



Universidade do Algarve



Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente

DINÂMICA  
DO MAR BÁLTICO  
INFLUENCIADA PELA  
ENTRADA DE ÁGUA DO  
MAR DO NORTE,  
PERÍODO DE 2003 A 2006

(dissertação para a obtenção do grau de mestre em  
Estudos Marinhos e Costeiros)

**Patrícia Isabel Laginha Pereira da Silva**

Faro

(2008)

*Autor*

Patrícia Isabel Laginha Pereira da Silva

*Departamento*

Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente da Universidade do Algarve

*Orientador*

Prof. Doutor Tomás Boski, Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente –  
Universidade do Algarve (Faro, Portugal)

*Co-orientador*

Prof.<sup>a</sup> Doutora Tatyana Eremina, Russian State Hydrometeorological University (São  
Petersburgo, Rússia)

*Data e Local*

18 de Junho de 2008, Faro – Gambelas

*TÍTULO*

Dinâmica do Mar Báltico influenciada pela entrada de água do Mar do Norte, período  
de 2003 a 2006.

---

<i>JÚRI</i>	
PRESIDENTE	Professor Doutor Tomasz Boski
1.	Professora Doutora Isabel Ambar
2.	Professor Doutor Paulo Relvas
3.	Professora Doutora Tatyana Eremina

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar quero agradecer ao meu coordenador de mestrado e orientador da dissertação, o Professor Doutor Tomáš Boski, pela sua paciência e disponibilidade demonstradas na elaboração deste trabalho.

Os dados utilizados neste trabalho foram obtidos em campanhas científicas decorridas no Mar Báltico financiadas pela *Organização das Nações Unidas para a Educação, Ciência e Cultura – Comissão Intergovernamental Oceanográfica (UNESCO-IOC)* e organizadas pela *Russian State Hydrometeorological University (RSHU)* no âmbito do programa “Baltic Floating University (BFU)”. Agradeço à UNESCO-IO e à RSHU a disponibilização dos dados, com especial destaque para a professora Doutora Tatyana Eremina. Gostaria ainda de fazer a referência à professora Doutora Tatyana Eremina por se ter disposto a ser a co-orientadora desta tese de mestrado, ajudando no estudo da oceanografia física do Mar Báltico e ainda a ultrapassar todos as dúvidas e problemas com os quais me deparei no desenvolvimento deste trabalho.

Reconheço também a oportunidade que me foi dada pela Professora Doutora Alice Newton (Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade do Algarve) ao me seleccionar para a bolsa de participação no BFU 2006. Por isso e por todo o carinho e a amizade demonstrada, desde que iniciei a minha licenciatura, quero dizer o meu muito obrigado a minha professora de Química Inorgânica: a Professora Alice Newton.

Ainda com o mesmo propósito, quero ainda demonstrar o meu especial apreço aos estudantes internacionais que comigo embarcaram nesta experiência única e toda a comunidade científica russa que com perseverança e muita virtude conseguiram transmitir o seu conhecimento, em especial para à Professora Doutora Tatyana Eremina e ao Professor Doutor Mikael Shilin da *RSHU* em São Petersburgo, Rússia.

Por fim, agradeço a minha família, em especial os meus pais, que no decorrer deste longo período em que estive a escrever a tese sempre me instigaram a não desistir e ir em frente, mesmo quando por vezes estive mesmo a desistir...

Muito obrigada!

*RESUMO*

Este trabalho foi realizado no âmbito do Curso de Mestrado em Estudos Marinhos e Costeiros com a especialização em Geociências Marinhas, área de Gestão Ambiental das Áreas Costeiras. O seu objectivo consistiu na análise da dinâmica das trocas de Água do Mar do Norte para o Mar Báltico durante um mês de Verão (Julho ou Agosto) num período de quatro anos (de 2003 a 2006), tendo em vista a caracterização sazonal das referidas trocas. Esta caracterização foi obtida a partir de dados adquiridos com CTD (Condutividade – Temperatura – Profundidade) e de dados analíticos de amostras de água adquiridas a partir das garrafas de *Niskin* acopladas a uma rosette.

A partir do conjunto de dados recolhidos nas quatro campanhas do projecto *Baltic Floating University* (BFU) é possível constatar no Verão do ano de 2003 a entrada no Mar Báltico de uma massa de água profunda proveniente do Mar do Norte. A instalação desta massa de água rica em oxigénio e de temperatura e salinidade mais elevadas verificou-se em praticamente toda a extensão do Mar Báltico: desde a Bacia de Bornholm até à Bacia Norte do Báltico, próximo do Golfo da Finlândia. Nos anos posteriores a “nova” massa de água profunda do Mar Báltico foi perdendo as suas características tornando-se progressivamente mais anóxica, menos alcalina e mais rica em fosfatos e silicatos. Nas camadas de água superiores, especialmente à profundidade da termoclina, o gradiente térmico diminuiu ao longo do tempo, resultando numa diminuição da estratificação térmica e consequente instabilidade da coluna de água.

## PALAVRAS-CHAVE (MÁXIMO 6 PALAVRAS):

Intercâmbio Mar do Norte – Mar Báltico; Estratificação termohalina; Anóxia; Nutrientes; Eutrofização.

*DISSERTATION THESIS TITLE*

Baltic Sea dynamics controlled by the North Sea inflow, period of 2003 to 2006.

*ABSTRACT*

This work was accomplished in the Master Course of Marine and Coastal Studies with the specialization in Marine Geosciences, area of Environmental Management of Coastal Areas. The purpose of this work was the analysis of the dynamics of the North Sea inflow to the Baltic Sea for a month during summer (July or August) for a period of four years (from 2003 to 2006). This characterization was obtained from analytic data acquired with CTD (Conductivity – Temperature – Depth) and with *Niskin* bottles coupled to a rosette samples.

From the set of data collected in the four campaigns of the *Baltic Floating University* (BFU) project, it is possible to verify the inflow of a deep-water mass from the North Sea to the Baltic Sea in the summer of 2003. The installation of this water mass, rich in oxygen and of elevate temperatures and salinities, allowed the ventilation of the deep water mass observed in almost all the extension of the Baltic Sea: from the Bornholm Basin to the North Baltic Basin, near the Gulf of Finland. In the following years, the deep water mass from the Baltic Sea had become progressively more anoxic, less alkaline and richer in phosphates and silicates. In the shallow water layers, more specifically at the thermocline, the thermal gradient decreased through time, resulting in a declining of the thermal stratification and consequent instability of the water column.

KEY-WORDS (MAXIMUM 6 WORDS):

Exchange Baltic Sea – North Sea; Thermohaline stratification; Anoxia; Nutrients; Eutrofication.

## ÍNDICE

### Capítulo 1 – Mar Báltico, características gerais

a. Objectivos do Trabalho.....	1
b. Localização Geográfica e Topografia.....	1
c. Origem e Formação da Actual Bacia do Mar Báltico.....	4
d. Hidrografia e Hidrodinâmica do Mar Báltico.....	8
i) A intrusão de Água do Mar do Norte.....	12
e. Cobertura de Gelo.....	15
f. Problemática Ambiental da Bacia do Mar Báltico.....	16

### Capítulo 2 – Materiais e Métodos

a. Descrição dos dados.....	19
b. Equipamento e Métodos Utilizados.....	22
c. Tratamento e Análise dos Dados.....	25

### Capítulo 3 – Resultados e Discussão

a. Diagramas $\theta$ -S (Temperatura Potencial – Salinidade).....	26
b. Variação Temporal dos Parâmetros Físico-Químicos Medidos.....	32
c. Secção Latitudinal dos Parâmetros Físico-químicos.....	49
d. Discussão da Evolução Temporal e Espacial das Características da Água do Mar Báltico.....	66

Capítulo 4 – Conclusões.....	74
------------------------------	----

Referências Bibliográficas.....	76
---------------------------------	----

Bibliografia.....	79
-------------------	----

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Localização geográfica do Mar Báltico, países contíguos e ainda as subáreas do Mar Báltico .....	2
Figura 2 – Batimetria do Mar Báltico.....	3
Figura 3 – Região subaquática da Bacia do Mar Báltico e conexões a sul do Báltico no estádio do Lago Glaciar Báltico há 12000 BP.....	5
Figura 4 – Região subaquática da Bacia do Mar Báltico e conexões a sul do Báltico no estádio do Lago Glaciar Báltico há 10300 anos BP.....	5
Figura 5 – Região subaquática da Bacia do Mar Báltico e conexões a sul do Báltico no estádio do Mar de Yoldia há 10000 anos BP.....	6
Figura 6 – Região subaquática da Bacia do Mar Báltico e conexões a sul do Báltico no estádio do Lago Ancylus há 9300 e há 9000 anos BP.....	7
Figura 7 – Região subaquática da Bacia do Mar Báltico e conexões a sul do Báltico no estádio do Mar Litorino há 7200 anos BP.....	7
Figura 8 – Topografia do Mar Báltico.....	9
Figura 9 – Secção de salinidade Este-Oeste no Mar Báltico.....	10
Figura 10 – Variação anual da salinidade e temperatura no Báltico.....	11
Figura 11 – Concentrações de oxigénio dissolvido (em ml/l), sulfureto de hidrogénio (em ml/l, representado como concentrações de oxigénio dissolvido negativas) e salinidades (S) numa estação na Fossa de Gotland.....	13
Figura 12 – Volumes de afluxos de elevada salinidade para o Mar Báltico.....	14
Figura 13 – Evento observado no Mar Báltico durante a campanha <i>Baltic Floating University</i> em Julho de 2006 de um <i>bloom</i> formado por um complexo fitoplanctónico onde dominavam as algas azuis <i>Nodularia spumigena</i> , <i>Aphanizomenon flos-aquae</i> , <i>Cyanodictyon spp</i> e <i>Aphanocapsa spp</i> .....	17
Figura 14 – Características e processos específicos que conferem ao Mar Báltico uma elevada sensibilidade.....	18
Figura 15 – Estações oceanográficas realizadas no decorrer de campanhas do BFU nos anos de 2003 a 2006.....	20
Figura 16 – Subáreas do Mar Báltico adoptadas para este estudo.....	21
Figura 17 – Localização geográfica das estações oceanográficas da secção latitudinal de estudo.....	21

Figura 18 – O R.V. <i>Professor Shtockman</i> , no Porto Comercial de Kalinegrado, Rússia. .....	22
Figura 19 – <i>Rosette</i> com 12 garrafas de Niskin, CTD MARK III e termómetros de inversão acoplados.....	23
Figura 20 – Morfologia do Mar Báltico.....	25
Figura 21 – Diagrama $\theta$ -S para as estações hidrológicas no Mar Báltico no ano de 2003..	28
Figura 22 – Diagrama $\theta$ -S para as estações hidrológicas no Mar Báltico no ano de 2004.	28
Figura 23 – Diagrama $\theta$ -S para as estações hidrológicas no Mar Báltico no ano de 2005.	30
Figura 24 – Diagrama $\theta$ -S para as estações hidrológicas no Mar Báltico no ano de 2006.	30
Figura 25 – Distribuição físico-química da coluna de água em 75 estações na subárea A, Bacia de Bornholm.	33
Figura 26 – Distribuição físico-química da coluna de água em 32 estações na subárea B, Bacia de Gdansk.....	35
Figura 27 – Distribuição físico-química da coluna de água em 11 estações na subárea C, Bacia Sul do Báltico.....	39
Figura 28 – Distribuição físico-química da coluna de água em 18 estações na subárea D, Fossa Sul de Gotland.	40
Figura 29 – Distribuição físico-química da coluna de água em 13 estações na subárea E, Fossa Norte de Gotland.....	41
Figura 30 – Distribuição físico-química da coluna de água em 20 estações na subárea F, Bacia Norte do Báltico.....	44
Figura 31 – Distribuição físico-química da coluna de água em 177 estações na subárea G, Golfo da Finlândia.	47
Figura 32 – Secção latitudinal de salinidade para o período de estudo: 2003 a 2006. ..	50
Figura 33 – Secção latitudinal de temperatura para o período de estudo: 2003 a 2006.	53
Figura 34 – Secção latitudinal de densidade para o período de estudo: 2003 a 2006....	55
Figura 35 – Secção latitudinal da concentração de oxigénio dissolvido para o período de estudo: 2003 a 2006.	58
Figura 36 – Secção latitudinal de pH para o período de estudo: 2003 a 2006.....	60



Figura 37 – Secção latitudinal da concentração de silicatos para o período de estudo: 2003 a 2006.....	62
Figura 38 – Secção latitudinal da concentração de fosfatos para o período de estudo: 2003 a 2006.....	63
Figura 39 – Secção latitudinal da concentração de nitratos para o período de estudo: 2003 a 2006.....	64
Figura 40 – Secção latitudinal da concentração de nitritos para o período de estudo: 2003 a 2006.....	65

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Profundidades máximas e médias do Mar Báltico.....	3
Tabela 2 – Características principais do Mar Báltico .....	8

# Capítulo 1 – Mar Báltico, características gerais

## a. Objectivos do Trabalho

O objectivo deste trabalho consistiu no estudo da circulação de Água do Mar do Norte através da análise dos parâmetros físico-químicos do Mar Báltico. O período de estudo envolve a evolução sazonal do campo físico-químico da referida circulação durante o Verão, no mês de Agosto de 2003, 2004 e 2005 e do mês de Julho de 2006.

A estrutura deste trabalho de mestrado encontra-se dividida por capítulos e sub capítulos, em que neste primeiro capítulo foi apresentada uma descrição do Mar Báltico, que focam vários aspectos da zona de estudo; no segundo capítulo será feita uma breve descrição dos dados, dos métodos utilizados e do processamento dos dados; no terceiro capítulo apresentam-se e analisam-se os resultados obtidos e é apresentada a discussão dos resultados; no quarto capítulo são apresentadas as principais conclusões do trabalho.

## b. Localização Geográfica e Topografia

O Mar Báltico localiza-se no norte do continente Europeu, entre os 53°N e 66°N de latitude e 10°E a 28°E de longitude, circundado pela Península Escandinava, a Europa de Leste e Central, e as ilhas Dinamarquesas (Figura 1).

A zona costeira do Mar Báltico é partilhada por nove países: a Suécia, a Finlândia, a Rússia, a Estónia, a Látvia, a Lituânia, a Polónia, a Alemanha e a Dinamarca (Figura 1). O Mar Báltico encontra-se dividido em diversas subáreas: a zona mais a norte é designada Golfo da Bótnia; imediatamente a sul desta subdivisão geográfica, entre a Finlândia e a Suécia, encontra-se o Mar de Åland; a zona mais a leste do Mar Báltico é o Golfo da Finlândia que liga a cidade russa de São Petersburgo ao Mar Báltico; entre a maior ilha da Estónia, a Ilha de Saaremaa, e a capital de Látvia, Riga, encontra-se o Golfo de Riga; a Bacia de Gotland Oeste e Este formam a maior parte do Mar Báltico Central ou Bacia do Báltico, sendo ainda constituído pela Bacia de Gdansk a sul e a Bacia de Bornholm e a Bacia de Arkona a sudoeste.

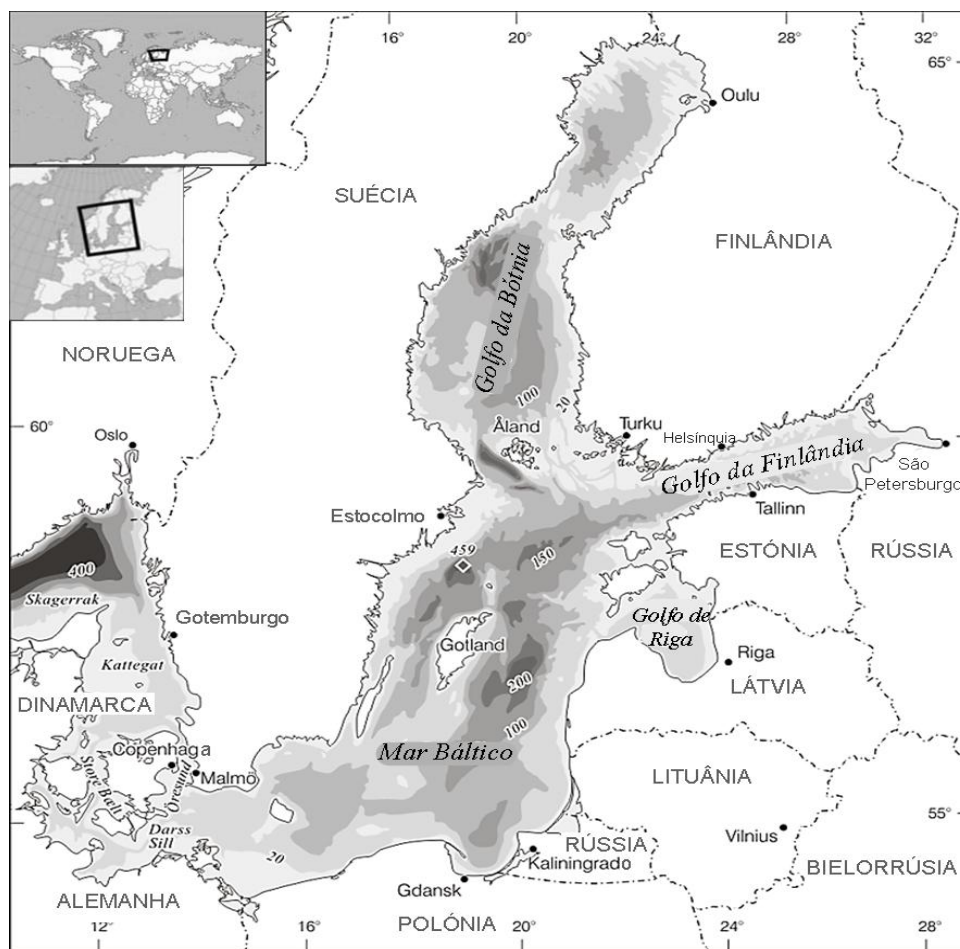


Figura 1 – Localização geográfica do Mar Báltico, países contíguos e ainda as subáreas do Mar Báltico (adaptado de Tikkanen & Oksanen, 2002).

A Bacia de Bornholm situa-se a leste da Ilha Dinamarquesa de Bornholm e a Bacia de Arkona estende-se desde a Ilha de Bornholm para oeste, até às Ilhas Dinamarquesas de Falster e Zelândia (a maior Ilha da Dinamarca). A Fossa de Gotland, a Fossa de Landsort e a Fossa de Arkona localizam-se na Bacia do Báltico. Por fim, na zona mais a ocidente do Mar Báltico situam-se os três Estreitos Dinamarqueses: o Grande Belt, o Pequeno Belt (ou Mar de Belt) e o Öresund, juntos estabelecem a conexão do Mar Báltico à Baía de Kattegat, entre a Dinamarca e a Suécia, e ao Estreito de Skagerrak a sul da Noruega, a norte da Dinamarca e oeste da Suécia, já situado no Mar do Norte (Tomczak & Godfrey, 1994).

O Mar Báltico, tal como o Mar da Irlanda e o Mar do Norte, encontram-se integralmente sobre a plataforma continental euroasiática. Com a profundidade (Figura 2 e Tabela 1) a variar entre os valores de 50 m no Golfo da Finlândia, de 100 m na Baía de Bótnia até aos 300 m na Fossa de Gotland e de Landsort e Mar de Åland,

decrecendo aos 50 m em Skagerrak e aos 30 a 40 m no Mar de Belt, sendo considerado um dos mares menos profundo devido a média de profundidade ser de apenas 53 m. A única exceção é a região do Estreito de Skarregak com profundidades entre os 300 a 700 m (Tomczak & Godfrey, 1994).

Tabela 1 – Profundidades máximas e médias do Mar Báltico (veja a Figura 2 para a localização das subáreas) (adaptado de HELCOM, 2003).

Subárea	Profundidade máxima (m)	Profundidade média (m)
Golfo de Bótnia	293	55
Golfo da Finlândia	115	37
Golfo de Riga	56	22
Bacia do Báltico	451	63
Mar de Belt	54	13
Kattegat	100	23
Total	451	53

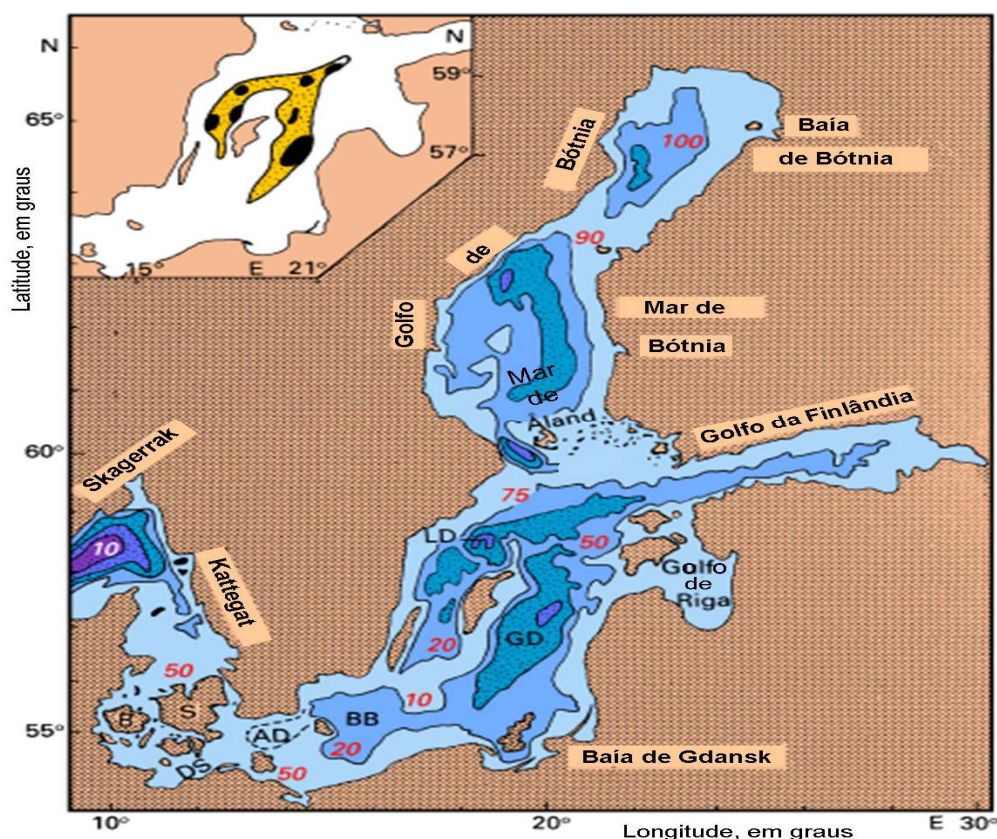


Figura 2 – Batimetria do Mar Báltico. As profundidades estão estipuladas com contornos de 50, 100, 300 e 500 m. AD: Fossa de Arkona, BB: Bacia de Bornholm, BS: Mar de Belt, DS: Colo de Darss, GD: Fossa de Gotland, LD: Fossa de Landsort. Os números em itálico indicam a probabilidade da cobertura total de gelo (100% = cobertura de gelo total todos os anos). A sub-figura mostra a extensão mínima (a preto) e máxima (a amarelo) das condições anóxicas nas bacias centrais para o período entre 1979-1988 (adaptado de Nehring (1990) in Tomczak & Godfrey, 1994).

### c. Origem e Formação da Actual Bacia do Mar Báltico

A constituição da Bacia do Mar Báltico iniciou-se no final do Plioceno, há 1 milhão e 802 mil anos BP, através do movimento das placas tectónicas e pela constituição do leito rochoso da Fenoscandinávia (Rudowski, 1979). Posteriormente, já durante o Pleistoceno, a Finlândia e toda bacia do Mar Báltico esteve sob uma camada de gelo continental durante várias ocasiões (Taipale & Saarnisto 1991 *in* Tikkanen & Oksanen, 2002). Essas glaciações estiveram separadas por períodos climáticos mais favoráveis em que a Bacia do Mar Báltico permaneceu ocupada por água e o levantamento do continente formou áreas terrestres progressivamente maiores como aconteceu durante este último Período Pós-Glacial. Durante o Interglacial Eemiano, entre os 130000-115000 BP, a Bacia do Mar Báltico conteve o que é referido como o Mar Eemiano, em que a sua água era evidentemente muito mais salina do que presentemente, como deduzido através de diatomáceas recolhidas em sedimentos datados desse período. No início do estágio do Mar Eemiano é possível que tenha havido uma ligação desde a Bacia do Mar Báltico até ao Oceano Ártico através de Carélia, uma região localizada na Europa setentrional, embora tenha desaparecido mais tarde devido aos efeitos do levantamento do continente (Björck & Svensson 1994 *in* Tikkanen & Oksanen, 2002).

A camada de gelo associada ao Último Período Glacial, que sucedeu o Interglacial Eemiano, atingiu a sua extensão máxima entre os 18000-20000 BP, tendo abrangido uma espessura maior do que 3 km na área da Finlândia. Devido à grande espessura da camada de gelo gerou-se uma grande depressão na crosta terrestre de tal forma que parte dos países actuais esteve sob a água da Bacia do Mar Báltico logo após a deglaciação.

Desde o Último Período Glacial, a história geológica recente da Bacia do Mar Báltico pode ser caracterizada em quatro estádios principais influenciados por uma complexa interacção entre elevações globais no nível do mar e processos de subida dos continentes seguidos do recuo da última calote polar (ver Anexo I) (Tikkanen *et al.*, 1999 *in* Tikkanen & Oksanen, 2002). Esses quatro estádios principais podem ser classificados conforme a relação existente com a Bacia do Mar Báltico, assim: o primeiro estágio entre 12700 – 10300 BP foi o do Lago Glaciar Báltico; o segundo estágio entre 10300 – 9500 BP foi o do Mar de Yoldia; o terceiro estágio entre 9500-

8000 BP foi o do Mar de Ancylus; e o quarto estágio entre 7500-4000 BP foi o do Mar Litorino.

O Lago Glaciar Báltico foi aprisionado pelo glaciar, entre 12700 – 12500 anos BP (Dadlez *et al.*, 1995), tendo sido constituído por um pequeno lago existente na zona mais a sul da presente Bacia do Mar Báltico, mas à medida que o limite da camada de gelo foi regredindo o lago foi crescendo, atingindo a sua maior extensão há 11500 anos BP (Figura 3).

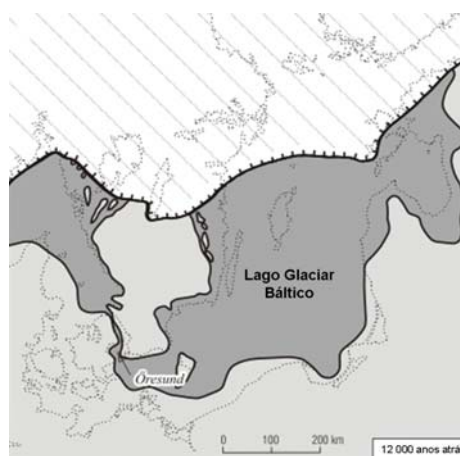


Figura 3 – Região subaquática da Bacia do Mar Báltico e conexões a sul do Báltico no estágio do Lago Glaciar Báltico há 12000 BP. A linha a pontilhado representa a linha de costa actual e a área a branco riscada a calote polar (adaptado de Eronen 1990; Björck 1995 *in* Tikkanen & Oksanen, 2002).

À medida que a fusão do glaciar ia ocorrendo, ininterruptamente, as águas do Lago Glaciar Báltico saíram através do istmo inferior formado pela parte sul da Suécia (Figura 4).

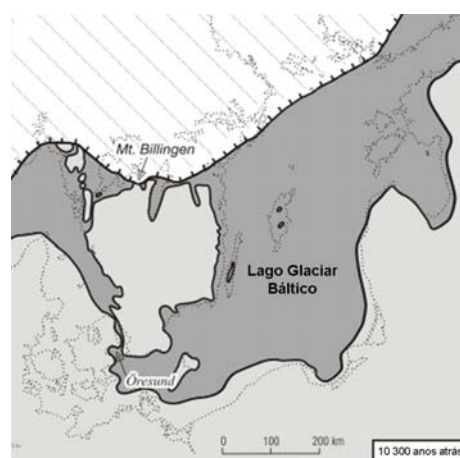


Figura 4 – Região subaquática da Bacia do Mar Báltico e conexões a sul do Báltico no estágio do Lago Glaciar Báltico há 10300 anos BP. A linha a pontilhado representa a linha de costa actual e a área a branco riscada a calote polar (adaptado de Eronen 1990; Björck 1995 *in* Tikkanen & Oksanen, 2002).



A subida eustática do nível do mar, fez com que o contacto com o Mar do Norte transformasse o lago num mar resultante do afluxo de água oceânica (Figura 5). Por esta razão e a um nível do mar inferior ao actual cerca de 60-55 m (Dadlez *et al.*, 1995), há 11000 anos BP iniciou-se a transgressão do Mar de Yoldia, devido à grande abundância do molusco *Portlandia Yoldia ártica* (Gray, 1824).

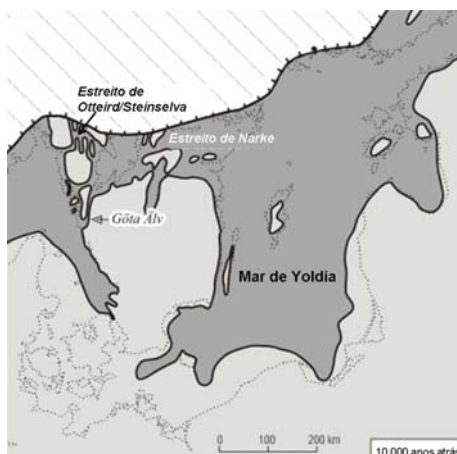


Figura 5 – Região subaquática da Bacia do Mar Báltico e conexões a sul do Báltico no estágio do Mar de Yoldia há 10000 anos BP. A linha a pontado representa a linha de costa actual e a área a branco riscada a calote polar (adaptado de Eronen 1990; Björck 1995 in Tikkanen & Oksanen, 2002).

A fusão da calote glacial escandinava interrompeu o período de afundamento isostático da crosta terrestre dando assim início à fase da elevação pós-glacial que dura até à actualidade. Devido à glacioisostasia, em que movimentos de isostasia aplicados ao continente levam este a emergir e, neste caso, a fechar a conexão com o Mar do Norte, houve novamente a transformação do mar num lago: o Lago Ancylus, que existiu entre os 9000 e os 8000 anos BP (Figura 6).

Novamente já no Holocénico, por volta dos 8000 anos BP, a área da Bacia do Mar Báltico foi dominada por um novo período de transgressão, em que o nível do mar dos oceanos subiu rapidamente transformando outra vez o Lago Ancylus num mar chamado de Mar Litorino (Figura 7), devido à grande abundância do molusco *Littorina littorea* (Linnaeus, 1758), vulgarmente conhecido como borralho.



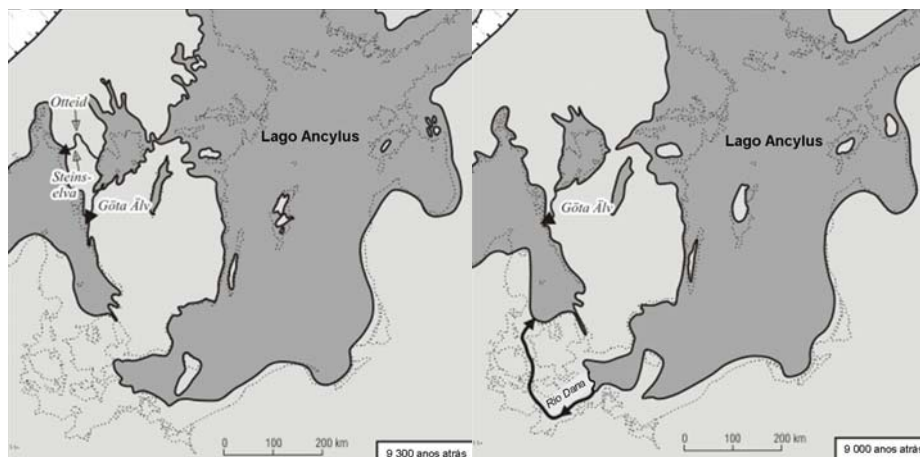


Figura 6 – Região subaquática da Bacia do Mar Báltico e conexões a sul do Báltico no estágio do Lago Ancylus há 9300 e há 9000 anos BP. A linha a ponteados representa a linha de costa actual e a área a branco riscada a calote polar (adaptado de Eronen 1990; Björck 1995 in Tikkanen & Oksanen, 2002).

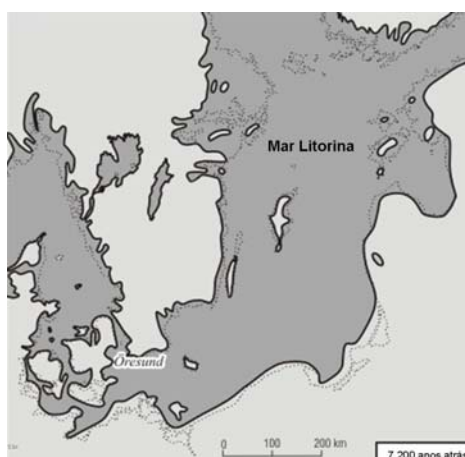


Figura 7 – Região subaquática da Bacia do Mar Báltico e conexões a sul do Báltico no estágio do Mar Litorino há 7200 anos BP. A linha a ponteados representa a linha de costa actual (adaptado de Eronen 1990; Björck 1995 in Tikkanen & Oksanen, 2002).

Durante o óptimo climático do Atlântico a salinidade da água do Mar Litorino atingiu valores próximos à água do Mar do Norte. Ainda durante o óptimo climático do Holocénico médio, a Bacia do Mar Báltico continha o dobro do volume de água e abrangia mais 26.5% de área superficial do que presentemente (Emeis *et al.*, 2002). Foi apenas no final do período Litorino que as formas continentais contemporâneas se formaram, incluindo as lagunas, as praias e as dunas visíveis actualmente. Foi ainda durante este período da história geológica que a floresta decídua temperada se estabeleceu a norte para cobrir as zonas costeiras e regiões envolventes (Perttilä *et al.*, 2007).

Em toda a história geológica da Bacia do Mar Báltico o continente e os níveis do mar subiram a um ritmo impressionante, alterando a forma das linhas de costa e actuando em ilhas que posteriormente desapareceram e novamente se ergueram, até que há cerca de 2500 anos BP os elementos geográficos encontraram um balanço mais estável e a conexão com o Mar do Norte diminuiu para o mesmo nível existente actualmente (Figura 1 e Figura 2), fazendo com que o mar se transformasse na Bacia do Mar Báltico salobro dos dias de hoje (ver Figura do Anexo I) (Tikkanen & Oksanen, 2002)

Na região da Bacia do Mar Báltico o fenómeno de elevação do continente ainda existe actualmente, contabilizando todos os anos uma taxa de 8 mm no Golfo da Bótnia (Kakkuri 1990; Mäkinen & Saaranen 1998 *in* Tikkanen & Oksanen, 2002).

#### d. Hidrografia e Hidrodinâmica do Mar Báltico

Os processos erosivos glaciares e de erosão/acumulação fluvio-glacial são responsáveis pela actual área de 377000 km<sup>2</sup> do Mar Báltico (Figura 8), em que a sua área de drenagem de 1.6 milhões km<sup>2</sup> (Tikkanen & Oksanen, 2002) é quase quatro vezes maior do que o próprio mar contendo 21547 km<sup>3</sup> de água (Tabela 2), dos quais por ano 2% é de origem fluvial (HELCOM, 2003) e 475 km<sup>3</sup> é de água salina que entra pelos Estreitos da Dinamarca.

Tabela 2 – Características principais do Mar Báltico (veja a Figura 2 para a localização das subáreas) (adaptado de HELCOM, 2003).

Subárea	Área (km <sup>2</sup> )	Volume (km <sup>3</sup> )
Golfo de Bótnia	11 564	6 381
Golfo da Finlândia	29 509	1 104
Golfo de Riga	18 558	412
Bacia do Báltico	207 911	13 006
Mar de Belt	10 660	138
Kattegat	22 088	506
Total	404 364	21 547

O total de volume de água salobra que sai por ano no Mar Báltico encontra-se na ordem dos 950 km<sup>3</sup> (Björk, 1995 *in* Tikkanen & Oksanen, 2002). Embora de pequenas dimensões, o Mar Báltico é um dos maiores corpos de água salobra do mundo e por isso detentor de um ecossistema único.

Actualmente as principais características físico-químicas das águas do Mar Báltico são condicionadas pelas trocas com o Mar do Norte, pelo caudal fluvial (Figura 8) e a precipitação atmosférica.

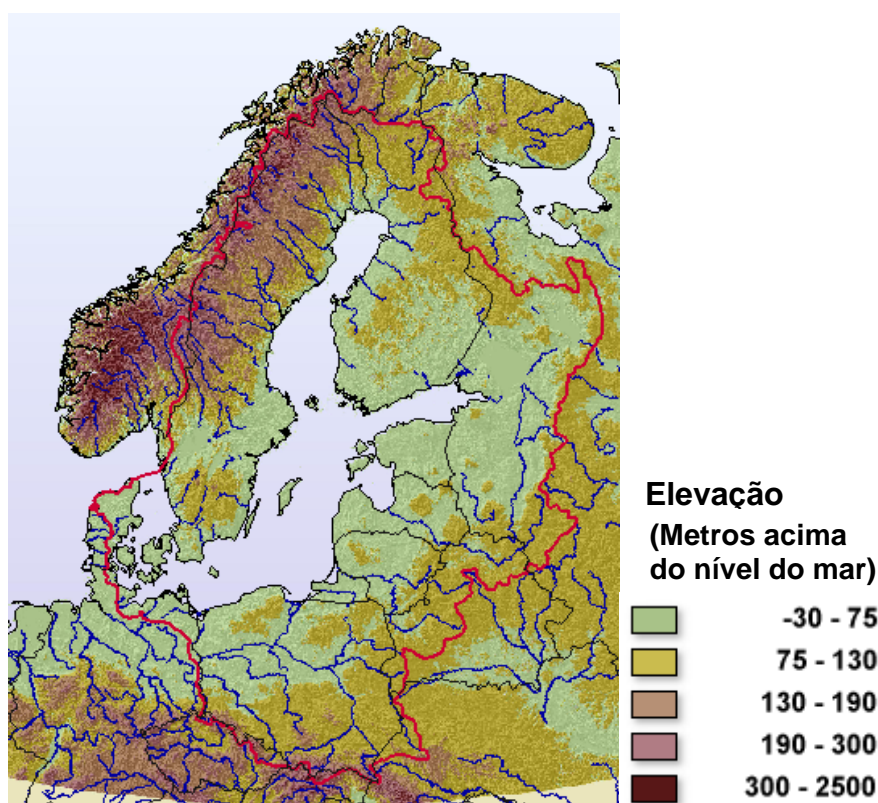


Figura 8 – Topografia do Mar Báltico (ver legenda de cores), fronteiras entre países (linha negra), área de drenagem (linha encarnada) e rede fluvial (linha azul) (Baltic Environmental Atlas, 2002).

Existe uma elevada estratificação na coluna de água estabelecida em função das elevadas salinidades em águas profundas e baixas salinidades à superfície inferiores aos valores normais para o oceano (Figura 9): na ordem dos 7.0, baixando aos 3.0 no Golfo da Finlândia e Bótnia ou mesmo 1.0 durante a Primavera (Deutche Seewarte, 1927 *in* Sverdrup *et al.*, 1942) até valores típicos de oceano aberto em Skagerrak ou valores próximos de 20.0 em Kattegat (HELCOM, 2003). Segundo Sverdrup *et al.* (1942) os valores de salinidade nas restantes sub-bacias decresce desde os 16.0 em áreas a sul do Mar Báltico até 12.0 nas áreas mais a norte.

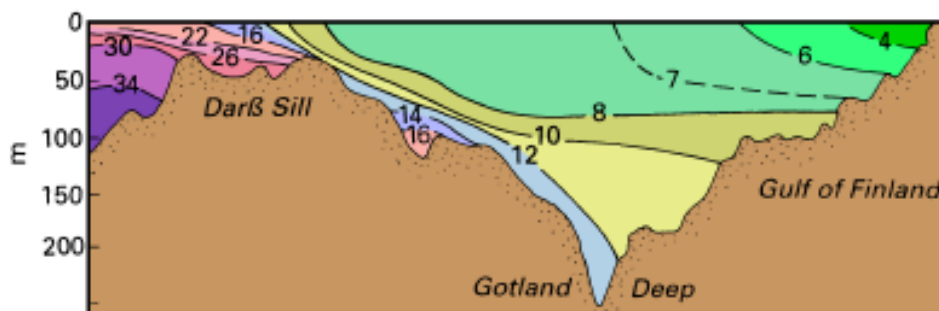


Figura 9 – Secção de salinidade Este-Oeste no Mar Báltico. Note a mudança nos intervalos das isolinhas no Colo de Darss (Tomczak & Godfrey, 1994).

O Mar Báltico possui uma grande variação sazonal de temperatura, registando-se durante o Inverno, na camada superior à haloclina permanente, temperaturas de apenas alguns graus acima do ponto de congelação que durante a Primavera evoluem para temperaturas muito superiores devido à existência de um processo de mistura vertical na coluna de água acima da haloclina. O processo de mistura vertical existente nesta zona da coluna de água é provocado pelo gradiente de temperatura promovido pela maior incidência de radiação solar na superfície do mar que provoca a fusão da camada de gelo de Inverno e o posterior aquecimento dessa água doce. Por essa razão e devido ao máximo de densidade da água doce ocorrer a 4°C e da água salobra ocorrer a 2.3-3.5°C, dá-se a submersão da água proveniente da fusão do gelo de maior densidade e que apenas termina quando a água acima da haloclina possui temperaturas acima do máximo de densidade. A partir deste ponto o aquecimento da água faz com que a densidade diminua e que se dê o transporte de calor até camadas mais profundas através do processo de mistura induzido à superfície pelos ventos e ondas. É também através deste processo que a termoclina de Verão se estabelece entre as camadas superiores, podendo durante a Primavera decrescer 10°C em alguns metros.

Durante o Verão a água por baixo da termoclina usualmente mantém-se tão fria como durante o período de fusão do gelo em princípios da Primavera ou 2-4°C (Figura 10). Abaixo da haloclina, a salinidade é o factor dominante para a densidade, enquanto que a temperatura varia menos e permanece por volta dos 4-6°C. Durante o Verão o fenómeno de *upwelling* pode induzir uma queda drástica nas temperaturas superficiais costeiras (Hietala & Backer, 2007).



Figura 10 – Variação anual da salinidade e temperatura no Báltico (adaptado de Hietala & Backer, 2007)

Durante o Inverno o arrefecimento das águas superficiais causa a sua submersão até à profundidade onde a água possui temperaturas correspondentes ao máximo de densidade fazendo com que não se estabeleça a termoclina e que as diferenças de densidade na camada superior desapareçam e toda a camada acima da haloclina seja finalmente misturada por acção das ondas e vento (Figura 10). Mesmo durante o Inverno, a estratificação existente na coluna de água confere-lhe alguma estabilidade permitindo, em períodos mais frios, a criação de uma mistura convectiva acima dos 50-70 m (Figura 10) (Hietala & Backer, 2007; Tomczak & Godfrey, 1994).

A água doce que entra no Mar Báltico não influencia a distribuição da concentração de oxigénio dissolvido em profundidade, pois a estratificação permanente impõe um limite vertical à circulação da água profunda no Mar Báltico, que em conjunto com a limitação horizontal imposta pela topografia de fundo causam períodos de estagnação (Matthäus & Lass, 1994) impedindo a injeção de água superficial até as camadas mais profundas. Em períodos de estagnação o oxigénio nas bacias mais profundas é consumido abaixo do limite imposto pela termoclina aos 70 – 80 m de profundidade. A continuação do consumo da matéria orgânica através da respiração por via anaeróbica resulta em progressivo aumento de sulfureto de hidrogénio dissolvido na água. Na maioria dos casos a formação de sulfureto de hidrogénio não ocorre até 120 – 150 m de profundidade (Tomczak & Godfrey, 1994). Fonselius (1981) e Matthäus (1990) (*in* Matthäus & Lass, 1994) afirmam ainda que durante estes períodos de estagnação as concentrações de fosfatos aumentam e a salinidade diminui em águas profundas.

A variação das correntes no Báltico influencia as distribuições horizontais e verticais de temperatura e salinidade da água do mar. A circulação média da água do Mar Báltico ocorre no sentido anti-horário, podendo ser observadas salinidades ligeiramente menores ao longo da linha costeira finlandesa no Mar de Bótnia comparado com a linha costeira sueca a latitudes semelhantes.

Para os 350000km<sup>2</sup> de área total da Bacia do Mar Báltico o volume de água proveniente da troca de água pelos Estreitos Dinamarqueses é de  $2 \times 10^5$  m<sup>3</sup>/s e a entrada de água doce é aproximadamente de  $1,4 \times 10^4$  m<sup>3</sup>/s, (Ottesen Hansen & Møller, 1990 *in* Pratt, 1990). Tomczak & Godfrey (1994) registaram para o mês de Fevereiro um volume de água doce de 300 km<sup>3</sup>/ano e para o mês de Maio de 770 km<sup>3</sup>/ano, com uma média anual de 470 km<sup>3</sup>.

Devido à comunicação da Bacia do Mar Báltico com o oceano ser apenas a existente com o Mar do Norte através dos Estreitos Dinamarqueses, a distribuição dos parâmetros físico-químicos e a hidrodinâmica associada é fortemente condicionada por este factor. As características únicas desta conexão (pequenas dimensões, estreita e de águas pouco profundas (Figura 2)) impõem uma limitação nas trocas de água do Mar Báltico com a água bem ventilada e salina proveniente do Mar do Norte (Tomczak & Godfrey, 1994).

### i) A intrusão de Água do Mar do Norte

A área da Bacia do Mar Báltico entre a Suécia, os Estreitos Dinamarqueses e Jutland, é a única responsável pelas trocas de água com o oceano, sendo aí onde ocorrem activos processos de mistura que originam o afluxo e a circulação para o Mar Báltico, junto ao fundo, de uma massa de água de salinidades oceânicas e densa e à superfície de uma massa de água salobra e menos densa que flui para o exterior do Mar Báltico (Tomczak & Godfrey, 1994). Este processo hidrodinâmico é irregular e governado por diversos factores: as marés, a entrada de água doce e a imposição da meteorologia dominada por baixas pressões vindas do Atlântico Norte em direcção a Este (Ottesen Hansen & Møller, 1990). Nas restantes áreas do Mar Báltico a circulação marinha resulta apenas do regime local de ventos (Sverdrup *et al.*, 1942).



Nehring & Matthaus em 1990 (*in* Tomczak & Godfrey, 1994) vieram a confirmar tais resultados afirmando ainda que a água do Mar do Norte escoia junto ao fundo progredindo em direção à superfície por difusão turbulenta. Tal dedução foi realizada a partir de dados oceanográficos recolhidos numa estação na Fossa de Gotland (Figura 11) a partir dos quais é possível observar que após cada forte período de afluxo (caso dos anos 1965, 1970, 1973 e 1976) os valores de salinidades e concentrações de oxigénio dissolvido são maiores à profundidade 235m do que aos 200m.

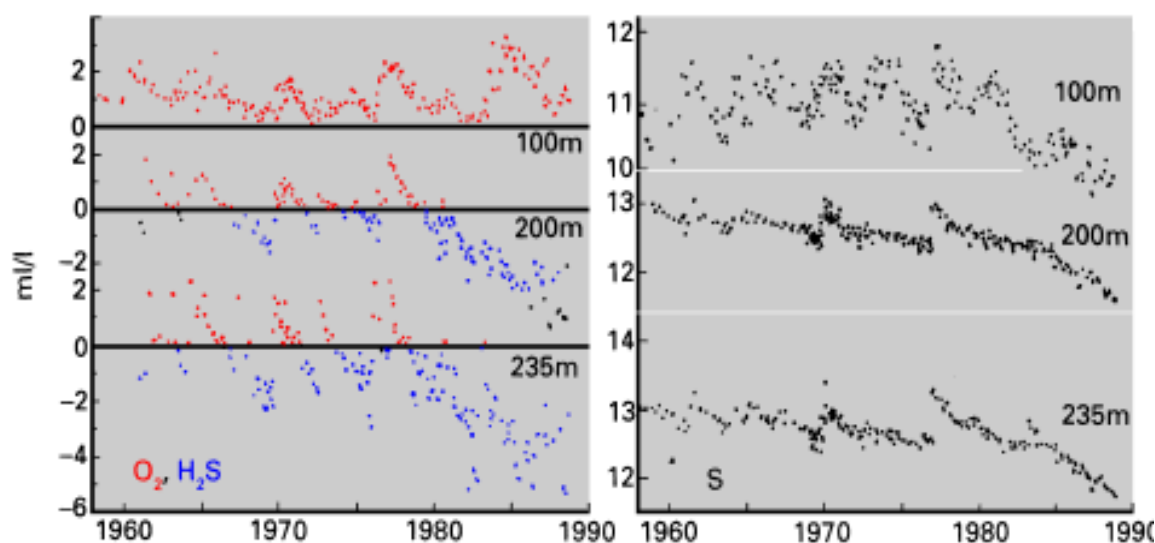


Figura 11 – Concentrações de oxigénio dissolvido (em ml/l), sulfureto de hidrogénio (em ml/l, representado como concentrações de oxigénio dissolvido negativas) e salinidades (S) numa estação na Fossa de Gotland. (Nehring & Matthaus, 1990 *in* Tomczak & Godfrey, 1994).

Os eventos de afluxo ocorreram em média de três em três anos, e períodos alternativos de 1 a 4 anos sem que tenham ocorrido afluxos significativos, como pode ser visualizado na Figura 12. Durante o período de 1897 a 1976 foram identificados 90 grandes eventos com o transporte do volume de água de elevadas salinidades (Tomczak & Godfrey, 1994), tendo sido relativamente frequentes e observados em média uma vez por ano (Feistel & Nausch, 2003).

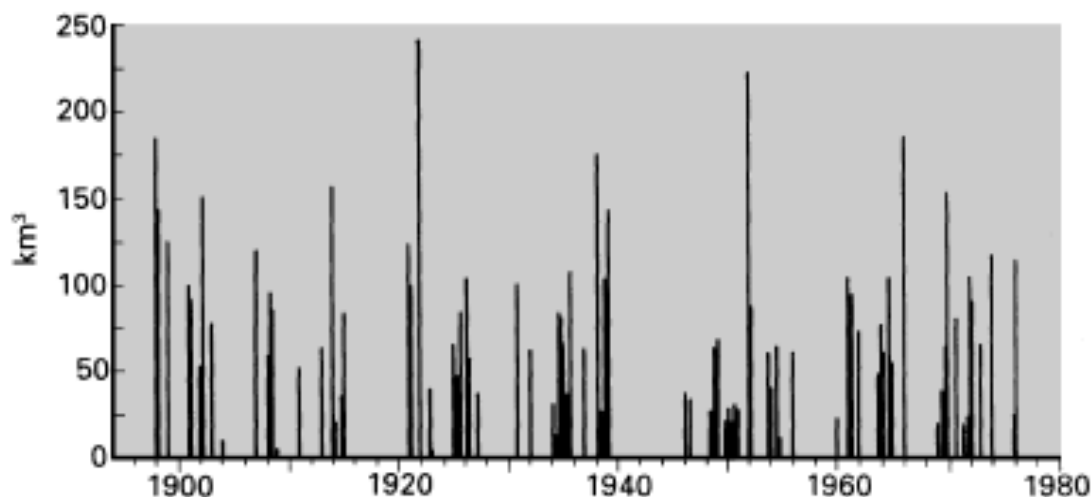


Figura 12 – Volumes de afluxos de elevada salinidade para o Mar Báltico. As lacunas entre 1914-1918 e 1939-1945 devem-se à falta de observações. (Matthaus & Franck, 1990 *in* Tomczak & Godfrey, 1994).

Mas nas últimas décadas, os processos de afluxo no Mar Báltico tornaram-se escassos, ocorrendo numa média de 11 em 11 anos, segundo a HELCOM (2005) que prevê a completa renovação do Mar Báltico (volume total de 21 000 km<sup>3</sup>) após um período de 25 a 30 anos. Cada evento individual de afluxo dura entre 10 dias a 3 meses (média de duração de 32 dias) e encontra-se associado a um aumento do nível do Mar Báltico de 0,6 m. Estes fenómenos hidrográficos são restritos ao período entre os meses de Agosto e Abril, em que a sua grande maioria ocorrem no mês de Dezembro. As velocidades médias para o afluxo são de 0,1 m/s junto do Colo de Darss e 0,08 m/s ao aproximar-se da Bacia de Bornholm. Em média, a quantidade de água transportada para o Mar Báltico é de  $200 \pm 100$  km<sup>3</sup>, em que 35 – 100% do volume permanece no Mar de Belt (Tomczak & Godfrey, 1994).

A quantidade de água de elevadas salinidades trazida em cada evento é, mesmo assim, consideravelmente pouca, devido a inicialmente a camada inferior do Mar de Belt conter uma mistura de duas massas de água diferentes: uma de baixas salinidades do Mar Báltico e outra de elevadas salinidades do Mar do Norte. Para que o processo originasse um afluxo relevante, o Mar de Belt teria que estar vazio antes da água menos diluída e mais salina fluísse por este (Tomczak & Godfrey, 1994).

Börngen *et al.* em 1990 (*in* Tomczak & Godfrey, 1994) sugerem que o afluxo é controlado pela variabilidade interanual do clima, dado que a mesma variabilidade foi encontrada na componente meridional do vento sobre o Oceano Atlântico Norte. Outros factores que pode influenciar a hidrografia do Mar Báltico são as alterações do



clima a longo termo, como pode ser observado na Figura 11 em que uma compilação de dados desde 1958 indica que diversos grandes eventos de renovação alcançaram a Fossa de Gotland, não sendo frequentes o necessário para que haja uma diminuição significativa da concentração de Sulfureto de Hidrogénio. É possível observar através destes dados da Figura 11, que o estado hidrográfico do Mar Báltico está estritamente ligado e susceptível ao clima mundial a pequenas alterações induzidas pela actividade humana.

Segundo Feistel & Nausch (2003), desde o último grande afluxo no Mar Báltico ocorrido em 1993 os níveis de oxigénio nas camadas de água profunda têm vindo a diminuir dramaticamente devido ao seu estado de estagnação. Este período de estagnação foi terminado com a ocorrência do afluxo significativo de 2003 em que cerca 200 km<sup>3</sup> de água fria (tipicamente com temperaturas de 1°C), salina (salinidades até 21 junto ao fundo e de 18 à superfície) e rica em oxigénio (concentrações na ordem dos 7 ml/l) (Feistel *et al.*, 2003) entrou através dos Estreitos de Kattegat. O fenómeno de afluxo de 2003, observado no mês de Janeiro, foi antecipado no Outono de 2002 devido a condições meteorológicas excepcionais verificadas no fim do Verão de 2002, por pequenos eventos que transportaram águas extremamente quentes até camadas da haloclina e abaixo desta (Feistel & Nausch, 2003).

## e. Cobertura de Gelo

As condições físicas, químicas e biológicas únicas do Mar Báltico são controladas por diversos factores, um deles é a cobertura de gelo, uma vez que impede as trocas de energia e químicas entre o oceano e a atmosfera. Desta maneira, impede o efeito de mistura das camadas de água provocado pelo vento e não permite a evaporação e a passagem de luz suficiente para se realizar fotossíntese.

Segundo Räsänen (2007), actualmente a camada de gelo tem vindo a cobrir uma área cada vez menor do Mar Báltico, regredindo para norte e apenas existindo durante o período de Inverno. Durante Invernos normais, o Mar Báltico Central não congela com a excepção de baías protegidas e lagoas pouco profundas como por exemplo a Lagoa Courland. É nos últimos meses de Inverno (Fevereiro e Março) que a superfície de gelo atinge a sua máxima extensão, alcançando em áreas mais a norte da Baía da Bótnia uma espessura de cerca de 70 cm, diminuindo para sul.

Em anos considerados de Invernos moderados, o processo da formação da camada de gelo é desencadeado em princípio de Novembro no Golfo da Bótnia prolongando-se até ao início de Janeiro, quando a sua extensão atinge o Golfo da Finlândia e de Riga e às águas mais profundas da Baía de Bótnia, e em fins de Fevereiro progredindo até ao Mar de Bótnia. O Inverno de 1994 em que a extensão de gelo cobriu quase metade da área do Mar Báltico: 206000km<sup>2</sup> (Räsänen, 2007) foi considerado como moderado.

Durante os Invernos mais severos a camada de gelo pode atingir regiões próximas da Dinamarca e sul da Suécia, tal como ocorreu nos anos de 1942 e 1987. No primeiro caso toda a superfície do Mar Báltico foi coberta de gelo e no segundo caso apenas uma pequena abertura na zona a oeste de Bornholm ficou a descoberto. Em Invernos suaves apenas a Baía de Bótnia, o Golfo da Finlândia e zonas costeiras do Golfo de Riga são cobertos por gelo, como foi o caso do ano de 1991 com uma extensão de gelo de 122000km<sup>2</sup> (Räsänen, 2007).

Em finais de Abril, na Primavera, a camada de gelo existente no Golfo da Finlândia e Mar da Bótnia funde-se normalmente, permanecendo em Maio algumas zonas com gelo no Golfo da Finlândia e em finais de Maio na Baía de Bótnia, desaparecendo praticamente em inícios de Junho (Räsänen, 2007).

## f. Problemática Ambiental da Bacia do Mar Báltico

O Mar Báltico é extremamente sensível a impactes ambientais de natureza humana em toda a sua área de influência, que engloba mais do que 85 milhões de pessoas (HELCOM, 2003). Esta susceptibilidade é-lhe concedida pelas suas características geográficas, climatológicas e oceanográficas exclusivas. A limitação das trocas de água com o Mar do Norte é um bom exemplo, podendo haver prolongados períodos de total imobilização da massa de água profunda no Mar Báltico.

O Mar Báltico é muito vulnerável à poluição devido ao seu carácter semi-fechado e à contribuição fluvial de água doce e nutrientes, esgotos municipais e industriais, transporte marítimo e deposição atmosférica (Bergström *et al.*, 2000), que podem resultar em períodos de eutrofização do ambiente marinho. Um dos resultados desses períodos de eutrofização é o desenvolvimento abundante de algas à superfície (*bloom*), como o evento observado no Mar Báltico em Julho de 2006 (Figura 13) de um

complexo fitoplanctónico dominado pelas algas azuis: *Nodularia spumigena*, *Aphanizomenon flos-aquae*, *Cyanodictyon spp* e *Aphanocapsa spp*.



Figura 13 – Evento observado no Mar Báltico durante a campanha *Baltic Floating University* em Julho de 2006 de um *bloom* formado por um complexo fitoplanctónico onde dominavam as algas azuis *Nodularia spumigena*, *Aphanizomenon flos-aquae*, *Cyanodictyon spp* e *Aphanocapsa spp*.

Com características tão ímpares e extremas, no Mar Báltico apenas algumas espécies de fauna e flora perseveraram neste ecossistema aquático, embora a sua biodiversidade limitada inclua uma mistura única de espécies marinhas e de água doce adaptadas às condições salobras.

Com o principal objectivo de melhorar a condição ecológica do Mar Báltico, a 17 de Janeiro de 2000 foi ratificada a Convenção para a Protecção do Ambiente Marinho da Área do Mar Báltico entrando em vigor com a governação da Comissão de Helsínquia para a Protecção do Ambiente Marinho do Báltico (*Baltic Marine Environment Protection Commission*, HELCOM) constituída pelos países que partilham a zona costeira e ainda a União Europeia (HELCOM, 2007).

Na Figura 14 pode ser visualizada uma breve síntese da problemática actual do Mar Báltico fornecida pela HELCOM (2003), onde se encontram reunidas as características e processos antrópicos e naturais que influenciam o Mar Báltico e ainda os seus efeitos nocivos para este ecossistema marinho.

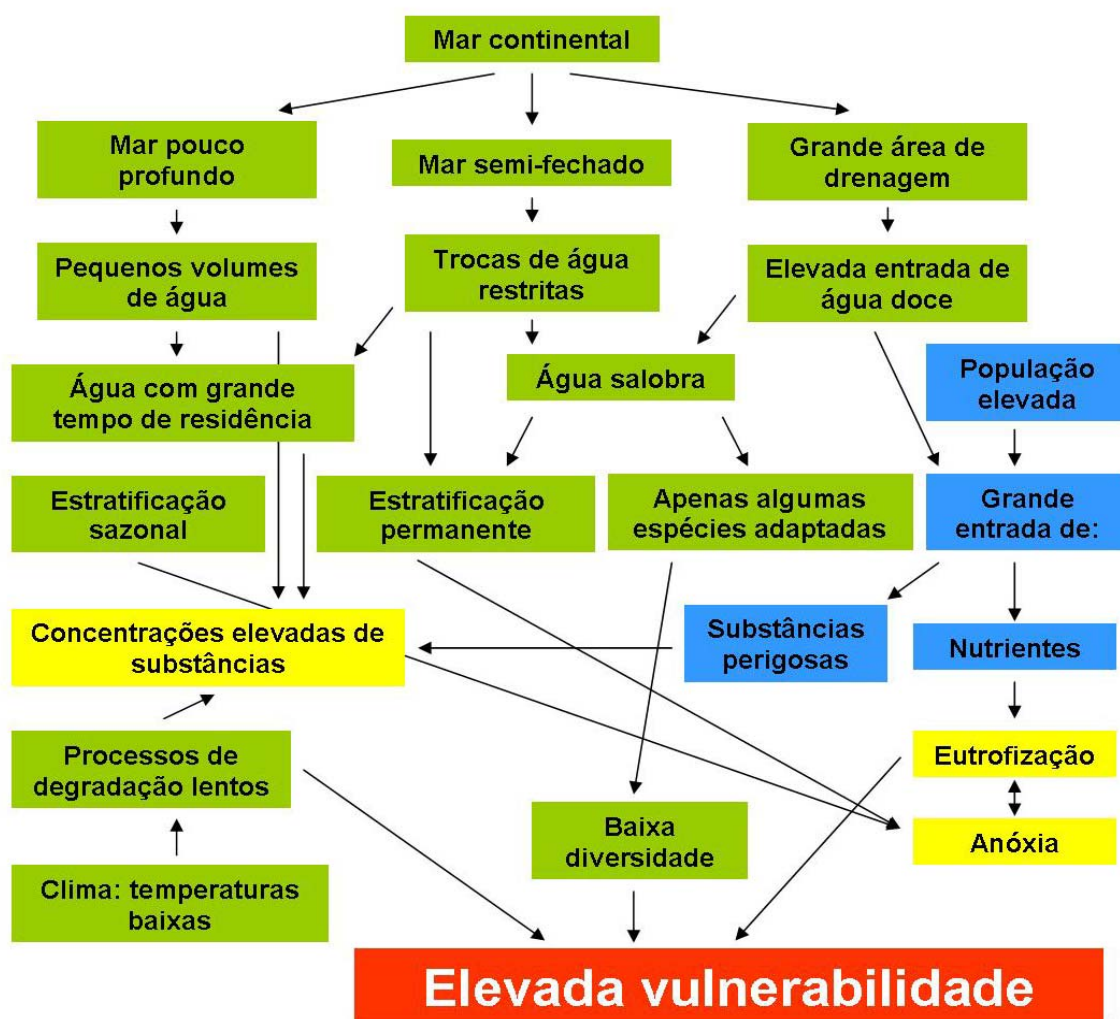


Figura 14 – Características e processos específicos que conferem ao Mar Báltico uma elevada sensibilidade. A cor verde representa as características naturais, a azul os impactes antrópicos e a amarela os efeitos nocivos (adaptado de HELCOM 2003).

## Capítulo 2 – Materiais e Métodos

### a. Descrição dos dados

O presente trabalho interpreta e descreve os dados físico-químicos adquiridos em campanhas do projecto *Baltic Floating University* (BFU). Este conjunto de dados foi estabelecido com o principal objectivo de formular um estudo interdisciplinar a nível da química e física da coluna de água com dados temporais referentes ao mês de Agosto dos anos de 2003, 2004 e 2005 e ao mês de Julho de 2006. A escolha deste período temporal deveu-se à oportunidade de observar a influência de um evento de afluxo significativo da água do Mar do Norte, como o registado no ano de 2003, na dinâmica do ambiente marinho no Báltico e para sua comparação com anos posteriores.

A criação do projecto BFU em 1993 resultou da cooperação entre a *Russian State Hydrometeorological University* (RSHU) e o *P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Science* (IORAS) com o financiamento da Comissão Intergovernamental Oceanográfica para a Educação, Ciência e Cultura da Organização das Nações Unidas, ou UNESCO-IOC (RSHU, 2006).

A autora do trabalho participou na aquisição dos dados referentes ao ano de 2006 durante a missão BFU que decorreu de 11 a 27 de Julho no Mar Báltico e Golfo da Finlândia a bordo do *R.V. Professor Shtockman*. Esta missão oceanográfica do BFU 2006 incidiu na meteorologia, física, biologia, geologia e química do Mar Báltico e Golfo da Finlândia. Algumas dessas actividades desenvolvidas na campanha BFU 2006 podem ser visualizadas nas Figuras do Anexo II.

A aquisição dos dados físico-químicos decorreu em estações oceanográficas definidas em cada uma das campanhas oceanográficas anuais do BFU (Figura 15), incluindo estações de monitorização predefinidas pela HELCOM. Para uma maior pormenorização das estações bem como da sua nomenclatura apresentam-se as figuras do Anexo III.

O conjunto de dados para o mês de Agosto de 2005 utilizado neste trabalho não inclui estações da parte ocidental do Mar Báltico.



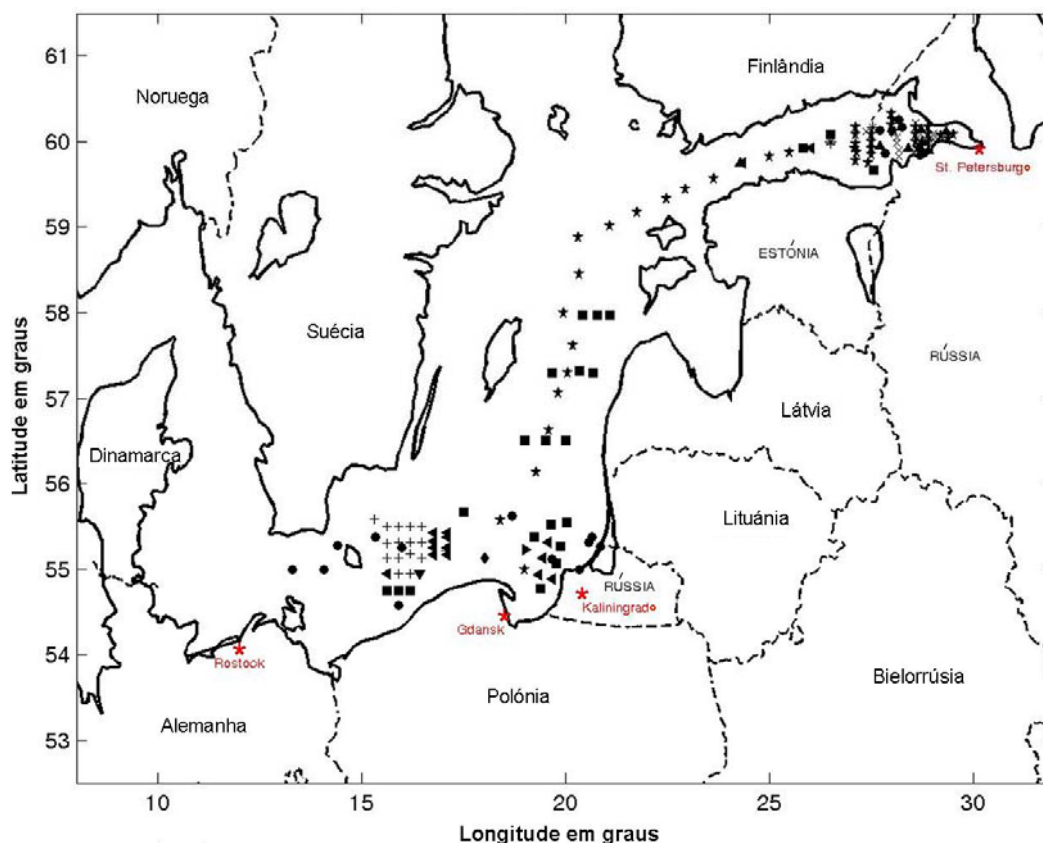


Figura 15 – Estações oceanográficas realizadas no decorrer de campanhas do BFU nos anos de 2003 a 2006. Para um maior pormenor das estações observe as Figura no Anexo II. Legenda das estações: ★ todos os anos; × 2004 a 2006; + 2003 – 2004 – 2006; \* 2003 a 2005; ▲ 2005 – 2006; ▼ 2004 e 2006; ► 2003 e 2005; ◄ 2003 e 2004; ● 2006; ◆ 2004; ■ 2003.

Em resultado do grande número de estações oceanográficas realizadas ao longo dos quatro anos de estudo, os resultados apresentados neste trabalho serão agrupados em diferentes subáreas do Mar Báltico. Foram consideradas as seguintes sete subáreas (Figura 16): Bacia e Fossa de Bornholm (Subárea A), Bacia de Gdansk (Subárea B), Bacia Sul e Norte do Báltico (Subárea C e F), Fossa Sul e Norte de Gotland (Subárea D e E) e Golfo da Finlândia (Subárea G).

As secções escolhidas para o estudo da distribuição latitudinal e vertical de cada uma das variáveis oceanográficas encontram-se esquematizadas na Figura 17.

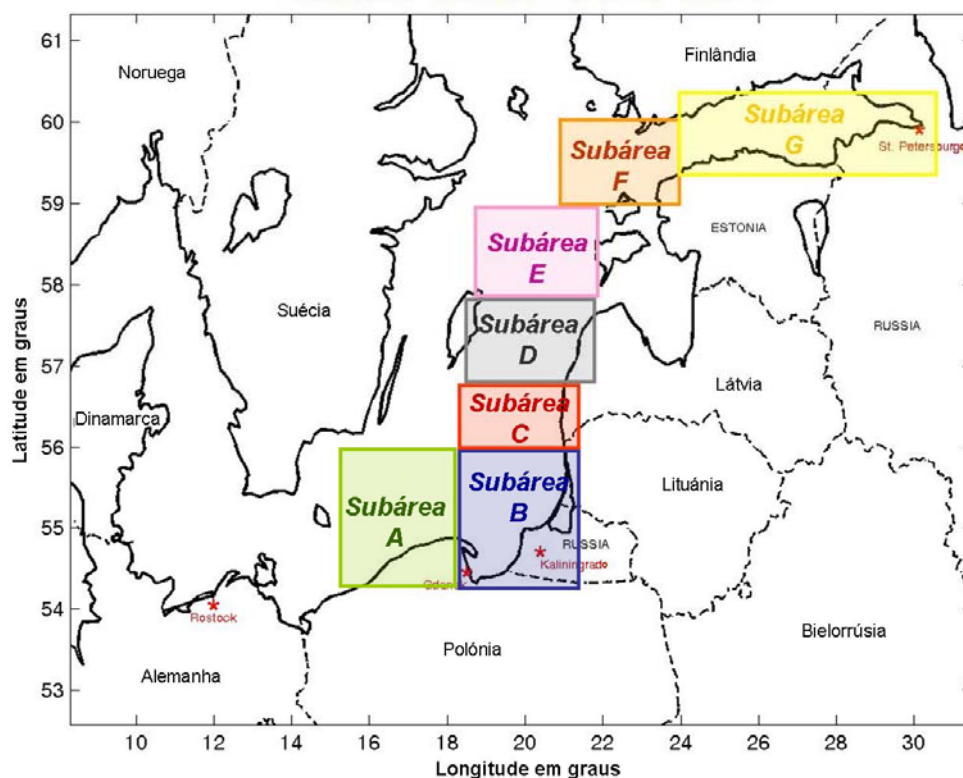


Figura 16 – Subáreas do Mar Báltico adoptadas para este estudo.

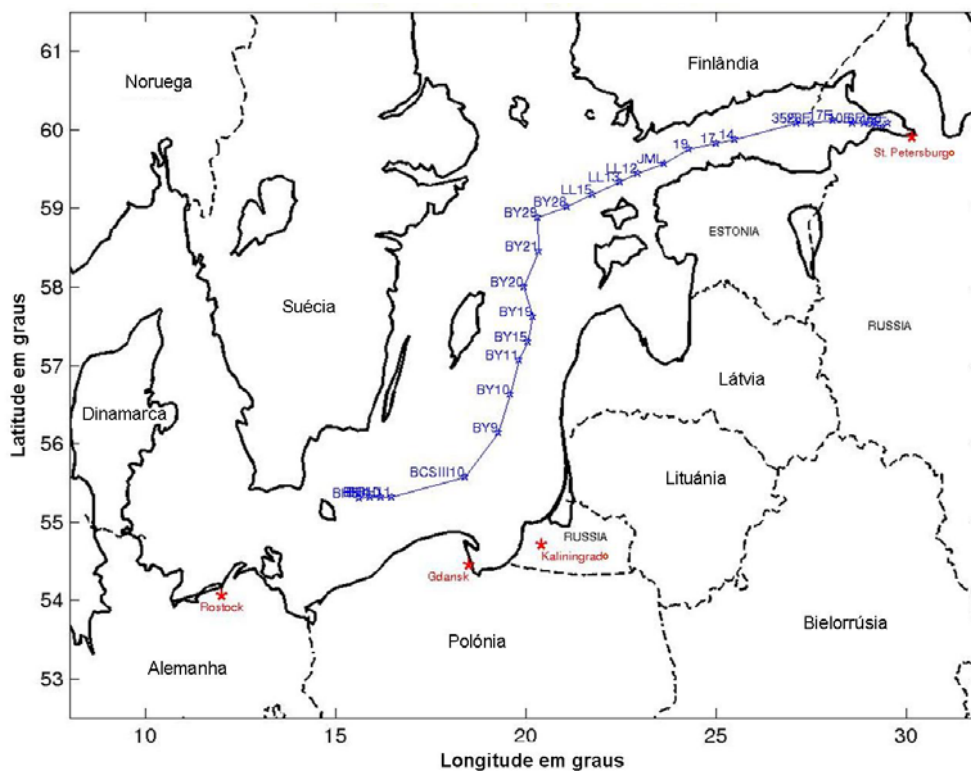


Figura 17 – Localização geográfica das estações oceanográficas da secção latitudinal de estudo.

Os conjuntos de dados físico-químicos aqui analisados são compostos por valores de temperatura (T), salinidade (S) e pressão (p) e ainda por parâmetros derivados a partir dos dados T, S e p, como a velocidade do som e densidade da água do mar ( $\rho$ ). Os dados hidroquímicos compreenderam as concentrações de nutrientes, na coluna de água, nomeadamente os silicatos ( $\text{SiO}_2$ ), fosfatos ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) nitratos ( $\text{NO}_3$ ) e nitritos ( $\text{NO}_2$ ), e ainda da concentração de oxigénio dissolvido, alcalinidade e pH.

## b. Equipamento e Métodos Utilizados

Como já referido, a campanha oceanográfica do BFU 2006 foi realizada a bordo do *R.V. Professor Shtockman* (Figura 18). As anteriores campanhas do projecto BFU foram realizadas no navio hidrográfico de investigação russo *Sibiryakov*.



Figura 18 – O *R.V. Professor Shtockman*, no Porto Comercial de Kalinegrado, Rússia.

Para cada uma das diferentes missões oceanográficas, foram utilizadas para a aquisição dos dados físico-químicos, uma *rosette* com 12 garrafas de Niskin com um volume de 5 litros cada, um CTD (*Conductivity - Temperature - Depth*) da *General Oceanics*, modelo MARK III (ver Anexo IV) e termómetros de inversão acoplados (Figura 19).





Figura 19 – *Rosette* com 12 garrafas de Niskin, CTD MARK III e termómetros de inversão acoplados.

Em cada estação, a profundidade de fecho das garrafas de Niskin foi estipulada conforme a profundidade total da coluna de água e o número total de garrafas de Niskin disponíveis (12 unidades). Assim, o intervalo de fecho das garrafas de Niskin foi a cada 5 metros para pequenas profundidades, a cada 10 metros para profundidades intermédias e a cada 20 metros para grandes profundidades.

No término de cada estação oceanográfica e após a *rosette* estar devidamente colocada em segurança no convés do navio, as amostras de água foram retiradas de cada garrafa de Niskin para uma garrafa de plástico e uma garrafa de vidro, para posterior determinação de oxigénio pelo método de Winkler. Durante este processo teve-se o cuidado de lavar cada garrafa duas ou mais vezes com a água proveniente da própria garrafa de Niskin.

Da água amostrada com as garrafas de Niskin, foi obtido laboratorialmente a concentração de oxigénio dissolvido, a alcalinidade, o pH e ainda as concentrações de nutrientes (silicatos, fosfatos, nitratos e nitritos) correspondentes a cada amostra de água do mar. As amostras de água foram analisadas em laboratório próprio, estéril e de temperatura estável, de acordo com o método padrão para a análise química da água do mar.

O pH da água foi determinado utilizando o método instrumental baseado na medição do potencial eléctrico do elemento, formado por dois eléctrodos: um eléctrodo indicador (vidro) e um eléctrodo de referência para comparação (Cloreto de prata). O aparelho utiliza um medidor de pH milivoltímetro de referência “pH – 376.M” com a precisão de 0.01, que foi devidamente calibrado duas vezes por dia com soluções padrão de pH igual a 4.01, 6.86 e 9.18.

O oxigénio foi determinado pelo Método de Winkler, baseado na oxidação do Manganês II pelo oxigénio existente em solução, que ao interagir com os iões de iodo em amostras ácidas, oxida o iodo livre. A quantidade de iodo é então determinada por titulação com uma solução de tiosulfato de sódio de concentração 0.02N. Com este objectivo foi utilizado um frasco de vidro numerado, tamponado e calibrado para um volume conhecido a cada nível de profundidade. É de referir que durante a realização destas amostragens não houve a distinção entre a amostragem diurna e nocturna.

A Alcalinidade foi determinada utilizando o método volumétrico baseado na titulação directa de um volume conhecido da amostra com Ácido sulfúrico de concentração 0.02N na presença de oxigénio. O ponto de equivalência é determinado pelo indicador alaranjado de metilo com o ponto de transição de pH igual a 5.55, em que a passagem de incolor para rosa pálido marca o ponto final da titulação. A quantidade de Ácido sulfúrico adicionado durante a titulação, é igual à alcalinidade da amostra. Antes da determinação da alcalinidade as amostras foram ambientadas para a mesma temperatura do laboratório.

A determinação das concentrações de nutrientes (fosfatos, nitratos, nitritos e silicatos) foi conduzida por meio de um colorímetro fotoeléctrico.

Toda a base de dados físico-químicos utilizada neste trabalho adquiridos no decorrer das quatro campanhas BFU foi gentilmente disponibilizada pela Doutora Tatyana Eremina da RSHU.

### c. Tratamento e Análise dos Dados

Dos parâmetros obtidos directamente pelo CTD para a caracterização da coluna de água, foram derivados os valores da velocidade do som, densidade da água do mar e temperatura potencial, a partir de rotinas UNESCO (1983) formuladas em linguagem MATLAB e obtidas pela base de dados da SEA-MAT (SEA-MAT, 2006).

Para a secção latitudinal que engloba as componentes hidrográficas, foi utilizado um conjunto de dados batimétricos compilados por Seifert *et al.* em 2001 (Figura 20).

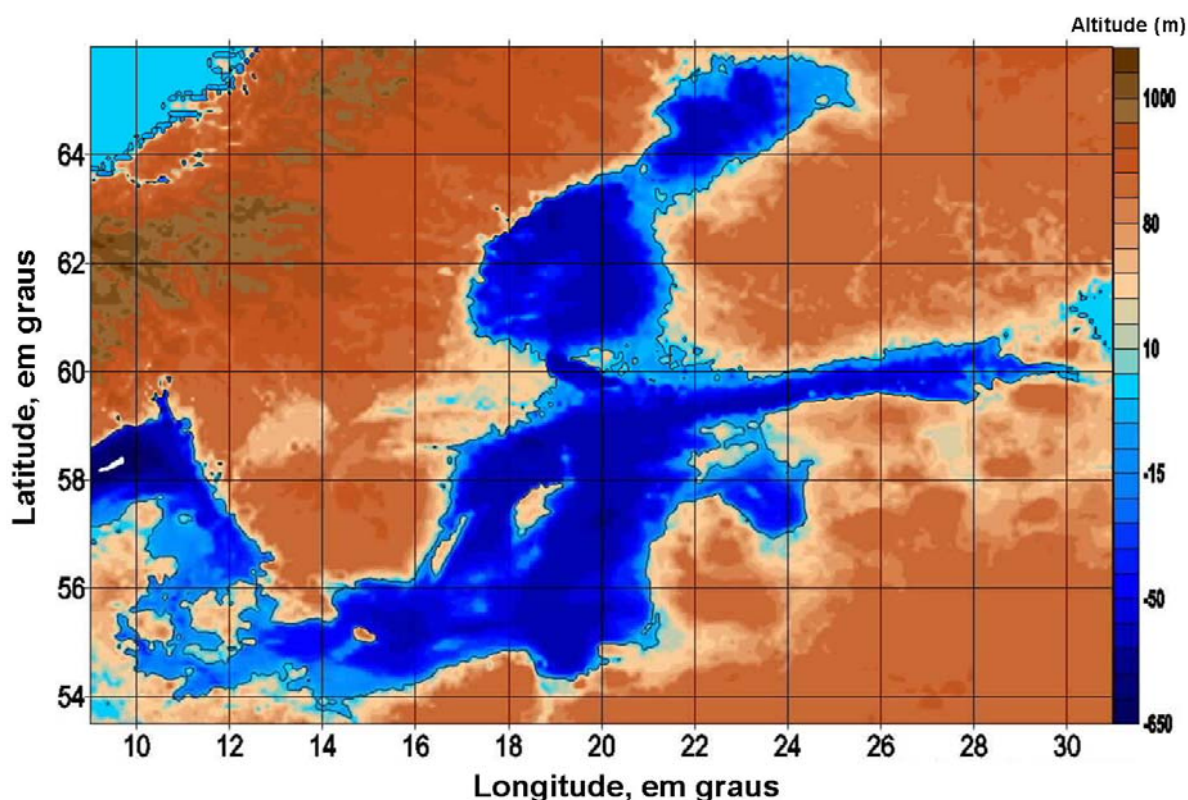


Figura 20 – Morfologia do Mar Báltico. Os valores topográficos e batimétricos utilizados neste mapa digital foram compilados por Seifert *et al.* (2001).

Para efeito do tratamento dos dados, foram elaboradas rotinas com o recurso à ferramenta MATLAB, nomeadamente na obtenção dos perfis, das secções latitudinais hidrográficas e ainda dos Diagramas  $\theta$ -S.

Para a obtenção das isopícnicas dos Diagramas  $\theta$ -S foi utilizada a rotina de Blair Greenan *tsdiagram.m* (Greenan, 1998).

## Capítulo 3 – Resultados e Discussão

No presente capítulo serão apresentados os principais resultados obtidos no período de quatro anos de campanhas realizadas no Mar Báltico, de 2004 a 2006, já referenciadas no capítulo anterior.

Para o estudo da estrutura termohalina das águas do Mar Báltico analisou-se o conjunto de dados físico-químicos mensal adquirido em cada ano de estudo. Para o estudo de cada propriedade da água do mar foram elaboradas secções latitudinais do Mar Báltico (Figura 17), perfis verticais e Diagramas  $\theta$ -S para todas as estações. Tais resultados serão posteriormente apresentados em diferentes sub capítulos divididos para cada tipo de resultado apresentado: a. Diagramas  $\theta$ -S, b. Variação Temporal dos Parâmetros Físico-Químicos Medidos e c. Secção Latitudinal.

### a. Diagramas $\theta$ -S (Temperatura Potencial – Salinidade)

A melhor ferramenta para a classificação e análise das massas de água (MA) é o diagrama de temperatura potencial – salinidade ( $\theta$ -S).

Para o Mar Báltico, a classificação das MA não está muito bem estabelecida, havendo apenas uma breve referência por Sverdrup *et al.* (1942) da existência de duas MA frequentes:

1. À superfície, uma MA mais fria e salobra resultante da entrada de água doce proveniente da precipitação e do escoamento dos rios;
2. Junto ao fundo, uma MA mais quente e salina originária da entrada de água do Mar do Norte que escoia junto ao fundo do mar por ser mais densa do que a superior.

Durante o período de Verão é possível a observação de outra MA na Bacia do Mar Báltico resultante da divisão da MA superficial em duas MA distintas separadas por uma termoclina mais ou menos acentuada, conforme a área do Mar Báltico: uma pequena MA superficial, bem misturada, originada pelo aquecimento da água superficial devido à subida da temperatura atmosférica e da insolação; e uma Camada Intermédia de águas Frias (CIF) derivada da MA superficial de Inverno. Na Figura 10, ilustrada na alínea d. Hidrografia e Hidrodinâmica do Mar Báltico do Capítulo 1, é

possível distinguir para o período de Verão estas três MA.

Com o intuito de avaliar a evolução das propriedades físicas das MA nos meses de Verão ao longo do período de estudo, foram elaborados Diagramas  $\theta$ -S para todas as estações adquiridas, apresentadas nas Figura 21, 22, 23 e 24.

Analisando o Diagramas  $\theta$ -S para o Verão de 2003 (Figura 21) é evidente a existência das MA acima referidas. Assim à superfície temos uma MA com temperaturas entre os 2 e os 25 °C visível na Figura 21 e também na Figura vii em Anexo, subdividida em duas MA, uma MA mais salina com valores entre os 6.2 e 7.6 existente na zona central e ocidental do Mar Báltico (Bacia de Bornholm e de Gdansk) e uma outra MA menos salina com valores entre os 1.9 e 5.5 localizada na parte leste do Mar Báltico (Golfo da Finlândia). A segunda MA, a CIF, possuiu durante Agosto de 2003 temperaturas entre 2 e 5.5°C e salinidades entre 7 e 10 (Figura 21).

No caso do mês de Agosto de 2004, o Diagrama  $\theta$ -S (Figura 22) evidencia uma clara diminuição da temperatura na MA superficial apresentando valores de temperatura dos 2 aos 21°C (também visível na Figura viii em Anexo) subdivida em duas MA: uma primeira MA superficial com salinidades a variar entre os 6 e 8 e situada na zona central e ocidental do Mar Báltico; e uma segunda MA superficial com salinidades entre 1 e 6 e localizada no Golfo da Finlândia. A MA intermédia, caracterizada pela CIF, possuiu salinidades entre 6.5 e 10.0 e temperaturas de 2.0 a 6.5. A MA profunda encontrava-se desenvolvida com temperaturas de 4.0 a 8.0°C e salinidades de 10 a 18, evidenciando a existência de águas abaixo dos 40 dbar com salinidades entre 11 e 14.5 e entre os 40 e 80 dbar com salinidades entre 14.5 e 17.0. A característica observada anteriormente pode dever-se à existência da MA profunda a menores profundidades, resultando em haloclinas mais pronunciadas e superficiais como as da área ocidental do Mar Báltico.

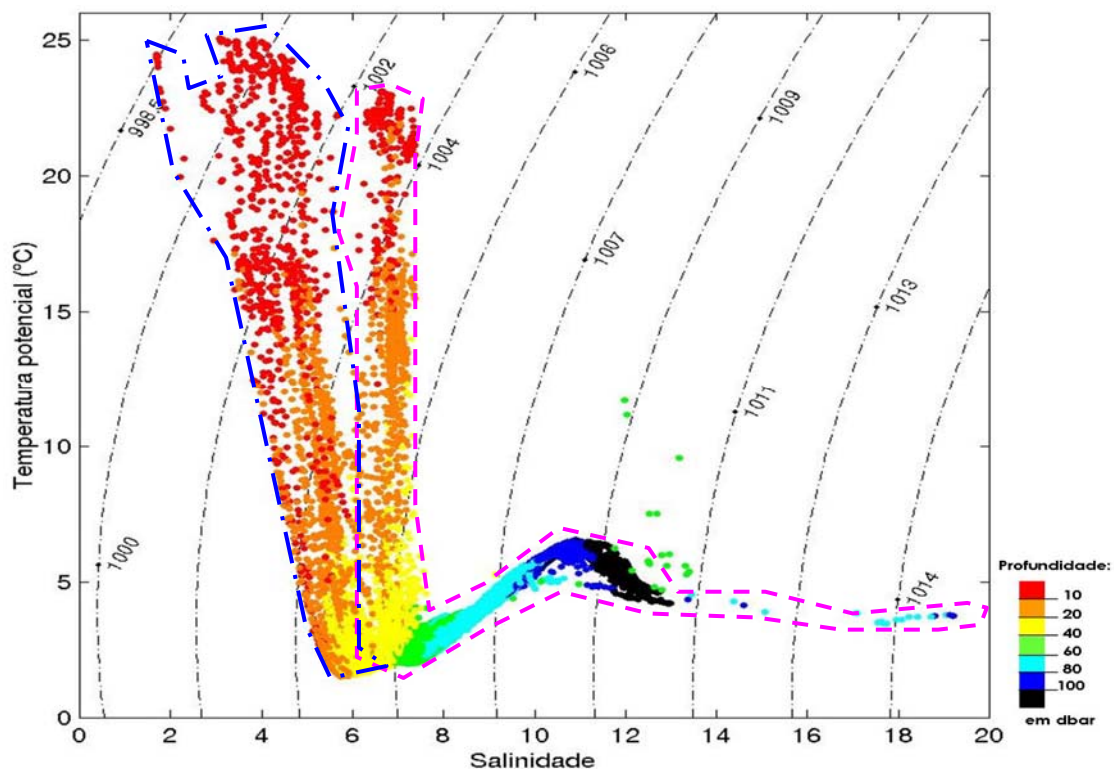


Figura 21 – Diagrama  $\theta$ -S para as estações hidrológicas no Mar Báltico no ano de 2003. A linha ponto-traço azul: massas de água situada no Mar Báltico Ocidental; linha a tracejado magenta: massas de água do Mar Báltico Oriental.

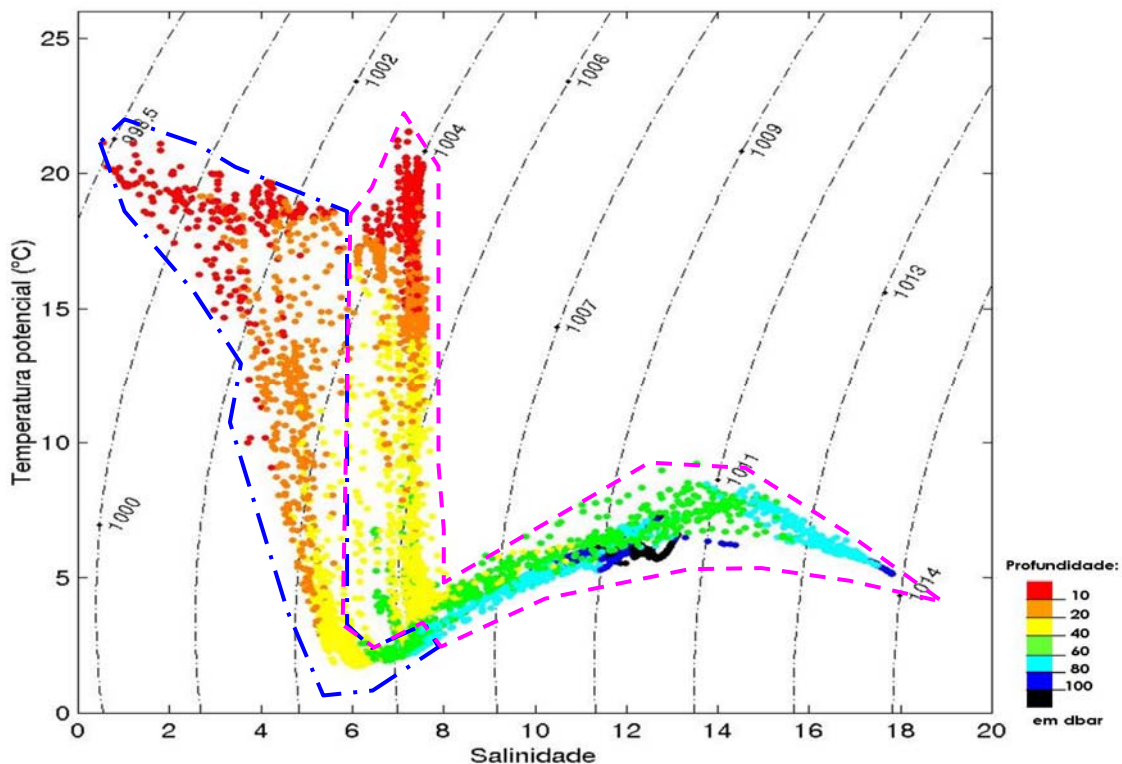


Figura 22 – Diagrama  $\theta$ -S para as estações hidrológicas no Mar Báltico no ano de 2004. A linha a tracejado magenta: massas de água situada no Mar Báltico Ocidental; linha ponto-traço azul: massas de água no Mar Báltico Oriental.

Como já mencionado no sub-capítulo a. Descrição dos Dados, a campanha BFU no ano de 2005 não incluiu a aquisição nas estações situadas na subárea A e B, podendo ser observado através da Figura 23, apenas as estações da Bacia do Báltico e do Golfo da Finlândia. Assim no Diagrama  $\theta$ -S para o ano de 2005, é possível observar-se a diminuição da temperatura da MA superficial, também visualizado na Figura ix em Anexo, em que a MA superficial possui temperaturas acima dos 2.0 até aos 20.5°C e salinidades entre os 0.5 e os 5.8, podendo ainda ser distinguida uma outra MA superficial com salinidades entre os 5.8 e os 7.0 existente na subárea C e D. A MA intermédia não esteve tão desenvolvida como nos anos anteriores, visualizada na Figura 23 pelos pontos de cor verde com temperaturas entre os 2 e os 4°C. O facto anterior pode também ser comprovado através do perfil de temperatura e salinidade de 2005 (Figura ix em Anexo), onde a MA intermédia possui um gradiente de temperatura menor. A MA mais profunda não foi possível observar no Diagrama  $\theta$ -S, devido à não inclusão das estações situadas na zona oeste do Mar Báltico, onde a profundidade e a maior proximidade ao Mar do Norte permitem a existência desta MA.

Com os dados obtidos durante a campanha BFU em Julho de 2006, o Diagrama  $\theta$ -S (Figura 24) evidencia uma maior diferença entre as duas MA superficiais, em que a MA superficial correspondente à zona mais oeste tem um maior gradiente de temperatura (entre 2 e 24°C) do que a MA superficial correspondente à zona mais este (entre 2.5 e 20.5°C). A MA superficial a oeste possui maiores valores de salinidade, variando entre 6.5 e 7.5, do que a MA superficial a este, de salinidades entre 0.5 e 5.5. A MA intermédia a Oeste é também claramente diferente da MA intermédia a Este: mesmo com o mesmo gradiente de salinidade, a MA a oeste é mais fria (entre 1.4 e 3.2°C) do que a MA a este (entre 3.0 e 5.0°C). A MW profunda encontra-se também presente no Diagrama  $\theta$ -S durante o ano de 2006, mas mais desenvolvida na parte oeste.

Para todos os Diagramas  $\theta$ -S, encontra-se representada uma possível divisão de duas massas de água para toda a extensão do Mar Báltico, que se tornam cada vez mais visíveis e separadas à medida que o tempo passa. Essas duas parcelas estão relacionadas com a influência do Mar do Norte, em que a parcela de água mais influenciada, representada pela linha a tracejado magenta, é a situada na área mais a Oeste do Mar Báltico e a menor influenciada, representada pela linha ponto-traço azul, é a situada na parte Este do Mar Báltico, especialmente o Golfo da Finlândia.



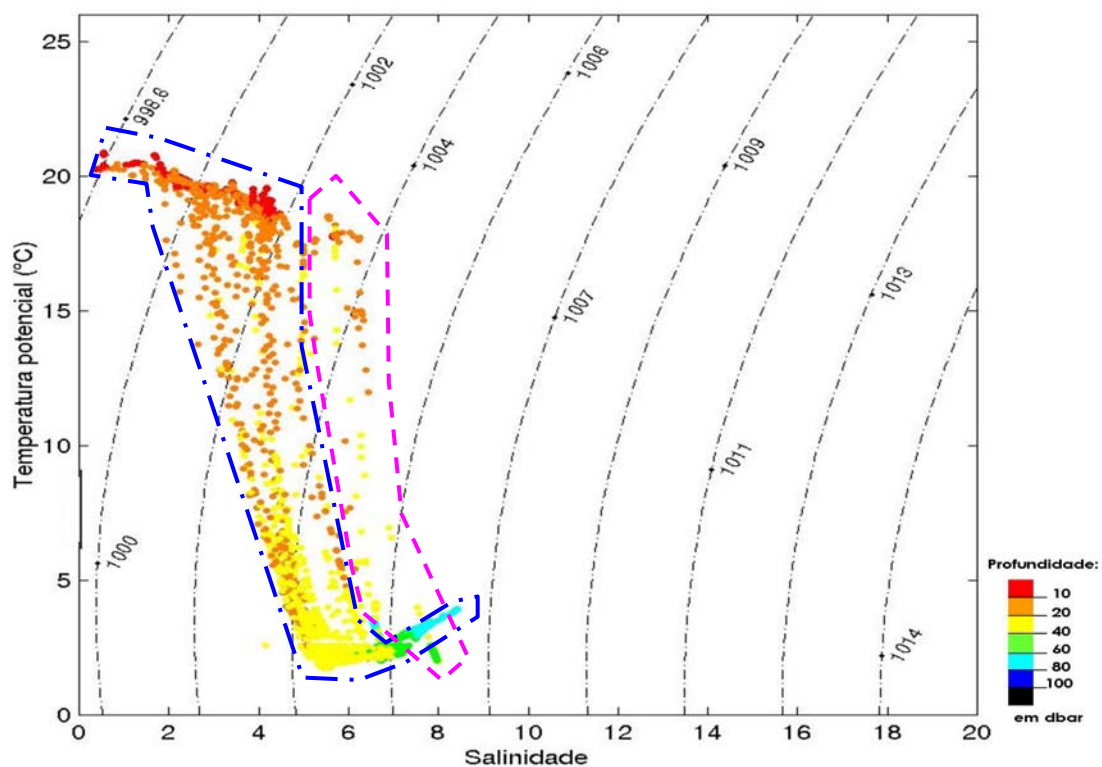


Figura 23 – Diagrama  $\theta$ -S para as estações hidrológicas no Mar Báltico no ano de 2005. A linha a tracejado magenta: massas de água situada no Mar Báltico Ocidental; linha ponto-trazo azul: massas de água no Mar Báltico Oriental.

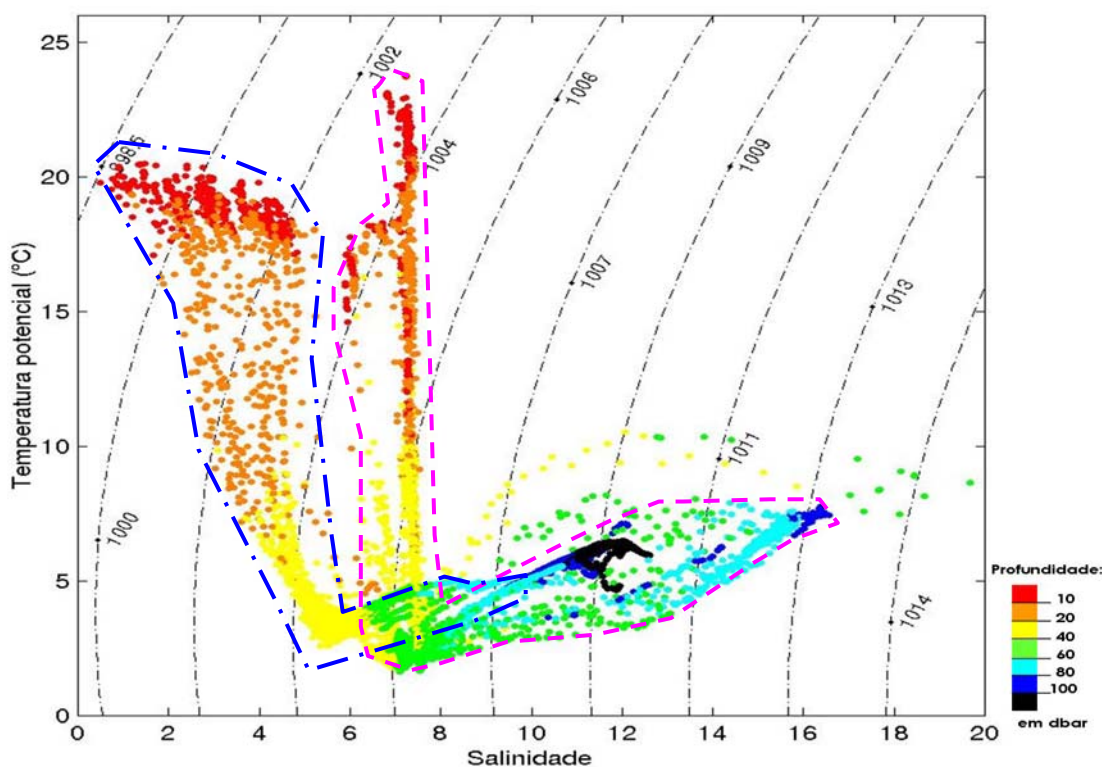


Figura 24 – Diagrama  $\theta$ -S para as estações hidrológicas no Mar Báltico no ano de 2006. A linha a tracejado magenta: massas de água situada no Mar Báltico Ocidental; linha ponto-trazo azul: massas de água no Mar Báltico Oriental.



Após um afluxo significativo, mais distintas estas duas parcelas de água se tornam em relação às suas propriedades hidrológicas; após um afluxo significativo a água em toda a extensão do Mar Báltico possui praticamente as mesmas características hidrológicas, sem que sejam encontradas grandes diferenças ao longo do Mar Báltico mas apenas em profundidade.

Em primeira análise podemos afirmar que todas as MA do Mar Báltico estão em constante interação entre elas e por essa razão as suas propriedades são alteradas ao longo do tempo.

Podemos ainda afirmar que no ano de 2003 existiram três MA: a MA superficial bem misturada e a CIF, já referidas nos parágrafos anteriores desta alínea, e a MA profunda ramificada em três sub-MA de características diferentes e resultantes do processo de recepção e transformação da água do Mar do Norte. A existência de três MA profundas resulta no facto da influência da água do Mar do Norte apenas chegar a alterar as características hidrológicas de águas profundas e pouco profundas não chegando a haver a influência directa até MA superficiais e intermédias. Assim, as sub-MA profundas resultam de processos diferentes e por isso possuem propriedades térmicas e salinas diferentes: a 1ª sub-MA provavelmente proveniente da interação directa com a água do Mar do Norte transportada pelo afluxo, com salinidades entre 15 e 19 e temperaturas entre 3 e 6°C; a 2ª sub-MA, localizada apenas na Fossa de Gotland, derivada da circulação da 1ª sub-MA desde a Bacia de Bornholm até à Fossa de Gotland, com salinidades de 12 a 12.7 e temperaturas de 4 a 5°C; e, por fim, uma 3ª sub-MA, localizada apenas a Norte da Fossa de Gotland, como substituição da MA antiga aí existente que foi empurrada para Norte, com salinidades entre 10 e 11 e temperaturas entre 5 e 6°C.

Nos restantes anos de estudo foi ainda possível a distinção de três sub-MA profunda, embora com o passar do tempo se consiga observar uma homogeneidade de toda a MA profunda devido à advecção existente entre as sub-MA que provoca a sua mistura e a aproximação das características hidrológicas.

## b. Variação Temporal dos Parâmetros Físico-Químicos Medidos

### *Subárea A – Bacia de Bornholm*

Para a subárea A, ambos os perfis físico-químicos (Figura 25) possuem pouca variação temporal ao longo dos anos de 2003 no período de Verão, 2004 e 2006, não tendo sido realizadas nenhuma estação oceanográfica nesta subárea no ano de 2005. As distribuições das propriedades hidroquímicas (Figura 25) também apresentam na sua generalidade pouca variação temporal, apenas registando-se maiores diferenças na concentração de oxigénio dissolvido e na concentração dos nutrientes (nitritos e nitratos). É observado no ano de 2004 um declínio das concentrações de todos os nutrientes, registando-se mesmo concentrações muito pequenas de nitratos e nitritos.

Analisando o perfil de salinidade e de temperatura na subárea A (Figura 25), constata-se que o mínimo de salinidade (7.2) é registado à superfície e de temperatura (4.0°C) é observado na base da termoclina. O oposto é verificado para o máximo de salinidade e temperatura, onde o máximo de salinidade de 19.2 é observado junto ao fundo e o de temperatura de 21.3°C à superfície.

Para todo o período de estudo, a termoclina esteve bem definida e com um gradiente térmico de  $1.1^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ , desenvolvida desde os 10 m (21.5°C) até aos 30 m (4.0°C) de profundidade. É de notar que no ano de 2006 a termoclina esteve desenvolvida até maiores profundidades (40 m) com o mínimo de 2.5°C, observando-se um maior gradiente térmico do que em anos anteriores ( $1.6^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ ). Esse facto explica-se pela ausência de afluxo de água do Mar do Norte e pela fraca turbulência possivelmente existente nesta sub-área durante o período de Verão do ano de 2006.

Abaixo da termoclina é destacada uma camada intermédia de águas frias (CIF), com temperaturas na ordem de 2.0°C, seguida pela camada de água profunda em que as temperaturas aumentam ligeiramente, chegando a registar 8.5°C mesmo junto ao fundo.

Através da distribuição de salinidade (Figura 25) na subárea A é possível observar uma haloclina bem definida, desenvolvendo-se logo abaixo da camada superficial de mistura quase homogénea (com valores na ordem dos 7.2) a partir dos 30 m (7.2) até aos 60 m (15) de profundidade.

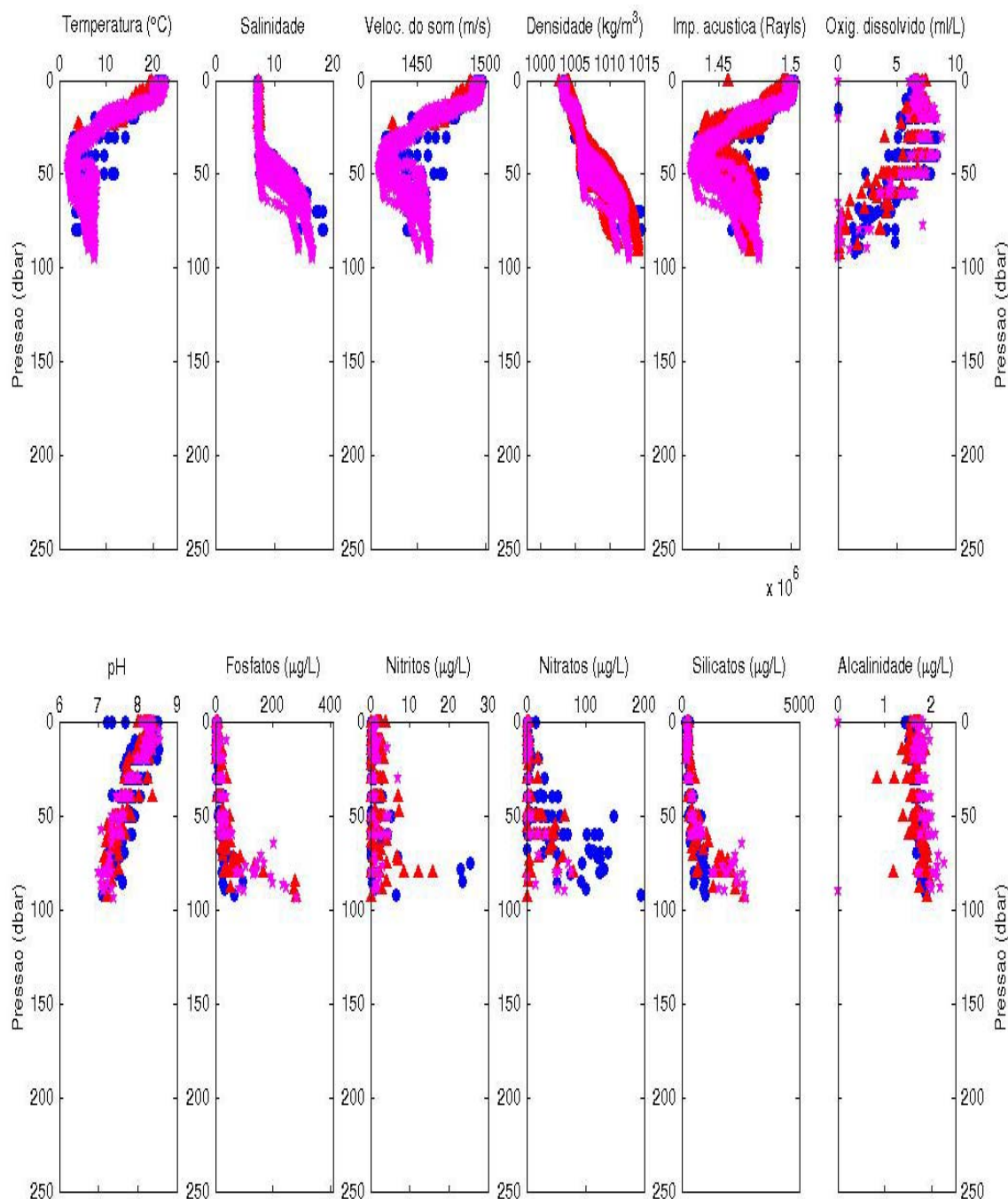


Figura 25 – Distribuição físico-química da coluna de água em 75 estações na subárea A, Bacia de Bornholm. Os símbolos indicam os anos de campanha: ● 2003, ▲ 2004 e ★ 2006.

É de referir ainda que no período de Verão do ano de 2003 (altura do último afluxo do Mar do Norte) existe o registo de salinidades elevadas e de baixas temperaturas junto ao fundo (Figura 25), que atingem valores próximos dos 20 e dos 3.4°C, respectivamente.

Como seria de esperar, a distribuição da velocidade do som (Figura 25) covaria com a de temperatura, registando-se o seu máximo à superfície com valores próximos

de 1500m/s e mínimos na base da termoclina ( $\approx 1420$ m/s). A distribuição de densidade evolui com a da salinidade registrando-se o mínimo à superfície de  $1004 \text{ kg.m}^{-3}$ , aumentando gradualmente em profundidade para atingir o seu máximo que varia de  $1013 \text{ kg.m}^{-3}$  para o ano de 2006,  $1014 \text{ kg.m}^{-3}$  para o ano de 2004 e  $1015 \text{ kg.m}^{-3}$  para o ano de 2003. A impedância acústica reflecte bem as interfaces existentes na coluna de água em cada conjunto de dados, possuindo uma distribuição semelhante à da temperatura: observando-se o seu máximo à superfície ( $\approx 1.5 \times 10^6$  Rayls) e o seu mínimo na base da termoclina ( $1.2 \times 10^6$  Rayls).

As concentrações de oxigénio dissolvido à superfície são na ordem dos 6.5 a 6.7 ml/l. A distribuição de oxigénio é homogénea nos primeiros 30-40m, notando-se o seu decréscimo a partir dos 40 m até à virtual anoxia junto ao fundo. Em contraste a distribuição de salinidade no Verão de 2003 verificou-se uma boa ventilação da coluna de água.

A distribuição de pH na subárea A (Figura 25) sofreu pequenas alterações nos três anos de campanha, delineando um perfil quase linear: com o máximo à superfície (8.4) diminuindo em profundidade, até se registar o mínimo junto ao fundo (7.1).

A alcalinidade na coluna de água (Figura 25) traduz uma distribuição quase constante em toda a coluna de água, observando-se um mínimo de 1.4 a 1.8  $\mu\text{g/l}$  à superfície e um máximo de 1.9 a 2.2  $\mu\text{g/l}$  junto ao fundo, aumentando de ano para ano.

A distribuição dos nutrientes ao longo da coluna de água mostra a tendência geral do aumento de nitratos, nitritos, fosfatos e silicatos em profundidade com os nítidos máximos juntos ao fundo devido ao afluxo oceânico e aos intercâmbios entre a interface sedimento-água. No Verão de 2003 essa tendência é muito mais evidente. A distribuição de fosfatos e silicatos regista o seu máximo na camada de 20 a 30 m de espessura junto ao fundo, com os valores de 300 e 2400  $\mu\text{g/l}$  para os anos de 2004 e 2006 e de 80 e 1000  $\mu\text{g/l}$  no ano de 2003, respectivamente. Enquanto os mínimos das concentrações de fosfatos e silicatos são observadas no ano de 2003 na camada junto ao fundo, o mesmo já não acontece com os nitritos e nitratos. No ano de 2003, os nitratos e nitritos possuem maiores concentrações do que nos restantes anos, registrando-se valores máximos de nitratos perto dos 500  $\mu\text{g/l}$  e de nitritos de quase 25  $\mu\text{g/l}$ . No ano de 2006, as concentrações de nitritos são praticamente nulas em toda a coluna de água, registando-se concentrações de 65  $\mu\text{g/l}$  para os nitratos.

*Subárea B – Bacia de Gdansk*

Na subárea B, as distribuições das propriedades hidrológicas (Figura 26) não apresentam grandes variações nos Verões de 2003 a 2006, havendo apenas a registrar pequenas oscilações no gradiente da termoclina e consequentemente na espessura da camada profunda.

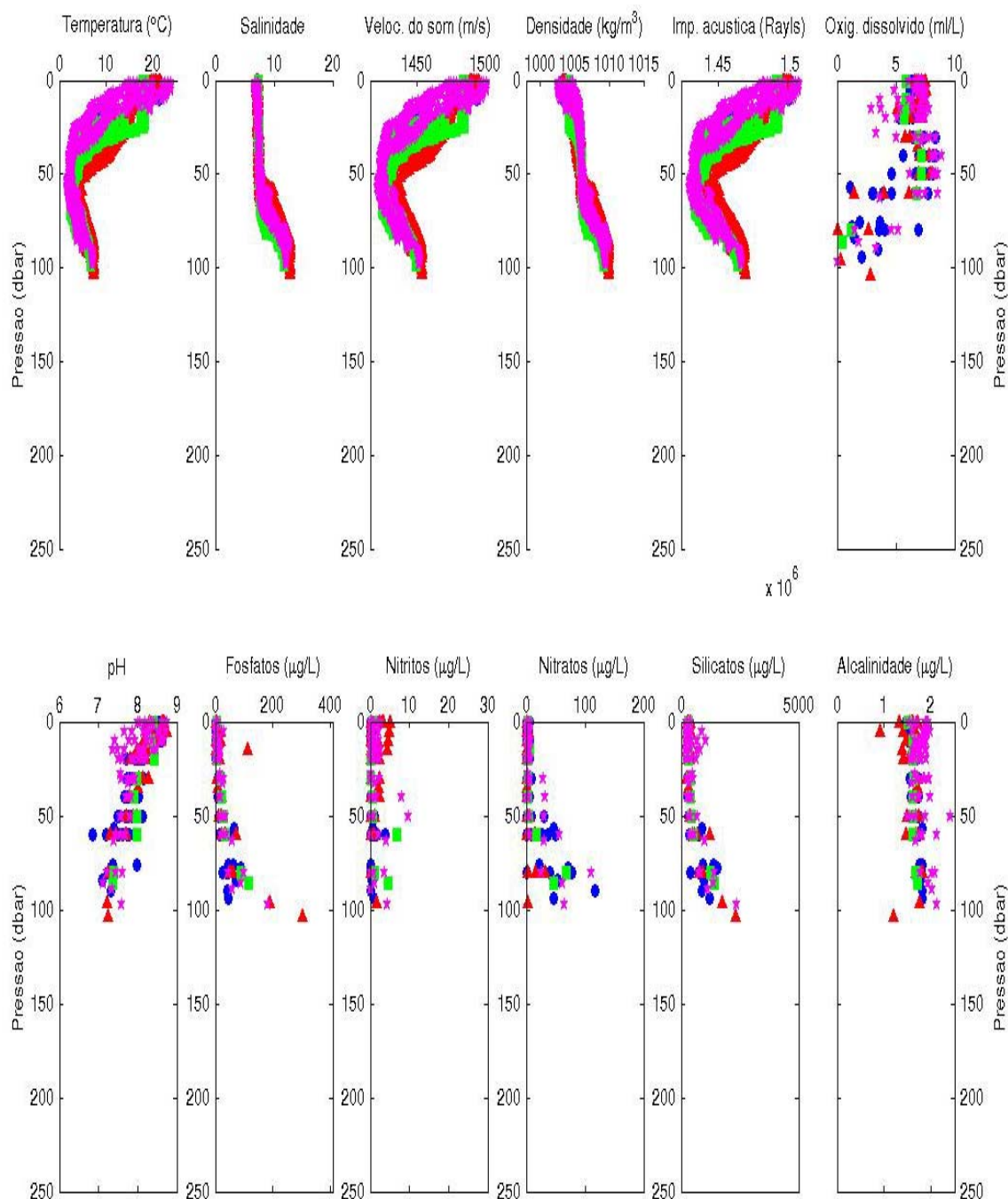


Figura 26 – Distribuição físico-química da coluna de água em 32 estações na subárea B, Bacia de Gdansk. Os símbolos indicam os anos de campanha: ● 2003, ▲ 2004, ■ 2005 e ★ 2006.

O máximo da distribuição de temperatura (Figura 26) na coluna de água na subárea B é observado à superfície: 20.1°C em 2003/2004, diminuindo em 2005 para 18.2°C. No ano de 2006, este máximo à superfície volta a aumentar, chegando mesmo a se registrar na estação BN11 uma temperatura à superfície de 23.7°C.

Previsivelmente, a termoclina ao longo dos anos sofreu alterações no seu desenvolvimento. Nos anos de 2003 e 2004 a base da termoclina encontrava-se mais profunda (50 m) do que nos anos posteriores (20 a 30 m), possuindo temperaturas de 6.5°C que no decorrer dos anos diminuíram até os 2.1°C. A CIF na subárea B evoluiu no passar dos anos para uma maior espessura e para temperaturas cada vez menores. A temperatura junto ao fundo não sofreu qualquer tipo de variação no decorrer do período de estudo, mantendo-se nos 7.0°C.

A distribuição de salinidade (Figura 26) manteve-se inalterada no decorrer do tempo, apenas havendo a registo de pequenas oscilações do desenvolvimento da camada quase homogénea de salinidade até maiores profundidade, reflectindo-se na profundidade inicial da haloclina. Assim, no ano de 2003 e 2004 o topo da haloclina encontrava-se menos profundo (55m) do que no ano posterior de 2005, onde se observou a maior profundidade estabelecida para o topo da haloclina de 70m. No ano de 2006, este limite voltou a observar-se mais superficial à profundidade de 60m.

O mínimo de salinidade foi claramente registado à superfície para todos os anos de estudo na ordem dos 7.2 e o seu máximo junto ao fundo atingindo valores próximos dos 12.5, havendo um ligeiro aumento no ano de 2005 com valores de 12.9.

A distribuição da densidade na subárea B (Figura 26) mostra uma distinção entre uma camada superficial (primeiros 10m), onde a densidade tende para se manter constante por volta do 1004-1005 kg.m<sup>-3</sup>, e uma pequena picnoclina que separa uma camada de água ligeiramente mais densa e onde, até aos 60-70m, a distribuição em profundidade é uniforme e constante por volta do 1007 kg.m<sup>-3</sup>. A partir dos 60-70m até ao fundo do mar a densidade sofre novamente um aumento só que desta vez maior chegando até aos 1010 kg.m<sup>-3</sup>.

Como observado na subárea A, na subárea B as distribuições da velocidade do som e da impedância acústica (Figura 26) reflectem claramente o comportamento da temperatura ao longo da coluna de água. É no ano de 2006 que o máximo da velocidade do som e da impedância acústica é observado à superfície como sendo o maior para o período de estudo: 1500 m/s e 1.51 x 10<sup>6</sup> Rayls. O mesmo é observado no ano de 2006

para o caso do mínimo destas duas propriedades registado na base da termoclina como sendo o menor para o período de estudo: 1420 m/s e  $1.43 \times 10^6$  Rayls. Junto ao fundo é estabelecido o valor médio destas duas propriedades de 1450 m/s e  $1.47 \times 10^6$  Rayls, não se tendo verificado grandes variações deste valor de 2003 a 2006.

A distribuição da concentração de oxigénio dissolvido (Figura 26) para a subárea B possuiu uma variação ao longo dos anos de estudo praticamente uniforme em profundidade desde a superfície até aos 25m, sofrendo apenas pequenas alterações: com o registo de maior concentrações em 2006 (7.3 ml/l) e de menores em 2005 (5.8ml/l). Abaixo dos 25 m de profundidade a distribuição da concentração de oxigénio dissolvido torna-se mais dispersa no decorrer dos anos, mas é clara a tendência geral de uma camada de água a partir desse limite até aos 60m de profundidade onde as concentrações aumentam até valores típicos da água do mar (8.1 ml/l). Desde os 60 m até ao fundo, o oxigénio dissolvido diminui em profundidade até ao limite de deficiência em oxigénio (2 ml/l) ou mesmo em algumas estações a sua completa ausência.

O perfil de pH para a subárea B (Figura 26) apresenta uma distribuição quase uniforme, havendo uma evidente tendência para a sua diminuição em profundidade. A única observação mais relevante é o facto de no ano de 2006, existir uma maior dispersão dos valores de pH desde a superfície até aos 20 m de profundidade, englobando valores desde 7.3 aos 8.8. O mesmo pode ser expresso para o ano de 2003, embora a maior dispersão dos valores de pH não seja encontrada na primeira camada superficial da coluna de água mas sim na camada desde os 50 aos 60m de profundidade, onde o pH varia desde os 6.9 aos 8.1. Na camada mais profunda, o pH enquadra-se em valores próximos do pH neutro (7.0).

A alcalinidade ao longo da coluna de água na subárea B (Figura 26) apresenta uma distribuição praticamente constante, apenas havendo a constatar um aumento ao longo do período de estudo, em que para o ano de 2004 é de 1.3  $\mu\text{g/l}$ , no ano de 2005 é de 1.5  $\mu\text{g/l}$  e no último ano de estudo, 2006, é de acerca 2  $\mu\text{g/l}$ .

Relativamente à distribuição dos nutrientes ao longo da coluna de água na subárea B (Figura 26), é observada uma tendência para inexistência de nutrientes desde a superfície do mar até aos 50 m, à excepção dos nitritos e silicatos onde nessa camada é possível observar pequenas concentrações de ambos os nutrientes: concentrações de nitritos na ordem dos 3 a 5  $\mu\text{g/l}$  e de silicatos na ordem dos 600 a 900  $\mu\text{g/l}$ . Abaixo

deste limite, todos os nutrientes tendem a aumentar até ao fundo do mar, excluindo a distribuição dos nitritos se manter constante e uniforme em toda a coluna de água. Assim sendo, os máximos para os fosfatos e silicatos junto ao fundo são observados no ano de 2004 ( $\approx 300\mu\text{g/l}$  e  $\approx 2000\mu\text{g/l}$ , respectivamente) e o máximo dos nitratos no ano de 2003 e 2006 com valores entre os 110 e 120  $\mu\text{g/l}$ .

#### *Subárea C, D e E – Bacia Sul do Báltico e Fossa de Gotland*

Como é possível evidenciar pelas Figuras 27, 28 e 29, as subáreas C, D e E possuem resultados semelhantes, havendo a única diferença na extensão da distribuição em profundidade. Assim, será feita uma descrição para as três áreas como uma só, embora nas restantes alíneas deste trabalho a classificação das três subáreas permaneça.

A distribuição da temperatura ao longo da coluna de água nas subáreas C, D e E (Figura 27, 28 e 29) evidencia um máximo à superfície, sendo ele superior no ano de 2003 ( $22.1^{\circ}\text{C}$ ) e inferior nos restantes anos ( $18.6^{\circ}\text{C}$ ), e um mínimo na base da termoclina, sendo ele mais superficial no ano de 2003 e 2005 ( $2.3^{\circ}\text{C}$  aos 20m) e mais profundo no ano de 2006 ( $1.9^{\circ}\text{C}$  aos 50m). Logo abaixo da termoclina, é possível observar a existência da CIF, que no decorrer do período de estudo tornou-se cada vez mais compacta possuindo ao longo do tempo de temperaturas cada vez menores. A camada de água mais profunda compreendeu um ligeiro aumento da temperatura até aos 75 m de profundidade onde atinge valores na ordem dos  $4.5\text{-}5.0^{\circ}\text{C}$ . A partir deste limite a temperatura da coluna de água estabiliza nos  $5.5\text{-}6.0^{\circ}\text{C}$ , tendo sido registado valores inferiores em 2003, como é o exemplo da estação BY15 com  $4.7^{\circ}\text{C}$  aos 235.1m.

Ainda há a referir que o gradiente do termoclina no ano de 2003 é superior ao dos anos posteriores, havendo a tendência do gradiente diminuir ao longo do tempo. Este facto deveu-se à base da termoclina se encontrar mais superficial no ano de 2003 (20m) e que esta tendeu a afundar na coluna de água (40m no caso do ano de 2006).

O perfil de salinidade não sofreu quaisquer alterações nos meses de Agosto do período de estudo na subárea C, D e E (Figura 27, 28 e 29), tendo se mantido praticamente inalterado em toda a coluna de água, com um mínimo à superfície de 7.1 e um máximo junto ao fundo de 12.7 separados por uma haloclina pouco desenvolvida desde os 60 m aos 90-100m de profundidade.



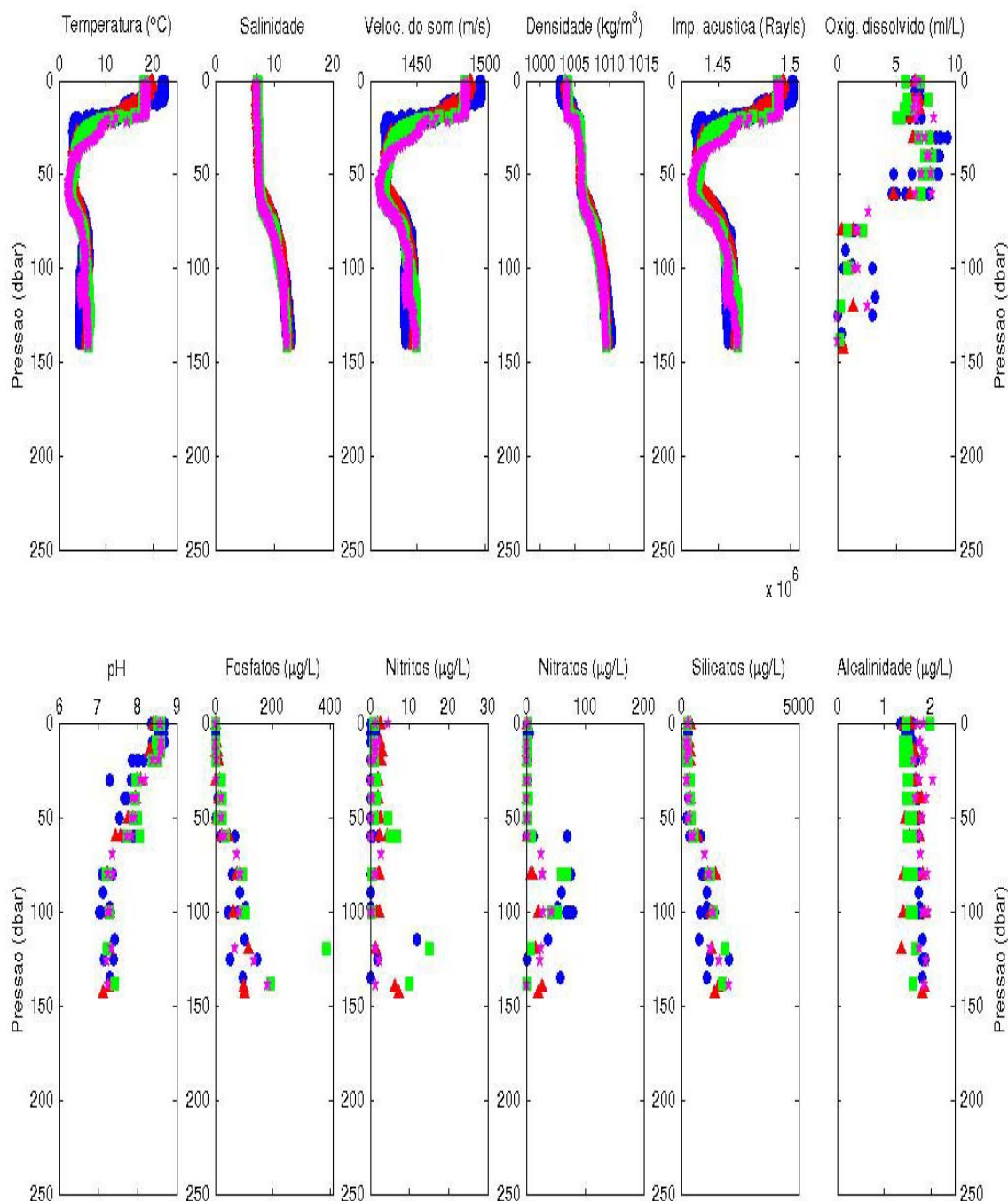


Figura 27 – Distribuição físico-química da coluna de água em 11 estações na subárea C, Bacia Sul do Báltico. Os símbolos indicam os anos de campanha: ● 2003, ▲ 2004, ■ 2005 e ★ 2006.

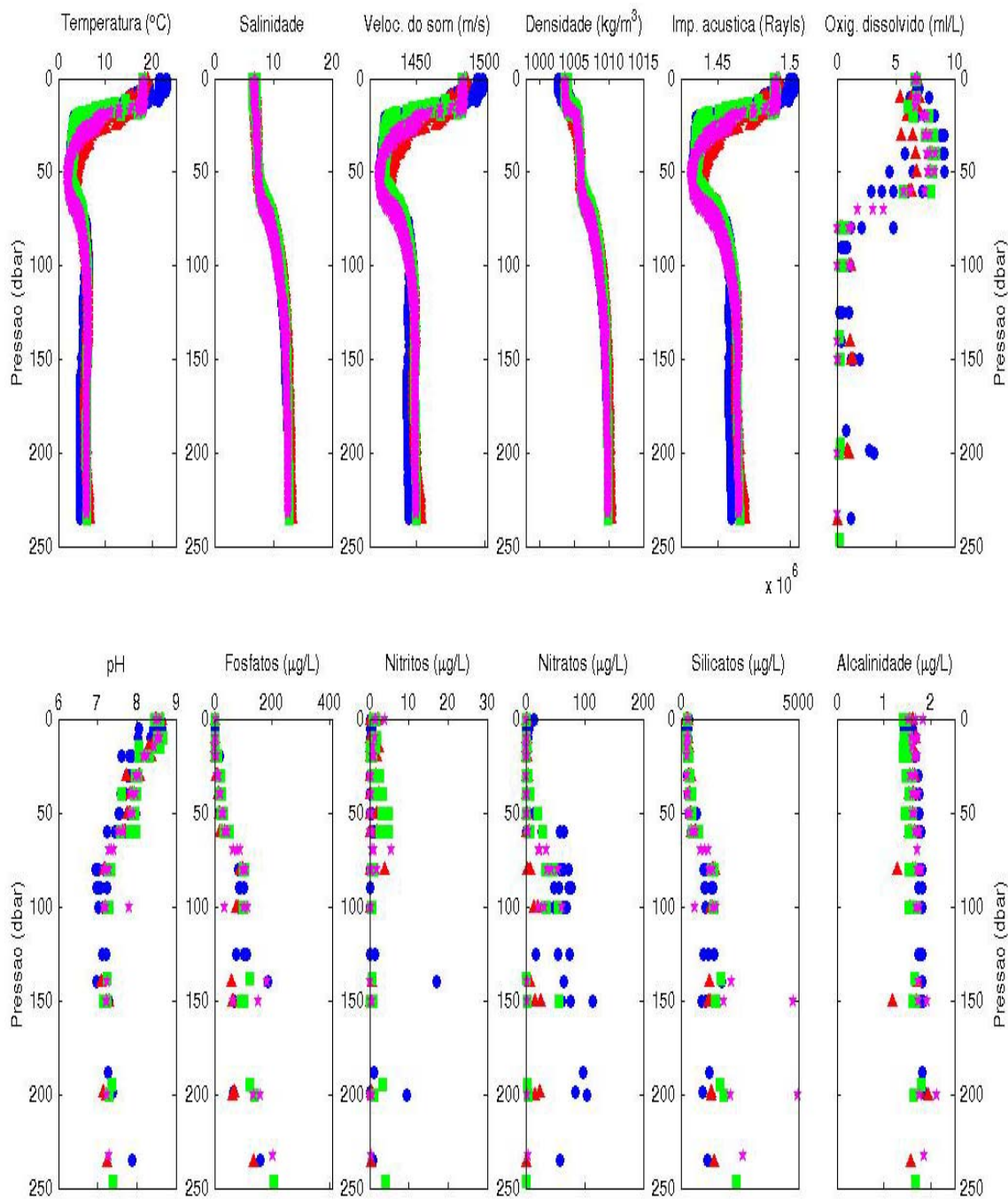


Figura 28 – Distribuição físico-química da coluna de água em 18 estações na subárea D, Fossa Sul de Gotland. Os símbolos indicam os anos de campanha: ● 2003, ▲ 2004, ■ 2005 e ★ 2006.

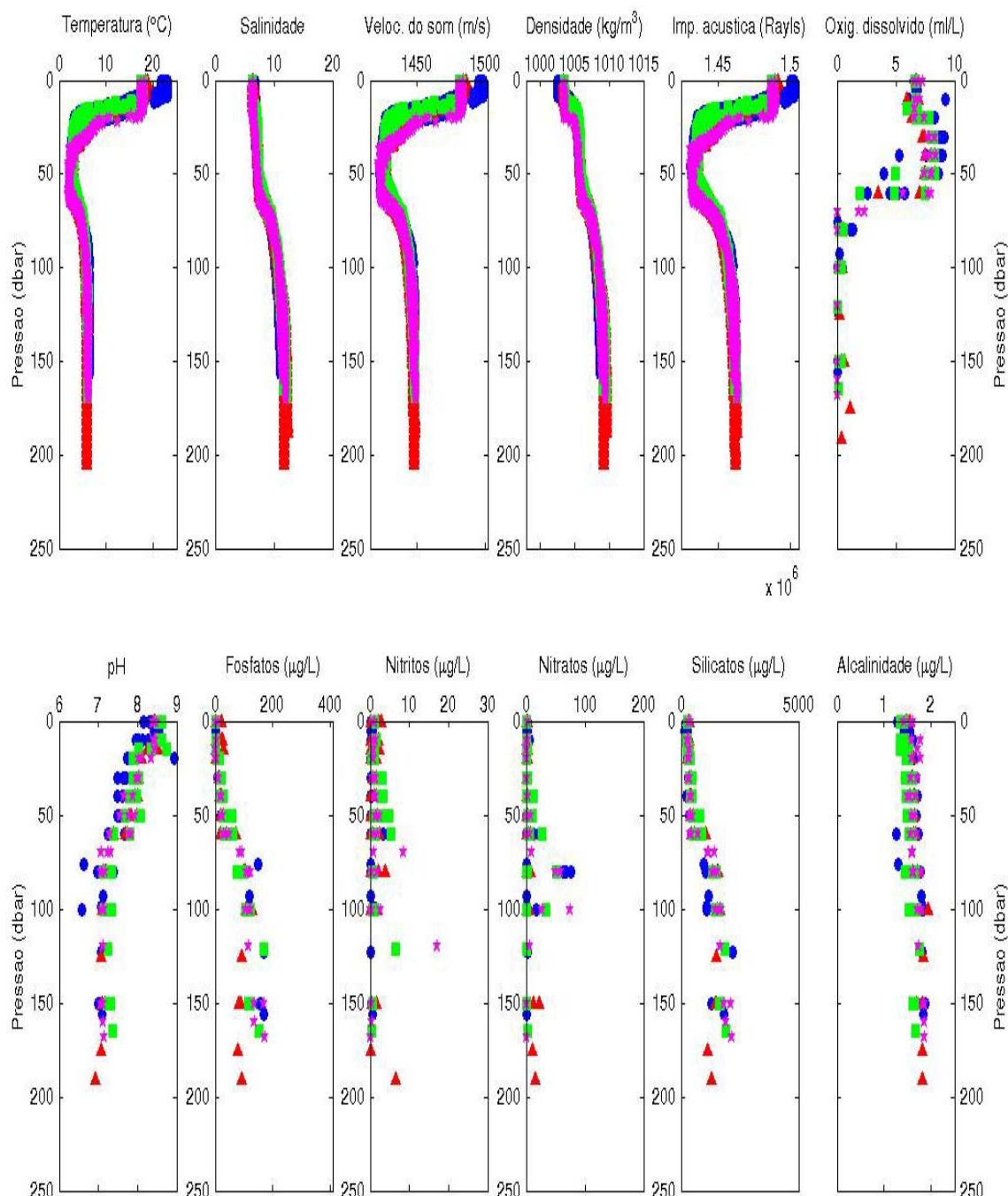


Figura 29 – Distribuição físico-química da coluna de água em 13 estações na subárea E, Fossa Norte de Gotland. Os símbolos indicam os anos de campanha: ● 2003, ▲ 2004, ■ 2005 e ★ 2006.

As distribuições da velocidade do som e da impedância acústica para as subáreas C, D e E (Figura 27, 28 e 29) exibem um máximo à superfície de 1510 m/s e  $1.51 \times 10^6$  Rayls em Agosto de 2003 e de 1490 m/s e  $1.49 \times 10^6$  Rayls nos restantes anos para a velocidade do som e impedância acústica, respectivamente. Os mínimos da velocidade do som e impedância acústica são observados na base da termoclina: 1435m/s e  $1.44 \times$

10<sup>6</sup> Rayls, respectivamente. Junto ao fundo, os valores para estas duas propriedades são superiores em Agosto de 2004 e menores em Agosto de 2003, registando-se valores intermédios nos meses de Julho de 2005 e de Agosto de 2006.

A concentração de oxigénio dissolvido possui uma distribuição bem definida (Figura 27, 28 e 29), com uma concentração de 6.7 ml/l à superfície para todos os anos de estudo e em ambas as subáreas. A partir desta profundidade os valores para cada ano de estudo dispersam, mas no seu conjunto traduzem um aumento da concentração de oxigénio dissolvido desde a superfície até aos 50m, limite a partir do qual as concentrações decrescem até à concentração de 2 ml/l (limite do défice em oxigénio) aos 80m de profundidade. Desde os 80 m até maiores profundidades, a concentração de oxigénio dissolvido mantém-se abaixo dos 2 ml/l, registando de 2004 a 2006, em algumas profundidades, a completa inexistência de oxigénio dissolvido. Dependendo da subárea, em Agosto de 2003 é observado um aumento das concentrações de oxigénio dissolvido: no caso da subárea C entre os 100m e 130m de profundidade até concentrações próximas de 3.6 e no caso da subárea D aos 200m de profundidade com concentrações de 3.9 ml/l.

A distribuição do pH em profundidade na subárea C, D e E (Figura 27, 28 e 29) reflecte uma tendência geral para a diminuição em profundidade, observando-se o seu mínimo à superfície na ordem dos 8.3 e 8.7 e o seu máximo numa camada de água entre os 70 e os 100 m de profundidade atingindo 7.1. Completando, abaixo dos 100 m de profundidade a distribuição do pH incide um ligeiro aumento de valores até aos 7.3-7.4, chegando mesmo a se registar no ano de 2003 para a subárea D um pH de 8.0 junto ao fundo. Não é reconhecida nenhuma variação temporal dos valores de pH ao longo da coluna de água para ambas as subáreas, apenas havendo um ligeiro aumento do pH ao longo do tempo na camada acima dos 100m e uma diminuição logo abaixo deste limite.

A perfil da alcalinidade (Figura 27, 28 e 29) evidencia uma distribuição quase igual ao longo de toda a coluna de água em torno do valor 1.6ug/l, havendo apenas a registar amplitudes superiores (1.7-1.9 µg/l) a este valor médio nos anos de 2003 e 2006 e de amplitudes menores (1.3-1.5 µg/l) no ano de 2005.

As concentrações de silicatos até aos 50 m caracterizam uma distribuição uniforme e constante (Figura 27, 28 e 29) com valores na ordem dos 400 µg/l. A partir dos 50 m de profundidade as concentrações de silicatos aumentam na base da coluna de água, destacando-se com concentrações superiores o ano de 2004 com valores de 2400

$\mu\text{g/l}$  junto ao fundo e o ano de 2006 com valores próximos dos 5000  $\mu\text{g/l}$  às profundidades dos 150 e 200m. Em relação aos restantes nutrientes observa-se o mesmo comportamento da distribuição dos silicatos (Figura 27, 28 e 29) desde a superfície até aos 50 m, embora as concentrações sejam ínfimas ou praticamente inexistentes, exceptuando o caso das concentrações de nitritos no ano de 2005 onde se registam valores de 4  $\mu\text{g/l}$ .

### *Subárea F – Bacia Norte do Báltico*

A distribuição da temperatura na subárea F (Figura 30) reflecte um perfil típico de Verão, com uma camada superficial bem misturada, onde a temperatura é constante em toda a coluna de água, uma camada preenchida pela termoclina, uma camada de temperatura uniforme, a CIF, uma camada equivalente à haloclina e por fim uma camada profunda estável onde a temperatura sofre poucas alterações e no geral se mantém constante.

Nos quatro anos de estudo, a temperatura superficial variou ligeiramente, diminuindo desde dos 19.2°C em 2004 aos 18.5°C em 2006, exceptuando o ano de 2003 em que a temperatura registada foi de 22.4°C. Foi também no ano de 2003 que a termoclina apresentava um gradiente térmico maior, devido à camada de mistura ser menos profunda (apenas com 8m de espessura) e sua base se encontrar mais superficial (aos 30 m de profundidade). Nos restantes anos, a camada de mistura desenvolveu-se até maiores profundidades (22 m em 2006). Em Agosto de 2004, a termoclina encontrava-se desenvolvida até maiores profundidades (50 m de profundidade) possuindo assim o menor gradiente térmico dos quatro anos de estudo.

Em consequência da evolução da termoclina, a profundidade da CIF também se alterou, embora as temperaturas se tenham mantido estáveis. No ano de 2003 e 2006 a CIF desenvolveu-se até menores profundidades, possuindo assim uma espessura menor do que nos restantes anos de 2004 e 2005.

Na camada profunda, logo abaixo da haloclina, a temperatura ao longo da coluna de água nos quatro anos de estudo não sofreu qualquer alteração, podendo se generalizar para todo o período de estudo uma camada termicamente estável desde o 85m de profundidade com temperaturas na ordem dos 5.6-6.3°C.

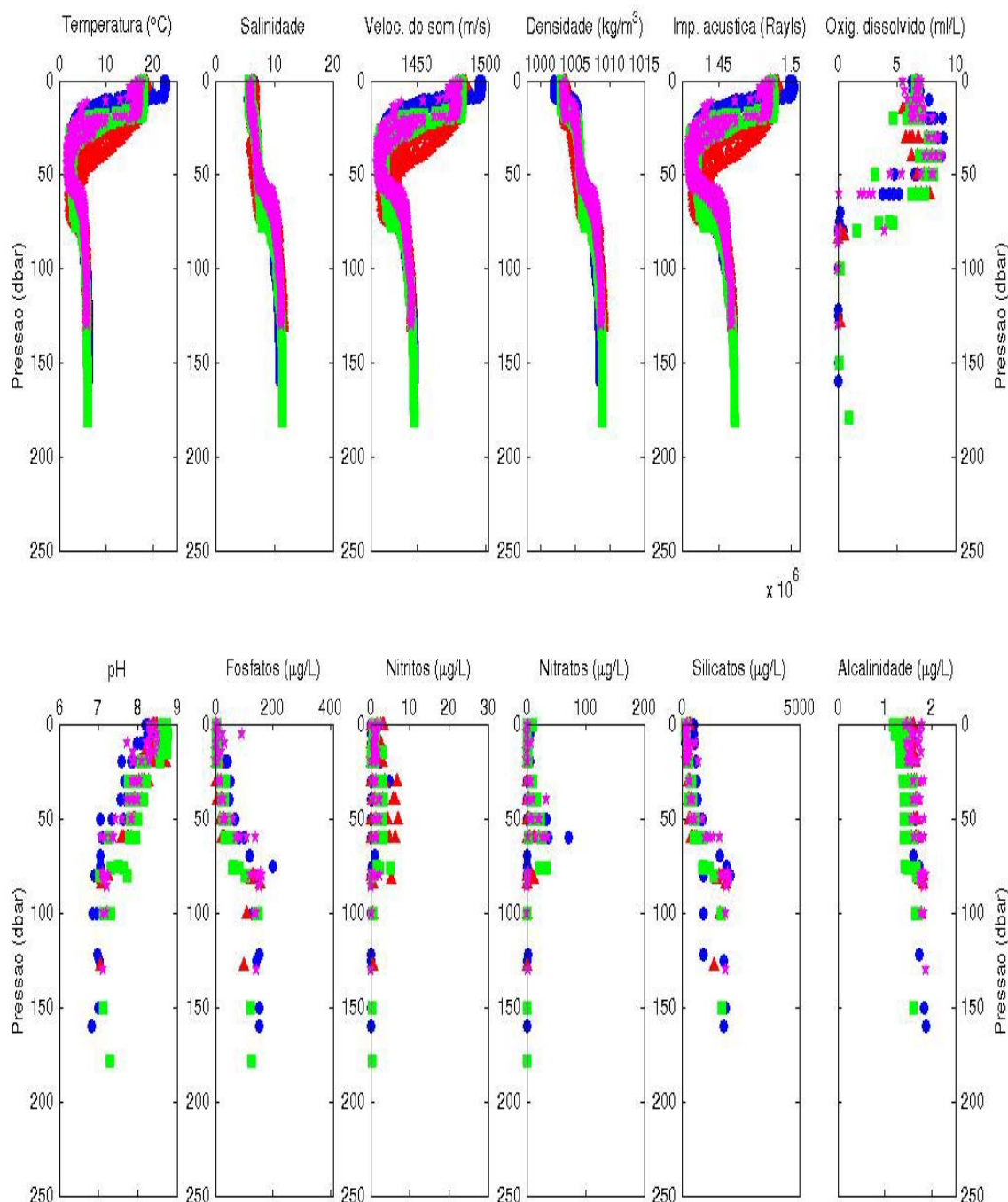


Figura 30 – Distribuição físico-química da coluna de água em 20 estações na subárea F, Bacia Norte do Báltico. Os símbolos indicam os anos de campanha: ● 2003, ▲ 2004, ■ 2005 e ★ 2006.

Através do perfil de salinidade da subárea F (Figura 30) é também possível observar-se uma distribuição típica de Verão, com a salinidade a diminuir em profundidade separada por um gradiente de salinidade, chamado de haloclina.

O mínimo de salinidade à superfície e o seu máximo na base da coluna de água não registam grandes variações ao longo do período de estudo, sendo possível estipular



um mínimo de 6.8 e um máximo entre o intervalo 10.5 e 11.3. A diferença mais marcante nos quatro perfis de salinidades é a localização da haloclina na coluna de água e a amplitude do seu gradiente, sendo ela mais superficial e maior no ano de 2003 (30m de espessura, desde os 52m até aos 82m) evoluindo até maiores profundidades com menores gradientes térmicos (10m de espessura, desde os 70m até aos 80m, no caso de 2005), excluindo o ano de 2006, quando a haloclina evolui até menores profundidades tornando-se mais superficial embora a sua espessura seja pequena (8m de espessura, desde os 50m aos 58m).

As distribuições da velocidade do som e da impedância acústica na subárea F (Figura 30) são semelhantes as das subáreas C, D e E, embora os valores sofram um ligeiro decréscimo na sua quantificação de 5 a 10 m/s e 5000 a 10000 Rayls, respectivamente, a menos do que nas restantes subáreas.

Relativamente à distribuição da densidade na subárea F (Figura 30), podemos constatar que a densidade evolui em profundidade desde o seu mínimo à superfície desde 1002 em 2003 até 1004  $\text{kg.m}^{-3}$  em 2006 até maiores densidades junto ao fundo desde 1008  $\text{kg.m}^{-3}$  em 2003 até 1009 $\text{kg.m}^{-3}$  em 2006. Ao longo da coluna de água é possível observar-se a picnoclina aos 10-25m de profundidades e a zona correspondente à haloclina, já referenciada em parágrafos anteriores.

O perfil de pH na subárea F (Figura 30) descreve uma distribuição onde os seus valores diminuem em profundidade até que a partir dos 70 m de profundidade a distribuição tende para se manter estável dentro da gama de valores desde os 7.0 aos 7.4. Os valores de pH no ano de 2003 apresentam um intervalo de valores à superfície (8.1) menores do que no ano de 2005 (8.7), onde são registados os maiores valores de pH dos quatro anos de estudo. No ano de 2004 e 2006 os valores de pH encontram-se dentro da gama de valores das distribuições de pH do ano de 2003 e de 2005.

Os perfis da alcalinidade na subárea F (Figura 30) para os quatro anos de estudo, mais uma vez, apresentam uma distribuição quase constante em toda a coluna de água, oscilando entre valores de 1.1 a 1.8  $\mu\text{g/l}$  para o ano de 2005, correspondendo à menor gama de valores observada, e de 1.5 a 1.9  $\mu\text{g/l}$  nos restantes anos.

Através das distribuições das concentrações dos nutrientes para a coluna de água da subárea F (Figura 30), os nutrientes que se encontram mais abundantes são os fosfatos e os silicatos, possuindo as suas maiores concentrações na camada desde os 60m de profundidade até ao fundo, com valores na ordem dos 180  $\mu\text{g/l}$  e 2100  $\mu\text{g/l}$ ,

concentrações de fosfatos e silicatos respectivamente. Em relação aos nitratos e nitritos, o oposto dos fosfatos e silicatos acontece, onde as maiores concentrações destes dois nutrientes é encontrada desde a superfície até aos 60m, não existindo qualquer vestígio destes dois nutrientes abaixo deste limite, à excepção dos meses de Agosto do anos de 2004 e 2005 onde ainda é possível destacar na camada dos 70 aos 80 m de profundidade uma pequena presença de nitratos (35 µg/l) e nitritos (6 µg/l).

### *Subárea G – Golfo da Finlândia*

A distribuição da temperatura para a última subárea (Figura 31), a subárea G, reflecte um perfil simples da variação da temperatura de uma coluna de água com pouca profundidade, onde apenas é visível uma camada superficial de reduzidas dimensões, uma termoclina bem marcada e por fim uma camada profunda onde a variação de temperatura tende a aumentar mas com um pequeno gradiente térmico.

A CIF não se encontra bem marcada, pois a profundidade da coluna de água não permite a coexistência de duas camadas distintas debaixo da termoclina, existindo assim uma única camada profunda resultante da influência da CIF e água mais salina. A termoclina no ano de 2003 é a que possui o maior gradiente térmico do conjunto dos quatro anos. No ano de 2004, a termoclina encontrava-se mais profunda, possuindo por isso um gradiente menor do que nos restantes anos. Para o mês de Agosto de 2005, a camada superficial foi a que se desenvolveu até maiores profundidades (25-30m), resultando uma termoclina muito marcada quase horizontal. No mês de Agosto do último ano de campanha, o ano de 2006, a camada superficial já se encontrava desenvolvida até menor profundidade e a termoclina com um gradiente menor.

No mês de Agosto de 2003 é verificado a maior temperatura à superfície: 24.9°C na estação 6F, situando-se a média de temperatura à superfície nos 22.5°C. Para os restantes anos, a temperatura à superfície decresce, situando-se dentro da gama de valores de 19.9 e 21.1°C. Junto ao fundo, a temperatura registada no ano de 2004 é a menor (2.2°C) tendo vindo a aumentar gradualmente até aos 5.2°C em 2006.



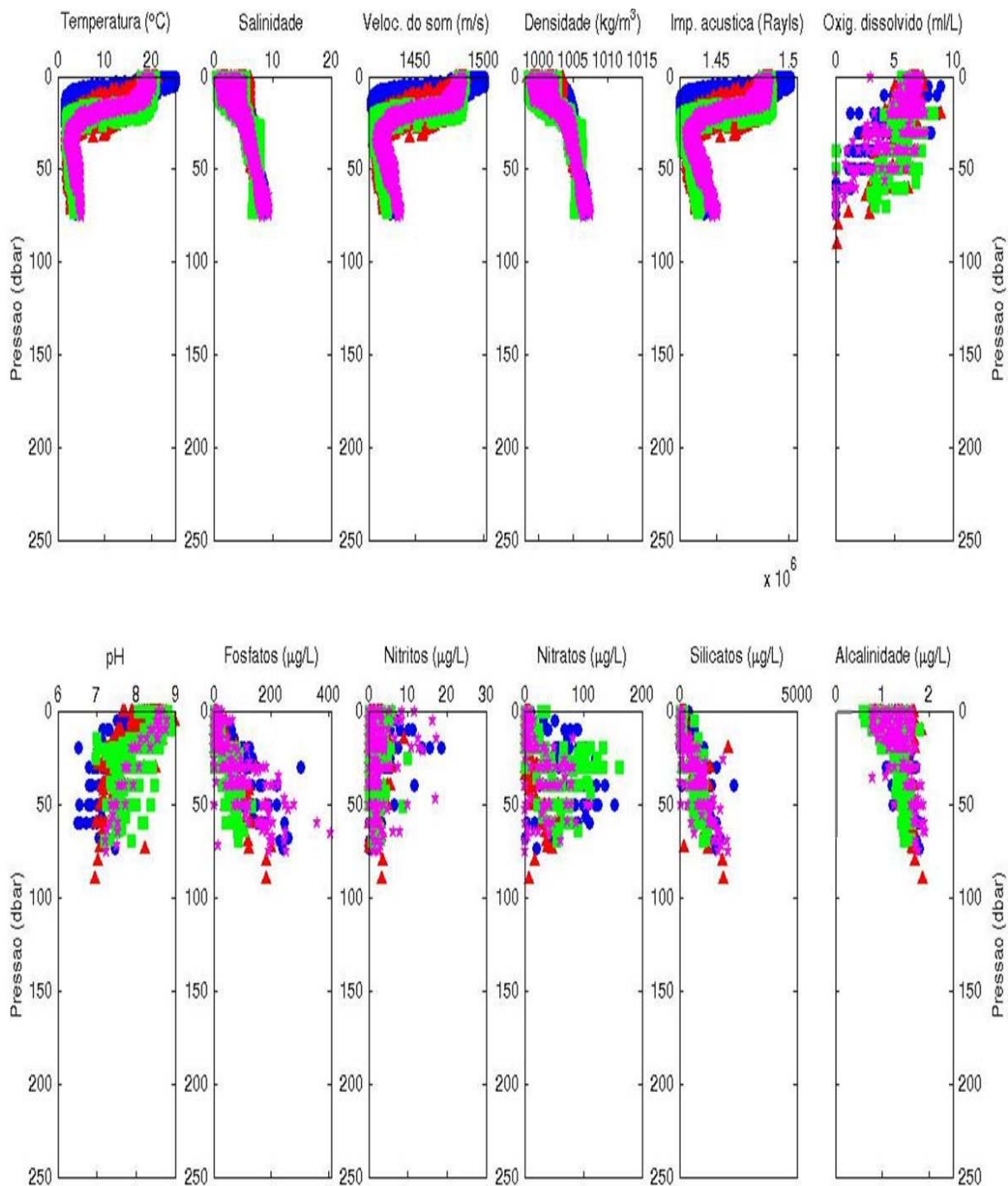


Figura 31 – Distribuição físico-química da coluna de água em 177 estações na subárea G, Golfo da Finlândia. Os símbolos indicam os anos de campanha: ● 2003, ▲ 2004, ■ 2005 e ★ 2006.

A distribuição de salinidade na subárea G (Figura 31) origina um perfil quase linear onde a salinidade aumenta em profundidade e a haloclina se encontra quase ausente, à exceção do ano de 2005, onde a haloclina esteve presente desde os 20 aos 30m de profundidade. As salinidade à superfície foram muito diversas, variando numa gama de valores desde os 1.0 aos 6.7. Junto ao fundo, a salinidade próxima dos 10, apenas evolui no ano de 2005 para salinidade menores de 8.3.

Como verificado nas restantes subáreas do Mar Báltico, as distribuições da velocidade do som e da impedância acústica (Figura 31) traduzem um perfil semelhante à distribuição da temperatura, registando o seu máximo à superfície o seu mínimo na base da termoclina.

No ano de 2003, foi registado o maior e o menor valor de velocidade do som e de impedância acústica à superfície do conjunto dos quatro anos: 1500 m/s e  $1.51 \times 10^6$  Rayls e 1430 m/s e  $1.425 \times 10^6$  Rayls, respectivamente.

Para a subárea G, a distribuição da densidade (Figura 31) é muito semelhante ao perfil da salinidade, descrevendo um aumento de densidade em profundidade quase constante interrompido aos 20 m pela picnoclina coincidente, neste caso, com a haloclina. À superfície é possível observar-se uma gama muito variada de densidades desde os 998 aos  $1004 \text{ kg.m}^{-3}$ , sendo este intervalo maior em 2003 evoluindo para uma menor dispersão de valores em 2006.

As particularidades da distribuição da salinidade também são observadas junto ao fundo, verificando-se valores superiores de densidade ( $1007 \text{ kg.m}^{-3}$ ) em todos os anos à excepção do ano de 2005, onde se registam valores menores ( $1005 \text{ kg.m}^{-3}$ ).

A distribuição da concentração de oxigénio dissolvido na subárea G (Figura 31) descreve um perfil onde as concentrações diminuem em profundidade, chegando mesmo em algumas estações haver o registo da completa ausência de oxigénio dissolvido a partir dos 45m de profundidade. À superfície as concentrações variam entre os 5.1 e os 7.3 ml/l, havendo a evidência de menores concentrações no ano de 2005. Abaixo da superfície até aos 20-40m as concentrações aumentam ligeiramente havendo o registo de concentrações perto dos 9.1ml/l nos anos de 2003, 2004 e 2005. Para o ano de 2006 a distribuição das concentrações de oxigénio dissolvido nos primeiros 25m não se encontram tão dispersas como nos anos anteriores, sendo também a partir deste limite que as concentrações tendem a diminuir.

A distribuição do pH na subárea G (Figura 31) demonstra uma clara tendência para a diminuição em profundidade e um óbvio aumento dos valores de pH de ano para ano, registando-se em Agosto de 2003 à superfície valores de 7.8 e em Julho de 2006 de 8.7. Ainda assim, é importante destacar que a distribuição de pH em Agosto de 2005 é, em algumas profundidades, superior do que nos restantes anos. Junto ao fundo, a gama de valores não é tão diversificada como ao longo da coluna de água, variando entre os 7.2 e os 7.5.

A alcalinidade na subárea G (Figura 31) evidencia uma diminuição ao longo da coluna de água numa gama de valores maior à superfície (0.6 a 1.8  $\mu\text{g/l}$ ) e menores na base da coluna de água (1.7-1.9  $\mu\text{g/l}$ , junto ao fundo). No ano de 2005 são observados menores valores de alcalinidade.

Em relação aos nutrientes, destaca-se que o nutriente mais abundante é a sílica. A distribuição deste nutriente e dos fosfatos (Figura 31) apresentam um perfil onde as suas pequenas concentrações à superfície aumentam em profundidade, registando valores máximos de fosfatos de 260  $\mu\text{g/l}$  em 2003 e 2006, 200  $\mu\text{g/l}$  em 2004 e 100  $\mu\text{g/l}$  em 2005 e de silicatos de 1800-2000  $\mu\text{g/l}$  em 2003, 2004 e 2006 e 1200  $\mu\text{g/l}$  em 2005. Os nutrientes nitratos e nitritos descrevem uma distribuição (Figura 31) onde as suas concentrações são pequenas à superfície e junto ao fundo mas elevadas a meio da coluna de água. No ano de 2003, 2004 e 2006 os nitratos registaram à profundidade dos 50 m as suas concentrações mais elevadas de 140, 80 e 100  $\mu\text{g/l}$ , respectivamente, enquanto que à superfície e junto ao fundo apenas se observam concentrações na ordem dos 10 a 20  $\mu\text{g/l}$ . No ano de 2005, as concentrações mais elevadas deste nutriente são observadas mais à superfície, à profundidade dos 35-40m com concentrações de 170  $\mu\text{g/l}$ , registando-se junto ao fundo e à superfície valores na ordem dos 35-50  $\mu\text{g/l}$ . Para o nutriente nitritos o mesmo é verificado, embora num espectro de concentrações menores. No ano de 2003 e 2006 para a subárea G, a maior concentração de nitritos (18-19  $\mu\text{g/l}$ ) é observada aos 20m de profundidade, enquanto que nos anos de 2004 e 2005 os valores diminuíram (8-10  $\mu\text{g/l}$ ). Junto ao fundo e à superfície, para todos os meses de Agosto as concentrações de nitritos são inferiores a 4  $\mu\text{g/l}$ , havendo até em alguns casos a completa ausência deste nutriente da coluna de água. Há apenas a referir, que no ano de 2005 as concentrações de nitritos à superfície são um pouco superiores do que nos restantes anos, registando-se valores na gama dos 0.1 a 7.5  $\mu\text{g/l}$ .

### c. Secção Latitudinal dos Parâmetros Físico-químicos

Desde a Fossa de Bornholm até à Bacia do Báltico Sul, a camada quase homogênea de salinidade aumenta de profundidade vindo a se desenvolver desde a superfície até aos 60 m com uma variação de salinidade entre os 7 e 8 (Figura 32).

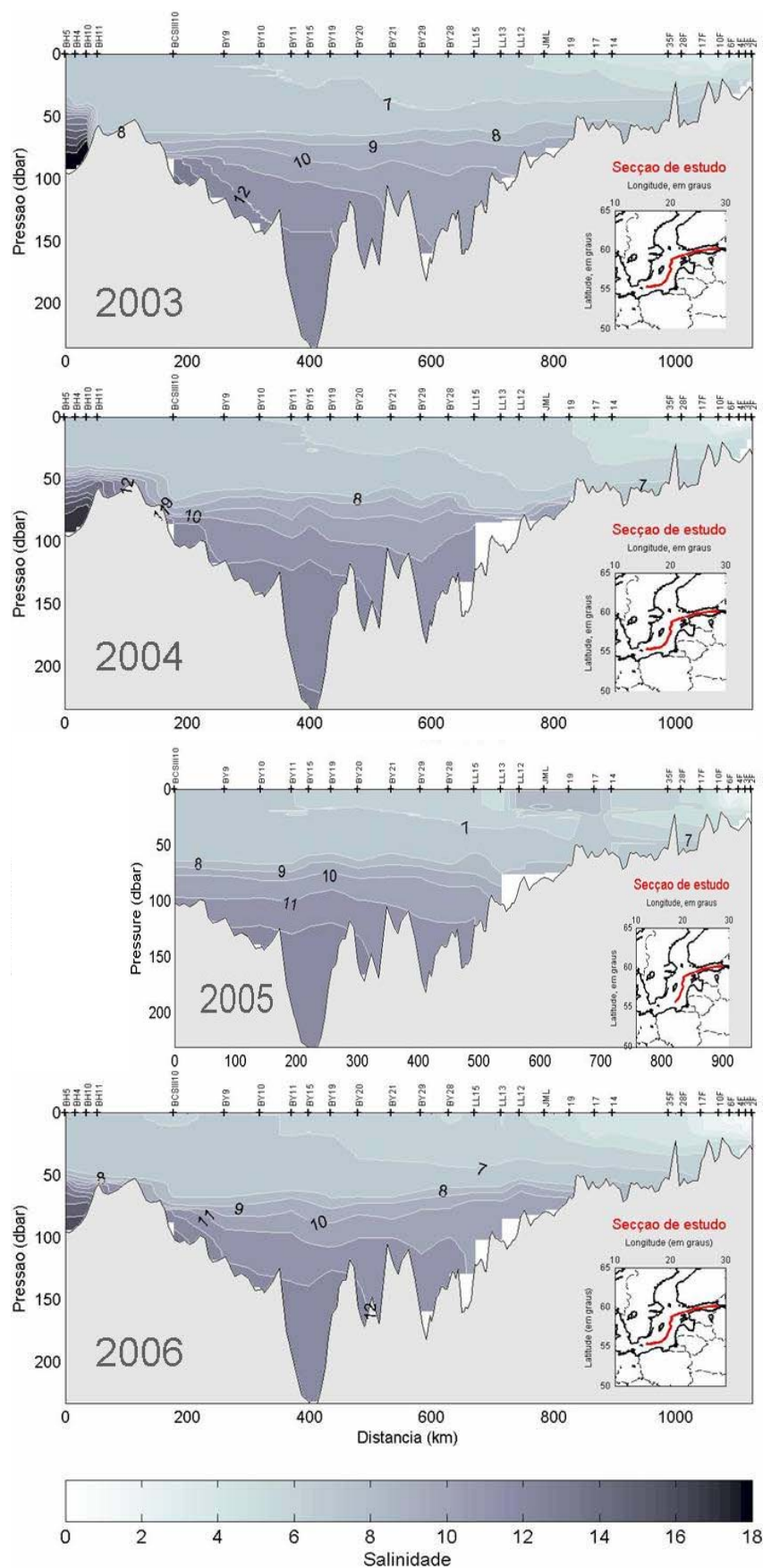


Figura 32 – Secção latitudinal de salinidade para o período de estudo: 2003 a 2006.

Desde a entrada na Fossa de Gotland até ao extremo leste do Mar Báltico (Golfo da Finlândia) é possível destacar que a distribuição quase homogênea de salinidade tende a reflectir cada vez mais a influência da entrada de água doce proveniente dos rios, uma vez que os valores de salinidade aumentam à medida que nos aproximamos de São Petersburgo. Esta característica é típica do Mar Báltico e encontra-se representada nas distribuições de salinidades de 2003 a 2006, sendo a única diferença o desenvolvimento vertical e a quantidade de água doce existente no extremo leste do Mar Báltico perto da desembocadura do Rio Neva em São Petersburgo, como foi o caso do ano de 2006 (Figura 32) onde é possível evidenciar um maior volume de água doce à superfície do que nos restantes anos.

Segundo Eremina (2007) toda uma associação de eventos relacionada com o afluxo proveniente do Mar do Norte ocorrido no ano de 2003, pode ter originado um processo intensivo de *upwelling* perto da zona costeira do Golfo da Finlândia Ocidental, fenómeno ainda justificado pelo mínimo de temperatura à superfície (7.0°C) na estação 17 perceptível na secção de temperatura (Figura 33).

No Verão de 2004, a distribuição de salinidade à superfície, evidenciada na Figura 32 pela sua secção latitudinal ao longo do Mar Báltico, é caracterizada por um maior desenvolvimento quase homogêneo da camada superficial de salinidade no Golfo da Finlândia. Este fenómeno deveu-se possivelmente a uma maior descarga dos rios durante o Inverno que por processos turbulentos originou uma massa de água superficial melhor misturada e desenvolvida até maiores profundidades. Devido a este processo, é possível observar na subárea F, Bacia do Báltico Norte, da Figura 32 a compressão da massa de água intermédia contra a vertente Norte da Bacia do Báltico que veio a dificultar a dispersão para Norte da massa de água mais antiga da Fossa de Gotland. Na área mais a oeste da secção de salinidade (Figura 32) é possível observar a circulação junto ao fundo do mar de uma massa de água mais densa, possivelmente ainda relacionado com o afluxo proveniente do Mar do Norte ocorrido no ano anterior. A entrada desta água na Bacia do Báltico pode ser justificada mediante a mistura da água superficial durante o Outono/Inverno do ano de 2003 que resultou numa menor consistência do limite imposto pelo gradiente da termoclina no ano seguinte, facilitando a divergência da água renovada pela batimetria da Bacia de Bornholm até ser liberta na Bacia do Báltico, como é possível observar na Figura 32 e Figura 34 com a distribuição de salinidade e densidade, respectivamente.

Para o ano de 2005 a distribuição de salinidade ao longo da secção à superfície varia consideravelmente: desde 1.0 na área leste do Golfo da Finlândia até 7.3 nas estações ocidentais do Mar Báltico. A salinidade aumenta constantemente com a profundidade formando uma haloclina desde os 70 aos 90 m com gradientes de  $0.2.m^{-1}$ .

Na secção latitudinal de temperatura do Mar Báltico (Figura 33) para o ano de 2003, é possível observar que a camada superior encontra-se bem misturada, abrangendo temperaturas de 20 – 23°C, e desenvolvida até profundidades de 10 a 12m aumentando em direcção a oeste. A termoclina possui um gradiente de temperaturas desde os 20°C até aos 7-8°C, estando bem definida e localizada a profundidade de 12 até 18 m a Leste e de 20 a 32 m a Ocidente. Logo abaixo da termoclina esteve estabelecida a CIF, enquanto que junto ao fundo água relativamente mais quente (temperaturas acima dos 5°C) fluía. A CIF, caracterizada por temperaturas abaixo dos 4°C, ocupou em Agosto de 2003 um intervalo de profundidades entre os 25 e os 40m no interior do Golfo da Finlândia (subárea G) e entre os 60 e os 75m na vertente Norte da Bacia do Báltico (subárea F), abrangendo assim a maior espessura dos 4 anos de estudo e permitindo que o seu limite superior subisse até os 15-20m de profundidade.

Foram as características da CIF no ano de 2003 que permitiram a sua circulação, durante esse ano e ainda no ano posterior, embora em menor volume, até às águas pouco profundas do Golfo da Finlândia. Foi o facto da CIF estar mais desenvolvida no ano de 2003 que promoveu a compressão da camada superficial e da termoclina, implicando assim para uma menor profundidade uma maior variação de temperatura (termoclina mais pronunciada). É o facto da CIF ser caracterizada por menores salinidades (na ordem dos 7.0 – 7.5) do que a camada profunda e por baixas temperaturas (abaixo dos 4°C) que permite que esta camada não afunde.

Para a maioria das estações, a temperatura da água superficial no ano de 2004 variou entre os 21.2 °C e 22.3°C, sendo possível distinguir uma camada superior quase homogénea de 5m de espessura, uma termoclina com um grande gradiente de temperatura de 15 m de espessura na parte leste do Mar Báltico, a CIF a partir dos 20m com temperaturas mínimas de 2°C e um máximo de espessura na Fossa de Gotland e uma camada profunda com temperaturas máximas de 6°C.

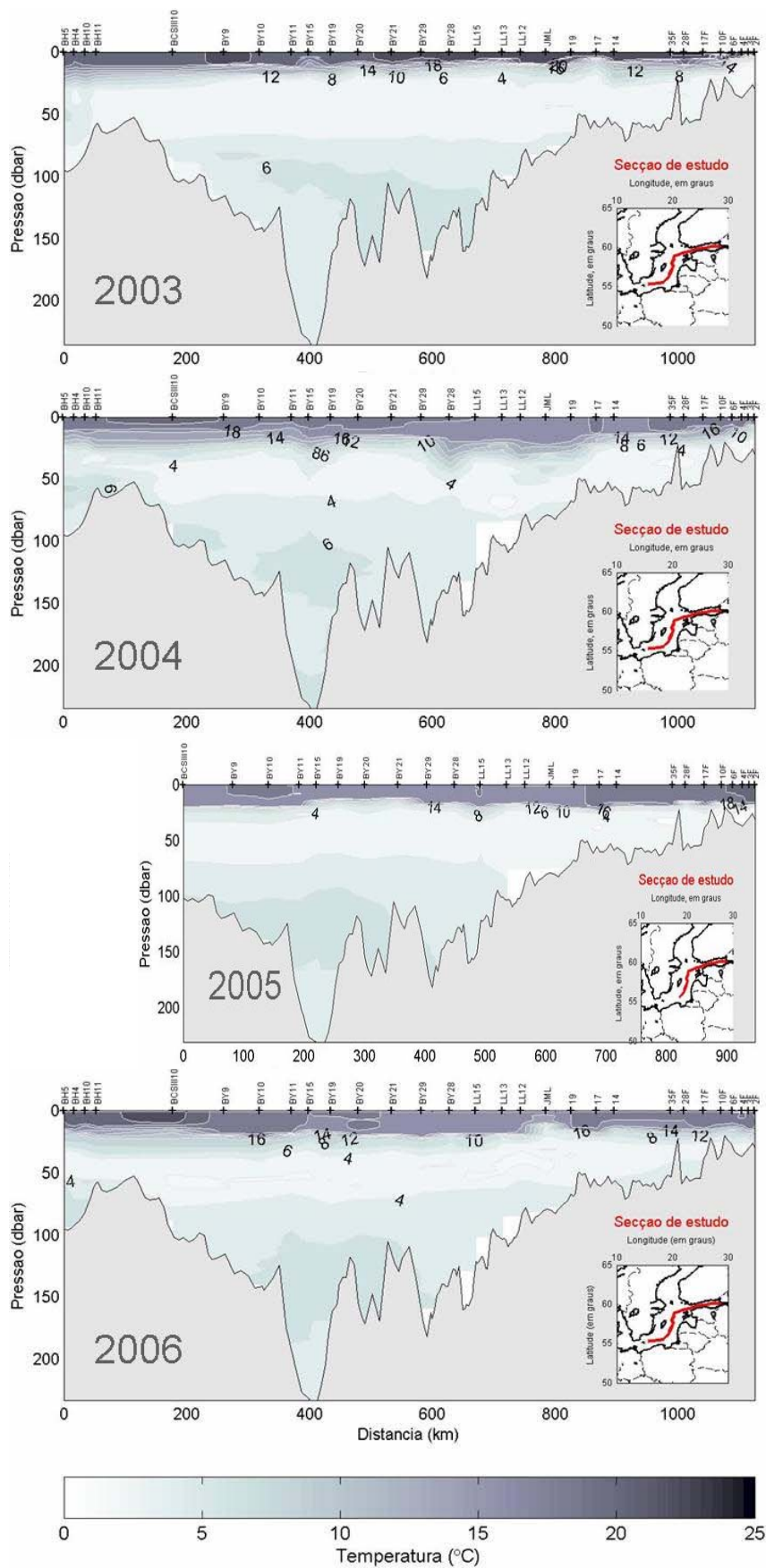


Figura 33 – Secção latitudinal de temperatura para o período de estudo: 2003 a 2006.



Para o ano de 2005, o mês de Agosto foi caracterizado por uma diminuição da temperatura superficial e pela estabilização térmica de toda a coluna de água do Mar Báltico, como perceptível na Figura 33 por amplas e horizontais isotérmicas desenvolvidas ao longo do Báltico. A termoclina encontra-se bem desenvolvida à profundidade dos 20m para todo o Mar Báltico, impondo um limite à camada superficial quase homogénea que oscila entre valores de 16 a 18 °C, havendo algumas excepções onde são registados valores próximos dos 20°C, como é o exemplo das estações junto à Bacia de Gdansk (subárea B) e Golfo da Finlândia Este (subárea G), ou dos 22°C junto à Baía de Neva. A CIF permanece presente e o seu desenvolvimento vertical é idêntico entre os 40 e os 60m de profundidade e com temperaturas abaixo dos 4°C e salinidades acima da haloclina (7.2 – 8.1).

Na subárea D e E, Fossa de Gotland, é destacada a profundidades de 100 a 160m uma massa de água mais quente, com temperaturas superiores a 6°C, do que a água encontrada abaixo e acima deste limite, com temperaturas entre 4 e 6°C.

A distribuição vertical da densidade da água (Figura 34) possuiu as mesmas características da distribuição de salinidade (Figura 32). Através das secções de densidade (Figura 34) é possível evidenciar a existência de três camadas de água distintas: uma camada superficial com densidades até aos 1004 kg.m<sup>-3</sup>; uma camada intermédia desenvolvida desde os 10-30 m aos 70-90 m de profundidade, dependendo do ano e da subárea de estudo, com densidades entre os 1004 kg.m<sup>-3</sup> e os 1008 kg.m<sup>-3</sup>; e por fim uma camada profunda preenchendo a Fossa de Gotland e a Fossa de Bornholm com densidades acima dos 1008 kg.m<sup>-3</sup>.

Através da secção latitudinal de densidade para o mês de Agosto de 2003 (Figura 34) é possível observar uma camada de água superficial bem desenvolvida até profundidades menores do que nos anos posteriores, observando-se mesmo a entrada de água intermédia na área mais a Este do Golfo da Finlândia, nas estações 6F, 4F, 3F e 2F, com quase o total preenchimento da coluna de água por esta massa de água.

Em Agosto de 2004 a espessura da camada superficial diminuiu (menos de 10m) na área mais a oeste do Báltico (Fossa de Bornholm e Bacia de Gdansk) embora nas áreas mais a leste, especialmente no Golfo da Finlândia, o seu desenvolvimento se tenha efectuado até maiores profundidades (30m).

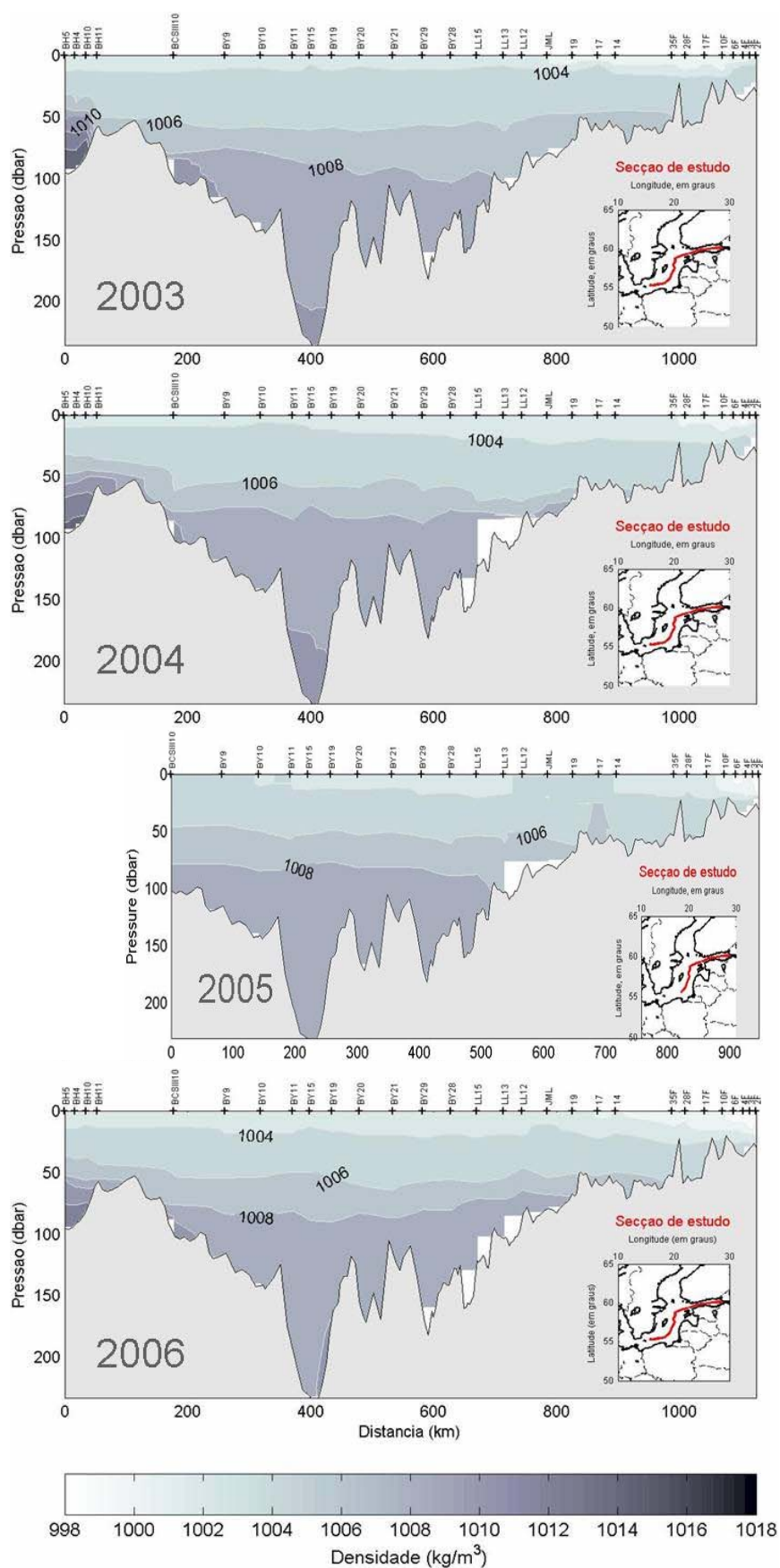


Figura 34 – Secção latitudinal de densidade para o período de estudo: 2003 a 2006.

No ano de 2005 a camada de água superficial não se encontra visível em algumas subáreas do Báltico, tendo sido preenchida por água mais densa proveniente da camada intermédia. Este fenómeno é observado na subárea C e F, havendo mesmo na subárea F (estação 17) a ressurgência de águas ainda mais densas da camada intermédia.

No mês de Julho de 2006 registou-se uma maior espessura da camada superficial em toda a extensão do Mar Báltico, sendo possível observar-se em estações situadas mais a leste do Golfo da Finlândia (3F e 2F) o total preenchimento da coluna de água com a massa de água superficial composta ainda por uma sub-camada superficial (até aos 12m de profundidade) de água menos densa proveniente dos rios e precipitação, ao contrário do fenómeno registado no ano de 2003.

O facto evidenciado anteriormente pela distribuição de salinidade no ano de 2004 é confirmado também pela distribuição de densidade (Figura 34), em que é possível observar-se no ano de 2004 a entrada de água mais densa existente na Fossa de Bornholm que tinha possivelmente permanecido do afluxo ocorrido no ano anterior, escoando junto ao fundo da Bacia de Gdansk até à Bacia do Báltico, havendo ainda o preenchimento na Fossa de Gotland de água mais densa do que os  $1010\text{kg.m}^{-3}$  como sucedeu no ano anterior.

No mês de Agosto de 2005, não se observa a entrada de água mais densa do que os  $1010\text{kg.m}^{-3}$  na Bacia do Báltico, sendo esta subárea preenchida por uma massa de água com densidades na ordem dos 1008 a  $1009.5\text{kg.m}^{-3}$ . No mês de Julho de 2006 é observado um pequeno volume de água densa, com densidades superiores aos  $1010\text{kg.m}^{-3}$ , na Bacia Sul do Báltico e junto à vertente Norte da Fossa de Gotland.

As mesmas características apresentadas pela distribuição de temperatura ao longo do Mar Báltico são observadas na secção latitudinal da velocidade do som, existindo uma camada superficial onde a velocidade do som é máxima e a partir da qual diminui até a camada intermédia onde a velocidade do som é mínima (abaixo dos 1430 m/s), voltando depois a aumentar até ao fundo (entre os 1440 e os 1455 m/s).

Na distribuição da velocidade do som no ano de 2003 é possível destacar na camada superficial as velocidades do som mais elevadas ( $\approx 1500\text{ m/s}$ ) registadas no conjunto dos 4 anos, estando assim relacionadas às temperaturas superficiais mais elevadas registadas também nesse ano.

As camadas superficiais do Mar Báltico são geralmente bem oxigenadas com concentrações de oxigénio dissolvido na ordem dos 7 ml/l. Em profundidades na ordem

dos 60-70m podemos observar que o gradiente da concentração de oxigênio dissolvido é grande e a partir de profundidades de 140m usualmente já não subsiste qualquer oxigênio dissolvido. Por isso, nas camadas profundas das fossas do Mar Báltico, onde processos de estagnação são desenvolvidos, a ventilação por águas ricas em oxigênio apenas existe durante a ocorrência de afluxos com água proveniente do Mar do Norte.

Através da distribuição vertical da concentração de oxigênio dissolvido durante o Verão de 2003 (Figura 35) é possível observar a sua diminuição logo abaixo da haloclina até ao seu completo desaparecimento junto ao fundo e a existência de estratificação térmica impede o transporte de oxigênio desde a superfície até às camadas mais profundas.

Ainda em 2003 pode ser observada uma deficiência de oxigênio (concentração abaixo do 2 ml/l) em camadas profundas de algumas áreas do Golfo da Finlândia e ainda a formação de H<sub>2</sub>S em camadas perto do fundo para as estações exteriores à Fossa de Gotland. Nas estações mais profundas da Fossa de Gotland as concentrações de oxigênio dissolvido (Figura 35) perto do fundo são na ordem dos 1.16 e 2.74 ml/l, sendo estas as maiores concentrações registadas nesta subárea para o período de estudo.

Parece haver uma correspondência da CIF com uma camada de água rica em oxigênio dissolvido com concentrações entre 7 e 8 ml/l, tendo sido observadas em 2003 alguns núcleos de água no interior da CIF com valores acima dos 9 ml/l. Esta última constatação esteve relacionada com a ocorrência em todo o Mar Báltico no mês de Agosto do aumento em mais de 1 ml/l da concentração média de oxigênio dissolvido.

Na Fossa de Gotland durante o mês de Agosto de 2005, observou-se uma deficiência de oxigênio a partir dos 75-80m de profundidade até ao fundo (Figura 35). Abaixo dos 90-100m a concentração em oxigênio era ausente e por isso condições anaeróbias eram presentes. No Verão de 2005 praticamente toda a coluna de água na Fossa de Gotland encontrava-se imobilizada.

Ainda durante o ano de 2005, é possível observar em toda a extensão da coluna de água da estação 17, situada na Bacia Norte do Báltico (subárea F), uma deficiência da concentração de oxigênio dissolvido que se estende desde o fundo do mar até aos 5 m de profundidade, evidenciando uma provável ressurgência de águas profundas advindas de processos de *upwelling* já observados nas distribuições de temperatura e salinidade nesta estação.



Para o mês de Julho de 2006 todo o Mar Báltico abaixo dos 60 m de profundidade estava em carência de oxigénio dissolvido (Figura 35), a excepção do Golfo da Finlândia, onde esta carência fez-se sentir logo a partir dos 50 m na zona mais ocidental e a partir dos 30 m na zona mais a leste. Acima destes limites, a concentração de oxigénio dissolvido foi máxima apenas no interior da CIF, onde foram observados pequenos núcleos de água rica em oxigénio, com valores acima dos 8 ml/l, e mínima na camada superficial, com valores entre os 6 e os 7 ml/l, exceptuando as estações BCSIII10 na Bacia de Gdansk e BY29 na Fossa Norte de Gotland que registaram à superfície concentrações de oxigénio dissolvido superiores a 7 ml/l.

A distribuição do pH ao longo do período de estudo (Figura 36) abrangeu pequenas variações, descrevendo uma distribuição ao longo da coluna de água onde os seus valores diminuem em profundidade, com o seu máximo na camada superficial, entre os 8.4 e os 8.6, e mínimo junto ao fundo, com valores abaixo dos 7.2. No mês de Agosto de 2003 foi registado na Fossa Norte de Gotland, a existência de um núcleo de água mais ácida com valores abaixo dos 6.8. A CIF possuiu para todos os anos valores que variaram entre os 7.6 e os 8.2, típicos de água alcalina.

Em águas mais profundas da Fossa de Gotland, é possível destacar para o mês de Agosto de 2003 (Figura 36) a existência de águas alcalinas com valores de pH acima dos 7.4 logo abaixo dos 200m de profundidade, enquanto que nos anos posteriores a água existente abaixo dos 80 m de profundidade tenha tido pH abaixo dos 7.4.

Encontrando-se relacionada directamente com o pH, a distribuição de alcalinidade ao longo do período de estudo evoluiu para a diminuição da capacidade de neutralização, uma vez que as concentrações elevadas de alcalinidade para o mês de Agosto de 2003 diminuíram ao longo do período de estudo.

Para o mês de Agosto de 2004, a distribuição de alcalinidade encontra-se mais heterogénea em toda a extensão do Báltico, tendo se registado maiores concentrações de alcalinidade (acima de 1.6  $\mu\text{g/l}$ ) logo abaixo da camada superficial nas subáreas mais a Oeste do Mar Báltico, excluindo o caso da Fossa de Gotland.



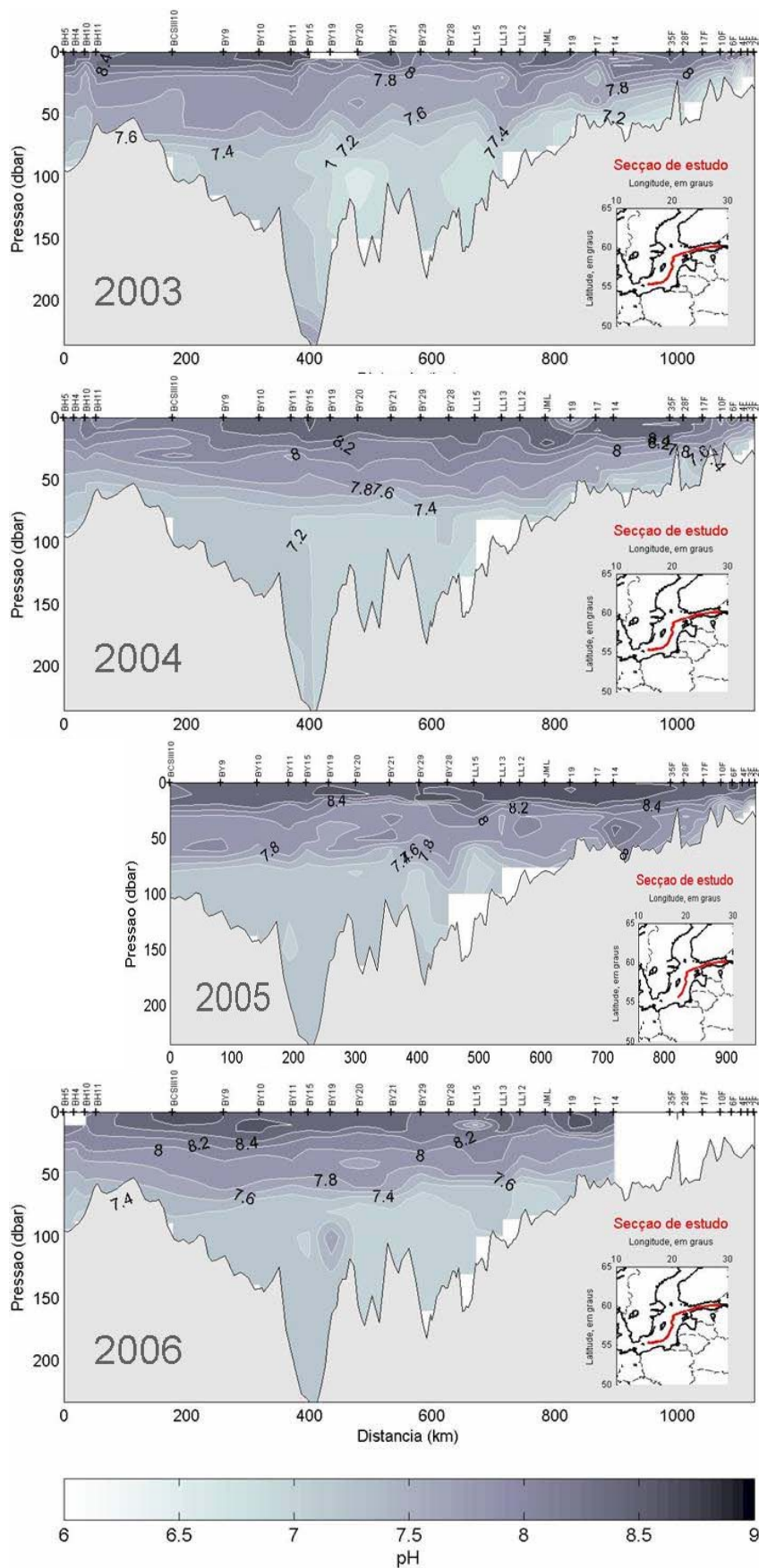


Figura 36 – Seção latitudinal de pH para o período de estudo: 2003 a 2006.



Ainda durante o mês de Agosto de 2004, na Fossa de Gotland é visível a existência de águas com alcalinidade baixa e na vertente Norte da Fossa de Gotland, logo abaixo à profundidade dos 180 m, é possível observar um pequeno núcleo com água de alcalinidade elevada. No Golfo da Finlândia a capacidade da neutralização, imposta pela alcalinidade mais elevada, diminuiu em profundidade com a aproximação ao estuário do Rio Neva, em São Petersburgo.

Em 2005, o mês de Agosto reflecte uma diminuição geral da capacidade de neutralização em todo o Mar Báltico através de uma distribuição mais homogênea em profundidade da alcalinidade do que no ano anterior, chegando mesmo a se registar à superfície águas com concentrações abaixo dos 1.4  $\mu\text{g/l}$  não unicamente no Golfo da Finlândia mas também na Fossa Norte de Gotland e na Bacia Norte de Gotland. Mesmo nas águas profundas da Fossa de Gotland, não foram registadas concentrações de alcalinidade acima dos 1.6  $\mu\text{g/l}$ .

No mês de Julho de 2006 as amostras de água para a determinação de alcalinidade não foram suficientes para a observação completa da distribuição desta componente para toda a extensão do Mar Báltico, sendo apenas possível a análise da área central do Báltico. Mesmo assim, é possível observar que a distribuição da concentração de alcalinidade ainda reflecte um aumento da capacidade de neutralização em profundidade, embora na sua generalidade a concentração média de alcalinidade tenha diminuído 0.2  $\mu\text{g/l}$ . Na Fossa de Gotland apenas é possível o registo das maiores concentrações junto a vertente sul, com valores acima dos 1.4  $\mu\text{g/l}$ .

Observando as distribuições dos nutrientes (Figura 37, 38, 39 e 40), para toda a extensão do Mar Báltico, é possível destacar que as maiores concentrações de silicatos e da existência dos restantes nutrientes apenas se encontram nas camadas mais profundas.

O nutriente que se encontrou mais abundante em todo o período de estudo na coluna de água foram os silicatos (Figura 37) com concentrações máximas de 2500  $\mu\text{g/l}$ , seguindo dos fosfatos (Figura 38) com concentrações acima dos 180  $\mu\text{g/l}$ , dos nitratos (Figura 39) com concentrações máximas de 80  $\mu\text{g/l}$  e por fim os nitritos (Figura 40), em concentrações abaixo dos 10  $\mu\text{g/l}$ .

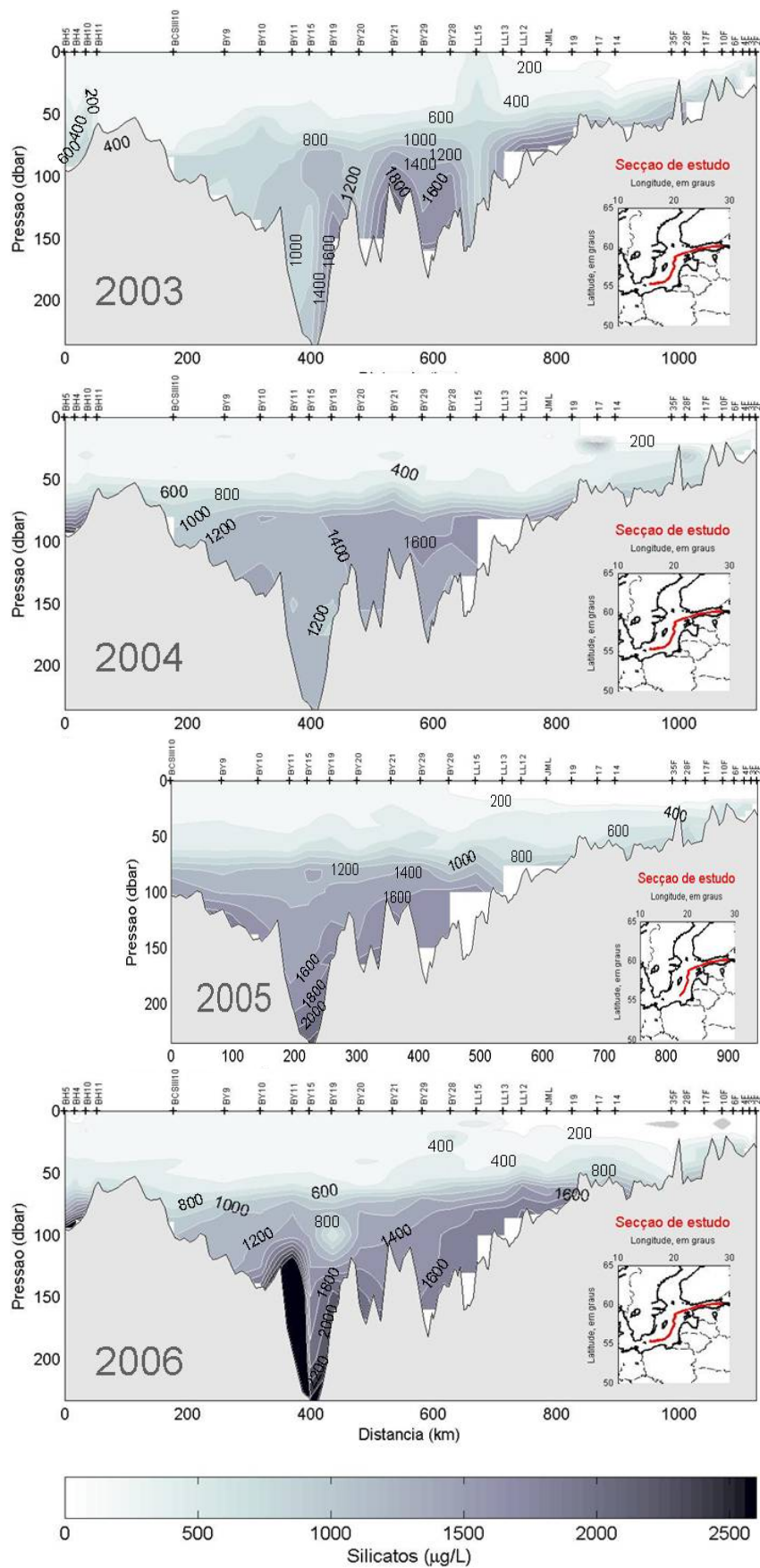


Figura 37 – Seção latitudinal da concentração de silicatos para o período de estudo: 2003 a 2006.

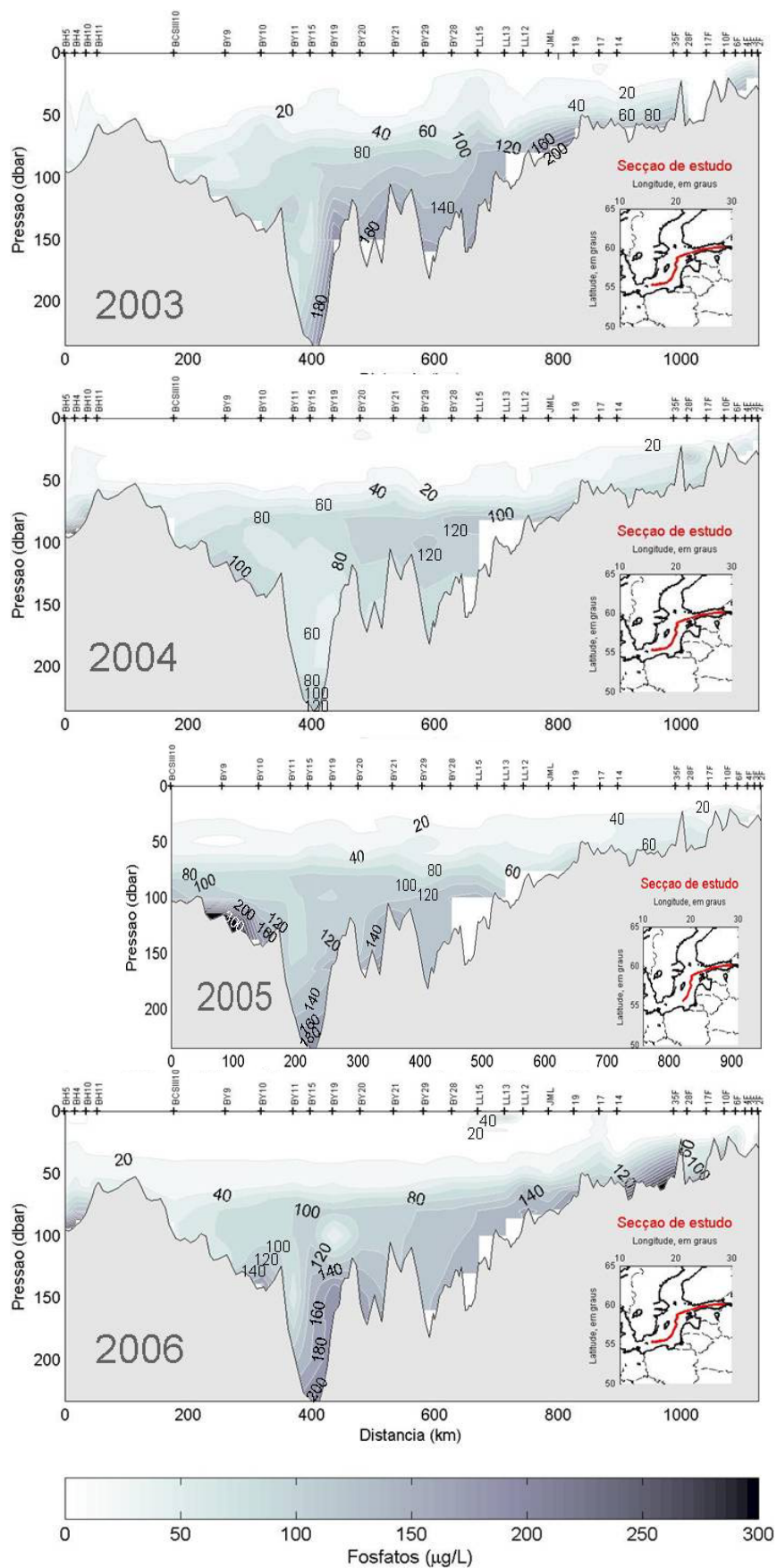


Figura 38 – Secção latitudinal da concentração de fosfatos para o período de estudo: 2003 a 2006.

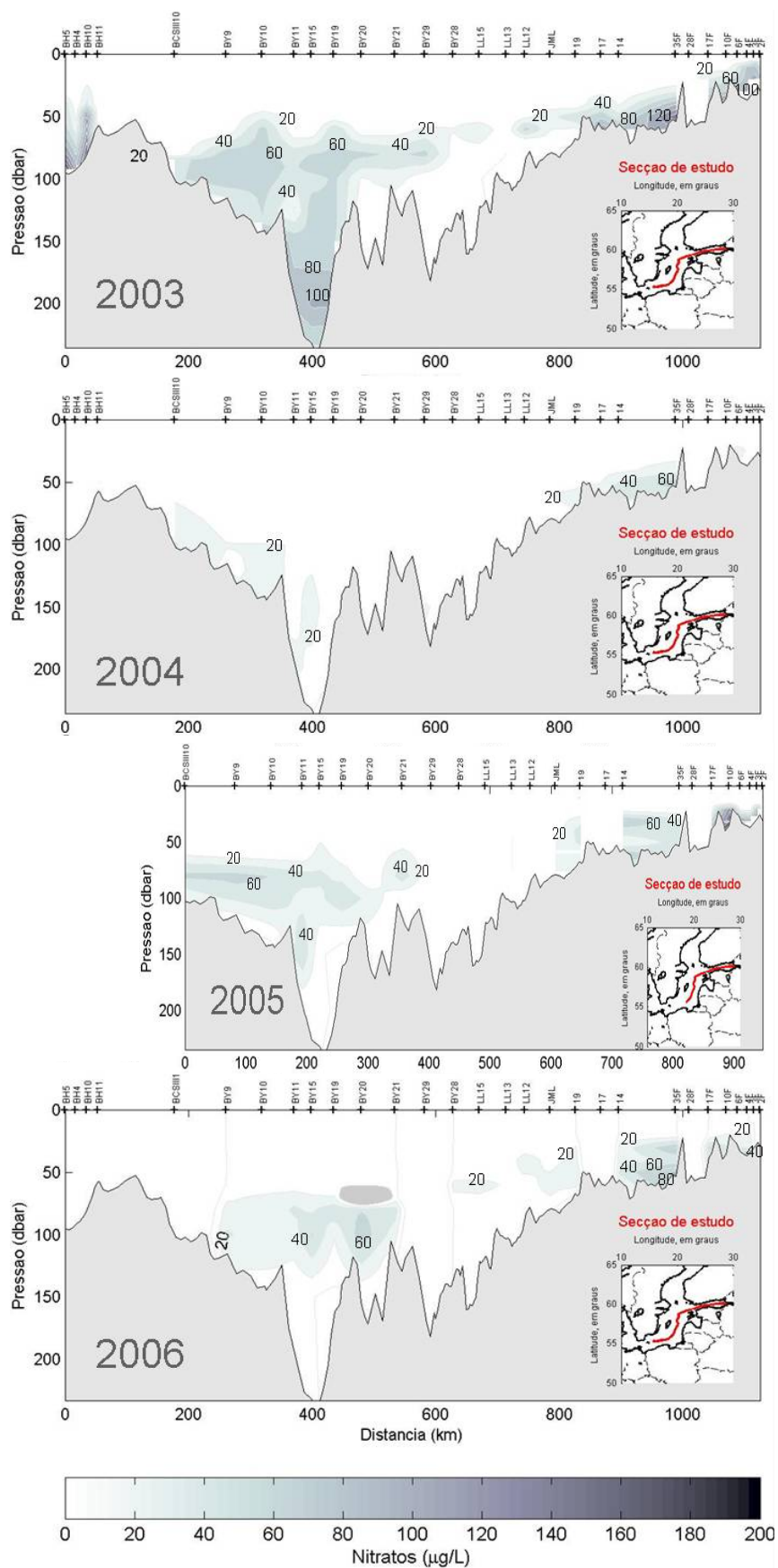


Figura 39 – Secção latitudinal da concentração de nitratos para o período de estudo: 2003 a 2006.

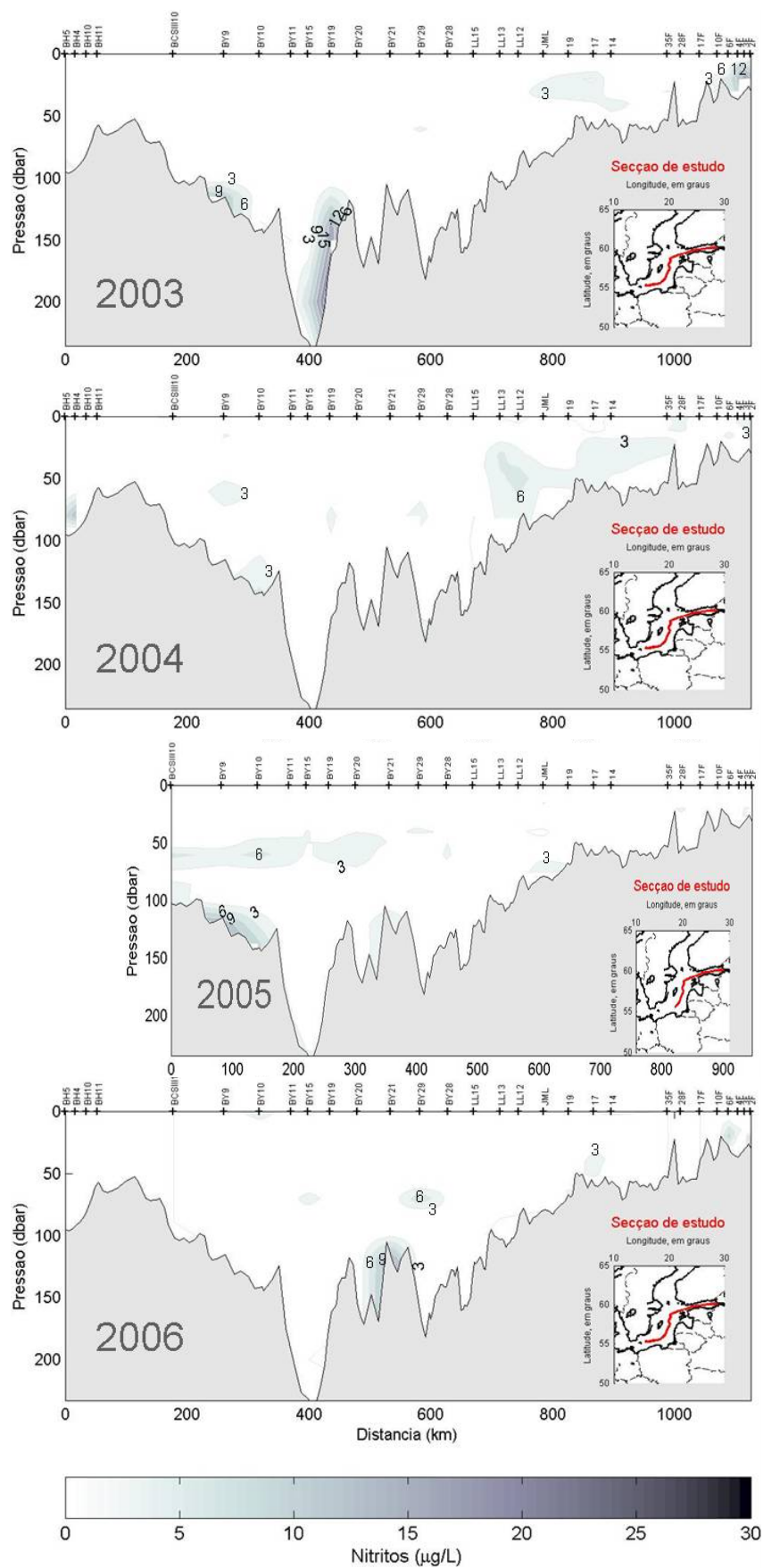


Figura 40 – Secção latitudinal da concentração de nitritos para o período de estudo: 2003 a 2006.



As concentrações de nitratos (Figura 39) e nitritos (Figura 40) foram máximos no ano de 2003, especialmente na Fossa de Gotland e Bacia do Báltico com concentrações de superiores a 100 µg/l e a 20 µg/l, respectivamente, e no Golfo da Finlândia Oeste com concentrações de nitratos acima dos 120 µg/l. Foi também unicamente no ano de 2003 que se observou a existência de nitratos e nitritos nas águas profundas da Fossa de Gotland.

É observado no ano de 2004 um declínio das concentrações de todos os nutrientes, registando-se mesmo concentrações muito ínfimas de nitratos e nitritos.

#### d. Discussão da Evolução Temporal e Espacial das Características da Água do Mar Báltico

A estrutura termohalina das águas do Mar Báltico no mês de Agosto de 2003 possuía uma maior estratificação do que a registada nos anos posteriores em toda a extensão do Mar Báltico.

Possivelmente devido à camada superficial do Mar Báltico no Verão de 2003 ter sofrido uma maior incidência da radiação solar do que nos anos posteriores, sobretudo no Golfo da Finlândia, a camada superficial encontrava-se bem misturada mas pouco profunda e com invulgares valores de salinidade e com temperaturas mais quentes do que nos anos posteriores: 22-24°C em comparação aos 18-20°C dos restantes anos. Foi também devido à maior incidência da radiação solar à superfície que a termoclina resultante no mês de Agosto de 2003 foi a mais superficial e a de maior estratificação, conferindo assim no Verão de 2003 uma maior estabilidade à coluna de água do Mar Báltico. A estratificação significativa enunciada anteriormente, é também ela evidente nos Diagramas  $\theta$ -S e nas secções latitudinais através de uma camada superficial bem misturada e pouco profunda, não excedendo os 10 m de profundidade, uma termoclina de Verão acentuada, com gradientes superiores a 2-3°C.m<sup>-1</sup>, a presença da CIF logo abaixo da termoclina e, ainda, a presença de águas junto ao fundo quentes e salinas na área ocidental do Mar Báltico enriquecidas em oxigénio dissolvido, silicatos e outras propriedades típicas de água proveniente do Mar do Norte. As últimas constatações podem ser visualizadas também nas Figuras do Anexo V. A estrutura termohalina nas subáreas do Mar Báltico Ocidental é formada e influenciada directamente pela entrada

de água do Mar de Norte, facto demonstrado nos Diagramas  $\theta$ -S através da existência de MA com diferentes propriedades hidrológicas.

A distribuição de salinidade para toda a extensão do Mar Báltico em Agosto de 2003 mostra uma visível distribuição de água renovada em áreas de água profunda, também presente na distribuição de oxigénio dissolvido, fosfatos e restantes nutrientes. Na sua globalidade, podemos afirmar que o conjunto de dados físico-químicos no mês de Agosto de 2003 comprovou a entrada significativa de água renovada proveniente do Mar do Norte e da sua penetração localizada na Fossa de Arkona, Bornholm e Gotland. Estas águas renovadas eram compostas por águas ricas em oxigénio provenientes do Mar do Norte, que resultaram no término da estagnação na Fossa de Bornholm e na renovação completa das águas da Fossa de Gotland, onde houve uma mistura consistente das águas. Todo este processo levou a uma diminuição da temperatura e a um aumento da salinidade na ordem das 1 a 2 unidades e a concentração de oxigénio na ordem de 1 a 1.5 ml/l, alterando as concentrações de nutrientes na coluna de água, isto é, a toda uma substituição da estrutura de água profunda nessas áreas. A distribuição espacial de salinidade no Golfo da Finlândia Este varia de ano para ano, numa extensão muito menor do que a temperatura. O efeito de aprisionamento da água influencia a distribuição da salinidade em grande parte do Golfo da Finlândia, resultando no seu aumento com a profundidade e também à superfície em áreas influenciadas pelo *upwelling*.

A entrada de água renovada no Mar Báltico também acabou por influenciar, embora não directamente, a área leste do Mar Báltico, o Golfo da Finlândia. Esta influência foi expressa pela penetração de uma MA de águas com salinidades elevadas e pobres em oxigénio dissolvido nas camadas mais profundas e pouco profundas do Golfo da Finlândia, que no seu conjunto foram desfavoráveis para o ecossistema marinho do Golfo da Finlândia. O impulsionamento desta MA para o interior do Golfo da Finlândia teve origem na substituição das águas estagnadas da Fossa de Gotland pela água renovada do Mar do Norte. Foi a presença desta MA no Golfo da Finlândia e a profundidade da coluna de água que estabeleceram uma camada superficial pouco profunda e uma termoclina mais acentuada, permitindo a poucos metros da superfície a existência de temperaturas mais frias características da termoclina, como podemos observar na Figura vi do Anexo V que reúne todos os dados físico-químicos recolhidos no mês de Agosto de 2003.

Foi a entrada significativa de águas do Mar do Norte ocorrida em Janeiro de 2003 o factor mais importante na distribuição das propriedades hidroquímicas em águas profundas no Mar Báltico para o mês de Agosto de 2003. A estratificação térmica verificada no mês de Agosto de 2003 foi muito importante na formação de uma estratificação química, podendo também ter resultado numa estratificação biológica e implicado importantes consequências para todos os ciclos bio geoquímicos no ambiente marinho do Mar Báltico.

As águas provenientes do Mar do Norte ricas em nutrientes e oxigénio dissolvido incrementaram a produção primária nas áreas sob a sua influência, ou seja, as subáreas do Mar Báltico Ocidental. Porém devido à estabilidade conferida pela elevada estratificação térmica observada no mês de Agosto de 2003 a fertilização das águas superficiais por nutrientes não ocorreu, existindo nutrientes apenas em profundidades onde a água do Mar do Norte exerceu directamente a sua influência.

Outra das propriedades fortemente influenciada pela estrutura termohalina é a distribuição de oxigénio dissolvido, em que as suas concentrações diminuíram com o aumento da temperatura e onde a existência de águas ricas em oxigénio foram observadas exactamente na CIF conjuntamente com o registo das temperaturas mais frias em todo o Mar Báltico. Nas camadas mais superficiais da coluna de água a presença de oxigénio dissolvido, embora em concentrações menores do que as existentes na CIF, deveu-se possivelmente à presença de fitoplâncton e de processos difusivos entre a interface atmosfera-mar e, ainda, à acção dos ventos e ondas. Nas camadas mais profundas, a presença de oxigénio dissolvido foi observada unicamente no mês de Agosto de 2003, verificando-se no ano posterior de 2004 o decréscimo da concentração (hipoxia) de oxigénio dissolvido e a sua completa ausência (anoxia) nos anos posteriores com a formação nas bacias mais profundas e abaixo dos 120-150m de sulfureto de hidrogénio, tal como evidenciado por Tomczak & Godfrey (1994). Por esta razão, durante períodos de estratificação, como os verificados durante os meses de Verão no Mar Báltico, e de não ocorrência da entrada de água significativa proveniente do Mar do Norte as águas mais profundas vão ser anóxicas. As trocas de oxigénio ao longo da coluna de água no Mar Báltico não ocorrem pois além da presença de uma forte haloclina que impossibilita a difusão deste gás em profundidade, o oxigénio também vai ser consumido através da respiração dos organismos marinhos e, na sua grande parte, através dos processos de oxidação da matéria orgânica. Além disso, a



abundância de fitoplâncton diminui em profundidade e na existência de ambientes aeróbios junto ao sedimento ocorre a decomposição da matéria orgânica com o consumo de grandes volumes de oxigénio. É devido à libertação do gás carbónico ( $\text{CO}_2$ ) e dos iões hidrogénio ( $\text{H}^+$ ) durante a respiração bacteriana que as águas pouco profundas/profundas contendo oxigénio dissolvido são de pH mais ácido.

No mês de Agosto de 2003 as condições de oxigénio em águas profundas do Mar Báltico constituíam um ambiente marinho rico em oxigénio desencadeando assim processos químicos aeróbios. Em condições aeróbias o fósforo sai de solução e precipita directamente para o sedimento, diminuindo assim as concentrações dos fosfatos na coluna de água, como verificado na coluna de água a partir dos 150 m de profundidade no mês de Agosto de 2003. Em condições anóxicas o fósforo é libertado do sedimento e dissolve-se na coluna de água, aumentando as concentrações de fosfatos, como verificado nas camadas profundas dos anos de 2004 a 2006.

Com o azoto é diferente, o processo de formação e transformação em nitritos e nitratos é mais complexo, uma vez que o azoto existe na água do mar como elemento dissolvido e a 8 níveis diferentes de oxidação. Assim o nitrato ocorre como o produto final da oxidação dos compostos de azoto na água do mar e o nitrito como o produto intermediário da redução do nitrato por processo microbianos ou desnitrificação, a níveis de oxigénio baixos, justificando assim a existência destes dois nutrientes apenas em camadas óxicas do Mar Báltico. Este último nutriente, o nitrito, pode existir em grandes concentrações na interface ou em zonas de transição de camadas óxicas e anóxicas, como verificado no ano de 2005 na zona de deficiência em oxigénio aos 80 m de profundidade, observado no Anexo V.

Em águas superficiais e durante o Verão o nitrato e o fosfato são consumidos pelo fitoplâncton, fundamentando assim a completa ausência de nitratos e de concentrações muito pequenas de fosfatos à superfície nos anos de 2003 a 2006, como demonstrado no Anexo V.

Como consequência das condições anóxicas em águas profundas da Fossa de Gotland e da Bacia Sul e Norte do Báltico observado a partir do mês de Agosto de 2004 e no decorrer do período de estudo, as concentrações de nitrato e nitritos diminuíram em resultado da desnitrificação com a formação de amónia e as de fosfatos e silicatos aumentaram. No Golfo da Finlândia Oeste, é possível destacar em águas profundas

durante o mês de Agosto de 2003 a presença de concentrações de fosfatos e nitratos e de pequenas concentrações de silicatos. Estes desenvolvimentos são especialmente problemáticos no que diz respeito aos processos eutróficos, em que os nutrientes armazenados em camadas de água pouco profundas podem em determinadas circunstâncias, tais como através de processos extraordinários de convecção vertical profunda durante os períodos de Inverno ou em zonas onde ocorram processos de *upwelling*, ressurgir à superfície e despoletar a produtividade primária na camada de água superficial.

Com a formação de fosfatos em águas profundas, as concentrações de oxigénio dissolvido também diminuem devido ao seu consumo, como o verificado no decorrer do período de estudo, resultando também em concentrações de nitratos e nitritos menores ou completamente ausentes no caso de condições anaeróbias.

A existência de elevadas concentrações de nutrientes nas camadas de água mais profundas do Mar Báltico, como o caso da Fossa de Gotland, pode ter sido devido à ressuspensão dos nutrientes existentes no sedimento que fluem para a coluna de água aquando os episódios de recirculação de água renovada proveniente do Mar do Norte e que escoam junto ao fundo por ser mais densa. Ora, é na presença destes episódios de recirculação que são testemunhadas as maiores concentrações de nutrientes que posteriormente irão ser absorvidos na coluna de água pelos organismos marinhos, como o fitoplâncton, permitindo o seu crescimento e a seu consumo por parte dos consumidores primários, como o zooplâncton, e sucessivamente uma maior disponibilidade de alimento para os predadores do zooplâncton, como os peixes e outros. Mesmo assim, nos anos posteriores à da entrada de água do Mar do Norte em 2003, as concentrações de nutrientes registaram ainda concentrações relativamente maiores do que no ano de 2003, à excepção dos nitratos e nitritos. Este facto pode ter ocorrido devido à acumulação de fosfatos nas camadas intermédias do Mar Báltico que durante os períodos de Verão e Inverno misturaram-se fazendo aumentar a concentração de fosfatos na água superficial. Ao mesmo tempo e como resultado do *upwelling*, água profunda rica em de nitratos acabou por se misturar com a água superficial e resultar na diminuição das concentrações de nitratos na camada trófica. Segundo Eremina & Lange (2007) o *upwelling* das águas profundas levou à quebra do equilíbrio dos nutrientes existentes na água superficial, determinado, aparentemente, pela diversidade de processos de transporte de fosfatos e nitratos em condições de

hipoxia ou de deficiência em oxigênio.

As concentrações elevadas de silicatos observadas através dos resultados do ano de 2003 no Mar Báltico Ocidental podem estar directamente relacionadas com o aumento da concentração de oxigênio proveniente da entrada de água do Mar de Norte.

As concentrações de silicatos aumentaram no decorrer do período de estudo, podendo ser explicado pela existência à superfície de uma maior disponibilidade de nutrientes e de silicatos de origem fluvial propiciando assim um rápido crescimento de plâncton silicioso. Um exemplo é a formação durante a Primavera de florescimento (*blooms*) de diatomáceas à superfície que afundam rapidamente ao longo da coluna de água e quando o seu crescimento termina as suas carcaças ricas em silicatos são depositadas junto ao fundo tipicamente anóxico e de pH ácido, dissolvendo e disponibilizando novamente os silicatos na coluna de água.

A entrada de água do Mar do Norte no sistema do Mar Báltico permite uma melhoria significativa das propriedades hidroquímicas resultantes da importante reoxigenação das águas profundas sentidas até à Fossa de Gotland, fornecendo ao ecossistema aquático concentrações de nutrientes suficientes para o seu equilíbrio e subsistência. Mas estas condições apenas permanecem presentes no Mar Báltico no primeiro ano em que ocorre a entrada de água, sofrendo ao longo do tempo a deterioração das propriedades hidroquímicas desencadeada pelo consumo do oxigênio dissolvido em águas profundas até a sua completa ausência.

Sem a presença da entrada de água do Mar do Norte, o ecossistema do Mar Báltico durante o período de Verão actua como uma bacia de concentração junto ao fundo, onde a água mais densa resultante de processos convectivos à superfície tende a afundar e a coexistir em ambientes completamente anóxicos, e de diluição à superfície, onde a entrada de água e de oxigênio e alguns nutrientes ocorre unicamente através da precipitação, do escoamento proveniente dos rios e do degelo durante o período da Primavera em algumas zonas do Mar Báltico. Mesmo com a existência de camadas de água à superfície ricas em oxigênio e nutrientes, a elevada estratificação existente em todo o Mar Báltico não permite a sua difusão ao longo da coluna de água, não chegando a “alimentar” em oxigênio e em nutrientes as camadas mais profundas do Mar Báltico.

Sem a entrada de água proveniente do Mar do Norte uma das consequências que

se verifica é a transformação do ecossistema aquático do Mar Báltico num corpo de água cada vez menos estratificado, mais diluído, e mais eutrofizado. A ocorrência da diminuição dos valores de salinidade verificada no decorrer do período de estudo veio a provar o facto anteriormente evidenciado por Ottesen Hansen. & Møller em 1990, constatando que a entrada mais significativa de água no Mar Báltico é de água doce proveniente dos rios e da precipitação.

A eutrofização, como um processo de aumento da concentração de nutrientes e consequentemente da produtividade biológica, favorece o aparecimento de *blooms* de algas tornando a coluna de água turva e deficiente em oxigénio, consumido no processo de decomposição destes organismos marinhos. Como uma das consequências do processo de eutrofização, a libertação de toxinas das cianobactérias têm efeitos prejudiciais no desenvolvimento do biota marinho, aumentando a toxicidade da água do mar e impedindo a sobrevivência dos organismos que nela vivem. Os processos de eutrofização no Mar Báltico são naturais devido às propriedades hidrológicas singulares deste corpo de água, mas pode ser agravada em períodos de estagnação através da poluição difusa que constitui outra das fontes de nutrientes. A poluição difusa estabelece a adição de nitratos, fosfatos e silicatos ao ambiente marinho do Mar Báltico, um desses exemplos é a utilização de fertilizantes nos campos de golfe e na agricultura que quando escoados através da precipitação ou da rega para a rede de drenagem podem alterar o pH e a composição química da água fluvial, aumentando drasticamente as concentrações de fosfatos e nitratos no sistema marinho do Mar Báltico.

Em suma, pode-se afirmar que o evento de afluxo de água do Mar do Norte para o Mar Báltico ocorrido no ano de 2003 não foi suficiente para a renovação de toda a coluna de água da Bacia do Mar Báltico no Verão de 2003 devido à grande estratificação existente nesta área marinha durante esta estação do ano.

No entanto, e embora os resultados aqui apresentados pareçam confirmar a existência de uma tendência temporal para a estagnação das águas profundas do Mar Báltico, este assunto ainda carece de uma investigação mais abrangente em que se possa englobar uma base de dados maior e mais completa no que diz respeito à variação sazonal e a um maior intervalo temporal. Esta ideia seria importante de forma a se observar alguns processos que só ocorrem em períodos de Outono e Inverno e que depois se reflectem em períodos de Primavera e Verão, podendo assim justificar o

aparecimento de algumas propriedades hidrológicas existentes nos resultados deste trabalho.

## Capítulo 4 – Conclusões

No ano de 2003 ocorreu um evento de afluxo de água oceânica do Mar do Norte para o Mar Báltico causado pela prolongada circulação atmosférica do Oeste verificada durante o Outono de 2002 e que se veio a intensificar no mês de Janeiro de 2003. O afluxo das águas oceânicas reflectiu-se em termos de todos os parâmetros físico-químicos medidos ao longo de toda a Bacia do Mar Báltico. Os parâmetros mais indicativos desse processo foram a distribuição de temperatura, a de oxigénio dissolvido e a de nutrientes.

Após este evento verificou-se uma estratificação termohalina mais pronunciada que veio a promover em toda a área do Mar Báltico no Verão de 2003 uma camada superficial pouco profunda e uma termoclina muito acentuada.

O enriquecimento em oxigénio dissolvido apenas foi observado nas camadas de água mais profundas pois as trocas ao longo da coluna de água foram impedidas pela estratificação estável.

No Golfo da Finlândia o afluxo do Mar do Norte foi também registado embora com consequências opostas à da Bacia do Mar Báltico. A influência do afluxo de água oceânica impulsionou para o interior do Golfo da Finlândia a massa de água profunda antiga de salinidade elevada e pobre em oxigénio dissolvido que outrora se encontrava imobilizada na Fossa de Gotland. Assim, podemos afirmar que os resultados observados no Verão de 2003 indicam que o afluxo do Mar do Norte contribuiu beneficemente para a melhoria do ecossistema marinho do Mar Báltico, exceptuando o Golfo da Finlândia.

A produção primária, a entrada das águas continentais das bacias de drenagem circundantes e o intercâmbio água-sedimento, ocorridos nos 3 anos subsequentes reflectiram-se:

- a) No aparecimento de mais pronunciada anoxia das águas bênticas devido ao consumo do oxigénio dissolvido das camadas de águas mais profundas;
- b) Na formação de sulfureto de hidrogénio nas bacias mais profundas e abaixo dos 120-150m de profundidade e consequente acidificação da massa de água profunda (menor alcalinidade);

- c) Na diminuição da estratificação e conseqüentemente no aumento da instabilidade da coluna de água;
- d) No aumento de concentração dos nutrientes, em especial os fosfatos e os silicatos, nas camadas mais profundas;
- e) No aumento da eutrofização do Mar Báltico e maior desenvolvimento de florescimento (*blooms*) de cianobactérias formados por complexos fitoplactónicos tóxicos e prejudiciais à sobrevivência dos organismos marinhos.



## Referências Bibliográficas

- Baltic Environmental Atlas (2002) – *Interactive Map of the Baltic Sea region*. United Nations Environmental Programme / GRID – Arendal. URL: <http://maps.grida.no/baltic/>.
- Bergström, S.; Filatov, N.; Pozdnjakov, D.; Magnuszewsk, A.; Bergström, H. (2000) – *Sustainable Water Management in the Baltic Sea Basin. Book I: The Waterscape*. Baltic University Programme – Uppsala University. 2ª Edição revista pelo Lars-Christer Lundin, 1ª Parte, 1º Capítulo, pp. 1 – 16.
- Dadlez, R.; Kenig, K.; Kramarska, R.; Krzyminska, J.; Makowska, A.; Maslowska, M.; Michalowska, M.; Mojki, E.; Pikies, R.; Pokorski, J.; Przewdziecki, P.; Ryka, W.; Szczepanska, T.; Tomczak, A.; Uscinowicz, S.; Wagner, R.; Zachowicz, J. (1995) – *Geological Atlas of the Southern Baltic, 1:500 000*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 62 pp.
- Emeis, K.-C; Endler, R.; Struck, U.; Kohly, A. (2002) – *The post-glacial evolution of the Baltic Sea. In: Climate development and history of the North Atlantic realm*. Editores: Wefer, G.; Berger, W. H.; Behre, K.-E.; Jansen, E. Berlim. Springer, 205 – 221 pp.
- Emery, W. J. & Thomson, R. (1998) – *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Pergamon/Elsevier Science, 634 pp.
- Eremina, T. (2007) – *Lectures about the Physics of the Baltic Sea*. Russian State Hydro-Meteorological University, São Petersburgo - Rússia.
- Eremina, T.; Lange, E. (2007) – *The effect of the Baltic Sea water exchange on the Coastal ecosystem of the Gulf of Finland*. Baltic Sea Conference, Rostock.
- Feistel, R. e Nausch, G. (2003) – *Indicator Report: Water Exchange between the Baltic Sea and the North Sea and conditions in the Deep Basins*. Baltic Sea Research Institute Warnemünde. 6 pp.
- Feistel, R.; Nausch, G.; Matthäus, W.; Hagen, E. (2003) – *Temporal and Spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003*. *Oceanologia*, 45 (4), pp. 623-642.
- Greenan, Blair (1998) – *Tsdiagram, plots a temperature vs. salinity diagram with*

- selected density contours*. DFO Ocean Mixing Research Group. Bedford Institute of Oceanography. URL: <http://www.mar.dfo-mpo.gc.ca/science/ocean/epsonde/programming.html>.
- HELCOM, Helsinki Commission, Baltic Marine Environment Protection Commission (2003) – *The Baltic Marine Environment 1999–2002*. Baltic Sea Environment Proceedings No. 87.
  - HELCOM, Helsinki Commission, Baltic Marine Environment Protection Commission (2007) – *Helcom: The nature of the Baltic Sea*. URL: [http://www.helcom.fi/environment2/nature/en\\_GB/nature/](http://www.helcom.fi/environment2/nature/en_GB/nature/).
  - Hietala, R.; Backer, H. (2007) – *The Baltic Sea Portal: Hydrography of the Baltic*. The Internet Service of the Finnish Institute of Marine Research.
  - Matthäus, W; Lass, H. U. (1994) – *Notes and Correspondence: The Recent Salt Inflow into the Baltic Sea*. Journal of Physical Oceanography, Volume 25, pp. 280-286.
  - Ottesen Hansen, N.E. & Møller, J.S. (1990) – *Zero Blocking Solution for the Great Belt Link*. In Pratt, L. editorial (1990) – *The Physical Oceanography of Sea Straits*. NATO Advanced Study Institution, series C – Vol. 318.
  - Perttilä, Matti; Rantajärvi, E.; Koivula, M.; Hällfors, M. (2007) – *Baltic Sea Development*. Finnish Baltic Sea Portal – Institute of Marine Research Organization.
  - Räsänen, S. (2007) – *The Baltic Sea Portal: Severity of the Baltic Sea ice season; The Baltic Sea Portal: the Baltic Sea Ice Winter*. The Internet Service of the Finnish Institute of Marine Research.
  - RSHU, Russian State Hydrometeorological University (2006) – *Baltic Floating University*. URL: <http://www.rshu.ru/eng/bfu/>.
  - Rudowski, S. (1979) – *The Quaternary History of the Baltic. Poland*. Em V. Gudelis e L. K. Königsson (editors), *The Quaternary History of the Baltic*, 175-183. *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*: 1. Uppsala.
  - SEA-MAT, Matlab Tools for Oceanographic Analysis (2006) – *Hydrographic Tools: OCEAN toolbox*. Woods Hole Science Center. U.S. Geological Survey.
  - Seifert, T.; Tauber, F.; Kayser B. (2001) – *A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea – 2nd edition*. Baltic Sea Science Congress,

Stockholm 25-29. November 2001, Poster #147. URL: <http://www.iowarnemuende.de/iowtopo>.

- Sverdrup, H. U.; Johnson, M. W.; Fleming, R. H. (1942) – *The Oceans, their physics, chemistry and general biology*. Prentice-Hall, New York, 1942. 1085 pp.
- Tikkanen, M. & Oksanen, J. (2002). *Late Weichselian and Holocene shore displacement history of the Baltic Sea in Finland*. *Fennia – International Journal of Geography* 180: 1-2.
- Tomczak, M.; Godfrey, J. S. (1994) – *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon. Capítulo 16, 28 pp.

## Bibliografia

- Dera, J. (1992) – *Marine Physics*. Institute of Oceanology, Polish Academy of Sciences. Elsevier, 516 pp.
- Dietrich, G. (1963) – *General Oceanography, an Introduction*. Interscience Publishers, 588 pp.
- Druet, C. (2003) – *The fine structure of marine hydrophysical fields and its influence on the behaviour of plankton: an overview of some experimental and theoretical investigation*. *Oceanologia*, 45 (4), pp. 517-555.
- Feistel, R.; Nausch, G.; Matthäus, W.; Lysiak-Pastuszek, E.; Seifert, T.; Hansen, S.; Mohrholz, V.; Krüger, S.; Buch, E.; Hagen, E. (2004) – *Background data to the exceptionally warm inflow into the Baltic Sea in late summer of 2002*. Baltic Sea Research Institute Warnemünde. Meeres. Ber. Marine Science Reports 58, pp. 2-53.
- Feistel, R.; Nausch, G.; Mohrholz, V.; Lysiak-Pastuszek, E.; Seifert, T.; Matthäus, W.; Krüger, S.; Hansen, S. (2003) – *Warm waters of summer 2002 in the deep Baltic Proper*. *Oceanologia*, 45 (4), pp. 571-592.
- Hagen, E.; Feistel, R. (2001) – *Spreading of Baltic deep water: a case study for the winter 1997–1998*. Baltic Sea Research Institute Warnemünde. Meeres. Ber., Marine Science Reports No. 45, pp. 99–133.
- Kuosa, H.; Autio, R.; Kuuppo, P.; Setälä O.; Tanskanen, S. (1997) – *Nitrogen, Silicon and Zooplankton Controlling the Baltic Spring Bloom: An Experimental Study*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Volume 45, Number 6, pp. 813-821.
- Matthäus, W. (2006) – *The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea - from the early beginning to recent results*. Baltic Sea Research Institute Warnemünde. Meeres. Ber., Marine Science Reports No. 65, pp. 4–62.
- Nausch, G.; Matthäus, W.; Feistel, R. (2003) – *Hydrographic and hydrochemical conditions in the Gotland Deep Area between 1992 and 2003*. *Oceanologia*, 45 (4), pp.557-569.
- Piechura, J.; Beszczynska-Möller, A. (2003) – *Inflow waters in the deep regions of the southern Baltic Sea – transport and transformations*. *Oceanologia*, 45 (4), pp. 593-621.

ANEXO I

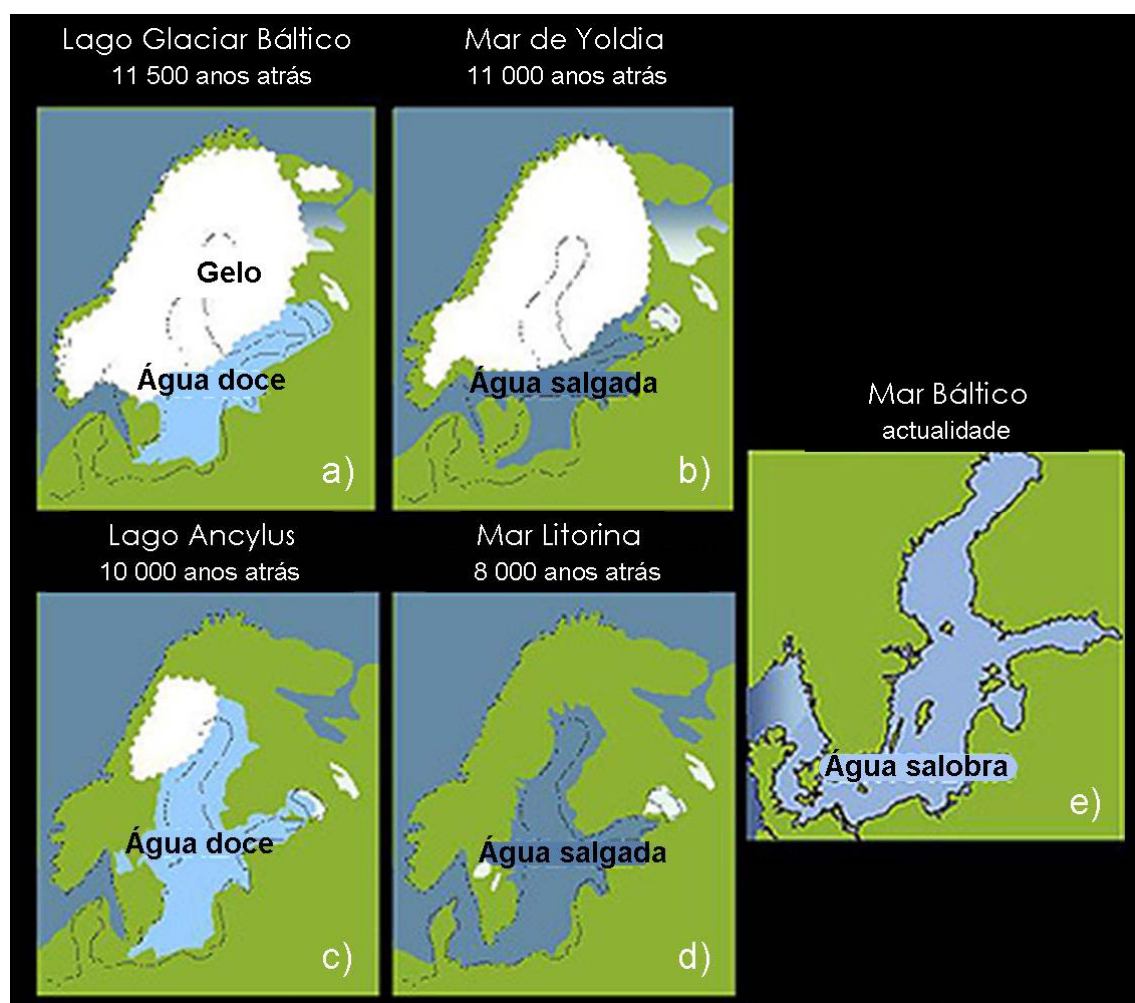


Figura i – Origem e evolução geológica do Mar Báltico (adaptado de Rantajärvi, 2005 in Perttilä *et al.*, 2007).

ANEXO II



Figura ii – Algumas das actividades referentes à geologia, química e biologia desenvolvidas na campanha do BFU 2006, do canto superior esquerdo para a direita: a medição da temperatura referente à água superficial dos sedimentos; a realização do método de *Winkler* para uma amostra de água recolhida da garrafa de *Niskin*; a colheita de sedimentos a partir de uma draga de *Van Veen*; e a submersão do fluorímetro.





Figura iii – Algumas das actividades referentes à química e geologia desenvolvidas na campanha do BFU 2006, do canto superior esquerdo para a direita: a homogeneização da amostra de água para o Método de *Winkler*; o sedimento amostrado por uma Draga de *Van Veen*; um período de transição, possivelmente relacionada a uma cheia; e dois nódulos polimetálicos de Ferro e Manganês com diferentes formas.





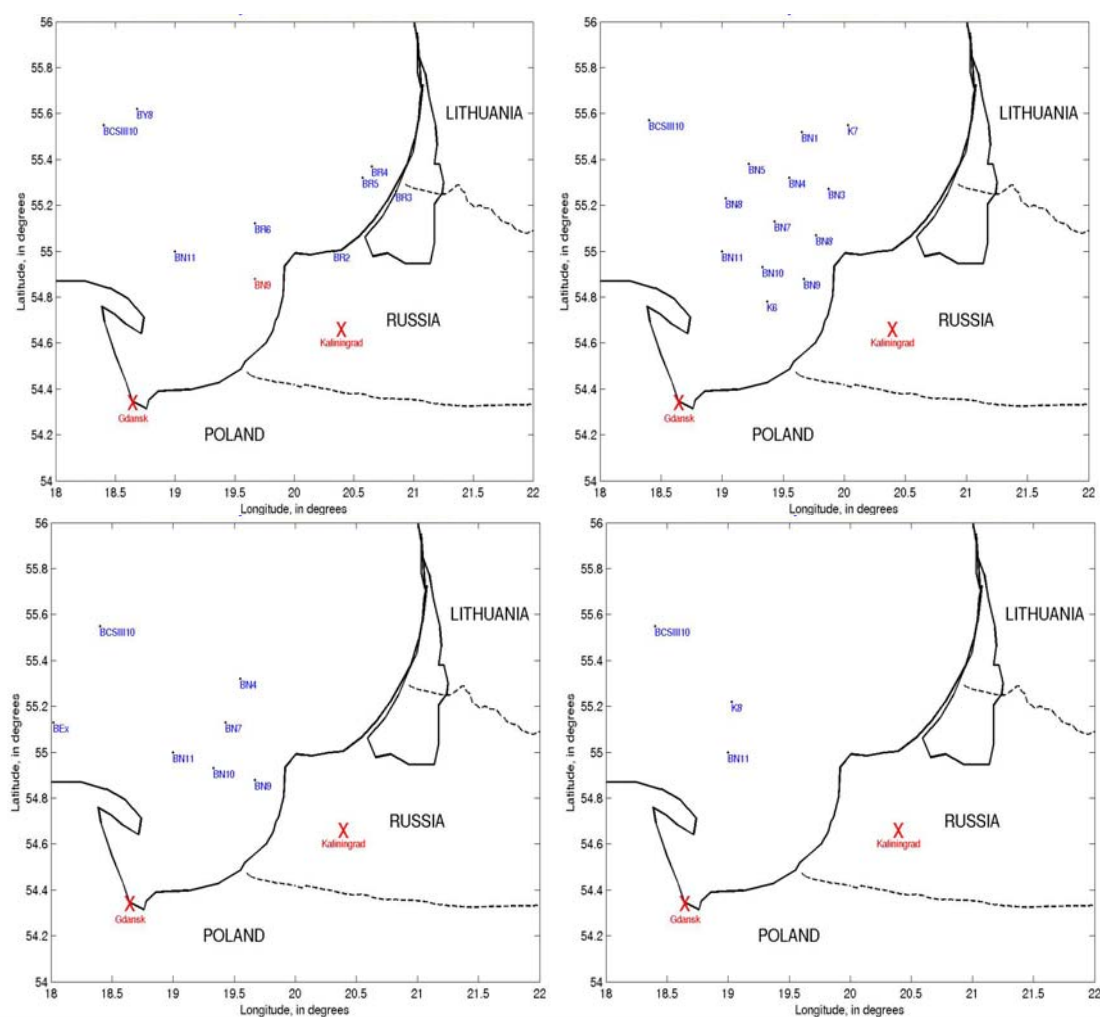


Figura v – Localização geográfica pormenorizada para a Baía de Gdansk das estações oceanográficas realizadas nas quatro campanhas BFU nos anos de 2003 a 2006.

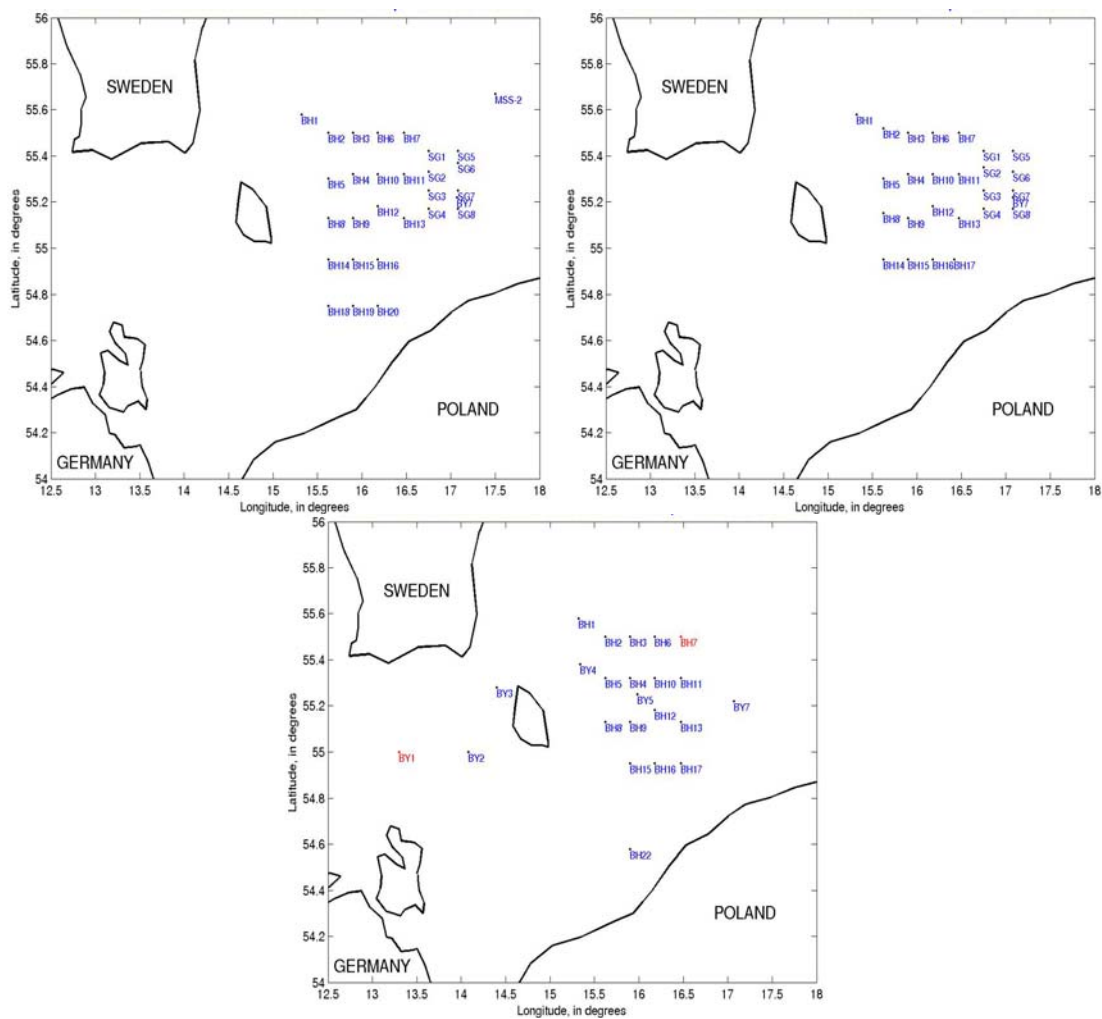


Figura vi – Localização geográfica pormenorizada para a Baía de Bornholm e Fossa de Arkona das estações oceanográficas realizadas nas quatro campanhas BFU nos anos de 2003, 2004 e 2006.

## ANEXO IV

O CTD (*Conductivity – Temperature – Depth*) é um instrumento que efectua medições *in situ* de condutividade, temperatura e pressão. À medida que o CTD desce na coluna de água, dados de temperatura, condutividade e pressão são adquiridos com uma frequência relativamente elevada. Em geral, a frequência de aquisição de dados vai até um máximo de 24 Hz, o que significa que cada um destes parâmetros pode ser medido até 24 vezes em cada segundo. Os valores de condutividade, temperatura e pressão são registados em formato digital e os dados adquiridos podem ser armazenados em memória e/ou podem ser transmitidos em tempo real para um computador no navio; neste último caso, a transmissão dos dados efectua-se através do cabo electromecânico que suspende o CTD.

Usando as medições de condutividade, temperatura e pressão, o próprio CTD efectua o cálculo da salinidade, que tanto pode ser armazenada na memória, como pode ser transmitida em tempo real para bordo do navio. A condutividade da água do mar depende da quantidade de iões presentes, sendo por essa razão, directamente proporcional à quantidade de sais presentes na água. A salinidade é obtida a partir da medição da condutividade eléctrica, efectuada por uma célula de condutividade, e da temperatura, efectuada por um termístor. A precisão da medição da condutividade é de cerca de  $\pm 0.003$ , sendo a precisão do cálculo da salinidade de igual valor.

O CTD possui, geralmente, dois termómetros: um termómetro de resistência de platina e um termístor. O termómetro de resistência de platina é usado na medição da temperatura em função da profundidade, enquanto o termístor é utilizado nos circuitos que permitem efectuar o cálculo da salinidade a partir da condutividade. O tempo de resposta do termómetro de platina é tipicamente de 250 ms, enquanto que o tempo de resposta da célula de condutividade (para uma taxa de descida de 1 m/s) é tipicamente de 25 ms. O termístor tem um tempo de resposta semelhante ao da célula de condutividade, de cerca de 25 ms.

A profundidade pode ser obtida, com o CTD, de forma indirecta. Devido ao facto de existir uma relação entre pressão e profundidade, a pressão, registada pelo CTD em dbar, pode ser convertida em valores de profundidade. A pressão medida por um CTD tem uma margem de erro máxima de cerca de 1%.

Ao CTD pode ser acoplada uma armação metálica denominada *rosette* que permite o transporte de um conjunto de 12 ou 24 garrafas Niskin para colheita de amostras de água a diferentes níveis. A comparação dos valores de condutividade (calculados com um salinómetro de laboratório) das amostras de água recolhidas durante uma estação de CTD com a condutividade medida pelo CTD nos níveis correspondentes, vai permitir a calibração dos valores da salinidade obtidos com este instrumento (Emery e Thomson, 1998).

ANEXO V

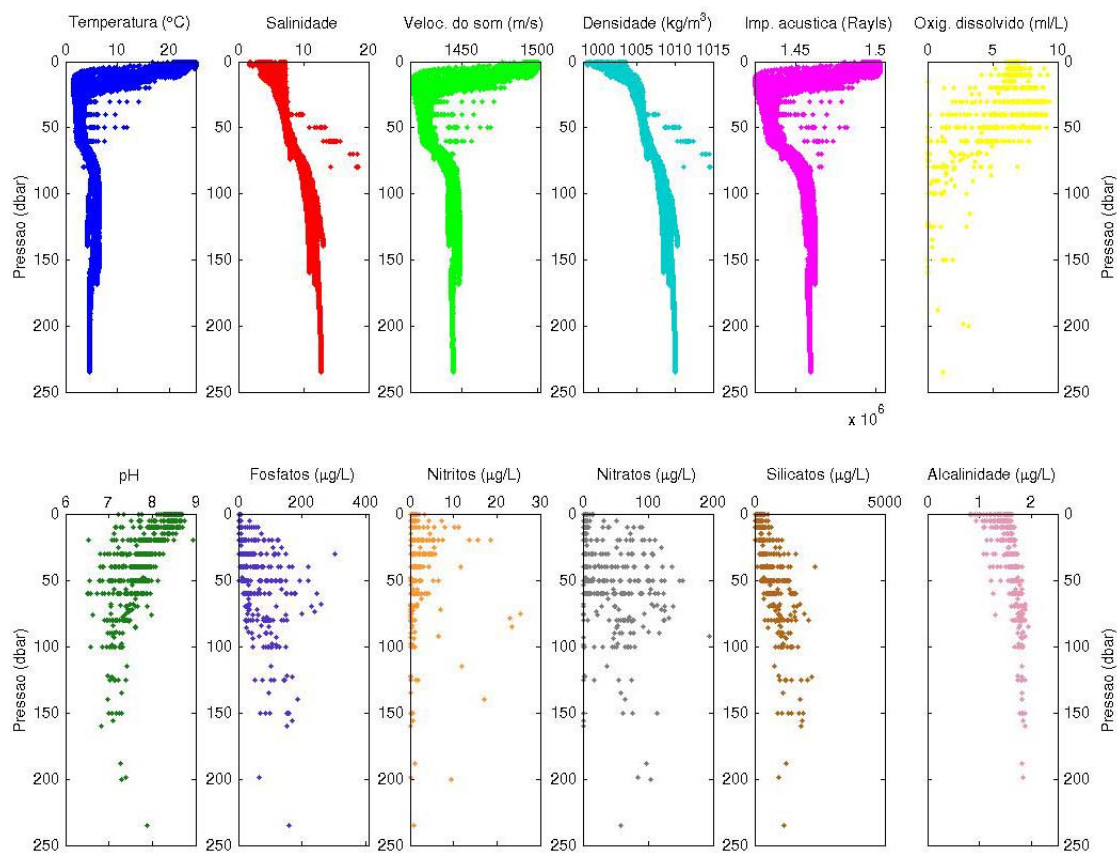


Figura vii – dados físico-químicos recolhidos no Mar Báltico durante o mês de Agosto de 2003.

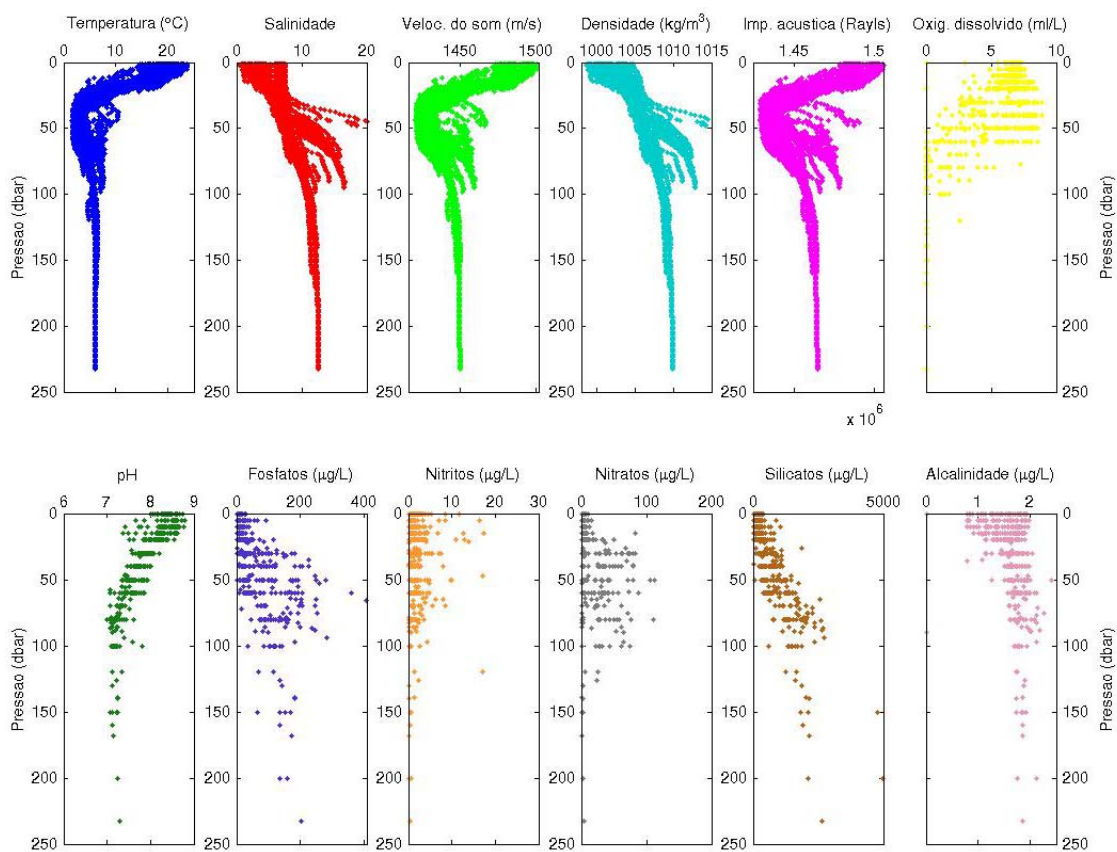


Figura viii – dados físico-químicos recolhidos no Mar Báltico durante o mês de Agosto de 2004.



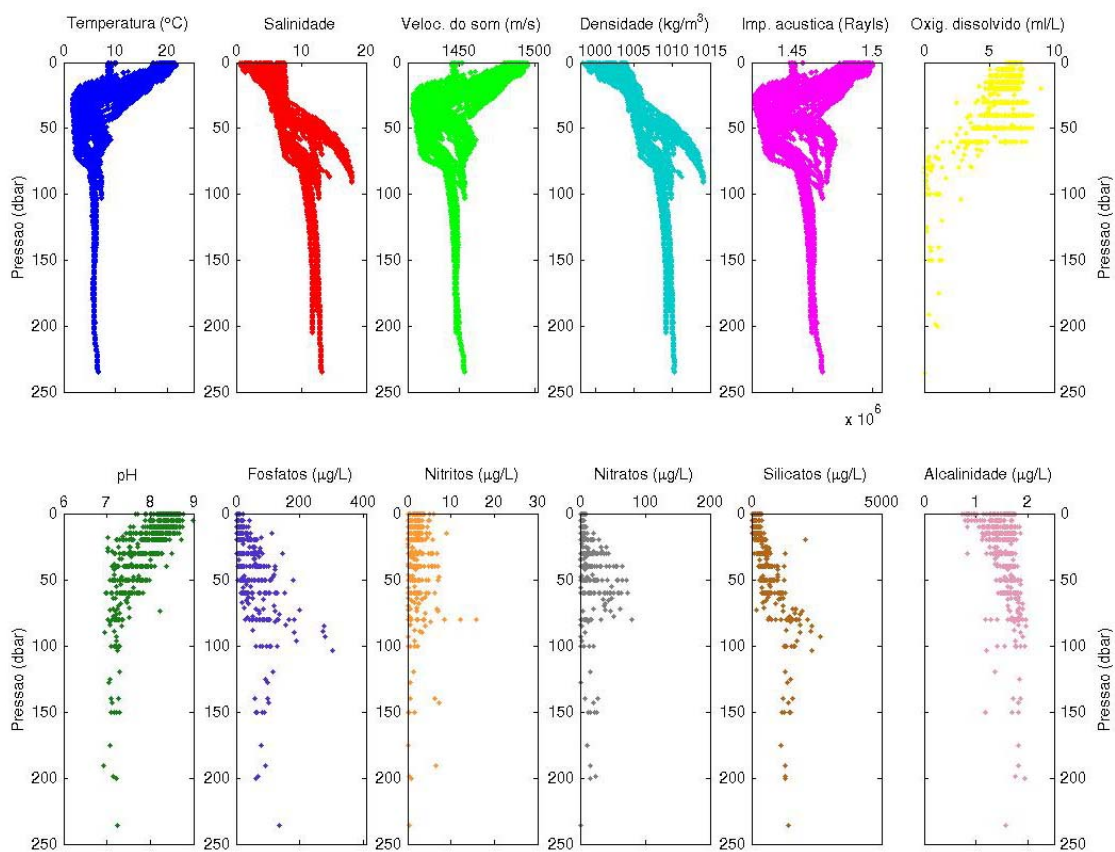


Figura ix – dados físico-químicos recolhidos no Mar Báltico durante o mês de Agosto de 2005.

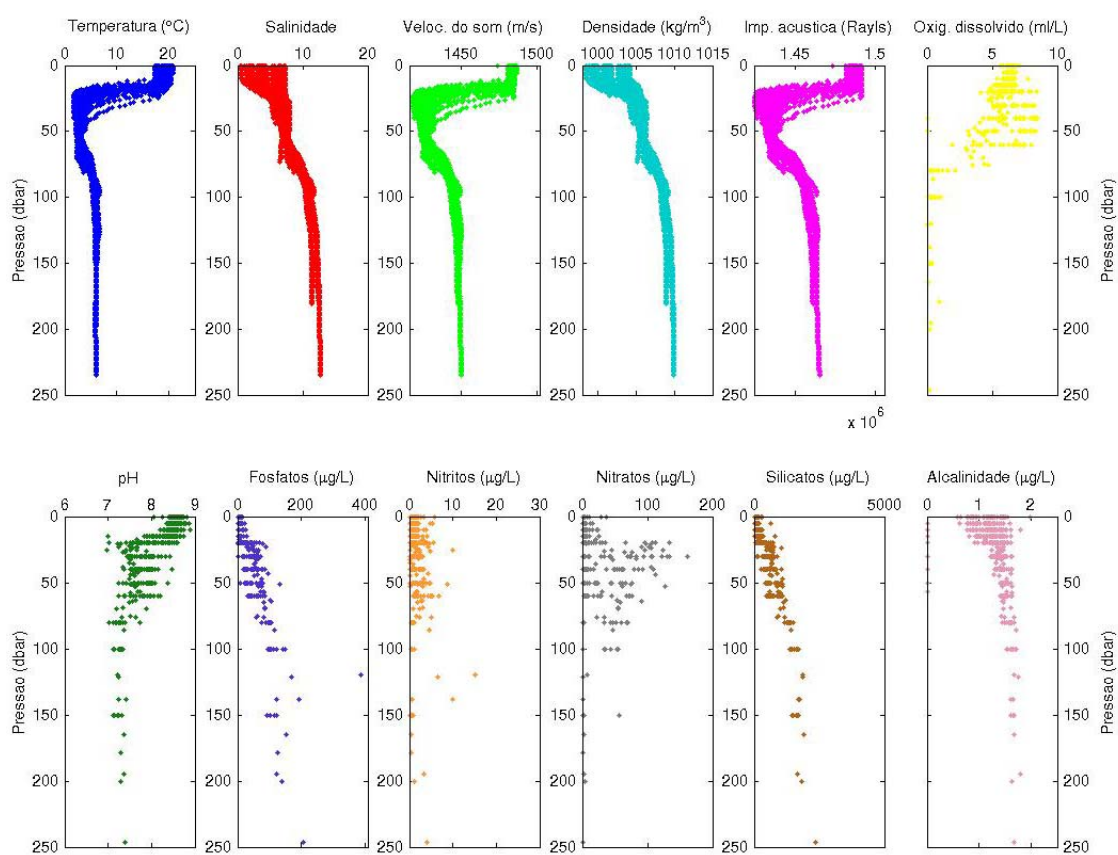


Figura x – dados físico-químicos recolhidos no Mar Báltico durante o mês de Julho de 2006.