FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE

PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA FÍSICA, QUÍMICA E GEOLÓGICA

EXPORTAÇÃO DE ÁGUAS PROFUNDAS NA REGIÃO NOROESTE DO MAR DE WEDDELL, ANTÁRTICA: ÊNFASE NA VARIABILIDADE TEMPORAL

Dissertação apresentada à Comissão de Curso de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre.

Aluna: Bárbara Cristie Franco

Orientador: Dr. Mauricio Magalhães Mata

Co-orientador: Prof. Alberto Ricardo Piola

RIO GRANDE – RS
Maio, 2006

ATA DA DEFESA

AGRADECIMENTOS

Dedico um agradecimento aos meus orientadores pelo apoio, amizade e confiança demonstrados no desenvolvimento da tese. Agradeço a Mauricio principalmente pela compreensão e confiança demonstrados, e pelo apoio durante o tempo que estive na Argentina desenvolvendo a tese, como parte da co-orientação. À Alberto agradeço o apoio, a confiança e as orientações, sempre atenciosas, durante o período no qual estive desenvolvendo a tese. Agradeço em especial toda sua ajuda em conseguir publicações que eu não teria tido acesso sem sua ajuda, e que foram essenciais no trabalho. Agradeço também à Michael Schodlok, Dean Roemmich (que me enviou sua tese de PhD) e Alberto Naveira Garabato, pelas contribuições e discussões quanto à modelagem inversa. À Hartmut Hellmer agradeço o envio dos dados hidrográficos do DOVETAIL 2000.

À todos os amigos e membros do Laboratório de Oceanografia Física (Rafael, Rodrigo, Cristophe, Elisângela, Débora, Ana, Leopoldo, Osmar, Garcia, Ivan, Elisa) e Servicio de Hidrografía Naval (Silvia, Alejandro, Carlitos, Marcela, Uriel), pela convivência e amizade desenvolvidos. Em especial a Rodrigo, que me ajudou muito em todos os assuntos que precisei oficializar na FURG enquanto estive fora. À Comissão do curso de Pós-Graduação dedico um grande agradecimento para Clabisnei, que me ajudou em tudo o que precisei durante o curso. Este trabalho teve apoio financeiro da CAPES durante parte do curso, como bolsa de Mestrado, e também do CNPq, processo n° 49.0049/99-0 (DOVETAIL) e 55.0370/02-1 (GOAL), o que possibilitou a realização do mesmo.

Dedico esta tese aos meus familiares, em especial minha mãe, meu irmão e meu amor, Alberto, que me apoiaram e participaram dos acontecimentos durante esse período. Apesar da grande vontade que eu tinha de fazer o Mestrado e de trabalhar com um tema de oceanografia Antártica, que em particular me fascina, as condições para que eu permanecesse no curso não foram muito favoráveis no começo, devido a falta de apoio financeiro. No entanto, aqui está o resultado, e me sinto realizada por ter superado as dificuldades e ter contado com o apoio dessas pessoas que demonstraram seu amor, compreensão e apoio.

ÍNDICE

Agradecimentos.....iii

Lista de Figuras.....vii

Lista de Tabelas.....xix

Resumo **1**

Abstract **2**

1. INTRODUÇÃO **3**

1.1 Motivação e Importância.....3

1.2 Objetivos.....8

1.3 Oceanografia Regional.....9

1.3.1 Oceanografia do Mar de Weddell.....9

1.3.2 Formação e Exportação da **AABW**.....14

2. MATERIAL E MÉTODOS **18**

2.1 Cruzeiros Oceanográficos.....18

2.2 Método de Análise.....20

2.2.1 Modelo Inverso de Caixa.....23

2.2.1.1 Formulação do Modelo de Caixa.....24

2.2.1.2 Pesando o Sistema.....25

2.2.1.3 Resolvendo o Sistema.....26

2.2.1.4 Diagnósticos.....29

2.2.1.5 Aplicação.....30

2.3 Triângulos de Fundo.....31

3. TESTES E APLICAÇÕES DO MODELO INVERSO DE CAIXA 33

3.1 Teste da Performance do Modelo na Passagem de Drake.....34

3.1.1 Metodologia e Análise dos Resultados.....37

3.1.2 Considerações Finais.....59

4. EXPORTAÇÃO DE ÁGUAS PROFUNDAS NA REGIÃO NOROESTE DO MAR DE WEDDELL 60

4.1 Introdução.....60

4.2 Extrapolação nos Triângulos de Fundo.....63

4.3 Cruzeiro ARXVIII (2000).....68

4.3.1 Hidrografia.....68

4.3.1.1 Passagem de Philip.....68

4.3.1.2 Seção ao sul da Bacia de Powell.....70

4.3.1.3 Passagem das Orcadas.....73

4.3.1.4 Seção a sudoeste da Passagem de Bruce.....76

4.3.1.5 Ramo norte do Giro de Weddell.....78

4.3.2 Inversões no noroeste do Mar de Weddell e fluxo da **WSDW**.....80

4.3.2.1 Configurações de modelo.....83

4.3.2.2 Soluções.....85

4.4 Cruzeiro ARXIX (2001).....106

4.4.1 Hidrografia.....106

4.4.1.1 Passagem de Philip.....106

4.4.1.2 Bacia de Powell.....108

4.4.2 Inversões no noroeste do Mar de Weddell e fluxo da **WSDW**.....110

4.4.2.1 Configurações de modelo.....111

4.4.2.2 Soluções.....111

4.5 Considerações Finais.....117

5. DIFERENÇAS HIDROGRÁFICAS E AMBIENTAIS ENTRE OS VERÕES DOS ANOS 2000 E 2001 **119**

5.1 Diferenças hidrográficas.....119

5.2 Diferenças ambientais.....122

5.3 Considerações Finais.....125

6. CONCLUSÕES **127**

6.1 Considerações Gerais sobre o Trabalho.....127

6.2 Perspectivas e Recomendações para Trabalhos Futuros.....128

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....129

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Distribuição da ***Água de Fundo Antártica*** (**AABW**) pelas bacias oceânicas do mundo (Fonte: Ocean Circulation – Open University, Pergamon Press, 1989).....pg 5

Figura 2 – Mapa batimétrico (ETOPO5) do Mar de Weddell, Confluência Weddell-Scotia e áreas adjacentes influenciadas pelo padrão de circulação do Giro de Weddell. Setas em branco ilustram esquematicamente o padrão geral de circulação, em maiores profundidades, do giro de acordo com o proposto por Orsi *et al.* (1993). Plataformas de Gelo Larsen, Ronne e Filchner (**PGL, PGR, PGF**).....pg 9

Figura 3 – Diagrama T-S ilustrando as principais massas de água do Giro de Weddell e sul da Corrente Circumpolar Antártica (Fonte: Schröder & Fahrbach, 1999. Ver referências bibliográficas).....pg 11

Figura 4 – Mapa batimétrico (ETOPO5) da área de estudo do projeto DOVETAIL. Estão indicadas as estações oceanográficas coletadas nos cruzeiros ARXVIII (●) e ARXIX (★).....pg 20

Figura 5 – Mapa batimétrico da Passagem de Drake com as estações oceanográficas amostradas durante o programa WOCE 1994 (+). As seções hidrográficas **A** e **B**, mais os limites continentais (topografia em branco) delimitam a geometria da caixa utilizada no modelo inverso. Estão representadas as frentes determinadas pelo estudo histórico de Orsi *et al*. (1995): Frente Subantártica (**FSA**), Frente Polar (**FP**), Frente da Corrente Circumpolar Antártica Sul (**FCCAS**); e o Limite Sul da **CCA** (**LSCCA**) que representa o limite em extensão ao sul da **UCDW** conforme os autores. Ilhas Orcadas do Sul

(**IOS**), Ilha Clarence (**IC**), Ilha Elefante (**IE**), Ilha Rei George (**IRG**), Ilha Livingston (**IL**).....pg 38

Figura 6 – Perfis verticais de temperatura potencial θ (°C) e salinidade nas seções hidrográficas **A** e **B** da Passagem de Drake. Estão indicadas as posições das frentes da **CCA** determinadas pelo estudo histórico de Orsi *et al*. (1995) e das estações hidrográficas (triângulo).....pg 39

Figura 7 – Perfis verticais de densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) nas seções hidrográficas **A** e **B**. Estão indicadas as superfícies de separação das principais massas de água mencionadas na tabela 3.....pg 44

Figura 8 – Velocidades barotrópicas (cm/s) sem a aplicação de peso (modelo **III** – à esquerda) e com a aplicação (modelo **IV** – à direita) das seções hidrográficas **A** e **B**, respectivamente do painel superior para o inferior. Em ambos os modelos utilizou-se *k* = 3.....pg 46

Figura 9 - Resolução do modelo para as equações (matriz diagonal **UU**^{T} - **N**) na classificação efetiva (*k*) obtida para cada um dos modelos indicados em algarismos romanos.....pg 52

Figura 10 – Transportes obtidos para a seção **A** utilizando *k* = 5 (modelo **XIV**). Transporte absoluto (**TA**), de referência (**TF**) e relativo (**TL**) ao longo dos pares de estações e nas camadas verticais, respectivamente do painel superior ao inferior. Na figura os transportes positivos indicam fluxos dirigidos para leste e os negativos para oeste..... pg 57

Figura 11 – Transportes obtidos para a seção **B** utilizando k = 5 (modelo **XIV**). Transporte absoluto (**TA**), de referência (**TF**) e relativo (**TL**) ao longo dos pares de estações e nas camadas verticais, respectivamente do painel superior ao inferior. Na figura os transportes positivos indicam fluxos dirigidos para leste e os negativos para oeste..... pg 58

Figura 12 – Perfis verticais de velocidade absoluta ($cm.s^{-1}$) para as seções **A** e **B**, da esquerda para a direita respectivamente. Velocidades positivas estão direcionadas para leste e negativas para oeste.....pg 59

Figura 13 – Mapa batimétrico (ETOPO5) da área de estudo do projeto DOVETAIL. Estão indicadas as estações oceanográficas dos cruzeiros ARXVIII (●) e ARXIX (★) selecionadas para inversão.....pg 61

Figura 14 – Ilustração de um perfil inclinado no qual um método de extrapolação das propriedades a serem conservadas no modelo inverso nos triângulos de fundo seria importante para uma estimativa mais precisa do transporte na seção. **H** representa a diferença de profundidade entre as duas estações (triângulo preto) que formam o primeiro par de estação e **h** corresponde a **H**/2. Com isto a área $\mathbf{A_d}$ abaixo da profundidade **h** é a mesma que a área acima $\mathbf{A_h}$**.** Última profundidade da área considerada no cálculo de transporte inicialmente, sem o método de extrapolação (bola branca), e com o método (bola verde). Em azul escuro segue ilustrada a distribução das águas densas e profundas sobre a topografia de fundo.....pg 64

Figura 15 – Painel superior, perfis verticais de temperatura potencial (°C) e salinidade para o primeiro par de estação mais a oeste da seção da Passagem de Philip (ARXVIII),

que será apresentada no próximo sub-capítulo, aplicando o método "no shear" no triângulo de fundo sugerido por Ganachaud (1999). Estação mais rasa (verde), mais profunda (azul) e a média de valores calculados e utilizados pelo modelo para conservação do fluxo (vermelho). Painel inferior, diagrama θ/**S** das respectivas estações.....pg 66

Figura 16 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção ARXVIII (2000) que cobre a Passagem de Philip. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).....pg 69

Figura 17 – À esquerda, Diagrama θ/**S** da seção ARXVIII (2000) que cobre a Passagem de Philip. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (rosa). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 500 m ($\sigma_{0.5}$). À direita, velocidade geostrófica relativa (cm.s^{-1}) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).....pg 70

Figura 18 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção ARXVIII (2000) que fica ao sul da Bacia de Powell, desde a ponta da plataforma da Península Antártica até o talude do Platô das Orcadas do Sul (**POS**). Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).....pg 72

Figura 19 – À esquerda, Diagrama θ/**S** da seção ARXVIII (2000) que fica ao sul da Bacia de Powell. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (azul claro). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 2000 m (σ_2). À direita, velocidade geostrófica relativa ($cm.s^{-1}$) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).....pg 73

Figura 20 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n ($kg.m^{-3}$) na seção da Passagem das Orcadas ARXVIII (2000), desde o talude continental do Platô das Orcadas do Sul (**POS**) até o Banco de Bruce mais à leste. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estação com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).....pg 74

Figura 21 – À esquerda, Diagrama θ/**S** da seção ARXVIII (2000) da Passagem das Orcadas. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (azul escuro). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 2000 m (σ_2). À direita, velocidade geostrófica relativa ($cm.s^{-1}$) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).....pg 75

Figura 22 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n ($kg.m^{-3}$) na seção a sudoeste da Passagem de Bruce ARXVIII (2000), desde o talude continental do Banco de Bruce até o Banco de Jane mais à sudeste. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).....pg 77

Figura 23 – À esquerda, Diagrama θ/**S** da seção ARXVIII (2000) a sudoeste da Passagem de Bruce. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (laranja). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 2000 m (σ_2). À direita, velocidade geostrófica relativa (cm.s^{-1}) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).....pg 78

Figura 24 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção que cobre parte do ramo norte do Giro de Weddell ARXVIII (2000), desde o talude continental do Platô das Orcadas do Sul (POS) até maiores profundidades da Bacia de Weddell, em direção sudeste. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).....pg 79

Figura 25 – À esquerda, Diagrama θ/**S** da seção ARXVIII (2000) cobrindo parte do ramo norte do Giro de Weddell. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (azul escuro). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 2000 m (σ_2). À direita, velocidade geostrófica relativa (cm.s^{-1}) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).....pg 80

Figura 26 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) da **WSDW** e velocidade barotrópica (cm.s^{-1}) na classificação efetiva (k = 9) do modelo **V** (dados iniciais), sobre a seção da Passagem de Philip. **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) da **WSDW** e velocidade barotrópica (cm.s^{-1}) na classificação efetiva (k = 15) do modelo **VI** (dados

extrapolados). Transportes e velocidades positivas estão direcionadas para norte e negativas para sul.....pg 87

Figura 27 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estações da Passagem de Philip e por camada vertical, nas classificações efetivas (*k* = 9 e 15) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte estão indicados por valores positivos.....pg 89

Figura 28 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estações da Passagem de Philip e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas verticais, ambos obtidos na classificação efetiva (*k* = 15) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em $cm.s^{-1}$ para a seção, obtidas na solução.....pg 90

Figura 29 - Velocidade barotrópica ($cm.s^{-1}$) nas classificações efetivas mostradas na tabela 9 dos respectivos modelos indicados em algarismos romanos. Valores positivos estão direcionados para norte.....pg 92

Figura 30 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estações da seção ao sul da Bacia de Powell e por camada vertical, nas classificações efetivas (*k* = 9 e 15) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte estão indicados por valores positivos.....pg 93

Figura 31 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estações da seção ao sul da Bacia de Powell e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas verticais, ambos obtidos na classificação efetiva (*k* = 15) do modelo

VI. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em $cm.s^{-1}$ para a seção, obtidas na solução.....pg 95

Figura 32 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estações da seção da Passagem das Orcadas e por camada ao longo da coluna de água, nas classificações efetivas (*k* = 16 e 15) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte estão indicados por valores positivos.....pg 100

Figura 33 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estações da Passagem das Orcadas e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas camada ao longo da coluna de água, ambos obtidos na classificação efetiva (*k* = 15) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em $cm.s^{-1}$ para a seção, obtidas na solução. Fluxos e velocidades para norte estão indicados por valores positivos.....pg 101

Figura 34 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estações da seção a sudoeste da Passagem de Bruce e por camada ao longo da coluna de água, nas classificações efetivas (*k* = 16 e 15) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte/leste estão indicados por valores positivos.....pg 102

Figura 35 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estações a sudoeste da Passagem de Bruce e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas ao longo da coluna de água, ambos obtidos na classificação efetiva (*k* = 15) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**)

Velocidade barotrópica em cm.s^{-1} para a seção, obtidas na solução. Fluxos e velocidades para norte/leste estão indicados por valores positivos.....pg 103

Figura 36 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estações da seção que cobre parte do ramo norte do Giro de Weddell e por camada ao longo da coluna de água, nas classificações efetivas (*k* = 16 e 15) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para leste estão indicados por valores positivos.....pg 104

Figura 37 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estações que cobrem parte do ramo norte do Giro de Weddell e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas ao longo da coluna de água, ambos obtidos na classificação efetiva (*k* = 15) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em cm.s^{-1} para a seção, obtidas na solução. Fluxos e velocidades para leste estão indicados por valores positivos.....pg 105

Figura 38 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção ARXIX (2001) que cobre a Passagem de Philip, localizada mais a leste. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).....pg 107

Figura 39 – À esquerda, Diagrama θ/**S** da seção ARXIX (2001) que cobre a Passagem de Philip. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (rosa). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e à 500 m ($\sigma_{0.5}$). À

direita, velocidade geostrófica relativa (cm.s^{-1}) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).....pg 108

Figura 40 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção ARXIX (2001) sobre a Bacia de Powell. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).....pg 109

Figura 41 – À esquerda, Diagrama θ/**S** da seção ARXIX (2001) que cobre a Bacia de Powell. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (azul escuro). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e à 500 m ($\sigma_{0.5}$). À direita, velocidade geostrófica relativa (cm.s^{-1}) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).....pg 110

Figura 42 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) da **WSDW** e velocidade barotrópica (cm.s^{-1}) na classificação efetiva (k = 15) do modelo **V** (dados iniciais), sobre a seção da Passagem de Philip. **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) da **WSDW** e velocidade barotrópica (cm.s^{-1}) na classificação efetiva (k = 12) do modelo **VI** (dados extrapolados). Transportes e velocidades positivas estão direcionadas para norte e negativas para sul.....pg 112

Figura 43 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estação da seção da Passagem de Philip e por camada ao longo da coluna de água, nas classificações efetivas (k = 15 e 12) dos

modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte estão indicados por valores positivos.....pg 113

Figura 44 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estação da Passagem de Philip e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas ao longo da coluna de água, ambos obtidos na classificação efetiva (k = 12) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em cm.s^{-1} para a seção, obtidas na solução. Fluxos e velocidades para norte estão indicados por valores positivos.....pg 114

Figura 45 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estação da seção da Bacia de Powell e por camada ao longo da coluna de água, nas classificações efetivas (k = 15 e 12) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte estão indicados por valores positivos.....pg 115

Figura 46 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estação da Bacia de Powell e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas ao longo da coluna de água, ambos obtidos na classificação efetiva (k = 12) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em cm.s^{-1} para a seção, obtidas na solução. Fluxos e velocidades para norte estão indicados por valores positivos.....pg 116

Figura 47 – a) Diagrama θ/**S** com os dados sobre a Passagem de Philip do cruzeiro ARXVIII (2000), em cinza, e do ARXIX (2001), em preto. As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e à 500 m ($\sigma_{0.5}$). **b)** Perfil vertical das diferenças de

temperatura potencial (°C) nas estações reocupadas entre os verões de 2001 e 2000. Estão destacadas as estações 10 (+) e 12 (+) que apresentaram um aumento de temperatura da **WSDW** no verão de 2001..... ...pg 121

Figura 48 – Perfis de (**a**) Pressão ao nível do mar (**SLP**) em hPa, (**b**) Tensão de cizalhamento do vento e (**c**) Concentração de gelo marinho sobre o Mar de Weddell nos verões (dezembro-fevereiro) dos anos 2000 e 2001. Nos gráficos de concentração de gelo marinho nao foram consideradas frações menores que 0.05, ou seja, grid com menos de 5% da área coberta.....pg 124

Figura 49 – Perfil de Pressão ao nível do mar (**SLP**) em hPa sobre o Mar de Weddell no inverno (junho-agosto) do ano de 1997.....pg 124

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Propriedades indicadoras das frentes da **CCA** conforme Orsi *et al*. (1995).....pg 38

Tabela 2 – Modelos configurados para testar as diferentes condições do modelo DOBOX 4.2.....pg 41

Tabela 3 – Definição das camadas verticais dos modelos (**III-X**) e suas respectivas massas de água características. ***Água Modal Subantártica*** (**SAMW**), ***Água Intermediária Antártica*** (**AAIW**)/***Água Superficial Antártica*** (**AASW**), ***Água Profunda Circumpolar Superior*** (**UCDW**), ***Água Profunda Circumpolar Inferior*** (**LCDW**) e ***Água Profunda do Mar de Weddell*** (**WSDW**).....pg 43

Tabela 4 – Resultados obtidos para os modelos testados: número de equações da matriz de equação do modelo (**m**), classificação efetiva (*k*) e transporte absoluto (**TA**) nas seções **A** e **B**, respectivamente.....pg 48

Tabela 5 – Modelos configurados para testar as condições de conservação de propriedades.....pg 50

Tabela 6 – Coeficientes de propriedade por camada vertical resultantes da aplicação do peso nas linhas (**RWmag**) da matriz de equações do modelo.....pg 53

Tabela 7 – Resultados obtidos para os modelos testados: número de equações da matriz de equação do modelo (**m**), classificação efetiva (*k*), resolução do modelo para a

solução (**R**), resolução do modelo para as equações (**N**) e transporte absoluto (**TA**) nas seções **A** e **B**, respectivamente.....pg 54

Tabela 8 – Definição das camadas verticais e suas respectivas massas de água: ***Água Superficial Antártica*** (**AASW**), ***Água Profunda Cálida*** (**WDW**), ***Água Profunda do Mar de Weddell*** (**WSDW**), ***Água Profunda do Mar de Weddell Inferior*** (**LWSDW**) e ***Água de Fundo do Mar de Weddell*** (**WSBW**).....pg 62

Tabela 9 – Resultados de transporte da **WSDW** sobre a Passagem de Philip obtidos para os modelos testados: número de equações da matriz de equação do modelo (**m**), intervalo de classificações com solução estável sendo a última a classificação efetiva (*k*), e transporte absoluto em Sv com sentido positivo para norte.....pg 86

Tabela 10 – Resultados de transporte da **WSDW** sobre a Passagem das Orcadas e a sudoeste da Passagem de Bruce, obtidos para os modelos testados: número de equações da matriz de equação do modelo (**m**), intervalo de classificações com solução estável sendo a última a classificação efetiva (*k*), e transporte absoluto em Sv com sentido positivo para norte/leste.....pg 97

Tabela 11 – Resultados de transporte da **WSDW** sobre a Passagem de Philip obtidos para os modelos testados: número de equações da matriz de equação do modelo (**m**), intervalo de classificações com solução estável sendo a última a classificação efetiva (*k*), e transporte absoluto em Sv com sentido positivo para norte.....pg 112

RESUMO

O fluxo de águas frias e densas exportado desde o Mar de Weddell para as bacias oceânicas ao norte, desempenha uma função crucial no balanço global de calor. No presente trabalho são estimados os padrões de fluxo geostrófico no noroeste do Mar de Weddell, durante os cruzeiros brasileiros de verão austral DOVETAIL 2000 e 2001, usando o método inverso de caixa aplicado a dados hidrográficos. No intuito de investigar as variações do fluxo profundo, que flui do Mar de Weddell para dentro do Mar de Scotia, dentro de 'caixas' que limitam as principais passagens profundas sobre a Cordilheira Scotia do Sul. Para determinar os transportes de volume geostrófico, em cada 'caixa' a massa, o sal e o calor são conservados, em camadas que não estão em contato com a atmosfera, e que são definidas por superfícies neutras. Através da implementação do modelo inverso e utilização de equações de conservação de anomalia de propriedades pesadas por incertezas estimadas de fluxo, os resultados encontrados foram consistentes com a literatura. Um novo método de extrapolação para os triângulos de fundo é introduzido, e demonstra melhorar a estimativa dos fluxos de propriedades através das seções hidrográficas. Durante o verão de 2000 a Água Profunda do Mar de Weddell (**WSDW**) transporta 0.01 ± 0.01, 1.15 ± 0.32 e 1.03 ± 0.23 Sv ($1Sv = 10^6\ m^3.s^{-1}$, > 0 em direção ao norte) sobre a Passagens de Philip, das Orcadas e sudoeste da Passagem de Bruce, respectivamente. Após a extrapolação dentro dos triângulos de fundo esses transportes são ajustados para 0.12 ± 0.03, 3.46 ± 1.81 e 1.20 ± 2.15 Sv. Os dados hidrográficos revelam diferentes condições oceanográficas sobre a região da Passagem de Philip nos verões analisados. No verão de 2001 há evidência de meandros de mesoescala, a Água Profunda Cálida (**WDW**) apresenta maiores temperaturas e salinidades ao longo da coluna de água e a **WSDW** apresenta, em geral, menores temperaturas. Apesar das diferenças de propriedades observadas entre os dois verões o transporte da **WSDW** não apresenta variações significativas, transportando 0.012 ± 0.001 Sv ajustados a 0.113 ± 0.002 Sv, com o método de extrapolação. A circulação obtida com a inversão no verão de 2001, sobre a Bacia de Powell, sugere um enfraquecimento do fluxo barotrópico ciclônico na bacia. O enfraquecimento observado pode ser devido a ventos de norte e nordeste, associados a um centro de baixa pressão atmosférica localizado à oeste da Península Antártica.

ABSTRACT

The outflow of cold, dense water from the Weddell Sea into the ocean basins to the north plays a key role in balancing the global heat budget. We estimate the geostrophic flow patterns in the northwestern Weddell Sea during the Brazilian DOVETAIL 2000 and 2001 austral summer cruises, using box inverse methods applied to hydrographic data. The analysis is focused on the variations of the deep Weddell Sea outflow into the Scotia Sea within boxes that bound the main deep gaps over the South Scotia Ridge. To determine the geostrophic volume transports, in each box mass, salt and heat are conserved within layers that are not in contact with the atmosphere and defined by neutral surfaces. Implementing the inverse model and using property anomaly equations weighted by the flow estimate uncertainty our results are consistent with those reported in the literature. A new bottom triangle extrapolation method is introduced, which improves the estimated property fluxes through hydrographic sections. During the austral summer of 2000 the Weddell Sea Deep Water (**WSDW**) transports 0.01 ± 0.01, 1.15 ± 0.32 and 1.03 ± 0.23 Sv (1Sv = 10^6 $m^3.s^{-1}$, > 0 is northward) over the Philip Passage, Orkney Passage and Bruce Passage, respectively. After extrapolation within bottom triangles these transports are 0.12 ± 0.03, 3.46 ± 1.81 and 1.20 ± 2.15 Sv. The hydrographic data reveal distinct oceanographic conditions over the Philip Passage region with evidence of mesoscale meanders, warmer and saltier Warm Deep Water (**WDW**) and colder **WSDW** observed in 2001. In spite of the properties differences observed the **WSDW** transport does not present a significant variation between 2000 and 2001. The **WSDW** transports 0.012 ± 0.001 Sv and 0.113 ± 0.002 Sv when extrapolating in the bottom triangles. The circulation derived from the inversion in the austral summer of 2001 suggests a sharp weakening of the barotropic cyclonic flow in the Powell Basin. The observed weakening may be due to northerly and northeasterly winds associated to an atmospheric low pressure center located west of the Antarctic Peninsula.

1. INTRODUÇÃO

1.1 Motivação e Importância

A região Antártica representa um importante registro científico de conhecimentos passados sobre o clima mundial e suas alterações ao longo da história evolutiva da Terra. A pesquisa oceanográfica, nesse contexto, tem contribuído de forma valiosa para o desenvolvimento de estudos relacionados a processos de circulação oceânica e variações atmosféricas e climáticas em escala global. O Oceano Austral desempenha uma função crucial na circulação termohalina dos oceanos pelos processos de formação, afundamento e transporte de águas profundas e de fundo que circulam na base de todas as bacias oceânicas, através das correntes de contorno oeste profundas, e participam dos processos globais de balanço térmico e circulação oceano/atmosfera. O entendimento de temas relacionados às mudanças climáticas globais, portanto, depende de uma melhor caracterização dos processos oceanográficos e da variabilidade oceânica ao redor desta região.

A circulação termohalina dos oceanos é dirigida por fluxos de calor e sal através da superfície do mar, estes processos determinam propriedades conservativas de massas de água transportadas posteriormente ao longo da coluna de água por gradientes de densidade. O aquecimento desigual pela radiação solar nas diferentes latitudes produz

um excesso de calor nas águas superficiais tropicais, que são transportadas em direção aos pólos pela circulação oceânica superficial e subsuperficial em função do regime de ventos. A perda líquida de calor nas regiões polares resulta em um aumento na densidade das camadas superficiais, seja pelo esfriamento direto da superfície em contato com a atmosfera ou, no caso do Oceano Austral, através da combinação deste com o aumento de salinidade devido à formação de gelo marinho em superfície, liberando grande quantidade de sal nas camadas subjacentes (Efeito *Brine*). Sob tais condições originam-se as massas de água mais densas do oceano mundial que afundam nos pólos e se espalham em direção ao equador, formando o padrão de circulação termohalina global (Killworth, 1983; Gordon, 1986) e forçando as 'Células de Revolvimento Meridional' (Böning *et al.*, 1996; Mauritzen & Häkkinen, 1999).

As águas profundas e de fundo do oceano mundial têm duas importantes regiões de formação: o setor ártico do Oceano Atlântico e antártico do Oceano Austral. O maior sistema de circulação ciclônico subpolar do Oceano Austral é o Giro de Weddell (**GW**), que é considerado a fonte mais importante de formação da ***Água de Fundo Antártica*** (**AABW**), a massa de água mais densa transportada nas camadas mais profundas das bacias oceânicas (Fig. 1). De acordo com estudos realizados, cerca de 50-70% de **AABW** no Oceano Austral é afetada pela formação de massas de água no Mar de Weddell (Carmack, 1977). Durante os processos de formação dessas águas, que ocorrem sobre as plataformas continentais ao sul e oeste do Mar de Weddell, águas são injetadas dentro do **GW** a partir do norte sendo modificadas por interações gelo/oceano/atmosfera. Desta forma, vários trabalhos mencionam que o Mar de Weddell, por ser a área fonte mais importante da mais fria água de fundo global, representa conseqüentemente a mais importante área de ventilação dos oceanos (Brennecke, 1921; Deacon, 1933; Reid & Lynn, 1971; Mantyla & Reid, 1983; Yaremchuk *et al.*, 1998; Schröder & Fahrbach, 1999, Muench & Hellmer, 2002).

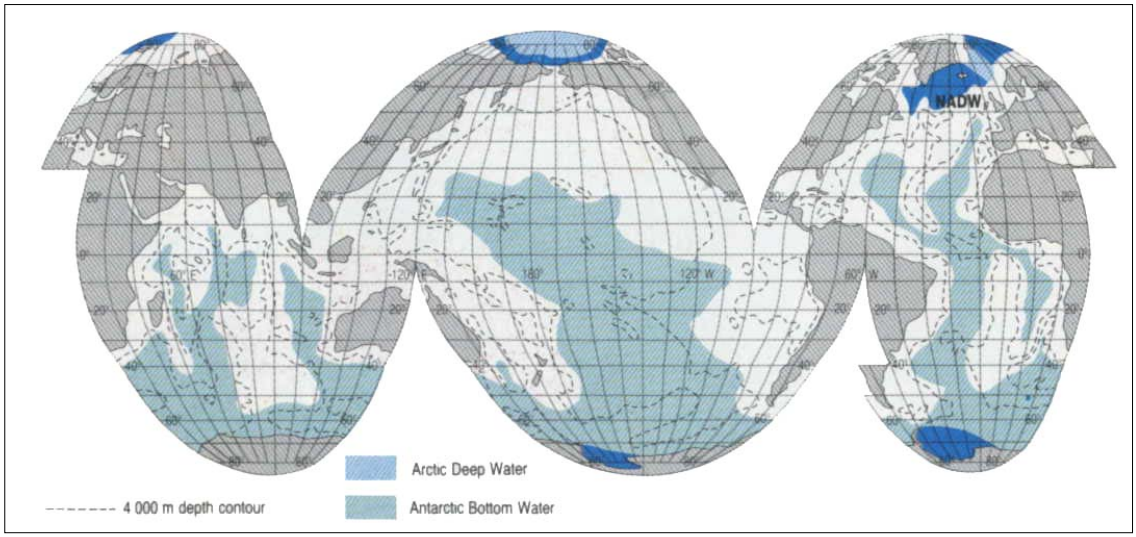


Figura 1 – Distribuição da ***Água de Fundo Antártica*** (**AABW**) pelas bacias oceânicas do mundo (Fonte: Ocean Circulation – Open University, Pergamon Press, 1989).

Nos anos 80 e 90, vários programas internacionais aprimoraram significativamente o conhecimento sobre as condições oceanográficas no Mar de Weddell (Gordon & Huber, 1984; Augstein, 1987; Fahrbach *et al*., 1994; Gammelsröd *et al*., 1994). Recentemente, a pesquisa oceanográfica de larga escala com aplicações para estudos climáticos desenvolvida até 2002 pelo programa WOCE (World Ocean Circulation Experiment), tem sido centrada em programas como o CLIVAR (Climate Variability and Predictability) e o GOOS (Global Ocean Observing System). O programa DOVETAIL (Deep Ocean Ventilation Through Antarctic Intermediate Layers) (Muench & Hellmer, 2002), desenvolvido pelo iAnZone (International Antarctic Zone), combina uma série de coletas plurianuais de dados com esforços em modelagem numérica, onde o objetivo geral é mapear as rotas e quantificar as taxas de exportação de águas profundas e de fundo recém ventiladas, provenientes do Mar de Weddell e exportadas na Confluência Weddell-Scotia (que separa o Mar de Weddell do Mar de Scotia). O Brasil passou a fazer parte do programa através de acordo realizado entre o Instituto Polar Alfred Wegener (Alemanha) e a Fundação Universidade Federal

do Rio Grande (FURG). Ao componente brasileiro do DOVETAIL foi designada a tarefa de monitorar, com enfoque na variabilidade temporal, a estrutura termohalina no setor noroeste do Mar de Weddell, a fim de detectar alterações em suas características físicas que possam ter influência na circulação termohalina global. Além deste programa, o Brasil tem desenvolvido pesquisas Antárticas através do GOAL (Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes, Projeto parte da REDE-1/CNPq/MMA/PROANTAR), que propõe um plano de coleta sistemática de dados oceanográficos (físicos, químicos e biológicos), no sentido de contribuir na investigação de processos relevantes para a compreensão do impacto das mudanças globais no Oceano Austral, considerando que as mudanças globais (*e.g.*, o aquecimento global) afetam os processos hidrodinâmicos e a biota de maneira diferente, porém inter-relacionada.

Características hidrográficas gerais do Mar de Weddell já foram detalhadamente descritas e estabelecidas de forma qualitativa na literatura (*e.g.* Gill, 1973; Deacon, 1979; Foldvik *et al.*, 1985; Orsi *et al.*, 1993; Gordon, 1998). No entanto, estimativas quantitativas de transportes, fluxos e taxas de formação de massas de água demonstram ser ainda questões incertas. Isto é discutido por Yaremchuk *et al*. (1998) que cita um exemplo de que diferentes estimativas do transporte no **GW** variam dentro de uma escala entre 10 e 96 Sv (1 Sv = 10^6 $m^3.s^{-1}$) (ver Carmack & Foster, 1975; Gordon *et al.*, 1981; Fahrbach *et al.*, 1991; Olbers & Wübber, 1991). As últimas estimativas do transporte no **GW** foram de 30, 34 e 40 Sv (*e.g.* Fahrbach *et al.*, 1994; Yaremchuk *et al.*, 1998; Gordon *et al.*, 2001). Estudos recentes têm procurado mapear as rotas de exportação de águas profundas e de fundo formadas no Mar de Weddell, assim como quantificar estes transportes que são teleconectados às bacias oceânicas mundiais (ver Rintoul, 1991; Locarnini *et al.*, 1993; Orsi *et al.*, 1999; Gordon *et al.*, 2001; Naveira Garabato *et al.*, 2002a,b; Matano *et al.*, 2002; Schodlok *et al.*, 2002). Entretanto, as estimativas obtidas para o transporte sobre a Confluência Weddell-Scotia também

apresentam diferenças consideráveis na literatura. Isto pode ser atribuído ao fato de que os estudos realizados utilizam diferentes trajetórias de amostragem hidrográfica, metodologias de análise de fluxo ou devido à própria variabilidade de fluxo. Além disso, conforme Robertson *et al.* (2002) o aquecimento progressivo registrado nas últimas décadas nas águas profundas do Mar de Weddell pode ser comparado ao aquecimento médio global da superfície do mar (Levitus *et al.*, 2000), e ao aquecimento da superfície do gelo no Mar de Weddell (Comiso *et al.*, 2000). Representando importantes implicações na formação da **AABW**, derretimento de blocos de gelo, transferência de calor oceano/atmosfera regional e circulação termohalina global. Desta forma, diante dessas diferenças de estimativa e dos recentes relatos de variações nas características físicas das águas profundas e de fundo formadas no Mar de Weddell (Fahrbach *et al.*, 1998; Robertson *et al.*, 2002; Schröder *et al.*, 2002), a investigação da exportação efetiva em períodos distintos, que permitam analisar a variabilidade temporal desses transportes, é fundamental também para iniciar o estudo das prováveis implicações citadas.

A pesquisa oceanográfica brasileira no Mar de Weddell, até o presente momento, tem se concentrado na caracterização da estrutura termohalina na região noroeste deste (Schröder *et al.*, 2002; Absy, 2003). Entretanto, estudos de caráter mais quantitativo, enfocados na variabilidade temporal, nesta região são de grande importância tendo em vista o interesse internacional em melhorar o conhecimento sobre os processos globais de balanço térmico e circulação oceano/atmosfera. Dentro desse contexto, o presente trabalho pretende estimar as taxas de exportação de águas profundas originadas no Mar de Weddell e exportadas através da Confluência Weddell-Scotia em períodos distintos (*e.g.* DOVETAIL 2000 e 2001), assim como, a implementação do modelo inverso de caixa (DOBOX 4.2) que será utilizado para realizar esta estimativa. E tendo então o modelo implementado para estudar cada

período efetivamente, pretende-se também investigar a variabilidade interanual das taxas estimadas.

1.2 Objetivos

O enfoque principal deste trabalho é o estudo das taxas de exportação de águas profundas na região noroeste do Mar de Weddell e a implementação do modelo inverso para estudos de variabilidade temporal, utilizando dados hidrográficos coletados pelo PROANTAR no verões de 2000 e 2001. Portanto, os principais objetivos deste trabalho são:

i. Analisar os dados hidrográficos coletados pelo Brasil no Mar de Weddell de forma mais quantitativa, visto que até o presente momento a região só foi caracterizada em termos de estrutura termohalina;

ii. Estimar as taxas de exportação de águas profundas na região noroeste do Mar de Weddell (*e.g.* DOVETAIL 2000 e 2001) através da implementação do modelo inverso de caixa nesta região;

iii. Determinar as melhores implementações e considerações do modelo para a região e o tipo de fluxo predominante;

iv. Investigar a variabilidade interanual das taxas estimadas com relação aos processos e características oceanográficas dos respectivos períodos analisados.

1.3 Oceanografia Regional

1.3.1 Oceanografia do Mar de Weddell

O Mar de Weddell é fonte das massas de água mais frias e densas do planeta e conseqüentemente representa a principal área de ventilação das regiões abissais oceânicas mundiais. De acordo com Orsi *et al.* (1993) a circulação no Mar de Weddell é dominada pelo padrão ciclônico do **GW** que se extende zonalmente desde a Península Antártica até 30°E. No sentido meridional, em maiores profundidades, o eixo do giro se extende desde o continente antártico ao sul até uma seqüência de feições submersas ao norte denominadas, de oeste para leste, como Cordilheira Scotia do Sul (*South Scotia Ridge*), Cordilheira América-Antártica (*America-Antarctic Ridge*) e Cordilheira Sudoeste do Índico (*Southwest Indian Ridge*) (Fig. 2).

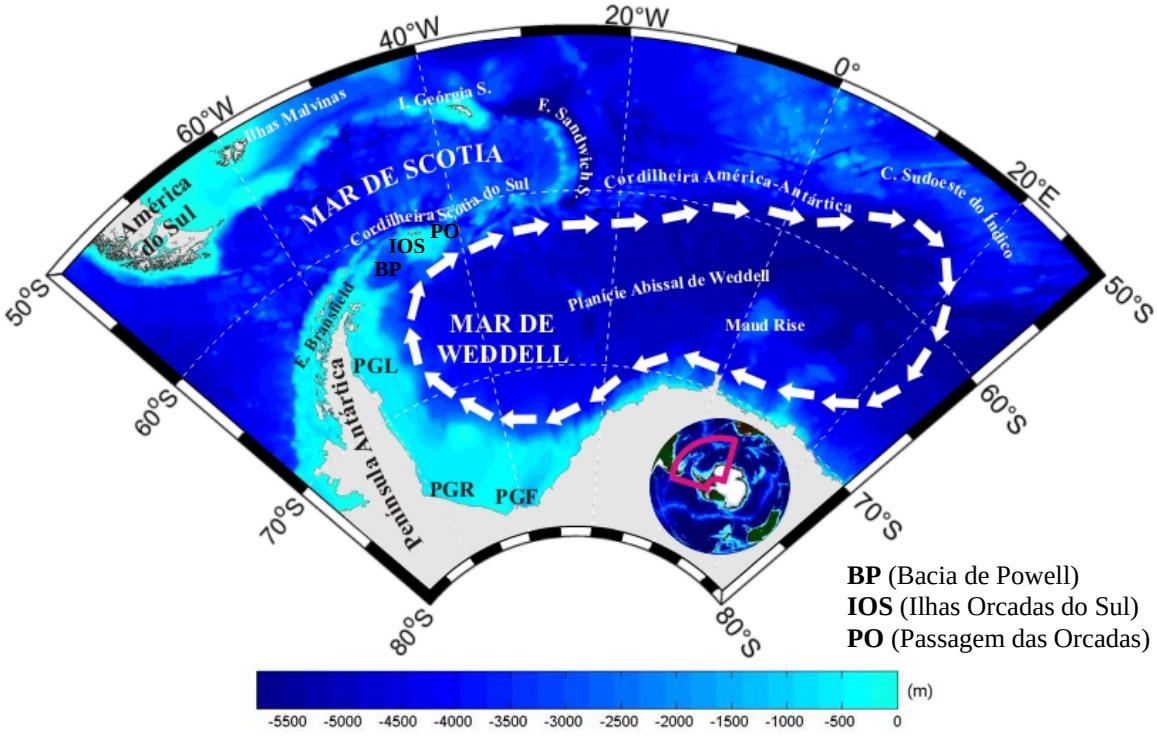


Figura 2 – Mapa batimétrico (ETOPO5) do Mar de Weddell, Confluência Weddell-Scotia e áreas adjacentes influenciadas pelo padrão de circulação do Giro de Weddell. Setas em branco ilustram esquematicamente o padrão geral de circulação, em maiores profundidades, do giro de acordo com o proposto por Orsi *et al.* (1993). Plataformas de Gelo Larsen, Ronne e Filchner (**PGL, PGR, PGF**).

A circulação ciclônica do **GW** é governada pelo vento, em superfície, e por gradiente de densidade, em profundidade. O campo médio de vento sobre o Mar de Weddell é composto de ventos provenientes de oeste na região norte e de leste junto à costa, resultando em um sistema de baixa pressão de larga escala (Deacon, 1979). A estrutura do giro em subsuperfície e o padrão de fluxo em profundidades intermediárias ainda é alvo de debates, assim como suas forçantes (para mais detalhes ver Olbers & Wübber, 1991; Fahrbach *et al.*, 1999; Beckmann *et al.*, 1999). Nesta região a circulação termohalina governada por gradientes de densidade é gerada principalmente por interações atmosfera/oceano/gelo. Águas circumpolares (**CDW – *Água Profunda Circumpolar***) que são transportadas superficialmente pela deriva do vento oeste ao redor do continente antártico, através da Corrente Circumpolar Antártica (**CCA**), são injetadas para dentro do **GW** numa ampla descontinuidade (25°E – 32°E) batimétrica na Cordilheira Sudoeste do Índico (Orsi *et al.*, 1993). **CDW** é então transportada pelo padrão ciclônico do giro em direção a oeste próximo ao continente e sofre gradualmente processos de resfriamento e redução na salinidade quando em contato com águas ambientes, sendo denominada de ***Água Profunda Cálida*** (**WDW**) devido a suas características ambientais (*e.g.* Carmack & Foster, 1975; Foster & Carmack, 1976). Em alguns trabalhos esta água é denominada ainda como **CDW** (*e.g.* Orsi *et al.*, 1993) ou como ***Água Profunda de Weddell*** (*e.g.* Gordon & Huber, 1990).

As massas de água que circulam no Mar de Weddell são, portanto, águas continentais ambientes e águas modificadas pelos processos de mistura à medida que essas águas circumpolares, que entram no fluxo ciclônico do giro, adquirem características ambientais específicas. Desta forma, destacam-se principalmente: águas de superfície antárticas, **WDW**, ***Água Profunda do Mar de Weddell*** (**WSDW**) e ***Água de Fundo do Mar de Weddell*** (**WSBW**) (Fig. 3). Sendo que estas duas últimas são as que caracterizam as propriedades termohalinas da conhecida **AABW**. A estrutura

termohalina do Mar de Weddell, entretanto, é composta por um considerável número de massas de água já caracterizadas pela literatura, neste trabalho seguiremos a nomenclatura sugerida pelas definições de Carmack (1974, 1977). A camada mais superficial é denominada ***Água de Superfície*** (**SW**) e pode ser composta de ***Água de Inverno*** (**WW**), ***Água Superficial Antártica*** (**AASW**), camada quente e relativamente pouco salina presente somente no verão sobre a **WW**, e de diferentes formas locais de ***Águas de Plataforma*** (**ShW**) (*e.g.* **ISW**, ***Água de Plataforma de Gelo,*** **HSSW**, ***Água de Plataforma de Alta Salinidade*** e **LSSW**, ***Água de Plataforma de Baixa Salinidade***) quando sobre a plataforma continental. Esta camada pode ter de 100 a 300 m de profundidade. Logo abaixo encontra-se a **WDW** que cobre todo o Mar de Weddell entre as profundidades de 400 e 1600 m, chegando ao limite da plataforma continental (Seabrooke *et al.*, 1971) e destaca-se por apresentar os maiores valores de temperatura e salinidade, relativos a região onde aparece, ou seja, fora da plataforma. Sobre a quebra de plataforma continental a **WDW** ao misturar-se com a **WW** dá origem a ***Água Profunda Cálida Modificada*** (**MWDW**) (Foster & Carmack, 1976). Abaixo da **WDW**, a massa de água fria que ocupa a maior parte da coluna de água é denominada **WSDW**. Utiliza-se o termo relativo à água profunda, pois não é esta que preenche a camada de fundo do Mar de Weddell. O fundo é coberto pela **WSBW**, separada da camada de cima pela isoterma de temperatura potencial de – 0.7°C (Fahrbach *et al.*, 1995).

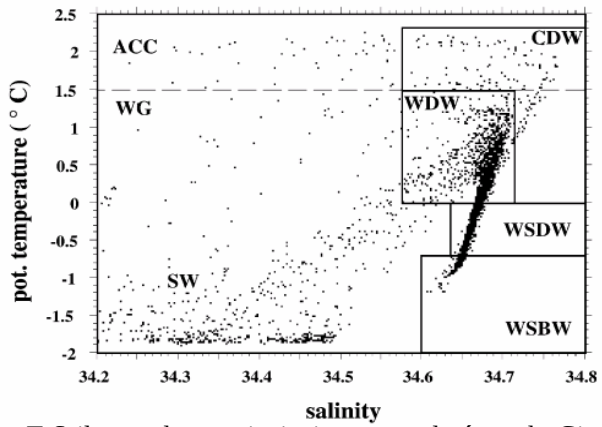


Figura 3 – Diagrama T-S ilustrando as principais massas de água do Giro de Weddell (WG) e sul da Corrente Circumpolar Antártica (Fonte: Schröder & Fahrbach, 1999. Ver referências bibliográficas).

Águas densas produzidas no Mar de Weddell são uma significante, ainda que quantitativamente incerta, componente da **AABW** (Broecker *et al.*, 1998; Orsi *et al.*, 1999; Hellmer & Beckmann, 2001). A primeira forma de produção destas águas requer a adição de sal que é liberado durante a formação de gelo marinho para formar uma densa água residente de plataforma (**HSSW**). A **MWDW** então se mistura próximo da quebra de plataforma continental, no complexo Filchner-Ronne, com **HSSW** para formar grandes quantidades da fria **WSBW** (Foster & Carmack, 1976). A segunda forma envolve um processo de resfriamento e 'diluição' de águas de plataforma abaixo de plataformas de gelo seguido pelo afundamento na quebra de plataforma continental e mistura com águas desse ambiente (Foldvik *et al.*, 1985). Indiferentemente do mecanismo de produção, água densa no Mar de Weddell é predominantemente um resultado de interações oceano/atmosfera ou oceano/gelo envolvendo trocas de calor e sal que ocorrem sobre as plataformas e taludes continentais sudoeste antárticos. Uma vez formadas, as águas densas afundam sobre os taludes continentais adjacentes como correntes de densidade (Gordon *et al.*, 1993; Gordon, 1998). O denso fluxo profundo em direção ao norte à oeste do Mar de Weddell, adjacente a Península Antártica, recebe adições de fluxo em fontes ao longo da Península como a Plataforma de Gelo Larsen (Muench & Gordon, 1995; Fahrbach *et al.*, 1995).

Como estes fluxos profundos alcançam a porção nordeste da Península, correntes de talude mais profundas que 2000 m são primeiramente favorecidas pela topografia de fundo a seguirem em direção a leste ao longo do flanco sul da Cordilheira Scotia do Sul (*e.g.* Foster & Carmack, 1976; Orsi *et al.*, 1993). Sujeita a variações sazonais e interanuais, a 'pluma' profunda se divide, com parte seguindo uma rota ciclônica ao redor da Bacia de Powell e o restante procedendo diretamente em direção ao Platô das Orcadas do Sul (Gordon *et al.*, 2001). Frações mais rasas podem sair para o Mar de Scotia a partir do norte da Bacia de Powell (Nowlin & Zenk, 1988), com frações

mais profundas entrando no Mar de Scotia através de passagens na Cordilheira Scotia do Sul, a leste das Ilhas Orcadas do Sul, e seguem para o Oceano Atlântico (Locarnini *et al.*, 1993) ou continuam para leste em direção à planície abissal do Oceano Índico (Naveira Garabato *et al.*, 2002b). As mais profundas e densas componentes provêm pela topografia, a partir da Bacia de Weddell sobre a Cordilheira (Orsi *et al.*, 1993; 1999), e representam diferentes variedades de **WSDW** ($-0.7°C < \theta < 0°C$) e a parte menos densa dos tipos de **WSBW**. Somente a Fossa Sandwich do Sul é suficientemente profunda para permitir o avanço da porção mais densa da **WSBW**, que possui um espectro de densidades, além de 60°S. Mesmo assim, a topografia é um forte obstáculo, forçando a maior parte da **WSBW** a recircular (Georgi, 1981). Porções significantes de águas de plataforma modificadas nas adjacências da Península Antártica fluem para o norte e contribuem na ventilação das bacias do Estreito de Bransfield seguindo para o Pacífico Sudoeste (Gordon *et al.*, 2000).

A topografia é o principal fator na determinação das rotas através das quais águas densas formadas no Mar de Weddell podem fluir para o Mar de Scotia. A constrição se aplica ao longo da coluna de água: a fraca estratificação nesta região implica que as correntes incluem um significante componente barotrópico que é guiado ao longo de contornos f/H devido a conservação de vorticidade potencial (onde f é a vorticidade planetária, induzida no fluido pela rotação do planeta; e H é a profundidade). Muitos processos podem se sobrepor esta direção topográfica permitindo transporte de propriedades e massa ao longo da inclinação de topografia. Estes processos incluem mistura isopicnal (intrusões em limites de massas de água, e instabilidades de mesoescala na circulação), canalização por cânions que cruzam a declividade do talude, modificações por interações oceano/atmosfera e oceano/gelo, e mistura diapicnal (quasi-vertical) que transporta propriedades a partir de uma densidade a outra (Muench & Hellmer, 2002).

1.3.2 Formação e Exportação da AABW

A produção de água densa tem sido suposta a ocorrer preferencialmente sobre a ampla plataforma continental antártica na porção sudoeste do Mar de Weddell onde a água não somente é resfriada ao seu ponto de congelamento pelo contato com a atmosfera, mas também tem sua salinidade aumentada devido à acumulação de sal liberado durante o congelamento do gelo marinho (Brennecke, 1921; Mosby, 1934; Gill, 1973). Quando a água sobre a plataforma se torna densa o suficiente pelo resfriamento e adição de sal, esta pode se espalhar nas extremidades da plataforma e afundar pelo talude continental até começar a ser defletida para a esquerda pela força de Coriolis e começar a ser incorporada na circulação do **GW** (Killworth, 1977). Água que se distribui abaixo das plataformas de gelo pode esfriar abaixo do ponto de congelamento *in situ* em uma pressão aumentada, *i.e.* abaixo da temperatura de congelamento em pressão superficial, e emanar como uma pluma supercongelada como observado na frente do complexo de plataformas de gelo Filchner-Ronne (Carmack & Foster, 1975; Foster & Carmack, 1976; Foldvik *et al.*, 1985; Foster *et al.*, 1987).

A pluma descendo o talude continental e que renova a **WSBW** na coluna de água consiste de uma mistura de água de plataforma densa, notavelmente **HSSW**, com outras diferentes massas de água: com **WDW** relativamente quente e salina advectada do norte em profundidades intermediárias, e **WW** fria e bem pouco salina na camada superior que se encontra e mistura com água de plataforma na extremidade da plataforma (Gill, 1973; Foster & Carmack, 1976; Foster *et al.*, 1987); e com **WSDW** ocupando a camada abaixo da **WDW** através da qual a pluma deve descer para alcançar o fundo oceânico. **WSBW** encontrada em profundidades abissais então representa um membro final da linha de mistura com **WDW** ao longo da qual as propriedades termohalinas da **AABW** estão distribuídas (Gill, 1973; Foster & Carmack, 1976).

Entretanto, é importante salientar que apesar da região do complexo de plataformas de gelo Filchner-Ronne ser tradicionalmente mencionado como a principal região fonte de **AABW** no Mar de Weddell, significante produção de **AABW** tem sido registrada no lado leste da Península Antártica, particularmente próxima da Plataforma de Gelo Larsen (Fahrbach *et al.*, 1995; Wepperning *et al.*, 1996; Gordon, 1998).

O termo '**AABW'** tem, portanto, um sentido confuso no Mar de Weddell (como destacado antes por Reid *et al.*, 1977; Fahrbach *et al.*, 1995) pois não é apenas uma massa de água de fundo. Recentemente, a exportação de **AABW** sobre a Cordilheira Scotia do Sul (que separa o Mar de Weddell do Mar de Scotia ao norte) se tornou uma importante saída de fluxo do Mar de Weddell que tem sido reconhecida. Entretanto, devido à esparsa amostragem na região, esta exportação permanece fracamente quantificada. Locarnini *et al.*, (1993) estimou um transporte geostrófico em direção ao norte de 1.5 Sv (1 Sv = 10^6 $m^3.s^{-1}$) de **AABW** (**WSDW**, relativo a 1500 m) através da Passagem das Orcadas, a mais profunda fenda na Cordilheira Scotia do Sul. Medidas diretas de corrente de curto período ao norte da cordilheira (Gordon *et al.*, 2001) e a detecção de **AABW** fluindo sobre a cordilheira em outras localizações (Locarnini *et al.*, 1993; Naveira Garabato *et al.*, 2002a) sugerem que esta estimativa pode ser uma medida não muito representativa do fluxo de **AABW** exportado sobre a cordilheira.

As diferentes rotas de escape de **AABW** a partir do Mar de Weddell estão relacionadas, segundo Naveira Garabato *et al.* (2002b), com uma distinção entre duas formas regionais de **AABW** feitas por Carmack & Foster (1975), baseado em propriedades e distribuições de massas de água: **WSDW** pode fluir sobre a cordilheira, em regiões que a densa **WSBW** não pode (*e.g.* Naveira Garabato *et al.*, 2002a). **WSBW** é mais fria e menos salina que **WSDW**, contendo maior concentração de gases atmosféricos (Mensch *et al.*, 1997), e é distinguida da última por uma estabilidade máxima (Reid *et al.*, 1977). Por estas razões, **WSBW** tem sido tradicionalmente

considerada como a mais recentemente ventilada das duas, e **WSDW** como um produto de mistura linear de **WSBW** e **WDW**. A formação direta de **WSDW** a partir da mistura de águas de plataforma e **WDW**, a qual existe evidência (*e.g.* Wepperning *et al.*, 1996), freqüentemente tem sido presumida como não muito importante, e a formação de **AABW** no Mar de Weddell quantificada somente em termos de **WSBW** (ver Gordon, 1998 e referências citadas). Entretanto, no trabalho realizado por Naveira Garabato *et al.* (2002b), no qual foi analisada tanto a formação de **AABW** na região central do Mar de Weddell (**WSDW/WSBW**) quanto sua exportação sobre a Cordilheira Scotia do Sul (**WSDW**), foi destacada a importância de se considerar as diferentes histórias de ventilação e área de formação da **AABW** nos estudos de teleconecções entre o Mar de Weddell e o oceano global.

Nesse trabalho, os autores encontraram que o transporte geostrófico ao longo da coluna de água sobre a cordilheira é de 22 ± 7 Sv em direção ao norte, de acordo com medidas de fluxo de correntes referenciadas a correntômetros (LADCP – Acoustic Doppler Current Profiler) e a taxa de **WSDW** exportada é de 6.7 ± 1.7 Sv, sendo que a maior parte deste fluxo ocorre na Passagem das Orcadas, a mais profunda fenda da cordilheira. Este valor é 4 vezes maior que o valor estimado geostróficamente por Locarnini *et al.* (1993) de 1.5 Sv, sendo mais coerente com o valor do resultado do modelo numérico aplicado por Schodlok *et al.* (2002) de 6.4 Sv. Já quando a estimativa foi feita através do modelo inverso de caixa (DOBOX 4.2), pelos mesmos autores, estes valores de transporte ao longo da coluna de água e de **WSDW** sobre a cordilheira foram modificados para 7 ± 6 Sv e 4.7 ± 0.7 Sv, respectivamente. O modelo também diagnosticou que 9.7 ± 3.7 Sv de **AABW** (5.8 ± 3.0 Sv de **WSDW** e 3.9 ± 0.8 Sv de **WSBW**) são formadas no Mar de Weddell, então comparando com os resultados obtidos sobre a cordilheira, parte desta água é exportada através desta (~48%) e parte

segue para leste (~52%), na condição de que nenhuma **AABW** esteja entrando no sistema através do setor Índico.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Cruzeiros Oceanográficos

A região noroeste do Mar de Weddell representa um importante controle oceanográfico para o estudo do fluxo de massas de água profundas e de fundo com importância para a circulação termohalina global. Isto se deve ao fato de que as águas recém formadas e modificadas dentro do Giro de Weddell, seguindo seu padrão ciclônico de fluxo, passam por esta região antes de serem redistribuídas aos oceanos mundiais e também ao próprio giro. Dentro desse contexto, foi desenvolvido e proposto pela FURG ao Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) o projeto brasileiro DOVETAIL 2000 com o objetivo principal de estudar o fluxo de massas de água profundas, recém ventiladas no Mar de Weddell, em direção ao Atlântico Sul através do Arco de Scotia.

O cruzeiro oceanográfico que efetivou o projeto DOVETAIL 2000 foi o primeiro cruzeiro oceanográfico brasileiro à região noroeste do Mar de Weddell, sendo realizado a bordo do NApOc. “Ary Rongel”, da Marinha do Brasil, durante a Operação Antártica XVIII. Esse cruzeiro, que será referido neste trabalho como ARXVIII, contou com a participação de uma equipe de pesquisadores brasileiros e alemães, como parte de um acordo de cooperação entre a FURG e o AWI, efetivando a participação brasileira

no programa internacional DOVETAIL (Muench & Hellmer, 2002). Foram realizadas 58 estações oceanográficas entre os dias 24 de janeiro e 7 de fevereiro de 2000, percorrendo um total de 1200 milhas entre estações e coletando informações em profundidades que variaram de 400 a 4600 m. Durante este período, condições favoráveis de gelo permitiram uma extensa cobertura de estações com seções hidrográficas ao longo da porção noroeste do Mar de Weddell e entrada da Bacia de Powell, do Platô das Orcadas do Sul para a região central de Weddell, através das maiores fendas do setor central e leste da Cordilheira Scotia do Sul, e na região da Confluência Weddell-Scotia (Passagens de Philip, das Orcadas e de Bruce) (Fig. 4). As estações oceanográficas foram distribuídas de forma a percorrer com o navio as principais regiões de interesse do programa DOVETAIL. Mantendo o enfoque de monitoramento interanual do componente brasileiro dentro do programa, procurou-se coincidir a localização das estações oceanográficas com as coletadas durante o projeto DOVETAIL alemão (ANT XV/4) e americano (DOVETAIL' 97). Dando continuidade ao objetivo proposto, no ano seguinte foi realizado o cruzeiro oceanográfico DOVETAIL 2001 (ARXIX). Foram realizadas 49 estações oceanográficas entre os dias 21 de janeiro e 25 de fevereiro. Neste período a cobertura de gelo sobre o Mar de Weddell estava muito intensa o que impossibilitou a reocupação de parte das estações realizadas durante o cruzeiro ARXVIII. Apesar disto, realizou-se ainda uma extensa cobertura de estações com seções hidrográficas ao longo da porção noroeste do Mar de Weddell e entrada da Bacia de Powell, do Platô das Orcadas do Sul para a região central de Weddell, na Passagem de Philip e da Bacia de Powell para a região do Estreito de Bransfield (Fig. 4).

As amostragens em ambos os cruzeiros brasileiros foram realizadas com um sistema CTD (Conductivity-Temperature-Depth) Sea Bird Electronics SBE 911+ montado sobre uma roseta juntamente com 12 garrafas para coleta de água em

profundidades ao longo da coluna de água. Utilizando o software padrão do fornecedor SeaBird (SEASOFT) os dados hidrográficos digitais foram processados e convertidos em profundidade, temperatura potencial (θ) (ITS-90), salinidade (PSS-78) e densidade potencial (*sigma-*θ). As calibrações realizadas nos sensores utilizados estão detalhadamente discutidas em Absy (2003).

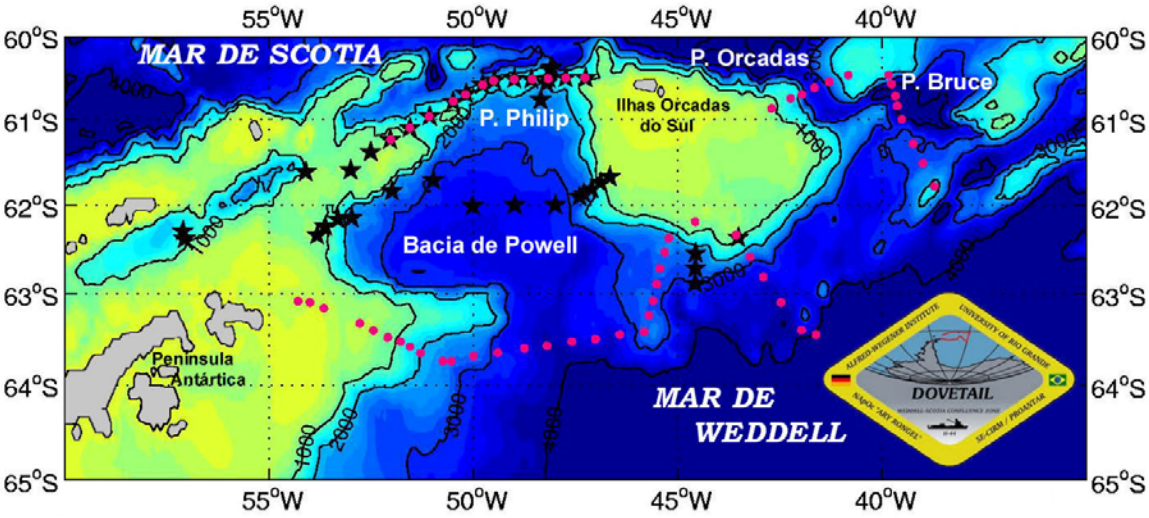


Figura 4 – Mapa batimétrico (ETOPO5) da área de estudo do projeto DOVETAIL. Estão indicadas as estações oceanográficas coletadas nos cruzeiros ARXVIII (●) e ARXIX (★).

2.2 Método de Análise

A circulação oceânica tem sido estudada através de “métodos inversos" há vários anos. Apesar deste termo incluir uma ampla variedade de técnicas, todos os métodos inversos combinam observações oceanográficas com modelos teóricos oceânicos, que se baseiam em leis físicas de dinâmica de fluidos, para estimar fatores da circulação. O estudo da circulação de meso a larga escala oceânica pode ser bem resolvido através da aproximação geostrófica que representa, de forma linear, as principais forçantes (rotação da terra e gradiente de pressão) que dominam o movimento oceânico nessas escalas. Na teoria inversa assume-se o oceano em balanço geostrófico e hidrostático, de forma que os gradientes verticais de velocidade horizontal podem ser calculados a partir

de gradientes horizontais de densidade usando a equação do vento térmico, e que sobre extensas áreas do oceano o fluxo de massa normal às superfícies isopicnais seja pequeno (Wunsch, 1977; Roemmich, 1981). A componente baroclínica é informada ao sistema e a velocidade barotrópica pode ser estimada pelo modelo inverso discretizado em sistemas lineares de equações, permitindo a determinação da velocidade absoluta. Um fator essencial da teoria inversa é a linearidade, que permite expressões explícitas para a solução de vários problemas inversos. As expressões permitem análises completas de propriedades estatísticas e analíticas das estimativas (Bennett, 1992).

Assumindo um fluxo oceânico em balanço geostrófico e hidrostático, *i.e.* usando as equações de balanço de quantidade de movimento básicas simplificadas (aproximação do plano ***f***, onde $f = 2\Omega\sin\varphi$, Ω a velocidade angular de rotação da Terra e φ a latitude); aproximação de Boussinesq[*]; equação do estado da água do mar; $\partial u/\partial t = \partial v/\partial t = \partial w/\partial t = 0$; sem forças externas), obtêm-se para as equações do movimento:

$$f\,u = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial y} \tag{1}$$

$$-f\,v = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x} \tag{2}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \tag{3}$$

Onde ρ_0 é a densidade média do oceano, ***p*** a pressão, ***f*** o parâmetro de Coriolis, ***u*** e ***v*** as velocidades horizontais para leste e norte, respectivamente, ***g*** a aceleração gravitacional e ***x***, ***y*** e ***z*** as coordenadas horizontais e a vertical, respectivamente. Estas equações podem ser derivadas em relação a ***z*** e rearranjadas dentro da equação do vento térmico (desde que ***f*** e ρ_0 não variem em ***z*** e que a propriedade ***p*** tenha uma distribuição espacial tal que os cizalhamentos verticais são independentes de ***x*** e ***y***):

[*] A aproximação de Boussinesq permite substituir a densidade ρ por seu valor médio ρ_0, exceto onde a densidade aparece multiplicada por ***g***, ou seja, na equação do balanço hidrostático.

$$f\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial y} \tag{4}$$

$$f\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial x} \tag{5}$$

As equações (4) e (5) representam gradientes verticais de velocidade horizontal balanceados por gradientes horizontais de densidade. Este procedimento permite calcular velocidades geostróficas a partir de dados de densidade da água. Através da diferença de densidade $\partial\rho$ entre duas estações hidrográficas e integrando a equação (5), por exemplo, à uma profundidade z e iniciando em um nível de referência arbitrário z_0, obtêm-se a velocidade normal ao par de estações:

$$a(y) = \frac{g}{\rho f}\int_{z_0}^{z}\frac{\partial \rho}{\partial x}\partial z + c = r + c \tag{6}$$

Onde c é a velocidade de referência (barotrópica) e r é a velocidade relativa (baroclínica). O conhecimento da velocidade $a(x,y)$ em z determina c e resulta em uma velocidade absoluta. O conhecimento de c, entretanto, normalmente é um problema porque esta não pode ser determinada a partir da distribuição de massa.

A velocidade barotrópica pode ser determinada por métodos inversos discretizados em sistemas lineares de equações. Um modelo prognóstico (“forward problem”), utiliza parâmetros fornecidos e um modelo do processo (geralmente equações diferenciais) para derivar uma única solução como uma descrição válida da situação. O método inverso inverte este processo para obter uma solução. A descrição da situação é feita por observações oceanográficas, e um modelo é usado para determinar os parâmetros desconhecidos. Entretanto, o resultado obtido com este método não tem apenas uma solução mas sim várias soluções possíveis. Para determinar a circulação em uma bacia fechada o método inverso requer apenas duas constantes, a

geostrofia e a conservação da massa. Sendo o parâmetro desconhecido a velocidade barotrópica, que é determinada usando essas duas constantes e/ou mais constantes para conservação de parâmetros hidrográficos como salinidade, silicato e outros. Um simples sistema de equações acopladas pode ser formulado com superfícies de camada que separam parcelas de fluido adjacentes. As constantes resultam em um sistema linear de equações:

$$\mathbf{A\,x = b} \tag{7}$$

Onde **A** é uma matriz *m*x*n* com elementos $\mathbf{A_{ij}}$, **b** é um vetor coluna resultante do perfil de velocidade relativa e **x** é um vetor de *n* parâmetros do modelo. Uma solução para o sistema existe se é possível inverter a matriz **A**. Quando isto não é possível a solução pode ser encontrada através de uma decomposição matricial, usando o método de Decomposição de Valor Singular (SVD) (Lanczos, 1961). A solução do sistema linear de equações minimiza a variância da incógnita **x** ($\mathbf{x^T x}$), onde **x** é o vetor de velocidade de referência desconhecido (Schodlok & Tomczak, 1997). Esta minimização implica que a solução não está muito distante de sua distribuição inicial. Uma extensa discussão sobre o SVD pode ser encontrada em Lawson & Hanson (1974), esta técnica será melhor discutida no próximo subcapítulo que descreve a modelagem inversa de caixa.

2.2.1 Modelo Inverso de Caixa

Wunsch (1977) foi quem primeiro introduziu a técnica do método inverso de caixa (“box inverse methods”) na oceanografia física. Este método envolve a divisão do oceano em regiões ou ‘caixas’ delimitadas por seções hidrográficas e massas de terra. As propriedades dos dados físicos (*e.g.* massa, sal e calor) e velocidades geostróficas relativas (baroclínicas) nas seções hidrográficas definem as propriedades do fluxo

perpendicular às faces das caixas. Um conjunto de equações de conservação para o fluxo de cada propriedade pode ser definido, e uma solução inversa para este conjunto de equações fornece a velocidade barotrópica estimada. Desta forma, o objetivo principal de usar o método inverso de caixa é determinar uma estimativa para velocidades absolutas e transporte de propriedades entre as faces de todas as caixas e então propiciar informações da circulação geral do oceano.

2.2.1.1 Formulação do Modelo de Caixa

A teoria e as fórmulas matemáticas do modelo inverso de caixa têm sido bem discutidas por Wunsch (1977, 1978). Cada região ou 'caixa' do oceano pode ser delimitada verticalmente em uma série de camadas limitadas pela superfície do mar, o fundo oceânico (como limites externos) e L níveis de superfície (limites internos). Estes níveis de superfícies podem ser superfícies equipotenciais, superfícies isopicnais, ou algum outro tipo de superfície que defina as camadas na quais se pretende conservar as propriedades como massa, salinidade e temperatura. A equação de conservação para uma propriedade i em uma camada l somada sobre J pares de estações hidrográficas é dada por:

$$\sum_{j=1}^{J} \Delta d_j \delta_j \int_{P_l}^{P_{l-1}} C_{ij}(r_j + c_j)dp = 0 \qquad (8)$$

Onde Δd_j é a distância entre estações hidrográficas adjacentes, C_{ij} é o valor da propriedade por unidade de volume (concentração), r_j é a velocidade geostrófica relativa a um nível de referência, c_j é a velocidade desconhecida no nível de referência e P_l, P_{l-1} são as pressões de superfície de nível definindo a camada l^{th}. A unidade normal $\delta = 1$ é escolhida de forma que um valor positivo representa o fluxo para dentro da camada. A equação (8) pode ser reescrita como:

$$\sum_{j=1}^{J} \Delta d_j \delta_j \int_{P_l}^{P_{l-1}} C_{ij}\, dp\; c_j \;=\; -\sum_{j=1}^{J} \Delta d_j \delta_j \int_{Pl}^{P_{l-1}} C_{ij}\, r_j\, dp \qquad (9)$$

Onde o lado esquerdo é o transporte pelo fluxo barotrópico (ou de referência), e o lado direito é o transporte baroclínico (ou relativo). Um sistema de equações pode então ser escrito com equações para cada propriedade em cada uma das **L+1** camadas, tendo assim um conjunto de **L+1** equações simultâneas para cada propriedade. Onde a equação adicional **L+1**, que é derivada pela soma de camadas, representa o transporte total de uma propriedade através das seções hidrográficas. Estas equações podem ser escritas na forma matricial:

$$\mathbf{A^B\, x^B = b^B} \qquad (10)$$

Onde,

$$A_{ij}{}^{B} = \Delta d_j \delta_j \int_{P_l}^{P_{l-1}} C_{ij}\, dp$$

$$b_j{}^{B} = -\sum_{j=1}^{J} \Delta d_j \delta_j \int_{P_l}^{P_{l-1}} C_{ij} r_j\, dp \qquad (11)$$

Sendo que a equação (9) considera apenas o fluxo lateral ao longo da camada e através dos lados da caixa. Para incluir o fluxo vertical, entre camadas, é necessária a adição de mais termos na equação (Morgan, 1994).

2.2.1.2 Pesando o Sistema

A matriz $\mathbf{A}_{mxn}$ em (10) representa um sistema de equações onde *m* é o número de equações e *n* é o número de incógnitas. A ênfase relativa das *m* equações em (10) pode ser modificada pelo peso aplicado as linhas de $\mathbf{A}_{mxn}$. Da mesma forma, a ênfase relativa

das *n* incógnitas pode ser modificada pelo peso das colunas de $\mathbf{A}_{mxn}$. Se $\mathbf{W^R}_{mxm}$ e $\mathbf{W^C}_{nxn}$ (matrizes diagonais) denotam o peso das linhas e colunas da matriz, respectivamente, então a equação (10) pode ser transformada dentro do sistema pesado (Wunsch, 1978):

$$\begin{aligned} (\mathbf{W^R\, A})\, \mathbf{x} &= \mathbf{W^R\, b} \\ \mathbf{A'\, x} &= \mathbf{b'} \end{aligned} \tag{12}$$

$$\begin{aligned} \mathbf{A'\, W^C\, (W^C)^{-1}\, x} &= \mathbf{b'} \\ \mathbf{A''\, x'} &= \mathbf{b'} \end{aligned} \tag{13}$$

A matriz $\mathbf{W^R}_{mxm}$ considera e resolve o problema de que os coeficientes da matriz **A** são derivados de diferentes parâmetros que têm diferentes unidades. Por exemplo, existe uma diferença no transporte de massa e sal, para a água do mar de salinidade 35, de 0.035. Isto é ajustado pelo escalonamento com o valor médio de cada respectivo parâmetro. Os elementos da matriz $\mathbf{W^C}$ refletem a área entre pares individuais de estações, o que resulta numa minimização dos valores de transporte ao invés dos de velocidades. O peso proporcional ao inverso da área significa uma correção nos pares de estações com profundidades rasas. O resultado é que o mesmo transporte por unidade de área é obtido, *i.e.* as maiores velocidades são esperadas em pares de estações rasas. Um sistema completamente determinado não é influenciado pelo esquema de peso porque tem apenas uma única solução. O efeito do peso se torna mais proeminente em sistemas altamente indeterminados, onde o peso seletivo de equações se torna importante. O peso então determina quais equações são usadas em preferência a outras (Schodlok & Tomczak, 1997).

2.2.1.3 Resolvendo o Sistema

A equação (13) é geralmente um sistema indeterminado *m*x*n* onde existem menos equações do que incógnitas ($m<n$). Para encontrar uma solução adequada para o

sistema é aplicado então a solução SVD que decompõe a matriz **A''** em $\mathbf{A}^{\mathbf{SVD}}$ (Lanczos, 1961; Wunsch, 1978, 1996):

$$\mathbf{A}_{mxn}{}^{\mathbf{SVD}} = \boldsymbol{U}_{mxk}\, \boldsymbol{S}_{kxk}\, \boldsymbol{V}^{\boldsymbol{T}}{}_{kxn} \qquad (k \leq m < n) \tag{14}$$

E procura uma solução que minimiza a função objetiva (resíduo e resolução):

$$\boldsymbol{J} = (\mathbf{A}^{\mathbf{SVD}}\mathbf{x} + \mathbf{b})^{\mathbf{T}}\, (\mathbf{A}^{\mathbf{SVD}}\mathbf{x} + \mathbf{b}) + \mathbf{x}^{\mathbf{T}}\mathbf{x} \tag{15}$$

As colunas da matriz $\boldsymbol{U}$ (u_1) e da matriz $\boldsymbol{V}$ (v_1) são chamadas auto-vetores (vetores coluna ortonormais). $\boldsymbol{S}$ é a matriz diagonal dos valores singulares de $\mathbf{A}^{\mathbf{SVD}}$ e seus elementos diagonais (λ_1) são chamados auto-valores do sistema, *k* é a classificação efetiva ('rank') de $\mathbf{A}^{\mathbf{SVD}}$. Roemmich (1979) discute que, em teoria, se a matriz $\mathbf{A}^{\mathbf{SVD}}$ tem *k* linhas linearmente independentes (classificação efetiva ($\mathrm{A}^{\mathbf{SVD}}$) = *k*), então somente *k* dos valores singulares são diferentes de zero. Mas que na prática, devidos aos ruídos na matrix $\mathbf{A}^{\mathbf{SVD}}$, valores singulares que deveriam ser zero são na verdade pequenos valores positivos. A classificação *k* da matriz $\mathbf{A}^{\mathbf{SVD}}$ é reduzida se algumas equações são linearmente dependentes. Isto reduz o número de equações que contribuem para a solução do sistema. A informação sobre a resolução e estabilidade da solução que é recebida depende da quantidade de informação usada na montagem inicial do problema. A resolução aumenta de acordo com a quantidade de informação independente, seja na forma de dado ou de relações físicas, que contribue para a solução. Se, entretanto, a informação adicionada difere de outra informação somente no conteúdo de ruídos (ruído de dados ou física inapropriada) então nenhuma resolução adicional é arquivada, o que força o problema ser mais altamente resolvido simplesmente diminuindo a estabilidade da solução. A estabilidade diminui quando muito pequenos auto-valores são usados. Neste caso pelo menos uma linha (equação) da matriz $\mathbf{A}^{\mathbf{SVD}}$ é uma combinação linear de outras linhas (equações). Isto leva a largas amplitudes para o correspondente auto-vetor

e a solução se torna dominada por ruídos (Schodlok & Tomczak, 1997). A solução para (10), (12) ou (13) é obtida com a multiplicação esquerda pela inversa de Moore-Penrose ($\boldsymbol{V S^{-1} U^T}$) (Wunsch, 1978, 1996):

$$\begin{aligned} \hat{\mathbf{x}}'_{n\text{x}1} &= (\boldsymbol{V}_{n\text{x}k}\ \boldsymbol{S^{-1}}_{k\text{x}k}\ \boldsymbol{U^T}_{k\text{x}m})\ \mathbf{b}'_{m\text{x}1} \\ \hat{\mathbf{x}}_{nx1} &= \mathbf{W^C}_{n\text{x}n}\ \hat{\mathbf{x}}'_{n\text{x}1} \end{aligned} \tag{16}$$

A solução para o vetor velocidade barotrópica pode ser então representada por (Schodlok & Tomczak, 1997):

$$\vec{x} = \sum_{l=1}^{k} \frac{u_1\,(-b)}{\lambda_1} v_1 \tag{17}$$

Onde k é a classificação efetiva da matrix $\mathbf{A^{SVD}}$ e u_1 e v_1 são os auto-vetores das matrizes $\boldsymbol{U}$ e $\boldsymbol{V}$. A classificação efetiva significa que somente k das m linhas da matriz são consideradas serem linearmente independentes na presença de ruídos na solução (Roemmich, 1979). Isto envolve um fundamental cuidado entre optar pela abilidade na resolução da solução ou pela variância de erro da mesma. De acordo com o "tradeoff" de Roemmich (1981), o aumento de k significa a inclusão de auto-valores adicionais e seus auto-vetores associados, e tem o efeito de que as constantes sejam satisfeitas de maneira mais exata. Entretanto, isto resulta em velocidades de referência mais altas em pequenas escalas de movimento que não são bem determinadas pelos dados. Desta forma, portanto, a variância das soluções e do erro também aumenta com o aumento de k. Segundo o autor existe uma variação de valores de k onde a solução varia muito pouco e esta seria então a solução ótima, com respeito ao cuidado nas opções, porque como k aumenta mais adiante a resolução melhora apenas um pouco enquanto que o ruído começa a aumentar rapidamente. A escolha da classificação determina o número de auto-valores 'SVD' que são usados para calcular a solução **x**. Uma alta classificação significa pequenos auto-valores (λ_1). Se algumas equações não são linearmente

independentes, *i.e.* a solução é deficiente em classificação ($k<n$), auto-valores tendem a serem pequenos e muito próximos de zero (Schodlok & Tomczak, 1997). Roemmich (1980) destaca também, para a escolha de k, que seja observada a variação das soluções possíveis em diferentes níveis de referência definidos para o problema pois isto serve como uma indicação das soluções efetivamente possíveis.

2.2.1.4 Diagnósticos

Para avaliar o quão bem a solução resolve as incógnitas deve-se analisar a matriz de resolução do modelo $\mathbf{VV^T}$ na equação:

$$\hat{\mathbf{x}} = (\mathbf{VV^T})\, \mathbf{x}_{\text{verdadeiro}} \tag{18}$$

Similarmente, a resolução de cada equação é dada pela matriz de resolução da equação $\mathbf{UU^T}$ em:

$$\hat{\mathbf{b}} = (\mathbf{UU^T})\, \mathbf{b}_{\text{verdadeiro}} \tag{19}$$

A infinidade de soluções possíveis são todas compatíveis com a física imposta pelo método. Todas devem ser consideradas estados possíveis do oceano real até que dados adicionais ou novas constantes sejam introduzidas (Roemmich, 1979). Entretanto, um conjunto de k equações linearmente independentes fornecem uma única determinação de k combinações lineares dos elementos da solução. Em alguns problemas, estes resultados têm uma simples e útil interpretação. As matrizes de resolução auxiliam no diagnóstico dos resultados de qualquer solução. As colunas da matriz $\mathbf{VV^T}$ representam a melhor aproximação da solução, em um sentido de menor erro quadrático. As colunas medem o grau em que pares individuais de estação podem serem resolvidos usando combinações lineares de auto-vetores (Wiggins, 1972). $\mathbf{VV^T}$ é um indicador do quão bem o modelo resolve o problema, atuando como um filtro linear em **x**. Somente a velocidade de referência é um produto da suavização pelo operador linear $\mathbf{VV^T}$. As velocidades relativas são computadas a partir dos dados hidrográficos

através da equação do vento térmico, estando perfeitamente resolvidas mesmo que contendo erros de medição ou efeitos ageostróficos. $\mathbf{UU^T}$ mostra quais equações contribuem efetivamente para a solução. Por exemplo, os elementos diagonais de $\mathbf{UU^T}$ fornecem informações relativas ao conteúdo das equações individualmente (Wunsch, 1978, 1996; Roemmich, 1980). No trabalho de Roemmich (1980) as camadas verticais com autos valores diagonais de $\mathbf{UU^T}$, indicadores de equações quase linearmente independentes de outras, foram subdivididas para obter informações adicionais nas camadas e as com baixos valores foram agregadas para aumentar a informação contida nas equações.

2.2.1.5 Aplicação

Uma das grandes vantagens do método inverso é que conhecimentos oceanográficos podem ser incorporados como constantes, e o método pode ser adaptado a estimar uma variedade de aspectos desconhecidos da circulação (ver Schlitzer, 1987, 1988; Tziperman & Hecht, 1988; Tziperman, 1988). Entretanto, na ausência de um bom conhecimento oceanográfico prévio da região a ser estudada, que forneça um resultado de base para ser comparado com a solução do método, torna-se difícil saber a acurácia do resultado obtido através da análise de dados "*in situ*" (McIntosh & Rintoul, 1997). Segundo esses autores, este conhecimento é importante para a escolha das constantes e incógnitas das equações a serem empregadas no método.

Neste trabalho será utilizado o modelo computacional DOBOX 4.2, este software foi desenvolvido para construir, em forma matricial, inverter e analisar modelos de caixa. Para mais detalhes sobre a formulação e uso do modelo, ver o manual ao usuário (CSIRO Marine Laboratories Report 225, Morgan, 1994). A performance do modelo será testada, inicialmente, na região da Passagem de Drake pela grande

quantidade de estudos já realizados e disponíveis na literatura. Posteriormente, o modelo será utilizado para estimar o fluxo de águas profundas na região noroeste do Mar de Weddell nos respectivos anos de estudo.

2.3 Triângulos de Fundo

O estudo do fluxo oceânico em regiões que apresentam uma topografia com elevações e depressões bem inclinadas inclui incertezas, principalmente quanto ao fluxo profundo, que dependem da consideração ou não dos triângulos de fundo ou de como for a aproximação da velocidade e valores de propriedades extrapolados nos mesmos. Alguns estudos, para preencher o transporte nesses triângulos, aplicam uma extrapolação constante da velocidade geostrófica mais profunda (Stramma *et al.*, 2002), ou então assumem que a velocidade mais profunda diminui linearmente até zero em direção ao fundo (Rhein *et al.*, 1998; Holfort & Siedler, 2001).

O fato de que nos modelos inversos as equações conservam fluxos de propriedades torna o problema dos triângulos de fundo ainda mais delicado, pois além de uma aproximação da velocidade geostrófica é necessário também um método de extrapolação das propriedades a serem conservadas. Por esse motivo, principalmente, poucos estudos inversos citam metodologias para preencher o transporte de propriedades nesses triângulos. No trabalho de Ganachaud (1999) são aplicados alguns métodos que trabalham com as propriedades e a geometria dos triângulos, sendo alguns parecidos ao método descrito por Wunsch (1996) que também é testado no trabalho. Roemmich & Wunsch (1985) sugerem o mapeamento dos dados de propriedades nos triângulos.

No modelo inverso de caixa DOBOX 4.2 não há uma implementação para resolver essa questão dos triângulos de fundo. Os transportes são calculados relativos à última profundidade em comum entre cada par de estação. Sendo assim, e como a

região noroeste do Mar de Weddell é composta de profundas fendas com inclinações relativamente altas, neste trabalho serão descritos e testados os métodos de preenchimento dos triângulos de fundo citados acima, e dependendo dos resultados encontrados propõe-se também o desenvolvimento de novas metodologias para resolver essa questão.

3. TESTES E APLICAÇÕES DO MODELO INVERSO DE CAIXA

Para o desenvolvimento da tese foi necessária uma fase inicial de testes do modelo inverso de caixa DOBOX 4.2 com o objetivo de aprender o seu funcionamento e analisar sua performance, podendo assim também desenvolver possíveis implementações no mesmo. A região da Passagem de Drake, entre a América do Sul e a Península Antártica, foi escolhida para a aplicação do modelo por ser uma das regiões oceânicas mais estudadas e caracterizadas do Oceano Austral e ter uma dinâmica governada fortemente pela geostrofia. Além disso, o Estreito da passagem conta com limites de borda zonais estabelecidos pelas margens continentais da Antártica e América do Sul, facilitando assim a análise de fluxo da Corrente Circumpolar Antártica (**CCA**) que é predominantemente direcionado para leste. Ademais dessas características, a proximidade com a região noroeste do Mar de Weddell confere algumas semelhanças hidrográficas cujo conhecimento irá auxiliar também na análise do tema principal do trabalho.

3.1 Teste da Performance do Modelo na Passagem de Drake

O Oceano Austral além de ser uma das maiores fontes de águas profundas e de fundo do oceano mundial, tem sua importância destacada pelo aspecto cicumpolar, tendo conexão com todos os outros oceanos. A fim de melhorar o conhecimento oceanográfico do Oceano Austral foi desenvolvido o programa International Southern Ocean Studies (ISOS) na década de 70, e em 1975 iniciaram-se pesquisas de longa duração destinadas a estudar a dinâmica da **CCA**. Este programa tinha como objetivo central medir e descrever a estrutura interna da corrente e determinar o seu transporte. A **CCA** é a única corrente oceânica verdadeiramente global, conectando as três maiores bacias oceânicas do Hemisfério Sul, e se difere de outras correntes de grande escala pois o oceano nessa latitude não tem barreiras meridionais. Transportes na **CCA** fornecem ***Água Intermediária Antártica*** (**AAIW**) e **AABW** para os oceanos Atlântico, Pacífico e Índico e contribuem no balanço de anomalias de propriedades dentro destes oceanos (Whitworth, 1983).

Além destas questões, o conhecimento do transporte da **CCA** e sua variabilidade seriam usados na formulação do correto balanço dinâmico, assim como, no desenvolvimento e testes de modelos de circulação oceânica (Nowlin *et al.*, 1977). Devido a largura da corrente e a dificuldade em se determinar seu limite oceânico ao norte os estudos foram focados nas regiões de passagem da corrente, como na Passagem de Drake que separa a América do Sul da Antártica e na passagem entre a Austrália e a Antártica. Desta forma, foram desenvolvidos numerosos estudos para determinar o transporte da **CCA** principalmente na Passagem de Drake a fim de ter uma estimativa mais precisa desta variável. A importância de uma estimativa mais precisa foi destacada no sentido de que os modelos de circulação da **CCA** são usualmente avaliados em

termos de sua acurácia em predizer o transporte através da Passagem de Drake (Munk & Palmen, 1951; Fofonoff, 1955; Gill & Bryan, 1971; Gent *et al.*, 2001).

A **CCA** possui um fluxo predominante em direção a leste, devido aos fortes ventos provenientes de oeste que atuam transferindo energia e momentum máximos na proximidade dos 50°S (Trenberth *et al.*, 1990), e tem seus limites hidrográficos definidos ao norte pela Frente Subtropical (**FST**, *e.g.* Clifford, 1983; Hofmann, 1985) e ao sul pelo Limite Sul da Corrente Circumpolar Antártica (**LSCCA**, *e.g.* Orsi *et al.*, 1995). Estas limitações separam o regime da corrente dos regimes subtropicais e subpolares, respectivamente. Associado a este fluxo há uma elevação inclinada em direção ao sul das isotermas e isohalinas que não é uniforme, porém apresenta uma série de padrões de elevação bem nítidos (*e.g.* Deacon, 1937). Faixas com elevados gradientes horizontais de densidade caracterizam as frentes da corrente que estão associadas com fortes velocidades superficiais (Nowlin *et al.*, 1977). Conforme esses autores a **CCA** mais do que uma simples corrente monolítica, consiste de três frentes que separam quatro distintas massas de água. Na Passagem de Drake estas frentes ocupam cerca de ¾ do transporte baroclínico (relativo a 2500 db) da corrente, enquanto que ocupam somente 19% da largura da passagem (Nowlin & Clifford, 1982). As frentes estão frequentemente bem meandradas (Legeckis, 1977), podendo originar eddies isolados (Bryden, 1983), e suas posições podem variar próximo de 200 km dentro dos 700 km de largura da Passagem de Drake (Whitworth, 1980).

Seguindo a nomenclatura dada por Orsi *et al.* (1995), do sul para o norte encontra-se a Frente da **CCA** Sul (**FCCAS**), a Frente Polar (**FP**) e a Frente Subantártica (**FSA**). Neste trabalho os autores nomeiam, ao sul da **FCCAS**, o **LSCCA** que representa o limite entre a ***Água Profunda Circumpolar Superior*** (**UCDW**), a única massa de água encontrada exclusivamente na **CCA** e que portanto caracteriza sua extensão, e as águas subantárticas do regime subpolar. Brandon *et al.* (2004) destacam que as

localizações destas frentes são regionalmente importantes pois estudos têm mostrado que elas podem ser muito significantes no transporte de material biológico (Hofmann *et al.*, 1998; Murphy *et al.*, 1998; Tynan, 1998; Naganobu *et al.*, 1999; Thorpe *et al.*, 2002). Entretanto com exceção da **FP**, que tem um extenso sinal superficial que é facilmente observado por satélite (Moore *et al.*, 1997, 1999), a localização das frentes tem sido determinada em larga escala pela interpretação histórica de dados hidrográficos não sinóticos (Orsi *et al.*, 1995).

Whitworth (1983) destaca que antes da variabilidade espacial das frentes ser amplamente reconhecida, tentativas de medir o transporte da **CCA** na Passagem de Drake resultaram em estimativas com uma considerável variação de valores: Reid & Nowlin (1971) calcularam um transporte de 237 Sv, enquanto que a estimativa de Foster (1972) foi de –15 Sv (oeste). Estimativas posteriores, realizadas com medidas diretas de longa duração como parte do programa ISOS, apresentaram resultados mais compatíveis: 124 Sv, com uma variação entre 107 e 143 Sv (Nowlin *et al.*, 1977); 117, 144 e 137 Sv (Whitworth *et al.*, 1982); 123 ± 10.5 Sv (Whitworth & Peterson, 1985). Para mais detalhes sobre as condições adotadas e métodos de análise nestes trabalhos citados ver Peterson (1989). Nowlin & Klinck (1986) revisaram as estimativas realizadas (ISOS) registrando um transporte médio de 134 ± 13.4 Sv da **CCA**. Em um estudo geostrófico com dados históricos Orsi *et al.* (1995) encontrou um transporte baroclínico relativo a 3000 m de 97 Sv na passagem. No trabalho de Cunningham *et al.* (2003) foi encontrado um transporte baroclínico da **CCA** relativo a 3000 m de 107.3 ± 10.4 Sv, com variações entre 75 e 118 Sv, referente a dados entre 1975 a 2000. Foi feita também uma revisão dos estudos publicados a partir do programa ISOS e os autores encontram um valor médio de transporte absoluto anual (1979-1980) da **CCA** de 134 ± 11.2 Sv, próximo do valor de 135 Sv obtido no estudo inverso de Sloyan & Rintoul (2001), e enfatizam que a variabilidade baroclínica tem também uma importante

contribuição na variabilidade da corrente. No mesmo trabalho os autores calculam um transporte baroclínico relativo ao fundo de 136.7 ± 7.8 Sv, referente a dados hidrográficos amostrados (1993-2000) pelo programa WOCE. Sendo que o transporte da **CCA** é carregado em dois jatos principais, a **FP** com 57.5 ± 5.7 Sv e a **FSA** com 53 ± 10 Sv. Ao sul da **CCA** a Corrente Circumpolar Antártica Sul (**FCCAS**) transporta 9.3 ± 2.4 Sv. Entre a **FCCAS** e a **FP** foi evidenciado um padrão de circulação com eddies transportando na ordem de 10 Sv. Neste período dos dados a **FP** foi encontrada em duas latitudes separadas por 90 km, os autores relacionam esta distribuição bimodal a variações na circulação e nas propriedades da **AABW**. Da mesma forma, Naveira Garabato *et al.* (2003) mencionam um fluxo predominante carregado pela **FP** (80 Sv) e a **FSA** (31 Sv), dentro de um transporte absoluto de 143 ± 13 Sv da corrente.

3.1.1 Metodologia e Análise dos Resultados

Para analisar o transporte da **CCA** na Passagem de Drake foram utilizados dados hidrográficos coletados no Oceano Austral durante os experimentos do programa WOCE, e que são disponibilizados para domínio público pelo projeto WHPO[1] (WOCE Hydrographic Program Office). Os dados analisados são referentes ao período entre 08 de novembro a 12 de dezembro de 1994. Para aplicação no modelo inverso foi esquematizada uma caixa fechada por duas seções hidrográficas e dois limites continentais (Fig. 5). Através da observação dos perfis verticais de temperatura potencial (θ) e salinidade procurou-se determinar as posições das frentes da **CCA** nas seções hidrográficas (Fig. 6), segundo os valores destas propriedades indicadoras citados no trabalho de Orsi *et al.* (1995) (Tabela 1). Os valores de oxigênio citados pelos autores (ausentes na tabela 1) não puderam ser utilizados pois na seção **A** esta amostragem não foi realizada conforme consta no WHPO.

[1] WHPO Project (website: http://whpo.ucsd.edu)

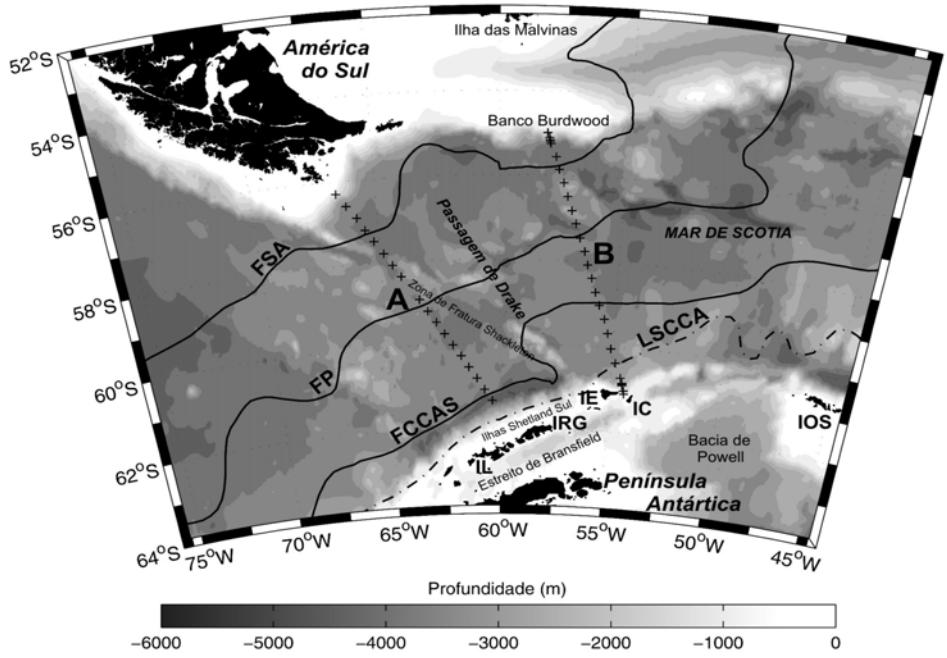


Figura 5 – Mapa batimétrico da Passagem de Drake com as estações oceanográficas amostradas durante o programa WOCE 1994 (+). As seções hidrográficas **A** e **B**, mais os limites continentais (topografia em branco) delimitam a geometria da caixa utilizada no modelo inverso. Estão representadas as frentes determinadas pelo estudo histórico de Orsi *et al*. (1995): Frente Subantártica (**FSA**), Frente Polar (**FP**), Frente da Corrente Circumpolar Antártica Sul (**FCCAS**); e o Limite Sul da **CCA** (**LSCCA**) que representa o limite em extensão ao sul da **UCDW** conforme os autores. Ilhas Orcadas do Sul (**IOS**), Ilha Clarence (**IC**), Ilha Elefante (**IE**), Ilha Rei George (**IRG**), Ilha Livingston (**IL**).

Tabela 1 – Propriedades indicadoras das frentes da **CCA** conforme Orsi *et al*. (1995).

FSA:	θ > 4-5ºC em 400m, mais ao norte S < 34.20 em Z < 300m, mais ao sul
FP:	θ < 2°C ao longo da θ-*min* em Z < 200 m, mais ao sul θ-*min* (se presente) em Z > 200 m, mais ao norte θ > 2.2ºC ao longo da θ-max em Z > 800 m, mais ao norte
FCCAS:	θ > 1.8ºC ao longo da θ-*max* em Z > 500 m, mais ao norte θ < 0°C ao longo da θ-*min* em Z < 150 m, mais ao sul S > 34.73 ao longo da S-max em Z > 800 m, mais ao norte

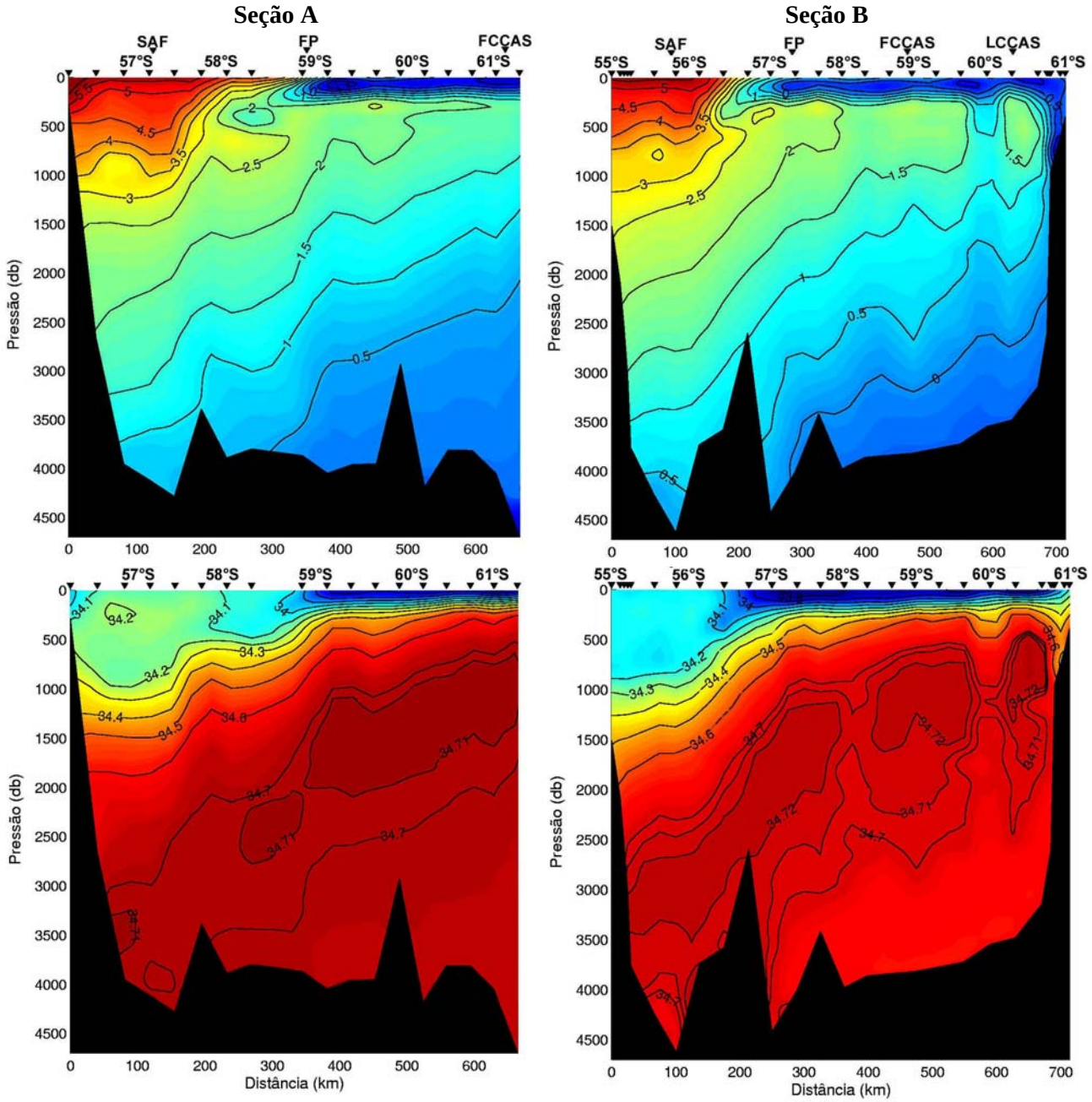


Figura 6 – Perfis verticais de temperatura potencial θ (°C) e salinidade nas seções hidrográficas **A** e **B** da Passagem de Drake. Estão indicadas as posições das frentes da **CCA** determinadas pelo estudo histórico de Orsi *et al*. (1995) e das estações hidrográficas (triângulo).

A seção **A** apresenta valores de temperatura potencial (θ) mais altos, principalmente abaixo de 500 m de profundidade, e mais deslocados em direção ao sul quando em comparação ao perfil de temperatura da Passagem de Drake apresentado no trabalho de Orsi *et al.* (1995). O campo de temperatura da seção **A** assemelha-se mais com o da seção *Melville* II (FDRAKE 75) apresentado por Nowlin *et al*. (1977) onde a

isoterma de 2ºC também se aproxima de 61ºS. Através destas obsevações e seguindo as indicações citadas na tabela 1 observa-se mais claramente que nesta seção a **FP** e a **FSA** também encontram-se um pouco deslocadas ao sul em relação às posições históricas, e não se nota um sinal marcante da **FCCAS**. Na seção **B** já não se observa este deslocamento ao sul das frentes conforme os perfis apresentados na figura 6. Em contrapartida, nessa seção não se nota uma separação tão nítida entre os padrões bandados de gradientes de densidade entre a **FSA** e a **FP**. No trabalho de Cunningham *et al.* (2003) a posição da **FP** na seção hidrográfica **B** foi determinada próxima dos 57.2ºS e do jato da **FSA**, como foi evidenciado ocorrer ocasionalmente. Os autores posicionaram a **FP** através da consideração do valor de transporte encontrado. A análise do transporte e das velocidades absolutas é uma maneira conveniente em se determinar estas posições conforme os autores e será utilizada neste teste para averiguar a performance do modelo também na caracterização dessas estruturas oceanográficas.

Para iniciar os testes no modelo inverso de caixa foram determinadas 10 configurações diferentes de modelo (**I**–**X**, Tabela 2), no intuito de analisar as soluções obtidas com a variação de diferentes condições que podem ser aplicadas no modelo DOBOX 4.2. Dentre essas condições destacam-se a divisão vertical da coluna de água em camadas, as propriedades de conservação, a aplicação de peso em linhas e colunas e a variação do nível de referência para testar a variação das soluções efetivamente possíveis. A discussão da performance de cada uma das configurações será descrita individualmente e os resultados mais relevantes serão ilustrados de maneira comparativa mais ao final do capítulo.

Inicialmente foi testado um modelo simples (**I**) conservando o fluxo de massa e sal em toda a coluna de água, tendo o nível mais profundo comum em cada par de estações como nível de referência visto que o transporte vertical da **CCA** tem predominantemente a mesma direção. O resultado para este modelo simples foi muito

Tabela 2 – Modelos configurados para testar as diferentes condições do modelo DOBOX 4.2.

Modelos	Camadas verticais	Propriedades de conservação	Nível de referência	Pesos Aplicados
I	1	massa sal	Nível mais profundo	-
II	1	massa sal	Nível mais profundo	Linhas e colunas
III	9	massa sal	Nível mais profundo	-
IV	9	massa sal	Nível mais profundo	Linhas e colunas
V	9	massa sal calor	Nível mais profundo	-
VI	9	massa sal calor	Nível mais profundo	Linhas e colunas
VII	9	massa sal	**LCDW/WSDW**	-
VIII	9	massa sal	**LCDW/WSDW**	Linhas e colunas
IX	9	massa sal calor	**LCDW/WSDW**	-
X	9	massa sal calor	**LCDW/WSDW**	Linhas e colunas

satisfatório em comparação com os já encontrados na literatura, havendo uma total conservação do fluxo de volume entre as seções **A** e **B** de 130.1 ± 0.8 Sv direcionado para leste. Como cada propriedade foi conservada em apenas uma equação, nesse modelo todas as equações fornecidas ao sistema foram utilizadas para a solução. No modelo seguinte (**II**) conservaram-se as mesmas propriedades, também em toda a coluna de água, e aplicou-se um peso nas linhas e colunas. Nas linhas foi aplicada a normalização do valor médio das propriedades em cada camada, pois a normalização é uma medida escalar que informa a magnitude dos elementos de cada matriz, e nas colunas foi aplicada a normalização da área entre cada par de estações. O esquema de peso não demonstrou muita influência sobre o transporte absoluto conservado entre as seções, encontrado agora como 129.7 ± 0.5 Sv, mas sim uma menor variância. Nesses

modelos de apenas uma camada a informação obtida para as velocidades barotrópicas também é muito fraca pois o número de equações fornecidas ao sistema é bem pequeno em relação as incógnitas que o problema procura resolver, sendo assim, a discussão sobre os resultados dessas velocidades será estabelecida e valorizada apenas com o aumento do número de equações do sistema.

A próxima etapa de teste foi então dividir a coluna de água em várias camadas verticais, sendo consideradas inicialmente 11 camadas para aplicação das equações de conservação das propriedades. Os limites das superfícies de separação das camadas verticais foram escolhidos com base no trabalho de Naveira Garabato *et al.* (2003) por serem os principais limites das massas de água encontradas nas seções hidrográficas **A** e **B.** Nesse estudo os autores utilizaram superfícies da variável densidade neutra γ^n, desenvolvida por Jackett & McDougall (1997), para a aplicação das equações de conservações de propriedades. As superfícies de densidade neutra têm sido amplamente utilizadas nos modelos inversos, e segundo Naveira Garabato *et al.* (2002b) estas são as superfícies mais apropriadas para estudos em modelos de circulação oceânica. As superfícies neutras foram estudadas por Pingree (1972), Ivers (1975), e Foster & Carmack (1976); enquanto que McDougall (1987) fez uma detalhada análise das propriedades destas superfícies. Estas foram então definidas por este autor em termos de gradientes de salinidade S e temperatura potencial (θ) na superfície neutra, enquanto que em McDougall & Jackett (1988) foi mostrado que $\beta\nabla S - \alpha\nabla\theta$ está na direção normal a estas superfícies, onde α e β são os coeficientes de expansão térmica e contração salina, respectivamente. Estas propriedades são de particular importância para traçar massas de água sujeitas a extremas variações de pressão. Desta forma, foi motivada a definição das superfícies neutras para o estudo em modelos de camadas verticais, visto que são superfícies perpendiculares ao vetor $\rho(\beta\nabla S - \alpha\nabla\theta)$. O cálculo computacional das superfícies de γ^n, desenvolvido por Jackett & McDougall (1997),

computa uma variável de densidade neutra localmente referenciada através de uma função que incorpora todos os termos não lineares na equação do estado da água do mar. O calculo é realizado em função de salinidade **S**, temperatura *in situ* **T** (°C), pressão (db), longitude e latitude e encontra-se disponibilizado pelos autores para domínio público através da World Wide Web (http://www.ml.csiro.au/~jackett/NeutralDensity).

Através do cálculo das superfícies de γ^n nas seções hidrográficas **A** e **B** notou-se que a massa de água mais superficial considerada por de Naveira Garabato *et al.* (2003) (**SASW**, ***Água Superficial Subantártica***), determinada segundo os autores por valores de γ^n menores que 26.8 kg.m^{-3}, estava presente apenas na primeira estação mais ao norte da seção **A**. E que algumas das outras estações já possuiam águas antes da superfície de limite inferior da **SAMW** (27.1 kg.m^{-3}). Sendo assim, as superfícies de γ^n de limite inferior da **SASW** (26.8 kg.m^{-3}) e superior da **SAMW** (26.9 kg.m^{-3}) consideradas inicialmente foram excluídas para aplicar a conservação das propriedades nas seções, e a divisão vertical aplicada nos modelos seguintes (**III**-**X**) constou de 9 camadas separadas pelas superfícies indicadas na tabela 3 e ilustradas na figura 7.

Tabela 3 – Definição das camadas verticais dos modelos (**III**-**X**) e suas respectivas massas de água características. ***Água Modal Subantártica*** (**SAMW**), ***Água Intermediária Antártica*** (**AAIW**)/***Água Superficial Antártica*** (**AASW**), ***Água Profunda Circumpolar Superior*** (**UCDW**), ***Água Profunda Circumpolar Inferior*** (**LCDW**) e ***Água Profunda do Mar de Weddell*** (**WSDW**).

Limites de camada	Interfaces γ^n (kg.m^{-3})	Massas de água
1	Superfície	**SAMW**
2	27.10	
3	27.20	**AAIW/**
4	27.50	**AASW**
5	27.60	**UCDW**
6	27.90	
7	28.00	**LCDW**
8	28.20	
9	28.26	**WSDW**
10	Fundo	

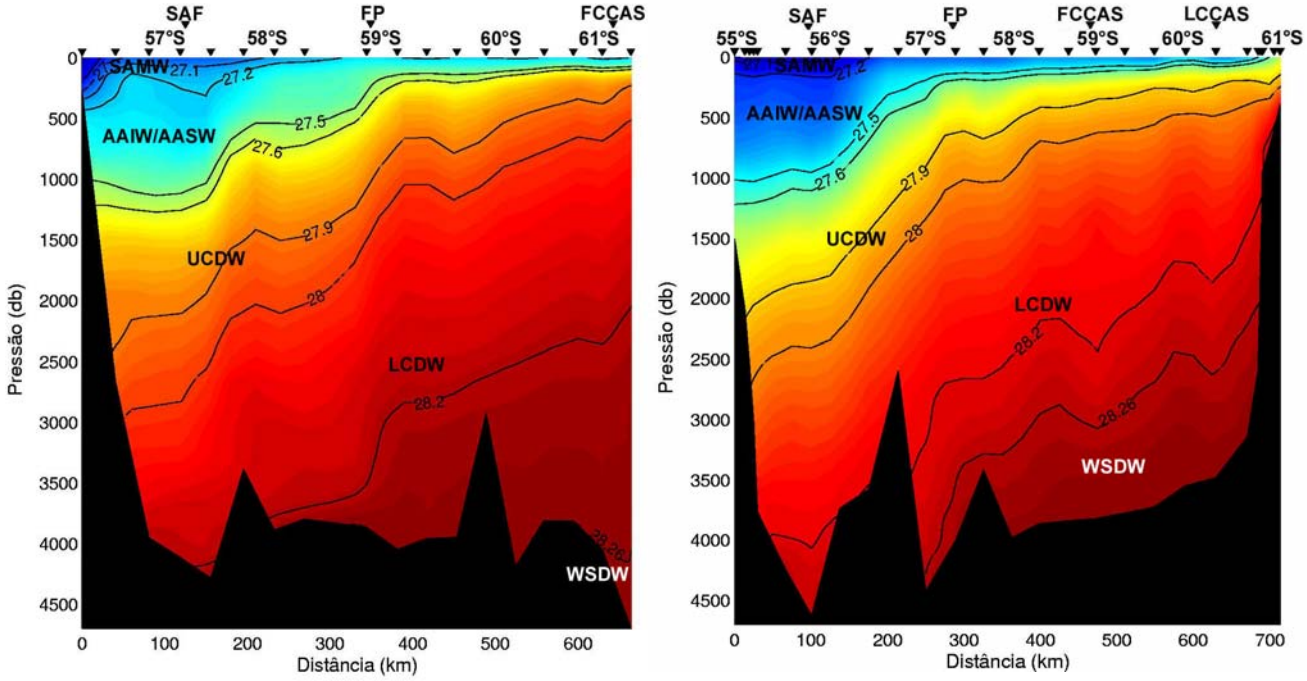


Figura 7 – Perfis verticais de densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) nas seções hidrográficas **A** e **B**. Estão indicadas as superfícies de separação das principais massas de água mencionadas na tabela 3.

Com a definição das camadas verticais foi testado então o modelo **III**, conservando massa e sal nas 9 camadas e sem a aplicação de peso ao sistema. As soluções de transporte absoluto (**TA**) se mantiveram estáveis até a classificação efetiva k = 6 com um transporte na seção **A** de 131.5 ± 1.2 Sv e em **B** de -131.2 ± 1.1 Sv (sentido negativo pela configuração da caixa, indica fluxo para fora) direcionados para leste. Entretanto, até a classificação 3 o fluxo profundo de **WSDW** foi direcionado para oeste e houve uma inversão deste fluxo nas classificações 4, 5 e 6 para leste. Considerando que para a escolha da classificação efetiva deve-se considerar um intervalo de soluções estáveis cujos resultados variem muito pouco (*e.g.* Roemmich, 1981), e que de acordo com a literatura existe um fluxo profundo para oeste ao sul da Passagem de Drake que transporta uma pequena quantidade de **WSDW** para o Oceano Pacífico (*e.g.* Nowlin & Zenk, 1988; Locarnini *et al.*, 1993; Orsi *et al.*, 1999), a

classificação k = 3 foi escolhida para representar as soluções possíveis do modelo. Esta escolha subjetiva refere-se ao "tradeoff" mencionado por Roemmich (1981), ou seja, com o aumento de k as constantes são melhor resolvidas e, conseqüentemente, a resolução do modelo aumenta (maiores valores nos elementos diagonais $\mathbf{VV^T}$), entretanto, isto também resulta no aumento das velocidades barotrópicas de referência e da variância do erro atribuído a solução. Neste caso pode-se observar que os elementos diagonais de $\mathbf{VV^T}$ (resolução do modelo para a solução) variaram muito pouco mantendo a ordem de grandeza de 0.1 ± 0.05, e os elementos diagonais de $\mathbf{UU^T}$ (resolução das equações) variaram de 0.1 ± 0.05 (k = 3) para 0.2 ± 0.09 (k = 6). Portanto, com o aumento de k o modelo conseguiu melhorar em 10% a resolução das equações (resolução varia de 0 a 1) mas também apresentou uma variância maior. Outra evidência desse efeito ("tradeoff") foi observado em **x** que começou a aumentar entre k = 3 e 6, mudando de ordem de grandeza nas classificações posteriores devido ao aumento dos ruídos atribuídos juntamente com o aumento de k. Após a classificação 6 torna-se muito nítido o aumento da variância na solução de transporte absoluto e entre os pares de estações, que passam a apresentar fluxos reversos na **CCA**. Utilizando a classificação elegida k = 3 o **TA** na seção **A** passa a ser 130.8 ± 1 Sv e em **B** 130.4 ± 1.1 Sv. Para discutir melhor o transporte entre as seções e nas camadas verticais foi testado o modelo **IV,** aplicando o peso em linhas e colunas nas mesmas condições do modelo anterior (**III**). Nas linhas foi aplicada a normalização do valor médio das propriedade em cada camada, e nas colunas a normalização da área entre cada par de estações. Optou-se também por atribuir nos próximos modelos um peso relativo igual a zero para o primeiro par de estações ao norte da seção **A**, pois este par não apresenta águas nas camadas estipuladas. Através da aplicação dos pesos foi possível observar como eles atuam 'filtrando' as velocidades barotrópicas, ou seja, diminuindo a variabilidade de **x** e fornecendo assim uma melhor solução (Fig. 8). Na seção **B**, principalmente, também

pode se observar como o filtro das colunas corrige as velocidades em estações mais rasas proporcionalmente com a área entre as estações.

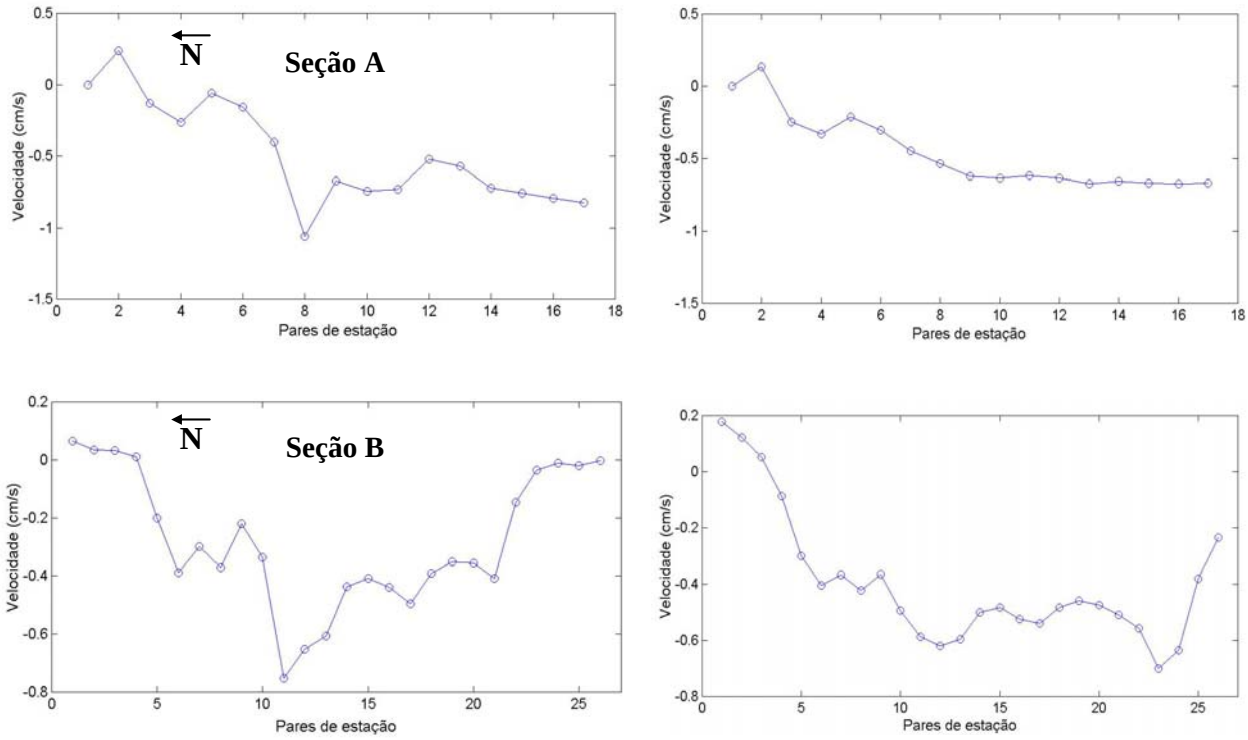


Figura 8 – Velocidades barotrópicas (cm/s) sem a aplicação de peso (modelo **III** – à esquerda) e com a aplicação (modelo **IV** – à direita) das seções hidrográficas **A** e **B**, respectivamente do painel superior para o inferior. Em ambos os modelos utilizou-se $k = 3$.

Em relação ao transporte absoluto pode-se observar que o peso atuou diminuindo a variabilidade das soluções. Utilizando $k = 3$ as soluções de **TA** na seção **A** variaram de 130.8 ± 1 Sv (modelo **III**) para 130.2 ± 0.5 Sv (modelo **IV**), e na seção **B** de -130.4 ± 1.1 Sv para –129.8 ± 0.6 Sv. Em contrapartida, é interessante observar que se for utilizado $k = 6$ a variabilidade das soluções já não diminui muito com a aplicação de peso. Pois com esta classificação as soluções na seção **A** variaram nos modelos **III** e **IV**, respectivamente de 131.5 ± 1.2 Sv para 131.3 ± 1.2 Sv; e na seção **B** de 131.2 ± 1.1 Sv para 130.9 ± 1.3 Sv. Em continuidade a etapa dos testes foi adicionada, então, as equações de conservação de calor de forma a fornecer mais informações ao sistema,

aumentando assim a resolução do modelo para resolver as mesmas (elementos da matriz $\mathbf{VV^T}$). Para isto utilizou-se as mesmas condições já aplicadas nos modelos **III** e **IV** para comparar os resultados. A classificação efetiva (solução que conserva **WSDW** para oeste) foi $k = 2$ no modelo **V** e obteve-se $k = 6$ no modelo **VI**, e as soluções de **TA** na seção **A** variaram de 130.3 ± 0.6 Sv para 128.7 ± 1.1 Sv, e na seção **B** de 129.8 ± 0.5 Sv para 130.1 ± 1.5 Sv nos respectivos modelos.

Para a análise final dos modelos foram então testadas as mesmas condições dos modelos **III**, **IV**, **V** e **VI** mudando o nível de referência para analisar a variabilidade das soluções e se estas apresentam as mesmas classificações efetivas. Foram testadas todas as superfícies entre camadas como nível de referência e apenas utilizando o limite entre a **LCDW** e a **WSDW** foi possível obter soluções coerentes com a dinâmica da **CCA**. Isto provavelmente se deve ao fato de que entre as outras massas de água e difícil estabelecer um nível de não movimento visto que seus transportes ocorrem na mesma direção. Os modelos **VII** e **VIII** apresentaram soluções próximas as dos modelos **III** e **IV** que apenas tinham um outro nível de referência. A seção **A** apresentou um fluxo de 128.9 ± 3 e 128.3 ± 3 Sv e a seção **B** de –128.4 ± 3.1 e –127.9 ± 3.2 Sv, respectivamente. Da mesma forma, os modelos **IX** e **X** apresentaram também resultados semelhantes aos encontrados nos modelos **V** e **VI** que tinham o nível mais profundo como referência. Nos respectivos modelos (**IX** e **X**) seção **A** apresentou um fluxo de 126.7 ± 3 e 126.3 ± 3 Sv e a seção **B** de –126.3 ± 3.2 e –127 ± 2 Sv. Os resultados mencionados dos modelos **I-X** encontram-se demonstrados na tabela 4.

Tabela 4 – Resultados obtidos para os modelos testados: número de equações da matriz de equação do modelo (**m**), classificação efetiva (*k*) e transporte absoluto (**TA**) nas seções **A** e **B**, respectivamente.

Modelos	**Camadas verticais**	**Propriedades de conservação**	**Nível de referência**	**m**	**(*k*)**	**Aplicação de pesos**	**Transporte (Sv)**	
							seção A	**seção B**
I	1	massa sal	Nível mais profundo	2	2	-	130.1	-130.1
II	1	massa sal	Nível mais profundo	2	2	Linhas e colunas	129.7	-129.7
III	9	massa sal	Nível mais profundo	20	3	-	130.8	-130.4
IV	9	massa sal	Nível mais profundo	20	3	Linhas e colunas	130.2	-129.8
V	9	massa sal calor	Nível mais profundo	30	2	-	130.3	-129.8
VI	9	massa sal calor	Nível mais profundo	30	6	Linhas e colunas	128.7	-130.1
VII	9	massa sal	**LCDW/WSDW**	20	3	-	128.9	-128.4
VIII	9	massa sal	**LCDW/WSDW**	20	3	Linhas e colunas	128.3	-127.9
IX	9	massa sal calor	**LCDW/WSDW**	30	3	-	126.7	-126.3
X	9	massa sal calor	**LCDW/WSDW**	30	7	Linhas e colunas	126.3	-127

A conservação de anomalia de propriedades tem sido sugerida e utilizada em vários trabalhos e foi então testada nas próximas configurações de modelo. Como mencionado por Wunsch *et al.* (1984), e evidenciado pelos baixos valores de *k* na conservação de massa e sal, a forte correlação entre os perfis de densidade e de salinidade faz com que equações de conservação dessas propriedades contribuam quase que igualmente para a classificação total da matriz de equação do modelo, *i.e.*, as constantes são muito similares e quase redundantes. McDougall (1991) discute então a importância do uso de anomalia de traçadores, como a salinidade, que tenham pequenas

variações em torno de um grande valor médio. Segundo Roemmich (1979) o perfil de anomalia de sal é conservado independentemente do perfil de massa. O autor sugere que a anomalia de salinidade deve ser usada em preferência a salinidade porque esta última, por ser praticamente uma função da densidade, fornece equações que diferem das equações de conservação de massa por uma quantidade muito pequena. Em alguns trabalhos recentes, para que as constantes de massa, temperatura e sal contribuam com informações independentes, valores médios de temperatura potencial e salinidade foram removidos do domínio de dados do modelo e perfis de anomalia foram usados (ver Gille, 1999; Naveira Garabato *et al.*, 2003). Além da contribuição com informações independentes, Naveira Garabato *et al.* (2003) destacam que o uso de anomalias de traçadores melhora o condicionamento do problema diminuindo o impacto de ruídos da divergência do fluxo de massa sobre a divergência do fluxo de propriedades, resultando efetivamente em uma maior classificação da matriz de equação do modelo *(e.g.* McIntosh & Rintoul, 1997; Ganachaud, 1999).

No intuito de analisar as diferentes condições de conservação de propriedades que podem ser aplicadas no modelo inverso foram então configurados mais 4 tipos de modelos (Tabela 5). Algumas das condições já aplicadas como as camadas verticais, o nível de referência e a aplicação de pesos em linhas e colunas foram definidos como os mais apropriados para a região de estudo, e mantidos constantes para não influenciar o objetivo principal dos próximos testes. O limite entre **LCDW/WSDW** foi escolhido como o nível de referência mais adequado para as velocidades por estar limitado entre fluxos reversos. Além disso, conforme Naveira Garabato *et al.* (2003), nesta interface existe uma velocidade de volume diapicnal próxima de zero. O sistema de peso em linhas e colunas permaneceu o mesmo já aplicado anteriormente. Os próximos testes foram realizados de maneira a avaliar a performance do modelo na resolução das equações (matriz diagonal $\mathbf{UU^T}$) em cada uma das condições, para poder verificar quais

das equações apresentam as menores resoluções (menores valores de $\mathbf{UU^T}$) e se estas podem estar forçando, como são mais linearmente dependentes, com que outras equações não sejam bem resolvidas pelo modelo. A resolução do modelo está relacionada com a independência linear de cada equação, ou seja, os maiores valores indicam as equações mais linearmente independentes. A resolução do modelo para as equações (matriz $\mathbf{UU^T}$) varia do valor mínimo 0, atribuído na menor classificação da matriz (SVD), para o valor máximo 1 que é atribuído na maior classificação. Sendo assim, é importante se adicionar equações que tenham informações realmente válidas (alta resolução) e independentes ao sistema. Pois a resolução do modelo, para resolvê-las, é condicionada pelo número de equações empregadas inicialmente no problema. Os valores de *k*, da matriz diagonal de resolução da solução ($\mathbf{VV^T}$ – denominada **R** no modelo), da matriz diagonal de resolução das equações ($\mathbf{UU^T}$ – denominada **N** no modelo) e dos transportes de volume (**TA**) encontrados para cada um dos modelos serão demonstrados na tabela 7 mais adiante.

Tabela 5 – Modelos configurados para testar as condições de conservação de propriedades.

Modelos	Camadas verticais	Propriedades de conservação	Nível de referência	m	Pesos Aplicados
XI	9	massa anomalia de sal	**LCDW/WSDW**	20	Linhas e colunas
XII	9	massa anomalia de calor	**LCDW/WSDW**	20	Linhas e colunas
XIII	9	massa anomalia de sal calor	**LCDW/WSDW**	30	Linhas e colunas
XIV	9	massa anomalia de sal anomalia de calor	**LCDW/WSDW**	30	Linhas e colunas

Para aplicar a conservação de anomalia de propriedades foi subtraído o valor médio de cada propriedade do domínio de dados do modelo. O modelo **XI**, que

conservou massa e anomalia de sal, apresentou uma maior classificação efetiva (k = 4) que o modelo **VII** que conservou apenas o sal (k = 3) nas mesmas condições. O que significa que, por as equações de massa e anomalia de sal serem mais linearmente independentes (maiores elementos $\mathbf{UU^T - N}$), o modelo pode diagnosticar com isso mais alguma combinação linear entre os elementos da solução. No modelo **XII**, que conservou massa e anomalia de calor, esse aumento de classificação efetiva foi ainda maior com soluções estáveis encontradas até k = 6. Nestes dois últimos modelos as primeiras equações resolvidas nas classificações iniciais foram as de anomalia em toda a coluna de água (eq. n° 20), sendo resolvidas nas classificações seguintes a equação n° 10 e posteriormente as demais. No modelo **XIII** que conservou massa, anomalia de sal e calor as soluções se mantiveram estáveis apenas até k = 3. Nas classificações iniciais a equação de anomalia de sal em toda a coluna de água (eq. n° 20) apresentou os maiores valores de resolução e as demais equações foram sendo resolvidas com o aumento de k. Ou seja, com a adição apenas das equações de anomalia de sal o perfil de massa e das propriedades nas camadas verticais não foram bem resolvidos, e nas classificações seguintes o modelo já apresentou resultados instáveis e fluxos reversos verticalmente. Já no modelo **XIV** foi encontrado k = 7, novamente com a conservação de massa e anomalias de sal e calor. Nas classificações iniciais as primeiras equações resolvidas foram as de anomalia de sal e calor em toda a coluna de água (eqs. n° 20 e 30).

De acordo com os resultados obtidos as equações de conservação de propriedades em toda a coluna de água, em relação as demais, são mais independentes linearmente apresentando em todos os modelos testados maiores valores de resolução (Fig. 9). Com respeito aos coeficientes das equações, estabelecidos de acordo com o peso aplicado nas linhas ($\mathbf{W^R}$ eq. (12)) da matriz de equação do modelo, vale a pena destacar que na conservação apenas de propriedades estes não tinham uma diferença muito significativa e já na conservação das anomalias de propriedades estes tendem a

serem maiores que os coeficientes da massa (Tabela 6). Este efeito do aumento de magnitude dos coeficientes das equações de anomalia, observado principalmente nas equações de toda a coluna de água, deve-se ao fato de se pesar as linhas (equações) pelo valor médio de propriedade nas camadas, ou seja, é como aplicar o inverso do valor médio que no caso de anomalia é menor. O aumento de magnitude nesse caso efetiva na solução o que Naveira Garabato *et al.* (2003) sugere de se diminuir o impacto de ruídos da divergência do fluxo de massa sobre a divergência do fluxo de propriedades.

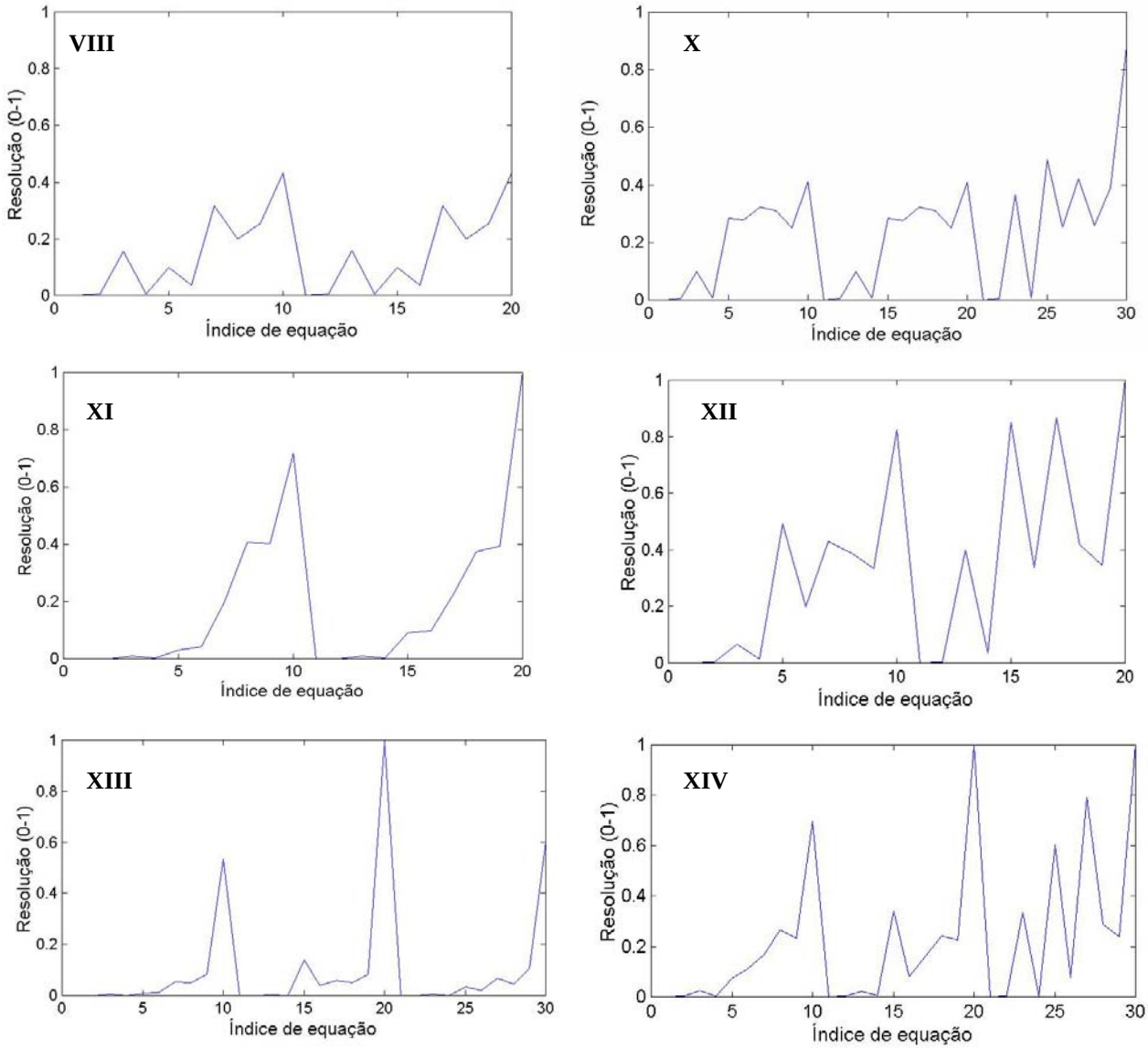


Figura 9 - Resolução do modelo para as equações (matriz diagonal $\mathbf{UU}^T$ - **N**) na classificação efetiva (*k*) obtida para cada um dos modelos indicados em algarismos romanos.

Tabela 6 – Coeficientes de propriedade por camada vertical resultantes da aplicação do peso nas linhas (**RWmag**) da matriz de equações do modelo.

Propriedades	**Camadas verticais**	**RWmag Propriedades**	**RWmag Anomalia**
massa	1	1.0000	1.0000
	2	1.0000	1.0000
	3	1.0000	1.0000
	4	1.0000	1.0000
	5	1.0000	1.0000
	6	1.0000	1.0000
	7	1.0000	1.0000
	8	1.0000	1.0000
	9	1.0000	1.0000
	coluna de água	1.0000	1.0000
sal	1	0.0293	-2.2926
	2	0.0293	-2.3471
	3	0.0293	-2.0839
	4	0.0292	-3.0248
	5	0.0290	-12.6863
	6	0.0288	11.5463
	7	0.0288	7.8039
	8	0.0288	9.0530
	9	0.0288	11.7270
	coluna de água	0.0289	96.0187
calor	1	0.1813	0.2452
	2	0.2057	0.2919
	3	0.3646	0.7656
	4	0.4663	1.4110
	5	0.4813	1.5583
	6	0.5391	2.3854
	7	0.8735	-3.4363
	8	2.8998	-0.9166
	9	-9.2953	-0.6479
	coluna de água	0.7113	-33.3270

No entanto, apesar das melhorias no condicionamento do modelo sugeridas na literatura e vistas nos modelos **XI** e **XII**, não foram encontradas mais soluções estáveis nos modelos que combinavam as anomalias de propriedades do que já encontrado no modelo **X**. Quanto às estimativas de transporte, o que se observa é uma redução de volume em ambas as seções nos modelos que aplicam a condição de anomalia de propriedades (Tabela 4 e 7). Provavelmente, isto é mais um efeito de se reduzir o peso das equações de massa na solução. Entretanto, como essa diferença representa quase 10% do valor de transporte encontrado nos modelos iniciais torna-se importante determinar qual dos resultados (modelos **X** ou **XIV**) é mais coerente com a realidade.

Para auxiliar na escolha do melhor modelo, será analisado o resultado do fluxo ao longo do talude continental ao sul da Passagem de Drake e, também o fluxo de **WSDW**. Como já mencionado anteriormente, Nowlin & Zenk (1988) registram a presença de um fluxo em direção a oeste ao sul da passagem, que eles mencionam como um fluxo profundo originado na margem oeste de Weddell e que flui para oeste ao longo do talude continental. Velocidades de corrente associadas a este fluxo para oeste são registradas na ordem de 10 – 20 cm/s. Uma completa revisão bibliográfica sobre outros estudos que também registraram a presença não apenas profunda mas também superficial, sobre a plataforma externa e ao longo do talude continental nas Ilhas Shetland do Sul (dentre as quais se destacam Deacon, 1933; Dietrich *et al*., 1975; Whitworth *et al*., 1982), é apresentada pelos autores. Em profundidades maiores que 3000 m a **WSDW** originada no Mar de Weddell flui a partir da parte mais ao sul do Mar de Scotia para dentro da Passagem de Drake, através de fendas na Zona de Fratura Shackleton na base do talude continental ao noroeste da Ilha Elefante. O fluxo total dessas águas que fluem para oeste estimado pelos autores na Passagem de Drake é de 1 – 3 Sv.

Tabela 7 – Resultados obtidos para os modelos testados: número de equações da matriz de equação do modelo (**m**), classificação efetiva (*k*), resolução do modelo para a solução (**R**), resolução do modelo para as equações (**N**) e transporte absoluto (**TA**) nas seções **A** e **B**, respectivamente.

Modelos	**Propriedades de conservação**	**Nível de referência**	**m**	**(*k*)**	**R**	**N**	**Transporte (Sv)**	
							seção A	**seção B**
XI	massa anomalia de sal	**LCDW/WSDW**	20	4	0.09 ± 0.07	0.20 ± 0.27	125.6 ± 4.5	-126.4 ± 3.2
XII	massa anomalia de calor	**LCDW/WSDW**	20	7	0.16 ± 0.13	0.35 ± 0.32	120 ± 1.1	-121.5 ± 2.4
XIII	massa anomalia de sal calor	**LCDW/WSDW**	30	3	0.07 ± 0.06	0.10 ± 0.22	120.7 ± 1.8	-125.2 ± 4.6
XIV	massa anomalia de sal anomalia de calor	**LCDW/WSDW**	30	7	0.16 ± 0.12	0.23 ± 0.29	120.0 ± 5.7	-123.8 ± 4.1

No intuito de verificar o efeito de determinadas equações de anomalia sobre a performance do modelo **XIV**, que apresentaria o melhor resultado segundo a literatura pela quantidade de informações independentes, foi atribuído um peso relativo (**RWrel**) igual a 0.01 nas equações de conservação em toda a coluna de água, das propriedades sal e calor em termos de anomalia (eqs. n° 20 e 30). Optou-se também por atribuir pesos relativos de 0.1, 0.3, 0.6 e 0.9 nas quatro primeiras equações dessas propriedades respectivamente, para reduzir o erro das camadas superficiais. Parte da baixa resolução nestas equações retiradas podem ser atribuídas à divergência do fluxo de calor e sal que é mais representativa acima da **UCDW** (Naveira Garabato *et al.*, 2003). Obteve-se com isso um transporte nas seções de 120.7 ± 1.8 Sv (seção **A**) e 123.8 ± 2.9 Sv (seção **B**) em k = 5, que foi a última classificação a apresentar um resultado coerente com todo o fluxo barotrópico de **WSDW** para oeste. O fluxo baroclínico de **WSDW** é de 1.2 Sv para oeste na seção **B** e o **TA** encontrado nesse teste foi de 2.96 ± 0.5 Sv para oeste. Esses resultados, aplicando o peso de 0.01 nas equações de conservação em toda a coluna de água para anomalias de sal e calor, mostraram-se mais robustos do que as soluções encontradas sem esse peso que seriam em k = 5 de 117.5 ± 6.1 Sv, 123.9 ± 4.8 Sv e 2.98 ± 0.6 Sv, respectivamente. Com base nessa análise mais detalhada ao sul da passagem, o modelo **X** (massa, sal e calor) apresenta um fluxo barotrópico de **WSDW** com direções à leste, tendo um **TA** em k = 5 de apenas 1.3 ± 0.8 Sv. Adicionando que, como nas classificações seguintes esse fluxo tende ainda mais a leste consideramos que esta solução não se mostra tão coerente com a literatura. Optou-se por escolher o modelo **XIV** com os pesos relativos atribuídos, que diminuem a divergência superficial das propriedades sal e calor mantendo entretanto os coeficientes das equações de conservação em toda a coluna de água das propriedades em uma mesma magnitude, como o melhor para representar o fluxo nas seções.

Como pode ser visto na figura 10 que mostra os resultados de transportes obtidos para a seção **A**, a **FSA**, localizada entre o 4° e 5° par de estações, aparece bem caracterizada transportando 51.7 Sv (**TA**) para leste. A **FP** aparece localizada entre os pares de estação 8 e 9 transportando 52.5 Sv da corrente (painel superior, Fig. 10). Esses resultados coincidem com a observação mencionada anteriormente de que nesta seção as frentes estariam deslocadas mais ao sul das posições históricas de Orsi *et al.* (1995) indicadas na figura 5. Entre a **FSA** e a **FP**, aparece um par de estações transportando 4.7 Sv para oeste sugerindo um meandramento ou um vórtice desprendido das frentes. No perfil de transportes da seção **B** a **FSA** e a **FP**, que carregam a maioria do volume da **CCA**, aparecem bem próximas entre os pares de estação 5–11 com um **TA** de 102.3 Sv para leste (Fig. 11). Essa proximidade entre as frentes está de acordo com o que foi mencionado por Cunningham *et al.* (2003), e nos perfis verticais de propriedades não se notou a separação entre elas. Observa-se o transporte barotrópico para oeste nas estações ao sul da passagem onde aparece a **WSDW** e ao longo da margem continental das Ilhas Schetland do Sul na seção **B**. Através dos perfis verticais de velocidade absoluta, pode-se evidenciar bem as estruturas das frentes com velocidades maiores que 50 $cm.s^{-1}$ e circundadas com velocidades na ordem de < 5 $cm.s^{-1}$ (Fig. 12). Próximo destes jatos de velocidade para leste, aparecem estruturas resultantes de meandramentos e formação de vórtices das frentes. Fluxos ao longo da margem continental das Ilhas Schetland do Sul na seção **B** apresentam velocidades de < 20 $cm.s^{-1}$ para oeste.

Com base no conhecimento oceanográfico da região da Passagem de Drake já registrado na literatura e dos resultados apresentados neste capítulo a melhor performance do modelo DOBOX 4.2, ainda que de certa forma seja uma escolha subjetiva, foi encontrada no modelo **XIV** que conservou massa, e anomalias de sal e calor aplicando pesos relativos principalmente às equacoes de conservação em toda a

coluna de água. O desbalanço de massa neste caso pode ser atribuído a falta de estações na parte mais ao sul da seção **A** que fecharia completamente a passagem.

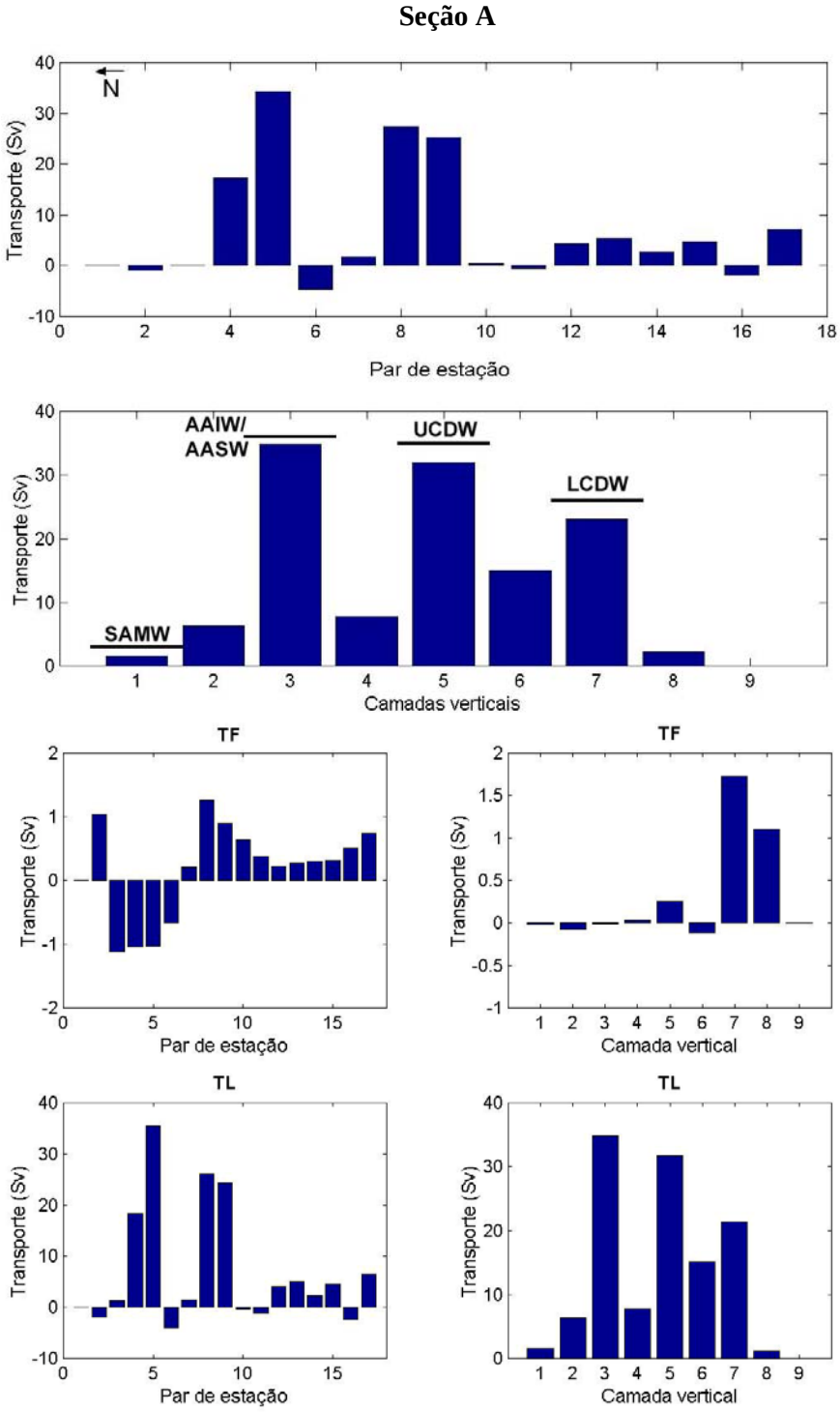


Figura 10 – Transportes obtidos para a seção **A** utilizando k = 5 (modelo **XIV**). Transporte absoluto (**TA**), de referência (**TF**) e relativo (**TL**) ao longo dos pares de estação e nas camadas verticais, respectivamente do painel superior ao inferior. Na figura os transportes positivos indicam fluxos dirigidos para leste e os negativos para oeste.

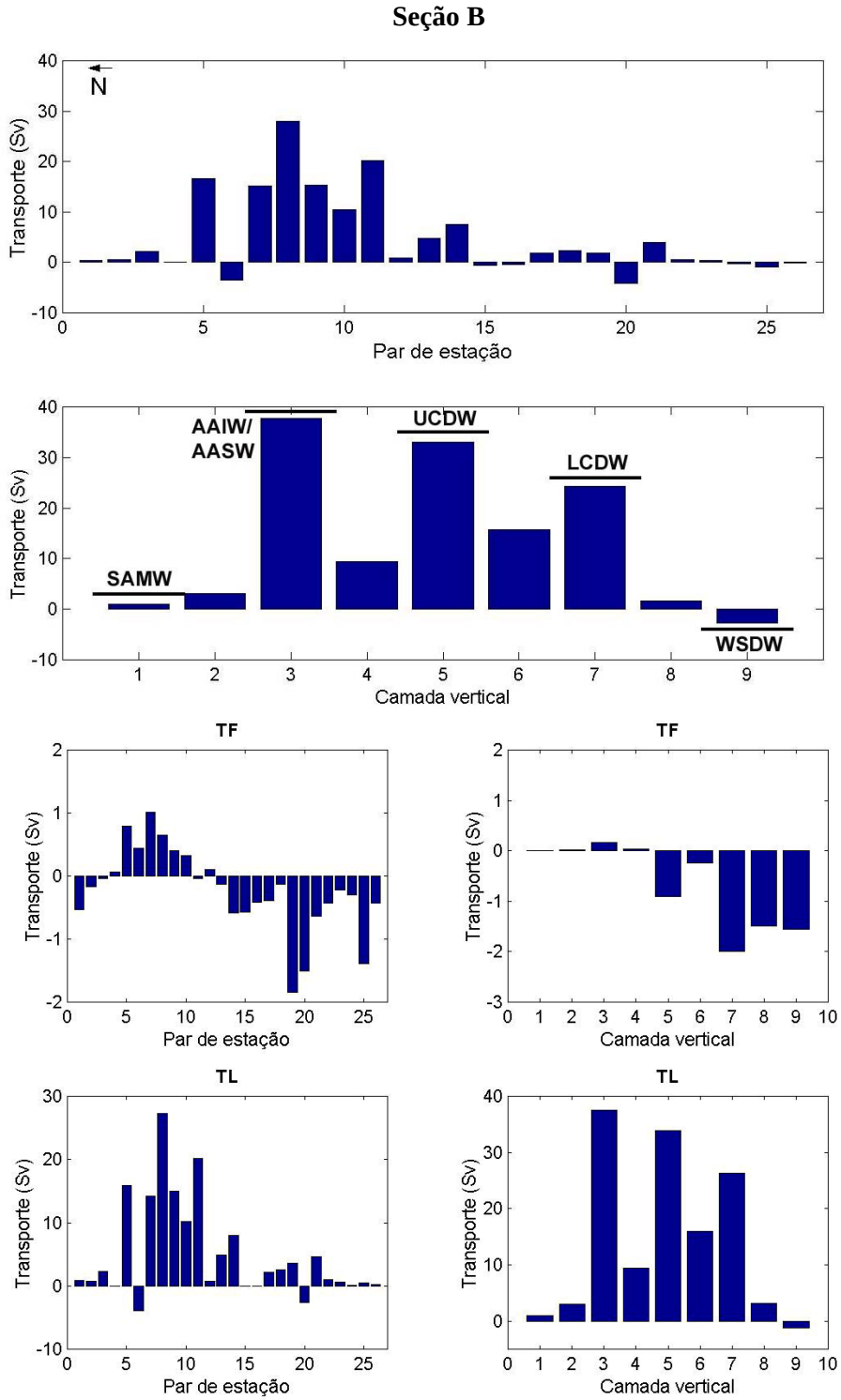


Figura 11 – Transportes obtidos para a seção **B** utilizando k = 5 (modelo **XIV**). Transporte absoluto (**TA**), de referência (**TF**) e relativo (**TL**) ao longo dos pares de estação e nas camadas verticais, respectivamente do painel superior ao inferior. Na figura os transportes positivos indicam fluxos dirigidos para leste e os negativos para oeste.

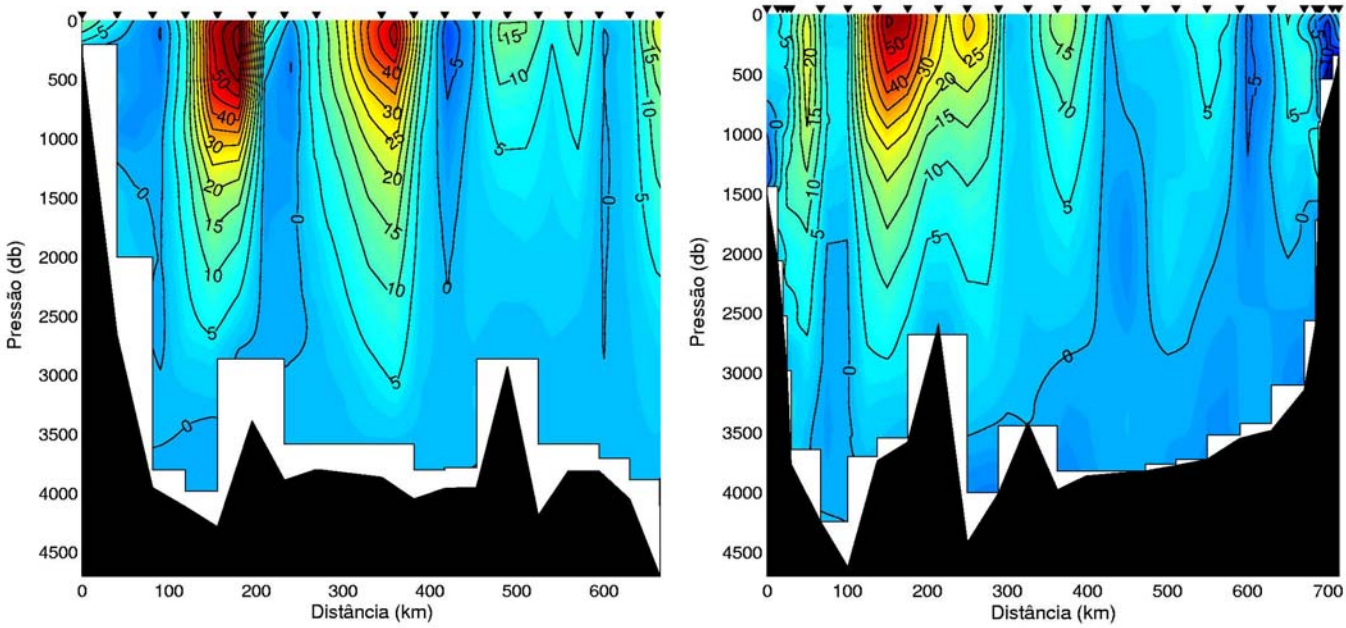


Figura 12 – Perfis verticais de velocidade absoluta (cm.s^{-1}) para as seções **A** e **B**, da esquerda para a direita respectivamente. Velocidades positivas estão direcionadas para leste e negativas para oeste.

3.1.2 Considerações Finais

Os testes realizados neste capítulo possibilitaram não apenas comprovar a boa performance do modelo DOBOX 4.2 como também estabelecer quais análises e condições devem ser testadas na aplicação do mesmo. Dentre as observações descritas nos testes destaca-se principalmente que:

1. Para a escolha da classificação efetiva da matriz de equação do modelo é importante que resultados de fluxo sejam analisados desde as classificações iniciais e *k* seja a última classificação de matriz que conserve os resultados estáveis e coerentes.

2. Para a escolha das condições de conservação de propriedades devem ser testadas diferentes combinações de condições, e analisada a necessidade de se pesar os coeficientes no caso da conservação de anomalia de propriedades.

4. EXPORTAÇÃO DE ÁGUAS PROFUNDAS NA REGIÃO NOROESTE DO MAR DE WEDDELL

4.1 Introdução

Dentre as estações hidrográficas realizadas pelos cruzeiros ARXVIII e ARXIX (Fig. 4) foram selecionadas para as inversões apenas aquelas que completavam as seções sobre as principais passagens profundas da Cordilheira Scotia do Sul, e completavam o fechamento das 'caixas' (Fig. 13). Para o DOVETAIL 2000 (ARXVIII) foi fechada uma caixa abrangendo a Bacia de Powell, com uma seção ao norte sobre a Passagem de Philip e uma mais ao sul da Bacia com estações desde a ponta da Península Antártica até o Platô das Orcadas do Sul, e outra caixa fechada por seções sobre a Passagem das Orcadas e sudoeste da Passagem de Bruce, e sobre a parte do ramo' norte do **GW**. Para o DOVETAIL 2001 (ARXIX) pôde ser fechada apenas uma caixa com uma seção sobre a Bacia de Powell e uma sobre a Passagem de Philip. Uma detalhada descrição hidrográfica do cruzeiro ARXVIII pode ser encontrada em Absy

(2003) e Schröder *et al.* (2002). Neste trabalho, a descrição dos resultados estará focada nos aspectos mais importantes de caracterização das massas de água presentes em cada um dos períodos e passagens, e nos resultados de extrapolação nos triângulos de fundo.

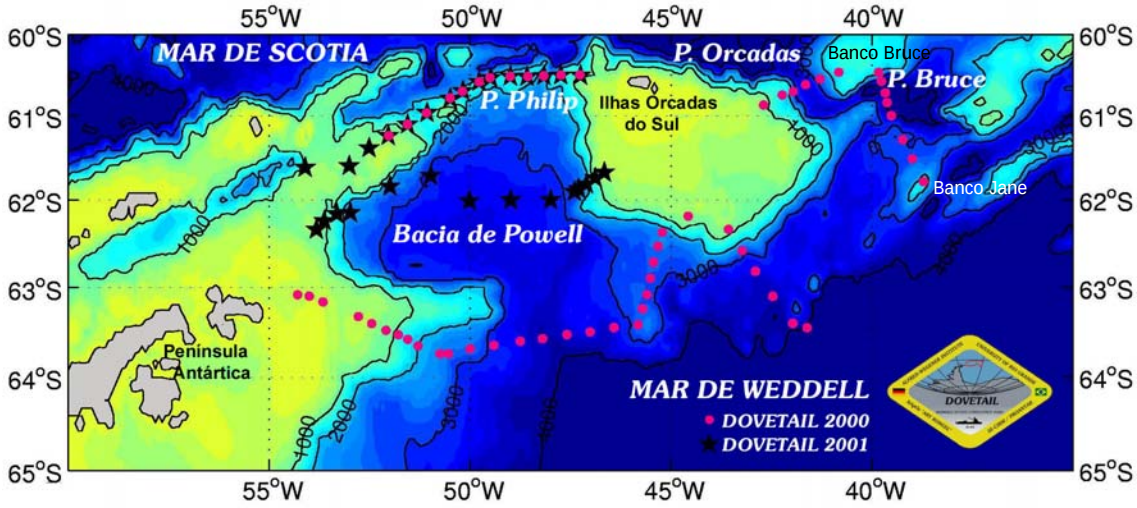


Figura 13 – Mapa batimétrico (ETOPO5) da área de estudo do projeto DOVETAIL. Estão indicadas as estações oceanográficas dos cruzeiros ARXVIII (●) e ARXIX (★) selecionadas para inversão.

As superfícies de separação das principais massas de água encontradas nas seções analisadas nos cruzeiros foram escolhidas com base no trabalho de Naveira Garabato *et al.* (2002b), que utiliza a variável densidade neutra (γ^n) já discutida anteriormente. Os valores de γ^n = 28.00, 28.26 e 28.40 kg.m^{-3} foram selecionados como interfaces **AASW**/**WDW**, **WDW**/**WSDW** e **WSDW**/**WSBW**, respectivamente. De acordo com os autores, o primeiro valor indica o limite entre as sub-camadas Superior e Inferior da **CDW** na Passagem de Drake (*e.g.* Naveira Garabato *et al.*, 2002a). E como o limite sul da **CCA** (**LSCCA**) coincide com a extensão mais ao sul da sub-camada Superior da **CDW** (*e.g.* Orsi *et al.*, 1995), os autores citam esse limite como razoável aproximação para a densidade da mais rasa **CDW** injetada dentro do **GW** a leste a partir da **CCA** e depois transformada a **WDW**. O valor γ^n = 28.26 kg.m^{-3} separa a **WSDW** das águas da **CCA** no Mar de Scotia (*e.g.* Naveira Garabato *et al.*, 2002a), e o último γ^n =

28.40 kg.m^{-3} coincide com a isoterma de temperatura potencial θ = -0.7°C no norte do Mar de Weddell [limite **WSDW**/**WSBW** originalmente definido por Carmack & Foster (1975)]. Um valor adicional de γ^n = 28.31 kg.m^{-3} é utilizado também pelos autores para subdividir a **WSDW** em uma classe Superior e Inferior, pois a última é muito densa para fluir sobre a Passagem da Geórgia, que fica na borda leste do Mar de Scotia e que além das passagens na Cordilheira Scotia do Sul, é a única rota de saída da **WSDW** da Bacia (*e.g.* Arhan *et al.*, 1999; Naveira Garabato *et al.*, 2002a). Além desses quatro principais limites indicados por Naveira Garabato *et al.* (2002b), neste trabalho foram adicionadas apenas mais algumas sub-camadas na **WDW**. Pois essa massa de água ocupa a maior parte da coluna de água na seção sobre a Passagem de Philip. E também foi adicionada uma sub-camada mais superficial (γ^n = 27.90 kg.m^{-3}) na **AASW**, que por estar em contato com a atmosfera e o gelo marinho nas seções analisadas é melhor que não se conserve propriedades nas inversões nesta sub-camada. E dessa forma não se perde parte da informação contida nas equações de conservação de toda a camada da **AASW**. Os limites de γ^n utilizados para separar as camadas verticais nas inversões encontram-se ilustrados na Tabela 8.

Tabela 8 – Definição das camadas verticais e suas respectivas massas de água: ***Água Superficial Antártica*** (**AASW**), ***Água Profunda Cálida*** (**WDW**), ***Água Profunda do Mar de Weddell*** (**WSDW**), ***Água Profunda do Mar de Weddell Inferior*** (**LWSDW**) e ***Água de Fundo do Mar de Weddell*** (**WSBW**).

Limites de camada	Interface superior γ^n (kg.m^{-3})	Massa de água
1	Superfície	**AASW**
2	27.90	
3	28.00	
4	28.10	**WDW**
5	28.20	
6	28.26	**WSDW**
7	28.31	**LWSDW**
8	28.40	**WSBW**
9	Fundo	

4.2 Extrapolação nos Triângulos de Fundo

Nos modelos inversos que conservam equações de fluxos de propriedades, para preencher o transporte nos triângulos de fundo deve-se empregar um método de extrapolação das propriedades a serem conservadas. A velocidade geostrófica então pode ser computada com os dados extrapolados e o transporte calculado pela integração da velocidade no triângulo. Desta forma, o transporte calculado pelo modelo não fica limitado à última profundidade em comum entre cada par de estações. As incertezas variam tanto com o método de extrapolação quanto com a estimativa da área nos triângulos. Neste estudo, como não temos a perfilagem acústica de fundo das seções analisadas e a profundidade local é, portanto, determinada apenas em cada posição de estação hidrográfica, deve-se escolher a profundidade limite para aplicar o método de extrapolação das propriedades na estação rasa de cada par. Na figura 14 está ilustrado um exemplo de um perfil inclinado no qual um método de extrapolação se mostraria muito importante para uma estimativa mais precisa do transporte na seção. A variável **H** representa a diferença de profundidade entre as duas estações que formam o primeiro par e **h** corresponde a **H**/2, com isto a área $\mathbf{A_d}$ abaixo da profundidade **h** é a mesma que a área acima $\mathbf{A_h}$. Nesta ilustração vemos que se a extrapolação no triângulo for feita acrescentando a profundidade de **h** a área $\mathbf{A_h}$, que estaria preenchida por terra, seria acrescentada no cálculo do transporte e $\mathbf{A_d}$, que estaria preenchida pela camada mais profunda de água presente no par de estação, não seria considerada. Entretanto, se considerarmos que as águas densas profundas se distribuem acompanhando a inclinação do fundo, como veremos adiante principalmente sobre o talude continental e nas passagens profundas, é razoável a aproximação de que as águas não consideradas em $\mathbf{A_d}$ sejam compensadas pelo acréscimo de $\mathbf{A_h}$. Sendo assim, a compensação de áreas nessa consideração permite uma melhor estimativa do fluxo de propriedades na seção, pois a área dos triângulos de fundo fica completamente preenchida. A área de transporte ganha

com o método de extrapolação das propriedades até **H**/2 pode ser evidenciada na figura (bolas verdes abaixo das brancas, que seriam a última profundidade do transporte calculado sem o método nos pares de estação).

Tendo definida a profundidade limite de extrapolação dos dados da estação rasa, resta analisar a melhor forma de extrapolar as propriedades nos triângulos de fundo. Dentre os métodos citados na literatura, o mapeamento das propriedades nos triângulos sugerido por Roemmich & Wunch (1985) parece uma aproximação bem razoável a ser testada. Foram testados os métodos de interpolação objetiva e kriging no software Matlab®, com os dados da seção de Philip (ARXVIII). O que se pôde observar nos dados extrapolados por mapeamento foi que, por exemplo, nos dois primeiros pares de estação mais a oeste da seção de Philip (os perfis de propriedades dessa seção podem ser vistos na figura 16, localizada no próximo sub-capítulo), se a profundidade **H**/2 é significativa os métodos produzem gradientes abruptos de propriedades que são irrealísticos principalmente analisando os dados no espaço θ/**S**. Após essa análise os outros métodos foram testados avaliando-se principalmente as características das

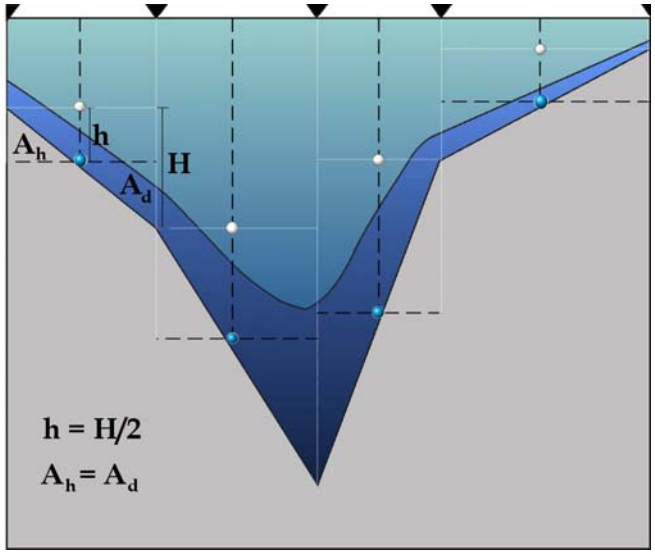


Figura 14 – Ilustração de um perfil inclinado no qual um método de extrapolação das propriedades a serem conservadas no modelo inverso nos triângulos de fundo seria importante para uma estimativa mais precisa do transporte na seção. **H** representa a diferença de profundidade entre as duas estações (triângulo preto) que formam o primeiro par de estação e **h** corresponde a **H**/2. Com isto a área $\mathbf{A_d}$ abaixo da profundidade **h** é a mesma que a área acima $\mathbf{A_h}$**.** Última profundidade da área considerada no cálculo de transporte inicialmente, sem o método de extrapolação (bola branca), e com o método (bola verde). Em azul escuro segue ilustrada a distribuição das águas densas e profundas sobre a topografia de fundo.

massas de águas 'geradas' pela extrapolação. No trabalho de Ganachaud (1999) são aplicados alguns métodos que trabalham com as propriedades e a geometria dos triângulos, sendo alguns parecidos ao método descrito por Wunsch (1996) que também é testado neste trabalho. Antes de discutir esses métodos vale a pena ressaltar que o modelo calcula valores médios de propriedades entre as estações de cada par para então calcular o transporte. Um dos métodos citado pelo autor acima consta de apenas extrapolar na estação rasa os mesmos dados que tem a estação profunda em todo o triângulo de fundo, de forma que a velocidade geostrófica seja constante ("no shear"). Como pode ser visto na figura 15, que mostra os resultados da aplicação deste método nos dados do primeiro par de estações mais a oeste da seção da Passagem de Philip (ARXVIII), os dados médios resultantes são razoáveis no espaço θ/**S**. No entanto, um resultado desfavorável para a estimativa das águas mais densas e profundas é que a densidade das águas que ocupam a estação profunda, comparando na última profundidade em comum de cada par, normalmente não coincide com a das que estão no meio das estações. Como pode ser visualizado na ilustração da figura 14, a aplicação desse método resultaria, na maioria dos casos, numa camada menos densa, presente na estação profunda, que é adicionada abaixo de uma camada mais densa, que ocupava o perfil médio entre as estações rasa e profunda. E por consequência seria uma subestimação das águas mais densas e profundas presentes nos triângulos.

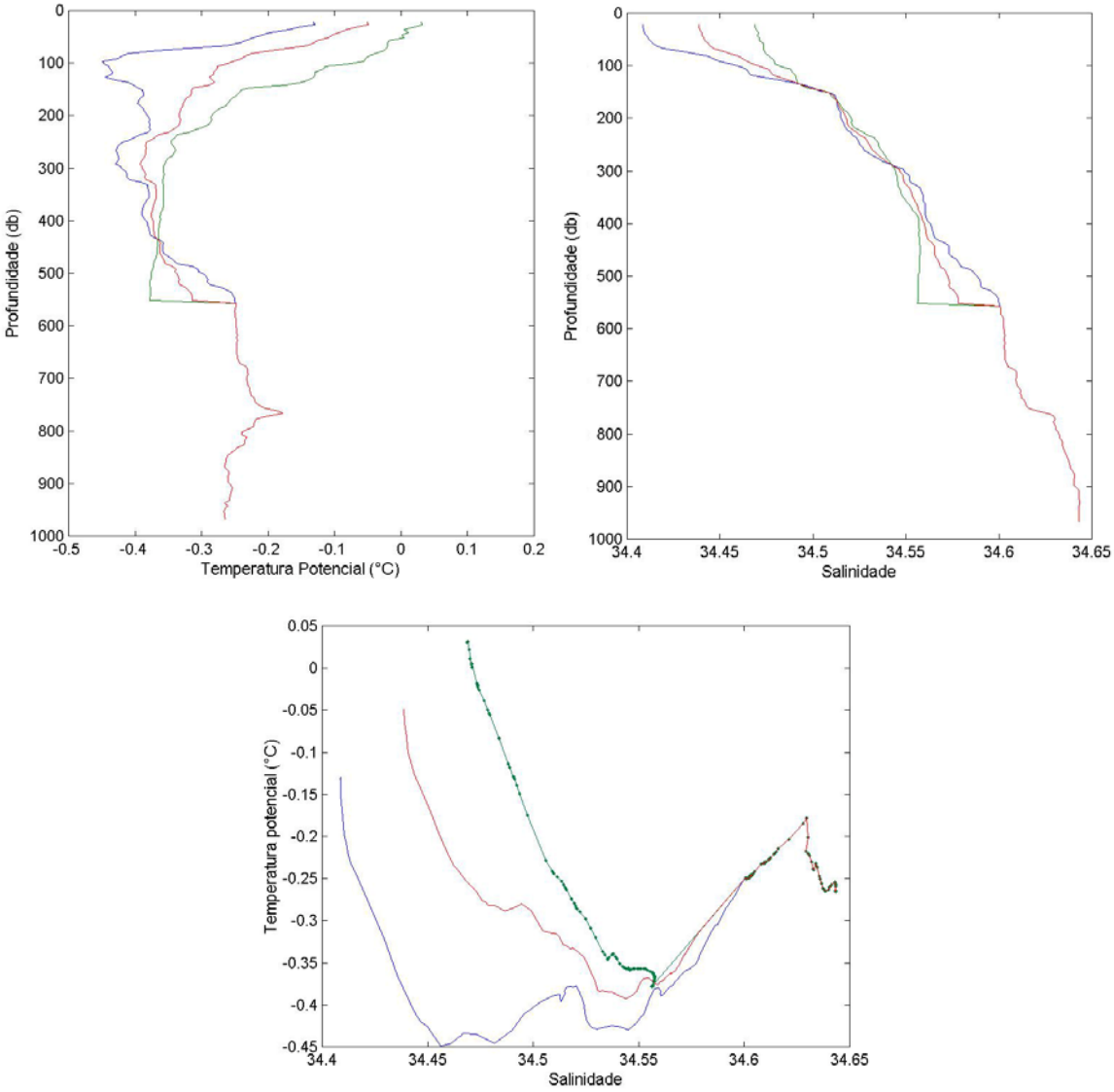


Figura 15 – Painel superior, perfis verticais de temperatura potencial (°C) e salinidade para o primeiro par de estação mais a oeste da seção da Passagem de Philip (ARXVIII), que será apresentada no próximo sub-capítulo, aplicando o método "no shear" no triângulo de fundo sugerido por Ganachaud (1999). Estação mais rasa (verde), mais profunda (azul) e a média de valores calculados e utilizados pelo modelo para conservação do fluxo (vermelho). Painel inferior, diagrama $\boldsymbol{\theta}$/**S** das respectivas estações.

Dois outros métodos citados pelo autor buscam trabalhar com a geometria dos triângulos. No primeiro, "plane fit" (sugerido por Wunsch, 1996), uma função linear é determinada por regressão entre os dados de temperatura, por exemplo, profundidade e distância no triângulo:

$$T(x,z) = ax + bz + c,$$

sendo x a distância à estação profunda e T fornecendo os valores de temperatura extrapolados na estação mais rasa. E "polynomial fit", que é similar ao "plane fit", mas um polinômio de maior ordem é usado na direção z para obter-se melhor ajuste em regiões com fortes curvaturas de propriedades (*e.g.* próximo a termoclina):

$$T(x,z) = ax + bz + cz^2 + d$$

Entretanto, esses métodos continuam pesando mais as tendências dos dados da estação profunda, o que dificulta estimar melhor as águas densas presentes no fundo da estação rasa e que descem inclinadas pela topografia. O único método que leva em consideração a tendência dos dados da estação rasa é o "constant slope", no qual a inclinação da isoterma, por exemplo, é calculada e extrapolada para dentro do triângulo. De forma similar, extrapolar simplesmente o gradiente das propriedades temperatura potencial e salinidade parece ser uma boa maneira para registrar esses fluxos profundos dos triângulos. Se analisamos o diagrama $\boldsymbol{\theta}$/**S** típico do Mar de Weddell, como já demonstrado na figura 3, é possível evidenciar uma relação quase linear na linha de mistura **WDW**-**WSDW**-**WSBW**, que são as massas de água normalmente presentes nos triângulos de fundo das seções analisadas. Este fato sugere que a extrapolação dos gradientes de propriedades é uma aproximação razoável. As propriedades (temperatura potencial e salinidade), a serem conservadas no modelo inverso, foram então extrapoladas linearmente (gradiente centrado em 25 m dos últimos 50 m de dados da estação rasa) até a metade da profundidade do triângulo de fundo de cada par de estação (**H**/2). Quando a estação rasa era de "pico", *i.e.* entre duas estações de maior profundidade, foi escolhido o menor valor **H**/2 para a extrapolação. Os resultados encontrados para a seção de Philip (ARXVIII) se mostraram muito satisfatórios. Sendo assim, neste estudo os dados extrapolados foram analisados primeiramente no espaço

θ/**S**, para verificar se as características das massas de água 'geradas' eram realísticas com as águas mais profundas registradas em cada seção e depois foi analisada a velocidade geostrófica calculada apartir desses dados, para verificar possíveis inversões no campo de velocidade. Nos casos onde apareceu algum problema com o emprego do método, como gradientes de fundo muito fortes 'gerando' massas de água irrealísticas ou inversões de velocidade, optou-se por extrapolar constante o último valor de propriedade da estação rasa. E somente quando essa metodologia apresentava também inversões de velocidade não foi realizada nenhuma extrapolação no triângulo de fundo.

4.3 Cruzeiro ARXVIII (2000)

4.3.1 Hidrografia

4.3.1.1 Passagem de Philip

A seção que cobre a Passagem de Philip (~48°W, Fig. 13) está sobre o limite ao norte da Bacia de Powell na região da Confluência Weddell-Scotia. É uma seção mais rasa comparada com as demais, onde as águas do Mar de Weddell encontram-se com as águas do Mar de Scotia. A convergência dos dois regimes gera misturas importantes que podem alterar características das águas profundas que fluem a partir do Mar de Weddell. A **AASW** é observada em menores profundidades em todas as estações em torno de ~200 m (Fig. 16). Logo abaixo desta camada a **WDW** ocupa grande parte da seção até profundidades em torno de 1300 m. Destaca-se a presença de um núcleo de águas quentes (θ > 0.4°C) e salinas (**S** > 34.67) a oeste da Passagem de Philip centrado nessa camada. Em maiores profundidades a **WSDW** aparece acompanhando a topografia inclinada de fundo principalmente da fenda mais central da seção. A mistura gerada

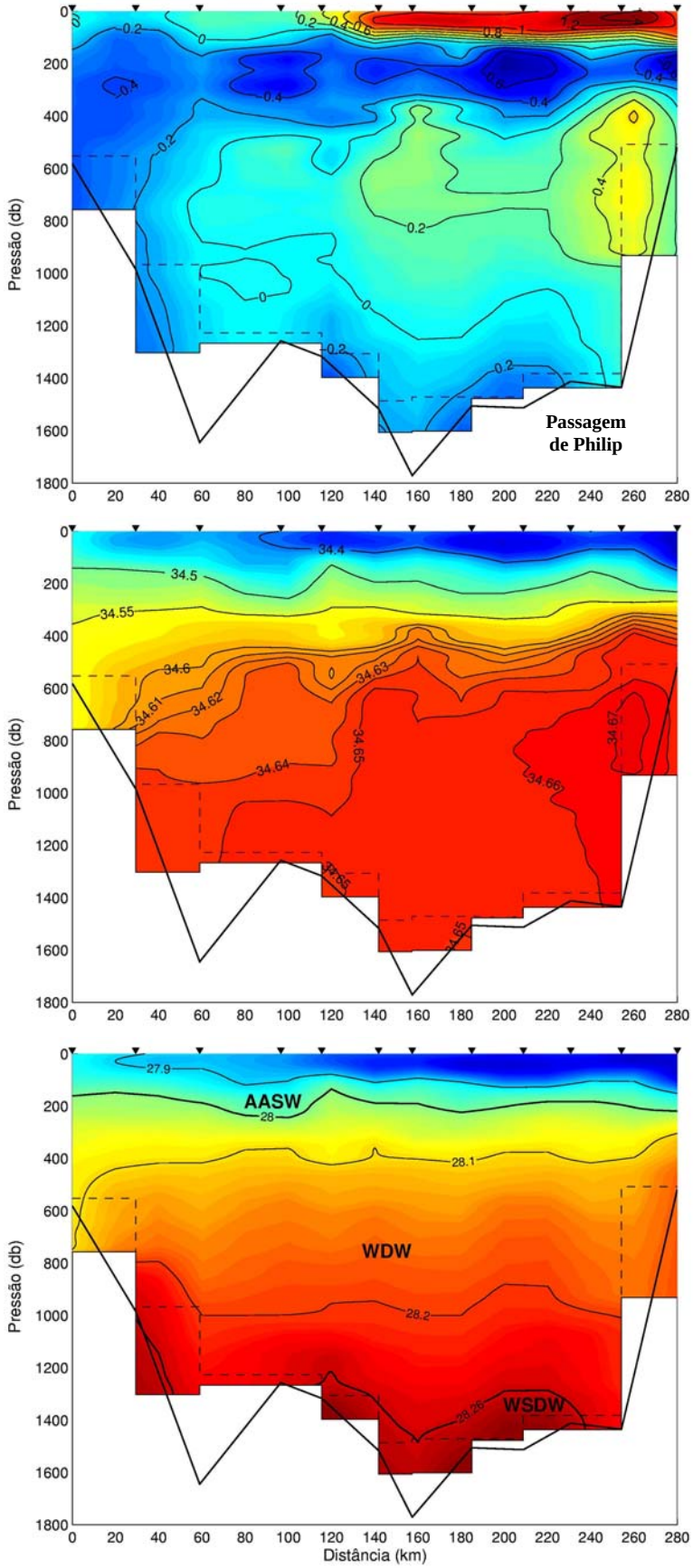


Figura 16 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção ARXVIII (2000) que cobre a Passagem de Philip. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).

nesta região em águas profundas pode ser vista comparando os perfis verticais de temperatura potencial e densidade neutra (γ^n), pois a isolinha de γ^n = 28.26 kg.m^{-3} da **WSDW** está mais próxima da isoterma de θ = -0.2°C do que de θ = 0°C. Além disso, no diagrama θ/**S** da seção (Fig. 17) nota-se que o padrão geral de 'gancho' das águas do Mar de Weddell é pouco evidente, em comparação com o que será visto nas próximas seções, e que águas mais quentes ocupam a posição das águas frias e densas que normalmente são encontradas. Segundo Whitworth *et al*. (1998), parte do aquecimento é devido à advecção de ***ShW*** proveniente do noroeste do Mar de Weddell. Nesta seção a extrapolação linear das propriedades temperatura potencial e salinidade nos triângulos de fundo obteve bons resultados em todos os pares de estação com exceção do par mais a leste, neste foi feita a extrapolação constante dos valores. As velocidades relativas calculadas com os dados extrapolados chegaram a aumentar < 2 cm.s^{-1} (Fig. 17).

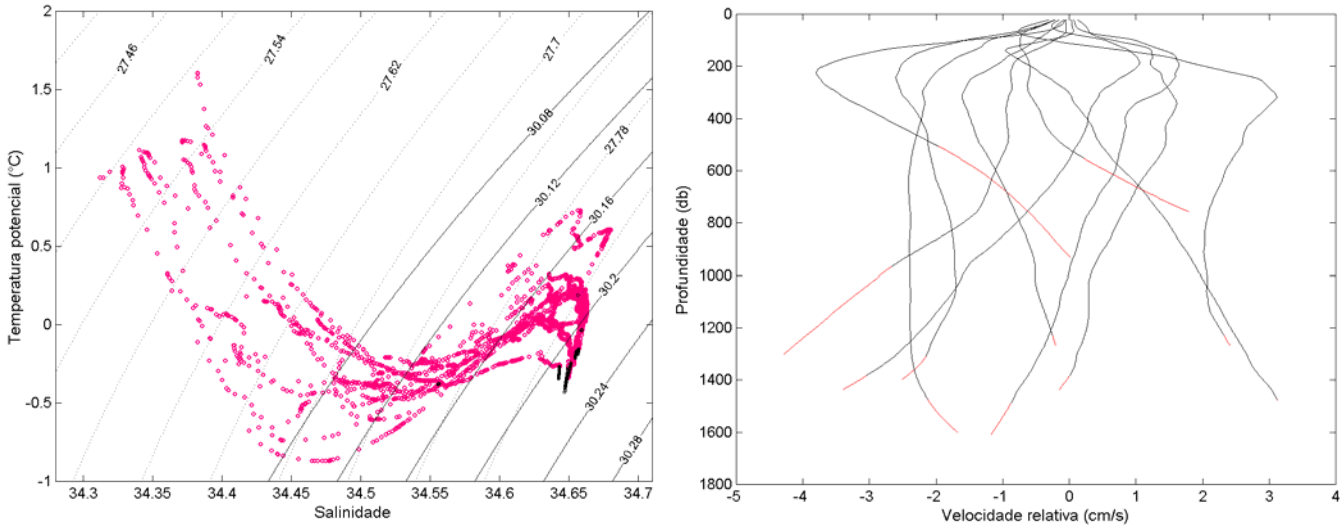


Figura 17 – À esquerda, Diagrama θ/**S** da seção ARXVIII (2000) que cobre a Passagem de Philip. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (rosa). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 500 m ($\sigma_{0.5}$). À direita, velocidade geostrófica relativa (cm.s^{-1}) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).

4.3.1.2 Seção ao sul da Bacia de Powell

Com estações desde a ponta da plataforma continental da Península Antártica a seção segue em sentido leste-sudeste descendo pelo talude continental em direção à

maiores profundidades do Mar de Weddell, seguindo depois através da entrada sul da Bacia de Powell e em direção ao talude do Platô das Orcadas do Sul mais a nordeste. A região abrangida pela seção é caracterizada pela circulação ciclônica da Bacia de Powell, com massas de água entrando (oeste) e saindo (leste) da Bacia (ver Fahrbach *et al.*, 1994, 2001; Gordon *et al.*, 2001; von Gyldenfeldt *et al.*, 2002). Conforme citado por Schröder *et al.* (2002), e visto na figura 18, a inclinação das isolinhas de propriedades no centro da seção corrobora com a indicação de uma circulação ciclônica dentro da Bacia de Powell. Sendo que o fluxo de entrada ocorre ao longo do talude da Península Antártica e o fluxo de retorno ao longo da margem oeste do Platô das Orcadas do Sul. As estações mais rasas, sobre a Península apresentam uma relação θ/**S** praticamente linear (Fig. 19), indicando uma fonte em potencial de massas de água que podem contribuir para a formação da componente fria e menos salina da **WSBW**, definida por Gordon *et al*. (2001) como **WSBW** "ventilada". Observações e modelos numéricos sugerem que estas águas, sobre a plataforma, seguem pelo Estreito de Bransfield para norte e não em direção ao interior do Mar de Weddell ou da Bacia de Powell (Schodlok *et al.*, 2002; von Gyldenfeldt *et al.*, 2002). A **AASW** é observada em menores profundidades ~100–200 m e apenas nas estações mais rasas sobre a Península chega a alcançar cerca de 400 m. Abaixo segue a **WDW**, inclinada sobre o talude continental da Península e também apresentando uma elevação no centro da seção em profundidades intermediárias até em torno de 1500 m. Em maiores profundidades a **WSDW** ocupa grande parte da seção principalmente com sua sub-camada Inferior. No fundo pode se observar a **WSBW** seguindo para leste dentro do ramo norte do **GW**. A camada mais fria e menos salina sobre o talude continental ilustra a **WSBW** recém formada (*e.g.* Schröder *et al.*, 2002; Absy, 2003). Nesta seção a extrapolação linear das propriedades θ e **S** nos triângulos de fundo obteve também bons resultados na maioria dos pares de estação. Nos pares n° 1, 6, 8, 9, 12 e 25 (sentido W-E) foi necessário fazer a

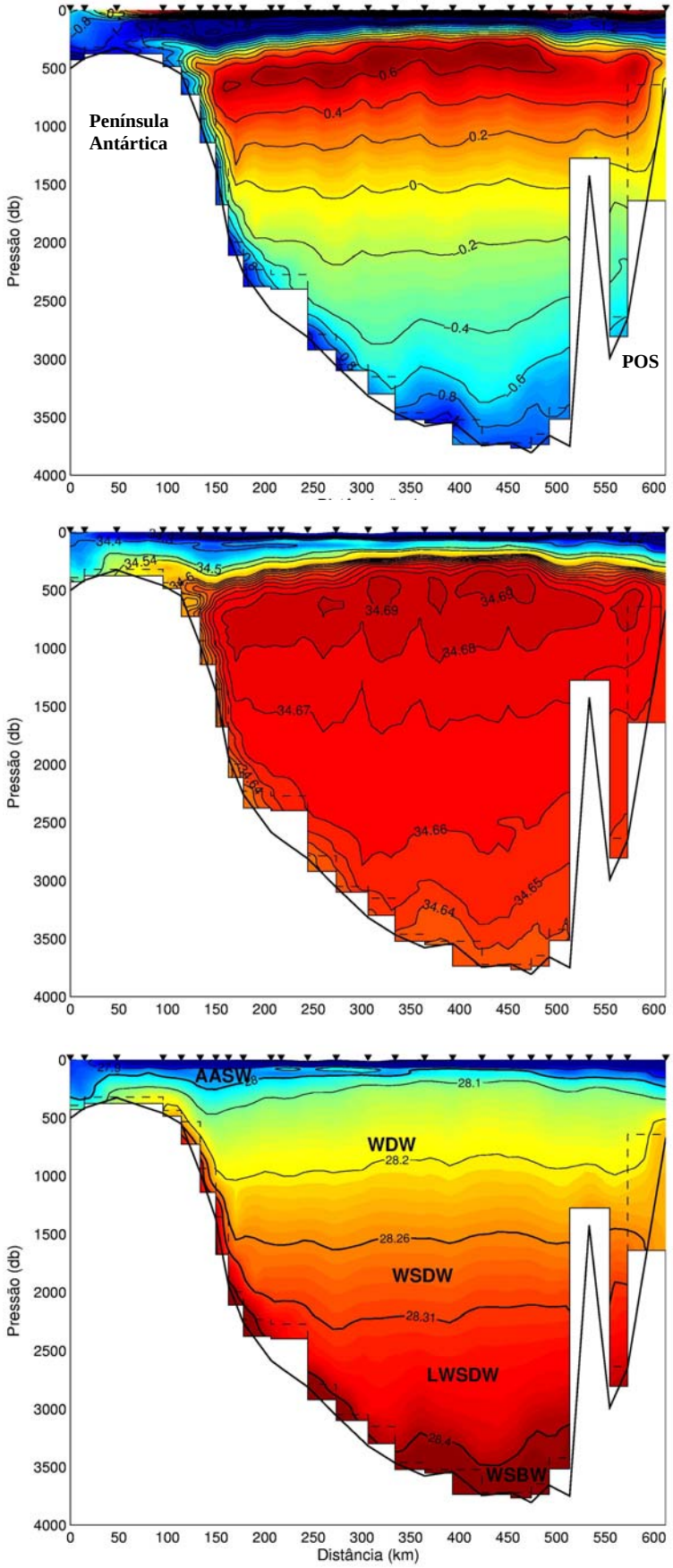


Figura 18 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção ARXVIII (2000) que fica ao sul da Bacia de Powell, desde a ponta da plataforma da Península Antártica até o talude do Platô das Orcadas do Sul (**POS**). Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).

extrapolação constante dos valores de fundo da estação rasa, devido principalmente a forte gradientes no fundo que 'geraram' características diferentes das massas de água presentes na seção. No par n° 23, o qual tem um valor elevado de **H**/2, não pode ser feita nenhuma extrapolação devido a inversões de velocidade. As velocidades relativas calculadas com os dados extrapolados chegaram aumentar aproximadamente 1-2 $cm.s^{-1}$ na grande parte dos pares de estações, sendo que no último par mais a leste, estes valores chegaram perto de 6 $cm.s^{-1}$ de diferença (Fig. 19).

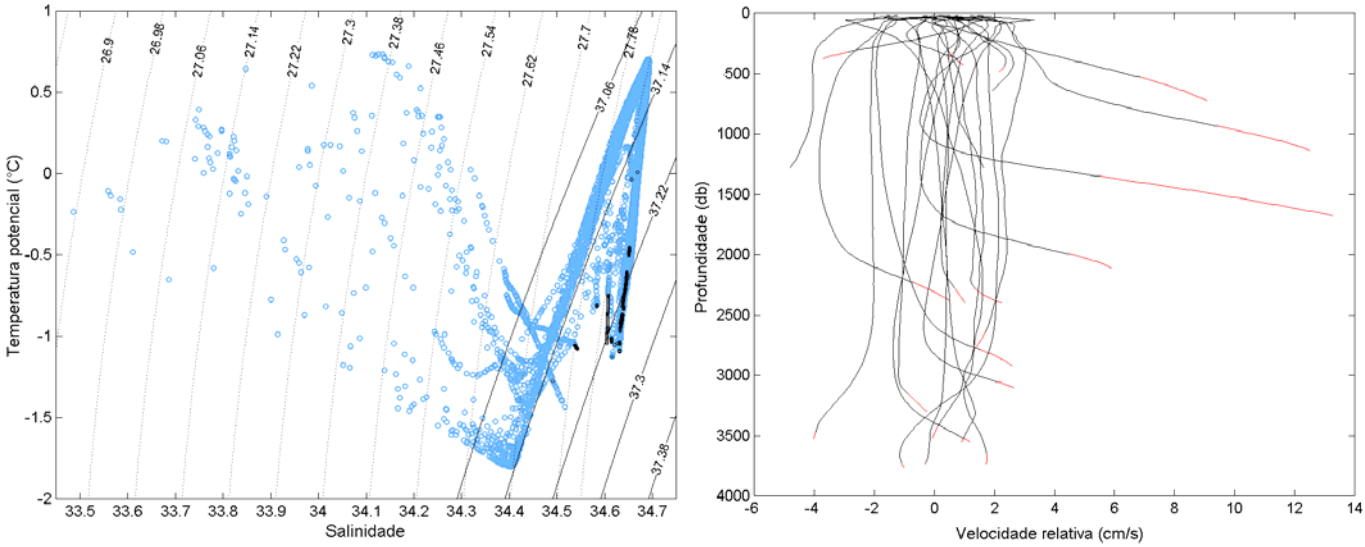


Figura 19 – À esquerda, Diagrama ***θ*/S** da seção ARXVIII (2000) que fica ao sul da Bacia de Powell. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (azul claro). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 2000 m (σ_2). À direita, velocidade geostrófica relativa ($cm.s^{-1}$) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).

4.3.1.3 Passagem das Orcadas

Situada desde o talude continental do Platô das Orcadas do Sul até o Banco de Bruce à leste, esta seção está sobre a passagem mais profunda da Cordilheira Scotia do Sul, próxima de 40°W, a Passagem das Orcadas (Locarnini *et al.*, 1993). Esta passagem estreita, com profundidade em torno dos 3500 m (LaBrecque *et al.*, 1981) conecta o Mar de Weddell com a Bacia central de Scotia. Alguns trabalhos citam que a mais fria **WSDW** encontrada no Mar de Scotia é oriunda dessa passagem (Wüst, 1933; Locarnini *et al.*, 1993) e portanto essa região seria sugerida como a principal rota de saída das

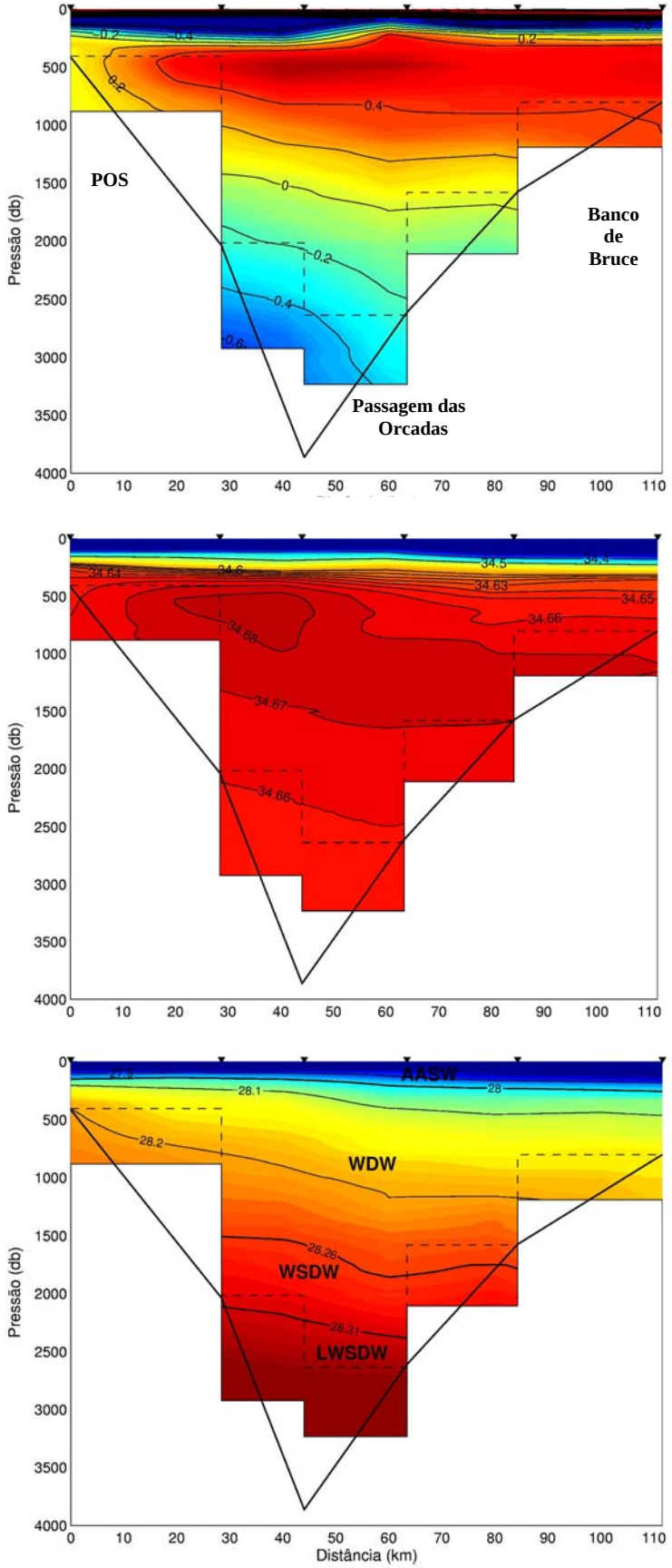


Figura 20 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção da Passagem das Orcadas ARXVIII (2000), desde o talude continental do Platô das Orcadas do Sul (**POS**) até o Banco de Bruce mais à leste. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estação com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).

águas do Mar de Weddell para o Mar de Scotia. A **AASW** ocupa as camadas superficiais de todas as estações em torno de ~150-250 m (Fig. 20). A **WDW** ocupa grande parte da seção alcançando profundidades em torno do 1500 m à oeste e profundidades em torno de 1800 m, mais à leste da passagem. Abaixo dessas profundidades a **WSDW** aparece preenchendo a passagem das Orcadas principalemente em sua classe Inferior (**LWSDW**), que também aparece inclinada com menores profundidades (~2200 m) a oeste, e maiores (2450 m) a leste da passagem. Destaca-se, portanto, um núcleo profundo de águas mais frias e menos salinas no lado oeste que promove as inclinações das isopicnais visualizadas na figura 20. Conforme mostrado por Schröder *et al.* (2002) as águas do fundo da passagem originam-se na seção que cobre o ramo norte do **GW**, como a porção mais ao norte de **WSBW**.

Nesta seção a questão dos triângulos de fundo foi bem importante para não resultar em uma subestimativa do fluxo profundo. A extrapolação linear das propriedades θ e **S** não pôde ser feita nos pares de estação n° 3 e 5 (sentido W-E), devido as características θ-**S** 'geradas'. Nestas estações foi realizada a extrapolação constantes dos valores de fundo da estação rasa. Uma exceção foi feita no primeiro par,

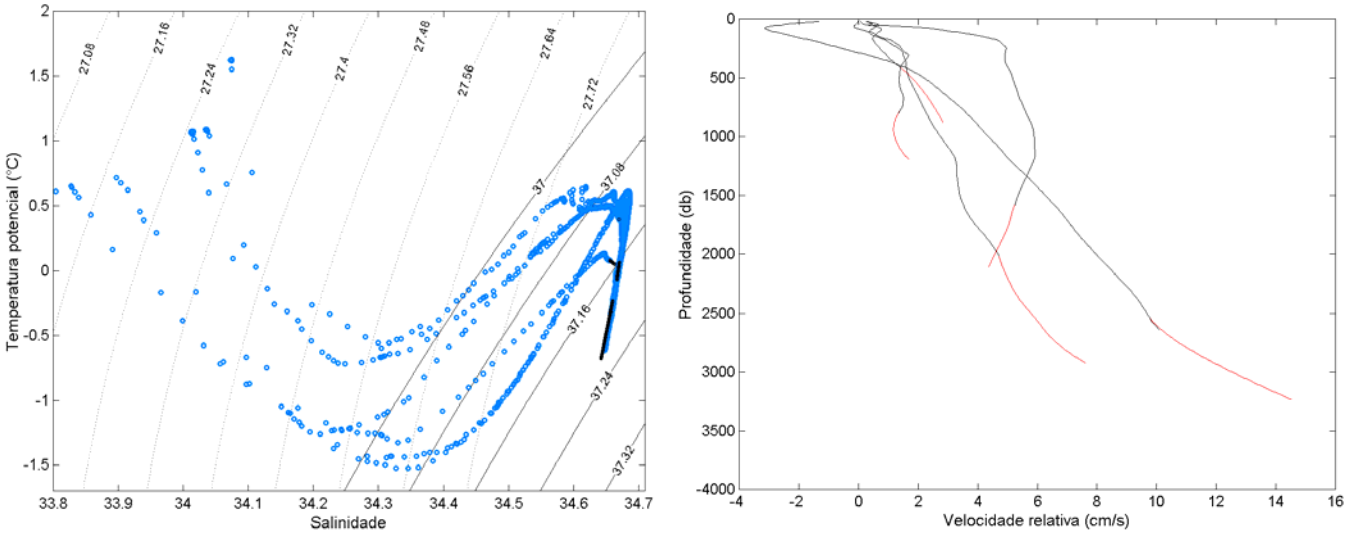


Figura 21 – À esquerda, Diagrama θ/**S** da seção ARXVIII (2000) da Passagem das Orcadas. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (azul escuro). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 2000 m (σ_2). À direita, velocidade geostrófica relativa (cm.s^{-1}) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).

que apresentou bons resultados da extrapolação linear mas por **H**/2 ser um valor muito alto optou-se por limitar a extrapolação uma profundidade um pouco menor apenas, para não ter características θ-**S** distintas do padrão encontrado na seção. As velocidades relativas calculadas com os dados extrapolados tiveram um máximo aumento de ~4 $cm.s^{-1}$ (Fig. 21).

4.3.1.4 Seção a sudoeste da Passagem de Bruce

Com estações iniciando no talude continental do Banco de Bruce, a seção segue em direção à maiores profundidades a sudoeste da Passagem de Bruce (~38°W, Fig. 13) e, na sequência, às águas mais rasas do Banco de Jane. A Passagem de Bruce, apesar de ter profundidades suficientes para permitir a saída de **WSDW**, ainda não foi muito caracterizada na literatura e é difícil definir certamente sua circulação dominante. Tanto no estudo de Naveira Garabato *et al.* (2002a) quanto nas simulações numéricas de Schodlok *et al.* (2002) o balanço do fluxo de **WSDW** apresentou resultados em ambos os sentidos (N-S) na passagem. Como pode ser visto na figura 22 as massas de água nessa passagem distribuem-se praticamente de forma uniforme ao longo da coluna de água. Na porção centro-sul da seção, observa-se apresentando um rebaixamento das isopicnais apenas próximo ao Banco de Bruce. A **AASW** é observada em menores profundidades em todas as estações em torno de ~150 m, alcançando os 241 m apenas mais ao norte da seção. Na camada inferior, a **WDW** se distribui até profundidades em torno de 1600 m. Abaixo dessas profundidades a **WSDW** aparece ocupando a maior parte da seção, principalmente como **LWSDW**. A **WSBW** chega a aparecer próximo a 3837 m na estação mais profunda da seção, entretanto não é calculado seu transporte por estar apenas em uma estação. Pela forte tendência linear das características θ-**S** (**WDW-WSDW**) nesta seção a extrapolação linear das propriedades θ e **S** nos triângulos de fundo obteve também bons resultados na maior parte dos pares de

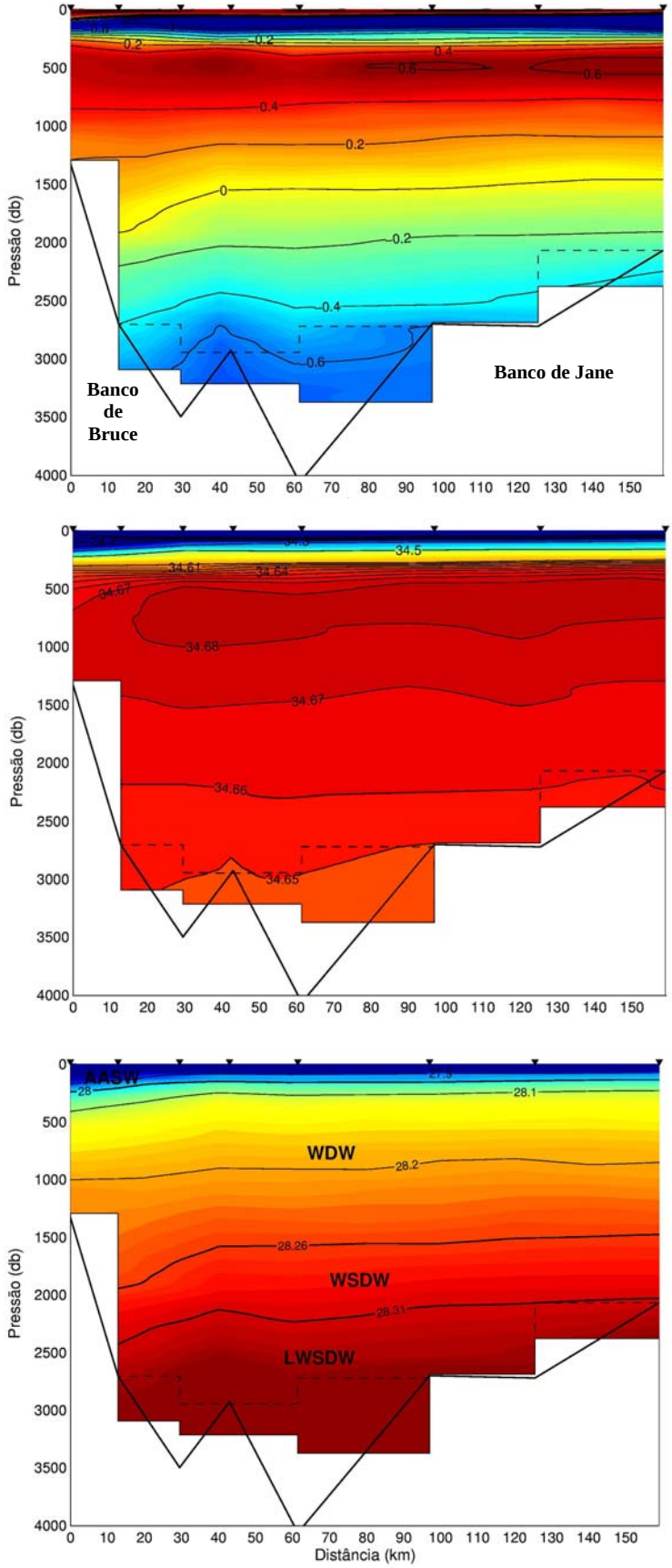


Figura 22 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção a sudoeste da Passagem de Bruce ARXVIII (2000), desde o talude continental do Banco de Bruce até o Banco de Jane mais a sudeste. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).

estações. Apenas no par n° 5 (sentido W-E) os valores foram extrapolados como constantes, devido aos fortes gradientes das propriedades próximo ao fundo. No primeiro par não foi possível fazer nenhuma extrapolação devido a inversões da velocidade. As velocidades relativas calculadas com os dados extrapolados chegaram aumentar < 2 $cm.s^{-1}$ (Fig. 23).

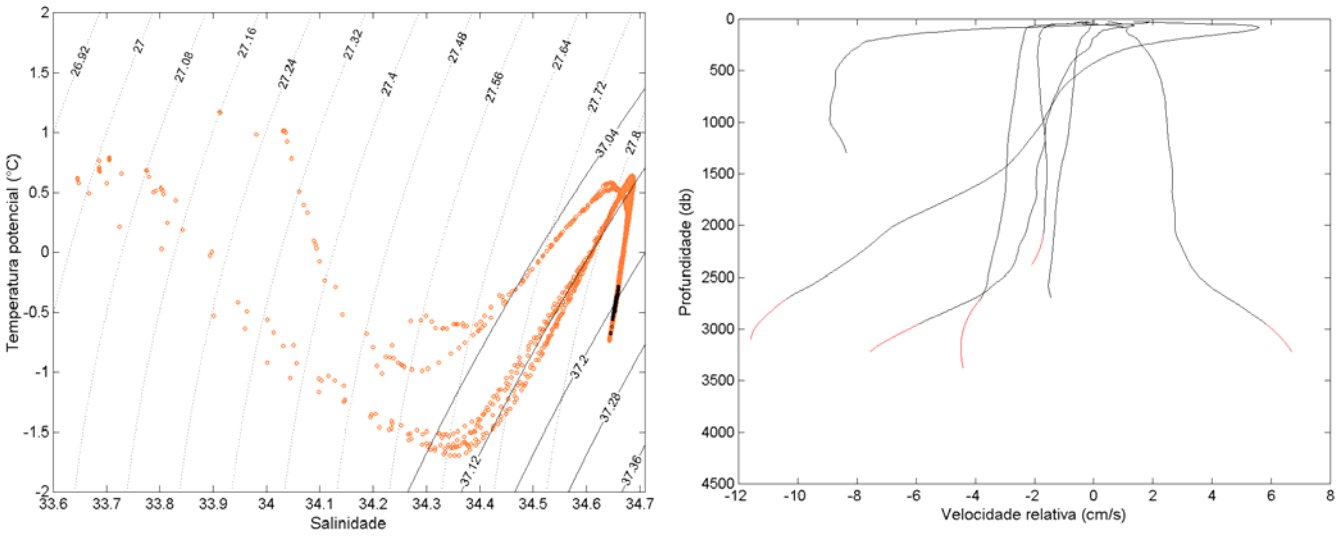


Figura 23 – À esquerda, Diagrama ***θ*/S** da seção ARXVIII (2000) a sudoeste da Passagem de Bruce. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (laranja). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 2000 m (σ_2). À direita, velocidade geostrófica relativa ($cm.s^{-1}$) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).

4.3.1.5 Ramo norte do Giro de Weddell

A seção cobre parte do ramo norte do **GW**, com estações desde o talude continental do Platô das Orcadas do Sul seguindo em direção sudeste até maiores profundidades da Bacia de Weddell (Fig. 13). As distribuições de temperatura potencial e salinidade mostram uma camada de fundo fria e com menores salinidades em ambos os lados da Cordilheira Endurance [*e.g.* Schroder *et al.* (2002), e mostrado na figura 24] representando o regime característico do interior do Mar de Weddell. A região abrangida pela seção é caracterizada pelo fluxo que sai da circulação ciclônica da Bacia de Powell e em grandes profundidades pelo padrão do ramo norte do **GW**, ambos

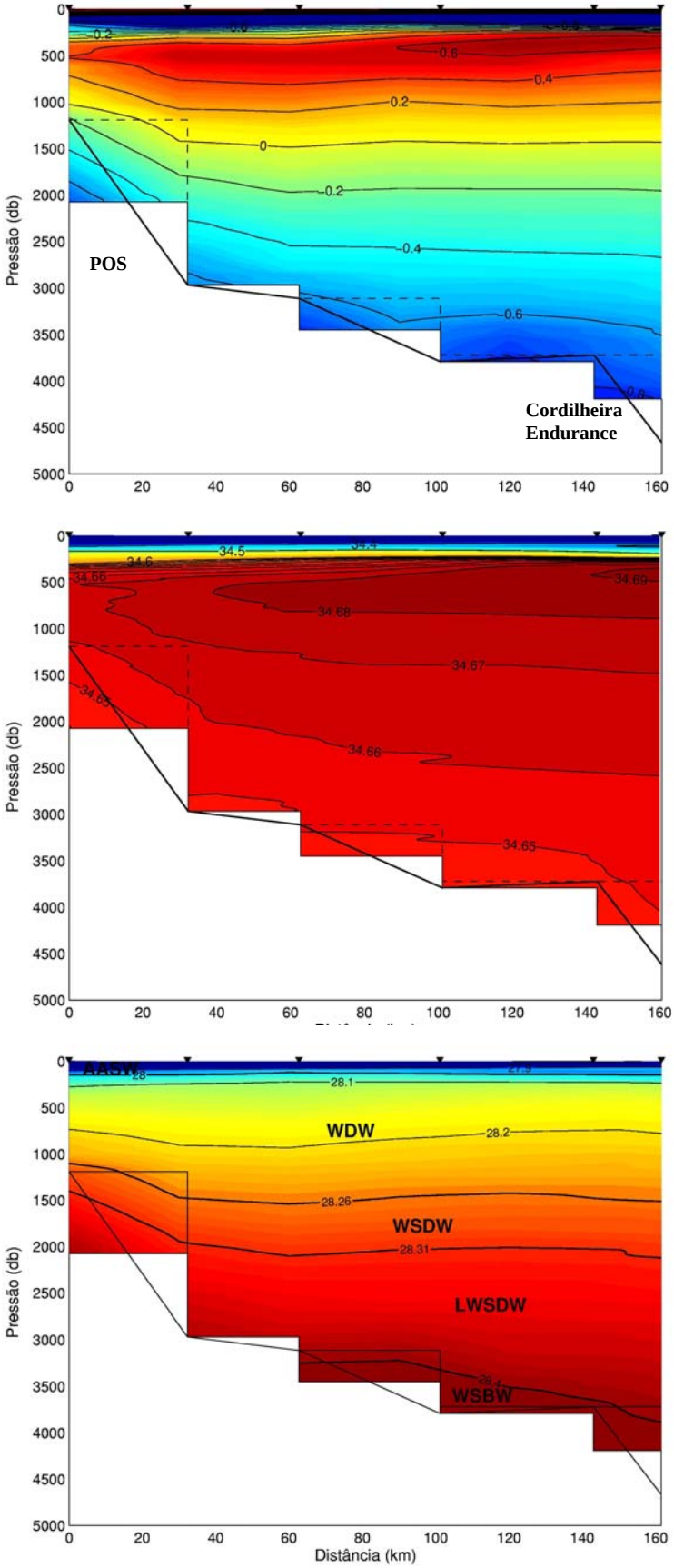


Figura 24 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção que cobre parte do ramo norte do Giro de Weddell ARXVIII (2000), desde o talude continental do Platô das Orcadas do Sul (POS) até maiores profundidades da Bacia de Weddell, em direção sudeste. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).

seguindo para leste (Fahrbach *et al.*, 1994, 2001; Gordon *et al.*, 2001; von Gyldenfeldt *et al.*, 2002). A **AASW** é observada quase que uniformemente nas estações até ~140 m. Abaixo segue a **WDW**, com alguma inclinação sobre o talude continental do Platô das Orcadas do Sul. A **WDW** também apresentou uma pequena elevação na porção centro-sul da seção em profundidades intermediárias até em torno de 1500 m. Em maiores profundidades, a **WSDW** ocupa grande parte da seção principalmente com sua sub-camada Inferior. No fundo pode se observar a **WSBW** seguindo para leste dentro do ramo norte do **GW**. Nesta seção a extrapolação linear das propriedades θ e **S** para o preenchimento dos triângulos de fundo obteve bons resultados em todos os pares de estações. As velocidades relativas calculadas com os dados aumentaram até 4 cm.s^{-1} (Fig. 25).

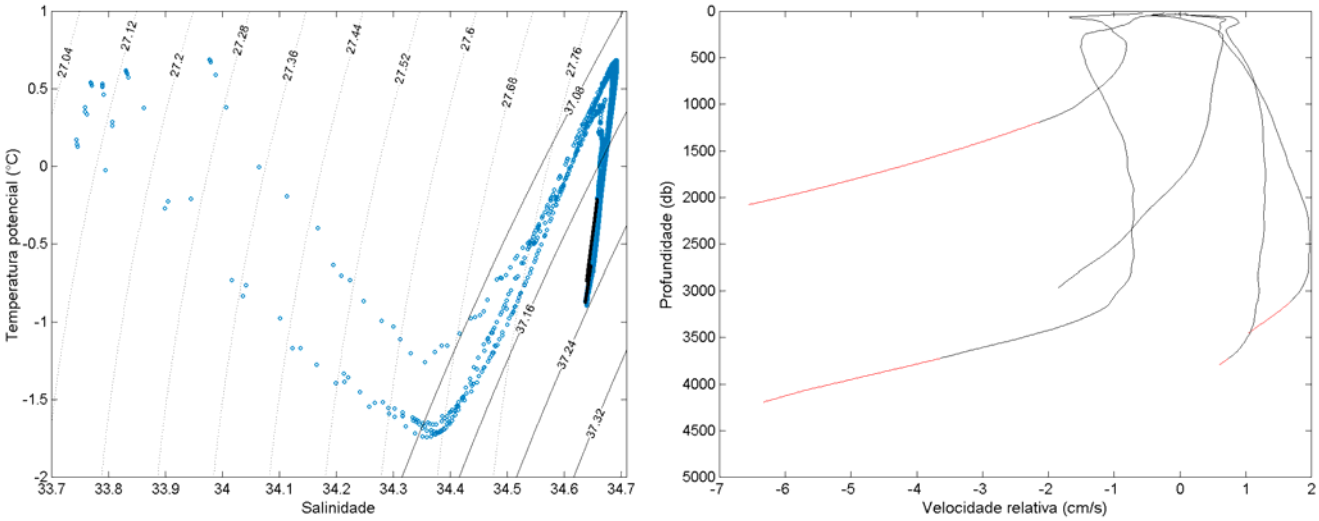


Figura 25 – À esquerda, Diagrama θ/**S** da seção ARXVIII (2000) cobrindo parte do ramo norte do Giro de Weddell. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (azul escuro). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 2000 m (σ_2). À direita, velocidade geostrófica relativa (cm.s^{-1}) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).

4.3.2 Inversões no noroeste do Mar de Weddell e fluxo da WSDW

No Giro de Weddell (**GW**) a fraca estratificação e o reduzido cizalhamento baroclínico levam a uma circulação dominada por jatos estreitos e em grande parte barotrópicos (Gordon *et al.*, 2001; Naveira Garabato *et al.*, 2002b). Normalmente, em áreas de fraca estratificação, as correntes oceânicas são fortemente determinadas pela

topografia de fundo. Fahrbach *et al.* (1994) mostram que a circulação do **GW** é dominada por correntes de contorno nos taludes continentais com fluxos em direção a sudoeste no lado leste e a nordeste no oeste do Mar de Weddell, alinhados quase paralelos aos contornos batimétricos. Além disso, a direção de fluxo é verticalmente coerente entre camadas superiores e o fundo, sobre e próximo dos taludes continentais, mas que no interior do giro onde o fluxo é fraco e variável existem algumas reversões na coluna de água. Fahrbach *et al.* (1994) também encontram que as correntes barotrópicas alcançam valores máximos nas correntes de contorno enquanto que decaem para menos que 1 $cm.s^{-1}$ ao longo da maior parte do interior do giro. No lado oeste do giro, no extremo da Península Antártica (~64°S), cortando o talude continental são encontradas velocidades médias (longa duração) de fundo em torno de 8 $cm.s^{-1}$ (500-1000 m), 2 $cm.s^{-1}$ (2000-3000 m), 4 $cm.s^{-1}$ (3000-4000 m) e 1 $cm.s^{-1}$ abaixo dos 4000 m. Gordon *et al.* (2001) analisaram dados de correntes (curta duração) por LADCP na região noroeste do Mar de Weddell e destacam a importância da componente barotrópica nos perfis de velocidade obtidos. A Bacia de Powell é caracterizada por uma circulação ciclônica de 18 ± 6 Sv e o ramo norte do **GW** transporta 40 ± 5 Sv para leste através de 44°W, sendo que este fluxo apresenta dois núcleos separados pela Cordilheira Endurance aos 63°S e origina-se tanto do giro da Bacia de Powell quanto do fluxo que move-se para leste ao sul da Bacia. No trabalho é mostrado que as velocidades na camada de fundo da Bacia de Powell são geralmente menores que 5 $cm.s^{-1}$, principalmente abaixo da isóbata de 3000 m, com acréscimo de valores em menores profundidades. Velocidades reversas (N-S) são encontradas próximas aos flancos da Passagem de Philip com valores entre 10 e 20 $cm.s^{-1}$. Ao longo dos 44°W, no ramo norte do **GW**, velocidades na camada de fundo seguindo para leste variam entre 4 e 10 $cm.s^{-1}$ com fluxos reversos que alcançam até 4 $cm.s^{-1}$. Naveira Garabato *et al.* (2002b), através de medidas de LADCP, também destacam que o fluxo sobre a

Cordilheira Scotia do Sul é altamente barotrópico. Os autores encontraram um padrão de fluxo em direção a norte (sul) no lado oeste (leste) de cada passagem profunda, condizente com predições de modelo (*e.g.* Pedlosky, 1994). Segundo os autores as maiores velocidades (~50 $cm.s^{-1}$) foram observadas sobre o flanco oeste da Passagem das Orcadas a cerca de 2500 m, e o fluxo foi observado ser equivalente barotrópico. Além disso, fluxos de cerca de 10 $cm.s^{-1}$ foram medidos em profundidades médias do flanco oeste da Passagem de Philip e Bruce apresentando, em média, fluxos para norte mais intensos do que os para o sul da **WSDW**. Esta observação implica num balanço para norte sobre a cordilheira.

Devido à importância da componente barotrópica da velocidade na forma de jatos barotrópicos, Naveira Garabato *et al.* (2003) mencionam que a circulação no **GW** não pode ser aproximada razoavelmente com um nível de não movimento. Neste sentido, os modelos dos autores diferem de outras análises inversas que têm incorporadas medidas de velocidade diretas. Os autores encontraram que estas medidas não têm impacto significante na solução (*e.g*. Gille 1999). Entretanto, se considerarmos que na modelagem inversa, a componente barotrópica da velocidade vai sendo mais bem definida a cada classificação da matriz A^{SVD} (até o aparecimento de ruídos na solução), neste trabalho optou-se por referenciar as velocidades geostróficas ao fundo. Esta decisão é apoiada pelo fato de que as 'caixas' não estão no interior do giro e, conseqüentemente, busca-se as soluções que apresentem velocidades barotrópicas condizentes com os principais padrões de circulação de fundo descritos acima. Um baixo número de camadas verticais nesse caso ajuda a melhorar a resolução das equações quanto à presença de ruídos. Bons resultados desta aplicação representariam uma implementação do modelo inverso de caixa que normalmente é empregado em oceanos mais barotrópicos apenas tendo medidas diretas de velocidade como referência.

As incertezas de fluxo na modelagem inversa de caixa incluem ruídos tanto

apartir das medidas hidrográficas quanto da aproximação no cálculo de transporte (*e.g.* Ganachaud 1999). Segundo o autor, em relação ao primeiro componente, o ruído principal é devido às ondas internas, enquanto que o segundo componente inclui ruídos principalmente da aproximação geostrófica e dos triângulos de fundo. Em adição, o transporte de Ekman também inclui erros nas soluções inversas. Em estudos não sinóticos, as principais incertezas consideradas nos modelos inversos são devidos a variabilidade temporal, que é considerada dominante na variabilidade do transporte geostrófico (Roemmich & Wunsch, 1985; Rintoul, 1991; Macdonald, 1993). No cruzeiro ARXVIII, as estações que fecham a 'caixa' da Bacia de Powell foram realizadas em 15 dias (24/01 – 07/02/2000) e as que fecham a 'caixa' sobre a Passagem das Orcadas e Bruce em 7 dias (30/01 – 05/02/200). Apesar de ter ainda poucos estudos na região noroeste do Mar de Weddell para possibilitar a determinação das escala espaço-temporais de processos de meso-escala que possam estar causando ruídos nos cálculos geostróficos, assume-se que provavelmente no período de tempo considerado os erros não sejam significativos. Dessa forma, a única incerteza considerada importante nos dados são das ondas internas que podem ocorrer em escala de horas. Para determinar essa incerteza foi utilizado o método descrito por Ganachaud (1999), que calcula a ordem de magnitude desse erro no Atlântico Norte (30°N) através do spectro Garrett-Munk (*e.g.* Gonett & Munk, 1979; Munk, 1981) e escalona pelo inverso do parâmetro de Coriolis para as outras latitudes. Os ruídos devido aos triângulos de fundo não foram considerados justamente para analisar essa questão com o método de extrapolação empregado nos dados. As incertezas devidas à dinâmica de Ekman foram estimadas com base no trabalho de Naveira Garabato *et al.* (2002b) para a região.

4.3.2.1 Configurações de modelo

Assumindo o estado do oceano em balanço geostrófico com incertezas de fluxo atribuídas a uma camada superficial de Ekman dirigida pelo vento e à presença de ondas internas em camadas mais profundas definidas por superfícies neutras, foi empregado no modelo inverso de caixa DOBOX 4.2 a conservação de massa, sal e calor entre as seções de cada 'caixa'. Na camada mais superficial em contato com a atmosfera e o gelo marinho optou-se por não conservar nenhuma das propriedades. As incertezas de fluxo devido às ondas internas foram estimadas em ± 0.5 Sv [e.g. método sugerido por Ganachaud (1999)] e a estimativa escolhida para a incerteza de Ekman foi de ± 0.2 Sv, com base nos valores de 0.5 – 0.6 Sv encontrados por Naveira Garabato *et al.* (2003) sobre uma área maior da Cordilheira Scotia do Sul. O sistema de peso constou da aplicação da normalização pelo valor médio de propriedade por camada e a normalização da área entre os pares de estação. As equações de conservação no total da coluna de água foram também pesadas pelo inverso das incertezas estimadas de fluxo (Ekman + ondas internas) e cada camada vertical, abaixo da mais superficial, foi pesada pelo inverso da incerteza estimada pelas ondas internas distribuídas pela coluna de água. Como a estratificação é baixa, a coluna de água é praticamente homogênea com respeito aos fenômenos de alta frequência e, como não se conhece o padrão das ondas internas na região, inclusive a ocorrência de onda internas induzidas pela topografia, optou-se por dividir seu peso ao longo das camadas verticais, o que resultou numa incerteza estimada de ± 0.07 Sv por camada. Na 'caixa' fechada abrangendo a Bacia de Powell foi atribuído um peso igual a zero para os dois primeiros pares de estação sobre plataforma da Península Antártica. Isto se deve ao fato que as duas primeiras estações apresentam características hidrográficas de águas de plataforma, praticamente lineares no espaço $\boldsymbol{\theta}$–**S**, e a terceira apresenta características intermediárias entre essas águas de plataforma e as águas do interior da bacia. Conforme citado anteriormente essas águas sobre plataforma devem seguir provavelmente para o Estreito de Bransfield (Schodlok

et al., 2002; von Gyldenfeldt *et al.*, 2002). A 'caixa' com as seções sobre as Passagens das Orcadas e sudoeste de Bruce teve a seção do ramo norte do **GW** conectada com a última estação da seção de Bruce (Banco de Jane), para compensar a falta de estações no fechamento da caixa, assumindo que entre as três seções os fluxos devem se conservar.

4.3.2.2 Soluções

Tendo o nível mais profundo de cada par de estações como referência para a velocidade geostrófica e buscando as classificações da matriz de equação do modelo com soluções estáveis, nas quais as velocidades barotrópicas estimadas sejam condizentes com os padrões de circulação de fundo descritos para as regiões fechadas pelas 'caixas', foram testadas algumas configurações de modelo. Nos testes foram analisadas principalmente as aplicações de anomalia de propriedades e incertezas estimadas de fluxo. Para iniciar foram feitas as inversões com a 'caixa' sobre a Bacia de Powell, visando estimar o fluxo da **WSDW** sobre a Passagem de Philip. No modelo **I** foram aplicadas as equações de conservação de massa, sal e calor (exceto na camada superficial e na total da coluna de água) nos dados iniciais. Utilizando as mesmas condições, o modelo **II** utilizou a conservação das propriedades nos dados com a extrapolação nos triângulos de fundo. A aplicação das incertezadas estimadas de fluxo (ondas internas + Ekman) foi feita com os dados iniciais (modelo **III**) e com os extrapolados (modelo **IV**), utilizando os pesos de incerteza já descritos. O sal e o calor foram conservados, em termos de anomalia de propriedades (temperatura potencial e salinidade) em relação ao domínio de dados da 'caixa', e as incertezas estimadas de fluxo aplicadas nos modelos **V** e **VI** com os dados iniciais e extrapolados, respectivamente. O que se pode observar com os resultados, mostrados na tabela 9, foi um aumento na estabilidade das soluções com a aplicação das incertezas estimadas de

fluxo (observado principalmente com os dados extrapolados). A aplicação da conservação de anomalia de propriedades principalmente se mostrou sensível às incertezas de fluxo. Sem aplicar as incertezas foi difícil encontrar soluções estáveis ao longo da coluna de água e mantendo os padrões esperados da velocidade barotrópica. Apenas através da melhoria do condicionamento do modelo, com a conservação das anomalias de propriedades pesadas pelas incertezas estimadas de fluxo, foi possível obter um balanço de fluxo da **WSDW** para norte na Passagem de Philip tanto com os dados iniciais quanto com os extrapolados.

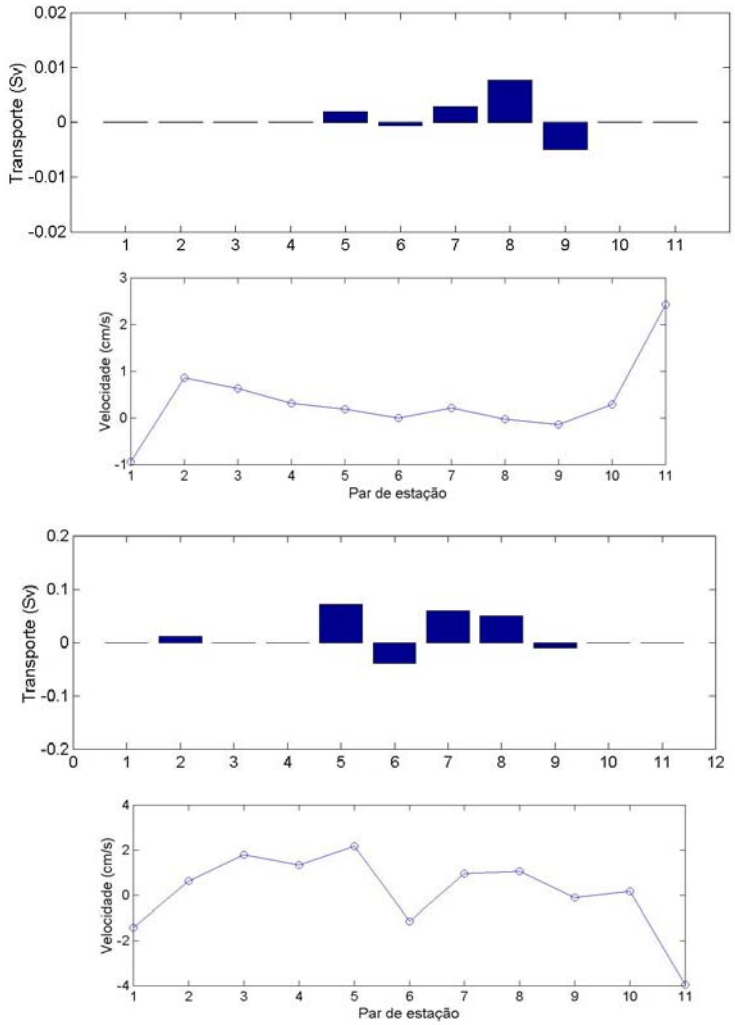
Tabela 9 – Resultados de transporte da **WSDW** sobre a Passagem de Philip obtidos para os modelos testados: número de equações da matriz de equação do modelo (**m**), intervalo de classificações com solução estável sendo a última a classificação efetiva (*k*), e transporte absoluto em Sv com sentido positivo para norte.

Modelo	Propriedades conservadas	Dados de propriedade	Incerteza estimada de fluxo (ondas + E)	m	(*k*)	Transporte WSDW (Sv)
I	massa, sal e calor	iniciais	-	25	5 - 8	-0.04 ± 0.01
II	massa, sal e calor	extrapolados	-	25	10 - 13	0.08 ± 0.02
III	massa, sal e calor	iniciais	camadas e total da coluna de água	24	5 - 8	-0.02 ± 0.02
IV	massa, sal e calor	extrapolados	camadas e total da coluna de água	24	8 - 15	0.11 ± 0.08
V	massa, anomalias de sal e calor	iniciais	camadas e total da coluna de água	24	5 - 9	0.01 ± 0.01
VI	massa, anomalias de sal e calor	extrapolados	camadas e total da coluna de água	24	8 - 15	0.12 ± 0.03

Na literatura, o fluxo de **WSDW** na Passagem de Philip encontrado por Naveira Garabato *et al.* (2002b) é de 0.7 ± 0.4 (LADCP) e –0.1 ± 0.3 Sv (modelo inverso). Em um estudo numérico Schodlok *et al.* (2002) encontraram 2.2 Sv para a **WSDW** na passagem. Entretanto, os autores usam no modelo numérico uma profundidade para a passagem de 2050 m e pelo trabalho de Naveira Garabato *et al.* (2002b), a fenda mais

profunda da passagem é em torno de 1980 m, com o restante da passagem profunda à oeste das Ilhas Orcadas do Sul estando em torno de 1600 m de profundidade. Nos dados utilizados neste trabalho, a diferença de profundidade na Passagem de Philip é ainda maior que a usada por Schodlok *et al.* (2002), pois as profundidades registradas foram menores que 1800 m. Sendo assim, consideramos que os melhores resultados (modelos **V** e **VI**) encontrados estão dentro da faixa de valores registrados por Naveira Garabato *et al.* (2002b). Como pode ser observado na figura 26, a saída da **WSDW** pela Passagem de Philip em direção ao Mar de Scotia se dá através dos pares de estação 2, 5, 7 e 8. Tanto no modelo **V** (**A**) quanto no modelo **VI** (**B**) o padrão de transporte absoluto (**TA**) sobre a passagem foi mantido.

A)



B)

Figura 26 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) da **WSDW** e velocidade barotrópica (cm.s^{-1}) na classificação efetiva (k = 9) do modelo **V** (dados iniciais), sobre a seção da Passagem de Philip. **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) da **WSDW** e velocidade barotrópica (cm.s^{-1}) na classificação efetiva (k = 15) do modelo **VI** (dados extrapolados). Transportes e velocidades positivas estão direcionadas para norte e negativas para sul.

Com relação às velocidades barotrópicas dos respectivos modelos, pode se observar que, assim como a velocidade baroclínica, uma consequência de aplicar-se a extrapolação é um aumento da magnitude dos valores, considerando que o padrão das velocidades se manteve quase o mesmo. Esse aumento das velocidades ocorre, conseqüentemente, em resposta ao aumento do transporte baroclínico na seção, e também pelo aumento da estabilidade na solução que permite chegar a uma maior *k*. Nos modelos testados com os dados extrapolados, principalmente, foi observado em alguns pares de estação da seção da Passagem de Philip que a componente barotrópica de fluxo tem magnitudes maiores que a componente baroclínica nas classificações efetivas (*k*) elegidas. Para exemplificar, na figura 27 estão mostrados os balanços de fluxos barotrópicos (**TF**) e baroclínicos (**TL**) integrados ao longo da coluna de água na classificação efetiva (*k* = 15) do modelo **VI**. Apesar de um aparente balanço entre os fluxos baroclínico (**TL**) e barotrópico (**TF**) o transporte absoluto (**TA**= **TL** + **TF**) sobre a passagem se mostrou dominado pela componente barotrópica saindo em direção ao norte, na porção mais centro-oeste da passagem, e pela componente baroclínica entrando na Bacia de Powell, mais a leste (Fig. 28, **A**). Observando o perfil de velocidade absoluta (**C**) na figura também fica evidente que o fluxo para sul mais a leste da passagem, onde está presente nos perfis de propriedades um núcleo quente e salino de **WDW**, entra na Bacia de Powell pelo Mar de Scotia. Este resultado está de acordo com o perfil de velocidade (LADCP) de Naveira Garabato *et al.* (2002b). Outra observação que também condiz com esse estudo é um fluxo para norte beirando o flanco oeste do Platô das Orcadas do Sul. Esse fluxo também é indicado pela simulação numérica de Schodlok *et al.* (2002). No modelo de Matano *et al.* (2002) é encontrado um fluxo menor que 1 Sv de águas do Mar de Scotia entrado pela passagem mais a leste da Bacia de Powell, e domina o fluxo sobre a seção. Outras observações sugerem que a

circulação dominante na passagem de Philip é de saída da bacia de Powell para o Mar de Scotia (Nowlin & Zenk, 1988; von Gyldenfeldt *et al.*, 2002).

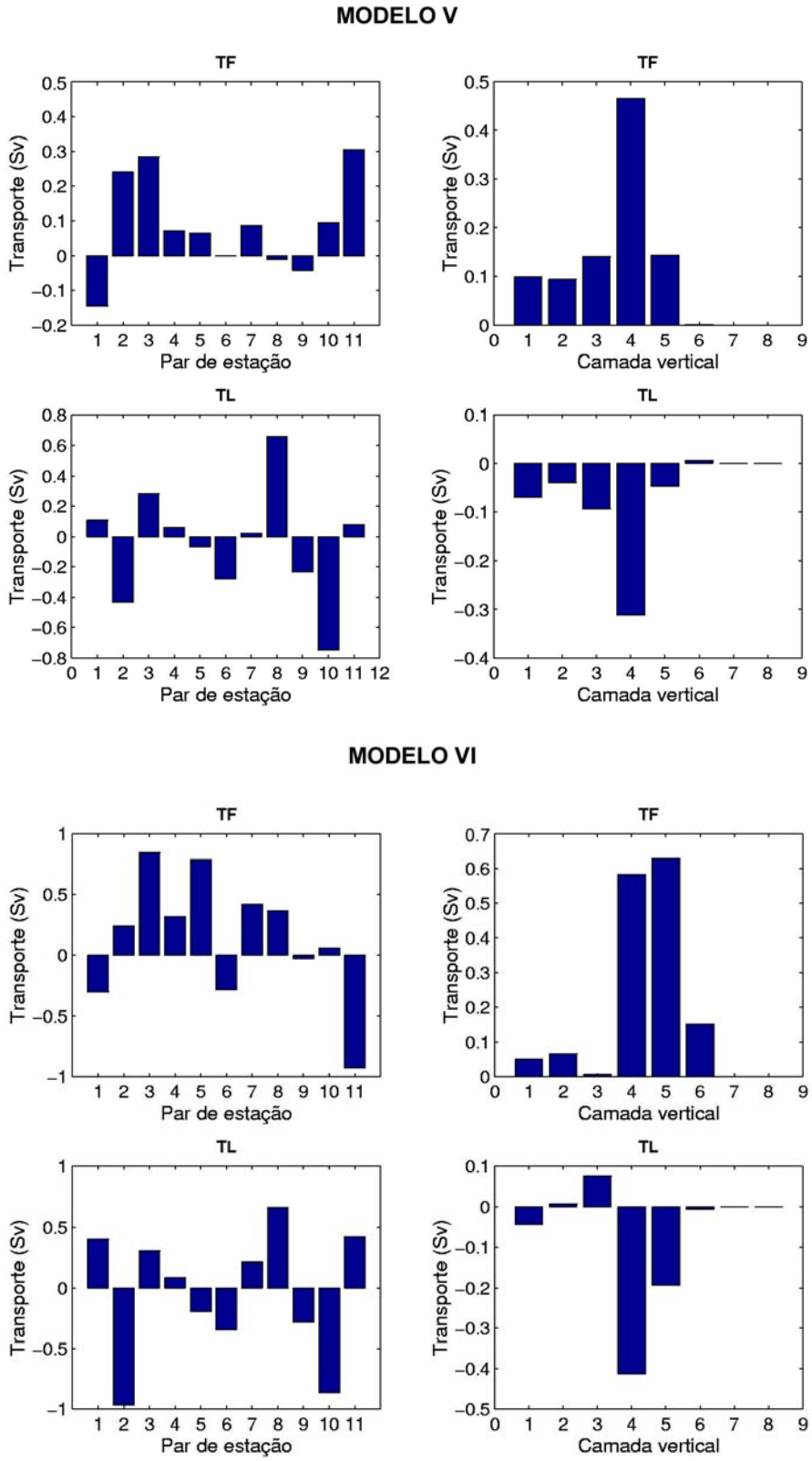


Figura 27 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estações da Passagem de Philip e por camada vertical, nas classificações efetivas (k = 9 e 15) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte estão indicados por valores positivos.

A)

B)

C)

D)

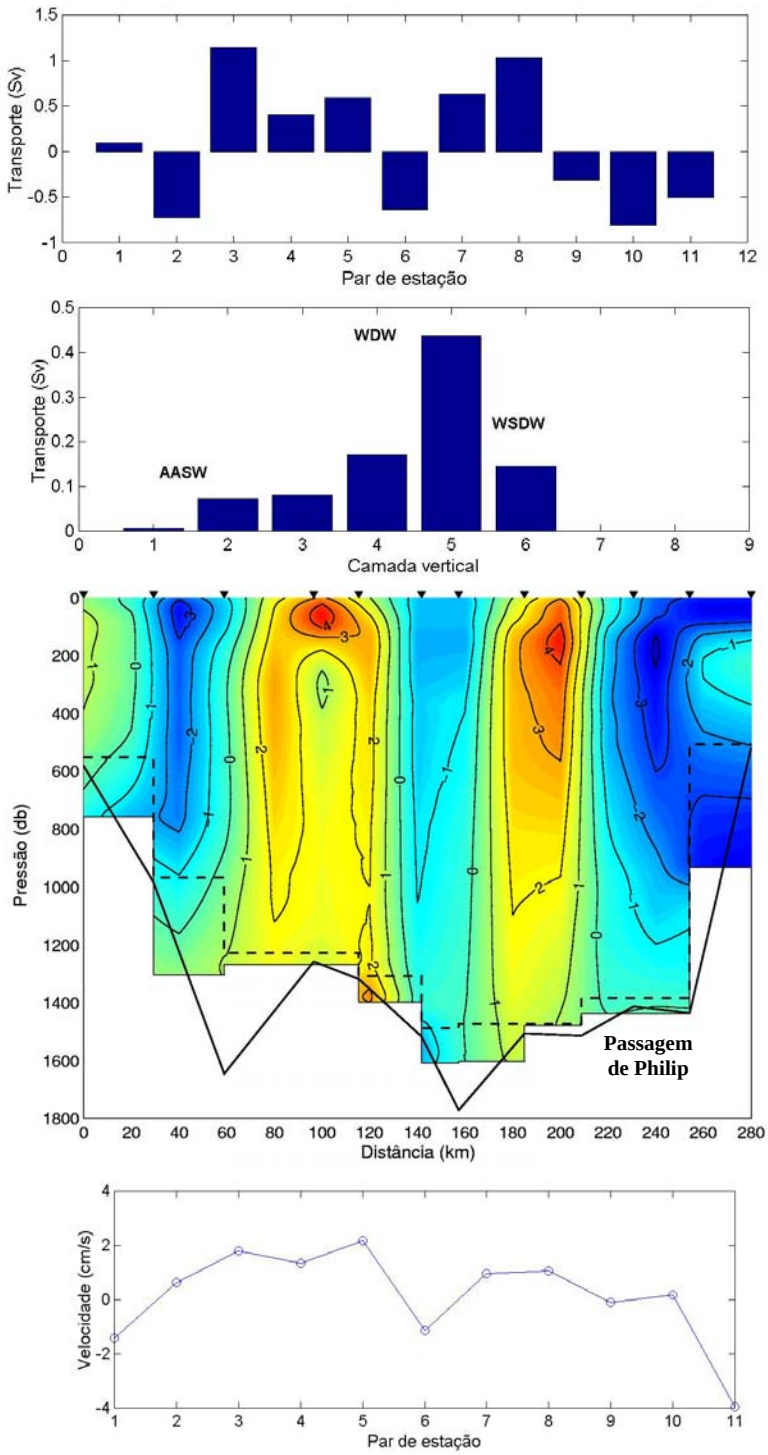


Figura 28 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estações da Passagem de Philip e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas verticais, ambos obtidos na classificação efetiva (k = 15) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em cm.s^{-1} para a seção, obtidas na solução.

Vale a pena salientar que, assim como nos testes realizados na Passagem de Drake, a aplicação da anomalia de propriedades resultou em um menor transporte absoluto integrado de volume ao longo de toda a coluna de água, comparando com a conservação apenas das propriedades, e aparentemente uma melhor definição do fluxo profundo. O fluxo de volume integrado em toda a coluna de água pela Passagem de Philip foi de 1.11 ± 0.5 Sv para norte no modelo **IV** que conserva as propriedades, e 0.84 ± 0.11 Sv no modelo **VI** que conservou as anomalias de propriedade. Os resultados obtidos com a extrapolação nos triângulos de fundo foram realmente satisfatórios em ambas as seções da 'caixa' sobre a Bacia de Powell. Através da extrapolação quase linear da velocidade geostrófica relativa, obtida através da extrapolação das propriedades, as velocidades barotrópicas foram aumentadas e mantiveram o padrão de circulação ciclônica entrando e saindo da Bacia de Powell, que foi o principal aspecto considerado na escolha das soluções (Fig. 29). Os valores de velocidade barotrópica neste caso ficaram inclusive próximos dos valores de velocidade de fundo mostrados por Fahrbach *et al.* (1994). Um sinal que aparece no perfil de velocidade barotrópica dos modelos testados, sendo melhor definida com os dados extrapolados, é uma contracorrente estreita centrada no par de estação 4 fluindo para sul, em uma profundidade em torno dos 500 m. Matano *et al.* (2002) citam uma contracorrente, ainda não relatada na literatura através de observações, fluindo como um jato em direção ao sul fora da plataforma e próxima da região do talude continental da Península Antártica. Essa contracorrente foi detectada no modelo numérico abaixo de 65°S, mas seria dirigida até a latitude da nossa seção ao sul da Bacia de Powell sobre contornos fechados *f*/H (400-600 m) conservando a vorticidade potencial de maneira quase uniforme. Além disso, pode se visualizar no perfil barotrópico dos modelos um aspecto filamentoso da corrente de contorno oeste do **GW** que flui para norte sobre o talude

continental da Península Antártica. Esse aspecto também foi citado por Matano *et al.* (2002) e pode ser melhor definido com a extrapolação nos triângulos de fundo.

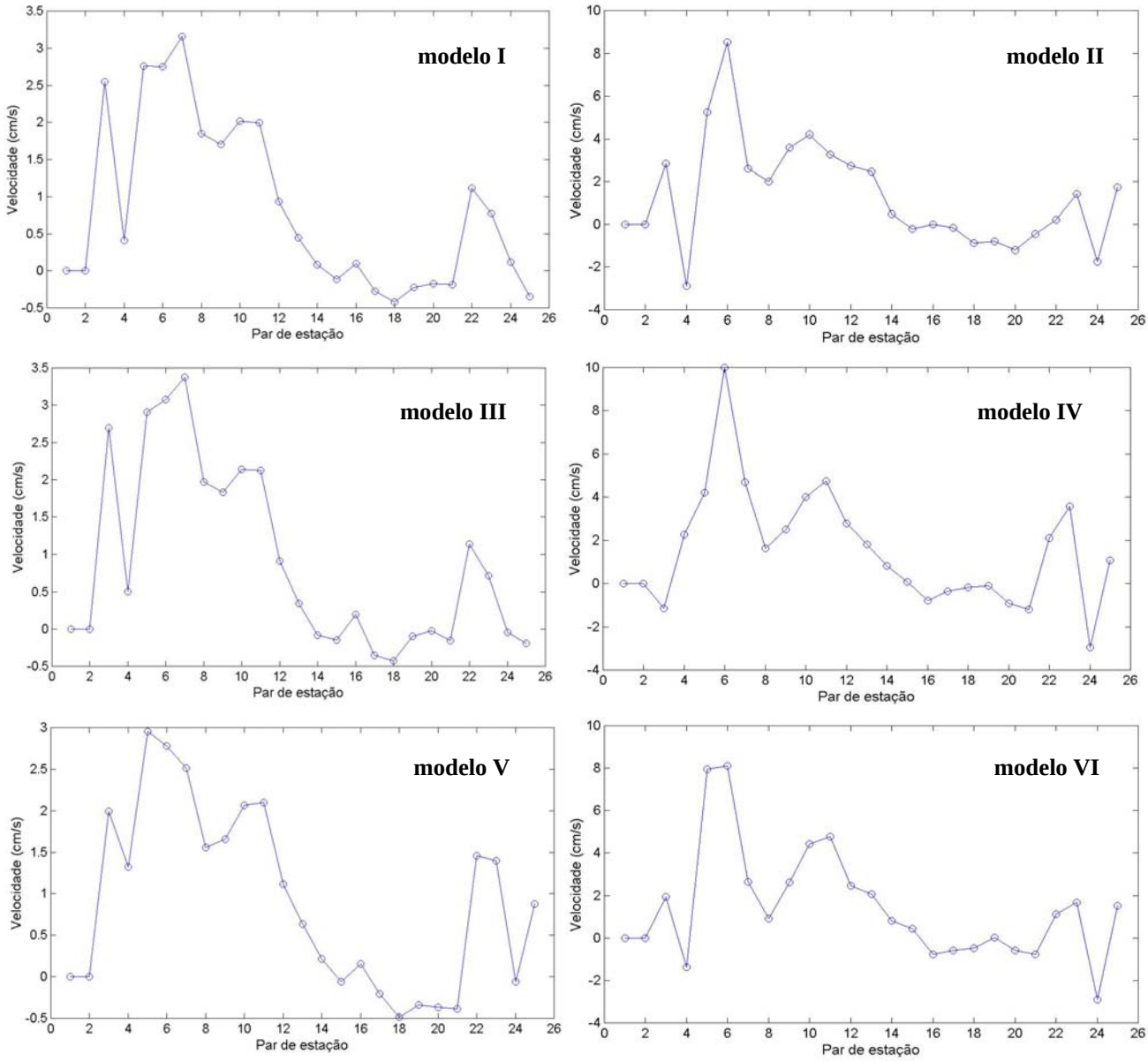
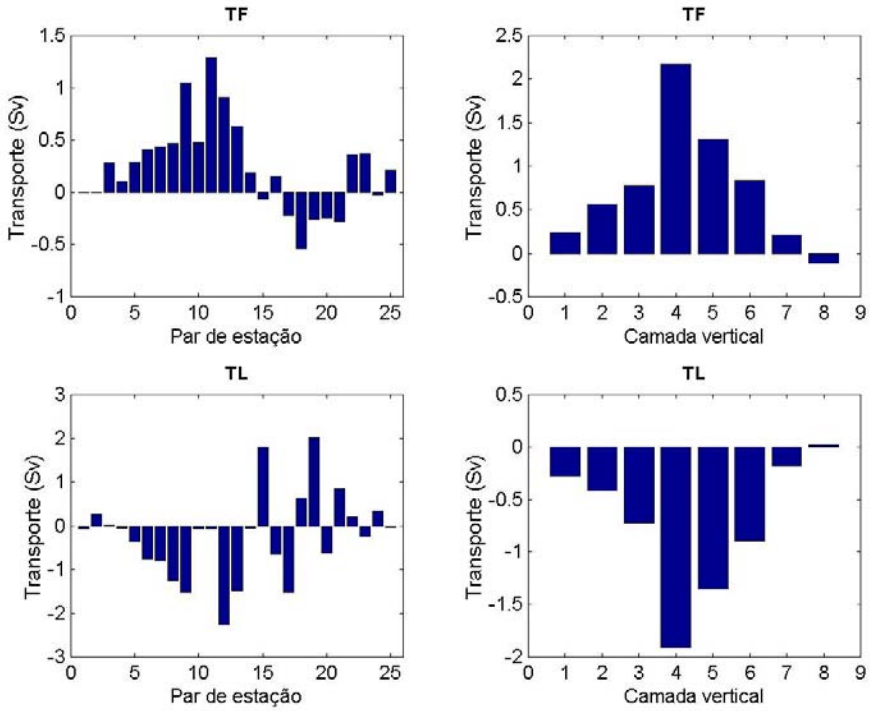


Figura 29 - Velocidade barotrópica (cm.s^{-1}) nas classificação efetivas mostradas na tabela 9 dos respectivos modelos indicados em algarismos romanos. Valores positivos estão direcionados para norte.

Pode ser observado através da comparação entre os balanços de fluxo baroclínico e barotrópico nos pares de estação 1 - 15 da seção ao sul da Bacia de Powell, que efetivamente há uma compensação entre as componentes de fluxo na maior

MODELO V



MODELO VI

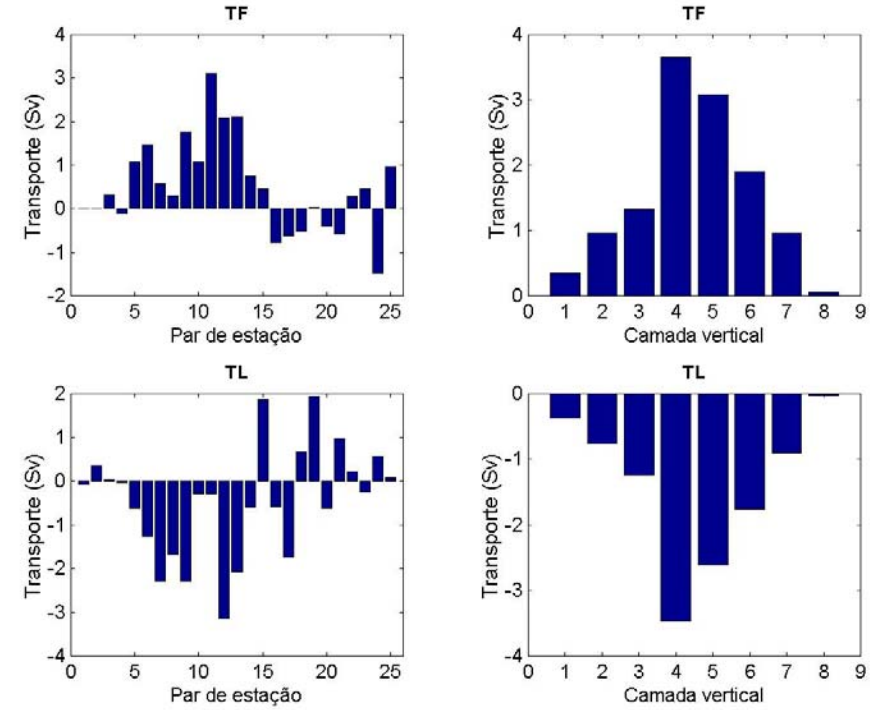
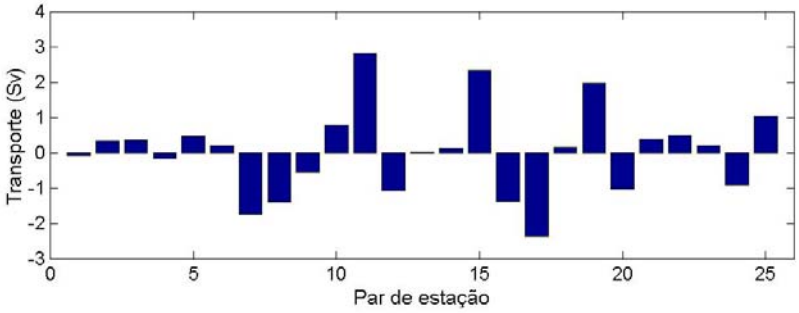


Figura 30 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estação da seção ao sul da Bacia de Powell e por camada vertical, nas classificações efetivas (k = 9 e 15) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte estão indicados por valores positivos.

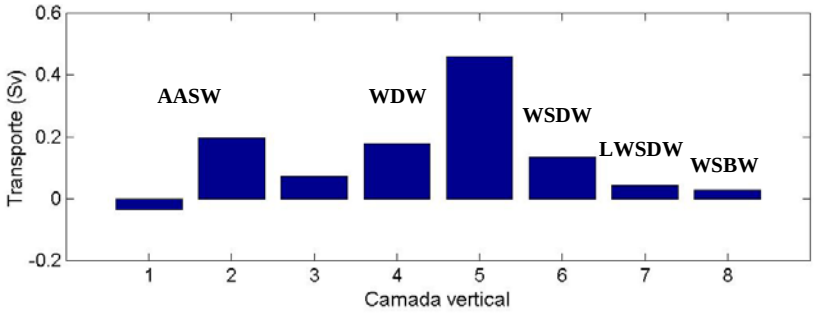
parte dos pares de estação (Fig. 30). Se considerarmos a melhor solução em k = 15 do modelo **VI**, por exemplo, encontramos um transporte baroclínico (**TL**) de 12.4 Sv para sul, enquanto que a componente barotrópica do fluxo segue para norte com 14.9 Sv, resultando num balanço de 2.5 Sv para norte. A **WSDW** contribui com 1.7 Sv para este fluxo , enquanto que a **WSBW** com 0.25 Sv. Ou seja, a melhor solução encontrada nos testes realizados da componente barotrópica cortando o talude continental da península chega é bem razoável conforme a literatura (dados médios de corrente de longo período *e.g.* Fahrbach *et al.*, 1994). Entretanto, o perfil baroclínico está na maioria dos casos contrário ao barotrópico, resultando num fraco fluxo integrado na coluna de água. Considerando que a performance do modelo é capaz de encontrar soluções para a componente barotrópica bem maiores que a baroclínica, como será mostrado mais adiante principalmente sobre a Passagem das Orcadas, os resultados sugerem que neste período a circulação da região não tinha provavelmente uma componente barotrópica tão intensa. Isso é corroborado por medidas instantâneas de LADCP na Bacia de Powell no inverno de 1997 (18 ± 6 Sv, *e.g.* Gordon *et al*., 2001). Em contrapartida, um resultado mais próximo foi encontrado no modelo numérico de Matano *et al.* (2002), no qual o fluxo que vai para norte participando da circulação ciclônica na bacia é de 6.5 Sv.

Portanto, torna-se interessante com esses resultados a análise das condições ambientais próximas ao período dos dados que suportem as observações descritas. Entre os pares de estação 5 – 6 (~700-1200 m, **WSDW**) foram encontradas as maiores velocidades para norte ao longo do talude continental da península, chegando a valores próximos de 8 $cm.s^{-1}$. Conforme a literatura, sobre o talude continental oeste do **GW** a camada de **WSBW** recém formada flue para o norte (Gordon *et al.*, 1993; Fahrbach *et al.*, 1994, 1995, 2001; Muench & Gordon, 1995; Gordon, 1998). O fluxo médio na pluma de água profunda no noroeste do Mar de Weddell é 1.3 ± 0.4 Sv (Fahrbach *et al.*, 2001).

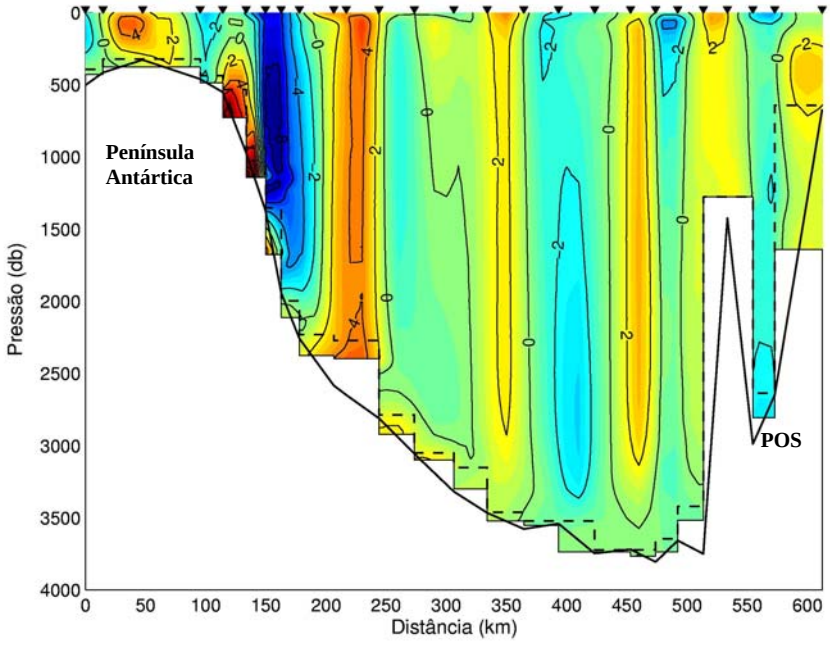
A)



B)



C)



D)

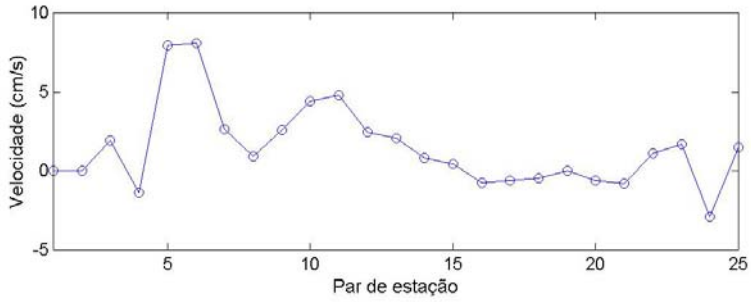


Figura 31 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estações da seção ao sul da Bacia de Powell e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas verticais, ambos obtidos na classificação efetiva (k = 15) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em cm.s^{-1} para a seção, obtidas na solução.

As inversões com a 'caixa' que cobre a Passagem das Orcadas, sudoeste da Passagem de Bruce e parte do ramo norte do **GW** foram configuradas da mesma maneira que as aplicadas na 'caixa' sobre a Bacia de Powell, no total de seis modelos visando testar a performance do modelo com as aplicações de incertezas estimadas de fluxo e anomalia de propriedades. Com os dados iniciais, sem a extrapolação nos triângulos de fundo, foi observado que o transporte baroclínico (relativo ao fundo) integrado ao longo da coluna de água nos pares de estação da Passagem das Orcadas, flui para dentro da 'caixa'. Ou seja, o transporte baroclínico na passagem é direcionado para sul e, da mesma forma, nas classificações iniciais da matriz de equação do modelo o transporte barotrópico integrado na seção também fica direcionado para o sul. Enquanto que no ramo norte do **GW** a maior parte do transporte baroclínico integrado nos pares de estação flui para oeste e o transporte barotrópico fica direcionado para leste. Foi observado que, conforme a velocidade barotrópica fosse melhor resolvida nas classificações posteriores, essa situação na Passagem das Orcadas se invertia. Ou seja, quando as velocidades barotrópicas estimadas alcançaram valores maiores e mais de acordo com a literatura, o transporte barotrópico inverteu para norte na seção. Ao mesmo tempo, sobre a seção do ramo norte do **GW**, o transporte barotrópico se tornava maior em direção a leste também apresentando valores mais de acordo com as velocidades de fundo já descritas na região. Como a circulação de fundo na região a sudoeste da Passagem de Bruce ainda é pouco conhecida, torna-se difícil avaliar as velocidades barotrópicas estimadas para essa seção. Um resultado interessante é que, com os dados iniciais, foi difícil encontrar soluções nas quais o transporte absoluto sobre a seção do ramo norte do giro fosse para leste. Apenas com a aplicação das anomalias de propriedades, pesadas pelas incertezas estimadas de fluxo, pode se encontrar soluções com valores mais altos de transporte absoluto para leste nessa seção. Em contrapartida, com os dados extrapolados foram encontradas mais soluções estáveis

nas quais o transporte absoluto para leste nessa seção foi mais alto. Além disso, foi observado nessas mesmas soluções, que o transporte na Passagem das Orcadas começava a inverter para norte nas camadas mais profundas, nas quais o transporte baroclínico é menor. Com base nessas observações iniciais dos modelos testados nessa 'caixa', as soluções foram escolhidas a partir das classificações que apresentassem o transporte barotrópico sobre a Passagem das Orcadas forte o suficiente para começar a inverter o transporte absoluto pela passagem. No caso dos dados extrapolados, foram escolhidas as soluções estáveis que apresentassem, também o fluxo do ramo norte do **GW** fluindo para leste. O que pôde se observar com os resultados, mostrados na tabela 10, foi que apenas com a anomalia das propriedades pesadas pelas incertezas estimadas de fluxo foi possível diagnosticar nos dados iniciais um fluxo de **WSDW** saindo para norte a sudoeste da Passagem de Bruce. O mesmo é obtido com os modelos com os dados extrapolados.

Tabela 10 – Resultados de transporte da **WSDW** sobre a Passagem das Orcadas e a sudoeste da Passagem de Bruce, obtidos para os modelos testados: número de equações da matriz de equação do modelo (**m**), intervalo de classificações com solução estável sendo a última a classificação efetiva (*k*), e transporte absoluto em Sv com sentido positivo para norte/leste.

Modelo	Propriedades de conservação	Dados de propriedade	Incerteza estimada de fluxo (ondas + E)	m	(*k*)	WSDW (Sv) P. Orcadas	WSDW (Sv) P. Bruce
I	massa, sal e calor	iniciais	-	25	14 - 16	1.79 ± 1.55	-1.41 ± 0.78
II	massa, sal e calor	extrapolados	-	25	10 - 14	1.98 ± 0.45	1.38 ± 0.61
III	massa, sal e calor	iniciais	camadas e total da coluna de água	24	13 - 15	1.77 ± 1.22	-1.47 ± 1.29
IV	massa, sal e calor	extrapolados	camadas e total da coluna de água	24	10 - 14	2.57 ± 0.75	0.96 ± 1.15
V	massa, anomalias de sal e calor	iniciais	camadas e total da coluna de água	24	15 - 16	1.15 ± 0.32	1.03 ± 0.23
VI	massa, anomalias de sal e calor	extrapolados	camadas e total da coluna de água	24	12 - 15	3.46 ± 1.81	1.20 ± 2.15

Pelos resultados já descritos na literatura, o fluxo de **WSDW** na Passagem das Orcadas encontrado por Naveira Garabato *et al.* (2002b) é de 4.3 ± 0.6 (LADCP) e 5.6 ± 0.1 Sv (modelo inverso). No modelo numérico de Schodlok *et al.* (2002) foi encontrado um fluxo para norte de 4.2 Sv para a **WSDW** na passagem. Enquanto que na Passagem de Bruce foi obtido pelos mesmos estudos um fluxo de 1.4 ± 1.2 (LADCP) e –0.7 ± 0.3 Sv (modelo inverso), e fluxos reversos para norte e sul de 0.1 Sv (modelo numérico). O estudo geostrófico de Locarnini *et al.* (1993), encontraram 1.5 Sv, relativos a 1500 m, de **AABW** sendo exportada do Mar de Weddell pela Passagem das Orcadas para norte. Na nossa seção foram encontrados 0.32 e 1.84 Sv (relativos ao fundo e sem/com extrapolação nos triângulos de fundo, respectivamente) de **WSDW** na passagem direcionados para sul. Com base nesses resultados e em outras observações encontradas na seção que cobre parte do ramo norte do **GW**, que serão descritos mais adiante na discussão dos resultados, foram escolhidos os modelos **V** e **VI** também como as melhores soluções encontradas. A Passagem das Orcadas, que é justamente a região sugerida como a principal rota de escape das águas profundas para o Mar de Scotia, foi a seção que apresentou o maior problema com a questão dos triângulos de fundo, tendo a maior parte do transporte profundo na passagem sem poder ser estimado com os dados iniciais. Com a implementação dos triângulos de fundo foram obtidos resultados de transporte consideravelmente maiores, e, conforme a literatura, os resultados são bem razoáveis. O fluxo total ao longo da coluna de água na Passagem das Orcadas estimado pelo modelo **V**, é de apenas 0.24 ± 0.64 Sv, já que apenas as camadas mais profundas chegam a inverter para norte. No modelo **VI** obtem-se 5.78 ± 3.58 Sv com toda a coluna de água fluindo para norte. Na seção que cobre parte do ramo norte do **GW** o fluxo total ao longo da coluna de água é de 3.80 ± 1.12 Sv nos dados iniciais e 9.18 ± 1.01 Sv com a extrapolação nos triângulos. Nas últimas classificações do modelo **VI** o fluxo na Passagem das Orcadas fica em torno de 9 Sv, e menos de 1 Sv entra pela seção a

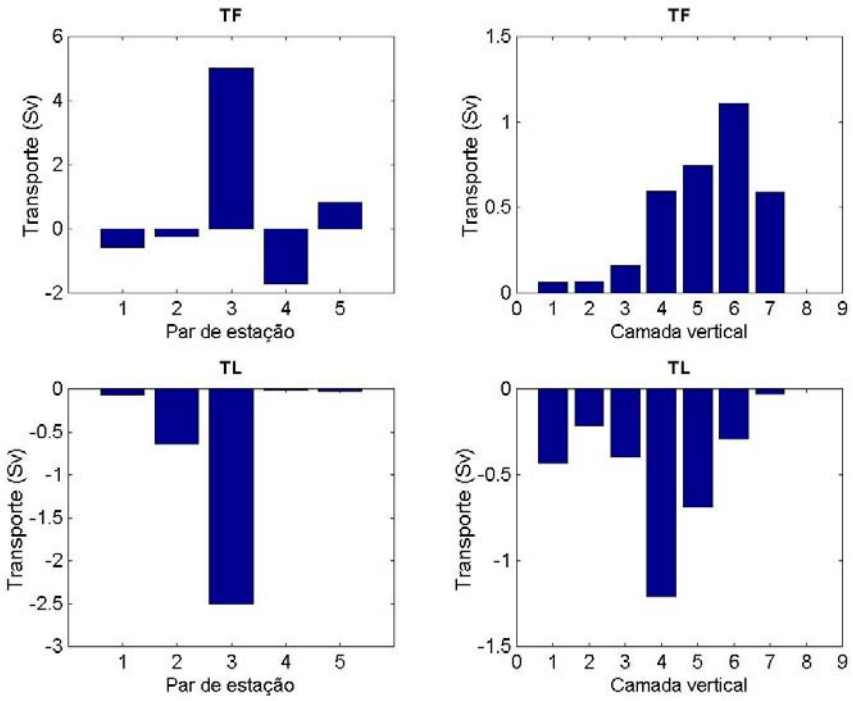
sudoeste da Passagem de Bruce, sendo que flui para leste cerca de 8.5 Sv no ramo norte do **GW**. Estes últimos resultados se mostraram bem de acordo com os resultados encontrados na simulação numérica de Matano *et al.* (2002), que encontram 9 Sv fluindo para norte em direção a posição das nossas seções das Orcadas e sudoeste de Bruce, e 22 Sv fluindo para leste cobrindo uma área maior desde o Platô das Orcadas do Sul até a proximidade dos 65°S. Uma observação interessante do modelo **VI** é que inicialmente o fluxo que entra na caixa pelo ramo norte do giro sai principalmente pela seção a sudoeste da Passagem de Bruce, entretanto, nas classificações finais e na efetiva (k = 15) o fluxo sai principalmente pela Passagem das Orcadas.

Pode se observar no modelo **VI**, que com a implementação da extrapolação nos triângulos de fundo foi possível obter uma componente barotrópica dominando o fluxo sobre a Passagem das Orcadas (Fig. 32 e 33 – **A**, **B** e **C**). Sendo que a velocidade barotrópica apresenta maiores velocidades para norte (~16 $cm.s^{-1}$) no flanco oeste da passagem e velocidades fracas para sul no flanco leste (<1 $cm.s^{-1}$) (Fig. 33, **D**). A presença de um fluxo forte para norte no flanco oeste da passagem e um fluxo fraco para sul no flanco leste também é relatado por Naveira Garabato *et al.* (2002b) e observada numericamente por Schodlok *et al.* (2002). Vale a pena salientar que em k = 12, 13 e 14 a velocidade barotrópica e o transporte absoluto no flanco leste da passagem para sul foi maior que em k =15, entretanto, a solução na classificação efetiva elegida representa a solução estável com máxima componente barotrópica de fluxo que pode ter a inversão.

Na seção a sudoeste da Passagem de Bruce foi observado um balanço entre as componentes baroclínica e barotrópicas de fluxo ao longo das camadas da coluna de água no modelo **VI** (Fig. 34). Além disso, um forte fluxo a oeste da seção (Fig. 35 – **A**, **C**) com velocidades barotrópicas em torno de 15 $cm.s^{-1}$ (**D**), é observado entrando na 'caixa', sendo que o restante da seção é dominada na maior parte por velocidades em

direção norte/leste. A camada com maior diferença de balanço de fluxo na seção foi de **LWSDW**, que entra na 'caixa' predominantemente a oeste da seção.

MODELO V



MODELO VI

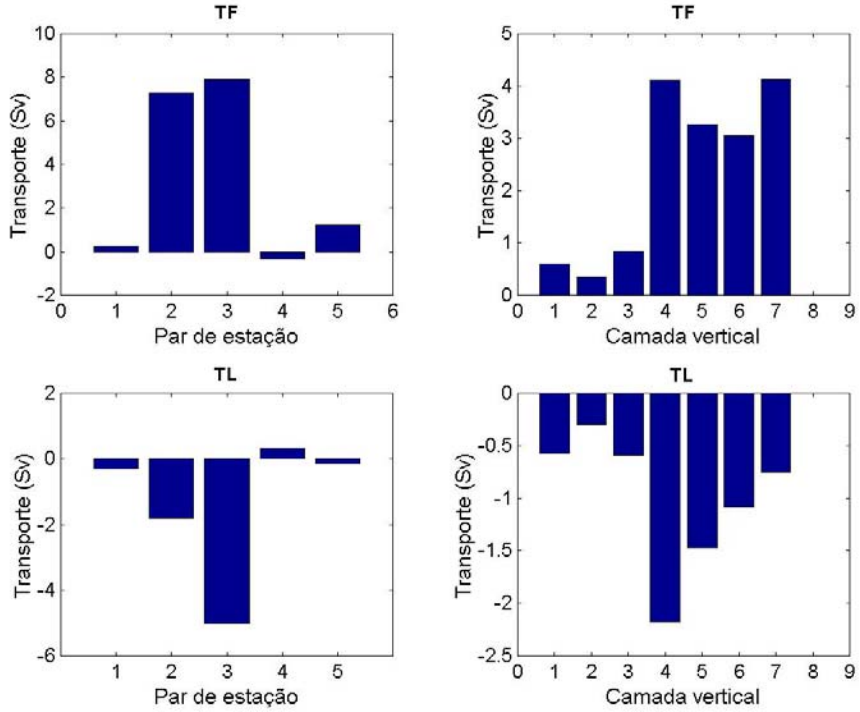


Figura 32 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estações da seção da Passagem das Orcadas e por camada ao longo da coluna de água, nas classificações efetivas (k = 16 e 15) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte estão indicados por valores positivos.

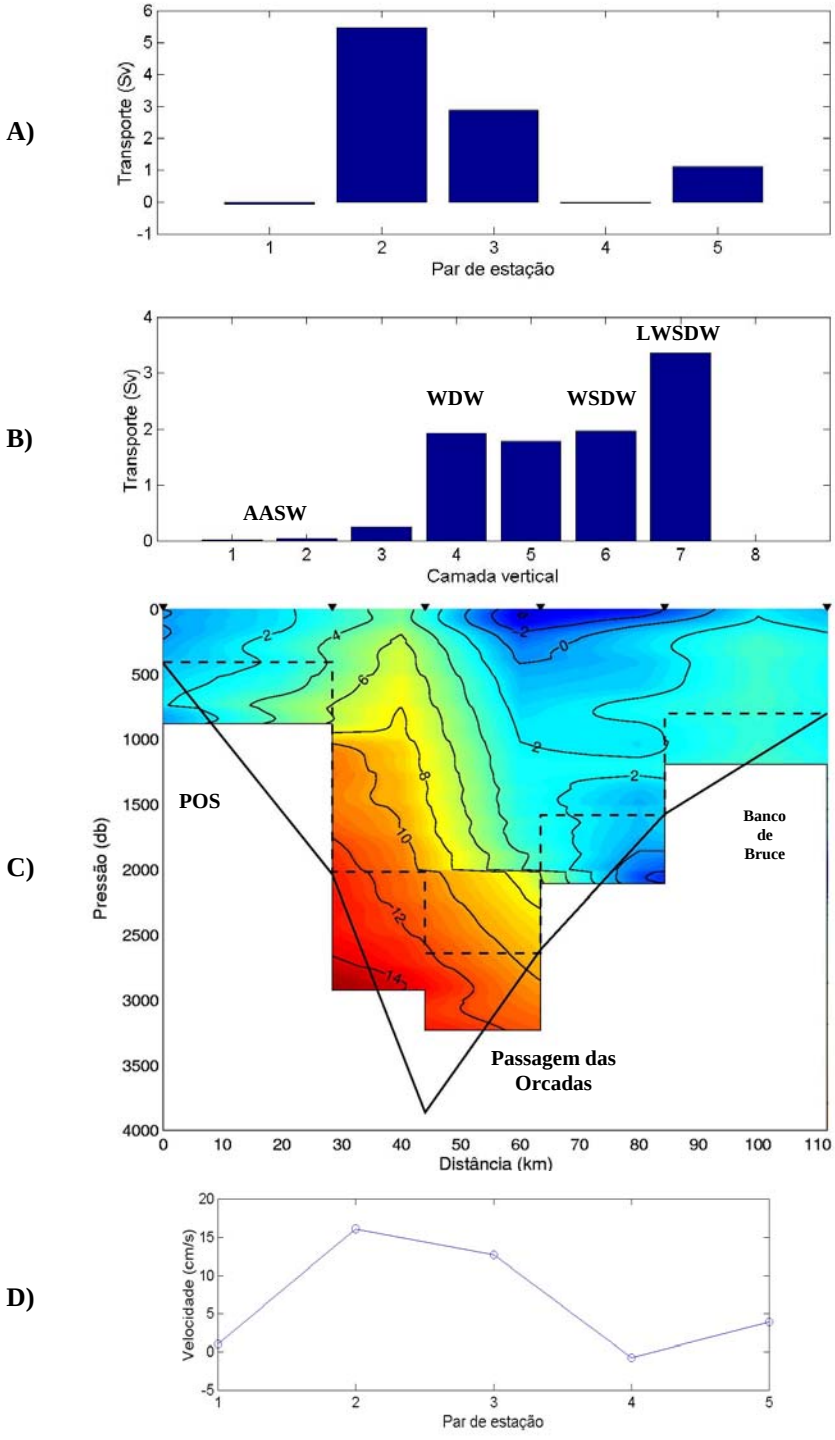


Figura 33 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estações da Passagem das Orcadas e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas camada ao longo da coluna de água, ambos obtidos na classificação efetiva (k = 15) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em cm.s^{-1} para a seção, obtidas na solução. Fluxos e velocidades para norte estão indicados por valores positivos.

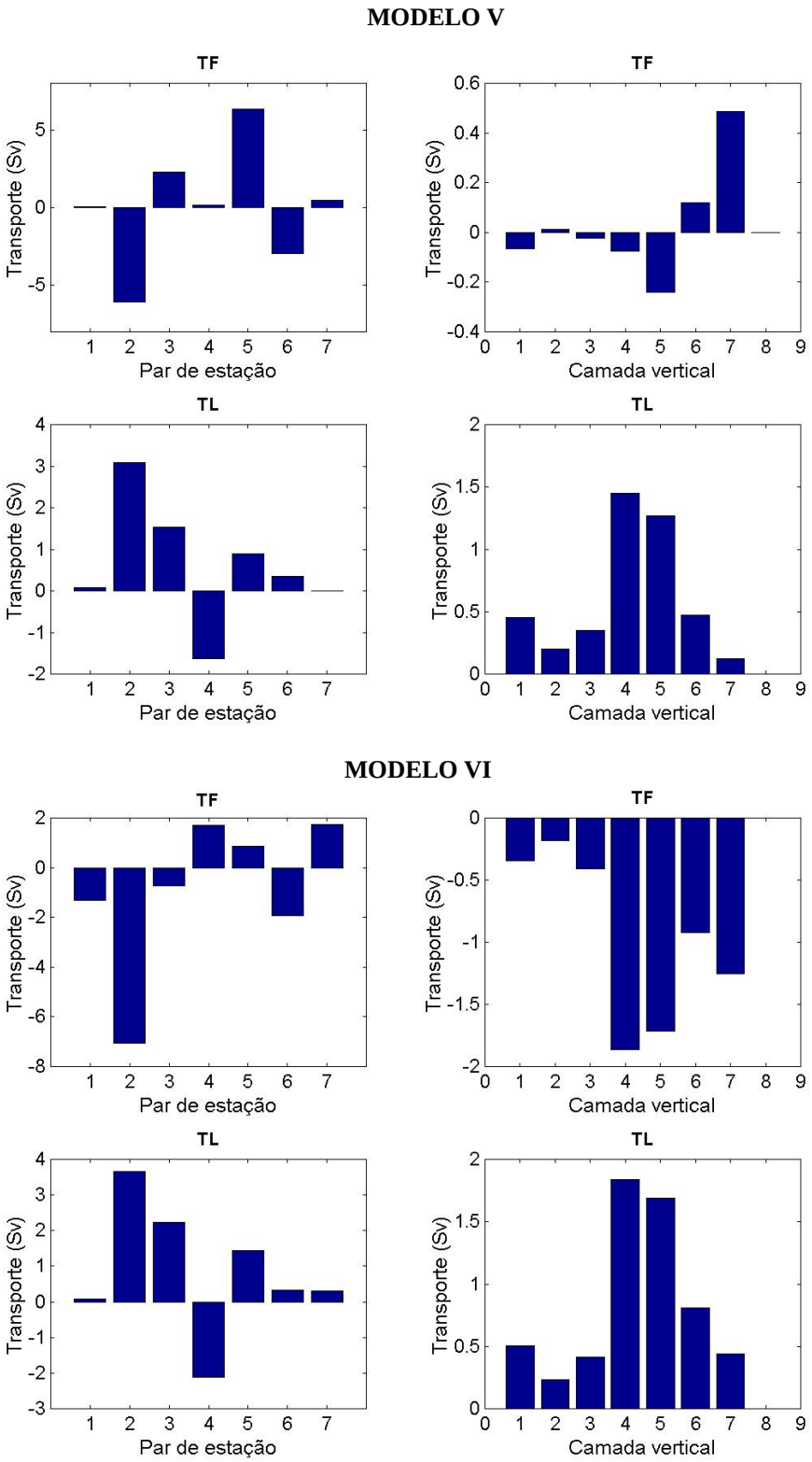


Figura 34– Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estações da seção a sudoeste da Passagem de Bruce e por camada ao longo da coluna de água, nas classificações efetivas (k = 16 e 15) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte/leste estão indicados por valores positivos.

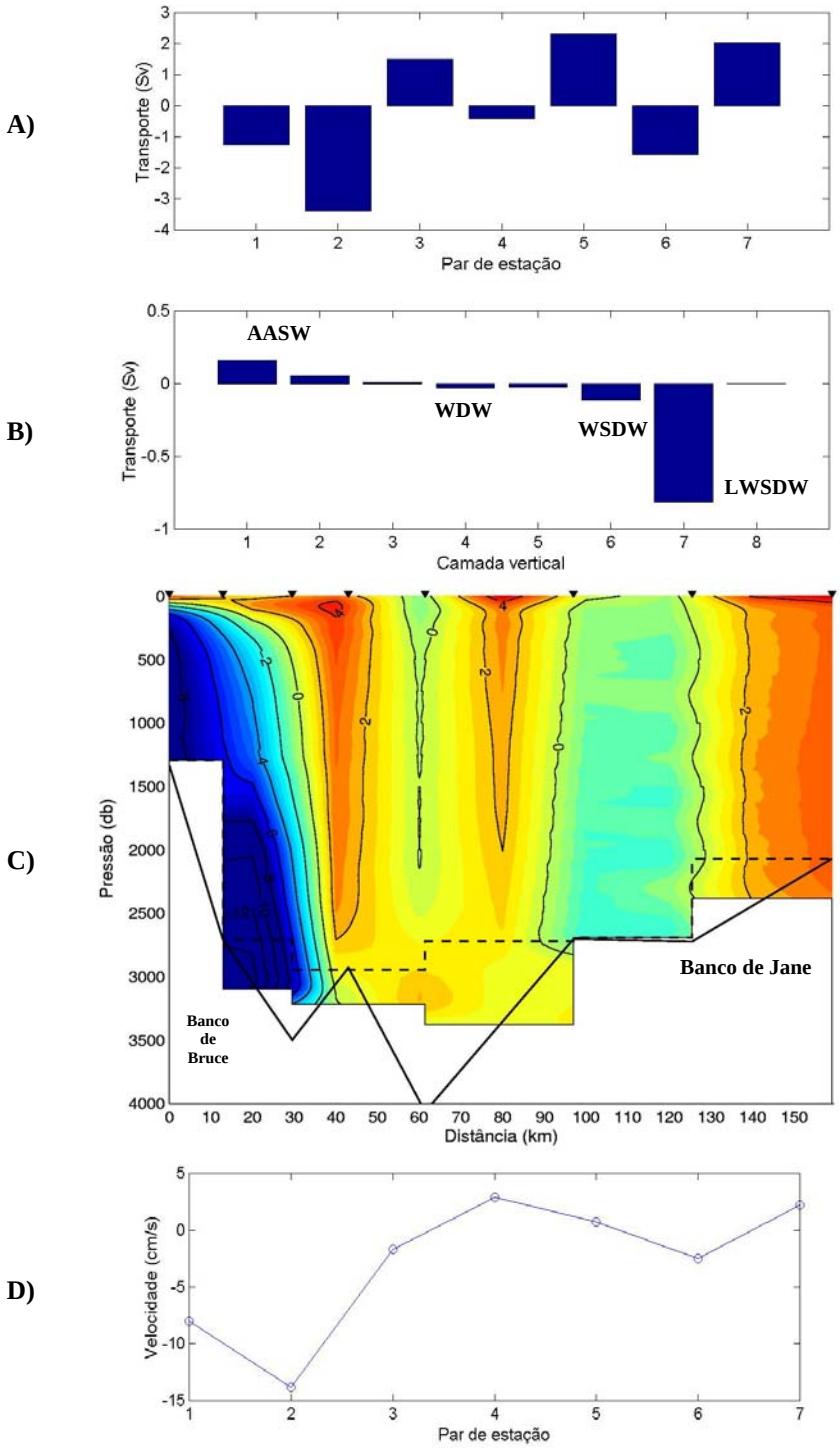


Figura 35 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estações a sudoeste da Passagem de Bruce e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas ao longo da coluna de água, ambos obtidos na classificação efetiva (k = 15) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em cm.s^{-1} para a seção, obtidas na solução. Fluxos e velocidades para norte/leste estão indicados por valores positivos.

Na seção que cobre parte do ramo norte do **GW,** o transporte barotrópico para leste obteve um considerável aumento também com a extrapolação nos triângulos de fundo (modelo **VI**), dominando o fluxo na seção (Fig. 36, 37 – **A**, **B** e **C**) com velocidades barotrópicas para leste em torno do 4 $cm.s^{-1}$ e, apresentando um jato mais forte de 8.4 $cm.s^{-1}$, centrado no par de estação 2. Esses resultados estão de acordo com velocidades de fundo já registradas no ramo norte do giro que variam entre aproximadamente 4–10 $cm.s^{-1}$ para leste, com fluxos reversos que alcançam até 4 $cm.s^{-1}$ (*e.g.* Gordon *et al.* 2001).

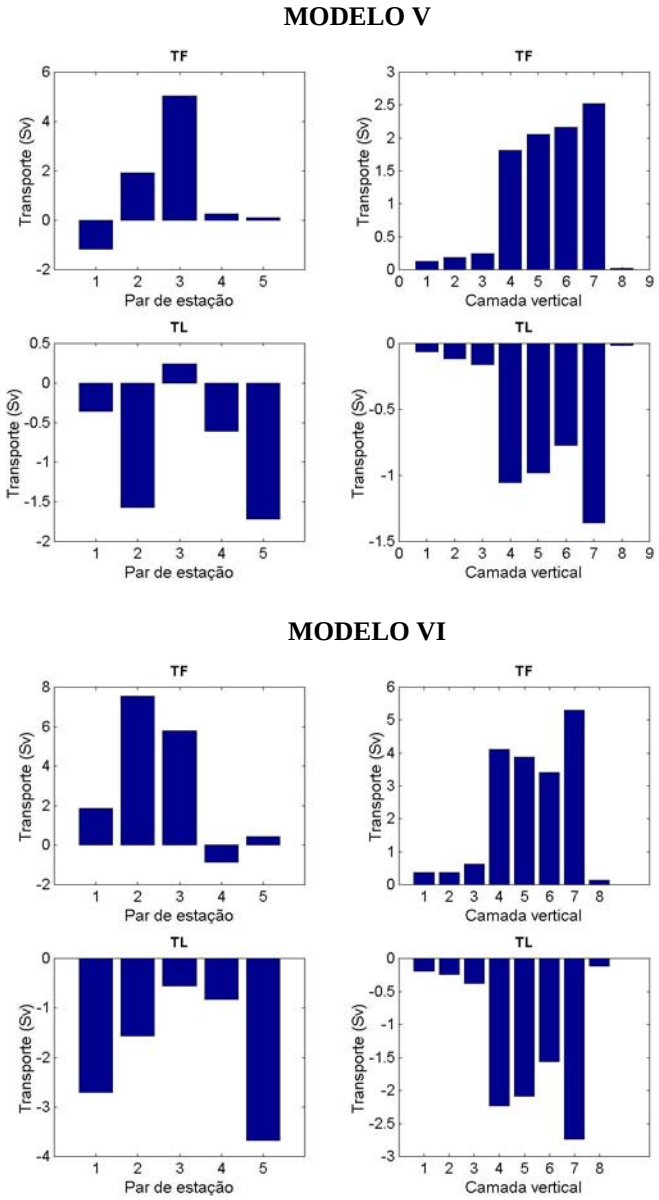


Figura 36 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estações da seção que cobre parte do ramo norte do Giro de Weddell e por camada ao longo da coluna de água, nas classificações efetivas (k = 16 e 15) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para leste estão indicados por valores positivos.

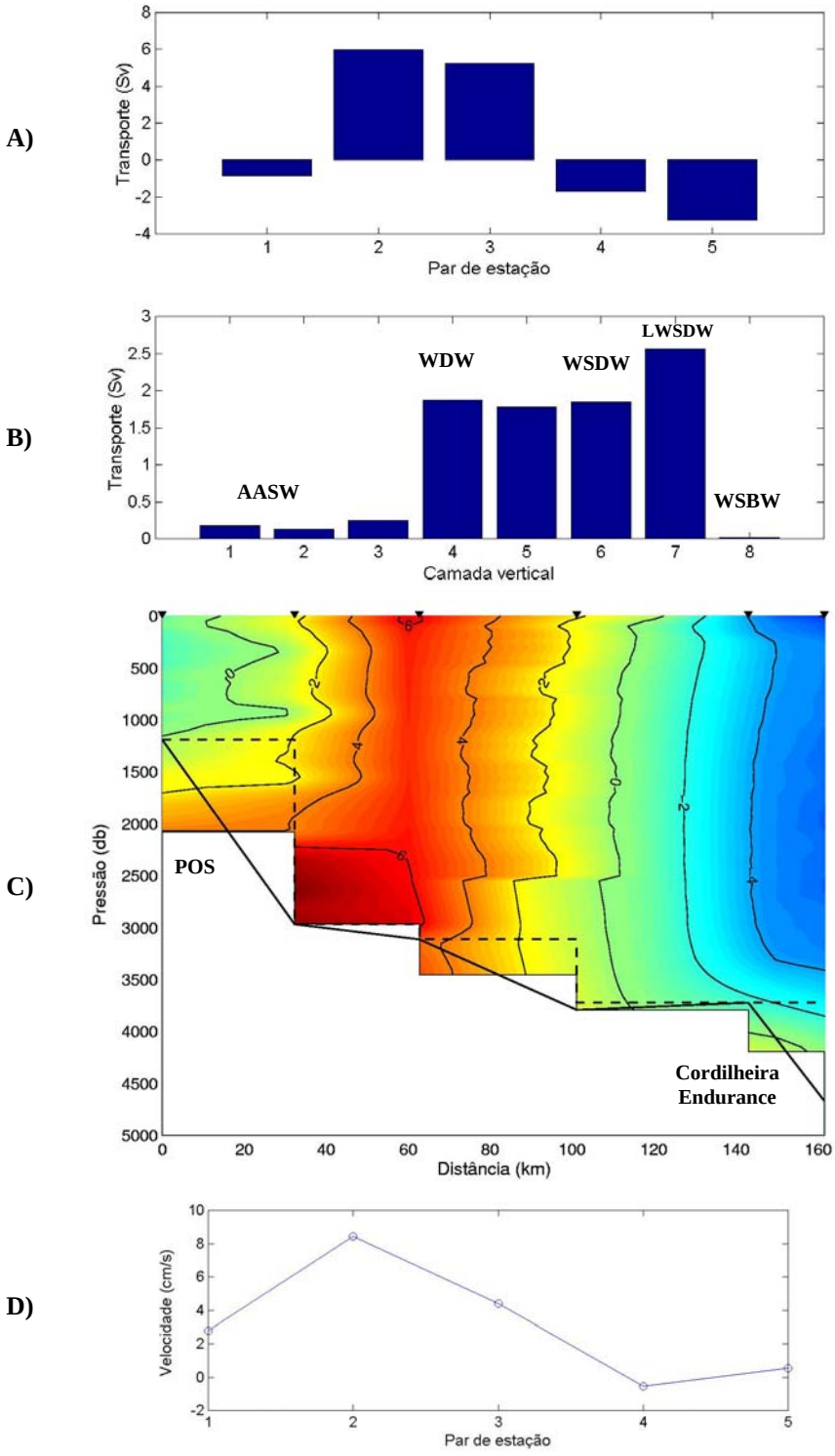


Figura 37 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estações que cobrem parte do ramo norte do Giro de Weddell e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas ao longo da coluna de água, ambos obtidos na classificação efetiva (k = 15) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em cm.s^{-1} para a seção, obtidas na solução. Fluxos e velocidades para leste estão indicados por valores positivos.

4.4 Cruzeiro ARXIX (2001)

4.4.1 Hidrografia

4.4.1.1 Passagem de Philip

A seção que cobre a Passagem de Philip reocupou as posições da estações do cruzeiro ARXVIII (2000) e foram amostradas mais três estações em direção ao Estreito de Bransfield na porção mais oeste da seção (Fig. 38). A **AASW** foi observada também ocupando a camada mais superficial das estações até profundidades em torno de 200 m. Entretanto, essa massa de água apresentou temperaturas bem menores na porção centro-leste da seção em relação ao ano anterior, com núcleos de até θ < -1.4°C. A maior parte da coluna de água também é ocupada pela camada da **WDW** que se distibrui até profundidades em torno de 1300 m, apresentando em comparação ao ano anterior uma maior inclinação ao longo da coluna de água até a superfície de γ^n = 28.20 kg.m^{-3}. Dessa vez o núcleo mais quente e salino (θ > 0.4°C e **S** > 34.67) da **WDW** é observado na porção centro-leste da seção, ocupando uma área maior que no ano anterior, e ao seu redor maiores temperaturas (0.2°C > θ > 0.4°C) e salinidades (34.66 > **S** > 34.67) também ocupam comparativamente uma maior área. Essas observações condizem com o estudo de von Gyldenfeldt *et al.* (2002) que registra significativas mudanças, nas duas últimas décadas, nas propriedades das águas que fluem sobre a Passagem de Philip, com uma tendência de aquecimento ao longo da coluna de água especialmente nítida na **WDW**. A **WSDW** aparece novamente acompanhando a topografia inclinada de fundo principalmente da fenda mais central da seção. Neste caso, a isolinha de γ^n = 28.26 kg.m^{-3} também esteve mais próxima de θ = -0.2°C, indicando mistura profunda da **WSDW** na Confluência Weddell-Scotia. Na seção a extrapolação linear das propriedades nos triângulos de fundo também obteve bons resultados nos pares de estações. Apenas foi extrapolado constante o valor de fundo das propriedades da

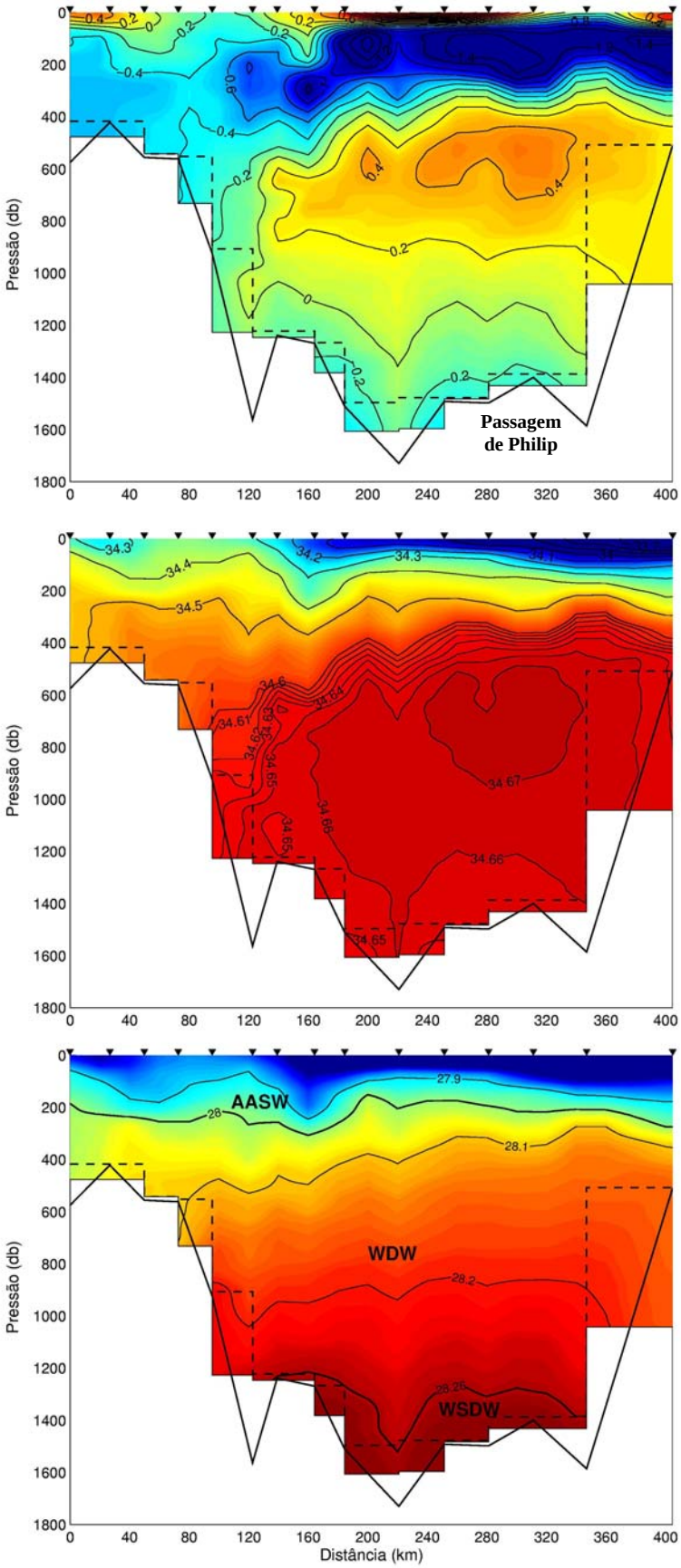


Figura 38 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção ARXIX (2001) que cobre a Passagem de Philip, localizada mais a leste. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).

estação rasa no par mais a leste, assim como nos dados do cruzeiro ARXVIII (2000), e no par número 10. As velocidades relativas calculadas com os dados extrapolados chegaram a aumentar até < 2 cm.s^{-1} (Fig. 39).

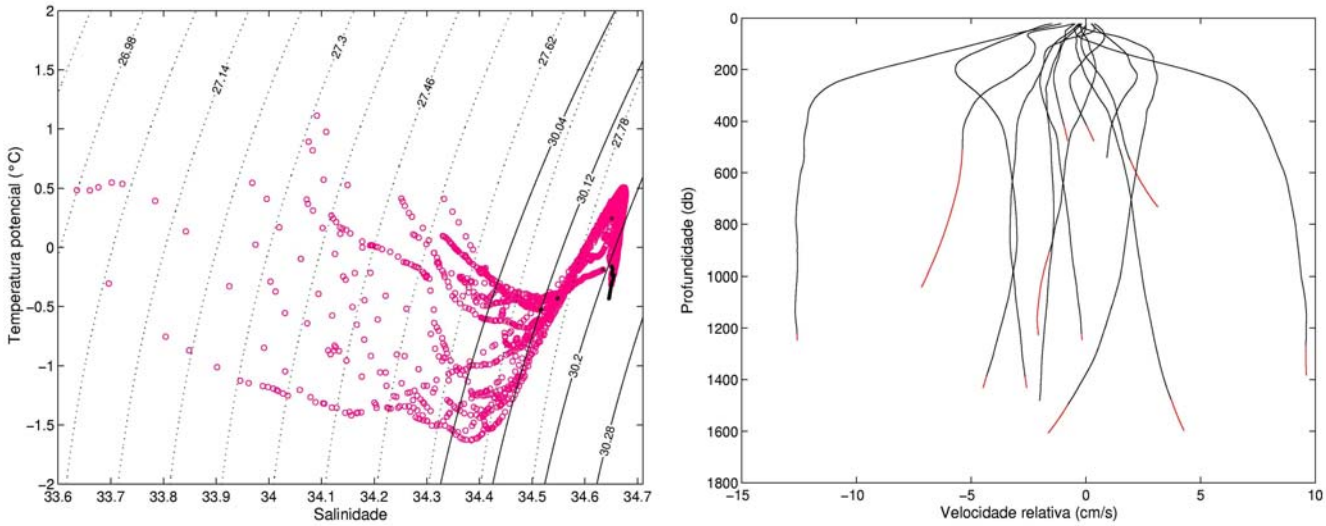


Figura 39 – À esquerda, Diagrama ***θ*/S** da seção ARXIX (2001) que cobre a Passagem de Philip. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (rosa). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 500 m ($\sigma_{0.5}$). À direita, velocidade geostrófica relativa (cm.s^{-1}) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).

4.4.1.2 Bacia de Powell

Com estações desde o talude continental ao norte da ponta da Península Antártica a seção segue sobre maiores profundidades da porção central da Bacia de Powell, e depois em direção leste-nordeste segue ao talude do Platô das Orcadas do Sul (**POS**). Conforme descrito anteriormente, a região abrangida pela seção é caracterizada por uma circulação ciclônica de fundo. Entretanto, a inclinação das isolinhas de propriedades se mostra mais suave comparado ao padrão encontrado na seção ao sul da bacia amostrada no ano anterior. O cizalhamento baroclínico na bacia parece ser dominado pelos gradientes de densidade mais profundos que acompanham a topografia do fundo, o que resultaria em uma circulação anticiclônica da componente baroclínica. A **AASW** foi observada também ocupando a camada mais superficial das estações até

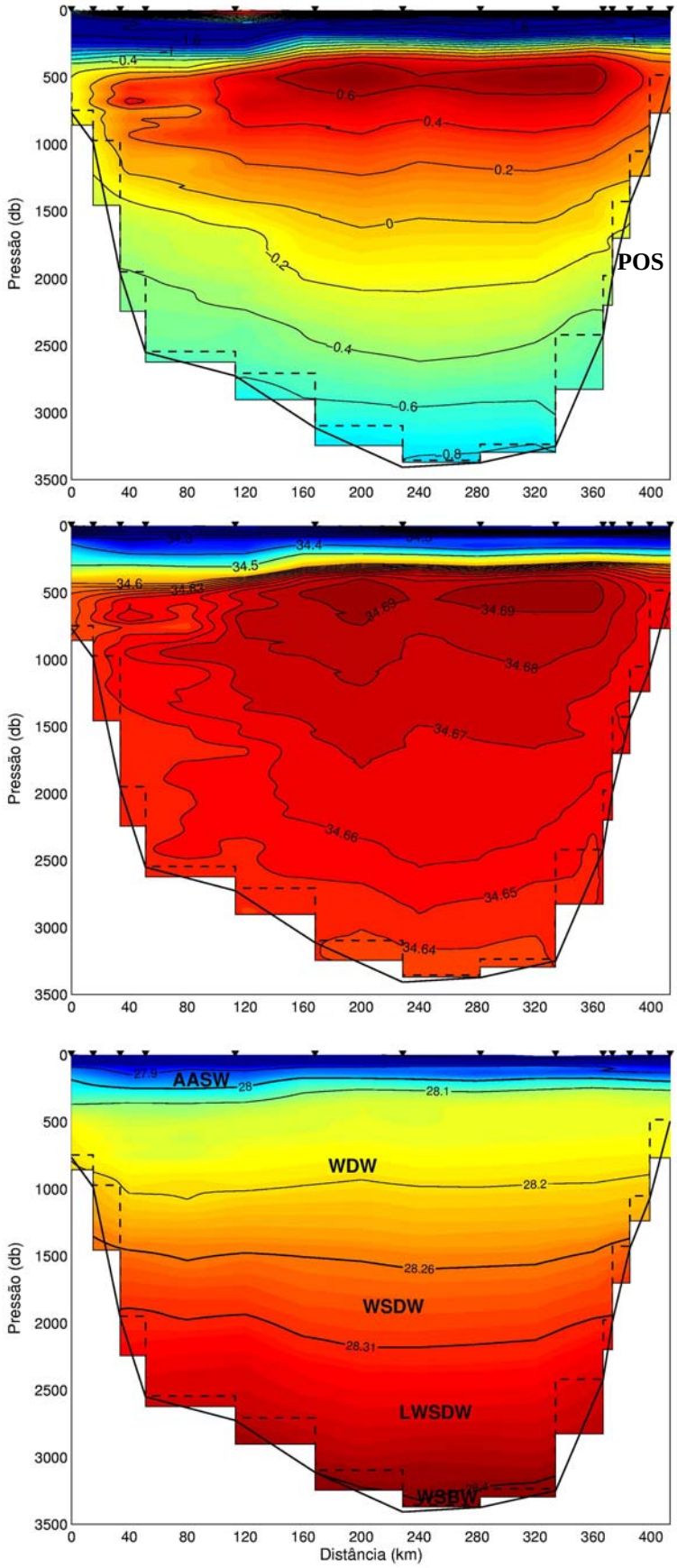


Figura 40 – Distribuição de temperatura potencial θ (°C), salinidade e densidade neutra γ^n (kg.m^{-3}) na seção ARXIX (2001) sobre a Bacia de Powell. Sobre a topografia de fundo (linha completa) ilustra-se a área ganha em cada par de estações com o método de extrapolação das propriedades nos triângulos de fundo (linha tracejada). Estão indicadas as posições das estações hidrográficas (triângulo).

profundidades em torno de 200 m, ocupando profundidades um pouco maiores nas estações mais a oeste da seção. Abaixo segue a **WDW** um pouco inclinada sobre os limites da bacia e ocupando profundidades até em torno dos 1500 m. Grande parte da coluna de água é ocupada pela **WSDW** principalmente em sua sub-camada Inferior, essa camada de águas profundas também apresenta gradientes de densidade inclinados principalmente beirando os taludes da bacia. A **WSBW** aparece abaixo dos 3200 m na parte central da bacia acompanhando também a inclinação do fundo. A extrapolação linear das propriedades nos triângulos de fundo apenas não pode ser feita no par de estações mais a leste da seção. As velocidades relativas calculadas com os dados extrapolados chegaram a aumentar até < 2 cm.s^{-1} (Fig. 41).

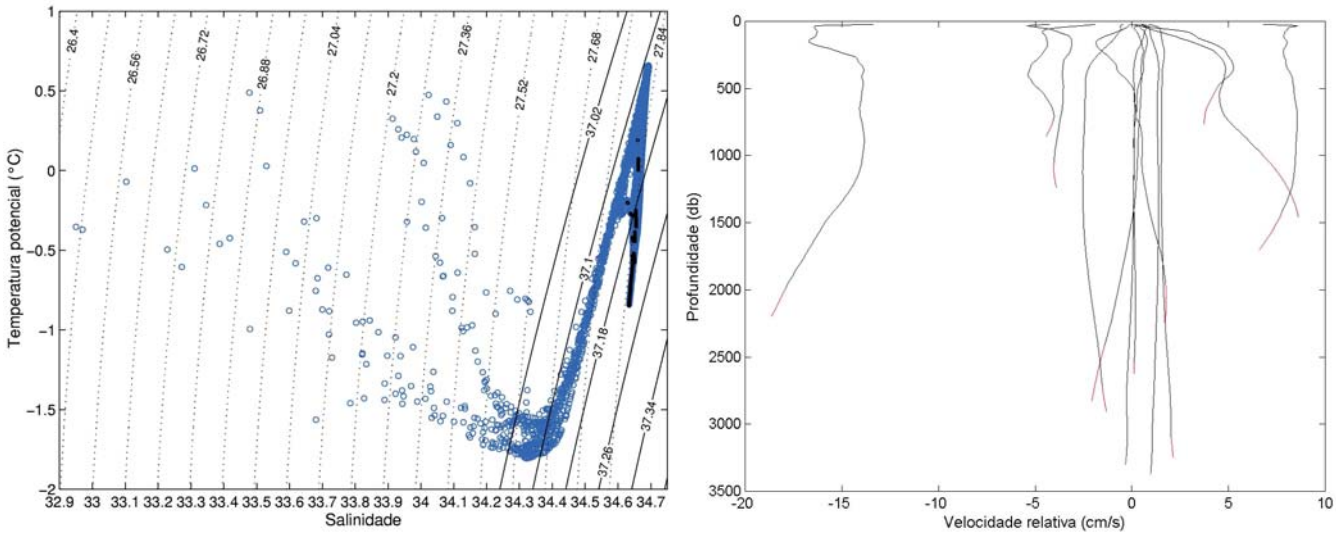


Figura 41 – À esquerda, Diagrama ***θ*/S** da seção ARXIX (2001) que cobre a Bacia de Powell. Os dados de propriedades extrapolados (preto) são sobrepostos aos dados iniciais (azul escuro). As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 500 m ($\sigma_{0.5}$). À direita, velocidade geostrófica relativa (cm.s^{-1}) calculada a partir dos dados de propriedades iniciais (preto) e extrapolados (vermelho).

4.4.2 Inversões no noroeste do Mar de Weddell e fluxo da WSDW

No cruzeiro ARXIX as estações que fecham a 'caixa' sobre a Bacia de Powell foram realizadas em 7 dias (22/01 – 28/01/2001). Sendo assim, foram utilizados os mesmos pesos de incerteza estimada de fluxo do cruzeiro anterior ARXVIII, visando um enfoque comparativo do estudo. A metodologia para escolha das melhores soluções

também foi a mesma utilizada anteriormente para a 'caixa' sobre a bacia, conforme o conhecimento oceanográfico já descrito.

4.4.2.1 Configuração de modelo

O sistema de peso nas linhas (equações) e colunas (pares de estações) foi mantido o mesmo e foi atribuído um peso relativo de 0.5 para os três pares de estações mais à oeste da seção sobre a Passagem de Philip. Conforme von Gyldenfeldt *et al.* (2002), sobre a área dessas estações sobre a Cordilheira de Philip o fluxo é caracterizado por misturas e pode ter entrada de águas que saem do Estreito de Bransfield. As características θ/**S** das estações condizem com essa observação, pois não está presente o núcleo da **WDW**, como pode ser visto também na figura 38.

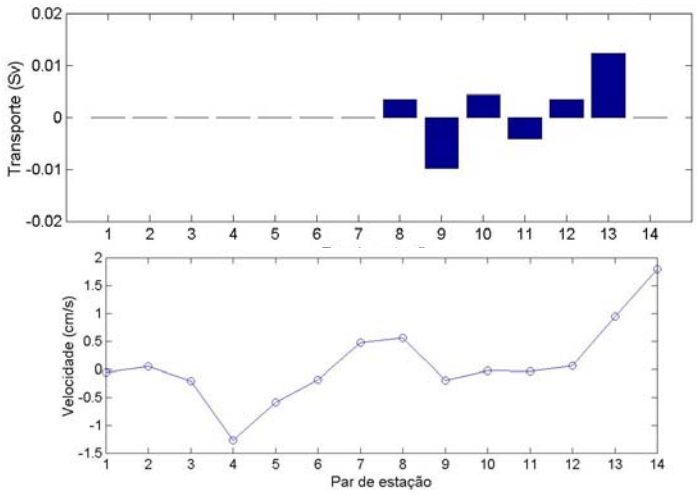
4.4.2.2 Soluções

Foram testadas novamente as seis configurações já descritas de modelo. Os resultados para o fluxo da **WSDW** sobre a Passagem de Philip, mostrados na tabela 11, mostraram valores muito próximos aos encontrados no ano anterior. A principal diferença é que em todos os modelos o fluxo da **WSDW** foi para norte. Nos modelos **V** e **VI** os resultados foram praticamente os mesmos, tendo uma variância insignificante entre as soluções. Da mesma maneira que no ano anterior, foi observado um aumento na estabilidade das soluções com a aplicação das incertezas estimadas de fluxo (observada principalmente nos dados extrapolados). A saída da **WSDW** pela Passagem de Philip se dá através dos pares de estações 7, 8, 10, 12 e 13 e em ambos os modelos o padrão da velocidade barotrópica foi mantido. Novamente, é nítido o aumento dos valores desta com a extrapolação nos triângulos de fundo (Fig. 42, **B**). Nesse ano a componente barotrópica no sentido norte ocupa a porção mais centro-leste da seção, e no perfil baroclínico aparecem reversões entre os pares de estações sugerindo um forte meandramento ao longo da seção (Fig. 43, 44 – **A**). Velocidades de até 8 - 10 $cm.s^{-1}$

Tabela 11 – Resultados de transporte da **WSDW** sobre a Passagem de Philip obtidos para os modelos testados: número de equações da matriz de equação do modelo (**m**), intervalo de classificações com solução estável sendo a última a classificação efetiva (*k*), e transporte absoluto em Sv com sentido positivo para norte.

Modelo	Propriedades conservadas	Dados de propriedade	Incerteza estimada de fluxo (ondas + E)	m	(*k*)	Transporte WSDW (Sv)
I	massa, sal e calor	iniciais	-	25	5 - 10	0.03 ± 0.01
II	massa, sal e calor	extrapolados	-	25	11 - 12	0.06 ± 0.02
III	massa, sal e calor	iniciais	camadas e total da coluna de água	24	5 - 10	0.03 ± 0.01
IV	massa, sal e calor	extrapolados	camadas e total da coluna de água	24	8 - 11	0.07 ± 0.01
V	massa, anomalias de sal e calor	iniciais	camadas e total da coluna de água	24	8 - 15	0.012 ± 0.001
VI	massa, anomalias de sal e calor	extrapolados	camadas e total da coluna de água	24	8 - 12	0.113 ± 0.002

A)



B)

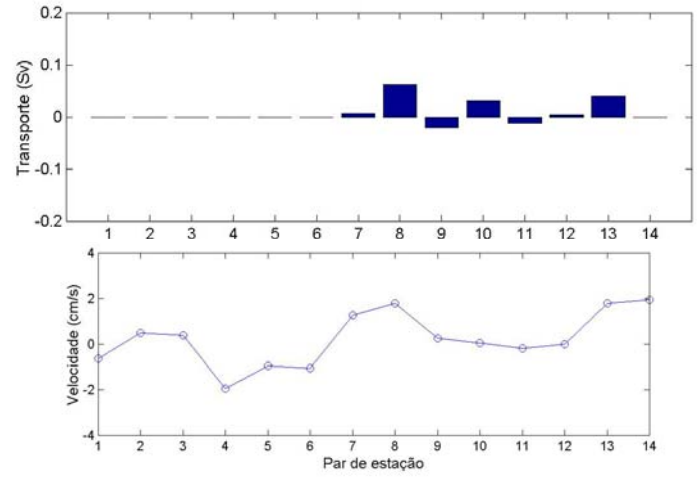


Figura 42 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) da **WSDW** e velocidade barotrópica (cm.s^{-1}) na classificação efetiva (*k* = 15) do modelo **V** (dados iniciais), sobre a seção da Passagem de Philip. **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) da **WSDW** e velocidade barotrópica (cm.s^{-1}) na classificação efetiva (*k* = 12) do modelo **VI** (dados extrapolados). Transportes e velocidades positivas estão direcionadas para norte e negativas para sul.

aparecem nos pares de estações 7 e 8 indicando a presença de um vórtice, originado provavelmente por esse meandramento (Fig. 44, **C**). O fluxo integrado na coluna de água para norte é de 0.49 ± 0.01 e 0.72 ± 0.06 Sv nos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Como pode ser visto na figura 43, parece que a incerteza estimada de fluxo para as ondas internas (± 0.5 Sv) representa uma boa consideração para os erros de conservação de fluxo na seção. Isto é verdade, apesar de que as estruturas observadas ao longo da coluna de água caracterizam processos de maior escala espacial.

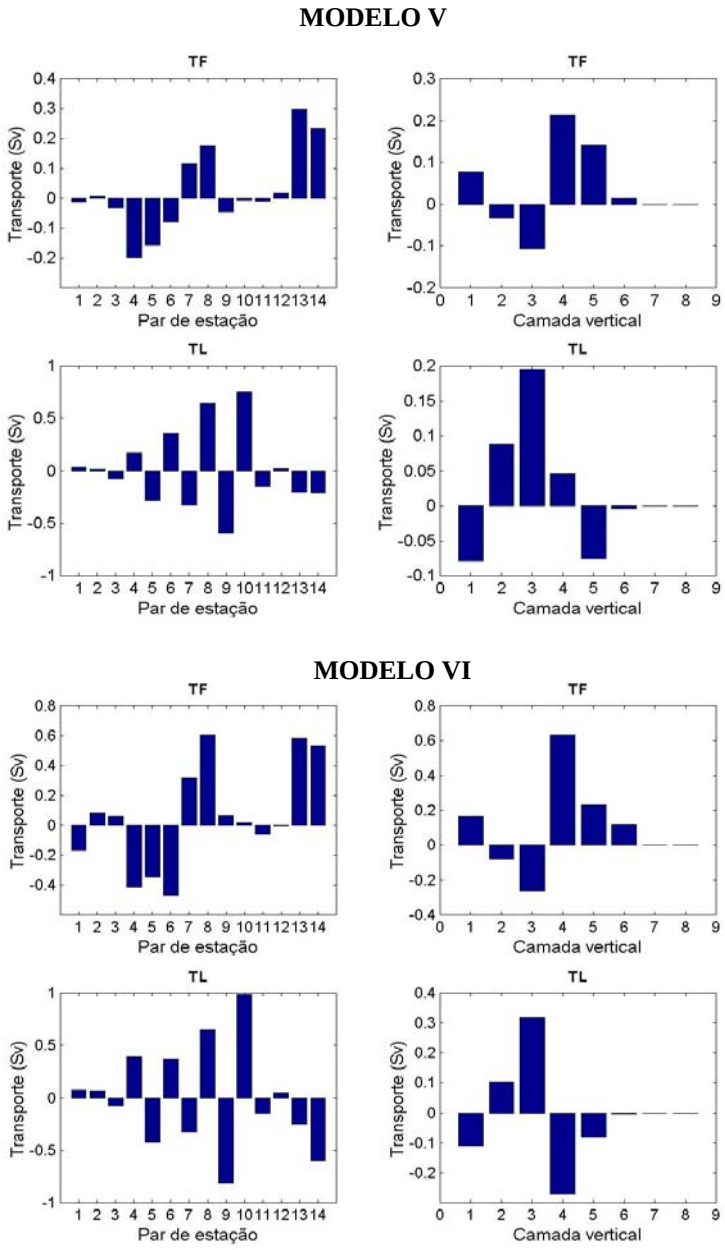
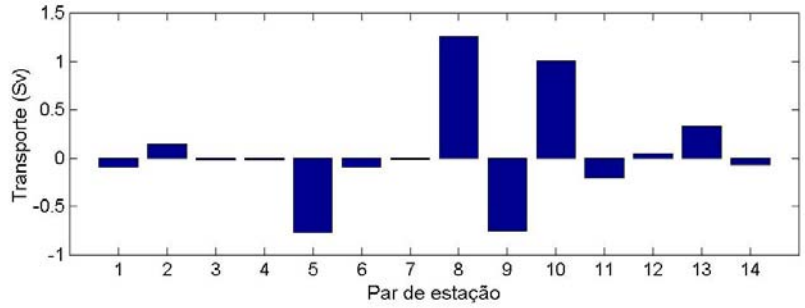
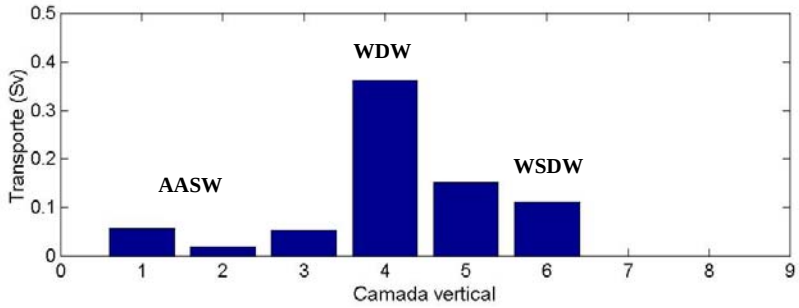


Figura 43 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estação da seção da Passagem de Philip e por camada ao longo da coluna de água, nas classificações efetivas (k = 15 e 12) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte estão indicados por valores positivos.

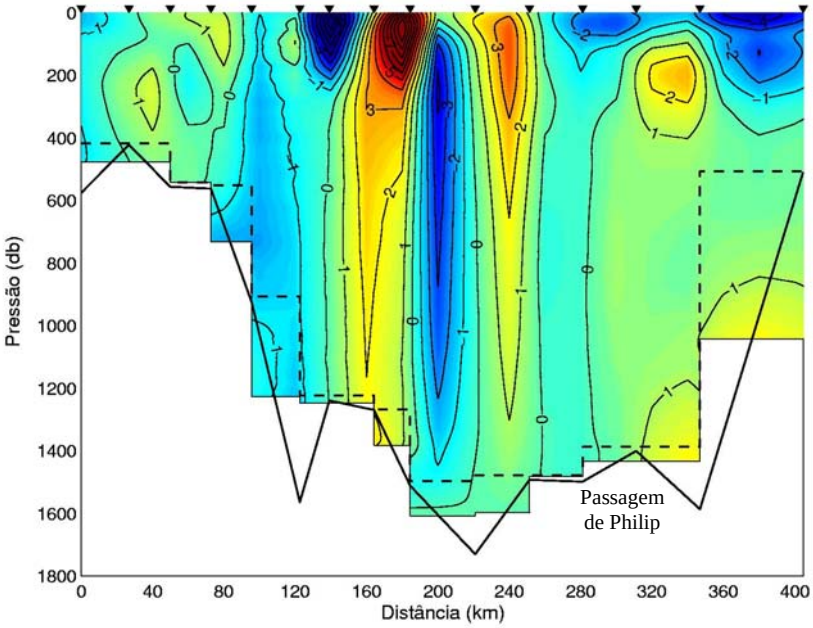
A)



B)



C)



D)

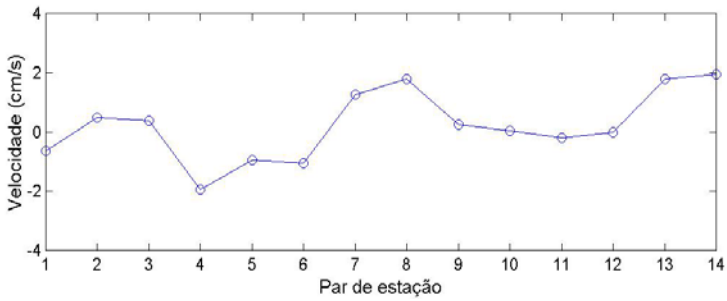


Figura 44 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estação da Passagem de Philip e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas ao longo da coluna de água, ambos obtidos na classificação efetiva (k = 12) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em $cm.s^{-1}$ para a seção, obtidas na solução. Fluxos e velocidades para norte estão indicados por valores positivos.

Na seção da Bacia de Powell o transporte barotrópico estimado, caracterizado como ciclônico na bacia, não foi suficiente para compensar o baroclínico que flui anticiclonicamente na bacia (Fig. 45, 46 – **A**). Mais uma vez, os resultados sugerem que provavelmente não há uma componente barotrópica tão forte como encontrada no inverno de 1997 por Gordon *et al.* (2001). Assumindo o oceano em estado de balanço geostrófico com as incertezas estimadas de fluxos (Ekman + ondas internas), e

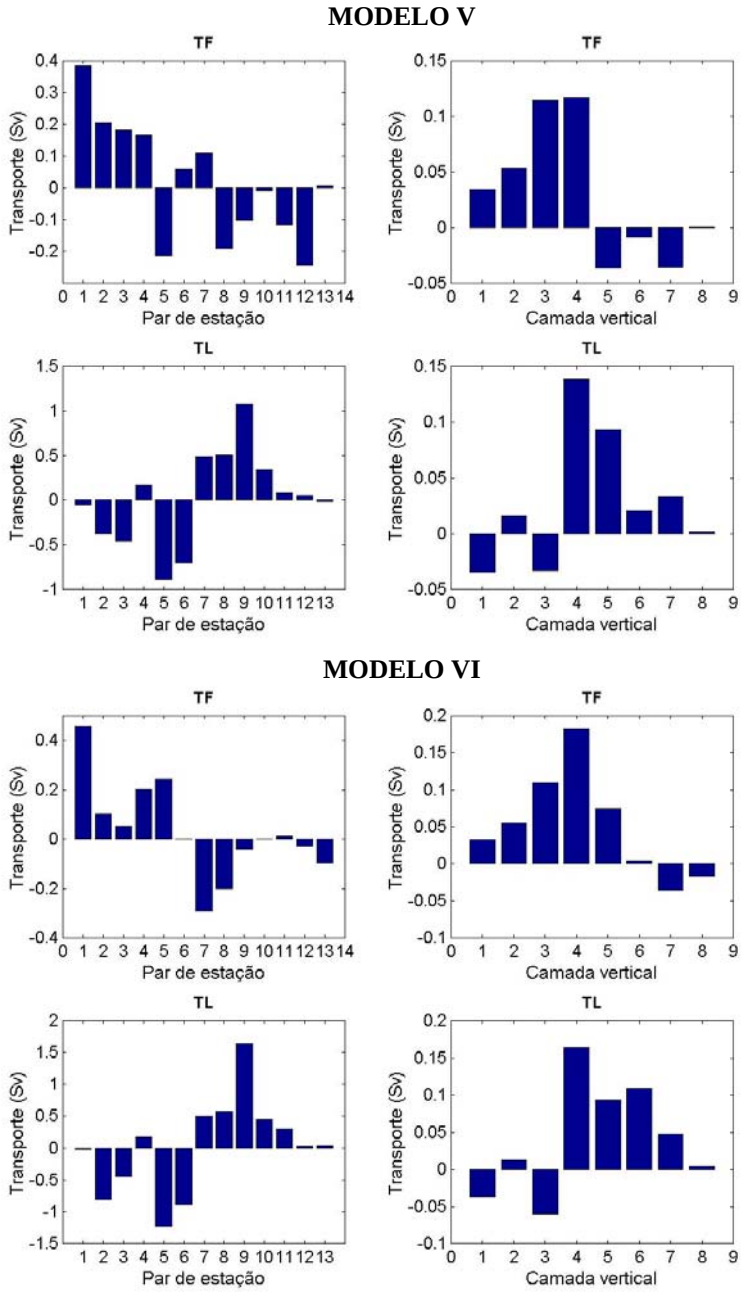
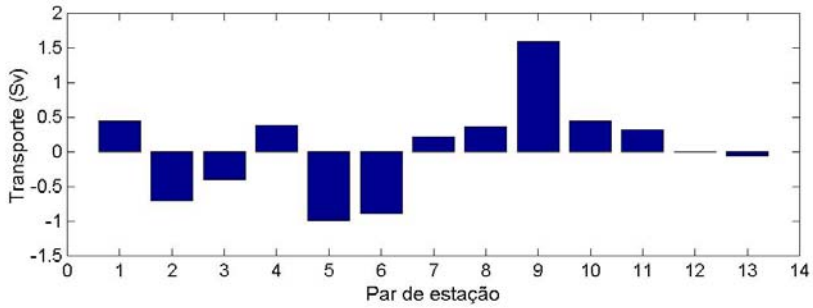
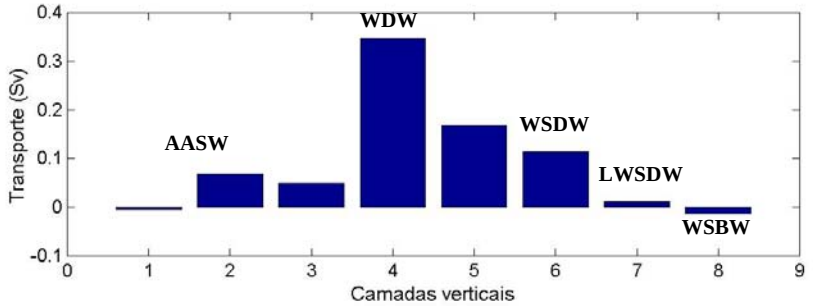


Figura 45 – Transportes barotrópico (**TF**) e baroclínico (**TL**) integrados ao longo da coluna de água em Sv para os pares de estação da seção da Bacia de Powell e por camada ao longo da coluna de água, nas classificações efetivas (k = 15 e 12) dos modelos **V** e **VI**, respectivamente. Fluxos para norte estão indicados por valores positivos.

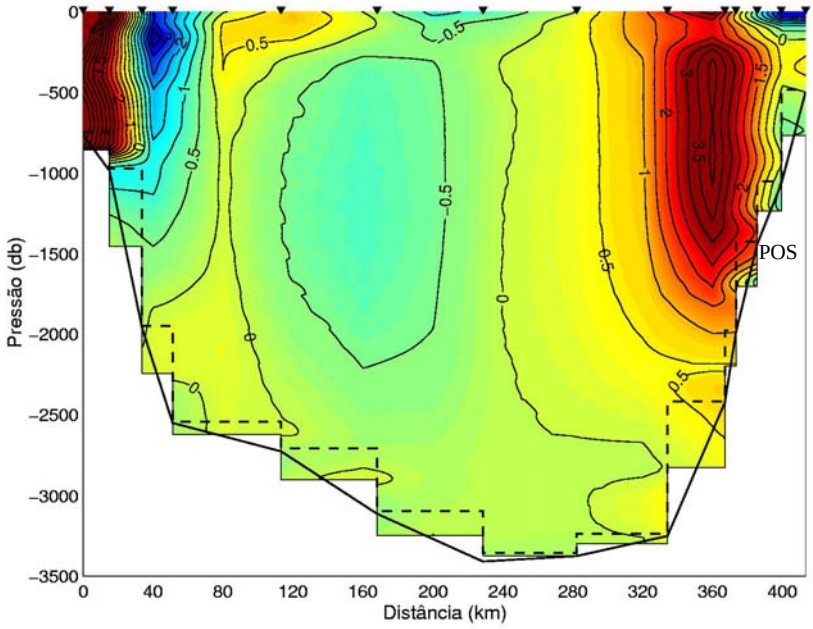
A)



B)



C)



D)

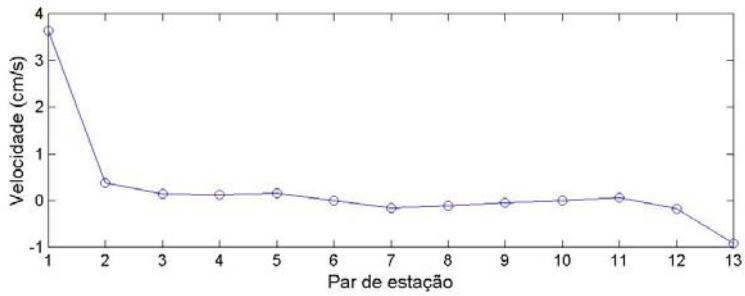


Figura 46 – **A**) Transporte absoluto integrado (Sv) ao longo da coluna de água nos pares de estação da Bacia de Powell e **B**) Transporte absoluto integrado (Sv) nas camadas ao longo da coluna de água, ambos obtidos na classificação efetiva (k = 12) do modelo **VI**. **C**) Perfil de distribuição vertical da velocidade absoluta e **D**) Velocidade barotrópica em cm.s^{-1} para a seção, obtidas na solução. Fluxos e velocidades para norte estão indicados por valores positivos.

e atribuindo pesos relativos de maneira a evitar a entrada ou saída de fluxo de cada 'caixa' além das seções hidrográficas, consideramos que se essa componente barotrópica fosse tão forte como a encontrada na 'caixa' da Passagem das Orcadas ela deveria ter sido diagnosticada pelo modelo. Sendo assim, a discussão sobre essa questão poderá ser suportada apenas com a observação das condições ambientais sobre a região noroeste do Mar de Weddell nos verões analisados.

4.5 Considerações Finais

O fluxo da **WSDW** sobre as principais passagens profundas da Cordilheira Scotia do Sul a noroeste do Mar de Weddell foi analisado nos verões de 2000 e 2001. Foram obtidos resultados bem satisfatórios, de acordo com a literatura, principalmente através da implementação do modelo inverso com o método de extrapolação de propriedades nos triângulos de fundo, e aplicação da conservação de anomalia de propriedades pesadas por incertezas estimadas de fluxo. A oeste das Ilhas Orcadas do Sul, sobre a Passagem de Philip, o transporte profundo de **WSDW** não mostrou diferença significativa entre os verões analisados. No verão de 2000 a saída da **WSDW** para norte em direção ao Mar de Scotia é de 0.01 ± 0.01 (dados iniciais) e 0.12 ± 0.03 Sv (dados extrapolados). No verão de 2001 os fluxos são de 0.012 ± 0.001 e 0.113 ± 0.002 Sv, respectivamente. Da mesma forma, o transporte integrado ao longo da coluna de água não apresenta diferenças muito significativas, com um fluxo para norte de 0.45 ± 0.10 Sv (dados iniciais) e 0.84 ± 0.11 Sv (dados extrapolados), e 0.49 ± 0.01 Sv e 0.72 ± 0.06 Sv nos verões de 2000 e 2001, respectivamente. Sobre a Bacia de Powell, entretanto, foi observado um fraco transporte barotrópico ciclônico principalmente no verão de 2001. Os valores encontrados de velocidades barotrópicas sobre o talude continental da Península Antártica estão de acordo com os valores de correntes médias (longa duração) de Fahrbach *et al*. (1994). Sendo assim, sobre a 'caixa' fechada sobre a

Bacia de Powell, a principal diferença encontrada foi em relação à forte circulação ciclônica sobre a bacia encontrada por Gordon *et al.* (2001), através de dados intantâneos de correntes no inverno de 1997. Para investigar essa observação, as condições ambientais e aspectos de variabilidade nos verões de 2000 e 2001 serão analisadas no próximo capítulo.

Na região da Passagem das Orcadas e sudoeste da Passagem de Bruce o fluxo de **WSDW** só pôde ser analisado no verão de 2000 devido à condições favoráveis de cobertura de gelo marinho. Devido à acentuada inclinação dos flancos da Passagem das Orcadas principalmente, as inversões com os dados iniciais são pouco representativas. Entretanto, foram obtidos resultados muito razoáveis através da implementação do modelo inverso. O fluxo de **WSDW** para norte na Passagem das Orcadas é de 3.46 ± 1.81 Sv e a sudoeste da Passagem de Bruce flui para norte 1.20 ± 2.15 Sv. O fluxo integrado ao longo da coluna de água nas respectivas passagens resulta para norte com valores de 5.78 ± 3.58 e 3.35 ± 4.47 Sv. Os resultados encontrados de fluxo integrado ao longo da coluna de água pelas passagens da Cordilheira Scotia do Sul no verão de 2000, portanto, também são próximos dos encontrados no modelo inverso de Naveira Garabato *et al.* (2002b). Esses autores reportam 7 ± 6 Sv fluindo para norte sobre a cordilheira através da inversão, e 22 ± 7 Sv pelos dados *in situ* de corrente (LADCP).

5. DIFERENÇAS HIDROGRÁFICAS E AMBIENTAIS ENTRE OS VERÕES DOS ANOS 2000 E 2001

5.1 Diferenças hidrográficas

Nos cruzeiros de verão ARXVIII (2000) e ARXIX (2001) a região profunda a oeste das Ilhas Orcadas do Sul sobre a Passagem de Philip pôde ser amostrada, e revelou significativas mudanças (variabilidade) nas características hidrográficas das massas de água presentes, principalmente notável na **WDW**. Além disso, foi observado que diferentes processos oceanográficos ocorrem na região e podem também estar alterando suas características hidrográficas. Os resultados do verão de 2001 condizem com a observação de von Gyldenfeldt *et al.* (2002) de que a complexa topografia ao norte da Bacia de Powell pode induzir meandramento e formação de vórtices. No seu estudo os autores registram uma tendência, nas últimas duas décadas, de aquecimento da **WDW** na região. Recentes estudos têm mostrado alterações nas características hidrográficas das águas profundas e de fundo no Mar de Weddell. Meredith *et al.* (2001) registram um aquecimento da **WDW** da Confluência Weddell-Scotia, ao sul do

LSCCA. Os autores relacionam este aquecimento como consequência de uma fonte mais quente de **WDW** do Mar de Weddell. Segundo o estudo as águas da **WDW** estão aproximadamente 0.1° – 0.2°C mais quentes em 1999 do que em 1995, e na **WSDW** há um aquecimento de aproximadamente 0.05°C, acompanhado por variações na salinidade que mantêm a relação θ/**S**. Fahrbach *et al.* (2004) também registram uma tendência de aquecimento da **WDW** acompanhado pela salinidade durante a década de 1990, e atribuem isso a anomalias no fluxo de entrada da **CDW** no leste do **GW**, que teria como consequência então variações nas propriedades da **WDW** propagadas ao longo do giro. Um aquecimento de longa duração da **WDW,** não acompanhado por alterações de salinidade, também é registrado por Robertson *et al.* (2002), que citam que as variações de temperatura da **WDW** podem estar relacionadas tanto com variações no fluxo de entrada da **CDW** no Mar de Weddell, quanto nos processos de resfriamento sobre a plataforma da Península Antártica. Schröder *et al.* (2002) relatam um aquecimento da camada de fundo na região noroeste do Mar de Weddell (1998-2000). Os autores atribuem isso mais a flutuações interanuais ou sazonais de curta duração na composição e/ou volume de águas participando na formação de água de fundo no sudoeste do Mar de Weddell, do que a uma tendência de longa duração. No presente estudo, entretanto, devido aos diferentes processos oceanográficos e forte mistura observados na região entre os verões de 2000 e 2001, as variações de propriedades da **WDW** e **WSDW** não devem ser interpretadas como uma tendência interanual ou de maior período.

Ao compararmos os dados hidrográficos das seções sobre a Passagem de Philip nos verões de 2000 e 2001, é notável a presença de águas bem mais frias e menos salinas sobre as camadas mais superficiais no verão de 2001 (Fig. 47, **a**). O núcleo da **WDW**, caracterizado pela temperatura máxima, apresenta temperaturas com aproximadamente 0.2°C e salinidades com aproximadamente 0.02 unidades maiores no

verão de 2001. Uma exceção ocorre com a estação 11 (W-E) da seção ARXVIII (2000) sobre a Passagem de Philip, em que a **WDW** apresenta as maiores temperaturas observadas entre os dois verões, com uma temperatura potencial máxima de 0.73°C. Na inversão, o fluxo dos dois pares de estações formados com esta estação resultou para sul, entrando pela Passagem de Philip, o que indica mistura com águas mais quentes do Mar de Scotia. A **WSDW** também apresenta valores de salinidade um pouco maiores (~0.003) em 2001, entretanto essa escala é comparada a acurácia da calibração realizada nos dados para a salinidade (*e.g.* Schröder *et al.*, 2002), então não será discutida no trabalho. Em relação às temperaturas (θ) da **WSDW**, foram observadas menores temperaturas na maioria das estações em 2001, com diferenças até em torno de 0.25°C a menos (Fig. 47, **b**). Apenas nas estações 10 e 12 (W-E) da seção sobre a Passagem de Philip do verão de 2001 foram observadas maiores temperaturas na **WSDW** (~1300 m).

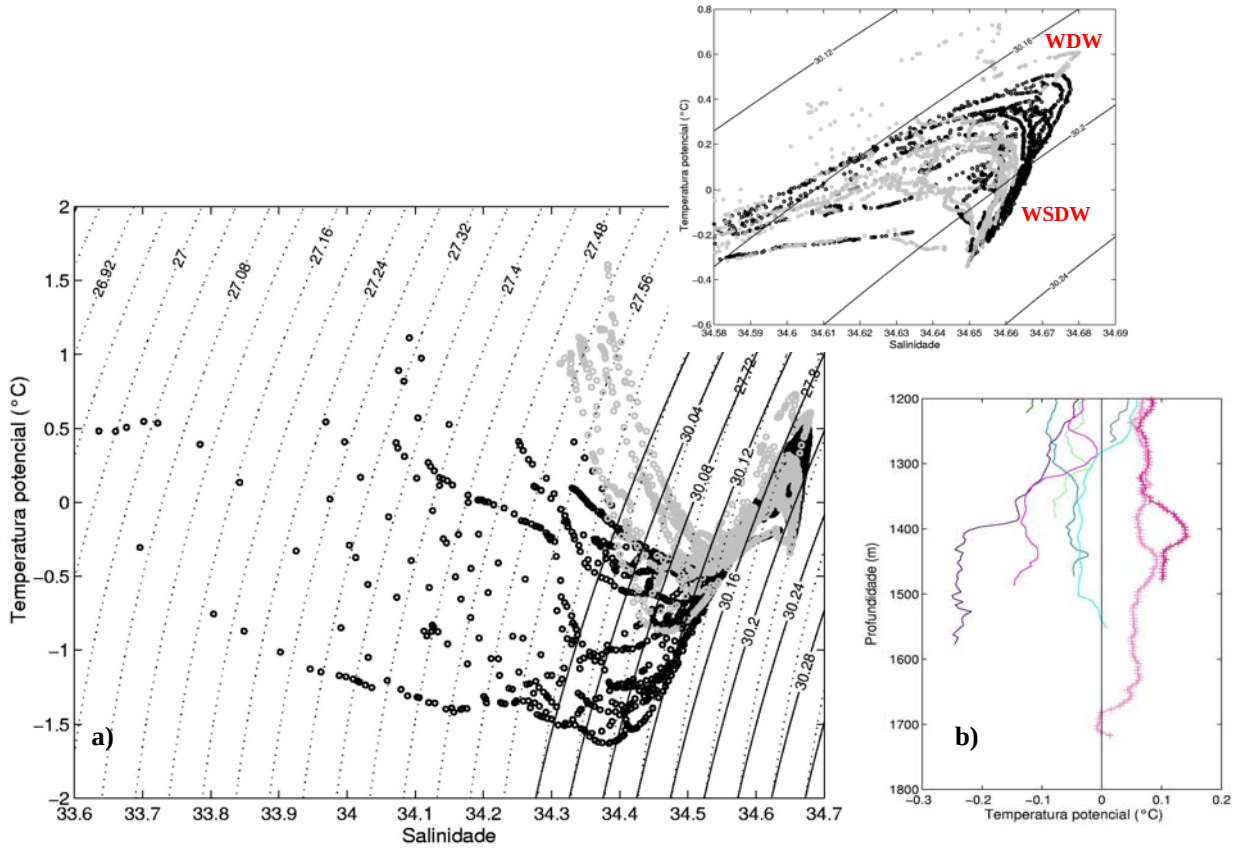


Figura 47 – a) Diagrama θ/**S** com os dados sobre a Passagem de Philip do cruzeiro ARXVIII (2000), em cinza, e do ARXIX (2001), em preto. As isopicnais mostradas são relativas à superfície (σ_0) e a 500 m ($\sigma_{0.5}$). **b)** Perfil vertical das diferenças de temperatura potencial (°C) nas estações reocupadas entre os verões de 2001 e 2000. Estão destacadas as estações 10 (+) e 12 (+) que apresentaram um aumento de temperatura da **WSDW** no verão de 2001.

5.2 Diferenças ambientais

Para investigar as diferenças oceanográficas descritas nos verões de 2000 e 2001 sobre a Passagem de Philip, e o fraco transporte barotrópico ciclônico observado principalmente no verão de 2001 sobre a Bacia de Powell, serão analizadas condições ambientais de pressão da superfície do mar (**SLP**), vento e concentração de gelo marinho. Para os verões (dezembro-fevereiro) dos anos 2000 e 2001 foram utilizados dados de pressão do nível do mar (**SLP**), tensão de cizalhamento do vento sobre a superfície do mar (componentes zonal e meridional) e concentração de gelo marinho (**ICEC**), do Projeto de Reanálise NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) (Kalnay *et al.*, 1996). Os dados de **SLP** foram obtidos apartir do NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center (website: http://www.cdc.noaa.gov), com resolução espacial de 2.5°×2.5°. As médias mensais de tensão de cizalhamento do vento e **ICEC** foram obtidos apartir do NOAA-CDAS1 International Research Institute for Climate and Society (IRI/LDEO Climate Data Library, website: http://ingrid.ldeo.columbia.edu). Nos gráficos de concentração de gelo marinho (**ICEC**), no qual a concentração varia de 0 (nenhum gelo marinho na área do grid) a 1 (área de grid completamente coberta por gelo marinho), foram desconsiderados valores menores que 0.05, ou seja, concentrações de gelo marinho menores que 5%.

Os gráficos de **SLP** (hPa) entre os verões destacam a presença de um centro de baixa pressão atmosférico localizado próximo a Península Antártica (Fig. 48, **a**). No verão de 2000 o centro de baixa pressão (<981 hPa) localiza-se à leste da península no limite oeste do Giro de Weddell, e promove ventos (Fig. 48, **b**) principalmente de noroeste sobre a Bacia de Powell. No verão de 2001, o centro de baixa localiza-se à oeste da península promovendo ventos fracos de norte-nordeste sobre a bacia. Essa evidência apoia a hipótese que o transporte ciclônico sobre a bacia poderia estar

enfraquecido no verão de 2001, conforme observado nas inversões. A figura 49 mostra a distribuição de **SLP** sobre o Mar de Weddell no inverno de 1997, quando foram medidas as correntes analisadas por Gordon *et al.* (2001) e caracterizada uma circulação ciclônica sobre a Bacia de Powell. Vale a pena também salientar que conforme descrito por von Gyldenfeldt *et al.* (2002), na região da ponta da Península Antártica e Bacia de Powell, a topografia tem um efeito dominante sobre as correntes médias. Segundo os autores, as correntes médias em geral prevalecem fortes no inverno e fracas no verão austral. Sobreposto a esse efeito topográfico as correntes médias apresentam flutuações de meso-escala (intra-anuais), sazonais e interanuais. Sobre a plataforma da ponta da península reversões de fluxo ocorrem predominantemente durante a primavera e verão. A maior cobertura de gelo marinho (Fig. 48, **c**) sobre a região no verão de 2001, que é responsável pela presença das águas superficiais mais frias e menos salinas observadas nesse período, deve-se provavelmente aos fortes ventos de sul a sudoeste do Mar de Weddell. Conforme Venegas *et al.* (2001), nessa região a exportação de gelo marinho para o norte é devida a fortes ventos de sul paralelos a península, promovidos por gradientes de **SLP** à leste da península.

Alguns modos de variabilidade atmosférica como a Onda Cicumpolar Antártica (**ACW**, *e.g.* White e Peterson, 1996), o Modo Anular do Hemisfério Sul (**SAM**, *e.g.* Thompson & Wallace, 2000) têm sido relacionados com variabilidades oceânicas no Mar de Weddell (ver, Hall & Visbeck, 2002; Venegas *et al.*, 2001). Fahrbach *et al.* (2004), entretanto, relacionam as significativas variações nas propriedades da **WDW** e **WSBW** observadas nos últimos anos no Mar de Weddell com variações mais locais do centro de baixa pressão atmosférica, localizado na parte leste do Giro de Weddell (centro em cerca de 65°S). A razão disto é que, a **SAM** não é regionalmente uniforme no entorno do continente. Segundo os autores, variações na intensidade e

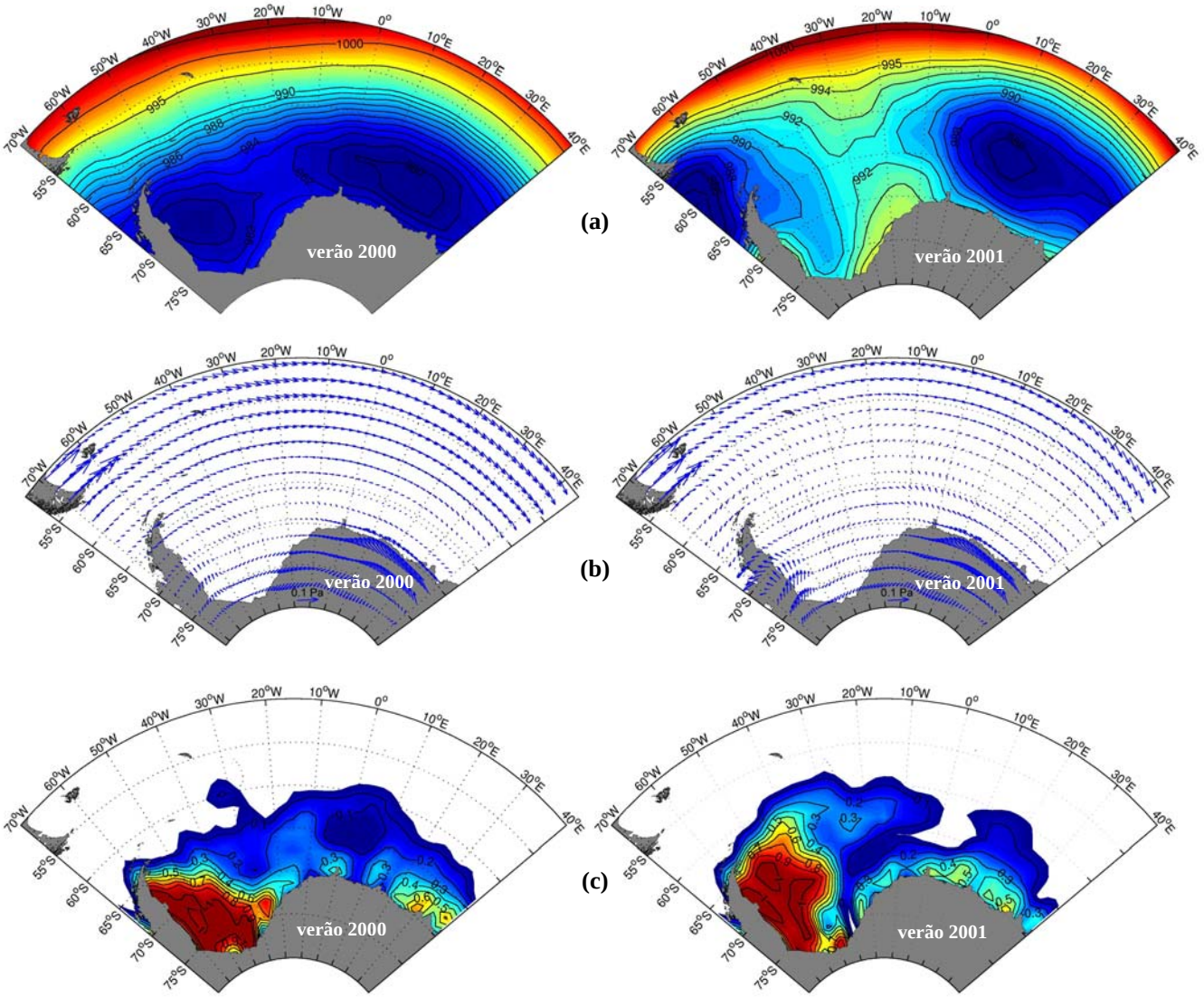


Figura 48 – Perfis de (**a**) Pressão ao nível do mar (**SLP**) em hPa, (**b**) Tensão de cizalhamento do vento e (**c**) Concentração de gelo marinho sobre o Mar de Weddell nos verões (dezembro-fevereiro) dos anos 2000 e 2001. Nos gráficos de concentração de gelo marinho nao foram consideradas frações menores que 0.05, ou seja, grid com menos de 5% da área coberta.

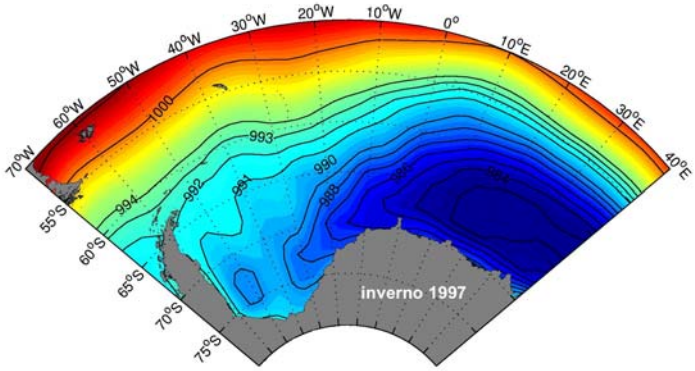


Figura 49 – Perfil de Pressão ao nível do mar (**SLP**) em hPa sobre o Mar de Weddell no inverno (junho-agosto) do ano de 1997.

deslocamento desse centro de baixa pressão afetam o regime de ventos no Mar de Weddell, modificam a estrutura e intensidade do **GW** e podem então favorecer ou não intrusões de **CDW** no giro, que estariam afetando as propriedades da **WDW**. No estudo é mostrado que no ano de 1997 o centro de baixa pressão esteve intensificado e deslocado mais para oeste, promovendo fortes gradientes de **SLP** no oeste do Mar de Weddell. Esses gradientes seriam responsáveis por fortes ventos do quadrante sul.

As observações das condições atmosféricas nos verões de 2000 e 2001 mostraram diferentes regimes de ventos, forçados por centros de baixa pressão mais regionais, próximos à Península Antártica. Neste trabalho, destaca-se a presença de um centro de baixa pressão atmosférica localizado a oeste da península no verão de 2001. O regime de ventos forçado por esse centro resultaria em uma forçante que estaria enfraquecendo o padrão ciclônico dos ventos sobre a Bacia de Powell. Com esse enfraquecimento da componente barotrópica, que é guiada ciclônicamente principalmente pelos contornos topográficos na bacia, a circulação anticiclônica baroclínica na bacia poderia prevalecer conforme observado no verão de 2001.

5.3 Considerações Finais

Foram observados diferentes processos oceanográficos (mesoescala) e atmosféricos sobre a região da Passagem de Philip entre os verões de 2000 e 2001, e significativas variações de propriedades da **WDW** e **WSDW**. Por esse motivo as variações nas características hidrográficas das massas de água não devem ser interpretadas como uma tendência interanual ou de maior período, mas é importante registrar que de acordo com outros estudos, a **WDW** apresentou um aquecimento e maiores salinidades ao longo da coluna de água na passagem durante esse período. Condições atmosféricas nos verões de 2000 e 2001 mostraram diferentes regimes de ventos, forçados por centros de baixa pressão mais regionais, próximos à Península

Antártica. Em destaque, ressaltamos a presença de um centro de baixa pressão atmosférica à oeste da península que poderia estar enfraquecendo o padrão ciclônico sobre a Bacia de Powell no verão de 2001.

6. CONCLUSÕES

6.1 Considerações Gerais sobre o Trabalho

O fluxo profundo exportado desde o noroeste do Mar de Weddell para dentro do Mar de Scotia foi analisado nos verões de 2000 e 2001. Os resultados obtidos nas inversões, principalmente através da implementação do modelo inverso de caixa com o método de extrapolação de propriedades nos triângulos de fundo, e aplicação da conservação de anomalia de propriedades pesadas por incertezas estimadas de fluxo, se mostraram consistentes com estudos já realizados. Desta forma, o trabalho foi importante para demonstrar a eficiência da aplicação do modelo inverso de caixa em oceanos predominantemente barotrópicos, sem a necessidade de ter medições diretas de velocidade. Ressaltamos aqui que, além das implementações citadas, a metodologia empregada na escolha das soluções foi primordial para os resultados obtidos, tendo então como base os conhecimentos oceanográficos regionais e procurando soluções barotrópicas compatíveis com esses conhecimentos.

A oeste das Ilhas Orcadas do Sul, sobre a Passagem de Philip, o transporte profundo de **WSDW** não mostrou diferença significativa entre os verões analisados. O que demonstrou que, apesar das diferentes condições hidrográficas e atmosféricas registradas sobre a passagem e a Bacia de Powell, o transporte do fluxo profundo não

foi afetado diretamente. A circulação obtida com a inversão no verão de 2001, sobre a Bacia de Powell, sugere um enfraquecimento do fluxo barotrópico ciclônico na bacia. O enfraquecimento observado pode ser devido aos ventos de norte e nordeste, associados a um centro de baixa pressão atmosférica localizado à oeste da Península Antártica.

6.2 Perspectivas e Recomendações para Trabalhos Futuros

Através dos resultados obtidos nesse trabalho destaca-se a importância de estudos focados na variabilidade dos padrões de vento no Mar de Weddell, devido à importância da componente barotrópica do fluxo na exportação das águas profundas. Análises de dados hidrográficos históricos na região e suas relações com as condições atmosféricas poderiam esclarecer essa questão. Além da forçante do fluxo barotrópico, alterações nas densidades das águas profundas e de fundo, também devem estar associadas à variabilidades desse fluxo profundo.

A realização de sondagem acústica nos cruzeiros que amostram a região noroeste do Mar de Weddell, que permita conhecer melhor as feições das fendas profundas da Cordilheira Scotia do Sul e possibite um melhor posicionamento das estações hidrográficas sobre as mesmas, parece ser de extrema importância para estudos precisos da variabilidade do fluxo profundo. Além disso, um melhor conhecimento oceanográfico sobre regiões frontais, como a passagem profunda à oeste das Ilhas Orcadas do Sul, permitirá que estudos futuros estimem a incerteza para variabilidade de mesoescala, ou também incentive a escolha de novas derrotas de transectos hidrográficos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Absy, J. M. (2003) Descrição e caracterização da estrutura termohalina na região noroeste do Mar de Weddell, com ênfase na variabilidade junto ao fundo. Dissertação de Mestrado. Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 76 pp.

Arhan, M., K. J. Heywood & B. A. King (1999) The deep waters from the Southern ocean at the entry to the Argentine Basin. *Deep-Sea Res. II*, v. 46, p 475-499.

Augstein, E. (1987) Fahrtabschnitt ANT V/2. In: Schnack-Schiel, S., ed., Die Winter-Expedition mit FS "Polarstern" in die Antarktis (ANT V/1-3). *Ber. Polarforsch,* v. 39, p 63-126.

Beckmann, A., H. H. Hellmer & R. Timmermann (1999) A numerical model of the Weddell Sea: large-scale circulation and water mass distribution. *J. Geophys. Res.*, v. 104, p 23375–23391.

Bennett, A. F. (1992) Inverse methods in physical oceanography. Cambridge University Press, Canada, 346 pp.

Böning, C.W., F. O. Bryan, W. R. Holland & R. Döscher (1996) Deep-Water Formation and Meridional Overturning in a High-Resolution Model of the North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr*., v. 26, p 1142-1164.

Brandon, M. A., M. Naganobu, D. A. Demer, P. Chernyshkov, P. N. Trathan, S. E. Thorpe, T. Kameda, O. A. Berezhinskiy, E. J. Hawker & S. Grant (2004) Physical oceanography in the Scotia Sea during the CCAMLR 2000 survey, austral summer 2000. *Deep-Sea Res. II*, v. 51, p 1301-1321.

Brennecke, W. (1921) Die ozeanographischen Arbeiten der deutschen antarktischen Expedition 1911-1912, Arch. *Deutsche Seewarte*, v. 39, p 1-216.

Broecker, W. S., S. L. Peacock, S. Walker, R. Weiss, E. Fahrbach, M. Schröder, U. Mikolajewicz, C. Heinze, R. Key, T.-H. Peng & S. Rubin (1998) How much deep water is formed in the Southern Ocean? *J. Geophys. Res.*, v. 103, p 15843–15883.

Bryden, H. L. (1983) The Southern Ocean. Springer, New York, p 265-277.

Carmack, E. C. (1974) A quantitative characterization of water masses in the Weddell Sea during summer. *Deep-Sea Res*., v. 21, p 431–443.

Carmack, E. C. & T. D. Foster (1975) On the flow of water out of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res*., v. 22, p 711–724.

Carmarck, E. C. (1977) Water characteristics of Southern Ocean south of the Polar Front. In: Angel, M. (Ed.) *A Voyage of Discovery, George Deacon 70th Anniversary Volume*, Pergamon Press, Oxford, p 15-41.

Clifford, M. A. (1983) A descriptive study of the zonation of the Antarctic Circumpolar Current and its relation to wind stress and ice cover. MS thesis, Texas A&M University, 93 pp.

Comiso, J. C. (2000) Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infared measurements. *J. Climate*, v.13, p 1674-1696.

Cunningham, S. A., S. G. Alderson, B. A. King & M. A. Brandon (2003) Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage. *J. Geophys. Res*., v. 108 (C5), 8084.

Deacon, G. E. R. (1933) A General Account of the Hydrology of the South Atlantic Ocean. *Discovery Reports*, v. 7, p 171–238.

Deacon, G. E. R. (1937) The hydrography of Southern Ocean. *Discovery Reports*, v. 15, p 1-24.

Deacon, G. R. E. (1979) The Weddell Gyre. *Deep-Sea Res.*, v. 26, p 981-995.

Dietrich, G., K. Lalle, W. Krauss & G. Siedler (1975) *Allgemeine Meereskunde; Eine Einführung in die Ozeanogaphie*. 3. Auflage, Gebruder Borntraeger, Berlin, 593 pp.

Fahrbach, E., M. Knoche & G. Rohardt (1991) An estimate of water mass transformation in the southern Weddell Sea. *Mar. Chem.*, v. 35, p 25-44.

Fahrbach, E., G. Rohardt, M. Schröder & V. Strass (1994) Transport and Structure of the Weddell Gyre. *Ann. Geophysicae*, v. 12, p 840-855.

Fahrbach, E., G. Rohardt, N. Scheele, M. Schröder, V. Strass, & A. Wisotzki (1995) Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea. *J. Marine Res.*, v. 53, p 515–538.

Fahrbach, E., M. Schröder & A. Klepikov (1998) Circulation and water masses in the Weddell Sea, in *Physics of Ice-Covered Seas*, Lecture Notes form a Summer School in Savonlinna, Finland 6-17 June, 1994, Helsinki University Press.

Fahrbach, E. (1999) The expedition ANTARKTIS XV/4 of the research vessel *Polarstern* in 1998. *Reports on Polar Research*, v. 314, 109 pp.

Fahrbach, E., S. Harms, G. Rohardt, M. Schröder & R. A. Woodgate (2001) Flow of bottom water in the northwestern Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, v. 106, p 2761-2778.

Fahrbach, E., M. Hoppema, G. Rohardt, M. Schröder & A. Wisotzki (2004) Decadal-scale variations of water mass properties in the deep Weddell Sea. *Ocean Dynam.*, v. 54, p 77-91.

Fofonoff, N. P. (1955) A theoretical study of zonally uniform oceanic flow. Ph.D. thesis, Brown University, 46 pp.

Foldvik, A., T. Gammelsröd & T. Törresen (1985) Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf. In: Jacobs, S.S. (Ed.), *Oceanology of the Antarctic*

Continental Shelf, Antarctic Research Series 43. American Geophysical Union, Washington DC, p 5–20.

Foster, L. A. (1972) Current measurements in the Drake Passage. Ms. thesis, Dalhousie University, Halifax, N.S., 61 pp.

Foster, T. D. & E. C. Carmack (1976) Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, v. 23, p 301-317.

Foster, T. D., A. Foldvik & J. H. Middleton (1987) Mixing and bottom water formation in the shelf break region of the southern Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, v. 34, p 1771-1794.

Gammelsrõd, T., A. Foldvik, O. A. Nõst, Õ. Skagsetil, L. G. Anderson, E. Fogelqvist, K. Olsson, T. Tanhua, E. P. Jones & S. Österhus (1994) Distribution of Water Masses on the Continental Shelf in the Southern Weddell Sea. In: Johannessen, O.M.; Muench, R.D.; Overland, J.E. (ed). *The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume,* Geophysical Monograph, AGU, Washington, v. 85, p 959-979.

Ganachaud, A. (1999) Large Scale Oceanic Circulation and Fluxes of Freshwater Heat, Nutrients and Oxigen. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Woods Hole Oceanographic Institution.

Gent, P. R., W. G. Large & F. O. Bryan (2001) What sets the mean transport through Drake Passage? *J. Geophys. Res*., v. 106, p 2693-2712.

Georgi, D. T. (1981) Circulation and bottom waters in the southwestern South Atlantic. *Deep-Sea Res*., v. 28, p 959-979.

Gill, A. E. & K. Brydan (1971) Effects of geometry on the circulation of a three-dimensional southern-hemisphere ocean model. *Deep-Sea Res*., v. 18, p 685-721.

Gill, A. E. (1973) Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. *Deep-Sea Res*., v. 20, p 111–140.

Gille, S. T. (1999) Mass, heat, and salt transport in the southeastern Pacific: A Circumpolar Current inverse model. *J. Geophys. Res.*, v. 104, p 5191–5209.

Gonett, C. & W. H. Munk (1979) Internal waves in the ocean. *An. Rev. Fluid Mech.*, v. 11, p 339-369.

Gordon, A. L., D. G. Martinson & H. W. Taylor (1981) The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby Basin. *Deep-Sea Res.*, v. 28, p 151-163.

Gordon, A. L. & B. A. Huber (1984) Thermohaline stratification below the Southern Ocean sea ice. *J. Geophys. Res.*, v. 89, p 641-648.

Gordon, A. L. (1986) Interocean exchange of thermohaline water. *J. Geophys. Res.*, v. 91(4), p 5037-5046.

Gordon, A. L. & B. A. Huber (1990) Southern Ocean Winter Mixed Layer. *J. Geophys. Res.*, v. 95, p 11655-11672.

Gordon, A. L., B. A. Huber, H. H. Hellmer & A. Ffield (1993) Deep and bottom water of the Weddell Sea's western rim. *Science*, v. 262, p 95–97.

Gordon, A. L. (1998) Western Weddell Sea thermohaline strati.cation. In: Jacobs, S.S., Weiss, R.F. (Eds.), *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, Antarctic Research Series 75. American Geophysical Union, Washington DC, p 215–240.

Gordon, A. L., M. Mensch, Z. Dong, W. M. Smethie Jr. & J. de Betterncourt (2000) Deep and bottom waters of the Bransfield Strait eastern and central basins. *J. Geophys. Res.*, v. 105, p 11337-11346.

Gordon, A. L., M. Visbeck & B. Huber (2001) Export of Weddell Sea deep and bottom water. *J. Geophys. Res.*, v. 106, p 9005–9018.

Hall, A. & M. Visbeck (2002) Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode. *J. Climate*, v. 15, p 3043-3057.

Hellmer, H. H. & A. Beckmann (2001) The Southern Ocean: a ventilation contributor with multiple sources. *Geophys. Res. Letters*, v. 28, p 2927–2930.

Hofmann, E. E. (1985) The large-scale horizontal structure of the Antarctic Circumpolar Current from FGGE drifters. *J. Geophys. Res.*, v. 90, p 7087-7097.

Hofmann, E. E., J. M. Klinck, R. A. Locarnini, B. Fach & E. J. Murphy (1998) Krill transport in the Scotia Sea and environs. *Antarctic Science*, v. 10 (4), p 406-415.

Holfort, J. & G. Siedler (2001) The meridional oceanic transports of heat and nutrients in the South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 31, p 5-29.

Ivers, W. D. (1975) The deep circulation in the northern North Atlantic, with especial reference to the Labrador Sea. Ph.D. Dissertation. University of California at San Diego, 179 pp.

Jackett, D. R. & T.J. McDougall (1997) A Neutral Density Variable for the World's Oceans. *J. Phys. Oceanog.*, v. 27, p 237-263.

Kalnay, E. (1996) The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v. 77, p 437-471.

Killworth, P. D. (1977) Mixing on the Weddell Sea continental slope. *Deep-Sea Res.*, v. 24, p 427-448.

Killworth, P. D. (1983) Deep convection in the world ocean. *Rev. Geophys. Space Phys.*, v . 21, p 1-26.

LaBrecque, J. L., P. D. Rabinowitz & C. Brenner (1981) General Bathymetric chart of the Oceans (GEBCO 5:16). Canadian Hydrographic Office. Ottawa, Canada.

Lanczos, C. (1961) Linear Differential Operators. Van Nostrand, Princeton, NY, 564 pp.

Lawson, C. L. & R. J. Hanson (1974) Solving Least-Squares Problems. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 340 pp.

Legeckis, R. (1977) Oceanic Polar Front in the Drake Passage – satellite observations during 1976. *Deep-Sea Res.*, v. 24, p 701-704.

Levitus, S., J. I. Antonov, T. B. Boyer & C. Stephens (2000) Warming of the World Ocean. *Science*, v.287, p 2225-2229.

Locarnini, R. A., T. Whitworth III & W. D. Nowlin Jr. (1993) The importance of the Scotia Sea on the out.ow of Weddell Sea Deep Water. *J. Mar. Res.*, v. 51, p 135–153.

Macdonald, A. M. (1993) Property Fluxes at 30°S and Their Implications for the Pacific-Indian Throughflow and the Global Heat Budget. *J. Geophys. Res.*, v. 98, p 6851-6868.

Mantyla, A. W. & J. L. Reid (1983) Abyssal characteristics of the World Oceans waters. *Deep-Sea Res.*, v. 30, p 805-833.

Matano, R. P., A. L. Gordon, R. D. Muench & E. D. Palma (2002) A numerical study of the circulation in the northwestern Weddell Sea. *Deep-Sea Res. II*, v. 49, p 4827-4841.

Mauritzen, C. & S. Häkkinen (1999) On the relationship between dense water formation and the "Meridional Overturning Cell" in the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res. I*, v. 46, p 877-894.

McDougall, T. J. (1987) Neutral surfaces. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 17, p 1950-1967.

McDougall, T. J. & D. R. Jackett (1988) On the helical nature of neutral trajectories in the ocean. *Progr. Oceanogr.*, v. 20, p 153–183.

McDougall, T. J. (1991) Parameterizing mixing in inverse models. In: *Parameterization of small-scale processes, Hawaiian winter workshop*, University of Hawaii at Manoa. Aha Hulikoa.

McIntosh, P.C. & S. R. Rintoul (1997) Do Box Inverse Models Work?. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 27, p 291-308.

Mensch, M., R. Bayer, J. L. Bullister, P. Schlosser & R. F. Weiss (1997) The distribution of tritiumand CFCs in the Weddell Sea during the mid-1980s. *Prog. Oceanogr*., v. 38, p 377–414.

Meredith, M. P., Naveira Garabato, A. C., D. P. Steves, K. J. Heywood & R. J. Sanders (2001) Deep and bottom waters in the Scotia Sea: rapid changes in properties and circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 31, p 2157-2168.

Moore, J. K., M. R. Abbot & J. G. Richman (1997) Variability in the location of the Antarctic Polar Front (90º - 20º W) from satellite sea surface temperature data. *J. Geophys. Res.*, v. 102 (C13), p 27825-27833.

Moore, J. K., M. R. Abbot & J. G. Richman (1999) Location and dynamics of the Antarctic Polar Front from satellite sea surface temperature data. . *J. Geophys. Res.*, v. 104 (C2), p 3059-3073.

Morgan, P. P. (1994) Box Inverse Modelling with DOBOX 4.2. *CSIRO Marine Laboratories Report* 225, 26 pp.

Mosby, H. (1934) The Water of the Atlantic Ocean. *Scientific Results of the Norwegian Antarctic Expedition 1927–1928*, v. 1, p 1–131.

Muench, R. D. & A. L. Gordon (1995) Circulation and transport of water along the western Weddell Sea margin. *J. Geophys. Res*., v. 100, p 18503–18515.

Muench, R. D. & H. H. Hellmer (2002) The international DOVETAIL program. *Deep-Sea Res. II*, v. 49 (21), p 4711–4714.

Munk, W. H. & E. Palmén (1951) Note on the dynamics of the Antarctic Circumpolar Current. *Tellus*, v. 3, p 53-55.

Munk, W. H. (1981) Internal waves. Evolution of Physical Oceanography, Scientific surveys in honor of Henry Stommel. B. A. Warren and C. Wunsch (eds). The MIT Press, Cambridge, MA, p 264-291.

Murphy, E. J., J. L. Watkins, K. Reid, P. N. Trathan, I. Everson, J. P. Croxall, J. Priddle, M. A. Brandon, A. S. Brierley & E. E. Hofmann (1998) Interannual variability of the South Georgia marine ecosystem: Biological and physical sources of variation in the abundance of krill. *Fish. Oceanogr.*, v. 7 (3-4), p 381-390.

Naganobu, M., K. Kutsuwada, Y. Sasai, S. Taguchi & V. Siegel (1999) Relationships between Antarctic krill (*Euphausia suberba*) variability and westerly fluctuacions and ozone depletion in the Antarctic Peninsula area. *J. Geophys. Res.*, v. 104(C9), p 20651-20665.

Naveira Garabato, A. C., K. J. Heywood & D. P. Stevens (2002a) Modification and pathways of Southern Ocean deep waters in the Scotia Sea. *Deep-Sea Res. I*, v. 49, p 681-705.

Naveira Garabato, A. C., E. L. McDonagh, D. P. Stevens, K. J. Heywood & R. J. Sanders (2002b) On the export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea. *Deep-Sea Res. II*, v. 49, p 4715-4742.

Naveira Garabato, A. C., D. P. Steves & K. J. Heywood (2003) Water Mass Conversion, Fluxes, and Mixing in the Scotia Sea Diagnosed by an Inverse Model. *J. Phys. Oceanogr*., v. 33, p 2565-2587.

Nowlin Jr., W. D., T., Witworth III & R. D. Pillsbury (1977) Structure and transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage from short-term measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 7, p 788-802.

Nowlin Jr., W. D. & M. A. Clifford (1982) The kinematic and thermohaline zonation of the ACC at Drake Passage. *J. Mar. Res.*, v. 40, p 481-507.

Nowlin Jr., W. D. & J. M. Klinck (1986) The physics of the Antarctic Circumpolar Current. *Rev. Geophys*., v. 24, p 469-491.

Nowlin Jr., W. D. & W. Zenk (1988) Westward bottom currents along the margin of the South Shetland Island Arc. *Deep-Sea Res I.*, v.35, p 269-301.

Olbers, D. & C. Wübber (1991) The role of Wind and Buoyancy Forcing of the Antarctic Circumpolar Current. In: Latif, M. (Ed.), *Strategies for Future Climate Research*. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, p 161–191.

Orsi, A. H., W. D. Nowlin Jr. & T. Whitworth III (1993) On the circulation and strati.cation of the Weddell Gyre. *Deep-Sea Res. I,* v. 40, p 169–203.

Orsi, A. H., T., Whitworth III & W. D. Nowlin Jr. (1995) On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res*., v. 42, p 641-673.

Orsi, A. H., G. C. Johnson & J. L. Bullister (1999) Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Prog. Oceanog*., v. 43, p 55–109.

Pedlosky, J. (1994) Ridges and recirculations: gaps and jets. J. Phys. Oceanogr., v. 24, p 2703-2707.

Peterson, R. D. (1989) On the variability of the Antarctic Circumpolar Current. Unplubished PhD Thesis, Texas A&M University, 97 pp.

Pingree, R. D. (1972) Mixing in the deep stratified ocean. *Deep-Sea Res*., v. 19, p 549-561.

Reid, J. L. & R.J. Lynn (1971) On the influence of the Norwegian-Greeland and Weddell seas upon the bottom waters of the Indian and Pacific oceans. *Deep-Sea Res*., v. 18, p 1063-1088.

Reid, J. L. & W. D. Nowlin Jr. (1971) Transport of water through the Drake Passage. *Deep-Sea Res*., v. 18, p 51-64.

Reid, J. L., W.D. Nowlin Jr. & W.C. Patzert (1977) On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanog.*, v. 7, p 62-91.

Rhein, M., L. Stramma & G. Krahmann (1998) The spreading of Antarctic bottom water in the tropical Atlantic. *Deep-Sea Res. I*, v. 45, p 507-527.

Rintoul, S. R. (1991) South Atlantic interbasin exchange. *J. Geophys. Res*., v. 97, p 5493-550.

Robertson, R., M. Visbeck, A. L. Gordon & E. Fahrbach (2002) Long-term temperature trends in deep waters of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res. II*, v. 49, p 4791-4806.

Roemmich, D. (1979) The application of inverse methods to problems in ocean circulation. Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology/Woods Hole Oceanographic Institution WHOI 80-6, 193 pp.

Roemmich, D. (1980) Estimation of meridional heat flux in the North Atlantic by inverse methods. *J. Phys. Oceanogr*., v. 10, p 1972-1983.

Roemmich, D. (1981) Circulation of the Caribbean Sea: A Well-Resolved Inverse Problem. *J. Geophys. Res*., v. 86, p 7993-8005.

Roemmich, D. & C. Wunsch (1985) Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, v. 92, p 119-664.

Schlitzer, R. (1987) Renewal rates of east Atlantic deep water estimated by inversion of ^{14}C data. *J. Geophys. Res*., v. 92, p 2953-2969.

Schlitzer, R. (1988) Modeling the nutrient and carbon cycles of the North Atlantic. 1. Circulation, mixing coefficients, and heat fluxes. *J. Geophys. Res*., v. 93, p 10699-10723.

Schodlok, M. P. & M. Tomczak (1997) The circulation in the South Australian Basin during FR10/94. *Flinders Institute for Atmospheric and Marine Sciences Report 56*, 31 pp.

Schodlok, M. P., H. H. Hellmer & A. Beckmann (2002) On the transport, variability and origin of dense water masses crossing the South Scotia Ridge. *Deep-Sea Res. II*, v. 49, p 4807-4825.

Schröder, M. & E. Fahrbach (1999) On the structure and the transport in the eastern Weddell Gyre, *Deep-Sea Res*., v.46, p 501-527.

Schröder, M., H. H. Hellmer & J. M. Absy (2002) On the near-bottom variability in the northwestern Weddell Sea. *Deep-Sea Res. II*, v. 49(21), p 4767-4790.

Seabrooke, J. M., G. L. Hufford & R. B. Elder (1971) Formation of Antarctic Bottom Water in the Weddell Sea. *J. Geophys. Res*., v. 76, p 2164-2178.

Sloyan, B. M. & S. R. Rintoul (2001) The Southern Ocean Limb of the Global Deep Overturning Circulation. *J. Phys. Oceanogr*., v. 31, p 143-173.

Stramma, L., P. Brandt, F. Schott, D. Quadfasel & J. Fischer (2002) Winter and summer monsoon water mass, heat and freshwater transport changes in the Arabian Sea near 8°N. *Deep-Sea Res. II*, v. 49, p 1173-1195.

Thompson, D. W. J. & J. M. Wallace (2000) Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. J. Climate, v. 13, p 1000-1016.

Thorpe, S. E., K. J. Heywood, M. A. Brandon & D. P. Steves (2002) Variability of the southern Antarctic Circumpolar Current front north of South Georgia. *J. Mar. Systems*, v. 37, p 87-105.

Trenberth, K. E., W. G. Large & J. G. Olson (1990) The mean annual cycle in global ocean wind stress. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 30, p 1742-1760.

Tziperman, E. (1988) Calculating the time-mean oceanic general circulation and mixing coefficients form hydrographic data. *J. Phys. Oceanogr*., v. 18, p 519-525.

Tziperman, E. & A. Hecht (1988) Circulation in the eastern Levantine Basin determined by inverse methods. *J. Phys. Oceanogr*., v. 18, p 506-518.

Tynan, C. T. (1998) Ecological importance of the southern boundary of the Antarctic Circumpolar Current. *Nature*, v. 392, p 708-710.

Venegas, S. A. & M. R. Drinkwater (2001) Sea ice, atmosphere and upper ocean variability in the Weddell Sea, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, v. 106, p 16,747-16,766.

von Gyldenfeldt, A.-B., E. Fahrbach, M. A. Garcia & M. Schröder (2002) Flow variability at the tip of the Antarctic Peninsula. *Deep-Sea Res. II,* v. 49(21), p 4743-4746.

Yaremchuck, M., D. Nechaev, J. Schröter & E. Fahrbach (1998) A dynamically consistent of circulation and transports in the southwestern Weddell Sea. *Ann. Geophyicae*, v. 16, p 1024-1038.

Weppernig, R., P. Schlosser, S. Khatiwala & R. G. Fairbanks (1996) Isotope data from Ice Station Weddell: implications for deep water formation in the Weddell Sea. *J. Geophys. Res*., v. 101, p 25723–25739.

White, W. B. & R. G. Peterson (1996) An Antarctic Circumpolar Wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. Nature, v. 380, p 699-702.

Whitworth III, T. (1980) Zonation and geostrophic flow of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage. *Deep-Sea Res.*, v. 27, p 497-507.

Whitworth III, T., W. D., Nowlin Jr. & S. J. Worley (1982) The net transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 12, p 960-971.

Whitworth III, T. (1983) Monitoring the transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 13, p 2045-2057.

Whitworth III, T. & R. G. Peterson (1989) The volume transport of the Antarctic Cicumpolar Current form bottom pressure measurements. J. Phys. Oceanogr., v. 15, p 810-816.

Whitworth III, T., A. H. Orsi, W. D. Nowlin Jr. & R. A. Locarnini (1998) Water masses and mixing near the Antarctic slope front. In: Jacobs, S. S.; Weiss, R. F. (eds). *Antarctic Res. Ser.*, Washington DC: AGU, 1998., v. 75, p 1-27.

Wiggins, R. (1972) The general linear inverse problem: implication of surface waves and free oscillations for Earth structure. *Rev. Geophys. Space Phys*., v. 10, p 251-285.

Wunsch, C. (1977) Determining the general circulation of the oceans: A preliminary discussion. *Science*, v. 196, p 871-875.

Wunsch, C. (1978) The North Atlantic general circulation west of 50°W determined by inverse methods. *Rev. Geophys. Space Phys*., v. 16, p 583-620.

Wunsch, C. (1984) An eclectic Atlantic Ocean circulation model. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 14, p 1712–1733.

Wunsch, C. (1996) The Ocean Circulation Inverse Problem. Cambridge U. Press., Cambridge, 437 pp.

Wüst, G. (1933) Das Bodenwasser und die Gliederung der Atlantischen Tiefsee. In: Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs-und Vermessungsschiff "Meteor" 1925-1927, v. 6(1,1), 107 pp.