Agradecimentos

# Sumário

$\mathbf{A}$	grade	ecimen	tos				i
R	esum	0					iv
A	bstra	$\mathbf{ct}$					v
Li	sta d	le Figu	ras				vi
Li	sta d	le Tabe	elas				ix
1	Intr	oduçã	0				1
	1.1	O 4RA	A IPCC				 2
	1.2	Região	de Estudo		•		 9
		1.2.1	Oceano Atlântico Sul				 9
		1.2.2	Massas de Água			•	 15
	1.3	Objeti	VOS	•	•	•	 20
<b>2</b>	Ma	terial e	e Métodos				<b>21</b>
	2.1	Os Da	dos	•	•	•	 21
		2.1.1	Cenários de Simulação			•	 22
		2.1.2	Portal de dados: PCMDI				 23
		2.1.3	Modelos Climáticos Globais				 23
		2.1.4	Dados Observacionais				 27

	2.2 Metodologia			
		2.2.1	Estatística Básica	. 28
		2.2.2	Funções Ortogonais Empíricas	29
		2.2.3	Cálculo da Densidade Potencial e Diagramas de Estado	. 32
3	$\operatorname{Res}$	ultado	s e Discussão	34
	3.1	Dados	observacionais <i>vs.</i> modelos	. 34
	3.2	Diagra	amas de estado	37
		3.2.1	Seções Verticais	. 41
	3.3	Tendê	ncias das propriedades termohalinas	. 46
		3.3.1	Cenário 20c3m	. 46
		3.3.2	Cenário 1pccto2x	50
	3.4	Difere	nças entre os cenários	53
		3.4.1	Água Intermediária Antártica	53
		3.4.2	Água Profunda Circumpolar	58
		3.4.3	Água de Fundo Antártica	62
	3.5	Varial	pilidade	66
		3.5.1	Água Intermediária Antártica	66
		3.5.2	Água Profunda Circumpolar	72
		3.5.3	Água de Fundo Antártica	. 77
4	Cor	nclusõe	2S	82
R	eferê	ncias l	Bibliográficas	85

### iii

85

### Resumo

O avanço da tecnologia computacional e a sofisticação da modelagem numérica nos últimos anos tornou possível a realização de diversas simulações do clima terrestre. Essas simulações buscam reproduzir a dinâmica e a variabilidade do clima global, e consequentemente prever o clima futuro. Dentro do sistema climático, o oceano é o compartimento responsável por manter estabilidade do clima. Processos oceânicos como a formação e distribuição de massas de água têm um papel chave no armazenamento e redistribuição de energia pelo sistema. Mudanças nesses fenômenos podem implicar em variações drásticas do clima atual. Considerando isso, o presente trabalho visa descrever a estrutura espaço-temporal das massas de água do Oceano Atlântico Sul e do Oceano Austral. Para isso foram utilizados dados de modelos climáticos que foram utilizados na elaboração do 4º Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental para as Mudanças Climáticas. Os modelos são: ECHAM5/MPI-OM, IPSL-CM4-V1, MIROC3.2 e GFDL CM2.1. Dentre as diversas simulações são comparados os experimentos para o século XX (20c3m) e o experimento que assume a concentração de  $CO_2$  aumentando a uma taxa de 1% ao ano até o valor inicial duplicar (1pctto2x). Os resultados mostraram um aumento da temperatura da Água Intermediaria Antártica (AIA) e da Água Profunda Circumpolar (CDW). As densidades delas diminuíram significativamente tanto no cenário 20c3m quanto no 1pctto2x. A Água de Fundo Antártica (AFA) sofreu um resfriamento e passou a ocupar níveis mais profundos em ambos os cenários. As variações registradas no 1pctto2x foram mais intensas do que aquelas observadas no experimento 20c3m. Já variabilidade temporal das massas de água foram bastante divergentes entre os quatro modelos.

## Abstract

The development and sophistication of numerical models in recent years has allowed to perform many climate system's simulations. Such simulations aim to reproduce the dynamics and variability of the climate and consequently predict future climate and possible climate changes. Oceanic processes such as formation and distribution of water masses have an important role in understanding the oceans as a reservoir of salt, dissolved gases and heat. Considering that changes in such processes may have great impact in global and regional climate this work aims to describe spatial and temporal variability of water masses in the South Atlantic Ocean and Southern Ocean. Data from the numerical simulations used for the preparation of the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report (4AR/IPCC) were used. Four climate models were chosen: ECHAM5/MPI-OM, IPSL-CM4-V1, MIROC3.2, GFDL CM2.1. Results from the Climate of the  $20^{\text{th}}$  Century (20c3m) and the 1% per year CO<sub>2</sub> increase (to doubling) experiment (1pctto2x) were analyzed. The four models show a positive trend of temperature and a freshening trend of the Antartic Internediate Water (AAIW), Circumpolar Deep Water (CDW) and the Antartic Deep Water (AADW). The densities of these water masses become significantly lighter in the 20c3m scenario. In the 1pctto2xscenario in the AAIW and CDW moved to upper layers. Also in this scenario there is a cooling of the AADW, moving this water mass to deeper layers.

## Lista de Figuras

- 1.1Projeções globais de emissões antropogênicas de gases estufa (gigato-<br/>neladas de  $CO_2$ ) para os cenários B1, A1T, B2, A1B, A2 e A1F1.4
- 1.2 Resolução espacial das diferentes gerações dos modelos climáticos utilizados nos relatórios do IPCC. As siglas indicam o primeiro, segundo, terceiro e quarto relatório de avaliação. FAR (IPCC, 1990), SAR (IPCC, 1996), TAR (IPCC, 2001) e AR4 (IPCC, 2007). . . . . . . . 8
- 1.3 Diagrama esquemático representando a circulação de superfície no
  Oceano Atlântico Sul. Adaptado de Peterson & Stramma (1991) . . . 10
- 1.5 Transporte médio de calor (1.5(a)) no oceano (em PW = 10<sup>15</sup>W) e transporte de massa médio (1.5(b)) calculados a partir dos dados do WOCE. As setas indicam a direção do transporte e os números os respectivos valores. Figura retirada de Ganachaud & Wunsch (2000). 14

3.2	Diagramas de estado $(\theta-S)$ para o cenário $20c3m.$ Linha vermelha	
	representa a curva $\theta-S$ média para cada modelo	38
3.3	Diagramas de estado $(\theta - S)$ para o cenário 1pctto2x. Linha vermelha	
	representa a curva $\theta-S$ média para cada modelo	39
3.4	Seção vertical de salinidade produzida a partir dos dados do WOA05 $$	
	(Locarnini et al., 2005). Contornos (linha cheia) indicam as isopicnais	
	características de cada massa de água.	42
3.5	Seção vertical de salinidade (‰). Contornos (linha cheia) indicam as	
	isopicnais $(kg.m^{-3})$ características de cada massa de água	45
3.6	Tendência linear de temperatura (°C. ano^-1) - 20c3m $\ .\ .\ .\ .$ .	47
3.7	Tendência linear de salinidade (unidades $.ano^{-1})$ - $20c3m$	48
3.8	Tendência linear de densidade (kg.m <sup>-3</sup> .ano <sup>-1</sup> ) - 20c3m	49
3.9	Tendência linear de temperatura (°C.ano <sup>-1</sup> ) - 1 pctto2x	50
3.10	Tendência linear de salinidade (unidades $.ano^{-1})$ - 1pctto2x $\ .$	51
3.11	Tendência linear de densidade (kg.m^-3.ano^-1) - 1pctto2x $\ . \ . \ .$ .	52
3.12	Diferença de temperatura (°C) / 1pctto2x – 20c3m - AIA $\ \ldots \ \ldots$	55
3.13	Diferença de salinidade / $1pctto2x-20c3m$ - AIA $\ .$	56
3.14	Diferença de profundidade (metros) / $1pctto2x-20c3m$ - AIA $~$	57
3.15	Diferença de temperatura (°C) / $1pctto2x-20c3m$ - ${\rm CDW}$	59
3.16	Diferença de salinidade / $1pctto2x-20c3m$ - CDW $\hfill \ldots$ .	60
3.17	Diferença de profundidade (metros) / $1pctto2x-20c3m$ - CDW $$	61
3.18	Diferença de temperatura (°C) / 1pctto2x – 20c3m - AFA $\ . \ . \ .$	63
3.19	Diferença de salinidade / $1pctto2x-20c3m$ - AFA $\ .$	64
3.20	Diferença de profundidade (metros) / $1pctto2x-20c3m$ - AFA $\ .$ .	65
3.21	Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1 $$	
	- °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo.	
	As séries temporais são adimensionais - AIA 20c3m	69

3.22	Padrões espaciais do segundo modo espacial da temperatura (EOF2 $$	
	- °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do segundo modo	
	de variabilidade. As séries temporais são adimensionais - AIA 20c3m	70
3.23	Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1	
	- °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo.	
	As séries temporais são adimensionais - AIA 1pctto2x	71
3.24	Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1	
	- °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo.	
	As séries temporais são adimensionais - CDW $20c3m$	74
3.25	Padrões espaciais do segundo modo espacial da temperatura (EOF2 $$	
	- °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do segundo modo	
	de variabilidade. As séries temporais são adimensionais - CDW $20c3m$	75
3.26	Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1	
	- °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo.	
	As séries temporais são adimensionais - CDW 1pctto2x $\ . \ . \ . \ .$	76
3.27	Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1	
	- °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo.	
	As séries temporais são adimensionais - AFA $20c3m$	79
3.28	Padrões espaciais do segundo modo espacial da temperatura (EOF2 $$	
	- °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do segundo modo	
	de variabilidade. As séries temporais são adimensionais - AFA $20c3m$	80
3.29	Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1	
	- °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo.	
	As séries temporais são adimensionais - AFA 1pctto $2x$	81

# Lista de Tabelas

2.1	Modelos utilizados e suas respectivas resoluções espaciais	27
3.1	Índices característicos ( $\theta$ (°C) , $S\left(\%\right)$ e $\sigma_{\theta}\left(kg.m^{-3}\right)\right)$ médios das	
	massas de água para cada modelo e para os dados observacionais do	
	WOA05.~ Os índices desta tabela são referentes aos resultados do	
	cenário 20c3m	40

## Capítulo 1

## Introdução

O avanço e a sofisticação da modelagem numérica nos últimos anos permitiu que fossem produzidas diversas simulações do clima terrestre. Tais simulações buscam reproduzir a complexa dinâmica e a variabilidade do clima presente, e consequentemente prever o clima futuro e as possíveis mudanças climáticas. O 4º Relatório do Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (Intergovernmental Panel on Climate Change - 4RA IPCC) utilizou-se de tais simulações para mostrar que a emissão de gases estufa por ações antrópicas provoca mudanças significativas no sistema climático terrestre levando à sérias implicações socioeconômicas. O sistema climático, pode ser entendido como cinco componentes - atmosfera, oceano, criosfera, litosfera e biosfera - que armazenam e trocam calor (energia) entre si. A componente oceânica é aquela que responde pela maior quantidade de energia armazenada. Isso acontece devido às propriedades físicas, tais como, a maior capacidade térmica da água em relação ao ar, e também devido a massa oceânica total ser muito do que a massa das demais componentes do clima. Dessa forma, os oceanos atuam como um "regulador" do sistema climático (Tomczak, 1999). Entender e quantificar os mecanismos e taxas de mudanças de suas propriedades implica em entender a variabilidade de mais baixa frequência do clima terrestre.

Os oceanos têm suas propriedades transportadas por massas de água. Algumas

de suas propriedades são ditas *conservativas*, fazendo com que as massas de água atuem como reservatórios de calor, sal e gases dissolvidos. Tomczak (1999) define massa de água como um corpo de água com formação histórica comum, tendo sua origem em sua região particular do oceano. São ainda entidades físicas de volume mensurável e ocupando um volume finito no oceano. Essas massas de água são transportadas pelos sistemas de correntes oceânicas, e ao contrário das massas de ar, elas movem-se lentamente, sendo menos suscetíveis às condições climatológicas e a eventos de mais alta frequência. Desse modo, respostas às mudanças do clima em suas propriedades são mais lentas. As massas de água adquirem suas características (assinaturas) a partir de processos atmosféricos e são, por isso, excelentes indicadores para as alterações das condições climáticas (Leffanue & Tomczak, 2004). Assim sendo, estudos relacionados à estrutura e mudanças de propriedades de massas de água são de grande importância no entendimento da atuação dos oceanos como reservatório de sal, gases e calor.

### 1.1 O 4RA IPCC

Nos últimos anos, questões ambientais como sustentabilidade e mudanças climáticas foram temas de muitos debates políticos gerando até mesmo diretizes internacionais para os temas. Em 1988 foi criado o *Intergovernmental Panel on Climate Change*, sendo esse um órgão científico ligado às Nações Unidas responsável por avaliar o conhecimento a cerca da mudança climática global. Ele é responsável por avaliar informações científicas, técnicas e também socioeconômicas. O intuito é entender os riscos das mudanças climáticas e seu impacto na população humana. São aproximadamente 2500 cientisitas de diversos países e instituições envolvidos nesse painel. Os resultados destes esforços são reunidos em um Relatório de Avaliação (*Assesment Report*) que é disponiblizado à toda comunidade através do portal http://www.ipcc.ch/. Em 2007 o IPCC divulgou o seu quarto Relatório de Avaliação (4RA IPCC). Esse relatório é estruturado basicamente em três partes, sendo cada uma dessas partes de responsabilidade de um Grupo de Trabalho (GT). O GT1 produz um documento intitulado "As Bases Científicas", o GT2 "Impactos, Adaptação e Vulnerabilidade" e o GT3 "Mitigação". Um resumo de todos esses relatórios também é disponibilizado e intitulado "Relatório para Tomadores de Decisões". Como o próprio nome diz, esse último relatório é direcionado aos tomadores de decisões, com o objetivo de auxiliar as diretrizes ambientais e socioeconômicas globais, tendo um caráter mais político.

Em 2000 o IPCC apresentou um conjunto de cenários de desenvolvimento global (SRES) e de emissão de gases estufa e aerossóis. Esses cenários foram usados como forçantes para as projeções numéricas do clima em seu terceiro e quarto relatório. Os SRES mostram diferentes contextos de mudanças climáticas, denominados de A1, A2, B1 e B2. A seguir são apresentadas algumas características desses cenários:

- A1 é o cenário que descreve um mundo futuro em que a globalização é dominante. Nesse cenário o crescimento econômico é rápido, o populacional é pequeno e o desenvolvimento tecnológico é mais rápido e eficiente. Algumas questões paralelas são a convergência econômica e cultural, com uma redução significativa em diferenças regionais e renda per capita. A família de cenários A1 se divide em três grupos que descrevem direções alternativas da mudança tecnológica no sistema energético. Os três grupos de A1 distinguem-se por sua ênfase tecnológica: intensiva no uso de combustíveis fósseis (A1F1), fontes energéticas não-fósseis (A1T) ou um equilíbrio entre todas as fontes (A1B) (não dependendo exclusivamente de uma determinada fonte de energia);
- A2 é o cenário que descreve um mundo futuro muito heterogêneo no qual a regionalização é dominante. O foco é o fortalecimento de identidades culturais regionais, com ênfase em tradições locais e auto-suficiência. Outras caracte-



Figura 1.1: Projeções globais de emissões antropogênicas de gases estufa (gigatoneladas de CO<sub>2</sub>) para os cenários B1, A1T, B2, A1B, A2 e A1F1.

rísticas são o crescimento populacional alto, menor preocupação em relação ao desenvolvimento econômico rápido. As mudanças tecnológicas são mais fragmentadas e mais lentas do que nos outros cenários;

- B1 é o cenário que descreve um mundo convergente com a mesma população global, que atinge o pico em meados do século XXI e declina em seguida. Também ocorre uma rápida mudança na estrutura econômica mundial com a introdução de tecnologias limpas. A ênfase está em soluções globais para sustentabilidade ambiental, econômica e social e inclui esforços combinados para o desenvolvimento de tecnologia rápida;
- B2 é o cenário que descreve um mundo no qual a ênfase está em soluções locais para a sustentabilidade econômica, social e ambiental. É um mundo em que a população global aumenta continuamente, a uma taxa inferior à do A2, com níveis intermediários de desenvolvimento econômico e mudança tecnológica menos rápida e mais diversa do que nos contextos B1 e A1. O cenário também está orientado para a proteção ambiental e para igualdade social, mas seu foco são em níveis locais e regionais. A mudança tecnológica é mais diversa com forte ênfase nas iniciativas comunitárias e inovação social, em lugar de soluções globais.

As características de cada cenário, em relação às concentrações de gases de efeito estufa  $(SO_2, CO_2, N_20 \ e \ CH_4)$  aparecem na figura 1.1, mostrando as diferentes concentrações destes gases nos cenários SRES e suas variações no período de 2000 até 2100.

O documento produzido pelo GT1 é tido como o estado da arte das pesquisas climáticas. Alguns resultados importantes para o presente estudo do último relatório divulgado por este grupo são apresentados a seguir:

• No período de 1961 até 2003 a temperatura média dos oceanos aumentou cerca

de 0, 10 °C. Esse resultado foi observado na camada de oceano que vai desde a superfície até 700 metros. Do calor total armazenado pelos oceanos, dois terços desta quantidade foi observado nessa camada. Na última década deste período (1993-2003) foi registrada as maiores taxas de aquecimento, mas após 2003 foi observado um resfriamento dos oceanos.

- Tendências de diminuição de salinidade nos oceanos no período de 1955 a 1998 foram observadas nas altas latitudes de todos os oceanos. Já em latitudes tropicais e subtropicais foi observado tendências de aumento de salinidade em águas superficiais. A diminuição de salinidade é mais pronunciada no oceano Pacífico, enquanto o aumento foi observado em maior intensidade nos oceanos Atlântico e Pacífico.
- As massas de água oceânicas apresentaram mudanças significativas de suas propriedades. Algumas massas de água do Oceano Austral sofreram um aquecimento de 0, 17°C entre 1950 e 1980 (Gille, 2002). Este valor é mais alto do que o observado nos demais oceanos. Ainda assim não são observadas mudanças significativas nos padrões médios da circulação oceânica. Acredita-se que houve algumas mudanças na variabilidade do setor atlântico da circulação termohalina em escalas interanuais e decadais.
- Com relação ao avanço da modelagem numérica, o grande triunfo dos modelos climáticos atuais é a capacidade dos mesmos em simular o clima atual sem a necessidade de correções de fluxos. No entanto, uma *deriva* sistemática nas componentes oceânicas desses modelos ainda pode ocorrer. Isso acontece basicamente pelo desacoplamento das trocas de calor, água e momento entre o oceano e a atmosfera. Uma das principais implicações da *deriva* climática observada nas simulações numéricas é a ambiguidade em definir o estado médio/padrão do clima.

Um outro ganho da modelagem numérica é o refinamento das resoluções espaciais. Este ganho de resolução está intimamente ligado ao avanço computacional, permitindo processamentos mais eficientes e maior capacidade de armazenamento. A figura 1.2 mostra o ganho de resolução espacial pelos modelos desde a publicação do primeiro de avaliação do IPCC em 1990 (~ 500 km) até a publicação do 4RA IPCC (~ 110 km). Ainda assim, muitos dos processos físicos que controlam o clima não são melhores representados somente com um refinamento das grades numéricas, mas sim com uma formulação física mais explícita dos processos que caracterizam cada fenômeno modelado.



Figura 1.2: Resolução espacial das diferentes gerações dos modelos climáticos utilizados nos relatórios do IPCC. As siglas indicam o primeiro, segundo, terceiro e quarto relatório de avaliação. FAR (IPCC, 1990), SAR (IPCC, 1996), TAR (IPCC, 2001) e AR4 (IPCC, 2007).

### 1.2 Região de Estudo

A região de interesse no presente estudo é o Oceano Atlântico Sul e o setor Atlântico do Oceano Austral. As características, a descrição e a importância dessas áreas para o clima global são apresentadas a seguir.

#### 1.2.1 Oceano Atlântico Sul

O Oceano Atlântico Sul está compreendido entre as longitudes 70°W a 30°E, e entre as latitudes 0°N a 70°S. Desde a expedição alemã *Meteor* em 1925, o Oceano Atlântico Sul tem sido uma região de grande interesse nas pesquisas climáticas e oceanográficas. Particularmente, nos últimos anos, tem-se aprendido muito sobre a circulação superficial do Atlântico Sul. Contudo, as informações publicadas até o presente estão longe de nos trazer o total conhecimento sobre a dinâmica e a variabilidade do Atlântico Sul.

Em regiões subtropicais a circulação oceânica de grande escala é determinada por um giro anticiclônico, em resposta a tensão de cisalhamento que os ventos exercem junto à superfície. Essa circulação recebe o nome de giro Subtropical do Atlântico Sul, e é responsável pela maior parte da circulação de superfície do Atlântico Sul (figura 1.3). Esse giro anticiclônico é formado pela Corrente de Benguela (CBG) a leste, Corrente Sul Equatorial (CSE) ao norte, Corrente do Brasil (CB) a oeste, e Corrente do Atlântico Sul (CAS) ao sul. Além dessas quatro principais correntes, o giro é bastante influenciado pela Corrente das Malvinas (CM), Corrente das Agulhas (CA) e pela Corrente Circumpolar Antártica (CCA). O Giro Subtropical do Atlântico Sul é delimitado zonalmente pelos continentes africano a leste e americano a oeste, e meridionalmente pelo oceano Austral e pelo equador (Peterson & Stramma, 1991).

O Oceano Atlântico Sul apresenta circulação e massas de água com característi-



Figura 1.3: Diagrama esquemático representando a circulação de superfície no Oceano Atlântico Sul. Adaptado de Peterson & Stramma (1991)

cas e propriedades bem diferenciadas dos demais oceanos. Segundo Bryan (1962); Holfort & Siedler (2001), o Atlântico Sul seria o único oceano com transporte de calor em direção as baixas latitudes. Isso pode ser explicado devido à formação de massas de águas profundas ocorrer principalmente no Hemisfério Norte. Assim, o Atlântico Sul serviria como um canal condutor para as águas profundas e frias em direção aos demais oceanos. Por sua vez, as águas provindas da Corrente Sul Equatorial compensariam parcialmente o transporte com direção ao sul das águas profundas do Atlântico Norte. Esse transporte através do equador faz parte do sistema de circulação termohalina global chamado de "cinturão termohalino" (Gordon, 1986). Essa circulação é gerada pelas diferenças de densidade e foi descrita, entre outros, por Broecker (1991). Ela é uma das áreas de pesquisas definida como cientificamente relevante para a manutenção do clima, sendo o oceano Atlântico uma peça fundamental nesta circulação (Campos et al., 2001). Sua importância deve-se a capacidade da mesma em movimentar grandes quantidades de energia térmica ao redor de todo o globo.

Com relação aos níveis profundos dos oceanos, é esta circulação que garante a manutenção ou até mesmo as possíveis variações das características térmicas desses níveis. O movimento vertical é uma importante característica desta circulação, sendo as regiões polares do oceano Atlântico as principais responsáveis pela formação de água profunda. Deste modo o oceano Atlântico atua como um condutor, através do qual águas mais densas são introduzidas nos demais oceanos através da circulação termohalina.

A circulação termohalina está dividida basicamente em dois ramos (figura 1.4): um ramo superficial que transporta águas mais quentes, menos salinas e com menos oxigênio, e outro mais profundo com águas mais frias, salinas, e com muito mais oxigênio. A velocidade destas correntes é de cerca de  $1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  e através dela estima-se que levaria entre 500 e 1000 anos para que toda a água profunda do



Figura 1.4: Figura adaptada de Houghton et al. (2001), esquematizando a Circulação Termohalina proposta por Broecker (1991).

Oceano Atlântico fosse reciclada. Esta circulação faz do oceano Atlântico Sul uma bacia bastante peculiar. Enquanto a média zonal global do fluxo de calor meridional por todos os oceanos é em direção aos pólos e praticamente simétrica em relação ao equador, o fluxo de calor no Atlântico Sul se dá no sentido norte através da linha do equador Holfort & Siedler (2001). Ganachaud & Wunsch (2000) quantificaram esse transporte a partir dos dados observacionais do *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE), e seus valores podem ser vistos na figura 1.5(a). Nessa figura, na região do Atlântico Sul observa-se um transporte de calor predominante em direção às baixas latitudes.

#### O Oceano Austral

O Oceano Austral tem como limite sul o Continente Antártico e seu limite norte é a Frente Subtropical. A região do Oceano Austral engloba o Mar de Amundsen, Mar de Bellingshausen, Mar de Ross, Mar de Weddell, parte do Mar da Scotia e parte da Passagem de Drake. Este oceano apresenta características bastante particulares, tais como: pequenas diferenças de temperatura entre a superfície e o fundo, não ultrapassando 5 °C, pequena variação de densidade ao longo da coluna de água, e também tem-se que a força gradiente de pressão é bastante homogênea em toda coluna de água. Com isso as correntes geostróficas não estão restritas às camadas superiores, estendendo-se à grandes profundidades, predominando uma dinâmica barotrópica.

Uma outra importante característica desse oceano é que ele funciona como o principal meio pelo qual ocorrem as trocas de energia, calor e massa entre as três bacias oceânicas, fazendo também a ligação dos ramos superiores e inferiores da circulação termohalina global. O afundamento de águas mais densas no Oceano Austral contribui significativamente para a formação do ramo inferior dessa circulação (Gordon, 1986; Broecker, 1987). Com relação a circulação predominante do



(b) Transporte de massa

Figura 1.5: Transporte médio de calor (1.5(a)) no oceano (em PW = 10<sup>15</sup>W) e transporte de massa médio (1.5(b)) calculados a partir dos dados do WOCE. As setas indicam a direção do transporte e os números os respectivos valores. Figura retirada de Ganachaud & Wunsch (2000). Oceano Austral, destaca-se a Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Esta consiste de um fluxo geostrófico que circunda o continente Antártico de oeste para leste e é a principal ligação entre as grandes bacias oceânicas (Oceano Atlântico, Oceano Pacífico e o Oceano Índico).

O Oceano Austral possui uma importância única para o sistema climático global. Seu setor atlântico é tido como a maior região de perda de calor dos oceanos, sendo de extrema importância na circulação termohalina global. Essa perda de calor resulta em águas frias e em uma circulação profunda, uma alta absorção de  $CO_2$  e outros gases atmosféricos, particularmente via águas intermediárias (Sabine et al., 2004). É nesse setor que são formadas as massas de água com as maiores densidades, que são responsáveis por ventilar as regiões abissais dos oceanos, tais como a Água de Fundo Antártica.

O Oceano Austral está submetido à um forte regime de ventos zonais, sendo caracterizado por um grande transporte oceânico via CCA, o qual atinge  $\sim 135$  sverdrups na Passagem de Drake (Cunningham et al., 2003).

### 1.2.2 Massas de Água

Foi visto que grandes corpos de água, referidos como massa de água, são identificados nos oceanos devido às suas propriedades físico-químicas bastante características. Em oceanografia uma massa de água é caracterizada através de seus índices termohalinos (temperatura e salinidade). Elas adquirem essas características termohalinas em suas regiões de formação e são advectadas pelos sistemas regionais de correntes oceânicas. Algumas características adquiridas em sua formação são consideradas conservativas, tornando possível identificar e classificar as diferentes massas de água presente em todos os oceanos. Uma definição rigorosa desse conceito é: um corpo de água com história de formação comum e originada de uma região particular do oceano e ocupando um volume finito do oceano (Tomczak, 1999). Tomczak (1999) destaca três processos físicos envolvidos na formação de uma determinada massa de água: convecção, subducção e mistura em sub-superfície.

- Convecção: nesse processo águas superiores aumentam sua densidade, devido à evaporação ou resfriamento da água de superfície, fazendo com que ocorra o afundamento delas para níveis em que o equilíbrio hidrostático seja restabelecido. Dessa forma esse é um processo não hidrostático, sendo as velocidades horizontal e vertical da mesma ordem de magnitude. Após formada, a massa de água é transportada pelo sistema de correntes locais. A homogeinização dessa nova água é feita por processos de mistura na região de convecção, o que resulta em propriedades extremamente uniformes por uma larga faixa de profundidade. Medições diretas desse fenômeno são bastante difíceis nos oceanos, principalmente devido às pequenas escalas horizontais envolvidas. A convecção é o processo característico envolvido na formação de **águas profundas** e **águas de fundo**.
- Subducção: esse é um processo que resulta da ação do vento com o resfriamento da superfície oceânica. Quando ocorre a convergência de duas corrente geradas pelo vento, tem-se um bombeamento de Ekman negativo (sentido ao fundo), fazendo com que essa água afunde ao longo de superfícies isopicnais. Esse movimento em sentido ao fundo é extremamente lento, sendo muitas vezes ultrapassado pelo espaçamento da camada de mistura durante o inverno e fazendo com que sejam misturadas devido ao resfriamento das camadas superficiais. Durante a primavera quando o coluna de água está mais estratificada, a camada de mistura é isolada, ocupando uma pequena camada quente na superfície. Com o bombeamento de Ekman negativo atuando, ele desloca água para regiões profundas e para fora do alcance da camada de mistura do próximo inverno. Dessa forma a água é injetada no interior do oceano. Esse mecanismo foi sugerido inicialmente por Stommel (1979) como responsável pela forma-

ção de **águas centrais** e depois verificado por Williams et al. (1995), entre outros. Tomczak & Godfrey (1994) atribuem a esse processo a formação de **águas intermediárias** em regiões de altas latitudes. As águas formadas por este processo são caracterizadas pelas baixas salinidades e também por serem saturadas em oxigênio.

Mistura em subsuperfície: nesse processo, ao contrário dos demais, não estão envolvidas as trocas entre o oceano e a atmosfera. Também não é tão comum quanto os processos citados anteriormente. É um mecanismo decorrente do encontro de duas ou mais diferentes massas de água que se misturam completamente adquirindo propriedades totalmente diferentes das massas contribuintes. Essa recém formada massa de água se espalha pelo oceano enquanto é advectada pelas correntes oceânicas. A água circumpolar é predominantemente formada pela mistura em subsuperfície (Thompson & Edwards, 1981).

Na prática, a formação de uma massa de água não ocorre exclusivamente por apenas um dos processos físicos acima descritos e sim por uma combinação dos mesmos (Ribbe, 2001; Santoso & England, 2008). Depois de formadas as massas de água tendem a acomodar-se ao longo da coluna de água de modo a estabelecer um equilíbrio hidrostático. Após esse processo a massa de água não tem mais contato com a atmosfera, permitindo que ela preserve as características adquiridas durante sua formação.

Nesse estudo serão abordadas três massas de água que possuem uma grande importância na manutenção e variabilidade climática global. São elas: **Água Intermediária Antártica** (AIA), **Água Profunda Circumpolar** (CDW, dá sigla em inglês referente à *Circumpolar Deep Water*) e a **Água de Fundo Antártica** (AFA) (figura 1.6). A formação e circulação dessas três massas de água são um importante componente da circulação termohalina global e consequentemente do sistema climático global (Schmitz, 1995). A seguir encontra-se uma descrição mais detalhada das mesmas:

#### Água Intermediária Antártica - AIA

A AIA, além da região de sua formação, é encontrada aproximadamente entre as profundidades de 600 - 1000 metros, chegando até 1200 metros. Seus índices termohalinos segundo Sverdrup et al. (1942) variam entre 3 e 6°C para temperatura e entre 34, 2 e 34, 6‰ para salinidade. Essa massa de água é encontrada em todos os setores do Oceano Austral ao norte da Frente Polar Antártica. Ela se espalha pelo oceano em camadas intermediárias (~ 1000 metros), atingindo até mesmo o Atlântico Norte por volta de 30°N (Pickard & Emery, 1982). A AIA pode ser identificada em observações associada à um valor mínimo de salinidade (Sørensen et al., 2001). Seu processo de formação é bastante complexo e ainda não é totalmente compreendido pela comunidade oceanográfica (McCartney, 1977; Molinelli, 1981), mas é atribuído à uma combinação dos três processos anteriormente descritos.

A AIA desempenha um papel fundamental e dominante no sequestro de  $CO_2$ antropogênico pelo oceano e também no armazenamento e distribuição de calor (Santoso & England, 2004). De fato, estudos observacionais mostraram que a AIA tem um papel fundamental nesse processo (os fortes ventos em sua região de formação promovem a transferência de gases entre o oceano e atmosfera) e calor (Sabine et al., 2004; Gille, 2002). Daí segue a importância de entender e quantificar os mecanismos de variabilidade dessa massa de água.

#### Água Profunda Circumpolar - CDW

A CDW representa o maior volume de água do Oceano Austral e é uma mistura da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), da Água de Fundo Antártica, da Água Intermediária Antártica e também de águas profundas recirculadas do Índico e do Pacífico (Santoso et al., 2006). A CDW é usualmente dividida em ramo superior



Figura 1.6: Representação esquemática da circulação das massas de água do Oceano Austral. PF, Frente Polar; SAF, Frente Subantártica; STF, Frente Subtropical. Retirado de Speer et al. (2000).

(UCDW) e ramo inferior (LUCW). O seu ramo superior contribui na formação da AIA, enquanto o inferior contribui na formação da AFA (Sloyan & Rintoul, 2001). No presente estudo a CDW é considerada na sua totalidade, e não dividida em dois ramos. A principal característica da CDW são os seus altos valores de salinidade, entre 34,70 e 34,74‰, podendo ser encontrada entre as profundidades de 1000 até 3000 metros.

#### Água de Fundo Antártica - AFA

A AFA é encontrada em todas as bacias oceânicas, sendo considerada a água mais comum no mundo (Brown et al., 1989). Seus índices termohalinos são temperaturas inferiores a 2°C e salinidades menores do que 34,86‰. Sua formação ocorre durante o inverno ao redor do continente Antártico, particularmente nos mares de Weddel e Ross. Após formada ela flui em direção ao norte e ao alcançar o Atlântico Norte interage com a Água Profunda do Atlântico Norte (Santoso & England, 2008). A variabilidade da AFA possui grande influência na estabilidade da circulação termohalina, e com isso na variabilidade de mais baixa frequência do clima.

O processo de formação da AFA, ao contrário da formação da AIA, já é bem conhecido e descrito, entre outros, por Orsi (1999); Foldvik et al. (2004). Já a sua representação por modelos de circulação geral ainda é bastante limitada, pois implica em ter uma representação realísticas de processos de plataforma de gelo e processos convectivos. Até hoje nenhum modelo climático foi capaz de simular corretamente as propriedades dos fundos do oceano (Santoso & England, 2008). A dificuldade dessa questão está no fato deles representarem as águas profundas como não sendo suficientemente densas e também sendo pouco salinas. Uma outra dificuldade se deve a grande escala de tempo envolvida na variabilidade da AFA. Para uma melhor simulação é necessário integrações numéricas com períodos da ordem de centenas de anos, o que atualmente só é possível em resoluções espaciais bem baixas.

### 1.3 Objetivos

Em vista da importância do Oceano Austral e principalmente do setor Atlântico dele, o presente estudo visa descrever a variabilidade espaço-temporal das massas de água desses oceanos. O objetivo aqui é identificar, caracterizar (via Diagramas de Estado e seções verticais) e analisar a representação de três principais massas de água nos modelos climáticos utilizados para a elaboração do 4° Relatório Anual do IPCC. As massas de água são: Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Antártica (CDW) e a Água de Fundo Antártica (AFA). Uma vez identificadas, é analisada a variabilidade das estruturas termohalinas (via Funções Ortogonais Empíricas) dessas massas de água, bem como suas tendências temporais ao longo do período de simulação.

## Capítulo 2

## Material e Métodos

Nesse capítulo são descritos os modelos climáticos globais utilizados, bem como os cenários climáticos para os quais foram realizadas as simulações numéricas. É feita uma rápida descrição dos dados observacionais que foram utilizados para a comparação com os resultados dos modelos. Também encontra-se descrita nesse capítulo a metodologia adotada no trabalho, tais como as análises estatísticas e outras ferramentas de análise.

### 2.1 Os Dados

Os dados utilizados nesse trabalho são resultados de simulações numéricas com modelos climáticos acoplados usados no desenvolvimento do 4° Relatório de Avaliação do IPCC (Intergovernamental Panel on Climate Change). Essas simulações levam em conta diferentes cenários de aquecimento global em função do aumento na liberação de gases estufa. Afim de averiguar o quão próximos esses modelos estão da realidade, os resultados numéricos são comparados aos dados observacionais do *World Ocean Atlas 2005*.

#### 2.1.1 Cenários de Simulação

O IPCC em seu terceiro relatório divulgado no ano de 2001 (McCarthy, 2001) estabeleceu cenários de desenvolvimento mundiais que serviriam como padrão nas forçantes utilizadas nos modelos climáticos atuais. Para esse estudo serão consideradas as simulações que levam em consideração os dois seguintes cenários:

20c3m: Essa simulação é iniciada a partir do último ano de uma integração de controle denotada de picntrl. Essa simulação de controle utiliza os dados oceânicos de temperatura e salinidade da climatologia *Levitus* (Levitus, 1982) como condições iniciais. Já a componente atmosférica é inicializada com uma concentração fixa de gases estufa, representando a concentração do período pré-industrial (1870), 348 ppmv. Essa simulação é rodada para um período de 100 anos (1761 - 1860). A simulação para o século XX (*Climate of the* 20<sup>th</sup> *Century experiment -* 20c3m) consiste de um esquema de 5 ensembles, em que se utiliza a média dos ensembles para eliminar a dependência de condições iniciais e variabilidade interna. Cada rodada cobre o período que vai de 1850 até 2000.

Os agentes forçantes nesse experimento incluem os registros históricos de gases estufa ( $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$  e  $CFC_s$ ), sulfatos troposféricos, atividades vulcânicas e forçantes solares (Yukimoto & Kodera, 2005). As concentrações desses gases nesse cenário é baseado nos registros históricos de Hansen et al. (1998). O propósito desse cenário é reproduzir da maneira mais realista possível o clima do início do século XX até o ano de 2000.

 1pctto2x: O cenário 1% per year CO<sub>2</sub> increase experiment (to doubling)
 busca fazer uma projeção do clima com as concentrações de CO<sub>2</sub> aumentando
 a uma taxa de 1% ao ano até atingir um nível cujo valor é o dobro da concentração inicial da integração numérica. O estado inicial dessa simulação corresponde àquele do ano de 1870. A concentração de todos os gases estufa é mantida constante ( $CH_4 = 1650 \text{ ppmv}, N_2O = 306 \text{ ppbv}$ , constante solar  $= 1367 \text{ W.m}^2$ ), com exceção do gás carbônico ( $CO_2$ ), cuja concentração inicial é de 348 ppmv e atinge 696 ppmv ao final da integração.

#### 2.1.2 Portal de dados: PCMDI

O World Climate Research Programme (WCRP) através do portal de dados Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI - www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about\_ipc organiza e disponibiliza mais de 35 terabytes de dados climáticos resultantes de saídas de modelos climáticos globais de última geração (Meehl et al., 2007). Um dos objetivos dessa iniciativa é de servir como divulgador/servidor dos dados que servem para a realização das análises e projeções feitas pelos Working Group 1 do IPCC.

#### 2.1.3 Modelos Climáticos Globais

O PCMDI disponibiliza a saída dos resultados de 23 diferentes modelos climáticos com 12 diferentes cenários de emissão de gases estufa. Dentre os cenários de emissão de gases estufa utilizados nesse estudo, não são todos os modelos numéricos que disponibilizam suas saídas para tais cenários. Para tanto foram escolhidos quatro modelos utilizados na realização do 4RA do IPCC que possuem as saídas para os dois cenários de interesse que são apresentados a seguir. Todos os modelos escolhidos, em suas componentes oceânicas utilizam as equações primitivas do movimento considerando as aproximações hidrostática e de Boussinesq (equação 2.1).

$$\frac{D\vec{v}_o}{Dt} + f(\vec{k} \times \vec{v}_o) = -\frac{1}{\rho_w} \left[ \vec{\nabla}_H \left( p + \rho_w g \eta \right) + \vec{F}_H + \vec{F}_V \right] \quad , \tag{2.1}$$

em que  $\vec{v}_o = (u_o, v_o)$  é o vetor velocidade horizontal do oceano, t é o tempo, f é o parâmetro de Coriolis,  $\vec{k}$  é o vetor unitário normal ao centro da Terra,  $\rho_w$  é a densidade de referência constante da água,  $\vec{\nabla}_H$  é operador gradiente horizontal, p é a pressão interna, **g** é a aceleração devido à gravidade e  $\eta$  é a elevação da superfície livre do oceano.  $\vec{F}_{H} \in \vec{F}_{V}$  são parametrizações para as forças de atrito horizontal e vertical respectivamente. A velocidade vertical é obtida a partir do campo horizontal de velocidade, assumindo a condição de fluido incompressível (equação 2.2).

$$\frac{\partial w_{\rm o}}{\partial z} = -\vec{\nabla}_{\rm H} \cdot \vec{v}_{\rm o} \tag{2.2}$$

A temperatura potencial ( $\theta$ ) e a salinidade (S) obedecem as equações de advecçãodifusão (equações 2.3, 2.4):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \vec{\nabla}_{H} \cdot \left( K \vec{\nabla}_{H} \theta \right)$$
(2.3)
$$\frac{\partial S}{\partial S} = \vec{\nabla}_{H} \cdot \left( K \vec{\nabla}_{H} \theta \right)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \vec{\nabla}_{\mathsf{H}} \cdot \left(\mathsf{K}\vec{\nabla}_{\mathsf{H}}S\right) \quad , \tag{2.4}$$

em que K é um tensor utilizado na parametrização horizontal/vertical da difusão. Detalhes dos demais modelos e cenários são dados por Meehl et al. (2007). A seguir, segue uma breve descrição dos quatro modelos adotados nesse estudo.

#### GFDL-CM2.1

O modelo climático **GFDL-CM2.1** é desenvolvido e mantido pelo *NOAA's Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) da Universidade de Princeton. Ele é composto de quatro componentes que simulam a terra/biosfera, a criosfera, a atmosfera e o oceano. A resolução horizontal do modelo atmosférico é de 2, 5° de longitude por 2, 0° latitude, com 24 níveis verticais. Algumas das inovações mais marcantes dessa última versão do modelo atmosférico é a variação da radiação solar ao longo do dia. Essa nova formulação permite um tratamento explícito de diversos gases traços, tais como ozônio, aerossóis naturais (vulcânicos) e atropogênicos (carbono negro) e partículas de pó. Uma descrição completa e detalhada da componente atmosférica é dada por Delworth et al. (2006).

A componente oceânica (Gnanadesikan et al., 2006; Griffies et al., 2005) do modelo possui uma resolução horizontal 1° tanto para latitude quanto para longitude, diminuindo meridionalmente em direção aos trópicos, chegando a 1/3° próximo ao equador. Possui 50 níveis verticais com 22 níveis equi-espaçados (10 metros) nos primeiros 220 metros de coluna de água.

O acoplamento entre o oceano e atmosfera ocorre em um intervalo de duas horas, acoplando o ciclo diurno da atmosfera e do oceano (Knutson et al., 2006). Vale ressaltar que esse modelo não emprega correções de fluxos. O resultado final do GFDL-CM2.1 é disponibilizado em uma grade regular com 200 pontos de latitude, 360 de longitude e 50 níveis verticais para o oceano. Maiores informações sobre a disponibilização e formatos de saída desse modelo são encontradas em http://nomads.gfdl.noaa.gov/CM2.X/.

#### IPSL-CM4 V1

O modelo climático acoplado IPSL-CM4 V1 (Marti et al., 2006) é desenvolvido pelo Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) na França. Um dos principais objetivos dessa iniciativa é entender as complexas interações entre a atmosfera, oceano, gelo marinho, superfície terrestre e glaciares, e também como os diferentes acoplamentos desses compartimentos podem modular a variabilidade climática natural e antropogênica (via emissão de gases estufa). Com esse propósito, o modelo IPSL-CM4 é desenvolvido como um conjunto de quatro modelos, cada um representando um compartimento climático. Cada componente pode ser utilizada separadamente ou em conjunto com as demais. A componente oceânica, denominada **ORCA**, apresenta o oceano divido em **31** camadas, sendo os primeiros 100 m de coluna de água representados por 10 camadas. Os níveis mais altos representam profundidades de até 5000 m. Tanto a componente oceânica quanto a atmosférica apresentam uma grade regular e com resolução horizontal de  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ . Maiores informações sobre esse modelo podem ser encontradas em http://dods.ips1.jussieu.fr/omamce/IPSLCM4/DocIPSLCM4/HTML/. Os dados gerados pelo modelo francês IPSL-CM4 apresentam resolução horizontal com 180 pontos de longitude, 170 pontos latitude e 31 níveis verticais no oceano. Esse modelo também não utiliza correções e ajustes de fluxo.

#### MIROC3.2-hires

O Modelo de Pesquisa Interdisciplinar do Clima (Model for Interdisciplinary Research on Climate - MIROC) é um projeto mantido pelos Center for Climate System Research (CCSR), Universidade de Tóquio, National Institute for Environmental Studies (NIES) e pelo Frontier Research Center for Global Change (FRCGC). Esse modelo consiste de 5 componentes: atmosfera, terra, rios, gelo marinho e oceano. A interação entre essas componentes ocorre por um acoplador de fluxos. As trocas entre a atmosfera e o oceano ocorrem exclusivamente através da atmosfera e do gelo marinho e não diretamente entre a atmosfera e o oceano (Hasumi & Emori, 2004). A componente oceânica desse modelo é o CCSR Ocean Component Model (COCO). Essa componente interage somente com o gelo marinho. Esse modelo utiliza as equações primitivas do movimento em uma esfera, adotando as aproximações hidrostáticas e de Boussinesq. Apresenta resolução horizontal zonal de 0,28125° e meridional de 0, 1875° com 47 camadas verticais que vão da superfície até o fundo. O intervalo de tempo entre as integrações é de três segundos para as equações do modo baroclínico e três minutos para as demais. Uma descrição completa e detalhada é dada por Hasumi & Emori (2004). O resultado final do MIROC3.2-hires é disponibilizado em uma resolução horizontal com  $320 \times 320$  pontos e com 33 níveis verticais para o oceano.

#### ECHAM5/MPI-OM

O modelo climático acoplado ECHAM5/MPI-OM é desenvolvido pelo *Max-Planck Institute* de meteorologia de Hamburgo. As duas componentes do modelo, ECHAM5 para a atmosfera e MPI-OM para o oceano, são descritas por (Marsland et al., 2003; Roeckner et al., 2003). Dentre os modelos de estudo esse é único que contêm apenas duas componentes. O ECHAM5 possui uma resolução horizontal T63 e 31 níveis verticais híbridos com o nível mais alto a 10 hPa. O modelo oceânico MPI-OM é um modelo de equações primitivas de coordenadas z. A resolução é maior, O(20-40km), em regiões de formação de água profunda (Mar de Labrador, Mar da Groenlândia e Mar de Weddell). Ao longo do equador a resolução meridional é cerca de 0,5°. Existem 40 camadas verticais com uma espessura variando de 10 metros próximo à superfície e 600 metros próximo ao fundo. O resultado final do MPI-OM/ECHAM5 é disponibilizado em uma grade regular com resolução horizontal de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  e 40 níveis verticais.

A tabela 2.1 mostra um resumo das saídas dos modelos aqui utilizados.

Modelo Climático	Resolução	Referência				
GFDL-CM2.1	$1^{\circ} \times 1^{\circ} \times 50$	Delworth et al. (2006)				
IPSL-CM4 V1	$1^{\circ} \times 2^{\circ} \times 31$	Marti et al. $(2006)$				
MIROC3.2	$0,56^{\circ} \times 1,125^{\circ} \times 33$	Hasumi & Emori (2004)				
ECHAM5/MPI-OM	$1^{\circ} \times 1^{\circ} \times 40$	Roeckner et al. (2003)				

Tabela 2.1: Modelos utilizados e suas respectivas resoluções espaciais.

#### 2.1.4 Dados Observacionais

O World Ocean Atlas 2005 WOA05 (Locarnini et al., 2005) é um conjunto de dados observacionais mantido pelo Ocean Climate Laboratory (OCL) sendo disponibilizado através do National Oceanographic Data Center (NODC). Ele consta de dados de temperatura, salinidade, oxigênio dissolvido, nutrientes, clorofila, ente outros. Os dados são coletados através de estações oceanográficas, Batitermógrafo Mecânico (MBT) e de Batitermógrafo Descartável (XBT). Antes de sua disponibilização à
comunidade científica os dados sofreram um tratamento através de procedimentos de análise objetiva. Devido à ausência de dados, muitas vezes os organizadores do Atlas utilizaram-se de interpolações polinomiais de modo a completar uma grade regular. O WOA05 é disponibilizado através de uma climatologia mensal e apresenta uma resolução espacial de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  em 33 níveis verticais.

## 2.2 Metodologia

As variáveis analisadas são: temperatura potencial ( $\theta$ ) do oceano e salinidade (S). As saídas dos modelos disponibilizam tais variáveis em níveis verticais z (m). Inicialmente os dados foram re-mapeados e interpolados (interpolação linear) para níveis sigma, de maneira a permitir analisá-los ao longo de superfícies isopicnais ( $\sigma_{\theta}$ ). Como o objetivo desse estudo não é investigar a variabilidade de alta frequência optou-se por trabalhar com médias anuais, apesar das saídas estarem em médias mensais. Feito isto as variáveis são analisadas através de diagramas de estado, seções verticais longitudinais médias e de mapas ao longo de superfícies isopicnais que caracterizam as massas de água de interesse.

#### 2.2.1 Estatística Básica

Com o intuito de averiguar a confiabilidade dos resultados numéricos foi calculado o **erro quadrático médio** (RMSE) entre cada modelo e os dados observacionais (equação 2.5).

$$\mathsf{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum\limits_{i=1}^{n} (\mathsf{F}_i - \mathsf{Obs})^2}{n}} \tag{2.5}$$

Em que  $F_i$  é a *i-ésima* medida anual do modelo, **Obs** é média climatológica dos dados observacionais e n é número de anos da série temporal. Essa medida nos permite obter o quanto o modelo varia em relação aos dados observacionais (Panofsky & Brier, 1968). Para a análise das tendências das séries temporais foi utilizada a **regressão linear**. Dada uma série temporal de uma variável  $\mathbf{y}$ , para se obter a tendência linear buscam-se funções que passem o mais próximo possível dos pontos dados. Os coeficientes dessa função fornecem respostas relativas às tendências dos dados em função do tempo. Por exemplo, se a função encontrada que melhor se aproxima dos pontos dados for uma reta ( $\mathbf{y} = \mathbf{a} + \mathbf{bx}$ ) então, o coeficiente angular **b** dela fornece a informação de o quanto essa reta cresce com o tempo, ou seja, sua tendência de crescimento.

Para o cálculo da regressão linear é utilizado o **método dos mínimos quadrados**, o qual pode utilizar diferentes curvas, tais como:

$$y = a + bx$$
$$y = a + bx + cx^{2}$$

Para se obter a reta dos mínimos quadrados basta resolver o sistema linear de duas equações e duas incógnitas  $a \in b$ :

$$\begin{bmatrix} n & \sum_{i=1}^{n} x_i \\ \sum_{i=1}^{n} x_i & \sum_{i=1}^{n} x_i^2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^{n} y_i \\ \sum_{i=1}^{n} x_i y_i \end{bmatrix} , \qquad (2.6)$$

podendo ser resolvido pela regra de Cramer:

$$b = \frac{n \cdot \sum_{i=1}^{n} x_{i} y_{i} - \sum_{i=1}^{n} x_{i} \sum_{i=1}^{n} y_{i}}{n \cdot \sum_{i=1}^{n} x_{i}^{2} - \left(\sum_{i=1}^{n} x_{i}\right)^{2}}$$
(2.7)

$$a = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_{i}^{2} \sum_{i=1}^{n} y_{i} - \sum_{i=1}^{n} x_{i} y_{i} \sum_{i=1}^{n} x_{i}}{n \cdot \sum_{i=1}^{n} x_{i}^{2} - \left(\sum_{i=1}^{n} x_{i}\right)^{2}}$$
(2.8)

## 2.2.2 Funções Ortogonais Empíricas

Como um dos objetivos desse estudo é analisar a variabilidade espaço-temporal das massas de água é utilizado o método das **Funções Ortogonais Empíricas** (*Empiri*- cal Orthogonal Functions - EOF), também conhecido como Análise de Componentes Principais. Essa técnica é utilizada para se obter os principais modos espaciais de variabilidade, sua variação no tempo e a quantificação da importância relativa desses padrões (Venegas, 2000; Bjornsson & Venegas, 1997). Nesse método busca-se encontrar um novo conjunto de variáveis capaz de "capturar"o máximo da variância observada dos dados a partir de uma combinação linear das variáveis originais. O método já foi exaustivamente utilizado em estudos climáticos e descrições mais completas, desde o seu desenvolvimento numérico até sua aplicabilidade são encontradas em Jolliffe (1986); Wilks (1995); von Storch & Zwiers (2002). Em linhas gerais, a EOF serve para reduzir um conjunto de dados com grande número de variáveis para um conjunto menor de novas variáveis que represente uma grande fração da variância contida no conjunto original.

Suponha-se medidas de certa variável (onde a média foi retirada da série) em determinado local  $x_1, x_2, \ldots, x_p$ , nos tempos  $t_1, t_2, \ldots, t_n$ , dispostas numa matriz F, de forma que cada coluna tem média zero. Para cada tempo  $t_j$  ( $j = 1, \ldots, n$ ) associa-se as medidas de  $x_i$  como um campo F.

$$F = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2p} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{np} \end{bmatrix}$$
(2.9)

Calcula-se, primeiramente, a matriz covariância (R) de F,

$$\mathbf{R} = \mathbf{F}^{\mathsf{t}}\mathbf{F} \tag{2.10}$$

e, posteriormente, resolve-se o problema dos autovalores

$$\mathsf{RC} = \mathsf{C}\Lambda \quad , \tag{2.11}$$

em que,  $\Lambda$  é a matriz diagonal contendo os autovalores  $\lambda_i$  de R. O vetor coluna  $c_i$  de

C são os autovetores de R correspondentes aos autovalores  $\lambda_i.~\Lambda$  e C têm dimensões  $p\times p.$ 

Para cada autovalor  $\lambda_i$  escolhido, encontram-se o correspondente autovetor  $c_i$ , denominado EOF. A primeira EOF é o autovetor associado com o maior autovalor, a segunda EOF é associada com o segundo maior autovalor, subsequentemente, de forma que os menores autovalores são tidos como ruídos. Cada auto-valor  $\lambda_i$ , dá uma medida da fração da total variância em R explicada pelo modo. Essa fração é obtida dividindo-se o  $\lambda_i$  pela soma de todos os outros autovalores (o traço de  $\Lambda$ ).

A matriz de autovetores C tem a propriedade da identidade I, isto é,  $C^{t}C = CC^{t} = I$ . Isto significa que as EOF's não são correlacionadas sobre o espaço, ou em outras palavras, os autovetores são ortogonais entre si, originando o nome do método Funções Ortogonais Empíricas.

O padrão espacial obtido da EOF representa uma estrutura estacionária. Para determinar como a EOF1, por exemplo, oscila no tempo, calcula-se:

$$\vec{a_1} = F\vec{c_1}.\tag{2.12}$$

As  $\mathfrak{n}$  componentes do vetor  $\vec{a_1}$  são as projeções do autovetor  $\vec{c_1}$  na matriz covariância F dos dados. Em geral, para cada EOF<sub>j</sub> calculada pode-se encontrar um  $\vec{a_j}$  correspondente. O vetor  $\vec{a}$  é denominado coeficiente de expansão. Como as EOFs são ortogonais no espaço, os coeficientes de expansão não são correlacionados no tempo, isto é, as séries temporais também são ortogonais no tempo. Pode-se reconstruir os dados a partir das EOFs e dos coeficientes de expansão como segue:

$$F = \sum_{j=1}^{p} \vec{a_{j}}(EOF_{j}).$$
(2.13)

Os autovalores com suas componentes EOF e os coeficientes de expansão constituem o modo de variabilidade. Preisendorfer (1988); Hannachi et al. (2007) descrevem em detalhes o método da EOF aplicado em meteorologia e oceanografia. Embora sejam bons descritores da variabilidade de um conjunto de dados, os modos obtidos via EOFs não necessariamente conduzem às interpretações dos processos físicos envolvidos no conjunto original de dados. A influência de diferentes processos físicos pode estar contida em um só modo (Taschetto, 2008). Vale ressaltar então que esta técnica representa essencialmente os modos estatísticos envolvidos nos dados.

#### 2.2.3 Cálculo da Densidade Potencial e Diagramas de Estado

A densidade potencial ( $\rho_{\theta}$ ) é a densidade que uma parcela de água de composição fixa adquire quando é movida adiabaticamente (sem trocas de calor) para um dado nível de pressão (p). Ela pode ser obtida através da **equação internacional de estado da água do mar** (Millero, 1980; Gill, 1982), e é função apenas da temperatura potencial, salinidade e pressão ( $\rho_{\theta} = \rho_{\theta}(S, \theta, p)$ ). O método numérico para o cálculo da densidade potencial é definido pelo *Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards* (Unesco, 1980). Como seus valores são quase sempre próximos de 1000 kg m<sup>-3</sup>, a densidade potencial é usualmente expressa em termos de uma quantidade chamada *sigma-theta* -  $\sigma_{\theta}$  - que nada mais é que  $\sigma_{\theta} = \rho_{\theta} - 1000$ . Em oceanografia, linhas de densidade potencial constante são chamadas de **isopicnais**. Nesse trabalho a notação  $\sigma_{27,2}$  será utilizada para referir-se a isopicnal de densidade potencial de 27, 2 kg m<sup>-3</sup>.

Os diagramas de estado  $(\theta - S)$  são diagramas nos quais uma curva  $\theta - S$  é representada em um plano cartesiano, no qual os valores de salinidade são colocados no eixo das abscissas e os de temperatura no eixo das ordenadas. Ainda são traçadas as curvas de densidade potencial constantes (isopicnal). Cada ponto  $(S, \theta)$  desse diagrama é denominado como um **tipo de água**, enquanto uma linha/região ou conjunto de pontos é denominada uma **massa de água** (Pickard & Emery, 1982). As massas de água de interesse desse estudo bem como as isopicnais características das mesmas foram definidas através do cruzamento das informações de temperatura, salinidade e isopicnal desses diagramas. Para cada modelo é elaborado um diagrama de estado e identificado uma isopicnal característica para cada massa de água.

# Capítulo 3

# Resultados e Discussão

Nesse capítulo são apresentados os resultados acompanhados de uma discussão dos mesmos. Inicialmente é realizada uma validação das simulações numéricas para o cenário do *Climate of the* 20<sup>th</sup> *Century experiment* (20c3m) com os dados do *World Ocean Atlas* 2005. Em seguida são mostrados os diagramas de estado ( $\theta - S$ ) para os dois cenários de estudo. Através deles e das seções verticais de salinidade são identificados os índices termohalinos e também as isopicnais que caracterizam cada massa de água desse estudo. Após selecionadas as isopicnais de interesse, são mostradas as tendências de temperatura, salinidade e densidade apenas para os níveis de interesse. Para uma comparação das propriedades termohalinas entre os resultados do século XX (20c3m) e o experimento 1% per year CO<sub>2</sub> increase experiment (to doubling) (1pctto2x) é feita a diferença entre as médias climatológicas desses cenários para cada nível isopicnal. Por fim, é mostrado os mapas de variabilidade da temperatura para cada superfície isopicnal.

## 3.1 Dados observacionais vs. modelos

A figura 3.1 mostra o erro quadrático médio (RMSE) entre a rodada 20c3m e os dados do WOA05. Esses erros são mostrados para o nível vertical médio que cor-

responde ao intervalo entre as isopicnais de 26,9 e  $28,4 \text{ kg.m}^{-3}$ . São mostradas as diferenças tanto para o campo de temperatura quanto para o campo de salinidade. Esses níveis foram escolhidos de forma a compreender o máximo da região ocupada pelas três massas de água envolvidas nesse estudo, a Água Intermediária Antártica (AIA), a Água Profunda Circumpolar (CDW) e a Água de Fundo Antártica (AFA). Os resultados de todos os modelos apresentaram diferenças com relação à climatologia WOA05. Para a região do Oceano Austral o GFDL-CM2.1 foi o modelo que apresentou as maiores diferenças de temperatura (figura 3.1(a)) e salinidade (figura 3.1(b)), principalmente entre as latitudes de 60°S e 70°S. Já para toda a região de estudo o modelo que apresentou os maiores erros em relação à climatologia foi o ECHAM5/MPI-OM (figuras 3.1(g), 3.1(h)). As maiores diferenças foram encontradas entre as latitudes de 10°S e 50°S. Já o modelo MIROC3.2 (figuras 3.1(e), 3.1(f)) mostrou-se bastante próximo da climatologia, concentrando os maiores erros no campo de salinidade e na região do Mar de Weddel. É importante destacar aqui que ainda que os dados da climatologia WOA05 sejam dados observacionais, dados amostrados no hemisfério sul e em profundidades inferiores a 500 metros são bem menos numerosos do que dados superficiais, e muitas vezes para se ter uma grade regular cobrindo todos os níveis e regiões oceânicas os organizadores do atlas fazem uso de interpolações e análise objetiva (Locarnini et al., 2005). Uma outra característica que já é bastante conhecida dos modelos climáticos são alguns desvios sistemáticos (bias). Para a maioria das latitudes entre 200 até 3000 metros os modelos climáticos costumam superestimar a temperatura (Meehl et al., 2007). Também na salinidade é observado um erro sistemático nessas profundidade, mostrando valores superestimados da mesma.



Figura 3.1: Erro quadrático médio (RMSE) na isopicnal média dos níveis  $26,9 \le \sigma \le 28,4 \text{ kg.m}^{-3}$ . As regiões mais avermelhadas indicam as maiores diferenças entre os dados. Dados do 20c3m - WOA05

# 3.2 Diagramas de estado

Os diagramas de estado são aqui utilizados para definir os índices termohalinos característicos para cada massa de água, a AIA, a CDW e a AFA. Eles representam toda a região de estudo (entre as longitudes de 70°W-30°E e as latitudes de 0-80°S), considerando uma média meridional. A linha vermelha mostrada em cada diagrama representa o diagrama médio para toda a região.

O critério adotado para a escolha dos índices característicos para cada massa de água foi o seguinte: para Água Intermediária Antártica (AIA) foi utilizado o valor mínimo de salinidade (Santoso & England, 2004). A Água Circumpolar Profunda (CDW) foi caracterizada pelo valor máximo de salinidade (Santoso et al., 2006). E a Água de Fundo Antártica (AFA) é a massa de água que ocupa as isopicnais maiores do que aquela representada pela CDW. As isopicnais características de cada massa de água são obtidas somente dos resultados do cenário **20c3m**.

A figura 3.2 mostra os diagramas de estado para o experimento 20c3m. É bastante evidente as diferenças entre os modelos. Os resultados dos modelos que parecem melhor simular a curva  $\theta$  – S característica do oceano Atlântico Sul são o GFDL-CM2.1 (figura 3.2(a)) e o IPSL-CM4 (figura 3.2(b)). Ainda assim, em todos os resultados dos modelos foi possível identificar a estrutura de curva  $\theta$  – S característica do oceano Atlântico Sul, sendo essa representação menos evidente no MIROC3.2. O IPSL-CM4 (figura 3.2(b)) apresentou seu valor mínimo de salinidade associado à temperatura de 4 °C, que está mais de 1 °C abaixo dos valores obtidos com os demais modelos. Já o ECHAM5/MPI foi o modelo que apresentou o mínimo de salinidade associado à um valor de temperatura mais elevado, 7, 8 °C, valor bem acima de resultados observacionais descritos na literatura (Stramma & England, 1999).

A tabela 3.1 mostra os índices termohalinos e as isopicnais referentes à posição média de cada uma das três massas de água obtidos a partir desses diagramas.



Figura 3.2: Diagramas de estado  $(\theta - S)$  para o cenário 20c3m. Linha vermelha representa a curva  $\theta - S$  média para cada modelo.

Com relação aos diagramas de estado para os resultados do cenário 1pctto2x (figura 3.3) não é observado diferenças significativas no padrão da curva  $\theta - S$  quando comparada aos resultados do cenário 20c3m. Aqui novamente a curva correspondente ao modelo MIROC3.2 (figura 3.3(c)) é a mais discordante entre os modelos. Uma outra distinção observada nesse cenário em relação ao 20c3m é que curva  $\theta - S$  do modelo IPSL-CM4 está levemente deslocada com relação ao eixo de temperatura, chegando a ser até 1 °C maior (figura 3.3(b)). Já curva referente ao modelo



#### ECHAM5/MPI-OM está menos salina nesse cenário (figura 3.3(d)).

Figura 3.3: Diagramas de estado  $(\theta - S)$  para o cenário 1pctto2x. Linha vermelha representa a curva  $\theta - S$  média para cada modelo.

 $\label{eq:tabela 3.1: Indices característicos ($\theta$ ($^C$), $S$ ($_0$) e $\sigma_{\theta}$ (kg.m^{-3})$) médios das massas de água para cada modelo e para os dados observacionais do WOA05. Os índices desta tabela são referentes aos resultados do cenário 20c3m.$ 

	GFDL-CM2.1			ISPL-CM4			MIROC3.2			ECHAM5/MPI-OM			WOA05		
	$\theta$ (°C)	S (‰)	$\sigma_{\theta}$												
AIA	$^{5,5}$	34,55	27,20	$^{4,0}$	$34,\!58$	$27,\!45$	$^{5,0}$	$34,\!60$	27,30	7,8	$34,\!65$	27,00	$^{4,1}$	34,20	27,25
CDW	$^{3,5}$	$35,\!05$	27,70	$^{3,1}$	34,98	27,70	$^{2,6}$	$34,\!82$	27,70	$4,\!9$	$35,\!05$	$27,\!65$	$^{3,9}$	34,95	$27,\!75$
AFA	$^{1,1}$	34,75	27,80	$^{1,0}$	34,73	27,80	$^{1,0}$	34,78	27,80	$1,\!0$	34,70	27,82	$1,\!0$	$34,\!80$	27,82

#### 3.2.1 Seções Verticais

Na figura 3.4 pode-se verificar o perfil vertical de salinidade de onde se obtém a estrutura de massas de água do oceano Atlântico Sul a partir dos dados da climatologia WOA05 (Locarnini et al., 2005). Pode-se observar a AIA ocupando os níveis entre 600 e 1200 metros a partir da latitude de 45°S. Seus baixos valores de salinidade são bem marcados nessa seção formando uma "cunha"de baixa salinidade adentrando em direção às latitudes mais baixas. Outra característica dessa massa de água é a posição que sua isopicnal característica atinge à superfície (*outcrop*), por volta de 55°S. Essa é a região onde ocorrem as trocas entre o oceano e a atmosfera, promovendo a formação dessa massa de água. Abaixo da AIA encontra-se a CDW, que é caracterizada pela isopicnal de 27,75 kg.m<sup>-3</sup>. Essa atinge profundidades de até 3000 metros e nunca entra em contato com a superfície. Junto ao fundo observa-se a presença da AFA, indicada pelo nível isopicnal médio de 27,82 kg.m<sup>-3</sup>.



Figura 3.4: Seção vertical de salinidade produzida a partir dos dados do WOA05 (Locarnini et al., 2005). Contornos (linha cheia) indicam as isopicnais características de cada massa de água.

As seções verticais de salinidade para os resultados numéricos são mostradas na figura 3.5. Nessas seções verticais também são mostrados os contornos isopicnais médios, indicando a posição média de cada uma das massas de água. Para todos os resultados com os modelos observou-se a "cunha"de baixa salinidade característica da AIA. Em todos os modelos com exceção do ECHAM5/MPI-OM (figura 3.5(g)) essa língueta de baixa salinidade chegou a atingir a latitude de 10°S. Nos dados observacionais essa cunha chega a ultrapassar a linha do equador. No ECHAM5/MPI-OM a língueta de baixa salinidade se estende até a latitude de 20°S. Uma outra característica observada nos resultados de todos os modelos é a presença de um núcleo de salinidade mínima próximo a superfície. Esse núcleo encontra-se sempre entre as latitudes de 50° e 45°S, indicando a região onde ocorre a formação e consequente afundamento da AIA até níveis entre 800 e 1000 metros, e a partir daí passa a fluir em direção ao norte.

A superfície isopicnal que caracteriza a CDW é a  $\sigma_{\theta} = 27,70 \text{ kg.m}^{-3}$  para todos os modelos com exceção do ECHAM5/MPI-OM, cujo valor da isopicnal referente à CDW é de 27,65 kg.m<sup>-3</sup>. Em todos os modelos essas isopicnais estão próximas dos 2000 metros de profundidade na latitude de 40°S. Esses níveis de profundidade estão de acordo com os resultados observacionais de Georgi (1981) e com os resultados numéricos de Santoso et al. (2006). Ainda com relação a isopicnal da CDW observase que em todos os resultados dos modelos ela nunca atinge a superfície, ou seja, ela está isolada da influência direta da interação oceano-atmosfera.

A isopicnal de  $\sigma_{\theta} = 27,80 \text{ kg.m}^{-3}$  corresponde a posição média da AFA para os modelos GFDL-CM2.1, ISPL-CM4 e MIROC3.2. Para o ECHAM5/MPI-OM a isopicnal média dessa massa de água apresentou o valor de  $27,82 \text{ kg.m}^{-3}$ . A posição da isopicnal que caracteriza a AFA variou bastante em profundidade entre os modelos, principalmente em latitudes ao sul 40°S. Ao norte dessa faixa essa isopicnal ocupa os níveis de profundidade que vão desde 2000 até 3000 metros. Essas profundidades também foram encontrados nos resultados de Santoso & England (2008). No ECHAM5/MPI-OM (figura 3.5(g)) a isopicnal característica está abaixo dos 3000 metros.

Com relação as diferenças das seções de salinidade entre os cenários 20c3m e o 1pctto2x não notou-se diferenças significativas.



Figura 3.5: Seção vertical de salinidade (‰). Contornos (linha cheia) indicam as isopicnais (kg.m<sup>-3</sup>) características de cada massa de água.

# 3.3 Tendências das propriedades termohalinas

#### 3.3.1 Cenário 20c3m

A figura 3.6 mostra a tendência linear de temperatura para o cenário 20c3m para os 4 modelos. Nessas seções verticais são mostrados somente os níveis nos quais encontram-se as massas de água de estudo. Em todos os modelos observou-se o predomínio da tendência de aumento de temperatura, chegando até 0, 02°C .ano<sup>-1</sup>. Na região ocupada pela AIA (entre as profundidades de 500 e 1000 metros, ao redor de 40°S) foram observadas as tendências positivas mais pronunciadas, principalmente nos resultados do GFDL-CM2.1 e do MIROC3.2. No IPSL-CM4 (figura 3.6(b)) notou-se um aumento da temperatura na região ocupada pela AIA e pela AFA. Já na região da CDW observou-se uma diminuição de temperatura, de ~ -0, 005°C .ano<sup>-1</sup>. Esse foi o único modelo no qual esse resfriamento da CDW foi observado. O ECHAM5/MPI-OM foi o modelo que mostrou os menores aumentos de temperatura.

Os mapas de salinidade para o cenário 20c3m mostraram uma predominância de tendências negativas (figura 3.7). Ela foi observada nos resultados de todos os modelos analisados, chegando a -0,002 ‰.ano<sup>-1</sup>. No GFDL-CM2.1 (figura 3.7(a)) essas tendências estão menos pronunciadas, enquanto no MIROC3.2 estão mais acentuadas. No IPSL-CM4 (figura 3.7(b)) a região da CDW foi onde observouse as maiores tendências negativas (-0,0015 ‰.ano<sup>-1</sup>). Perdas de salinidade em níveis intermediários já foram documentados por Jacobs et al. (2002) através de resultados observacionais e também por Marsh et al. (2000) através de simulações numéricas. Na região da AFA observou-se um ganho de salinidade nos resultados obtidos com o IPSL-CM4 (0,001 ‰.ano<sup>-1</sup>). Essa tendência positiva somente foi observada nos resultados dessa simulação.

Para o campo de densidade (figura 3.8) obtido dos resultados do cenário 20c3m observou-se nos quatro modelos uma diminuição de densidade na região ocupada



Figura 3.6: Tendência linear de temperatura (°C. $ano^{-1}$ ) - 20c3m



Figura 3.7: Tendência linear de salinidade (unidades .ano<sup>-1</sup>) - 20c3m

pelas três massas de água ( $-0,0005 \text{ kg.m}^{-3}.ano^{-1}$ ). Essa tendência negativa da densidade é consistente com o observado nos campos de temperatura e salinidade. Foi observado um ganho de temperatura e uma perda de salinidade o que implicou em uma diminuição da densidade, que em média chegou a  $-0,7 \text{ kg.m}^{-3}$  para o período da simulação. Nos níveis ocupados pela AIA foram observadas as tendências mais negativas ( $-0,0015 \text{ kg.m}^{-3}.ano^{-1}$ ), principalmente nos resultados do MIROC3.2 (figura 3.8(c)). No ECHAM5/MPI-OM (figura 3.8(d)) a tendência de densidade da CDW foi quase nula. Foi nesse modelo também em que observou-se as menores tendências de densidade.



Figura 3.8: Tendência linear de densidade (kg.m<sup>-3</sup>.ano<sup>-1</sup>) - 20c3m

#### 3.3.2 Cenário 1pccto2x

Os resultados de tendência para o cenário 1pctto2x são mostrados nas figuras 3.9, 3.10, 3.11. Para o campo de temperatura (figura 3.9) os quatro modelos mostraram uma tendência positiva com valores de até 0,02 °C.ano<sup>-1</sup>. Para os níveis mais profundos as tendências positivas foram menos pronunciadas, observando-se até mesmo uma tendência negativa nos resultados do IPSL-CM4 (figura 3.9(b)) na região ocupada pela CDW (0,01°C.ano<sup>-1</sup>). Esse resfriamento da CDW também foi observado nos resultados desse modelo para o cenário 20c3m.



Figura 3.9: Tendência linear de temperatura (°C.ano<sup>-1</sup>) - 1pctto2x

Para o campo de salinidade (figura 3.10) observou-se um predomínio de tendências negativas nos resultados dos quatro modelos. As tendências negativas mais acentuadas estão na região da CDW, sendo os maiores valores encontrados nos resultados do MIROC3.2 ( $-0,002 \mbox{\sc mo}^{-1}$ ). Algumas tendências de ganho de salinidade foram observadas em latitudes próximas ao equador nos resultados do GFDL-CM2.1 (figura 3.10(a)) e também em profundidades entre 500 e 1000 metros no IPSL-CM4 (figura 3.10(b)). No cenário 20c3m essas tendências de aumento de salinidade nestes modelos não foram observadas, indicando uma possível influência do aumento da concentração de CO<sub>2</sub> na salinidade desses níveis.



Figura 3.10: Tendência linear de salinidade (unidades .ano<sup>-1</sup>) - 1pctto2x

As tendências de densidade do cenário 1pctto2x (figura 3.11) foram bastante concordantes entre os quatro modelos. Todos apresentaram tendências exclusivamente negativas (~ 0,0015 kg.m<sup>-3</sup>.ano<sup>-1</sup>), sendo mais pronunciadas nos níveis mais rasos. Apesar das tendências positivas de salinidade observadas nos resultados do GFDL-CM2.1 e do IPSL-CM4, não foi observado igual tendência (positiva) para o campo de densidade . Provavelmente isso indica que o aumento de temperatura prevaleceu sobre o ganho de salinidade resultando em uma tendência negativa para a densidade dessa região. Fisicamente esse ganho de flutuabilidade das águas intermediárias e profundas sugere um deslocamento destas águas para níveis mais superficiais. A magnitude das tendências negativas do cenário 20c3m, relativas ao cenário 1pctto2x estão mais intensas, chegando a uma perda média nos níveis intermediários de  $0, 21 \text{ kg.m}^{-3}$  para todo o período de simulação.



Figura 3.11: Tendência linear de densidade (kg.m $^{-3}$ .ano $^{-1}$ ) - 1pctto2x

# 3.4 Diferenças entre os cenários

Para melhor visualizar como são as diferenças das propriedades termohalinas das massas de águas entre os cenários foram feitas as diferenças dos campos de temperatura e salinidade entre o cenário 1pctto2x e o 20c3m para cada nível isopicnal. Também são mostrados as diferenças da profundidade de cada isopicnal de interesse. Nesses mapas de diferenças observou-se uma discordância bastante grande entre os resultados dos quatro modelos, principalmente com relação as regiões em que as diferenças são mais acentuadas.

### 3.4.1 Água Intermediária Antártica

Para as diferenças do campo de temperatura para o nível isopicnal da AIA (figura 3.12) os modelos IPSL-CM4, MIROC3.2 e o ECHAM5/MPI-OM mostraram diferenças positivas desse campo para a região do Oceano Austral, indicando que a AIA estaria até 1,5 °C mais quente no 1pctto2x.

No GFDL-CM2.1 (figura 3.12(a)) essa característica não é observada nessa região. A maior diferença positiva de temperatura nesse nível isopicnal para esse modelo está nas latitudes mais tropicais, com valores chegando a 1 °C.

No campo de salinidade do nível isopicnal da AIA (figura 3.13) observou-se um predomínio de diferenças negativas nos quatro modelos para a região do Oceano Austral, indicando que o cenário 1pctto2x está menos salino em relação ao cenário 20c3m. As diferenças negativas mais acentuadas foram observadas nos modelos GFDL-CM2.1, IPSL-CM4 e no ECHAM5-MPI-OM, chegando a -0,03 ‰. Para as demais regiões do oceano tem-se um predomínio de diferenças positivas nos quatro modelos sendo a diferença entre os cenários menos acentuada no MIROC3.2 (figura 3.13(c)).

A diferença da profundidade ocupada pelo nível isopicnal médio de referência da

AIA é mostrado na figura 3.14. Em todos os modelos observou-se uma perda de profundidade no cenário 1pctto2x, chegando a estar 150 metros mais rasa em relação ao cenário 20c3m. A faixa de latitude em que as diferenças foram mais acentuadas está entre 50 e 40°S, região que engloba a área de formação e afundamento da AIA. Esse resultado indica que no cenário 1pctto2x a AIA estaria menos densa, o que está de acordo com os resultados da tendência de densidade dessa massa de água, fazendo com que ela ocupe níveis mais rasos. Apesar de haver algumas divergências entre as magnitudes das diferenças entre os resultados dos modelos, a ocupação de níveis mais superiores pela AIA foi bastante coerente com os resultados de tendência da densidade apresentados anteriormente. Nesses resultados observou-se que as tendências de densidade do cenário 1pctto2x foram mais intensas dos que as do cenário 20c3m.



Figura 3.12: Diferença de temperatura (°C) / 1pctto2x - 20c3m - AIA



Figura 3.13: Diferença de salinidade / 1pctto2x - 20c3m - AIA



Figura 3.14: Diferença de profundidade (metros) / 1pctto2x - 20c3m - AIA

## 3.4.2 Água Profunda Circumpolar

As diferenças de temperatura do nível isopicnal da CDW (figura 3.15) também mostraram o predomínio de diferenças positivas nos modelos IPSL-CM4, MIROC3.2 e ECHAM5/MPI-OM, com valores chegando a  $+1,5^{\circ}$ C. O ECHAM5/MPI-OM foi o modelo que apresentou as maiores diferenças, principalmente na região do Oceano Austral. É também nessa região que esses três modelos apresentaram as maiores diferenças. O GFDL-CM2.1 (figura 3.15(a)), ao contrário dos demais modelos, apresentou diferenças negativas para a região do Oceano Austral ( $-0, 8^{\circ}$ C). Para o restante da região de estudo prevaleceram as diferenças positivas.

No campo de salinidade as diferenças observadas na isopicnal da CDW (figura 3.16) foram menores do que àquelas observadas na isopicnal da AIA. No IPSL-CM4 e no MIROC3.2 observou-se que o cenário 1pctto2x está mais salino em relação ao 20c3m. Essa característica é observada em toda a região de estudo. Já no GFDL-2.1 para a região do Oceano Austral o cenário 1pctto2x está menos salino (-0, 20%) do que o 20c3m. Também observou-se essa característica no ECHAM5/MPI-OM. Para as demais regiões prevaleceram as diferenças positivas.

As diferenças de profundidade da CDW entre os dois cenários (figura 3.17) também mostraram que essa massa de água, em geral, está ocupando níveis entre 100 e 300 metros mais rasos no cenário 1pctto2x. Há algumas divergências entre os modelos, principalmente na região do Oceano Austral. Nessa região o IPSL-CM4 e o MIROC3.2 (figuras 3.17(b) e 3.17(c) respectivamente) mostraram um afundamento de até 100 mestros desse nível isopicnal no cenário 1pctto2x em relação ao 20c3m. Essa característica já não foi observada nos demais modelos. Ainda nos resultados do MIROC3.2 observou-se que as diferenças entre os cenários foram bem menores do que nos demais modelos.



Figura 3.15: Diferença de temperatura (°C) / 1pctto2x - 20c3m - CDW



Figura 3.16: Diferença de salinidade / 1pctto2x - 20c3m - CDW



Figura 3.17: Diferença de profundidade (metros) / 1pctto2x - 20c3m - CDW

## 3.4.3 Água de Fundo Antártica

Para a isopicnal característica da AFA (figura 3.18) observou-se um comportamento contrário àquele observado nas diferenças de cenários da AIA e da CDW. De forma geral, o GFDL-CM2.1 e o IPSL-CM4 mostram que o cenário 1pctto2x apresentou temperaturas menores ( $-0,5^{\circ}$ C) do que o cenário 20c3m. Já nos resultados do ECHAM5/MPI-OM (figura 3.18(d)) observou-se que para a região do Oceano Austral o cenário 1pctto2x está mais quente ( $+1,0^{\circ}$ C) do que o 20c3m. No entanto em direção às latitudes mais baixas observou-se um predomínio das diferenças negativas, indicando que o cenário 1pctto2x está mais frio nesse nível isopicnal. Nos resultados do MIROC3.2 (figura 3.18(c)) as diferenças foram bem menores do que as observadas nos demais modelos.

Com relação as diferenças de salinidade na isopicnal da AFA (figura 3.19) foi observado nos resultados do GFDL-CM2.1 e do IPSL-CM4 que o cenário 1pctto2x estava menos salino (- 0, 10‰) do que o 20c3m em toda a região de estudo. Já no ECHAM5/MPI-OM (figura 3.19(d)) a AFA no Oceano Austral está mais salina no cenário 1pctto2x e menos salina nas demais regiões. As menores diferenças entre os cenários foram observadas nos resultados do MIROC3.2 (figura 3.19(c)).

As diferenças de profundidade do nível isopicnal médio da AFA mostraram bastante divergências entre os modelos. O GFDL-CM2.1 e o IPSL-CM4 mostraram uma perda de profundidade de até 600 metros no cenário 1pctto2x em as baixas latitudes, enquanto que para a região do Oceano Austral as diferenças foram quase insignificantes. Nos resultados do MIROC3.2 observou-se um afundamento de cerca de 200 metros da isopicnal da AFA no cenário 1pctto2x no Oceano Austral. Já para essa mesma região os resultados do ECHAM5/MPI-OM mostraram um deslocamento de até 600 metros da isopicnal em direção à níveis mais rasos.



Figura 3.18: Diferença de temperatura (°C) / 1pctto2x - 20c3m - AFA


Figura 3.19: Diferença de salinidade / 1pctto2x - 20c3m - AFA



- (c) Profundidade MIROC3.2
- (d) Profundidade ECHAM5/MPI-OM

Figura 3.20: Diferença de profundidade (metros) / 1pctto2x - 20c3m - AFA

### 3.5 Variabilidade

Para analisar a variabilidade dos campos de temperatura e salinidade das massas de água foi utilizado a análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF). Essa técnica foi utilizada ao longo de superfícies isopicnais, em que tanto a temperatura quanto a salinidade variam de forma a conservar a densidade constante desse nível. Dessa forma os padrões espaciais de variabilidade e suas características temporais são os mesmos tanto para temperatura quanto para a salinidade. Aqui são mostrados os resultados referentes ao campo de temperatura, os quais podem ser estendidos para o campo de salinidade.

#### 3.5.1 Água Intermediária Antártica

As figuras 3.21 e 3.22 representam os dois primeiros modos de variabilidade espacial da isopicnal média representativa da AIA para o cenário 20c3m e suas respectivas séries temporais dos coeficientes de expansão associados. O primeiro modo contribuiu com cerca de 30% da variância dos dados nos resultados do GFDL-CM2.1, IPSL-CM4 e MIROC3.2 e com 11,9% para o modelo ECHAM5/MPI-OM. O primeiro modo espacial (figura 3.21) mostrou um padrão com autovetores positivos entre as latitudes de 45°S e 60°S em todos os modelos com exceção do ECHAM5/MPI-OM que mostrou autovetores negativos nessa mesma região. Santoso & England (2004) também encontrou uma maior variabilidade da AIA entre essas latitudes, e associou esse resultado como influência direta da variabilidade da Corrente Circumpolar Antártica.

A série temporal dos coeficientes de expansão para o primeiro modo de variabilidade mostrou uma oscilação de frequência interanual com uma tendência positiva para os resultados dos modelos IPSL-CM4 (figura 3.21(b)) e MIROC3.2 (3.21(c)). Os resultados do GFDL-CM2.1 e do ECHAM5/MPI-OM apresentaram uma série com uma maior variabilidade (alta frequência) e sem tendências significativas.

Para o segundo modo espacial de variabilidade da AIA (figura 3.22) os modelos GFDL-CM2.1, IPSL-CM4, MIROC3.2 e o ECHAM5/MPI-OM representaram 18,7%, 19,7%, 17,8% e 8,9% da variância, respectivamente. Em todos os modelos observou-se um maior sinal de variabilidade em latitudes ao sul de 30°S mostrando uma estrutura espacial dipolar. No entanto, o sinal e a posição de cada núcleo de autovetores variam entre os modelos. Os modelos GFDL-CM2.1, MIROC3.2 e o ECHAM5/MPI-OM apresentaram seus pólos de sinais opostos posicionados zonalmente enquanto o IPSL-CM4 (figura 3.22(b)) mostrou um posicionamento meridional dos núcleos de aumento/diminuição.

Também foram feitas as análises de EOF para o cenário 1pctto2x. No entanto nesse cenário os segundos modos de variabilidade para as três massas de água foram responsáveis somente por uma pequena porcentagem da variância explicada (por volta de 5%) em todos os modelos. Dessa forma só é apresentado os mapas referentes ao primeiro modo espacial de variabilidade. A figura 3.23 mostra esse primeiro modo para a AIA. Neste cenário esse modo representou a maior parte da variabilidade explicada em todos os modelos, com valores entre 63,42% para o ECHAM5/MPI-OM e 84,59% para o GFDL-CM2.1. A estrutura espacial desse modo para os resultados de todos os modelos mostraram uma grande área de autovetores positivos na banda de latitude entre 40°S e 50°S. Também observou-se diferenças do padrão espacial de variabilidade entre os modelos. Nos resultados do IPSL-CM4 (figura 3.23(b)) foi observado uma região de autovetores negativos na região central do Atlântico Sul. Nos demais modelos não foi observado esse padrão. Em comparação ao cenário 20c3m foi observado uma intensificação e maior cobertura espacial desse modo. Uma outra característica observada foi a diferença da série temporal associada a este modo. No cenário 20c3m foi observado uma o oscilação de mais alta frequência já no 1pctto2x obteve-se uma oscilação de baixa frequência com todos os modelos apresentando uma tendência positiva associada a este modo.



Figura 3.21: Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1 - °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo. As séries temporais são adimensionais - AIA 20c3m



Figura 3.22: Padrões espaciais do segundo modo espacial da temperatura (EOF2 - °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do segundo modo de variabilidade.

As séries temporais são adimensionais - AIA 20c3m



Figura 3.23: Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1 - °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo. As séries temporais são adimensionais - AIA 1pctto2x

### 3.5.2 Água Profunda Circumpolar

Os dois primeiros modos da EOF para a CDW são exibidos nas figuras 3.24 e 3.25, respectivamente. O padrão dominante de variabilidade espacial é responsável por 40, 2%, 22, 7%, 51, 0% e 14, 4% da variância explicada para os resultados do GFDL-CM2.1, IPSL-CM4, MIROC3.2 e ECHAM5/MPI-OM. Em todos os modelos foi observado uma estrutura espacial opolar que concentra as maiores variabilidades. O sinal desse pólo variou entre os modelos, sendo que o GFDL-CM2.1 (figura 3.24(a)) e o MIROC3.2 (figura 3.24(c)) apresentaram um sinal positivo enquanto os outros dois modelos um sinal negativo. Os modelos também mostraram que o sinal de variabilidade desse modo está restrito à regiões de latitudes maiores que 45°S. A variabilidade dos coeficientes de expansão da série temporal associada a esse modo foi diferente para cada modelo. Nas escalas de variabilidade dessas séries observou-se uma oscilação de mais baixa frequência da CDW em relação à escala de variabilidade da AIA, indicando uma maior estabilidade temporal desse nível isopicnal. Santoso et al. (2006) através de simulações numéricas cobrindo um período de 1000 anos encontrou escalas de variabilidade da CDW com períodos de até 100 anos, atribuindo esta às variação de transporte da Água Profunda do Atlântico Norte.

O segundo modo espacial de distribuição dos autovetores da CDW (figura 3.25) mostrou um sinal predominante de variabilidade na banda de latitude ao redor de 60°S. Esse modo respondeu por 19,8%, 17,0%, 14,2% e 10,5% da variância dos dados nos modelos GFDL-CM2.1, IPSL-CM4, MIROC3.2 e ECHAM5/MPI-OM, respectivamente. Nos resultados do GFDL-CM2.1 (figura 3.25(a)) e do IPSL-CM4 (figura 3.25(b)) foi observado uma estrutura espacial dipolar com um alinhamento meridional. Para os demais modelos essa característica não foi observada. Apesar das divergências entre os modelos, os dois primeiros modos de variabilidade da CDW capturados pelas EOF representaram a maior parte da variância para os modelos GFDL-CM2.1 e o MIROC3.2, com 60,0% e 65,2% respectivamente. No cenário 1pctto2x (figura 3.26) a maior parte da variância explicada ( $\geq$  61,7%) concentrou-se no primeiro modo espacial da EOF. Também foi observado um sinal positivo dominante em toda a região de estudo, com exceção dos resultados do GFDL-CM2.1 (figura 3.26(a)) em que se observou um sinal negativo junto à região da Península Antártica. O padrão temporal deste modo também foi bastante consistente entre os resultados de todos os modelos, com uma inversão de padrão na segunda metade do período de simulação e com a presença de uma tendência positiva. As diferenças com relação as cenário 20c3m foram bastante pronunciadas, tanto na estrutura espacial quanto na estrutura temporal, com uma maior cobertura do sinal positivo e menor variabilidade da série temporal associada a esse modo.



Figura 3.24: Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1 - °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo. As séries temporais são adimensionais - CDW 20c3m



Figura 3.25: Padrões espaciais do segundo modo espacial da temperatura (EOF2 - °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do segundo modo de variabilidade.
As séries temporais são adimensionais - CDW 20c3m



Figura 3.26: Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1 - °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo. As séries temporais são adimensionais - CDW 1pctto2x

#### 3.5.3 Água de Fundo Antártica

As figuras 3.27 e 3.28 mostram os dois primeiros modos espaciais de variabilidade da AFA, sendo esses os responsáveis pela maior parte (> 50%) da variância explicada nos modelos GFDL-CM2.1, IPSL-CM4 e MIROC3.2. Nos dados do ECHAM5/MPI-OM (figuras 3.27(d) e 3.28(d)) esses modos não reproduziram a maior parte da variância dos dados. A estrutura espacial do primeiro modo de variabilidade da AFA diferiu bastante entre os modelos. Os resultados do ISPL-CM4 (figura 3.27(b)) e do MIROC3.2 (figura 3.27(c)) foram os que mostraram padrões espaciais mais próximos entre si, apresentando uma estrutura dipolar que ocupa toda a bacia do Atlântico Sul. Na série temporal dos coeficientes associados ao primeiro modo de variabilidade observou-se a oscilação de mais baixa frequência entre as três massas de água de interesse. Todos os modelos, com exceção do ECHAM5/MPI-OM mostraram o mesmo padrão para essa série. Foi observado uma tendência positiva da série temporal com uma inversão do padrão de anomalias entre os anos de 1935 e 1945. Segundo Santoso & England (2008) os processos que controlam a variabilidade em escalas decadais da AFA são as variações das taxas de formação de gelo marinho antártico.

No segundo modo de variabilidade espacial da AFA novamente o modelo mais discordante dos demais foi o ECHAM5/MPI-OM (figura 3.27(d)) apresentando um núcleo de autovetores negativos centrado em 45°S e 30°W e representando 7,1% da variância dos dados. Essa característica não foi observada nos demais modelos. Em geral eles concentraram as maiores variabilidades em latitudes superiores a 60°S. Com relação a série temporal dos coeficientes associados a esse modo é possível observar uma variabilidade de baixa frequência com escalas decadais.

No cenário 1pctto2x (figura 3.29) o primeiro modo espacial de variabilidade da AFA foi o responsável por explicar a maior parte ( $\geq 69, 4\%$ ) da variância contida nos dados. Aqui também houve bastante divergências entre os modelos. Ainda assim todos modelos apresentaram um núcleo de autovetores positivos em latitudes maiores que 45°S. Para as demais latitudes cada modelo apresentou uma característica diferente. A série temporal associada a esse modo também mostrou uma oscilação de baixa frequencia com uma inversão de padrão na segunda metade do período de simulação. As diferenças desse modo no cenário 1pctto2x em relação ao 20c3m foi principalmente a intensificação e aumento da região dos núcleos positivos de autovetores.



Figura 3.27: Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1 - °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo. As séries temporais são adimensionais - AFA 20c3m



Figura 3.28: Padrões espaciais do segundo modo espacial da temperatura (EOF2 - °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do segundo modo de variabilidade.
As séries temporais são adimensionais - AFA 20c3m



Figura 3.29: Padrões espaciais do primeiro modo espacial da temperatura (EOF1 - °C) e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo. As séries temporais são adimensionais - AFA 1pctto2x

### Capítulo 4

## Conclusões

No presente trabalho foi realizado um estudo comparativo das propriedades termohalinas (temperatura e salinidade) das seguintes massas de água: Água Intermediária Antártica (AIA), Água Profunda Circumpolar (CDW) e Água de Fundo Antártica (AFA). Para isso utilizou-se dos resultados de simulações numéricas feitas por modelos climáticos de última geração. Os dados gerados por essas simulações foram utilizados pelo Painel Intergovernamental das Mudanças Climáticas (IPCC) para avaliar o clima terrestre atual bem como projeções futuras do mesmo. Os modelos utilizados foram: o GFDL-CM2.1 (*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* – *NOAA*, Estados Unidos), IPSL-CM4 (*Institut Pierre Simon Laplace*, França), o MIROC3.2 (*Center for Climate System Research*, Japão) e o ECHAM5/MPI-OM (*Max Planck Institute for Meteorology*, Alemanha).

Dentre os diversos cenários de desenvolvimento global, o presente estudo compara os experimentos que simulam o clima do século XX (20c3m) e o experimento que assume que no início de sua integração numérica a concentração de gás carbônico é de 348 ppmv assumindo uma taxa de crescimento de 1% ao ano até atingir o dobro da concentração inicial (696 ppmv). A região estudada foi o Oceano Atlântico Sul e o setor atlântico do Oceano Austral. A seguir estão elencadas as principais conclusões deste estudo.

- Todos os resultados numéricos apresentaram diferenças em relação a climatologia dos dados observacionais. Em geral, os maiores erros estão na região do Oceano Austral. Russell et al. (2006) ressaltou as dificuldades dos modelos climáticos globais em realizar uma simulação realística para essa região.
- Apesar das diferenças dos resultados simulados com os dados observacionais, as três massas de água foram identificadas para os resultados dos quatro modelos. As características de temperatura, salinidade e distribuição vertical delas foram bastante diferentes entre os modelos.
- Nas seções verticais todos os modelos mostraram uma extensão limitada da lingueta de mínimo de salinidade associado a AIA em direção ao equador.
- As tendências temporais das propriedades das massas de água para o experimento do século XX foram divergentes entre os modelos. No geral observou-se tendência de aumento de temperatura na da AIA, totalizando em média um aumento de 0,7°C para essa massa de água. No cenário 1pctto2x também foi observada a mesma tendência, no entanto com taxas mais intensas.
- Os resultados dos modelos também mostraram uma tendência de diminuição de densidade no cenário 20c3m para a AIA e CDW. Esse ganho de flutuabilidade implica numa elevação dessas isopicnais, trazendo as massas de água para níveis mais rasos. No cenário 1pccto2x observou-se a mesma tendência negativa, mas com maior intensidade.
- Para a variabilidade espacial cada modelo mostrou um padrão próprio de variabilidade, indicando uma deficiência desses em simular e representar a estrutura temporal das massas de água da região de estudo.
- Os resultados dos quatro modelos mostraram que existe uma mudança na estrutura e na escala dos modos de variabilidade entre o experimento do sé-

culo XX e o experimento 1pctto2x. Nesse segundo experimento observou-se frequências de variabilidade de escalas temporais mais longas em relação ao cenário 20c3m, podendo indicar uma maior estratificação da coluna de água. Essa aumento da estratificação vertical dos oceanos faz com que os níveis isopicnais mais profundos estejam menos sujeitos às variabilidades de alta frequência. Esse mecanismo atua como um *feedback* positivo nas mudanças climáticas, reduzindo a captura oceânica do dióxido de carbono antropogênico.

Os significativos avanços dos modelos numéricos permitiram uma boa simulação do estado médio da estrutura termohalina das massas de água. No entanto, com relação a estrutura temporal dessas propriedades ainda há necessidade de fortes avanços. Melhores parametrizações para os processos de interação ar-gelo-mar (responsáveis pela formação das massas de água desse estudo e dos processos de mistura); ou então buscar soluções através da modelagem regional e até mesmo do acoplamento de modelos regionais aos modelos climáticos para melhor resolver tais processos que são de fundamental importância nos fenômenos de grande escala que determinarão a manutenção do clima global.

# Referências Bibliográficas

- Bjornsson, H., and S. A. Venegas, 1997: A manual for EOF and SVD analyses of climatic data CCGCR Report 97 (1).
- Broecker, W. S., 1987: Unpleasant surprises in the greenhouse? *Nature* **328**, 123–126.
- Broecker, W. S., 1991: The Great Ocean Conveyor Belt Oceanography 4, 79-89.
- Brown, J., A. Colling, S. Park, J. Phillips, D. Rothery, and J. Wright, 1989: The Open University: Ocean Circulation Pergamon Press, Oxforfd.
- Bryan, K., 1962: Measurements of meridional heat transport by ocean currents J. Geophys. Res. 67, 3403–3414.
- Campos, E., A. Busalacchi, S. Garzoli, J. R. E. Lutjeharms, P. Nobre, D. B. Olson, C. A. S. Tanajura, and I. Wainer, 2001: Observing the Oceans in the 21st Century vol. 1 chap. Important aspects of the South Atlantic to the understanding of the global climate - chap.5.2, pp. 453 – 472 Chester J. Koblinsky and Neville R. Smith, Melbourne, AU.
- Cunningham, S. A., S. G. Alderson, B. A. King, and M. A. Brandon, 2003: Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage Journal of Geophysical Research (Oceans) 108, 8084–+.

- Delworth, T. L., et al., 2006: GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. PartI: Formulation and Simulation Characteristics Journal of Climate 19, 643-+.
- Foldvik, A., T. Gammelsrød, S. Østerhus, E. Fahrbach, G. Rohardt, M. Schröder, K. W. Nicholls, L. Padman, and R. A. Woodgate, 2004: Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea *Journal of Geophysical Research (Oceans)* **109** (18), 2015–+.
- Ganachaud, A., and C. Wunsch, 2000: Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data *Nature* **408**, 453–457.
- Georgi, D. T., 1981: On the relationship between the large-scale property variations and fine structure in the Circumpolar Deep Water. Journal of Geophysical Research (Oceans) 86, 6556–6566.
- Gill, A. E., 1982: Atmosphere-ocean dynamics Academic Press.
- Gille, S. T., 2002: Warming of the southern ocean since the 1950s Science 295, 1275–1277.
- Gnanadesikan, A., et al., 2006: GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. PartII: The Baseline Ocean Simulation Journal of Climate 19 (5), 675–697.
- Gordon, A. L., 1986: Inter-ocean exchange of thermohaline water Journal of Geophysical Research (Oceans) 91, 5037–5046.
- Griffies, S., et al., 2005: Formulation of an Ocean Model for Global Climate Simulations Ocean Science 1 (1), 45–79.
- Hannachi, A., I. T. Jolliffe, and D. B. Stephenson, 2007: Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review International Journal of Climatology 27, 1119–1152.

- Hansen, J. E., M. Sato, A. Lacis, R. Ruedy, I. Tegen, and E. Matthews, 1998: Climate Forcings in the Industrial Era Proceedings of the National Academy of Science 95, 12753-12758.
- Hasumi, H., and S. Emori, 2004: K-1 Coupled Model (MIROC) Description Tech. rep. Center for Climate System Research, University of Tokyo, 34 pp. Center for Climate System Research Tech. Report.
- Holfort, J., and G. Siedler, 2001: The meridional oceanic transports of heat and nutrients in the South Atlantic J. Phys. Oceanogr. 31, 5–29.
- Houghton, J., Y. Ding, J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, 2001: Climate Change 2001: The scientific basis: Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge Univ. Press.
- Jacobs, S. S., C. F. Giulivi, and P. A. Mele, 2002: Freshening of the Ross Sea During the Late 20th Century Science 297, 386–389.
- Jolliffe, I. T., 1986: Principal Component Analysis Springer.
- Knutson, T. R., T. L. Delworth, K. W. Dixon, I. M. Held, J. Lu, V. Ramaswamy,
  M. D. Schwarzkopf, G. Stenchikov, and R. J. Stouffer, 2006: Assessment of
  Twentieth-Century Regional Surface Temperature Trends Using the GFDL CM2
  Coupled Models Journal of Climate 19, 1624-+.
- Leffanue, H., and M. Tomczak, 2004: Using OMP analysis to observe temporal variability in water mass distribution *Journal of Marine Systems* **48**, 3–14.
- Levitus, S., 1982: Climatological Atlas of the World Ocean United States Government Printing.

- Locarnini, R. A., V. Mishonov, A, J. I. Antonov, T. Boyer, and H. E. Garcia, 2005: World Ocean Atlas 2005: Data Set Documentation. Levitus, S. and Ed. NOAA Atlas NESDIS 61.
- Marsh, R., A. J. G. Nurser, A. P. Megann, and A. L. New, 2000: Water Mass Transformation in the Southern Ocean of a Global Isopycnal Coordinate GCM Journal of Physical Oceanography 30, 1013–1045.
- Marsland, S. J., H. Haak, J. H. Jungclaus, M. Latif, and F. Roske, 2003: The max-planck-institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates Ocean Modelling 5, 91–127.
- Marti, O., et al., 2006: The new IPSL climate system model: IPSL-CM4 Note du Pole de Modelisation 26, 1288–1619.
- McCarthy, J. M., 2001: Climate change 2001: impacts, adaptation and vunerability Cambridge Univ. Press.
- McCartney, M. S., 1977: Subantarctic Mode Water A voyage of Discovery 24, 103– 119.
- Meehl, G., et al., 2007: Global Climate Projections Cambridge University Press.
- Meehl, G. A., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. F. B. Mitchell,
  R. J. Stouffer, and K. E. Taylor, 2007: THE WCRP CMIP3 Multimodel Dataset:
  A New Era in Climate Change Research Bulletin of the American Meteorological Society 88, 1383-+.
- Millero, F., 1980: A new high pressure equation of state for seawater Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research 27, 255–264.
- Molinelli, E. J., 1981: The Antarctic influence on Antarctic intermediate water J. Marine Res. 39 (2), 267–293.

- Orsi, A., 1999: Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water Progress in Oceanography 43, 55–109.
- Panofsky, H., and G. Brier, 1968: Some Applications of Statistics to MeteorologyPenn. State University, College of Earth and Mineral Sciences.
- Peterson, R. G., and L. Stramma, 1991: Upper-level circulation in the South Ocean Prog. Oceanogr. 26, 1–73.
- Pickard, G. L., and W. Emery, 1982: Descriptive Physical Oceanography: an Introduction Pergamon Press, Oxford, England.
- Preisendorfer, R. W., 1988: Principal component analyses in meteorology and oceanography Elsevier, New York 425p.
- Ribbe, J., 2001: Intermediate water mass production controlled by Southern Hemisphere winds *Geophysical Res. Letters* 28, 535–538.
- Roeckner, E., et al., 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM
  5. PART I: Model description. *Report 349* Max-Planck-Institut fur Meteorologie Hamburg, Germany.
- Russell, J. L., R. J. Stouffer, and K. W. Dixon, 2006: Intercomparison of the Southern Ocean Circulations in IPCC Coupled Model Control Simulations Journal of Climate 19, 4560-+.
- Sabine, C. L., et al., 2004: The Oceanic Sink for Anthropogenic CO<sub>2</sub> Science **305**, 367–371.
- Santoso, A., and M. H. England, 2004: Antarctic Intermediate Water Circulation and Variability in a Coupled Climate Model Journal of Physical Oceanography 34, 2160-+.

- Santoso, A., and M. H. England, 2008: Antarctic Bottom Water Variability in a Coupled Climate Model Journal of Physical Oceanography **38**, 1870–+.
- Santoso, A., M. H. England, and A. C. Hirst, 2006: Circumpolar Deep Water Circulation and Variability in a Coupled Climate Model Journal of Physical Oceanography 36, 1523-+.
- Schmitz, W. J., 1995: On the interbasin-scale thermohaline circulation Reviews of Geophysics 33, 151–174.
- Sloyan, B. M., and S. R. Rintoul, 2001: The Southern Ocean Limb of the Global Deep Overturning Circulation Journal of Physical Oceanography 31, 143–173.
- Sørensen, J. V. T., J. Ribbe, and G. Shaffer, 2001: Antarctic Intermediate Water Mass Formation in Ocean General Circulation Models Journal of Physical Oceanography 31, 3295–3311.
- Speer, K., S. R. Rintoul, and B. Sloyan, 2000: The Diabatic Deacon Cell Journal of Physical Oceanography 30, 3212–3222.
- Stommel, H., 1979: Determination of Water Mass Properties of Water Pumped down from the Ekman Layer to the Geostrophic Flow below Proceedings of the National Academy of Science 76, 3051–3055.
- Stramma, L., and M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean Journal of Geophysical Research (Oceans) 104, 20863– 20884.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, and R. H. Fleming, 1942: *The Oceans* Prentice Hall.
- Thompson, R. O. R. Y., and R. J. Edwards, 1981: Mixing and Water-Mass Forma-

tion in the Australian Subantarctic Journal of Physical Oceanography **11**, 1399–1406.

- Tomczak, M., 1999: Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis *J. Marine Res.* **29** (57), 275–303.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey, 1994: Regional Oceanography: An Introduction Pergamon, London 422pp.
- Unesco, 1980: Background Papers and Supporting Data on the International Equation of State of Seawater. Unesco Tech. Pap. in Marine Sci. 38 UNESCO.
- Venegas, S. A., 2000: Statistical methods for signal detection in climate Report 2 DCESS.
- von Storch, H., and F. W. Zwiers, 2002: Statistical Analysis in Climate Research 1st ed. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Wilks, D. S., 1995: Statistical Methods in Atmospheric Sciences Academic Press, London.
- Williams, R. G., J. C. Marshall, and M. A. Spall, 1995: Does Stommel's Mixed Layer Demon Work? Journal of Physical Oceanography 25, 3089–3102.
- Yukimoto, S., and K. Kodera, 2005: Interdecadal Arctic Oscillation in twentieth century climate simulations viewed as internal variability and response to external forcing *Geophysical Res. Letters* **32**, 3707–+.