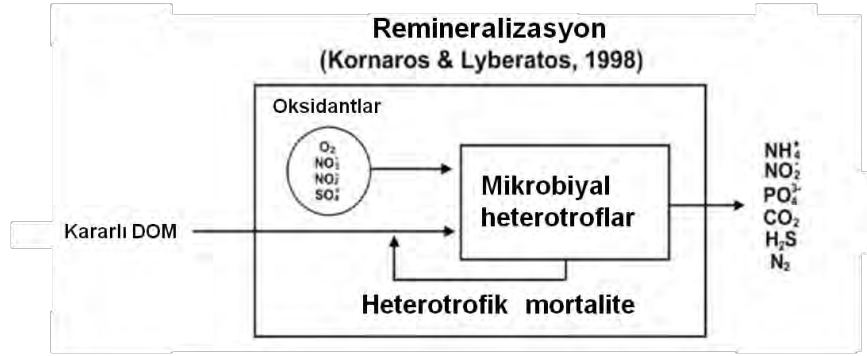
Formüldeki "C/N Burial" sedimana geçen C/N oranı olup 10 olarak kabul edilmektedir (HEDGES ve dig., 1999). Nitrata okside olan sedimandaki remineralize olmuş azot miktarı (f_{ox}^N) aşağıdaki gibi simüle edilmiştir (Şekil 14).

$$f_{OX}^N = \frac{O_2}{O_2 + K_{O_2} + k_{O_2} \cdot (1-CBE) \cdot F_{Corg}}$$

Buradaki $(1-CBE) \cdot F_{Corg}$ toplam remineralizasyon oranıdır. Tahmin edilen nitrifikasyon eğer denitrifikasyondan az ise denitrife olan azotun bir kısmı (f_{Diff}^N) su kolonuna geçiyor olmalıdır. Bu kısım aşağıdaki formüle göre sınırlandırılmıştır.

$$f_{Diff}^N = \frac{NO_3^-}{NO_3^- + \min(K_{NO_3} + k_{NO_3} \cdot (1 - CBE) \cdot F_{Corg}, 0)}$$

3.2.2.5. Remineralizasyon ve mikrobiyal heterotroflar



Şekil 15. Remineralizasyon dinamiklerinin şematik gösterimi

Heterotrofik bakterilerin büyüme oranı her bir oksidanta bağlı olarak gerçekleştirilen remineralizasyon sonucu ortaya çıkan oksidant konsantrasyonu cinsinden belirlenir:

$$\left(\frac{\partial Hetr}{\partial t} \right)_{O_x} = \mu_{O_x} \cdot [Hetr]$$

Formüldeki μ_{O_x} büyüme oranı olup kullanılan oksidasyonların sınırlayıcı etkilerini gösteren Michaelis-Menten tipi fonksiyonların çarpımlı şeklinde ifade edilmektedir. Aşağıdaki ifadelerde denitrifikasyon (μ_{NO_3}) O_2 konsantrasyonu inhibe edici koşul olarak tanımlanmıştır. Benzer şekilde

NO₃'ün varlığı μNO₂ için, NO₂ ve NO₃'ün varlığı μSO₄ için sıralayıcı koşullar olarak tanımlanmıştır (Şekil 15).

$$\begin{aligned}\mu_{O_2} &= \mu_{\max,O_2} \cdot \left(\frac{LDOM}{LDOM + K_{S,O_2}} \right) \cdot \left(\frac{O_2}{O_2 + K_{O_2}} \right) \\ \mu_{NO_3^-} &= \mu_{\max,NO_3^-} \cdot \left(\frac{LDOM}{LDOM + K_{S,NO_3^-}} \right) \cdot \left(\frac{NO_3^-}{NO_3^- + K_{NO_3^-}} \right) \\ &\quad \cdot \left(\frac{K_{I1,O_2}}{O_2 + K_{I1,O_2}} \right) \\ \mu_{NO_2^-} &= \mu_{\max,NO_2^-} \cdot \left(\frac{LDOM}{LDOM + K_{S,NO_2^-}} \right) \cdot \left(\frac{NO_2^-}{NO_2^- + K_{NO_2^-}} \right) \\ &\quad \cdot \left(\frac{K_{I2,NO_3^-}}{NO_3^- + K_{I2,NO_3^-}} \right) \cdot \left(\frac{K_{I2,O_2}}{O_2 + K_{I2,O_2}} \right) \\ \mu_{SO_4^{2-}} &= \mu_{\max,SO_4^{2-}} \cdot \left(\frac{LDOM}{LDOM + K_{S,SO_4^{2-}}} \right) \cdot \left(\frac{SO_4^{2-}}{SO_4^{2-} + K_{SO_4^{2-}}} \right) \\ &\quad \cdot \left(\frac{K_{I3,NO_2^-}}{NO_2^- + K_{I3,NO_2^-}} \right) \cdot \left(\frac{K_{I3,NO_3^-}}{NO_3^- + K_{I3,NO_3^-}} \right) \\ &\quad \cdot \left(\frac{K_{I3,O_2}}{O_2 + K_{I3,O_2}} \right)\end{aligned}$$

Son olarak, tüm heterotrofların büyüme oranı aşağıdaki formül ile verilmiştir.

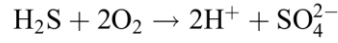
$$\frac{\partial Hetr}{\partial t} = \left(\mu_{O_2} + \mu_{NO_3^-} + \mu_{NO_2^-} + \mu_{SO_4^{2-}} \right) \cdot [Hetr] - mortality$$

3.2.2.6. İnorganik sülfür oksidasyonu



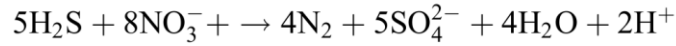
Şekil 16. İnorganik sülfür oksidasyonu dinamiklerinin şematik gösterimi

Su kolonunda ve sedimandaki sülfür heterotrofik sülfür indirgenmesi ile oluşur. Sülfürün yeniden oksidasyonu 2 inorganik yolla olur (Şekil 16). Birincisi, moleküler oksijen ile oksidasyondur;



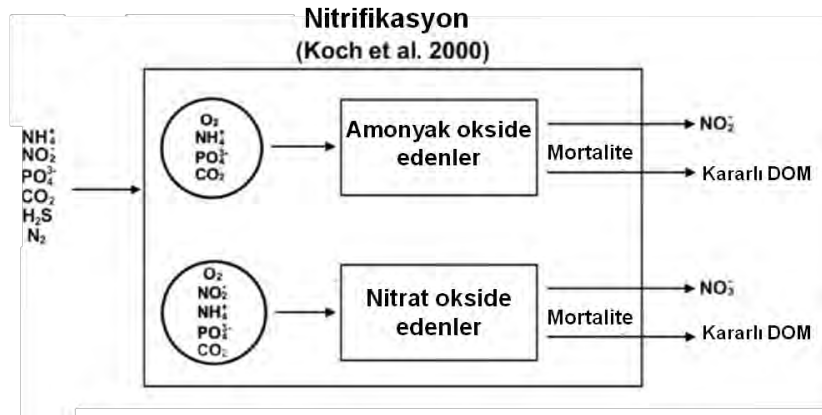
$$\frac{\partial H_2S}{\partial t} = -k_{H_2S} \cdot H_2S \cdot O_2$$

İkincisi ise thiodenitrifikasyondur (KONOVALOV ve dig., 2006);



$$\frac{\partial H_2S}{\partial t} = -k_{H_2S} \cdot H_2S \cdot NO_3^-$$

3.2.2.7. Nitrifikasyon



Şekil 17. Nitrifikasyon döngüsünün şematik gösterimi

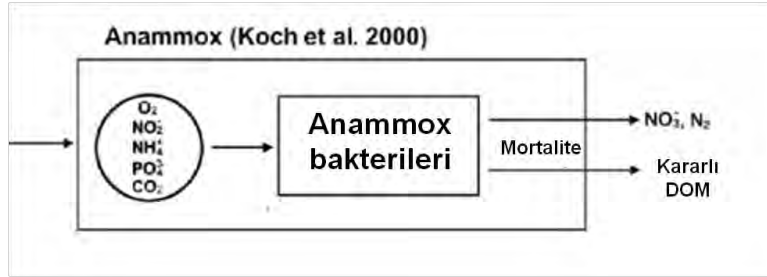
Nitrifikasyon reaksiyonlarının kinetikleri nitratlaştıran organizmaların büyüme oranları ile kontrol edilir. KOCH ve dig. (2000) tarafından geliştirilen çift monod büyüme modeli oksijenli ve oksijensiz ortamlarda yaşayan azot okside eden bakterilerin büyümelerini simüle etmek üzere kullanılmıştır (Şekil 17).

$$\frac{\partial AOB}{\partial t} = \mu_{AOB} \cdot \frac{O_2}{K_{O_2}^{AOB} + O_2} \cdot \frac{NH_4^+}{K_{NH_4}^{AOB} + NH_4^+} \cdot AOB - mortality$$

$$\frac{\partial NOB}{\partial t} = \mu_{NOB} \cdot \frac{O_2}{K_{O_2}^{NOB} + O_2} \cdot \frac{NO_2^-}{K_{NO_2}^{NOB} + NO_2^-} \cdot NOB - mortality$$

formüldeki μ , maksimum büyüme oranı, K ise yarı doygunluk sabitidir. Oranları sınırlayan ifadeler Michaelis-Menten tipi fonksiyonlar ile formüle edilmiştir.

3.2.2.8. Anammox



Şekil 18. Anammox döngüsünün şematik gösterimi

Anammox reaksiyonunun kinetikleri oksijen için ilave bir inhibasyon terimi ile çift monod fonksiyonu şeklinde ifade edilmiştir (KOCH ve dig., 2000; Şekil 18):

$$\frac{\partial AMX}{\partial t} = \mu_{AMX} \cdot \frac{NH_4^+}{K_{NH_4}^{AMX} + NH_4^+} \cdot \frac{NO_2^-}{K_{NO_2}^{AMX} + NO_2^-} \cdot \frac{K_{O_2}^{AMX}}{K_{O_2}^{AMX} + O_2} \cdot AMX - \text{mortality}$$

Buradaki AMX, annamox bakterilerin popülasyon yoğunluğu, μ maksimum büyüme oranı, K_{NO_2} ve K_{NH_4} yarı doyumluk sabitleri ve K_{O_2} oksijen için koyulan inhibasyon sabitidir.

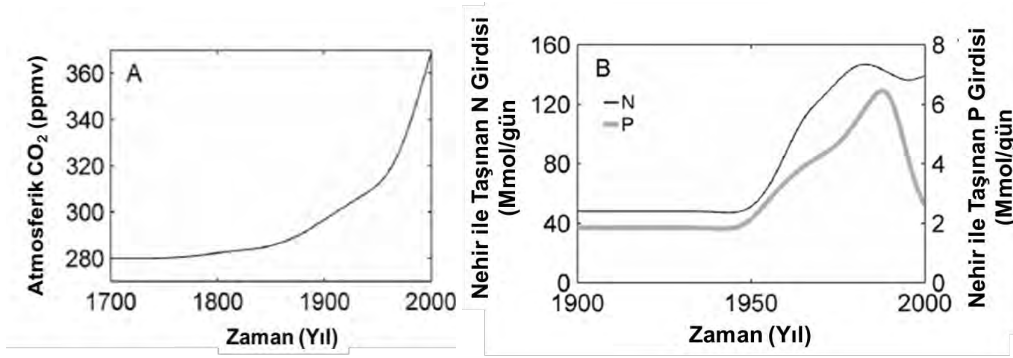
3.2.2. Geçmişe dönük senaryoların test edilmesi

ROMANIELLO ve DERRY (2010) tarafından sunulan modelde Şekil 4'de gösterilen atmosferik CO_2 ve nehir yoluyla taşınan N ve P konsantrasyonları gibi parametrelerin sisteme dışarıdan etki eden etkenler olduğu daha önce de belirtilmişti. Atmosferik CO_2 'in deniz suyunda çözüldükten sonra fotosentez ile canlı biyokütlesine çevrimi ve ölen canlılarla bu karbonun deniz dibine çökmesi işlemi sayesinde denizler ve okyanuslar, atmosferdeki giderek artan CO_2 konsantrasyonunu dengeleyebilecek yegane tampon bölge özelliği taşımaktadırlar (KEIL, 2011). Şekil 4'te görüldüğü gibi son 300 yılda atmosferdeki CO_2 miktarında belirgin bir artış kaydedilmiştir. 1950'li yıllardan itibaren artan sanayileşme ve gübre kullanımı ile nehir yoluyla Karadeniz ekosistemine taşınan besin tuzundaki artış ötrofikasyona ve ekosistem işleyişinde önemli değişimlere neden olmuştur. Geçen bu zaman sürecinde atmosferdeki CO_2 miktarındaki ve nehir yolu ile sisteme giren besin tuzu miktarındaki artışın sirkülasyon, biyokimyasal reaksiyonlar, atmosfer-deniz etkileşimleri, sedimentle ilişkiler vb. gibi çok sayıda bileşenden oluşan bir mekanizma işleyişi sonucunda Karadeniz ekosisteminde oksik/anoksik tabakalaşma üzerinde nasıl bir etkiye sahip olduğunu incelemek için uygulanan senaryolar aşağıdaki gibidir;

3.2.2.1. Referans senaryo

Test edilen dört senaryo uygulanmadan önce model normal değerlerinde çalıştırılmıştır. Buna göre son 300 yılda atmosfer-deniz etkileşimleri ile Karadeniz üzerinde de etkili olan zamana

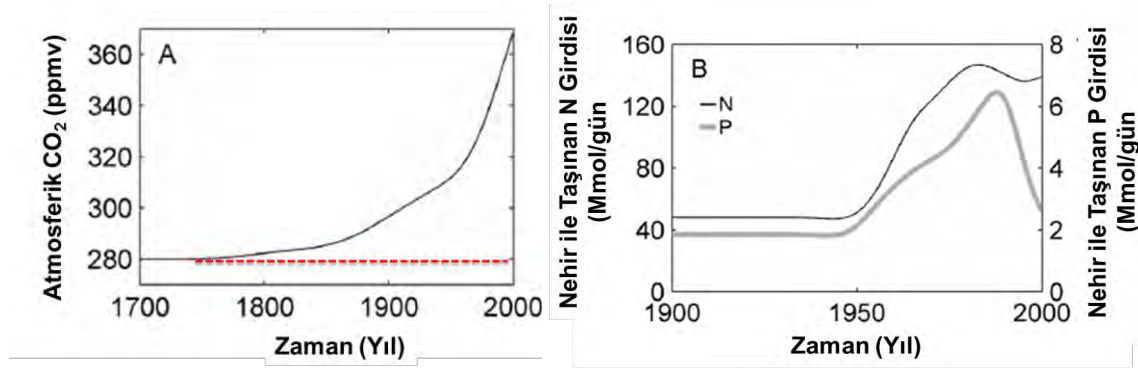
karşı CO₂ seviyesindeki değişimler ve 1950'li yıllara dek hemen hemen sabit seviyede olan fakat sonrasında sanayi devrimi ve tarımsal alanlarda artan gübre kullanımı ile yüksek konsantrasyonlara ulaşan, Sovyetler Birliği'nin dağılması ve 1970–1972 yıllarında Yugoslavya/Romanya sınırında Tuna Nehri üzerinde inşa edilen baraj ile belirgin değişimler geçirip azalsa da (HUMBORG ve diğ., 1997), 1950'li yıllardan önceki seviyelere inmeyen nehir yolu ile Karadeniz ortamına taşınan besin tuzu konsantrasyonunun zamana karşı değişimi Şekil 19'da gösterilmiştir.



Şekil 19. Modelde kullanılan atmosferik CO₂ miktarının ve nehir yolu ile Karadeniz'e taşınan besin tuzu miktarlarının zamana karşı değişimi (ROMANIELLO ve DERRY, 2010).

3.2.2.2. Senaryo 1 (ilk durumdaki CO₂ seviyesinin korunumu)

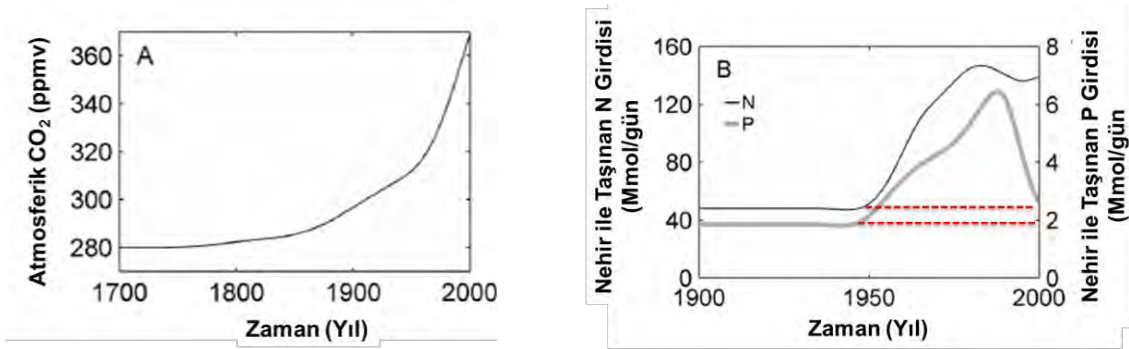
Deniz ve okyanuslar, fosil yakıt kullanımı ve tropikal bölgelerde ormanların yok olmasından kaynaklanan CO₂ salınımının üçte birini absorbe ederek karasal kökenli atmosferik CO₂ için önemli bir çökelme yeridir (SIEGENTHALER ve SARMIENTO, 1993). Son 300 yıl içerisinde artış gösteren atmosferdeki CO₂ miktarının Karadeniz oksik/anoksik tabakaları üzerindeki olası etkisi Senaryo 1 ile araştırılmıştır. Buna göre modelde atmosferdeki CO₂ miktarı Şekil 20'deki kırmızı çizgi ile gösterildiği gibi başlangıçtaki düşük seviyesinde sabit olarak tutulmuştur. Bu senaryoda nehir yolu ile taşınan besin tuzu konsantrasyonunda herhangi bir değişiklik yapılmamıştır.



Şekil 20. Senaryo 1'e göre atmosferik CO₂ miktarının ve nehir yolu ile Karadeniz'e taşınan besin tuzu miktarlarının zamana karşı değişimi (ROMANIELLO ve DERRY, 2010).

3.2.2.3. Senaryo 2 (ilk durumdaki N/P girdi seviyesinin korunumu)

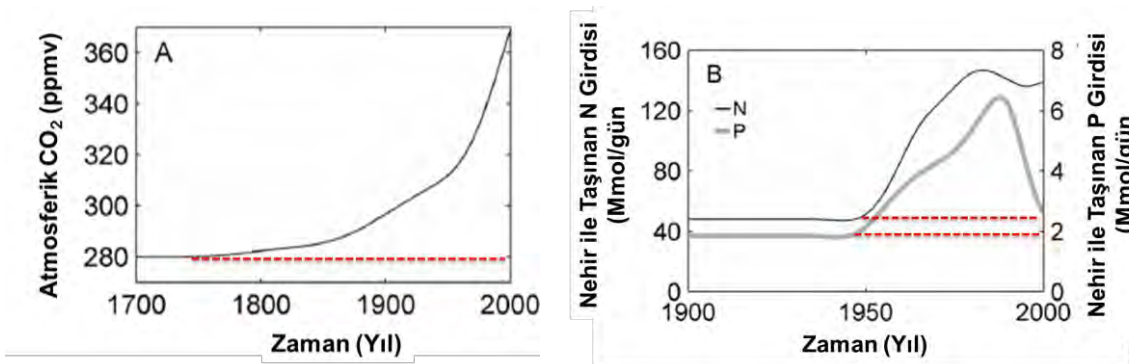
Dünya üzerindeki hipoksik denizel alanların dağılımı incelendiğinde bu oluşumların deniz ortamlarına büyük miktarlarda besin tuzu girdisi taşıyan havzaların gelişimi ve kıyasal popülasyonun artışı ile yakından ilişkili oldukları gözlenmiştir (HOWARTH ve diğ., 1996). Bu besin tuzlarından en önemlisi azottur ve tarımsal ve endüstriyel aktiviteler azot üretimi için başlıca kaynaklardır fakat asıl bunu tetikleyen kıyasal bölgelerde yaşayan popülasyondaki artış ve bu artan popülasyonun artan tarımsal ve endüstriyel ihtiyaçlardır (DIAZ, 2001). 1950'li yıllarda eski Sovyet ülkelerinde hızla artan sanayileşme ve tarımsal gübre kullanımı ile deniz ortamına nehir yolu ile taşınan besin tuzu miktarındaki artışın zaman içinde 1. araraporda detayları ile verilen karmaşık geri besleme mekanizmaları ve kimyasal tepkimeler yolu ile Karadeniz'in oksijen profili üzerindeki etkilerini inceleyebilmek amacıyla Senaryo 2 uygulanmıştır. Bu senaryoya göre modelde nehir yolu ile taşınan besin tuzu konsantrasyonları Şekil 21'da kırmızı kesikli çizgiler ile gösterildiği gibi 1950 öncesi dönemdeki düşük değerlerinde sabit tutulurken atmosferdeki CO₂ konsantrasyonunda değişiklik yapılmamıştır.



Şekil 21. Senaryo 2'ye göre atmosferik CO₂ miktarının ve nehir yolu ile Karadeniz'e taşınan besin tuzu miktarlarının zamana karşı değişimi (ROMANIELLO ve DERRY, 2010).

3.2.2.4. Senaryo 3 (ilk durumdaki CO₂ ve N/P girdisi seviyesinin birlikte korunumu)

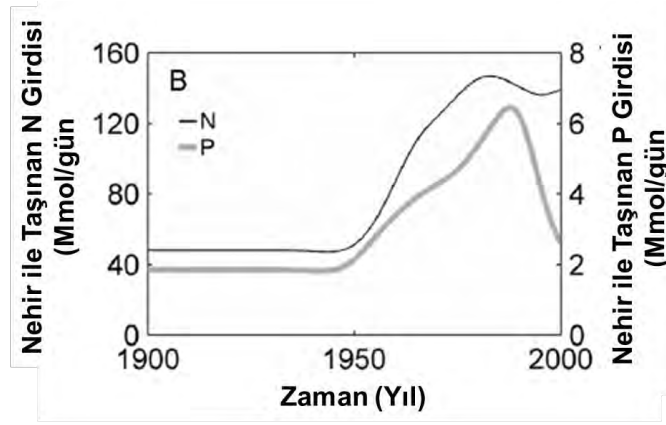
Senaryo 1 ve Senaryo 2 ile ayrı ayrı test edilen atmosferik CO₂ ve nehirlerle Karadeniz'e taşınan besin tuzu konsantrasyonlarının ekosistemin biyokimyasal işleyişi üzerindeki etkileri Senaryo 3 ile bir arada test edilmiştir. Bu senaryoya göre hem atmosferik CO₂ hem de denize nehir yolu ile taşınan besin tuzu girdisi miktarı ilk dönemlerdeki sabit seviyelerinde tutularak bu iki önemli dış etkenin eş zamanlı olası etkilerinin incelenmesi amaçlanmıştır (Şekil 22).



Şekil 22. Senaryo 3'e göre atmosferik CO₂ miktarının ve nehir yolu ile Karadeniz'e taşınan besin tuzu miktarlarının zamana karşı değişimi (ROMANIELLO ve DERRY, 2010).

3.2.3. Geleceğe yönelik test edilen senaryolar

Artan ötrofikasyona neden olan ve 1960'lı yıllara oranla yüksek seviyelerde seyreden nehir girdileri ile sisteme deşarj olan aşırı besin tuzu konsantrasyonlarının bundan sonraki yüzyıl içerisinde modelin yukarıda bahsedilen biyojeokimyasal süreçleri çerçevesinde oksik tabakanın sığlaşması üzerindeki etkisi test edilmiştir. Bu amaçla günümüzde günlük 407.7 Mmol'e ulaşan azot miktarı ve 14.2 Mmol civarında seyreden fosfor miktarı sabit tutularak (Şekil 23) modelle 2000 – 2100 yılları arası değişimler simüle edilmiştir.



Şekil 23. Karadeniz'e nehir yolu ile taşınan azot ve fosfor miktarının zamana karşı değişimi

3.4. Stokiyometrik analizler

Tuna Nehri, Karadenize dökülen bütün nehirlerin %57'sini, toplam besin tuzu girdisinin ise %50-%70'ini oluşturmaktadır (ZAITSEV ve MAMAIEV, 1997). Karadeniz'e nehirler ile giren toplam besin tuzu miktarı Tuna Nehri ile giren besin tuzu miktarının 1.75 katı ile temsil edilebilir (KONOVALOV ve MURRAY, 2001]. Tuna Nehri ile Karadeniz'e giren besin tuzunun stokiyometrik incelenmesinde DaNUbs Projesi kapsamında 1950 ve 2000 yılları arasındaki dönem için oluşturulan veri tabanı (BEHRENDT ve diğ., 2005; SCHREIBER ve diğ., 2005) kullanılmıştır.

4. BULGULAR

4.1. Tek boyutlu modelin uygulanması

4.1.1. Model simülasyonlarına örnekler

Şekil 24, 25 ve 26'da modelden elde edilen bazı örnek simülasyon sonuçları gösterilmektedir. Bu şekildeki soldaki çizim NO_3 (düz çizgiler) ve NH_4 'un (kesik çizgiler) su kolonu içindeki yıllık dağılımını vermektedir. Beklendiği ve gözlemlendiği gibi NO_3 kış aylarındaki karışım nedeni ile yüzey sularında $2 \mu\text{M}$ den daha yüksek değerlere ulaşabilmekte, daha sonra ise fitoplankton üretiminde kullanılması nedeni ile tüketilmektedir. İlk 50 metrelik tabakadaki oksijen konsantrasyonu ise $300 \mu\text{M}$ ün üzerindedir. 50 metrenin altındaki su katmanlarında ise, organik madde parçalanması sonucu açığa çıkan NO_3 75 metre civarında bir birikime neden olmakta ve burada $6-8 \mu\text{M}$ değerlerine ulaşan bir maksimum göstermektedir. Aynı derinliklerde, organik madde parçalanması olayı oksijenin $300 \mu\text{M}$ değerlerinden $10 \mu\text{M}$ değerlerine kadar azalmasına yol açmaktadır. Bu katmandan oksijenin tükendiği daha derinlerde ($75-125 \text{ m}$) ise organik madde parçalanması NO_3 üzerinden olmakta ve bu nedenle NO_3 konsantrasyonları $6-8 \mu\text{M}$ değerlerinden sıfır değerine kadar azalmaktadır. Kesik çizgilerle gösterilen NH_4 dağılımı ise modelin alt sınırından girerek yukarı doğru yayılan fakat ara yüzey tabakası civarında NO_3 ile oksitlenerek tüketilen ve yukarı doğru yayılması durdurulan bir NH_4 yapısını göstermektedir. Bu kapsamda biyolojik modelde ve nitrojen çevrimi ve oksik-anoksik reaksiyonları modüllerinde kullanılan parameter değerleri Tablo 1, 2 ve 3'te verilmektedir.

Şekil 24 ve 25'te farklı difüzyon katsayıları ve dikey adveksiyon hızları kullanılarak üretilen oksijen ve hidrojen sülfür profillerini göstermektedir. Bu profiller her iki parametrenin seçiminin suboksik tabakasının yapısı üzerinde kritik etkileri olduğunu ifade etmektedir.

Tablo 1. Biyolojik modelde kullanılan parametre değerleri

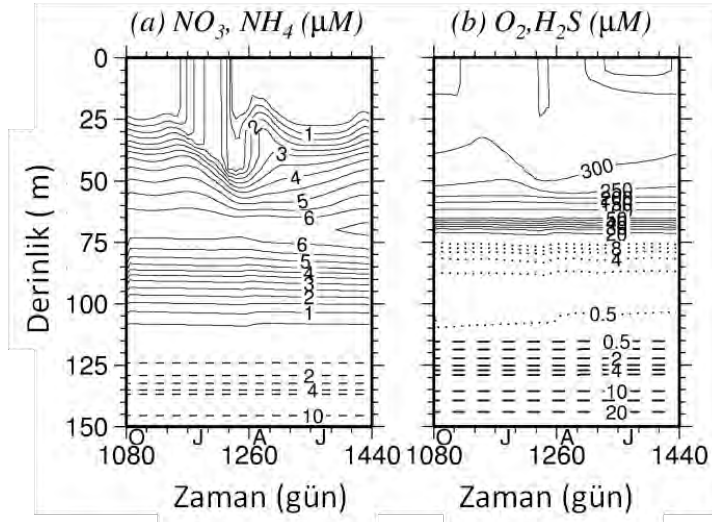
Parametre	Tanım	Değer
α	Fotosentez verimliliği	0.01
k_w	PAR için ışığın soğurulma katsayısı	0.08 m^{-1}
k_c	Fitoplanktonun kendini gölgeleme katsayısı	$0.07 \text{ m}^2(\text{mmolN})^{-1}$
B_f, b_d, b_p, b_b	Mikrozooplanktonun kamçılılar, diyatomeler, mikrozoo, detritus ve bakteri üzerindeki besin seçiciliği	0.7, 0.2, 1.0, 1.0
$\alpha_f, \alpha_d, \alpha_z, \alpha_p, \alpha_b$	Mezozooplanktonun kamçılılar, diyatom, mikrozooplankton, detritus ve bakteri üzerindeki besin seçiciliği	0.2, 0.8, 0.4, 0.7, 0.0
C_s, c_l	Aurelia'nın mikrozoo ve mezozooplankton üzerindeki besin seçiciliği	0.0, 0.15
Ψ	Amonyanın nitrat alınımı üzerindeki inhibe edici özelliği	$3 (\text{mmolNm}^{-3})^{-1}$
X	Terleme oranı	0.05
R_n	Nitrat alınımında yarı doygunluk sabiti	0.5 mmol Nm^{-3}
R_a	Amonyum alınımında yarı doygunluk sabiti	0.2 mmol Nm^{-3}
V_b	$z \leq 75\text{m}$ için background kinematik yayılım gücü	$2 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
V_b	$Z > 75\text{m}$ için background kinematik yayılım gücü	$0.2 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

Tablo 2. Biyolojik modelde kullanılan parametre değerleri

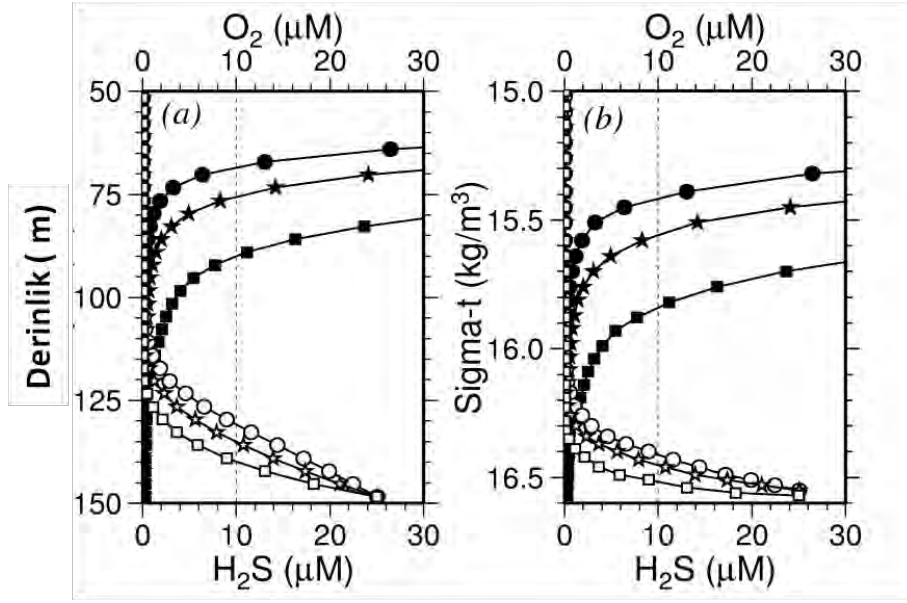
Parametre	Tanım	P_d	P_f	Z_s	Z_l	Z_n	Z_m	B
Q_{10}	$f(T)$ içindeki Q_{10} parametresi	1.2	1.2	2.0	2.0	2.0	2.2	2.5
σ_i ve r_i	Maksimum büyüme oranları	2.9	2.0	2.0	1.3	1.0	0.15-0.9	3.2
Λ	Ölüm oranları	0.04	0.08	0.04	0.04	0.08	0.003	-
M	Boşaltım oranları	-	-	0.07	0.07	0.08	0.03	0.08
Γ	Asimilasyon verimlilikleri	-	-	0.75	0.75	0.80	0.80	-
R_i	Yarı doygunluk sabitleri	-	-	0.5	0.4	0.5	0.7	0.75

Tablo 3. Nitrojen çevrimi ve Oksik-anoksik reaksiyonları modüllerinde kullanılan parameter değerleri

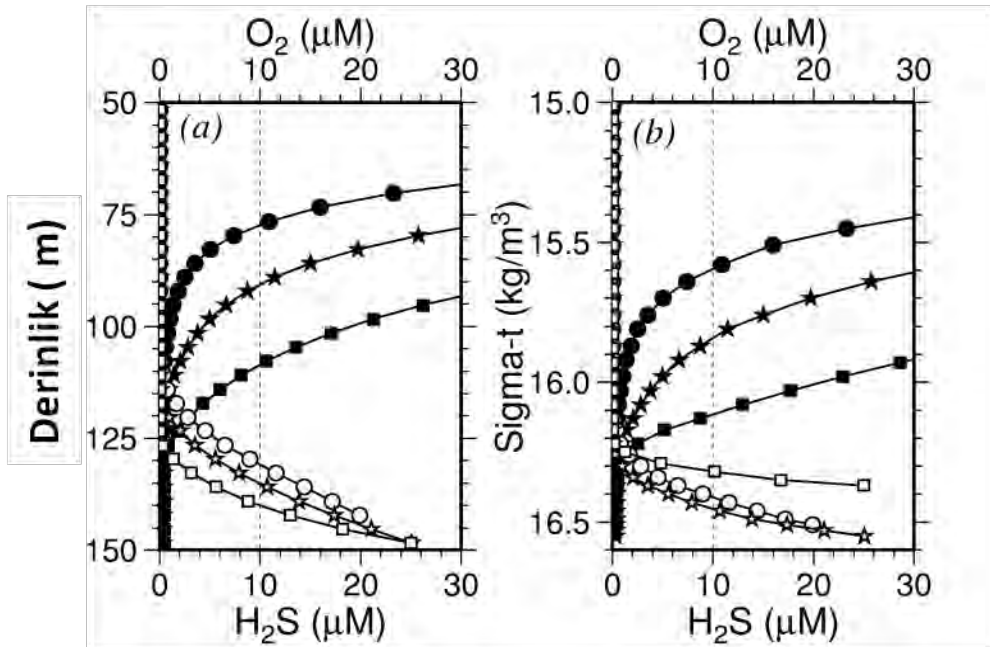
Parametre	Tanım	Değer
E	Detritus ayrışma oranları	0.05 d ⁻¹
K	Doğrudan amonyuma çevrilen detritus remineralizasyon kısmı	0.85
$\alpha_0, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$	Stokiyometrik katsayılar	8.6, 0.2, 5.3, 8.6
$\alpha_5, \alpha_6, \alpha_7, \alpha_8$	Stokiyometrik katsayılar	0.5, 0.5, 0.4, 1.5
k_1	O ₂ ile amonyum oksidasyon oranı	0.1 d ⁻¹
k_2	O ₂ ile nitrit oksidasyon oranı	0.25 d ⁻¹
k_3	Nitrat indirgenme oranı	0.05 d ⁻¹
k_4	Nitrit indirgenme oranı	0.03 d ⁻¹
k_5	O ₂ ile sülfid oksidasyon oranı	0.05 $\mu\text{M d}^{-1}$
k_6	O ₂ ile manganez oksidasyon oranı	0.1 $\mu\text{M d}^{-1}$
k_7	NO ₃ ile manganez oksidasyon oranı	0.25 $\mu\text{M d}^{-1}$
k_8	MnO ₂ ile amonyum oksidasyon oranı	1.0 $\mu\text{M d}^{-1}$
k_9	MnO ₂ ile sülfid oksidasyon oranı	30 $\mu\text{M d}^{-1}$
k_s	Sülfid indirgenme oranı	0.01 d ⁻¹
W_s	Manganez çökme hızı	3.0 m d ⁻¹



Şekil 24. Model entegrasyonlarından elde edilen yıllık nitrat (NO₃) (düz çizgiler), amonyak (NH₄) (kesik çizgiler) ile çözülmüş oksijen (O₂) ve hidrojen sülfür (H₂S) konsantrasyonları dağılımları

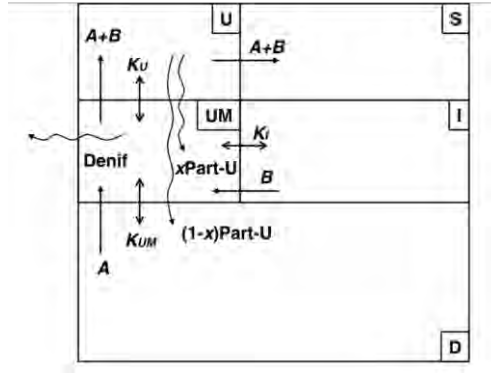


Şekil 25. Derinlik ve yoğunluğa göre çizilmiş çözülmüş oksijen (siyah semboller) ve hidrojen sülfür (beyaz semboller) profilleri. Dairesel semboller yüzeye doğru kuvvetli bir adveksiyon (4.0 cm gün^{-1}) olduğu durumlardaki yapıyı, yıldız semboller orta derecede kuvvetli yukarı doğru adveksiyon hızı (2.0 cm gün^{-1}) şartlarındaki bir yapıyı, dörtgen semboller ise 2.0 cm gün^{-1} lük aşağıya doğru adveksiyon hızı şartlarındaki bir yapıyı göstermektedir. Difüzyon katsayısı $2.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ san}^{-1}$ alınmıştır.



Şekil 26. Şekil 25'deki yapının difüzyon katsayısı $5.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ san}^{-1}$ alınarak tekrarı.

Yukarıda detayları verilen model Alman tarafına aktarılmış ve planlandığı üzere bu model baz alınarak, Alman ortaklar tarafından oksijeni tükenmiş bölgelerde, karbon dinamiklerini, oksijen ve besin tuzu döngüsünü ve gelecekte okyanuslarda olabilecek değişiklikleri (katmanlaşmanın artması ve bunu sonucunda oksijen miktarının azalması öngörülmektedir) incelemek için bir boyutlu (1-D) kutu modeli geliştirmiştir. ODTÜ-DBE'nin önemli yöntem ve parameterizasyonlar üzerinde geliştirdiği uzamanlık bu kutu modele aktarılmıştır. Bu model 5 alt kısımdan oluşturulmuş ve su değişimi yatay ve düşey difüzyon ve karışım yoluyla sağlanmıştır (Şekil 27). Bu kutu modeli denizlerde en yüksek üretkenlik oranlarını desteklemekte olup bunun sonucunda oluşan organik maddenin çökmesi ve bakteriyel aktivitelerle bozulması oksijen oranında ciddi düşümlere sebep olmaktadır. Doğu Tropik Pasifik'te geniş alanlarda anoksik su kütleleri oluşmakta, buralarda denitrifikasyon ve anaerobik amonyum oksidasyonunun denizdeki fikse edilmiş nitrojen kaybının 1/3'üne sebep olması dolayısıyla şiddetli N_2 üretimi olmaktadır. Bu sularda yoğun denitrifikasyon olmasına rağmen, tam nitrat ayrışımı ve sülfat redüksiyonu başlangıcının aşırı derecede nadir rastlanır olması merak uyandırıcıdır. Bu dinamiklerin incelenmesi için, yukarıda belirtilen dikey ve yatay karışım ve adveksiyonla suyun kutular arasında geçiş yaptığı, beş kutu içeren basit bir kutu modeli kullanılmıştır.



Şekil 27. Kutu model şematiği: U kutusu , suyun içerisine yükseldiği, okyanusun üst tabakasını temsil etmektedir. UM kutusu, U kutusunun altında yer almaktadır, burada U kutusundan gelen yeni üretimin belli bir oranı, x , ayrışmaktadır. Bu kutu anoksik suların oluşabileceği kutudur. Bu oluştuğunda, nitrojen denitrifikasyon sonucu kaybolabilir (Denif). S kutusu, upwelling bölgesinden uzaktaki okyanus yüzey tabakasını temsil ederken, I kutusu yine upwelling bölgesinden uzak olan ama UM kutusuyla değişimler yapan orta derinliği temsil etmektedir. Derindeki D kutusu , derin okyanusu temsil etmektedir. Su, karışım katsayısı K_U ile, dikey karışım aracılığıyla U kutusu ve UM kutusu arasında değişim yaparken, K_{UM} de UM kutusu ve derin D kutusu arasındaki dikey karışımı ifade etmektedir. Yatay karışım, K_I , orta kutu I ile UM kutusu arasında olmaktadır. Ayrıca, su adveksiyon ile derin kutu D'den UM kutusuna taşınmakta olup adveksiyon katsayısı A olarak temsil edilmektedir. Benzer şekilde, su aynı zamanda I kutusundan UM kutusuna bağlıdır ve bu katsayı da B ile temsil edilmektedir.

Bu kutu modeli, Tropik Pasifik'teki kıyusal upwelling bölgelerindeki sub-oksik ve anoksik alanların hangi koşullar altında oluştuğunu anlamak çabasıyla, N,P,O,C- döngülerinin farklı biyolojik modelleriyle birlikte uygulanmıştır. Simülasyonlardan elde edilen temel sonuç oksijene bağlı nütrient remineralizasyon katsayılarının, bu oluşum işlemlerinde kritik değişkenler olduğudur. Buna ek olarak:

- Kıyusal upwelling bölgelerindeki anoksik sular, düşük upwelling değerleri, indirgenmiş dikey ve yatay değişim ve upwelling bölgesiyle değişim yapan düşük oksijen yoğunluklu komşu su kütlelerini de içeren çeşitli fiziksel işlemler sonucu oluşturulmuş olabilir.
- Nitrojenin sınırlayıcı nütrient olmasından dolayı kıyusal upwelling bölgeleri her zaman göreceli olarak yüksek yoğunlukta nitrat içermeli ve nitrojen fiksasyonu eksikliğinde denitrifikasyon ve anaerobik amonyum oksidasyon aracılığıyla N_2 üretimini desteklemelidir.
- Nitrojen fiksasyonunun birincil üreticilerin nitrojen taleplerini karşıladığında, upwelling alanındaki anoksik bölgede nadir olarak sülfidik ortamlar oluşabilir.
- Anoksik upwelling bölgelerinde denitrifikasyon az ağırlıklı öneme sahip olup, anaerobik amonyum oksidasyon bu bölgelerdeki N_2 üretiminin en önemli yolu olabilir.

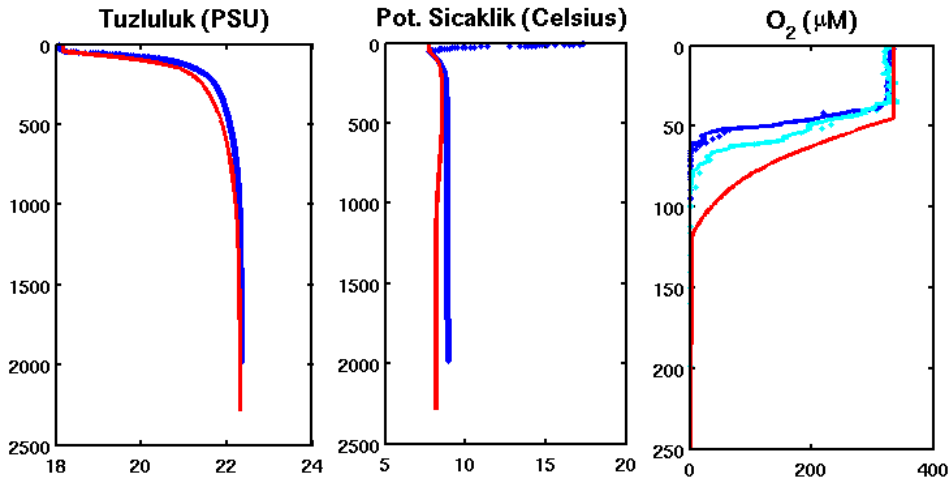
4.2. Model analizleri, parametreler ile ilgili düzenlemeler, hassasiyet testleri

4.2.1. Geçmişe yönelik model çalışmaları

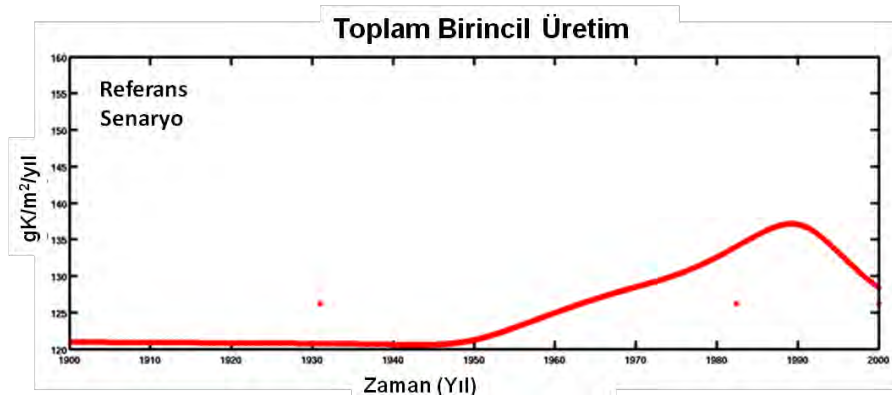
DEUSER (1974), Karadeniz'deki oksijen miktarındaki azalmanın yaklaşık 9000 yıl önce tuzlu Akdeniz sularının İstanbul Boğazı ile Karadeniz'e dökülmeye başlaması ile başladığını ileri sürmektedir. Buna göre yaklaşık 7300 yıl önce tuzlu su girişi ile basende yoğunluk farklılığı oluşumuna, dip sulardaki oksijenin zamanla tüketilmesine ve en derin bölgelerde $O_2 - H_2S$ geçiş tabakasının oluşumuna neden olmuştur. Uygulanan tek boyutlu biojeokimyasal model Karadeniz'e özgü sirkülasyon dinamiklerini kullandığı için Karadeniz'in en önemli karakteristiklerini doğru simüle edebilmiştir. Her bir senaryo için 2000 yılına kadar çalıştırılan modelden simülasyonlar sonucunda elde edilen profiller 2001 yılında Karadeniz'de R/V Knorr seferi ile gerçekleştirilen yerinde gözlem sonuçları ile birlikte verilmiştir. Tuzluluk, sıcaklık ve oksijen profilleri örnek profiller olarak seçilmiştir.

4.2.1.1. Referans senaryo

Normal değerlerinde çalışan model sonucunun yerinde gözlem sonucu ile karşılaştırmalı olarak verildiği sıcaklık, tuzluluk ve oksijen dikey profilleri Şekil 28'de, referans senaryo besin tuzu konsantrasyonları ile gerçekleşen birincil üretim miktarı Şekil 29'da gösterilmektedir. Buna göre sıcaklık ve tuzluluk simülasyon profilleri gerçek değerler ile oldukça benzer dağılım gösterirken simülasyon sonucu oksijen profili 20 m kadar daha derin bulunmuştur. Minimum ve maksimum oksijen konsantrasyonlarının da gerçek değerlerle aynı olduğu göz önüne alınırsa bu 20 m'lik farklılık modelin daha detaylı ayarlar ile çalıştırılması ile gelecekte tolere edilebilir bir durumdur.



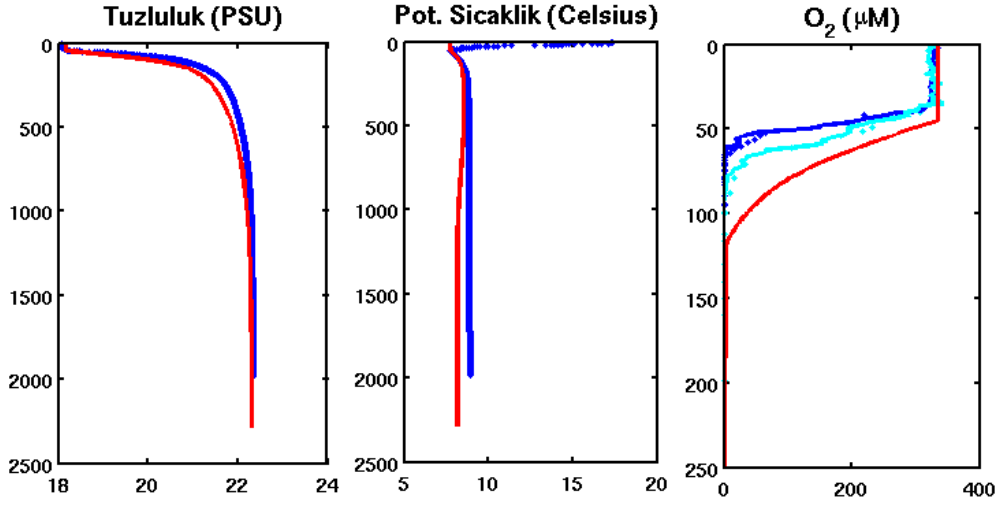
Şekil 28. Referans senaryo simülasyonu ile elde edilen sonuçların (kırmızı çizgi) yerinde gözlem sonuçları (mavi çizgiler) ile karşılaştırmalı olarak gösterimi.



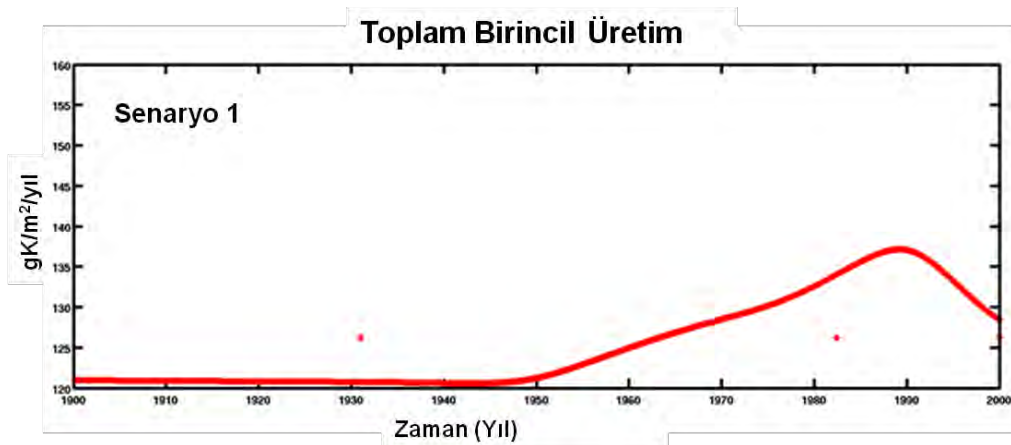
Şekil 29. Referans senaryo besin tuzu konsantrasyonları ile gerçekleşen birincil üretim

4.2.1.2. Senaryo 1 (ilk durumdaki CO₂ girdi seviyesinin korunumu)

Oksik/anoksik tabakalaşma üzerindeki olası atmosferik CO₂ etkisini tespit etmek amacıyla atmosferik CO₂'in 300 yıl önceki düşük seviyesinde tutulduğu Senaryo 1'e ait simülasyon sonuçlarının yerinde gözlem sonuçları ile karşılaştırmalı gösterimi Şekil 30'da, 1. Senaryo ile gerçekleşen birincil üretim miktarları Şekil 31'de verilmiştir. Sonuçlara göre yalnızca atmosferdeki CO₂ artışının biyokimyasal süreçlerde ve bunların sonucu olarak oksijen profili üzerinde tek başına belirgin bir etkisi olmadığını gösterir şekilde dikey tuzluluk, sıcaklık ve oksijen konsantrasyonları dağılımında Referans Senaryo ile benzer sonuçlar elde edilmiştir.



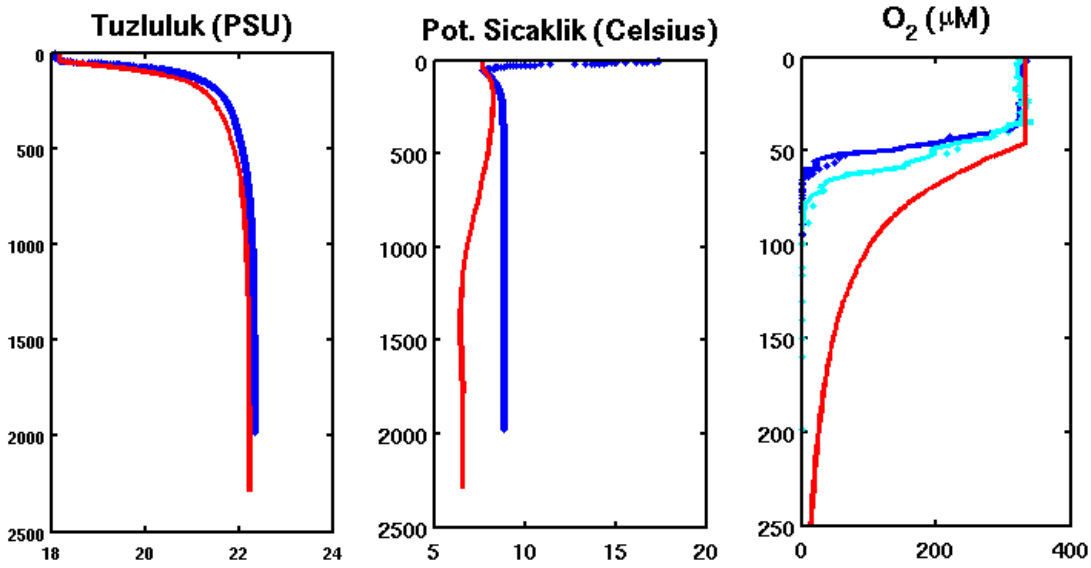
Şekil 30. Senaryo 1 simülasyonu ile elde edilen sonuçların (kırmızı çizgi) yerinde gözlem sonuçları (mavi çizgiler) ile karşılaştırmalı olarak gösterimi.



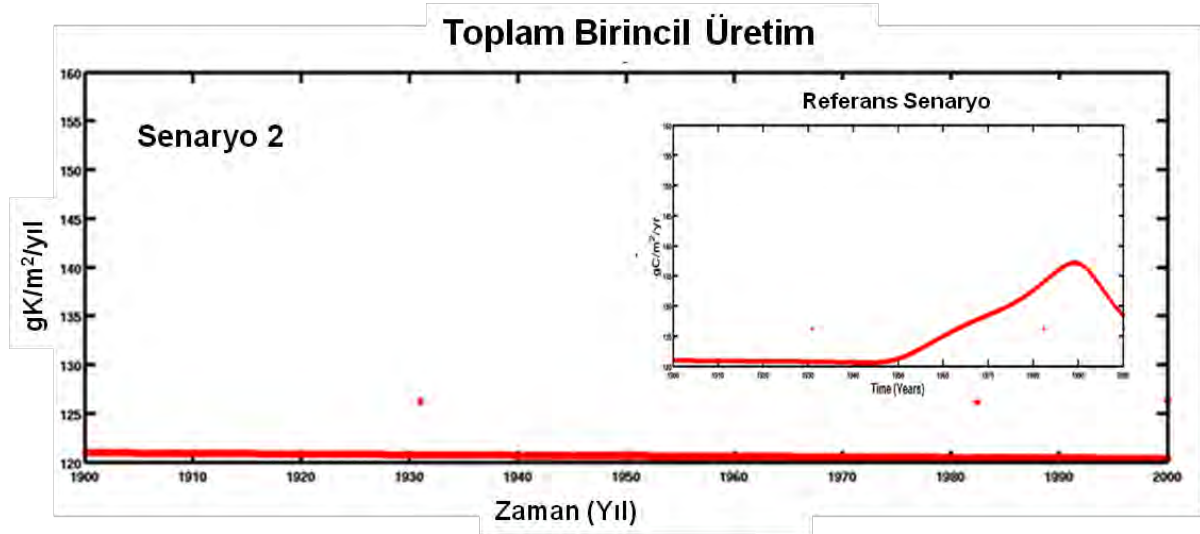
Şekil 31. Senaryo 1 besin tuzu konsantrasyonları ile gerçekleşen birincil üretim

4.2.1.3. Senaryo 2 (ilk durumdaki N/P girdi seviyesinin korunumu)

1950'li yıllarda hızla artan sanayileşme ile deniz ortamına nehir yolu ile taşınan besin tuzu miktarındaki artışın Karadeniz üzerindeki etkilerini inceleyebilmek amacıyla Senaryo 2'nin uygulanması ile elde edilen simülasyon sonuçlarının yerinde gözlem sonuçları ile karşılaştırmalı olarak gösterimi Şekil 32'de, bu senaryodaki besin tuzları ile gerçekleşen üretimdeki değişim miktarları Şekil 33'te verilmektedir. Sonuçlara göre tuzluluk dağılımı referans senaryo ile benzer dağılım gösterirken, 100 metrenin altındaki dikey sıcaklık profilinde 1-2 °C'ye varan soğuma görülmüştür. Bu senaryo ile ortaya çıkan bir diğer önemli sonuç da çözülmüş oksijen konsantrasyonunun 250 metrede dahi hala tükenmemiş olmasıdır.



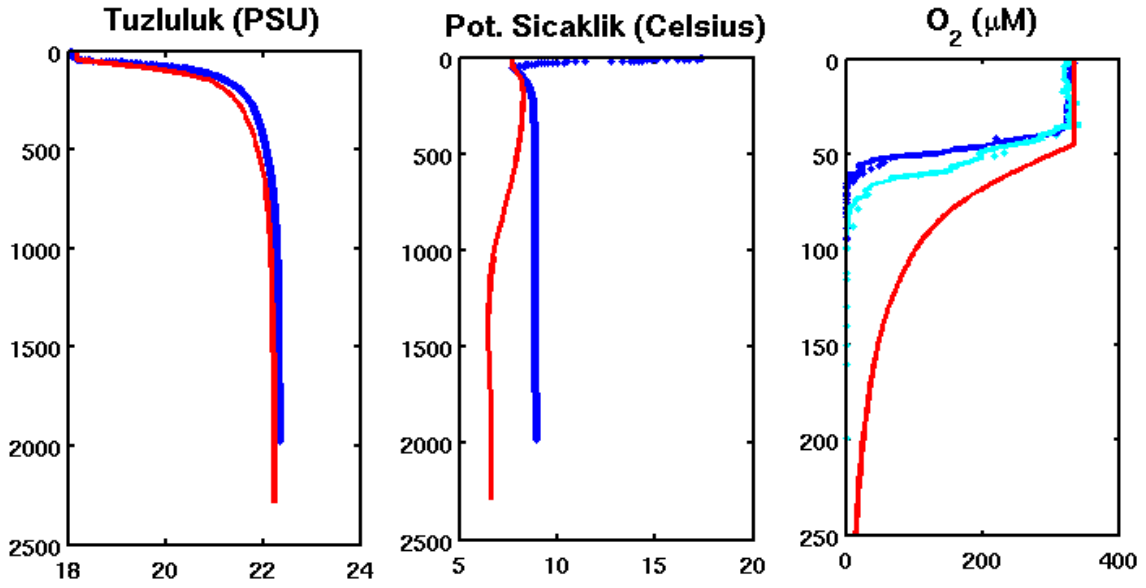
Şekil 32. Senaryo 2 simülasyonu ile elde edilen sonuçların (kırmızı çizgi) yerinde gözlem sonuçları (mavi çizgiler) ile karşılaştırmalı olarak gösterimi.



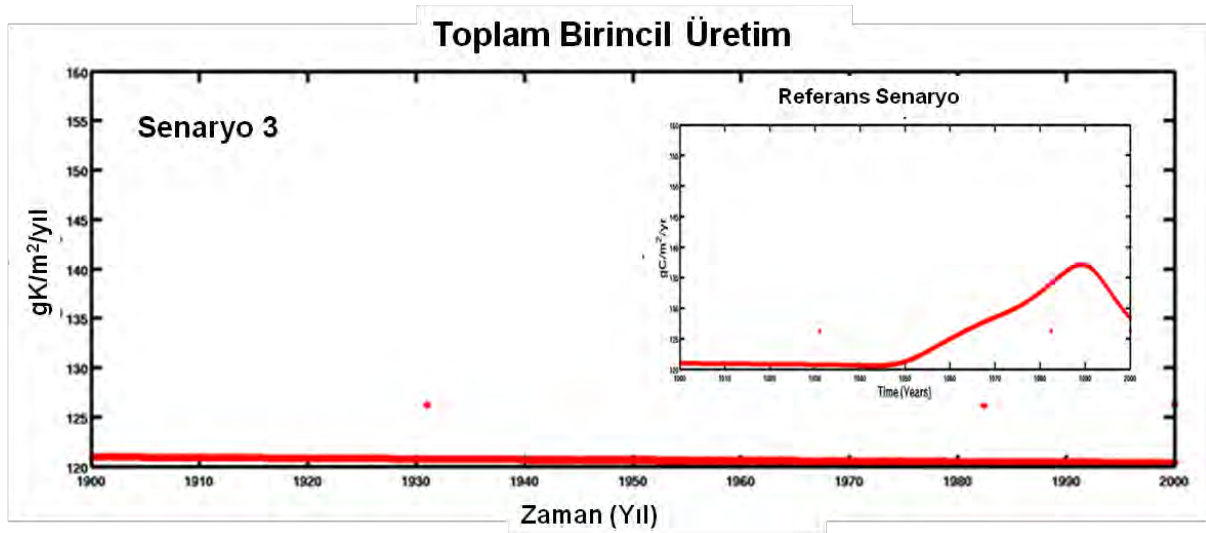
Şekil 33. Senaryo 2 besin tuzu konsantrasyonları ile gerçekleşen birincil üretim

4.2.1.4. Senaryo 3 (ilk durumdaki CO₂ ve N/P girdisi seviyesinin birlikte korunumu)

Senaryo 1 ve Senaryo 2 ile ayrı ayrı test edilen atmosferik CO₂ ve nehirlerle Karadeniz'e taşınan besin tuzu konsantrasyonlarının ekosistemin biyokimyasal işleyişi üzerindeki etkilerinin birarada test edildiği Senaryo 3 simülasyon sonuçlarının gerçek gözlem değerleri ile karşılaştırılması olarak gösterimi Şekil 34'de, sistemdeki toplam birincil üretim miktarı Şekil 35'te sunulmaktadır. Bu senaryonun sonuçları Senaryo 2 (ideal besin tuzu) ile benzer sonuçlar vermiş, tuzluluk dağılımı referans senaryo ile benzerken, 100 metrenin altındaki dikey sıcaklık profilinde 1-2 °C'ye varan soğuma ve oksijenli tabakanın 250 metre dolaylarına kadar derinleştiği gözlenmiştir.



Şekil 34. Senaryo 3 simülasyonu ile elde edilen sonuçların (kırmızı çizgi) yerinde gözlem sonuçları (mavi çizgiler) ile karşılaştırmalı olarak gösterimi.

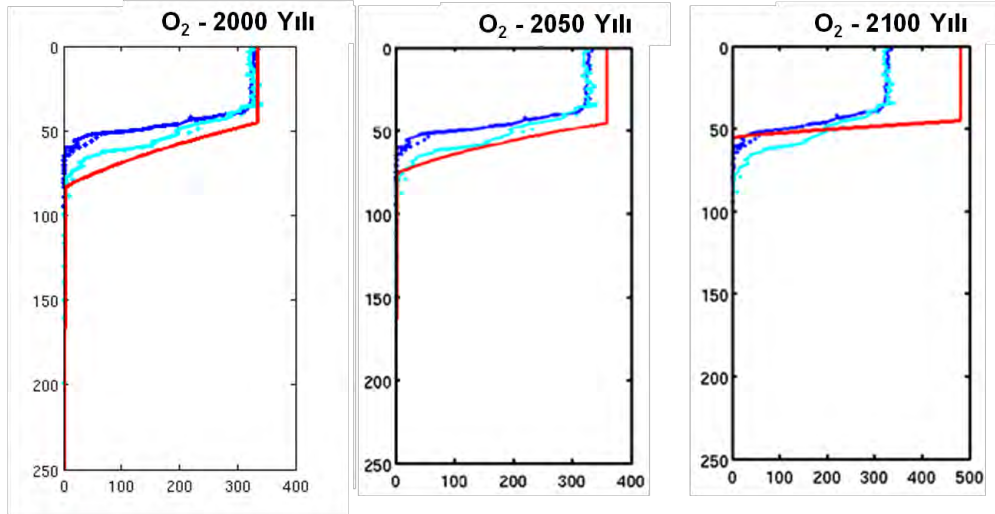


Şekil 35. Senaryo 3 besin tuzu konsantrasyonları ile gerçekleşen birincil üretim

4.2.2. Geleceğe yönelik model uygulamaları

Atmosferik CO₂ ve Karadeniz'e nehir yolu ile taşınan besin tuzu konsantrasyonları bugünkü seviyesinde tutularak yapılan model simülasyonundan elde edilen suda çözülmüş oksijen profilleri Şekil 36'da gösterilmektedir.

Sığılaşmanın nedeni, oksik tabakada artan biyolojik aktivite sonucu oluşan organik madde sonucu suboksik-anoksik tabaka sınırlarına organik madde girdisi artmış, ve bu tabaka sınırında biriken maddenin parçalanması sırasında bu tabakalarda zaten eser miktarda olan O₂'nin kullanılarak bu bölgelerinde oksijensizleşmesine sebep olmuştur. Böylelikle, oksik tabakanın alt sınırı daha da sığılaşmıştır. Bu tabakadaki sığılaşmadan dolayı Karadeniz ekosisteminde zaten zorunlu olarak üst oksijenli tabakaya hapsolmuş biyolojik yaşamın alanı daha da daralmıştır. Bu nedenle, bu yapının sistemin ekolojisi üstünde olumsuz etkilere yol açabileceği ön görülmektedir.

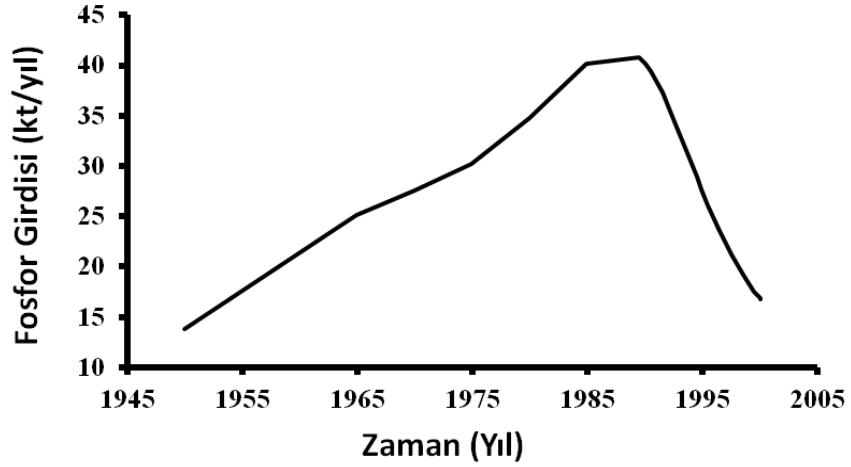


Şekil 36. 2000, 2050, ve 2100 yılları için simüle edilen Karadeniz'deki oksijen profili

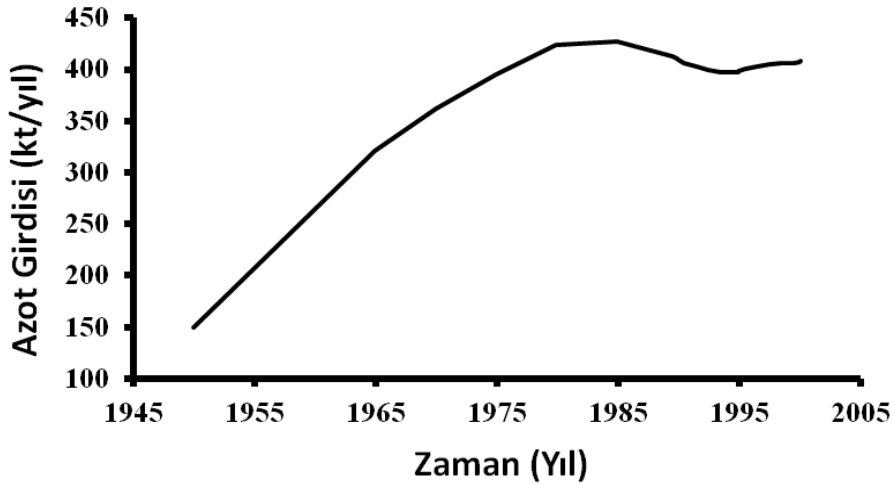
4.3. Stokiyometrik analizler

Tuna Nehri Karadenize dökülen bütün nehirlerin %57'sini, toplam besin tuzu girdisinin ise %50-%70'ini oluşturmaktadır (ZAITSEV ve MAMAIEV, 1997). Karadeniz'e nehirler ile giren toplam besin tuzu miktarı Tuna Nehri ile giren besin tuzu miktarının 1.75 katı ile temsil edilebilir

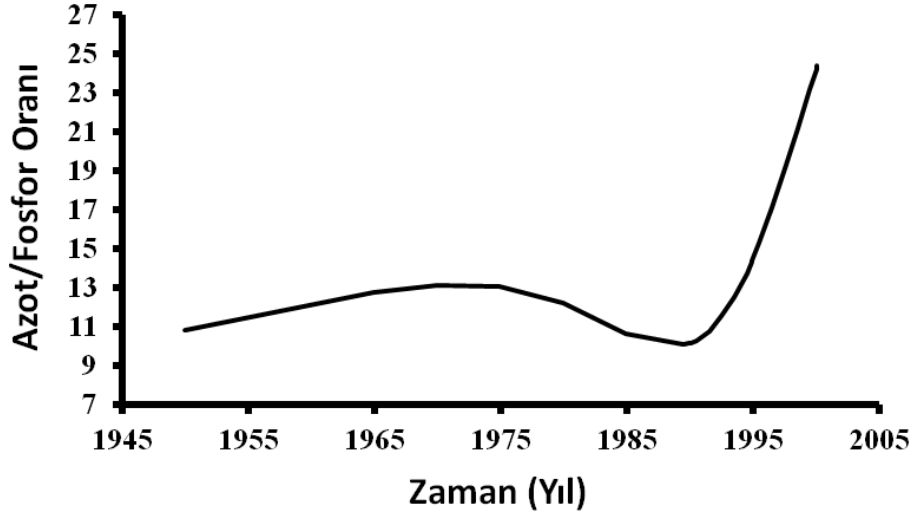
(KONOVALOV ve MURRAY, 2001]. Tuna Nehri ile Karadeniz'e giren besin tuzu miktarının incelenmesinde DaNUbs Projesi kapsamında 1950 ve 2000 yılları arasındaki dönem için oluşturulan veri tabanı (BEHRENDT ve diğ., 2005; SCHREIBER ve diğ., 2005) kullanılmıştır. Bu şekilde elde edilen azot ve fosfor girdisi miktarları ile Azot/Fosfor değerleri incelenmiş ve bu değerlerin 1950 ve 2000 yılları arasında değişimi sırasıyla Şekil 37, 38 ve 39'da gösterilmiştir.



Şekil 37. Karadeniz'e nehir yolu ile taşınan fosfor miktarının zamana bağlı değişimi

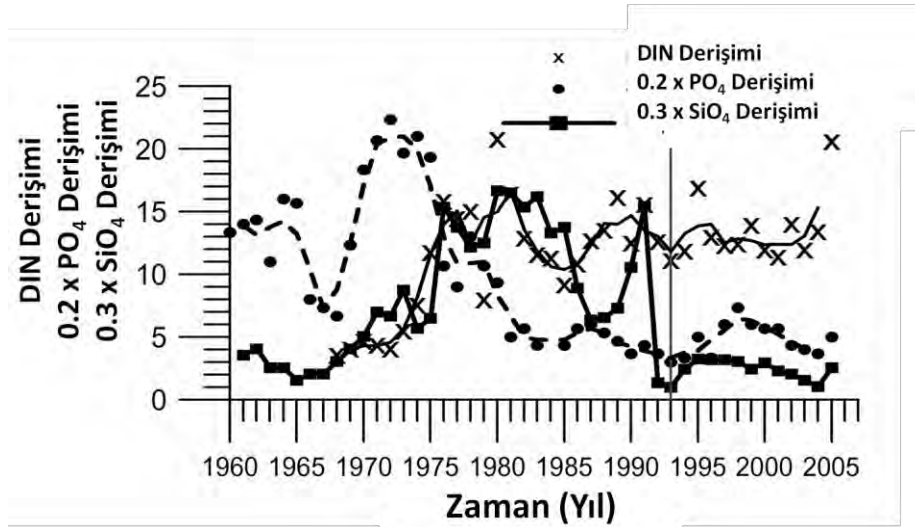


Şekil 38. Karadeniz'e nehir yolu ile taşınan azot miktarının zamana bağlı değişimi



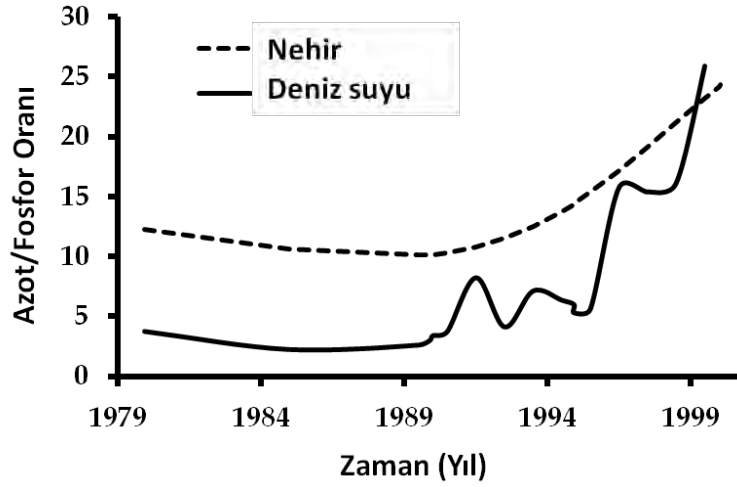
Şekil 39. Karadeniz'e deşarj olan nehir sularındaki azot ve fosfor oranının zamana bağılı değişimi

Nehir yoluyla Karadeniz'e taşınan besin tuzu girdisinin Karadeniz üzerindeki etkisini belirlemek için kuzey batı Karadeniz kıyı sularında ölçülen çözünmüş inorganik azot ve fosfatın zamana bağılı değişimi incelenmiştir. Bu bölgedeki çözünmüş inorganik azot (DIN), PO_4 ve SiO_4 derişimlerinin zamana karşı değişimi Şekil 40'da gösterilmiştir.



Şekil 40. Kuzey batı Karadeniz kıyı sularında ölçülen çözünmüş inorganik azot (DIN), PO_4 ve SiO_4 derişimlerinin zamana karşı değişimi.

Karadeniz'e nehir yolu ile taşınan azot/fosfor oranı ile deniz suyunda çözünmüş azot/fosfor oranının zamana karşı değişimi Şekil 41'de gösterilmektedir.



Şekil 41. 1980 ve 2000 yılları arasında nehir ve deniz suyu için hesaplanan Azot/Fosfor oranının zamana bağlı değişimi

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Karadeniz'in oksijen konsantrasyonu yaklaşık 10 µM dan az olan ($O_2 < 10 \mu M$), suboksik tabakası ile bunun daha üstteki oksik ve daha alttaki anoksik tabakalar ile olan etkileşimleri son 30 yıldaki gözlemler yardımıyla çok kapsamlı olarak araştırılmıştır. Oksijence zengin tabaka iç basende 40-50 metre derinliklere ve kıyusal bölgelerde 100 metreye kadar ulaşmaktadır Karadeniz'in üst tabakalarında 18 psu dolaylarında gözlenen ve dip tabakalarında 22 psu'ya kadar artış gösteren tuzluluk değerleri ile haloklin tabakası oluşmakta ve su kolonunun dikey olarak karışımını ve oksijenli üst tabaka sularının daha derinlere taşınmasını engellemektedir. Suboksik tabakanın Karadenizin son 5-10 bin yıllık transformasyonu içinde olduğu, fakat 1960'lı yıllardan sonra ortaya çıkan şiddetli ötrofikasyon ve buna bağlı aktif organik madde çevrimi nedeni ile bir miktar kalınlaştığı gözlenmiştir (MURRAY ve diğ., 1989, 1991; TUĞRUL ve diğ., 1992; OĞUZ ve TUĞRUL, 1998; OĞUZ ve diğ., 2000, 2001).

Senaryo 1'in referans senaryo ile aynı sonuçları veriyor olması CO_2 konsantrasyonundaki artışın Karadeniz oksik/anoksik tabakalaşması üzerinde tek başına belirgin bir etkisinin olmadığı sonucunu öngörmektedir. Bunun yanı sıra Senaryo 2, nehir yoluyla taşınan besin tuzu miktarının düşük miktarlarda kaldığı durumda oksijenli tabakanın daha derinlere kadar ulaşabileceğini göstermiştir. Model 1950'li yıllardan sonra sisteme artan miktarlarla giren besin tuzunun biyokimyasal işlemlerin gerçekleşmesi sonucunda geçen zaman içerisinde oksik tabakanın sığlaşmasına neden olduğunu öngörmektedir.

Özetle bu bölümde yapılan modelleme çalışmaları kapsamında Karadeniz'in geçmişten bugüne gelişimi üzerinde uygulanan senaryolar nehirlerle sisteme taşınan besin tuzu girdisinin 1950'li yıllardaki hızlı artışı geçirmemiş olduğu bir durumda oksijenli tabakanın bugüne kıyasla daha derinlere kadar ulaşabileceğini göstermiştir. Öte yandan, Karadeniz'e deşarj olan nehir sularındaki besin tuzu konsantrasyonlarının sisteme zarar vermeyecek düzeye indirilmemesi durumunda üst oksik tabakanın sığlaşmasının hızlandıracağı ve pelajik yaşam üzerinde olumsuz koşulların artacağı anlaşılmaktadır. Sığlaşmanın nedeni, artan biyolojik aktivite ile organik madde artışı sonucu suboksik-anoksik tabaka sınırlarına organik madde girdisinin artması, ve bu tabaka sınırında biriken maddenin parçalanması sırasında bu tabakalarda zaten eser miktarda olan O_2 'nin kullanılarak bu bölgelerde oksijensizleşmesine sebep olmasıdır. Böylelikle, oksik

tabakanın alt sınırı daha da sığlaşmaktadır. Böylece Karadeniz ekosisteminde zaten zorunlu olarak üst oksijenli tabakaya hapsolmuş biyolojik yaşamın alanı daha da daralarak ekolojik yapıyı olumsuz yönde etkileyeceği ön görülmektedir.

Nehir yolu ile sisteme giren besin tuzu miktarındaki artışın sirkülasyon, biyokimyasal reaksiyonlar, atmosfer-deniz etkileşimleri, sedimentle ilişkiler vb. gibi çok sayıda bileşenden oluşan bir mekanizma işleyişi sonucunda Karadeniz ekosistemindeki oksik/anoksik tabakalaşma üzerindeki olumsuz etkisi oksijenin okyanus diplerinde yaşayan canlılarda dahil olmak üzere tüm aerobik yaşam için gerekli olması nedeniyle azalan oksijen seviyesi deniz ekosistemleri üzerinde geniş ölçekli olumsuz sonuçlar doğurmaktadır. Örneğin; Karadeniz'de balık popülasyonlarının yumurta ve larvaları beslenebilmesi ve hayatta kalabilmesi oksijenli tabakanın genişliğine bağlıdır. Artan besin tuzu girdisinin bu tabakayı daraltması ile bu yumurta ve larvaların birim hacimdeki konsantrasyonları arttığından bu evredeki balık larvalarının ihtiyaç duyduğu besinleri (fitoplankton ve zooplankton) elde edebilmeleri için daha çetin bir ekolojik yarış ortamı içerisinde mücadele etmeleri gerekecektir. Buda popülasyon üzerinde "density-dependent effect" denilen artan birey sayısına bağlı olarak sağlıksız ekolojik koşulların artması ve birim alanda bu larvaların yaşaması için gerekli besin miktarı üzerinde ekolojik rekabet oluşturması nedeniyle larval ölümünün ve sonucunda balık stoğuna katılan yeni bireylerin azalmasına ve zaten yoğun balıkçılık baskısı altındaki balık stoklarının belki de zayıflayıp çökmesine neden olabilecek sonuçlar doğurabilmektedir. Bunun bir örneği, Baltik Denizi'nde artan anoksik koşullara bağlı olarak sığlaşan oksijenli tabakanın Morina balığı'nın yumurtlama alanlarını daraltması ve yüksek miktarda larval ölümlere yol açması sonucunda gözlenmiştir (OSTERBLOOM ve diğ., 2007). Aynı durum ilerleyen yıllarda hamsi stokları için söz konusu olabilir.

Stokiyometrik analizler

1950'li yıllarla birlikte besin tuzu miktarında gözlenen belirgin artış, 1990'lı yılların başları itibariyle doğu bloğu ülkeleri ekonomilerindeki bozulma sonucu tarım ve sanayi kaynaklı deşarjlardaki kesinti nedeniyle azalma eğilimine girmiştir (MEE, 2006). Tuna Nehri deltasındaki ülkelerde kullanılan deterjanlardaki fosfor yükünün azalması ve atık sulardan besin tuzunun ayrıştırılması da fosfor yükünü azaltan diğer nedenler arasındadır. Bunların sonucu olarak 1990'da 40 kt/yıl'a ulaşan fosfor yükü bugün 17 kt/yıl değeri ile 1960'lı yıllardaki seviyesine

gerilemiştir. Azot miktarı ise 400 kt/yıl dolaylarında seyrederek, 1990'lardan sonra belirgin bir düşüş göstermemiştir.

Batı Karadeniz kıyı sularındaki besin tuzu konsantrasyonları nehir suları etkisi altında gerçekleşen biyokimyasal işlemler ile şekillenmektedir ve uzun süreli izleme çalışmalarında gözlenen değişikliklerin temel nedeni nehir suları ile taşınan besin tuzu miktar ve kompozisyonundaki değişimlere dayanmaktadır (COCIASU ve diğ., 1998). Şekil 1 ve 2'de görülen nehir deşarjındaki besin tuzu konsantrasyonlarının 1990'lı yıllara kadar devam eden düzenli artmış, fakat buna karşılık deniz suyunda ölçülen değerlerden farklı salınımlarla fosfat azalma, azotun artma eğilimi göstermiştir. Çünkü nehir yolu ile denize taşınan besin tuzunun büyük bir bölümü birincil üreticiler kanalıyla besin piramidinin üst tabakalarına taşınarak sistemin ötrofikasyonuna neden olmaktadır.

1980-2000 yılları arasında nehir yoluyla taşınan besin tuzu girdisinin ve deniz suyunun Azot/Fosfor oranları incelendiğinde (Şekil 5), 1980'li yıllarda nehir girdisine kıyasla deniz suyunda 3 kat daha az olan Azot/Fosfor oranı yirmi yıl sonra nehir suyuyla aynı düzeye ulaşmıştır. Bu durum nehir deşarjlarının sistemin sitokiyometrisi üzerindeki etkisini ve deniz suyunun besin tuzu kompozisyonundaki önemli değişimi ortaya çıkarmaktadır.

Sonuçların Baltik Denizi ile ilişkilendirilmesi

Karadeniz ve Baltik Denizi'nin en önemli iki ortak özelliği iki denizin de başlangıçta tatlı su havzası olmaları ve tuzlu su ile aralarındaki bağlantı boğazlarının açılmasından sonra giderek bir tuzluluk katmanlaşması geçirmiş olmalarıdır. Baltik Denizi 7-8 psu dolaylarında tuzluluğa sahip üst tabakadan ve 11-13 psu tuzluluğa sahip alt tabakadan oluşan sürekli bir tabakalanma yapısına sahiptir (CONLEY ve diğ., 2009). Yukarıda da bahsedildiği gibi bu Karadeniz'in üst tabakalarında 18 psu dolaylarında gözlenen ve dip tabakalarında 22 psu'ya kadar artış gösteren tuzluluk değerleri ile oluşan tabakalanmış yapısına benzerlik göstermektedir (OĞUZ ve TUĞRUL, 1998). Dikey tuzluluk dağılımındaki bu hızlı değişim ile haloklin tabakası oluşmakta ve her iki denizde de su kolonunun dikey olarak karışımını ve oksijenli üst tabaka sularının daha derinlere taşınmasını engellemektedir.

Baltik Denizi'ne özgü fiziksel karakteristikler, su kolonundaki tabakalanmayı ve dip sulardaki oksijenin yenilenme sürecini etkileyerek hipoksiya oluşumu ve süresi üzerinde etkin role sahiptir. İklimsel etkenler ile Danimarka Boğazı kanalıyla Kuzey Denizi'nden giren tuzlu su hipoksiya'nın alanını ve süresini belirleyen önemli bir etkidir. Baltik Denizi'nin oluşumundan itibaren bu ekosistemde belli aralıklarla hipoksiya görülse de son 50 yılda havza içerisinde hızlı artış gösteren nüfus, sanayi ve tarımsal aktiviteler sonucu artan besin tuzu girdisi ve oluşan ötrofikasyon nedeniyle hem hipoksik alanların kapladığı alan hem de hipoksiyanın şiddeti ve süresi zamanla artış göstermiştir (WULFF ve diğ., 2007; CONLEY ve diğ., 2009).

Karadeniz'de ise daimi bir oksik/anoksik tabakalanma söz konusudur. Oksijence zengin tabaka iç basende 40-50 metre derinliklere ve kıyısız bölgelerde 100 metreye kadar ulaşmaktadır (MURRAY ve diğ. 1989, 1991; TUĞRUL ve diğ. 1992; OĞUZ ve diğ. 2000, 2001).

Deniz ortamının besin tuzunca zenginleşmesi ve hipoksiyanın su kolonu ve sedimentteki fosfor (P) ve azot (N) biyojeokimyasal döngüleri üzerinde etkili oluşu ekosistem üzerinde istenmeyen sonuçların oluşmasına zemin hazırlamaktadır. Karadeniz'deki en önemli fosfor girdisi nehir kanalıyla olurken Baltik Denizi sedimentinden salınan fosfor miktarı karasal kökenli girdinin on katı kadar fazla boyuttur. Baltik Denizi haloklinin altındaki hipoksik sularda azot kaybı oluşması özelliği ile deniz kıyı ekosistemleri arasında benzersizdir. Baltik Denizi'ndeki bentik komüniteler doğal olarak tuzluluk farkı ile baskılandı hipoksiya geniş alanlar boyunca habitat kaybı ve bentik faunanın yok olması ile sonuçlanmakta ve bentik besin ağını önemli derecelerde bozmaktadır (KARLSON ve diğ., 2002). Hipoksiyanın oluşum alanını, şiddetini ve etkilerini azaltmak için besin tuzu yükünün azaltılmasına ihtiyaç duyulmaktadır (JONLEY ve diğ., 2009).

Baltik Denizi'nde çalıştırılan mevcut ötrofikasyon modelleri de koşulların iyileşmesi, hatta suboksiyanın hiç oluşmaması için hem azot hem de fosfor yükünde belirgin bir azalma olması gerektiğini öngörmektedir (WULFF ve diğ., 2007). Aslında zaten Helsinki komisyonu ile getirilen öneriler ve hedefler doğrultusunda Baltik Denizi havzasını kullanan ülkeler Baltik Denizi'ne deşarj olan besin tuzu yükünü azaltmak üzere teminat vermişlerdir (BACKER ve LEPPANEN, 2007). Bazı kaynaklarda iyileşme sağlanıp daha iyi bölgesel koşullar oluşturulsa da Baltik Denizi

genelinde besin tuzu konsantrasyonunda ya da ötrofikasyon durumunda genel bir iyileşme sağlanmamıştır.

Ekosistem modeli üzerinde uygulanan senaryo çalışmaları, Baltik Denizi'nde henüz Karadeniz'de olduğu gibi olgunlaşmış oksijenli/oksijensiz su tabakalaşması gözlenmiyor olsa da besin tuzu girdisinin suboksiya oluşumu üzerindeki tetikleyici etkisi gereken önlemlerin alınmadığı durumda Baltik Denizi'ndeki suboksiyanın artacağı hatta belki Karadeniz gibi kalıcı anoksiyaya yol açabileceğini düşündürmektedir.

Sonuç olarak, yukarıda bahsedilen olası implikasyonlar göz önüne alınırsa Karadeniz ekosistemine giren besin tuzu miktarının ivedilikle azaltılması ve kontrol altına alınması gerekmektedir. Geleceğe dönük yapılan model çalışmaları da günümüzdeki besin tuzu girdisi sabit kalsa dahi Karadeniz'deki oksijenli tabakanın sığılaşacağını göstermektedir.

Kaynakça:

BAŞTÜRK, Ö., Saydam, C., Salihoglu, I., Eremeeva, L.V., Konovalov, S.K., Stoyanov, A., Dimitrov, A., Cociasu, A., Dorogan, L., Altabet, M., Vertical variations in the principle chemical properties of the Black Sea in the autumn of 1991, *J. Marine Chemistry*, 45, 149-165, (1994).

BAŞTÜRK, Ö., Tugrul, S., Konovalov, S., Salihoglu, I., Effects of circulation on the spatial distributions of principle chemical properties and unexpected short-and long-term changes in the Black Sea, In: *Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea*. Ivanov, L.I. and T. Oguz (eds.), NATO ASI Series, Vol. 47, Kluwer Academic publishers, Netherlands, pp. 39-54, (1998).

BOPP, L., Le Quere, C., Heimann, M., Manning, A.C., Monfray, P., Climate-induced oxygen fluxes: implications for the contemporary carbon budget, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 16, 1022 doi:10.1029/2001GB001445, (2002).

BUESSELER, K.O., Livingston, H.D., Ivanov, L., Romanov, A., Stability of the oxic-anoxic interface in the Black Sea, *Deep-Sea Res. I*, 41, 283-296, (1994).

COCIASU, A., Popa, L., Buga, L., Long-term evolution of the nutrient concentrations on the north-western shelf of the Black Sea Cercet, *Mar. Rech. Mar*, 1998, 13-29, (1998).

Debolskaya, E.I., ve Yakushev, E.V., The role of suspended manganese in hydrogen sulfide oxidation in the Black Sea redox-zone, *Water Resources*, 29, 72-77, (2002).

DEUSER, W.G., Evolution of anoxic conditions in Black Sea during Holocene, in: E.T. Degens, D.A. Ross (Eds.), *Black Sea-Geology. Chemistry. and Biology*, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 20, 133-136, (1974).

DIAZ, R.J., Overview of Hypoxia around the World. *Journal of Environmental Quality*, 30, 275 - 281, (2001).

DIAZ, R.J., Rosenberg, R., Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems, *Science*, 321, 926 – 929, (2008).

EPPLEY, R.W., Peterson, B.J., Particulate organic - matter flux and planktonic new production in the deep ocean, *Nature*, 282, 677, (1979).

FEELY, R.A., Sabine, C.L., Schlitzer, R., Bullister, J.L., Mecking, S., Greeley, D., Oxygen utilization and organic carbon remineralization in the upper water column of the Pacific Ocean, *J. Oceanogr.*, 60, 45 – 52, (2004).

GRUBER, N., Frenzel, H., Doney, S.C., Marchesiello, P., McWilliams, J.C., Moisan, J.R., Oram, J.J., Plattner, G.K. ve Stolzenbach, K.D., Eddy-resolving simulation of plankton ecosystem dynamics in the California Current System, *Deep Sea Res.*, 53, 1483 – 1516, (2006).

HEDGES, J.I., Hu, F.S., Devol, A.H., Hartnett, H.E., Tsamakis, E., Keil, R.G., Sedimentary organic matter preservation: A test for selective degradation under oxic conditions, *Am. J. Sci.*, 299, 529 – 555, (1999).

HOWARTH, R., Chan, F., Conley, D.J., Garnier, J., Doney, S.C., Marino, R. ve Billen, G., Coupled biogeochemical cycles: eutrophication and hypoxia in temperate estuaries and coastal marine ecosystems, *Front. Ecol. Environ.*, 9, 18–26, (2011).

HOWARTH, R.W., Billen, G., Swaney, D., Townsend, A., Jaworski, N., Lajtha, K., Downing, J.A., Elmgren, R., Caraco, N., Jordan, T., Berendse, F., Freney, J., Kudeyarov, V., Murdoch, P., Zhao-Liang, Z., Regional nitrogen budgets and riverine N & P fluxes for the drainage to the North Atlantic Ocean: Natural and human influences, *Biogeochemistry*, 35, 75 – 139, (1996).

HUMBORG, C. Ittekkot, V., Cociasu, A. ve Bodungen, B., Effect of Danube River on Black Sea biogeochemistry and ecosystem structure, *Nature*, 386, 385-388, (1997).

IVANOV, L.I., Samodurov, A.S., The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea, *J. Mar. Syst.*, 31, 159 – 174, (2001).

KARLSON, K., Rosenberg, R., Bonsdorff, E., Temporal and spatial large-scale effects of eutrophication and oxygen deficiency on benthic fauna in Scandinavian and Baltic waters—a review, *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, 40, 427 – 89, (2002).

KEELING, R.F., Garcia, H., The change in oceanic O₂ inventory associated with recent global warming, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 99, 7848 – 53, (2002).

KEELING, R.F., Kortzinger, A., Gruber, N., Ocean Deoxygenation in a Warming World, *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2, 199 – 229, (2010).

KEIL, R.G., Terrestrial influences on carbon burial at sea, *PNAS* 108, 9729 – 9730, (2011).

KOCH, G., Egli, K., Van der Meer, J.R., Siegrist, H., Mathematical modeling of autotrophic denitrification in a nitrifying biofilm of a rotating biological contactor, *Water Sci. Technol.*, 41, 191–198, (2000).

KONOVALOV, S.K., Luther III, G.W., Friederich, G.E., Nuzzio, D.B., Tebo, B.M., Murray, J.W., Oguz, T., Glazer, B., Trouwborst, R.E., Clement, B., Murray, K.W., Romanov, A.S., Lateral injection of oxygen with the Bosphorus plume-fingers of oxidizing potential in the Black Sea, *Limnol. Oceanogr.*, 48, 2369 – 2376, (2003).

KONOVALOV, S.K., Murray, J.W., Luther, G.W., Tebod, B.M., Processes controlling the redox budget for the oxic/anoxic water column of the Black Sea, *Deep Sea Res.*, 53, 1817 – 1841, (2006).

KONOVALOV, S.K., Murray, J.W., Variations in the chemistry of the Black Sea on a time scale of decades (1960-1995), *J. Mar. Syst.*, 31, 217 – 243, (2001).

KUYPERS, M.M.M., Sliemers, A.O., Lavik, G., Schmid, M., Jorgensen, B.B., Kuenen, J.G., Sinninghe, D.J.S., Strous, M., Jetten, M.S.M., Anaerobic ammonium oxidation by anammox bacteria in the Black Sea, *Nature*, 422, 608-611, (2003).

LEWIS, B.L., Landing, W.M., The biogeochemistry of manganese and iron in the Black Sea, *Deep-Sea Res.*, 38, 773 – 804, (1991).

MATEAR, R.J., Hirst, A.C., McNeil, B.I., Changes in dissolved oxygen in the Southern Ocean with climate change, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 1, DOI: 2000GC000086, (2000).

MEE, L.D., Reviving dead zones, *Scientific American*, 295, 54 – 61, (2006).

MILLERO, F.J., The oxidation of H₂S in Black Sea waters, *Deep-Sea Research*, 38, 1139-1150, (1991).

MILLERO, F.J., Thermodynamics of the carbon dioxide system in the oceans, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 661 – 677, (1995).

MURRAY, J.W., Codispoti, L.A., Friederich, G.E., Oxidation-reduction environments: The suboxic zone in the Black Sea, *Advances in Chemistry Series*, 224, 157 – 176, (1995).

MURRAY, J.W., Jannash, H.W., Honjo, S., Anderson, R.F., Reeburgh, W.S., Top, Z., Friederich, G.E., Codispoti, L.A., Izdar, E., Unexpected changes in the oxic/anoxic interface in the Black Sea, *Nature*, 338, 411 – 413, (1989).

MURRAY, J.W., Top, Z., Ozsoy, E., Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea, *Deep-Sea Res.*, 38, 663-690, (1991).

OGUZ, T., Ducklow, H.W., Malanotte-Rizzoli, P., Modeling distinct vertical biogeochemical structure of the Black Sea: Dynamical coupling of the Oxic, Suboxic and Anoxic layers, *Global Biogeochem. Cycles*, 14, 1331 – 1352, (2000).

OĞUZ, T., Long – Term Impacts of Anthropogenic Forcing on the Black Sea Ecosystem, *Oceanography*, 18, 112-121, (2005).

OGUZ, T., Murray, J.W., Callahan, A.E., Modeling redox cycling across the suboxic-anoxic interface zone in the Black Sea, *Deep-Sea Res. I.*, 48, 761-787, (2001).

OĞUZ, T., Tuğrul, E., Türk Denizleri'nin Oseanografik özelliklerine genel bakış, Türkiye Denizlerinin ve Çevre alanların Jeolojisi, Ed: Görür, 1-21 İstanbul, (1998).

OĞUZ, T., Tuğrul, S., The Black Sea and the Turkish Straits System, K.-K. Liu et al. (eds.), Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins, Global Change – The IGBP Series, 331 DOI 10.1007/978-3-540-92735-27, (2009).

OSTERBLOOM, H., Hansson, S., Larsson, U., Hjerne, O., Wulff, F., Elmgren, R., Folke, C., Human-induced Trophic Cascades and Ecological Regime Shifts in the Baltic Sea. *Ecosystems*, 10, 877 – 889, (2007).

ÖZSOY, E., Ünlüata, Ü., Oceanography of the Black Sea: A review of some recent results, *Earth Sci. Rev.*, 42, 231–272, (1997).

PARKER, R.A., Dynamic models for ammonium inhibition of nitrate uptake by phytoplankton, *Ecol. Modell.*, 66, 113 – 120, (1993).

QUAN, T.M. ve FALKOWSKI, P.G., Redox control of N:P ratios in aquatic ecosystems, *Geobiology*, 7, 124-139, (2009).

REPETA, D.J., Simpson, D.J., The distribution and recycling of chlorophyll, bacteriochlorophyll and carotenoids in the Black Sea, *Deep-Sea Res.*, 38, 969 – 984, (1991).

ROMANIELLO, S.J. ve Derry, L.A., Validation of an intermediate complexity model for simulating marine biogeochemistry under anoxic conditions in the modern Black Sea, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol: 11, doi:10.1029/2009GC002712, (2010a).

ROMANIELLO, S.J. ve Derry, L.A., An intermediate complexity model for simulating marine biogeochemistry in deep time: Validation against the modern global ocean, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol: 11, doi:10.1029/2009GC002711, (2010b).

ROZANOV, A.G., Redox stratification in Black Sea waters, *Oceanology (Engl. Transl.)*, 35, 500-504, (1996).

SARMIENTO, J.L., Hughes, T.M.C., Stouffer, R.J., Manabe, S., Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming, *Nature*, 393, 245–249, (1998).

SAYDAM, C., Tuğrul, S., Basturk, O., Oguz, T., Identification of the oxic/anoxic interface by isopycnal surfaces in the Black Sea, *Deep Sea Research*, 40, 1405 – 1412, (1993).

SIEGENTHALER, U., Sarmiento, J.L., Atmospheric carbon dioxide and the ocean, *Nature*, 365, 119 – 125, (1993).

STOLZENBACH, K.D., Eddy-resolving simulation of plankton ecosystem dynamics in the California Current System, *Deep Sea Res.*, 53, 1483 – 1516, (2006).

TEBO, B.M., Manganese(II) oxidation in the suboxic zone of the Black Sea, *Deep-Sea Res.*, 38, 883 – 906, (1991).

TEBO, B.M., Rosson, R.A., Nealson, K.H., Potential for manganese (II) oxidation and manganese (IV) reduction to co-occur in the suboxic zone of the Black Sea, In: *Black Sea Oceanography*, E.Izdar and J.W. Murray, eds. NATO ASI Series C-Vol.351, Kluwer Academic Publishers, 173-186, (1991).

TUĞRUL, S., Başturk, O., Saydam, C., Yilmaz, A., The use of water density values as a label of chemical depth in the Black Sea, *Nature*, 359, 137-139, (1992).

TYRRELL, T., The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production, *Nature*, 400, 525 –531, (1999).

VAQUER-SUNYER, R., Duarte, C.M., Thresholds of hypoxia for marine biodiversity, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 105, 15452–15457, (2008).

WHITNEY, F.A., Freeland, H.J., Robert, M., Persistently declining oxygen levels in the interior waters of the eastern subarctic Pacific, *Prog. Oceanogr.*, 75, 179–99, (2007).

WULFF, F., Savchuk, O. P., Solokov, A., Humborg, C., Morth, C.M., Management options and the effects on a marine ecosystem: Assessing the future of the Baltic Sea, *Ambio*, 36, 243–249, (2007).

YAKUSHEV, E.V, Mathematical modeling of oxygen, nitrogen, sulfur and manganese cycling in the Black Sea, In: *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea*, L. Ivanov and T. Oguz, eds. NATO ASI Series, 2-Environmental Security-47, Kluwer Academic Publishers, 2, 373-384, (1998).

YAKUSHEV, E.V., Besedin, D.E., Lukashev, F., Chasovnikov, V.K., On the rise of the upper boundary of the anoxic zone in the density field of the Black Sea, *Oceanology (Eng. Transl.)*, 41, 654-659, (2001).

YAKUSHEV, E.V., Neretin, L.N., One dimensional modeling of nitrogen and sulfur cycles in the aphotic zone of the Black and Arabian Seas, *J. Global Biogeochemical Cycles*, 11, 401-414, (1997).

ZAITSEV YP, Mamaev, V Marine biological diversity in the Black Sea: a study of change and decline. GEF Black Sea Environmental Programme. United Nations Publications, New York(1997)

ZAITSEV, Y.P., Recent changes in the trophic structure of the Black Sea, *Fisheries Oceanography*, 2, 180-189, (1992).

**TÜBİTAK
PROJE ÖZET BİLGİ FORMU**

Proje No:108Y228
Proje Başlığı: Su Kolonunun Oksijenli-Oksijensiz Arayüzey Tabakasındaki Fosfat ve Nitrat Döngülerinin Modellemesi
Proje Yürütücüsü ve Araştırmacılar: Proje Yürütücüsü; Yard.Doç.Dr. Bettina Fach Salihoğlu Araştırmacılar; Yard.Doç.Dr. Bettina Fach Salihoğlu, Prof.Dr. Temel Oğuz
Projenin Yürütüldüğü Kuruluş ve Adresi: Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Deniz Bilimleri Enstitüsü, PK 28, Erdemli, Mersin
Destekleyen Kuruluş(ların) Adı ve Adresi:
Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri: 15 Temmuz 2009 – 15 Temmuz 2012
Öz (en çok 70 kelime) Karadenizin günümüzdeki kimyasal yapısı küresel ölçekte iklim değişikliği ile etkisini gösteren deniz ve okyanuslardaki oksijen konsantrasyonundaki azalmanın günümüz örneğini sunmaktadır. Bu yapı örnek alınarak insan kaynaklı etkilere duyarlı, küresel iklim modellerinde kullanılabilecek düzeyde fosfat ve nitrat döngülerini doğru bir şekilde açıklayabilen bir model çalışması öngörülmüştür. Karadeniz'e nehir yoluyla giren fosfat ve nitratın biyojeokimyasal döngüler, atmosfer ve sedimentle etkileşim sonucu oluşturduğu etki geçmişe ve geleceğe yönelik model simülasyonları ile analiz edilmiştir.
Anahtar Kelimeler: Model, Karadeniz, Anoksiya, Gelecek Denizler
Fikri Ürün Bildirim Formu Sunuldu mu? Evet <input type="checkbox"/> Gerekli Değil <input checked="" type="checkbox"/> <small>Fikri Ürün Bildirim Formu'nun tesliminden sonra 3 ay içerisinde patent başvurusu yapılmalıdır.</small>
Projeden Yapılan Yayınlar:
Ekte Bulunan "ARDEB Başarı Öyküsü Formu", "Kazanımlar" Bölümünde Belirtilen Kriterlere Göre Proje Çıktılarınızın Başarı Öyküsü Niteliği Taşındığını Düşünüyorsanız "ARDEB Başarı Öyküsü Formu"nu doldurunuz.

EK 1. Karadeniz için kullanılan veri tabanı, ve bu veritabanından elde edilen sıcaklık, tuzluluk, PO₄ ve NO₃ + NO₂ yüzey dağılımı

Tablo 1. Karadeniz için kullanılan veritabanını oluşturan seferler (SeaDataNet)

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Akademik A. Kovalevskiy	Jul-58	31.07.1958 - 01.08.1958
Akademik A. Kovalevskiy	Jun-60	09.06.1960 - 11.06.1960
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov9	05.10.1960 - 27.10.1960
Akademik A. Kovalevskiy	Oct-60	13.10.1960 - 16.10.1960
Akademik A. Kovalevskiy	Feb-61	21.02.1961 - 22.02.1961
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov10	07.03.1961 - 03.07.1961
Akademik A. Kovalevskiy	40	07.05.1962 - 14.05.1962
Akademik A. Kovalevskiy	41	04.06.1962 - 09.06.1962
CANDARLI	1	09.04.1963 - 26.04.1963
CARSAMBA	2	13.07.1963 - 01.08.1963
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov14	11.08.1963 - 29.11.1963
CANDARLI	4	08.10.1963 - 26.10.1963
CARSAMBA	6	03.04.1964 - 14.04.1964
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov15	14.04.1964 - 02.08.1964
CANDARLI	7	22.07.1964 - 04.08.1964
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov16	20.08.1964 - 18.09.1964
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov17	15.11.1964 - 26.03.1965
CARSAMBA	10	11.01.1965 - 26.01.1965
CANDARLI	11	05.04.1965 - 10.04.1965
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov18	30.09.1965 - 12.01.1966
CARSAMBA	12	05.03.1966 - 03.09.1966
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov19	29.04.1966 - 13.09.1966
Nauka	27138	01.08.1966 - 20.12.1966
Nauka	27134	07.01.1967 - 25.06.1967
Nauka	27133	01.07.1967 - 25.12.1967
Akademik A. Kovalevskiy	61	27.09.1967 - 11.12.1967
Nauka	27125	02.01.1968 - 25.06.1968
Nauka	27125	02.01.1968 - 25.06.1968
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov21_1	21.03.1968 - 08.04.1968
CARSAMBA	16	11.04.1968 - 16.04.1968
CANDARLI	17	21.05.1968 - 06.06.1968
CARSAMBA	18	05.06.1968 - 05.07.1968
CANDARLI	19	12.08.1968 - 16.08.1968
Akademik A. Kovalevskiy	63 (11 Mediterranean expedition)	14.09.1968 - 05.11.1968
CARSAMBA	21	22.10.1968 - 26.10.1968
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov22_1	30.10.1968 - 04.11.1968

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
CARSAMBA	22	05.12.1968 - 14.12.1968
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov22	25.12.1968 - 24.04.1969
Nauka	27135	01.09.1969 - 26.12.1969
Akademik A. Kovalevskiy	65	28.12.1969 - 13.03.1970
Nauka	27136	04.01.1970 - 26.11.1970
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov25	29.07.1970 - 27.10.1970
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov24	11.12.1970 - 10.04.1971
CARSAMBA	35	18.01.1971 - 24.02.1971
Nauka	27126	18.01.1971 - 28.12.1971
Nauka	27126	18.01.1971 - 28.12.1971
CARSAMBA	39	05.08.1971 - 29.08.1971
Nauka	27124	10.01.1972 - 26.12.1972
Nauka	27124	10.01.1972 - 26.12.1972
Nauka	27124	10.01.1972 - 26.12.1972
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky6_1	11.07.1972 - 11.08.1972
Akademik A. Kovalevskiy	71	16.08.1972 - 17.10.1972
CARSAMBA	47	23.11.1972 - 05.12.1972
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov27	14.12.1972 - 24.04.1973
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky7_1	17.03.1973 - 07.04.1973
CANDARLI	48	04.06.1973 - 05.06.1973
CANDARLI	49	14.06.1973 - 14.06.1973
Nauka	27129	02.07.1973 - 25.12.1973
Nauka	27129	02.07.1973 - 25.12.1973
Akademik A. Kovalevskiy	72	17.07.1973 - 05.10.1973
Nauka	27128	25.07.1973 - 19.12.1973
Nauka	27128	25.07.1973 - 19.12.1973
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky8_1	03.11.1973 - 24.11.1973
Nauka	27132	02.01.1974 - 19.12.1974
Akademik A. Kovalevskiy	74	21.04.1974 - 29.06.1974
CANDARLI	52	30.04.1974 - 28.06.1974
CANDARLI	53	23.05.1974 - 23.05.1974
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky9	09.10.1974 - 30.11.1974
Nauka	27130	02.07.1975 - 17.07.1975
Nauka	27131	21.07.1975 - 30.12.1975
Nauka	27140	01.01.1976 - 30.12.1976
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov30	17.04.1976 - 28.08.1976
Nauka	27139	16.06.1976 - 24.12.1976
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky13	18.06.1976 - 12.08.1976
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky14	03.09.1976 - 20.12.1976
Professor Vodyanitsky	1	18.12.1976 - 04.03.1977
Nauka	27142	12.01.1977 - 26.02.1977
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky14_1	20.03.1977 - 29.03.1977
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky15	05.04.1977 - 18.06.1977

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Nauka	27144	12.04.1977 - 15.06.1977
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov32	04.06.1977 - 30.09.1977
Nauka	27146	11.07.1977 - 04.08.1977
Nauka	27148	12.10.1977 - 15.12.1977
Professor Vodyanitsky	3	14.10.1977 - 28.11.1977
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov33	16.10.1977 - 13.02.1978
Nauka	27150	19.01.1978 - 23.03.1978
Nauka	27152	11.04.1978 - 26.06.1978
Nauka	27154	11.07.1978 - 22.09.1978
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov35	26.07.1978 - 22.08.1978
CARSAMBA	89	12.09.1978 - 11.10.1978
Nauka	27156	05.10.1978 - 05.10.1978
Aytodor	Ay-Todor2	02.06.1979 - 01.07.1979
Aytodor	Ay-Todor3_A	04.07.1979 - 07.08.1979
Professor Vodyanitsky	6	27.07.1979 - 30.10.1979
CANDARLI	94	18.08.1979 - 22.08.1979
Nauka	27158	20.08.1979 - 17.03.1980
Akademik A. Kovalevskiy	88	23.11.1979 - 23.12.1979
Akademik A. Kovalevskiy	89	20.03.1980 - 03.06.1980
Nauka	27160	01.04.1980 - 17.06.1980
Nauka	27162	01.07.1980 - 29.09.1980
Professor Vodyanitsky	9	15.08.1980 - 14.10.1980
CARSAMBA	100	21.08.1980 - 02.09.1980
Nauka	27163	08.10.1980 - 16.12.1980
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky23_1	05.11.1980 - 04.12.1980
Professor Vodyanitsky	10	08.01.1981 - 08.05.1981
Nauka	27163	10.01.1981 - 11.03.1981
GRIGORY LEZHAVA	27168	11.04.1981 - 13.06.1981
Akademik A. Kovalevskiy	91	18.04.1981 - 17.06.1981
GRIGORY LEZHAVA	27170	08.07.1981 - 12.09.1981
Akademik A. Kovalevskiy	92	15.07.1981 - 28.08.1981
Unknown	GEOTERM81-83	01.09.1981 - 30.09.1983
GRIGORY LEZHAVA	27169	29.10.1981 - 29.12.1981
GRIGORY LEZHAVA	14246	06.01.1982 - 24.12.1982
Professor Vodyanitsky	12	26.02.1982 - 01.06.1982
Aytodor	Ay-Todor3_1	21.03.1982 - 18.06.1982
Aytodor	Ay-Todor4	02.07.1982 - 10.08.1982
Aytodor	Ay-Todor5_1	01.09.1982 - 12.11.1982
CANDARLI	122	17.11.1982 - 19.11.1982
MESAHA 2	123	24.11.1982 - 26.11.1982
CANDARLI	124	06.12.1982 - 09.12.1982
MESAHA 2	125	15.12.1982 - 17.12.1982

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov5_2	29.12.1982 - 04.03.1983
CARSAMBA	129	03.01.1983 - 03.02.1983
GRIGORY LEZHAVA	27180	07.01.1983 - 30.03.1983
MESAHA 2	128	11.01.1983 - 14.01.1983
GRIGORY LEZHAVA	27179	15.01.1983 - 19.03.1983
MESAHA 2	120	25.01.1983 - 28.01.1983
MESAHA 2	130	25.01.1983 - 28.01.1983
CARSAMBA	132	22.02.1983 - 22.02.1984
CANDARLI	134	18.03.1983 - 21.03.1983
CANDARLI	135	11.04.1983 - 13.04.1983
GRIGORY LEZHAVA	27180	25.04.1983 - 16.06.1983
MESAHA 1	137	27.04.1983 - 29.04.1983
CARSAMBA	139	17.05.1983 - 20.05.1983
MESAHA 1	140	24.05.1983 - 27.05.1983
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky27_1	25.05.1983 - 06.06.1983
MESAHA 1	141	07.06.1983 - 13.06.1983
MESAHA 1	142	08.06.1983 - 08.06.1983
CARSAMBA	144	21.06.1983 - 22.06.1983
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov6_2	24.06.1983 - 25.08.1983
GRIGORY LEZHAVA	27182	13.07.1983 - 30.09.1983
CANDARLI	145	27.07.1983 - 12.08.1983
MESAHA 2	146	09.08.1983 - 12.08.1983
Akademik A. Kovalevskiy	95	08.09.1983 - 28.10.1983
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov7	20.09.1983 - 14.11.1983
GRIGORY LEZHAVA	27186	06.10.1983 - 23.12.1983
GRIGORY LEZHAVA	27177	15.10.1983 - 23.12.1983
CANDARLI	148	26.10.1983 - 28.10.1983
Akademik A. Kovalevskiy	96	10.11.1983 - 30.12.1983
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky28_1	29.11.1983 - 14.12.1983
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky28	30.12.1983 - 13.05.1984
CANDARLI	149	18.04.1984 - 19.04.1984
CANDARLI	150	20.04.1984 - 26.04.1984
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky29_1	15.06.1984 - 15.07.1984
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov9	20.06.1984 - 23.09.1984
CANDARLI	153	27.06.1984 - 28.06.1984
CANDARLI	154	04.07.1984 - 10.07.1984
Akademik A. Kovalevskiy	98	24.08.1984 - 13.10.1984
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov43_1	03.09.1984 - 20.09.1984
CANDARLI	157	12.09.1984 - 14.09.1984
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov43_2	24.09.1984 - 17.11.1984
Professor Vodyanitsky	17-A	03.10.1984 - 25.10.1984
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov10	06.11.1984 - 09.02.1985

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov11	06.03.1985 - 09.06.1985
Professor Vodyanitsky	19	15.05.1985 - 29.07.1985
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov44_1	08.06.1985 - 10.07.1985
Akademik A. Kovalevskiy	100	25.06.1985 - 24.08.1985
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov44_2	18.07.1985 - 02.08.1985
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov44_3	26.07.1985 - 15.09.1985
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov12_1	26.07.1985 - 27.08.1985
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov12_2	26.07.1985 - 27.08.1985
Professor Vodyanitsky	19b	19.08.1985 - 01.09.1985
Akademik A. Kovalevskiy	101	11.09.1985 - 10.11.1985
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky31	12.10.1985 - 31.10.1985
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov44_4	18.10.1985 - 30.10.1985
Professor Vodyanitsky	20	21.10.1985 - 29.01.1986
Bilim	Cruise 1985-02	15.11.1985 - 29.11.1985
Bilim	Cruise 1985-03	20.12.1985 - 27.12.1985
GRIGORY LEZHAVA	01.01.2002(7.14.07)	06.01.1986 - 06.01.1986
Bilim	Cruise 1986-01	21.01.1986 - 23.01.1986
Bilim	Cruise 1986-02	24.01.1986 - 01.02.1986
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky33	18.02.1986 - 03.06.1986
Bilim	Cruise 1986-03	21.02.1986 - 28.02.1986
Professor Vodyanitsky	20a	04.03.1986 - 07.03.1986
Bilim	Cruise 1986-04	11.03.1986 - 20.03.1986
Professor Vodyanitsky	20b	13.03.1986 - 28.03.1986
GRIGORY LEZHAVA	27197	07.04.1986 - 25.05.1986
Akademik A. Kovalevskiy	102	12.04.1986 - 27.05.1986
Ekvator	27198	17.04.1986 - 30.05.1986
Ekvator	27198	17.04.1986 - 30.05.1986
Bilim	Cruise 1986-07	06.05.1986 - 20.05.1986
Bilim	Cruise 1986-08	20.05.1986 - 26.05.1986
Bilim	Cruise 1986-09	04.06.1986 - 06.06.1986
GRIGORY LEZHAVA	27199	05.06.1986 - 24.06.1986
Bilim	Cruise 1986-11	07.07.1986 - 08.07.1986
GRIGORY LEZHAVA	27200	07.07.1986 - 25.07.1986
Bilim	Cruise 1986-12	14.07.1986 - 18.07.1986
Bilim	Cruise 1986-13	19.07.1986 - 20.07.1986
Akademik A. Kovalevskiy	103	25.07.1986 - 08.09.1986
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov14_1	07.08.1986 - 06.11.1986
Bilim	Cruise 1986-15	27.08.1986 - 31.08.1986
GRIGORY LEZHAVA	27201	27.08.1986 - 26.09.1986
MESAHA 1	176	17.09.1986 - 19.09.1986
Bilim	Cruise 1986-16	19.09.1986 - 12.10.1986
Ekvator	27203	10.10.1986 - 26.12.1986

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Ekvator	27203	10.10.1986 - 26.12.1986
GRIGORY LEZHAVA	27202	10.10.1986 - 26.12.1986
SNEG	27203	10.10.1986 - 26.12.1986
Akademik A. Kovalevskiy	104	11.10.1986 - 28.11.1986
Bilim	Cruise 1986-17	18.11.1986 - 24.11.1986
MESAHA 1	179	19.11.1986 - 20.11.1986
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov14_2	21.11.1986 - 26.12.1986
Professor Vodyanitsky	22	07.12.1986 - 27.12.1986
Bilim	Cruise 1987-1	13.01.1987 - 18.01.1987
Bilim	Cruise 1987-3	17.01.1987 - 03.02.1987
Bilim	Cruise 1987-2	18.01.1987 - 18.01.1987
Bilim	Cruise 1987-4	04.02.1987 - 05.02.1987
Bilim	Cruise 1987-5	05.02.1987 - 06.02.1987
MESAHA 2	184	18.02.1987 - 21.02.1987
Bilim	Cruise 1987-9	31.03.1987 - 09.04.1987
Bilim	Cruise 1987-10	21.04.1987 - 28.04.1987
Bilim	Cruise 1987-11	01.05.1987 - 03.05.1987
Bilim	Cruise 1987-12	15.05.1987 - 16.05.1987
Bilim	Cruise 1987-13	17.05.1987 - 17.05.1987
Bilim	Cruise 1987-14	18.05.1987 - 22.05.1987
Akademik A. Kovalevskiy	105	03.06.1987 - 18.07.1987
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov16	16.06.1987 - 10.09.1987
Bilim	Cruise 1987-17	24.06.1987 - 24.06.1987
Bilim	Cruise 1987-18	24.06.1987 - 25.06.1987
Bilim	Cruise 1987-19	28.07.1987 - 29.07.1987
Bilim	Cruise 1987-20	29.07.1987 - 30.07.1987
Bilim	Cruise 1987-21	11.08.1987 - 15.08.1987
Bilim	Cruise 1987-22	15.08.1987 - 16.08.1987
Bilim	Cruise 1987-23	16.08.1987 - 17.08.1987
Bilim	Cruise 1987-24	25.08.1987 - 28.08.1987
Cubuklu	199	26.08.1987 - 06.09.1987
Akademik A. Kovalevskiy	107	29.08.1987 - 13.10.1987
Bilim	Cruise 1987-25	31.08.1987 - 31.08.1987
Bilim	Cruise 1987-26	01.09.1987 - 02.09.1987
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov17_1	01.10.1987 - 06.11.1987
Bilim	Cruise 1987-29	10.10.1987 - 12.10.1987
Bilim	Cruise 1987-30	12.10.1987 - 12.10.1987
Akademik A. Kovalevskiy	109	03.11.1987 - 08.12.1987
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov17_2	12.11.1987 - 20.12.1987
Professor Vodyanitsky	25	02.12.1987 - 21.01.1988
Bilim	Cruise 1988-2	23.01.1988 - 23.01.1988

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Bilim	Cruise 1988-3	24.01.1988 - 25.01.1988
Professor Vodyanitsky	26	16.02.1988 - 15.06.1988
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov49_1	06.03.1988 - 27.03.1988
Bilim	Cruise 1988-4	19.03.1988 - 20.03.1988
Bilim	Cruise 1988-5	21.03.1988 - 22.03.1988
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky37_1	05.04.1988 - 22.04.1988
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov18	10.04.1988 - 30.05.1988
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky37_2	22.04.1988 - 27.04.1988
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky37_3	14.05.1988 - 29.05.1988
Bilim	Cruise 1988-8	27.05.1988 - 27.05.1988
Bilim	Cruise 1988-9	29.05.1988 - 29.05.1988
Bilim	Cruise 1988-10	30.05.1988 - 31.05.1988
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky37_4	07.06.1988 - 27.06.1988
Bilim	Cruise 1988-11	07.06.1988 - 10.06.1988
Bilim	Cruise 1988-12	03.07.1988 - 05.07.1988
Bilim	Cruise 1988-13	06.07.1988 - 06.07.1988
Professor Vodyanitsky	27	15.07.1988 - 13.09.1988
Akademik A. Kovalevskiy	111	22.07.1988 - 05.09.1988
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov19	02.08.1988 - 06.10.1988
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov23	04.08.1988 - 03.10.1989
Bilim	Cruise 1988-16	11.08.1988 - 16.08.1988
MESAHA 1	224	21.08.1988 - 01.09.1988
Bilim	Cruise 1988-17	26.08.1988 - 13.09.1988
Bilim	Cruise 1988-18	19.09.1988 - 29.09.1988
Akademik A. Kovalevskiy	112	21.09.1988 - 05.11.1988
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov20	16.11.1988 - 06.03.1989
Bilim	Cruise 1988-22	02.12.1988 - 18.12.1988
Bilim	Cruise 1989-1	09.01.1989 - 22.01.1989
Bilim	Cruise 1989-5	20.03.1989 - 24.03.1989
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov21	31.03.1989 - 15.05.1989
Bilim	Cruise 1989-6	03.04.1989 - 12.04.1989
Professor Vodyanitsky	28_1	27.04.1989 - 21.06.1989
Akademik A. Kovalevskiy	114	28.04.1989 - 12.06.1989
Bilim	Cruise 1990-5	04.05.1989 - 08.05.1990
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov22	16.06.1989 - 11.07.1989
Akademik A. Kovalevskiy	115	29.06.1989 - 18.08.1989
Professor Vodyanitsky	28_2	07.07.1989 - 31.08.1989
Cubuklu	231	19.07.1989 - 23.07.1989
Bilim	Cruise 1989-8	26.08.1989 - 31.08.1989
Cubuklu	232	04.09.1989 - 14.09.1989
Akademik A. Kovalevskiy	116	08.09.1989 - 28.10.1989
Bilim	Cruise 1989-9	19.09.1989 - 26.09.1989

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Bilim	Cruise 1989-12	27.09.1989 - 27.11.1989
Bilim	Cruise 1989-10	21.10.1989 - 23.10.1989
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov51	11.11.1989 - 14.12.1989
DRUG PRIRODY	18243	05.01.1990 - 30.06.1990
DRUG PRIRODY	18243	05.01.1990 - 30.06.1990
TAO	18244	05.01.1990 - 30.06.1990
Cubuklu	242	10.01.1990 - 17.01.1990
Bilim	Cruise 1990-01	05.02.1990 - 28.02.1990
Professor A. Valkanov	15PV199031	05.03.1990 - 06.03.1990
Bilim	Cruise 1990-2	08.03.1990 - 13.03.1990
MESAHA 1	252	12.03.1990 - 12.03.1990
Bilim	Cruise 1990-4	06.04.1990 - 21.04.1990
Akademik A. Kovalevskiy	117	16.04.1990 - 07.06.1990
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov52	04.05.1990 - 22.05.1990
Professor A. Valkanov	15PV199032	08.05.1990 - 09.05.1990
MESAHA 1	259	11.06.1990 - 13.06.1990
Akademik A. Kovalevskiy	118	25.06.1990 - 09.08.1990
Professor Vodyanitsky	31	02.07.1990 - 12.08.1990
TAO	18333	05.07.1990 - 25.08.1990
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov53_1	18.07.1990 - 24.08.1990
Bilim	Cruise 1990-6	27.07.1990 - 01.08.1990
MESAHA 1	263	31.07.1990 - 31.07.1990
Professor A. Valkanov	15PV199033	08.08.1990 - 09.08.1990
Professor A. Valkanov	15PV199034	14.08.1990 - 14.08.1990
Professor Vodyanitsky	32	17.08.1990 - 15.09.1990
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov25	28.08.1990 - 12.09.1990
Akademik A. Kovalevskiy	119	31.08.1990 - 20.10.1990
Bilim	Cruise 1990-8	07.09.1990 - 03.10.1990
DRUG PRIRODY	18334	07.09.1990 - 25.12.1990
DRUG PRIRODY	18334	07.09.1990 - 25.12.1990
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov53_a	25.09.1990 - 04.11.1990
Bilim	Cruise 1990-9	25.10.1990 - 30.10.1990
Professor A. Valkanov	15PV199035	11.11.1990 - 11.11.1990
Professor A. Valkanov	15PV199036	13.11.1990 - 13.11.1990
Professor A. Valkanov	15PV199037	15.11.1990 - 16.11.1990
Bilim	Cruise 1991-1	10.01.1991 - 18.01.1991
Professor A. Valkanov	15PV199130	21.02.1991 - 21.02.1991
Bilim	Cruise 1991-2	01.03.1991 - 04.03.1991
Bilim	Cruise 1991-3	08.03.1991 - 13.03.1991
Bilim	Cruise 1991-5	28.03.1991 - 01.04.1991
MESAHA 1	276-3	10.05.1991 - 10.05.1991
Akademik A. Kovalevskiy	120	18.05.1991 - 25.05.1991

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Bilim	Cruise 1991-6	01.06.1991 - 13.06.1991
Professor Vodyanitsky	33	01.06.1991 - 20.06.1991
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov27_1	18.06.1991 - 23.06.1991
Bilim	Cruise 1991-7	19.06.1991 - 23.06.1991
DRUG PRIRODY	18838	01.07.1991 - 01.07.1991
DRUG PRIRODY	18838	01.07.1991 - 01.07.1991
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov27_2	05.07.1991 - 11.07.1991
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov27	20.07.1991 - 25.08.1991
TAO	18837	01.08.1991 - 31.12.1991
MESAHA 1	276-5	07.08.1991 - 07.08.1991
Bilim	Cruise 1991-9	17.08.1991 - 21.08.1991
Bilim	Cruise 1991-10	05.09.1991 - 23.09.1991
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov28	07.09.1991 - 15.10.1991
MESAHA 1	276-7	24.09.1991 - 24.09.1991
Bilim	Cruise 1991-11	01.10.1991 - 07.10.1991
MESAHA 1	276-8	08.10.1991 - 10.10.1991
MESAHA 2	276-9	08.10.1991 - 08.10.1991
Bilim	Cruise 1991-13	27.10.1991 - 29.10.1991
Professor Vodyanitsky	35	29.10.1991 - 22.11.1991
Cubuklu	303	11.11.1991 - 12.11.1991
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov54	17.11.1991 - 13.12.1991
Bilim	Cruise 1991-14	19.12.1991 - 25.12.1991
Bilim	Cruise 1992-01	03.01.1992 - 22.01.1992
Bilim	Cruise 1992-2	05.03.1992 - 15.03.1992
Akademik Vernadskiy	Akademik Vernadsky44	07.05.1992 - 18.05.1992
Bilim	Cruise 1992-05	13.05.1992 - 20.05.1992
Trepang	Trepang9	18.05.1992 - 28.05.1992
Akademik	AK061992	21.06.1992 - 25.06.1992
Professor Vodyanitsky	37	01.07.1992 - 25.07.1992
Bilim	Cruise 1992-06	02.07.1992 - 26.07.1992
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov29	04.07.1992 - 03.08.1992
Bilim	Cruise 1992-7	28.08.1992 - 31.08.1992
Bilim	Cruise 1992-9	29.08.1992 - 01.09.1992
Bilim	Cruise 1992-8	01.09.1992 - 02.09.1992
Mikhail Lomonosov	Mikhail Lomonosov55	30.09.1992 - 02.11.1992
Bilim	Cruise 1992-11	15.10.1992 - 20.10.1992
Bilim	Cruise 1992-12	05.11.1992 - 05.11.1992
Cubuklu	306	11.11.1992 - 23.11.1992
Cubuklu	308	07.01.1993 - 15.01.1993
Bilim	Cruise 1993-01	09.01.1993 - 27.01.1993
MESAHA 2	305-1	19.01.1993 - 27.01.1993
Bilim	Cruise 1993-2	11.02.1993 - 18.02.1993

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Cubuklu	309	17.02.1993 - 23.02.1993
Bilim	Cruise 1993-04	01.03.1993 - 10.03.1993
Bilim	Cruise 1993-05	01.04.1993 - 16.04.1993
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov30	02.04.1993 - 30.04.1993
Bilim	Cruise 1993-06	02.07.1993 - 23.07.1993
Cubuklu	311	23.07.1993 - 23.07.1993
Bilim		01.08.1993 - 20.08.1993
Bilim	Cruise 1993-08	04.08.1993 - 23.08.1993
Professor Vodyanitsky	43	01.09.1993 - 05.09.1993
Bilim	Cruise 1993-09	22.09.1993 - 06.10.1993
Professor Vodyanitsky	44	02.10.1993 - 17.10.1993
Bilim	Cruise 1993-10	12.10.1993 - 28.10.1993
Trepang	Trepang15	19.10.1993 - 08.11.1993
VITYAZ	27	04.11.1993 - 15.11.1993
Cubuklu	311A	10.11.1993 - 10.11.1993
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov31	16.11.1993 - 14.01.1994
Cubuklu	305-7	07.12.1993 - 15.12.1993
Bilim	Cruise 1993-12	15.12.1993 - 21.12.1993
Cubuklu	312	18.01.1994 - 25.01.1994
Bilim	Cruise 1994-01	26.01.1994 - 14.02.1994
Trepang	Trepang15A	01.02.1994 - 05.02.1994
Bilim	Cruise 1994-3	11.04.1994 - 14.04.1994
Bilim	Cruise 1994-04	17.04.1994 - 16.05.1994
Cubuklu	315	17.05.1994 - 03.06.1994
Steaua de Mare	GD-9405	23.05.1994 - 24.05.1994
Steaua de Mare	PC-9406	15.06.1994 - 18.06.1994
Steaua de Mare	PS-9407	04.07.1994 - 05.07.1994
Cubuklu	316	19.07.1994 - 02.08.1994
Akvanavt		02.08.1994 - 21.08.1994
Bilim	Cruise 1994-08	30.08.1994 - 23.09.1994
Akvanavt	12	06.09.1994 - 20.09.1994
Cubuklu	316A	12.09.1994 - 13.09.1994
Professor Vodyanitsky	47	23.09.1994 - 07.10.1994
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov32	02.12.1994 - 27.12.1994
Cubuklu	319	07.12.1994 - 09.12.1994
Cubuklu	320	13.12.1994 - 14.12.1994
Kiev	Kiev1	18.12.1994 - 27.12.1994
Kiev	Kiev2	19.01.1995 - 28.01.1995
Cubuklu	321	12.02.1995 - 22.02.1995
Professor A. Valkanov	15PV1995001	14.02.1995 - 17.02.1995
Steaua de Mare	PS-9502	21.02.1995 - 22.02.1995
Bilim	Cruise 1995-02	13.03.1995 - 12.04.1995

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Professor Kolesnikov	Professor Kolesnikov33	16.03.1995 - 06.04.1995
Cubuklu	322	18.03.1995 - 19.03.1995
Akvanavt		19.03.1995 - 28.03.1995
Kiev	Kiev3	21.03.1995 - 10.04.1995
Steaua de Mare	PC-9504	18.04.1995 - 21.04.1995
Bilim	Cruise 1995-3	25.04.1995 - 28.04.1995
Bilim	Cruise 1995-4	28.04.1995 - 30.04.1995
Professor A. Valkanov	15PV1995002	16.05.1995 - 19.05.1995
Steaua de Mare	GD-9505	31.05.1995 - 31.05.1995
Kiev	Kiev4	02.08.1995 - 20.08.1995
Professor A. Valkanov	15PV1995003	15.08.1995 - 17.08.1995
Cubuklu	324	22.08.1995 - 25.08.1995
Akvanavt		25.08.1995 - 04.09.1995
Steaua de Mare	PC-9509	04.09.1995 - 08.09.1995
Mare Nigrum	HS-1995_2	12.09.1995 - 19.09.1995
Bilim	Cruise 1995-06	18.09.1995 - 29.09.1995
Bilim	Cruise 1995-07	29.09.1995 - 13.10.1995
Steaua de Mare	GD-8510	19.10.1995 - 20.10.1995
Professor A. Valkanov	15PV1995004	13.11.1995 - 15.11.1995
Professor A. Valkanov	15PV1996006	17.02.1996 - 19.02.1996
Professor A. Valkanov	15PV1996005	20.02.1996 - 20.02.1996
Bilim	Cruise 1996-1	05.04.1996 - 07.04.1996
Bilim	Cruise 1996-2	08.04.1996 - 17.04.1996
MESAHA 2	327	10.04.1996 - 10.05.1996
Professor A. Valkanov	15PV1996007	13.05.1996 - 15.05.1996
MESAHA 2	328	27.05.1996 - 03.06.1996
Bilim	Cruise 1996-4	20.06.1996 - 24.07.1996
Akvanavt		25.06.1996 - 06.07.1996
Cubuklu	329	03.07.1996 - 30.07.1996
Professor A. Valkanov	15PV1996008	14.08.1996 - 16.08.1996
Akademik	BO081996	21.08.1996 - 23.08.1996
Unknown	TEX091996	10.09.1996 - 10.09.1996
Bilim	Cruise 1996-5	24.09.1996 - 04.10.1996
MESAHA 1	332	01.11.1996 - 06.11.1996
Bilim	Cruise 1996-6	06.11.1996 - 10.11.1996
Professor A. Valkanov	15PV1996009	13.11.1996 - 16.11.1996
MESAHA 2	333	08.12.1996 - 15.12.1996
MESAHA 1	335	23.01.1997 - 29.01.1997
Professor Vodyanitsky	not registered	10.05.1997 - 21.05.1997
Professor A. Valkanov	15PV1997010	18.05.1997 - 18.05.1997
Akademik	BO061997	03.06.1997 - 06.06.1997
Bilim	Cruise 1997-2	01.07.1997 - 19.07.1997
Trepang	Trepang17	12.09.1997 - 20.09.1997

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Bilim	Cruise 1997-4	24.09.1997 - 26.09.1997
Trepang	Trepang18	30.09.1997 - 14.10.1997
MESAHA 2	343	24.10.1997 - 04.11.1997
Professor A. Valkanov	15PV1997012	20.11.1997 - 20.11.1997
MESAHA 1	345	22.12.1997 - 24.12.1997
Bilim	Cruise 1998-01	25.03.1998 - 24.04.1998
Le Suroit	BLASON	23.04.1998 - 23.05.1998
MESAHA 2	348	29.04.1998 - 29.04.1998
Steaua de Mare	EC-9807	07.05.1998 - 07.05.1998
Professor A. Valkanov	15PV1998014	18.05.1998 - 20.05.1998
Steaua de Mare	PC-9805	27.05.1998 - 29.05.1998
Unknown	Sinop Time Series	29.05.1998 - 25.06.2000
Steaua de Mare	P1/1998	03.06.1998 - 04.06.1998
Steaua de Mare	GD-9806	11.06.1998 - 18.06.1998
Steaua de Mare	P2/1998	03.07.1998 - 04.07.1998
Steaua de Mare	PC-9807	13.07.1998 - 15.07.1998
Unknown	LAKE081998	17.08.1998 - 19.08.1998
Steaua de Mare	PC-9808	27.08.1998 - 01.09.1998
Akvanavt		28.08.1998 - 06.09.1998
Bilim	Cruise 1998-2	03.09.1998 - 06.09.1998
Bilim	Cruise 1998-03	13.09.1998 - 15.09.1998
Steaua de Mare	P3/1998	16.09.1998 - 20.09.1998
Akademik	BO091998	24.09.1998 - 27.09.1998
Steaua de Mare	GD-9809	25.09.1998 - 26.09.1998
Professor A. Valkanov	15PV1998011	18.10.1998 - 18.10.1998
Professor A. Valkanov	15PV1998016	01.12.1998 - 03.12.1998
Steaua de Mare	EC-9901	26.01.1999 - 27.01.1999
Professor A. Valkanov	15PV1999017	25.02.1999 - 26.02.1999
Bilim	Cruise 1999-01	02.03.1999 - 22.03.1999
Steaua de Mare	P1/1999	22.03.1999 - 23.03.1999
Steaua de Mare	PC-9904	31.03.1999 - 04.04.1999
Professor A. Valkanov	15PV1999018	11.05.1999 - 12.05.1999
Steaua de Mare	PC-9905	12.05.1999 - 14.05.1999
KTU Denar I	SDBF-0014	13.05.1999 - 13.05.1999
MESAHA 1	352	01.06.1999 - 02.06.1999
KTU Denar I	SDBF-0013	03.06.1999 - 03.06.1999
KTU Denar I	SDBF-0012	16.06.1999 - 16.06.1999
KTU Denar I	SDBF-0011	30.06.1999 - 30.06.1999
KTU Denar I	SDBF-0010	06.07.1999 - 06.07.1999
KTU Denar I	SDBF-0009	27.07.1999 - 27.07.1999
Professor A. Valkanov	15PV1999019	16.08.1999 - 18.08.1999
Akvanavt		06.09.1999 - 13.09.1999
Bilim	Cruise 1999-03	08.09.1999 - 29.09.1999

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Steaua de Mare	PC-9909	14.09.1999 - 16.09.1999
Akademik	BO091999	20.09.1999 - 24.09.1999
Bilim	Cruise 1999-04	03.10.1999 - 20.10.1999
KTU Denar I	SDBF-0007	26.10.1999 - 09.11.1999
KTU Denar I	SDBF-0008	26.10.1999 - 26.10.1999
Akademik	BO111999	01.11.1999 - 05.11.1999
MESAHA 2	356	15.11.1999 - 19.11.1999
Professor A. Valkanov	15PV1999020	15.11.1999 - 16.11.1999
Professor A. Valkanov	15PV200038	11.02.2000 - 11.02.2000
Akvanavt		12.03.2000 - 19.03.2000
MESAHA 1	360	31.03.2000 - 10.04.2000
Akademik	BO042000	03.04.2000 - 08.04.2000
KTU Denar I	SDBF-0006	11.04.2000 - 11.04.2000
KTU Denar I	SDBF-0005	25.04.2000 - 25.04.2000
Cubuklu	363	10.05.2000 - 13.05.2000
Professor A. Valkanov	15PV200039	20.05.2000 - 20.05.2000
KTU Denar I	SDBF-0004	23.05.2000 - 23.05.2000
MESAHA 2	364	23.05.2000 - 26.05.2000
KTU Denar I	SDBF-0003	29.06.2000 - 29.06.2000
Bilim	Cruise 2000-01	01.07.2000 - 09.07.2000
KTU Denar I	SDBF-0002	10.07.2000 - 10.07.2000
Professor A. Valkanov	15PV200040	16.08.2000 - 16.08.2000
Akvanavt		05.09.2000 - 10.09.2000
Akademik	BO092000	11.09.2000 - 15.09.2000
Bilim	Cruise 2000-02	18.09.2000 - 02.10.2000
MESAHA 1	366	25.09.2000 - 03.10.2000
K. Piri Reis	N-1	05.10.2000 - 14.10.2000
Bilim	Cruise 2000-03	06.10.2000 - 17.10.2000
Bilim	Cruise 2000-3	06.10.2000 - 17.10.2000
Bilim	Cruise 2000-4	20.10.2000 - 24.10.2000
Professor A. Valkanov	15PV200041	16.11.2000 - 16.11.2000
Akvanavt	20	29.11.2000 - 04.12.2000
Professor A. Valkanov	15PV200142	28.02.2001 - 28.02.2001
Steaua de Mare	PC-0103	11.03.2001 - 13.03.2001
Akvanavt	23	02.04.2001 - 06.04.2001
Akvanavt	24	11.04.2001 - 18.04.2001
Akvanavt	25	25.04.2001 - 29.04.2001
Akvanavt		11.05.2001 - 17.05.2001
Bilim	Cruise 2001-01	22.05.2001 - 28.05.2001
Steaua de Mare	PC-0106	07.06.2001 - 09.06.2001
Professor A. Valkanov	15PV200143	08.06.2001 - 08.06.2001
Bilim	Cruise 2001-2	12.06.2001 - 23.06.2001
KTU Denar I	SDBF-0001	16.06.2001 - 17.06.2001

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Bilim	Cruise 2001-3	23.06.2001 - 24.06.2001
Akvanavt	27	29.07.2001 - 29.07.2001
Akademik	AK082001	04.08.2001 - 05.08.2001
Akvanavt		13.08.2001 - 11.09.2001
Akademik	AK08NOAH2001	14.08.2001 - 31.08.2001
Professor A. Valkanov	15PV200144	15.08.2001 - 15.08.2001
Akvanavt		04.09.2001 - 19.09.2001
Akvanavt	33	14.09.2001 - 19.09.2001
Steaua de Mare	PC-0109	14.09.2001 - 16.09.2001
Akvanavt	35	27.09.2001 - 30.09.2001
Akvanavt	36	05.10.2001 - 12.10.2001
Akademik	BO102001	22.10.2001 - 26.10.2001
Steaua de Mare	PC-0110	30.10.2001 - 01.11.2001
Professor A. Valkanov	15PV200145	16.11.2001 - 16.11.2001
Akademik	AK112001	19.11.2001 - 24.11.2001
Meteor	51/4	13.12.2001 - 28.12.2001
Meteor	52/1	02.01.2002 - 01.02.2002
Professor A. Valkanov	V2002B01	13.02.2002 - 14.02.2002
Professor A. Valkanov	15PV200246	15.02.2002 - 15.02.2002
Akademik	AK042002	02.04.2002 - 02.04.2002
Steaua de Mare	PC-0204	25.04.2002 - 30.04.2002
Akvanavt		04.05.2002 - 10.05.2002
Akvanavt	47	24.05.2002 - 01.06.2002
Akademik	AK052002	27.05.2002 - 31.05.2002
Professor A. Valkanov	V2002B02	04.06.2002 - 06.06.2002
Akvanavt	51	06.07.2002 - 12.07.2002
Steaua de Mare	PC-0207	07.07.2002 - 16.07.2002
Akademik	AK072002	15.07.2002 - 16.07.2002
Le Suroit	BLASON 2	09.08.2002 - 09.09.2002
Professor A. Valkanov	V2002B03	18.08.2002 - 20.08.2002
Akademik	AK082002	19.08.2002 - 23.08.2002
Akvanavt	53	23.08.2002 - 27.08.2002
Akvanavt		04.09.2002 - 05.09.2002
Steaua de Mare	Mar-02	05.09.2002 - 08.09.2002
Steaua de Mare	Apr-02	17.10.2002 - 17.10.2002
Steaua de Mare	EC-0210	18.10.2002 - 18.10.2002
Professor A. Valkanov	V2002B04	12.11.2002 - 14.11.2002
Akademik	AK112002	25.11.2002 - 28.11.2002
Akademik	AK032003	04.03.2003 - 08.03.2003
Knorr	172-05	10.03.2003 - 07.04.2003
Steaua de Mare	EC-0303	11.03.2003 - 11.03.2003
Professor A. Valkanov	V2003B01	12.03.2003 - 13.03.2003
Steaua de Mare	Jan-03	22.04.2003 - 24.04.2003

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Steaua de Mare	P1/2003	05.05.2003 - 11.05.2003
Steaua de Mare	PC-0305	12.05.2003 - 14.05.2003
Steaua de Mare	Feb-03	24.05.2003 - 27.05.2003
Akademik	AK062003	07.06.2003 - 12.06.2003
Steaua de Mare	P2/2003	10.06.2003 - 11.06.2003
Ashamba	30702	02.07.2003 - 02.07.2003
Steaua de Mare	P3/2003	18.07.2003 - 19.07.2003
Steaua de Mare	Mar-03	21.07.2003 - 25.07.2003
Steaua de Mare	EC-0308	30.07.2003 - 02.08.2003
Professor A. Valkanov	V2003B02	13.08.2003 - 15.08.2003
Steaua de Mare	P4/2003	25.08.2003 - 26.08.2003
Ashamba		26.08.2003 - 27.08.2003
Ashamba	30828	28.08.2003 - 28.08.2003
Akademik	AK092003	08.09.2003 - 14.09.2003
Steaua de Mare	P5/2003	17.09.2003 - 20.09.2003
Steaua de Mare	PC-0309	17.09.2003 - 18.09.2003
Steaua de Mare	EC-0309	21.09.2003 - 21.09.2003
Steaua de Mare	Apr-03	14.11.2003 - 18.11.2003
Steaua de Mare	PC-0310	19.11.2003 - 23.11.2003
Akvanavt	57	26.01.2004 - 26.01.2004
GRIGORY LEZHAVA	27167	13.04.2004 - 30.06.2004
Steaua de Mare	POL-2404	16.04.2004 - 23.04.2004
Marion Dufresne	MD 139 / ASSEMBLAGE - 1	06.05.2004 - 23.05.2004
Steaua de Mare	POL-2405	12.05.2004 - 13.05.2004
Akvanavt	58	14.05.2004 - 14.05.2004
Professor Vodyanitsky	60	24.05.2004 - 25.06.2004
Akademik	AK062004	31.05.2004 - 04.06.2004
Akvanavt	60	01.06.2004 - 05.06.2004
Professor A. Valkanov	V2004B01	03.06.2004 - 04.06.2004
Akvanavt	62	21.06.2004 - 25.06.2004
Steaua de Mare	POL-2406	21.06.2004 - 22.06.2004
Professor Vodyanitsky	61	29.06.2004 - 11.07.2004
Akvanavt	66	13.07.2004 - 15.07.2004
Akvanavt	67	17.07.2004 - 17.07.2004
Steaua de Mare	EC-2407	21.07.2004 - 21.07.2004
Akademik	AK072004	27.07.2004 - 01.08.2004
Akvanavt		11.08.2004 - 17.08.2004
Professor A. Valkanov	V2004B02	31.08.2004 - 01.09.2004
Akvanavt	71	01.09.2004 - 04.09.2004
Akvanavt	72	08.09.2004 - 12.09.2004
Akademik	AK092004	17.09.2004 - 21.09.2004

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Steaua de Mare	GD-2409	21.09.2004 - 21.09.2004
Steaua de Mare	POL-2409	23.09.2004 - 25.09.2004
Professor A. Valkanov	V2004B03	04.10.2004 - 04.10.2004
Poseidon	317-4	16.10.2004 - 04.11.2004
Akvanavt	76	08.12.2004 - 11.12.2004
Akademik	AK122004	21.12.2004 - 22.12.2004
Akademik	AK032005	07.03.2005 - 12.03.2005
Steaua de Mare	POL-2504	16.04.2005 - 18.04.2005
Akademik	BO042005	20.04.2005 - 21.04.2005
Endeavor	403	27.04.2005 - 05.06.2005
Steaua de Mare	POL-2505	13.05.2005 - 14.05.2005
Akademik	AK062005	07.06.2005 - 11.06.2005
Akvanavt	80	09.06.2005 - 14.06.2005
Steaua de Mare	POL-2506	09.06.2005 - 10.06.2005
Akademik	AK06PE2005	17.06.2005 - 20.06.2005
Akvanavt	82	25.06.2005 - 30.06.2005
Steaua de Mare	POL-2507	12.07.2005 - 13.07.2005
Steaua de Mare	POL-2508	18.08.2005 - 19.08.2005
Akvanavt	68	19.08.2005 - 26.08.2005
Akvanavt	91	11.09.2005 - 11.09.2005
Akademik	AK092005	13.09.2005 - 13.09.2005
KTU Denar I	MERCAC2005, MERCAC200501	10.10.2005 - 19.10.2005
KTU Denar I	SR0406, 20060222	22.02.2006 - 24.02.2006
UNKNOWN PLATFORMS OF BULGARIA	NAFAT001	10.03.2006 - 25.03.2006
Akademik	AK03/042006PE	27.03.2006 - 14.04.2006
KTU Denar I	SR0406, 20060406	06.04.2006 - 06.04.2006
30-Dec	POL-2604	13.04.2006 - 18.04.2006
Steaua de Mare	PC-2604	26.04.2006 - 02.05.2006
Akvanavt	97	19.05.2006 - 28.05.2006
KTU Denar I	SR0506, 20060523	23.05.2006 - 23.05.2006
Steaua de Mare	PC-2605	29.05.2006 - 31.05.2006
Bilim	Cruise 2006-03	05.06.2006 - 27.06.2006
Steaua de Mare	MON-2606	07.06.2006 - 07.06.2006
KTU Denar I	SR0506, 20060627	27.06.2006 - 28.06.2006
Steaua de Mare	PC-9905	07.07.2006 - 11.07.2006
Akademik	AK072006PE	11.07.2006 - 17.07.2006
Steaua de Mare	POL-2607	20.07.2006 - 25.07.2006
Akademik	BSERP-2006	25.07.2006 - 04.08.2006
Steaua de Mare	POL-2608	18.08.2006 - 23.08.2006
Akvanavt	109	19.09.2006 - 19.09.2006
KTU Denar I	SR0906, 20060919	19.09.2006 - 20.09.2006

Tablo 1. Devamı

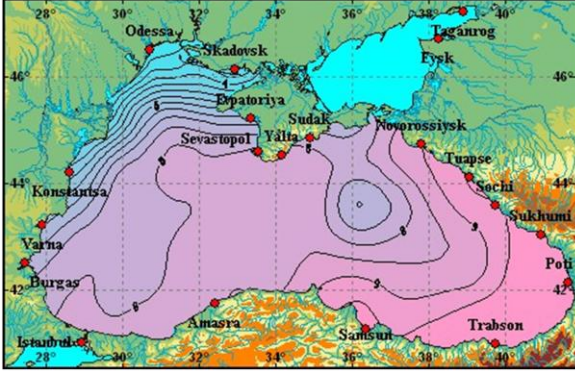
Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Steaua de Mare	POL-2609	29.09.2006 - 30.09.2006
Bilim	Cruise 2006-07	02.10.2006 - 26.10.2006
Steaua de Mare	PC-0610	02.10.2006 - 04.10.2006
Steaua de Mare	POL-2610	27.10.2006 - 31.10.2006
UNKNOWN PLATFORMS OF BULGARIA	NAFAT002	26.11.2006 - 04.12.2006
Unknown	15PV2006022	06.12.2006 - 15.12.2006
Experiment	Experiment122006	14.12.2006 - 15.12.2006
Experiment	Experiment012007	09.01.2007 - 10.01.2007
Meteor	72-1	07.02.2007 - 20.02.2007
Meteor	72-2	23.02.2007 - 13.03.2007
Steaua de Mare	POL-2703	06.03.2007 - 07.03.2007
Meteor	72-3	16.03.2007 - 24.04.2007
UNKNOWN PLATFORMS OF BULGARIA	NAFAT003	16.03.2007 - 30.03.2007
Unknown	15PV2007023	05.04.2007 - 15.04.2007
Steaua de Mare	POL-2704	16.04.2007 - 23.04.2007
Meteor	72-4	25.04.2007 - 11.05.2007
Steaua de Mare	POL-2705	08.05.2007 - 09.05.2007
Meteor	72-5	14.05.2007 - 04.06.2007
Experiment	Experiment052007	16.05.2007 - 19.05.2007
Steaua de Mare	POL-2706	09.06.2007 - 10.06.2007
Steaua de Mare	POL-2707	16.07.2007 - 17.07.2007
Experiment	Experiment072007	18.07.2007 - 23.07.2007
Steaua de Mare	POL-240807	24.08.2007 - 25.08.2007
Experiment	Experiment092007	15.09.2007 - 22.09.2009
Steaua de Mare	POL-2709	17.09.2007 - 21.09.2007
Steaua de Mare	POL-091007	09.10.2007 - 10.10.2007
Steaua de Mare	POL-27102	26.10.2007 - 27.10.2007
Steaua de Mare	MON-2710	28.10.2007 - 28.10.2007
UNKNOWN PLATFORMS OF BULGARIA	NAFAT004	03.11.2007 - 11.12.2007
Steaua de Mare	PN-290108	29.01.2008 - 30.01.2008
Steaua de Mare	POL-190308	19.03.2008 - 21.03.2008
Steaua de Mare	POL060408	06.04.2008 - 07.04.2008
Bilim	UNLUATA Cruises: Turkish Straits	07.04.2008 - 15.04.2008
Bilim	UNLUATA Cruises: Black Sea	22.04.2008 - 26.04.2008
UNKNOWN PLATFORMS OF BULGARIA	NAFAT005	30.04.2008 - 15.05.2008
Steaua de Mare	POL080508	08.05.2008 - 09.05.2008
Steaua de Mare	POL100508	10.05.2008 - 12.05.2008
Steaua de Mare	POL140608	14.06.2008 - 15.06.2008

Tablo 1. Devamı

Araştırma Gemisi	Sefer İsmi	Tarihler
Steaua de Mare	POL210708	21.07.2008 - 22.07.2008
Steaua de Mare	POL230708	23.07.2008 - 24.07.2008
Steaua de Mare	POL-2605	20.08.2008 - 22.08.2008
Steaua de Mare	POL230808	23.08.2008 - 25.08.2008
Steaua de Mare	POL290908	29.09.2008 - 30.09.2008
Bilim	Cruise 2008-11	07.10.2008 - 11.10.2008
Akademik	AK-2009-02	16.02.2009 - 20.02.2009
Akademik	AK-2009-03	17.03.2009 - 19.03.2009
Unknown	NAFAT Spring2009	16.04.2009 - 31.05.2009
Akademik	AK-2009-04	23.04.2009 - 25.04.2009
Akademik	AK-2009-05	04.05.2009 - 21.05.2009
Steaua de Mare	PN06052009	06.05.2009 - 09.05.2009
Akademik	AK-2009-06	04.06.2009 - 13.06.2009
Akademik	AK-2009-06 MON	15.06.2009 - 24.06.2009
Steaua de Mare	PN15062009	15.06.2009 - 17.06.2009
Akademik	AK-2009-07	01.07.2009 - 15.07.2009
Steaua de Mare	POL17072009	17.07.2009 - 21.07.2009
Akademik	AK-2009-08	12.08.2009 - 19.08.2009
Akademik	AK-2009-08/09	27.08.2009 - 02.09.2009
Akademik	AK-2009-09 WISER	04.09.2009 - 04.09.2009
Akademik	AK-2009-09	05.09.2009 - 10.09.2009
Steaua de Mare	PN15092009	15.09.2009 - 16.09.2009
Akademik	AK-2009-09-BMG	23.09.2009 - 24.09.2009
Akademik	AK-2009 -10 RESPONT	08.10.2009 - 10.10.2009
Steaua de Mare	PN08102009	08.10.2009 - 10.10.2009
Akademik	AK-2009-10-BMG	25.10.2009 - 28.10.2009
Unknown	NAFAT Autumn-	22.11.2009 - 16.12.2009
Akademik	AK-2009 -12 EURO	07.12.2009 - 08.12.2009
Akademik	AK-2009 -12/SS1	14.12.2009 - 22.12.2009
Akademik	AK-2009 -12/SS2	23.12.2009 - 31.12.2009
Steaua de Mare	NucleuL	14.02.2010 - 21.02.2010
Steaua de Mare	PN09320202	22.03.2010 - 24.03.2010
Maria S. Merian	MSM15/1	12.04.2010 - 08.05.2010
Maria S. Merian	MSM15/2	10.05.2010 - 02.06.2010
Professor Vodyanitsky	64	30.06.2010 - 06.07.2010
Steaua de Mare	Monitoring	27.07.2010 - 29.07.2010
Professor Vodyanitsky	65	30.07.2010 - 10.08.2010
Steaua de Mare	Monitoring	24.08.2010 - 04.09.2010
Professor Vodyanitsky	66	31.08.2010 - 14.09.2010
Steaua de Mare	PNL&INTG	26.04.2011 - 27.04.2011
Steaua de Mare	Monit	11.05.2011 - 14.05.2011
Steaua de Mare	Monit	11.05.2011 - 14.05.2011
Steaua de Mare	Monit&Intg	04.07.2011 - 05.07.2011

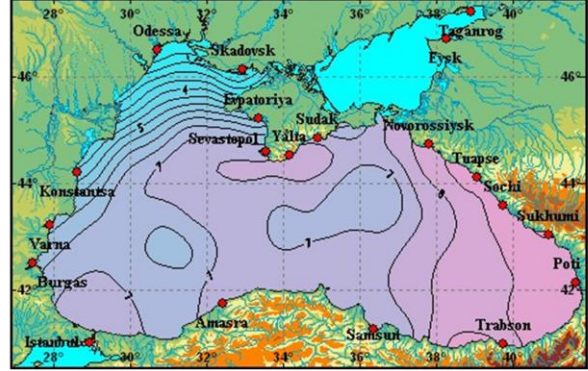
Ocak

Sıcaklık (°C)



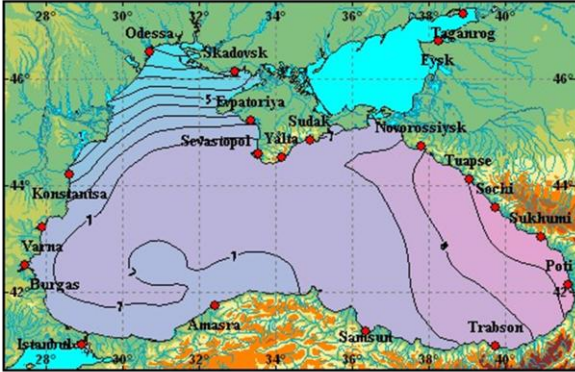
Şubat

Sıcaklık (°C)



Mart

Sıcaklık (°C)



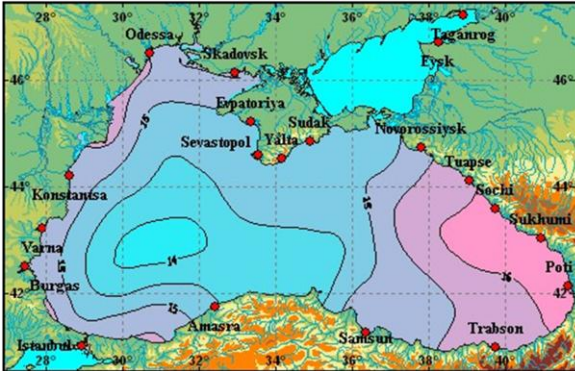
Nisan

Sıcaklık (°C)



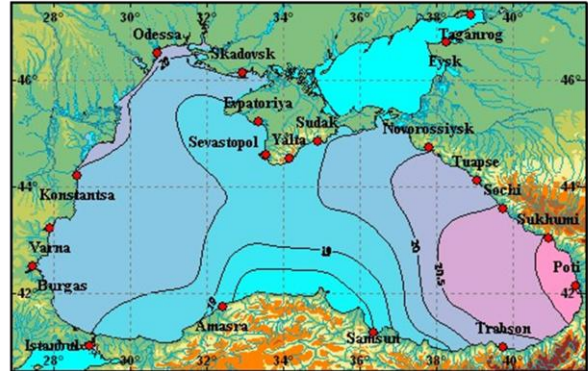
Mayıs

Sıcaklık (°C)



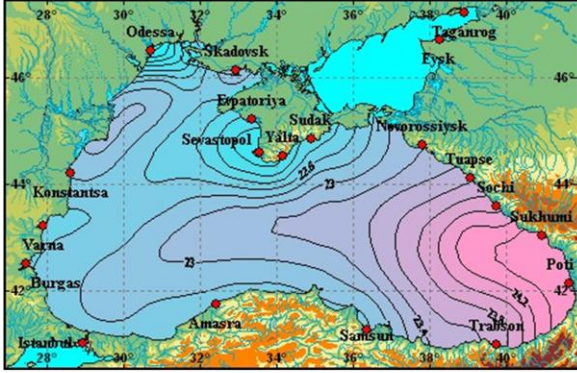
Haziran

Sıcaklık (°C)

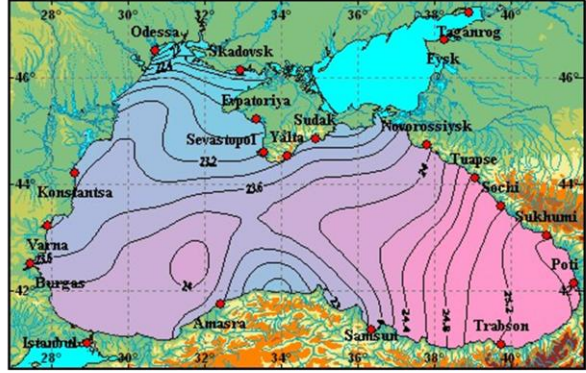


Şekil 2.1. Ocak, Şubat, Mart, Nisan, Mayıs ve Haziran ayları için ortalama deniz yüzey sıcaklığı dağılımı

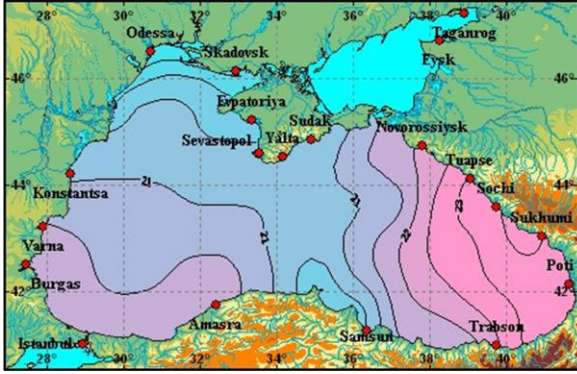
Temmuz Sıcaklık (°C)



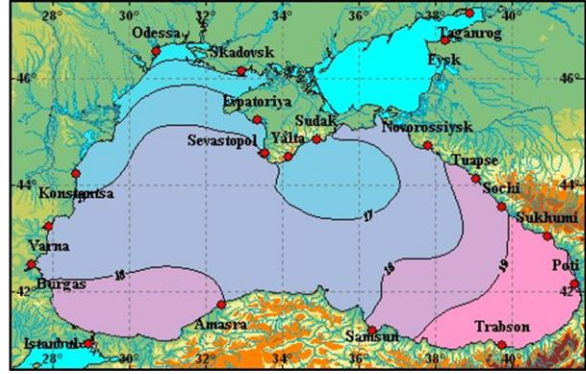
Ağustos Sıcaklık (°C)



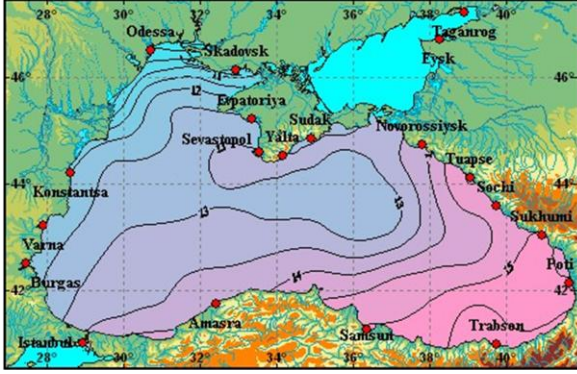
Eylül Sıcaklık (°C)



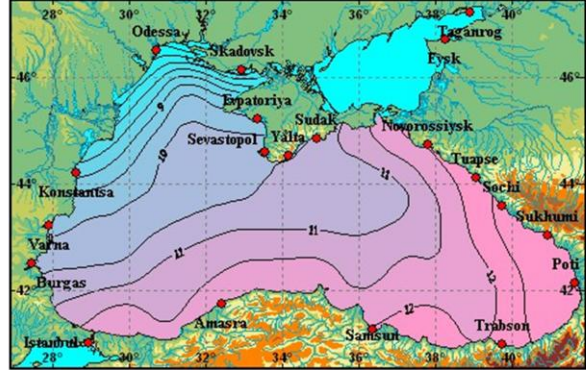
Ekim Sıcaklık (°C)



Kasım Sıcaklık (°C)

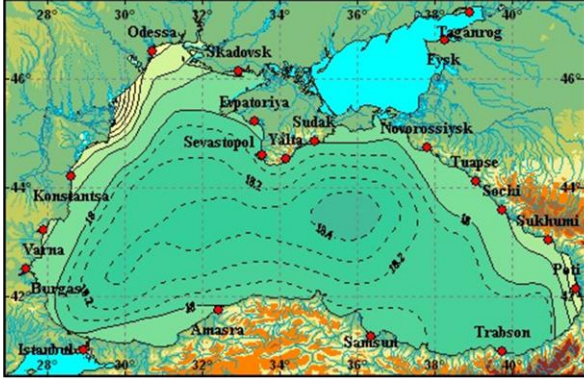


Aralık Sıcaklık (°C)

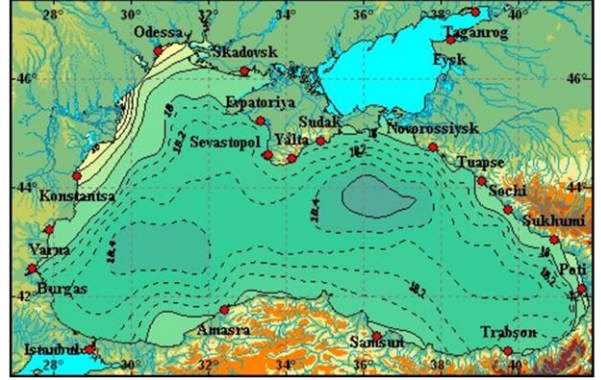


Şekil 2.2. Temmuz, Ağustos, Eylül, Ekim, Kasım ve Aralık ayları için ortalama deniz yüzey sıcaklığı dağılımı

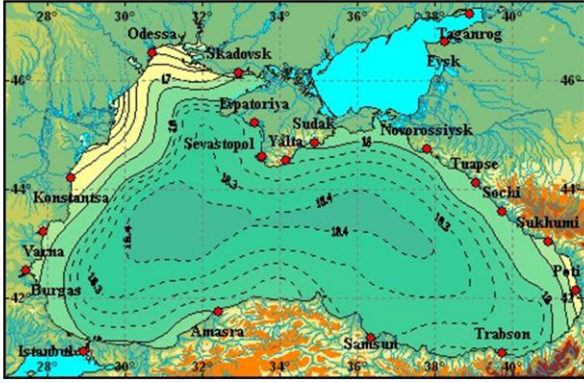
Ocak **Tuzluluk (psu)**



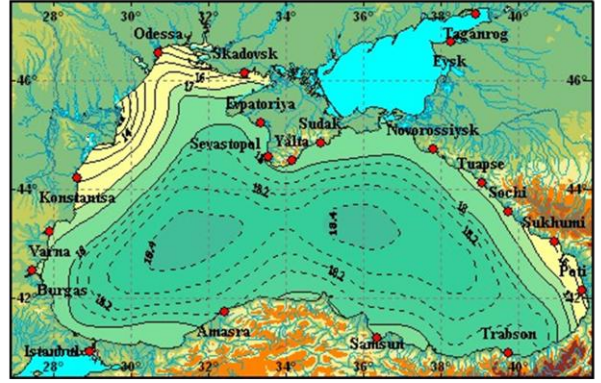
Şubat **Tuzluluk (psu)**



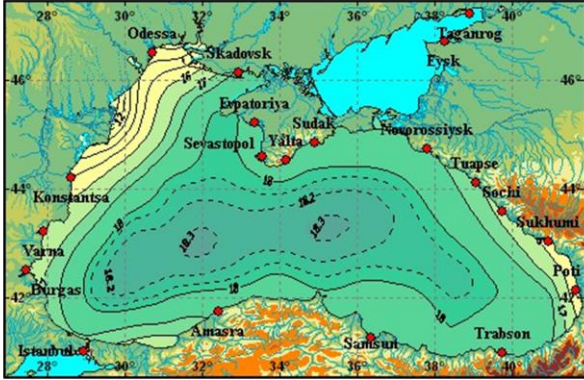
Mart **Tuzluluk (psu)**



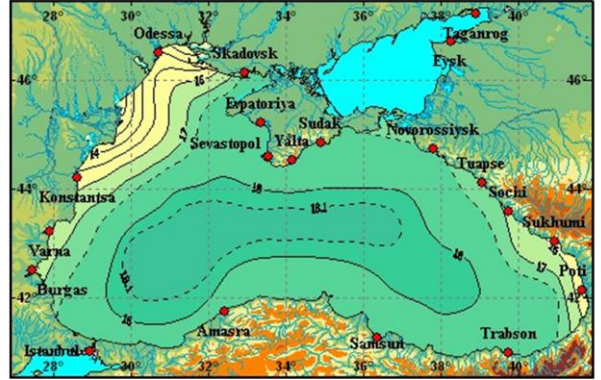
Nisan **Tuzluluk (psu)**



Mayıs **Tuzluluk (psu)**



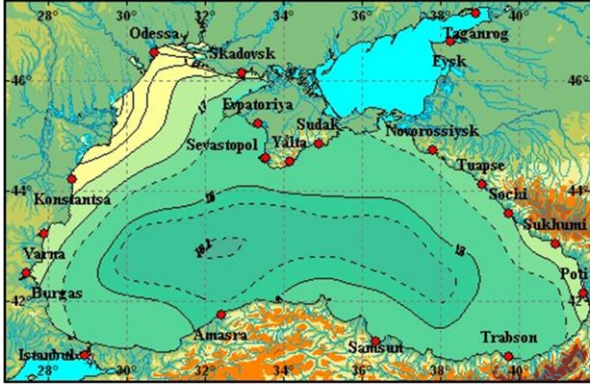
Haziran **Tuzluluk (psu)**



Şekil 2.3. Ocak, Şubat, Mart, Nisan, Mayıs ve Haziran ayları için ortalama deniz yüzey tuzluluk dağılımı

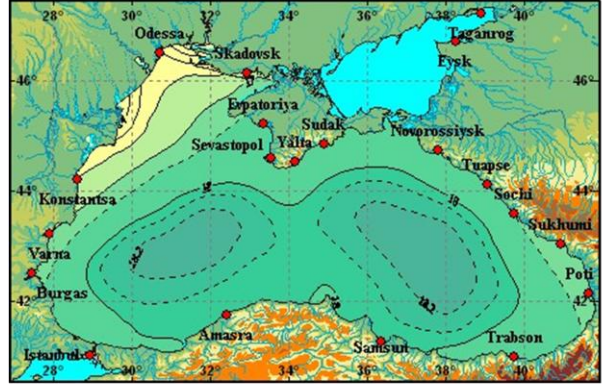
Temmuz

Tuzluluk (psu)



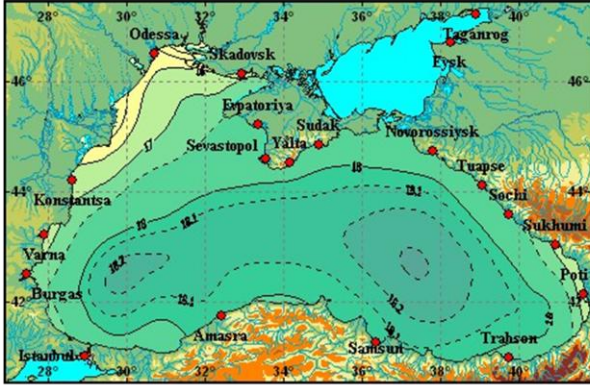
Ağustos

Tuzluluk (psu)



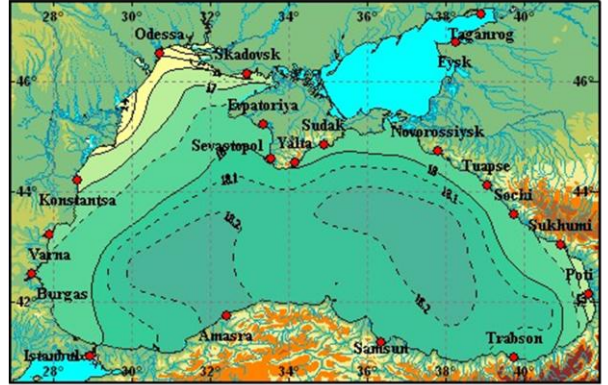
Eylül

Tuzluluk (psu)



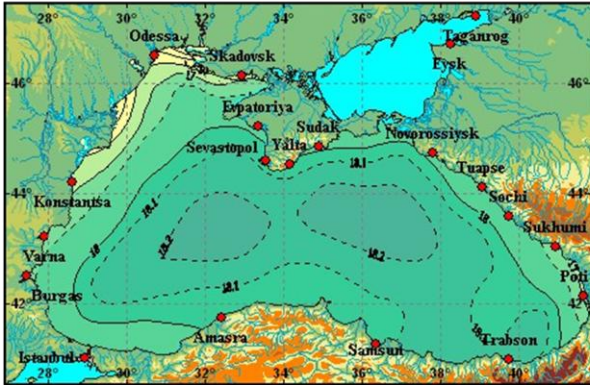
Ekim

Tuzluluk (psu)



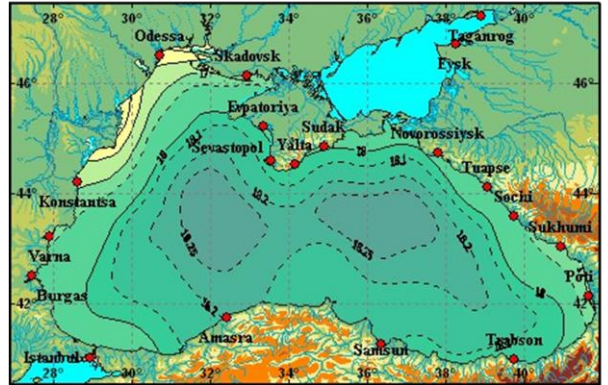
Kasım

Tuzluluk (psu)

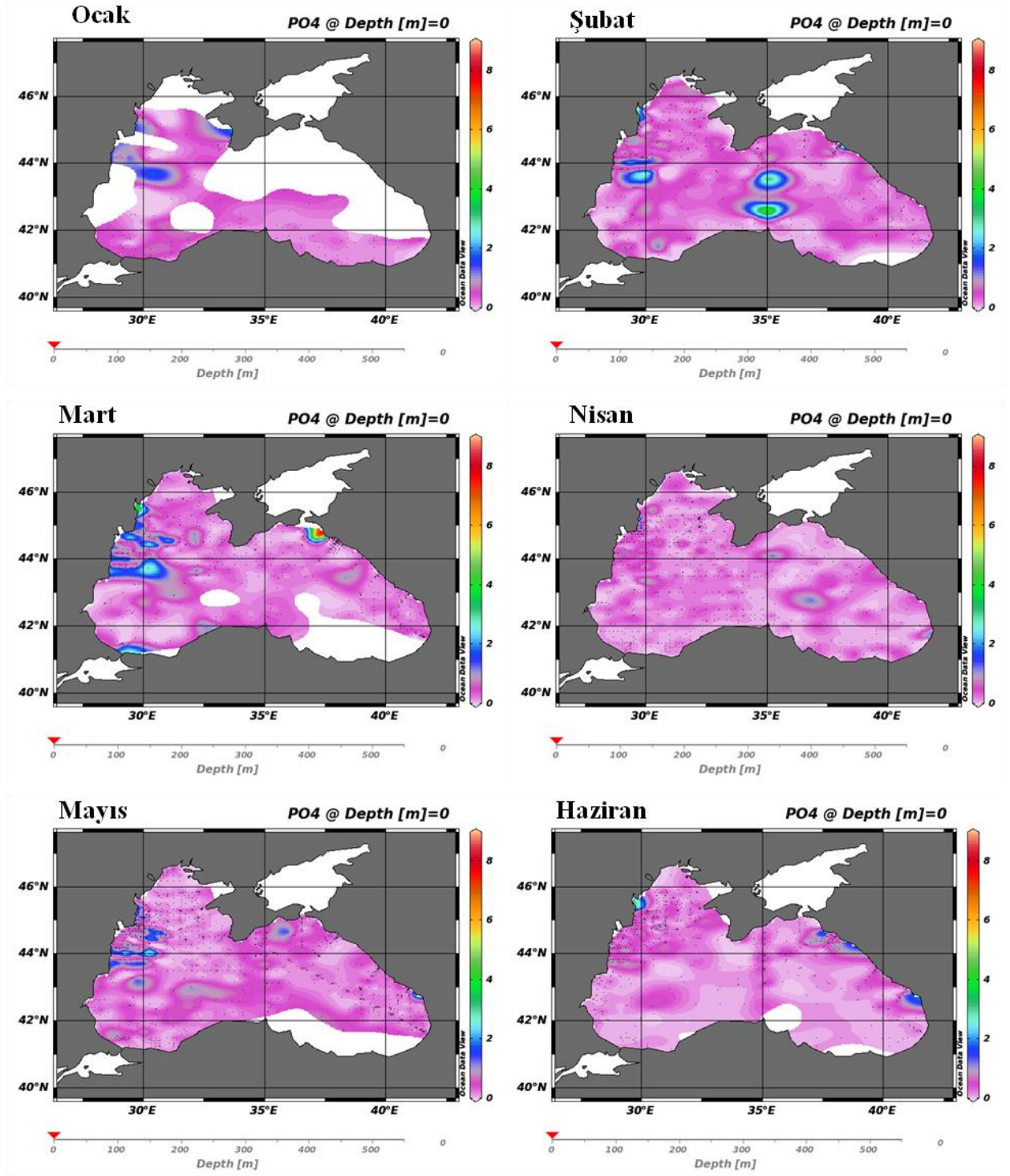


Aralık

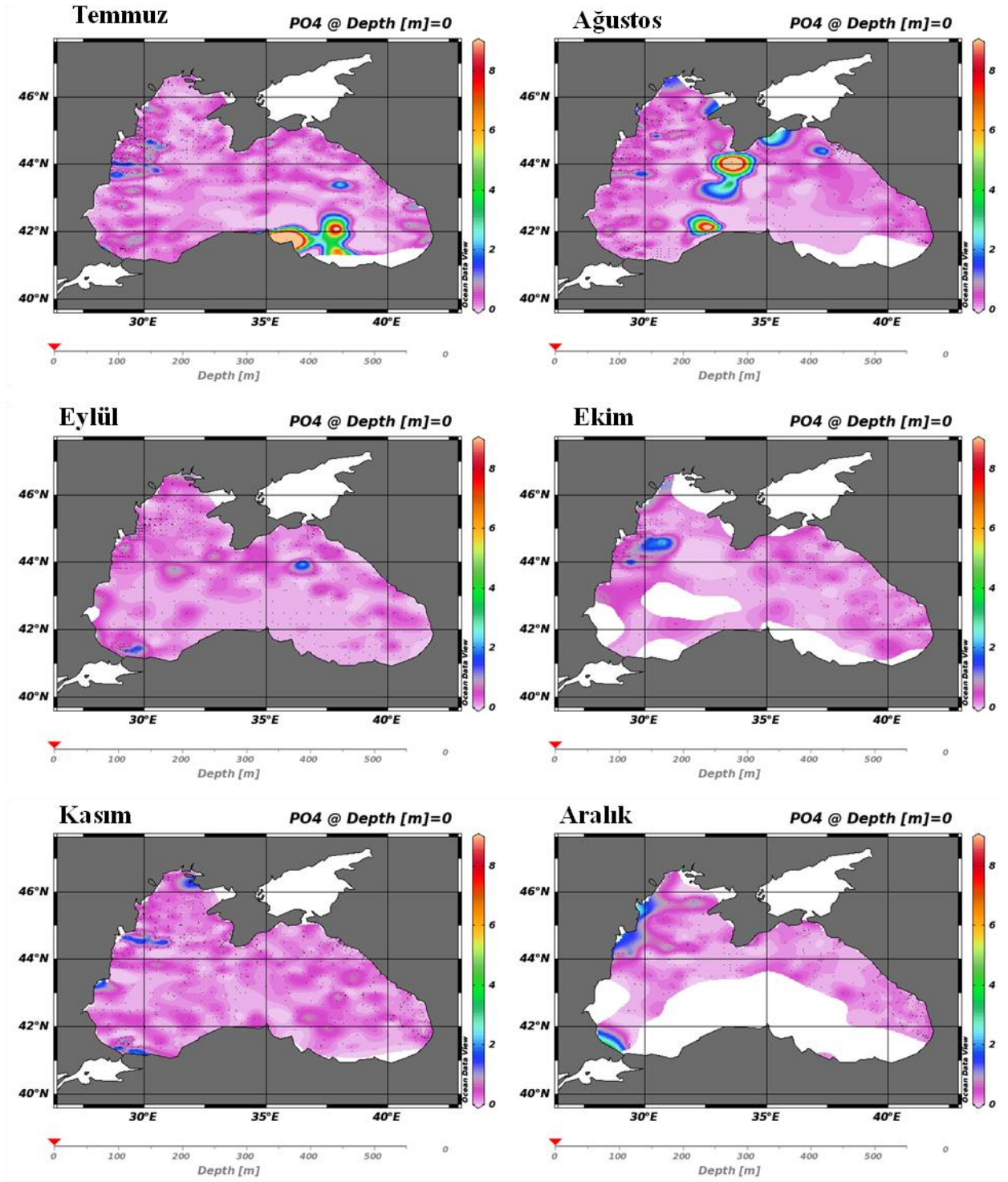
Tuzluluk (psu)



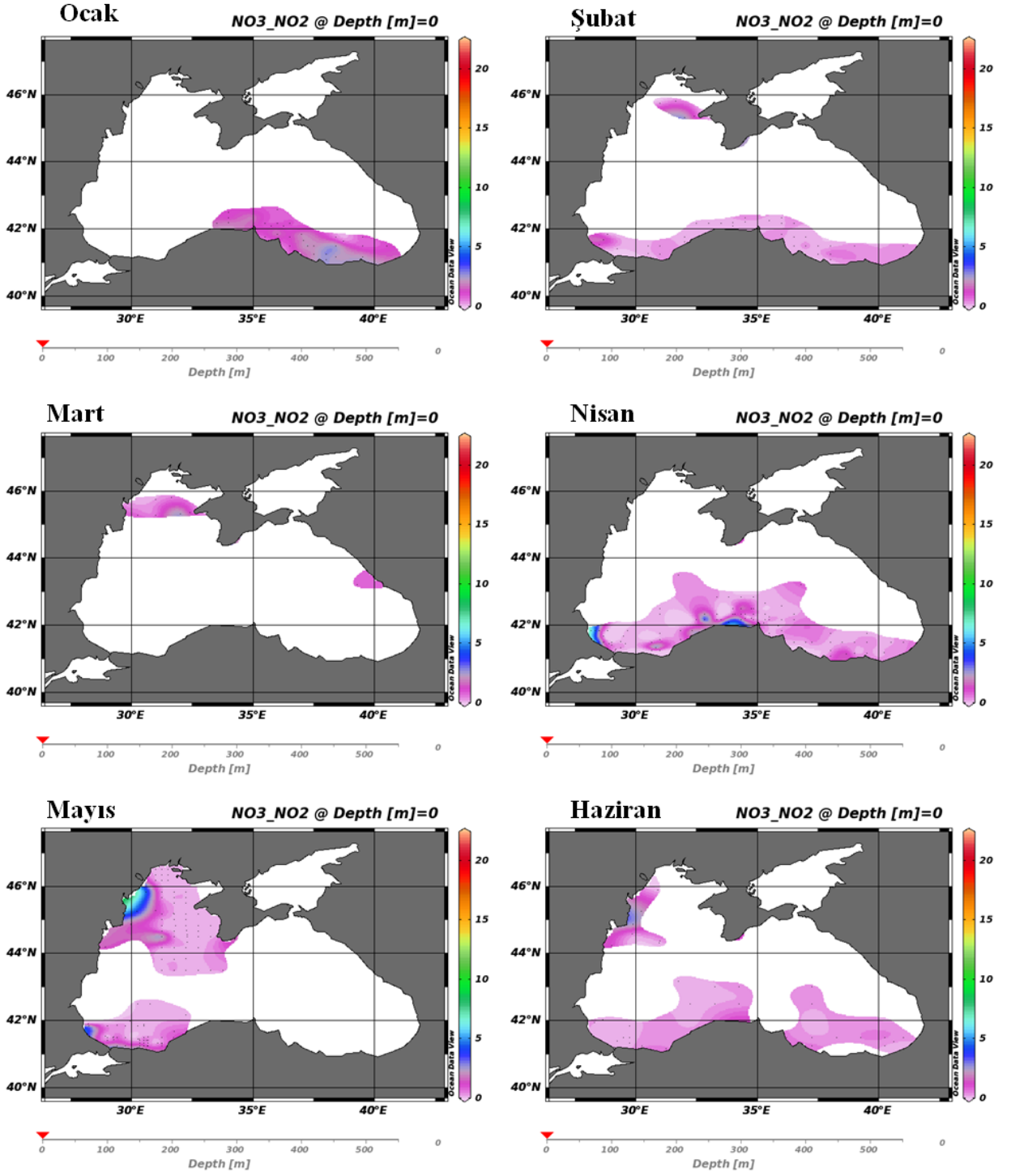
Şekil 2.4. Temmuz, Ağustos, Eylül, Ekim, Kasım ve Aralık ayları için ortalama deniz yüzey tuzluluk dağılımı



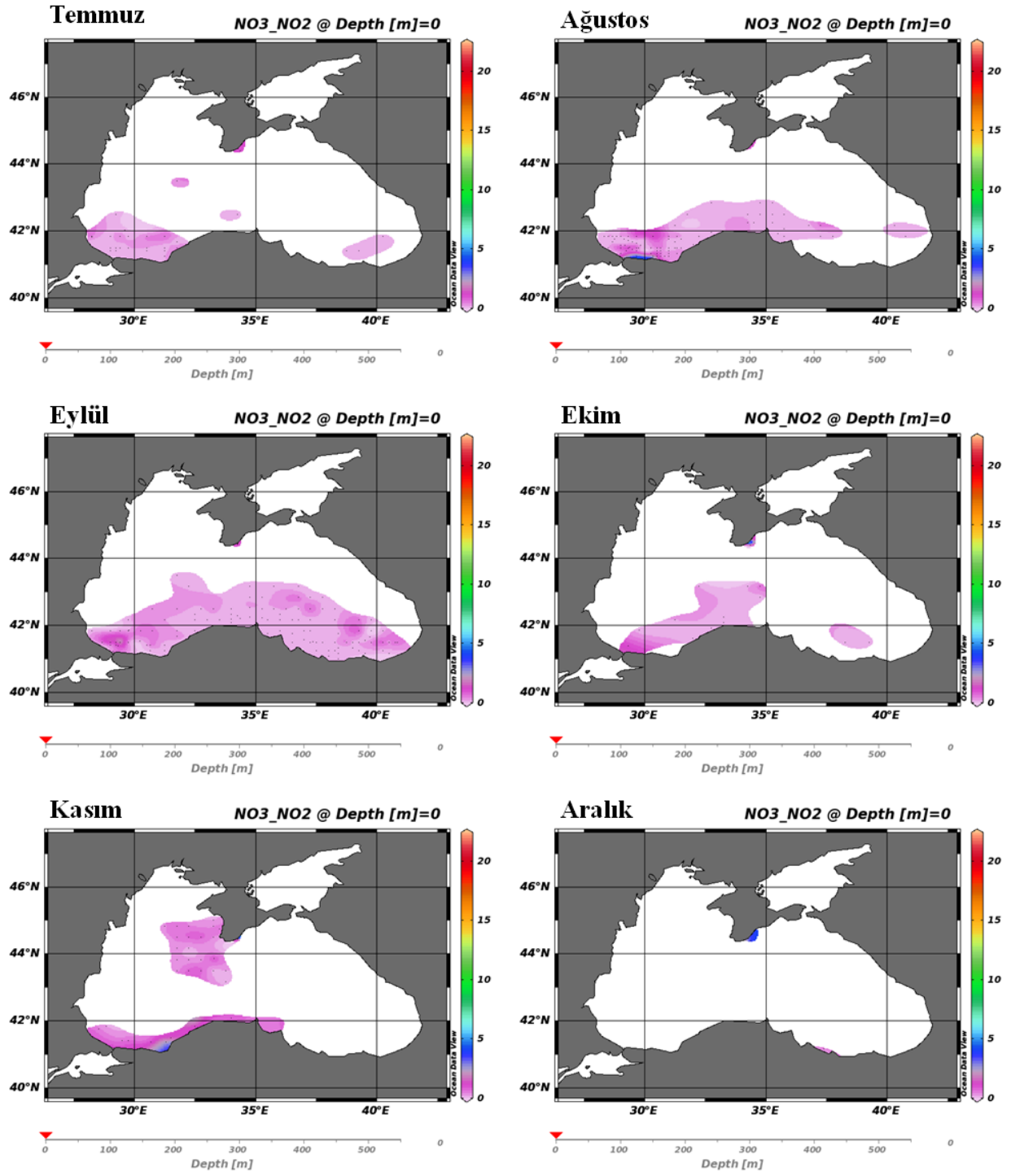
Şekil 2.5. Ocak, Şubat, Mart, Nisan, Mayıs ve Haziran ayları için ortalama deniz yüzey PO₄ konsantrasyonu dağılımı



Şekil 2.6. Temmuz, Ağustos, Eylül, Ekim, Kasım ve Aralık ayları için ortalama deniz yüzey PO₄ konsantrasyonu dağılımı



Şekil 2.7. Ocak, Şubat, Mart, Nisan, Mayıs ve Haziran ayları için ortalama deniz yüzey NO₃ + NO₂ konsantrasyonu dağılımı



Şekil 2.8. Temmuz, Ağustos, Eylül, Ekim, Kasım ve Aralık ayları için ortalama deniz yüzey $\text{NO}_3 + \text{NO}_2$ konsantrasyonu dağılımı

EK 2. Proje kapsamında hazırlanan makaleler

EK 2.1. Towards an Estimate of the Magnitude of Nitrate Deficit Development (Denitrification And Anammox) in the Central Baltic Sea

Paul Kähler, Andreas Oschlies, Wolfgang Koeve + a member of IMS-METU TEAM

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, Kiel, Germany

Abstract

Data collected extensively in the water of the central Baltic Sea show the development of nitrate deficits, likely caused by denitrification and anammox. Observations of temperature and salinity, oxygen, hydrogen sulfide and nutrient concentrations in the central Gotland Sea reveal the rate of formation of nitrate deficits to be largest in the oxic waters above and in the halocline. The reason that large accumulated deficits are observed in stagnant deeper waters is simply that there they can build up over years to decades of stagnation. The magnitude of the nitrate deficit formation varies between years, mainly depending on the annual maximum depth of the mixed layer and related late-winter nitrate concentration in surface water.

The bulk of nitrogen losses is by denitrification (anammox maximum 12%?) in the oxic part of the Baltic where it is only possible in sediments. Deep waters turning anoxic can have very high rates of denitrification, but for short periods only. Therefore, and with the small water volume involved, this is of no importance for the Baltic N-balance.

The results show that denitrification is not high in the Baltic Sea because it is prone to anoxia at depth. Especially, an often invoked negative feedback removing nitrogen (high nitrate - high production – high sedimentation – high oxygen consumption – anoxia – high denitrification, hence lowered nitrate delivery to the surface) is **not** at work here. On the contrary, oxic conditions of the water favour nitrogen removal. The stagnation period in the seventies had lower denitrification than the more oxic period of the nineties.

Other processes than denitrification and burial in sediments contribute to bound-nitrogen removal in the Baltic Sea, since nitrate deficits are smaller than observed N_2 supersaturation.

Key words; Nitrate Deficit, Baltic Sea, Denitrification, Anammox

Introduction

Denitrification has been suspected to be the dominant single process of nitrogen removal in the nitrogen limited Baltic Sea, which shows signs of nitrogen eutrophication. Eutrophication is considered a major problem in the Baltic Sea and although the importance of denitrification as a process counteracting eutrophication has been recognized, this process has not been studied extensively in the Baltic Sea. Its basin-wide magnitude is still not known reliably. It has for example been taken as equal to the amount of nitrogen not accounted for in overall nitrogen balances, or calculated from the deviations of dissolved inorganic nitrogen from stoichiometric relationships with oxygen or phosphate. The few existing estimates do not agree among each other and they are at odds with the equally few experimental determinations.

Anammox has been known as a process to remove nitrogen in anoxic waters much later than denitrification and its magnitude has recently been determined occasionally in Baltic-Sea waters with the result that it dominates nitrogen gas formation from nitrate.

One difference between denitrification and anammox is that denitrification is heterotrophic, but anammox is autotrophic. From this difference it has been suspected that the way of anaerobic nitrogen by either process has (“collateral”) effects of the carbon budget of the respective environment.

All current experimental methods of studying denitrification suffer from severe drawbacks under certain conditions which do not allow to employ them in every situation (Kähler 1999). Direct measurements in the water column are difficult because of low rates. Also, the conditions enabling denitrification to proceed are unevenly (strong gradients extending a few meters)

distributed in the water column of the Baltic. These are difficult to reproduce in experimental setups and change quickly, both in the open Sea and even more so in incubation bottles (and not necessarily in appropriate agreement of bottle and open water). Brettar all wrong. The few experimental studies of sediment denitrification performed in the Baltic Sea with different methods yield comparable results, but they imply that denitrification alone can neither account for the balance deficit of nitrogen nor the observed nitrate deficit.

The experimental study of anammox. While the methods to measure denitrification have been discussed and criticised, the experimental determination of anammox appears to be taken for granted.

Only few experimental determinations of denitrification rates have been reported from the Baltic Sea. Of these, there are still fewer in which broader seasonal and regional coverage was attempted; these were sediment studies (Kähler 1990, 1991; Tuominen 1998). In the water column, denitrification has only sporadically been measured (Rönner and Sörensson 1984, Brettar and Rheinheimer 1990, 1991). As of now, the longest period from which results are published covers a period of two years (Kähler, 1990, 1991, specifically, there are no other studies which could reveal interannual variability or any long-term trends although the Baltic is known to behave very dynamically on these timescales. It is known that denitrification responds to a number of factors related with the redox status, above all nitrate and oxygen availability, which have marked interannual variabilities and decadal trends in the Baltic Sea (ref). Related variability of denitrification rates occurred in the sediments of Kiel Bight, which were studied for two annual cycles (Kähler 1990, 1991, Kähler and Balzer in prep.).

For lack of experimental evidence, (and because of ignorance of, or mistrust in, existing experimental investigations), NO₃ deficit was perceived, an equally obvious ammonium deficit was not. Even with Sen Gupta and Koroleff indirect approaches have been chosen to estimate the magnitude of denitrification for the Baltic Sea as a whole, or larger parts of it like the Baltic Proper. Their basis is the calculation of nitrate deficits (Sen Gupta and Koroleff 1975, Shaffer and Rönner 1984) or of nitrogen balance deficits (Rönner 1985; Nixon et al. 1996). The latter approach ascribes the difference between the sums of all estimated nitrogen inputs and outputs short of denitrification, to denitrification. This requires the knowledge of all these inputs and

outputs, however, not all are known (Luther et al., 1996, for example, describe a novel pathway of N-removal; also the input and reactions of the major nitrogen species in the water of the Baltic, dissolved organic nitrogen –Nagel, own unpublished, are neither reliably quantifiable nor included in these balances). What's more, the balance deficit collects all errors associated with the estimates of any single input or output quantity. The estimates of the magnitudes of single processes contributing to the balance are of different quality. Balances have been assembled with data from different years, simply because for some processes there exist no estimates in certain years. Brockmann (1996) presents nitrogen balances of the Baltic Sea for different periods; There, the main differences between the periods are simply due to the inclusion or exclusion of certain N-inputs or outputs, depending on the availability of data for the respective periods. Clearly, such an approach cannot be expected to provide reliable estimates.

Another approach is the calculation of nitrate deficits relative to other substances with which nitrate is supposed to exist in a fixed ratio in the absence of denitrification. A stoichiometric model of nutrient regeneration of the Redfield-ratio type is applied, and N:P or N:O₂ ratios smaller than according to that ratio - nitrate deficits - are taken to be caused by denitrification. A rate of nitrate-deficit buildup then is a denitrification rate. Such an approach can only be used if either denitrification is known to be the only cause of the nitrate deficit, or if the magnitude of nitrate deficits from other processes are known. For the Baltic Sea, several causes of nitrate deficits have been discussed during the past decades. Sen Gupta and Koroleff (1973) name several possible causes of the nitrate deficit against the oxygen consumption equivalent (AOU) and/or phosphorus: denitrification, untypical C:N:P ratios of brackish-water plankton, also Karl et al, Cyanobacteria is a possibility in the Baltic (Larsson 1999) the involvement of terrestrial dissolved humic matter in oxygen consumption, and the possibility that the observed nitrogen deficits against phosphorus are really phosphorus surpluses from the anoxic mobilization of iron phosphates (Fonselius 1969, Grasshoff 1975). Shaffer and Rönner (1984) consider all causes except denitrification to be of no major importance and calculate nitrate deficits for the range of the halocline and below. By using the nitrate deficit's relationship with salinity, they arrive at denitrification rates for this compartment from its salt dynamics. Later, ignoring the possibility of denitrification, carbon overconsumption, conjectured by Sambrotto et al. (1993) but: Koeve.. has been invoked to explain the untypical inorganic C:N ratios of the Baltic (Thomas 1998, Osterroht).

Probably because the study of Shaffer and Rönner (1984) is the only one to address denitrification on the time scale of several years (1972-1976) and covers a large area (about one third of the Baltic Sea, the Baltic Proper) it has often been understood as providing the long-term annual denitrification rate of the Baltic Sea as a whole (e.g. Nehring 1986, 1996, Gocke 199x). This is not so. The figure the study provides, namely 470 thousand tons of nitrogen per year denitrified in and below the halocline of the Baltic Proper during the early seventies is just that, an estimate for the given depth interval of part of the Baltic during a specific period of time. Also, the depth interval of denitrification has been shifted in citing: the realms of oxygen deficient water instead of the halocline have been considered the main, if not exclusive, sites of denitrification (Gocke?). This view has been aided by viewing denitrification as an anaerobic process, which should therefore be located in the anoxic waters of the Baltic anyway, i.e. the depth interval above the halocline need not be considered in terms of denitrification.

However, being dependent on nitrate, there is a strong point for oxic conditions to be prerequisite of denitrification, a point stressed in all work performed in sediments with coupled nitrification and denitrification (Koike and Soerensen 1988). Since Shaffer and Rönner (1984) also attributed the effect of denitrification to the sediments in contact with the water they describe, there is a paradox in the interpretation of their results, not in their results themselves (as will be shown in the Discussion below).

Even so, the few measurements of denitrification in the sediments of the Baltic Sea (Kähler 1990, 1991, Tuominnen 1998) have yielded rates considerably lower than those postulated by Shaffer and Rönner (1984), which, when projected to the sediments were among the highest worldwide (where compared? Christensen). One may argue that, since sediment denitrification in the Baltic Sea is not sufficient to explain the observed rate of increase of the nitrate deficit, denitrification in the water column must be more important; alternatively, the nitrate deficit might not be caused by denitrification, or the methods to experimentally study denitrification are not reliable, and with the recent discovery of the importance of anammox, that it is this process which dominates N₂ loss in the Baltic. All these points have been made.

In this paper I will use nitrate, oxygen, and other data collected in the 1970ies and 90ies in the water of the Gotland Sea (HELCOM-monitoring, HELCOM 1998) to examine these questions.

Several possibilities for the discrepancies will be tested, e.g. whether the period studied by Shaffer and Rönner (1984) was one of exceptionally high denitrification, check if denitrification in the water column may be more important, examine the possibility of other pathways of nitrogen removal contributing to the observed nitrogen deficits and check if either the estimates or the measured rates are wrong, and if so, why.

Results

Figure 1a is a composite of the data used in this study for the period 1990-98, showing the absolute variability (seasonal and interannual) of inorganic nutrients, oxygen, salinity, and temperature in the Gotland Deep at the depth levels sampled in the HELCOM Monitoring program. At the surface the variability of temperature, salinity and nutrients reflects seasonal variability related to surface warming and cooling, mixing and stratification, and its consequences for uptake and release of nutrients by growing and dying plants in the photic zone and below. In contrast, the variability below the halocline is from changes on larger scales of time; they are related to the frequency of major inflows of saline dense water from the West.

Fig. 1: Distribution with depth of oxygen, nitrate and ammonia in the Gotland Sea 1990-99

Plotting nutrients against oxygen (Figure 2) gives a partially clearer picture of the relationships between the elements involved in organic matter production and consumption. High oxygen levels (above air saturation) are associated with nutrient concentrations near zero due to uptake by phytoplankton associated with photosynthesis. Since oxygen is consumed along with the decomposition of organic matter, decreasing oxygen concentrations are accompanied with increasing nutrient concentrations from nutrient regeneration from decomposition. With complete decomposition of the organic matter the nutrient concentrations should be the same as they were in the material decomposed, and be in a quasi-stoichiometric ratio with oxygen. While phosphate has a positive trend of more or less the same ratio of $O_2:P = 100:1$ with decreasing oxidant down to zero oxygen and even further, into the range of sulfate reduction plotted as negative oxygen equivalents (there is some complication at the transition between oxygen and sulfate consumption), nitrogen displays peculiarities. As long as oxygen is present,

nitrate appears, but in a ratio far lower than expected from plankton stoichiometry (i.e. there is a nitrate deficit). Below that point, ammonia appears, only loosely related with the level of oxidant used (which is can be partly explained, see below).

Fig. 2 Nutrient contents as related with apparent oxygen utilisation in the Gotland Sea, 1970-80. Nitrate and phosphate (a), nitrite and ammonia (b)

Another relationship which is important is how the relevant parameters relate to salinity. Salt may be used as a predictor of transport and mixing. Since oxygen relates well with salinity in the halocline, all properties related with oxygen also relate with salinity, especially in the depth interval of the halocline.

Fig. 3 Relationships of oxygen and nitrate with salinity in the Gotland Sea. 1970-80 (a) and 1990-98 (b)

1. Deep water

One realm in the Baltic Sea where a relatively straightforward approach can be used to estimate nitrate consumption rates is the water below the halocline, i.e. water in the deeps below ca. 125m. Here, episodes of major inflows of relatively saline water containing both oxygen and nitrate alternate with periods of stagnation of the bottom water, when the consumption of the added oxygen and nitrate can be observed over time. Fig. 4 shows the variation with time of oxygen, nitrate, and temperature in the 175m samples taken in the Gotland Deep between 1990 and 1998. Four events of deep water renewal connected with nitrate additions are observed, all this additional nitrate later disappears when the water turns anoxic, i.e. around O_2 concentrations of zero. This indicates that denitrification here can take place in the water itself. High rates are possible - up to $10 \mu\text{mol per liter}$ in less than a month, but such high rates occur only for short time intervals, any momentary rate (e.g. actual measurements) is therefore not representative of the long-term effect of this form of denitrification. Denitrification rates from this process, related via the volumes concerned to area, are listed in Table 1 for the seventies and the nineties. Decade is probably the appropriate time scale to report such rates since this is the

scale at which these processes taking place in the deep will eventually be noticeable at the surface, i.e. at which they compare with the estimates derived from surface water properties.

Table 1. Nitrate disappearance in anoxic deep water during the seventies and nineties

depth m	depth interval m	volume 10^9 m^3	nitrate disappeared mmol m^{-3}	10^9 mmol
1971-1980			three events	
150	125-165	340,5	$7 + 9.8 = 16.8$	5720,4
175	165-180	45,9	$4+7+8.5 = 19.5$	895,05
1990-1999			four events	
150	125-165	340,5	$3+12+3+4 = 22$	7491
175	165-180	45,9	$3+12+2+8 = 25$	1147,5
200	180-210	41,9	$6+12+8+8 = 34$	1424,6
225	>210	5,9	$6+12+8+13 = 37$	218,3
			sum	10281

this is $144 * 10^6 \text{ kg}$ in 9 years

ca. $16 * 10^6 \text{ kg}$ per year in the 90-ies

There were three inflows in the seventies and four inflows in the nineties. The nitrate concentrations of the inflowing waters were also higher in the nineties, the overall denitrification due to inflow water turning anoxic was higher by ca. *1.5 in the 90-ies compared with the 70-ies. Relating these numbers to the ca. 10100 km^2 of the 125m depth horizon, yields denitrification rates of $76 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ and $113 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ for the seventies and the nineties, respectively. The area is only 4% (the volume) of the Baltic Proper area, and the effects of this relatively small system on the nitrogen balance of the Baltic Sea is therefore negligible.

In addition to denitrification which is recognizable as the concentration change of nitrate in the deep water, there is yet another form of denitrification not readily recognizable. During stagnation periods, a gradual decline of the deep water's salinity has been observed, i.e.

halocline water of lower salinity is transferred to the deep. Any oxygen dissolved in the added water is quickly consumed by the accumulated reducing substances (H_2S) in the deep, and so is nitrate. (One consequence of this may be the lack of a stoichiometric relationship between H_2S - or negative oxygen equivalents, AOU - with ammonia and phosphate in the deep-water, Fig.2, since AOU is neutralized with no effect on the nutrients.) In the salinity interval if the source water of these inflows, there is a nitrate maximum (Fig. 3), hence nitrate addition to deep water by this mixing may be important. Unfortunately the scatter of the nitrate-salinity relationship is very large in the range of salinity concerned and the amounts of nitrate concerned can hence only be coarsely guessed. During the permanently anoxic period (stagnation) between 1985 and 1993 the salinity of the deep water (at 200m) decreased from $S = 12.5$ to $S = 11$ (Nehring 1996). Taking water of the 125m depth level - of salinity $S = 9.5$, oxygen content $40 \mu \text{ mol l}^{-1}$, nitrate content of $10 \mu \text{ mol l}^{-1}$ to represent the inflowing water, the following estimate can be made: The salinity change suggests a 1:1 mixing, i.e. the addition of half the water volume - $(9.5+12.5)/2 = 11$ - at the 200 m level (the other half being displaced). Hence, from this mixing process an additional amount of half of the nitrogen content must be taken into account as being denitrified, 5 additional micromoles per liter in a decade. For the 1990-ties, about half the period being anoxic, this number must be halved once more. Even more nitrate can be carried in by this process - nitrate values of about 10 are associated with waters of salinities up to $S = 10$ which represents the depth level of 140m. Of this water a mixing ratio of 2:1 would be required to reach salinity 11, i.e. an additional 6.6 micromoles of nitrate would have to be considered as denitrified in a permanently anoxic decade, 3.3 during the nineties. This amount is, however, still small compared with the amount of nitrate consumed by the turning-anoxic of major-inflow water, which itself is already small considering the small water volume concerned.

2. *Winter water*

Figures 5a and b show oxygen, nitrate, salinity and temperature profiles at two extreme seasonal situations. In late winter (February), before the onset of the plankton growth in the surface layer, the mixed layer is at its maximum depth and all concentrations are homogeneously mixed down to the halocline. By late summer (August) nutrients are depleted in the surface, but also below the nutrient depleted zone (which is additionally characterized by oxygen supersaturation from photosynthesis) has the profile changed compared to late winter. Oxygen is partly depleted there from the decay of organic matter having sunk out of the surface,

which has also added re-mineralized nutrients (N and P) to this layer. The concentration of these extra nutrients should be in a proportion with the used-up oxygen complying with the C:N:P ratio of the phytoplankton. While this is the case for phosphorus (see also Fig. 2), there is considerably less nitrate than expected taking phytoplankton as conforming with the Redfield ratio. (There has been considerable discussion what element ratios apply to the composition of sinking organic matter, but the suggested ratios do not deviate from the Redfield ratio greatly, Sen Gupta and Koroleff 1973, Shaffer 1986).

Fig. 4: Temperature and concentrations of nitrate and oxygen at the 200m depth level of the Gotland Sea between 1990 and 1998 showing a period of stagnation and 4 water intrusions with subsequent oxygen and nitrate consumption.

Fig. 5: Vertical distributions of nitrate, oxygen, and salinity in the Gotland Sea in February 1992 (a) and August 1992 (b), nitrate deficits in August 1992 (c), and nitrate and phosphate deficits calculated from apparent oxygen utilization for all Augusts 1990-98 (d)

Oxygen deficits (Fig. 5c) were calculated according to the Formula of Weis (1975) as provided by Grasshoff et al. 1983. Translating these into nitrate using the Redfield ratio, and subtracting actual nitrate concentration, yields the nitrate deficit. Note that the same procedure performed on phosphate yields "phosphate deficits" of about zero, i.e. they do not exist. The deficit of nitrate relative to AOU is plotted in Figure 2c. Since the time component of the development of this profile is clear; i. e. it starts with the end of winter-time mixing (or the onset of thermal stratification) in spring, such profiles lend themselves to rate determinations. Table 2 gives the rates of nitrate-deficit build-up in the depth interval between 30 and 60m between March and August for any year where late-summer oxygen and nutrient profiles are available in the dataset used.

Tab. 2: Nitrogen deficits and estimated rates of denitrification during the 1970-ies and 90-ies in the layer 30-60m

Year	AOU	average N-deficit $\mu\text{mol/l}$	days since March 1	rate of N-deficit generation $\text{mmol N m}^2 \text{d}^{-1} (30\text{m})^{-1}$
1992		4.83		0,86
1993		4,27		0.76
1994		4.79		0.85
1995		3.75		0.67
1996		2.97		0.53
1997		2.22		0.40
1998		4.67		0.83
avg: 0.70 std. 0.16				
1971		2.53	161	0.47
1972		2.08	163	0.38
1973		3.86	164	0.71
1976		4.03	167	0.72
1977		3.90	166	0.70
1978		2.66	166	0.48
1979		-		
1980		2.53	165	0.46
avg: 0.56 std.0.13				
200	180-210	41,9	$8+4+8,5 = 22.5$	942,75
225	>210	5,9	$8+6+8,5 = 24.5$	144,55
sum				7703

this is $108 * 10^6$ kg in 10 years
ca. $11 * 10^6$ kg per year in the 70-ies

Estimated denitrification is somewhat higher in this layer during the nineties compared with the seventies, the interannual variability is high and of similar magnitude in each decade, namely, the denitrification rates vary by up to a factor of two between years. Hence the differences between the decades are only at the border of statistical significance (this is also the case with the long-term trend of nutrient concentration increase in the Gotland Sea (Nehring 1996). The estimated denitrification rates represent only that part of denitrification which is recognizable against the seasonal oxygen deficits between 30 and 60 m. (Similarly, the rates which Shaffer and Rönner, 1984, report are those recognizable against the permanent oxygen deficit in and below the halocline, i.e. below the compartment described here). The daily rates can also not be applied to the whole year since during the season of surface mixing the AOU-nitrate relationship becomes meaningless. To arrive at integrated rates for the whole water column, ranges need to be considered anyway, where AOU is not a reliable predictor of nitrate deficits, namely the surface water. This will be treated below.

3. Integrated estimate for the southern Baltic

Since there is a reasonably tight linear relationship between AOU and PO_4 - there are no P-deficits - (Fig. 2b, Fig 5c), in the range of high oxygen concentrations encountered in surface waters (deviations of the AOU- PO_4 appear only around zero oxygen) PO_4 may be used as a predictor of nitrate deficits just as well as AOU, especially in the upper water column. The treatment of the winter water during summer showed that nitrate deficits based on the stoichiometric relationship with phosphorus yield the same results as those based on the AOU. Since phosphate has no exchange with the atmosphere, the respective calculations may be made right up to the water surface, a realm in which oxygen-based calculations are obsolete.

The late winter concentrations of nutrients are even over the top 70 m, i.e. down to the halocline. In the Gotland Sea P reaches 0.6 and N $4 \mu\text{mol l}^{-1}$ (average of the early nineties, Hansen 1996). From the stoichiometric relationship used here, $0.6 \times 13 = 7.8 \mu\text{mol l}^{-1}$ N is expected, i.e. there is a nitrate deficit of $3.8 \mu\text{mol l}^{-1}$ in the surface water in winter. Assuming this deficit to be caused by denitrification, or rather the transport into the surface water of the effect of denitrification in the underlying sediments (and water)\$\$, a rate of this process can be estimated, since also the timing is clear: deep mixing is a once time per year event. Both nutrients will be depleted in the productive layer in summer, hence here also the annual difference is known: it is equal to the concentrations.

The zone of nutrient depletion is 70m (Fig. 1). A crude estimate (using the figures of 1990), $4,5 \text{ mmol per m}^3$ over 70 m per year, yields a denitrification rate of $4,5 \times 70 = 315 \text{ mmol m}^{-2}\text{a}^{-1}$ (= $0.86 \text{ mmol/m}^2\text{d}^{-1}$). Since the nitrate deficit relative to phosphorus is very similar in most of the stations of the open Baltic, the Gotland, Bornholm and Arkona Seas (HELCOM 1996), this rate may be considered a reasonable estimate of denitrification of the southern Baltic. The critical parameters of this estimate are winter water nutrient concentrations and mixed-layer depth. These vary annually, the respective annual estimates are given in Table 3 for the seventies and the nineties. Depth of winter mixing (which is similar to the depth of nutrient depletion in late summer) is considered rather crudely in 10m depth intervals only in this estimate, the variability of varying mixed-layer depths (mld) should be taken into account more precisely, since mld is mainly responsible for the nutrient level in winter surface water and of the transport of the nitrate

deficit into the surface layer. (i.e. the two determinants of the respective nitrate stock, mld and NO₃ concentration are linked with each other.) Also, it needs to be checked whether the maximum mixed-layer depth has been encountered every year at the times when the measurements were actually made. The differences between the 70ies and the 90ies, both of nutrient levels in winter water and of the denitrification estimate are predominantly from this combined effect of the mixed-layer depth. It needs to be tested to what degree the large differences in mixed-layer depths between the few profiles of the seventies and of the nineties are an artifact of the dataset used (krasse Dummheit bei Standardtiefen. kann man das mit ctd profilen reparieren?). The estimate is also sensitive to the N/P ratio of the sedimenting material.

Tab. 3 Estimates of denitrification from nitrate deficits (against phosphate) in the winter mixed-layer

Year	mld	DIN μmol	PO ₄	DIN deficit	70m	denitrification estimate	
						mmol m ⁻² a ⁻¹	mmol m ⁻² d ⁻¹
1990	70	4,5	0,69	6,54		458	1,25
1991	60	5,1	0,64	5,14		360	0,99
1992	70	5,5	0,69	5,54		388	1,06
1993	70	5,4	0,73	6,28		440	1,20
1994	70	4,9	0,56	4,06		284	0,78
1995	70	5,7	0,64	4,54		318	0,87
1996	60	4,8	0,52	3,52		246	0,68
1997	70	3,9	0,42	2,82		197	0,54
1998	50	4,6	0,52	3,72		260	0,71
							avg: 0.85 std. 0,28
1970	40	3,4	0,36	2,36		94	0,26
1971	40	3,4	0,45	3,80		152	0,42
1975	60	4,4	0,48	3,28		197	0,54
1978	50	4,6	0,53	3,88		194	0,53
							avg: 0.44 std. 0,13

These rates are not strictly denitrification rates, but rather the rates of the effect of denitrification (considering denitrification the only cause of nitrate deficits) transported annually into the mixed layer, i.e. this figure averages a great deal over time and space. It should, however, in the long run be of the same magnitude as the rates determined at the places where denitrification actually occurs, i.e. at the sediment surface plus that occurring in the waters turning anoxic.

Kähler (1990) determined denitrification rates of the different sediment types occurring in the coastal region of Kiel Bight in the western Baltic during two annual cycles employing the acetylene-block technique. The annual rates for sands, muddy sands, and muds were 193, 86, and 38 $\text{mmol m}^{-2} \text{a}^{-1}$, respectively. The important contribution of denitrification in sands (in shallow water) became clearly evident. More than half of the sediment cover in the western Baltic (Arkona and Bornholm Seas) are sands, hence a potentially high sediment denitrification can be expected there. Extrapolating the Kiel Bight results to the eastern regions of the Baltic (where no measurements have been made other than in muds, Tuominen?) may give an idea of the magnitude of denitrification in these regions. The areal distribution of sediment types was taken from maps by Harff (1998, Arkona and Bornholm Sea) and Voipio (1981, Eastern Gotland Sea). Table 2 shows the results. Concerning the Eastern Gotland Sea, the estimate does not consider the area of „hard bottom“ (Voipio 1981) which cover about a quarter of the area. In the case of anoxia in the bottom water, water column denitrification rates will have to be substituted for the assumed denitrification rates of the sandy muds and muds below the anoxic waters.

Table 4. Sediment cover of the Baltic proper and estimated denitrification rates using the results of Kähler (1990)

Sed. type	Area %	Denitrification
(Arkona and Bornholm Seas)		134 $\text{mmol/m}^2 \text{a}^{-1}$
sand	57	
muddy sand	16	
mud	27	
(Eastern Gotland Sea)		82 $\text{mmol/m}^2 \text{a}^{-1}$ (+ ? and + water column denitrification)
hard bottom	?	
sand	26	
sandy mud+mud	51	

The average rates of Table 2, viz. 134 and $82 + ? + x \text{ mmol m}^{-2} \text{a}^{-1}$, compare well with the lower estimates of denitrification derived from the nitrate (vs. phosphate) deficit in surface water given in Table 3 (Nebbich xx). On the other hand, there are many estimates which are higher, some are very much higher. Concerning the existing experimental determinations of denitrification, there is no sufficient temporal or spacial coverage to make direct comparisons e.g. between the two decades compared in this study. The comparison must be made theoretically.

Discussion

For a comparison between the various estimates presented in this paper with those in the literature all will be cited as, i.e. partly be transformed into, the common unit $\text{mmol m}^{-2} \text{yr}^{-1}$. It has to be kept in mind that these estimates make use of different relationships and assumptions which restricts their validities to different sub-systems of the Baltic Sea, also the time periods for which they apply are different, and finally, the area of the Baltic Sea for which they are established is not uniform: The "Baltic Sea" may exclude the Danish Straits or not, exclude or include the Gulf of Finland or the Bothnian Sea etc. Also, and this is of course most pronounced in this study where only the data of one single station is used, the approaches using nitrate deficits generally refer to a few stations at the most, which are all remote from the coast, which may miss processes important there. Finally, the occurrence of nitrate deficits is always exclusively attributed to denitrification which need not be a valid assumption (but on the other hand may also be of secondary interest, see below).

Table 5: Estimates of denitrification in the Baltic Sea

Rate $\text{mmol m}^{-2} \text{a}^{-1}$	vertical range (if restricted)	time	area	method	source
				ion pairing	Tuominen et al.
98	coastal sediments	1987	Kiel Bight	Ac.block	Kähler (1990,91)
134	sediments		Ark/Borh. Sea	estimate	this study
82	sediments		Gotl. Sea	estimate	and Kähler (1990)
56	30-60m	spring/summer of the 70-ies	Gotland NO3	deficit	this study
70	30-60m	of the 90-ies	Sea	NO3 deficit	this study
76	>125m	70-ies	Gotland deep	NO3 deficit	this study
113	>125m	90-ies	Gotland deep	NO3 deficit	this study
160		70-ies		NO3 deficit	this study
310		90-ies		NO3 deficit	this study
159	halocline and below	70-ies	Baltic Proper	NO3 deficit	Shaffer and Rönner (1984)
251		70-ies	Baltic Proper	N balance	Rönner 1985
161		recent decades	Baltic Sea	N balance	Nixon et al.1996
676		20-year- simulation	Baltic Sea	model	Savchuk & Wulff (1996)

The estimates, some intended for the Baltic as a whole or a large part of it, some only applicable to restricted areas, span a wide range. All authors agree in one point, explicitly or implicitly: the sediments under oxygen containing water i.e. those with oxic mineralization including nitrification are the most important sites of denitrification in the Baltic Sea. A necessary condition of the formation of nitrate deficits is of course that: they can only occur where there is nitrate. It is strange then to often read of the relative oxygen shortage in the Baltic Sea as being causative of elevated denitrification here in the texts of papers, even with the data in the same papers showing denitrification's importance to be larger in its the more oxic parts. For example, in the extensively cited study by Shaffer and Rönner (1984) the authors start from stoichiometric relationships with the AOU to calculate nitrate deficits. It is only due to their approach that the estimate is confined to oxygen deficient waters of the halocline and below (since above no AOU is observable!). But within these oxygen-deficient waters, the rates are largest towards the shallower levels, that is where the oxygen deficit is lowest, i.e. denitrification rates increase with increasing oxygen. Anyhow, already the authors themselves stress anoxic conditions (in the water column!) as being important for denitrification and they are mostly cited in this way, e.g. by Gocke 1996, Lenz 1996, Nehring 1996 to name just a few. Nehring (1996) even describes a negative feedback where the lowering of the oxygen status of the Baltic has kept the nitrogen concentrations in check by enhanced denitrification. This faultily conjectured feedback loop has since been extensively cited in.. and recently by Finnensäcke. The estimates made in this study, the existing experimental work, and the existing literature, if read carefully, point to the opposite.

The estimates in this study suggest denitrification to be increasing with the amount of particulate organic nitrogen transferred from the euphotic zone to the sediments. Such behaviour has been described in early models of nitrogen cycling (Vanderborght and Billen 1975). It has been shown for the coastal area of Kiel Bight that such positive response does not exist over the whole range of, in that case, sediment oxygen consumption (taken as a measure of organic matter decomposed at the sea floor, Kähler 1990), there is a depression of denitrification with high organic loading. But then, nutrient and consequently new production and organic-matter sedimentation levels are much higher in this coastal zone compared with the open Baltic of interest here. Since in most of the Baltic Sea the sediments shallower than 125m are always in contact with oxic water, and therefore have an oxic surface, and production and sedimentation is moderate compared with coastal waters, most of the sediments in the Baltic can be

understood as responding with increased denitrification to increased PON sedimentation. As long as such a relationship exists, the rise of nutrient concentrations in winter water will be governed by phosphorus (for which no comparable elimination mechanism exists), i.e. the rise in winter water concentrations of nitrate and phosphorus will be proportional to their ratio in winter water. This is in fact the case, the ratio of the quotient of the decadal trends of nitrate and phosphorus by Nehring (1996) being 7.5, which is the same as the ratio of these nutrients in winter water. In other words, this ratio is constant, independent of the nutrient level. The nitrate deficits (denitrification) have kept pace with the rising nutrients, but they have not increased more than in proportion.

There are three known modes of nitrogen elimination from the Baltic Proper besides burial in sediments and exchange with the North Sea: In the upper, oxic part of the water column, denitrification is only possible in the sediments. In the lower part of the water column, denitrification occurs when it turns anoxic as a whole, episodically after the intrusion of oxic, nitrate-rich water which turns stagnant, and also the small amounts of nitrate transported into the stagnant water having accumulated reducing compounds is denitrified. The latter two modes of denitrification are negligible in the context of the Baltic Sea as a whole since the area and volume concerned are small on this scale.

It may be concluded that denitrification is important in the Baltic Sea, and its magnitude is high and has been increasing with nitrogen loading. However, denitrification is not exceptionally high in the Baltic Sea. It is the effect of denitrification which is visible here especially well because the Baltic is an enclosed Sea of long water residence; the nitrogen deficits accumulating over years are visible in its stagnant waters. (Similarly, oxygen deficits are visible in these waters for extended periods, but I have never come across the opinion that oxygen consumption is especially high in the Baltic Sea). The annual rates of denitrification are, however, similar to those of e.g. the North Sea (Owens et al. While Shaffer and Rönner report moderate rates in their much cited study, in the abstract they give a rate which is among the highest in the world. This is because the authors do not make clear, which area they refer to in each case, the area below the water volume for which the rates of nitrate-deficit buildup are calculated primarily (a larger area, hence lower rates per area), or the area with which the respective water is in actual contact at the sides (a smaller area, hence higher rates per area). It is a pity that this study seems to be always cited from the abstract only, which is where this discrepancy crept in.

4. Ammonium deficits

The maximum nitrate deficit in water, assuming Redfield stoichiometry, can be easily calculated. Water of salinity $S = 10$ and a temperature of 5°C has an oxygen content of $355 \mu\text{mol O}_2$ per litre. With oxic remineralization, that is with ammonification plus nitrification of the organic nitrogen, $(355/138) * 16 = 41.1 \mu\text{mol l}^{-1}$ can be formed which is also the maximum of the nitrate deficit. The nitrate deficits in the water of the Baltic of $\text{O}_2 = 0$ is in the range of this value, but in the H_2S containing waters (negative O_2) nitrogen (DIN) deficits greater than this, up to $60 \mu\text{mol l}^{-1}$, occur. Since no additional nitrate is formed under anoxic conditions, it must be ammonia that is missing, i.e. there is an ammonia deficit against H_2S in deep water. This deficit is variable - it has not been studied yet and without an explanation it seems random.

Rönner (1985) has measured N_2 supersaturation of Baltic water and arrives at values of up to 109%; the depth profile of this supersaturation corresponds with the depth profile of nitrate deficits. He ascribes the extra nitrogen to denitrification. However, the agreement of the depth profiles is only in shape, not in terms of concentrations. 9% N_2 in excess of the equilibrium value with air (at $S = 10$ and 5°C it is $320,5 \mu\text{mol l}^{-1} \text{N}_2 = 641 \mu\text{mol l}^{-1} \text{N}$; Kennish 1989) is $58 \mu\text{mol l}^{-1}$ which is more than the maximum nitrate deficit and about double the maximum nitrate deficit which Rönner (1985) reports. There is nitrogen gas which cannot have been produced by denitrification.

There are DIN deficits not attributable to denitrification and there is a N_2 surplus equally not attributable to denitrification, of similar order of magnitude, both in the highly anoxic, H_2S containing deep waters of the Baltic. One may argue that these waters have been shown (see above) to be of minor importance to the N budget of the Baltic simply because of their small volume in relation to the Baltic as a whole. But these extra N-deficits have a potentially high value since they may explain some as yet unresolved issues concerning the comparability of nitrate consumption and nitrogen gas evolution measurements and the non-agreement of various experimental procedures of denitrification measurements (cf. Kähler 1999). auch: wenn sediment so wichtig, alle sedimente erreichen anoxic conditions mm or a few cm.

As of lately, denitrification and burial in sediments have been considered the only mechanisms of nitrogen removal from aquatic systems apart from convective transport and burial. An interesting pathway of nitrogen removal other than denitrification was described by Luther et al. (1997). Manganese oxides can react with ammonia to produce N_2 and reduced manganese. (This pathway could by the way also explain discrepancies of nitrate consumption and N_2 evolution observed in denitrification experiments). The pathway has also the potential to explain the observed nitrogen minimum in the region of the halocline in the Baltic- i.e where there is a minimum of both nitrate and ammonium in the water column. This is also the region of intense Mn-accumulation and redox dependent redistribution both in the sediments and the water column (Helcom, Zck in W'). Manganese oxides transported into the deep anoxic water anoxic water of the Baltic may there be responsible for the observed ammonia deficits (an oxidant is required to lift ammonia to the redox state of nitrogen gas). It is known that nitrate keeps iron oxidized in the sediment, it is not known whether there is a link with the nitrogen cycle similar to the one outlined above for manganese. It is known that iron oxides can be the dominant oxidizing agents in sediments during oxic/anoxic transitions (Balzer, Joergensen). It may also be that Iron oxides (and, to a lesser extent, Mn-oxides) are transported into anoxic waters e.g. of the Gotland deep by turbidity currents. After such events, reactions between the metal oxides and reduced compounds such as NH_3 and H_2S are possible, maybe involving N_2 -removal and NH_4^+ -uptake in connection with C-autotrophy. Virtually nothing is known about these processes let alone the rates at which they may proceed. To test the occurrence of such processes and check their magnitude should be experimentally easy. Zeitreihe des sporadischen defizits mit möglichen inflow turbulenzen verknüpfen kuhflading pancacing

Whatever the importance of such reactions - they may occur everywhere in the sediments neighbouring the denitrification zone since the redox potential range is similar - this form of nitrogen removal shares the main precondition of denitrification: the meeting of an oxidized and a reduced species. Hence it can be expected to react similarly to redox changes. Only in the open water (negligible in terms of the N-budget) is the situation different, since there the oxidant (metal oxide) can, in contrast to oxygen, move through the water by gravity. In the stagnant anoxic water of the deeps, this may potentially be an important extra source of N_2 , since metal oxides can enter these without water exchange. But as with denitrification in these water, the importance for the Baltic as a whole would be small with the small water volume concerned.

5. Denitrification in cyanobacteria blooms is negligible

Finally, a word about cyanobacterial blooms. Anoxic microzones can exist in aggregates formed by filamentous cyanobacteria, especially during nighttime when there is no oxygen production from photosynthesis. To explain the paradoxical, microzones are attractive since they are difficult to study can be invoked (rather than studies) to explain the impossible. The situation in a cyanobacterial bloom is the following: Photosynthesis produces oxygen, nitrate is depleted, recycling runs on ammonia. Nitrifiers do not work well in sunlight and are unlikely to be able to satisfy their energy requirements from low ammonium levels plus competition for ammonium from autotrophs. The occurrence of denitrification is even more improbable since it would have to rely on nitrate (from nighttime nitrification?) produced from ammonia which would have to diffuse out of the aggregates into oxic water, be transformed by nitrifiers against the competition of phytoplankton taking up ammonia. Then, the thus produced nitrate would have to diffuse back into the (transient) anoxic zones of the aggregates, again against the competition of N-starved phytoplankton taking up nitrate. If such an unlikely chain of processes should occur at all, we can easily guess it to be unimportant. Of the three essentials of denitrification only anoxic conditions (in generally highly oxic surroundings, photosynthesis) exist only transiently and spatially restricted ("micro"zones). Two chemical species known to be present at near-zero concentrations would be required to diffuse out and in with powerful competition from phytoplankton in the bulk oxic surroundings of the microzones in question. Additionally, any gaseous losses of N from the N-fixing community would be missed in correct rate determinations of N-fixation anyway, i.e. if such a denitrification were detectable, there is no rate from which to subtract it!

Conclusion

Of the three major conditions of denitrification, nitrate availability, anoxic conditions and organic matter supply, all three are present in the oxic sediments of the Baltic Sea and, to a minor extent (minor as concerning the affected volume and area compared with the Baltic as a whole) in water which turns anoxic. In the oxic water column as well as the anoxic water column as well as in anoxic sediments denitrification is either unimportant or non-existing.

The importance for denitrification of the oxic sediments shows in the distribution of the rates of nitrate deficit buildup, it is maximum in the water depth range occupied by sandy sediments. In contrast, maximum nitrate deficits accumulate in the stagnant deep water body - along with maximum oxygen deficits. This is a question of long residence times of the water in isolation from the surface rather than high rates of formation of the respective deficits.

In the Baltic as a whole, increased sedimentation of organic matter (as estimated from spring new production) appears to be counteracted by increased denitrification since the N:P ratios have remained constant in winter surface water. There is, however, no relative increase of denitrification, i.e. no enhancement of denitrification relative to inputs in the sense of a negative feedback loop. In coastal ranges, the capacity of the sediments to respond to increased N_{org} loading by increased denitrification is - at least locally – already surpassed, but this need not be the case everywhere.

In addition to denitrification there very likely exists another way of the transformation of DIN into nitrogen gas, probably involving reactions of metal oxides with ammonia. Some suggestions how to go on studying denitrification in the Baltic are made by (Kähler 1999a).

References

Balzer W. (1984): Organic matter degradation and biogenic element cycling in a nearshore sediment (Kiel Bight). *Limnol.Oceanogr.* 29, 1231-1246

Billen G., Lancelot C. (1988): modelling benthic nitrogen cycling in temperate coastal ecosystems. in: Blackburn T.H. and Soerensen J. (eds.), *Nitrogen cycling in coastal marine ecosystems*, SCOPE, John Wiley, Chichester, p. 341-378

Brettar I. (1991): Denitrifikation und ihre regulierenden Faktoren in der Wassersäule der zentralen Ostsee. Diss. Univers. Kiel

Brettar I., G. Rheinheimer (1991): Denitrification in the central Baltic: Evidence for H₂S oxidation as a motor of denitrification at the oxic - anoxic interface. *Mar.Ecol.Progr.Ser.* 77, 157-169

Brettar I. and Rheinheimer G. (1992): Influence of carbon availability on denitrification in the central Baltic Sea. *Limnol.Oceanogr.* 37, 1146-1163

Brockmann U.H. (1996): 5.2 Warnsignale für die Nordsee - mit einem Bilanzierungsansatz für die Ostsee- In : Lozan et al. (Hrsg.): *Warnsignale aus der Ostsee*, Paul Parey, Hamburg 1996, pp 322-327

Fonselius S. (1969): Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Board of Sweden Serie Hydrographical Reports 23, 1-97

Gocke (1996): Mikrobielle Stoffumsetzungen. in: G. Rheinheimer (ed.), Meereskunde der Ostsee, Springer, Berlin, p. 123-130

Grasshoff K. (1975): The hydrochemistry of land-locked basins and fjords. In: Chemical Oceanography, Vol.2, J.P. Riley and G. Skirrow (eds.), Academic Press, New York pp. 455-597

Grasshoff et al. (1983): Methods of Seawater analysis. Verlag Chemie Weinheim

Gocke K. (1996): Mikrobielle Stoffumsetzungen. in: Meereskunde der Ostsee, G. Rheinheimer (ed.) Springer, Berlin pp. 116-122

Harff J. (1998): Grain size spectra of surficial sediments of the Arkona and Bornholm Seas. Map, Institut für Ostseekunde Warnemünde

HELCOM (1996): Third periodic assessment of the state of the marine environment of the Baltic sea, 1989-93. Baltic Sea Environment Proceedings 64B

Kähler P. (1990): Denitrifikation in marinen Küstensedimenten. Diss. Uni Kiel, 89p

Kähler P. (1991): Eutrophication and sediment denitrification in coastal marine waters, the example of Kiel Bight. Kieler Meeresforsch. Sonderh.8, 112-116

Kähler P. (1999): Methods to study denitrification in the Baltic Sea. Manuscript, Institut für Ostseeforschung Warnemünde

Kähler P. (1999a): A strategy to study denitrification in the Baltic sea. Manuscript, Institut für Ostseeforschung Warnemünde

Kähler P. and Balzer W. (in prep.): Sediment denitrification in coastal waters of the Western Baltic: The importance of sandy bottoms.

Kähler P., Fry B., Nausch G., Voss M. (in prep.): Ratios of bio-relevant elements in the water between the thermocline and the halocline of the Baltic Proper: the contribution of sedimentary processes. (manuscript in prep.)

Lenz. Phytoplankton. in: Meereskunde der Ostsee, G. Rheinheimer (ed.) Springer, Berlin pp.138-149

Luther III G.W., Sundby B., Lewis B.L. Brendel P.J., Silverberg N. (1997): Interactions of manganese with the nitrogen cycle: Alternative pathways to dinitrogen. Geochim.Cosmochim.Acta 61, 4043-4052

Nehring (1996): Nährsalze. in: G. Rheinheimer (ed.), Meereskunde der Ostsee, Springer, Berlin, p. 97-103

Nehring D. et al. (1993): The Baltic Sea in 1995. Deutsche Hydrogr.Zeitschr. 47, 319-327

Nixon SW. et al. (1996): The fate of nitrogen and phosphorus at the land-sea margin of the North Atlantic Ocean. Biogeochemistry 35, 141-180

Rheinheimer (1991): Mikrobiologie der Gewässer. 5th ed. Gustav Fischer, Jena

Rönner (1985): Nitrogen transformations in the Baltic Proper: Denitrification counteracts eutrophication. *Ambio* 14, 134-138

Rönner U., F. Sörensson (1985) Denitrification rates in the low-oxygen waters of the stratified Baltic Proper. *Appl. Environ. Microbiol.* 50, 801-806

Savchuk O., Wulff F. (1986): Biogeochemical transformations of nitrogen and phosphorus in the marine environment. *Systems Ecology Contributions* 2, Stockholm University, Stockholm, 79pp

Seitzinger S.P., Giblin, A.E. (1996): Estimating denitrification in North Atlantic continental shelf sediments. *Biogeochemistry* 35, 235-260

Seitzinger S.P., Nielsen L.P., Caffrey J., Christensen P.P. (1993): Denitrification measurements in aquatic sediments: a comparison of three methods. *Biogeochemistry* 23, 147-167

Sen Gupta R. and F. Koroleff (1973): A quantitative study of nutrient fractions and a stoichiometric model of the Baltic Estuarine and Coastal Marine Science 1, 336-360

Shaffer G. and U. Rönner (1984): Denitrification in the Baltic Proper deep water. *Deep-Sea Res.* 31, 197-220

Thomas H. (1997): Anorganischer Kohlenstoff im Oberflächenwasser der Ostsee. Diss. Uni Rostock, *Meereswiss.Ber. Inst.Ostseeforsch.Warnemünde*, 109pp

Tuominen L., Heinänen A., Kuparinen J. Nielsen L.P. (1998): Spatial and temporal variability of denitrification in the sediments of the northern Baltic Proper. *Mar.Ecol.Progr.Ser.* 172, 13-24

Vanderborght J.P., Billen G. (1975): Vertical distribution of nitrate in interstitial water of marine sediments with nitrification and denitrification. *Limnol.Oceanogr.* 20, 953-961

Voipio A. (1981): *The Baltic Sea. Elsevier Oceanogr. Ser.* 30, Amsterdam

EK 2.2. ANOXIA-RELATED FEEDBACKS IN THE MARINE CYCLES OF NITROGEN AND PHOSPHORUS: NEGATIVE OR POSITIVE?

Paul Kähler, Andreas Oschlies, Wolfgang Koeve + a member of IMS-METU TEAM

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, Kiel, Germany

Abstract

Negative and positive feedbacks have been described for nitrate (removal by denitrification) and phosphate (liberation from reduced iron oxides), respectively, under anoxic conditions in marine waters. Two marine environments are examined for the existence of these feedbacks using extensive datasets collected during the past decades. For both the Baltic Sea with its deep water alternating between oxic and anoxic, and the Black Sea with permanently anoxic deep water, these feedbacks are shown to be not in operation.

Concerning nitrogen, its removal by denitrification depends on its occurrence as nitrate which requires oxygen to be formed. Thus denitrification is larger in oxic waters or during oxic periods than in anoxic waters, where it is absent for lack of nitrate. The liberation of phosphate from iron oxides being reduced can significantly increase deep water phosphate concentration, but does not (necessarily) increase its concentration in surface water which would be necessary for the proposed feedback loop. On the contrary, anoxic deep waters are often accompanied by especially low surface phosphate concentrations. The re-precipitation of metal oxides, their re-adsorption of phosphate and subsequent removal from the surface by sedimentation is the probable cause.

Key words; Nitrogen Cycle, Phosphorus Cycle, Black Sea, Baltic Sea

Introduction

Marine ecosystems may be described as three-dimensional arrays of pools of bio-constitutive elements in various states, e.g. contained in solid minerals, nutrients dissolved in water, constituents of living organisms and dead organic matter etc. The arrays change in time: there is transport of the elements, e.g. by air-sea exchange, as far as gaseous species in surface water are concerned, by diffusion and convection, which concerns all dissolved and suspended matter, by the movements of organisms, and the settling of particles. There is also transfer of the elements from one pool to another, e.g. by nutrient uptake, grazing, predation, leaching, remineralization. Many of the latter are associated with biotic processes like photosynthesis, feeding, and respiration and involve changes in the chemical speciation of the elements concerned. The transfer from one pool to another also changes the transport mechanisms to which the respective element is subject. Since living organisms are made up of and require a limited number of elements, the dynamics of these, nutrient elements, carbon and oxygen dynamics are coupled, and so are the patterns of distribution and speciation of the participating elements in the ocean.

Rates of reaction, of transport, and transformation in such a system are at every stage – at least within ranges – dependent on the concentration or density of the quantity concerned. Consequently, for any pool that should increase in one place, the rates of those reactions which tend to remove or decrease it, will be enhanced. In systems theory such relationship is called a negative feedback. Marine examples include convective transport depending on the concentration of the transported substance, rates of diffusive transport depending on concentration gradients, nutrient uptake by plants in proportion with nutrient concentration, and predation in relation to prey density. Negative feedbacks are stabilizing existing distribution patterns; they tend to keep systems stay what they are in that they tend to counteract the increase of any (utilizable) pool.

In a positive feedback, in contrast, "an alteration in the rate of of one process is amplified by accompanying changes of ... other interconnected processes." (Libes 1992) While negative feedbacks are the rule, positive feedbacks are exceptional. ... They are associated with change, i.e. characteristic of transient stages of systems. They are therefore rarer; marine examples are

turbidity currents, nutrient trapping at sites of upwelling (Examples?), exponential growth (?). Positive feedbacks are destabilizing existing system patterns; they tend to produce systems different from what they were to start with. depend on external They contain an element of drama and they are not straightforward, therefore they make good stories. An altered system brought about by a positive feedback is, however, subject to and as a rule finally stabilized by, negative feedbacks.

Different pathways which the nutrient elements nitrogen and phosphorus can take in aqueous environments are commonly viewed as the results of negative and positive feedbacks, respectively. The reaction chains referred to are the following:

The increase of nutrient-nitrogen or phosphorus concentration in surface water supports raised plant proliferation resulting in the increased sedimentation of organic matter which, on decomposition, raises oxygen consumption in deep water and sediment resulting in anoxia in deep water if oxygen consumption exceeds oxygen addition there.

Nitrogen: In anoxic regimes nitrate is subject to denitrification which reduces its amount and in turn decreases nutrient nitrogen delivery to surface water: a negative feedback: The increase of surface nitrate concentration is checked.

Phosphorus: In anoxic regimes iron oxide at the sediment surface having acted as a phosphate trap by the adsorption of phosphate is reduced which has the dual effect of liberating bound phosphate to the water and destroying the phosphate trap. In consequence; dissolved phosphate concentration rises as does the phosphate recycling rate, which both increase phosphate delivery to surface water: a positive feedback: The increase of surface phosphate concentration is amplified.

It is with the advent of anoxia that the two elements' behaviours differ in these schemes. The feedback scenarios described have been invoked to explain the distribution of nutrient elements and the trophic regime in basins with anoxic deep water. More specifically, nitrate deficits and

phosphorus surpluses as compared with the Redfield ratio (Redfield et al., 1963) have been assigned to either of the described feedbacks, or both.

These examples are from restricted areas, small enclosed marine ecosystems or marginal seas. Feedbacks in nutrient cycles have, however, also been viewed as determinants of oceanwide and global change.

Broecker (19..) considered changes in the oceanic phosphorus cycle pertinent to global climate control to the extent that an Ice Age could be the consequence of changes by feedbacks in P-controlled marine production. (holländer van cappellenwho?) conjectured the P feedback as described above capable of inducing runaway P eutrophication in the ocean on a global scale. It is the merit of Wallmann (2002) to give a quantitative estimate of the extent and speed of such a process. He conjectures the P-feedback to cause long-term changes in global ocean biogeochemistry likely to influence global climate. In the scenario which he develops, an oceanic productivity amplification based on the P-feedback results in CO₂ drawdown from the atmosphere down to ice-age levels within xxxkiloyears. Furthermore he predicts the present-day ocean to be just about to take the road of such change.

However: pathways of negative feedback are always at work. The changes brought about by a positive feedback may be limited by the negative feedbacks typical of the altered system. It is such a mechanism which Shaeffer (1984?) has described: the net downward transport of P by particulate iron oxides at redox boundaries in the water column. This process is based on the same chemistry as, and intimately connected with, the release mechanism of both P and Fe from the sediment – but it transports P downwards, i.e. it decreases P-transport to surface water. Furthermore, neither nitrogen nor phosphorus can control productivity on their own, since plants require both. In the two feedbacks, the two elements' behaviours have opposing effects on productivity under the same conditions, and it is not easy to predict which nutrient will control plant growth i.e. which one is the limiting nutrient. Note that in the two scenarios described above nitrate or phosphorus are considered the limiting nutrient in either case, which is also implicitly the case in models which describe but one of them. There is the possibility that N₂ fixation will make up for any N₂ lost by denitrification and/or for any additional N-demand for growth on added phosphorus. But N₂ fixation has prerequisites and controls of its own, and

cannot be taken for granted. But matters are even more complicated: Denitrification is dependent on the supply with nitrate, which is obviously not produced in anoxic environments since its formation requires oxygen. Hence, a decrease in nitrate availability under anoxic conditions exerts a negative feedback on denitrification (Kähler 1991, 2006).

The potentials and vigours of the two feedback mechanisms described above are thus clearly limited, both by each other and by additional negative feedbacks. In this study we examine existing data from anoxic marine environments for evidence of the two primary feedbacks, but also those additional feedbacks which counteract and limit them. Finally we attempt to assess the likeliness of these feedbacks to control the productivity of the ocean on the global scale.

As a first step we review the operation of the feedback mechanisms in existing anoxic basins. The observations show that they are not operating in the way outlined above implying that they are not a perspective for the future ocean.

1. Phosphorus in the Baltic (and Black Seas)

In the study which established the Redfield ratio (Redfield et al. 1963) the Baltic Sea was noted as an example where element ratios deviate from it. In fact the N:P ratio in nutrients of deep water and in winter surface water is 4:1 in the Baltic instead of 16:1 (ref, fig.). Sen Gupta (1970) lists four possible reasons for this (of which he immediately discards the first based on N:P ratios of plankton sampled in the Baltic): (1) different elemental composition of Baltic plankton, (2) breakdown of substantial allochthonous organic matter (of terrestrial origin), (3) more denitrification than elsewhere, (4) the sediments acting as a stronger than usual phosphorus source. Recently, Thomas and Osterroht (2000) have added a fifth possibility: New production with regenerated nutrients.

N:P rather N:AOU ist p-accumulation mehr als sowieso nach RR? Sind N:P-Verhältnisse wg. denitrification oder P release oder beides? immer N:AOU und P:AOU. emeis bild richtigstellen. Sediment keine Quelle von P für den Ozean. nur ob langfristige Akk-raten sich

ändern ist wichtig. P nimmt immer zu wenn o₂ weniger wird. entscheidend ist, ob mehr als Redfield, und für wie lange

The the special relationship of iron with phosphorus results in a negative, rather than a positive, feedback in the case of the Baltic.

Iron (and other Redox sensitive metals) distribution general feature of oxic anoxic transition zones (Kremling, Balzer and there is no reason to assume the relationship with P to be different there. there is eutrophication, but moderate, although landlocked etc. still oligotrophic, no sign of runaway eutrophication, no sign of the mechanisms Emeis et al. have suggested and Wallman übernommen.

2. Nitrogen in the Baltic Sea (...)

Denitrification ... is treated by Kähler (unpubl., unpubl., unpubl., unpubl.). The importance for denitrification of the oxic sediments shows in the distribution of the rates of nitrate deficit buildup, it is maximum in the water-depth range occupied by sandy sediments which are permanently oxic waters. In contrast, maximum nitrate deficits accumulate in the stagnant deep water body - along with maximum oxygen deficits. This is a question of long residence times of the water in isolation from the surface rather than high rates of formation of the respective deficits.

In the Baltic as a whole, increased sedimentation of organic matter (as estimated from spring new production) appears to have been counteracted since the N:P ratios have remained constant in winter surface water. This has taken place in sediments in contact with oxic waters. There has not been, however, an enhancement of denitrification relative to inputs in the sense of a negative feedback loop which involved anoxia of the bottom water. On the contrary, since nitrate is its limiting factor Comparison of anoxic decade (70ies) with oxic decade (90ies) revealed higher rates of formation of nitrate deficits in the more oxic period! The same applied to measured sediment denitrification rates in coastal waters comparing a year of low and moderate oxygen depletion in bottom waters. there was more denitrification with more oxygen (Kähler

1990, 1991). ... (there is however...amongst ... In coastal ranges, the capacity of the sediments to respond to increased Norg loading by increased denitrification is - at least locally - already surpassed, (Kähler 1990) though this need not be the case everywhere).

The Arabian Sea ... anoxic deep-water body which is not in contact with sediments as is the case of the deep Water of the Baltic. Hence, while the ... denitrification... there is likely to be no sediment phosphorus interaction... blah blah

Should the sediments be important modifiers, of N and P concentrations, and in opposite direction for N and P, when turning anoxic, marked differences should be observed when comparing... this should show in different O₂:P:N ratios anoxic seas where the sediment is included in the anoxic realm or not. Examples are the Baltic and Black Seas (with anoxic sediments) and the Arabian -sea (without anoxic Sediments) ...order transect off Peru

3. Iron

Kinetik: nutrient cycles slow, Iron fast (instantaneous precipitation + downward movement). Rain of Fe-hydroxides takes up iron and redissolves ... There you have a positive feedback, but one that blows up P concentrations at depth where plant growth is not influenced (exception Black sea? anreicherungszone in ...

(a process which cannot be described in a model in which at the respective depths the water is well-mixed (3-box of Wallmann)

Conclusions

Neither is an ... operating at present. rather... P no difference between oxic and anoxic with the exception... As far as surface water is concerned, these operate as negative feedbacks.

more specifically, the relationship between productivity and nutrient feedbacks as described by Emeis et al. (2000) are not operating and conjectures by Wallmann (2002) are obsolete. Add more.

if Baltic or Black Sea are examples of how the ocean... will look like in a few 10 tsd yr, then ... but... the positive feedback has been a condition of its formation.

References

Fonselius S. (1969): Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Board of Sweden Serie Hydrographical Reports 23, 1-97

Grasshoff K. (1975): The hydrochemistry of land-locked basins and fjords. In: Chemical Oceanography , Vol.2, J.P. Riley and G. Skirrow (eds.), Academic Press, New York pp. 455-597

Libes S.M. (1992): An Introduction to Marine Biogeochemistry. John Wiley and Sons, New York, 734 pp.

EK 3. FP7 Proje Önerisi

LOWOX: Observations and modeling of oxygen depletion in European Seas

Abstract

Hypoxic (low oxygen) conditions in aquatic ecosystems increase in number, duration and extent due to eutrophication and climate change. Global warming is expected to lead to degassing of oxygen, increased stratification, reduced deep-water circulation and changes in wind patterns affecting transport and mixing. Projected increases in hypoxia (e.g. doubling of “dead zones”) are accompanied by enhanced emission of greenhouse gases, losses in biodiversity, ecosystem functions and services such as fisheries, aquaculture and tourism. A better understanding of the dynamics and drivers of oxygen depletion requires a global observation system continuously monitoring oxygen depletion and associated processes in aquatic systems that differ in oxygen status. It also demands sophisticated modeling studies on hypoxia drivers and consequences for ecosystems that may further contribute to gain predictive and decision-making capabilities from the obtained monitoring data. Monitoring and modeling studies cover different environments including open ocean, Arctic Sea with high sensitivity to global warming, semi-enclosed basins with permanent anoxia (Black Sea, Baltic Sea), seasonally or locally anoxic land-locked systems (fjords, lagoons, lakes) subject to intense eutrophication. All activities are connected to the Global Earth Observation System of Systems (GEOSS), GOOS Regional Alliances, and disseminate our knowledge to local, regional and global organizations concerned with water and ecosystem health and management.

Project Rationale

The occurrence of hypoxic (low oxygen) conditions is increasing worldwide as a consequence of anthropogenic eutrophication (nutrient input) and climate change. In eutrophic waters the excess algal biomass that is not consumed along the food chain is utilized by micro-organisms consuming oxygen. When oxygen drops significantly, faunal communities and chemical

conditions undergo successive deterioration, and the ecosystems eventually turn into permanently anoxic environments that lead to a dramatic decline in ecosystem functions and services such as biodiversity, fisheries, aquaculture and tourism. Since the 1960s, the records of such “dead zones” have doubled every ten years over the globe. Climate change will add to oxygen depletion in several ways: warming of water will lead to degassing of oxygen, and an enhanced microbial oxygen demand. Together with changes in wind and precipitation patterns, higher temperatures will potentially increase stratification and reduce vertical oxygen transport to deeper waters and to the seafloor. Early stages of hypoxia are typically missed until obvious signs (e.g., fish mass mortality) show that dramatic changes have already occurred.

As ecosystem responses depend on frequency, duration, spatial extent and severity of hypoxia events, continuous monitoring of oxygen concentrations is necessary. In order to understand the reasons of hypoxia formation and to be able to predict potential effects of anthropogenic activities and global warming on future oxygen levels, monitoring of oxygen and related parameters have to be carried out in a variety of aquatic systems that differ in oxygen status and sensitivity towards change. Experimental and modeling studies of hypoxia drivers as well as consequences of oxygen depletion for ecosystems are needed to gain predictive and decision-making capabilities from the monitoring data obtained.

Oxygen availability at a given site depends on the balance between oxygen supply (mainly physical transport and mixing) and removal (mainly biological oxidation of organic matter) which both vary on different time scales. The response of an ecosystem to hypoxia is determined by even more factors (e.g., adaptation of organisms to hypoxia, availability of nearby fauna for re-colonization, sediment inventory of oxidized and reduced components). To cope with this complexity, monitoring efforts encompass sites that differ both in oxygen availability and sensitivity towards change: Open ocean, oxic areas with high sensitivity to global warming (Arctic Ocean), semi-enclosed basins where oxygen is naturally depleted (Black Sea, Baltic Sea), and partly eutrophic landlocked systems that experience hypoxia seasonally or locally (fjords, lagoons, lakes).

As continuous measurements of oxygen and associated parameters are an important first step to examine the status of the system that is monitored, modeling is the key tool to turn observations into generalizations that can also be applied to other ecosystems and predictions that extend the current observations into the future. Combining physical and biogeochemical modeling of both the water column and the sediments provides means to extrapolate findings to similar ecosystems and to predict future hypoxia and to make future climate and eutrophication scenarios for oxygen availability and ecosystem functioning. These capabilities are needed to understand the effect of climate change and eutrophication on ecosystem functions and services and to decide on countermeasures that may be taken. To fully comprehend oxygen dynamics, modeling strategy aims to combine physical transport and biogeochemical processes in both the sediment and the water column. Combining observations and predictions of oxygen availability with existing knowledge about the effects of hypoxia on animal communities and ecosystems will improve our understanding of the potential loss of ecosystem functions and services as a consequence of climate change and eutrophication.

Project Objectives

This project will focus on a better understanding of the dynamics and drivers of oxygen depletion due to eutrophication and climate change. Several of the project goals include

- monitoring of oxygen and related parameters in a variety of aquatic systems that differ in oxygen status and sensitivity towards change,
- development of oxygen model, coupled with the physical and ecosystem models, for global or large scale applications and assess its performance to detect a possible range of reactions of European waters to future climate and eutrophication-induced changes by means of ensemble hindcasts and forecasts as well as scenario studies,
- determining which of the aspects of global change are directly or indirectly relevant to the ventilation of waters within European waters,
- studying the synergetic effects of climate change and eutrophication/pollution on the oxygen dynamics,

- characterizing the regional meteorological/hydrological/oceanographic peculiarities of climate change and eutrophication, and identifying their relative effects on oxygen conditions in different systems and regions,
- development of appropriate integrated management tools (i) to assess environmental, ecological, economic, and social risks and impacts, (ii) to design and generate alternatives, and (iii) to provide tools for their selection according to the criteria, objectives, and constraints given by decision makers.

LOWOX will address the following questions:

Oxygen depletion and hypoxia/anoxia events in water systems lead to worsening environmental quality, ecological status with resulting socio-economic impacts.

- What are the environmental impacts and the consequences for WFD and the Marine Strategy?
- What are the ecological impacts (for ecological status, biodiversity, habitat loss)?
- What are the economic impacts for ecosystem goods and services (fishery, tourism, drinking water supply, re-orientation of economics, etc.)?
- What are the social impacts (for local population, tourists, morbidity, jobs, employment, etc.)?
- What are the impacts of lifestyle changes and quality of life?
- What are short-term scenarios and predictions for a complex of these impacts?
- What are long-term scenarios and predictions for a complex of these impacts?

Approach and Methods

WP 1. In situ observations of oxygen depletion

To investigate oxygen depletion at different study sites in coastal and open seas as well as in land-locked water bodies, two types of monitoring strategies will be integrated: (I) continuous long-term monitoring of oxygen, physical parameters allowing to constrain transport velocities, and other chemical parameters (e.g. chlorophyll, or sulfide) in the water column and (II) repeated measurements of oxygen fluxes, consumption rates and other relevant biogeochemical parameters. The focus on long-term continuous monitoring of oxygen concentration will be based on permanent systems (buoy moorings) and mobile observatory systems (gliders, floats) placed in different zones of water bodies, including the benthic boundary layer and/or the interface of oxic/anoxic waters where large temporal and spatial concentration variations can be expected.

WP 2. Scenarios and predictions

This task evaluates which of the aspects of global change under different scenarios are directly or indirectly relevant to oxygen depletion and ventilation events in the European seas. It further studies the synergetic effects of climate change and eutrophication/pollution.

Subtask 2.1. Global change

The expected oxygen loss from global warming can be quite substantial; some models have already predicted a 17% reduction of the total ocean's oxygen content until 2100. Therefore all the European Seas and coastal zones shall be simulated using a simplified model for the oxygen cycle. The model will be first validated by hindcast scenarios for the last 40 years, and then uncertainty range of forecasts for different IPCC scenarios shall be quantified by ensemble forecasts.

Subtask 2.2. Regional climate and eutrophication-induced changes

This subtask will employ 3D decadal hindcast simulations for the Baltic Sea and the Black Sea in order to identify (i) the regional peculiarities of climate and other eutrophication-induced changes, and how these peculiarities affect the oxygen dynamics of intermediate and deep waters as well as hypoxia/anoxia conditions of the coastal waters, (ii) the role of circulation features and internal dynamics as well as oxygen intrusions from open sea waters on the variability oxygen minimum layers.

Task 3. Impact and risk analyses of oxygen depletion by integrated management tools and measurements

This task addresses environmental, ecological, and socio-economic impacts and consequences of oxygen depletion and hypoxia/anoxia events using end-users oriented integrated management tools and measurements.

Subtask 3.1. Risk and vulnerability analysis for European regional seas and coastal systems.

Based on the oxygen budget between the physical capacity to store and renew the oxygen near the seabed and the flux of organic matter resulting from existing biomass and primary production, the physical vulnerability of marine ecosystems will be assessed and the spatial distribution of potential hypoxia will be characterized on weekly time scale for all the European regional seas. The method detects the physical sensitive areas (PSA) using an improved version of the so called PSA index through coupled physical-ecosystem model and satellite data.

The risk and vulnerability analysis coastal systems will be used to simulate different scenarios to examine the consequences of eutrophication and climatic/weather conditions on the formation of

summer pycnocline, primary production, resuspension of sediments and their ultimate effects on oxygen depletion events and intensity of hypoxia and anoxia.

Subtask 3.2: Environmental surveillance and information system analysis.

The state of art environmental management and decision support system called “Environmental Surveillance and Information System (ENSIS)” together with a modeling tool will be implemented to selected sites to monitor and estimate oxygen depletion events and to provide abatement measures for improving the conditions. This analysis enables users not only to present and evaluate environmental status, but also gives access to powerful tools to collect/systematize/present and report environmental data, to analyse trends and run scenarios for environmental planning, policy-making and decision support.

Subtask 3.3: Decision support system for watershed-lagoon coupled systems

The model-based decision support system (DSS) that was developed for watershed-lagoon coupled systems will be used as a decision makers-oriented tool to measure potential vulnerability of the Southern European lagoons to oxygen depletion and for the ways (i) to improve biodiversity and biogeochemical functions, (ii) to restore their ecosystem good and services, (iii) to provide different management options or alternatives on environmental protection and socioeconomic improvement and sustainable development. The DSS will evaluate the impacts of different scenario options and provide a rank of the best solutions on the basis of decision makers' expectations.