

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
Instituto de Oceanografia
Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica

TIAGO SEGABINAZZI DOTTO

VARIABILIDADE E TENDÊNCIAS DE LONGO PERÍODO
DAS MASSAS DE ÁGUA DO ESTREITO DE
BRANSFIELD, ANTÁRTICA

RIO GRANDE
2015



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA FÍSICA,
QUÍMICA E GEOLÓGICA



VARIABILIDADE E TENDÊNCIAS DE LONGO PERÍODO DAS MASSAS DE ÁGUA DO ESTREITO DE BRANSFIELD, ANTÁRTICA

TIAGO SEGABINAZZI DOTTO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica do Instituto de Oceanografia da Universidade Federal do Rio Grande, como requisito parcial à obtenção do título de MESTRE.

Orientador: Prof. Dr. Mauricio M. Mata

Coorientador: Prof. Dr. Rodrigo Kerr

RIO GRANDE, RS, BRASIL
Março – 2015

Dotto, Tiago Segabinazzi

Variabilidade e tendências de longo período das massas de água do Estreito de Bransfield, Antártica/ Tiago Segabinazzi Dotto – Rio Grande: FURG, 2015.

70 páginas.

Dissertação (Mestrado) – Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande. Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica. Área de Concentração: Oceanografia Física.

1. Variabilidade do Oceano Profundo
2. Oceano Austral
3. Gelo marinho




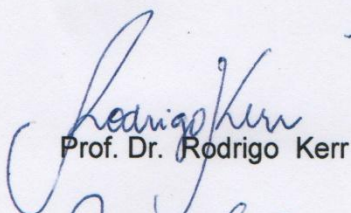
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG
IO - INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA
FÍSICA, QUÍMICA E GEOLÓGICA.
E-mail: ccpofgg@furg.br - home-page: www.oceanfisquigeo.furg.br

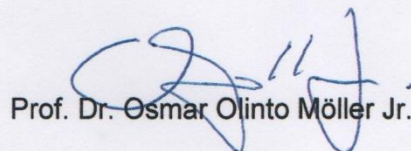


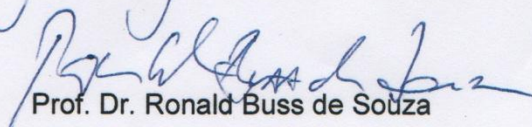
ATA ESPECIAL P/DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO – 03/2015

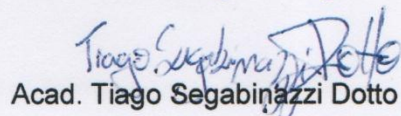
Às nove horas do dia 30 de março do ano dois mil e quinze, na Sala 1207 – Pav. 1 - FURG/Carreiros, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de **MESTRADO** do Acad. **TIAGO SEGABINAZZI DOTTO** composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata - Orientador/Presidente – IO/FURG, Prof. Dr. Rodrigo Kerr - Co-Orientador – IO /FURG, Prof. Dr. Osmar Möller Jr. – IO/FURG, Prof. Dr. Ronald Buss de Souza – INPE - Sta Maria. **Título: "VARIABILIDADE E TENDÊNCIAS DE LONGO PERÍODO DAS MASSAS DE ÁGUA DO ESTREITO DE BRANSFIELD, ANTÁRTICA"**. Dando início à reunião, a Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Prof. Dra. Elisa Helena L. Fernandes, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que a candidata terá um tempo de 45 a 60 min. para explanação do tema, e cada membro da Comissão, um máximo de 30 min. para perguntas. A seguir, passou à palavra a candidata que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação a Comissão reuniu-se na Sala da Secretaria da Coordenação do Programa, para discussão do conceito a ser atribuído a candidata. Durante este encontro ficou estabelecido o que segue: As sugestões de todos os membros da Banca Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo orientador/candidato para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente a Comissão Examinadora considerou o candidato **APROVADO**, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ata que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pela candidata e pelo Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica.


Prof. Dr. Mauricio M. Mata
Presidente



Prof. Dr. Rodrigo Kerr


Prof. Dr. Osmar Olinto Möller Jr.


Prof. Dr. Ronald Buss de Souza


Acad. Tiago Segabinazzi Dotto

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG


Prof.ª Dr.ª Elisa Helena Leão Fernandes
Coordenadora do PPG em Oceanografia
Física, Química e Geológica

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores (Mauricio e Rodrigo) por toda a ajuda fornecida e por todo o conhecimento passado durante estes últimos dois anos. Por estarem sempre disponíveis para conversar e discutir assuntos profissionais e pessoais. Obrigado pela confiança depositada para desenvolver este trabalho.

À banca de avaliação (Dr. Osmar Möller e Dr. Ronald Buss de Souza) pelos comentários e sugestões que melhoraram a qualidade final deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudos. À FURG, ao PPGOFQG e aos professores pela educação passada em nível de graduação e mestrado.

Aos colegas e amigos do Laboratório de Estudos dos Oceanos e Clima (LEOC) pela boa companhia, conversas, risadas, cafés e por nunca negarem ajuda quando foi preciso. Agradeço aos membros atuais e antigos da “Sala Simpatia”: Iole, Malu, Ella, Jeane, Arnaldo, Jannine, Inia e Ingrid, pelas boas discussões e auxílios prestados. Também, aos companheiros de embarques por todos os ensinamentos passados e por fazerem com que estes períodos fossem menos monótonos: Fujita, Marina, Lorena, Márcio, Milton, Rafael, Edu e à todas as outras pessoas com quem pude ter o privilégio de conviver ao longo desses anos.

Aos amigos: Mauricio Batoré, Guilherme Gago, Felipe Colono e Matheus Mafagafo; e à toda a turma Oceano08 pelo bom convívio, festas e amizades. Aos companheiros de residência, Jê e Miltão, por terem me acolhido neste último ano.

À Jannine, pela boa companhia, bons papos e amizade.

Por fim, agradeço especialmente à minha família, por todo o apoio e amor durante estes 25 anos.

ÍNDICE

ATA DE DEFESA	04
AGRADECIMENTOS	05
ÍNDICE	06
LISTA DE ACRÔNIMOS E SÍMBOLOS	07
LISTA DE FIGURAS	08
LISTA DE TABELAS	11
ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	12
RESUMO	13
1. INTRODUÇÃO	15
1.1. MOTIVAÇÃO	21
1.2. OBJETIVOS	22
2. METODOLOGIA	23
2.1. DADOS HIDROGRÁFICOS	23
2.2. DADOS AUXILIARES	25
2.3. QUANTIFICAÇÃO DA MISTURA DAS MASSAS DE ÁGUAS PROFUNDAS	26
2.4. CÁLCULO DAS TENDÊNCIAS DAS PROPRIEDADES HIDROGRÁFICAS	28
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	29
<i>Abstract</i>	30
1) <i>Introduction</i>	31
2) <i>Data and Methodology</i>	33
3) <i>Results</i>	35
4) <i>Discussion</i>	40
5) <i>Conclusions</i>	45
4. SUMÁRIO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	58
PRODUÇÃO ASSOCIADA À DISSERTAÇÃO (2013–2015)	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64

LISTA DE ACRÔNIMOS E SÍMBOLOS

- γ^n – Densidade neutra (*Neutral density*; kg m⁻³)
- θ – Temperatura potencial (*Potential temperature*; °C)
- AABW – Água de Fundo Antártica (*Antarctic Bottom Water*)
- ACC – Corrente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current*)
- AWI – *Alfred Wegener Institute*
- BS – Estreito de Bransfield (*Bransfield Strait*)
- CBa – Bacia Central do Estreito de Bransfield (*Central Basin of Bransfield Strait*)
- CDW – Água Profunda Circumpolar (*Circumpolar Deep Water*)
- CTD – Condutividade-Temperatura-Profundidade (*Conductivity-Temperature-Depth*)
- DO – Oxigênio dissolvido (*Dissolved oxygen*; mL L⁻¹)
- ECMWF – *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*
- EBa – Bacia Leste do Estreito de Bransfield (*Eastern Basin of Bransfield Strait*)
- GOAL – Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes (*High Latitude Oceanography Group*)
- HSSW – Água de Plataforma de Alta Salinidade (*High Salinity Shelf Water*)
- IBCSO – *International Bathymetric Chart of the Southern Ocean*
- LSSW – Água de Plataforma de Baixa Salinidade (*Low Salinity Shelf Water*)
- mCDW – Água Profunda Circumpolar Modificada (*Modified Circumpolar Deep Water*)
- NSIDC – *National Snow & Ice Data Center*
- OMP – Análise Otimizada de Parâmetros Múltiplos (*Optimum Multiparameter Analysis*)
- S – Salinidade (*Salinity*)
- SAM – Modo Anular Sul (*Southern Annular Mode*)
- SF – Frente de Talude (*Slope Front*)
- SIC – Concentração de Gelo Marinho (*Sea Ice Concentration*)
- WBa – Bacia Oeste do Estreito de Bransfield (*Western Basin of Bransfield Strait*)
- WF – Frente de Weddell (*Weddell Front*)
- WOD13 – *World Ocean Database 2013*

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. (A) Localização do Estreito de Bransfield e (B) diagrama TS característico da região. (C) Localização de suas três bacias profundas (Oeste, Central e Leste) separadas entre si por feições batimétricas. (D) Esquema representativo das principais entradas de águas superficiais no Estreito de Bransfield (direita), retirada de Gonçalves-Araújo et al. [2015]. As setas representam as entradas de água com características termohalinas do mar de Weddell (TWW) e do mar de Bellingshausen (TBW). A linha tracejada representa a localização da Frente de Bransfield, separando as duas massas de água com características diferentes. 17

Figura 2. Esquema de circulação superficial do Estreito de Bransfield. As linhas e setas azuis representam os fluxos originários da plataforma continental do mar de Weddell guiados pela Corrente Costeira Antártica (ACoC), os quais contornam a extremidade da Península Antártica e afundam nas bacias Central e Leste. Parte segue para sul, o qual acaba por ser inserido na circulação ciclônica (linha tracejada) característica do Estreito. A seta da linha tracejada representa uma possível trajetória de exportação das águas profundas do Estreito de Bransfield, segundo *Gordon et al.* [2000]. As linhas e setas vermelhas representam os fluxos provenientes do mar de Bellingshausen e da Água Profunda Cálida. As linhas e setas amarelas representam a Frente de Talude (SF) e a Frente de Weddell (WF), detalhadas por *Heywood et al.* [2004]. 18

Figura 3. Mapa do oceano Austral e principais tendências termohalinas reportadas por trabalhos recentes para as águas superficiais e profundas de plataforma continental e oceano aberto. Ambas as regiões já apontam algum tipo de mudança causada por variabilidades climáticas, sejam mudanças de temperatura ou de salinidade. Maiores informações a respeito de metodologias empregadas e períodos de estudos podem ser encontrados nos trabalhos citados. $\Delta\theta$, ΔS e $\Delta\gamma^n$ significam, respectivamente, variações temporais de temperatura potencial, salinidade e densidade neutra. Nota-se que as tendências no mapa estão indicadas por variação por ano ou por década. 20

Figura 4. Histograma com o número final de estações por ano para o Estreito de Bransfield utilizados no presente estudo. 24

Figure 5. Map and bathymetry of the Bransfield Strait. The colored dots represent all data available for this study. The red dots represent the hydrographic stations of the Western Basin (WBa), the blue of the Central Basin (CBa) and green of the Eastern Basin (EBa). The arrows represent the schematic pathways of Weddell Sea shelf water (blue) and Bellingshausen Sea surface water (red) that

enter into the strait. The green and blue lines represent the historical location of Southern Antarctic Circumpolar Current Front (SACCF) and the southern boundary of Antarctic Circumpolar Current (SB), respectively. The orange arrows are the schematic paths of the Antarctic Slope Front and the Weddell Front. The black line is the 1000-m isobath. 31

Figure S1. Map showing the GOAL dataset collected in the Bransfield Strait over 2003–2014 and used in this study. 33

Figure 6. Anomaly time series of (top to bottom) potential temperature, salinity, neutral density and dissolved oxygen for (A) intermediate layer and (B) deep layer. The time series of all basins are plotted together. The trends and linear fits (black line) within each panel are representative for all basins, except for the deep layer, which is for the Central and Eastern Basins only, due to the lack of sufficient data in the Western Basin. If the confidence bound is lower than the trend, the result is statistically significant at 95% ($P \leq 0.05$). The gray line in deep layer shows the linear fits of S and γ_n for 2009–2014. 38

Figure 7. θ -S diagram for deep water masses ($\theta \leq -1.2^\circ\text{C}$) in the Central Basin. The numbers in the colored legend represent the year within each decade for (A) 1990s, (B) 2000s and (C) 2010s, and the isolines represent potential density. Difference of mixture contribution of Circumpolar Deep Water (CDW; D), Low Salinity Shelf Water (LSSW; E) and High Salinity Shelf Water (HSSW; F) in the Central and Eastern Basins of the Bransfield Strait between the years 2014 and 2004. For a detailed view of the mixture contributions evolution between 2004 and 2014 see the Supplementary Material (Fig. S6). 39

Figure 8. Horizontal distribution of basal meltwater tracers at the bottom at the end of the numeric modelling integration. (a–c) The percentage of the meltwater tracer of each ice shelf region to the total meltwater concentration. Adapted from Kusahara and Hasumi [2014]. 42

Figure 9. Sea ice concentration (SIC) anomaly with respect to the period 1978–1983 (first panel). The red (blue) color represents more (less) ice in the period analyzed. The arrows show wind speed anomalies. The white lines show isobaths of 500 and 2000 m. 44

Figure S2. Decadal vertical profiles of WBa for potential temperature (top left), salinity (right top), neutral density (bottom left) and dissolved oxygen (bottom right). The values are anomaly referenced by the 2000–2009 period. 53

Figure S3. Decadal vertical profiles of CBa for potential temperature (top left), salinity (right top), neutral density (bottom left) and dissolved oxygen (bottom right). The values are anomaly referenced by the 2000–2009 period. 54

Figure S4. Decadal vertical profiles of EBa for potential temperature (top left), salinity (right top), neutral density (bottom left) and dissolved oxygen (bottom right). The values are anomaly referenced by the 2000–2009 period.	55
Figure S5. Anomaly time series of (top to bottom) potential temperature, salinity, neutral density and dissolved oxygen for the surface layer. The time series of all basins are plotted together. The trends within each panel are representative of all basins. If the confidence bound is lower than the trend, the result is statistically significant at 95% ($P \leq 0.05$).	56
Figure S6. Total contribution of Circumpolar Deep Water (CDW), Low Salinity Shelf Water (LSSW) and High Salinity Shelf Water (HSSW) to the mixture of the Central and Eastern Basins of the Bransfield Strait. Only those years when dissolved oxygen was measured are shown.	57
Figura 10. Resumo esquemático dos processos responsáveis pela caracterização das águas de fundo do Estreito de Bransfield. Linhas e setas azuis representam o fluxo de entrada no Estreito de Bransfield pelo mar de Weddell. As linhas e setas amarelas representam as Frentes de Talude e de Weddell, enquanto que a linha pontilhada é referente ao Giro de Weddell. As estrelas representam as localizações das Plataformas de gelo Larsen A, B e C, de norte a sul, respectivamente.	60

LISTA DE TABELAS

Table 1. Linear fits to and confidence bounds on (95% confidence) the annual time series of hydrographic anomalies relative to the decade 2000–2009. Bold font indicates a statistically significant trend at 95% ($P \leq 0.05$); italic font at 90% ($P \leq 0.10$). 36

Table S1. Source water types used in Optimum Multiparameter Analysis. CDW = Circumpolar Deep Water; LSSW = Low Salinity Shelf Water; HSSW = High Salinity Shelf Water. The properties shown are potential temperature (θ), salinity (S) and dissolved oxygen (DO). 35

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Para obter o título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico indexado com corpo editorial. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado e a discussão dos mesmos são apresentados em forma de artigo no corpo da dissertação.

Este documento é composto por quatro seções. Na primeira seção será apresentada uma breve introdução sobre a região de estudo, sua importância e os avanços realizados para compreender os processos de variabilidade temporal das massas de água do Estreito de Bransfield, Antártica. Também serão apresentadas as motivações e os objetivos a serem alcançados no presente trabalho. Na segunda seção, será descrita a metodologia empregada durante o desenvolvimento do trabalho, como dados utilizados, critérios para separação das camadas de massas de água e dados auxiliares eventualmente empregados. Na seção três, está contido o manuscrito adaptado que foi originalmente submetido para publicação no periódico *Geophysical Research Letters* (submissão 2015GL063689, em 02/03/2015), redigido em inglês e contendo todas as figuras, tabelas e material suplementar. Por fim, um sumário do trabalho e as considerações finais, redigidas em português, são apresentados na quarta seção.

RESUMO

O Estreito de Bransfield, localizado no oeste da Península Antártica – região considerada como *hotspot* climático, possui interesse científico devido tanto à complexidade de massas de águas que impõem as características termohalinas da região, quanto à alta biomassa que se desenvolve no Estreito. Mudanças de longo período nas propriedades hidrográficas da região já foram reportadas, porém todos os estudos até então fizeram uso de séries temporais esparsas ou trabalharam com massas de água específicas. Através de uma nova compilação de dados hidrográficos recentes (1960s–2014), o presente estudo teve como objetivo analisar aspectos da variabilidade espacial e temporal de longo período das propriedades hidrográficas do Estreito de Bransfield para toda a coluna de água e nas diferentes bacias hidrográficas do Estreito. O estrato superficial (densidade neutra $\leq 27,90 \text{ kg m}^{-3}$) apresentou aquecimento e aumento da salinidade ao longo do período. Diferentemente, os estratos intermediários ($27,90 \text{ kg m}^{-3} < \text{densidade neutra} \leq 28,27 \text{ kg m}^{-3}$) e profundos (densidade neutra $> 28,27 \text{ kg m}^{-3}$) apresentaram uma diminuição da temperatura, salinidade e densidade, enquanto que a concentração de oxigênio dissolvido pouco se alterou. Os resultados da camada profunda indicam que a variabilidade das massas de água de plataforma oriundas do mar de Weddell foram as principais causas das tendências observadas. Os resultados mostram que a partir do ano de 2009 houve uma forte reversão das tendências de salinidade e densidade neutra para as camadas intermediária e profunda. Esta reversão dos sinais foi associada primeiramente ao aumento da concentração de gelo marinho na região noroeste do mar de Weddell, o qual favoreceu a salinização das águas de plataforma naquela região. Além disso, uma mudança no padrão dos ventos na extremidade da Península Antártica deve ter favorecido a entrada dessas águas de plataforma oriundas do Mar de Weddell para o interior do Estreito de Bransfield. Não é possível prever quanto tempo vai durar o processo de aumento da salinidade das águas do Estreito de Bransfield. Entretanto, a variação causada até 2014 fez com que os valores de salinidade

atingissem novamente os valores de 1990, após 25 anos observados de diminuição de salinidade (diluição). Como o aumento de gelo marinho vem sendo reportado em outras áreas ao redor da Antártica, é possível que mais regiões estejam passando por processo semelhante. Finalmente, o efeito dessas alterações de salinidade e de densidade sobre a célula de recirculação global ainda é uma pergunta que permanece em aberto.

Palavras chave: Variabilidade do oceano profundo, mar de Weddell, Gelo marinho, Tendências de salinidade e densidade, Variabilidade das propriedades hidrográficas.

1. INTRODUÇÃO

O oeste da Península Antártica é uma das três regiões do planeta apontadas como regiões de *hotspot*¹ climático, nas quais fortes mudanças são observadas sobre os sistemas locais atmosféricos, oceanográficos, glaciológicos e biológicos [Vaughan *et al.*, 2003]. Tanto a temperatura superficial do ar quanto a temperatura oceânica registraram aquecimento de longo período datados desde a década de 1950 na região [e.g., Meredith e King, 2005]. Durante os últimos 50 anos, dados da estação meteorológica de Faraday/Vernadsky registraram um aumento da temperatura atmosférica de cerca de 0,56°C década⁻¹ [Turner *et al.*, 2005]. Anomalias positivas da temperatura superficial do ar sobre a Península Antártica são relacionados com os padrões positivos do Modo Anular Sul (*Southern Annular Mode*, SAM) [e.g., Kwok e Comiso, 2002], que, por sua vez, são intensificados por processos antrópicos recentes [Thompson e Solomon, 2002]. Os ventos de oeste que sopram sobre a região são bloqueados pela topografia da Península Antártica, induzindo a formação de ventos de norte que sopram ao longo da Península, e quanto maior a anomalia causada pelo SAM, maior é a intensificação do vento [Orr *et al.*, 2004]. Estudos sobre a retração de glaciares observados durante aproximadamente 50 anos [Vaughan e Doake, 1996; Rignot *et al.*, 2013] mostraram que cerca de 87% do mesmos sofreram retração na região da Península Antártica [Cook *et al.*, 2005]. Além disso, mudanças no ecossistema local – e.g., mudanças nas espécies dominantes [Montes-Hugo *et al.*, 2009; Mendes *et al.*, 2013; Gonçalves-Araujo *et al.*, 2015] evidenciam o quão vulnerável este ambiente é frente as alterações climáticas.

¹ Região na qual mudanças físicas (e.g., temperatura) ou biológicas (e.g., biomassa) são evidenciadas de forma pronunciada e rápida.

O Estreito de Bransfield (Fig. 1A) está localizado à oeste da extremidade da Península Antártica, e é uma das regiões mais densamente estudadas dessa área devido, principalmente, à sua fácil acessibilidade geográfica e às condições favoráveis de gelo marinho durante boa parte do ano. Os estudos sobre a circulação de massas de água no Estreito de Bransfield têm sido de grande interesse tanto para a oceanografia física como para a oceanografia biológica, por causa da complexidade da estrutura das correntes na região [e.g., *Hofmann et al.*, 1996; *Zhou et al.*, 2006; *Savidge e Amft*, 2009], das distintas fontes de origem das massas de água [e.g., *Gordon e Nowlin*, 1978; *Hofmann et al.*, 1996; *Wilson et al.*, 1999; *Gordon et al.*, 2000; *García et al.*, 2002] e da alta produtividade biológica [*Ducklow et al.*, 2007], sendo considerada uma região berçário para diversos organismos, especialmente o krill antártico – *Euphausia superba* [*Zhou et al.*, 1994]. Massas de águas originadas nos mares de Bellingshausen e de Weddell, bem como ao sul da Passagem de Drake, entram no Estreito de Bransfield e modulam as características termohalinas da região (Fig. 1B) [e.g., *Tokarczyk*, 1987]. O encontro de águas relativamente quentes e menos salinas do mar de Bellingshausen com as águas frias e mais salinas do mar de Weddell resultam na presença de frentes termohalinas, dentre as quais a Frente da Península em superfície [*Sangrà et al.*, 2011] e a Frente de Bransfield em subsuperfície, na qual está associada à Corrente de Bransfield (Fig. 1D) [*García et al.*, 1994; *López et al.*, 1999].

O Estreito de Bransfield é formado por três bacias profundas separadas entre si por soleiras rasas, chamadas de Bacia Oeste, Bacia Central e Bacia Leste (Fig. 1C). Esta característica morfológica favorece a limitação de trocas de água em regiões profundas do Estreito de Bransfield com o oceano adjacente. Tal isolamento resulta em uma diferenciação termohalina das massas de água profundas em cada uma das bacias [*Gordon e Nowlin*, 1978]. Estimativas apontam que, respectivamente, um total de ~90% e 65% da mistura das águas de fundo das bacias Central e Leste são provenientes de águas da plataforma noroeste do mar de Weddell [*Gordon et al.*, 2000]. Desse modo, as características batimétricas e a dinâmica oceânica local permitem o estudo da variabilidade hidrográfica de longo período, pois tais bacias profundas,

principalmente a Bacia Central, conseguem aprisionar águas frias e densas da plataforma continental provenientes do mar de Weddell [Wilson *et al.*, 1999]. Assim, o Estreito de Bransfield tem papel importante no estudo oceanográfico global por ser uma região *proxy* para investigar e compreender processos de mudanças termohalinas de uma região-chave para a formação da Água de Fundo Antártica (*Antarctic Bottom Water, AABW*) [Huhn *et al.*, 2008; van Caspel *et al.*, 2015].

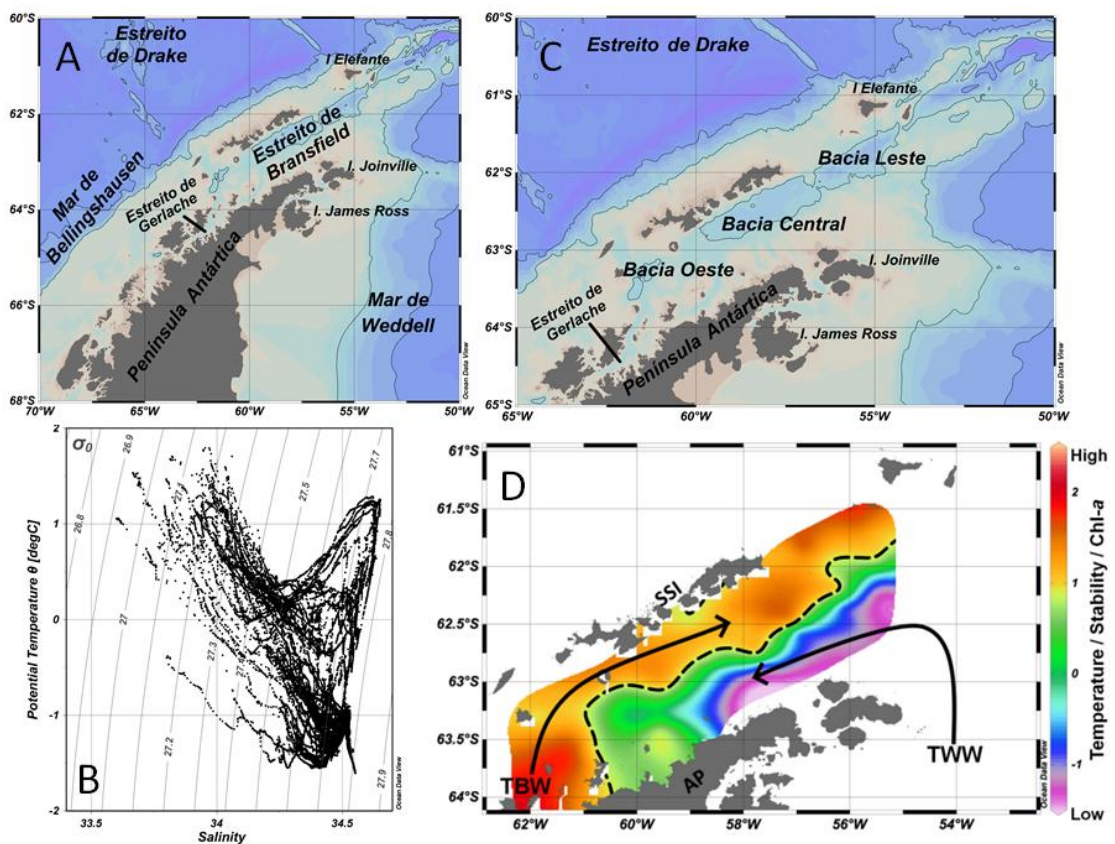


Figura 1. (A) Localização do Estreito de Bransfield e (B) diagrama TS característico da região. (C) Localização de suas três bacias profundas (Oeste, Central e Leste) separadas entre si por feições batimétricas. (D) Esquema representativo das principais entradas de águas superficiais no Estreito de Bransfield (direita), retirada de Gonçalves-Araújo *et al.* [2015]. As setas representam as entradas de água com características termohalinas do mar de Weddell (TWW) e do mar de Bellingshausen (TBW). A linha tracejada representa a localização da Frente de Bransfield, separando as duas massas de água com características diferentes.

Águas frias da plataforma continental do mar de Weddell entram no Estreito de Bransfield ao redor da extremidade da Península Antártica e da ilha

Joinville (Fig. 2) [Gordon et al., 2000; von Gyldenfeldt et al., 2002; Thompson et al., 2009] através da Corrente Costeira Antártica [Heywood et al., 2004], enquanto águas superficiais mais quentes provenientes do mar de Bellingshausen, bem como da Água Profunda Circumpolar (*Circumpolar Deep Water*, CDW), entram no sistema através de passagens entre as pequenas ilhas ao sul das ilhas Shetland do Sul e entre as ilhas Rei George e Elefante (Fig. 2) [Niiler et al., 1991; Sangrà et al., 2011]. Dentro do Estreito de Bransfield, estas águas são incorporadas em um giro ciclônico, no qual as águas próximas da Península Antártica tomam sentido sul e do lado das ilhas Shetland do Sul seguem em sentido norte, juntamente com a principal corrente da região, a Corrente de Bransfield (Fig. 2) [Gomis et al., 2002; García et al., 2002; Savidge e Amft, 2009].

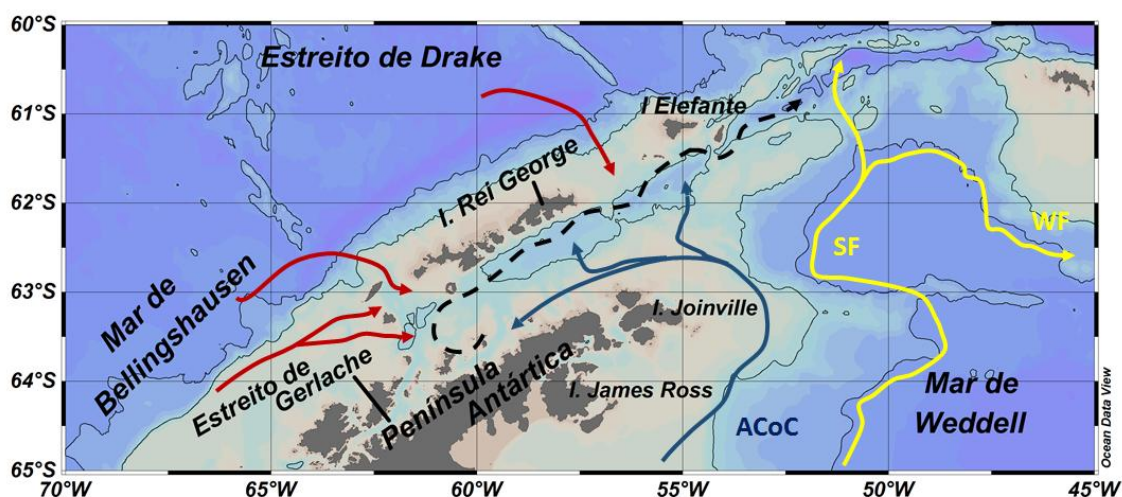


Figura 2. Esquema de circulação superficial do Estreito de Bransfield. As linhas e setas azuis representam os fluxos originários da plataforma continental do mar de Weddell guiados pela Corrente Costeira Antártica (ACoC), os quais contornam a extremidade da Península Antártica e afundam nas bacias Central e Leste. Parte segue para sul, o qual acaba por ser inserido na circulação ciclônica (linha tracejada) característica do Estreito. A seta da linha tracejada representa uma possível trajetória de exportação das águas profundas do Estreito de Bransfield, segundo Gordon et al. [2000]. As linhas e setas vermelhas representam os fluxos provenientes do mar de Bellingshausen e da Água Profunda Cálida. As linhas e setas amarelas representam a Frente de Talude (SF) e a Frente de Weddell (WF), detalhadas por Heywood et al. [2004].

Os primeiros estudos visando a compreensão de aspectos sobre as propriedades hidrográficas no Estreito de Bransfield datam do início de 1900s [e.g., *Clowes*, 1934]. Entretanto, trabalhos com foco no entendimento da variabilidade temporal dessas águas profundas do Estreito de Bransfield são recentes [e.g., *Wilson et al.*, 1999; *Garcia e Mata*, 2005; *Azaneu et al.*, 2013]. *Wilson et al.* [1999] reportaram sinais de diminuição da temperatura e da salinidade em profundidades intermediárias e profundas para as Bacias Central e Leste usando dados hidrográficos de cinco cruzeiros oceanográficos entre 1963 e 1995. Por outro lado, *Garcia e Mata* [2005] mostraram uma diminuição da salinidade e um aquecimento para as águas profundas da Bacia Central (usando como critério temperatura potencial $\leq -1,4^{\circ}\text{C}$ e profundidade maior do que 1000 m) entre 1980 a 2005. Mais recentemente, *Azaneu et al.* [2013] fizeram uso de um vasto banco de dados e evidenciaram tendências de diminuição da temperatura, salinidade e densidade para todas as águas profundas do Estreito de Bransfield com densidade neutra $> 28,27 \text{ kg m}^{-3}$ para o período de 1950 a 2010. Neste contexto, as águas profundas do Estreito de Bransfield estão passando por uma diminuição da salinidade e da densidade ao menos nos últimos 50 anos. Entretanto, existem divergências quanto às tendências temporais para a temperatura em relação ao tempo de estudo abordado.

Assim como o Estreito de Bransfield, outras regiões oceânicas ao redor do continente Antártico têm mostrado sinais de alterações temporais nas propriedades termohalinas das massas de água causadas por mudanças climáticas (Fig. 3). De uma maneira geral, as águas profundas, longe das plataformas continentais, mostram sinais de aquecimento. O isolamento dessas massas de águas da atmosfera favorece a propagação de sinais mais claros e geralmente estatisticamente significativos. Tendências de aumento da temperatura são bem marcadas nas águas de fundo do oceano Austral, enquanto que tendências de diminuição de temperatura são reportadas para regiões costeiras [e.g., *Azaneu et al.*, 2013]. As águas de fundo antárticas exportadas para outras regiões do planeta resultam na propagação desses sinais [e.g., *Kouketsu et al.*, 2011; *Purkey e Johnson*, 2013; *Johnson et al.*, 2014]. Recentemente, tendências de diminuição da salinidade foram reportadas em

diversas regiões ao redor da Antártica [e.g., *Rintoul, 2007; Jacobs e Giulivi, 2010; Hellmer et al., 2011; Azaneu et al., 2013; Jullion et al., 2013; Katsumata et al., 2014*], o que pode indicar mudanças nos ciclos hidrológicos [e.g., *Durack et al., 2012*]. Uma das principais causas da diminuição de salinidade apontadas pelos estudos acima citados se dá pelo aumento da descarga de água doce ocasionado pelo derretimento dos glaciares continentais ao redor da Antártica [e.g., *Rignot et al., 2013*], o que resultou em um claro aumento do nível do mar nas regiões marginais ao redor do continente antártico de $2 \pm 0,8 \text{ mm ano}^{-1}$ entre 1992 e 2011 [*Rye et al., 2014*]. Além do mais, resultados de modelos mostram que a diminuição da salinidade superficial nas últimas décadas têm aumentado a estratificação superficial e enfraquecido o processo de convecção profunda no mar de Weddell, impactando a formação de AABW [*de Lavergne et al., 2014*].

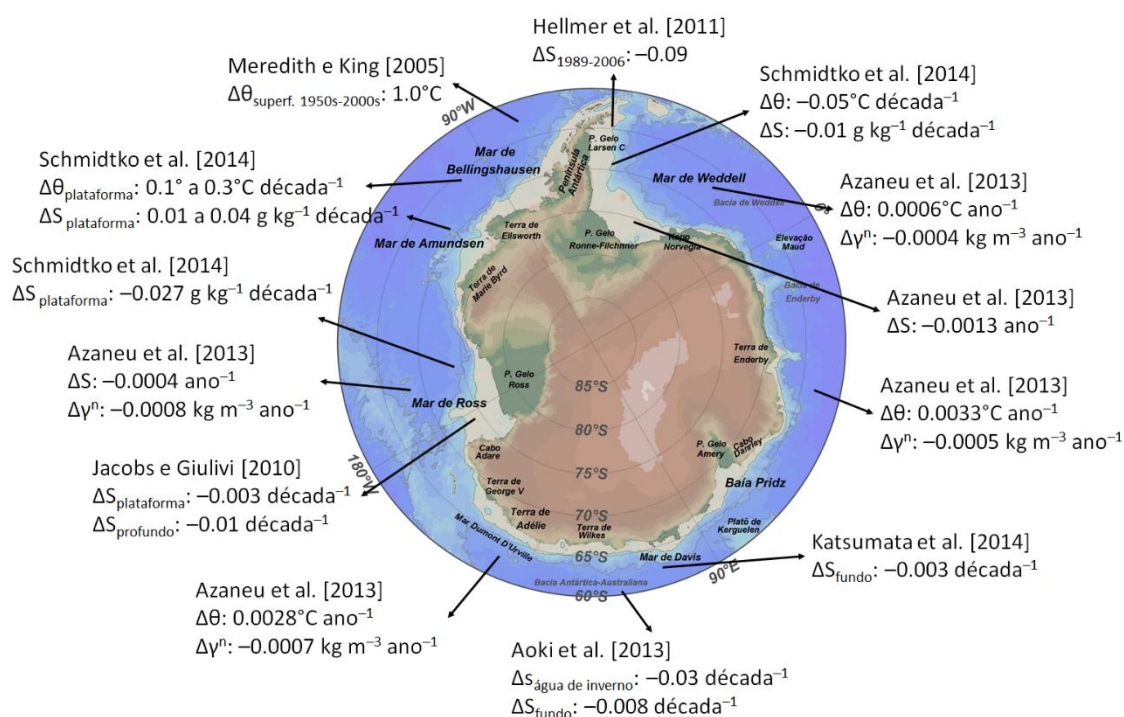


Figura 3. Mapa do oceano Austral e principais tendências termohalinas reportadas por trabalhos recentes para as águas superficiais e profundas de plataforma continental e oceano aberto. Ambas as regiões já apontam algum tipo de mudança causada por variabilidades climáticas, sejam mudanças de temperatura ou de salinidade. Maiores informações a respeito de metodologias empregadas e períodos de estudos podem ser encontrados nos trabalhos citados. $\Delta\theta$, ΔS e $\Delta\gamma^n$ significam, respectivamente, variações temporais de

temperatura potencial, salinidade e densidade neutra. Nota-se que as tendências no mapa estão indicadas por variação por ano ou por década.

1.1. MOTIVAÇÃO

Apesar das peculiaridades e importância do Estreito de Bransfield, todos os estudos que abordam questões relacionadas com processos de variabilidade temporal das massas de água desta região se basearam em séries temporais curtas e/ou esparsas, ou ainda, trabalharam com massas de água específicas. Poucos estudos investigaram as variabilidades espaciais e temporais, comparativamente, no que tange à diferenciação das três bacias. Além disso, não há estudos que mostram como as massas de água do Estreito de Bransfield variam temporalmente em diferentes estratos de profundidades.

Ainda existem perguntas não respondidas sobre os processos de variabilidade das massas de água dentro do Estreito de Bransfield. Por exemplo, não se sabe se as três bacias apresentam os mesmos padrões de tendências, ou ainda, como estas variações termohalinas ocorrem nas camadas superficial e intermediária.

Outro ponto de destaque se baseia na relação que o Estreito de Bransfield possui com o mar de Weddell. Desde 2009 o Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes (GOAL; www.goal.furg.br) não consegue realizar medições hidrográficas no oeste do mar de Weddell durante o verão austral devido ao aumento do gelo marinho observado em campo em tal região. Sabe-se que a formação de gelo marinho possui relação estreita com o aumento de salinidade das águas devido ao processo de liberação de salmoura (*Brine*). Entretanto, o estudo de massas de água em plataformas continentais no mar de Weddell é escasso devido às dificuldades logísticas para atingir tais áreas. Assim, ainda não há nenhum registro temporal reportado sobre variações de águas de plataforma no noroeste do mar de Weddell.

Este trabalho tem como finalidade investigar questões abertas quanto às variações termohalinas espaciais e temporais das massas de água presentes

nas três bacias do Estreito de Bransfield em diferentes níveis de densidade neutra. Além disso, devido à importância e potencialidade do Estreito de Bransfield de ser utilizado como *proxy* para investigar variações em águas de plataforma do mar de Weddell, foi investigado se mudanças termohalinas já podem ser observadas após o período de aumento do gelo marinho na região noroeste deste importante mar regional.

1.2. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral analisar aspectos da variabilidade espacial e temporal de longo período das propriedades hidrográficas do Estreito de Bransfield, Antártica, entre 1960–2014. Para alcançar tal objetivo geral, foram propostos os seguintes objetivos específicos:

- i. Descrever as mudanças temporais dos parâmetros hidrográficos (temperatura potencial, salinidade, densidade neutra e oxigênio dissolvido) em cada bacia do Estreito de Bransfield a fim de avaliar se as variações que ocorrem são comuns entre si;
- ii. Estimar as tendências de longo período para os parâmetros hidrográficos em três estratos da coluna de água (superficial, intermediário e profundo);
- iii. Determinar a influência das alterações da concentração de gelo marinho no noroeste do mar de Weddell sobre as possíveis variabilidades termohalinas das águas de fundo do Estreito de Bransfield.

2. METODOLOGIA

2.1. DADOS HIDROGRÁFICOS

O presente trabalho faz uso de um conjunto de dados compilado a partir de três fontes distintas: (1) *World Ocean Database 2013* (WOD13) [Boyer *et al.*, 2013], o qual consiste em dados históricos de garrafas e de equipamentos Condutividade-Temperatura-Profundidade (CTD); (2) dados de CTD do banco de dados do instituto alemão *Alfred Wegener Institute* (AWI), livremente disponível em www.pangaea.de; e (3) dados de CTD adquiridos pelo GOAL entre os anos de 2003 a 2014 (Fig. S1 – Pág. 33). Para os dados do WOD13, foi aplicado o controle de qualidade do próprio conjunto de dados e foram selecionados somente os considerados ótimos. Os dados do AWI e do GOAL passaram por uma seleção visual analisando dados de diagramas TS e seus respectivos perfis verticais. Estações hidrográficas repetidas contidas em mais de um banco de dados foram removidas, bem como dados identificados como espúrios e estações oceanográficas muito próximas às ilhas ou dentro de baías. Os conjuntos de dados foram agrupados e restritos para o período de 1960–2014. Ademais, os dados agrupados foram restringidos apenas para os meses de verão austral (Novembro a Março) a fim de minimizar possíveis efeitos causados pela variabilidade sazonal e a escassez de dados durante o inverno antártico. A figura 4 apresenta um histograma com o número total de estações por ano utilizados no presente estudo.

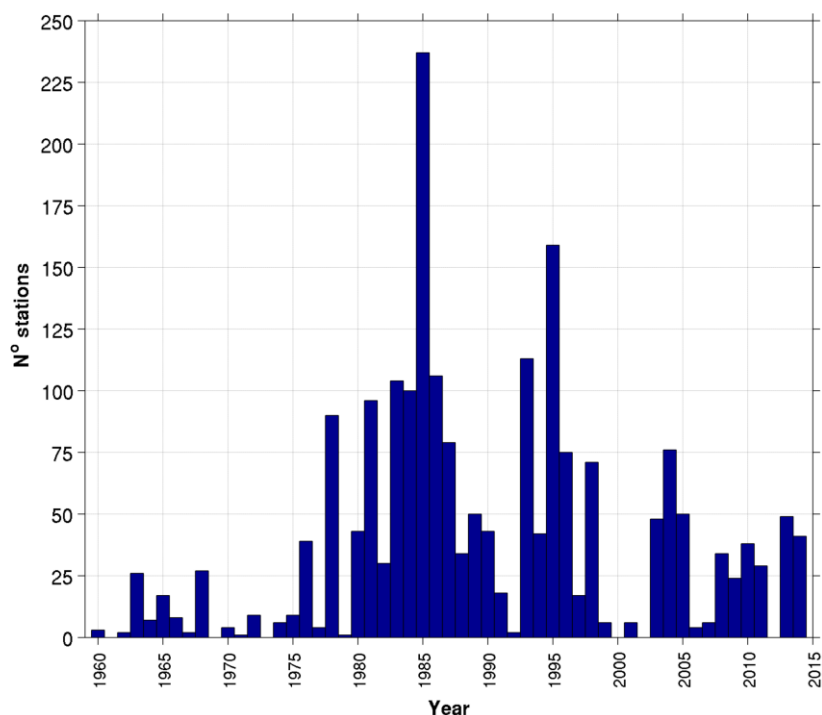


Figura 4. Histograma com o número final de estações por ano para o Estreito de Bransfield utilizados no presente estudo.

Durante o trabalho, foram analisados os seguintes parâmetros hidrográficos: temperatura potencial (θ ; °C), salinidade (S), densidade neutra (γ^n ; kg m^{-3}) [Jackett e McDougall, 1997] e oxigênio dissolvido (DO; mL L^{-1}). Primeiramente, os primeiros 100 m da coluna d'água foram removidos para evitar possíveis vieses gerados por fortes variações sazonais da temperatura superficial no verão e pela influência da água doce de degelo dentro do Estreito de Bransfield. Posteriormente, a coluna de água foi separada de acordo com intervalos de γ^n . A camada superficial compreendeu águas abaixo do limiar de $\gamma^n \leq 27,90 \text{ kg m}^{-3}$, incluindo águas com grande variedade de valores de θ e S , até o limite de influência da CDW. A camada intermediária foi definida entre os índices de $27,90 < \gamma^n \leq 28,27 \text{ kg m}^{-3}$, incluindo águas com maior influência da CDW e águas originárias do mar de Weddell, porém já misturadas com águas adjacentes [García et al., 2002]. Por fim, a camada profunda incluiu apenas massas de água com $\gamma^n > 28,27 \text{ kg m}^{-3}$. O índice usado para definir as águas profundas também caracteriza as águas densas produzidas ao redor das margens continentais Antárticas, a qual inclui as águas densas de plataforma

[e.g., *Nicholls et al.*, 2009] – consideradas importantes fontes para a formação da AABW [e.g., *Orsi et al.*, 1999].

Finalmente, a separação das regiões do Estreito de Bransfield foi realizada de acordo com a localização de soleiras rasas entre as bacias – *sills* (Fig. 1C), usando como base de dado batimétrico o atlas digital *International Bathymetric Chart of the Southern Ocean* (IBCSO) com 1 minuto de resolução [Arndt et al., 2013]. As regiões não compreendem apenas as bacias propriamente ditas, mas toda a área próxima à mesma (Fig. 1). Daqui em diante, a nomenclatura das regiões serão Bacia Oeste (*Western Basin*, WBa), Bacia Central (*Central Basin*, CBa) e Bacia Leste (*Eastern Basin*, EBa).

2.2. DADOS AUXILIARES

A fim de estabelecer as possíveis ligações entre as causas da variabilidade das massas de água do Estreito de Bransfield e a variabilidade climática que afeta o oceano Austral, dados auxiliares de vento e gelo marinho foram examinados. Médias mensais da velocidade do vento (componentes zonal e meridional) foram extraídos das reanálises ECMWF ERA-40 [Uppala et al., 2005] para o período entre 1960 e 1978 e ECMWF ERA-Interim [Dee et al., 2011] para 1979–2013. Dados de concentração de gelo marinho (*Sea Ice Concentration*, SIC) foram obtidos junto ao *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC; www.nsidc.org) para o período entre 1979–2013 usando resultados de medidas satelitais processados com o algoritmo *NASA Team* [Cavalieri et al., 1996].

Mapas de anomalia de SIC e de vento foram gerados usando como período de referência os primeiros seis anos de dados das imagens de satélite do NSIDC (1978–1983), os quais apresentaram as maiores concentrações e extensões de gelo marinho ao redor da Península Antártica em relação aos anos seguintes. Foi utilizado um abordagem utilizando o janelamento de seis anos porque equivale ao período referente ao início do aumento da concentração de gelo marinho na região noroeste do mar de Weddell, visto nas campanhas antárticas do GOAL.

2.3. QUANTIFICAÇÃO DA MISTURA DAS MASSAS DE ÁGUA PROFUNDAS

O método inverso Análise Otimizada de Parâmetros Múltiplos (*Optimum Multiparameter Analysis*, OMP) [Tomczak and Large, 1989] foi empregado para determinar o percentual de mistura da contribuição das massas de água profundas nas bacias Central e Leste, entre os anos de 2004 a 2014 – época de esforço do GOAL no Estreito de Bransfield e que possui linhas hidrográficas de repetição ao longo das bacias. O método OMP faz uso de parâmetros hidrográficos conservativos (e.g., θ e S) e/ou semiconservativos (e.g., oxigênio dissolvido e nutrientes) como traçadores de massas de águas através da resolução de um sistema de equações lineares (1). Desta forma, quantifica a mistura entre as massas de água selecionadas e determina a contribuição percentual de cada água fonte pré-estabelecida. A água fonte corresponde à água com características típicas das propriedades de sua região de formação. O método possui duas restrições físicas: (i) A contribuição total deve somar 100% (conservação de massa); e (ii) a contribuição de cada massa de água não pode ser negativa. O número de massas de água a serem separadas depende da quantidade de parâmetros utilizados. Neste estudo, utilizaram-se três parâmetros (θ , S e oxigênio dissolvido), o que nos limitou à análise de três águas-tipo. Abaixo se encontra o sistema de equações lineares de mistura utilizados pelo OMP:

$$\begin{aligned}
 x_1\theta_1 + x_2\theta_2 + x_3\theta_3 &= \theta_{obs} + R_t \\
 x_1S_1 + x_2S_2 + x_3S_3 &= S_{obs} + R_s \quad (1) \\
 x_1O_1 + x_2O_2 + x_3O_3 &= O_{obs} + R_o \\
 x_1 + x_2 + x_3 &= 1 + R_\Sigma
 \end{aligned}$$

onde, θ_{obs} , S_{obs} , O_{obs} e R representam, respectivamente, os valores observados de temperatura potencial, salinidade, oxigênio dissolvido e os respectivos resíduos de cada parâmetro. Os valores θ_i , S_i e O_i , com i variando de 1 a 3, representam os valores dos índices das águas tipo fonte utilizadas para marcar as massas de água da mistura. A última linha representa a condição de

conservação da massa. Por fim, o sistema de equações pode ser descrito pela seguinte equação:

$$G \times x = d + R \quad (2) \quad ,$$

onde, G é a matriz dos índices das águas tipo fonte, x é o vetor desconhecido das frações de mistura, d é o vetor de dados observados e R o vetor dos resíduos do método.

Foram utilizados como águas-fonte a Água de Plataforma de Alta Salinidade (*High Salinity Shelf Water*, HSSW), a Água de Plataforma de Baixa Salinidade (*Low Salinity Shelf Water*, LSSW) e Água Profunda Circumpolar (*Circumpolar Deep Water*, CDW). Tanto a HSSW quanto a LSSW são formadas nas plataformas continentais do mar de Weddell, enquanto que a CDW faz parte do sistema da Corrente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current*, ACC) e são advectadas para dentro do Estreito de Bransfield. Os índices das massas de água fontes e os pesos dos parâmetros termohalinos utilizados no OMP são encontrados na Tabela S1 – Pág. 35 e foram obtidos de Duarte [2006]. Os pesos dos parâmetros termohalinos são encontrados a partir da equação de variância (3) descrita em Tomczak e Large [1989], a qual usa a variância das águas tipo e a máxima variância da propriedade encontrada na região fonte para cada parâmetro. Abaixo está descrita a equação dos pesos:

$$W = \sigma^2 / \delta_{max} \quad (3) \quad ,$$

onde W é o peso, σ é a variância para cada parâmetro das águas fonte e δ_{max} é a variância máxima para o parâmetro dentre todas as águas fonte. Cada parâmetro poderá ter um peso diferente, o que indica que a influência de cada propriedade termohalina no cálculo de mistura pode ser diferente. Por fim, o peso indica quanto um parâmetro irá influenciar no cálculo final da mistura.

Análises de sensibilidade foram efetuadas a fim de garantir a robustez dos resultados e a aplicabilidade temporal do método [e.g., Kerr et al., 2009], tendo em vista que não há variação temporal dos índices de água-tipo fonte no sistema de equações. Assim, testes foram realizados variando os valores dos índices das

águas fontes através de tendências reportadas em estudos pretéritos, e também variando os valores de entrada com outros valores reportados na literatura. Por fim, os resultados encontrados foram considerados confiáveis por causa da continuidade da distribuição espacial das massas de água e devido à baixa conservação de massa residual encontrada em cada um dos testes e em cada massa de água (< 5%).

2.4. CÁLCULO DAS TENDÊNCIAS DAS PROPRIEDADES HIDROGRÁFICAS

A partir dos dados separados em camadas de profundidades e bacias, foram montadas séries temporais de anomalia para o cálculo das tendências anuais. Foram calculadas séries temporais de anomalias das propriedades termohalinas relativas à década de 2000–2009 para cada bacia, seguindo *Azaneu et al.* [2013]. A respectiva década foi escolhida por apresentar a maior cobertura espacial de dados hidrográficos dentre todas as outras décadas dentro do Estreito de Bransfield. Dentro de cada bacia, cada perfil vertical foi subtraído pelo perfil médio da década de 2000–2009, resultando em perfis de anomalia. Em seguida, cada perfil foi agrupado em seu respectivo ano, a partir do qual foi calculado o valor médio anual e o desvio padrão para cada parâmetro hidrográfico. Ajustes lineares e tendências temporais (propriedade por ano), limites de confiança das tendências estimadas, e valor-p (considerando níveis de confiança de 95% e 90%) foram determinados para cada uma das séries temporais calculadas. Os limites de confiança foram determinados como medida de incerteza.

As tendências das propriedades foram calculadas a partir de cálculos de regressão linear das séries. As figuras presentes neste manuscrito são referentes às séries confeccionadas a partir do agrupamento das séries das diferentes bacias. Nota-se que, dentro das figuras, a tendência e o limite de confiança são referentes aos valores considerando todas as bacias, enquanto que os valores para as bacias individuais são encontradas na Tabela 1 – Pág. 36.

3.RESULTADOS E DISCUSSÃO

Freshening reversal in the deep waters of the Bransfield Strait, Antarctica

Tiago S. Dotto*, Rodrigo Kerr, Mauricio M. Mata and Carlos A. E. Garcia

Laboratório de Estudos dos Oceanos e Clima, Instituto de Oceanografia,
Universidade Federal do Rio Grande – FURG, Rio Grande, RS, 96203-900,
Brazil.

*Corresponding author: T.S. Dotto

Email: tiagodotto@furg.br

Phone number: +55 53 3233 6855

Submitted to Geophysical Research Letters on March 2nd, 2015

Abstract

We used a recent and extensive high-resolution observational dataset to examine the spatial and temporal variability of the Bransfield Strait hydrographic properties, extending the period analyzed from the 1960s to 2014. Long-term records showed that the intermediate and deep layers suffered cooling, freshening and lightening trends, related to the inflow of Weddell Sea shelf waters. Decadal repeat hydrographic sections occupied from 2004 and 2014 revealed a freshening reversal of the deep basins of the Bransfield Strait beyond 2009, offsetting 25 years of freshening, resulted to higher sea-ice formation in the northwestern Weddell Sea. Changes in Weddell Sea shelf waters had an interannual response within the Bransfield Strait, demonstrating that the Strait may be used as a proxy to study future thermohaline variations in a key region for global overturning circulation. This sharp increase in shelf water salinity may affect bottom water formation in the Southern Ocean.

Key points:

- Long-term freshening in intermediate and deep layers in the Bransfield Strait is observed.
- A significant trend salinity reversal in intermediate and deep layers after 2009–2010 in the Central and Eastern Bransfield Basins is shown.
- Sea ice formation in the northwestern Weddell Sea may be a cause of changes in thermohaline properties of the deep waters in the Bransfield Strait.

1. Introduction

The Bransfield Strait (BS; Fig. 5) is located at the western tip of the Antarctic Peninsula within a current regional hotspot for long-term atmospheric and oceanic warming since the 1950s [e.g., *Turner et al.*, 2005; *Meredith and King*, 2005], glacial retreat [e.g., *Rignot et al.*, 2013] and changes in ecosystems [e.g., *Mendes et al.*, 2013; *Gonçalves-Araujo et al.*, 2015], which show how vulnerable this area is to environmental changes.

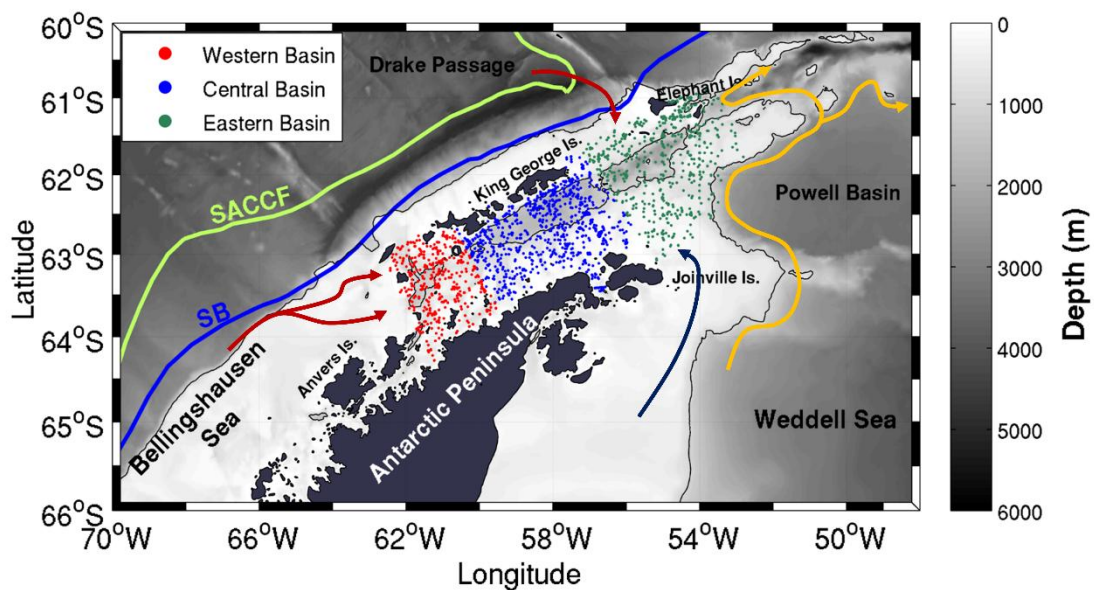


Figure 5. Map and bathymetry of the Bransfield Strait. The colored dots represent all data available for this study. The red dots represent the hydrographic stations of the Western Basin (WBa), the blue of the Central Basin (CBa) and green of the Eastern Basin (EBa). The arrows represent the schematic pathways of Weddell Sea shelf water (blue) and Bellingshausen Sea surface water (red) that enter into the strait. The green and blue lines represent the historical location of Southern Antarctic Circumpolar Current Front (SACCF) and the southern boundary of Antarctic Circumpolar Current (SB), respectively. The orange arrows are the schematic paths of the Antarctic Slope Front and the Weddell Front. The black line is the 1000-m isobath.

The BS is positioned between two regional Antarctic Seas: the Bellingshausen/Amundsen Seas and the Weddell Sea. Water masses that originate from these marginal seas as well as from the southern end of the Drake Passage modulate the thermohaline characteristics of each deep BS basin: the Western, Central, and Eastern Basins (Fig. 5). The BS has peculiar bathymetric

characteristics and ocean dynamics that allow long-term investigations. Particularly, the Central Basin can trap cold, dense shelf waters from the Weddell Sea [Wilson *et al.*, 1999; Gordon *et al.*, 2000], thus serving as a proxy region for thermohaline changes within a key region of Antarctic Bottom Water (AABW) formation [Huhn *et al.*, 2008].

This present study is motivated by the recent hydrographic survey in BS and to gain new insight of a remote area of limited observations in the Weddell Sea. The northwestern Weddell Sea shelf waters have often been reported as the main source of BS deep waters [e.g., Gordon and Nowlin, 1978; Whitworth *et al.*, 1994], accounting for ~65% and ~90% of the mixture that constitutes Eastern and Central Basins bottom waters, respectively [Gordon *et al.*, 2000]. Cold waters from the continental shelf of the Weddell Sea intrude the BS around the tip of the Antarctic Peninsula and Joinville Island (Fig. 5) [Thompson *et al.*, 2009], whereas Circumpolar Deep Water (CDW) and warm surface waters from the Bellingshausen Sea intrude into the system through the passages between the South Shetland Islands and between King George and Elephant Islands (Fig. 5) [Niiler *et al.*, 1991; Sangrà *et al.*, 2011].

Early works have provided evidence of changes in the deep waters of BS. Wilson *et al.* [1999] reported cooling and freshening in the mid and deep depths of the Eastern and Central Basins through sparse surveys between 1963 and 1995, whereas Garcia and Mata [2005] reported warming and freshening in the deep waters ($\theta \leq -1.4^\circ\text{C}$ and deeper than 1000 m) of the Central Basin from 1980 to 2005. Recently, Azaneu *et al.* [2013] found cooling, freshening, and lightening trends from 1958 to 2010 for all BS deep waters (neutral density; $\gamma^n > 28.27 \text{ kg m}^{-3}$) of $-0.0081^\circ\text{C yr}^{-1}$, -0.0012 yr^{-1} and $-0.0013 \text{ kg m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$, respectively. Here, we used a recent and extensive high-resolution observational dataset to examine the spatial and temporal variability of the BS hydrographic properties in each basin, extending the period analyzed by Azaneu *et al.* [2013], from the 1960s to 2014.

2. Data and Methodology

2.1. Hydrographic Datasets

We compiled data from three distinct sources, including only measurements considered to be of good quality: (1) the World Ocean Database 2013 (WOD13; www.nodc.noaa.gov), which consists of bottle and conductivity-temperature-pressure (CTD) data; (2) Alfred Wegener Institute CTD data, freely available from www.pangaea.de; and (3) Brazilian High Latitudes Oceanography Group (GOAL; www.goal.furg.br) CTD data from 2003 to 2014 (Fig. S1). Duplicate data from hydrographic stations appearing in more than one dataset and all spurious data were removed. The combined datasets cover a period of 55 years (1960–2014) and were restricted to the austral summer (November to March) to minimize seasonal variability and data sparseness during the Antarctic winter.

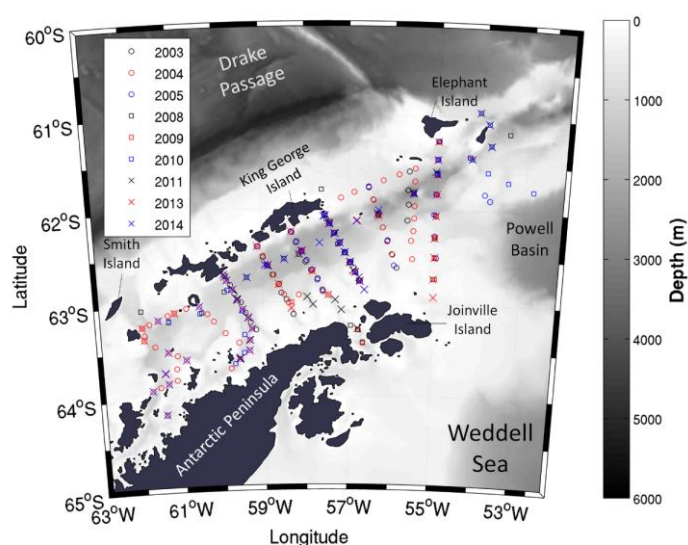


Figure S1. Map showing the GOAL dataset collected in the Bransfield Strait over 2003–2014 and used in this study.

Four hydrographic parameters were analyzed: potential temperature (θ ; °C), salinity (S), neutral density (γ^n ; kg m^{-3}) and dissolved oxygen (DO ; mL L^{-1}). We removed the upper 100 m from our analyses and split the water column into three layers according to γ^n ranges: (1) surface: $\gamma^n \leq 27.90 \text{ kg m}^{-3}$, which includes waters with considerable temperature variations that are roughly above the

influence of CDW; (2) intermediate: $27.90 < \gamma^n \leq 28.27 \text{ kg m}^{-3}$, which includes CDW-influenced waters and mixed waters with Weddell Sea origins [García *et al.*, 2002]; and (3) deep: $\gamma^n > 28.27 \text{ kg m}^{-3}$, which is used to characterize the dense waters produced around the Antarctic continental margins, including dense shelf waters [e.g., Nicholls *et al.*, 2009], an important source of AABW [e.g., Orsi *et al.*, 1999]. We further divided the data regionally according to the bathymetry of the shallow sills located between the basins of BS (Fig. 5). Hereafter, we refer to each region (Fig. 5) as the Western Basin (WBa), the Central Basin (CBa) and the Eastern Basin (EBa).

2.2. Ancillary Data and deep water masses mixture quantification

A number of ancillary datasets were examined to establish a possible link between changes in BS water masses and climate variability that affects the Southern Ocean. Monthly wind speed (zonal and meridional components) was extracted from ECMWF ERA-40 (www.ecmwf.int) for the period between 1960 and 1978 and from ERA-Interim (www.ecmwf.int) for 1979–2014. Monthly sea ice concentrations (SIC) were taken from the National Snow and Ice Data Center for the 1978–2013 period using satellite measurements generated using the NASA Team algorithm (www.nsidc.org). Maps of SIC and wind anomalies were constructed using the first 6 years of sea ice satellite images (1978–1983) as the reference time period. This period was chosen because it had higher sea ice concentrations and extensions than the following years around the Antarctic Peninsula.

The water-mass mixing Optimum Multiparameter Analysis (OMP) inverse method [Tomczak and Large, 1989] was used to quantify the mixture of the source water masses (High Salinity Shelf Water – HSSW, Low Salinity Shelf Water – LSSW, and CDW (Table S1)) in the deep layer of CBa and EBa between 2004 and 2014. Sensitivity analyses that perturbed the defined source water types by adding reported trends to each source water mass index were performed to assess the associated temporal variability [e.g., Kerr *et al.*, 2009]. The results were robust because of the continuity of the spatial distribution of the water

masses along the water column and the low mass conservation residual found (< 5%) in each case.

Table S1. Source water types used in Optimum Multiparameter Analysis. CDW = Circumpolar Deep Water; LSSW = Low Salinity Shelf Water; HSSW = High Salinity Shelf Water. The properties shown are potential temperature (θ), salinity (S) and dissolved oxygen (DO).

Properties	CDW	LSSW	HSSW	Weight
θ (°C)	1.00	-1.88	-1.88	1.073
S	34.75	34.30	34.56	1.073
DO (μM)	192	330	326	2.250
Mass conservation	1	1	1	2.250

2.3. Trend Calculation

We calculated the annual time series anomalies of seawater properties relative to the 2000–2009 decade for each BS basin, following *Azaneu et al.* [2013]. We chose this decade because it had the best spatial coverage among all decades considered. Each vertical property profile was subtracted from the 2000–2009 average profile to produce anomaly profiles. Next, we grouped the profiles into annual (summer) time series of anomalies for each hydrographic parameter. Linear fits and temporal trends (property per year), confidence limits for the estimated trends, and statistical p values (at the 95% and 90% confidence levels) were determined for each time series. Confidence limits were determined as a measure of uncertainty.

3. Results

The decadal variations of the water column vertical structure are given in the Supplementary Material (Figs. S2–S4). The results of the BS hydrographic properties variability and trends, considering the previously defined surface, intermediate and deep water layers, are presented below.

An increase in θ was observed in WBa and CBa, whereas θ decreased in EBa over the same period. S and γ^n increased over the long term in all basins (Fig. S5 and Table 1). However, due to the high variability of shallow waters, our time series showed no statistically significant linear trends for any hydrographic properties in any basin at the surface layer (Fig. S5 and Table 1).

In the intermediate layers, the long-term records showed a general decrease in θ , S and γ^n , whereas an increase was observed in DO (Fig. 6A and Table 1). A cooling trend significant at the 95% level was observed in CBa and EBa (Table 1). Freshening was also statistically significant (95%) in all basins (Table 1), whereas a lightening trend was statistically significant in CBa (95%) and WBa (90%). After 2009–2010, trends in S and γ^n in CBa and EBa showed a clear reversal (Fig. 6A).

Table 1. Linear fits to and confidence bounds on (95% confidence) the annual time series of hydrographic anomalies relative to the decade 2000–2009. Bold font indicates a statistically significant trend at 95% ($P \leq 0.05$); italic font at 90% ($P \leq 0.10$).

Water layer	Hydrographic parameter	Western Basin	Central Basin	Eastern Basin
		Trends in yr ⁻¹ (Confidence Bounds)		
Surface	θ (°C)	0.0030 (± 0.0073)	0.0025 (± 0.0092)	-0.0027 (± 0.0095)
	S	0.0009 (± 0.0013)	0.0006 (± 0.0008)	0.0005 (± 0.0010)
	γ^n (kg m ⁻³)	0.0006 (± 0.0011)	0.0004 (± 0.0010)	0.0006 (± 0.0009)
	DO (mL L ⁻¹)	-0.0043 (± 0.0145)	0.0009 (± 0.0074)	-0.0038 (± 0.0077)
Intermediate	θ (°C)	-0.0055 (± 0.0087)	-0.0057 (± 0.0053)	-0.0077 (± 0.0066)
	S	-0.0016 (± 0.0011)	-0.0014 (± 0.0007)	-0.0010 (± 0.0007)
	γ^n (kg m ⁻³)	<i>-0.0010</i> (± 0.0012)	-0.0014 (± 0.0011)	-0.0006 (± 0.0011)
	DO (mL L ⁻¹)	0.0012 (± 0.0188)	<i>0.0079</i> (± 0.0081)	0.0052 (± 0.0086)
Deep	θ (°C)	-0.0068 (± 0.0193)	-0.0012 (± 0.0026)	-0.0013 (± 0.0067)
	S	-0.0025 (± 0.0024)	-0.0014 (± 0.0005)	-0.0015 (± 0.0007)
	γ^n (kg m ⁻³)	-0.0022 (± 0.0039)	-0.0026 (± 0.0014)	-0.0022 (± 0.0014)
	DO (mL L ⁻¹)	0.0115 (± 0.0556)	-0.0000 (± 0.0091)	-0.0059 (± 0.0120)

Cooling, freshening and lightening in the deep layer were recorded in CBa and EBa (Fig. 6B and Table 1), although DO virtually did not change in CBa and decreased in EBa within our study period (Table 1). S trends were statistically significant in all basins (Table 1), whereas γ^n trends were statistically significant

for CBa and EBa (Table 1). CBa and EBa showed similar trends for θ , S and γ^n (Table 1). As in the intermediate layer, S and γ^n trends showed a reversal after 2009–2010, increasing almost monotonically until the end of our records (gray line in Fig. 6B). From the 1990s (Fig. 7A) to the 2000s (Fig. 7B), the coldest deep waters ($\theta \leq -1.2^\circ\text{C}$) of CBa showed generally freshening and lightening trends. Conversely, in CBa, the coldest deep waters became saltier and denser within the last decade than during the previous decades, reaching the HSSW thermohaline properties values from the Weddell Sea in 2014 (Fig. 7C). It is also important to note that CBa S in 2014 reached values similar to those observed before 1990 (Fig. 6B).

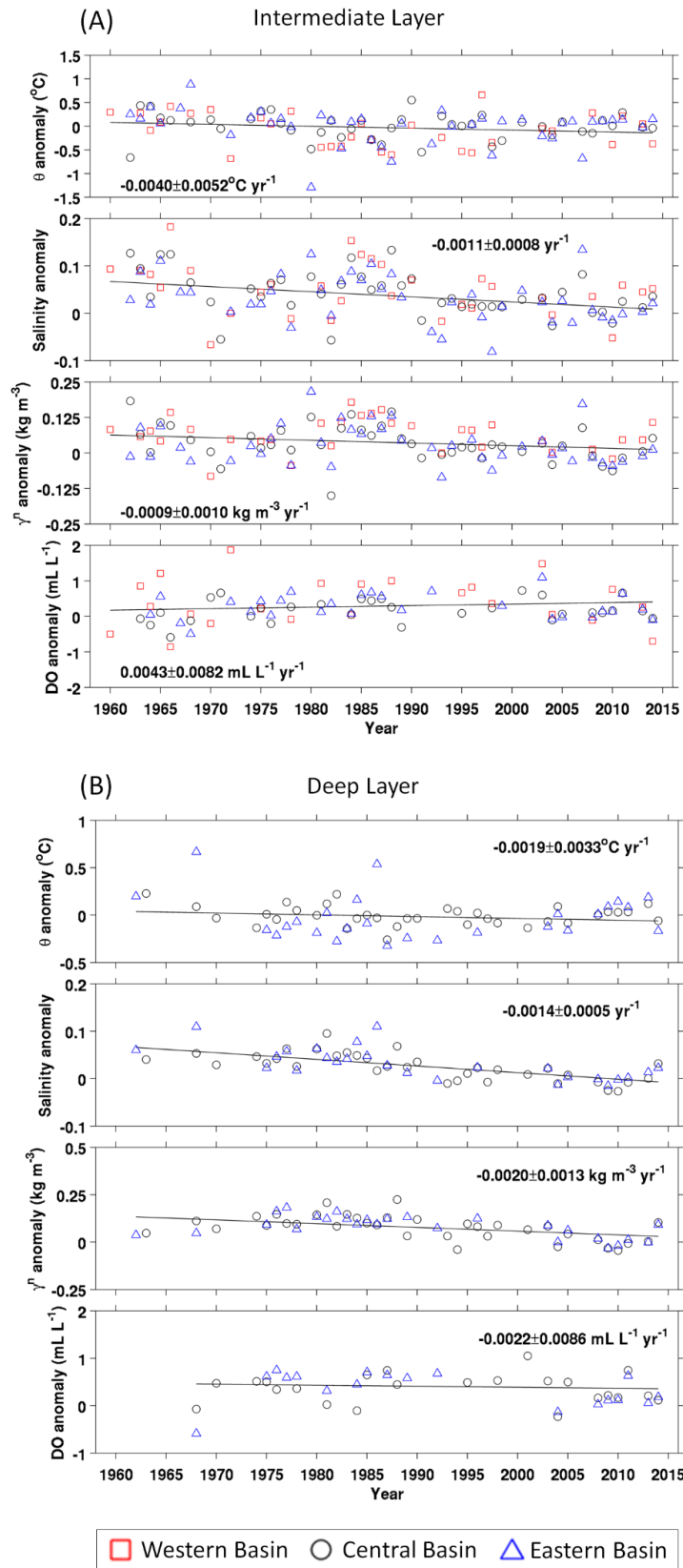


Figure 6. Anomaly time series of (top to bottom) potential temperature, salinity, neutral density and dissolved oxygen for (A) intermediate layer and (B) deep layer. The time series of all basins are plotted together. The trends and linear fits (black line) within each panel are representative for all basins, except for the deep layer, which is for the Central and Eastern Basins only, due to the lack of sufficient data in the Western Basin. If the confidence bound is lower than the trend, the result is statistically significant at 95% ($P \leq 0.05$). The gray line in deep layer shows the linear fits of S and γ^n for 2009–2014.

By applying OMP analysis to these data, we found a contribution reduction of ~10% and ~20% of CDW (Fig. 7D) and LSSW (Fig. 7E), respectively, to the total mixture of waters below 1500 m depth in CBa between 2004 and 2014, whereas HSSW increased by 30–40% (Fig. 7F).

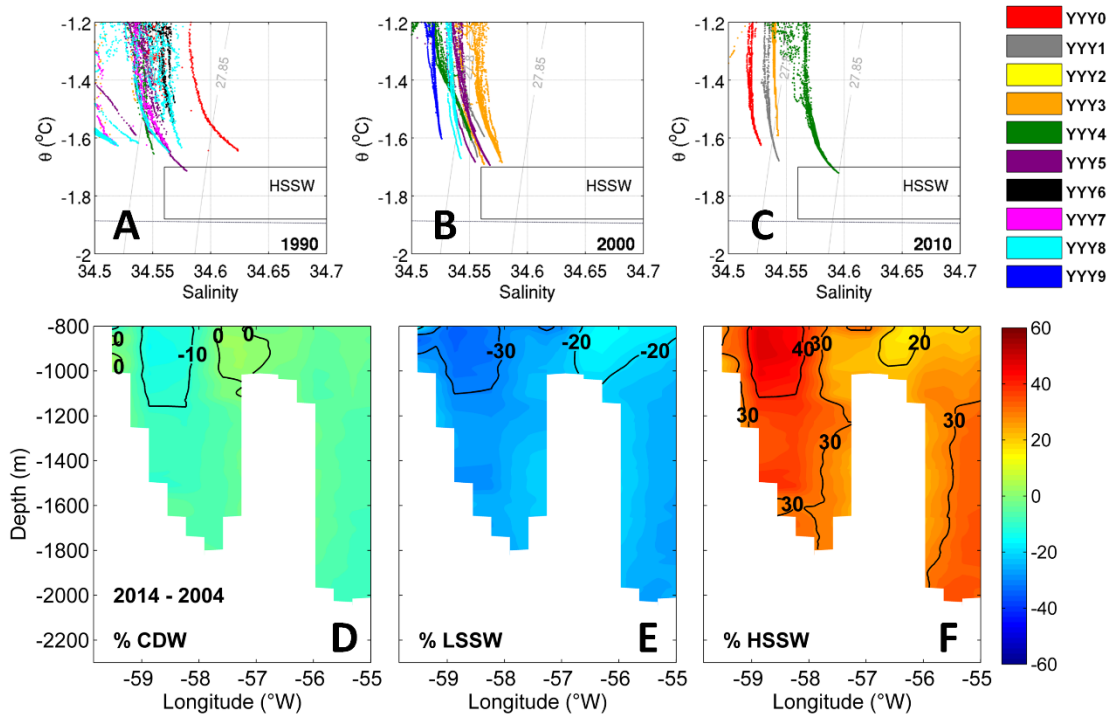


Figure 7. θ -S diagram for deep water masses ($\theta \leq -1.2^{\circ}\text{C}$) in the Central Basin. The numbers in the colored legend represent the year within each decade for (A) 1990s, (B) 2000s and (C) 2010s, and the isolines represent potential density. Difference of mixture contribution of Circumpolar Deep Water (CDW; D), Low Salinity Shelf Water (LSSW; E) and High Salinity Shelf Water (HSSW; F) in the Central and Eastern Basins of the Bransfield Strait between the years 2014 and 2004. For a detailed view of the mixture contributions evolution between 2004 and 2014 see the Supplementary Material (Fig. S6).

4. Discussion

The long-term increase in θ and S in the surface layer for WBa and CBa can be associated with increased intrusions of modified CDW (mCDW). Since the 1980s, the shelf waters from the regional Bellingshausen/Amundsen Seas warmed and salinified, which is associated with the intrusions of CDW onto their shelves [e.g., *Assmann et al.*, 2013; *Wåhlin et al.*, 2013] through shoaling in the absence of a physical barrier [*Schmidtke et al.*, 2014]. The upwelled mCDW can mix with surface waters from BS or with shelf waters from the Bellingshausen Sea, which are then exported and advected into the BS. Strengthened and poleward-shifted southern hemisphere westerlies, promoted by positive trends in the Southern Annular Mode [*Thompson and Wallace*, 2000], may aid in the: (i) intrusion of offshore waters onto Antarctic continental shelves at the western of Antarctic Peninsula, (ii) increasing the shoaling of mCDW and warming the regional shelf waters, and (iii) reducing the inflow of Weddell Sea surface waters into the western side of the Antarctic Peninsula [*Renner et al.*, 2012]. Additionally, *Loeb et al.* [2009] suggested that shifts in the location of the southern front and boundary of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) during La Niña conditions facilitates the inflow of warm surface water into the strait. Thus, a combined effect of more warm waters being carried close to the WBa and CBa followed by less inflow of Weddell Sea surface waters could occur due to this change in the atmospheric system over the long term [*Marshall et al.*, 2004].

The increased HSSW contribution and the trends in the hydrographic properties in the intermediate and deep layers (Table 1) suggest that cold shelf waters from the Weddell Sea were the main cause of the trends observed in those deeper layers. The circulation pattern in the northwestern Weddell Sea and around the tip of the Antarctic Peninsula allows the advection of Weddell Sea shelf waters into BS [*Thompson et al.*, 2009]. The freshening trends observed in those layers (Table 1) were in agreement with the trends in Weddell Sea shelf waters found by *Azaneu et al.* [2013] in the southeastern Weddell Sea ($\Delta S_p/\Delta t = -0.0013 \text{ yr}^{-1}$ between 1958–2010) and by *Schmidtke et al.* [2014] in the western Weddell Sea ($\Delta S_A/\Delta t = -0.0010 \text{ g kg}^{-1} \text{ yr}^{-1}$, 1980s–2010s). Additionally, because

no general reduction in DO was observed in the intermediate and deep layers of CBa (Table 1), there is no apparent change in the production rate of these shelf waters; thus, the thermohaline changes observed are due to variations in the properties of the source water masses.

Several regional factors (e.g., increased precipitation, enhanced melting of floating glacial ice, and increased melting of the Antarctic Ice Sheet) have been proposed to explain the freshening trends observed in shelf waters around Antarctica [e.g., *Jacobs and Giulivi*, 2010; *Hellmer et al.*, 2011; *Azaneu et al.*, 2013]. Given the ice shelf mass loss events in the Antarctic Peninsula over the last 50 years [e.g., *Cook and Vaughan*, 2010; *Shepherd et al.*, 2012], which averages $-210 \pm 27 \text{ Gt yr}^{-1}$ between 1988 and 2008 [*Shepherd et al.*, 2010], the Weddell Sea shelf waters would be expected to carry a cold, fresh signal into the BS deep layer. The BS deep basins are reasonably isolated from adjacent waters by bathymetric features [*Wilson et al.*, 1999], so that it may be possible to preserve the signals and changes in properties of water masses advected into the strait from the northwestern Weddell Sea shelf region. Thus, the BS can be considered a key region to monitor changes in ocean properties that may influence the global deep-water mass distribution. Recently, *Kusahara and Hasumi* [2014] reported in a modeling study that tracers of basal meltwater of Weddell Sea ice shelves were found along the eastern side of the Antarctic Peninsula and the northern part of Weddell Gyre extending to the South Scotia Sea and then were carried by the ACC to other basins (Fig. 8). It is likely that part of these tracers are eventually transported by the Antarctic Coastal Current and then injected into BS [e.g., *Thompson et al.*, 2009], whereas the Antarctic Slope Front exports a parcel of the coastal waters from the Weddell Sea northward to the neighboring basins, entering the Drake Passage and the South Scotia Sea [*Heywood et al.*, 2004]. The distinct shelf water sources and trajectories [*van Caspel et al.*, 2015] could explain why *Azaneu et al.* [2013] did not find a clear signal of freshening within the inner Weddell Sea, whereas *Jullion et al.* [2013] found such a signal in the Drake Passage region. In this context, the BS is another region that reflects and preserves the shelf water freshening signal occurring in the northwestern Weddell Sea shelf.

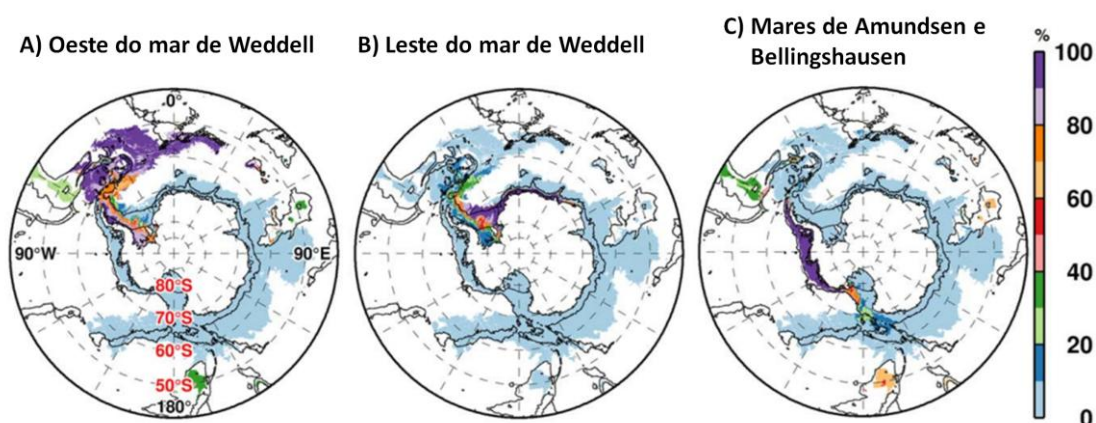


Figure 8. Horizontal distribution of basal meltwater tracers at the bottom at the end of the numeric modelling integration. (a–c) The percentage of the meltwater tracer of each ice shelf region to the total meltwater concentration. Adapted from *Kusahara and Hasumi [2014]*.

Our time series makes use of more recent data collected through the summer of 2014. The most striking result of the current work is the significant reversals in the *S* trends in the deep water in CBa and EBa between 2009 and 2014 ($\Delta S/\Delta t = 0.0107 \pm 0.0076 \text{ yr}^{-1}$ and $0.0070 \pm 0.0021 \text{ yr}^{-1}$, respectively) after an observed long-term freshening period in both basins. Previously, a significant *S* increase was observed for only the 1993–1996 period ($0.0115 \pm 0.0062 \text{ yr}^{-1}$), although the total salinity variation was 0.033, less than that of 0.057 observed during the 2009–2014 period. The salinification found in this period in the CBa and EBa deep waters results directly from an increased HSSW contribution (Fig. 7F).

The main causes for the freshening reversal in the 2009–2014 period can be explained by the combined effect of the SIC increase in the northwestern Weddell Sea and the changes in the wind pattern near the tip of the Antarctic Peninsula (Fig. 9). With respect to shelf waters, changes in sea ice formation processes are observed primarily in salinity [*Schmidtke et al., 2014*]. Therefore, an increase in sea ice formation may favor salt injection into the shelf waters through the mechanism of brine rejection, contributing to a possible increase in salt concentration in the shelf waters and consequently in the deep waters of CBa (Fig. 7C). After those high-salinity waters leave the continental shelf region, they are advected northward and enter BS. The redirection of the wind components

along the eastern edge of the Antarctic Peninsula (Fig. 9) facilitated the entrance of the Weddell Sea dense shelf water into the deep basins of BS. The wind stress can control the export and variability of the properties of the deep water quite swiftly in this region [e.g., *Jullion et al.*, 2010].

Over the inner continental shelves where the former Larsen A and Larsen B Ice Shelves were located, an increase in SIC can be observed in satellite data for the period 2009–2014 (~66°S; Fig. 9). This may have contributed to the increased salinity in the Weddell Sea shelf waters. The cryospheric processes of glacial retreat and permanent ice-shelf disintegration can aid in sea ice formation [e.g., *Bitanja et al.*, 2013] by decreasing ocean surface salinity and consequently increasing the freezing point of seawater and by opening new ocean surface areas for sea ice formation, favoring the injection of salt into the shelf waters.

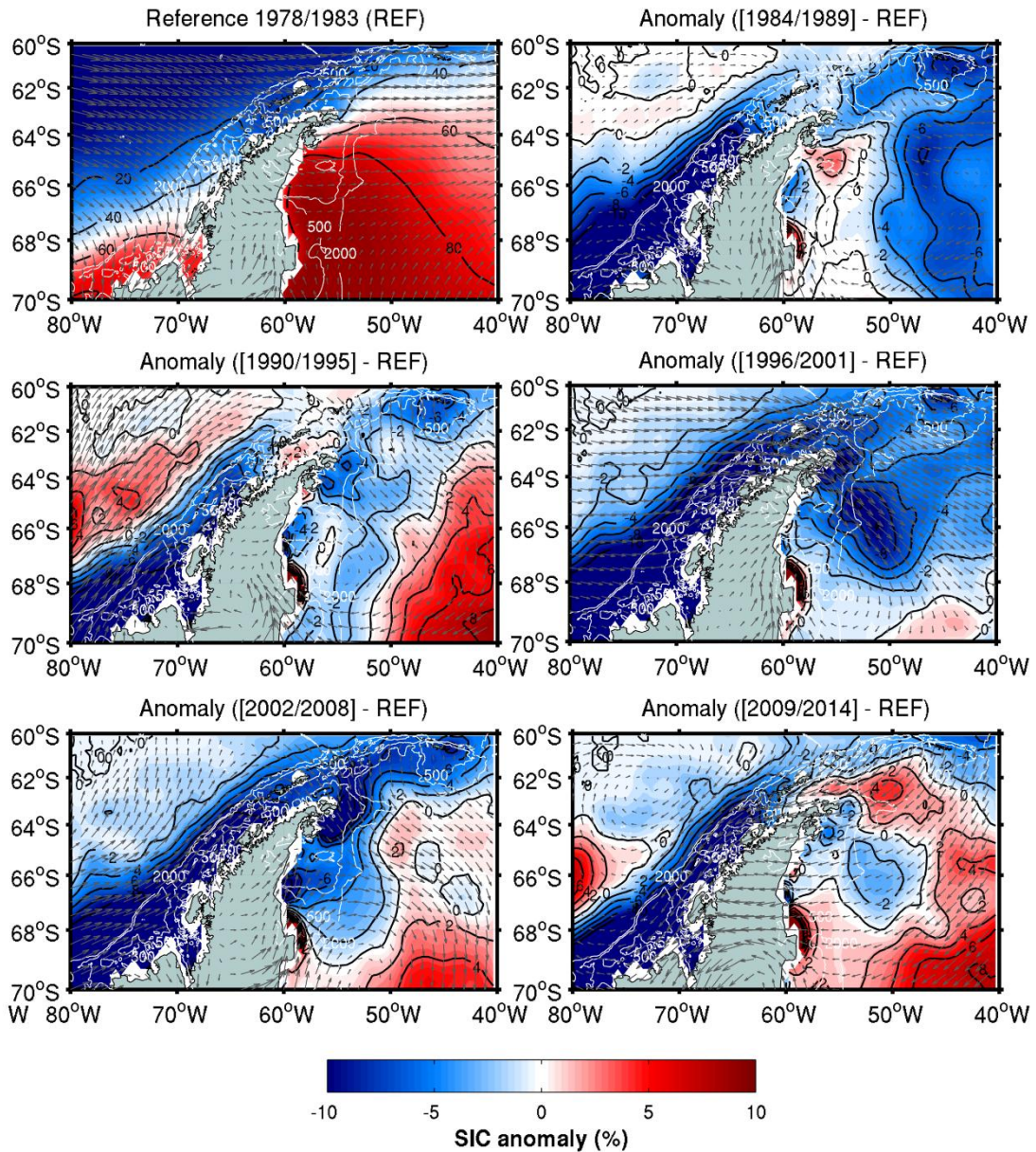


Figure 9. Sea ice concentration (SIC) anomaly with respect to the period 1978–1983 (first panel). The red (blue) color represents more (less) ice in the period analyzed. The arrows show wind speed anomalies. The white lines show isobaths of 500 and 2000 m.

Salinification of the deep layer was primarily evidenced in BS, a region that receives considerable contributions of shelf water from the northwestern Weddell Sea. The Weddell Sea is considered to be the main region of AABW export [Kerr *et al.*, 2012; van Sebille *et al.*, 2013], so more effort is needed to determine whether the current increase in *S* is already being exported into the global ocean

or whether this process is primarily local. Long-term ocean reanalysis products or regional modeling simulations can help on this issue, however assessment of their current representation must be previously performed [e.g., *Azaneu et al.*, 2014; *Dotto et al.*, 2014]. Modeling results show a predominant period of variability in AABW export of ~1 and 2–4 years [*Kerr et al.*, 2012], which are within our salinification observations. We cannot predict how long this process will last; however, the salinification was so intense that the S values of the CBa deep layer in 2014 were similar to those found in 1990, offsetting 25 years of freshening. It is possible that the S fields of other marginal seas around Antarctica are being affected as the sea ice extent is increasing in several sectors of the Southern Ocean [*Parkinson and Cavalieri*, 2012]. If the salinification ceases in the coming years and the freshening and lightening trends identified here continue, in ~50 years the γ^n of the CBa deep water mass will decrease to 28.27 kg m^{-3} , which is the threshold characterizing the AABW and the threshold used here to demarcate the intermediate and the deep layers.

5. Conclusions

Our analysis has revealed that cooling, freshening and lightening in BS have occurred since at least the 1960s for intermediate and deep waters (i.e., $\gamma^n > 27.90 \text{ kg m}^{-3}$) in CBa and EBa. These changes likely result from changes in Weddell Sea shelf waters – an important precursor of AABW. Using a novel and long-term regional dataset, a salinity reversal trend was observed beyond 2009 in CBa and EBa. This was potentially caused by a combination of the effects of increased SIC in the northwestern Weddell Sea and a change of the direction of the wind components. More efforts are needed to monitor if changes in S field are already been occurring in another Antarctic regions. Even more, how the recent changes in shelf-water salinity will affect the volume of AABW exported to the global ocean remains an open question.

Acknowledgements

This study is a contribution to the activities of the Brazilian High Latitudes Oceanography Group (GOAL; www.goal.furg.br), part of the Brazilian Antarctic Program (PROANTAR). GOAL has been funded by and/or has received logistical support from the Brazilian Ministry of the Environment (MMA), the Brazilian Ministry of Science, Technology and Innovation (MCTI), and the Council for Research and Scientific Development of Brazil (CNPq) through grants from the International Polar Year SOS-CLIMATE project (550370/2002-1; 520189/2006-0), the Brazilian National Institute of Science and Technology of Cryosphere (INCT-CRIOSFERA; 573720/2008-8), POLARCANION, NAUTILUS, and CMAR2 projects (556848/2009-8; 405869/2013-4, 23038.001421/2014-30). T. S. Dotto acknowledges financial support from the CAPES Foundation. We thank the Alfred-Wegener Institute, NOAA World Ocean Database, National Snow and Ice Data Center and ECMWF initiative for making their database freely available through their respectively websites (www.pangaea.de; www.nodc.noaa.gov; www.nsidc.org; www.ecmwf.int). GOAL database are provided by request. We also thank the Brazilian Navy for logistical support during all GOAL cruises (2003–2014), specially the crew and officials of the Brazilian Navy vessels N.Ap.Oc. Ary Rongel and N.Po. Almirante Maximiano.

References

- Assmann, K. M., A. Jenkins, D. R. Shoosmith, D. P. Walker, S. S. Jacobs, and K. W. Nicholls (2013), Variability of Circumpolar Deep Water transport onto the Amundsen Sea continental shelf through a shelf break trough, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 6603–6620, doi: 10.1002/2013JC008871.
- Azaneu, M., R. Kerr, M. M. Mata, and C. A. E. Garcia (2013), Trends in the deep Southern Ocean (1958–2010): Implications for Antarctic Bottom Water properties and volume export. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 1–15, doi: 10.1002/jgrc.20303.
- Azaneu, M., R. Kerr, and M. M. Mata (2014), Assessment of the representation of Antarctic Bottom Water properties in the ECCO2 reanalysis, *Ocean Science*, 10, 923–946, doi: 10.5194/os-10-923-2014.
- Bintanja, R., G. J. van Oldenborgh, S. S. Drijfhout, B. Wouters, and C. A. Katsman (2013), Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in Antarctic sea-ice expansion, *Nature Geoscience*, 6, 376–379, doi: 10.1038/ngeo1767.
- Cook, A. J., and D. G. Vaughan (2010), Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years, *Cryosphere*, 4(1), 77–98, doi: 10.5194/tc-4-77-2010.
- Dotto, T. S., R. Kerr, M. M. Mata, M. Azaneu, I. Wainer, E. Fahrbach, and G. Rohardt (2014), Assessment of the structure and variability of Weddell Sea water masses in distinct ocean reanalysis products, *Ocean Science*, 10, 523–546, doi: 10.5194/os-10-523-2014.
- Garcia, C. A. E., and M. M. Mata (2005), Deep and bottom water variability in the central basin of Bransfield Strait (Antarctica) over the 1980–2005 period, *CLIVAR Exchanges*, 10(4), 48–50.
- García, M. A., C. G. Castro, A. F. Ríos, M. D. Doval, G. Rosón, D. Gomis, and O. López (2002), Water masses and distribution of physico-chemical properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral summer 1995/96, *Deep-Sea Research II*, 49, 585–602, doi: 10.1016/S0967-0645(01)00113-8.
- Gonçalves-Araujo, R., M. S. de Souza, V. M. Tavano, and C. A. E. Garcia (2015), Influence of oceanographic features on spatial and interannual variability of

- phytoplankton in the Bransfield Strait, Antarctica, *Journal of Marine Systems*, 142, 1–15, doi: 10.1016/j.jmarsys.2014.09.007.
- Gordon, A. L., and W. D. Nowlin Jr. (1978), The basin waters of the Bransfield Strait, *Journal of Physical Oceanography*, 8, 258–264, doi: 10.1175/1520-0485(1978)008<0258:TBWOTB>2.0.CO;2.
- Gordon, A. L., M. Mensch, D. Zhaoqian, W. M. Smethie, and J. de Bettencourt (2000), Deep and bottom water of the Bransfield Strait eastern and central basins, *Journal of Geophysical Research*, 105, 11,337–11,346, doi: 2007GL030340/2000JC900030.
- Hellmer, H. H., O. Huhn, D. Gomis, and R. Timmermann (2011), On the freshening of the northwestern Weddell Sea continental shelf, *Ocean Science*, 7, 305–316, doi: 10.5194/os-7-305-2011.
- Heywood, K. J., A. C. Naveira Garabato, D. P. Stevens, R. D. and Muench, (2004) On the fate of the Antarctic Slope Front and the origin of the Weddell Front, *Journal of Geophysical Research*, 109, (C6), C06021, doi: 10.1029/2003JC002053.
- Huhn, O., H. H. Hellmer, M. Rhein, C. Rodehacke, W. Roether, M. Schodlok, and M. Schröder (2008), Evidence of deep- and bottom-water formation in the western Weddell Sea, *Deep Sea Research II*, 55 (8), 1098-1116, doi: 10.1016/j.dsr2.2007.12.015.
- Jacobs, S. S., and C. F. Giulivi (2010), Large Multidecadal Salinity Trends near the Pacific–Antarctic Continental Margin, *Journal of Climate*, 23, 4508–4524, doi: 10.1175/2010JCLI3284.1.
- Jullion, L., S. C. Jones, A. C. Naveira Garabato, and M. P. Meredith (2010), Wind-controlled export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea, *Geophysical Research Letters*, 37, L09609, doi: 10.1029/2010GL042822.
- Jullion, L., A. Naveira Garabato, M. Meredith, P. Holland, P. Courtois, and B. King (2013), Decadal freshening of the Antarctic Bottom Water exported from the Weddell Sea, *Journal of Climate*, 26, 8111–8125, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00765.1.
- Kerr, R., M. M. Mata, and C. A. E. Garcia (2009), On the temporal variability of the Weddell Sea Deep Water masses, *Antarctic Science* 21(4), 383–400, doi: 10.1017/S0954102009001990.

- Kerr, R., K. J. Heywood, M. M. Mata, M. M., and C. A. E. Garcia (2012) On the outflow of dense water from the Weddell and Ross Seas in OCCAM model, *Ocean Science*, 8, 369-388, doi: 10.5194/os-8-369-2012.
- Kusahara, K., and H. Hasumi (2014), Pathways of basal meltwater from Antarctic ice shelves: A model study, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 5690–5704, doi: 10.1002/2014JC009915.
- Loeb, V. J., E. E. Hofmann, J. M. Klinck, O. Holm-Hansen, and W. B. White (2009), ENSO and variability of the Antarctic Peninsula pelagic marine ecosystem, *Antarctic Science*, 21 (2), 135–148, doi: 10.1017/S0954102008001636.
- Marshall, G. J., P. A. Stott, J. Turner, W. M. Connolley, J. C. King, and T. A. Lachlan-Cope (2004), Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere, *Geophysical Research Letters*, 31, L14205, doi: 10.1029/2004GL019952.
- Mendes, C. R. B., V. M. Tavano, M. C. Leal, M. S. de Souza, V. Brotas, and C. A. E. Garcia (2013), Shifts in the dominance between diatoms and cryptophytes during three late summers in the Bransfield Strait (Antarctic Peninsula), *Polar Biology*, 36 (4), 537–547, doi: 10.1007/s00300-012-1282-4.
- Meredith, M. P., and J. C. King (2005), Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century, *Geophysical Research Letters*, 32, L19604, doi: 10.1029/2005GL024042.
- Nicholls, K. W., S. Østerhus, K. Makinson, T. Gammelsrod, and E. Fahrbach (2009), Ice-ocean processes over the continental shelf of the southern Weddell Sea, *Antarctica: A review*, *Reviews of Geophysical*, 47, RG3003, doi: 10.1029/2007RG000250.
- Niiler, P. P., A. Amos, and J.-H. Hu, (1991), Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region. *Deep-Sea Research*, 38, 943–959, doi: 10.1016/0198-0149(91)90091-S.
- Parkinson, C. L., and D. J. Cavalieri (2012), Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010, *The Cryosphere*, 6, 871–880, doi: 10.5194/tc-6-871-2012.
- Orsi, A. H., G. C. Johnson, and J. L. Bullister (1999), Circulation, mixing and production of Antarctic Bottom Water, *Progress in Oceanography*, 43, 55–109, doi: 10.1016/S0079-6611(99)00004-X.

- Renner, A. H. H., S. E. Thorpe, K. J. Heywood, E. J. Murphy, J. L. Watkins, and M. P. Meredith (2012), Advective pathways near the tip of the Antarctic Peninsula: Trends, variability and ecosystem implications, *Deep Sea Research I*, 63, 91–101, doi: 10.1016/j.dsr.2012.01.009.
- Rignot E., S. Jacobs, J. Mouginot, B. Scheuchl (2013), Ice-Shelf Melting Around Antarctica, *Science*, 341, 266–270, doi: 10.1126/science.1235798.
- Sangrà P., C. Gordo, M. Hernández-Arencibia, A. Marrero-Díaz, A. Rodríguez-Santana, A. Stegner, A. Martínez-Marrero, J. L. Pelegrí, and T. Pichon (2011), The Bransfield Current System, *Deep-Sea Research I*, 58, 390-402. doi: 10.1016/j.dsr.2011.01.011.
- Schmidtko, S., K. J. Heywood, A. F. Thompson, and S. Aoki (2014), Multidecadal warming of Antarctic waters. *Science*, 346, 1227–1231, doi: 10.1126/science.1256117
- Shepherd, A., D. Wingham, D. Wallis, K. Giles, S. Laxon, and A. V. Sundal (2010), Recent loss of floating ice and the consequent sea level contribution, *Geophysical Research Letters*, 37, L13503, doi: 10.1029/2010GL042496..
- Shepherd, A., E. R. Ivins, Geruo A, V. R. Barletta, M. J. Bentley, S. Bettadpur, K. H. Briggs, D. H. Bromwich, R. Forsberg, N. Galin, M. Horwath, S. Jacobs, I. Joughin, M. A. King, J. T. M. Lenaerts, J. Li, S. R. M. Ligtenberg, A. Luckman, S. B. Luthcke, M. McMillan, R. Meister, G. Milne, J. Mouginot, A. Muir, J. P. Nicolas, J. Paden, A. J. Payne, H. Pritchard, E. Rignot, H. Rott, L. S. Sørensen, T. A. Scambos, B. Scheuchl, E. J. O. Schrama, B. Smith, A. V. Sundal, J. H. van Angelen, W. J. van de Berg, M. R. van den Broeke, D. G. Vaughan, I. Velicogna, J. Wahr, P. L. Whitehouse, D. J. Wingham, D. Yi, D. Young, and H. J. Zwally (2012), A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*, 338, 1183–1189, doi: 10.1126/science.1228102.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (2000), Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, 13, 1000-1016, doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2.
- Thompson, A. F., K. J. Heywood, S. E. Thorpe, A. H. H. Renner, and A. Trasviña (2009), Surface Circulation at the Tip of the Antarctic Peninsula from Drifters, *Journal of Physical Oceanography*, 39, 3–26, doi: 10.1175/2008JPO3995.1.
- Tomczak, M., and D. G. B. Large (1989), Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 94(C11), 16141–16149, doi: 10.1029/JC094iC11p16141.

- Turner, J., S. R. Colwell, G. J. Marshall, T. A. Lachlan-Cope, A. M. Carleton, P. D. Jones, V. Lagun, P. A. Reid, and S. Iagovkina (2005), Antarctic climate change during the last 50 years, *International Journal of Climatology*, 25, 279–294, doi: 10.1002/joc.1130.
- van Caspel, M., M. Schröder, O. Huhn, H.H. Hellmer (2015), Precursors of Antarctic Bottom Water formed on the continental shelf off Larsen Ice Shelf, *Deep Sea Research I*, doi: 10.1016/j.dsr.2015.01.004.
- van Sebille, E., P. Spence, M. R. Mazloff, M. H. England, S. R. Rintoul, and O. A. Saenko (2013), Abyssal connections of Antarctic Bottom Water in a Southern Ocean State Estimate, *Geophysical Research Letters*, 40, 2177–2182, doi: 10.1002/grl.50483.
- Wåhlin, A., O. Kalén, L. Arneborg, G. Björk, G. Carvajal, H. K. Ha, T. W. Kim, S. H. Lee, J. H. Lee, and C. Stranne (2013), The effect of wind forcing on the flow of warm deep water in a submarine trough on the Central Amundsen Shelf, *Journal of Physical Oceanography*, 43, 2054–2070, doi: 10.1175/JPO-D-12-0157.1.
- Whitworth, T., W. Nowlin, A. Orsi, R. A. Locarnini, and S. G. Smith (1994), Weddell Sea shelf water in the Bransfield Strait and Weddell Scotia confluence, *Deep Sea Research I*, 41(4), 629–641, doi: 10.1016/0967-0637(94)90046-9.
- Wilson, C., G. P. Klinkhammer, and C. S. Chin (1999), Hydrography within the Central and East Basins of the Bransfield Strait, Antarctica, *Journal of Physical Oceanography*, 29, 465–479.

SUPPLEMENTARY MATERIAL

Table List

Table S1. Source water types used in Optimum Multiparameter Analysis. CDW = Circumpolar Deep Water; LSSW = Low Salinity Shelf Water; HSSW = High Salinity Shelf Water. The properties shown are potential temperature (θ), salinity (S) and dissolved oxygen (DO)

Figure caption

Figure S1. Map showing the GOAL dataset collected in the Bransfield Strait over 2003–2014 and used in this study.

Figure S2. Decadal vertical profiles of WBa for potential temperature (top left), salinity (right top), neutral density (bottom left) and dissolved oxygen (bottom right). The values are anomaly referenced by the 2000–2009 period.

Figure S3. Decadal vertical profiles of CBa for potential temperature (top left), salinity (right top), neutral density (bottom left) and dissolved oxygen (bottom right). The values are anomaly referenced by the 2000–2009 period.

Figure S4. Decadal vertical profiles of EBa for potential temperature (top left), salinity (right top), neutral density (bottom left) and dissolved oxygen (bottom right). The values are anomaly referenced by the 2000–2009 period.

Figure S5. Anomaly time series of (top to bottom) potential temperature, salinity, neutral density and dissolved oxygen for the surface layer. The time series of all basins are plotted together. The trends within each panel are representative of all basins. If the confidence bound is lower than the trend, the result is statistically significant at 95% ($P \leq 0.05$).

Figure S6. Total contributions of Circumpolar Deep Water (CDW), Low Salinity Shelf Water (LSSW) and High Salinity Shelf Water (HSSW) to the mixture of the Central and Eastern Basins of the Bransfield Strait. Only those years when dissolved oxygen was measured are shown.

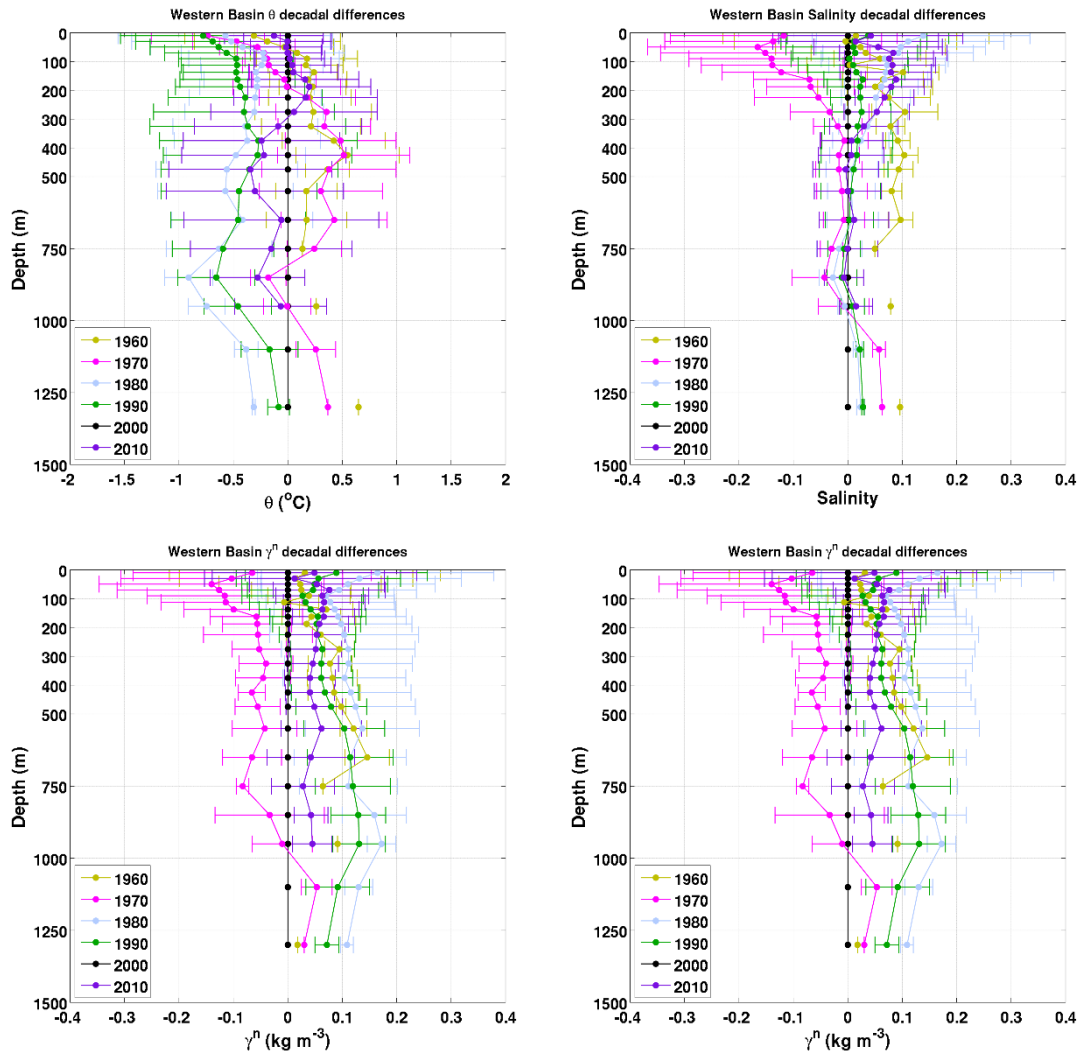


Figure S2. Decadal vertical profiles of WBa for potential temperature (top left), salinity (right top), neutral density (bottom left) and dissolved oxygen (bottom right). The values are anomaly referenced by the 2000–2009 period.

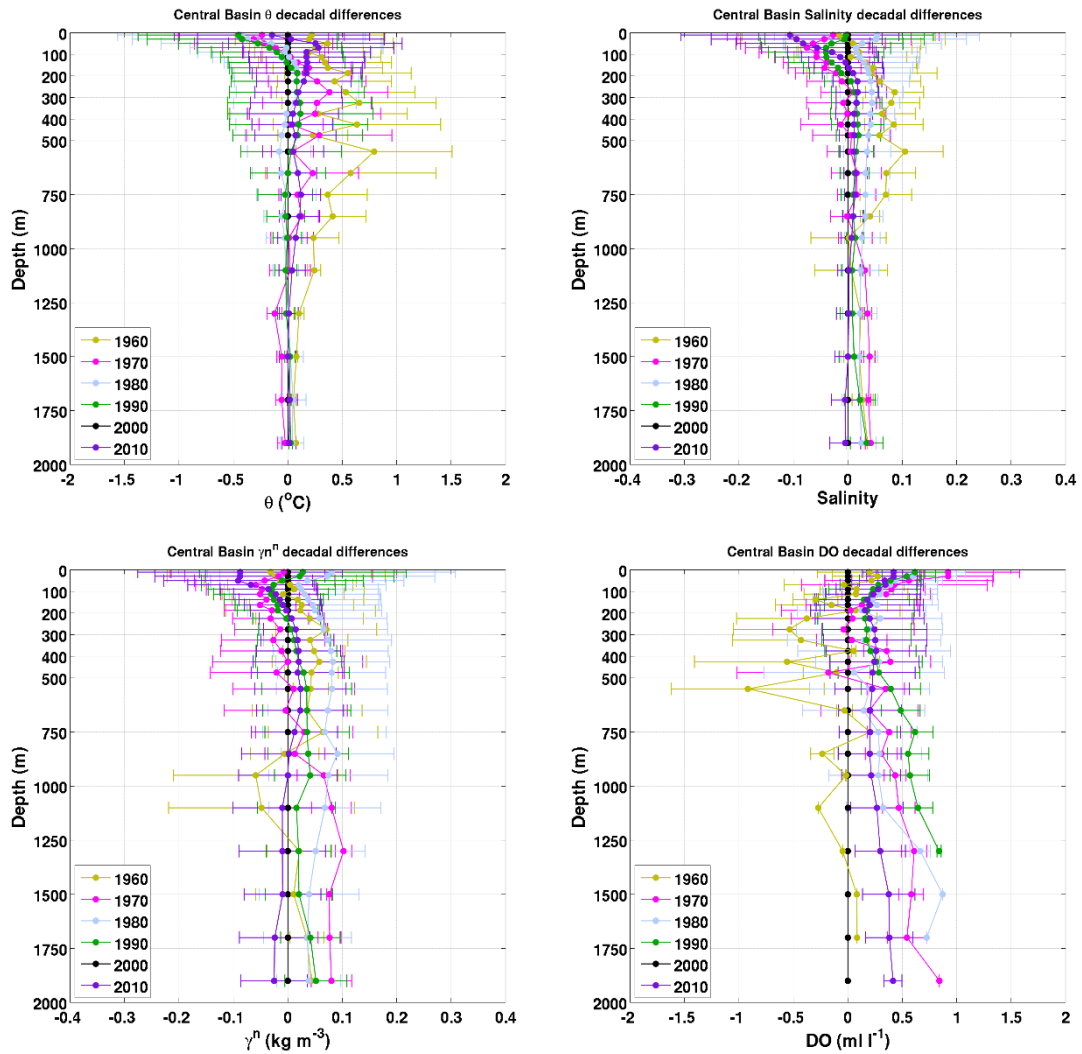


Figure S3. Decadal vertical profiles of CBA for potential temperature (top left), salinity (right top), neutral density (bottom left) and dissolved oxygen (bottom right). The values are anomaly referenced by the 2000–2009 period.

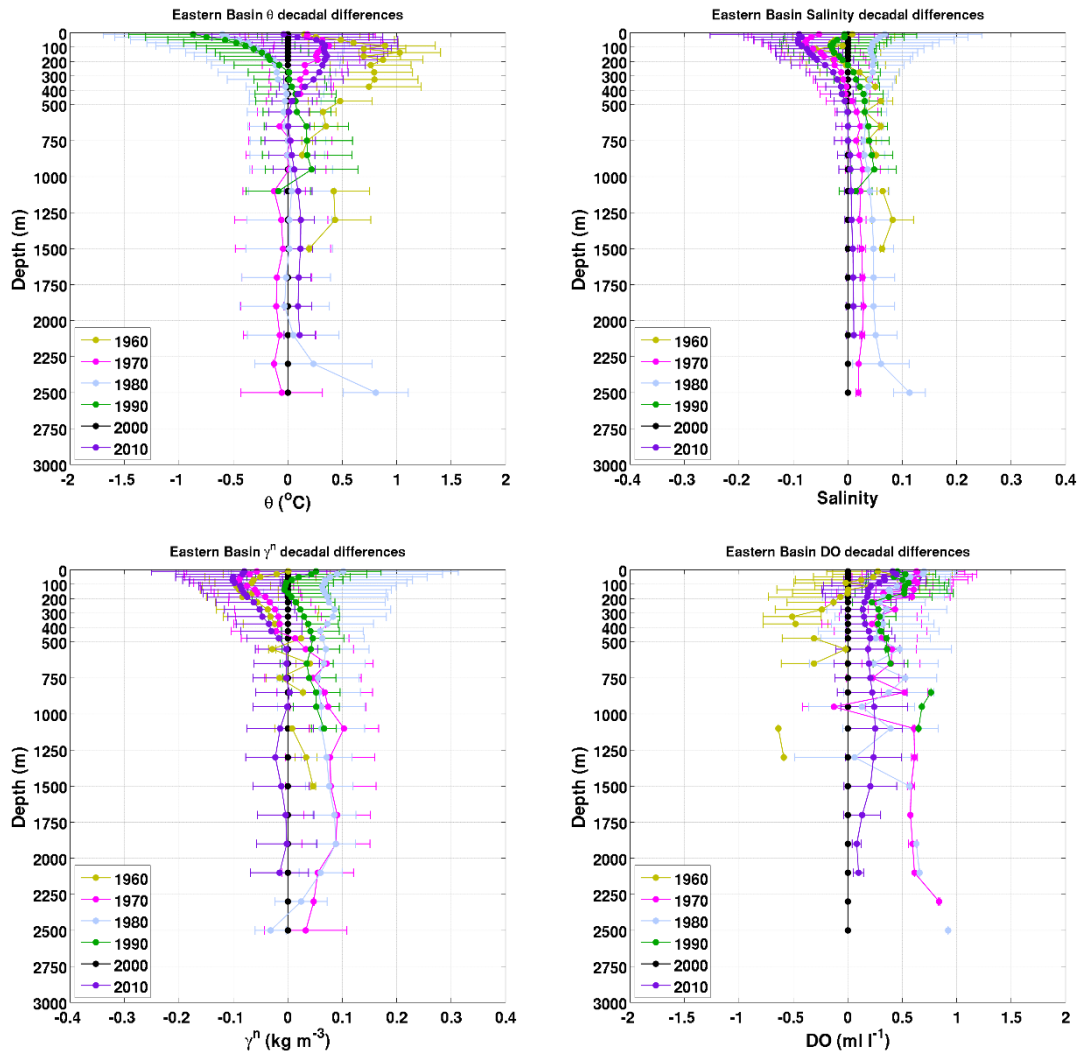


Figure S4. Decadal vertical profiles of EBA for potential temperature (top left), salinity (right top), neutral density (bottom left) and dissolved oxygen (bottom right). The values are anomaly referenced by the 2000–2009 period.

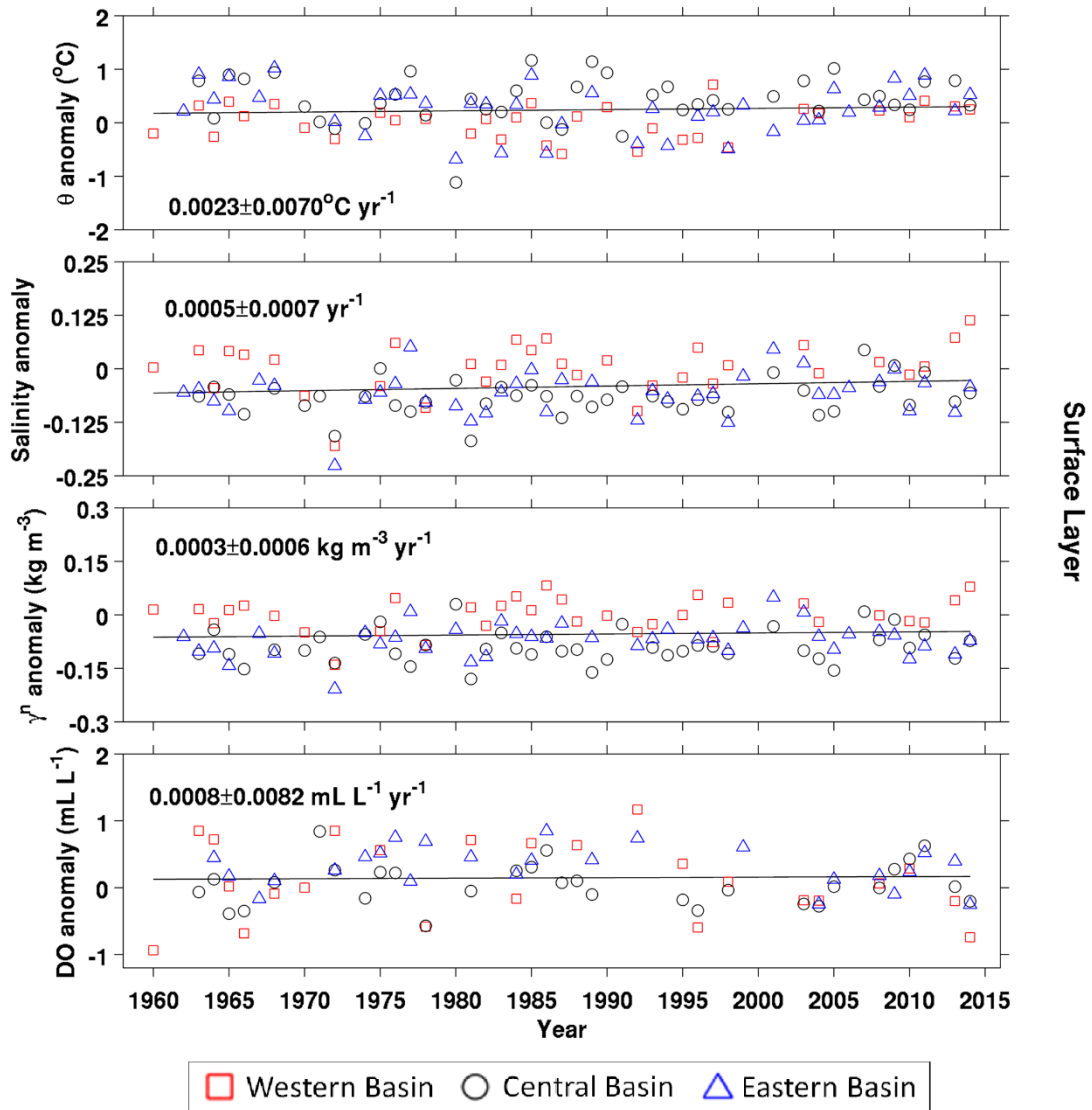


Figure S5. Anomaly time series of (top to bottom) potential temperature, salinity, neutral density and dissolved oxygen for the surface layer. The time series of all basins are plotted together. The trends within each panel are representative of all basins. If the confidence bound is lower than the trend, the result is statistically significant at 95% ($P \leq 0.05$).

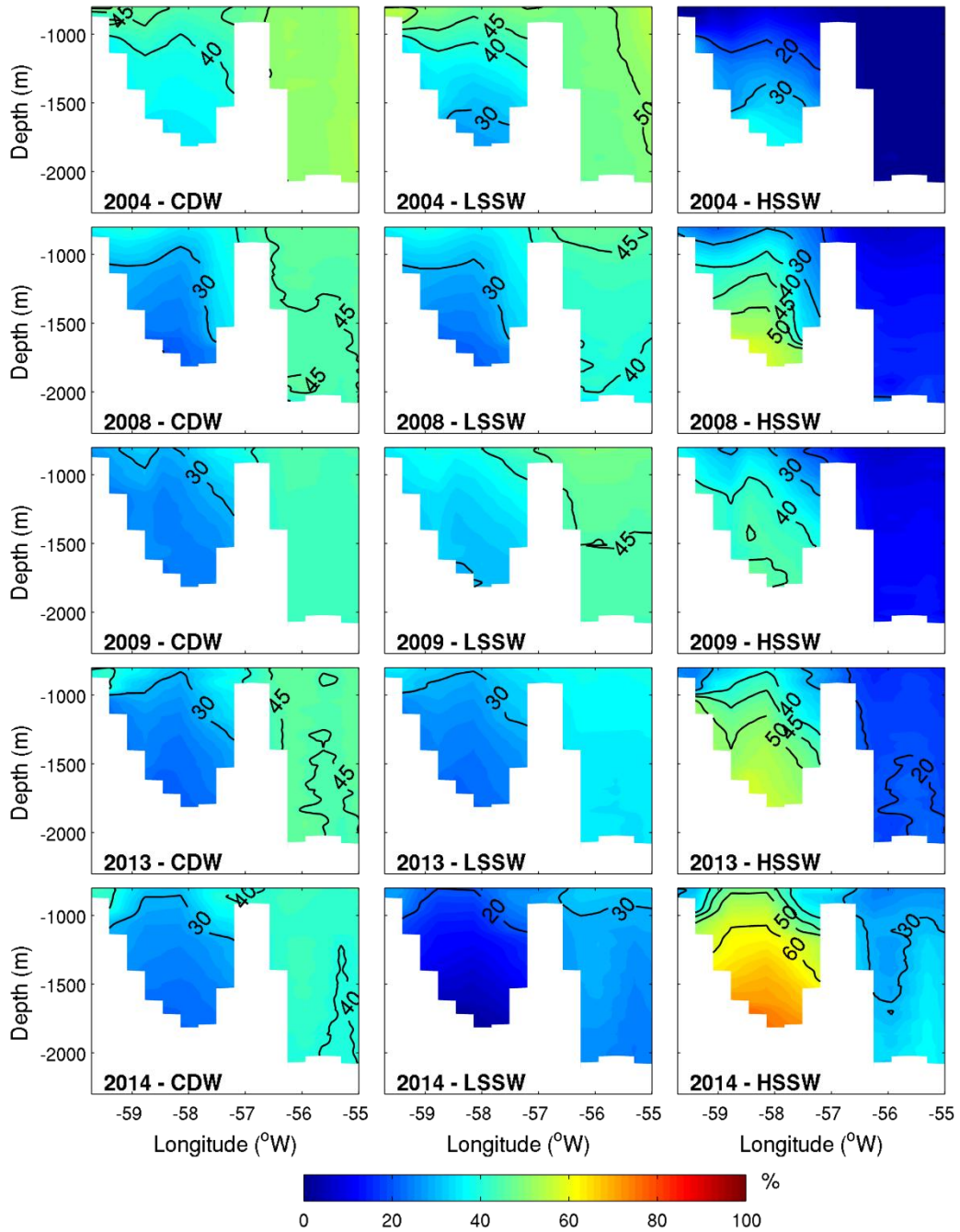


Figure S6. Total contribution of Circumpolar Deep Water (CDW), Low Salinity Shelf Water (LSSW) and High Salinity Shelf Water (HSSW) to the mixture of the Central and Eastern Basins of the Bransfield Strait. Only those years when dissolved oxygen was measured are shown.

4. SUMÁRIO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O oeste da Península Antártica é uma região considerada como *hotspot* climático, pois vem apresentando tendências expressivas de aquecimento superficial tanto atmosférico quanto oceânico. O Estreito de Bransfield, localizado na extremidade da Península Antártica, possui destaque por ser uma das regiões mais densamente amostradas dessa área. Além disso, a complexidade oceanográfica do Estreito desperta o interesse da comunidade científica, pois massas de água de diferentes localidades influenciam nas características termohalinas da região e, juntamente com a descarga continental de degelo, propiciam altas taxas de produtividade biológica. Feições topográficas no fundo oceânico favorecem o isolamento de águas densas dentro das três bacias que compõem o Estreito de Bransfield, sendo possível estudar a variabilidade temporal de longo período dessas massas de água. Estima-se que as águas de plataforma do mar de Weddell sejam as principais contribuidoras das águas de fundo do Estreito de Bransfield. Assim, o Estreito de Bransfield possui papel relevante para a investigação de variabilidade e tendência das águas de plataforma do mar de Weddell, pois pode ser utilizado como região *proxy* para estudar estas massas de água que são consideradas como precursoras da AABW.

Neste estudo, foram utilizados diferentes bancos de dados para construir uma série temporal de alta resolução temporal e espacial, compreendendo o período de 1960–2014. Diferentes bacias (Oeste, Central e Leste) bem como diferentes estratos de profundidades (superficial, intermediário e profundo) foram investigados a fim de responder questões ainda em aberto acerca das variabilidades e tendências das massas de água que compõem o Estreito de Bransfield. Estudos pretéritos mostraram que as águas profundas do Estreito de

Bransfield apresentaram uma diminuição da salinidade, enquanto as tendências de temperatura variaram entre aquecimento ou resfriamento conforme a escala temporal usada. Todos os estudos sobre variabilidade temporal no Estreito de Bransfield fizeram uso de séries hidrográficas curtas e/ou esparsas ou focaram em apenas uma massa de água específica. Assim, o presente estudo contribuiu a fim de responder se as variações temporais são comuns entre todas as bacias ou, ainda, entre todas as profundidades.

Em longas escalas temporais, a camada superficial da Bacia Oeste e da Bacia Central apresentaram um aumento de temperatura e de salinidade, embora não foram resultados significativos estatisticamente. Estes padrões podem estar associado às intrusões de mCDW ou aos fluxos provenientes do mar de Bellingshausen. *Schmidtke et al.* [2014] reportaram que intrusões de CDW nos mares de Bellingshausen e de Amundsen contribuíram para o aquecimento e aumento da salinidade da região. Além disso, é possível que a continuidade da tendência positiva do SAM possa contribuir para aumentar as intrusões de CDW sobre as plataformas continentais antárticas. Os efeitos do SAM e do El Niño-Oscilação Sul podem, ainda, dificultar a entrada de águas superficiais mais frias do mar de Weddell pela intensificação do Giro de Weddell, e aumentar a entrada de águas oceânicas do oceano Pacífico devido a aproximação da frente e da borda da ACC ao Estreito de Bransfield.

Por outro lado, as camadas intermediárias e profundas das três bacias apresentaram tendências de diminuição da temperatura potencial, da salinidade e da densidade neutra, sendo estatisticamente significativas na maioria dos parâmetros. Tendências semelhantes foram encontradas para as águas de plataforma do mar de Weddell em diferentes trabalhos, o que indica que estas águas de plataforma foram as principais causas para as variações temporais encontradas dentro do Estreito de Bransfield. Além do mais, o padrão de circulação favorece a entrada dessas águas, levando consigo o sinal das mudanças temporais em plataforma (Fig. 10). Dados os eventos de perdas de plataformas de gelo ao redor da Península Antártica, seria de se esperar que este sinal fosse propagado para as bacias profundas do Estreito de Bransfield.

Neste contexto, o Estreito de Bransfield é outra região que mostra os sinais de diminuição da salinidade provenientes de águas do mar de Weddell (Fig. 10). Como não houve mudanças significativas de oxigênio dissolvido na Bacia Central, é provável que as mudanças observadas sejam decorrentes de variações das propriedades das massas de água fonte, e não nas taxas de sua produção.

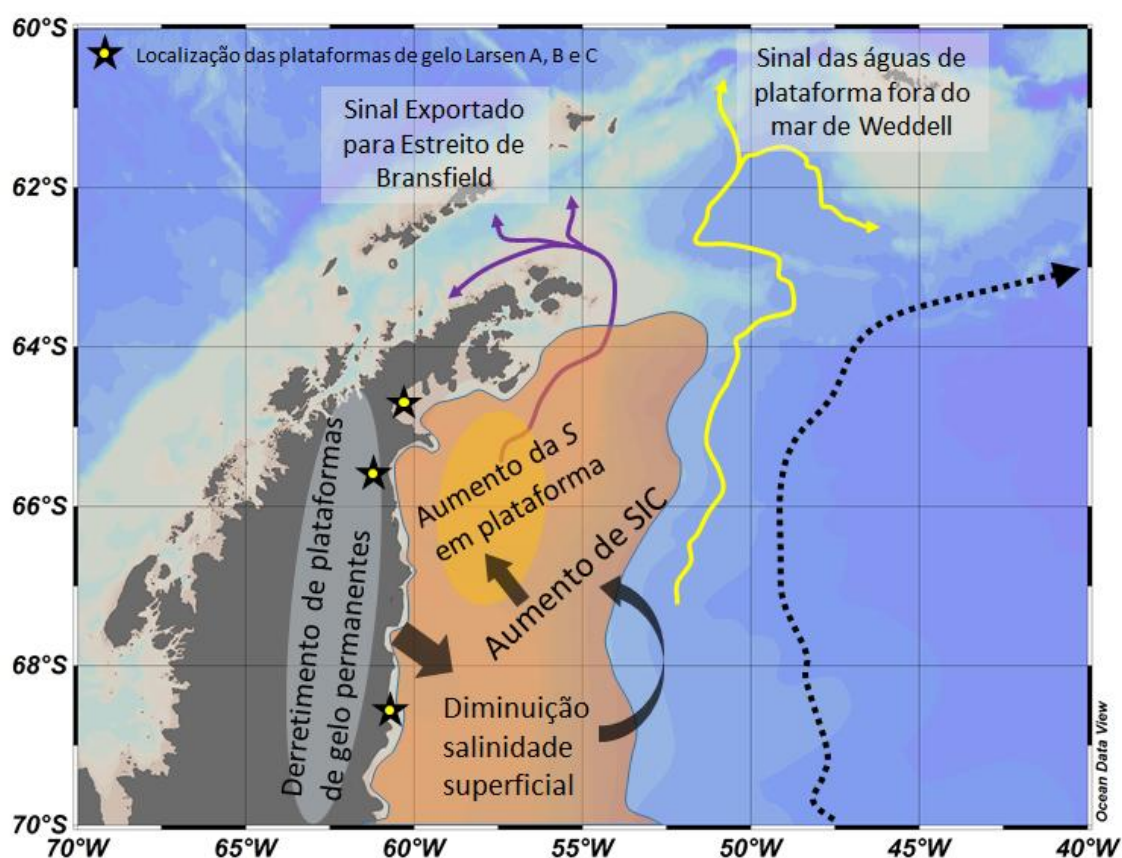


Figura 10. Resumo esquemático dos processos responsáveis pela caracterização das águas de fundo do Estreito de Bransfield. Linhas e setas azuis representam o fluxo de entrada no Estreito de Bransfield pelo mar de Weddell. As linhas e setas amarelas representam as Frentes de Talude e de Weddell, enquanto que a linha pontilhada é referente ao Giro de Weddell. As estrelas representam as localizações das Plataformas de gelo Larsen A, B e C, de norte a sul, respectivamente.

Tanto a camada intermediária quanto a camada profunda mostraram um sinal claro de reversão da salinidade após o ano de 2009 na Bacia Central e na Bacia Leste. Os resultados do OMP mostraram que o aumento da S foi causado por um aumento de cerca de 30% da contribuição da HSSW nas duas bacias. O

aumento da contribuição de HSSW pode ser explicado pelo aumento de SIC na região noroeste do mar de Weddell entre os anos de 2009 a 2014, juntamente com uma mudança nos padrões de ventos durante o mesmo período. Resumidamente, o derretimento de gelo continental é responsável pelo aumento do fluxo de água doce para a superfície oceânica da plataforma continental do noroeste do mar de Weddell, o qual por sua vez, possui uma diminuição da salinidade neste estrato. Menores valores de salinidade propiciam o aumento da temperatura de congelamento da água, facilitando a formação de gelo marinho. Com o aumento da formação de gelo marinho, maiores concentrações de salmoura (*Brine*) são liberados para a água subsuperficial de plataforma, a qual, por sua vez, é exportada mais facilmente para o Estreito de Bransfield após deixarem as regiões costeiras devido à mudança do padrão de vento (Fig. 9 – Pág. 44). Dentro do Estreito, tais águas afundam para as bacias Central e Leste. Por outro lado, a Frente de Talude impede que o sinal das águas de plataformas atinja o interior do mar de Weddell e, assim, seu sinal é visto apenas fora deste mar regional (e.g., Fig. 8 – Pág. 42). Os dados satelitais de SIC revelaram que as áreas das antigas Larsen A e B podem ser regiões de aumento de salinidade da água de plataforma devido à formação de mais gelo marinho decorrente da abertura de novas áreas para a formação de gelo entre 2009 e 2014 (Fig. 9 – Pág. 44).

Apesar de não ser possível prever por quanto tempo irá durar o aumento de salinidade das águas de plataforma, nos últimos seis anos de amostragem tal processo foi tão intenso que as águas de fundo da Bacia Central em 2014 tiveram valores semelhantes aos do ano 1990, após 25 anos observados de diminuição de salinidade. Por outro lado, não existem indícios de diminuição da camada de gelo marinho no noroeste do mar de Weddell, o que talvez indique que nos próximos anos persista este aumento de salinidade nas águas de plataforma do noroeste do mar de Weddell.

A salinização das águas densas foi reportado primariamente no Estreito de Bransfield, entretanto são necessários conduzir mais esforços para averiguar se este sinal de aumento de salinidade das águas de plataforma está sendo

evidenciado nas águas profundas do mar de Weddell, ou se é apenas um fenômeno de caráter local. Além do mais, é possível que em outros mares regionais do oceano Austral esteja ocorrendo um processo de aumento de salinidade semelhante ao reportado no Estreito de Bransfield, pois as extensões do gelo marinho ao redor da Antártica são crescentes [*Parkinson e Cavalieri, 2012*]. Todavia, como o aumento de salinidade em águas de plataforma vai afetar as taxas de produção ou as características da AABW ainda é uma questão em aberto.

PRODUÇÃO ASSOCIADA À DISSERTAÇÃO (2013–2015)

Artigos científicos:

Dotto, T. S., R. Kerr, M. M. Mata, M. Azaneu, I. Wainer, E. Fahrbach, & G. Rohardt (2014), Assessment of the structure and variability of Weddell Sea water masses in distinct ocean reanalysis products, *Ocean Science*, 10, 523-546, doi: 10.5194/os-10-523-2014.

Dotto, T. S., R. Kerr, M. M. Mata, & C. A. E. Garcia (Submetido para *Geophysical Research Letters*), Freshening reversal in the deep waters of the Bransfield Strait, Antarctica.

Apresentação de trabalho em congressos científicos:

Dotto, T. S., R. Kerr, M. M. Mata, M. Azaneu, & I. Wainer (2013), Avaliação da estrutura e da variabilidade das massas de água do mar de Weddell em diferentes produtos de reanálises oceânicas, *II Encontro do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera*, 15 a 19 de Outubro, Bento Gonçalves, Brasil.

Dotto, T. S., R. Kerr, & M. M. Mata (2014), Interannual changes in the Bransfield Strait water masses, *XXXIII SCAR Biennial Meetings & Open Science Conference*, 25 a 28 de Agosto, Auckland, Nova Zelândia.

Dotto, T. S., R. Kerr, & M. M. Mata (2014), Interannual changes in the Bransfield Strait water masses, *Workshop on South Atlantic Circulation Variability and change: integrating models and observations*, 01 a 05 de Dezembro, Buenos Aires, Argentina.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arndt, J. E., H. W. Schenke, M. Jakobsson, F. O. Nitsche, G. Buys, B. Goleby, M. Rebesco, F. Bohoyo, J. Hong, J. Black, R. Greku, G. Udintsev, F. Barrios, W. Reynoso-Peralta, M. Taisei and R. Wigley (2013), The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean (IBCSO) Version 1.0 – A new bathymetric compilation covering circum-Antarctic waters, *Geophysical Research Letters*, 40, 3111–3117, doi: 10.1002/grl.50413.
- Azaneu, M., R. Kerr, M. M. Mata, and C. A. E. Garcia (2013), Trends in the deep Southern Ocean (1958–2010): Implications for Antarctic Bottom Water properties and volume export. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 1–15, doi: 10.1002/jgrc.20303.
- Boyer, T. P., J. I. Antonov, O. K. Baranova, C. Coleman, H. E. Garcia, A. Grodsky, D. R. Johnson, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, T. D. O'Brien, C. R. Paver, J. R. Reagan, D. Seidov, I. V. Smolyar, and M. M. Zweng, (2013), *World Ocean Database 2013*. Sydney Levitus, Ed.; Alexey Mishonov, Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 72, 209 pp.
- Cavalieri, D., C. Parkinson, P. Gloersen, and H. J. Zwally (1996), updated 2014. *Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, 1978–2013*. Boulder, Colorado USA: NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center.
- Clowes, A. J. (1934), Hydrology of the Bransfield Strait, *Discovery Reports*, 9, 1–64.
- Cook, A. J., A. J. Fox, D. G. Vaughan and J. G. Ferrigno (2005), Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century, *Science*, 308, 541-544, doi: 10.1126/science.1104235.
- de Lavergne, C., J. B. Palter, E. D. Galbraith, R. Bernardello and I. Marinov (2014), Cessation of deep convection in the open Southern Ocean under anthropogenic climate change, *Nature Climate Change*, 4, 278–282, doi: 10.1038/nclimate2132.

- Dee D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut and F. Vitart (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597, doi: 10.1002/qj.828.
- Duarte, V. da S., (2006), Estrutura e variabilidade interanual das massas de água no Estreito de Bransfield (Antártica) durante os verões austrais de 2003 e 2004, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, <http://hdl.handle.net/10183/10090>.
- Ducklow, H. W., K. Baker, D. C. Martinson, L. B. Quetin, R. M. Ross, R. C. Smith, S. E. Stammerjohn, M. Vernet, W. Fraser (2007), Marine pelagic ecosystems: the West Antarctic Peninsula, *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 362, 67–94, doi: 10.1098/rstb.2006.1955.
- Durack, P. J., S. E. Wijffels and R. J. Matear (2012), Ocean Salinities Reveal Strong Global Water Cycle Intensification During 1950 to 2000, *Science*, 335, 455-458, doi: 10.1126/science.1212222.
- Garcia, C. A. E., and M. M. Mata (2005), Deep and bottom water variability in the central basin of Bransfield Strait (Antarctica) over the 1980–2005 period, *CLIVAR Exchanges*, 10(4), 48–50.
- García, M. A., O. López, J. Sospedra, M. Espino, V. Grácia, G. Morrison, P. Rojas, J. Figa, J. Puigdefàbregas and A. S.-Arcilla (1994), Mesoscale variability in the Bransfield Strait region (Antarctica) during Austral summer, *Annales Geophysicae*, 12 (9), 856–867.
- García, M. A., C. G. Castro, A. F. Ríos, M. D. Doval, G. Rosón, D. Gomis, and O. López (2002), Water masses and distribution of physico-chemical properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral summer 1995/96, *Deep-Sea Research II*, 49, 585–602, doi: 10.1016/S0967-0645(01)00113-8.
- Gonçalves-Araujo, R., M. S. de Souza, V. M. Tavano, and C. A. E. Garcia (2015), Influence of oceanographic features on spatial and interannual variability of phytoplankton in the Bransfield Strait, Antarctica, *Journal of Marine Systems*, 142, 1–15, doi: 10.1016/j.jmarsys.2014.09.007.

- Gomis, D., M. A. García, O. López, and A. Pascual (2002), Quasi-geostrophic 3D circulation and mass transport in the western sector of the South Shetland Islands, *Deep-Sea Research II*, 49, 603–621.
- Gordon, A. L., and W. D. Nowlin Jr. (1978), The basin waters of the Bransfield Strait, *Journal of Physical Oceanography*, 8, 258–264, doi: 10.1175/1520-0485(1978)008<0258:TBWOTB>2.0.CO;2.
- Gordon, A. L., M. Mensch, D. Zhaoqian, W. M. Smethie, and J. de Bettencourt (2000), Deep and bottom water of the Bransfield Strait eastern and central basins, *Journal of Geophysical Research*, 105, 11,337–11,346, doi: 2007GL030340/2000JC900030.
- Hellmer, H. H., O. Huhn, D. Gomis, and R. Timmermann (2011), On the freshening of the northwestern Weddell Sea continental shelf, *Ocean Science*, 7, 305–316, doi: 10.5194/os-7-305-2011.
- Heywood, K. J., A. C. Naveira Garabato, D. P. Stevens, and R. D. Muench (2004) On the fate of the Antarctic Slope Front and the origin of the Weddell Front, *Journal of Geophysical Research*, 109, (C6), C06021, doi: 10.1029/2003JC002053.
- Hofmann, E. E, J. M. Klinck, C. M. Lascara, and D. A. Smith (1996), Water mass distribution and circulation west of the Antarctic Peninsula and including Bransfield Basin, *Foundations for Ecological Research West of the Antarctic Peninsula*, Antarctic Research Series, Vol. 70, 61–800.
- Huhn, O., H. H. Hellmer, M. Rhein, C. Rodehacke, W. Roether, M. Schodlok, and M. Schröder (2008), Evidence of deep- and bottom-water formation in the western Weddell Sea, *Deep Sea Research II*, 55 (8), 1098-1116, doi: 10.1016/j.dsr2.2007.12.015.
- Jackett, D. R., and T. J. McDougall (1997), A neutral density variable for the world's ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 27(2), 237–263, doi: 10.1175/1520-0485(1997)027<0237:ANDVFT>2.0.CO;2.
- Jacobs, S. S., and C. F. Giulivi (2010), Large Multidecadal Salinity Trends near the Pacific–Antarctic Continental Margin, *Journal of Climate*, 23, 4508–4524, doi: 10.1175/2010JCLI3284.1.
- Jullion, L., A. Naveira Garabato, M. Meredith, P. Holland, P. Courtois, and B. King (2013), Decadal freshening of the Antarctic Bottom Water exported from the Weddell Sea, *Journal of Climate*, 26, 8111–8125, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00765.1.

- Johnson, G. C., K. E. McTaggart, and R. Wanninkhof (2014), Antarctic Bottom Water temperature changes in the western South Atlantic from 1989 to 2014, *Journal of Geophysical Research Oceans*, 119, 8567–8577, doi: 10.1002/2014JC010367.
- Kerr, R., M. M. Mata, and C. A. E. Garcia (2009), On the temporal variability of the Weddell Sea Deep Water masses, *Antarctic Science* 21(4), 383–400, doi: 10.1017/S0954102009001990.
- Katsumata, K., Nakano, H. and Kumamoto, Y. (2014), Dissolved oxygen change and freshening of Antarctic Bottom water along 621S in the Australian-Antarctic Basin between 1995/1996 and 2012/2013. *Deep-Sea Research II*, doi: 10.1016/j.dsr2.2014.05.016.
- Kouketsu, S., et al. (2011), Deep ocean heat content changes estimated from observation and reanalysis product and their influence on sea level change, *Journal of Geophysical Research*, 116, C03012, doi: 10.1029/2010JC006464.
- Kwok, R., and J. C. Comiso, (2002) Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 29(14), doi: 10.1029/2002GL015415.
- López, O., M.A. García, D. Gomis, P. Rojas, J. Sospedra, A. Sánchez-Arcilla (1999), Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the Bransfield Strait (Antarctica), *Deep-Sea Research I*, 46 (10), 1755–1778, doi: 10.1016/S0967-0637(99)00017-5.
- Mendes, C. R. B., V. M. Tavano, M. C. Leal, M. S. de Souza, V. Brotas, and C. A. E. Garcia (2013), Shifts in the dominance between diatoms and cryptophytes during three late summers in the Bransfield Strait (Antarctic Peninsula), *Polar Biology*, 36 (4), 537–547, doi: 10.1007/s00300-012-1282-4.
- Meredith, M. P., and J. C. King (2005), Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century, *Geophysical Research Letters*, 32, L19604, doi: 2007GL030340/2005GL024042.
- Montes-Hugo, M., S. C. Doney, H. W. Ducklow, W. Fraser, D. Martinson, S. E. Stammerjohn, O. Schofield (2009), Recent Changes in Phytoplankton Communities Associated with Rapid Regional Climate Change Along the Western Antarctic Peninsula, *Science*, 323, 1470-1473, doi: 10.1126/science.1164533.

- Nicholls, K. W., S. Østerhus, K. Makinson, T. Gammelsrod, and E. Fahrbach (2009), Ice-ocean processes over the continental shelf of the southern Weddell Sea, Antarctica: A review, *Reviews of Geophysical*, 47, RG3003, doi: 10.1029/2007RG000250.
- Niiler, P. P., A. Amos, and J.-H. Hu, (1991), Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region. *Deep-Sea Research*, 38, 943–959, doi: 10.1016/0198-0149(91)90091-S.
- Orr, A., D. Cresswell, G. J. Marshall, J. C. R. Hunt, J. Sommeria, C. G. Wang, and M. Light (2004), A ‘low-level’ explanation for the recent large warming trend over the western Antarctic Peninsula involving blocked winds and changes in zonal circulation, *Geophysical Research Letters*, 31, L06204, doi: 10.1029/2003GL019160.
- Orsi, A. H., G. C. Johnson, and J. L. Bullister (1999), Circulation, mixing and production of Antarctic Bottom Water, *Progress in Oceanography*, 43, 55–109, doi: 10.1016/S0079-6611(99)00004-X.
- Parkinson, C. L., and D. J. Cavalieri (2012), Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010, *The Cryosphere*, 6, 871–880, doi: 10.5194/tc-6-871-2012.
- Purkey, S. G., and G. C. Johnson, (2013), Antarctic Bottom Water Warming and Freshening: Contributions to Sea Level Rise, Ocean Freshwater Budgets, and Global Heat Gain, *Journal of Climate*, 26, 6105–6122, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00834.1.
- Rignot E., S. Jacobs, J. Mouginot, B. Scheuchl (2013), Ice-Shelf Melting Around Antarctica, *Science*, 341, 266–270, doi: 10.1126/science.1235798.
- Rintoul, S. R. (2007), Rapid freshening of Antarctic Bottom Water formed in the Indian and Pacific oceans, *Geophysical Research Letters*, 34, L06606, doi: 10.1029/2007GL030340/2006GL028550
- Rye, C. D., A. C. Naveira Garabato, P. R. Holland, M. P. Meredith, A. J. G. Nurser, C. W. Hughes, A. C. Coward and D. J. Webb (2014), Rapid sea-level rise along the Antarctic margins in response to increased glacial discharge, *Nature Geoscience*, 7, 732–735, doi: 10.1038/ngeo2230
- Sangrà P., C. Gordo, M. Hernández-Arencibia, A. Marrero-Díaz, A. Rodríguez-Santana, A. Stegner, A. Martínez-Marrero, J. L. Pelegrí, and T. Pichon (2011), The Bransfield Current System, *Deep-Sea Research I*, 58, 390-402. doi: 10.1016/j.dsr.2011.01.011.

- Savidge, D. K., and J. A. Amft (2009), Circulation on the West Antarctic Peninsula derived from 6 years of shipboard ADCP transects, *Deep-Sea Research I*, 56, 1633–1655, doi: 10.1016/j.dsr.2009.05.011.
- Schmidtko, S., K. J. Heywood, A. F. Thompson, and S. Aoki (2014), Multidecadal warming of Antarctic waters. *Science*, 346, 1227–1231, doi: 10.1126/science.1256117
- Thompson, A. F., K. J. Heywood, S. E. Thorpe, A. H. H. Renner, and A. Trasviña (2009), Surface Circulation at the Tip of the Antarctic Peninsula from Drifters, *Journal of Physical Oceanography*, 39, 3–26, doi: 10.1175/2008JPO3995.1.
- Thompson, D. W. J., and S. Solomon (2002), Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change, *Science*, 296, 895-899, doi: 10.1126/science.1069270.
- Tomczak, M., and D. G. B. Large (1989), Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 94(C11), 16141–16149, doi: 10.1029/JC094iC11p16141.
- Tokarczyk, R., (1987), Classification of water masses in the Bransfield Strait and southern part of the Drake Passage using a method of statistical multidimensional analysis, *Polish Polar Research*, 8(4), 333-366.
- Turner, J., S. R. Colwell, G. J. Marshall, T. A. Lachlan-Cope, A. M. Carleton, P. D. Jones, V. Lagun, P. A. Reid, and S. Iagovkina (2005), Antarctic climate change during the last 50 years, *International Journal of Climatology*, 25, 279–294, doi: 10.1002/joc.1130.
- Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. C. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, P. R. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. V. D. Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen, (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961–3012, doi: 10.1256/qj.04.176.
- van Caspel, M., M. Schröder, O. Huhn, H.H. Hellmer (2015), Precursors of Antarctic Bottom Water formed on the continental shelf off Larsen Ice Shelf, *Deep Sea Research I*, doi: 10.1016/j.dsr.2015.01.004.

- Vaughan, D. G., and C. S. M. Doake (1996), Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula, *Nature*, 379, 328-331, doi: 10.1038/379328a0.
- Vaughan, D. G., G. J. Marshall, W. M. Connolley, C. Parkinson, R. Mulvaney, D. A. Hodgson, J. C. King, C. J. Pudsey, J. Turner (2003), Recent Rapid Regional Climate Warming on the Antarctic Peninsula, *Climatic Change*, 60 (3), 243-274, doi: 10.1023/A:1026021217991.
- von Gyldenfeldt, A.-B., E. Fahrbach, M. García, and M. Schröder (2002), Flow variability at the tip of the Antarctic Peninsula, *Deep-Sea Research II*, 49, 4743–4766, doi: 10.1016/S0967-0645(02)00157-1.
- Wilson, T., G. P. Klinkhammer, and C. S. Chin (1999), Hydrography within the Central and East Basins of the Bransfield Strait, Antarctica, *Journal of Physical Oceanography*, 29, 465–479.
- Zhou, M., W. Nordhausen and M. E. Huntley, (1994), ADCP measurements of the distribution and abundance of euphausiids near the Antarctic Peninsula in Winter. *Deep-Sea Research I* 41, 1425–1445, doi: 10.1016/0967-0637(94)90106-6.
- Zhou, M., P. P. Niiler, Y. Zhu and R. D. Dorland (2006), The western boundary current in the Bransfield Strait, Antarctica, 53(7), 1244–1252, doi: 10.1016/j.dsr.2006.04.003.